

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



TESIS

**“ANÁLISIS PETROLÓGICO DE LAS ROCAS SUBVOLCÁNICAS DE
LA SIERRA DE SAN CARLOS, TAMAULIPAS”**

PRESENTA

LUIS ALEJANDRO ELIZONDO PACHECO

**COMO REQUISITO PARCIAL PARA OBTENER EL
GRADO DE MAESTRÍA EN CIENCIAS GEOLÓGICAS**

OCTUBRE, 2019



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



LA TESIS

**“ANÁLISIS PETROLÓGICO DE LAS ROCAS SUBVOLCÁNICAS DE
LA SIERRA DE SAN CARLOS, TAMAULIPAS”**

PRESENTA

LUIS ALEJANDRO ELIZONDO PACHECO

**HA SIDO ACEPTADA COMO REQUISITO PARCIAL PARA OPTAR AL GRADO
ACADÉMICO DE**

MAESTRÍA EN CIENCIAS GEOLÓGICAS

Vo. Bo.

DIRECTOR DE TESIS

DR. JUAN ALONSO RAMÍREZ FERNÁNDEZ



UNIVERSIDAD AUTÓNOMA DE NUEVO LEÓN
FACULTAD DE CIENCIAS DE LA TIERRA



La Tesis

**“ANÁLISIS PETROLÓGICO DE LAS ROCAS SUBVOLCÁNICAS DE
LA SIERRA DE SAN CARLOS, TAMAULIPAS”**

PRESENTA

LUIS ALEJANDRO ELIZONDO PACHECO

HA SIDO ACEPTADA COMO REQUISITO PARCIAL PARA OPTAR AL GRADO
ACADÉMICO DE

MAESTRÍA EN CIENCIAS GEOLÓGICAS

Vo. Bo.
COMITÉ DE TITULACIÓN

DR. JUAN ALONSO RAMÍREZ FERNÁNDEZ
DIRECTOR DE TESIS

DR. FERNANDO VELASCO TAPIA
CO – DIRECTOR

DR. RENEÉ GONZÁLEZ GUZMÁN
CO – DIRECTOR

LINARES, NUEVO LEÓN, MÉXICO

OCTUBRE 2019

Tectonic theorizing is a heady wine which, especially if it is spiked with some well-chosen numbers, tends to be habit-forming; the addict prefers to have both his feet off the ground and never permits discordant facts to limit the sweep of his generalizations.

Mackin (1965)

AGRADECIMIENTOS

En primer lugar, necesito agradecer de manera especial a mi madre y hermanos por su infinita comprensión y apoyo durante todo este tiempo.

Agradezco a mi asesor y co-asesores de tesis el Dr. Juan Alonso Ramírez Fernández, el Dr. Fernando Velasco Tapia y el Dr. Reneé González Guzmán por depositar su confianza en mí para la realización de este trabajo de investigación. Gracias por todos los conocimientos transmitidos durante este periodo.

De manera particular agradezco a la Dra. Cristina De Ignacio San José de la Universidad Complutense de Madrid por el apoyo brindado en la obtención de datos de química mineral. Así mismo, por su valiosa revisión y comentarios en el Capítulo de Mineraloquímica los cuales sin duda alguna lo mejoraron enormemente.

Agradezco al CONACyT por la beca otorgada durante mis estudios de posgrado.

De igual manera, agradezco a todos los profesores que me brindaron sus conocimientos durante estos últimos cuatro semestres. Sin duda alguna contribuyeron en gran medida a mi crecimiento académico.

También agradezco a las personas que me ayudaron durante mis campañas de campo. Estoy seguro de que durante esos días aprendimos muchas cosas juntos.

Agradezco mucho a Antonio Chávez y a su familia del ejido Boca de Álamos quienes, a pesar de no conocernos, nos abrieron las puertas de su hogar durante una semana de trabajo de campo. Se agradece también su asistencia en campo y las pláticas que parecían no tener fin.

Agradezco al M.C Efraín Alva Niño por siempre facilitar amablemente su laboratorio para la realización de nuestros intentos fallidos de separación de circones.

Agradezco a todos mis amigos y compañeros que estuvieron atentos sobre el avance de este trabajo y que afortunadamente para mí, consiguieron mejorarlo de alguna manera.

Por último, quiero agradecer de manera muy especial a mi novia Nallely Treviño que a pesar de que tan buena o mala haya sido la situación, estuvo firme apoyándome de incontables maneras.

ÍNDICE

	Página
ÍNDICE DE FIGURAS	I
ÍNDICE DE TABLAS	X
RESUMEN	XI
ABSTRACT	XIII
1. GENERALIDADES	1
1.1 Introducción	1
1.2 Características generales de las rocas alcalinas	3
1.3 Lamprófidos: Definición, clasificación, ocurrencia y origen	6
1.4 Localización del área de estudio	9
1.5 Trabajos previos	10
1.6 Justificación	12
1.7 Hipótesis	12
1.8 Objetivos	13
1.9 Metodología	13
2. MAGMATISMO EN EL NORESTE DE MÉXICO	15
2.1 Introducción	15
2.2 Arco Pérmico-Triásico	16
2.3 Arco Nazas (Jurásico Inferior-Jurásico Superior)	19
2.4 Magmatismo intraplaca del Jurásico Superior (Cuenca de la Popa)	21
2.5 Depósitos de cenizas alteradas del Cretácico Superior	24
2.6 Provincia Alcalina Oriental	24
2.6.1 Sierra Maderas del Carmen	31
2.6.2 Cinturón Candela-Monclova	32
2.6.3 Sierra Picachos	34
2.6.4 Sierra de San Carlos-Cruillas	35
2.6.5 Sierra de Tamaulipas	37
2.6.6 Planicie de Tampico	39
2.6.7 ¿Es la PMTP una extensión de la PAO?	40
3. GEOLOGÍA DE LA SIERRA DE SAN CARLOS	44
3.1 Sierra de San Carlos	44
3.2 Enjambre de diques y sills	50
3.1.1 Diques	50
3.1.2 Sills	53
3.1.3 Muestreo	54

4. PETROGRAFÍA	59
4.1 Introducción	59
4.2 Lamprófidos con micas	59
4.2.1 Muestra CD3 - Monchiquita	59
4.2.2 Muestra MMD - Sannaita	62
4.2.3 Muestra BAD1 - Monchiquita	64
4.3 Lamprófidos con anfíbol	64
4.3.1 Muestra M-MED1 - Sannaita	64
4.3.2 Muestra SLZ4 - Monchiquita	66
4.3.3 Muestra ACDL1 - Monchiquita	68
4.3.4 Muestra BAD7 - Sannaita	68
4.3.3 Muestra BAD6 - Sannaita	70
4.4 Xenolitos	71
4.4.1 Muestra XMON1 - Granito	71
4.4.2 Muestra XMON2 - Sienita de feldespatos alcalinos con	72
4.4.3 Muestra BAX1 - Ijolita	73
4.5 Sienitas	74
4.5.1 Muestras CD1, CD2 y CD4	74
4.5.2 Muestra EPD1	75
4.6 Gabro	77
4.6.1 Muestra EPD5	77
4.7 Sienitas foidíticas	78
4.7.1 Muestra SLZ5	78
4.7.2 Muestra BAD5	79
4.8 Monzonita	81
4.8.1 Muestra EPS1	81
5. MINERALOQUÍMICA	83
5.1 Introducción	83
5.2 Clinopiroxenos	83
5.3 Anfíboles	89
5.4 Micas	94
5.5 Feldespatos	94
5.6 Olivinos	96
5.7 Óxidos	97
5.8 Otras fases	100
6. GEOQUÍMICA	101
6.1 Introducción	101
6.2 Diagramas de clasificación	101
6.3 Diagramas bivariados	105
6.4 Diagramas REE	109
6.4.1 Rocas básicas y ultrabásicas	109
6.4.2 Rocas intermedias	111
6.4.3 Rocas ácidas	112

6.5	Diagramas multielementos	113
	6.5.1 Rocas básicas y ultrabásicas	113
	6.5.2 Rocas intermedias	114
	6.5.3 Rocas ácidas	117
6.6	Diagramas tectonomagmáticos	118
	6.6.1 Rocas básicas y ultrabásicas	118
	6.6.2 Rocas intermedias	118
	6.6.3 Rocas ácidas	123
6.7	Modelado de fusión parcial	123
7.	DISCUSIÓN	127
8.	CONCLUSIONES	140
	BIBLIOGRAFÍA	142
	ANEXOS	166

ÍNDICE DE FIGURAS

		Página
FIGURA 1.1	Clasificación de lamprófidos en base a su mineralogía. a) Clasificación de Streckeisen (1979) modificada por Le Maitre <i>et al.</i> (2002). b) Tipos de lamprófidos ultramáficos introducidos por Tappe <i>et al.</i> (2005). Or = feldespato alcalino; pl = plagioclasa; feld = feldespato; foid = feldespatoide. En el caso de los lamprófidos ultramáficos, el olivino y flogopita figuran en todos los tipos y pueden ocurrir granates ricos en Ti. Grdm = Matrix; M = constituyente mayor; m = constituyente menor; N = necesario; N* = necesaria la presencia de una sola fase; - = ausente.	7
FIGURA 1.2	Modelo digital de elevación de la Sierra de San Carlos (Datos tomados del INEGI, 2018).	9
FIGURA 2.1	Distribución del arco Permo-Triásico y del arco Nazas en México (Modificado de Sarmiento-Villagrana <i>et al.</i> , 2016). FSA: Falla de San Andrés; MMS: Megacizalla Mojave-Sonara. Los números entre paréntesis pertenecen a las citas en el texto original.	17
FIGURA 2.2	Complejos magmáticos que conforman la Provincia Alcalina Oriental (PAO). Nótese la posible extensión hacia el noroeste con la provincia magmática de Trans-Pecos. PMTP: Provincia magmática de Trans-Pecos; SMC: Sierra Maderas del Carmen; CCM: Cinturón Candela-Monclova; SP: Sierra de Picachos; SSCC: Sierra de San Carlos-Cruillas; ST: Sierra de Tamaulipas; PT: Planicie de Tampico; SMO: Sierra Madre Oriental; FVTM: Faja Volcánica Transmexicana. Las provincias Sierra Madre Occidental y la Faja Volcánica Transmexicana fueron tomadas de Ferrari <i>et al.</i> (2017) y de Gómez-Tuena <i>et al.</i> (2016), respectivamente. La PMTP fue tomada de Barker, (1977), la SMC de las cartas H13-D38, H13-D39, H14-C31 y H14-C41 del Servicio Geológico Mexicano, el CCM y la SP de Chávez-Cabello (2005), la SSCC de Rodríguez-Saavedra (2003), la ST de Ramírez-Fernández (1996) y la PT de Viera-Décida (2006).	26
FIGURA 2.3	Clasificación y carácter de las rocas plutónicas, subvolcánicas y volcánicas de la PAO. El diagrama para rocas plutónicas es de Middlemost (1994) y el de rocas subvolcánicas y volcánicas de Le Bas <i>et al.</i> (1986). Datos tomados de: Robin y Tournon (1978); Nick (1988); Morton-Bermea (1990); Elías-Herrera <i>et al.</i> (1991); Ramírez-Fernández (1996); Viera-Décida (1998); Rodríguez-Saavedra (2003); Chávez-Cabello (2005) y referencias ahí; Viera-Décida (2005); Treviño-Cázares (2006); Poliquin (2009); Rafael-Aguilera (2009); Mendoza-Vargas (2010); Elizondo-Pacheco (2017).	27
FIGURA 2.4	Composiciones y abundancia de las rocas peralcalinas dentro de la PAO. Relación molar de $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})/\text{Al}_2\text{O}_3 > 1$ de Marks y Markl (2017).	28
FIGURA 2.5	Distribución de rocas sobresaturadas (normativas en <i>q</i>) y subsaturadas (normativas en <i>ne</i>) en la Provincia Alcalina Oriental. <i>q</i> : cuarzo; <i>ne</i> : nefelina. Nombre de los complejos en Figura 2.2. Para referencias bibliográficas ir a Figura 2.3.	28
FIGURA 2.6	Distribución espacial y temporal del magmatismo presente en la Provincia Alcalina Oriental. Datos tomados de: Sewell (1968); Bloomfield y Cepeda-Dávila (1973); Cantagrel y Robin (1979); Camacho-Angulo (1993); Pérez (1994); Römer y Heinrich (1998); Iriondo <i>et al.</i> (2003); Iriondo <i>et al.</i> (2004); Chávez-Cabello (2005); Viera-Décida (2006); Molina-Garza <i>et al.</i> (2008); Poliquin (2009); Levresse <i>et al.</i> (2011).	29

FIGURA 2.7	Distribución de las rocas ígneas de la Sierra Maderas del Carmen y regiones adyacentes.	31
FIGURA 2.8	Distribución de los cuerpos que conforman al Cinturón Candela Monclova. 1. Reforma, 2. Soledad, 3. Cerro Mercado, 4. Marcelinos o Zarco, 5. San Lorenzo, 6. Pánuco I y Pánuco II, 7. Colorado, 8. Carrizal o Imán, Pico Candela, Cerro Boludo, Lobo Grande, Lobo Chico y Providencia, 9. Cerro Colorado, 10. La Iguana.	32
FIGURA 2.9	Distribución de las rocas ígneas de la Sierra de Picachos.	34
FIGURA 2.10	Distribución de las rocas ígneas del complejo Sierra de San Carlos-Cruillas.	36
FIGURA 2.11	Distribución de las rocas ígneas que conforman el complejo magmático Sierra de Tamaulipas.	38
FIGURA 2.12	Distribución de las rocas ígneas dentro de la Planicie de Tampico.	39
FIGURA 2.13	Mapa de distribución de rocas plutónicas (color negro) y volcánicas (color gris) de la provincia magmática de Trans-Pecos, Tx. (Tomada de Barker, 1977).	41
FIGURA 2.14	Períodos de magmatismo de la PMTP (Tomada de James y Henry, 1991).	42
FIGURA 3.1	Mapa geológico de la Sierra de San Carlos y de su periferia occidental. Modificado del mapa geológico de Nick (1988) y de la carta G14C69 del INEGI (1979) y SGM (2001). Referencias: 1 – Nick (1988); 2 – Rodríguez-Saavedra (2003); 3 – Mendoza-Vargas (2010); 4 – Elizondo-Pacheco (2017); 5 – Este trabajo. Aclaración: Todas las muestras de geoquímica tienen petrografía.	45
FIGURA 3.2	Litologías generales dentro de la Sierra de San Carlos. a) Vista panorámica de la Sierra de San Carlos tomada desde el ejido de Guadalupe, en Villagrán, Tamaulipas. b) Rocas monzodioríticas del sector norte cortadas por un dique de camptonita en el área de San José (Tomada de Elizondo-Pacheco, 2017). c) Cuerpo sienítico por diques máficos en el área de Carricitos (sector central). d) Cuerpo de gabro de olivino cortado por un dique sienítico sobre el arroyo Boca de Álamos (Muestra EPD1).	46
FIGURA 3.3	Características más destacadas de los diferentes plutones de la Sierra de San Carlos. a) Cuerpo de skarn conocido como “Piedra Imán” con minerales supergénicos de cobre en el área de San José. b) Enclaves máficos dentro de rocas sieníticas al fondo del arroyo Boca de Álamos. c) Contraste mineralógico dominado por minerales félsicos (parte inferior) y máficos (parte superior) dentro del cuerpo gabrítico aflorando en el área de Carricitos. d) Dique de sienítico cortando rocas gabríticas en el área de Carricitos (Muestra CD1).	47
FIGURA 3.4	Ejemplos de estructuras hipabisales que cortan a los plutones de la Sierra de San Carlos. a) Diques máficos cortando a un dique sienítico y a su vez, ambos cortando una masa de rocas gabríticas en la localidad de Rincón Murillo. b) Dique de sienita foidítica cortando rocas sieníticas en el arroyo Boca de Álamos. c) Dique de camptonita cortando rocas monzodioríticas en el área de San José. d) Sill sienítico de ~6 m de espesor emplazado en gabros bandeados en el arroyo Las Nueces (Muestra CS1).	48

FIGURA 3.5	Litologías presentes en la periferia de la Sierra de San Carlos. a) Corneanas cortadas por un dique máfico en el arroyo Boca de Álamos. b) Bloque de mármol con granate dentro de rocas gabróicas en el arroyo La Unión. c) Flujo fonotéfrico de la Mesa Morterios sobre una capa de suelo de ~1 m de espesor. d) Dique máfico cortando lutitas de la Fm. Méndez cerca del arroyo San Lázaro.	49
FIGURA 3.6	Características generales de los diques presentes en la periferia de la Sierra de San Carlos. a) Dique monzodiorítico con un margen de enfriamiento de ~15 cm y una <i>baked zone</i> de ~40 cm. Nótese las estructuras en capa de cebolla como producto de la meteorización esferoidal. b) Bloque de lutita no asimilada dentro de un dique máfico. c) Diferentes etapas de emplazamiento de un dique máfico. d) Coloraciones verdosas en un dique monzodiorítico debido a la alteración de la mineralogía primaria a clorita. 1 – centro del dique; 2 - margen de enfriamiento; y 3 - <i>baked zone</i> .	51
FIGURA 3.7	Ejemplos de las litologías que presentan los diques en la periferia de la Sierra de San Carlos. a) Dique monzodiorítico cerca del ejido Boca de Álamos. b) Dique sienítico cortando corneanas en el arroyo Boca de Álamos. c) Dique de sienita foidítica (Muestra BAD5). d) Dique de monchiquita (Muestra SLZ4). c) y d) se encuentran en la planicie del flanco occidental de la sierra.	52
FIGURA 3.8	Tipos de xenolitos dentro de lamprófidos. a) Xenolitos de composición sienítica y gabróica en una monchiquita de flogopita cerca del ejido Boca de Álamos. b) Xenolito de ijolita de ~15 cm (Muestra BAX1). c) Xenolitos feldespáticos en una monchiquita de anfíbol. d) Xenolito cuarzo-feldespático con biotita (Muestra XMON1). a) y b) pertenecen al dique BAD1, mientras que c) y d) al dique SLZ4.	52
FIGURA 3.9	Características generales de los sills presentes en la periferia de la Sierra de San Carlos a) Sill gabróico cerca del ejido La Majada sobre la carretera NL 22. b) Muestra de mano del sill en la imagen a). Nótese la abundancia de fenocristales de clinopiroxeno. c) <i>Baked zone</i> de ~1 m de espesor en un sill de composición máfica.	53
FIGURA 3.10	Fotografías de los lamprófidos muestreados para análisis geoquímicos de elementos mayores y traza. Para mayor información sobre estas muestras ir a la Tabla 3.1.	54
FIGURA 3.11	Litologías muestreadas para los análisis geoquímicos de elementos mayores y traza. a) y b) Diques sieníticos cortando rocas gabróicas en los arroyos Boca de Álamos y las Nueces, respectivamente. c) Dique gabróico cerca de la localidad de El Pescado. d) Dique de sienita foidítica con abundantes fenocristales de sanidino. e) Xenolito ijolítico rico con importantes cambios texturales encontrado dentro del dique BAD1, cerca del ejido Boca de Álamos. f) Xenolito granítico dentro del dique SLZ4 cerca del arroyo San Lázaro.	55
FIGURA 3.12	Muestras tomadas para el análisis mineraloquímico. a) Lamprófido SLZ4. b) Sienita foidítica SLZ5). Muestras MMED1 y MMD en Figura 3.11.	57
FIGURA 4.1	Diagrama de clasificación para rocas plutónicas de Streckeisen (1976) aplicado a las muestras utilizadas en este trabajo (excepto lamprófidos). 1a: Cuarzolita; 1b: Granitoide rico en cuarzo; 2: Granito de feldespato alcalino; 3a: Sienogranito; 3b: Monzogranito; 4: Granodiorita; 5: Tonalita; 6*: Cuarzosienita de feldespato alcalino; 7*: Cuarzosienita; 8*: Cuarzomonzonita; 9*: Cuarzomonzodiorita/Cuarzomonzogabro; 10*: Cuarzodiorita/Cuarzogabro/Cuarzoanortosita; 6: Sienita de feldespato alcalino; 7: Sienita; 8: Monzonita; 9: Monzodiorita/Monzogabro; 10: Diorita/Gabro/Anortosita; 6': Sienita de feldespato alcalino con feldespatooides; 7': Sienita con feldespatooides; 8': monzonita con feldespatooides; 9': Monzodiorita/Monzogabro con	60

feldespatoides; 10': Diorita/Gabro/Anortosita con feldespatoides; 11: Sienita foidítica; 12: Monzosienita foidítica; 13: Monzodiorita/Monzogabro foidítico; 14: Diorita/Gabro foidítico; 15: Foidolita.

- FIGURA 4.2** Fotomicrografías de la muestra CD3. a) Glomerocristal compuesto por clinopiroxenos zonados en una matriz isotrópica. Notar la estructura ocelli bordeada de biotitas señalada con la flecha. b) Fenocristal de biotita con un núcleo reabsorbido color café fuerte. c) Segregación de natrolita y calcita. d) Segregación de zeolita sosteniendo cristales aciculares de clinopiroxeno y biotita. e) Xenocristal serpentizado de olivino(?). f) Vetilla milimétrica rellena de calcita y analcima. a), c) y e) bajo NX; b), d) y f) bajo NII. 62
- FIGURA 4.3** Fotomicrografías de la muestra MMD. a) Glomerocristal compuesto por clinopiroxenos y algunas biotitas. b) Cristales de feldespato alcalino aciculares en la matriz. c) Fenocristal de biotita con macla polisintética. d) Fenocristal de clinopiroxeno zonado. e) Reborde color verde en clinopiroxeno. f) Xenocristal de olivino parcialmente iddingsitizado con *kink bands* y un borde de reacción de clinopiroxeno y biotita. b), c) y f) bajo NX; a), d) y e) bajo NII. 63
- FIGURA 4.4** Fotomicrografías de la muestra BAD1. a) Fenocristal de clinopiroxeno con núcleo color verde. Notar el borde verde en el cristal señalado por la flecha. b) Estructura ocelli rellena por analcima rodeada por cristales curvados de biotita. c) Xenocristal reabsorbido de anfíbol con bordes irregulares. d) Xenocristal de olivino serpentizado. e) Matriz cloritizada. f) Interacción entre fenocristal de clinopiroxeno y segregación de analcima. b) y d) bajo NX; a), c), e) y f) bajo NII. 65
- FIGURA 4.5** Fotomicrografías de la muestra M-MED1. a) Glomerocristal de clinopiroxeno. b) Fenocristal de anfíbol zonado. Notar su forma incompleta en el centro. c) Fenocristal zonado de clinopiroxeno con bordes color verde en contacto con analcima. d) Segregación de analcima y calcita. Notar que los cristales de clinopiroxeno dentro de esta desarrollaron bordes verdes. e) Cristales de feldespato alcalino con macla simple. f) Cristales dentríticos de feldespato alcalino. e) bajo NX; a), b), c), d) y f) bajo NII. 66
- FIGURA 4.6** Fotomicrografías de la muestra SLZ4. a) Textura porfírica con fenocristales de clinopiroxeno y anfíbol en una matriz criptocristalina oscura. b) Fenocristales de anfíbol zonados. c) Cristal de anfíbol con un anillo de minerales opacos y un borde de clinopiroxeno. d) Fenocristal de anfíbol con un núcleo reabsorbido(?) y un borde de minerales opacos. e) Cristales de clinopiroxeno de núcleo verde con textura de criba (señalado por la flecha roja). f) Fenocristal de clinopiroxeno parcialmente reemplazado por clorita. a) y f) bajo NX; b), c), d) y e) bajo NII. 67
- FIGURA 4.7** Fotomicrografías de la muestra ACDL1. a) Aspecto de la matriz compuesta por cristales de anfíbol, clinopiroxeno y zeolita(?). b) Fenocristal de anfíbol con pequeños crecimientos color verde turquesa. c) Cristales de clinopiroxeno con una ligera tonalidad verdosa. d) Clinopiroxenos parcialmente uralitizados. e) Segregación compuesta de calcita y epidota. f) Vetilla milimétrica compuesta por calcita y analcima. a) y e) bajo NX; b), c), d) y f) bajo NII. 69
- FIGURA 4.8** Fotomicrografías de la muestra BAD7. a) Fenocristal de anfíbol con núcleo reabsorbido. b) Aspecto de la matriz alterada mostrando cristales de epidota, calcita y feldespato alcalino intersticial. a) y b) bajo NX. 70

FIGURA 4.9	Fotomicrografías de la muestra BAD6. a) Cristales de feldespato acompañados de anfíboles aciculares y clinopiroxeno en una matriz muy fina. Notar los bordes gradacionales hacia la matriz de los feldespatos. b) Fenocristales de anfíbol con bordes verde turquesa en contacto con analcima. c) Segregación de zeolita. d) Cristal reemplazado a clorita. a) y c) bajo NX; b) y d) bajo NII.	71
FIGURA 4.10	Fotomicrografías de la muestra XMON1. a) Arreglo mineralógico de las bandas leucocráticas. b) Cristales de siderofilita separando bandas cuarzofeldespáticas. c) Borde redondeado en contacto con la muestra SLZ4. d) Unión triple con bordes regulares en cristales de cuarzo. e) Zonas alteradas color café entre los cristales cercanas a las bandas de siderofilita. f) Cristal de circón fracturado dentro de una plagioclasa. a), b), c), d) y f) bajo NX; e) bajo NII. Sda: Siderofilita.	73
FIGURA 4.11	Fotomicrografías de la muestra XMON2. a) Cristal de feldespato alcalino con pequeñas estructuras de exsolución. b) Cristales de clinopiroxeno color verde acompañados de feldespato alcalino. c) Cristal de cancrinita intersticial. d) Cristales de titanita y clinopiroxenos color verde. a), c) y d) bajo NX; b) bajo NII.	74
FIGURA 4.12	Fotomicrografías de la muestra BAX1. a) Cristales de clinopiroxeno y de nefelina reemplazados a cancrinita con feldespato alcalino intersticial. b) Reemplazamiento de nefelina por cancrinita. c) Cristales zonados de nefelina alterados a cancrinita. d) Cristales de titanita rombohédricos de titanita. Todas bajo NX.	75
FIGURA 4.13	Fotomicrografías de las muestras CD1, CD2 y CD4. a) Ordenamiento fluidal de los feldespatos alcalinos y clinopiroxenos. b) Cristales de anfíbol color café intenso junto con feldespatos alcalinos y pequeñas titanitas. c) Cristal de plagioclasa zonado con bordes de feldespato alcalino con estructuras de exsolución. d) Biotita ligeramente reemplazada por mica blanca (señalado por la flecha roja). e) Cristal de anfíbol zonado. f) Cristal de titanita de ~0.7 mm. a), c), d) bajo NX; b), e) y f) bajo NII. CD1: a); CD2: c) y f); CD4: b), d) y e).	76
FIGURA 4.14	Fotomicrografías de la muestra EPD1. a) Cristal de plagioclasa sericitizado a lo largo de sus maclas polisintéticas. b) Biotitas cloritizadas. c) Clinopiroxeno biotitizado. d) Cristales de circones con formas tabulares y subredondeadas. a) y d) bajo NX; b) y c) bajo NII.	77
FIGURA 4.15	Fotomicrografías de la muestra EPD5. a) Fenocristales de plagioclasa en una matriz compuesta principalmente por plagioclasa, clinopiroxeno y biotita. b) Plagioclasa deformada. c) Xenocristal de olivino iddingsitizado con una corona de reacción de clinopiroxeno y biotita. d) Inclusiones de óxidos orientadas dentro de un olivino. e) Xenocristal de clinopiroxeno color rosa. f) Cristal de circón dentro de una plagioclasa zonada. a), b) y d) bajo NX; c), d) y e) bajo NII.	78
FIGURA 4.16	Fotomicrografías de la muestra SLZ5. a) Fenocristal de feldespato alcalino de ~1 cm de largo con macla simple. b) Macla de penetración en anfíboles color café intenso. c) Fenocristal de clinopiroxeno zonado. d) Fenocristal de nefelina parcialmente reemplazado a cancrinita. e) Matriz compuesta por nefelinas cuadradas, clinopiroxenos verdes y feldespato alcalino. f) Feldespatoide isotrópico hexagonal. a), d) y f) bajo NX; b), c) y e) bajo NII.	80
FIGURA 4.17	Fotomicrografías de la muestra BAD5. a) Fenocristal de clinopiroxeno verde. b) Cristales de nefelina parcialmente alterados. c) y d) Fenocristal de feldespato alcalino reemplazado. Notar su macla de Carsbald relicta y la zona que se preservó sin alterarse. e) Xenocristal de biotita reabsorbido. Notar sus bordes señalados por la flecha. f) Segregación rellanada por analcima. Todas bajo NX excepto a).	81

FIGURA 4.18	Fotomicrografías de la muestra EPS1. a) Fenocristales de plagioclasa y feldespato alcalino en una matriz compuesta por esos mismos minerales. b) Clinopiroxeno parcialmente biotitizado. Ambas bajo NX.	82
FIGURA 5.1	a) Diagrama de clasificación preliminar de piroxenos entre los grupos Quad, Ca-Na, Na y otros. $Q = (Ca + Mg + Fe^{2+})^M$; $J = 2(Na)^M$. b) Diagrama cuadrilateral Wo-En-Fs para clasificar piroxenos tipo Quad. c) y d) Imágenes BSE de diópsidos zonados núcleos oscuros con bajos % de Fs. e) Diagrama Ae-Di-Hd para piroxenos sódicos (Larsen, 1976). Diamante: rocas plutónicas; Cuadrado: rocas subvolánicas; Triángulo: rocas volcánicas. Para este y los próximos diagramas, ver el apartado 5.1 para los datos bibliográficos.	85
FIGURA 5.2	Perfiles composicionales de fenocristales zonados de clinopiroxeno. a) - c) Diópsidos zonados con sectores verdosos de hedenbergita. d) Piroxeno de núcleo verde con textura celular (<i>Green-core pyroxene</i>). e) -f) Fenocristales euhedrales zonados de hedenbergita. g) Fenocristal euhedral zonado de diópsido.	87
FIGURA 5.3	a) Diagrama de clasificación de anfíboles cálcicos (Leake <i>et al.</i> , 1997). b) Diagrama discriminatorio entre anfíboles en equilibrio con líquidos pertenecientes a las series alcalinas o calcoalcalinas (Ridolfi y Renzulli, 2012). Coordenadas $^{IV}Al/^{A}K$: 1.10/0.230, 1.97/0.191, 2.25/0.139.	90
FIGURA 5.4	Perfiles composicionales realizados en cristales zonados de anfíbol. a) - d) Cristales de kaersutita con núcleos reabsorbidos brillantes ricos en FeO. e) Cristal de kaersutita con un borde brillante de ferrokaersutita. f) Cristal de kaersutita con una zona brillante interna de magnesiohastingsita.	91
FIGURA 5.5	Condiciones geotermobarométricas de fenocristales de kaersutita. a) y b) Diagramas con campos de confiabilidad sugeridos por Ridolfi y Renzulli (2012). c) Imágenes BSE de cristales de kaersutita junto con los valores calculados para cada punto analizado. Izquierda: MMED1; Derecha: MON1.	93
FIGURA 5.6	Características mineraloquímicas generales de las micas medidas. a)-c) Imágenes BSE de flogopitas y siderofilitas. d) Diagrama mgl_i vs $feal$ para la clasificación de micas (Tischendorf, 1997). e) Diagrama I.E vs #Mg. f) Diagrama ternario $10TiO_2$ - FeO^* -MgO de Nachit <i>et al.</i> (2005) utilizado para distinguir biotitas primarias, reequilibradas y neformadas. Phl = flogopita; Ap = apatito; Di = Diópsido; Aeg = aegirina; Sdf = siderofilita. $FeO^* = FeO + MnO$.	95
FIGURA 5.7	Características mineraloquímicas generales de los feldespatos medidos. a)-b) Cristales de oligoclasa-andesina y sanidino, respectivamente, en la matriz de diferentes lamprófidos. a) Diagrama ternario Or-Ab-An de Smith y Brown (1988). d) Perfil composicional en fenocristal zonado de sanidino. Phl = flogopita; Ol = olivino; Di = Diópsido; Anl = analcima.	96
FIGURA 5.8	Características mineraloquímicas generales de los xenocristales de olivino medidos. a)-d) Fotomicrografías bajo NX e imágenes BSE de los xenocristales de olivino. e)-d) Diagramas de %Fo vs NiO, MnO, MgO y FeO_T .	98
FIGURA 5.9	Características generales de los óxidos medidos. a) Imágenes BSE de ilmenitas aciculares ricas en Nb y Mn. b) Cristales de ilmenitas ricas en Nb y Mn reemplazando a una titanita y junto a una hedenbergita. c) Diagrama ternario Geikielita-Pirofanita-Ilmenita (Mitchell y Liferovich, 2004). d) Diagrama ternario FeO - Fe_2O_3 - TiO_2 (Buddington y Lindsley, 1994). Datos usados en c) y d) introducidos en % mol. e) Diagrama bivariado MnO vs Nb_2O_5 el cual clasifica las ilmenitas de alto Nb y Mn.	99

FIGURA 6.1	Diagrama de álcalis totales vs SiO ₂ (TAS) para la clasificación de rocas ígneas volcánicas (Le Bas <i>et al.</i> , 1986) aplicado a las rocas subvolcánicas y volcánicas expuestas en el complejo Sierra de San Carlos-Cruillas. A modo de comparación, también se graficaron las rocas de los plutones centrales con el fin de conocer sus equivalentes extrusivos (diamantes). Las concentraciones de elementos mayores están recalculados al 100% en base anhidra. Frontera alcalino-subalcalino con un índice de Rittman de 2.2 (El-Hinnawi, 2016). Rocas de alto Mg, al igual que nefelinitas y melanefelinitas no están graficadas.	104
FIGURA 6.2	Diagramas para la clasificación de nefelinitas y melanefelinitas basados en relaciones il-transformadas de elementos mayores (Verma y Rivera-Gómez, 2017) aplicados para algunos diques, cuellos y xenolitos presentes en el complejo Sierra de San Carlos-Cruillas. Los datos fueron procesados con el programa IgRoClaMSys_ilr. U: Ultrabásico; Bsn: Basanita; Tep: Tefrita; Foi: Foidita; np: nefelinita; mnp: melanefelinita.	105
FIGURA 6.3	Diagramas de clasificación para rocas de alto Mg (Verma <i>et al.</i> , 2016) aplicados a rocas plutónicas y subvolcánicas de la Sierra de San Carlos y su periferia. Los datos fueron procesados con el programa HMgClaMSys_mlr. Bon: Boninita; Mei: Meimechita; Kom: Komatita; Pic: Picrita. El cuadro representa la meimechita y el diamante a las picritas.	106
FIGURA 6.4	Diagramas para la clasificación geoquímica de rocas feldespáticas (Frost <i>et al.</i> , 2001; Frost y Frost, 2008) aplicados a las rocas plutónicas y subvolcánicas de la Sierra de San Carlos y zonas adyacentes. a) Diagrama MALI. Ver ecuaciones para las fronteras en Frost <i>et al.</i> (2001). b) Diagrama de índice de Fe vs SiO ₂ . $FeO^*/(FeO^*+MgO) = 0.46 + (0.005*SiO_2)$. c) Diagrama FSSI vs Al. d) Acercamiento de las rocas en la parte central de c). Composiciones usadas en a) y b) son ajustadas al 100% en base anhidra. Diamante: rocas plutónicas; Cuadrado: rocas subvolcánicas. En las rocas hipabisales con color azul en b)-d) se englobaron las litologías que presentan una composición básica y ultrabásica. $FSSI = Q - (Lc + 2(Ne + Kp)/100)$; $AI = Al - (Na + K)$. Minerales normativos: cuarzo (Q), leucita (Lc), nefelina (Ne) y kaliófila (Kp).	107
FIGURA 6.5	Diagramas bivariados de %SiO _{2aj} vs Ba, Sr, La y Ce. Diamante: plutónica; Cuadrado: subvolcánica.	108
FIGURA 6.6	Diagrama Ta/Yb vs Th/Yb. b) Diagrama (Ta/La) _N vs (Hf/Sm) _N de Flèche y Jenner (1998). c) Diagrama Nb* vs Ta* de Niu y Batiza (1997). d) Diagrama Nb vs Nb/U. Promedio de MORB-OIB de Hofmann <i>et al.</i> (1986) y valor de fluidos de subducción de Ayers (1988). e) Diagrama La/Yb vs Nb/La de Smith <i>et al.</i> (1999). f) Diagrama Ba/Rb vs Rb/Sr de Furman y Graham (1999). En b) y c) los valores fueron normalizados a manto primitivo (Sun y McDonough, 1989). D-DMM y E-DMM (Workman y Hart, 2005); PM y OIB (Sun y McDonough, 1989); Corteza superior e inferior (Rudnick y Gao, 2003); IAB _{subcalc} y IAB _{alc} (Li <i>et al.</i> (2015). Diamante: plutónica; Cuadrado: subvolcánica.	110
FIGURA 6.7	Diagramas de REE de las rocas básicas y ultrabásicas de la Sierra de San Carlos y su periferia. a) Intrusivos. b) Xenolitos. c) Diques. d) Lamprófidos. e) Sills. f) Cuellos. Datos normalizados con datos de Haskin <i>et al.</i> (1968) y Nakamura (1974). Diamante: plutónica; Cuadrado: subvolcánica.	111
FIGURA 6.8	Diagramas de REE de las rocas intermedias de la Sierra de San Carlos y su periferia. a) Sienitas foidíticas. b) Rocas monzodioríticas. c) Rocas sieníticas intrusivas. d) Rocas sieníticas subvolcánicas. Diamante: plutónica; Cuadrado: subvolcánica.	112

FIGURA 6.9	Diagrama de REE de las rocas ácidas de la Sierra de San Carlos y su periferia. A modo de comparación se graficó el xenolito granítico cerca de la localidad de San Lázaro. Diamante: plutónica; Cuadrado: subvolcánica.	113
FIGURA 6.10	Diagramas con patrones multielementos representativos de las rocas de composición básica y ultrabásica de la Sierra de San Carlos y su periferia. a) - e) Comparación de patrones entre sills y diques. f) Comparación de patrones entre rocas plutónicas y diques del área de San José. g) Patrones de xenolitos corticales encontrados en la Cañada de los Caballos (Nick, 1988) y en Boca de Álamos. h) Comparación de algunos cuellos volcánicos y el sill del área de puerto Sardinias. En todos los diagramas se muestra el patrón de REE, así como el contenido de SiO ₂ (en %m/m) de todas las muestras. Abreviaciones de tipos de rocas en Verma <i>et al.</i> (2002). Datos de normalización de Palme y O'Neill (2014).	115
FIGURA 6.11	Diagramas con patrones multielementos representativos para rocas intermedias del área de San José. a) Rocas intrusivas. b)-d) Comparación entre diques e intrusivos clasificados como traquita, benmoreita y latita. En el pequeño recuadro con los patrones REE se graficaron las muestras en a) y d).	116
FIGURA 6.12	Diagramas con patrones multielementos representativos para rocas intermedias sieníticas (con/sin foides) y monzogabroicas. a)-c) Rocas sieníticas. d) Rocas monzogabroicas. e) y f) Rocas sieníticas con foides.	117
FIGURA 6.13	Diagramas con patrones multielementos representativos para rocas de composición ácida. a) Comparación del patrón de un dique sienítico con una sienita de la Bufa del Diente. b) Comparación del patrón de rocas monzodioríticas del área de San José con el xenolito granítico encontrado en la periferia de la Sierra.	118
FIGURA 6.14	Diagramas de discriminación tectonomagmática de rocas básicas y ultrabásicas (Agrawal <i>et al.</i> , 2008) aplicados a rocas subvolcánicas y plutónicas de la Sierra de San Carlos y zonas adyacentes. CRB: Rocas básicas de rift continental; OIB: Rocas básicas de isla oceánica; IAB: Rocas básicas de arco de isla; MORB: Rocas básicas de dorsal centro-oceánica.	119
FIGURA 6.15	Diagramas de discriminación tectonomagmática de rocas básicas y ultrabásicas (Verma y Agrawal, 2011) aplicados a rocas subvolcánicas y plutónicas de la Sierra de San Carlos y zonas adyacentes. CRB: Rocas básicas de rift continental; OIB: Rocas básicas de isla oceánica; IAB: Rocas básicas de arco de isla; MORB: Rocas básicas de dorsal centro-oceánica.	120
FIGURA 6.16	Diagramas multidimensionales de función discriminante basados en relaciones log _e -transformadas de elementos mayores para la discriminación tectónica de rocas intermedias (Verma y Verma, 2013) aplicados a rocas subvolcánicas y plutónicas de la Sierra de San Carlos y zonas adyacentes. CR: Rift continental; OI: Isla oceánica; Col: Colisional; IA: Arco de islas; CA: Arco continental. El cuadro representa diques y el diamante cuerpos intrusivos.	121
FIGURA 6.17	Diagramas multidimensionales de función discriminante basados en relaciones log _e -transformadas de elementos traza inmóviles para la discriminación tectónica de rocas intermedias (Verma y Verma, 2013) aplicados a rocas subvolcánicas y plutónicas de la Sierra de San Carlos y zonas adyacentes. CR: Rift continental; OI: Isla oceánica; Col: Colisional; IA: Arco de islas; CA: Arco continental. El cuadro representa diques y el diamante cuerpos intrusivos.	122

- FIGURA 6.18** Diagramas multidimensionales de función discriminante basados en relaciones \log_e -transformadas de elementos mayores para la discriminación tectónica de rocas ácidas (Verma *et al.*, 2013) aplicados a rocas subvolcánicas y plutónicas de la Sierra de San Carlos y zonas adyacentes. CR: Rift continental; OI: Isla oceánica; Col: Colisional; IA: Arco de islas; CA: Arco continental. El cuadro representa diques y el diamante cuerpos intrusivos. 124
- FIGURA 6.19** Diagramas multidimensionales de función discriminante basados en relaciones \log_e -transformadas de elementos mayores y traza inmóviles para la discriminación tectónica de rocas ácidas (Verma *et al.*, 2013) aplicados a rocas subvolcánicas y plutónicas de la Sierra de San Carlos y zonas adyacentes. CR: Rift continental; OI: Isla oceánica; Col: Colisional; IA: Arco de islas; CA: Arco continental. El cuadro representa diques y el diamante cuerpos intrusivos. 125
- FIGURA 6.20** Diagramas de Yb vs Dy/Yb (a) y La/Yb y Sm/Yb (b) mostrando curvas construidas a partir de la ecuación de *batch-melting* no modal de Shaw (1970). Las curvas pertenecen a lherzolitas de espinela, espinela-granate, granate, granate-anfibol y de granate-anfibol-flogopita. Las proporciones modales de la fuente y fundido fueron tomadas de Hoang *et al.* (2018), Gurenko *et al.* (2005) y de Duggen *et al.* (2005). Las proporciones usadas para la curva color amarillo son modificadas de Gurenko *et al.* (2005). Los coeficientes de partición usados fueron tomados de McKenzie y O’Nions (1991) y Halliday *et al.* (1995). Las composiciones utilizadas como fuente fueron el E-DMM (Workman y Hart, 2005) y PM (Sun y McDonough, 1989). 126

ÍNDICE DE TABLAS

		Página
TABLA 3.1	Información más relevante de las muestras colectadas dentro y en la periferia de la Sierra de San Carlos	56
TABLA 4.1	Composición modal de las estructuras subvolcánicas y xenolitos estudiados.	61
TABLA 6.1	Datos de elementos mayores (%m/m) y traza (ppm) para las muestras analizadas en el presente trabajo.	103

RESUMEN

La Sierra de San Carlos es conjunto de plutones composicionalmente variados del Eoceno-Oligoceno, que se emplazaron en rocas calcáreas y arcillosas del Cretácico, en Villagrán, Tamaulipas. Esta sierra además de ser cortada por una gran cantidad de cuerpos subvolcánicos, se caracteriza por presentar un enjambre de diques y sills en su periferia occidental. Estos están emplazados en rocas de la Fm. Méndez y se disponen de manera radial y concéntrica a la sierra. Este enjambre se compone por diversas litologías, incluyendo sienitas foidíticas y lamprófidos alcalinos. Estos últimos fueron clasificados como sannaitas, camptonitas y monchiquitas. Una característica particular en estas rocas es la presencia de texturas de desequilibrio en cristales de anfíbol y clinopiroxeno. El análisis químico de estos sugiere que los magmas básicos precursores de los lamprófidos se mezclaron con pequeñas fracciones de un magma evolucionado rico en Fe, Na y Mn. Así mismo, se infiere que estos magmas experimentaron procesos de recarga y descompresión a medida que ascendían. El hecho de que sean las únicas rocas que trajeron xenolitos corticales, sugiere que ascendieron de manera violenta a través de la corteza. Por otro lado, en las sienitas foidíticas se reconocieron fenocristales de sanidino con sectores ricos en Ba. Esto indica la posible mezcla con magmas menos evolucionados ricos en Ba. De igual manera, presenta ilmenitas ricas en Nb y Mn, así como cristales de fluorita con inclusiones de estroncio-burbankita como fases tardías.

De acuerdo al análisis geoquímico detallado de todas las rocas de la Sierra de San Carlos y su periferia, no existen evidencias que sustenten una correlación entre las rocas hipabisales y las rocas intrusivas (exceptuando las del sector norte). Además, se propone que las rocas de este complejo fueron generadas a partir de dos fuentes mantélicas metasomatizadas químicamente distintas. La primera de ellas estaba enriquecida en LILE pero empobrecida en HFSE. Se sugiere que esta fuente era limitada y que fue afectada por procesos de subducción antiguos. A diferencia de la anterior, la segunda estaba enriquecida en LILE, HFSE, REE. Sin embargo, el proceso metasomático que la afectó no es claro. El modelo tectónico descrito en el presente trabajo sugiere que el magmatismo que generó el complejo magmático estudiado se llevó a cabo en dos etapas. Primero se tiene el ascenso astenosférico como producto del hundimiento o rompimiento de la Placa Farallón hace ~50-45 Ma. Esto provocó la perturbación del manto litosférico empobrecido en HFSE.

Como resultado, se generaron los primeros lotes de magmas que, al estancarse en la corteza y diferenciarse, formaron los plutones expuestos en el área de San José con una firma geoquímica post-colisional. Estas rocas son ligeramente más jóvenes que las edades reportadas para la culminación del Orógeno Mexicano en la parte del antepaís. Al agotarse esta fuente y teniéndose el continuo ascenso astenosférico, este manto empezó a fundirse por descompresión adiabática. Los magmas generados percolaron y se diferenciaron en el manto quedando estancados en forma de venas metasomáticas. Posteriormente, la fusión parcial de estas zonas generó diversos magmas alcalinos de composición básica y ultrabásica en un ambiente de extensión continental. No se descarta la posibilidad que esta fuente haya sido metasomatizada previamente por procesos geológicos desconocidos. Una parte de estos magmas ascendió y se enfrió en la corteza. Mientras que otra parte experimentó una diferenciación magmática prolongada, generando así la gran variedad de rocas sieníticas presentes en el complejo.

ABSTRACT

The Sierra de San Carlos is composed by Eocene-Oligocene compositionally varied intrusive igneous rocks emplaced in Cretacic calcareous and argillaceous sedimentary rocks in Villagran, Tamaulipas. Although a large number of subvolcanic bodies cut this sierra, a dyke and sill swarm characterize its western periphery. These bodies are emplaced in the Mendez Formation and have a radial and a concentric arrangement around the sierra. This swarm includes lithologies like foid syenites and alkaline lamprophyres. The latter were classified as sannaites, camptonites and monchiquites. The presence of disequilibrium textures in amphibole and clinopyroxene crystals is a particular feature in these rocks. Detail mineralochemical analysis revealed evidence of mixing process between lamprophyric melt and small fractions of Fe, Na and Mn-rich evolved magma. The occurrence of recharge and decompression process during their ascent is also suggested. The fact lamprophyres are the only rocks that brought cortical xenoliths, suggests a violent rise through the crust. On the other hand, in foid syenites, Ba-rich growth bands within sanidine phenocrysts were recognized. These indicate the possible admixture with less evolved Ba-rich magmas. Besides, Nb and Mn-rich ilmenites and fluorite crystals with Sr-burbankite inclusions were interpreted as last-stage minerals.

Detailed geochemical analysis of all igneous rocks in the Sierra de San Carlos and its periphery, shows no evidence supporting a correlation between intrusive and subvolcanic rocks (except San José area). Two geochemically different metasomatized mantle sources are also proposed. The first one was enriched in LILE but depleted in HFSE. This source was probably limited, and old subduction process modified its composition in the past. Unlike the former one, the second was enriched in LILE, HFSE, REE and the origin of its metasomatic agents remains unclear. A two-step tectonic model could explain the generation of this magmatic complex. First, asthenospheric mantle starts rising in response to Farallon Plate sinking or breaking ~50-45 Ma ago. This caused the HFSE depleted-lithospheric mantle perturbation and subsequent melting. As a result, magma batches with a post-collisional geochemical signature were generated. Their stagnation in the crust produced magmatic differentiation process that formed the now exposed plutons in the San Jose area. These rocks are slightly younger than reported ages for the Mexican Orogen culmination in the foreland. After the exhaustion of this source and with a continuous asthenospheric upwelling, this

mantle began to melt. The generated magmas percolated and differentiated through the mantle and stagnated in the form of metasomatic veins. Subsequently, its partial fusion produced basic and ultrabasic alkaline magmas in a continental extension environment. The occurrence of a previous metasomatic event by unknown geological processes isn't ruled out. A part of these magmas ascended and solidified in the crust, while another experienced a prolonged differentiation history, generating the vast diversity of syenitic rocks in the complex.

1. GENERALIDADES

1.1. Introducción

Existe una gran cantidad de trabajos geológicos realizados con el objetivo de determinar las características mineralógicas, geoquímicas y geocronológicas de las rocas magmáticas cenozoicas expuestas en el estado de Tamaulipas (*e.g.*, Finlay, 1904; Watson, 1937; Bloomfield y Cepeda-Dávila, 1973; Demant y Robin, 1975; Nick, 1988; Ramírez-Fernández, 1989; Ramírez-Fernández, 1996; Ramírez-Fernández *et al.*, 2000; Rodríguez-Saavedra, 2003; Treviño-Cázares *et al.*, 2005; Viera-Décida *et al.*, 2009; Poliquin, 2009; Mendoza-Vargas, 2010; Elizondo-Pacheco, 2017; Leal-Cuellar, 2018). Esto ha contribuido a profundizar en el entendimiento geológico de la región a través de modelos tectónicos los cuales sugieren que estas rocas se originaron en un ambiente tectónico de intraplaca con una ligera componente de subducción (Nick, 1988; Ramírez-Fernández, 1996; Viera-Décida *et al.*, 2009; Poliquin, 2009; Elizondo-Pacheco, 2017).

Sin embargo, a pesar de la gran cantidad de trabajos mencionados, aún no se cuenta con un modelo geológico sólido e integrado que explique cabalmente los procesos tectónicos y magmáticos que operaron en esta región de México durante el Cenozoico. Esto se debe a ciertas discrepancias en la interpretación de los datos geocronológicos y geoquímicos, la cual relaciona diferentes regímenes tectónicos en tiempos geológicos similares (*e.g.*, Viera-Décida *et al.*, 2009; Poliquin, 2009).

Por otro lado, se sabe poco sobre la composición química y mineralógica del manto que se fundió parcialmente para generar estas rocas. De acuerdo con Treviño-Cázares *et al.* (2005), los xenolitos ultramáficos encontrados en la Sierra de San Carlos-Cruillas y en la Sierra de Tamaulipas no reproducen la composición química de sus magmas portadores. Según los modelos de fusión parcial realizados por estos autores, la génesis de estos magmas está relacionada a un manto de granate (~60-50 km).

De igual manera, no se tiene conocimiento sobre el grado de homogeneidad del manto superior por debajo de la corteza continental en el noreste de México. Considerando los eventos episódicos de subducción durante el Triásico-Jurásico en esta parte del país, es posible asumir que diversos sectores del manto se encuentren metasomatizados, aunque

evidencias físicas serían necesarias para confirmarlo. Treviño-Cázares *et al.* (2005) reportaron un xenolito metasomatizado portado por rocas de composición fonolítica en el Cerro Peñitas en la Planicie de Tampico. Aunado a esto, la presencia de lamprófidos alcalinos en la Sierra de Tamaulipas y en la Sierra de San Carlos sugiere potencialmente un manto metasomatizado (Ramírez-Fernández, 1996; Elizondo-Pacheco, 2017). Sin embargo, no se han evaluado modelos de fusión parcial que consideren un manto superior con anfíbol o flogopita. Así mismo, la existencia de diques carbonatíticos en la Sierra de Tamaulipas implica un manto rico en CO₂ bajo esta región (Ramírez-Fernández *et al.*, 2000).

El complejo magmático San Carlos-Cruillas (SSCC), al ser una de las expresiones superficiales de rocas ígneas más importantes y con mayor extensión en todo el NE de México, juega un papel significativo para resolver los problemas antes señalados. La gran variedad litológica que presenta esta sierra abre la posibilidad de comprender los distintos procesos geológicos que actuaron en la región para generar este tipo de rocas.

Una parte de los trabajos realizados en este complejo han sido dirigidos a los cuerpos plutónicos de la Sierra de San Carlos (Finlay, 1904; Watson, 1937; Nick, 1988; Viera-Décida, 2006; Viera-Décida *et al.*, 2009; Poliquin, 2009; Mendoza-Vargas, 2010; Leal-Cuellar, 2018), de la Bufa del Diente (Ramírez-Fernández, 1989) y los presentes en las localidades de El Reparó y El Patao (Rodríguez-Saavedra, 2003; Viera-Décida, 2006), mientras que la otra parte se ha enfocado en las estructuras volcánicas y subvolcánicas que afloran dentro de la sierra y a sus alrededores (Finlay, 1904; Watson, 1937; Rodríguez-Saavedra, 2003; Treviño-Cázares *et al.*, 2005; Elizondo-Pacheco, 2017).

A fin de mejorar el conocimiento geológico de las rocas ígneas subvolcánicas aflorando dentro y alrededor de la Sierra de San Carlos y proponer un modelo petrológico integrado y consistente, en este trabajo se plantea incrementar la información mineralógica, geoquímica y geocronológica de estas litologías, y llevar a cabo el análisis e interpretación de la misma considerando el marco tectónico. De esta forma, se plantea conocer a que edad se formaron estos cuerpos, la fuente a partir de la cual se generaron y los diferentes procesos magmáticos que pudieron haber experimentado durante su ascenso.

1.2. Características generales de las rocas alcalinas

Las rocas ígneas alcalinas han sido el centro de atención para los petrólogos y mineralogistas del mundo por muchos años, a pesar de que, en términos de volumen constituyen no más del 1% de todas las rocas ígneas expuestas sobre la superficie de la Tierra (Gill, 2010). Esto se debe a que estos complejos suelen ser diversos y exóticos mineralógica y geoquímicamente, además de que albergan depósitos económicamente importantes de diamante, niobio, tántalo, zirconio, torio, uranio, lantánidos (REE), fósforo, titanio y hierro (Fitton y Upton, 1987; Mitchell, 1996; Chakhmouradian y Zaitsev, 2012). Así mismo, las rocas alcalinas de composición básica son petrológicamente importantes, ya que pueden ser acompañadas de xenolitos ultramáficos (Sen, 2014). Estos materiales permiten aproximar la composición mineralógica, geoquímica e isotópica acerca del manto superior bajo esas regiones (*e.g.*, Treviño-Cázares *et al.*, 2005; Chen *et al.*, 2007; Howarth *et al.*, 2012; Polat *et al.*, 2018; Yang *et al.*, 2018).

Por otra parte, es difícil precisar lo que es una roca alcalina. La naturaleza del término implica un enriquecimiento en álcalis ($\%Na_2O + \%K_2O$), pero no existe un consenso sobre las proporciones o límites composicionales que deben tener con respecto a los demás elementos. Sin embargo, Shand (1922) propuso que una roca alcalina es aquella cuyo contenido de álcalis excede la relación molecular que caracteriza a un feldespatos alcalino $[(Na_2O + K_2O):Al_2O_3:SiO_2 \text{ de } 1:1:6]$, siendo deficiente en Al_2O_3 , SiO_2 o ambos. Por otro lado, diversos autores (*e.g.*, Sørensen, 1974; Fitton y Upton, 1987; Middlemost, 1994; Mitchell, 1996; Le Maitre, 2002; Best, 2003; Allaby, 2013; Sen, 2014; Winter, 2014) describen a una roca alcalina como aquella con concentraciones de álcalis más altas de las que pueden ser alojadas solamente en feldespatos, siendo este exceso representado por la presencia de feldespatoides (*e.g.*, nefelina, leucita, sodalita), piroxenos sódicos (*e.g.*, aegirina, augita aegirínica), anfíboles sódicos (*e.g.*, riebeckita, arfvedsonita) y melilita. Adicionalmente, mencionan que estas rocas pueden ser sub y sobresaturadas con respecto al sílice, siendo las subsaturadas las más comunes y por último, que minerales como la nefelina, acmita, leucita y kalsilita pueden aparecer de manera normativa.

Aunado a esto, Frost y Frost (2008) señalaron que las rocas alcalinas se ubican en el campo de las rocas ferrosas en el diagrama $\text{FeO}^t/(\text{FeO}^t + \text{MgO})$ vs SiO_2 y en la parte superior del diagrama MALI ($[\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} - \text{CaO}]$ vs SiO_2 ; Frost et al., 2001). Es importante aclarar que el primer diagrama sólo puede ser aplicado a rocas con $\text{SiO}_2 > 48\%$, mientras que el segundo a aquellas con $\text{SiO}_2 > 52\%$. Además, estos autores utilizan el índice de alcalinidad $[\text{AI} = \text{Al} - (\text{K} + \text{Na})]$, molecular] vs el índice de saturación de sílice en feldespatoide $[\text{FSSI} = \text{Q} - ((\text{Lc} + 2(\text{Ne} + \text{Kp}))/100)]$; minerales normativos: Kp = Kaliofilita, Lc = leucita, Ne = nefelina, Q = cuarzo] para distinguir rocas alcalinas con composiciones de intermedias a ácidas.

Diversas líneas frontera han sido propuestas para diferenciar entre rocas alcalinas y subalcalinas en el diagrama de clasificación de álcalis totales y sílice (TAS; *e.g.*, MacDonald y Katsura, 1964; Kuno, 1966; MacDonald, 1968; Irvine y Baragar, 1971). Sin embargo, Rickwood (1989) sugirió que estas no deberían interpretarse como límites rígidos, ya que son empíricas y fueron construidas con base en los datos disponibles en ese tiempo. Adicionalmente mencionó que la variación entre estas líneas es un indicio de su imprecisión y que sería preferible, aunque más difícil, utilizar bandas o zonas en lugar de líneas divisorias, las cuales aún no han sido propuestas. Recientemente, El-Hinnawi (2016) evaluó la efectividad de diferentes líneas frontera (*e.g.*, MacDonald y Katsura, 1964; Irvine y Baragar, 1971; Le Maitre, 2002) en rocas de composición basáltica, concluyendo que la línea propuesta por MacDonald y Katsura (1964) es la más efectiva para separar los basaltos alcalinos de los subalcalinos. De igual manera, Middlemost (1975) propuso los diagramas de K_2O vs SiO_2 y Na_2O vs SiO_2 para diferenciar rocas basálticas alcalinas y subalcalinas, aunque en ocasiones se obtienen resultados contradictorios.

Por otro lado, Rittmann (1957, 1962) sugirió que la alcalinidad de una roca puede ser medida con el índice serial de Rittmann $[\sigma = (\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})^2 / (\text{SiO}_2 - 43)]$ y trazó isoplejas con valores constantes de σ para diferentes series de rocas, mismas que han sido modificadas en múltiples trabajos. Qui (1985) las simplificó y propuso valores σ menores a 3.3 para rocas calcalcalinas, entre 3.3 y 9 para rocas alcalinas y mayores a 9 para rocas peralcalinas. Middlemost (1994) modificó las isoplejas y los nombres de los campos: Subalcalino con valores $\sigma < 2.5$; alcalino medio entre 2.5 y 10; alcalino entre 10 y 25. Yang (2007) redefinió los campos y los valores σ (Peralcalino > 8.8 ; Alcalino entre 3.5 y 8.8; Calcalcalino entre 1.2

y 3.5; Cálcio <1.2) aplicándolos a rocas con $\text{SiO}_2 > 43\%$ y por último, El-Hinnawi (2016) propuso que un valor $\sigma = 2.2$ discrimina de mejor manera los basaltos alcalinos de los subalcalinos.

Por otra parte, las rocas alcalinas pueden dividirse en las series sódica o potásica, siendo esta última subdividida en potásica y ultrapotásica, de acuerdo con el diagrama Na_2O vs K_2O (Middlemost, 1975; Mitchell, 1996), el cual sigue siendo utilizado en la actualidad (*e.g.*, Di Giuseppe *et al.*, 2018; Dogan-Kulahci *et al.*, 2018). La línea divisoria $\text{Na}_2\text{O} - 2 = \text{K}_2\text{O}$, propuesta por Le Bas *et al.* (1986), se ha utilizado para separar rocas alcalinas sódicas y potásicas en el espacio Na_2O vs. K_2O (*e.g.*, Gómez-Tuena *et al.*, 2005). Otras relaciones para dividir las rocas potásicas de las ultrapotásicas pueden ser encontradas en Bogatikov *et al.* (1985) y Foley *et al.* (1987).

Del mismo modo, la ocurrencia de rocas alcalinas en diferentes ambientes tectónicos las convierte en un tema susceptible a discusión. Según Fitton y Upton (1987) y Winter (2014), su origen puede ser clasificado en: (a) magmatismo de rift continental; (b) magmatismo intraplaca oceánico y continental sin control tectónico claro; y (c) magmatismo relacionado a procesos de subducción, especialmente en ambientes tras-arco o durante las últimas etapas de la actividad magmática. Adicionalmente, rocas alcalinas pueden ser generadas en zonas de colisión continental de las cuales, actualmente se sabe poco sobre su petrogénesis (*e.g.*, Sokół *et al.*, 2018).

De manera general, se puede decir que los magmas alcalinos básicos son fundidos parciales de venas metasomáticas enriquecidas en volátiles y elementos incompatibles hibridizados con cantidades variables de fundidos parciales de la pared peridotítica menos enriquecida (Best, 2003). Esto ha sido probado por medio de petrología experimental al fundir venas ricas en anfíbol y hornblendita + lherzolita dando como resultado composiciones muy cercanas a las que pueden ser observadas en magmas alcalinos oceánicos y continentales (Pilet *et al.*, 2008). En adición a esto, Cruz-Uribe *et al.* (2018) ha demostrado experimentalmente que magmas alcalinos pueden ser generados en zonas de subducción al fundirse parcialmente diapiros de *mélange*.

1.3. Lamprófidos: Definición, clasificación, ocurrencia y origen

Desde sus inicios, las rocas pertenecientes al grupo de los lamprófidos han sido consideradas un problema para los petrólogos, ya sea al clasificarlas o para comprender su génesis. El término “lamprófido” viene del griego *lampros porphyros* (pórfido brillante) y fue acuñado por Gümbel (1874) al describir rocas porfíricas lustrosas ricas en biotita durante su trabajo en Fichtelgebirge, Alemania. Esta característica hace que el término “lamprófido” sea uno de los más apropiados y descriptivos en el léxico ígneo. Desde entonces, este ha sido ampliado y degradado al referirse a una gran variedad de rocas hipabisales que contienen fenocristales máficos (Winter, 2014).

Durante las décadas finales del siglo XIX y principios del siglo XX, se identificaron algunas de las características más importantes que distinguen hoy en día a los lamprófidos: (1) No se puede aplicar la clasificación convencional basada en la composición modal de feldespatos; (2) Dentro de sus texturas porfíricas no se contaba con fenocristales de feldespato; (3) Presencia de minerales secundarios como carbonatos, clorita, epidota, zeolita; y (4) Ocurrencia en forma de intrusiones hipabisales (Rock, 1991). Así mismo, Rosenbusch (1897) reconoció diferentes grupos de lamprófidos en función de las rocas que comúnmente acompañan: minetas asociados típicamente a granitos; espesartitas a dioritas; mientras que las camptonitas y monchiquitas a sienitas.

Según Le Maitre *et al.* (2002), los lamprófidos son rocas que químicamente no pueden ser separadas tan fácilmente de otras rocas ígneas y que tradicionalmente han sido distinguidas en base a las siguientes características:

1. Se presentan en forma de diques.
2. Son porfíricas, de mesocráticas a melanocráticas ($M' = 35-90$), pero raramente holomelanocráticas ($M' > 90$).
3. La presencia de feldespatos y/o feldespatoides se restringe a la matriz.
4. Usualmente contienen biotita y/o anfíbol y algunas veces clinopiroxeno.
5. Es común la alteración de olivino, piroxeno, biotita y plagioclasa (cuando está presente).
6. Es posible tener como fases primarias a minerales como calcita, zeolita y otros minerales hidrotermales.

7. Tienden a tener contenidos de K₂O y/o Na₂O, H₂O, CO₂, S, P₂O₅ y Ba relativamente altos en comparación con otras rocas de composición similar.

La tabla que actualmente es usada para la clasificación de este tipo de litologías es la propuesta por Streckeisen (1979), con ligeras modificaciones hechas por Le Maitre *et al.* (2002) quienes eliminaron los términos alnöita y polzenita, y más tarde por Tappe *et al.* (2005) al incluir a los lamprófidos ultramáficos dentro de esta clasificación (Fig. 1.1a-b).

a)

Constituyentes claros		Minerales máficos predominantes		
Feldespato	feldespatoide	Biotita > hornblenda, ± augita diopsídica, (± olivino)	Hornblenda, augita diopsídica, ± olivino	Anfibol café, augita titanífera olivino, biotita
or>pl	-	minetta	vogesita	-
pl>or	-	kersantita	espeartita	-
or>pl	feld>foid	-	-	sannaita
pl>or	feld>foid	-	-	camptonita
-	vidrio o foid	-	-	monchiquita

b)

	Melilita (matriz)	Carbonato (matriz, primario)	Nefelina (matriz)	Feldespato alcalino (matriz)
Alnöite	MN	m	m	-
Aillikita	-	MN	-	-
Damtjernita	-	m	mN*	mN*

Fig 1.1 Clasificación de lamprófidos en base a su mineralogía. a) Clasificación de Streckeisen (1979) modificada por Le Maitre *et al.* (2002). b) Tipos de lamprófidos ultramáficos introducidos por Tappe *et al.* (2005). Or = feldespato alcalino; pl = plagioclasa; feld = feldespato; foid = feldespatoide. En el caso de los lamprófidos ultramáficos, el olivino y flogopita figuran en todos los tipos y pueden ocurrir granates ricos en Ti. Grdm = Matrix; M = consituyente mayor; m = constituyente menor; N = necesario; N* = necesaria la presencia de una sola fase; - = ausente.

En adición a lo antes mencionado, es posible clasificar los lamprófidos geoquímicamente. Por un lado se tienen los lamprófidos calcoalcalinos, grupo conformado por la mineta, vogesita, kersantita y espesartita. En cambio, el grupo de los lamprófidos alcalinos se compone por la sannita, camponita y monchiquita (Streckeisen, 1979; Rock, 1991). Es importante mencionar que los lamprófidos ultramáficos deberían ser considerados

geoquímicamente como alcalinos ya que estos ocurren en ambientes extensionales y se asocian comúnmente con magmatismo carbonatítico (*e.g.*, Tappe *et al.*, 2005).

En general, los lamprófidos ocurren como intrusiones hipabisales menores (*e.g.*, sills, diques, stocks, cuellos volcánicos), aunque casos de lamprófidos extrusivos han sido reportados en México (*e.g.*, Allan y Carmicheal, 1984; Luhr *et al.*, 1989; Luhr, 1997), o se han hecho menciones donde estos se presentan en forma de pequeños cuerpos plutónicos (Best, 2004; Winter, 2014). A pesar de las diversas formas en que pueden presentarse, es más común que estos intrusionen en forma de diques los cuales frecuentemente se encuentran segmentados (Rock, 1987).

De acuerdo a Rock (1991), la ocurrencia de lamprófidos puede ser ligada a diferentes ambientes tectónicos. Mientras que los lamprófidos calcalcalinos suelen encontrarse en márgenes convergentes, los de carácter alcalino se presentan en ambientes extensionales o de intraplaca.

A pesar de que la génesis de los lamprófidos sigue en continuo estudio y entendimiento, es generalmente aceptado que estas rocas se generan a partir de la fusión parcial de bajo grado de metasomas (*e.g.*, Hauser y Matteini, 2010; Orozco-Garza *et al.*, 2013; Batki *et al.*, 2014; Stoppa *et al.*, 2014; Niu *et al.*, 2016; Soder *et al.*, 2016; Pandey *et al.*, 2017; Yang y Jiang, 2017). Así mismo y de manera especial, Su *et al.* (2017) reporta lamprófidos calcalcalinos derivados en gran parte por la fusión parcial de sedimentos terrígenos. En ambos casos, la introducción de placas al manto durante eventos tectónicos previos juega un papel fundamental para la generación de estas litologías.

1.4. Localización del área de estudio

El área de estudio está ubicada en la región centro occidental del estado de Tamaulipas, en el límite de los municipios Villagrán y San Carlos, aproximadamente a 50 km al sureste del municipio de Linares, N.L. Geológicamente, se encuentra bordeando el sector occidental del complejo magmático Sierra de San Carlos-Cruillas, abarcando dos de sus expresiones más importantes: la Sierra de San Carlos y el complejo hipabisal que se encuentra emplazado dentro y fuera de ella. Se tiene acceso directo desde Linares, N.L. tomando la carretera estatal NL 22 hacia los ejidos Guadalupe y San Lázaro de los cuales se toman caminos de terracería que llevan a las zonas de interés. De igual manera, se puede partir desde Los Brasiles, en el municipio de Padilla, Tamaulipas, tomando la carretera TAM 89 la cual lleva directamente hacia el municipio de San Carlos (Fig. 1.2).

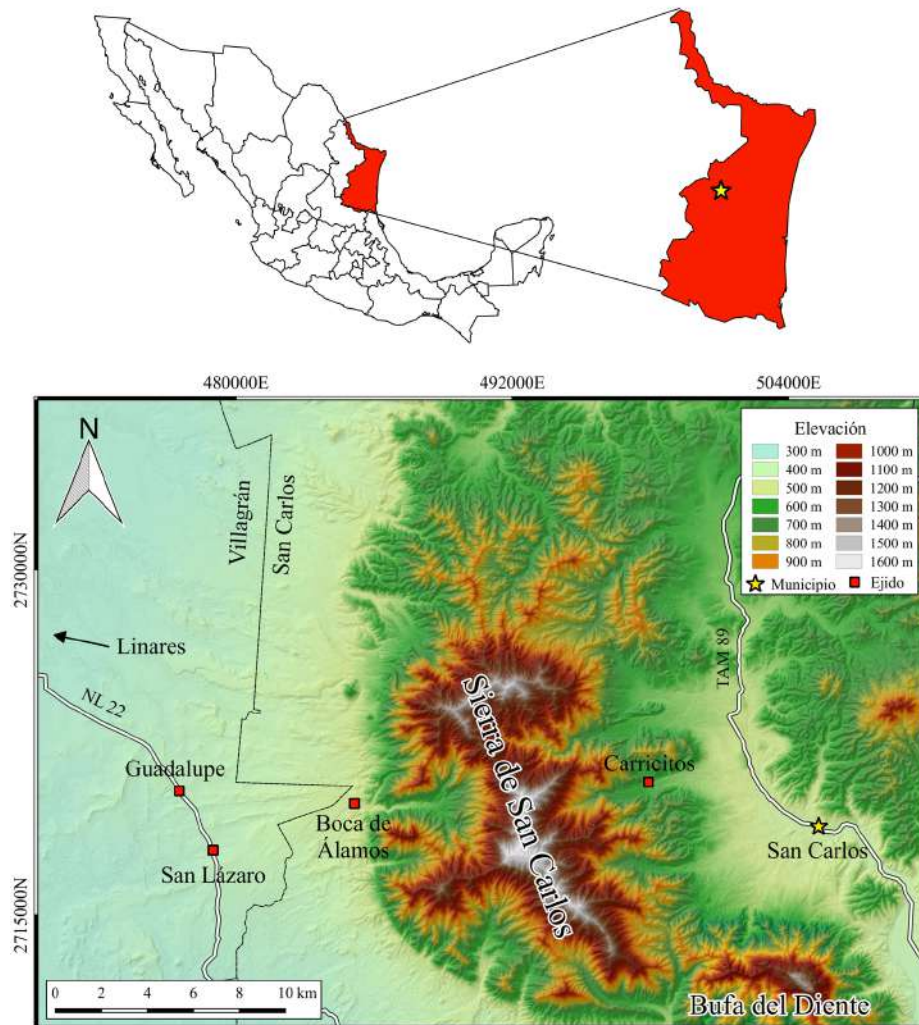


Fig. 1.2 Modelo digital de elevación de la Sierra de San Carlos (Datos tomados del INEGI, 2018).

1.5. Trabajos previos

La Sierra de San Carlos o Sierra Chiquita ha sido motivo de la realización de varios trabajos geológicos a través de los años. La mayor parte tuvo por objetivo dar a conocer los tipos de litologías que la conforman, así como algunos aspectos geoquímicos y geocronológicos. Por otro lado, las rocas hipabisales (diques y sills) dentro y en las cercanías de esta sierra han sido estudiadas en menor medida, conociéndose únicamente sus características mineralógicas y geoquímicas básicas. Debido a esto, en este apartado también se incluirán los trabajos más importantes sobre rocas ígneas previamente realizados en la Sierra de San Carlos para poder proporcionar un panorama geológico completo del área.

Finlay (1904) es el primer trabajo donde se mencionan las rocas ígneas expuestas en la Sierra de San Carlos. En este se describen petrográficamente distintos tipos de cuerpos hipabisales aflorando en la región de San José al norte de la sierra, reportándose tingüaitas, camptonitas, vogesitas y diabasas.

Watson (1937) durante una expedición realizada por la Universidad de Michigan (EUA) en la Sierra de San Carlos, clasificó los diques y sills del área de San José en cuatro grupos: tingüaitas, camptonitas, monchiquitas y monzonitas.

Bloomfield y Cepeda-Dávila (1973) identificaron diques de camptonita y monchiquita cortando dioritas y monzonitas en el Arroyo de las Nueces, cerca del Rancho Carricitos. Intentaron datar dos lamprófidos por el método K-Ar pero no obtuvieron resultados confiables debido a alteración y heterogeneidad en las muestras. Aunado a esto, obtuvieron concentrados de biotita y hornblenda a partir de rocas sieníticas, promediando una edad de 28.8 ± 0.6 Ma, correspondiente al Oligoceno.

En 1979, la Secretaría de Programación y Presupuesto publicó la carta geológica G14C69 a escala 1:50,000 correspondiente al área de estudio.

Nick (1988) en su tesis doctoral trató temas como la mineralogía, geoquímica y petrografía de la Sierra de San Carlos. Dividió a la sierra en tres sectores principales: (a) el sector norte compuesto por rocas monzodioríticas; (b) el sector central conformado por sienitas alcalinas y sienitas nefelínicas; y, por último, (c) el sector sur, formado por rocas gabróicas. Este autor propuso que las sienitas se generaron en un ambiente de intraplaca, mientras que los gabros

y monzodioritas fueron relacionados a un ambiente de subducción. En adición a esto, señala que todos estos cuerpos plutónicos están siendo cortados por diques de sienita nefelínica, sienita alcalina, monzodiorita, gabro, monzogabro y unos denominados como basálticos. Estos últimos con base a la mineralogía que describe pueden ser considerados como lamprófidos. Aunado a esto, realizó análisis de elementos mayores y traza en estas litologías.

El Servicio Geológico Mexicano (SGM; 2001) publicó la carta geológico-minera G14C69 a escala 1:50,000 la cual incluye al área estudiada.

Rodríguez-Saavedra (2003) realizó un estudio de los cuerpos magmáticos emplazados en el poniente, oriente y sur de la Sierra de San Carlos. En este trabajo se exponen aspectos petrográficos y geoquímicos de distintos diques, sills, cuellos volcánicos y ciertos cuerpos intrusivos rodeando la sierra.

Viera-Décida (2006) incluyó en su tesis de Maestría el análisis geocronológico de algunas muestras de la Sierra de San Carlos. Este autor llevó a cabo dataciones K-Ar en minerales y roca total, obteniendo los siguientes resultados: sienita de feldespatos alcalinos: 43.8 ± 1.3 Ma (Eoceno); sienita nefelínica: 34.3 ± 2.9 Ma (Eoceno); gabro: 33.7 ± 0.7 Ma (Eoceno); y por último, una basanita al noreste del poblado de Marmolejo: 12 ± 1.8 (Mioceno).

Viera-Décida *et al.* (2009) propusieron que el magmatismo generado en distintas regiones de la Provincia Alcalina Oriental fue producto de la subducción de bajo ángulo de la Placa Pacífico bajo Norteamérica durante el Eoceno. Posteriormente, esta experimentó un proceso de *roll back*, propiciando así el ascenso astenosférico que daría lugar a la formación de rocas con firmas de intraplaca desde el Eoceno hasta el Pleistoceno.

Dentro del trabajo petrológico de Poliquin (2009), se dataron dos rocas monzodioríticas del área de San José mediante los métodos U-Pb en circones y Ar-Ar en biotita, obteniéndose edades de 37.5 ± 0.7 Ma y 38.2 ± 0.2 Ma, respectivamente. Además se analizó geoquímicamente un dique ultrabásico de esta misma zona el cual presenta una firma de intraplaca.

Vargas-Mendoza (2010) llevó a cabo en su tesis de licenciatura el análisis petrológico de las rocas del área de San José (parte norte de la Sierra de San Carlos), así como un análisis

de la mineralización presente en dicha área. Cabe mencionar que analizó geoquímica y petrográficamente una serie de diques que cortaban al plutón monzodiorítico, clasificándolos como pórfidos gabróticos, camptonitas y pórfidos de sienita nefelínica.

Recientemente, Elizondo-Pacheco (2017) analizó petrográficamente y geoquímicamente un set de diques y sills emplazados en la periferia occidental de la Sierra de San Carlos, reconociendo así, una gran variedad litológica teniendo desde diques gabróticos hasta diques de sienita nefelínica y en especial, lamprófidos clasificados como mochiquita. Este autor atribuye este magmatismo a un ambiente intraplaca.

Por último, Leal-Cuellar (2018) llevó a cabo un estudio petrográfico de las rocas gabróticas y de algunos diques de la Sierra de San Carlos en localidades como Boca de Álamos, La Gloria y Rincón Murillo. Aunado a esto propuso tres mecanismos para la formación de estructuras sin-magmáticas presentes en los plutones aflorando en las distintas áreas de estudio: acumulación, compactación durante el emplazamiento y flujos magmáticos.

1.6 Justificación

La información mineralógica, geoquímica y geocronológica correspondiente a las estructuras subvolcánicas que forman parte del complejo magmático Sierra de San Carlos-Cruillas es relativamente escasa. Además, aún no se cuenta con un modelo petrológico consistente que explique el origen de este magmatismo. Este tipo de modelos es de suma importancia en la comprensión de los procesos tectónicos y magmáticos que tuvieron lugar en el noreste de México, durante el Paleógeno-Neógeno.

1.7 Hipótesis

Los magmas que generaron el enjambre de diques y sills presentes en la Sierra de San Carlos y en su periferia, son producto de la fusión parcial de bajo grado de un manto metasomatizado, la cual ocurrió durante el Eoceno-Oligoceno. Su génesis está relacionada a la de los plutones que conforman la Sierra de San Carlos y su evolución magmática estuvo controlada por procesos de cristalización fraccionada acoplada con pequeñas fracciones corticales asimiladas.

1.8 Objetivos

- Ampliar el muestreo de las estructuras hipabisales de la Sierra de San Carlos y su periferia.
- Clasificar modalmente los cuerpos subvolcánicos analizados.
- Llevar a cabo análisis mineraloquímicos en cristales que puedan indicar procesos importantes de evolución magmática.
- Realizar la revisión de todos los datos geoquímicos existentes de estos cuerpos hipabisales y junto con los generados en el presente trabajo, compararlos con los de los plutones de la Sierra de San Carlos.
- Elaborar modelos de fusión parcial que muestren la composición mineralógica de la potencial fuente mantélica.
- Generar un modelo que ilustre la formación de estos cuerpos y los procesos magmáticos que ocurrieron durante su ascenso y posterior emplazamiento.

1.9 Metodología

La realización de los objetivos establecidos anteriormente, requieren el seguimiento de una serie de pasos, mismos que serán descritos a continuación:

- Consulta y recopilación de información bibliográfica. Llevar a cabo una búsqueda a profundidad en recursos tales como artículos, tesis, libros, con el fin de conocer y comprender la geología presente en el área de estudio y compararla con los complejos alrededor del mundo que presenten características petrológicas similares.
- Recolección de datos de campo y muestreo. Realizar un reconocimiento geológico del área con el motivo de identificar nuevas litologías o características sobresalientes no antes descritas en el complejo estudiado y posteriormente efectuar el muestreo correspondiente.
- Preparación de láminas delgadas. A partir de las muestras recolectadas y con la ayuda del personal técnico que labora en el laboratorio de preparación de la Facultad de Ciencias de la Tierra, UANL, llevar a cabo la elaboración de láminas delgadas. El procedimiento llevado a cabo se describe a continuación: Mediante una cortadora de

disco de diamante se hace un corte en la roca para obtener un cubo de $3.5 \times 2 \times 2.5$ cm aproximadamente. Luego, se pule la superficie de interés sobre un disco metálico agregándole agua y polvo abrasivo de carburo de silicio de $200 \mu\text{m}$, hasta obtener una superficie libre de rayas. El proceso de pulido continúa sobre una placa de vidrio, usando polvos abrasivos más finos (400, 600 y 800). Una vez obtenida una superficie bien pulida, se mezcla resina epóxica y endurecedor en una relación 2:1 para pegar la superficie pulida a un portaobjetos de vidrio. Ya fraguada la resina se procede a cortar dejando un espesor de 1 mm de muestra adherida al vidrio. Se repiten los pasos de pulido fino antes descritos hasta obtener un espesor de aproximadamente $30 \mu\text{m}$.

- Petrografía. El análisis petrográfico de las secciones delgadas se realizará con un microscopio Leica DM750P mediante luz transmitida y la toma de fotomicrografías con una cámara Leica DFC295 utilizando el software Leica Application Suite (LAS).
- Análisis mineraloquímicos. Los análisis de química mineral serán realizados en el Centro de Microscopía de la Universidad Complutense de Madrid (España) mediante el uso de una microsonda electrónica WDS, marca JEOL, modelo JXA-8900 M.
- Geoquímica. Los análisis geoquímicos se llevarán acabo en los laboratorios *Bureau Veritas Commodities* en Vancouver Canadá. Los paquetes que serán preparados mediante los procedimientos PRP70-250 y PULHP. El paquete de elementos mayores (ICP-ES) y de elementos traza (ICP-MS) que se elegirá es el LF200.
- Integración e Interpretación. Por último, teniendo la información bibliográfica, de campo, petrográfica, geoquímica y mineraloquímica generada en los puntos anteriores, se realizará su correspondiente interpretación. Esto con el fin de postular un modelo que ilustre de manera clara la generación de las rocas bajo estudio y los procesos magmáticos que pudieron experimentar durante su ascenso a la superficie.

2. MAGMATISMO EN EL NORESTE DE MÉXICO

2.1. Introducción

México constituye un rompecabezas geológico cuya evolución tectónica ha estado controlada mayormente por la instauración de arcos magmáticos y acreción de terrenos. En general, este ha sido construido con fragmentos de tres orígenes distintos: Gondwana, Laurentia y provenientes del océano paleo-Pacífico (Campa y Coney, 1983; Sedlock *et al.*, 1993; Dickinson y Lawton, 2001; Keppie, 2004). Después el cierre de la Pangea hace ~280 Ma (Nance *et al.*, 2010), distintos arcos magmáticos se desarrollaron como respuesta a la subducción continua en la margen occidental de este supercontinente. Tal es el caso del arco Permo-Triásico y el arco Nazas, los cuales han sido documentados en México, desde Chiapas hasta Sonora, pasando por Tamaulipas, Nuevo León y Coahuila (*e.g.*, Jones *et al.*, 1995; Torres *et al.*, 1999; Shaaf *et al.* 2002; Arvizu *et al.*, 2009; Lawton y Molina-Garza 2014). Estos arcos suturaron en cierta medida los bloques peri-gondwánicos involucrados en la amalgamación de Pangea, evitando así que estos se separarán en el Jurásico, durante la fragmentación de dicho supercontinente. Así mismo, la actividad magmática de estos arcos favoreció el crecimiento de la corteza continental mexicana, modificando su composición en el proceso.

Durante el Jurásico y Cretácico, el noreste de México estuvo controlado por el depósito de paquetes volcánoclasticos, evaporíticos, carbonatados y clásticos los cuales caracterizan la estratigrafía de la región. Durante el Cretácico Superior, tuvo lugar la acreción del terreno Guerrero en el margen occidental de México, desencadenado así el Orógeno Mexicano (Fitz *et al.*, 2017). Cabe mencionar que, este evento deformacional estuvo acompañado de magmatismo todo el tiempo, aunque restringido a la parte del transpaís. De acuerdo a Juárez-Arriaga *et al.* (2019), parte de esta actividad (~85-74 Ma) atribuida a lo que denominan Arco Cordillerano Mexicano, influyó durante la depositación de la Fm. San Felipe.

El último evento magmático registrado en el noreste de México tuvo lugar en el Cenozoico, con la formación de la Provincia Alcalina Oriental. Esta cadena discontinua de complejos magmáticos corre a lo largo de la Planicie Costera del Golfo de manera paralela a la paleotrinchera del occidente de México y se caracteriza por tener grandes cuerpos

plutónicos y abundantes estructuras subvolcánicas los cuales se emplazaron en la secuencia sedimentaria mesozoica. Es importante señalar que evidencias de los productos volcánicos del magmatismo producido durante el Eoceno-Oligoceno están preservados dentro la Cuenca de Burgos (López-Ramos, 1979; Salvador, 1991; Eguiluz de Antuñano, 2011a)

2.2. Arco Pérmico-Triásico

El arco Permo-Triásico en México o el cinturón batolítico Mexicano del este (Ortega-Gutiérrez *et al.*, 2014) es un cinturón discontinuo con tendencia N-S, NO-SE compuesto por granitoides expuestos y subsuperficiales emplazados entre los 290 y 201 Ma. Una gran parte de las rocas generadas por este arco se encuentran bajo superficie y se conoce su presencia ya que han sido cortadas por pozos petroleros en los estados de Coahuila, Nuevo León, Tamaulipas y Veracruz (Wilson, 1990; Torres *et al.*, 1999 y referencias ahí; Eguiluz de Antuño, 2001 y sus referencias). Por otro lado, es posible encontrar afloramientos dispersos de estas rocas en Sonora, Sinaloa, Chihuahua, Coahuila, Puebla, Oaxaca y Chiapas (*e.g.*, Jones *et al.*, 1984; Yañez *et al.*, 1991; Torres *et al.*, 1999; Schaaf *et al.*, 2002; Molina-Garza, 2005; Solé *et al.*, 2007; Weber *et al.*, 2007; Arvizu *et al.*, 2009; Kirsch *et al.*, 2012; Villarreal-Fuentes *et al.*, 2014; Sarmiento-Villagrana *et al.*, 2016), mismos que permiten estudiar este arco más a detalle. Es importante mencionar que rocas de esta misma edad han sido reportadas en el sur de California y oeste de Arizona en Estados Unidos (*e.g.*, Miller *et al.*, 1995; Barth y Wooden, 2006), en el complejo Rabinal y en Los Altos Cuchumatanes en Guatemala y en las Montañas Maya en Belice (Sedlock *et al.*, 1993).

Existen escasos afloramientos de rocas volcánicas de edad pérmica en México, las cuales que podrían estar relacionadas genéticamente al arco Permo-Triásico. Estas incluyen, por ejemplo, las lavas y volcanoclásticos de la Fm. Tuzancoa en el estado de Hidalgo a las cuales se les asignó una edad del Pérmico Inferior en base al contenido fosilífero de las rocas con las que están intercaladas (Rosales-Lagarde *et al.*, 2005) y la Riolita Sosola de 270 ± 3 Ma extruida sobre paragneises del Complejo Oaxaqueño (Ortega-Obregón *et al.*, 2013). Además, se tiene evidencia de bloques volcánicos y rocas volcánicas intercaladas con rocas sedimentarias del Pensilvánico Tardío-Pérmico Tardío en la cuenca de las Delicias, Coahuila (Mckee *et al.*, 1988, Mckee *et al.*, 1999) y una gran abundancia de material detrítico de origen

volcánico en la Fm. Guacamaya (Pérmico Inferior), en Cd. Victoria, Tamaulipas (Gursky y Michalzik, 1989). Por último, Bartolini *et al.* (1999) intentó correlacionar rocas volcánicas aflorando en los estados de Nuevo León, Tamaulipas y San Luis Potosí con el arco Permo-Triásico. Sin embargo, las edades K-Ar que obtuvo se encontraban reiniciadas y trabajos más recientes han indicado que estas se encuentran relacionadas al arco Nazas (*e.g.*, Barboza-Gudiño *et al.*, 2008), a excepción de la Riolita Aserradero la cual tiene una edad de emplazamiento según el método U-Pb en circones de 331 ± 5.2 Ma (Alemán-Gallardo, 2016).

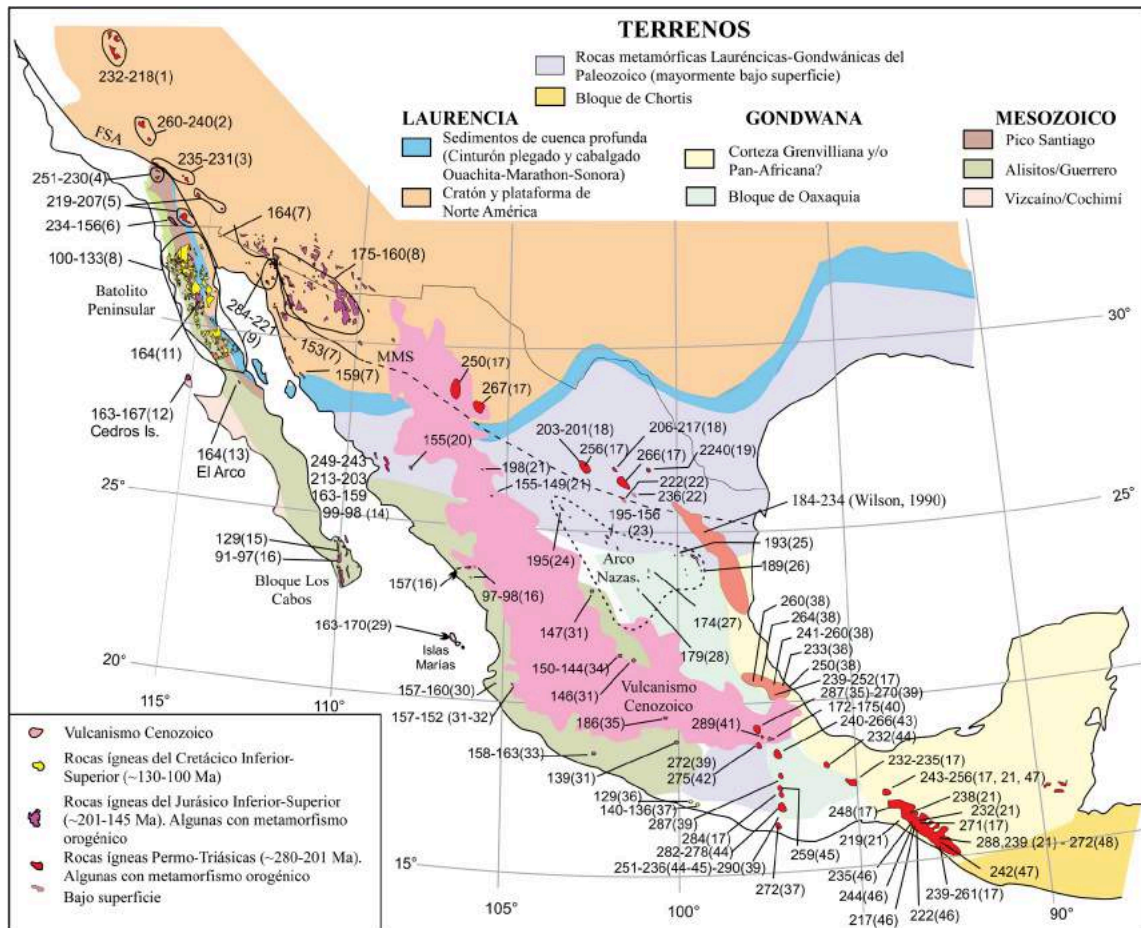


Fig. 2.1 Distribución del arco Permo-Triásico y del arco Nazas en México (Modificado de Sarmiento-Villagrana *et al.*, 2016). FSA: Falla de San Andrés; MMS: Megacizalla Mojave-Sonora. Los números entre paréntesis pertenecen a las citas en el texto original.

En comparación con la actividad plutónica, la falta de productos volcánicos con edades permo-triásicas es evidente. Una explicación simple y especulativa es que esta parte volcánica del arco pudo haber sido erosionada. Además, la extensión cortical regional generada durante la separación de Sur y Norte América y la extensión Jurásica relacionada a

la apertura del Golfo de México pudieron haber contribuido al sepultamiento, atenuación y disectación del arco (Bartolini y Mickus, 2001).

Por otra parte, la presencia de circones heredados y detríticos con edades permo-triásicas en rocas ígneas y sedimentarias más jóvenes apoya la existencia de este evento magmático. Ejemplos de estos circones pueden ser encontrados en areniscas pérmicas en la Sierra Plomosa en Chihuahua (Barboza-Gudiño *et al.*, 2016), en rocas clásticas triásicas y jurásicas de los grupos Barranca y El Antimonio en Sonora (González-León *et al.*, 2009), en la Fm. El Alamar (Barboza-Gudiño *et al.*, 2010, 2014), en rocas clásticas del Triásico Tardío-Jurásico Temprano aflorando en la Sierra de Catorce y El Alamito en San Luis Potosí (Venegas-Rodríguez, 2009), en litarenitas feldespáticas del Jurásico Medio-Tardío (Fm. La Boca) en Miquihuana, Tamaulipas (Barboza-Gudiño *et al.*, 2014), en rocas volcánicas pertenecientes al arco Nazas aflorando en Chihuahua y Nuevo León (*e.g.*, Barboza-Gudiño *et al.*, 2016; Cruz-Gómez *et al.*, 2017), en areniscas triásicas del Complejo El Chilar, en areniscas volcanoclásticas jurásicas de la Fm. San Juan de la Rosa y en la arenisca Mineral de Pozos del Cretácico Superior en Querétaro y Guanajuato (Ortega-Flores *et al.*, 2014), en areniscas de la Fm. La Boca y La Joya en el Valle de Huizachal, Tamaulipas (Rubio-Cisneros y Lawton, 2011), en la Fm. La Casita en Durango y Nuevo León (Ocampo-Díaz *et al.*, 2014; Molina-Garza y Lawton, 2014) y en los horizontes de cenizas volcánicas alteradas de la Fm. San Felipe del Cretácico Superior (Velasco-Tapia *et al.*, 2016), por mencionar algunos.

De manera regional en el noreste de México, este arco Permo-Triásico se encuentra representado por granitos de 267-250 Ma en Chihuahua (Murillo y Torres, 1987, en Torres *et al.*, 1999), la isla o Bloque de Coahuila y el arco de Tamaulipas (Isla de San Carlos de Alfonso-Zwanziger, 1978) el cual atraviesa los estados de Nuevo León y Tamaulipas con una tendencia N-SE y sólo se conoce su presencia por datos de pozos petroleros (*e.g.*, Wilson, 1990 y referencias ahí) y por datos gravimétricos (Bartolini y Mickus, 1999). Cabe mencionar que en algunos sectores de Coahuila existen pequeños intrusivos que pudieron haber servido como altos de basamento locales, por ejemplo, los altos La Mula (213 ± 14 Ma) y Monclova (Jones *et al.*, 1984; Wilson, 1990), así como los intrusivos tonalíticos en la región de Acatita (~215-205 Ma; Molina-Garza, 2005).

Según Goldhammer (1999), el Bloque de Coahuila y el arco de Tamaulipas fungieron como altos de basamento persistentes teniendo una fuerte influencia durante la sedimentación del Triásico Superior-Jurásico Superior, siéndolo de igual manera para rocas clásticas del Cretácico Inferior (*e.g.*, Ocampo-Díaz *et al.*, 2014; Molina-Garza y Lawton, 2014). Particularmente, el arco de Tamaulipas era un mosaico de islas formando un tipo de archipiélago mientras que el Bloque de Coahuila era un alto topográfico prominente, esto basado en los patrones regionales de facies sedimentarias (Wilson, 1990; Goldhammer, 1999).

A pesar de que diferentes escenarios tectónicos han sido propuestos para la generación de las rocas permo-triásicas en México (*e.g.*, Woods *et al.*, 1991; Salvador, 1991; Grajales-Nishimura *et al.*, 1992; Torres *et al.*, 1999; Dickinson y Lawton, 2001; Weber *et al.*, 2007; Ortega-Obregón *et al.*, 2013), el más aceptado hoy en día es donde se tiene una subducción hacia el este desarrollada en la margen occidental de Pangea durante el Pérmico-Triásico (Torres *et al.*, 1999; Dickinson y Lawton, 2001; Weber *et al.*, 2007; Ortega-Obregón *et al.*, 2014; Vega-Granillo *et al.*, 2017). Esto último es sustentado por las características geoquímicas típicas de arco continental presentes en tales rocas (*e.g.*, Torres *et al.*, 1999; Schaaf *et al.*, 2002; Arvizu *et al.*, 2009; Kirsch *et al.*, 2012). Por otra parte, las características isotópicas reportadas sugieren la mezcla entre un material magmático juvenil y diferentes materiales corticales evolucionados de edades proterozoicas (*e.g.*, Torres *et al.*, 1999; Arvizu *et al.*, 2009; Ortega-Obregón *et al.*, 2014).

2.3. Arco Nazas (Jurásico Inferior-Jurásico Superior)

El arco Nazas (arco Caopas-Rodeo-Nazas de Sedlock *et al.*, 1993) se compone por diversos afloramientos de rocas volcanosedimentarias y volcánicas, así como escasos plutones, expuestos de manera puntual siguiendo una tendencia similar a la del Arco Permo-Triásico (Ver Fig. 2.1). De acuerdo a Bartolini *et al.* (2003), cada uno de estos pueden ser considerado como la parte superior del arco y las raíces de este, respectivamente. Se ha sugerido que este arco en México es la extensión hacia el sureste del arco magmático presente en la Cordillera de E.U.A en los estados de Nevada, California y Arizona (Damon *et al.*, 1981), misma que podría llegar hasta Venezuela y Colombia (Bartolini *et al.*, 2003). Con

base a los datos geocronológicos disponibles hasta el día de hoy, se especula que el arco Nazas estuvo activo durante todo el Jurásico (~198-149 Ma; Damon *et al.*, 1981; Cruz-Gómez *et al.*, 2017).

Evidencias de este arco pueden ser encontradas en amplias exposiciones en Sonora (175-153 Ma; Anderson *et al.*, 2005; Haxel *et al.*, 2005), dentro del complejo Sonobari en los límites entre Sonora y Sinaloa (163-151 Ma; Vega-Granillo *et al.*, 2008; Sarmiento-Villagrana *et al.*, 2016), en Durango (195-149 Ma; Damon *et al.*, 1981; Grajales-Nishimura *et al.*, 1992; Bartolini *et al.*, 2003; Molina-Garza y Lawton, 2014), en Chihuahua (198-171 Ma; Damon *et al.*, 1981; Villarreal-Fuentes *et al.*, 2014; Barboza-Gudiño *et al.*, 2016), en la Sierra de San Julián, Zacatecas (195-158 Ma; Fries y Rincón-Orta, 1965; López-Infanzón, 1986; Jones *et al.*, 1995), en Galeana y Aramberri, Nuevo León (193-149; Barboza-Gudiño *et al.*, 2008; Cruz-Gómez *et al.*, 2017), en el Valle de Huizachal, Tamaulipas (~189 Ma; Fastovsky *et al.*, 2005), en San Luis Potosí en el área de Charcas y en la Sierra de Catorce (191-172 Ma; Barboza-Gudiño *et al.*, 2004; Zavala-Monsiváis *et al.*, 2012), entre los límites de Puebla y Oaxaca (175-172 Ma; Yañez *et al.*, 1991) y en Chiapas (~191 Ma; Godínez-Urban *et al.*, 2011). Aunado a esto, se han reportado diferentes cuerpos plutónicos con edades que van de ~184 a ~160 Ma los cuales han sido cortados por pozos petroleros de PEMEX en los estados de Coahuila, Nuevo León, Tamaulipas y Veracruz (Wilson, 1990; Eguiluz de Antuño, 2001).

Es importante mencionar que como señalaron Molina-Garza y Lawton (2014), la actividad magmática del arco Nazas continuó aún después del depósito de las formaciones volcánicas clásicas que lo representan (*e.g.*, Fm. Nazas, Fm. La Boca), teniendo evidencia de esto en la Fm. La Gloria en Coahuila y mejor ejemplificado, en la Fm. Minas Viejas que contiene domos riódacíticos datados en 149.4 ± 1.2 Ma (Cruz-Gómez *et al.*, 2017).

Así mismo, poblaciones de circones detríticos cubriendo todo el lapso de actividad de este arco magmático han sido encontrados en diferentes formaciones a lo largo de México. Algunos ejemplos incluyen a las formaciones Basomari, Santa Rosa y Lily en Sonora (González-León *et al.*, 2009), las areniscas de la Fm. Plomosas en Chihuahua (Villarreal-Fuentes *et al.*, 2014), la Fms. La Casita y La Carbonera en Durango (Molina-Garza y Lawton,

2014) las areniscas de la Fm. La Casita en Nuevo León (Ocampo-Díaz *et al.*, 2014), las Fms. La Boca y La Joya en el Valle de Huizachal, Tamaulipas (Rubio-Cisneros y Lawton, 2011), la Fm. La Boca en Miquihuana, Tamaulipas (Barboza-Gudiño *et al.*, 2014), las rocas clásticas aflorando en la Sierra de Catorce y El Alamito en San Luis Potosí (Venegas-Rodríguez, 2009), la Fm. Tecocoyunca en Oaxaca (Durán-Aguilar, 2014) y los miembros Diamante y Jericó de la Fm. Todos Santos en Chiapas (Godínez-Urban *et al.*, 2011).

Tradicionalmente, estas rocas han sido consideradas como producto de un arco volcánico formado en la margen occidental de Norte América durante el Jurásico. Esta hipótesis ha sido sustentada por distintos autores con datos geoquímicos los cuales sugieren una afinidad tectónica de arco continental (*e.g.*, Grajales-Nishimura *et al.*, 1992; Jones *et al.*, 1995; Bartolini *et al.*, 2003; Fastovsky *et al.*, 2005; Barboza-Gudiño *et al.*, 2008; Godínez-Urban *et al.*, 2011; Zavala-Monsiváis *et al.*, 2012; Cruz-Gámez *et al.*, 2017; Sarmiento-Villagrana *et al.*, 2017). Es importante aclarar que la idea de Jones *et al.* (1995) de que algunas de estas rocas volcánicas fueron trasladadas por la megacizalla Mojave-Sonora hacia el centro de México ha sido abandonada (Molina-Garza y Lawton, 2014). Por otro lado, Martini y Ortega-Gutiérrez (2016) han descartado la interpretación del arco continental, favoreciendo un escenario en el cual el cinturón plutónico costero del Jurásico Inferior-Medio representa el arco magmático relacionado a la subducción del Pacífico y la provincia volcanosedimentaria Nazas fue desarrollada por atenuación transtensional de la litósfera continental detrás del arco relacionada a la apertura del océano Atlántico.

2.4. Magmatismo intraplaca del Jurásico Superior (Cuenca La Popa)

Bloques de origen ígneo han sido reportados en la Cuenca La Popa dentro de los diapiros salinos La Popa, El Gordo y El Papalote (Garrison y McMillan, 1999; Lawton y Amato, 2017; Castañeda-Narvaez, 2018). Normalmente, estos se encuentran concentrados en los bordes de los diapiros, hecho que podría estar relacionado con el flujo lateral que mueve a estos bloques cuando llegan a la superficie (Garrison y McMillan, 1999). El tamaño de los xenolitos en el diapiro El Gordo va desde pocas decenas de cm hasta bloques gigantes de ~140 m (Lawton y Amato, 2017), mientras que en el diapiro El Papalote estos bloques pueden llegar a alcanzar los ~200 m (Garrison y McMillan, 1999). Entre las variedades litológicas

que conforman los bloques se incluyen dioritas, monzonitas, tonalitas, basaltos alcalinos (Garrison y McMillan, 1999; Lawton y Amato, 2017; Castañeda-Narvaez, 2018), así como bloques de rocas carbonatadas. A estas últimas se les ha asignado una edad del Kimmeridgiano (Jurásico Tardío) con base a la presencia de *Nanogyra Virgula* (Vega y Lawton, 2011).

Los bloques dentro del diapiro El Papalote están típicamente fracturados, en ocasiones son cortados por diques, carecen de márgenes de enfriamiento, de estructuras almohadilladas o de texturas foliadas indicativas de metamorfismo dinamothermal y donde están expuestos, sus bordes consisten de una mezcla de color verde pálido de evaporita con roca ígnea brechada intemperizada (Garrison y McMillan, 1999; Castañeda-Narvaez, 2018). Los minerales ígneos han sido sustituidos por un ensamblaje mineral metamórfico de clorita-epidota-actinolita-sericita el cual ha sido interpretado como producto de un metamorfismo en las facies de esquistos verdes. La presencia de este tipo de arreglos mineralógicos en las rocas metaplutónicas y metavolcánicas sugieren que ambos protolitos experimentaron temperaturas similares y que probablemente fueron metamorfoseadas durante el mismo evento termal hace 146.5 ± 1.6 Ma (Garrison y McMillan, 1999). De igual manera, no se han encontrado contactos prístinos entre las rocas ígneas y las evaporitas dentro del diapiro El Gordo, impidiendo la observación de las texturas primarias desarrolladas durante la interacción magma-evaporita (Lawton y Amato, 2017).

De acuerdo a los diagramas de patrones multielementos, de REE y de discriminación tectonomagmática, es posible relacionar la génesis de estas rocas a un ambiente tectónico de rift continental acompañado de la fusión parcial de un manto heterogéneo (Garrison y McMillan, 1999; Lawton y Amato, 2017; Castañeda-Narvaez, 2018). Aunado a esto, los valores positivos de ϵ_{Nd} de 1.5-2.4 indican que estas rocas no fueron derivadas exclusivamente de corteza continental fundida (Lawton y Amato, 2017). La presencia de estas rocas con firma de rift continental en los diairos El Gordo y El Papalote sugiere que la extensión en el noreste de México durante el Jurásico fue suficiente como para permitir la fusión por descompresión de la astenósfera (Garrison y McMillan, 1999; Lawton y Amato, 2017).

Recientemente, Lawton y Amato (2017) dataron por el método de U-Pb cuatro bloques ígneos dentro del diapiro El Gordo resultando edades de cristalización que van desde 158 a 150 Ma (Oxfordiano Tardío-Titoniano), mismas que fueron interpretadas como el rango de edad del magmatismo tipo rift continental en el noreste de México. Aunado a esto, infieren que el depósito de la sal tuvo que haber comenzado hace más de 158 Ma para que pudiera alojar las intrusiones, y tuvo que terminar aproximadamente al inicio del diapirismo cerca de hace 150 Ma.

A diferencia de Garrison y McMillan (1999), quienes pensaban que los bloques alogénicos en la cuenca La Popa tenían un origen anterior a la depositación de la sal, Lawton y Amato (2017) propusieron que el magma intruyó directamente la sal durante o poco después de su depósito, posiblemente de manera concomitante con un diapirismo incipiente iniciado por la carga de estratos marinos suprayacentes del Jurásico Superior. Al entrar en contacto el magma y la evaporita, se generó un ambiente hidrotermal (Lawton y Amato, 2017), el cual pudo haber propiciado las condiciones para metamorfizar los bloques en las facies de esquistos verdes. Esta hipótesis parece más factible que la propuesta Garrison y McMillan (1999), quienes sugieren que este metamorfismo fue el resultado del alto flujo de calor del rift al final del Jurásico.

El magmatismo básico a intermedio grabado en los diairos en la cuenca La Popa en forma de bloques es espacial y geoquímicamente distinto al magmatismo calco-alcalino del arco Nazas (Lawton y Amato, 2017). Sin embargo, basándose en el registro geocronológico disponible para los dos tipos de magmatismo, ambos terminaron su actividad a los ~150 Ma (Lawton y Amato, 2017; Cruz-Gómez *et al.*, 2017). Debido a la firma geoquímica de estos xenolitos, su origen ha sido relacionado tectónicamente a la apertura del Golfo de México (Garrison y McMillan, 1999; Stern y Dickinson, 2010; Castañeda-Narvaez, 2018). En conclusión, el magmatismo Jurásico en México y en la región del Golfo de México probablemente fue resultado de más de un proceso tectónico y consecuentemente sigue siendo un tema de debate (Lawton y Amato, 2017).

2.5. Depósitos de cenizas alteradas del Cretácico Superior (Fm. San Felipe)

La Formación San Felipe ha sido descrita por diversos autores como un paquete que se caracteriza por presentar intercalaciones de calizas, margas, areniscas, lutitas, limolitas y horizontes verdosos de cenizas volcánicas alteradas (*e.g.*, Muir, 1936; Padilla y Sánchez, 1982; Seibertz, 1988; Velasco-Tapia *et al.*, 2016; Almanza-García, 2018). Según el Léxico Estratigráfico del Servicio Geológico Mexicano (2015), la Fm. San Felipe se encuentra ampliamente distribuida de manera geográfica en los estados de Coahuila, Nuevo León, Tamaulipas, Veracruz, San Luis Potosí, Hidalgo y Puebla, aspecto que hace que el espesor de esta Formación sea variable, pudiendo superar los 300 m (Pemex, 1988).

De acuerdo a los perfiles estudiados por Velasco-Tapia *et al.* (2016), ubicados en el estado de Nuevo León, estos contienen de ocho a cuarenta estratos volcano-sedimentarios color verde-amarillo los cuales representan los restos alterados de ceniza vítrea-cristalina (granos principales: cuarzo + feldespatos alcalinos + plagioclasa sódica + circón + biotita; matriz: vidrio + calcita + clinocloro + illita) depositada y preservada en un ambiente somero de plataforma abierta durante el Santoniano-Campaniano.

La geoquímica de elementos traza, indica que el vulcanismo parental tiene una composición riódacítica, riolítica y de comandita-pantellerita (Velasco-Tapia *et al.*, 2016; Almanza-García, 2018). Así mismo, los diagramas de discriminación tectonomagmática sugieren un origen ligado a un arco continental transicional a un ambiente tectónico de extensión, el cual conforme a las edades U-Pb en circones (84-73 Ma), es relacionado al magmatismo del Arco Cordillerano Mexicano (Velasco-Tapia *et al.*, 2016; Juárez-Arriaga *et al.*, 2019).

2.6. Provincia Alcalina Oriental

La Provincia Alcalina Oriental (PAO) es una cadena discontinua de complejos magmáticos con tendencia NO-SE, situados de manera paralela a la paleotrinchera del occidente de México, comenzando posiblemente en el sureste de los Estados Unidos y culminando en lo que se conoce como Planicie de Tampico (Fig. 2.2). Demant y Robin (1975) fueron los primeros en mencionar esta alineación de complejos alcalinos y de manera subsiguiente, distintos autores han estudiado las rocas que conforman esta provincia (*e.g.*,

Robin y Touron, 1978; Clark *et al.*, 1982; Ramírez-Fernández, 2000; Ferrari *et al.*, 2005; Treviño-Cázares *et al.*, 2005; Aranda-Gómez, 2005; Molina-Garza *et al.*, 2008; Viera-Décida *et al.*, 2009; Camprubí, 2013).

Las localidades que conforman a la PAO incluyen la Sierra Maderas del Carmen (SMC), el Cinturón Candela Monclova (CCM), la Sierra de Picachos (SP), la Sierra de San Carlos-Cruillas (SSCC), la Sierra de Tamaulipas (ST) y la Planicie Tampico (PT). Estas localidades se extienden a través de ~900 km de longitud. Además de estos complejos, es de gran importancia mencionar la posibilidad de que exista una conexión entre la PAO y la provincia magmática de Trans-Pecos en Texas (Barker, 1977; Robin y Touron, 1978; Ortega-Gutiérrez *et al.*, 2014), debido a la similitud de litologías, rango de edades y ambientes tectónicos involucrados (*e.g.*, Barker, 1987; James y Henry, 1991).

Anteriormente, la Sierra de Otontepec o Tantima, el macizo de Palma Sola y Los Tuxtlas, figuraban dentro de los mapas de la PAO (*e.g.*, Robin, 1982; Ramírez-Fernández, 2000; Ferrari *et al.*, 2005; Viera-Décida *et al.*, 2009). Sin embargo, estas localidades ya no son consideradas como parte de esta provincia. En el primer caso, el magmatismo presente en la Sierra de Otontepec fue atribuido a un proceso de *slab detachment* de la placa de Cocos por Orozco-Esquivel *et al.* (2007), mientras que para el macizo de Palma Sola y Los Tuxtlas, Gómez-Tuena *et al.* (2003) identificaron una componente de subducción la cual fue relacionada a la Faja Volcánica Transmexicana.

Particularmente, la PAO se caracteriza por presentar abundantes rocas alcalinas y en menor medida, subalcalinas, con composiciones que van desde ultrabásicas hasta ácidas (Fig. 2.3). Aunado a esto, se tiene la presencia de rocas peralcalinas en todos los complejos, excepto en el CCM (Fig. 2.4) y la coexistencia de rocas sobresaturadas y subsaturadas (Fig. 2.5). Por un lado, las rocas con cuarzo normativo pueden encontrarse en la SMC, CCM, SP, SSCC y ST, mientras que presentan nefelina normativa, en todas las localidades de la provincia, excepto en la SMC. Es necesario aclarar que en esta última localidad se tienen muy pocos datos reportados. Aunado a esto, la provincia se distingue por presentar un magmatismo continuo desde el Eoceno hasta el Pleistoceno (Fig. 2.6; Sewell, 1968; Bloomfield y Cepeda, 1973; Cantagrel y Robin, 1979; Camacho-Angulo, 1993; Pérez, 1994;

Römer y Heinrich, 1998; Iriondo *et al.*, 2003, 2004; Chávez-Cabello, 2005; Viera-Décida, 2005; Poliquin, 2009; Levresse *et al.* 2011). Sin embargo, hacen falta datos que pueden indicar esta continuidad en cada uno de los complejos que la conforman. A pesar de esto, es posible distinguir que, en las primeras etapas, este magmatismo estuvo controlado por rocas plutónicas y subvolcánicas, mientras que, en las últimas, estuvo dominado por derrames de lava de composición básica.



Fig. 2.2 Complejos magmáticos que conforman la Provincia Alcalina Oriental (PAO). Nótese la posible extensión hacia el noroeste con la provincia magmática de Trans-Pecos. PMTP: Provincia magmática de Trans-Pecos; SMC: Sierra Maderas del Carmen; CCM: Cinturón Candela-Monclova; SP: Sierra de Picachos; SSCC: Sierra de San Carlos-Cruillas; ST: Sierra de Tamaulipas; PT: Planicie de Tampico; SMO: Sierra Madre Oriental; FVTM: Faja Volcánica Transmexicana. Las provincias Sierra Madre Occidental y la Faja Volcánica Transmexicana fueron tomadas de Ferrari *et al.* (2017) y de Gómez-Tuena *et al.* (2016), respectivamente. La PMTP fue tomada de Barker, (1977), la SMC de las cartas H13-D38, H13-D39, H14-C31 y H14-C41 del Servicio Geológico Mexicano, el CCM y la SP de Chávez-Cabello (2005), la SSCC de Rodríguez-Saavedra (2003), la ST de Ramírez-Fernández (1996) y la PT de Viera-Décida (2006).

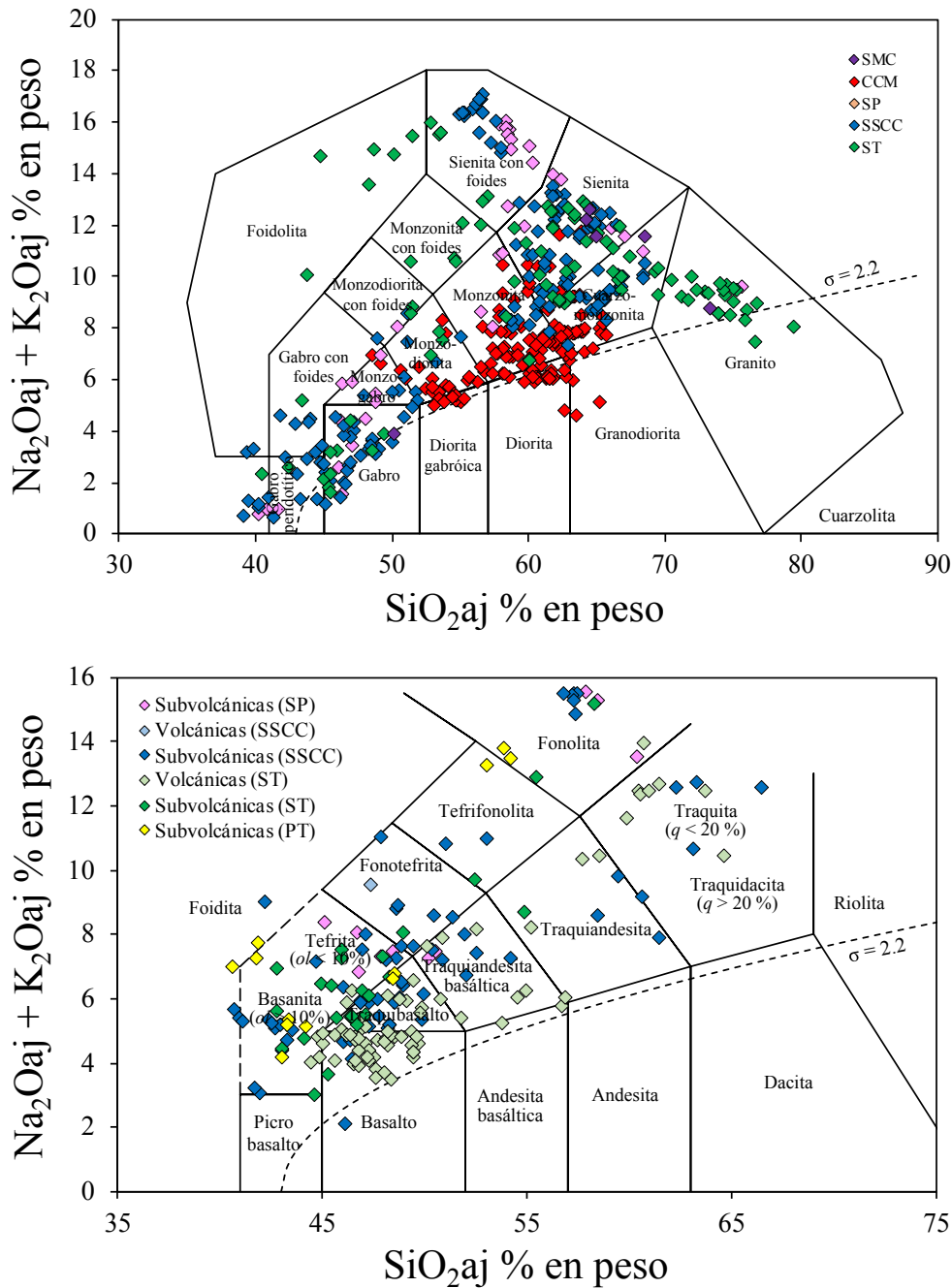


Fig. 2.3 Clasificación y carácter de las rocas plutónicas, subvolcánicas y volcánicas de la PAO. El diagrama para rocas plutónicas es de Middlemost (1994) y el de rocas subvolcánicas y volcánicas de Le Bas et al. (1986). Datos tomados de: Robin y Tourmon (1978); Nick (1988); Morton-Bermea (1990); Elías-Herrera *et al.* (1991); Ramírez-Fernández (1996); Viera-Décida (1998); Rodríguez-Saavedra (2003); Chávez-Cabello (2005) y referencias ahí; Viera-Décida (2005); Treviño-Cázares (2006); Poliquin (2009); Rafael-Aguilera (2009); Mendoza-Vargas (2010); Elizondo-Pacheco (2017).

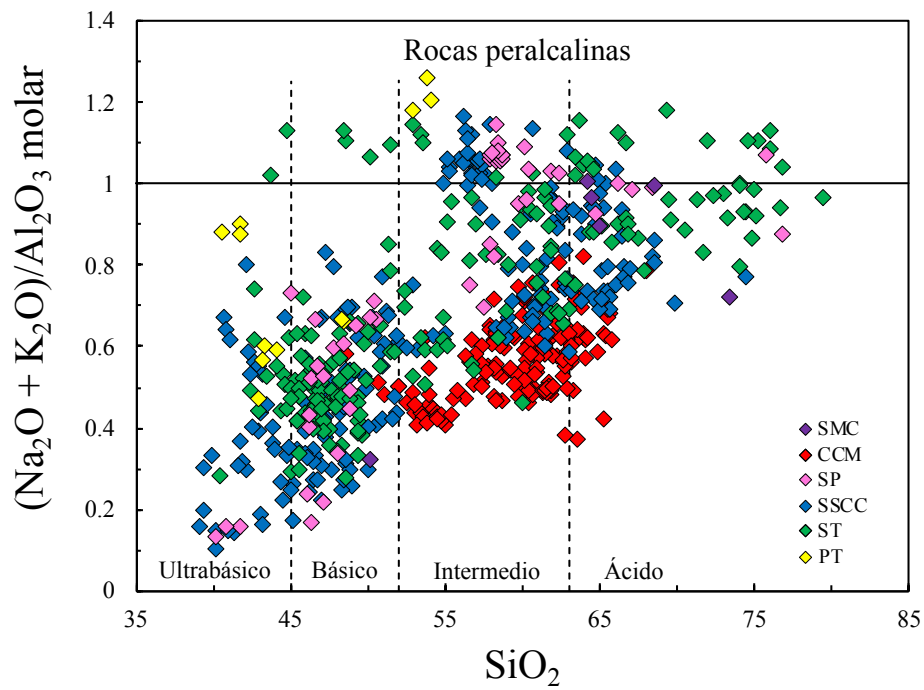


Fig. 2.4 Composiciones y abundancia de las rocas peralcalinas dentro de la PAO. Relación molar de $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})/\text{Al}_2\text{O}_3 > 1$ de Marks y Markl (2017).

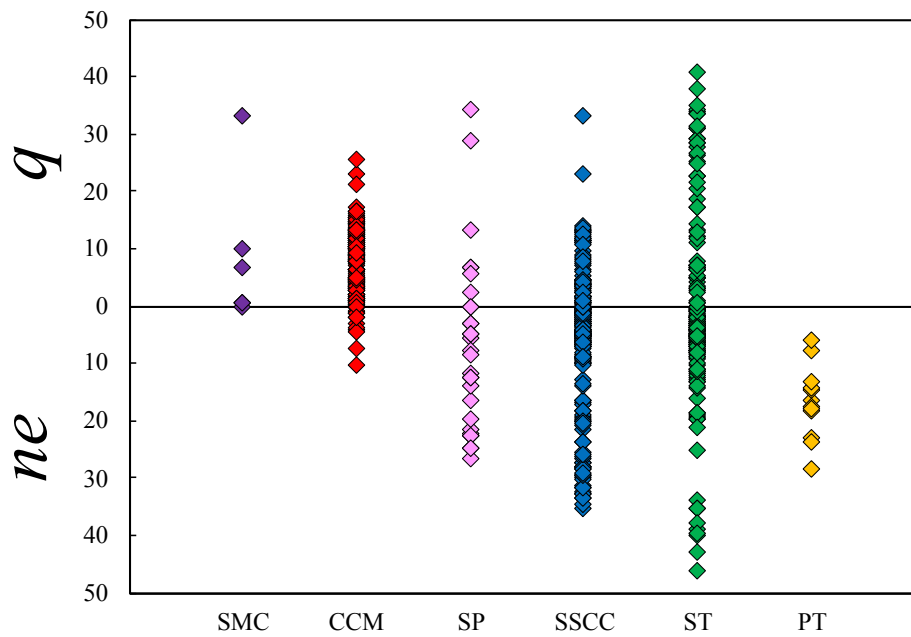


Fig. 2.5 Distribución de rocas sobresaturadas (normativas en q) y subsaturadas (normativas en ne) en la Provincia Alcalina Oriental. q : cuarzo; ne : nefelina. Nombre de los complejos en Figura 2.2. Para referencias bibliográficas ir a Figura 2.3.

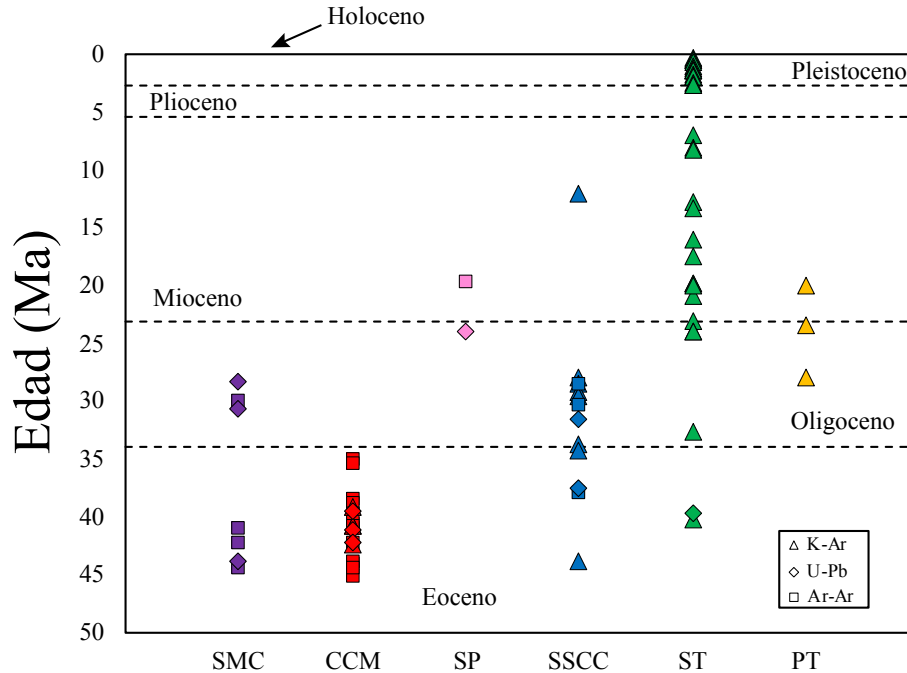


Fig. 2.6 Distribución espacial y temporal del magmatismo presente en la Provincia Alcalina Oriental. Datos tomados de: Sewell (1968); Bloomfield y Cepeda-Dávila (1973); Cantagrel y Robin (1979); Camacho-Angulo (1993); Pérez (1994); Römer y Heinrich (1998); Iriondo *et al.* (2003); Iriondo *et al.* (2004); Chávez-Cabello (2005); Viera-Décida (2006); Molina-Garza *et al.* (2008); Poliquin (2009); Levresse *et al.* (2011).

En adición a lo antes mencionado, existen evidencias de material volcánico dentro de la Cuenca de Burgos el cual pudo haberse generado durante el magmatismo ocurrido en la Sierra de San Carlos-Cruillas. Haciendo una equivalencia temporal del magmatismo y de las formaciones dentro de esta cuenca, se esperaría encontrar material volcánico a partir de la Fm. Yegua (límite inferior 39.5 Ma; Eguiluz de Antuñano, 2011b), ya que la edad de 43.8 ± 1.30 Ma de Viera-Décida (2006) presenta incongruencias con las relaciones de campo observadas. Sin embargo, Eguiluz de Antuñano (2011b) no reporta este tipo de evidencias dentro de esta formación. De acuerdo a López-Ramos (1979) y Salvador (1991), estas comienzan a aparecer en la Fm. Jackson y en la Fm. Vicksburg (intervalo de depositación de ambas de 37 a 32 Ma; Rosen *et al.* 1994). En la primera, como horizontes de ceniza intercalados con areniscas y lutitas arenosas, mientras que en la segunda, como capas de ceniza volcánica que alternan con arcillas y arenas fosilíferas. De igual manera, Salvador (1991) y Eguiluz de Antuñano (2011a) mencionan que la Fm. Frío tiene la particularidad de contener una granulometría gruesa con tobas y abundantes clastos volcánicos de composición alcalina.

Este mismo autor sugiere que el emplazamiento de los plutones de la Sierra de San Carlos-Cruillas provocó la exhumación de la columna sedimentaria y por ende, la retirada del mar. Esto podría explicar la superficie de erosión en la cima de la Fm. Vicksburg (~30 Ma) y el abundante material de origen ígneo en la Fm. Frío. Así mismo, relaciona a este evento magmático una serie de fallas maestras extensionales en la Fm. Vicksburg que profundizan y afectan a estratos del Mesozoico.

Hace más de tres décadas, Clark *et al.* (1982) propusieron que la migración del arco magmático situado en la paleotrinchera en el Pacífico hacia dentro del continente (~1,000 km) y su posterior proceso de *roll-back* hace ~30 Ma, originó rocas alcalinas y calco-alcalinas con alto K en el noreste de México y Oeste de Texas. De igual manera, Viera-Décida *et al.* (2009) y Poliquin (2009) retratan un origen similar con apoyo de datos geocronológicos y geoquímicos. Estos autores proponen que el magmatismo en la PAO inició en el Eoceno en forma de plutones en el CCM, en la SSCC y en la ST; actividad relacionada directamente con la subducción de la Placa Farallón bajo Norteamérica. Después, durante el Oligoceno, un aumento en el ángulo de la placa subducida propició el ascenso del manto astenosférico permitiendo así la generación de rocas con características geoquímicas de intraplaca. Por otro lado, Ortega-Gutiérrez *et al.* (2014) explicaron este magmatismo con un escenario tectónico en el cual una subducción de la placa Farallón durante el Eoceno-Oligoceno Temprano cambió a una dispersión tras-arco en el Oligoceno-Mioceno Temprano. Por último, Ferrari *et al.* (2017) sugirieron que las rocas del Cinturón Candela-Monclova se generaron por la fusión parcial de un manto litosférico composicionalmente modificado a medida que la placa Farallón empezaba a ser removida de la base de la litósfera mexicana.

Con base a lo mencionado anteriormente, es posible concluir que aún no se cuenta con un modelo tectónico congruente el cual muestre como se generó la Provincia Alcalina Oriental y hasta que grado puede ser relacionada con la actividad magmática en Trans-Pecos, Texas.

2.6.1. Sierra Maderas del Carmen

La Sierra Maderas del Carmen y sus alrededores se caracterizan por presentar diversos cuerpos plutónicos y subvolcánicos de 1-5 km de diámetro (Fig. 2.7) que de acuerdo al SGM, muestran litologías tales como diorita, monzonita, granito, sienita y pórfido riolítico. Algunos de los cuerpos dentro de este complejo son La Vasca de 44.59 ± 0.05 Ma (Iriondo *et al.*, 2004), el Cerro El Centinela, el Cerro La Cueva estudiado previamente por Daugherty (1963), Pico Etéreo, el Cerro Agua Chile estudiado por McNulty *et al.* (1963), el Cerro Colorado de 30.07 ± 0.02 Ma y el Cerro El Burro de 41.13 ± 0.05 Ma (Iriondo *et al.*, 2004). Cabe mencionar que además se reportó una diorita al sureste del Cerro El Burro de 42.51 ± 0.02 Ma. Del mismo modo, Levresse *et al.* (2011) reportaron una edad U-Pb de 28.4 ± 0.04 Ma en circones para el cuello riolítico expuesto en El Pilote. Por otro lado, Poliquin (2009) dató dos sienitas con edades U-Pb en circón de 43.9 ± 0.7 Ma y 30.7 ± 0.7 Ma. Así mismo, analizó elementos mayores y traza en seis muestras, las cuales presentan patrones multielementos comparables a los de rocas generadas en un ambiente intraplaca, excepto una, que exhibe una anomalía negativa de Nb-Ta.

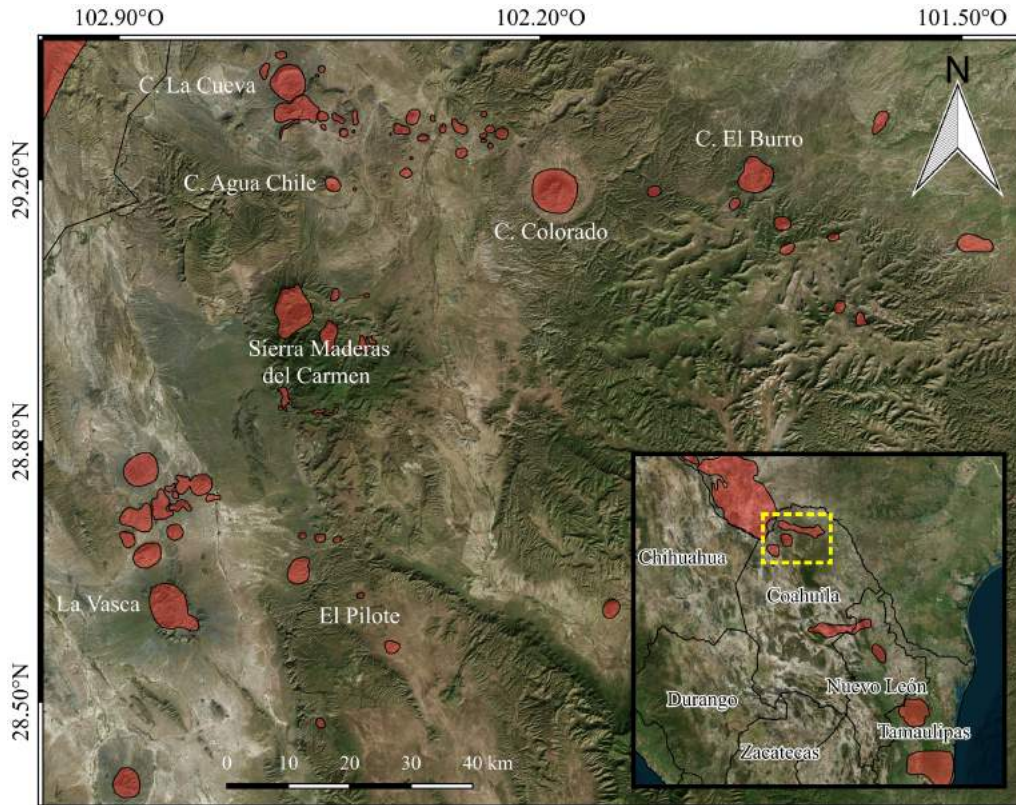


Fig. 2.7 Distribución de las rocas ígneas de la Sierra Maderas del Carmen y regiones adyacentes.

2.6.2. Cinturón Candela-Monclova

Este complejo se conforma por una serie de plutones alineados E-O los cuales se sitúan en la parte centro oriental del estado de Coahuila y noroeste de Nuevo León (Fig. 2.8). Los cuerpos que componen al CCM son: La Iguana (exposición más al este), Cerro Colorado, Carrizal o Imán, Pico Candela, Cerro Boludo, Lobo Grande, Lobo Chico, Providencia, Colorado, Pánuco-I, Pánuco-II, San Lorenzo, Marcelinos o Zarco, Mercado, Soledad y Reforma (exposición más al oeste). Según Chávez-Cabello (2005), algunos de estos cuerpos forman un solo intrusivo en profundidad (*e.g.*, Pánuco-I y Pánuco-II). La gran mayoría de las intrusiones son cuerpos subvolcánicos con texturas porfíricas, composiciones intermedias y sin foliación, a excepción del Cerro Mercado, el cual presenta foliación magmática y texturas cataclásticas-miloníticas (Molina-Garza *et al.*, 2008).

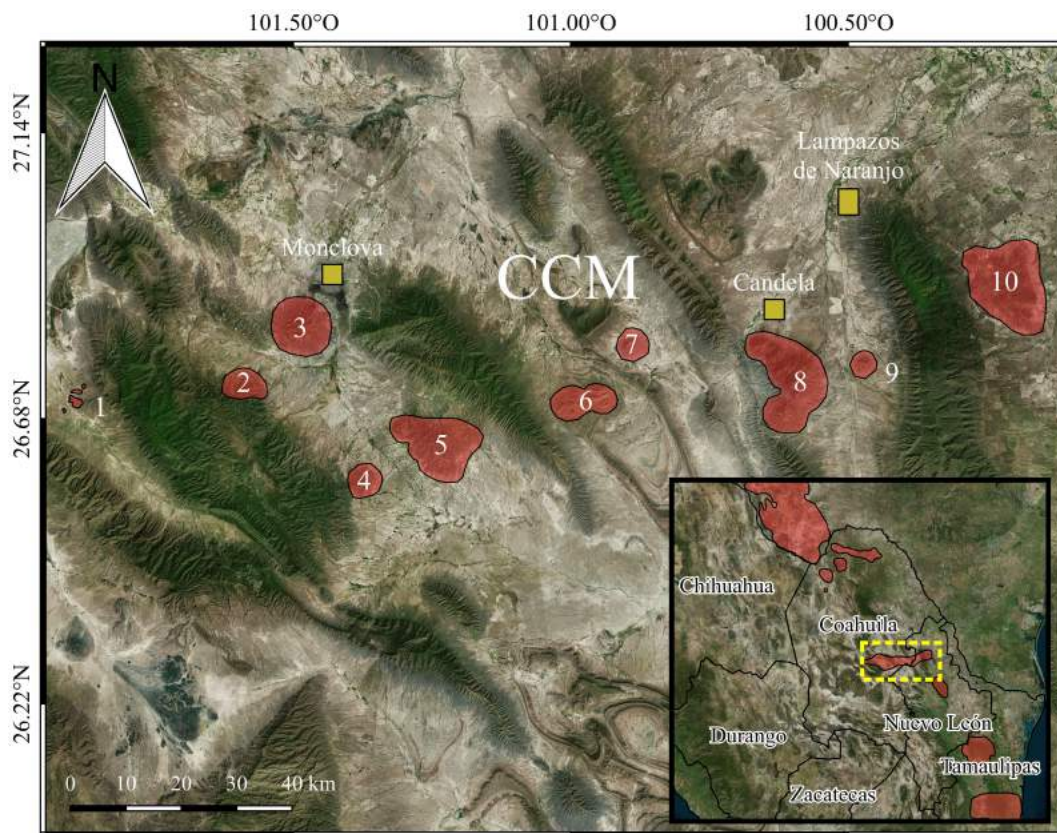


Fig. 2.8 Distribución de los cuerpos que conforman al Cinturón Candela Monclova. 1. Reforma, 2. Soledad, 3. Cerro Mercado, 4. Marcelinos o Zarco, 5. San Lorenzo, 6. Pánuco I y Pánuco II, 7. Colorado, 8. Carrizal o Imán, Pico Candela, Cerro Boludo, Lobo Grande, Lobo Chico y Providencia, 9. Cerro Colorado, 10. La Iguana.

La variedad de rocas ígneas que han sido clasificadas dentro de este complejo magmático es amplia, teniéndose cuarzodioritas, monzodioritas, cuarzomonzodioritas, monzonitas, cuarzomonzonitas, granodioritas, sienitas, cuarzosienitas y granitos. Es importante mencionar que muestras recolectadas en el Cerro Marcelinos, en el intrusivo La Soledad, en el Cerro Colorado, en el intrusivo La Reforma y Pánuco son normativas en nefelina (Chávez-Cabello, 2005; Viera-Décida, 2006; Poliquin, 2009). De acuerdo a los estudios de campo realizados por Chávez-Cabello (2005), las rocas encajonantes de los intrusivos del CCM son principalmente las formaciones Tamaulipas Superior y Kiamichi del Albiano, con la excepción de los intrusivos Reforma, Cerro Colorado, La Iguana y Colorado que están encajonados por rocas del Cretácico Superior. El emplazamiento de estos intrusivos ocurrió a niveles someros de la corteza y estuvo controlado por la reactivación de fallas de basamento.

En primera instancia, la edad de la actividad magmática del CCM fue establecida por Sewell (1968) mediante dataciones K-Ar entre 43 y 35 Ma. Posteriormente, Chávez-Cabello (2005) amplió el intervalo hasta 44 Ma con una datación $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ (hornblenda) realizada en el Cerro Mercado. Por último, Poliquin (2009) realizó tres dataciones U-Pb en circón para la localidad de Colorado, en el Cerro Boludo y Pánuco, obteniendo edades entre 42 y 39 Ma. Es de resaltar que de acuerdo a los datos geocronológicos disponibles para toda la provincia, las edades del CCM son de las más antiguas.

Las rocas dentro del CCM son clasificadas como metaluminosas y tienen patrones que indican un origen relacionado a procesos de subducción. Algunas de estas, aunque presentan composiciones básicas de carácter alcalino, exhiben de igual manera una anomalía negativa de Nb-Ta (Chávez-Cabello, 2005; Viera-Décida, 2006). El origen de esta anomalía en tales rocas no podría ser explicado por asimilación cortical ya que las relaciones isotópicas de Sr, Nd y Pb indican que estas experimentaron baja contaminación cortical durante su ascenso y posterior emplazamiento (Chávez-Cabello, 2005). De igual manera, tampoco reproducen un patrón multielementos que se asemeje al del GLOSS II de Plank (2014), pudiendo así descartar un origen ligado a la fusión parcial de sedimentos. En virtud de lo antes mencionado y tomando en cuenta que rocas alcalinas con anomalías negativas de Nb-Ta pueden generarse a partir de la fusión parcial de *mélange* (Cruz-Uribe et al., 2018) podría pensarse que las rocas

del CCM se generaron mediante un proceso similar. En adición a esto, Chávez-Cabello (2005) detectó una composición adakítica en estas rocas lo cual podría fortalecer la hipótesis antes planteada, aunque para comprobarla se necesitarían realizar modelos de fusión parcial con las rocas de composición básica.

2.6.3. Sierra de Picachos

Este complejo se compone de una serie de cuerpos emplazados en la parte sureste y noroeste de la Sierra de Picachos, localizados cerca de los municipios Ciénega de Flores e Higueras, Nuevo León (Fig. 2.9). En esta sierra se han reportado litologías tales como gabros, dioritas, piroxenitas y rocas sieníticas ya sea con cuarzo o con feldespatoides. Aunado a esto, han sido reconocidos diques fonolíticos con eudialita y diques máficos (Morton-Bermea, 1990; Chávez-Cabello, 2005; Viera-Décida, 2006; Poliquin, 2009).



Fig. 2.9 Distribución de las rocas ígneas de la Sierra de Picachos.

Por otra parte, los diagramas multielementos y de discriminación tectonomagmática presentados por Morton-Bermea (1990), Chávez-Cabello (2005), Viera-Décida (2006) y Poliquin (2009) son muy similares e indican una génesis relacionada a un ambiente tectónico

de intraplaca. Según Chávez-Cabello (2005), los valores de $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_i$ y de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i$ para las rocas de la Sierra de Picachos, representan la composición isotópica del manto en la región. Aunado a esto, reconoció que los magmas de la Sierra de Picachos no asimilaron de manera importante corteza continental durante su ascenso. En adición a lo mencionado anteriormente, se han datado una microsienita por $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ en ortoclasa resultando una edad de 19.79 ± 0.10 Ma (Chávez-Cabello, 2005) y una sienita por U-Pb en circones arrojando una edad de 24.0 ± 0.6 Ma (Poliquin, 2009). Es importante señalar que esta última representa una de las edades más jóvenes de rocas intrusivas en toda la provincia.

2.6.4. Sierra de San Carlos-Cruillas

La Sierra de San Carlos-Cruillas está conformada por diferentes cuerpos intrusivos, subvolcánicos y algunos derrames basálticos, localizados en la parte centro-occidental del estado de Tamaulipas, en los municipios de San Carlos, Cruillas y Burgos (Fig. 2.10). Dentro de las exposiciones ígneas más importantes de este complejo se encuentran los cuerpos plutónicos de la Sierra de San Carlos y la Bufa del Diente, un enjambre de diques y sills emplazados en la periferia de la Sierra de San Carlos, derrames como el que se encuentra en la Mesa de Morterios y algunos cuellos volcánicos como el Cerro Ibarría.

Dentro de este complejo se tiene una amplia gama litológica, desde basaltos alcalinos, fonotefritas, gabros, dioritas, monzodioritas, monzonitas hasta sienitas con cuarzo o feldespatoides, teniendo como particularidad la presencia de lamprófidos alcalinos y algunos xenolitos del manto en diversos derrames (Finlay, 1904; Watson 1937; Bloomfield y Cepeda, 1973; Rodríguez-Saavedra, 2003; Treviño-Cázares *et al.*, 2005; Viera-Décida, 2006; Mendoza-Vargas, 2010; Elizondo-Pacheco, 2017; Leal-Cuellar, 2018).

Con lo que respecta a las características geoquímicas de estas rocas, se ha propuesto que su génesis podría estar ligada a dos ambientes tectónicos diferentes: subducción e intraplaca. El primero se identificó en algunas rocas monzodioríticas y en algunos gabros de la Sierra de San Carlos (Nick, 1988; Viera-Décida 2006; Poliquin, 2009; Mendoza-Vargas, 2010). Como se ha mencionado, este ambiente tectónico podría ser producto de asimilación cortical a medida que estos magmas ascendían por la corteza (Viera-Décida *et al.*, 2009). Sin embargo, los datos isotópicos de Sr generados por Nick (1988) no muestran valores que indiquen que

este proceso fungió un papel importante durante la evolución de estos magmas. El ambiente de intraplaca es mostrado por el resto de las rocas, ya sean intrusivas, subvolcánicas o volcánicas (Nick, 1988; Rodríguez-Saavedra, 2003; Viera-Décida, 2006; Poliquin, 2009; Elizondo-Pacheco, 2017).

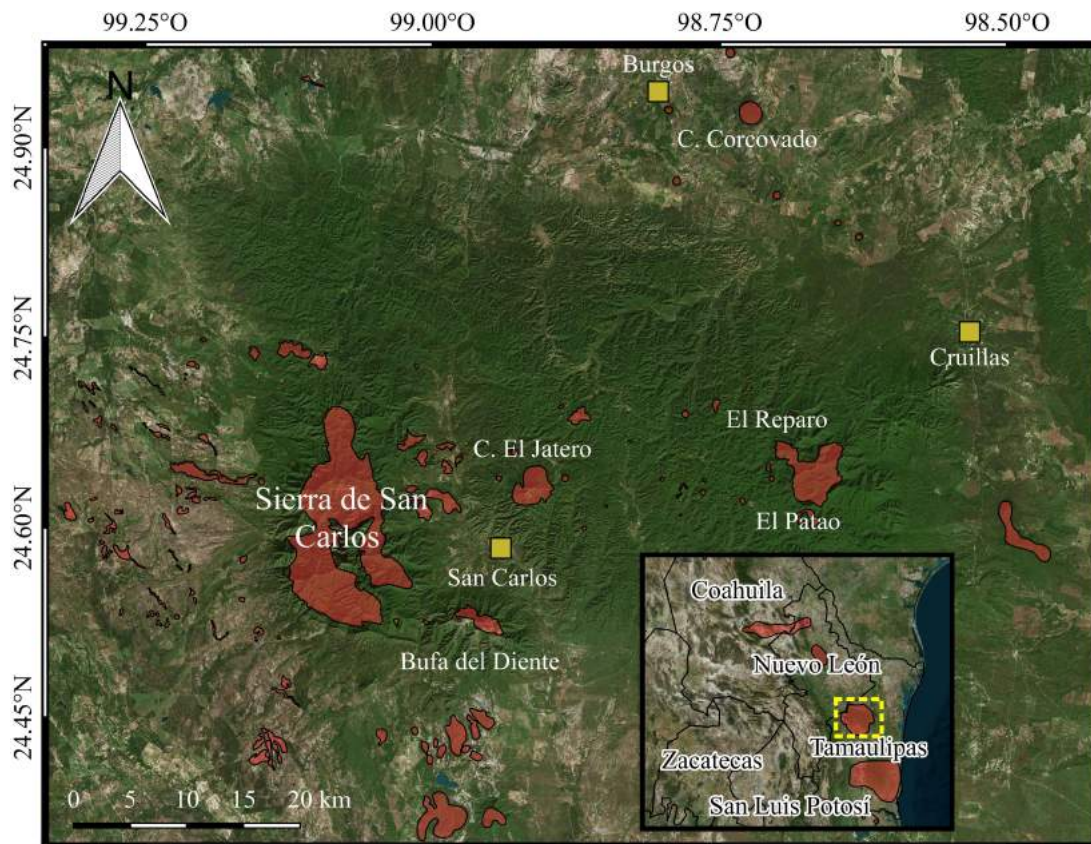


Fig. 2.10 Distribución de las rocas ígneas del complejo Sierra de San Carlos-Cruillas.

De acuerdo a los datos geocronológicos correspondientes a las rocas del complejo Sierra de San Carlos-Cruillas, se cubre un intervalo de edades entre el Eoceno hasta el Mioceno. Sin embargo, no se descarta que el límite superior de esta actividad sea más joven, considerándose la manera en que están dispuestos los derrames como el de la Mesa Morterios. Por una parte, Bloomfield y Cepeda-Dávila (1973) dataron mediante K-Ar cuatro rocas sieníticas pertenecientes a la Sierra de San Carlos, las cuales dieron edades entre 27 y 29 Ma. En contraste, Viera-Décida (2006) realizó dataciones K-Ar de una sienita de feldespato alcalino y de una sienita nefelínica de esta misma sierra, obteniendo edades de 43.8 ± 1.3 y 34.3 ± 2.9 Ma, respectivamente. Así mismo, obtuvo una edad de 33.7 ± 0.7 Ma

en biotita para un gabro del sur de la sierra y una edad en roca total de 12.0 ± 1.8 Ma para un cuello volcánico de composición basanítica, situado al noreste del Cerro El Jatero. Por otro lado, Römer y Heinrich (1998) obtuvieron una edad de 31.6 ± 0.3 Ma para el intrusivo de la Bufa del Diente en una vesubianita por el método U-Pb. Iriando *et al.* (2003) dató mediante $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ una monzonita cerca de la Bufa del Diente en 28.78 ± 0.08 Ma y una diorita ubicada ~10 km al oeste del Rancho El Patao en 30.45 ± 0.06 Ma. Por último, Poliquin (2009) dató por U-Pb en circones una cuarzodiorita de 37.6 ± 0.7 Ma y una diorita alterada por $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ en biotita de 38.16 ± 0.25 Ma.

2.6.5. Sierra de Tamaulipas

El complejo magmático Sierra de Tamaulipas (en un sentido más amplio) se encuentra en la parte meridional del estado de Tamaulipas, a ~30 km al sureste de Ciudad Victoria, entre los municipios de Llera de Canales y Aldama (Fig. 2.11; Ramírez-Fernández, 1996). Geomorfológicamente, consiste de un anticlinorio suave, aislado y con dimensiones aproximadas de 100 por 60 km, con su eje principal orientado 10° - 20° NO (Viera-Décida, 2006).

Ramírez-Fernández (1996) dividió este complejo en tres sectores principales: el complejo intrusivo Sierra de Tamaulipas, el complejo El Picacho y las rocas volcánicas periféricas. El primero incluye las rocas del centro y este del anticlinorio, teniendo un amplio catálogo litológico el cual incluye rocas dioríticas, monzoníticas, sieníticas y granitos. El segundo, es un cuerpo intrusivo de ~9 km² ubicado en el Rancho El Picacho el cual tiene litologías que no son vistas en ninguna otra localidad de la PAO (*e.g.*, ijolitas, melteigitas, carbonatitas, fenitas; Elías-Herrera *et al.*, 1991; Ramírez-Fernández *et al.*, 2000). Por último, las rocas volcánicas periféricas fueron divididas en tres flancos, oeste, este y sur. En el flanco oeste se encuentra la localidad de Llera de Canales, en el flanco este se tiene el complejo Aldama, la Sierra de Maratínez y las rocas volcánicas cerca de Lavaderos y en el flanco sur agrupa a el Cerro Auza, Bernal de Horcasitas y el Cerro del Nopal. En este grupo de rocas volcánicas periféricas ha sido posible el reconocimiento de xenolitos del manto (*e.g.*, Treviño-Cázares *et al.*, 2005), excepto en las del flanco este, donde en su lugar, han sido encontrados xenolitos feldespáticos aparentemente derivados de rocas intrusivas similares a las de la Sierra de Tamaulipas (Aranda-Gómez *et al.*, 2005).

El magmatismo generado en este complejo tiene una afinidad dominante de intraplaca, aunque han sido reconocidas rocas en el Rancho El Salvador las cuales podrían ser asociadas a un ambiente tectónico de subducción (Ramírez-Fernández, 1996; Viera-Décida, 1998, 2006; Poliquin, 2009). Por otro lado, el intervalo de edades de este complejo es sumamente amplio ya que oscilan entre los 40.2 ± 1.5 Ma y 0.244 ± 0.02 Ma, con ciertos intervalos donde no se tiene reportada actividad magmática (Cantagrel y Robin, 1979; Seibertz, 1990; Camacho-Angulo, 1993; Iriando *et al.*, 2004; Viera-Décida, 2006; Poliquin, 2009).

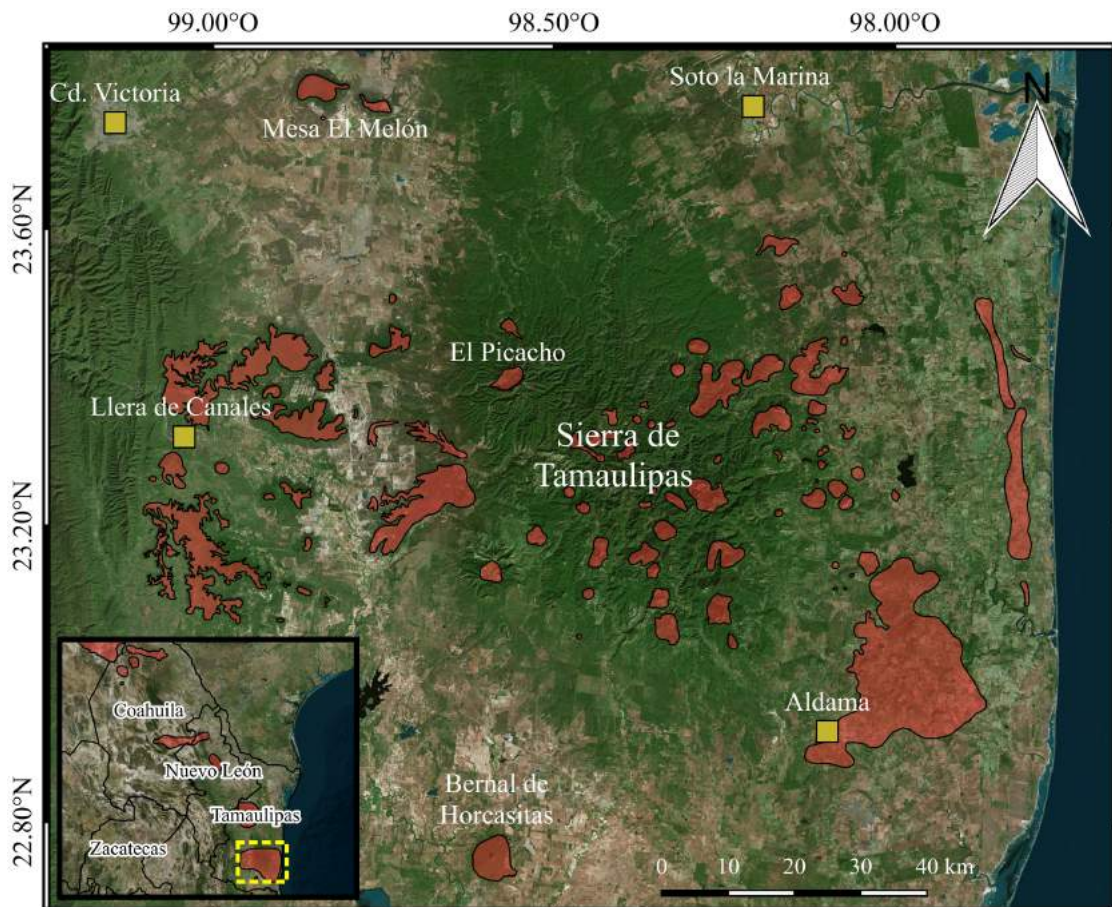


Fig. 2.11 Distribución de las rocas ígneas que conforman el complejo magmático Sierra de Tamaulipas.

2.6.6. Planicie de Tampico

Esta localidad incluye un conjunto de cuerpos subvolcánicos aislados que se sitúan entre la Sierra de Tamaulipas y el Macizo de Palma Sola, cerca de Cd. Mante, Tamaulipas y del municipio de Ébano, San Luis Potosí (Fig. 2.12). Los cuerpos que lo componen son: Cerro Peñitas, Cerro El Auza, Bernal de Horcasitas, Cerro El Nopal, Cerro El Murciélago, Cerro Dicha y Cerro La Pez (Viera-Décida, 2006). Es de resaltar que algunos de estos cuerpos volcánicos fueron agrupados dentro las rocas volcánicas periféricas del complejo magmático Sierra de Tamaulipas por Ramírez-Fernández (1996).

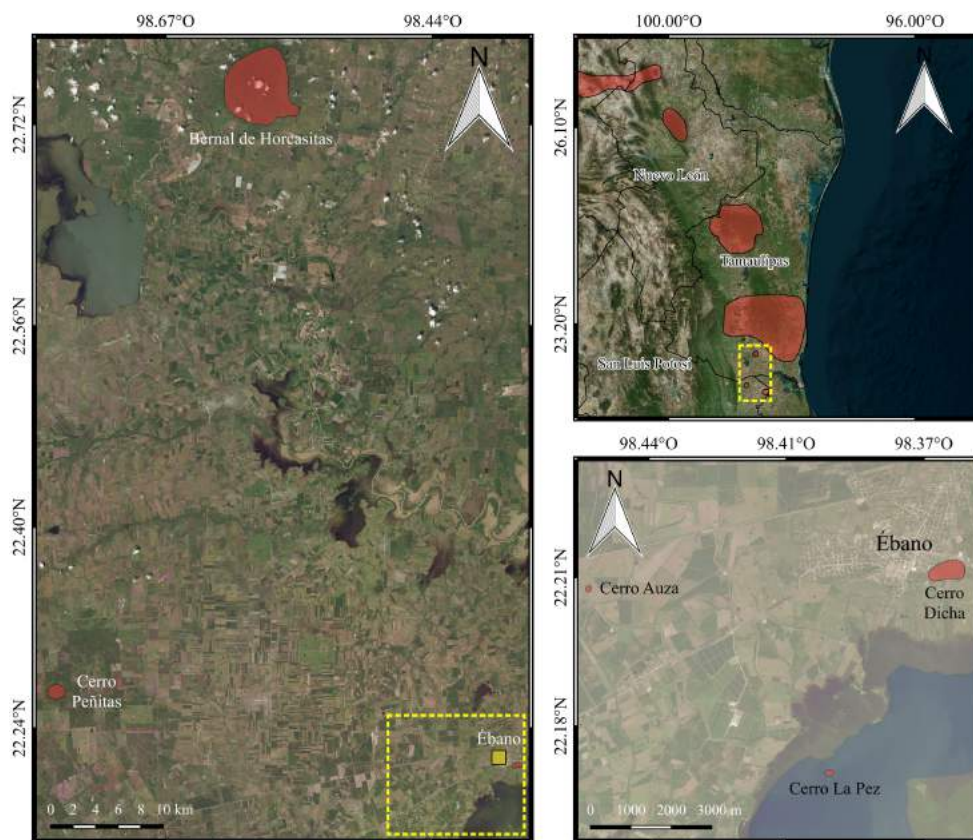


Fig. 2.12 Distribución de las rocas ígneas dentro de la Planicie de Tampico.

Dentro de las litologías que se pueden encontrar en la Planicie de Tampico destacan basanitas en el cerro el El Auza, lacolitos con sills fonolíticos en los cerros El Nopal y El Murciélago, fonolitas peralcalinas en el Cerro Peñitas y melanefelinitas en el Bernal de Horcasitas, siendo todas ellas relacionadas a un ambiente de intraplaca (Cantagrel y Robin, 1979; Ramírez-Fernández, 1996; Aranda-Gómez *et al.*, 2005; Viera-Décida, 2006). Así

mismo, es posible encontrar xenolitos mantélicos en los cerros Peñitas y Auza, a pesar de que en el primer caso, los magmas portadores presentan composiciones fonolíticas (Treviño-Cázares *et al.*, 2005). Los fechamientos que se han reportado para el área corresponden al Bernal de Horcasitas con una edad K-Ar de 28 ± 0.8 Ma, al Cerro Auza de 20 ± 0.7 Ma y al Cerro El Murciélago de 23.5 ± 0.7 Ma (Cantagrel y Robin, 1979).

2.6.7. ¿Es la provincia magmática de Trans-Pecos una extensión de la PAO?

A través de los años, la provincia magmática de Trans-Pecos (PMTP) ha sido motivo de diversos trabajos geológicos, petrológicos, geocronológicos y estructurales los cuales en general, han tenido como objetivo principal comprender los procesos tectónicos y magmáticos que la generaron (*e.g.*, Barker, 1977, 1979, 1987; Price *et al.*, 1987; Nelson *et al.*, 1987; Henry *et al.*, 1991; James y Henry, 1991; Henry *et al.*, 1994; White y Urbanczyk, 2001; White *et al.*, 2006; Breyer *et al.*, 2007; Parker y White, 2008; Parker *et al.*, 2017). Como resultado, se ha propuesto que esta provincia ha experimentado diferentes etapas de magmatismo con variaciones geoquímicas espaciales y temporales, así como cambios significativos en el régimen de esfuerzos tectónicos. Además, en algunos trabajos ha sido sugerida la posibilidad de que este magmatismo sea una extensión hacia el noroeste de la Provincia Alcalina Oriental en México (Barker, 1977; Robin y Tournon, 1978; Ortega-Gutiérrez *et al.*, 2014).

La PMTP se ubica dentro del extremo oeste del estado de Texas, EUA, corriendo desde la ciudad de El Paso hasta el Parque Nacional de Big Bend. Abarca un área aproximada de 63,000 km² donde se encuentran expuestos más de 200 cuerpos intrusivos y extensas secuencias volcánicas complejas de las cuales mucho del material volcánico original ha sido removido por erosión (Fig. 2.13; Barker, 1977; Barker, 1987; O'Neill *et al.*, 2017). Según Barker (1987), las rocas magmáticas de la PMTP pueden ser clasificadas en cinco grupos: (1) basalto alcalino, hawaiita, mugearita, benmoreita y sus equivalentes de grano grueso; (2) fonolita, sienita nefelínica y traquita normativa en nefelina; (3) traquibasalto, traquiandesita y sus equivalentes de grano grueso; (4) traquita de cuarzo y sienita de cuarzo; (5) riolita y granito; litologías muy similares a las presentes en la PAO (*e.g.*, Morton-Bermea, 1990; Ramírez-Fernández, 1996; Rodríguez-Saavedra, 2003; Chávez-Cabello, 2005; Poliquin, 2009; Viera-Décida *et al.*, 2009; Elizondo-Pacheco, 2017).

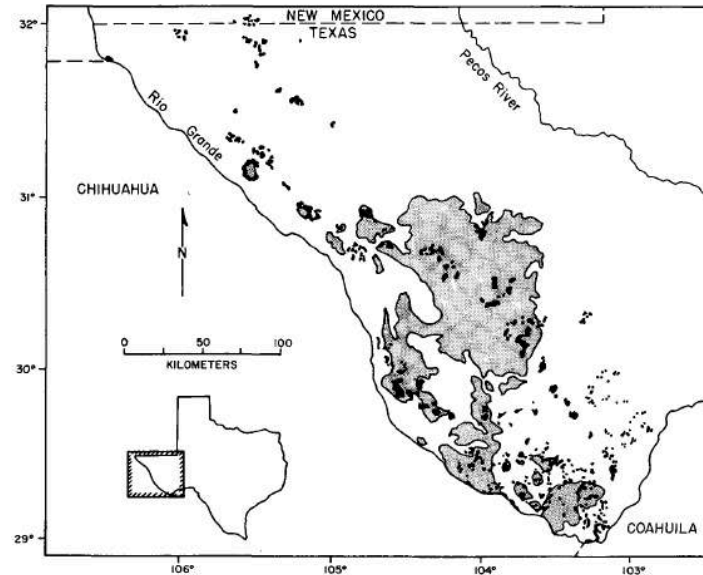


Fig. 2.13 Mapa de distribución de rocas plutónicas (color negro) y volcánicas (color gris) de la provincia magmática de Trans-Pecos, Tx. (Tomada de Barker, 1977).

La característica petrológica más importante de la PMTP es que las rocas más antiguas (Eoceno-Oligoceno) pueden ser divididas en un cinturón alcalino del este y un cinturón alcalino-cálcico del oeste, con unidades peralcalinas locales (Barker, 1977; Price *et al.*, 1987; James y Henry, 1991). Estudios generales sobre las rocas del cinturón alcalino del este han sido llevados a cabo en diversos lugares, por ejemplo, en las intrusiones de la Meseta Diablo (Barker, 1977), en el volcán Paisano (Parker, 1983), en la región de las Montañas Davis (Parker *et al.*, 2017), en la caldera Pine Canyon (White *et al.*, 2006) y en la región oeste de Big Bend (Parker *et al.*, 2012), así como en todo el cinturón alcalino en general (Barker, 1977; Barker, 1987; Price *et al.*, 1987; Nelson *et al.*, 1987; James y Henry, 1991; Potter, 1996). A partir de estos estudios se ha obtenido que estas rocas presentan una firma geoquímica similar a OIB y en algunos casos, ligeras anomalías negativas de Nb (*e.g.*, Parker *et al.*, 2012), mismas que se han considerado como heredadas del manto litosférico y no como producto de la placa que descendía asociada a la subducción. En cambio, autores como James y Henry (1991) y O'Neill *et al.* (2017), estudiaron geoquímicamente las rocas presentes en la parte oeste de la provincia, proponiendo que presentan una firma relacionada a subducción. Cabe mencionar que James y Henry (1991) mencionan que esta firma puede considerarse anómala si se compara con la típica firma de arco volcánico.

Por otro lado, en esta provincia también se ha detectado la coexistencia de rocas sub y sobresaturadas (*e.g.*, Barker, 1977; Barker, 1987; Nelson *et al.*, 1987; White y Urbanczyk, 2001), la cual ha sido atribuida a una extrema contaminación cortical (Potter, 1996) y en otros casos, particularmente en el volcán Bofecillos, a una mezcla entre magmas subsaturados y fundidos corticales, seguido de cristalización fraccionada (White y Urbanczyk, 2001). Según Henry y McDowell (1986), el magmatismo de la PMTP puede ser dividido en cuatro períodos: 48-39 Ma, 38-31 Ma, 31-27 Ma y 24-17 Ma (Fig. 2.14), aunque cabe mencionar que recientemente rocas del Cretácico Superior han sido datadas (Glimer *et al.*, 2003; Breyer *et al.*, 2007; Befus *et al.*, 2008). Este intervalo de actividad magmática (48-17 Ma) coincide en gran medida con las edades que han sido reportadas para la PAO las cuales van desde los ~44 hasta los 0.244 Ma (Camacho-Angulo, 1993; Iriondo *et al.*, 2004).

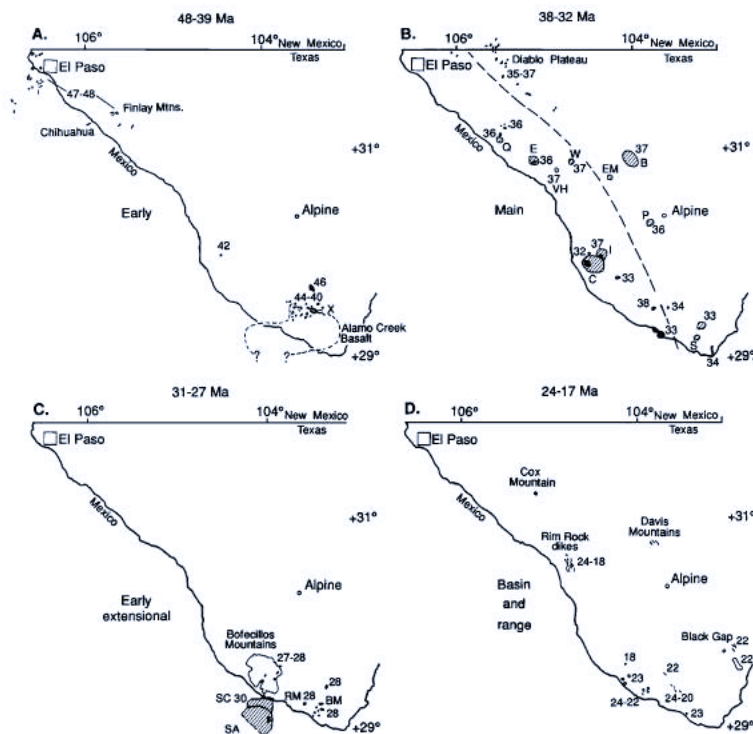


Figura 2.14 Períodos de magmatismo de la PMTP (Tomada de James y Henry, 1991).

De acuerdo a las interpretaciones realizadas en la PMTP, algunos autores han sugerido que este magmatismo es producto de un rift continental (*e.g.*, Baker, 1977; White *et al.*, 2006). Otros autores propusieron que no existe evidencia de esta condición y que probablemente el magmatismo tampoco es producto de dispersión tras-arco (Barker, 1987),

mientras que otros han dicho que algunas rocas de esta provincia pueden relacionarse a un diapirismo mantélico desencadenado por procesos de subducción (Parker, 1983).

Por otra parte, las rocas generadas durante el régimen compresional (48-32 Ma), en particular los magmas de la región Montañas Davis y Big Bend, han sido atribuidos a un proceso de ascenso astenosférico asociado con el hundimiento de la placa Farallón a medida que la tasa de convergencia entre la placa de Norte América y la placa Farallón disminuía hace 50 Ma (Parker *et al.*, 2012; Parker *et al.*, 2017). En este modelo, la astenosfera pudo haber calentado la base de la litósfera continental desencadenando la fusión de corteza, heredando de esta manera pequeñas anomalías de Nb en algunos de los magmas generados. Es importante mencionar que este modelo podría ser adoptado para el caso de la PAO ya que es probable que ambas regiones estuvieron sujetas a procesos tectónicos muy similares.

Después de esto, se tiene registrado un cambio tectónico a los 31-28 Ma desde un régimen compresional a uno extensional en base a campos de paleoesfuerzos determinados a partir de análisis de patrones de diques (Henry *et al.*, 1991). A pesar de que esto es generalmente aceptado, el periodo en el que ocurrió este cambio es controversial (White *et al.*, 2006). Rocas ígneas con ambas características (compresionales y extensionales) fueron emplazadas durante un período transicional de extensión temprana entre 31 y 25 Ma y no fue hasta hace ~24 Ma que el fallamiento normal y magmatismo asociado al *Basin & Range* comenzó (Price *et al.*, 1987). Cabe mencionar que, para la PAO, este tipo de estructuras de fallamiento normal no han sido observadas. Sin embargo, existe un magmatismo tardío a lo largo de esta provincia el cual se encuentra dominado por derrames de composición básica muy similares.

Al comparar estas dos provincias es posible reconocer que la PMTP es semejante a la PAO. Estas pueden conectarse espacialmente, las litologías presentes en ambas son muy parecidas, los períodos de actividad magmática coinciden en gran medida, ambas presentan rocas con firmas geoquímicas de ambientes intraplaca y “*arc-like*”, así como una coexistencia de rocas sub y sobresaturadas. Debido a esto, en el presente trabajo la PMTP es considerada como la extensión hacia el noroeste de las localidades que componen la PAO en México.

3. GEOLOGÍA DE LA SIERRA DE SAN CARLOS

3.1. Sierra de San Carlos

Se le conoce como Sierra de San Carlos o Sierra Chiquita al conjunto de plutones que fueron emplazados durante el Cenozoico, en rocas calcáreas y arcillosas del Cretácico, en la parte occidental del complejo magmático Sierra de San Carlos-Cruillas, en el estado de Tamaulipas, México (Fig. 3.1). Esta sierra se sitúa entre la cabecera municipal de San Carlos y los ejidos de Guadalupe y San Lázaro, pertenecientes al municipio de Villagrán. Dentro de las características más importantes de esta sierra, destaca su gran variedad litológica la cual incluye desde rocas ultrabásicas hasta rocas altamente evolucionadas, así como zonas con mineralizaciones económicamente importantes y otras con potencial para la extracción de rocas dimensionables.

Dentro de los aspectos geológicos que han sido tratados en trabajos previos en el área se encuentran estudios petrográficos, geoquímicos, geocronológicos e isotópicos de las rocas plutónicas (Finlay, 1904; Watson, 1937; Bloomfield y Cepeda, 1973; Nick, 1988; Viera-Décida, 2006; Viera-Décida *et al.*, 2009; Poliquin, 2009; Mendoza-Vargas, 2010; Leal-Cuellar, 2018), el estudio petrográfico y geoquímico de las rocas hipabisales (diques y sills) que afloran dentro y fuera de ella (Finlay, 1904; Watson, 1937; Nick, 1988; Rodríguez-Saavedra, 2003; Mendoza-Vargas, 2010; Elizondo-Pacheco, 2017), así como el estudio del derrame Mesa Morterios y sus xenolitos ultramáficos expuesto a las faldas del flanco occidental de la sierra (Treviño-Cázares *et al.*, 2005).

Según Nick (1988), la Sierra de San Carlos puede ser dividida litológicamente en tres sectores principales: (a) el norte, donde afloran rocas monzodioríticas y monzoníticas; (b) el central, constituido por rocas sieníticas (sienitas de feldespató alcalino y nefelínicas); y (c) el sur, conformado por rocas gabróicas y monzoníticas (Fig. 3.2a-d). Trabajos realizados de acuerdo con esta división incluyen a Poliquin (2009) y Mendoza-Vargas (2010) en el sector norte, por Leal-Cuellar (2018) en el sector sur y por Viera-Décida (2006) estudiando localidades distribuidas en toda la sierra. De acuerdo con los datos geocronológicos que se tienen hasta la fecha (Bloomfield y Cepeda-Dávila, 1973; Viera-Décida, 2006; Poliquin, 2009), se sabe que la actividad plutónica inició hace ~38 Ma y culminó hace ~27 Ma.

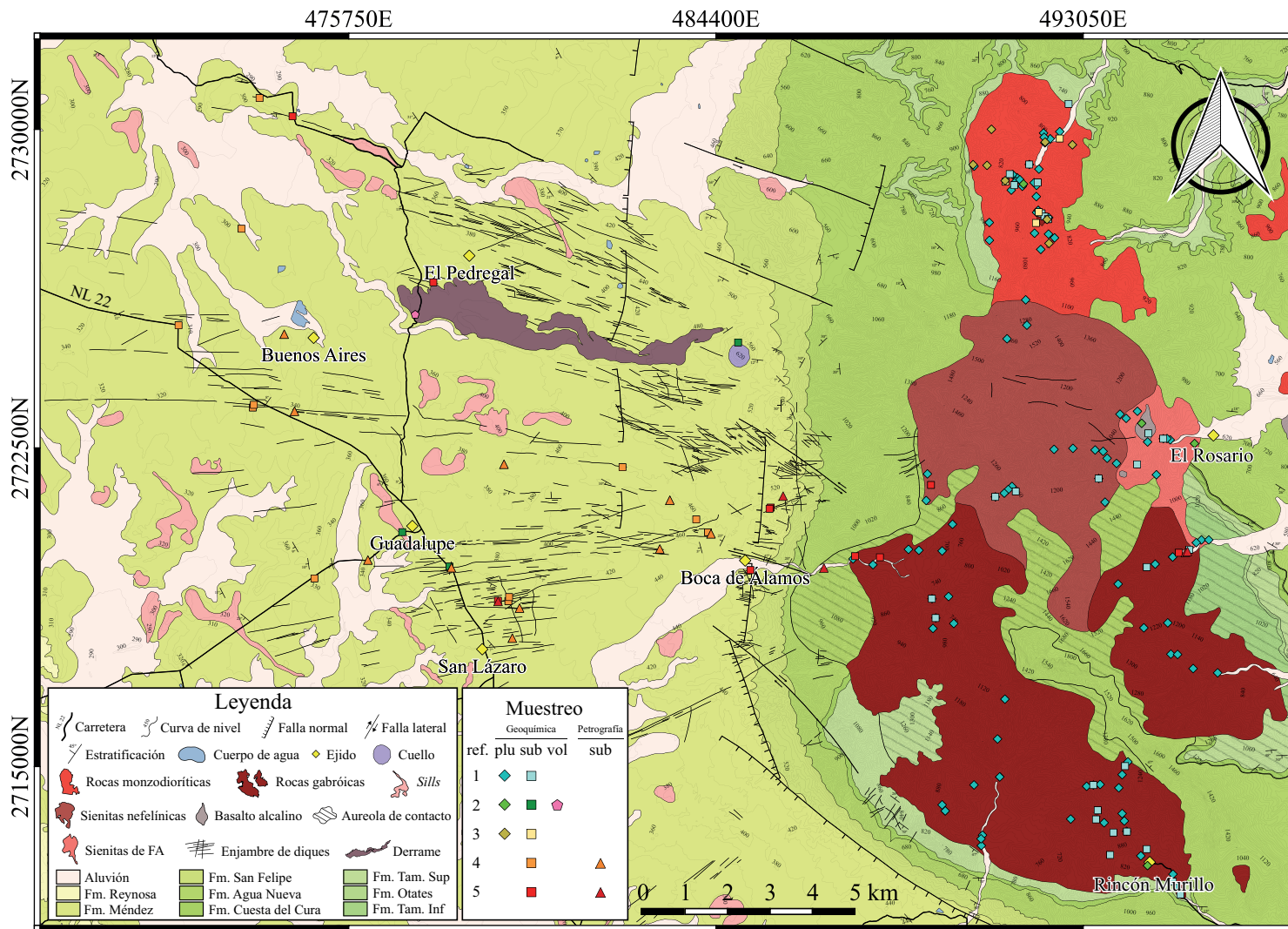


Fig. 3.1 Mapa geológico de la Sierra de San Carlos y de su periferia occidental. Modificado del mapa geológico de Nick (1988) y de la carta G14C69 del INEGI (1979) y SGM (2001). Referencias: 1 – Nick (1988); 2 – Rodríguez-Saavedra (2003); 3 – Mendoza-Vargas (2010); 4 – Elizondo-Pacheco (2017); 5 – Este trabajo. Aclaración: Todas las muestras de geoquímica tienen petrografía.



Fig. 3.2 Litologías generales dentro de la Sierra de San Carlos. a) Vista panorámica de la Sierra de San Carlos tomada desde el ejido de Guadalupe, en Villagrán, Tamaulipas. b) Rocas monzodioríticas del sector norte cortadas por un dique de camptonita en el área de San José (Tomada de Elizondo-Pacheco, 2017). c) Cuerpo sienítico por diques máficos en el área de Carricitos (sector central). d) Cuerpo de gabro de olivino cortado por un dique sienítico sobre el arroyo Boca de Álamos (Muestra EPD1).

De manera general, el sector norte está dominado por rocas monzodioríticas y se caracteriza por presentar una zona mineralizada cuya explotación tuvo su apogeo a finales del siglo XIX y a principios del siglo XX. Según Mendoza-Vargas (2010), una mineralización diseminada o en vetillas de sulfuros de Cu y Fe se observa dentro del intrusivo (endoskarn), caracterizándose por una asociación de pirita, calcopirita, bornita, calcocita, covelita y minerales secundarios de cobre como azurita, malaquita, crisocola y turquesa (Fig 3.3a). Además, este autor reportó leyes metálicas con valores mayores a 10,000 ppm de Cu y hasta 19,200 ppb de Au con bajas concentraciones de Ag, Zn y Mo.

Por otro lado, las rocas plutónicas del sector central se caracterizan por presentar relaciones de campo que indican un emplazamiento más joven con respecto a las rocas del sector sur. En localidades como Carricitos y Boca de Álamos es posible reconocer zonas transicionales entre gabros y sienitas, donde estas últimas presentan abundantes enclaves de rocas máficas, indicando un posible emplazamiento posterior (Fig. 3.3b). En cambio, las

rocas gabróicas del sector sur se distinguen por mostrar los afloramientos más extensos, una foliación magmática muy marcada, así como cambios mineralógicos importantes controlados por la predominancia de minerales máficos o félsicos (Fig. 3.3c). Aunado a esto, es común encontrar abundantes diques sieníticos cortando a las masas gabróicas en los diferentes cañones de este sector, apoyando de esta manera la idea que las rocas gabróicas se formaron antes que las sieníticas (Fig. 3.3d).

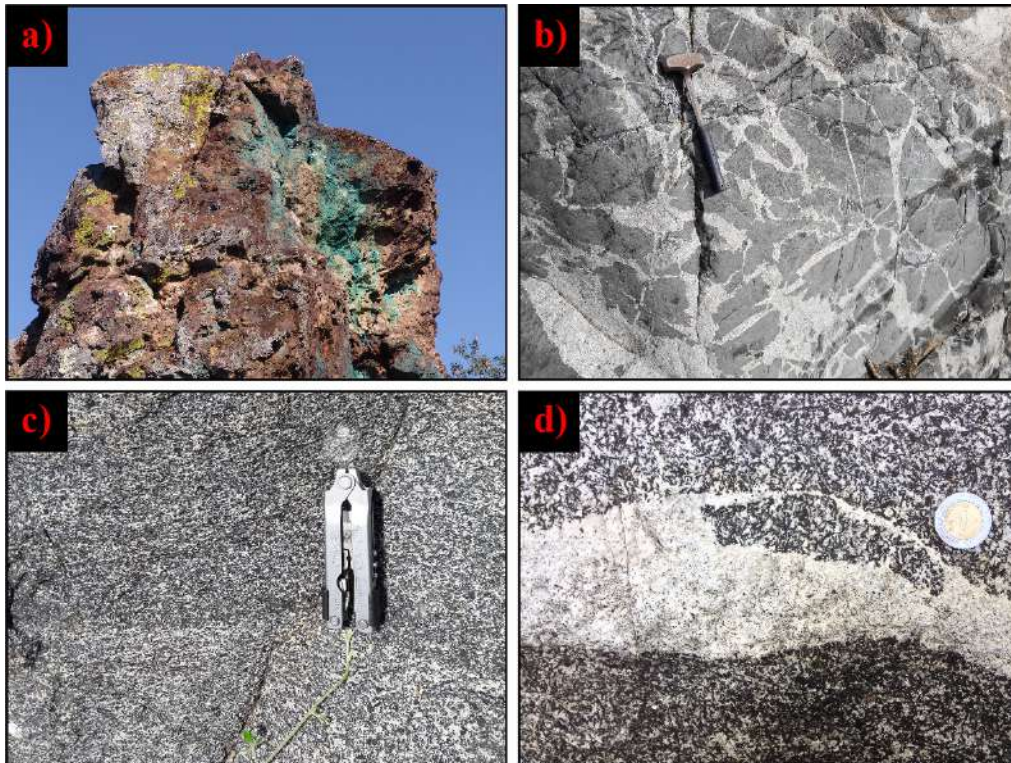


Fig. 3.3 Características más destacadas de los diferentes plutones de la Sierra de San Carlos. a) Cuerpo de skarn conocido como “Piedra Imán” con minerales supergénicos de cobre en el área de San José. b) Enclaves máficos dentro de rocas sieníticas al fondo del arroyo Boca de Álamos. c) Contraste mineralógico dominado por minerales félsicos (parte inferior) y máficos (parte superior) dentro del cuerpo gabróico aflorando en el área de Carricitos. d) Dique de sienítico cortando rocas gabróicas en el área de Carricitos (Muestra CD1).

Cabe mencionar que a las características identificadas por Nick (1988), se le puede añadir que en el área de San José se tienen masas gabróicas dentro de los cuerpos monzodioríticos, así como la presencia de un derrame de basaltos alcalinos sobre las rocas sieníticas en la localidad de El Rosario (Watson, 1937; Nick, 1988; Viera-Décida, 2006). Aunado a esto, se destaca que todos los plutones de la sierra son cortados por diferentes generaciones de diques con variaciones composicionales importantes. Los cuerpos más comunes son los de composición máfica, aunque se puede llegar a tener diques de sienita foidítica y de manera

especial, lamprófidos alcalinos (Fig. 3.4a-c; Watson, 1937; Bastin, 1937; Bloomfield y Cepeda-Dávila, 1973; Nick, 1988; Mendoza-Vargas, 2010; Elizondo-Pacheco, 2017; Leal-Cuellar, 2017). Por otro lado, solamente en el arroyo Las Nueces, cerca de la localidad de Carricitos se ha podido reconocer un sill de ~6 m de espesor y de composición sienítica el cual se emplazó en un cuerpo de gabros bandeados (Fig. 3.4d). El hecho de que este cuerpo tenga esas dimensiones podría sugerir la cercanía de la cámara magmática que lo alimentó. En este caso, podrían ser los plutones sieníticos del sector central que se encuentran relativamente cerca de este afloramiento. Estas relaciones de campo sugieren que el emplazamiento de las sienitas es posterior a los gabros, por lo menos en esta localidad. De igual manera, es posible encontrar evidencias de deformación en los cuerpos gabróticos en la localidad de Carricitos, la cual podría relacionarse a los esfuerzos ejercidos sobre los plutones gabróticos durante el emplazamiento de los cuerpos sieníticos.

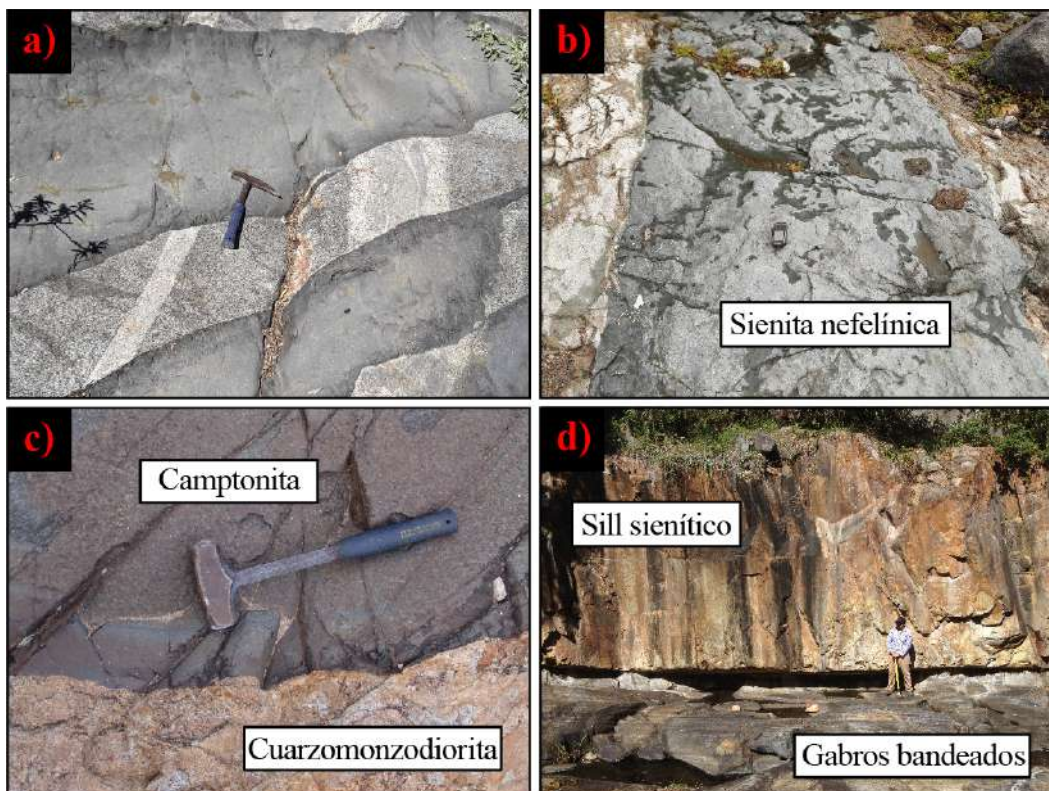


Fig. 3.4 Ejemplos de estructuras hipabisales que cortan a los plutones de la Sierra de San Carlos. a) Diques máficos cortando a un dique sienítico y a su vez, ambos cortando una masa de rocas gabróticas en la localidad de Rincón Murillo. b) Dique de sienita foidítica cortando rocas sieníticas en el arroyo Boca de Álamos. c) Dique de camptonita cortando rocas monzodioríticas en el área de San José. d) Sill sienítico de ~6 m de espesor emplazado en gabros bandeados en el arroyo Las Nueces (Muestra CS1).

La naturaleza de las rocas que encajonan a los plutones que conforman la Sierra de San Carlos permitió que se generaran rocas metamórficas de contacto como skarns en la región de San José, corneanas principalmente en la periferia occidental y mármoles en el arroyo La Cuesta y La Unión (SGM, 2001). En este último punto, en ocasiones, se han identificado bloques de mármol dentro de rocas gabróicas (Fig. 3.5a-b). Por otro lado, la periferia de esta sierra se caracteriza por presentar algunos cuerpos sieníticos y derrames de lava en ambos flancos (Mesa Morteríos y Marmolejo), el primero de ellos con xenolitos del manto (Fig. 3.5c; Treviño-Cázares, 2006), un cuello volcánico (Cerro Ibarría) de composición fonotefrítica que se eleva ~650 msnm (Rodríguez-Saavedra, 2003), así como numerosos diques y sills ordenados radialmente al sur y al oeste de la sierra (Fig. 3.5d; Elizondo-Pacheco, 2017).

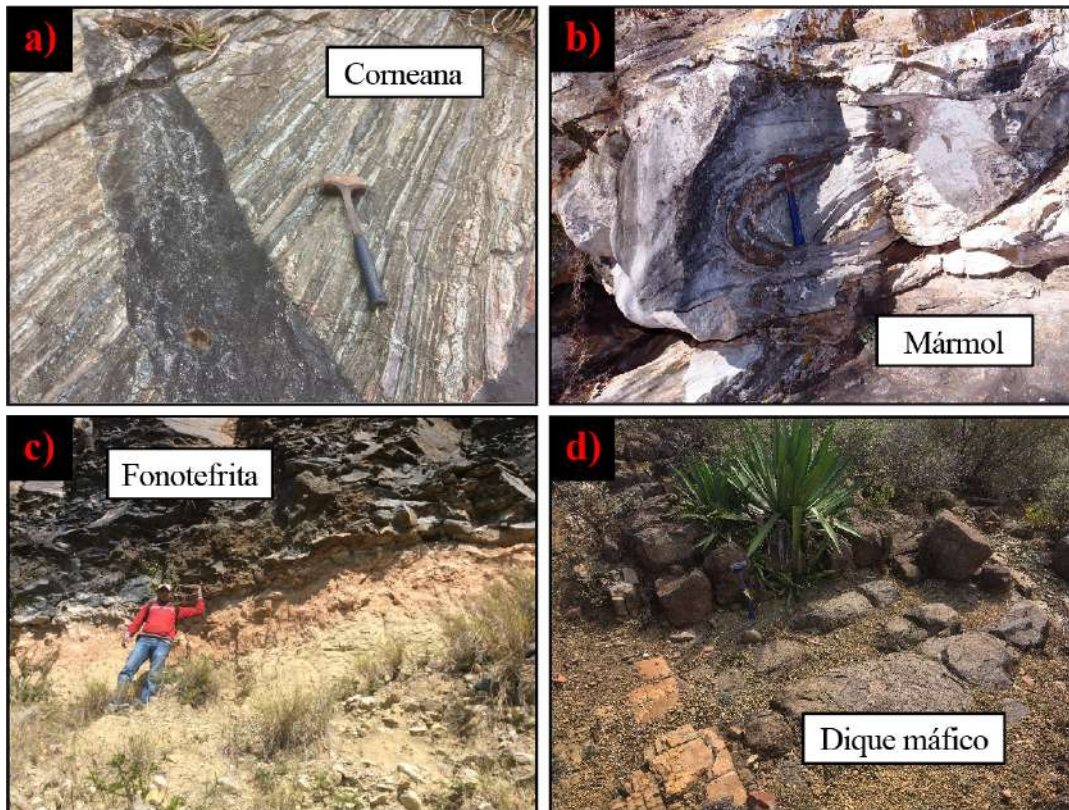


Fig. 3.5 Litologías presentes en la periferia de la Sierra de San Carlos. a) Corneanas cortadas por un dique máfico en el arroyo Boca de Álamos. b) Bloque de mármol con granate dentro de rocas gabróicas en el arroyo La Unión. c) Flujo fonotefrítico de la Mesa Morterios sobre una capa de suelo de ~1 m de espesor. d) Dique máfico cortando lutitas de la Fm. Méndez cerca del arroyo San Lázaro.

3.2. Enjambre de diques y sills

Como se ha mencionado, la actividad magmática relacionada a la Sierra de San Carlos no se limita únicamente a esta serie de plutones. Existe una gran cantidad de cuerpos hipabisales (diques y sills) emplazados al sur y oeste de la sierra. Estos presentan una gran variedad litológica y son encajonados por rocas de la Fm. Méndez. La mayoría de estos cuerpos se concentran en la periferia occidental, cerca de los ejidos de Buenos Aires, San Lázaro, Guadalupe, Boca de Álamos y El Pedregal. Por un lado, los diques están dispuestos de manera radial y concéntrica con respecto a la sierra, mientras que los sills presentan generalmente orientaciones NO-SE. En el primer caso, se asume una estrecha relación con los patrones de fracturas que se pudieron haber generado a medida que los plutones ascendían y se emplazaban en la secuencia mesozoica sedimentaria. En el segundo caso, es evidente que se debe a la posición actual de los estratos de la Fm. Méndez en la zona. Así mismo, dentro de este enjambre existen diferentes generaciones de cuerpos subvolcánicos. Esto es evidenciado por la intrusión de diques radiales en estructuras preexistentes como sills y diques con orientaciones N-S.

3.1.1. Diques

Los diques son las estructuras subvolcánicas más abundantes en el área. Presentan espesores variados (0.3 - 2 m) y sobresalen de la topografía plana de la zona como pequeñas crestas que pueden alcanzar hasta los 5 km de longitud. Frecuentemente tienen márgenes de enfriamiento de ~20 cm desarrollados por el contraste térmico con las rocas encajonantes. Estos muestran un tamaño de grano fino y en ocasiones, arreglos mineralógicos fluidales. En algunos casos, cuentan con *baked zones* de hasta 40 cm como producto del metamorfismo de contacto que experimentaron las rocas de la Fm. Méndez. En adición a esto, los diques suelen estar segmentados, presentan meteorización esferoidal, bloques no asimilados del encajonante y diferentes episodios de emplazamiento. Así mismo, pueden llegar a presentar una tonalidad verdosa debido a una alteración parcial de su mineralogía primaria (Fig. 3.6a-d).

Una gran variedad de litologías ha sido documentada: gabros, dioritas, monzodioritas monzonitas, sienitas, sienitas foidíticas y lamprófidos alcalinos (Fig. 3.7a-d; Rodríguez-Saavedra, 2003; Elizondo-Pacheco, 2017). La mayoría exhibe texturas porfiríticas, aunque

también se han observado variedades afaníticas. Los fenocristales más comunes son de clinopiroxeno, anfíbol, plagioclasa, sanidino y flogopita. Sin embargo, en algunos casos se ha identificado nefelina (*e.g.*, en sienitas foidíticas). Las formas van de anhedrales a euhedrales y normalmente rondan la escala milimétrica, pudiendo llegar hasta los ~2 cm de largo. Por otro lado, xenolitos de origen ígneo, al igual que xenocristales de olivino, anfíbol y flogopita han sido reconocidos en algunos lamprófidos alcalinos. En el caso de los xenolitos, pertenecen a rocas plutónicas de composición gabrónica, sienítica, ijolítica y granítica. En estos es posible observar bordes que van desde redondeados a subredondeados y tamaños que llegan a alcanzar hasta los ~15 cm (Fig. 3.8a-d).

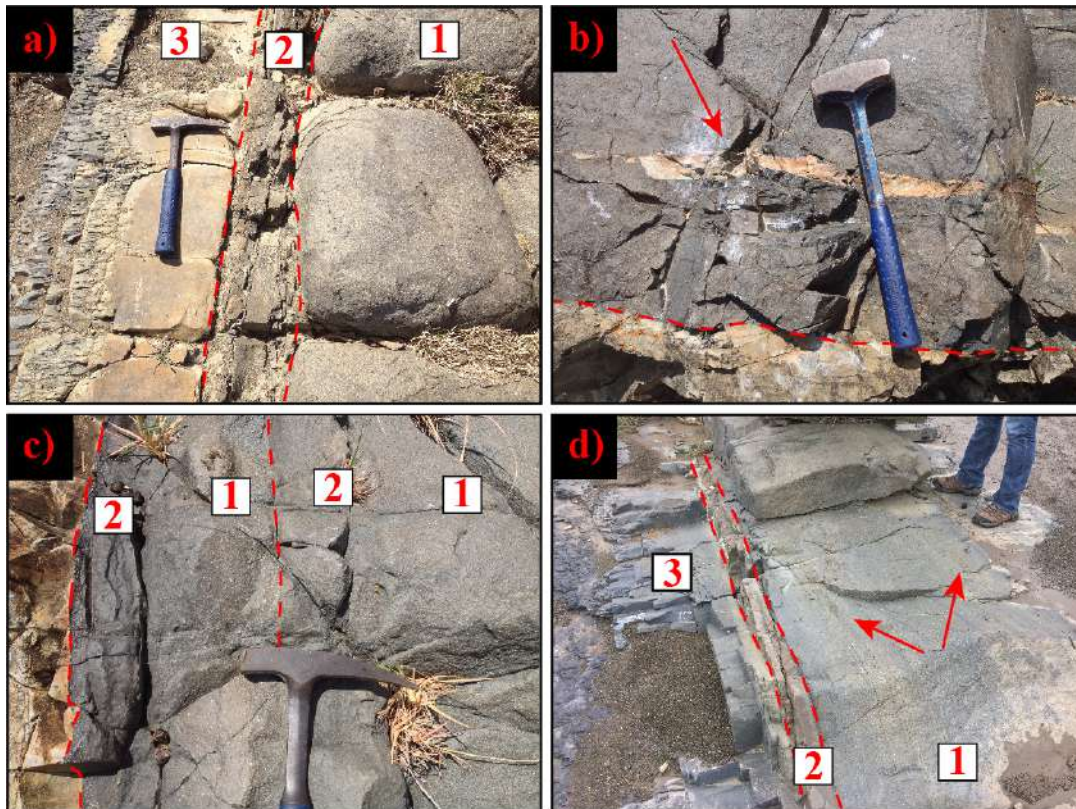


Fig. 3.6 Características generales de los diques presentes en la periferia de la Sierra de San Carlos. a) Dique monzodiorítico con un margen de enfriamiento de ~15 cm y una *baked zone* de ~40 cm. Nótese las estructuras en capa de cebolla como producto de la meteorización esférica. b) Bloque de lutita no asimilada dentro de un dique máfico. c) Diferentes etapas de emplazamiento de un dique máfico. d) Coloraciones verdosas en un dique monzodiorítico debido a la alteración de la mineralogía primaria a clorita. 1 – centro del dique; 2 - margen de enfriamiento; y 3 - *baked zone*.

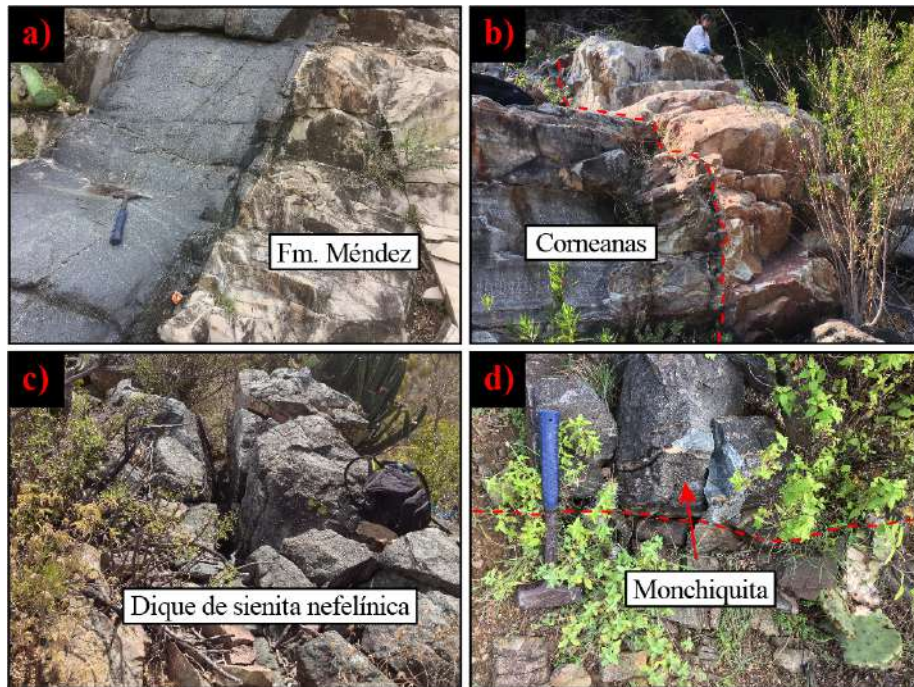


Fig. 3.7 Ejemplos de las litologías que presentan los diques en la periferia de la Sierra de San Carlos. a) Dique monzodiorítico cerca del ejido Boca de Álamos. b) Dique sienítico cortando corneanas en el arroyo Boca de Álamos. c) Dique de sienita foidítica (Muestra BAD5). d) Dique de monchiquita (Muestra SLZ4). c) y d) se encuentran en la planicie del flanco occidental de la sierra.



Fig. 3.8 Tipos de xenolitos dentro de lamprófidos. a) Xenolitos de composición sienítica y gabrónica en una monchiquita de flogopita cerca del ejido Boca de Álamos. b) Xenolito de ijolita de ~15 cm (Muestra BAX1). c) Xenolitos feldespáticos en una monchiquita de anfíbol. d) Xenolito cuarzo-feldespático con biotita (Muestra XMON1). a) y b) pertenecen al dique BAD1, mientras que c) y d) al dique SLZ4.

3.1.2. Sills

Estos ocurren en menor medida en comparación a los diques. Se emplazaron de manera concordante a los estratos de la Fm. Méndez y alcanzan espesores de hasta ~6 m (Fig. 3.9a). Además, suelen formar mesetas con orientaciones NO-SE y exhibir coloraciones rojizas. Esto, como producto de la erosión diferencial, ya que, en comparación con las rocas encajonantes, las primeras presentan mayor resistencia al intemperismo. Así mismo, carecen de márgenes de enfriamiento y en algunos casos se tienen *baked zones* de hasta ~1 m de espesor (Fig. 3.9b). A diferencia de los diques, sólo han sido reconocidos sills de gabros, monzogabros y monzodioritas. Estos tienen un color negro en muestra fresca, así como textura porfirítica con fenocristales euhedrales y subhedrales de clinopiroxeno y plagioclasa dispuestos en una matriz de grano más grueso que la de los diques (Fig. 3.9c). Probablemente, esto se debe a que, al tener mayores espesores, experimentaron un enfriamiento más lento. De acuerdo a las relaciones de campo, el emplazamiento de los sills precede al de los diques. Esto es evidenciado ya que, en todos los casos son cortados por diques con orientaciones N-S o por diques radiales.

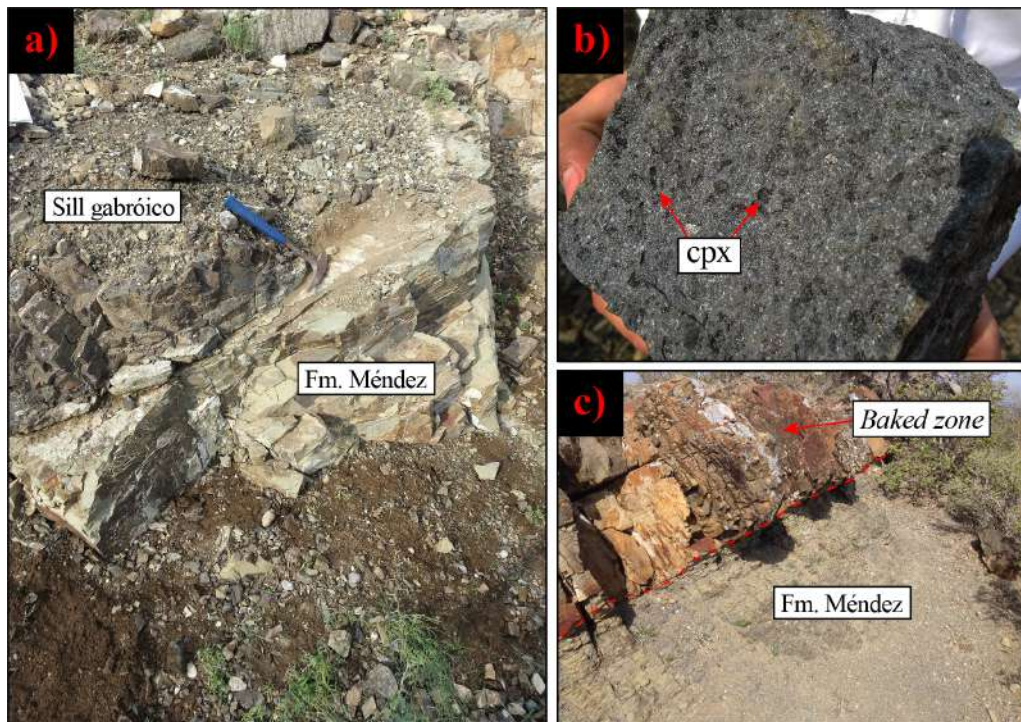


Fig. 3.9 Características generales de los sills presentes en la periferia de la Sierra de San Carlos a) Sill gabróico cerca del ejido La Majada sobre la carretera NL 22. b) Muestra de mano del sill en la imagen a). Nótese la abundancia de fenocristales de clinopiroxeno. c) *Baked zone* de ~1 m de espesor en un sill de composición máfica.

3.1.3. Muestreo

Diferentes factores controlaron el muestreo realizado en el presente trabajo. La información más importante de las muestras tomadas es descrita a continuación y es resumida en la Tabla 3.1. Primero, se dio preferencia a afloramientos de lamprófidos alcalinos, ya que su información geoquímica es limitada. De esta forma, se consideraron las muestras CD3, MMD, BAD1, M-MED1, BAD6, ACDL1 y BAD7 situadas cerca de las localidades de Carricitos, Boca de Álamos, Conrado Castillo y Mesa Morterios. Es importante mencionar que las primeras tres son lamprófidos ricos en flogopita, mientras que las restantes son ricas en anfíbol. De estas, las primeras seis fueron analizadas por mayores y traza, excluyendo la BAD7 ya que no se pudo obtener muestra fresca. (Fig. 3.10).

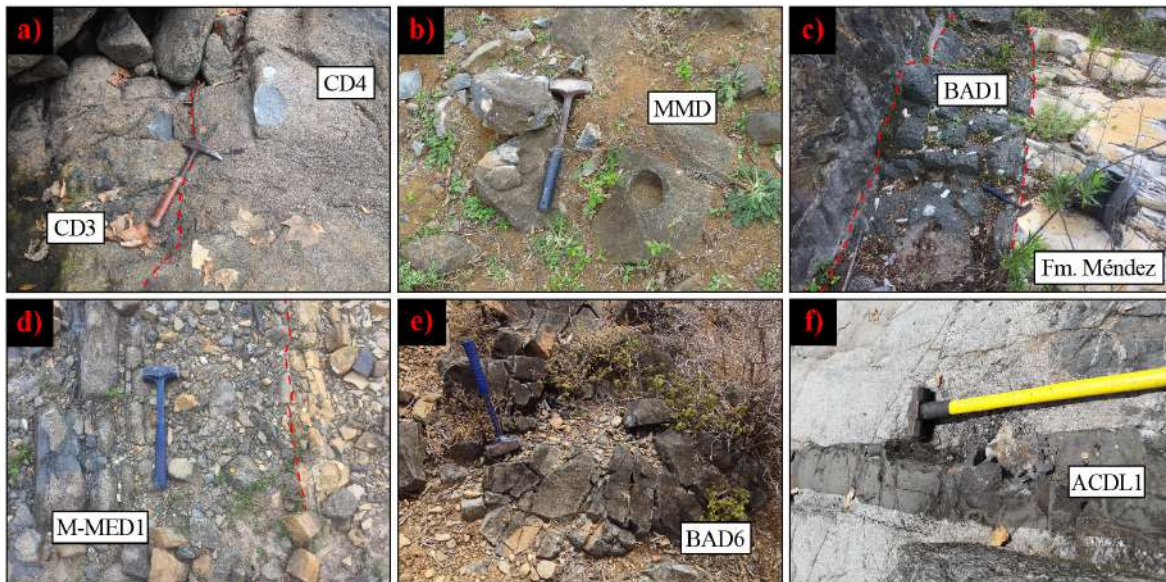


Fig. 3.10 Fotografías de los lamprófidos muestreados para análisis geoquímicos de elementos mayores y traza. Para mayor información sobre estas muestras ir a la Tabla 3.1.

Aunado a lo anterior, se seleccionaron algunas muestras de diques sieníticos (CD4 y EPD1), de gabro (EPD5), de tingüaita (BAD5) y de dos xenolitos corticales (XMON1 y BAX1). Las primeras dos pertenecen a estructuras que cortan a masas gabróicas sobre el arroyo Las Nueces (en Carricitos) y sobre el arroyo Boca de Álamos (Fig. 3.11a-b). La muestra EPD5 fue seleccionada ya que se consideró que potencialmente podría presentar características de un magma primario (Fig. 3.11c). La muestra BAD5 proviene de un dique de sienita foidítica de ~2 m de espesor, ubicado a unos cuantos km del ejido Boca de Álamos. Este se caracteriza por presentar una tonalidad verdosa muy intensa, abundantes fenocristales

de sanidino de hasta 1 cm y amígdalas que pueden llegar a medir hasta ~7 cm (Fig. 3.11d). Cabe mencionar que los dos xenolitos que fueron seleccionados para los análisis representan una parte importante de este trabajo, ya que tales litologías no han sido reportadas con anterioridad (Fig. 3.11e-f).

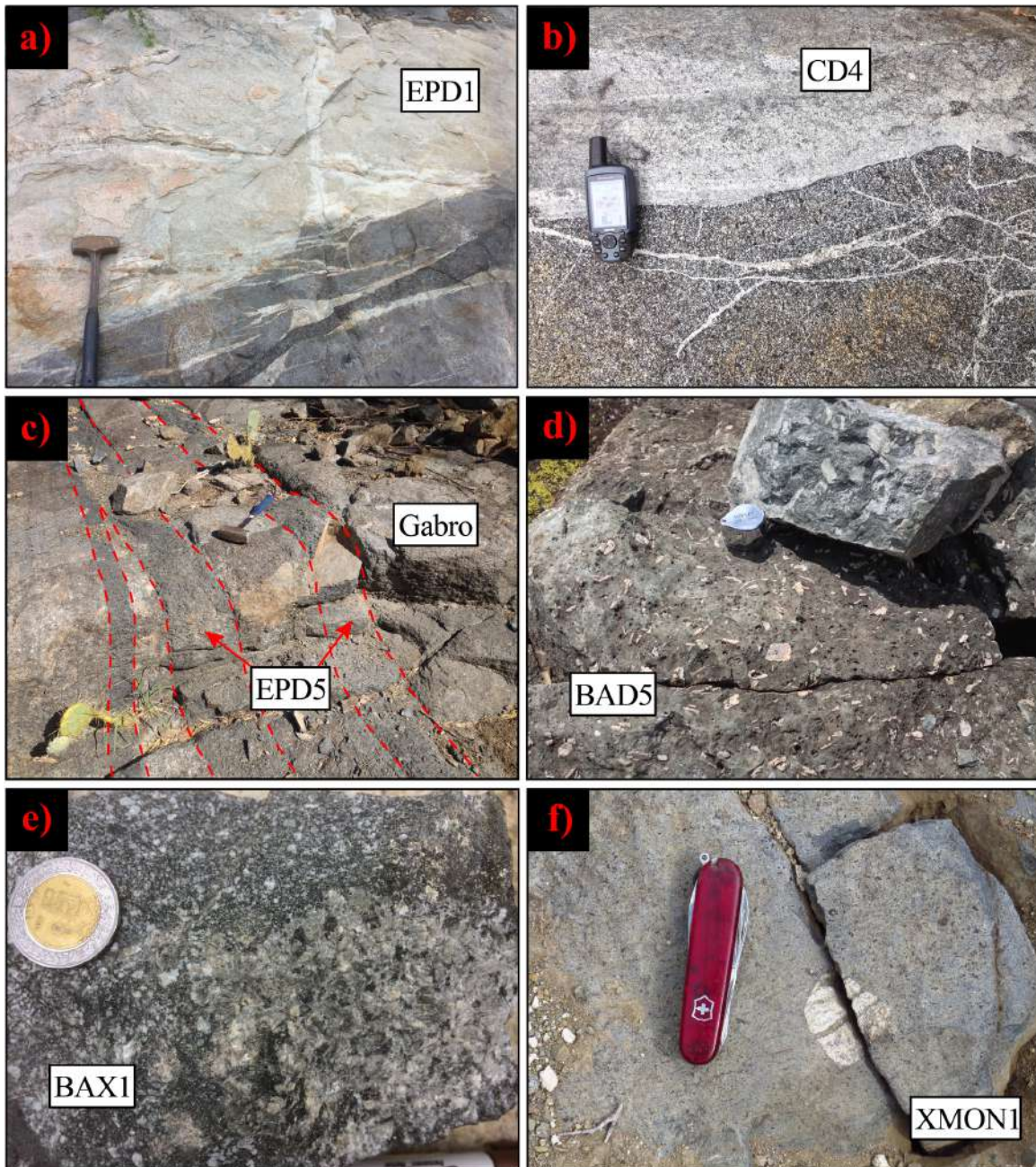


Fig. 3.11 Litologías muestreadas para los análisis geoquímicos de elementos mayores y traza. a) y b) Diques sieníticos cortando rocas gabróicas en los arroyos Boca de Álamos y las Nueces, respectivamente. c) Dique gabróico cerca de la localidad de El Pescado. d) Dique de sienita foidítica con abundantes fenocristales de sanidino. e) Xenolito ijolítico rico con importantes cambios texturales encontrado dentro del dique BAD1, cerca del ejido Boca de Álamos. f) Xenolito granítico dentro del dique SLZ4 cerca del arroyo San Lázaro.

Tabla 3.1 Información más relevante de las muestras colectadas dentro y en la periferia de la Sierra de San Carlos

Muestra	Localidad	Coordenadas		Estructura	Litología	Petrografía	Geoquímica	Mineraloquímica
		N	E					
CD3	Carricitos	2720013	495313	Dique	Lamprófidio	x	x	
M-MED1	Conrado Castillo	2730292	474433	Dique	Lamprófidio	x	x	
MMD	Mesa Morterios	2726381	477751	Dique	Lamprófidio	x	x	x
SLZ4	San Lázaro	2718895	479526	Dique	Lamprófidio	x	x	
ACDL1	Boca de Álamos	2721610	489476	Dique	Lamprófidio	x	x	
BAD1	Boca de Álamos	2719605	485220	Dique	Lamprófidio	x	x	
EPD5	Boca de Álamos	2719907	488272	Dique	Gabro	x	x	
CD1	Carricitos	2720038	495467	Dique	Sienita	x		
CD2	Carricitos	2720059	495513	Dique	Sienita	x		
CD4	Carricitos	2720013	495313	Dique	Sienita	x	x	
BEA3	Boca de Álamos	2720322	484260	Dique	Sienita	x	x	
EPD1	Boca de Álamos	2719933	487687	Dique	Sienita	x	x	
XMON1	San Lázaro	2718883	479273	Xenolito	Granito	x	x	x
XMON2	San Lázaro	2718883	479273	Xenolito	Sienita de FA con nefelina	x		
BAX1	Boca de Álamos	2719605	485220	Xenolito	Foidolita	x	x	
EPS1	Boca de Álamos	2719670	486949	Sill	Monzonita	x		
BAD7	Boca de Álamos	2721362	485987	Dique	Lamprófidio	x		
BAD6	Boca de Álamos	2721077	485700	Dique	Lamprófidio	x	x	
SLZ5	San Lázaro	2718977	479443	Dique	Sienita foidítica	x	x	x
BAD5	Boca de Álamos	2721050	485671	Dique	Sienita foidítica	x	x	
CS1	Carricitos	2719668	494501	Sill	Sienita			

Finalmente, se consideraron cuatro muestras para el análisis mineraloquímico. Tres de estas corresponden a lamprófidos (SLZ4, MMED1 y MMD), ya que, como se discutirá después, su estudio permitió reconocer diferentes procesos magmáticos importantes. A su vez, se seleccionó además un dique de sienita foidítica (SLZ5) ya que al ser una roca peralcalina, minerales exóticos podrían estar presentes (Fig. 3.12). Cabe mencionar que la muestra SLZ4 y SLZ5 son muestras previamente trabajadas por Elizondo-Pacheco, 2017) y se encuentran muy cerca una de otra, cortando rocas de la Fm. Méndez cerca del arroyo San Lázaro.



Fig. 3.12 Muestras tomadas para el análisis mineraloquímico. a) Lamprófido SLZ4. b) Sienita foidítica SLZ5). Muestras MMED1 y MMD en Figura 3.11.

4. PETROGRAFÍA

4.1. Introducción

El análisis petrográfico se llevó a cabo en 22 láminas delgadas mediante el uso de un microscopio Leica DM750P de luz transmitida, mientras que la toma de fotomicrografías se realizó con una cámara Leica DFC295 utilizando el software Leica Application Suite (LAS). La mayor parte de las muestras, a excepción de los lamprófidos, fueron graficadas en el diagrama de Streckeisen (1976) mostrado en la Figura 4.1. Así mismo, en la Tabla 4.1 se tiene la litología, textura y mineralogía de todas las muestras analizadas. A continuación, se describirán las características más importantes que fueron observadas en las diferentes muestras.

4.2. Lamprófidos con micas

4.2.1. Muestra CD3 – Monchiquita

Esta muestra se caracteriza por presentar una textura glomeroporfirítica con matriz isotrópica (analcima?), la cual en ocasiones, se encuentra siendo reemplazada por parches de calcita. Los glomerocristales se componen principalmente de clinopiroxeno, aunque en ocasiones se tienen pequeñas biotitas y algunos minerales opacos (Fig. 4.2a). Por un lado, los cristales de clinopiroxeno presentan formas euhedrales, macla simple, zonación y de manera escasa, núcleos de color verde en NII. Por otra parte, los fenocristales de biotita son tabulares alargados con arce moteado y un color café fuerte bajo NII. Estas no presentan un clivaje marcado, pueden llegar a tener hábitos hexagonales (corte basal) y una zonación donde el borde exhibe una tonalidad más suave con respecto al centro del cristal, el cual parece haber sido reabsorbido (Fig. 4.2b). Aunado a esto, fueron reconocidas estructuras *ocelli* rodeadas por biotita en la lámina (Fig. 4.2a). Una característica importante de esta muestra es que presenta segregaciones (*i.e.*, estructuras globulares con bordes irregulares gradacionales hacia su roca huesped; Rock, 1991) de hasta ~1.7 mm las cuales se clasificaron en dos tipos. El primero constituido por cristales radiales de natrolita y calcita (Fig. 4.2c), mientras que el otro por zeolitas teniendo a su vez cristales aciculares de biotita y clinopiroxeno (Fig. 4.2d). Por último, se observaron algunos xenocristales serpentinizados(?) de lo que muy probablemente fue olivino en base a la forma del cristal (Fig. 4.2e) así como pequeñas vetillas milimétricas rellenas de calcita y analcima (Fig. 4.2f).

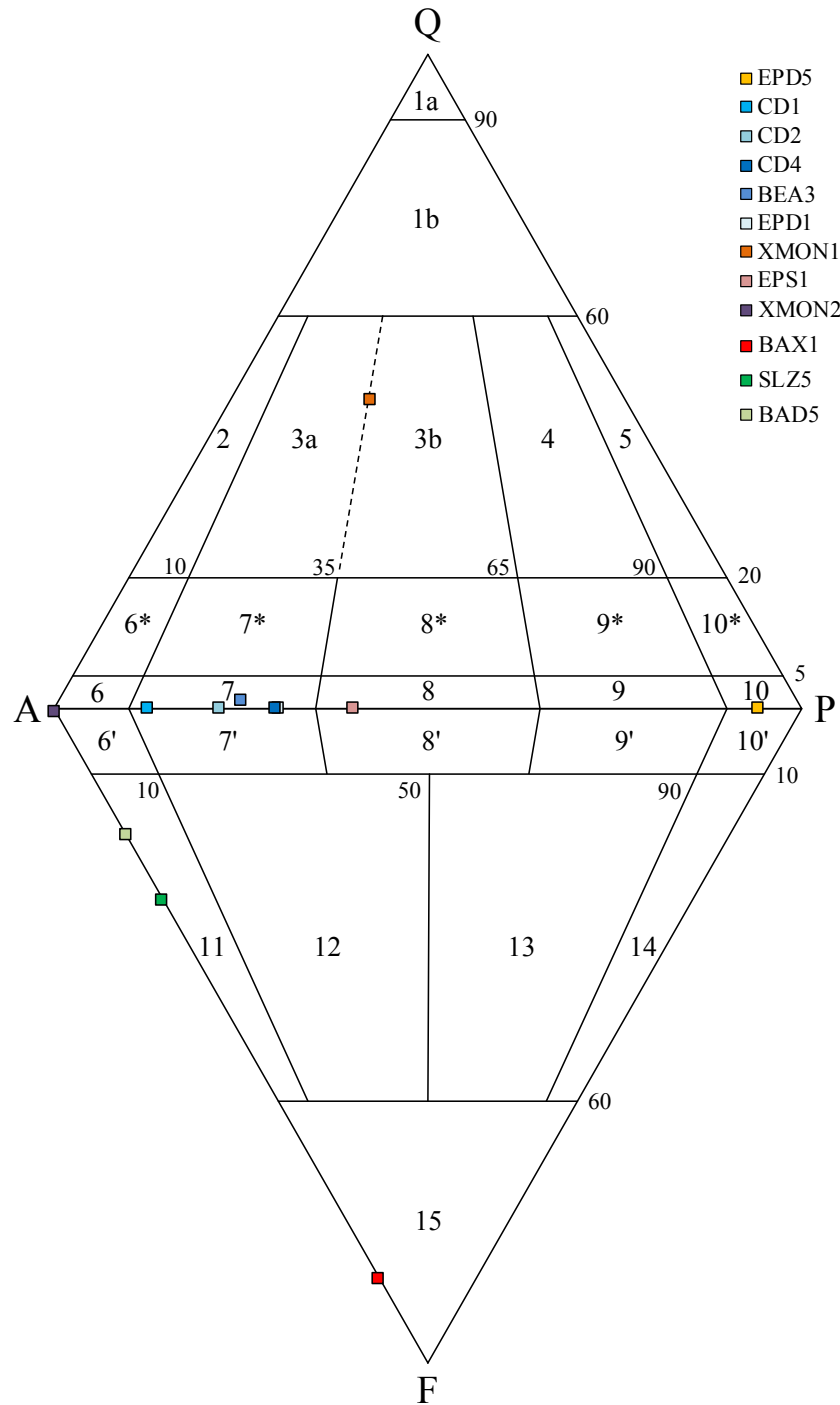


Fig. 4.1 Diagrama de clasificación para rocas plutónicas de Streckeisen (1976) aplicado a las muestras utilizadas en este trabajo (excepto lamprófidos). 1a: Cuarzolita; 1b: Granitoide rico en cuarzo; 2: Granito de feldespato alcalino; 3a: Sienogranito; 3b: Monzogranito; 4: Granodiorita; 5: Tonalita; 6*: Cuarzosienita de feldespato alcalino; 7*: Cuarzosienita; 8*: Cuarzomonzonita; 9*: Cuarzomonzodiorita/Cuarzomonzogabro; 10*: Cuarzodiorita/Cuarzogabro/Cuarzoanortosita; 6: Sienita de feldespato alcalino; 7: Sienita; 8: Monzonita; 9: Monzodiorita/Monzogabro; 10: Diorita/Gabro/Anortosita; 6': Sienita de feldespato alcalino con feldespatoides; 7': Sienita con feldespatoides; 8': monzonita con feldespatoides; 9': Monzodiorita/Monzogabro con feldespatoides; 10': Diorita/Gabro/Anortosita con feldespatoides; 11: Sienita foidítica; 12: Monzosienita foidítica; 13: Monzodiorita/Monzogabro foidítico; 14: Diorita/Gabro foidítico; 15: Foidolita.

Tabla 4.1 Composición modal de las estructuras subvolcánicas y xenolitos estudiados.

Muestra	Litología	Estructura	Textura	Qz	Afs	Pl	Nph	Cpx	Amp	Bt	Ph	Ol	Opq	Ap	Ttn	Zrn	Cal	Ser	Zeo	Ccn	Chl	Ep	Srp	FI	Matriz
CD3	L	Dique	G					45.75		19.45			7.67				4.66	9.32						0.55	12.60
M-MED1	L	Dique	G		26.22	1.2		12.90	30.65				3.87	1.29			2.58	8.39							12.90
MMD	L	Dique	G		19.00			39.33		9.67		1.67	6.33	2.00			4.00	8.67							9.33
SLZ4*	L	Dique	G					32.35	17.65				6.86	1.96	0.33		0.98				0.98	0.33			38.56
ACDL1	L	Dique	Porfírica			0.38		11.83	41.60				5.73	0.38			6.49	32.44				1.15			
BAD1	L	Dique	Porfírica			0.44		34.96	1.77	18.58			4.87	0.44	0.44		3.10	17.26			5.75	2.21	0.44		9.73
BAI2*	L	Dique	Porfírica		8.64	10.30		16.28	27.57				5.98				1.00	11.30							18.94
BEA8*	L	Dique	PF		28.84	17.21		19.07	20.93				7.44	0.47			0.93	1.86							3.26
EPD5	GB	Dique	Porfírica		1.82	29.79		26.44		25.84		3.95	11.55			0.30						0.30			
CD1	S	Dique	HF		81.57	11.78		1.21	3.63	0.30			0.30		1.21										
CD2	S	Dique	HI		59.10	16.72		0.30	13.73	1.19	2.69		2.99		2.99		0.30								
CD4	S	Dique	HI		59.21	25.00			7.57	4.28	0.33		0.66		2.96										
BEA3*	S	Dique	Porfírica	1.00	72.14	23.88					0.50		1.49	0.50											0.50
EDP1	S	Dique	HE		57.74	24.84		0.65		0.97			0.97	0.32	0.32	0.65	6.45	3.87							3.23
XMON1	GR	Xenolito	Granoblástica	40.89	29.56	16.26				6.90						1.48	4.93								
XMON2	SFAN	Xenolito	AI		86.40		0.30	8.16		1.21			0.60		0.60	0.30	1.21			0.30	0.60	0.30			
BAX1	I	Xenolito	HI		8.22		54.93	30.92					1.32	0.66	3.95										
EPS1	M	Sill	Porfírica		56.00	37.33		2.33		1.67			2.33	0.33											
BAD7	L	Dique	Porfírica		13.56	7.63		18.22	39.83				6.78				4.24				5.08	3.81			0.85
BAD6	L	CHM	Porfírica		17.95	10.26		18.59	30.77				4.49					4.49							13.46
BAD6	L	SI	PF		15.38	2.56		21.15	32.05				7.05				0.64	10.90			0.64				9.62
BAD6	L	Centro	Porfírica		3.21	4.49		20.51	35.26				3.21				0.64	23.08			1.28				8.33
SLZ5*	SF	Dique	G		31.00		4.67	50.33	1.33				0.33		0.33		0.33	3.00	0.67						8.00
BAD5	SF	Dique	G		24.00		4.67	49.33		1.00			1.00					18.33	0.67						1.00

Abreviaturas: Qz = Cuarzo, Afs = Feldespato alcalino, Pl = Plagioclasa, Nph = Nefelina, Cpx = Clinopiroxeno, Amp = Anfíbol, Bt = Biotita, Ph = Fengita, Ol = Olivino, Opq = Opaco, Ap = Apatito, Ttn = Titanita, Zrn = Circón, Cal = Calcita, Ser = Sericita, Zeo = Zeolita, Ccn = Cancrinita, Chl = Clorita, Ep = Epidota, Srp = Serpentina, FI = Foices isotrópicos, Matriz: componentes no distinguibles bajo microscopio, L = Lamprófidio, GB = Gabro, S = Sienita, GR = Granito, SFAN = Sienita de feldespato alcalino con nefelina, I = Ijolita, M = Monzonita, SF = Sienita foidítica, CHM = borden de enfriamiento, SI = Sector intermedio, G = Glomeroporfírica, PF = Porfírica fluidal, AI = Alotriomórfica inequigranular, HI = Hipidiomórfica inequigranular, HE = Hipidiomórfica equigranular. Las muestras con un * son de Elizondo-Pacheco (2017).

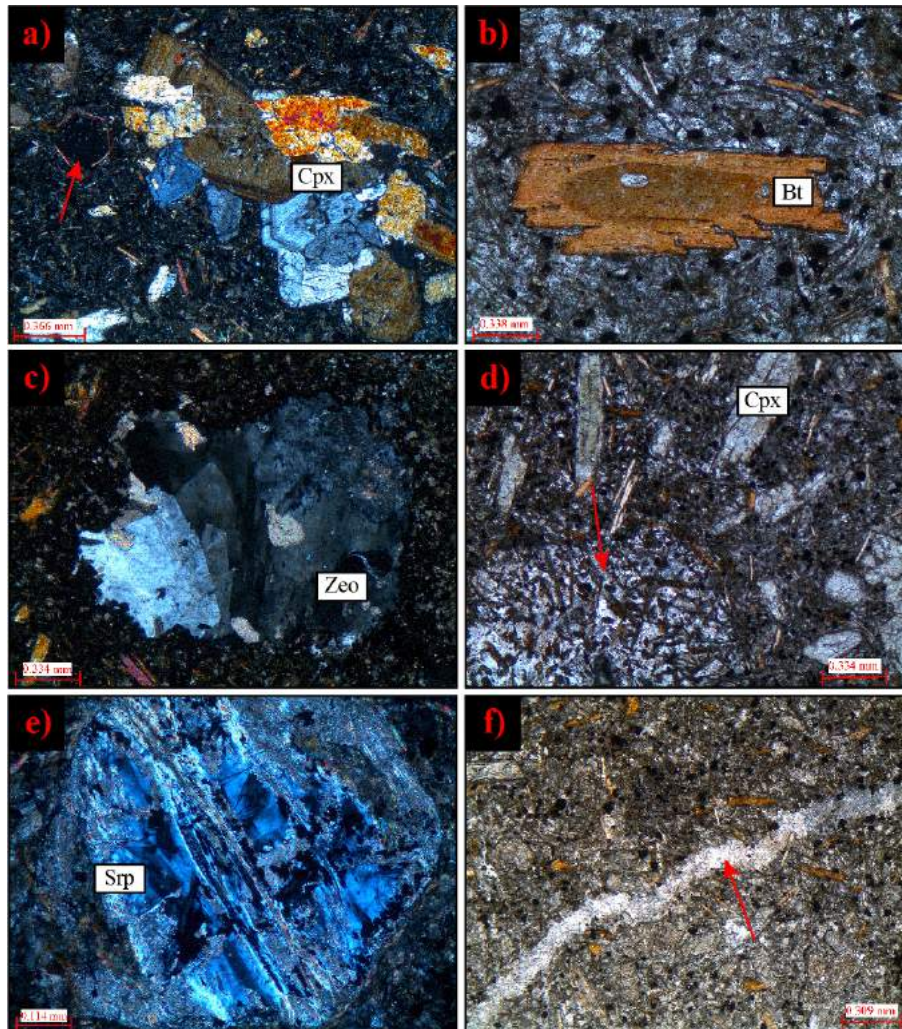


Fig. 4.2 Fotomicrografías de la muestra CD3. a) Glomerocrystal compuesto por clinopiroxenos zonados en una matriz isotrópica. Notar la estructura ocelli bordeada de biotitas señalada con la flecha. b) Fenocrystal de biotita con un núcleo reabsorbido color café fuerte. c) Segregación de natrolita y calcita. d) Segregación de zeolita sosteniendo cristales aciculares de clinopiroxeno y biotita. e) Xenocrystal serpentinizado de olivino(?). f) Vetilla milimétrica rellena de calcita y analcima. a), c) y e) bajo NX; b), d) y f) bajo NII.

4.2.2. Muestra MMD – Sannaita

Presenta una textura glomeroporfirítica con cristales de clinopiroxeno zonados y fenocristales de biotita en una matriz con abundantes feldspatos alcalinos aciculares y analcima (Fig. 4.3a-b). En el caso de los fenocristales de biotita, tienen formas subhedrales, textura de arce moteado, alcanzan tamaños de hasta ~2 mm, tienen un color café fuerte bajo NII, en algunos casos se encuentran zonados, tienen *kink bands* y de manera anómala, exhiben macla polisintética (Fig. 4.3c). Por otro lado, los clinopiroxenos se presentan comúnmente en forma tabular y rara vez con hábitos octogonales. Lo más característico de

estos fenocristales es su fuerte zonación. En ocasiones, se tienen cambios contrastantes dentro de un mismo cristal, desde zonas incoloras pasando a ser rosadas y verdosas (Fig. 4.3d). Cabe resaltar que algunos cristales presentan únicamente bordes de rebordes color verde (Fig. 4.4e). Un aspecto característico de esta muestra, es la presencia de xenocristales de olivino de hasta ~2 mm, con bordes corrídos los cuales tienen coronas de reacción compuestas de clinopiroxeno y biotita (~1 mm). En algunos de estos es posible observar *kink bands* y bordes iddingsitizados (Fig. 4.5f). Finalmente, se tienen apatitos hexagonales y minerales opacos dispersos en toda la lámina.

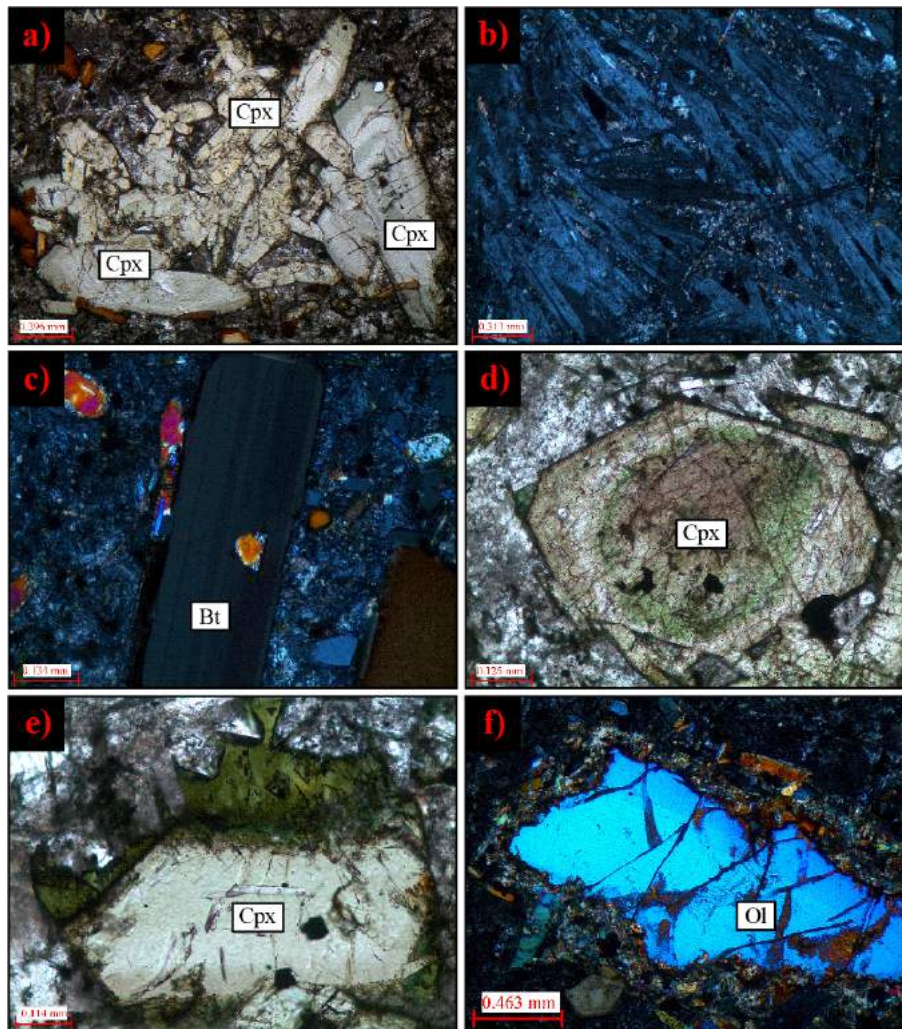


Fig. 4.3 Fotomicrografías de la muestra MMD. a) Glomerocrystal compuesto por clinopiroxenos y algunas biotitas. b) Cristales de feldespato alcalino aciculares en la matriz. c) Fenocristal de biotita con macla polisintética. d) Fenocristal de clinopiroxeno zonado. e) Reborde color verde en clinopiroxeno. f) Xenocristal de olivino parcialmente iddingsitizado con *kink bands* y un borde de reacción de clinopiroxeno y biotita. b), c) y f) bajo NX; a), d) y e) bajo NII.

4.2.3. Muestra BAD1 - Monchiquita

Esta muestra presenta una textura porfirítica con fenocristales de biotita y clinopiroxeno en una matriz muy alterada isotrópica (analcima?). Los primeros tienen formas tabulares y en ocasiones hexagonales, con arce moteado y un color café fuerte, mientras que los segundos tienen formas subhedrales y están zonados. Estos últimos comúnmente exhiben núcleos verdes y pocas veces pequeños rebordes color verde intenso en los bordes (Fig. 4.4a). En adición a lo antes mencionado, se reconocieron tres tipos de estructuras ocelli, todas ellas siendo rodeadas por biotita. El primer tipo está relleno por analcima (isotrópica) y calcita (Fig. 4.4b), el segundo se caracteriza por presentar plagioclasa y el tercero tiene un aspecto más homogéneo y únicamente presenta zeolita. Así como la muestra CD3, esta también presenta segregaciones rellenas por zeolita las cuales llegan a medir hasta ~2 mm. Por otro lado, se tienen escasos xenocristales de anfíbol reabsorbidos, de clinopiroxeno parcialmente alterados a clorita y de olivino completamente serpentinizados, todos estando rodeados por biotita (Fig. 4.4c-d). La matriz en ciertos lugares está fuertemente alterada a minerales secundarios como clorita, zeolita, epidota y calcita (Fig. 4.4e). Cabe resaltar que algunas biotitas pequeñas en la matriz están siendo cloritizadas. Por último, se reconocieron distintos cristales de clinopiroxeno que estando en contacto con una segregación de analcima desarrollaron bordes finos color verde (Fig. 4.4f).

4.3. Lamprófidos con anfíbol

4.3.1. Muestra M-MED1 – Sannaita

Esta muestra presenta una textura glomeroporfirítica con abundantes cristales de clinopiroxeno y anfíbol en una matriz rica en analcima y feldespatos alcalinos (Fig. 4.5a). Los fenocristales más comunes en la lámina son de anfíbol. Estos tienen formas tabulares y hexagonales que comúnmente están incompletas (Ver Fig. 4.5a), con un color café y una fuerte zonación (Fig. 4.5b). Por otra parte, los clinopiroxenos tienen hábitos octagonales, son incoloros, aunque ciertos cristales presentan bordes de color verde en sus bordes o anillos verdes dentro del mismo (Fig. 4.5c). Cabe mencionar que al igual que en la muestra BAD1, estos bordes se desarrollaron en contacto con segregaciones rellenas por analcima y calcita (Fig. 4.5d), con la única diferencia que en esta muestra algunos cristales de anfíbol también se vieron afectados. En la matriz se encuentran algunos cristales con hábitos tabulares de

feldespato alcalino con macla simple de ~ 0.15 mm (Fig. 4.5e), así como, cristales dentríticos. De igual manera, los cristales de feldespato se concentran en zonas donde hay analcima. Se resalta también la abundancia de cristales de apatito, ya sean hexagonales o tabulares alargados con sus comunes fracturas perpendiculares al eje mayor.

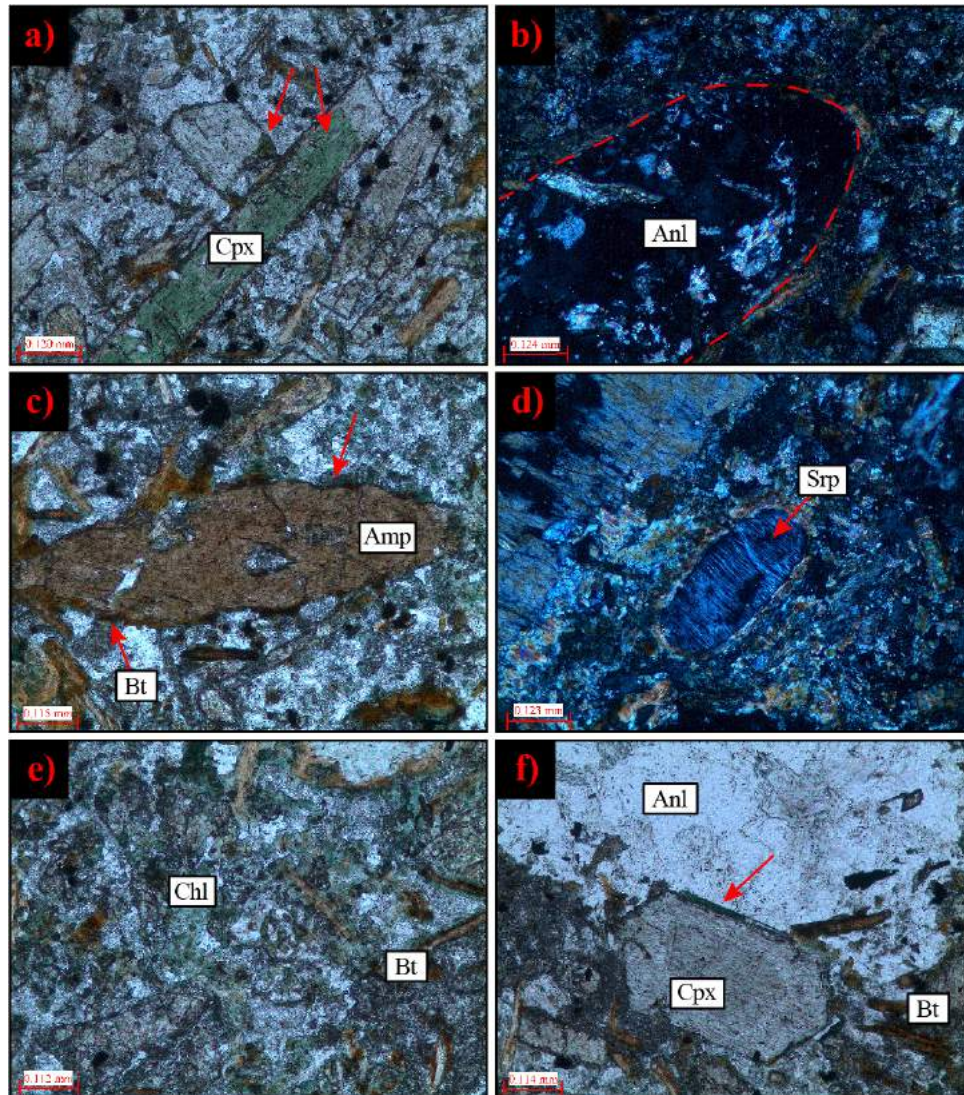


Fig. 4.4 Fotomicrografías de la muestra BAD1. a) Fenocristal de clinopiroxeno con núcleo color verde. Notar el borde verde en el cristal señalado por la flecha. b) Estructura ocelli rellena por analcima rodeada por cristales curvados de biotita. c) Xenocristal reabsorbido de anfíbol con bordes irregulares. d) Xenocristal de olivino serpentizado. e) Matriz cloritizada. f) Interacción entre fenocristal de clinopiroxeno y segregación de analcima. b) y d) bajo NX; a), c), e) y f) bajo NII.

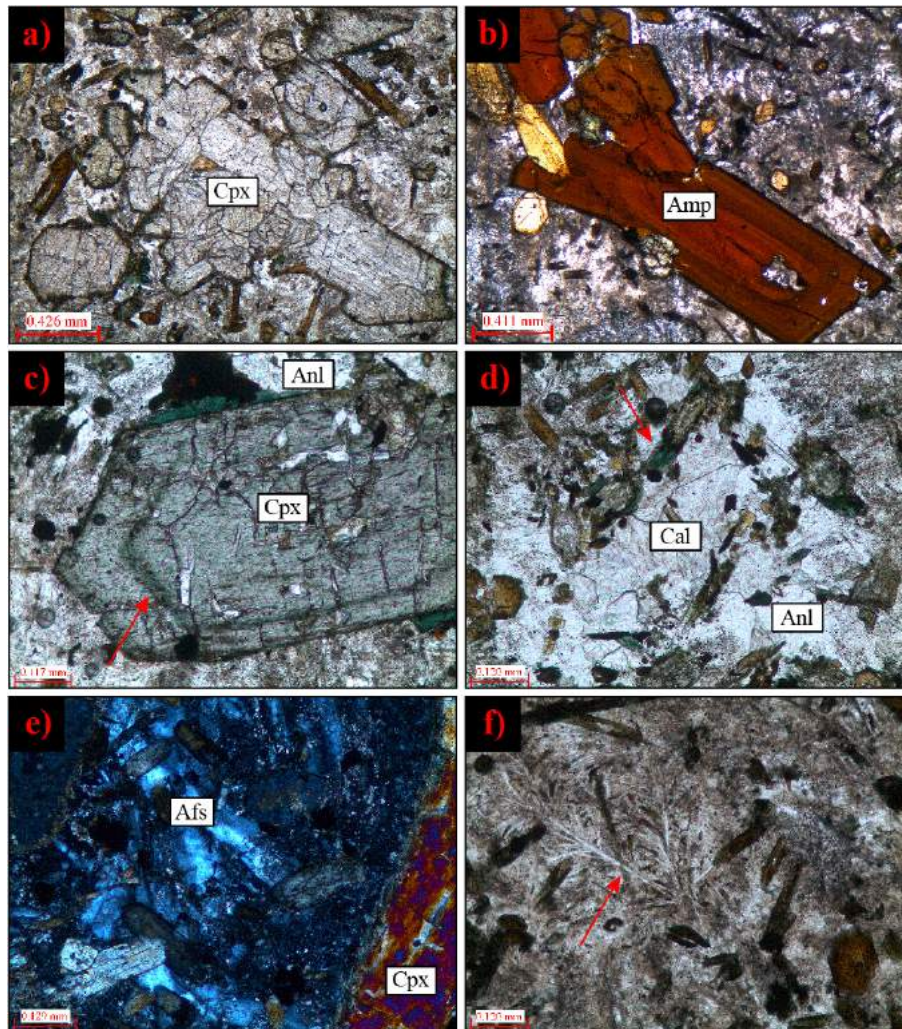


Fig. 4.5 Fotomicrografías de la muestra M-MED1. a) Glomerocrystal de clinopiroxeno. b) Fenocrystal de anfíbol zonado. Notar su forma incompleta en el centro. c) Fenocrystal zonado de clinopiroxeno con bordes color verde en contacto con analcima. d) Segregación de analcima y calcita. Notar que los cristales de clinopiroxeno dentro de esta desarrollaron bordes verdes. e) Cristales de feldespato alcalino con macla simple. f) Cristales dendríticos de feldespato alcalino. e) bajo NX; a), b), c), d) y f) bajo NII.

4.3.2. Muestra SLZ4 - Monchiquita

Esta muestra tiene una textura porfírica con fenocristales de clinopiroxeno y anfíbol en una matriz criptocrystalina la cual contiene abundantes microcristales aciculares de clinopiroxeno (Fig. 4.6a). Los fenocristales de anfíbol son de color café, se encuentran fuertemente zonados y tienen hábitos hexagonales y tabulares. Este tipo de minerales tienen núcleos que varían entre verde oscuro y café fuerte llegando a ser café claro en los bordes (Fig. 4.6b). Además, estos exhiben huecos en los núcleos, al igual que anillos de minerales opacos rodeando un núcleo de diferente color. En un solo cristal se reconoció un centro de

anfíbol rodeado de minerales opacos y después un borde de clinopiroxeno (Fig. 4.6c). Algo que resaltar de los anfíboles con anillos de minerales opacos, es que los núcleos no tienen una forma definida mientras que el contorno tiene una forma euhedral (Fig. 4.6d). Los fenocristales de clinopiroxeno tienen hábitos octagonales y tabulares, con una zonación muy marcada. Normalmente muestran un color real ligeramente rosado, aunque algunos tienen núcleos color verde y una textura de criba. Otros, presentan una zonación en forma de parches rosados y verdosos (Fig. 4.6f). Así mismo, es posible encontrar cristales parcialmente alterados a clorita. Por último, se tienen minerales accesorios como apatito y titanita en toda la lámina.

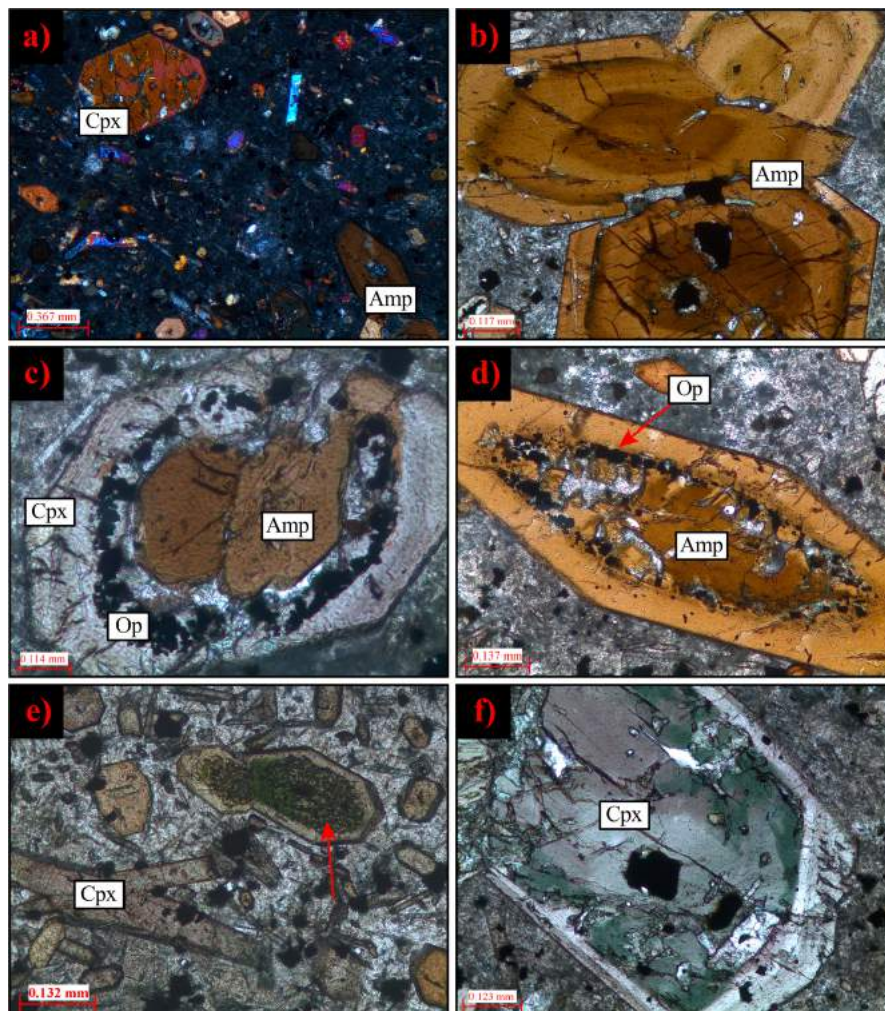


Fig. 4.6 Fotomicrografías de la muestra SLZ4. a) Textura porfírica con fenocristales de clinopiroxeno y anfíbol en una matriz criptocristalina oscura. b) Fenocristales de anfíbol zonados. c) Cristal de anfíbol con un anillo de minerales opacos y un borde de clinopiroxeno. d) Fenocristal de anfíbol con un núcleo reabsorbido(?) y un borde de minerales opacos. e) Cristales de clinopiroxeno de núcleo verde con textura de criba (señalado por la flecha roja). f) Fenocristal de clinopiroxeno parcialmente reemplazado por clorita. a) y f) bajo NX; b), c), d) y e) bajo NIL.

4.3.3. Muestra ACDL1 – Monchiquita

Textura porfirítica con fenocristales euhedrales de clinopiroxeno y anfíbol en una matriz muy fina compuesta principalmente por cristales aciculares de anfíbol y de manera escasa clinopiroxenos, ambos sin orientación alguna teniendo de manera intersticial microcristales de zeolita(?) y calcita secundaria (Fig. 4.7a). Los anfíboles (fenocristales más abundantes) son generalmente hexagonales, presentan inclusiones de apatito, son color café fuerte, aunque en escasos cristales fueron observados pequeños crecimientos color verde turquesa bajo NII (Fig. 4.7b). Estos parecen estar relacionados a cavidades dentro de los anfíboles, las cuales a su vez, se componen de calcita y raramente epidota. Por otro lado, los fenocristales de clinopiroxeno presentan zonación, macla simple, son generalmente incoloros, aunque rara vez presentan una ligera tonalidad verdosa (Fig. 4.7c). Pocos cristales presentan núcleos verdes amarillentos, zonación de reloj de arena y hábitos octagonales. En adición a esto, se reconocieron clinopiroxenos parcialmente uralitizados (*i.e.*, convertidos a anfíbol) en sus bordes (Fig. 4.7d). Aunado a lo antes mencionado, esta muestra presenta abundantes segregaciones de ~0.4 mm con calcita, analcima epidota y plagioclasa (Fig. 4.7e). En estas, la epidota resalta por su relieve moderado y color verde muy tenue con respecto a los otros minerales. Sólo un cristal de plagioclasa con macla polisintética fue visto en una de estas estructuras. Finalmente, existen vetillas tardías de ~0.18 mm compuestas de analcima y calcita o únicamente de calcita. Estas llegan incluso a cortar a las estructuras a las segregaciones ya señaladas, indicando así, un origen posterior (Fig. 4.7f).

4.3.4. Muestra BAD7 - Sannaita

A diferencia de las demás muestras, esta presenta una textura porfirítica con fenocristales de anfíbol y clinopiroxeno, en una matriz compuesta mayormente por feldespatos alcalinos. Los fenocristales de anfíbol son los más abundantes y tienen hábitos frecuentemente tabulares estando en ocasiones zonados con un núcleo color café (siendo raras veces color verde oscuro) más fuerte que el del borde. A veces, estos núcleos presentan evidencias de reabsorción (Fig. 4.8a). En cambio, los clinopiroxenos tienen formas tabulares, siendo normal encontrarlos parcialmente reemplazados por epidota, calcita y clorita (azul Berlin). La matriz se compone de feldespatos alcalinos, anfíboles aciculares, clinopiroxenos, plagioclasa, clorita, calcita y epidota (Fig. 4.8b). Así mismo se tienen minerales opacos

dispersos en toda la lámina. Tanto como en campo como en lámina delgada, se ha reconocido cierto grado de alteración en esta muestra. Sin embargo, los anfíboles no están alterados, únicamente los clinopiroxenos (en algunos casos solamente los bordes son lo único que queda de estos minerales). Esta muestra no tiene clinopiroxenos con bordes color verde ni estructuras globulares.

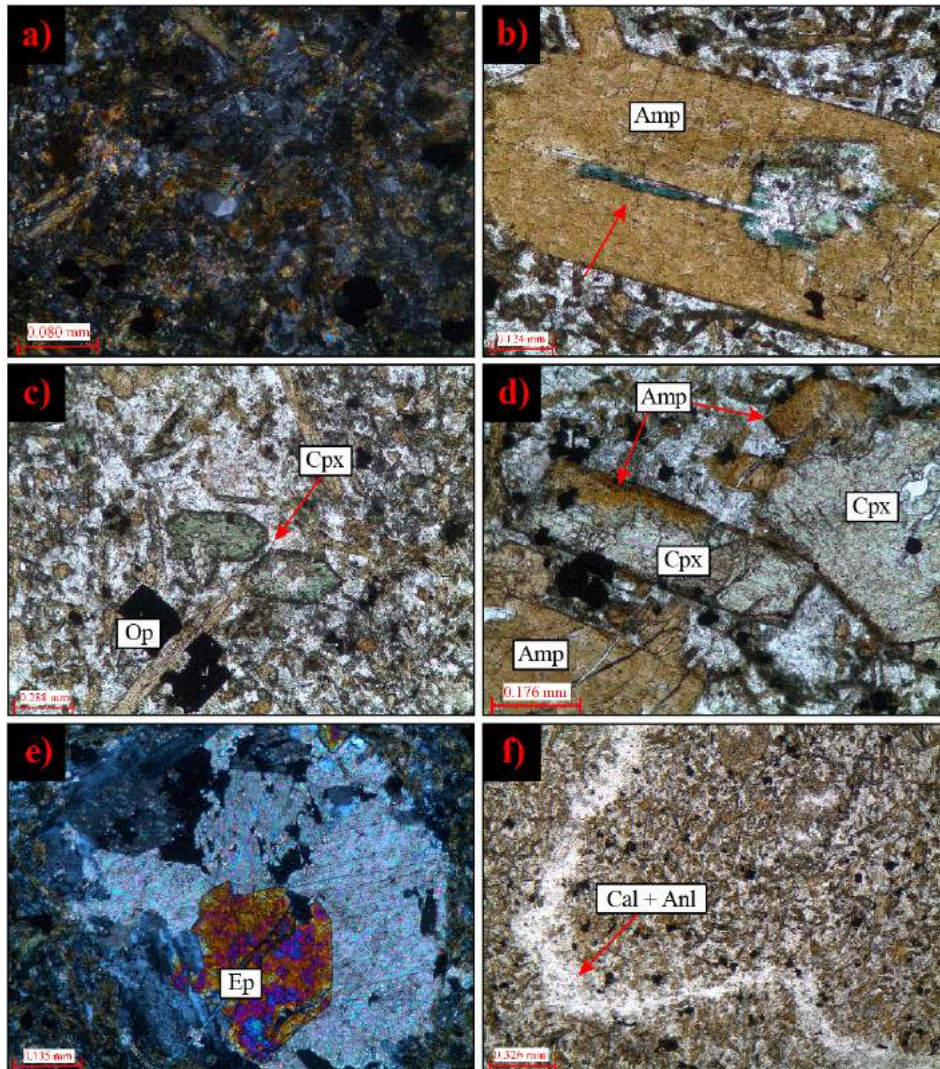


Fig. 4.7 Fotomicrografías de la muestra ACDL1. a) Aspecto de la matriz compuesta por cristales de anfíbol, clinopiroxeno y zeolita(?). b) Fenocristal de anfíbol con pequeños crecimientos color verde turquesa. c) Cristales de clinopiroxeno con una ligera tonalidad verdosa. d) Clinopiroxenos parcialmente uralitizados. e) Segregación compuesta de calcita y epidota. f) Vetilla milimétrica compuesta por calcita y analcima. a) y e) bajo NX; b), c), d) y f) bajo NII.

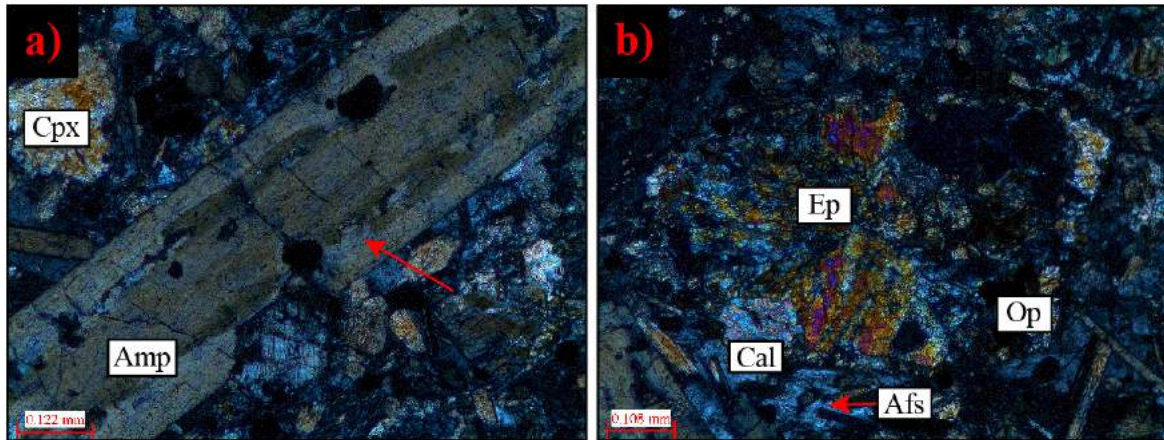


Fig. 4.8 Fotomicrografías de la muestra BAD7. a) Fenocristal de anfíbol con núcleo reabsorbido. b) Aspecto de la matriz alterada mostrando cristales de epidota, calcita y feldespato alcalino intersticial. a) y b) bajo NX.

4.3.5. Muestra BAD6 - Sannaita

Esta lámina es en extremo particular ya que pertenece a la división entre el *chilled margin* y el centro del dique, teniendo un sector intermedio entre estos. Ya que cada uno es texturalmente diferente, se describirán de manera separada. (1) *Chilled margin*: se caracteriza por la presencia de fenocristales de plagioclasa y feldespato alcalino de hasta ~ 0.720 mm, de formas tabulares y en ocasiones zonadas. Es importante mencionar que estos cristales tienen bordes gradacionales hacia la matriz de la roca (Fig. 4.9a). Además, este sector contiene fenocristales aciculares de anfíbol color café fuerte y en menor medida, de clinopiroxeno zonados de hasta ~ 1.50 mm. Estos últimos dos muestran rebordes color verde cuando se encuentran normalmente cerca de analcima. Todos los minerales ya mencionados se encuentran sostenidos por una matriz criptocristalina de aspecto sucio acompañada de analcima. Este sector no presenta orientación alguna. (2) Zona intermedia: Dominado por una textura fluidal la cual es paralela a la división entre los sectores 1 y 3. Se compone de una mineralogía similar a la ya descrita con la excepción de que la abundancia de fenocristales de feldespato y plagioclasa es menor. En este sector es notorio el aumento en la cantidad de fenocristales de clinopiroxeno. De igual manera, en los anfíboles aumenta la presencia de bordes color verde turquesa en contacto con analcima (Fig 4.9b). En este sector la matriz criptocristalina y la analcima sostienen abundantes cristales aciculares y hexagonales de anfíbol, así como cristales octagonales de clinopiroxeno y feldespato. (3) Centro del dique. Como ya había sido reconocido en campo, presenta amígdalas de hasta ~ 5 mm rellenas por zeolita (Fig. 4.9c). Se destaca la escasez de cristales de feldespato en este

sector y los que se tienen están mayormente restringidos a la matriz. De manera general, el tamaño de los fenocristales de anfíbol y clinopiroxeno aumentan en este sector. Disminuyen los cristales de anfíbol con bordes verde terquesa en contacto con analcima. Aunado a todo, los sectores 2 y 3 presentan minerales totalmente reemplazados a clorita. Estos aumentan de tamaño y abundancia en el sector 3 (Fig. 4.9d).

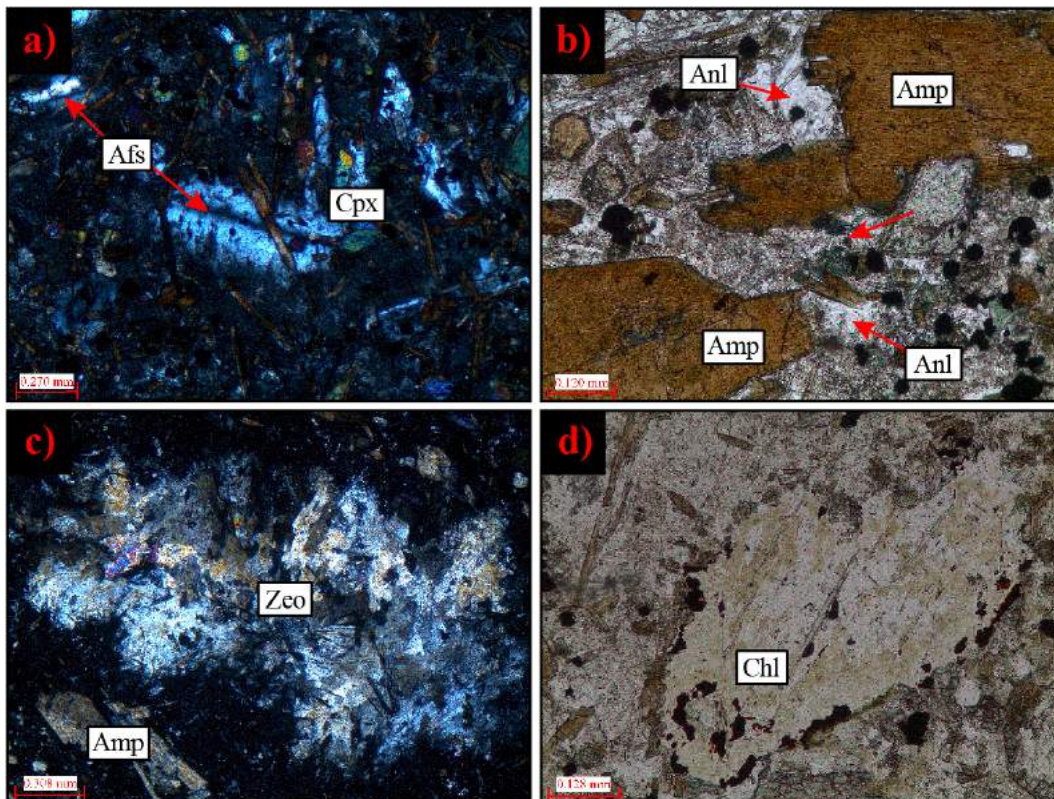


Fig. 4.9 Fotomicrografías de la muestra BAD6. a) Cristales de feldespato acompañados de anfíboles aciculares y clinopiroxeno en una matriz muy fina. Notar los bordes gradacionales hacia la matriz de los feldespatos. b) Fenocristales de anfíbol con bordes verde turquesa en contacto con analcima. c) Segregación de zeolita. d) Cristal reemplazado a clorita. a) y c) bajo NX; b) y d) bajo NII.

4.4. Xenolitos

4.4.1. Muestra XMON1 – Granito

Xenolito dentro del dique con clave SLZ4. De manera general, presenta un tipo de foliación marcada por cristales de biotita color café los cuales separan bandas compuestas por cuarzo, feldespato alcalino y plagioclasa. Presenta bordes redondeados como producto de la fusión parcial de los cristales en los bordes (Fig. 4.10a). La mayoría de los cristales tienen formas anhedrales, aunque algunas plagioclasas muestran hábitos tabulares (Fig. 4.10b-c). Este xenolito, presenta una textura granoblástica pobremente desarrollada. En esta

es posible reconocer muy pocas uniones triples las cuales tienen mayormente bordes irregulares y en muy pocos casos bordes regulares (Fig. 4.10d). Existen sectores dentro de la lámina, comúnmente los que están cercanos a la roca ígnea, donde los cristales de feldespato se presentan parcialmente alterados. Además, se tienen “conductos” entre los cristales con una tonalidad café suave (NII), estos siempre cercanos a las zonas donde están los cristales de biotita (Fig. 4.10e). Esto puede interpretarse de dos maneras: fluidos provenientes del magma pudieron haber penetrado hacia el xenolito por medio de estos conductos alterando la roca ligeramente; o que los sectores con biotita eran más susceptibles a ser afectados por el calor del magma y pudieron fundirse parcialmente y por esto se tenga tal aspecto. En tales sectores, los feldespatos tienen un aspecto sucio y están alterados a sericita con un poco de clacita, mientras que los cuarzos al ser más resistentes no están afectados en gran medida. Por último, se resalta que el xenolito presenta una cantidad considerable de cristales prismáticos de circón de ~0.05 mm (Fig. 4.10f).

4.4.2. Muestra XMON2 – Sienita de feldespato alcalino con nefelina

Xenolito dentro del dique SLZ4. Presenta una textura alotriomórfica inequigranular de grano medio (cristales no mayores a 5 mm) dominada por cristales de feldespato alcalino y en menor medida, clinopiroxenos verdes. La mayoría de los cristales de feldespato alcalino presentan estructuras de exsolución y tienen un aspecto sucio, llegando a alcanzar en algunos casos tamaños de hasta ~4 mm (Fig. 4.11a). Acompañando a estos, se tienen cristales de clinopiroxeno con un color verde intenso (NII), estando en ocasiones oxidados ya sea en sus bordes o a lo largo de fracturas. Existen variaciones en el color real de estos cristales, unos van desde amarillo-verdoso a verde esmeralda y otros que únicamente tienen este último color. Por otro lado, se tienen cristales de biotita color café fuerte con su característico arce moteado visible hasta en NII y escasos cristales de cancrinita (Fig. 4.11c). Aunado a lo anterior, pequeños cristales tabulares de nefelina están dispersos en la lámina. También es posible encontrar minerales accesorios tales como titanita y circón (Fig. 4.11d), así como minerales secundarios como epidota, calcita y clorita.

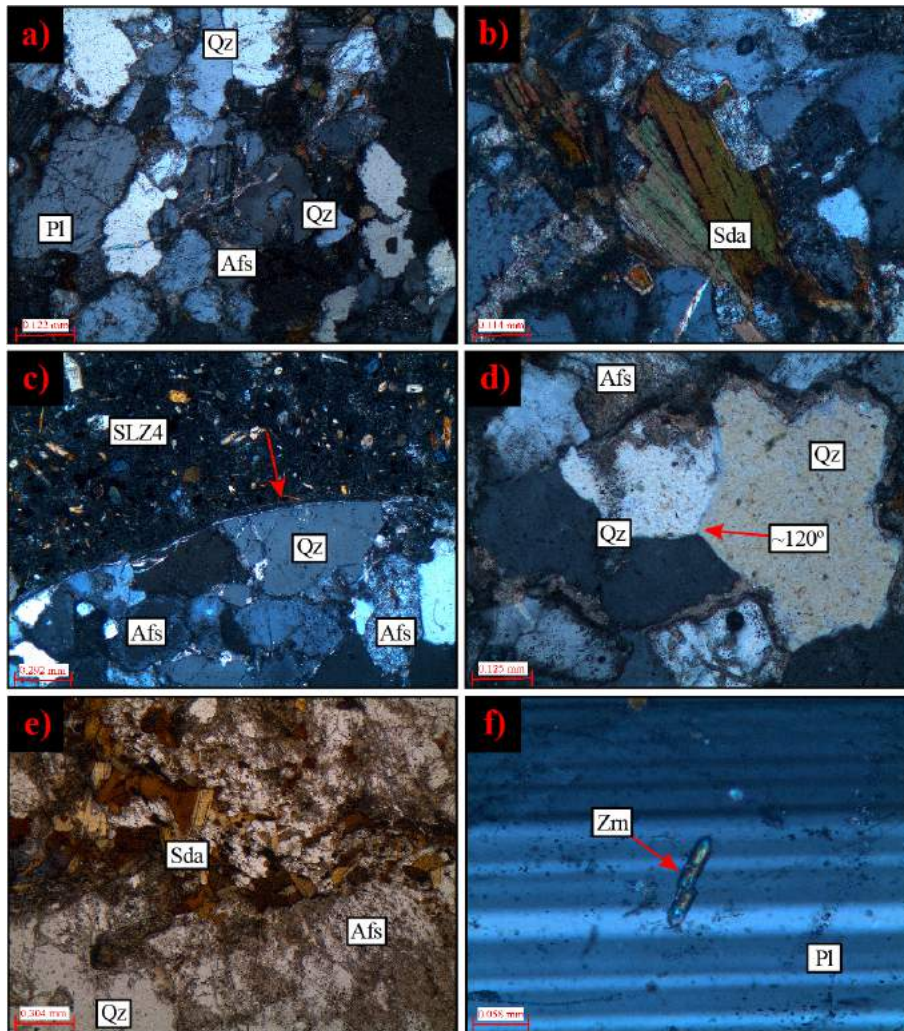


Fig. 4.10 Fotomicrografías de la muestra XMON1. a) Arreglo mineralógico de las bandas leucocráticas. b) Cristales de siderofilita separando bandas cuarzofeldespáticas. c) Borde redondeado en contacto con la muestra SLZ4. d) Unión triple con bordes regulares en cristales de cuarzo. e) Zonas alteradas color café entre los cristales cercanas a las bandas de siderofilita. f) Cristal de circón fracturado dentro de una plagioclasa. a), b), c), d) y f) bajo NX; e) bajo NII. Sda: Siderofilita.

4.4.3. Muestra BAX1 – Ijolita

Xenolito acarreado por el dique con clave BAD1. Esta lámina muestra una textura hipidiomórfica inequigranular de grano medio. Los minerales que dominan esta roca son nefelinas totalmente alteradas a cancrinita, clinopiroxenos color verde y de manera intersticial, feldespato alcalino (Fig. 4.12a-b). Los cristales de clinopiroxeno tiene formas subhedrales y en menor medida, anhedrales con un color verde muy fuerte y un pleocroísmo que va de amarillo fuerte a verde. Aunado a esto, es posible encontrar cristales de nefelina totalmente reemplazados a cancrinita los cuales en algunos casos muestran una zonación relictas (Fig. 4.12c). Además, es posible observar una gran cantidad de titanitas rombohédricas

las cuales en algunos casos llegan a tener ~1.2 mm y presentar macla simple. Gran parte de ellas están agrupadas en ciertos sectores de la lámina (Fig. 4.12d). Así mismo, se tienen cristales tabulares y hexagonales de apatito y minerales opacos dispersos en toda la lámina.

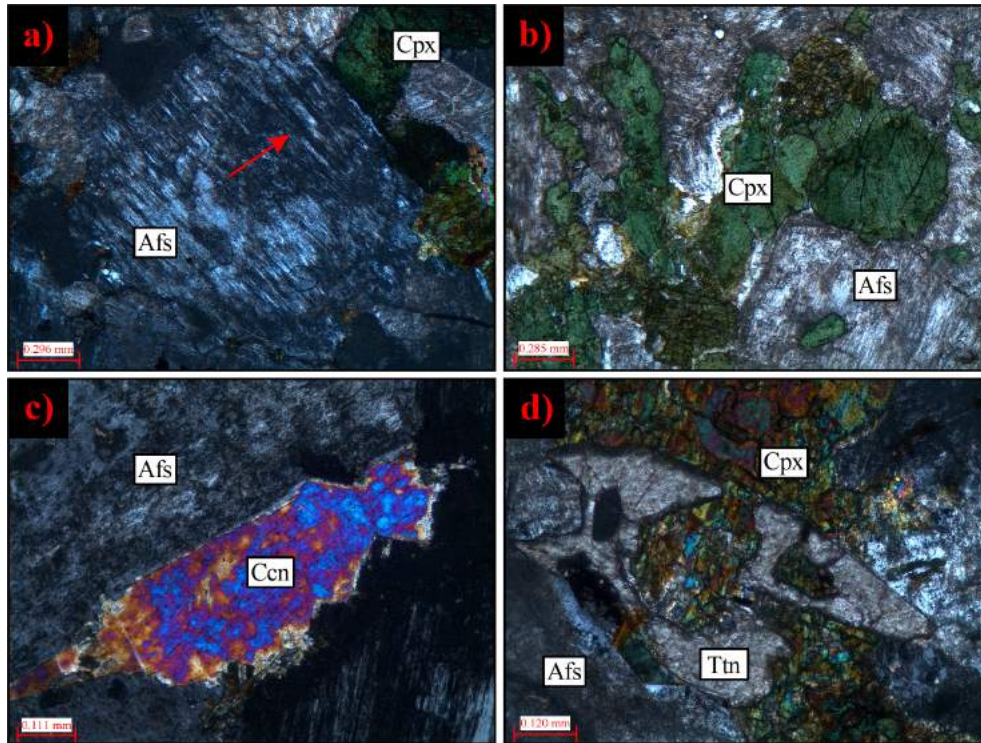


Fig. 4.11 Fotomicrografías de la muestra XMON2. a) Cristal de feldespato alcalino con pequeñas estructuras de exsolución. b) Cristales de clinopiroxeno color verde acompañados de feldespato alcalino. c) Cristal de cancrinita intersticial. d) Cristales de titanita y clinopiroxenos color verde. a), c) y d) bajo NX; b) bajo NII.

4.5. Sienitas

4.5.1. Muestras CD1, CD2 y CD4

Estas tres láminas han sido agrupadas ya que presentan ensamblajes mineralógicos similares, aunque con pequeñas diferencias en las proporciones de algunos minerales. En primer lugar, la lámina CD1 se diferencia de las otras dos ya que exhibe una textura hipidiomórfica fluidal (Fig. 4.13a). Este debe estar ligado al poco espesor del dique (~3 cm), siendo de esta forma, el encajonante el que controla tal arreglo. Así mismo, este cuerpo es el que contiene mayor porcentaje modal de clinopiroxenos (color verde NII) y de feldespato alcalino. En cambio, en las láminas CD2 y CD4 abunda en mayor medida el anfíbol (Fig. 13b). En los tres casos, los feldespatos alcalinos muestran estructuras de exsolución. En el caso de la lámina CD2, se tienen cristales de plagioclasa zonados con bordes de feldespato

alcalino exhibiendo estructuras en exsolución (Fig. 13c). Por otra parte, todas las láminas contienen biotita color amarillo la cual en ocasiones es reemplazada en sus bordes por mica blanca (Fig. 13d). Es de resaltar que en las muestras CD2 y CD4 se tienen anfíboles zonados con un núcleo rojizo y un borde verde oscuro (Fig. 13e). Algunos de estos cristales tienen un color verde tan intenso que llega a enmascarar los colores de interferencia. Por último, es notorio el alto contenido de titanita con hábitos rombohédricos y con macla simple en todas las muestras (Fig. 13f).

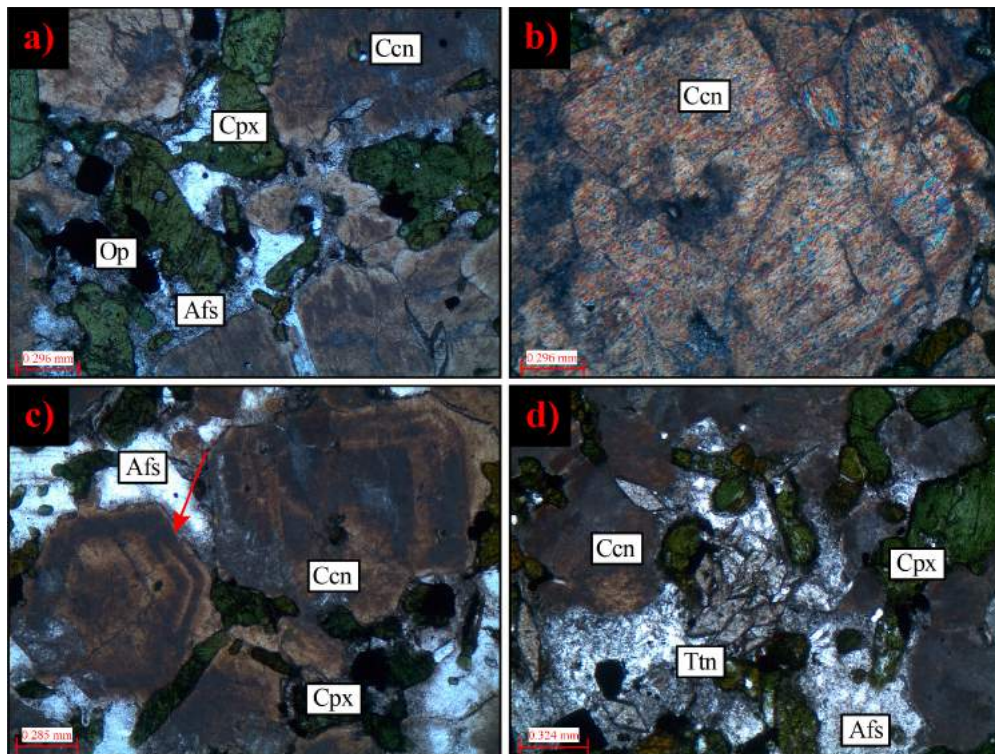


Fig. 4.12 Fotomicrografías de la muestra BAX1. a) Cristales de clinopiroxeno y de nefelina reemplazados a concrenita con feldespatos alcalinos intersticiales. b) Reemplazamiento de nefelina por concrenita. c) Cristales zonados de nefelina alterados a concrenita. d) Cristales de titanita rombohédricos de titanita. Todas bajo NX.

4.5.2. Muestra EPD1

Esta muestra presenta una textura hipidiomórfica equigranular. Se compone principalmente de cristales subhedrales de feldespato alcalino y plagioclasa. Es común que ambos presenten pequeños cristales aciculares de sericita en sus núcleos o a lo largo de las maclas polisintéticas en el caso de las plagioclasas (Fig. 4.14a). Aunado a esto, se tiene una cantidad considerable de cristales de clorita azul Berlin los cuales son producto de la cloritización de biotitas, mismas que en ocasiones se encuentran sin alterar o están como

relictos dentro de las cloritas (Fig. 4.14b-c). En adición a esto, se tienen escasos clinopiroxenos verdes con formas anhedrales los cuales están siendo parcialmente biotitizados. Como minerales accesorios, se tienen escasos cristales de titanita, apatito y una gran cantidad de circones ~ 0.1 mm, algunos prismáticos bipiramidales y otros con bordes redondeados.

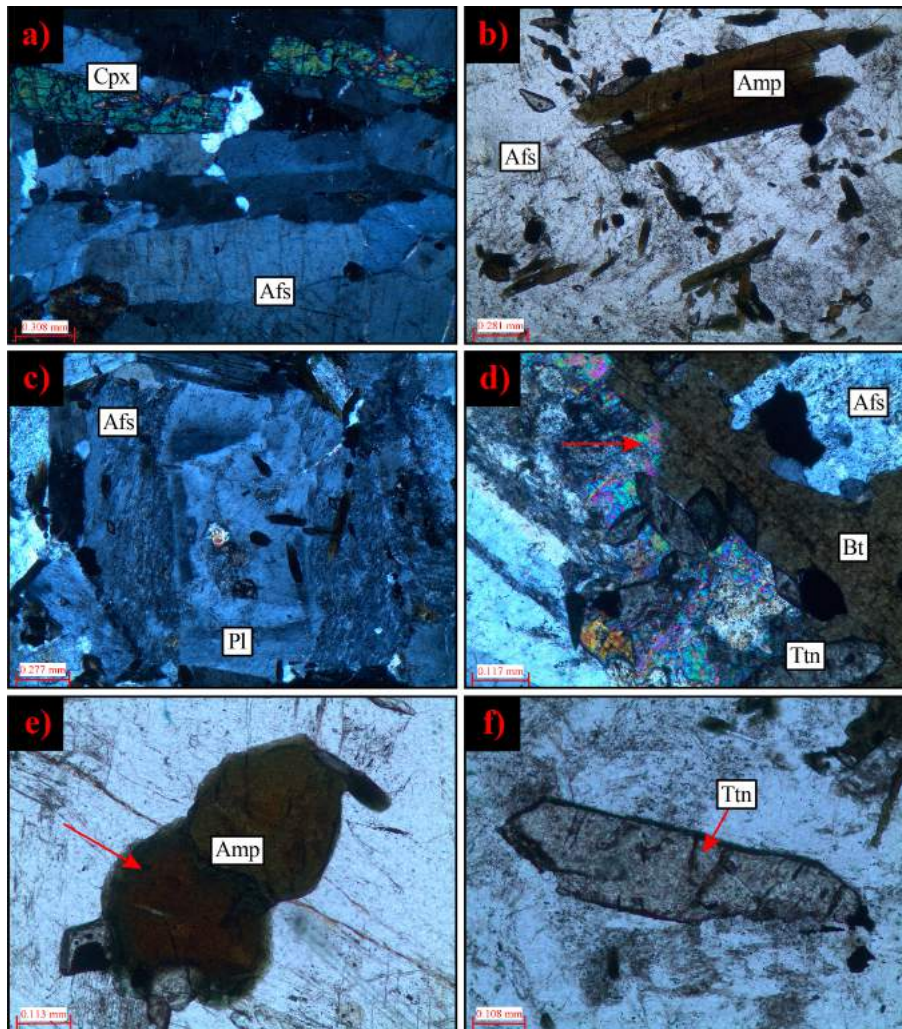


Fig. 4.13 Fotomicrografías de las muestras CD1, CD2 y CD4. a) Ordenamiento fluidal de los feldespatos alcalinos y clinopiroxenos. b) Cristales de anfíbol color café intenso junto con feldespatos alcalinos y pequeñas titanitas. c) Cristal de plagioclasa zonado con bordes de feldespato alcalino con estructuras de exsolución. d) Biotita ligeramente reemplazada por mica blanca (señalado por la flecha roja). e) Cristal de anfíbol zonado. f) Cristal de titanita de ~ 0.7 mm. a), c), d) bajo NX; b), e) y f) bajo NII. CD1: a); CD2: c) y f); CD4: b), d) y e).

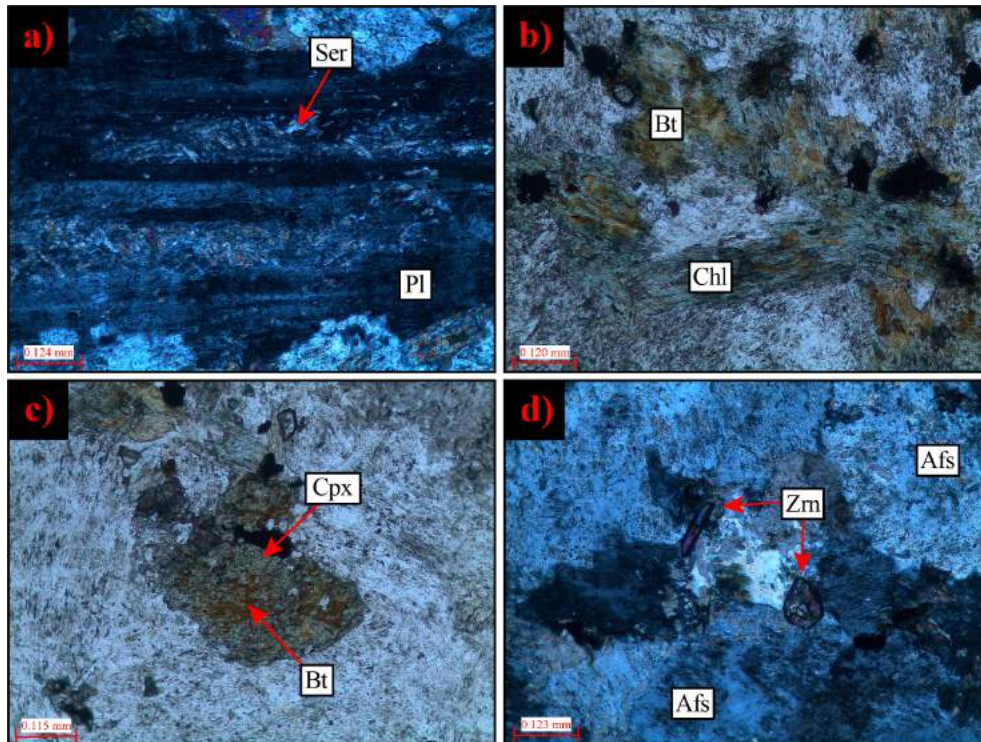


Fig. 4.14 Fotomicrografías de la muestra EPD1. a) Cristal de plagioclasa sericitizado a lo largo de sus maclas polisintéticas. b) Biotitas cloritizadas. c) Clinopiroxeno biotitizado. d) Cristales de circones con formas tabulares y subredondeadas. a) y d) bajo NX; b) y c) bajo NII.

4.6. Gabros

4.6.1. Muestra EPD5

Muestra con textura porfírica representada por fenocristales de plagioclasa, en una matriz compuesta este mismo mineral, clinopiroxeno y en menor medida, feldespato alcalino. Dentro de la matriz, se tiene una gran cantidad de cristales anhedrales de biotita producto de la biotitización de los clinopiroxenos (Fig. 4.15a). Estos últimos, presentan una tonalidad verde muy ligera. Las plagioclasas pueden llegar a tener macla polisintética, macla simple y zonación en un mismo cristal. En raras ocasiones están deformadas (Fig. 4.15b). En especial, esta muestra tiene xenocristales de olivino y clinopiroxeno. Los primeros alcanzan tamaños de hasta ~6 mm, exhiben coronas de reacción compuestas por clinopiroxeno y biotita (esta última por biotitización), están alterados a iddingsita y presentan líneas paralelas de inclusiones negras muy pequeñas (50x) en todo el cristal que pueden llegar a confundirse como clivaje (Fig. 4.15c-d). Por otro lado, los xenocristales de clinopiroxeno alcanzan tamaños de ~7 mm, son rosados bajo (NII) y presentan un clivaje marcado (Fig. 4.15e). Un solo cristal de circón fue reconocido en la lámina (Fig. 4.15f).

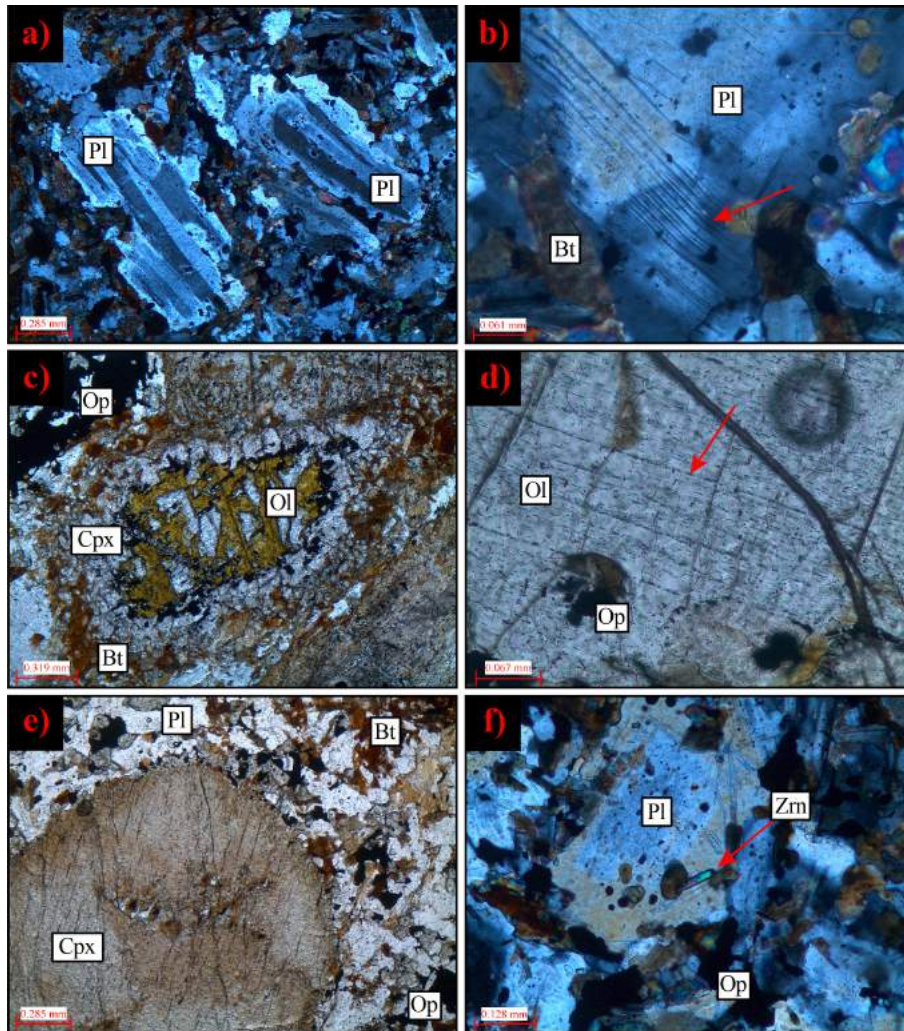


Fig. 4.15 Fotomicrografías de la muestra EPD5. a) Fenocristales de plagioclasa en una matriz compuesta principalmente por plagioclasa, clinopiroxeno y biotita. b) Plagioclasa deformada. c) Xenocrystal de olivino iddingsitizado con una corona de reacción de clinopiroxeno y biotita. d) Inclusiones de óxidos orientadas dentro de un olivino. e) Xenocrystal de clinopiroxeno color rosa. f) Cristal de circón dentro de una plagioclasa zonada. a), b) y d) bajo NX; c), d) y e) bajo NII.

4.7. Sienitas foidíticas

4.7.1. Muestra SLZ5

Lámina con textura porfirítica mostrando fenocristales de anfíbol, clinopiroxeno, nefelina y feldespatos alcalinos, embebidos en una matriz compuesta mayormente por clinopiroxenos aciculares de color verde, feldespato alcalino, feldespatoides y analcima. Lo más revelante es que los fenocristales de feldespato alcalino alcanzan tamaños de hasta un centímetro (Fig. 4.16a). Los fenocristales de anfíbol ocurren de formas tabulares con macla simple y un color café intenso (Fig. 4.16b), mientras que los de clinopiroxenos están zonados,

tienen un color verde el cual aumentan su intensidad hacia el borde (Fig. 4.16c). Las nefelinas están agrupadas (*clusters*) con formas hexagonales o cuadradas teniendo en algunos casos inclusiones concéntricas o una extinción en parches. En ocasiones pueden observarse cristales reemplazados por cancrinita o tener pequeñas vetillas de cancrinita cortándolos (Fig. 4.16d). Por otro lado, en la matriz se tiene una gran cantidad de cristales aciculares de clinopiroxeno color verde, feldespatos con un aspecto sucio bajo NII, analcima y feldespatoideos, ya sean nefelinas cuadradas o cristales isotrópicos hexagonales (Fig. 4.16e-f). Como mineral accesorio se tienen escasas titanitas, además de tener minerales opacos dispersos en la lámina. En general, los feldespatoideos y la analcima en la matriz (ambos isotrópicos) se distinguen ya que los primeros tienen formas euhedrales y comúnmente tienen inclusiones de clinopiroxenos aciculares (al igual que las nefelinas) o pueden estar siendo alterados a cancrinita o calcita. Por otro lado, la analcima está relleno de espacios entre los cristales y presenta una birrefringencia anómala. En general, la roca es cortada por vetillas milimétricas de cancrinita.

4.7.2. Muestra BAD5

Sección delgada con textura porfírica representada por fenocristales de nefelina, clinopiroxeno, feldespato alcalino y xenocristales de biotita en una matriz compuesta mayormente por clinopiroxenos sódicos color verde, cristales isotrópicos (feldespatoide y analcima) y feldespato alcalino. Los fenocristales de clinopiroxeno presentan formas octogonales y tabulares, con un color verde intenso además de zonación (Fig. 4.17a). Es importante mencionar que estos no exhiben alguna evidencia de alteración deutérica. Por otro lado, los fenocristales de nefelina están alterados parcialmente desde sus bordes hacia sus centros o están acompañados de cancrinita (Fig. 4.17b), mientras que en los feldespatos están totalmente reemplazados teniendo zonas con feldespato relicto (Fig. 4.17c-d). Se interpretan las biotitas (~3 mm) como xenocristales ya que muestran bordes reabsorbidos y coronas de reacción con cristales de clinopiroxeno (Fig. 4.17e). La matriz de esta roca también presenta evidencias de alteración deutérica teniendo los feldespatos un aspecto similar al de los fenocristales, además de tenerse cancrinita intersticial entre cristales isotrópicos (muy probablemente feldespatoideos). La característica más relevante es su alto contenido de segregaciones de hasta ~7 mm rellenas por zeolitas. En algunos casos se tiene analcima isotrópica con birrefringencia anómala y subgranos anormales (Fig. 4.17f), mientras que en

otros se pueden distinguir natrolitas con su común hábito radial. El hecho de tener una gran cantidad de estas últimas, y que únicamente los feldespatos y nefelina hayan sido alterados, apunta fuertemente a que esta alteración es deutérica ocurriendo durante los últimos estadios de cristalización. De otro modo, si la alteración fuera posterior y más agresiva, los fenocristales de clinopiroxeno deberían estar afectados de igual manera.

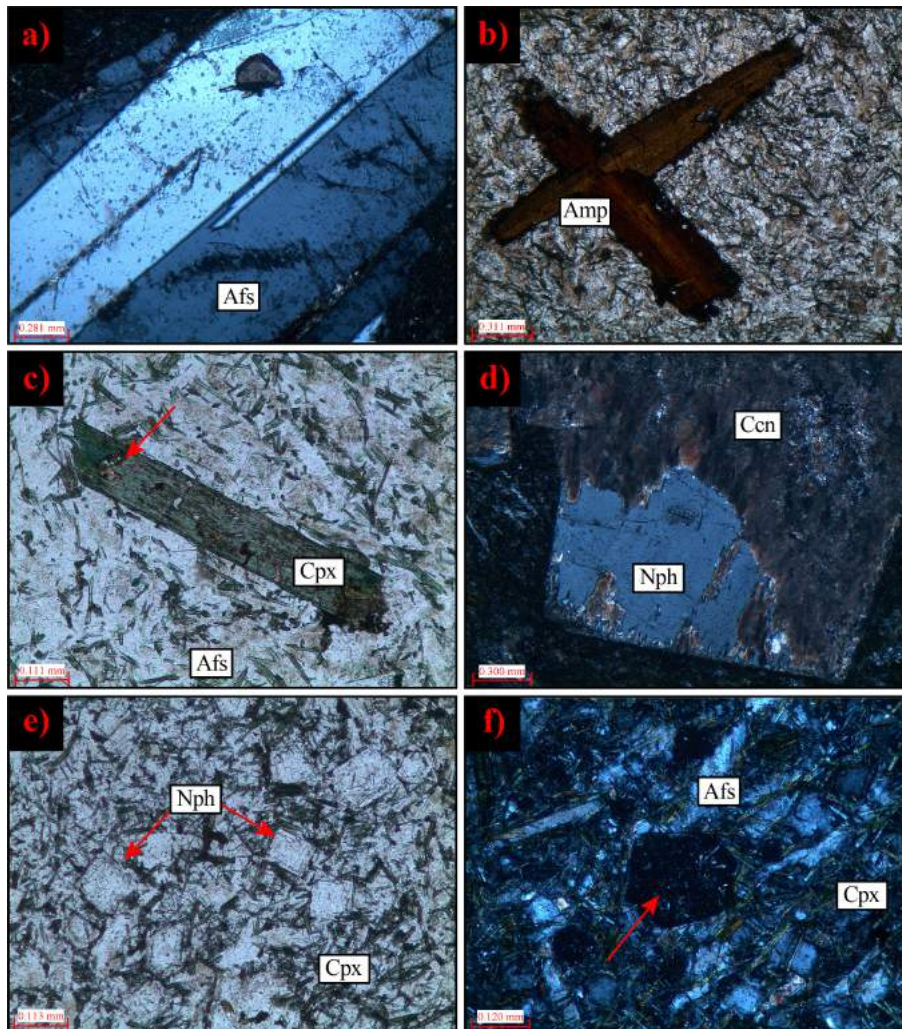


Fig. 4.16 Fotomicrografías de la muestra SLZ5. a) Fenocristal de feldespato alcalino de ~1 cm de largo con macla simple. b) Macla de penetración en anfíboles color café intenso. c) Fenocristal de clinopiroxeno zonado. d) Fenocristal de nefelina parcialmente reemplazado a cancrinita. e) Matriz compuesta por nefelinas cuadradas, clinopiroxenos verdes y feldespato alcalino. f) Feldespatoide isotrópico hexagonal. a), d) y f) bajo NX; b), c) y e) bajo NII.

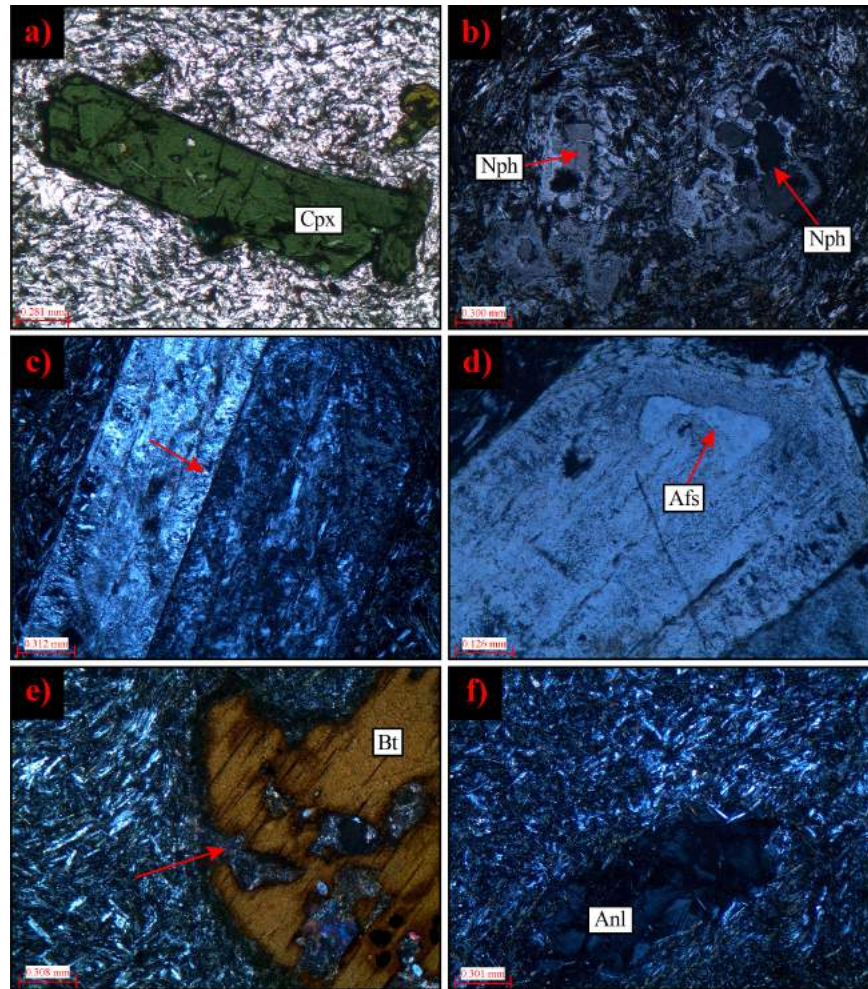


Fig. 4.17 Fotomicrografías de la muestra BAD5. a) Fenocristal de clinopiroxeno verde. b) Cristales de nefelina parcialmente alterados. c) y d) Fenocristal de feldespato alcalino reemplazado. Notar su macla de Carlsbad relicta y la zona que se preservó sin alterarse. e) Xenocristal de biotita reabsorbido. Notar sus bordes señalados por la flecha. f) Segregación rellanada por analcima. Todas bajo NX excepto a).

4.8. Monzonita

4.8.1. Muestra EPS1

Presenta una textura porfírica pobremente orientada. Los fenocristales se componen únicamente de feldespato alcalino y plagioclasa tabulares. Estos alcanzan tamaños de hasta ~2.3 mm y pueden presentar macla simple y polisintética al mismo tiempo o estar zonados (Fig. 4.18a). En raras ocasiones muestran *kink bands*. La matriz está compuesta por estos mismos minerales en diferentes proporciones. Aunado a esto, se tienen pequeños clinopiroxenos xenomórficos, algunos de ellos parcialmente biotitizados (Fig. 4.18b). Además se tienen opacos y apatitos dispersos en toda la lámina, estos últimos con hábitos tabulares y hexagonales.

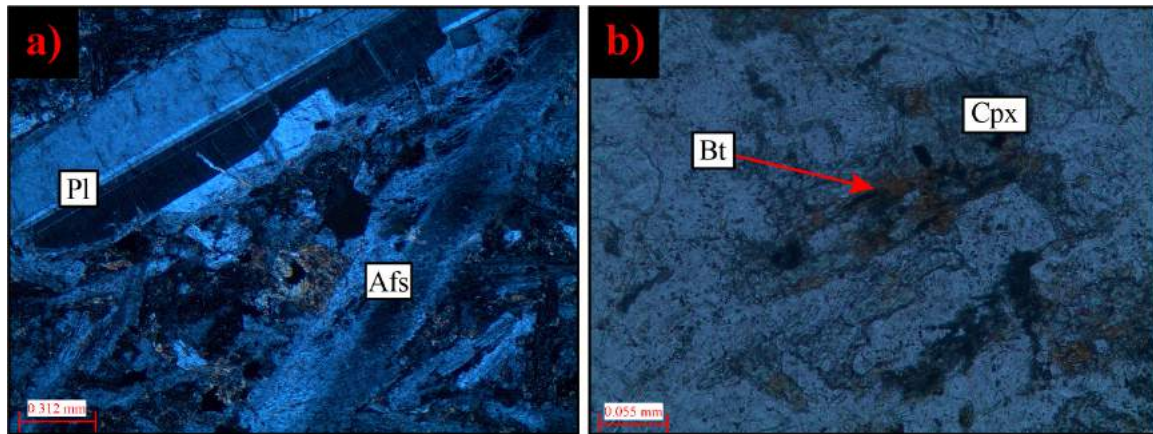


Fig. 4.18 Fotomicrografías de la muestra EPS1. a) Fenocristales de plagioclasa y feldespato alcalino en una matriz compuesta por esos mismos minerales. b) Clinopiroxeno parcialmente biotitizado. Ambas bajo NX.

5. MINERALOQUÍMICA

5.1. Introducción

Para el análisis mineraloquímico se consideraron tres muestras de lamprófidos (MON1, M-MED1 y MMD) y un dique de sienita foidítica (SLZ5). En estas muestras se midieron principalmente clinopiroxenos, anfíboles, micas, feldspatos y olivinos. En estos se trazaron perfiles con el fin de observar los cambios composicionales que ocurrían en el sistema a medida que cada tipo de cristales se formaba. Estos análisis se llevaron a cabo en el CNME (Centro Nacional de Microscopía Electrónica) en Madrid, España; mediante el uso de una microsonda de electrones JEOL Superprobe JXA-8900M. De manera conjunta, imágenes BSE de los minerales analizados fueron tomadas con un microscopio electrónico de barrido (SEM). La medición se realizó acelerando una corriente de 20 nA con un voltaje de 15-20 kV con un haz de electrones de ~1 mm. Las concentraciones fueron corregidas por el método ZAF (detalles en Reed, 2005) para el número atómico (Z), absorción (A) y fluorescencia (F). para la calibración del equipo se utilizaron minerales de referencia de la Institución Smithsonian (Jarosevitch *et al.*, 1980). Por último, cabe mencionar que a modo de comparación, datos de piroxenos, olivinos y micas de los plutones de la Sierra de San Carlos (Nick, 1988) y de algunos cuellos volcánicos (litologías en Capítulo 6), cumulatos gabróticos (en cuellos volcánicos) y de un flujo lávico fonotefrítico (Treviño-Cázares, 2006) fueron utilizados para la generación de los diagramas que se presentarán a continuación.

5.2. Clinopiroxenos

En primer lugar, todos los datos de clinopiroxenos (Anexo 1) fueron procesados en la hoja de cálculo PX-NOM de Sturm (2002) con el fin de calcular los cationes correspondientes. Una vez obtenidos, se procedió a usar los tres diagramas propuestos por Morimoto (1988) para la clasificación mineralógica. En la Figura 5.1a se observa el diagrama de clasificación preliminar utilizado para separar los piroxenos entre los cuatro grupos diferentes: Quad (Ca-Mg-Fe), Ca-Na, Na y otros. Como es apreciable, la mayoría de los clinopiroxenos se proyectan dentro del campo Quad mientras que unos pocos se encuentran dispersos dentro del campo Ca-Na. El hecho de que algunas fases se grafiquen fuera de la línea $Q + J = 2$, cerca de los grupos Ca-Na y Na, se debe a que experimentaron dos tipos de sustituciones acopladas (Morimoto, 1988). La primera de ellas ($\text{Na-R}^{3+}\text{-Si}_2\text{-O}_6$) hace que los

cristales presenten un exceso de Na y Fe^{3+} en los sitios M2 y M1, respectivamente (*e.g.*, aegirinas), mientras que la segunda $[\text{Na}-(\text{R}^{2+}/2)-(\text{Ti}^{4+}/2)-\text{Si}_2-\text{O}_6]$ provoca un exceso de Na en el sitio M2 y la presencia Ti^{4+} en el sitio M1 (*e.g.*, augita aegirínica).

Los piroxenos dentro del grupo Quad pueden ser posteriormente clasificados con el diagrama Wo-En-Fs o cuadrilateral (Fig. 5.1b). Cabe aclarar que algunas muestras presentan porcentajes ligeramente mayores al 50% de Wo, aspecto relacionado a la manera de normalizar los datos (Morimoto, 1988) o a una excesiva sustitución de elementos no cuadrilaterales (*e.g.*, Bédard *et al.*, 1988). Aunque la mayoría de los piroxenos son clasificados como diópsidos, se tiene una parte importante de hedenbergitas. De manera particular, en los lamprófidos, los valores más bajos de Fs (<10%) se tienen en núcleos oscuros que pueden ser separados en dos grupos. El primero incluye núcleos parcialmente reabsorbidos los cuales presentan hasta 0.16% de Cr_2O_3 . El segundo grupo está conformado por núcleos euhedrales de cristales en coronas de reacción en olivinos (0.30 y 0.63% de Cr_2O_3) (Fig. 5.1c-d). Debe mencionarse que, aunque estos núcleos oscuros se llegan a solapar con los clinopiroxenos peridotíticos de Treviño-Cázares (2006) no sólo gráficamente, sino también con las concentraciones más bajas de Cr_2O_3 (0.39-2.07%), no existe relación entre ellos. Esto es interpretado ya que los núcleos reabsorbidos del grupo I no tienen suficiente Cr_2O_3 , mientras que los núcleos del grupo II, aunque son relativamente ricos en Cr_2O_3 , sus hábitos indican que fueron cristalizados a partir de un magma.

Por otra parte, las zonas o cristales clasificados como hedenbergitas se encuentran en diques de sienita foidítica (al igual que en sus equivalentes intrusivos) y en lamprófidos. En el primer caso, las hedenbergitas están en forma de fenocristales euhedrales color verde, mientras que en los lamprófidos se presentan como zonas color verde en fenocristales zonados de diópsido. Estas se presentan en forma parches irregulares y como bandas de crecimiento (>0.01 mm) con caras bien formadas o bordes reabsorbidos. De igual manera, es posible encontrar hedenbergitas en forma de núcleos reabsorbidos de color verde (*green-core pyroxenes*) los cuales normalmente exhiben textura celular o de criba.

Por otro lado, los piroxenos de los grupos Ca-Na y Na fueron adicionalmente clasificados mediante el diagrama Ae-Di-Hd (Fig. 5.1e). En este se resalta de manera importante que los piroxenos más ricos en Na y Fe^{3+} (aegirinas) se encuentran en los

lamprófidos y no en las rocas sieníticas, como cabría esperar. Es importante mencionar que las composiciones de tipo aegirina en lamprófidos se restringen únicamente a pequeños rebordes pobremente desarrollados. Estos exhiben un color verde intenso bajo nícoles paralelos y son muy brillantes en las imágenes BSE (Fig. 5.1f).

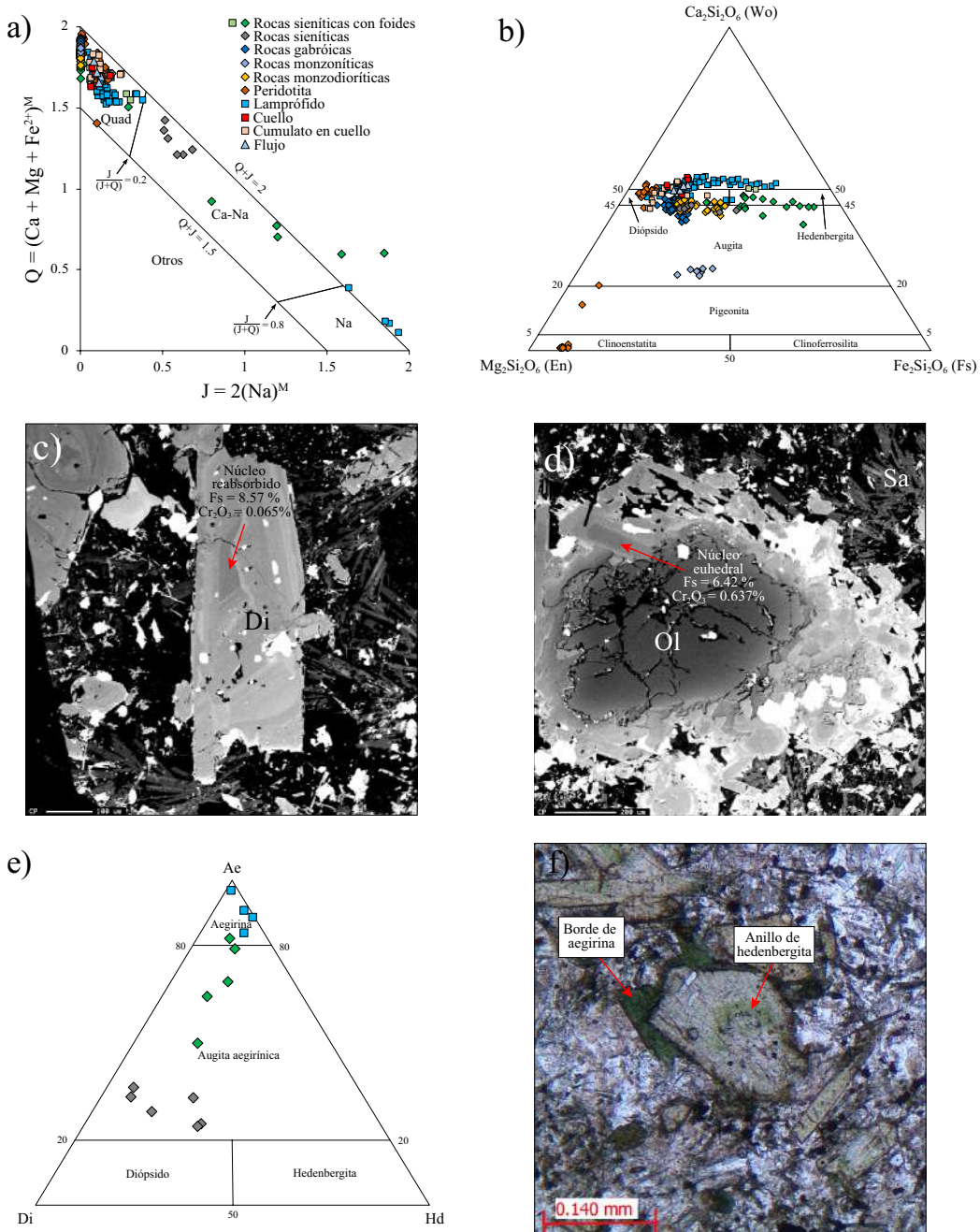


Fig 5.1 a) Diagrama de clasificación preliminar de piroxenos entre los grupos Quad, Ca-Na, Na y otros. $Q = (Ca + Mg + Fe^{2+})^M$; $J = 2(Na)^M$. b) Diagrama cuadrilateral Wo-En-Fs para clasificar piroxenos tipo Quad. c) y d) Imágenes BSE de diópsidos zonados núcleos oscuros con bajos % de Fs. e) Diagrama Ae-Di-Hd para piroxenos sódicos (Larsen, 1976). Diamante: rocas plutónicas; Cuadrado: rocas subvolánicas; Triángulo: rocas volcánicas. Para este y los próximos diagramas, ver el apartado 5.1 para los datos bibliográficos.

A diferencia de los diques de sienita foidítica, los lamprófidos presentan una gran cantidad de fenocristales zonados de clinopiroxeno. Con el fin de observar gráficamente estos cambios composicionales, se trazaron perfiles a lo largo de cristales representativos. En primer lugar, todos los fenocristales muestran zonaciones de tipo oscilatoria. En las Figs. 5.2a-c se tienen núcleos oscuros reabsorbidos ricos en MgO (12.57-15.30%) los cuales en algunos casos preservaron caras bien definidas. Aunque en las Figs 5.2a-b los núcleos son químicamente similares en todos los elementos mayores, en la Fig. 5.3c se tienen aumentos en SiO₂, Al₂O₃ y TiO₂. Aunado a esto, los tres fenocristales presentan crecimientos internos de hedenbergita ya sea con caras bien definidas o con bordes reabsorbidos. Estas zonas se caracterizan por un aumento de FeO, MnO, Na₂O y una disminución en MgO, CaO, Al₂O₃ y TiO₂. En todos los casos, estas zonas están recubiertas por diópsido. Cabe mencionar que en el fenocristal mostrado en la Fig. 5.3c, se tienen rebordes xenomórficos de aegirina en ambos extremos. Estos se caracterizan por un aumento abrupto de FeO, MnO, Na₂O, TiO₂ y una disminución drástica de MgO, CaO y Al₂O₃.

Por otro lado, existen fenocristales euhedrales zonados con dos tipos de núcleos hedenbergíticos rodeados por diópsido. Estos núcleos pueden ser separados química y texturalmente. El primer tipo se caracteriza por presentar 15.97-16.45% de FeO, 0.63-0.72% de MnO y 1.43-1.45% de Na₂O. Exhibe un color verde bajo nícoles paralelos, bordes redondeados y una textura celular. Es de notar que el proceso de reabsorción que experimentó este cristal fue perversivo, ya que además de producir la disolución de sus caras, lo afectó internamente. Esto está representado por el crecimiento de diópsido rodeando los sectores internos disueltos el cual es composicionalmente similar al que se encuentra en el borde del fenocristal (Fig. 5.2d). El segundo tipo contiene menores concentraciones de FeO, MnO y Na₂O (12.97-14.94, 0.32-0.51 y 1.01-1.14%, respectivamente), muestra una tonalidad rosácea-verdosa (NII), zonación y bordes irregulares reabsorbidos. Estos núcleos se encuentran bordeados por hedenbergita color verde la cual presenta una química similar a del núcleo con textura de criba. Así mismo, estos crecimientos son recubiertos por una zona delgada de diópsido (5.2e-f).

Por último, fueron reconocidos fenocristales euhedrales de clinopiroxeno que aunque se encuentran zonados, no exhiben variaciones químicas importantes. En ocasiones estos

pueden tener núcleos reabsorbidos los cuales son recubiertos por zonas de diópsido con una composición similar, mismos que a su vez, tienen un borde con mayores concentraciones de FeO, Al₂O₃ y TiO₂ (Fig. 5.2g).

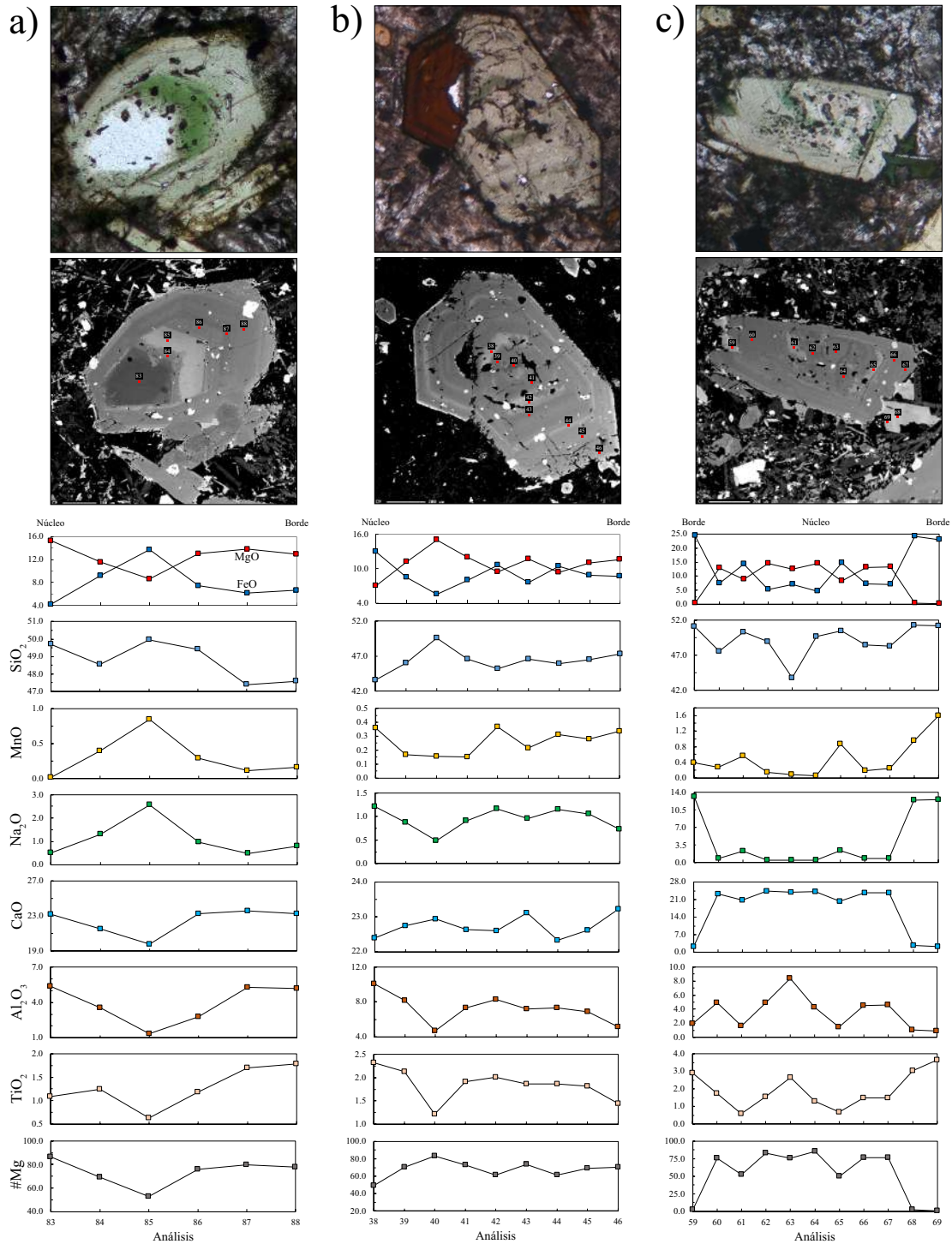
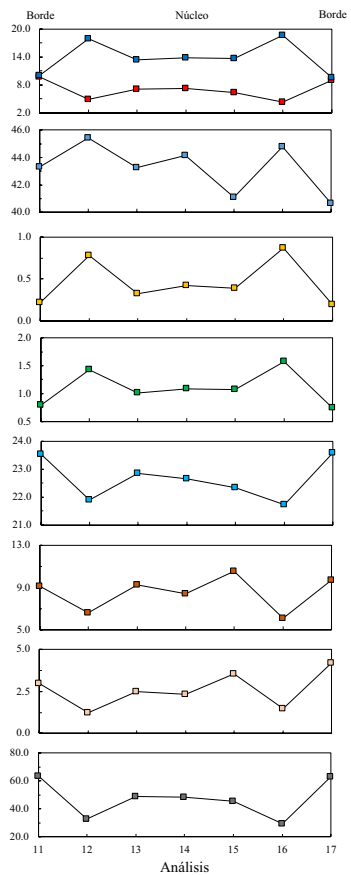
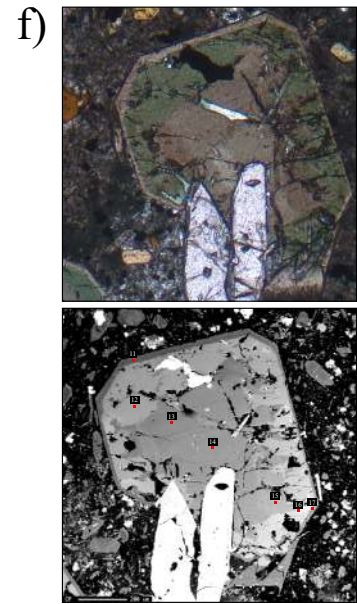
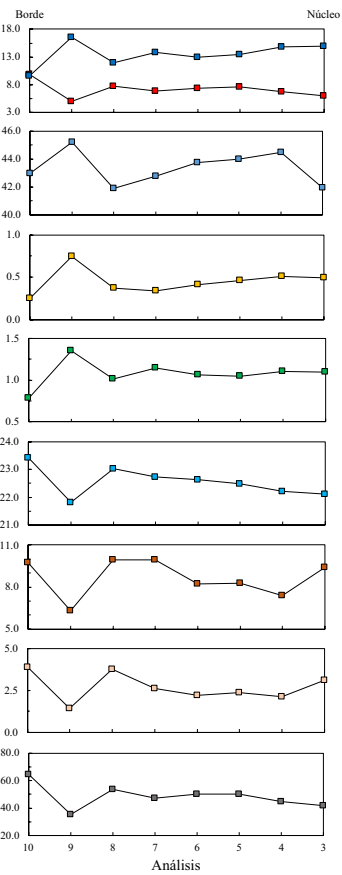
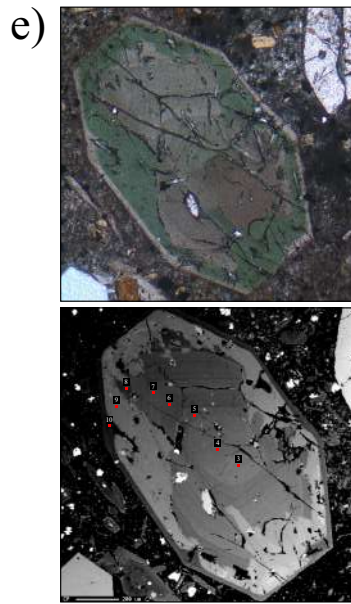
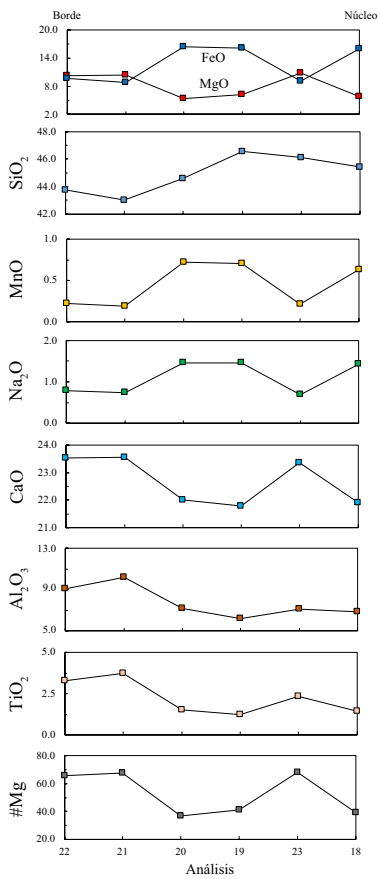
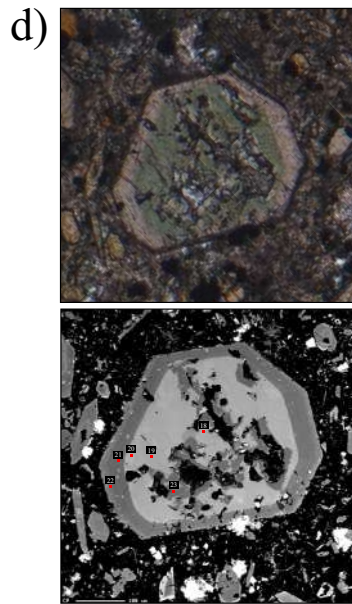
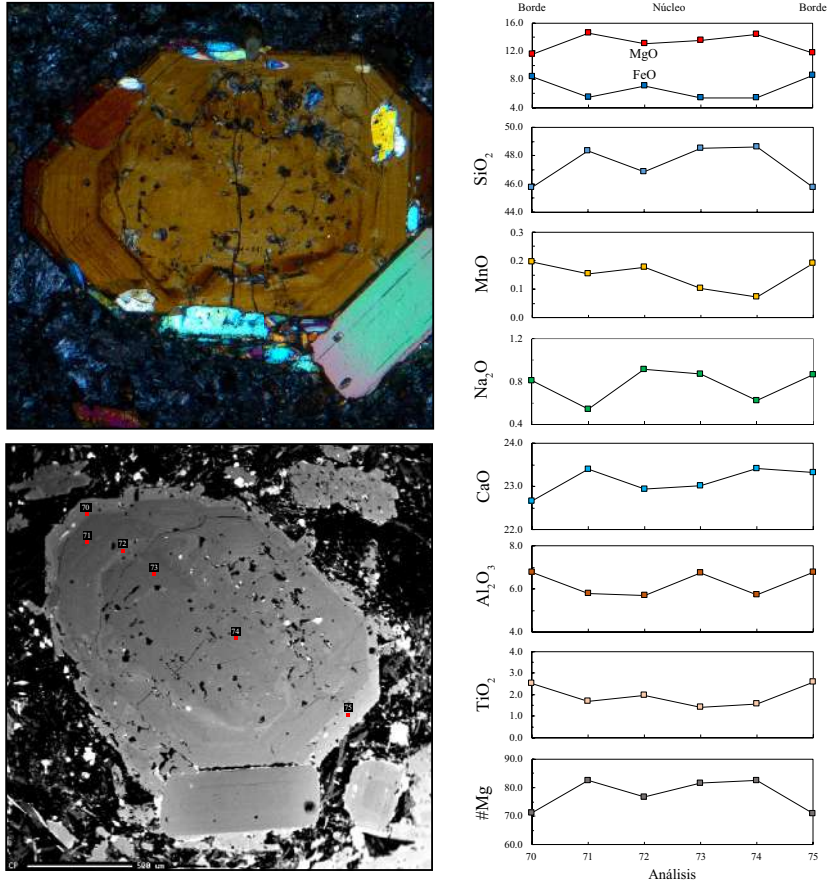


Fig. 5.2 Perfiles composicionales de fenocristales zonados de clinopiroxeno. a) - c) Diópsidos zonados con sectores verdosos de hedenbergita. d) Piroxeno de núcleo verde con textura celular (*Green-core pyroxene*). e) -f) Fenocristales euhedrales zonados de hedenbergita. g) Fenocristal euhedral zonado de diópsido.



Continuación de la Figura 5.2.

g)



Continuación de la Figura 5.2.

5.3. Anfíboles

Antes de usar los análisis de anfíboles obtenidos (Anexo 2), estos fueron procesados con la hoja de cálculo AMFORM (Ridolfi *et al.*, 2018), que permite calcular la distribución de cationes necesaria para su clasificación, además de indicar el grupo al cual pertenecen. Para esto último, se utilizaron los diagramas para anfíboles cálcicos propuestos por Leake *et al.* (1997) (Fig. 5.3a). De manera general, los anfíboles pertenecientes al dique de sienita foidítica (SLZ5) fueron clasificados como hastingsitas, mientras que los que se encuentran en los lamprófidos (MON1 y MMED1) se clasificaron como kaersutitas. Sin embargo, existen unas pocas excepciones que serán abordadas más adelante.

Aunado a lo anterior, se utilizó el diagrama ^{IV}Al vs ^AK de Ridolfi y Renzulli (2012) para diferenciar entre anfíboles en equilibrio con líquidos alcalinos y calcoalcalinos (Fig. 5.3b). Este diagrama reafirma el carácter alcalino de los lamprófidos, mismo que ya había sido inferido por los ensamblajes mineralógicos observados en tales rocas.

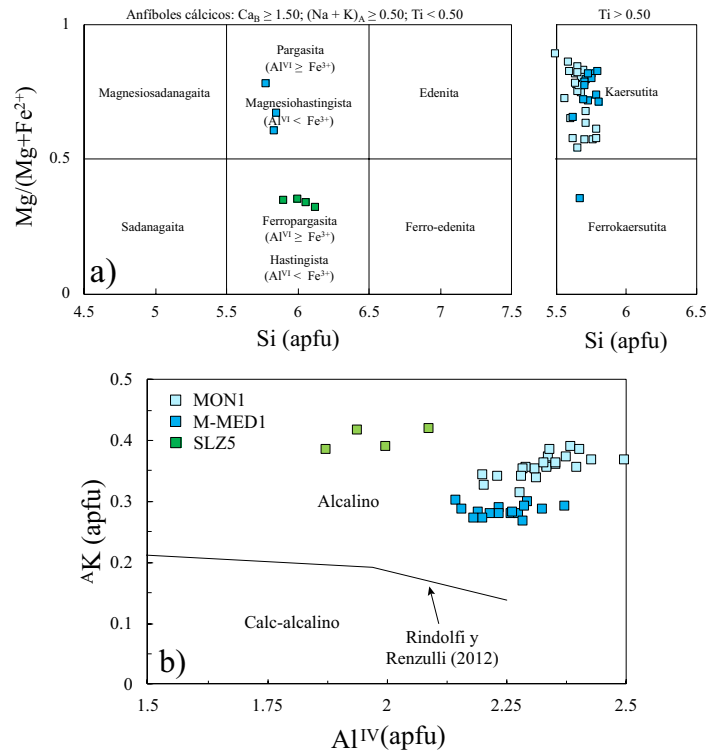


Fig. 5.3. a) Diagrama de clasificación de anfíboles cálcicos (Leake *et al.*, 1997). b) Diagrama discriminatorio entre anfíboles en equilibrio con líquidos pertenecientes a las series alcalinas o calcoalcalinas (Ridolfi y Renzulli, 2012). Coordenadas ^{IV}Al/^{VI}Al: 1.10/0.230, 1.97/0.191, 2.25/0.139.

Primeramente, se analizaron algunos fenocristales de hastingsita subhedrales sin zonación en el dique de sienita foidítica. Estos presentan mayores concentraciones de FeO (21.02-23.19%), MnO (0.75-0.79%), y menores de Al₂O₃ (10.53-2.89%), MgO (4.87-5.15%), CaO (10.56-11.51%) y #Mg (27.23-30.01%) en comparación con los anfíboles presentes en los lamprófidos (10.00-20.73%, 0.11-0.55%, 13.64-15.23%, 5.13-13.08%, 11.55-13.50% y 30.61-69.99%, respectivamente).

Al igual que en los clinopiroxenos, se realizaron diversos perfiles a lo largo de varios fenocristales anfíbol en lamprófidos. En la Fig. 5.4a-c se tienen fenocristales hexagonales de kaersutita con zonación de tipo oscilatoria y núcleos brillantes reabsorbidos los cuales presentan mayores contenidos de FeO (13.48-17.61%) y MnO (0.11-0.22%) y una caída abrupta en el #Mg (43.88-58.89%) con respecto al resto del cristal (10.00-12.36%, 1.95-2.56% y 62.08-69.99%, respectivamente). Así mismo, es de resaltar el borde de magnesiohastingsita en la Fig. 5.4a [Ti = 0.489, Mg/(Mg+Fe²⁺) = 0.776, Al^{VI} < Fe³⁺] y la zona interna brillante ligeramente reabsorbida que es composicionalmente similar a los núcleos en la Fig. 5.4c.

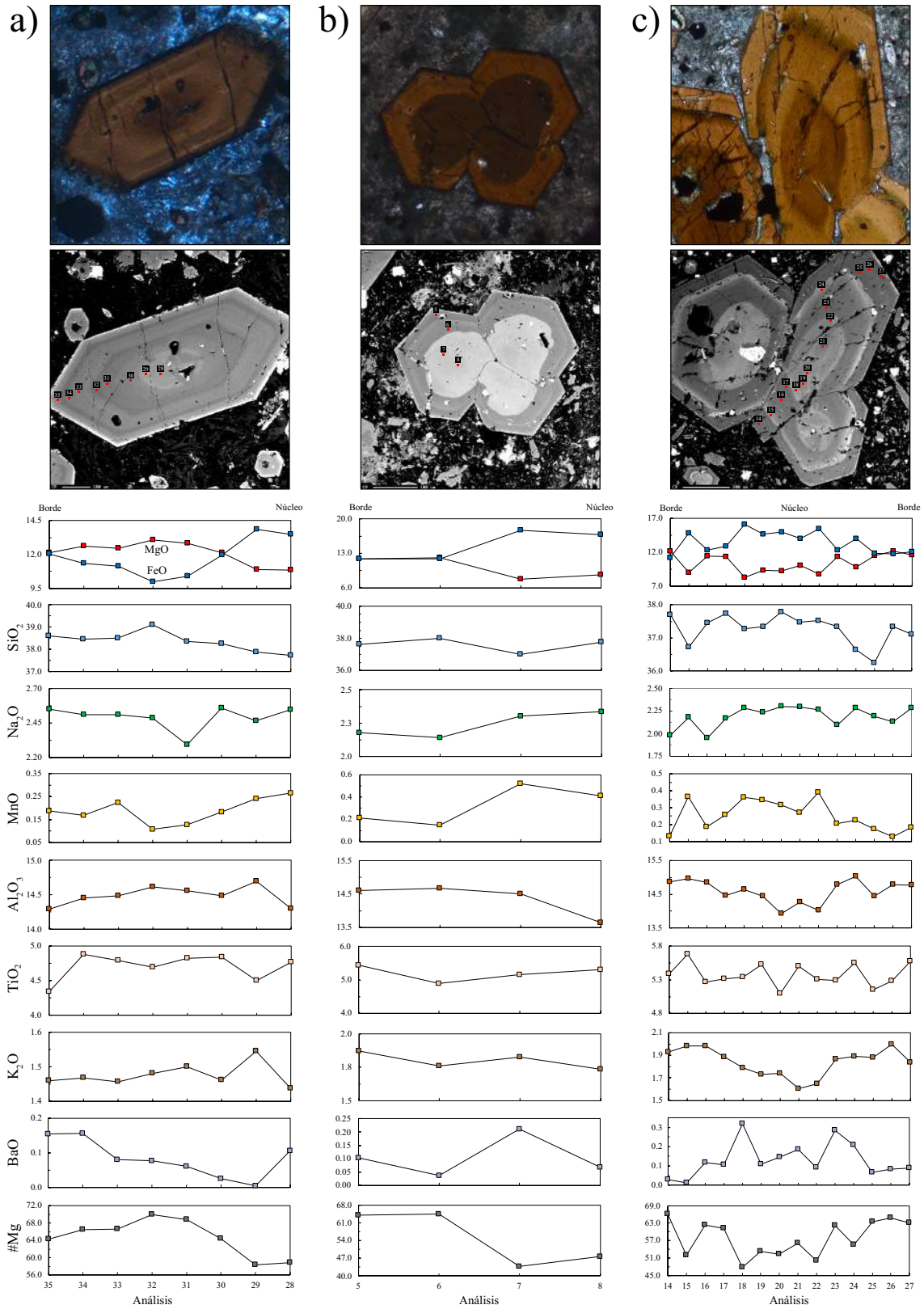
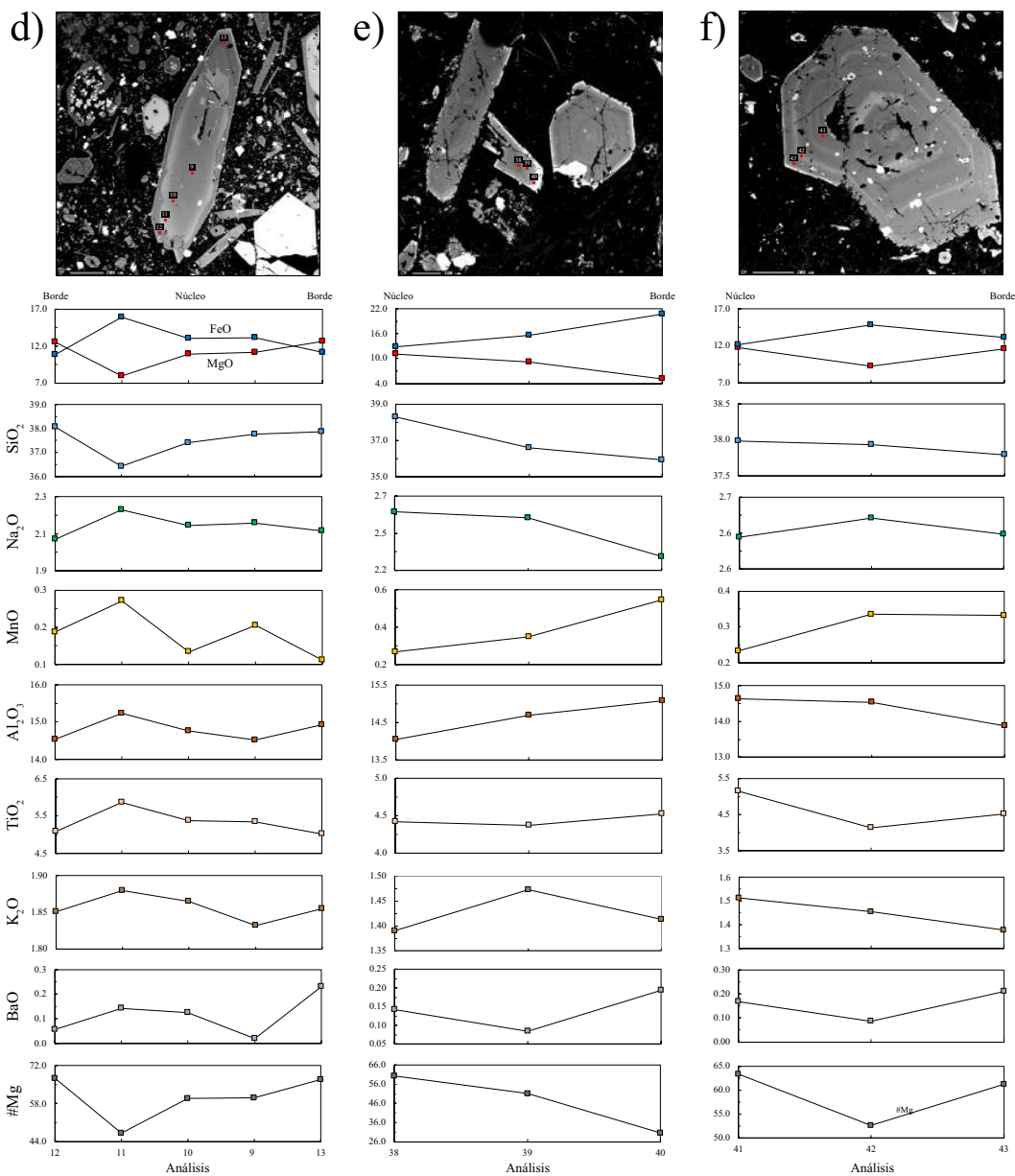


Fig. 5.4 Perfiles composicionales realizados en cristales zonados de anfíbol. a) – d) Cristales de kaersutita con núcleos reabsorbidos brillantes ricos en FeO. e) Cristal de kaersutita con un borde brillante de ferrokaersutita. f) Cristal de kaersutita con una zona brillante interna de magnesiohastingsita.

Por otra parte, en la Fig. 5.4d se tiene un fenocristal euhedral de kaersutita con zonación oscilatoria y un centro reabsorbido que, a su vez, presenta un borde brillante rico en FeO, Na₂O y MnO. De manera contraria, en la Fig. 5.4e se tiene un fenocristal de kaersutita mal desarrollado con un borde muy brillante de ferro-kaersutita el cual exhibe la mayor concentración de FeO (20.73 %), MnO (0.55%) y el menor #Mg (30.61). Por último, en la Fig. 5.4f se tiene una zona concéntrica brillante clasificada como magnesio-hastingsita (Análisis 42). Esta presenta una ligera diferencia en las concentraciones de FeO, Na₂O, MnO y una caída importante en el #Mg con respecto a las zonas de kaersutita contiguas.



Continuación de la Fig. 5.4.

Con el fin de determinar las condiciones geotermobarométricas (P y T) a las cuales estos anfíboles se formaron, se utilizaron las ecuaciones proporcionadas por Ridolfi y Renzulli (2012), en conjunto con las recomendaciones de Gorini *et al.* (2018). De los 43 análisis con los que se cuenta, solamente seis pudieron ser utilizados. Dichos análisis caen dentro de los campos de confiabilidad sugeridos por Ridolfi y Renzulli (2012) en los diagramas H₂O_{melt} vs T (°C) y T (°C) vs P (MPa) (Figs. 5.5a-b). En la Fig. 5.5c se tienen las imágenes BSE junto con las condiciones calculadas para un fenocristal de la muestra MMED1. Es importante mencionar que los análisis 30 y 31 fueron descartados ya que están situados en un núcleo externo reabsorbido y es probable que a esto se deba la inmediata diferencia en las condiciones P-T calculadas. Esto puede apoyarse en el hecho de que en los análisis 32-34 se tienen valores muy similares entre sí (valores promedio: P_{calc} = 974 MPa; T_{calc} = 1049.2 °C; h = 37 km), contrastando totalmente con los análisis 31. En adición, se pudieron calcular las condiciones P-T en un borde de kaersutita de la muestra MON1. A diferencia, este presenta una P_{calc} de 663 MPa, una T_{calc} de 1025.5 °C lo cual equivale a una profundidad de ~25 km.

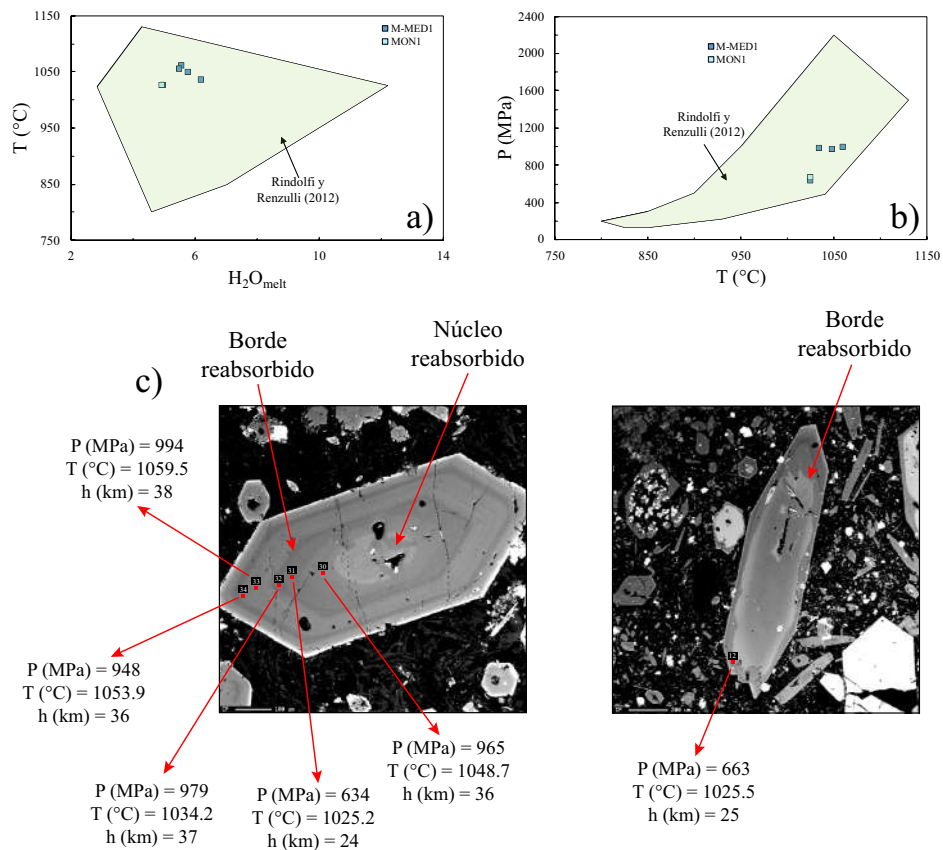


Fig. 5.5 Condiciones geotermobarométricas de fenocristales de kaersutita. a) y b) Diagramas con campos de confiabilidad sugeridos por Ridolfi y Renzulli (2012). c) Imágenes BSE de cristales de kaersutita junto con los valores calculados para cada punto analizado. Izquierda: MMED1; Derecha: MON1.

5.4. Micas

Los datos obtenidos de micas (Anexo 3) fueron introducidos al software MICA+ (Yavuz *et al.*, 2003) ya que este además de obtener la fórmula estructural para cada análisis, clasifica el tipo de mica según Tischendorf (1997) y según el esquema de la IMA (Asociación Mineralógica Internacional) descrito en Rieder *et al.* (1998). En el primer caso, todas las micas de los lamprófidos fueron clasificadas como biotitas magnésicas y unas pocas como flogopitas, mientras que las micas del xenolito granítico pertenecen al campo de biotitas ricas en hierro (Fig. 5.6d). Sin embargo, de acuerdo a los nombres acreditados por la IMA, se tienen flogopitas y siderofilas, respectivamente. Al observar las imágenes BSE de cada uno de estos tipos de micas, es posible distinguir las fácilmente por la intensidad de brillo que presentan. En este caso, las siderofilas son más brillantes debido a que presentan mayores concentraciones de FeO (21.60-22.92%) que las flogopitas (7.13-11.47%) (Fig. 5.6a-c). Esto último también puede ser observado en el diagrama I.E vs #Mg donde es notable la diferencia de Fe y Mg entre las flogopitas y las siderofilas (Fig. 5.6d). También se utilizó el diagrama ternario $10\text{TiO}_2\text{-FeO}^*\text{-MgO}$ de Nacht *et al.* (2005) el cual es útil para distinguir entre biotitas primarias, reequilibradas y neoformadas. Este diagrama muestra que las siderofilas del xenolito granítico son primarias, mientras que las flogopitas de los lamprófidos y cumulos, se encuentran en el campo de cristales reequilibrados. Finalmente, usando el geobarómetro y geotermómetro de Uchida *et al.* (2007) y Wu y Chen (2015), respectivamente, se calculó una presión y una temperatura promedio de 180 MPa y 626.22 °C (n=7), equivalente a una profundidad de ~6.8 km para el xenolito granítico.

5.5. Feldespatos

Para este caso, se analizaron distintos cristales en la matriz de algunos lamprófidos, cristales del xenolito granítico, así como fenocristales en el dique de sienita foidítica (Anexo 4). Posteriormente, fueron clasificados de acuerdo a los diagramas ternarios Or-Ab-An de Smith y Brown (1988). En los lamprófidos, los feldespatos pueden ser divididos de manera textural y mineralógica. En la muestra MMED1, se tienen feldespatos calcosódicos clasificados como oligoclasa-andesina (plagioclasa) los cuales raramente exhiben caras bien desarrolladas, mientras que la muestra MMD presenta una gran abundancia de cristales aciculares de sanidino (feldespato alcalino). En ambos casos, los feldespatos se encuentran sostenidos por analcima (Fig. 5.7a-c). Por otro lado, el xenolito granítico tiene tanto plagioclasas (oligoclasas) como feldespatos alcalinos (ortoclasas) con hábitos subhedrales.

Así mismo, un perfil composicional en un fenocristal subhedral de sanidino zonado en la muestra SLZ5 permite reconocer una zonación de tipo oscilatoria con un aumento importante de K₂O hacia el borde del cristal. En este mismo fenocristal, se tiene la presencia de dos sectores que pueden ser clasificados como feldespatos ricos en Ba ya que su contenido de BaO supera el 2 % en peso.

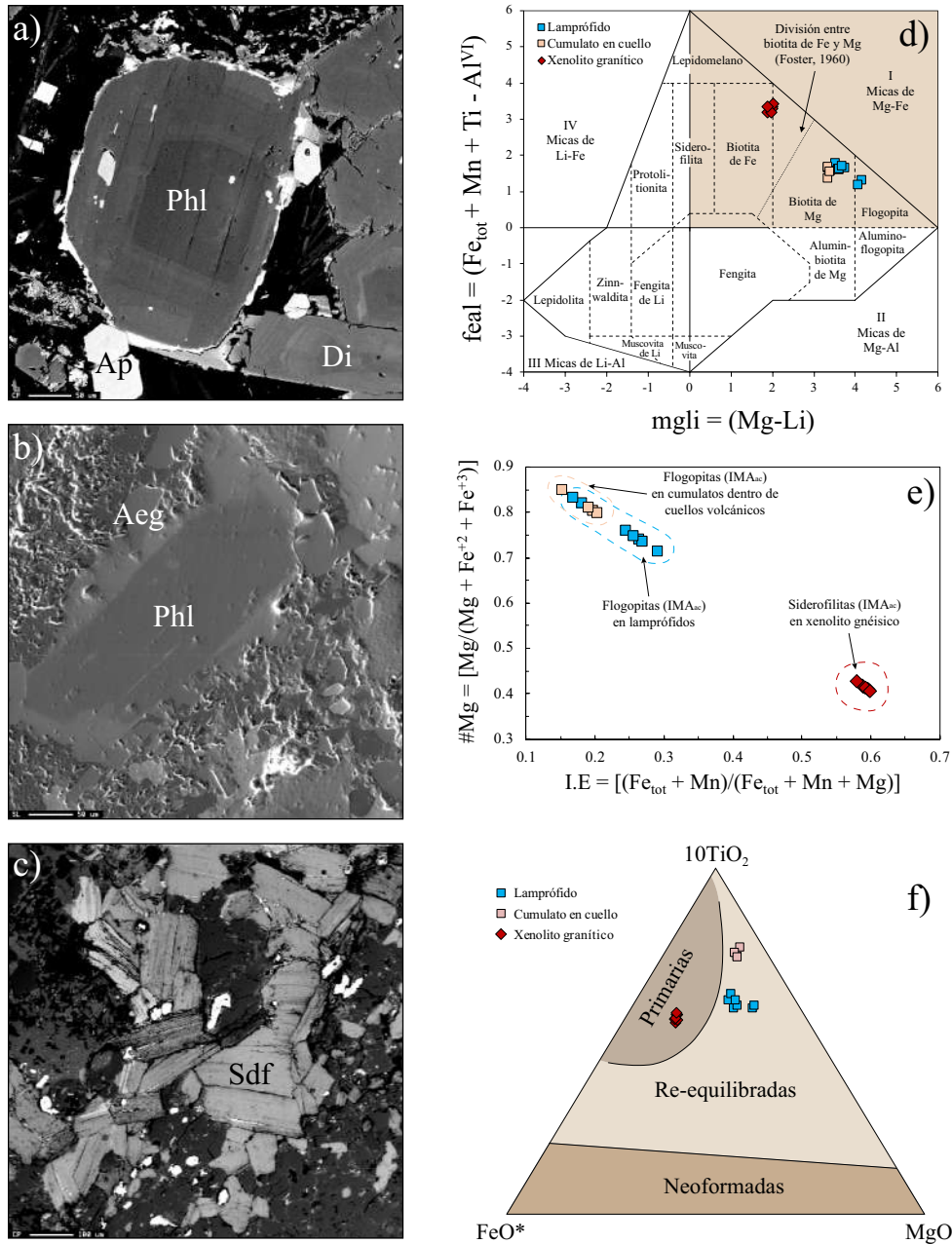


Fig. 5.6 Características mineraloquímicas generales de las micas medidas. a)-c) Imágenes BSE de flogopitas y siderofilitas. d) Diagrama mgli vs feal para la clasificación de micas (Tischendorf, 1997). e) Diagrama I.E vs #Mg. f) Diagrama ternario 10TiO₂-FeO*-MgO de Nachit *et al.* (2005) utilizado para distinguir biotitas primarias, reequilibradas y neformadas. Phl = flogopita; Ap = apatito; Di = Diópsido; Aeg = aegirina; Sdf = siderofilita. FeO* = FeO + MnO.

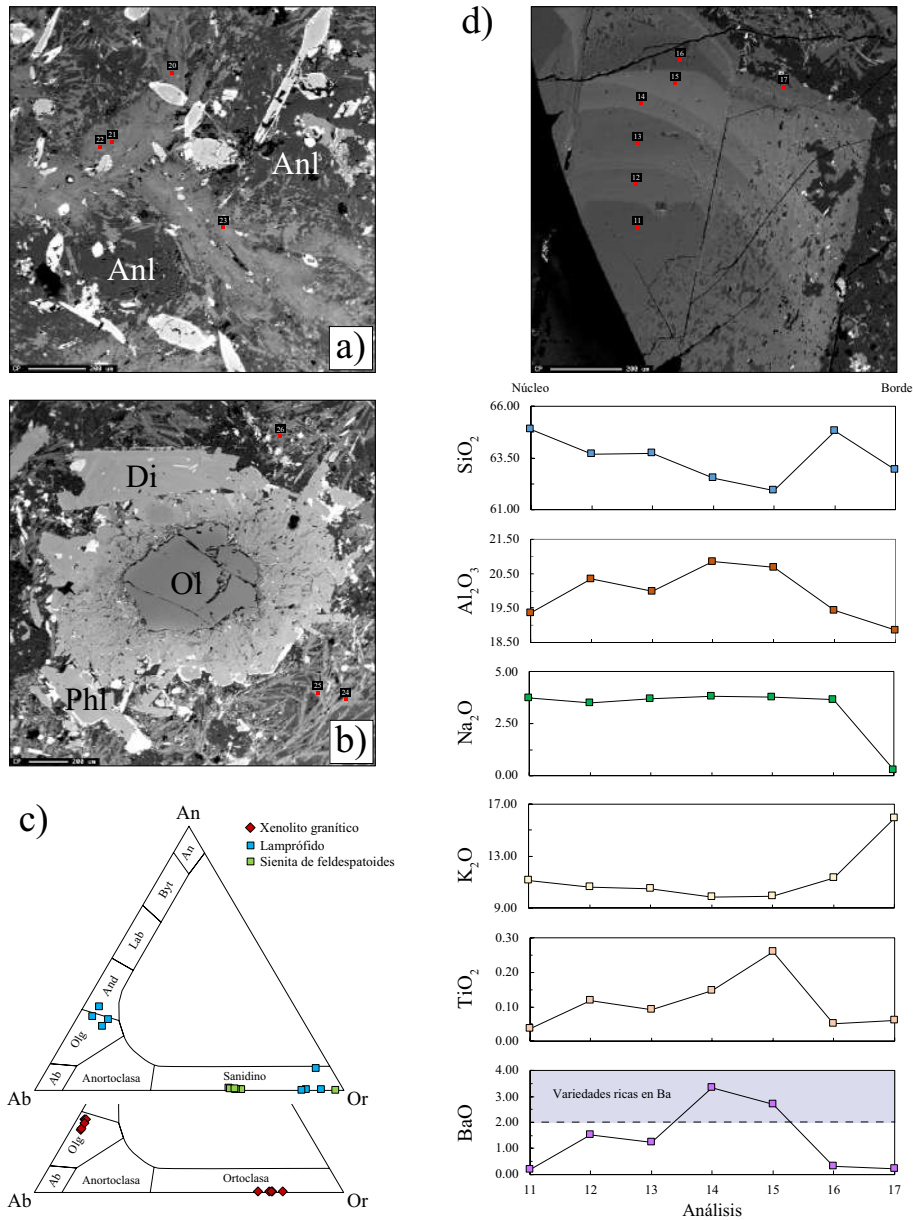


Fig. 5.7 Características mineraloquímicas generales de los feldspatos medidos. a)-b) Cristales de oligoclasa-andesina y sanidino, respectivamente, en la matriz de diferentes lamprófidos. a) Diagrama ternario Or-Ab-An de Smith y Brown (1988). d) Perfil composicional en fenocristal zonado de sanidino. Phl = flogopita; Ol = olivino; Di = Diópsido; Anl = analcima.

5.6. Olivinos

Los olivinos analizados en el presente estudio (Anexo 5) pertenecen a la muestra MMD y se presentan en forma de xenocrisales reabsorbidos con coronas de reacción compuestas principalmente por diópsido (Fig. 5.8a-d). Con el objetivo de encontrar alguna similitud entre estos xenocrisales de olivino y los datos reportados en rocas del complejo magmático bajo estudio, se procedió a construir diagramas bivariados donde se graficó el %Fo del olivino

contra diversos elementos mayores. El %Fo varía drásticamente dependiendo la litología o estructura: Intrusivos gabróticos (51-77%); cuellos volcánicos (69-86%); cumulatos gabróticos en cuellos volcánicos (84-88%); flujo fonotefrítico (83%); lamprófidos (85-89%); peridotitas (86-92%). Al observar los diagramas bivariados en la Fig. 5.8e-h, es posible reconocer dos grupos en los olivinos peridotíticos estudiados por Treviño-Cázares (2006). El primero de ellos presenta los valores más altos de NiO, MgO y %Fo de 89-92 (xenolitos del Cerro Burgos, El Cuervo y Mesa Morterios) mientras que el segundo, en comparación con el anterior, se encuentra ligeramente enriquecido en MnO, FeO y tiene %Fo de 86-88 (xenolito del Cerro La Paz). Es a este último grupo al cual los xenocristales de olivino en la muestra MMD se encuentran químicamente asociados.

5.7. Óxidos

Primero, todos los cristales analizados (Anexo 6) fueron procesados con el software ILMAT de Lepage (2003) el cual clasifica y obtiene la distribución de los cationes de cada cristal. De acuerdo a esto, los óxidos pueden dividirse en dos grupos: magnetitas e ilmenitas. Aunque los primeros fueron reconocidos en ambas litologías, estos cristales presentan una química ligeramente diferente. En la muestra MMD (lamprófido) se tienen magnetitas en la matriz, como inclusiones y formando parte de coronas de reacción en olivinos. Estos pueden diferenciarse a partir de sus concentraciones de elementos mayores: los primeros son los más ricos en MnO (2.06%), los segundos en CaO (0.272%; inclusión en dióxido) y los terceros en Cr₂O₃ (1.57%). Para el caso de la magnetita analizada en la muestra SLZ5, se tienen mayores contenidos de TiO₂ (15.79%) y FeO (73.93%) sin la presencia de MgO.

Por otro lado, en la sienita foidítica se analizaron distintos cristales aciculares de ilmenita intersticiales, así como en bordes de reemplazamiento en titanitas los cuales se caracterizan por presentar altos contenidos de MnO y Nb₂O₅ (Fig. 5.9a-b). Debido a que tal ocurrencia mineralógica puede considerarse exótica o poco común, se realizó una base de datos con información de complejos de todo el mundo para poder comparar químicamente cada uno de estos (Tsusue, 1973; Mitchell, 1978; Gaspar y Wyllie, 1983; Tompkins y Haggerty, 1985; Ramírez-Fernández, 1996; Chakhmouradian y Mitchell, 1999; Sakoma y Martin, 2002; Zaccarini *et al.*, 2004; Castillo-Oliver *et al.*, 2017; Xu *et al.*, 2018).

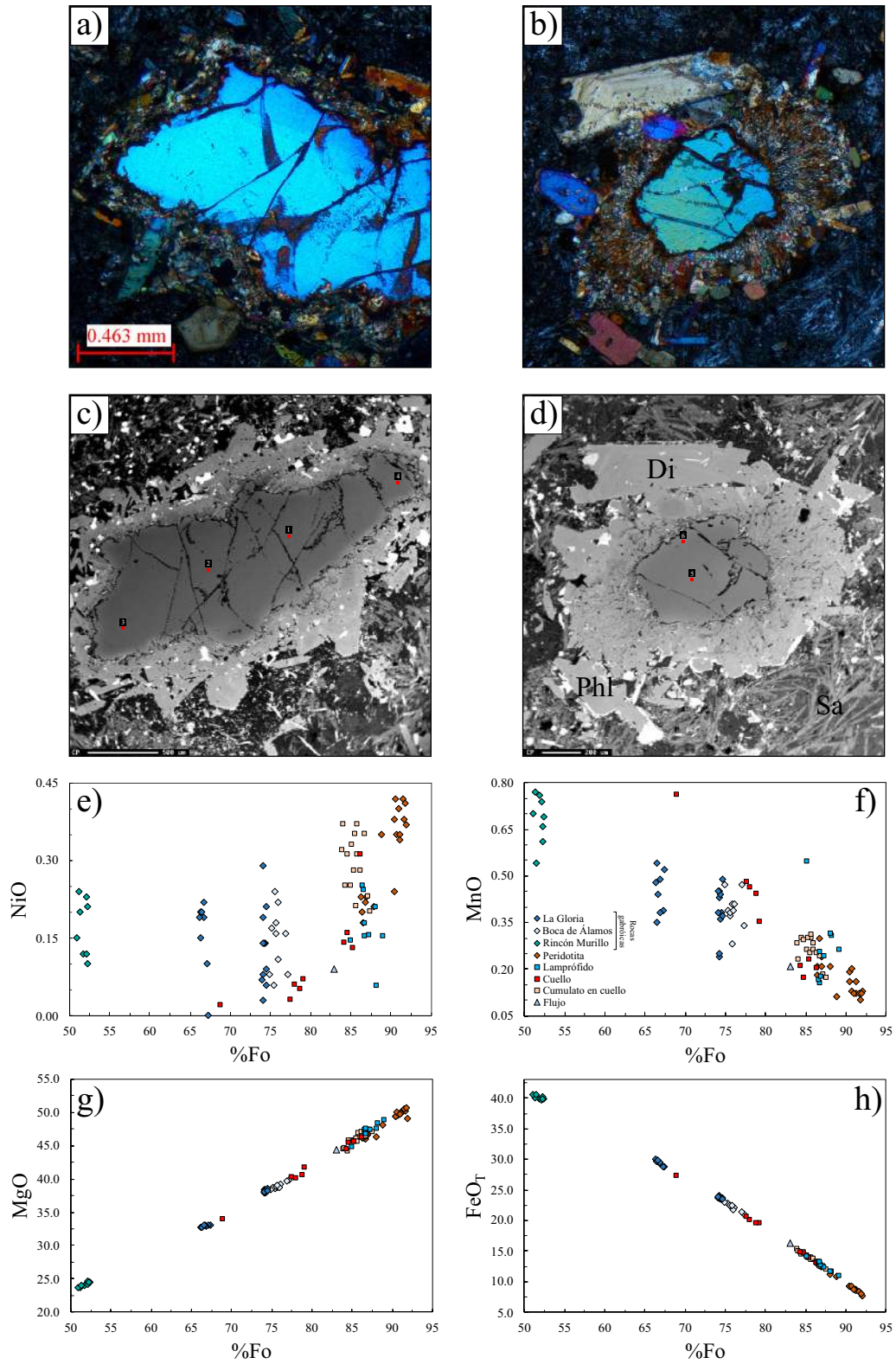


Fig. 5.8 Características mineraloquímicas generales de los xenocristales de olivino medidos. a-d) Fotomicrografías bajo NX e imágenes BSE de los xenocristales de olivino. e-d) Diagramas de %Fo vs NiO, MnO, MgO y FeO_T.

Primero fue utilizado el diagrama ternario Geikielita-Pirofanita-Ilmenita de Mitchell y Liferovich (2004) y únicamente fueron graficadas ilmenitas con contenidos mayores al 2% de MnO. En este diagrama es posible reconocer que las ilmenitas presentes en la muestra SLZ5 se encuentran totalmente empobrecidas en el componente geikielita y aunque no llegan a proyectarse dentro del campo de la pirofanita, algunos de estos cristales son de los más enriquecidos en MnO (9.09-21.25%) en el mundo (Fig. 5.9c). Por último, las ilmenitas ricas en MnO y Nb₂O₅ fueron graficadas en el diagrama bivariado MnO vs Nb₂O₅ (Fig. 5.9d). En este se siguió el criterio de Mitchell (1978) para considerar a una ilmenita rica en MnO (>2% de MnO) y debido a que para el Nb₂O₅ no existe tal criterio, se aplicó el mismo límite composicional. En este diagrama se resalta un cristal de ilmenita que a pesar de no ser rico en MnO, contiene hasta 4% de Nb₂O₅, siendo superado solamente por las ilmenitas contenidas en kimberlitas de Rusia.

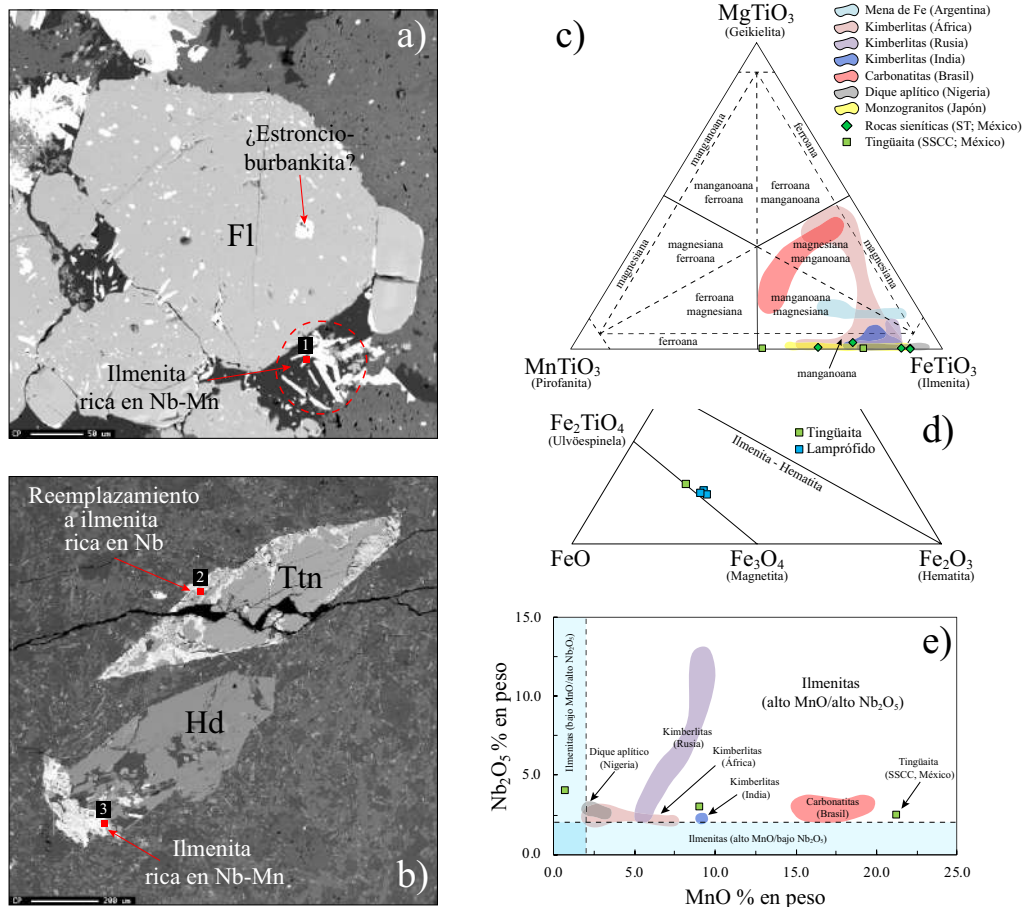


Fig. 5.9 Características generales de los óxidos medidos. a) Imágenes BSE de ilmenitas aciculares ricas en Nb y Mn. b) Cristales de ilmenitas ricas en Nb y Mn reemplazando a una titanita y junto a una hedenbergita. c) Diagrama ternario Geikielita-Pirofanita-Ilmenita (Mitchell y Liferovich, 2004). d) Diagrama ternario FeO-Fe₂O₃-TiO₂ (Buddington y Lindsley, 1994). Datos usados en c) y d) introducidos en % mol. e) Diagrama bivariado MnO vs Nb₂O₅ el cual clasifica las ilmenitas de alto Nb y Mn.

5.8. Otras fases

Aunado a los minerales antes mencionados, también fueron analizadas algunas fases que se encontraban en pequeñas cantidades (Anexo 7). Diversos cristales zonados de titanita fueron reconocidos en el dique de tingüaita y en los lamprófidos, sin embargo, estos no presentan concentraciones mayores del 1.5% de Nb_2O_5 . De igual manera, se midieron cristales de apatito los cuales, en algunos casos llegan a presentar hasta 1.32% de Ce_2O_3 (muestra MON1), 0.547 de La_2O_3 (muestra MMED1) y de manera general, valores menores a 0.023 de ThO_2 . En la sienita foidítica se midieron algunos fenocristales de nefelina y de manera muy particular, fluoritas con inclusiones de Sr-burbankita (Fig. 5.9a). Por último, en la mayoría de las muestras se midieron algunos cristales de analcima en la matriz (excepto MON1).

6. GEOQUÍMICA

6.1. Introducción

Para el presente estudio se consideraron 12 muestras para el análisis de elementos mayores y traza (Tabla 6.1). Estos fueron realizados en los laboratorios de *Bureau Veritas Commodities* (Vancouver, Canadá). Todas las muestras fueron preparadas mediante el procedimiento PRP70-250 excepto la XMON1, de la cual sólo se contaba con 6 g y fue preparada por PULHP. El paquete utilizado para el análisis fue el LF200 mismo que incluye elementos mayores (ICP-OES) y un conjunto de elementos traza (ICP-MS). Estos resultados, en conjunto con una base de datos construida a partir de la información geoquímica de Nick (1988), Rodríguez-Saavedra (2003), Treviño-Cázares *et al.* (2005), Treviño-Cázares (2006), Poliquin (2009), Mendoza-Vargas (2010) y Elizondo-Pacheco (2017) fueron utilizados para construir todos los diagramas que se presentaran a continuación. Los cuerpos considerados en esta base de datos fueron los cuerpos intrusivos de la Sierra de San Carlos, el enjambre de diques y sills dentro y fuera de esta misma, los cuellos volcánicos cerca de Burgos, el derrame lávico de Mesa Morteríos y, por último, los xenolitos corticales encontrados. Todos los datos fueron procesados con el programa IgRoCS (Verma y Rivera-Gómez, 2016), versión actualizada y corregida de SINCLAS (Verma *et al.*, 2002). Esto, con el fin de obtener las concentraciones recalculadas al 100% en base anhidra (expresadas en % m/m), así como la norma CIPW.

6.2. Diagramas de clasificación

Para la clasificación geoquímica de todas las rocas ígneas presentes en la Sierra de San Carlos y en su periferia (incluyendo subvolcánicas y plutónicas), fue utilizado el diagrama de TAS (Le Bas *et al.*, 1986). En el caso de las rocas de alto Mg, nefelinitas y melanefelinitas, se utilizaron los diagramas de Verma *et al.* (2016) y Verma y Rivera-Gómez (2017), respectivamente. De manera general, es posible observar que en el diagrama de TAS, los diques se asocian a los plutones de composiciones sieníticas y monzodioríticas (Fig. 6.1). En contraste, los cuerpos de composición básica y ultrabásica muestran una suma de álcalis mayor a la que presentan los plutones gabróticos. Este comportamiento también es observado en sills, cuellos volcánicos y en el derrame de Mesa Mesa Morteríos.

Tabla 6.1 Datos de elementos mayores (%m/m) y traza (ppm) para las muestras analizadas en el presente trabajo.

Muestra	CD3	BAD1	MMD	ACDL1	M-MED1	BAD6	EPD1	CD4	BAD5	EPD5	XMON1	BAX1
Estructura	Dique	Dique	Dique	Dique	Dique	Dique	Dique	Dique	Dique	Dique	Xenolito	Xenolito
Litología	L	L	L	L	L	L	S	S	SF	Ga	Gr	Ij
Composición	UB	UB	B	UB	B	B	I	I	I	B	A	B
Roca	Foi,np	Tep,mnp	Foi,np	Foi,np	Tph	Tep,mnp	T	Ta,lat	Ph	Tb,haw	R	Pht
SiO ₂	39.7	39.86	45.61	38.58	47.43	44.21	59.5	56.59	52.57	47.14	74.55	46.29
TiO ₂	2.14	2.49	1.48	2.34	1.24	1.98	0.89	1.52	0.37	2.12	0.1	1.53
Al ₂ O ₃	14.27	14.37	17.4	15.69	18.78	15.72	18.27	19.17	20.3	14.56	12.49	18.91
Fe ₂ O _{3T}	9.74	10.7	7.56	10.95	7.42	9.89	2.47	4.79	4.29	11.95	0.67	8.83
MnO	0.22	0.23	0.22	0.23	0.18	0.19	0.08	0.18	0.23	0.19	0.03	0.36
MgO	5.96	7.23	3.49	4.66	2.37	6.17	1.1	0.96	0.2	8.22	0.19	1.81
CaO	11.71	13.16	7.81	11.82	5.85	10.28	4.45	3.8	1.56	8.37	1.49	9.24
Na ₂ O	6.68	3.26	7.1	5.79	6.67	3.99	9.12	5.83	10.75	3.88	1.87	4.9
K ₂ O	3.33	2.47	4.13	3.08	4.33	3.08	0.39	4.92	5.39	1.77	6.93	2.87
P ₂ O ₅	0.73	0.84	0.65	1.21	0.47	0.79	0.23	0.17	0.05	0.62	0.06	0.33
Cr ₂ O ₃	0.022	0.036	0.013	-	0.003	0.02	-	-	-	0.026	-	-
LOI	4.8	4.5	3.8	4.9	4.7	3.1	3.2	1.2	3.9	0.7	1.3	4.2
Suma	99.48	99.37	99.49	99.46	99.64	99.57	99.73	99.62	99.67	99.63	99.9	99.41
La	132.4	154.6	127.3	126	97.1	88	55.9	136.1	137.4	44.4	9	154.9
Ce	209.9	291.9	198.1	207.1	155.7	148.3	99.5	255.8	193	86.7	17.5	248.1
Pr	21.05	31.06	19.81	22.73	14.72	15.38	10.73	26.94	16.37	10.21	1.75	24.77
Nd	73.1	109	67.1	81.4	48.5	55.9	37.1	87.5	50.5	40.2	6.4	76
Sm	11.06	16.64	10.42	14	7.37	9.2	6.64	12.44	6.85	7.5	1.35	10.19
Eu	3.25	4.55	3.22	4.08	2.25	2.72	1.68	3.72	2.08	2.11	0.82	2.9
Gd	8.88	12.03	8.65	11.54	6.16	7.54	5.51	8.79	6.03	6.22	1.35	7.52
Tb	1.1	1.51	1.13	1.58	0.86	1.01	0.79	1.34	0.96	0.88	0.19	1
Dy	5.98	7.82	6.03	8.14	4.75	5.58	4.47	7.48	6.1	5.03	1.04	5.12
Ho	1.09	1.29	1.13	1.46	0.92	1	0.88	1.43	1.31	0.88	0.21	0.87
Er	2.75	3.23	3.1	3.9	2.48	2.85	2.47	4.1	4.22	2.43	0.59	2.26
Tm	0.4	0.43	0.43	0.52	0.36	0.33	0.36	0.55	0.66	0.33	0.07	0.31
Yb	2.29	2.55	2.78	3.19	2.41	2.14	2.5	3.19	4.47	2.06	0.46	1.93
Lu	0.34	0.37	0.41	0.47	0.33	0.33	0.36	0.45	0.68	0.31	0.08	0.3
V	275	279	197	338	120	252	33	60	16	231	14	183
Co	31.7	36.3	19	34.9	17.2	34.1	4.2	1.9	1.9	48.2	1.1	14.2
Ni	51	70	26	-	-	49	-	-	-	117	-	-
Rb	125.6	76.6	151.4	76.2	133.5	77.6	7.4	82.2	265.6	40.4	98.1	75.5
Cs	3.8	12.7	2.4	1.2	1.2	15.5	0.2	1.3	6.2	0.8	1.3	41.3
Ba	1859	1563	1788	1469	1681	1433	242	4174	465	651	1899	1596
Sr	1488	2286.9	1872.7	1968.9	1318.7	1377.4	1082.3	1562.6	517.2	681.2	539.9	2762.6
Y	29.5	33.1	31.1	39.8	25.4	26.6	23.2	37.8	39.3	22.8	6.2	24
Zr	224.4	290.5	449.7	294.7	262.2	245.9	524.1	347.4	674.8	314.2	43.4	273.8
Nb	133.1	200.9	241.6	131.3	131.7	93	65.4	211.6	339.2	45.7	2.5	364.5
Hf	4.5	6.1	7.4	6	4.8	5.5	11	7.9	10.5	6.5	1.2	4.2
Ta	6.3	15.8	11.2	7.7	6.9	4.8	3.8	17.1	12.4	2.7	0.2	19.9
Th	16	36.4	33.2	19.5	18.5	13.5	13.4	13.6	67.3	4.8	3.6	14.4
U	4.8	4.6	10.8	3.4	4.7	3.1	3.3	3.1	17.5	1.7	0.6	3.1

Limites de detección: Elementos mayores – 0.01% excepto Cr₂O₃ (0.002%) y Fe₂O₃ (0.04%); La, Ce (0.1 ppm); Pr, Eu, Ho (0.02 ppm); Nd (0.3 ppm); Sm, Gd, Dy, Yb (0.05 ppm); Er (0.03 ppm); Lu, Tb, Tm (0.01 ppm); V (8 ppm); Co (0.2 ppm); Ni (20 ppm); Rb, Cs, Y, Zr, Nb, Hf, Ta, U (0.1 ppm); Ba (1 ppm); Sr (0.5 ppm); Th (0.2 ppm). Abreviaciones: L = Lamprófido; S = Sienita; SF = Sienita de foides; Ga = Gabro; Gr = Granito; Ij = Ijolita; UB = Ultrabásico; B = Básico; I = Intermedio; A = Acido; Foi, np = Foidita, nefelinita; Tep, mnp = Tefrita melanefelinita; Tph = Tefrifonolita; T = Traquita; Ta, lat = Traquiandesita, latita; Ph = Fonolita; Tb, haw = Traquibasalto, hawaita; R = Riolita; Pht = Fonotefrita.

Por otra parte, los xenolitos dentro de la Sierra de San Carlos, reportados por Nick (1988), se clasifican de manera similar al xenolito ijolítico de Boca de Álamos. El xenolito granítico contrasta con el resto de las litologías en el complejo. Es importante señalar que la mayoría de las rocas se grafican en el campo alcalino de acuerdo a la división de El-Hinnawi (2016).

Para el caso de los cuellos, diques y xenolitos clasificados como nefelinitas y melanefelinitas, se utilizó el programa en línea IgRoClAMSys_ilmr disponible en <http://tlaloc.ier.unam.mx/index.html> (Fig. 6.2). De igual manera, para las rocas de alto Mg se utilizó el programa en línea HMgClAMSys_mlr disponible en la misma página. Estas últimas fueron clasificadas en su mayoría como picritas, a excepción de una muestra clasificada como meimechita (Fig. 6.3).

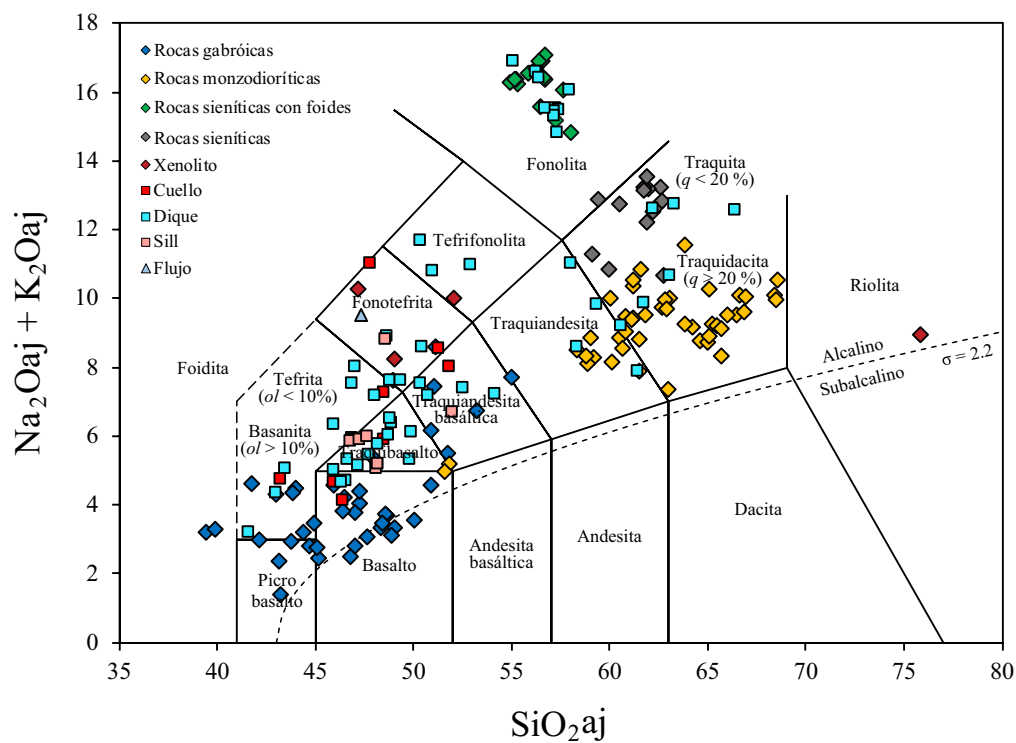


Fig. 6.1 Diagrama de álcalis totales vs SiO₂ (TAS) para la clasificación de rocas ígneas volcánicas (Le Bas *et al.*, 1986) aplicado a las rocas subvolcánicas y volcánicas expuestas en el complejo Sierra de San Carlos-Cruillas. A modo de comparación, también se graficaron las rocas de los plutones centrales con el fin de conocer sus equivalentes extrusivos (diamantes). Las concentraciones de elementos mayores están recalculados al 100% en base anhidra. Frontera alcalino-subalcalino con un índice de Rittman de 2.2 (El-Hinnawi, 2016). Rocas de alto Mg, al igual que nefelinitas y melanefelinitas no están graficadas.

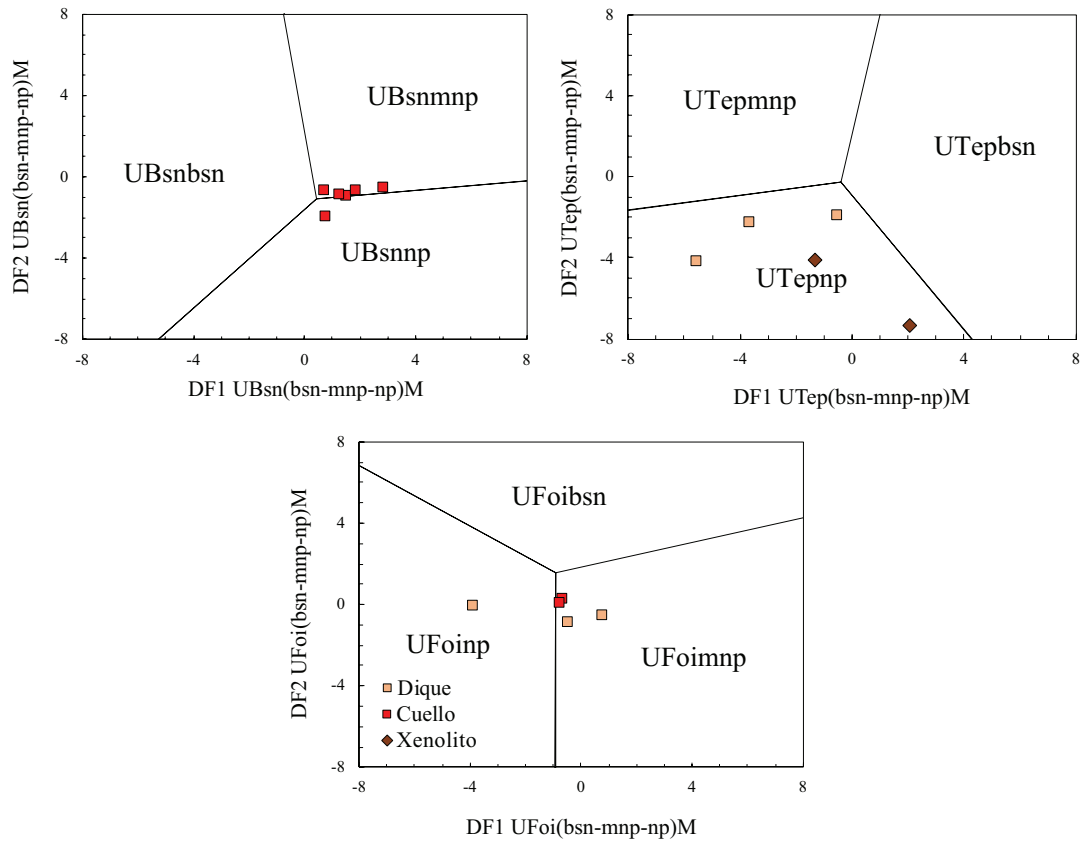


Fig. 6.2 Diagramas para la clasificación de nefelinitas y melanefelinitas basados en relaciones il-transformadas de elementos mayores (Verma y Rivera-Gómez, 2017) aplicados para algunos diques, cuellos y xenolitos presentes en el complejo Sierra de San Carlos-Cruillas. Los datos fueron procesados con el programa IgRoClMSys_ilr. U: Ultrabásico; Bsn: Basanita; Tep: Tefrita; Foi: Foidita; np: nefelinita; mnp: melanefelinita.

6.3. Diagramas bivariados

Las muestras que conforman la base de datos fueron representadas en los diagramas propuestos por Frost y Frost (2008) (Fig. 6.4). El diagrama MALI [(Na₂O + K₂O – CaO) vs SiO₂] fue utilizado principalmente para graficar las rocas sieníticas alcalinas y monzodioríticas alcalino-cálcicas (Fig. 6.4a). Cabe mencionar que en esta figura también se incluyeron algunos monzogabros y los xenolitos corticales. Con el fin de determinar el carácter ferroso o magnesiano de las rocas, se utilizó el índice de Fe [FeO/(FeO + MgO) vs SiO₂]. A diferencia del diagrama anterior (SiO₂ > 52), este permite graficar rocas con SiO₂ > 48. En este último, las rocas sieníticas se ubican dentro del campo ferroso, mientras que las rocas monzodioríticas se distribuyen entre este y el magnesiano (Fig. 6.4b). Las rocas gabróicas se ubican en el campo magnesiano, mientras que gran parte de las rocas hipabisales de composición básica presentan un carácter ferroso. Así mismo, los xenolitos clasificados

químicamente como fonotefritas y tefrifonolitas son de carácter ferroso, contrastando con el xenolito granítico ya que este es magnesiano. Las Figuras 6.4c y 6.4d muestran el diagrama FSSI vs AI [$AI = Al - (K + Na)$; $FSSI = Q - ((Lc + 2 (Ne + Kp)) / 100)$] en el cual se incluyó toda la base de datos. Es evidente un dominio de rocas subsaturadas (alcalinas), ya sean metaluminosas o peralcalinas con feldespatoides. Es de notar que las rocas monzodioríticas debido a su normatividad en q , se ubican dentro del campo de rocas metaluminosas y peraluminosas con cuarzo. Según Frost y Frost (2008) estas rocas no son alcalinas. Es necesario aclarar que algunas rocas de este tipo, al ser normativas en ne , se encuentran dentro del espacio delimitado por $AI > 0 > FSSI$.

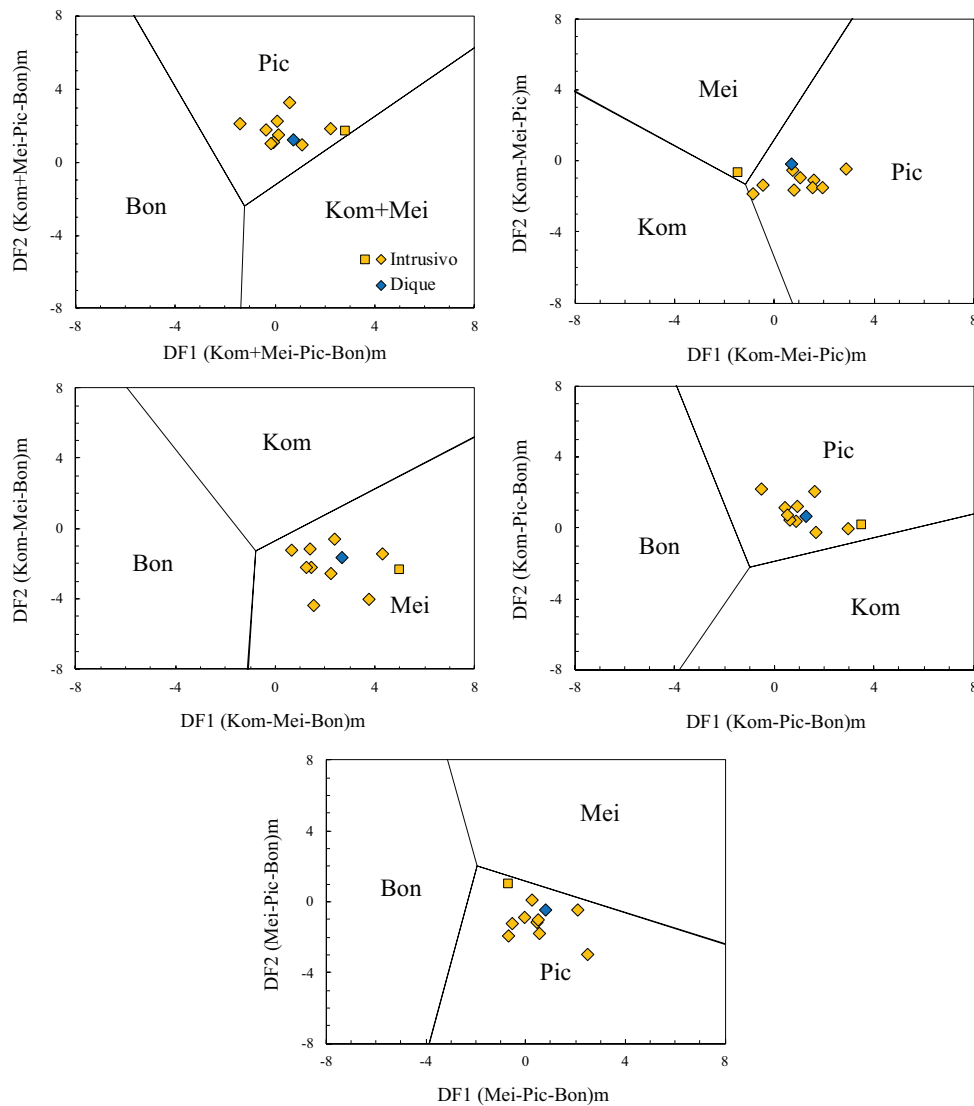


Fig. 6.3 Diagramas de clasificación para rocas de alto Mg (Verma *et al.*, 2016) aplicados a rocas plutónicas y subvolcánicas de la Sierra de San Carlos y su periferia. Los datos fueron procesados con el programa HMgClAMSys_ml. Bon: Boninita; Mei: Meimechita; Kom: Komatita; Pic: Picrita. El cuadro representa la meimechita y el diamante a las picritas.

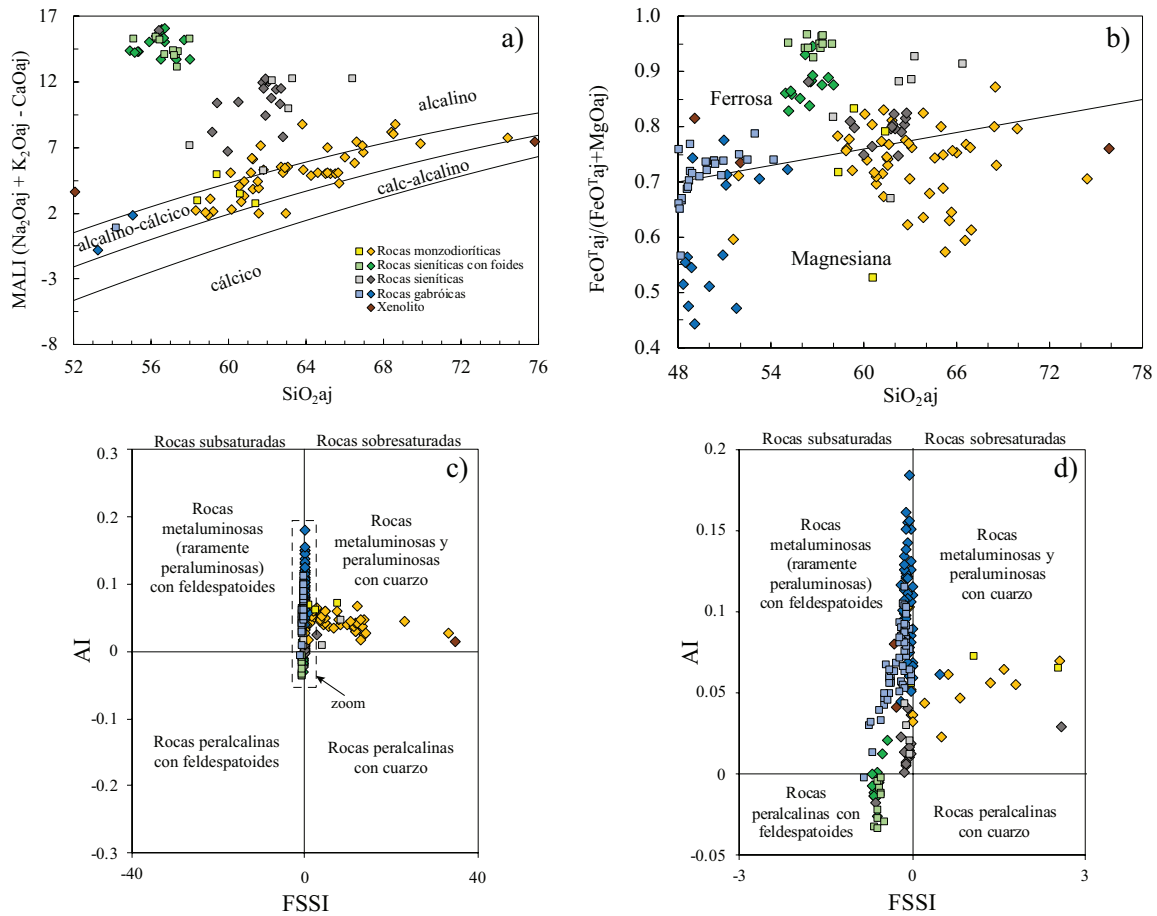


Fig. 6.4 Diagramas para la clasificación geoquímica de rocas feldspáticas (Frost *et al.*, 2001; Frost y Frost, 2008) aplicados a las rocas plutónicas y subvolcánicas de la Sierra de San Carlos y zonas adyacentes. a) Diagrama MALI. Ver ecuaciones para las fronteras en Frost *et al.* (2001). b) Diagrama de índice de Fe vs SiO₂. $FeO^{*}/(FeO^{*}+MgO) = 0.46 + (0.005 \cdot SiO_2)$. c) Diagrama FSSI vs AI. d) Acercamiento de las rocas en la parte central de c). Composiciones usadas en a) y b) son ajustadas al 100% en base anhidra. Diamante: rocas plutónicas; Cuadrado: rocas subvolcánicas. En las rocas hipabisales con color azul en b)-d) se englobaron las litologías que presentan una composición básica y ultrabásica. $FSSI = Q - (Lc + 2(Ne + Kp)) / 100$; $AI = Al - (Na + K)$. Minerales normativos: cuarzo (Q), leucita (Lc), nefelina (Ne) y kaliofilita (Kp).

Por otra parte, una de las características geoquímicas más importantes de las rocas ígneas presentes en este complejo es su relativamente alto contenido en Ba y Sr (Fig. 6.5a-b). De manera general, las rocas gabróicas tienen concentraciones de Ba menores en comparación con las rocas hipabisales de composición básica y ultrabásica, mientras que en el caso del Sr mantienen concentraciones similares. Por otro lado, las rocas sieníticas (sin foides) se comportan de manera variable para ambos elementos, mientras que las que contienen foides se agrupan en ambos casos. Por último, las rocas monzodioríticas presentan concentraciones de Ba y Sr en intervalos composicionales más cerrados.

En esta misma figura, también se tienen dos diagramas que muestran diferencias importantes en el contenido de La y Ce con respecto al SiO₂ (Fig. 6.5c-d). Las mayores concentraciones se tienen en lamprófidos y en xenolitos corticales de composición básica y ultrabásica. Sin embargo, es posible observar concentraciones similares en los diques de sienita foidítica de composición intermedia. En ambos casos (La y Ce), las menores concentraciones se tienen en las rocas gabróicas del sector sur de la sierra y en el xenolito granítico.

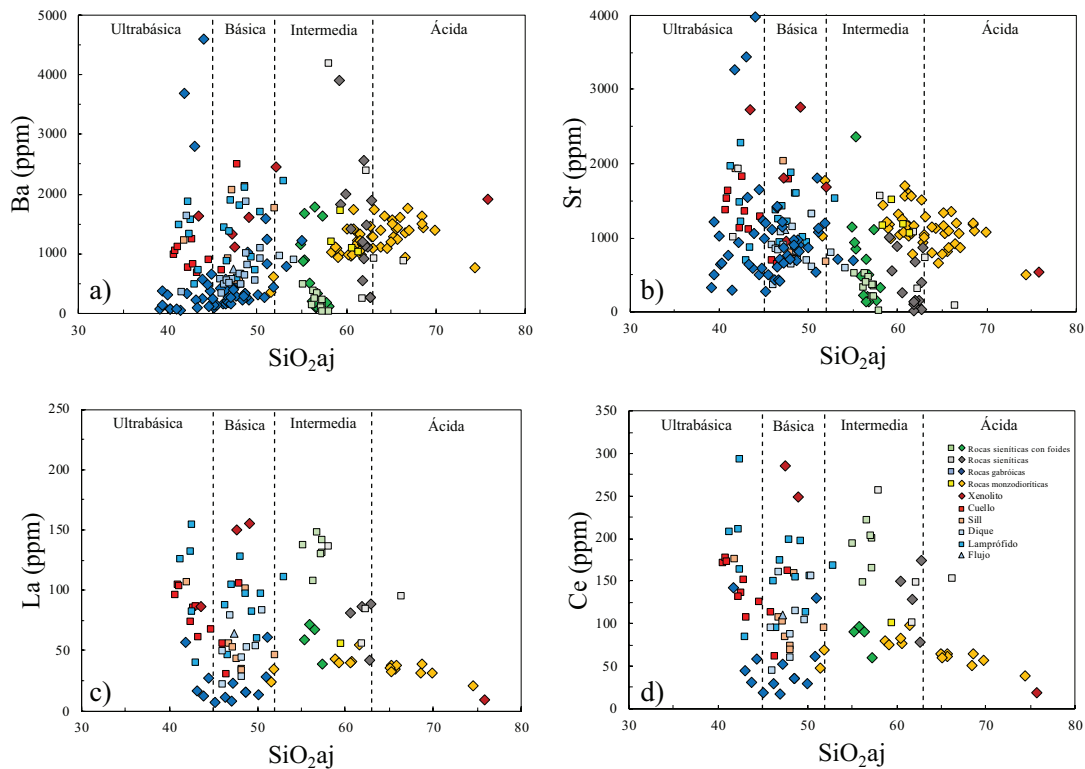


Fig. 6.5 Diagramas bivariados de %SiO₂aj vs Ba, Sr, La y Ce. Diamante: plutónica; Cuadrado: subvolcánica.

Se construyeron diagramas de variación geoquímica con el fin de inferir características petrogenéticas generales de las rocas básicas presentes en la Sierra de San Carlos y en su periferia. Primero, el diagrama Ta/Yb vs Th/Yb permite contrastar las rocas en relación a los mantos D-DMM, E-DMM (Workman y Hart, 2005) y el PM (Sun y McDonough, 1989). En este diagrama, las rocas siguen una tendencia hacia mantos enriquecidos, incluso a uno con relaciones más altas que el OIB promedio (Fig. 6.6a). De manera contrastante, las rocas del área de San José se separan de este arreglo siguiendo la tendencia de enriquecimiento por procesos de subducción, ubicándose cerca de los promedios de IAB_{subcalc} y IAB_{alc} calculados por Li *et al.* (2015). A modo de comparación, se graficó el xenolito granítico el cual se

caracteriza por relaciones comparables a las observadas en corteza superior promedio (Rudnick y Gao, 2003). Cabe destacar que una muestra de gabro tiende hacia esta referencia, lo que podría sugerir un proceso de asimilación cortical.

Con el propósito de ahondar en la relación química de las rocas básicas del área de San José con un ambiente IAB, se construyeron los diagramas $(\text{Ta/La})_N$ vs $(\text{Hf/Sm})_N$ de Flèche y Jenner (1998) y $(\text{Nb/Th})_{PM}$ vs $(\text{Ta/U})_{PM}$ de Niu y Batiza (1997). En el primero, las rocas de San José se asocian claramente a un metasomatismo por procesos de subducción, mientras que, en el segundo se observa una estrecha relación con el ambiente IAB (Fig. 6.6b-c). En adición, se construyó el diagrama Nb vs Nb/U en el cual es posible separar las muestras en dos grupos, uno con Nb > 10 y el otro con Nb < 10 (Fig. 6.6d). En el primer grupo está la mayoría de las muestras exhibiendo valores ligeramente más bajos que el promedio establecido para el MORB y OIB (Hofmann *et al.*, 1986). El segundo grupo está compuesto por las rocas de San José y una sola muestra de gabro las cuales presentan relaciones Nb/U menores a las del grupo antes mencionado. En la Fig. 6.6e se tiene el diagrama La/Yb vs Nb/La de Smith *et al.* (1999) donde es posible relacionar las rocas del área de San José a un manto litosférico. Por otra parte, la mayoría de los cuellos volcánicos y rocas gabróicas caen dentro del campo que representa la interacción entre un manto litosférico y uno astenosférico. Por otro lado, los lamprófidos, diques, sills y xenolitos se ubican en el campo del manto astenosférico. Por último, se utilizó el diagrama de Ba/Rb vs Rb/Sr (Furman y Graham, 1999) con el fin de inferir la fase hidratada involucrada en el proceso de fusión parcial de la fuente mantélica. En este se graficaron todos los lamprófidos, un sill y las muestras pertenecientes a cuellos volcánicos. En general, las rocas presentan valores de Rb/Sr < 0.1 y valores de Ba/Rb que pueden llegar hasta 40, indicando una fuerte tendencia hacia el anfíbol (Fig. 6.6f).

6.4. Diagramas de REE

6.4.1 Rocas básicas y ultrabásicas

En la Figura 6.7 se presentan los patrones REE de las rocas gabróicas, xenolitos, diques, sills y cuellos volcánicos dentro del complejo magmático Sierra de San Carlos-Cruillas. En el primer caso, los patrones se caracterizan por enriquecimientos menores a 100 para todas las LREE y relaciones $(\text{La/Lu})_N$ entre 5.22 y 13.75. Dentro de este grupo de rocas, se tienen dos excepciones las cuales presentan enriquecimientos de LREE mayores a 100 y con

relaciones $(La/Lu)_N$ entre 20.27 y 23.49 (Fig. 6.7a). Por otro lado, los xenolitos plutónicos presentan un patrón inclinado, enriquecido en LREE y relaciones $(La/Lu)_N$ entre 22.41 y 53.20. Se resalta que este último valor pertenece al xenolito ijolítico siendo el más alto de todas las rocas básicas y ultrabásicas (Fig. 6.7b). En cambio, las rocas subvolcánicas, ya sean diques (incluyendo lamprófidos), sills o cuellos volcánicos, tienen patrones inclinados muy similares entre sí. Estos tienen enriquecimientos que superan los 100 en la mayoría de las LREE, valores de HREE semejantes y relaciones $(La/Lu)_N$ de hasta 43.05.

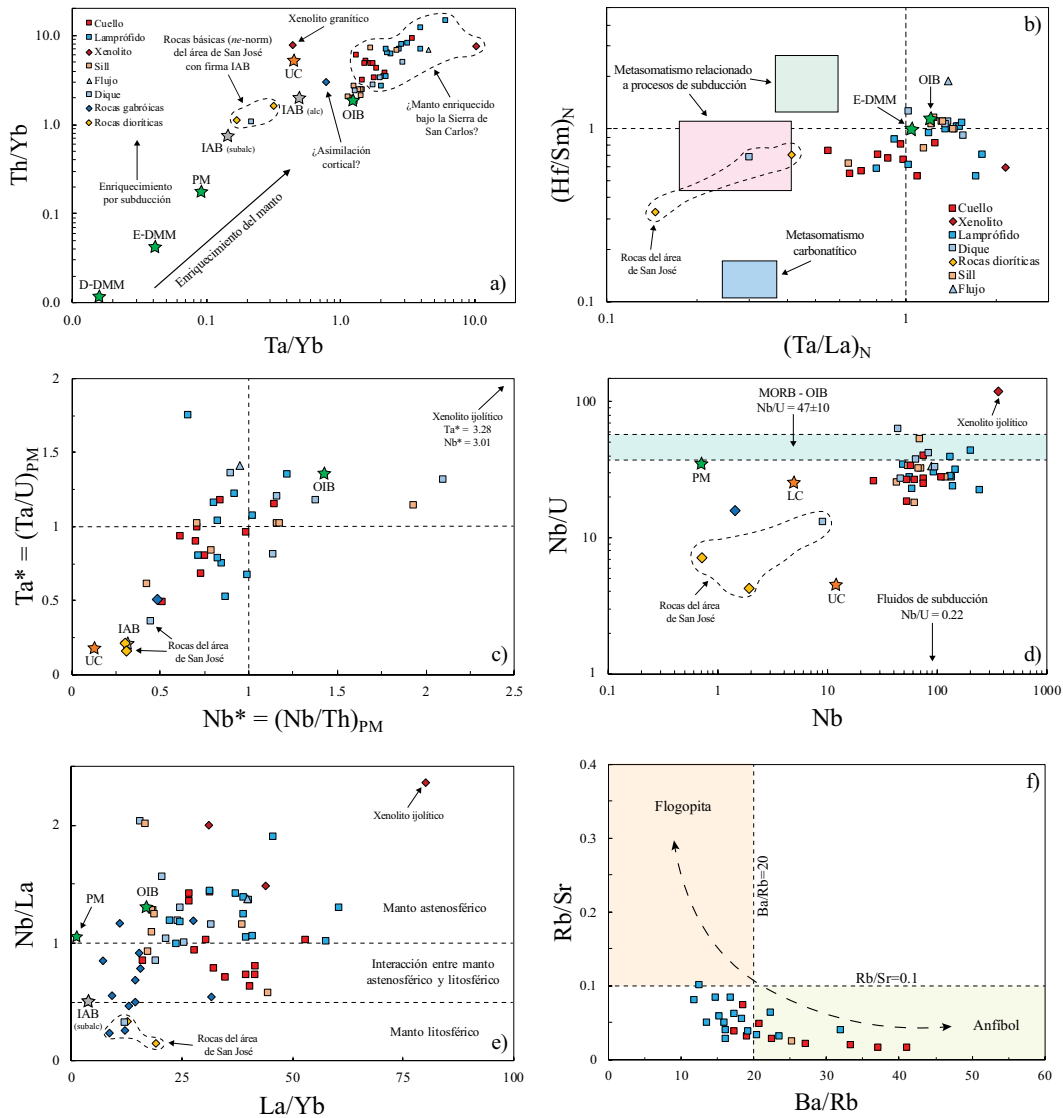


Fig. 6.6 a) Diagrama Ta/Yb vs Th/Yb. b) Diagrama $(Ta/La)_N$ vs $(Hf/Sm)_N$ de Flèche y Jenner (1998). c) Diagrama Nb^* vs Ta^* de Niu y Batiza (1997). d) Diagrama Nb vs Nb/U. Promedio de MORB-OIB de Hofmann *et al.* (1986) y valor de fluidos de subducción de Ayers (1988). e) Diagrama La/Yb vs Nb/La de Smith *et al.* (1999). f) Diagrama Ba/Rb vs Rb/Sr de Furman y Graham (1999). En b) y c) los valores fueron normalizados a manto primitivo (Sun y McDonough, 1989); D-DMM y E-DMM (Workman y Hart, 2005); PM y OIB (Sun y McDonough, 1989); Corteza superior e inferior (Rudnick y Gao, 2003); IAB_{subcalc} y IAB_{alc} (Li *et al.* (2015). Diamante: plutónica; Cuadrado: subvolcánica.

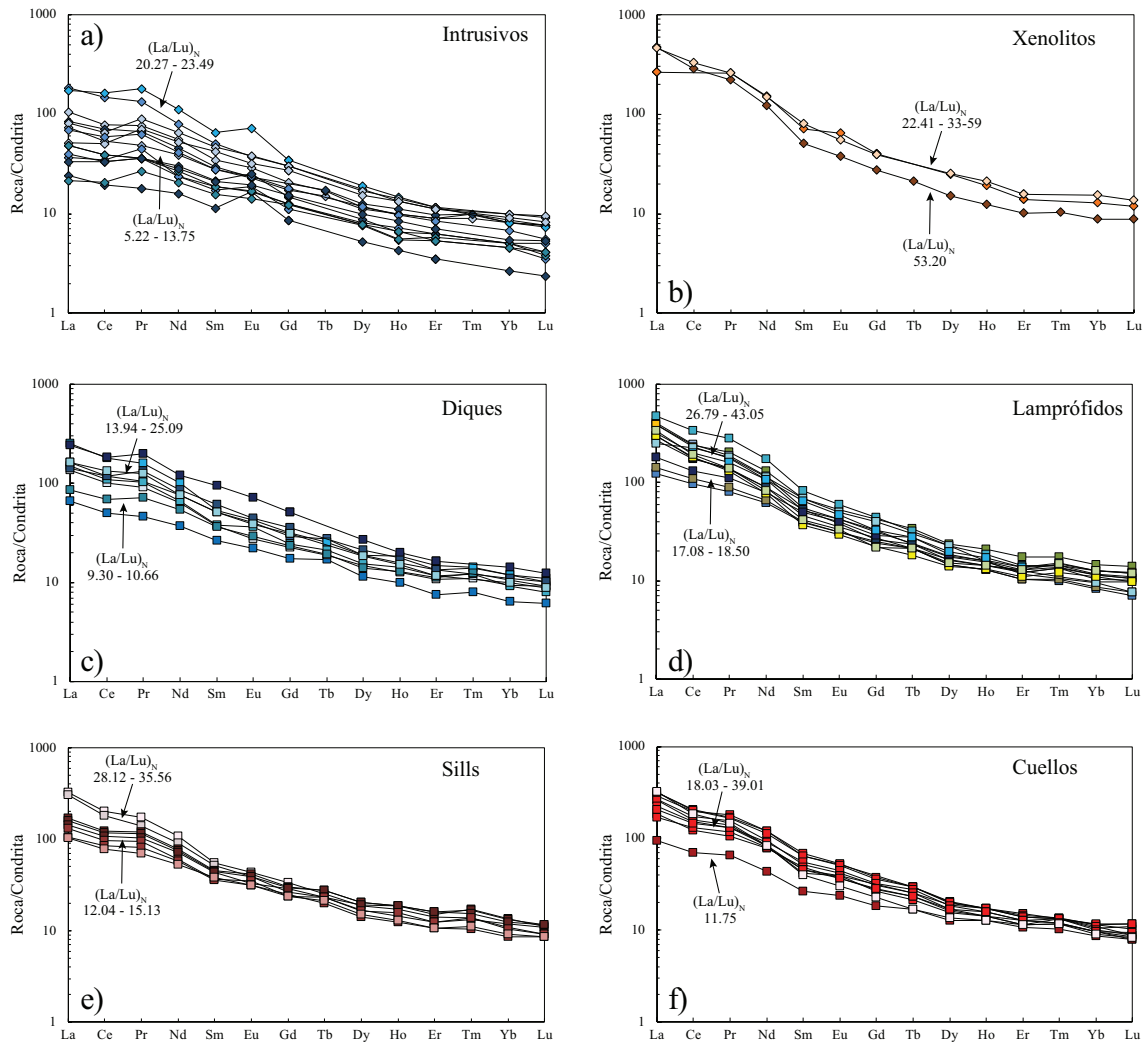


Fig. 6.7 Diagramas de REE de las rocas básicas y ultrabásicas de la Sierra de San Carlos y su periferia. a) Intrusivos. b) Xenolitos. c) Diques. d) Lamprófidos. e) Sills. f) Cuellos. Datos normalizados con datos de Haskin *et al.* (1968) y Nakamura (1974). Diamante: plutónica; Cuadrado: subvolcánica.

6.4.2 Rocas intermedias

Este grupo está compuesto por las rocas sieníticas (con o sin foides) y a las rocas monzodioríticas emplazadas en la Sierra de San Carlos y en su periferia. En primer lugar, los patrones de las sienitas foidíticas ya sean plutónicas o subvolcánicas, son muy similares entre sí. Estos difieren solamente en las veces que se encuentran enriquecidas las REE con respecto a la condrita, siendo mayores en el grupo de rocas subvolcánicas (Fig. 6.8a). De manera contraria, las rocas monzodioríticas exhiben patrones y enriquecimientos semejantes en ambos tipos de roca (Fig. 6.8b). Por último, en la Fig. 6.8c-d se tienen los patrones de las

rocas sieníticas plutónicas y subvolcánicas. De manera general, estos son similares en su morfología (excepto dos muestras), aunque con enriquecimientos de REE variables.

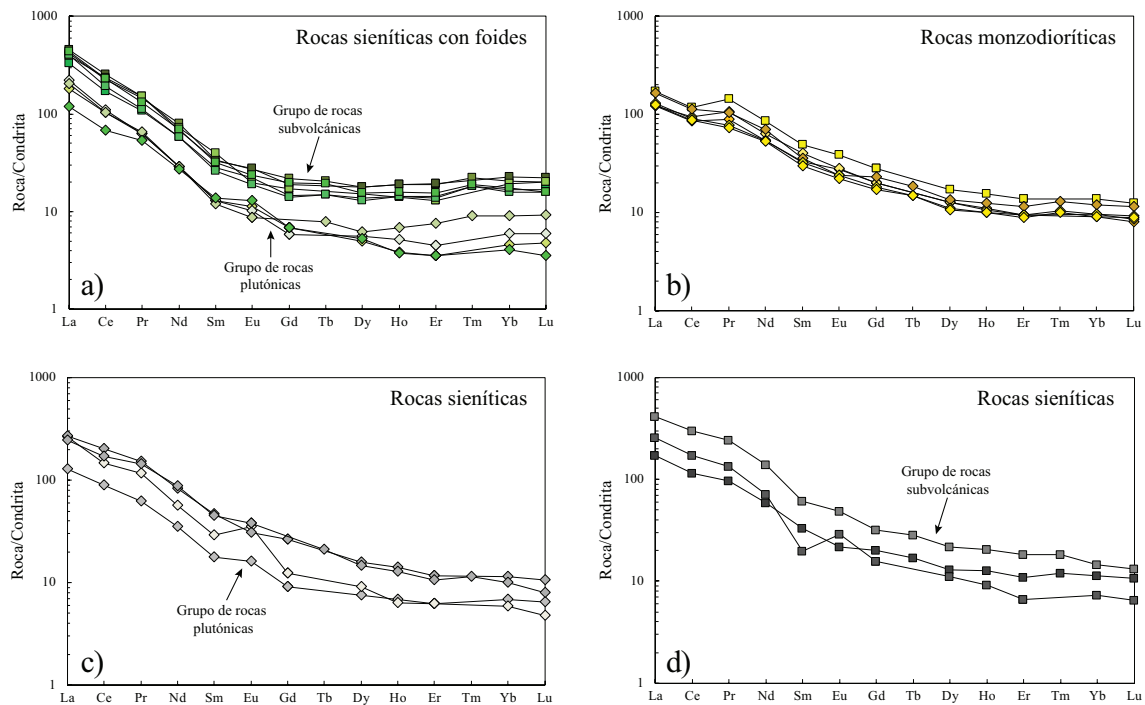


Fig. 6.8 Diagramas de REE de las rocas intermedias de la Sierra de San Carlos y su periferia. a) Sienitas foidíticas. b) Rocas monzodioríticas. c) Rocas sieníticas intrusivas. d) Rocas sieníticas subvolcánicas. Diamante: plutónica; Cuadrado: subvolcánica.

6.4.3 Rocas ácidas

La mayoría de las rocas de composición ácida en la Sierra de San Carlos se localizan en el área de San José (monzodioritas), a excepción de un dique sienítico emplazado cerca de la localidad de Boca de Álamos. Cabe mencionar que este último es el único cuerpo subvolcánico de composición ácida que ha sido reportado en el complejo. En el primer caso, las rocas monzodioríticas guardan uniformidad en su patrón de REE, al igual que las rocas intermedias en la Fig. 6.8b.

Por otro lado, el patrón del dique sienítico presenta un enriquecimiento en LREE mayor a 100 veces con respecto a la condrita. A modo de comparación, se graficó el xenolito granítico el cual muestra el patrón más empobrecido de todo el complejo, además de mostrar una anomalía positiva de Eu (Fig. 6.9).

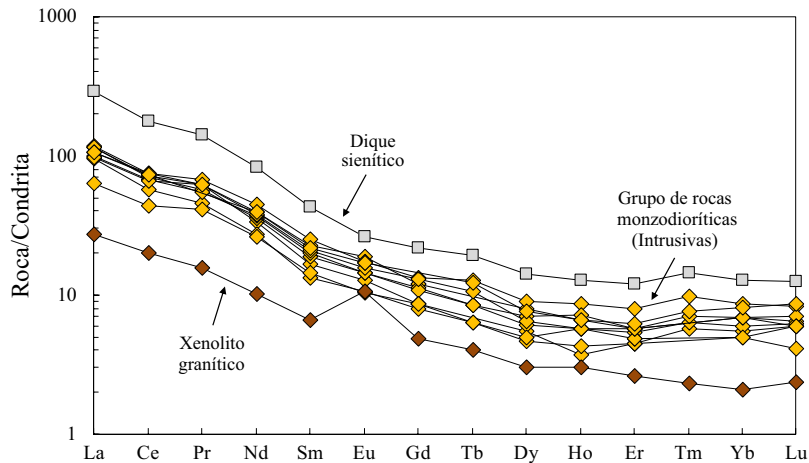


Fig. 6.9 Diagrama de REE de las rocas ácidas de la Sierra de San Carlos y su periferia. A modo de comparación se graficó el xenolito granítico cerca de la localidad de San Lázaro. Diamante: plutónica; Cuadrado: subvolcánica.

6.5. Diagramas multielementos

Como se pudo notar, los diagramas REE se construyeron con el propósito de encontrar similitudes entre los intrusivos y los cuerpos subvolcánicos en la Sierra de San Carlos y en su periferia. Con el fin de profundizar en esto, se procedió a la construcción de diagramas multielementos utilizando los mismos grupos de rocas que en el apartado anterior y poder así, observar si las muestras con patrones REE similares siguen asociándose. Se aclara que en los diagramas que incluyen rocas plutónicas se muestra su nombre con base al diagrama de TAS. Esto con la finalidad de reconocer diferencias químicas entre rocas que modalmente fueron clasificadas de la misma manera.

6.5.1 Rocas básicas y ultrabásicas

En la Fig. 6.10 se graficaron patrones multielementos de muestras representativas de composición básica y ultrabásica, acompañados del patrón REE. Es importante señalar que debido a que los patrones multielementos de las rocas gabróicas de Nick (1988) estaban fragmentados por la falta de datos, se optó por excluirlos ya que era complicado realizar inferencias petrológicas a partir de ellos. En lugar de esto, se realizó una comparación entre los diques y sills con el objetivo de encontrar similitudes. En la Figura 6.10a-e se muestran diferentes patrones multielementos y de REE de muestras representativas los cuales, sin importar si se comparan diques o sills, son casi idénticos. Es resaltar que, a pesar de estas similitudes, estos cuerpos se encuentran distanciados geográficamente por varios kilómetros.

En la Fig. 6.10f se muestran los patrones de dos intrusivos y un dique del área de San José los cuales se caracterizan por tener patrones similares con una anomalía negativa de Nb-Ta. Por otra parte, en la Fig. 6.10g se tienen los patrones de los xenolitos reportados por Nick (1988) y el xenolito ijolítico encontrado en el presente trabajo. Como es notable, sus patrones difieren totalmente, resaltándose en la muestra BAX1 una importante anomalía positiva de Nb-Ta.

Para el caso de los cuellos volcánicos, se tiene un grupo importante cuyo patrón multielementos es muy similar al de la muestra PSAR del sill de Puerto Sardinias con una anomalía negativa de K (Fig. 6.10h). De igual manera, el patrón REE de este sill cae dentro del intervalo que exhiben los cuellos volcánicos. Dentro de estas estructuras, se tienen tres muestras que presentan patrones multielementos y REE diferentes los cuales son mostrados de manera separada (Fig. 6.10i). Por otro lado, los patrones de los lamprófidos pueden ser divididos en tres grupos al ser comparados con el patrón del lamprófido alcalino promedio de Rock (1991). El Grupo I se caracteriza por presentar enriquecimientos de Cs-Nd mayores al LAP; el Grupo II normalmente presenta patrones con enriquecimientos por debajo del LAP; mientras que el Grupo III tiene patrones con enriquecimientos por encima del LAP y a diferencia del Grupo I, tiene una anomalía negativa marcada de K (Fig. 6.10j-l).

6.5.2 Rocas intermedias

Con lo que respecta a las rocas de composición intermedia, los patrones multielementos de las muestras pertenecientes a intrusivos y diques del área de San José presentan uniformidad con una anomalía negativa de Nb-Ta, a pesar de que existen diferencias litológicas (Fig. 6.11). Los patrones mostrados por las rocas sieníticas sin foides son diversos con anomalías negativas de Sr, P y K. Solamente en un caso fue posible encontrar similitudes con los cuerpos intrusivos, aunque en este los patrones REE difieren (Fig. 6.12a-c). Por otra parte, se tienen rocas monzogabroicas de composición intermedia intrusivas e hipabisales que presentan patrones muy semejantes (Fig. 6.12d). Para las sienitas foidíticas, los patrones de las rocas subvolcánicas se caracterizan por tener anomalías negativas muy marcadas de Ba, P y Ti (Fig. 6.12e-f). En el caso de las rocas plutónicas se tienen dos patrones distintos. El primero siendo muy similar al antes descrito, mientras que el segundo difiere al presentar solamente una anomalía negativa de P.

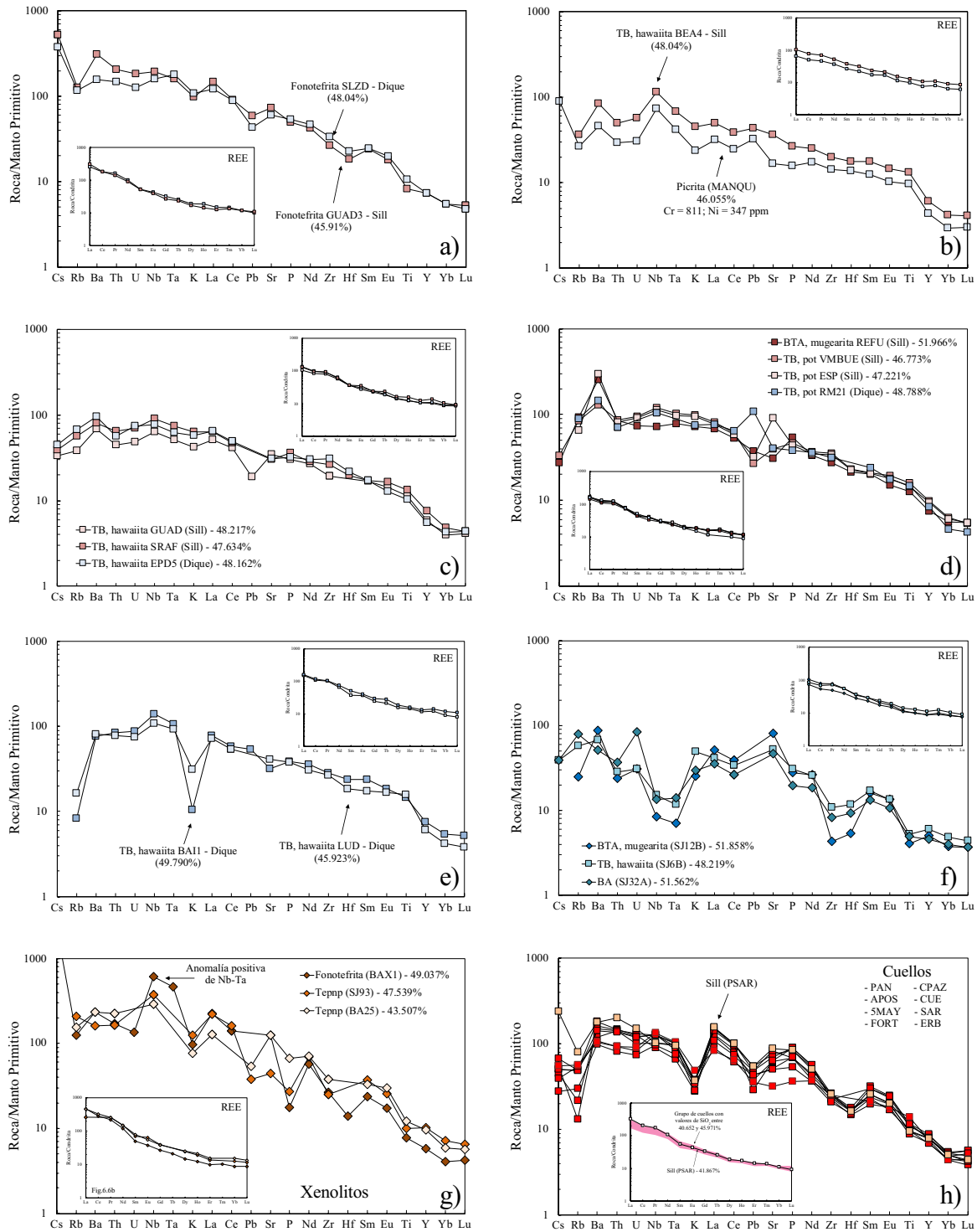
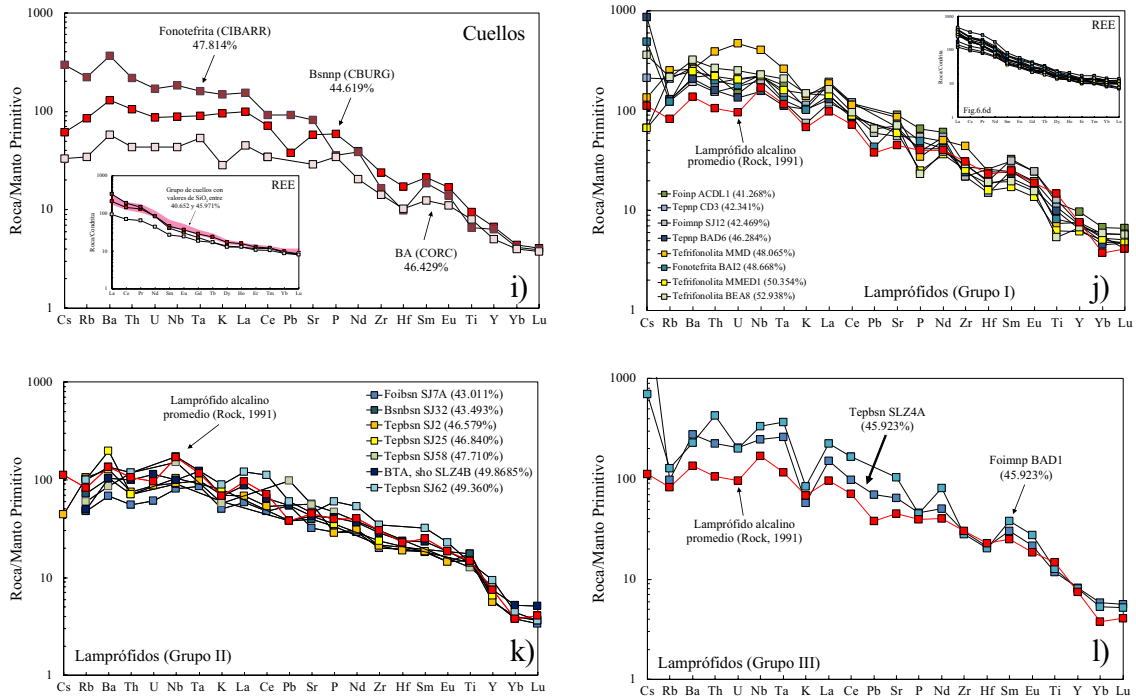


Fig. 6.10 Diagramas con patrones multielementos representativos de las rocas de composición básica y ultrabásica de la Sierra de San Carlos y su periferia. a) - e) Comparación de patrones entre sills y diques. f) Comparación de patrones entre rocas plutónicas y diques del área de San José. g) Patrones de xenolitos corticales encontrados en la Cañada de los Caballos (Nick, 1988) y en Boca de Álamos. h) Comparación de algunos cuellos volcánicos y el sill del área de puerto Sardinas. En todos los diagramas se muestra el patrón de REE, así como el contenido de SiO₂ (en %m/m) de todas las muestras. Abreviaciones de tipos de rocas en Verma *et al.* (2002). Datos de normalización de Palme y O'Neill (2014).



Continuación de la Fig. 6.10. i) Patrones de los cuellos que difieren del patrón general mostrado en h.) Grupo I de lamprófidos. En el recuadro pequeño se muestran los patrones REE de los tres grupos. k) Grupo II de lamprófidos. l) Grupo III de lamprófidos.

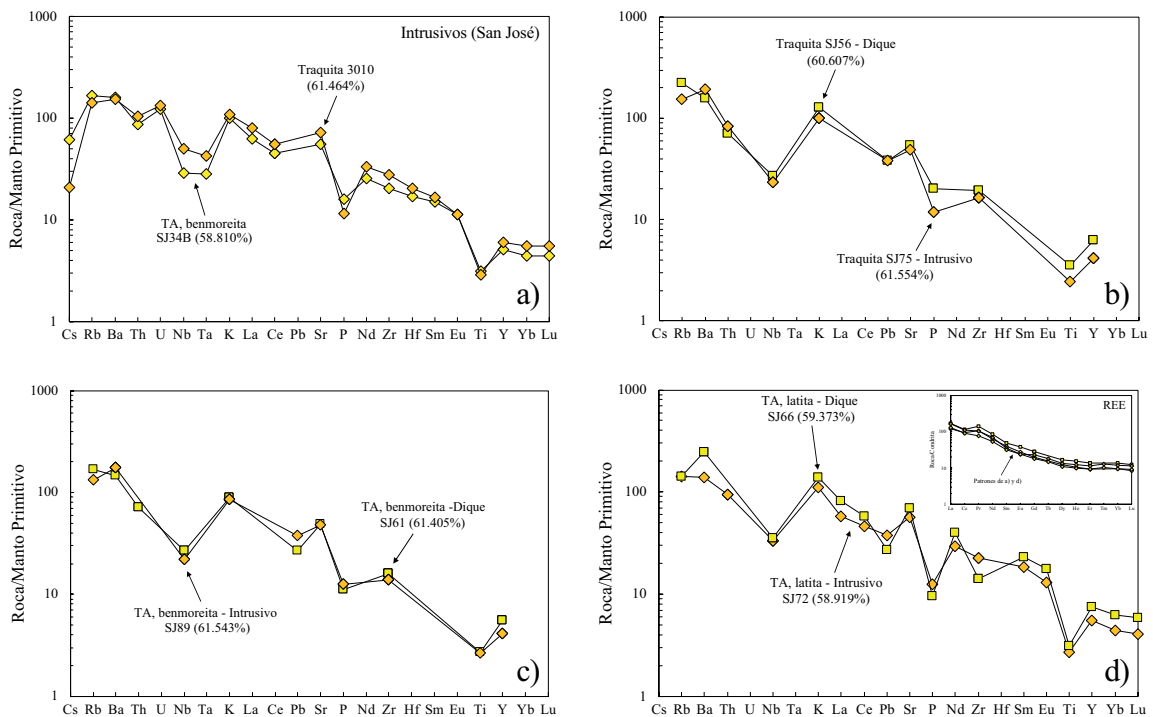


Fig. 6.11 Diagramas con patrones multielementos representativos para rocas intermedias del área de San José. a) Rocas intrusivas. b-d) Comparación entre diques e intrusivos clasificados como traquita, benmoreita y latita. En el pequeño recuadro con los patrones REE se graficaron las muestras en a) y d).

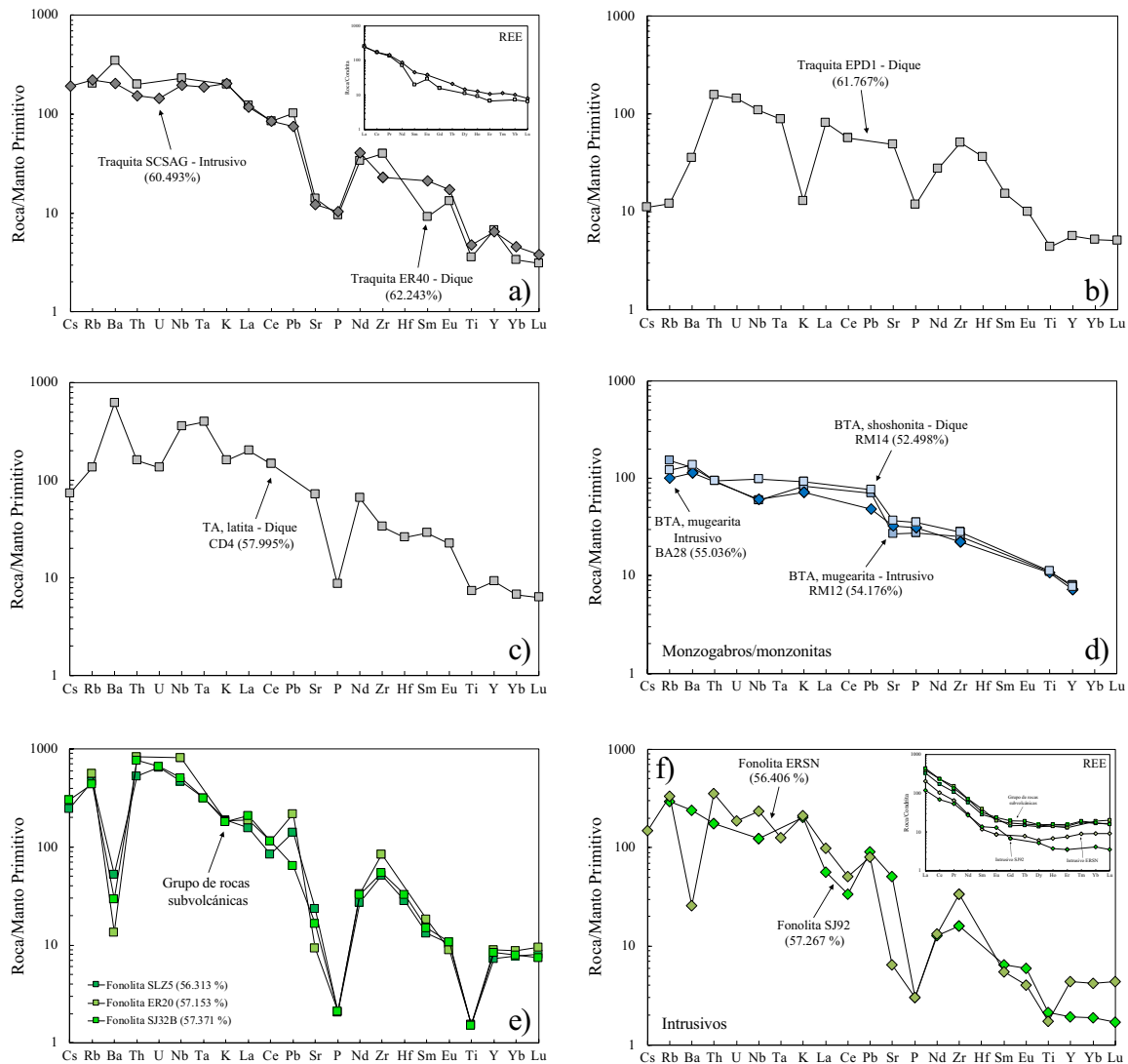


Fig. 6.12 Diagramas con patrones multielementos representativos para rocas intermedias sieníticas (con/sin foides) y monzogabroicas. a)-c) Rocas sieníticas. d) Rocas monzogabroicas. e) y f) Rocas sieníticas con foides.

6.5.3 Rocas ácidas

Por último y a modo de comparación, se graficó el patrón del dique sienítico y se comparó con el de una sienita de la Bufa del Diente. Estos presentan patrones que se cruzan, ambos con una anomalía negativa de Sr-P, así como patrones REE diferentes (Fig. 6.13a). Aunado a esto, se compararon los patrones multielementos de las rocas monzodioríticas del sector norte y el del xenolito granítico. En el primer caso, los patrones son muy similares a los que exhiben las rocas monzodioríticas de composición intermedia. En cambio, el xenolito cortical presenta un patrón menos enriquecido, al igual que una anomalía de Nb-Ta más pronunciada (Fig. 6.13b).

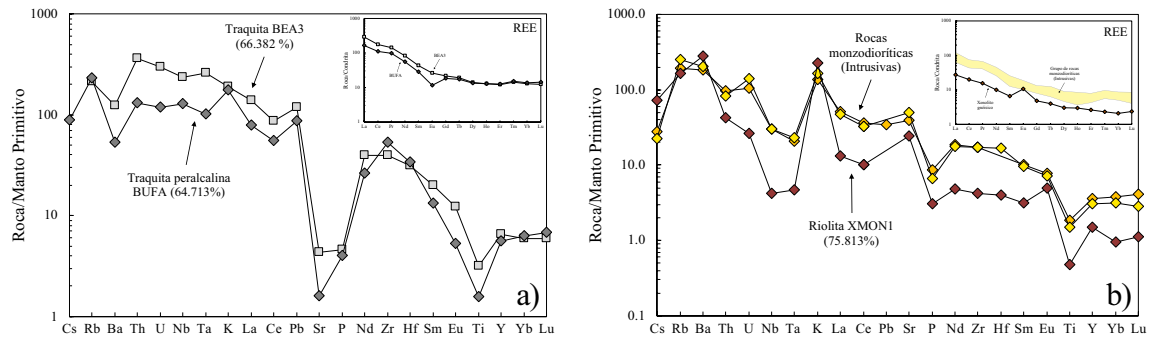


Fig. 6.13 Diagramas con patrones multielementos representativos para rocas de composición ácida. a) Comparación del patrón de un dique sienítico con una sienita de la Bufa del Diente. b) Comparación del patrón de rocas monzodioríticas del área de San José con el xenolito granítico encontrado en la periferia de la Sierra.

6.6. Diagramas tectonomagmáticos

6.6.1. Rocas básicas y ultrabásicas

La discriminación tectonomagmática de rocas de composición básica y ultrabásica se realizó con los diagramas de Agrawal *et al.* (2008) y Verma y Agrawal (2011). Esto, ya que como ha sido señalado por Verma (2010) y Li *et al.* (2015), los diagramas convencionales presentan severos problemas al discriminar los diferentes ambientes tectónicos. De manera general, los 10 diagramas utilizados para la discriminación tectónica muestran que estas rocas fueron generadas en un ambiente de rift continental (Fig. 6.14 y Fig. 6.15). Sin embargo, existe un pequeño grupo de rocas, específicamente las rocas del área de San José, que caen dentro del campo de arco de isla. Es importante mencionar que, si se comparan los dos conjuntos de diagramas, el segundo presenta resultados más claros, aunque con un menor número de muestras.

6.6.2. Rocas intermedias

Para la discriminación de las rocas de composición intermedia se usaron dos de los tres conjuntos de diagramas propuestos por Verma y Verma (2013). Esto debido a que el tercero requería de elementos con los cuales no se contaba. En el primero de ellos, construido a partir de elementos mayores, se tiene que las rocas sieníticas y monzogabróicas caen dentro del campo de rift continental + isla oceánica, mientras que las monzodioríticas en el colisional (Fig. 6.16). Así mismo, en el segundo conjunto de diagramas construido con elementos traza inmóviles, las muestras se comportan de la mismo modo (Fig. 6.17).

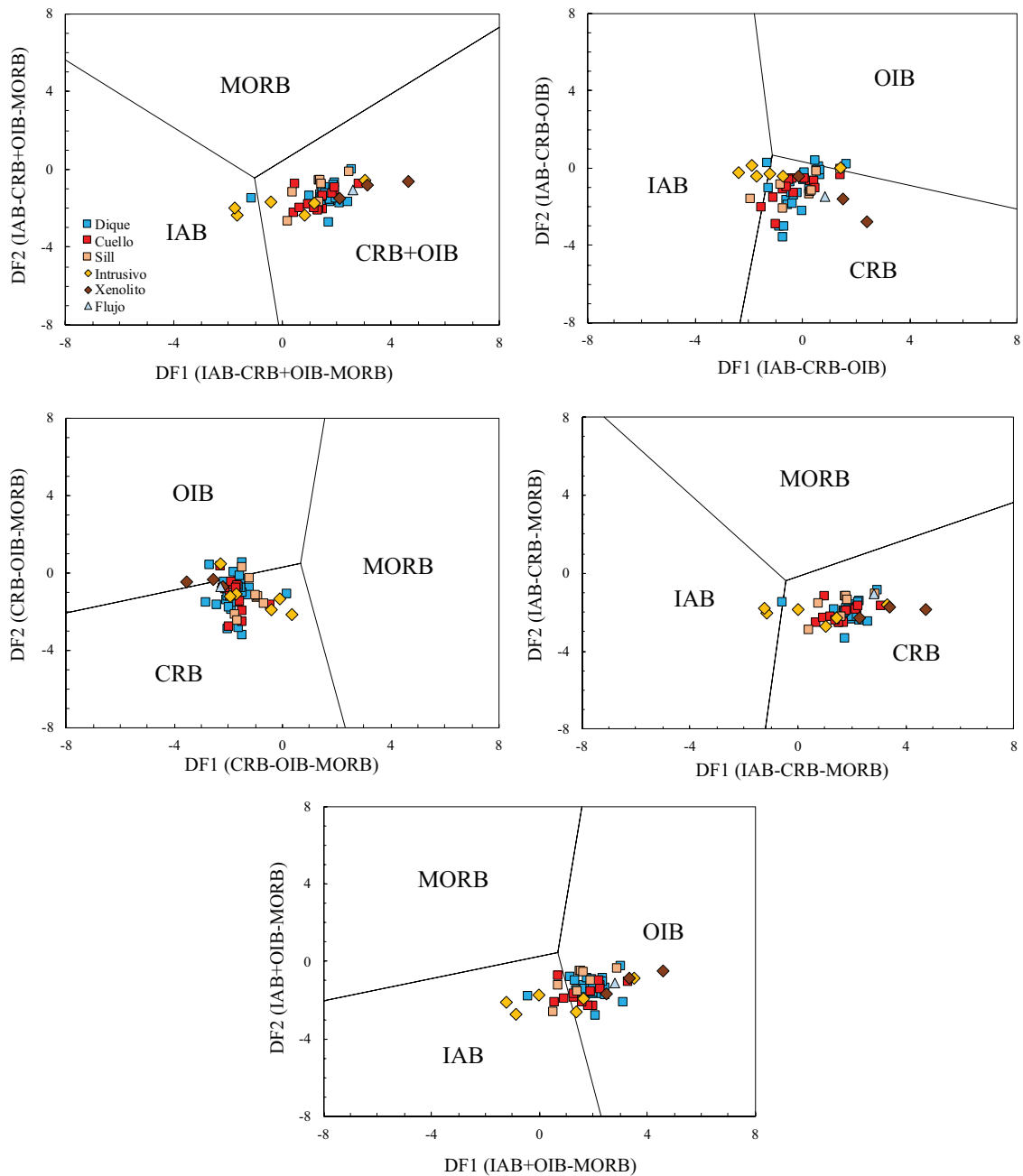


Fig. 6.14 Diagramas de discriminación tectonomagmática de rocas básicas y ultrabásicas (Agrawal *et al.*, 2008) aplicados a rocas subvolcánicas y plutónicas de la Sierra de San Carlos y zonas adyacentes. CRB: Rocas básicas de rift continental; OIB: Rocas básicas de isla oceánica; IAB: Rocas básicas de arco de isla; MORB: Rocas básicas de dorsal centro-oceánica.

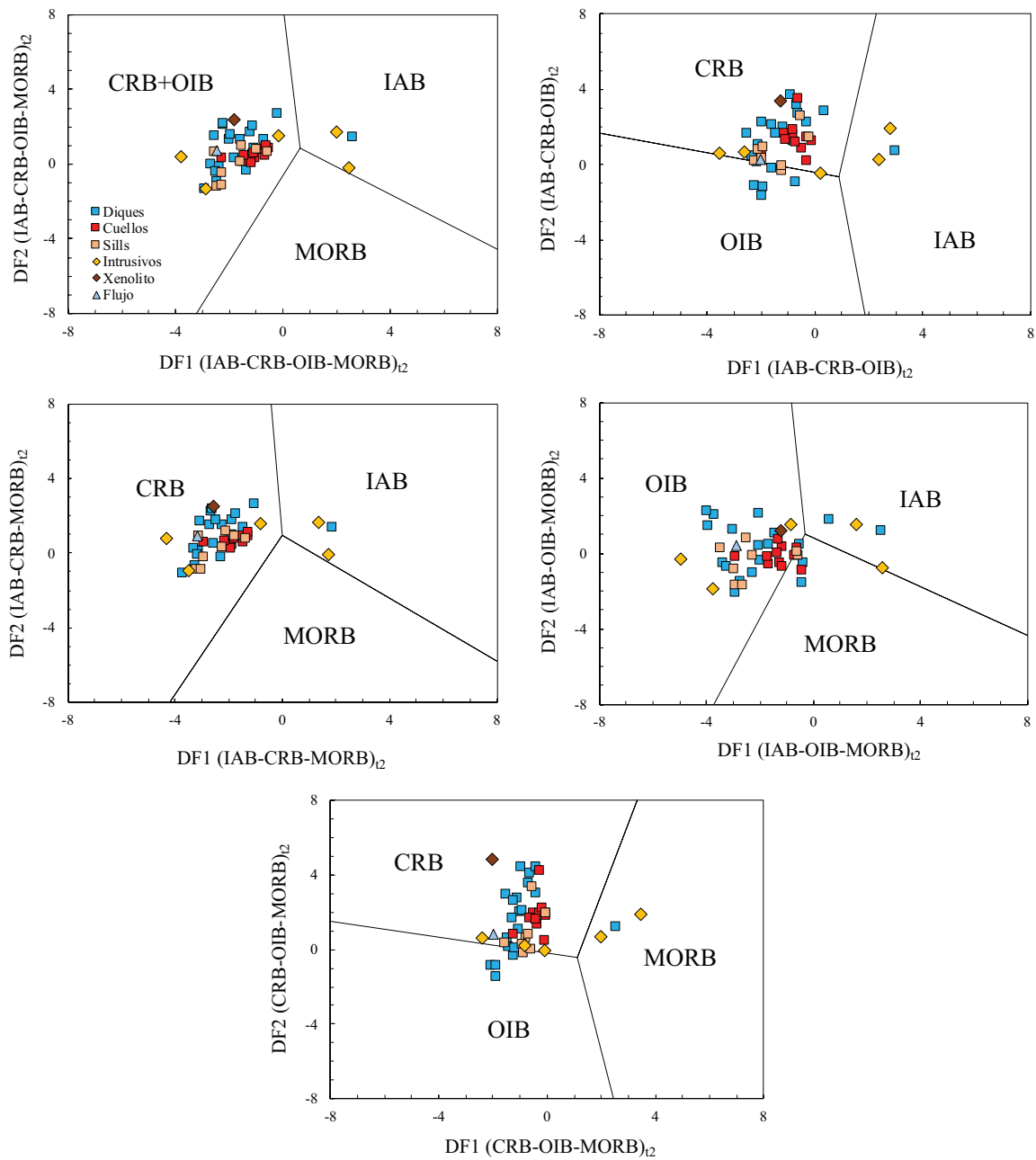


Fig. 6.15 Diagramas de discriminación tectonomagmática de rocas básicas y ultrabásicas (Verma y Agrawal, 2011) aplicados a rocas subvolcánicas y plutónicas de la Sierra de San Carlos y zonas adyacentes. CRB: Rocas básicas de rift continental; OIB: Rocas básicas de isla oceánica; IAB: Rocas básicas de arco de isla; MORB: Rocas básicas de dorsal centro-oceánica.

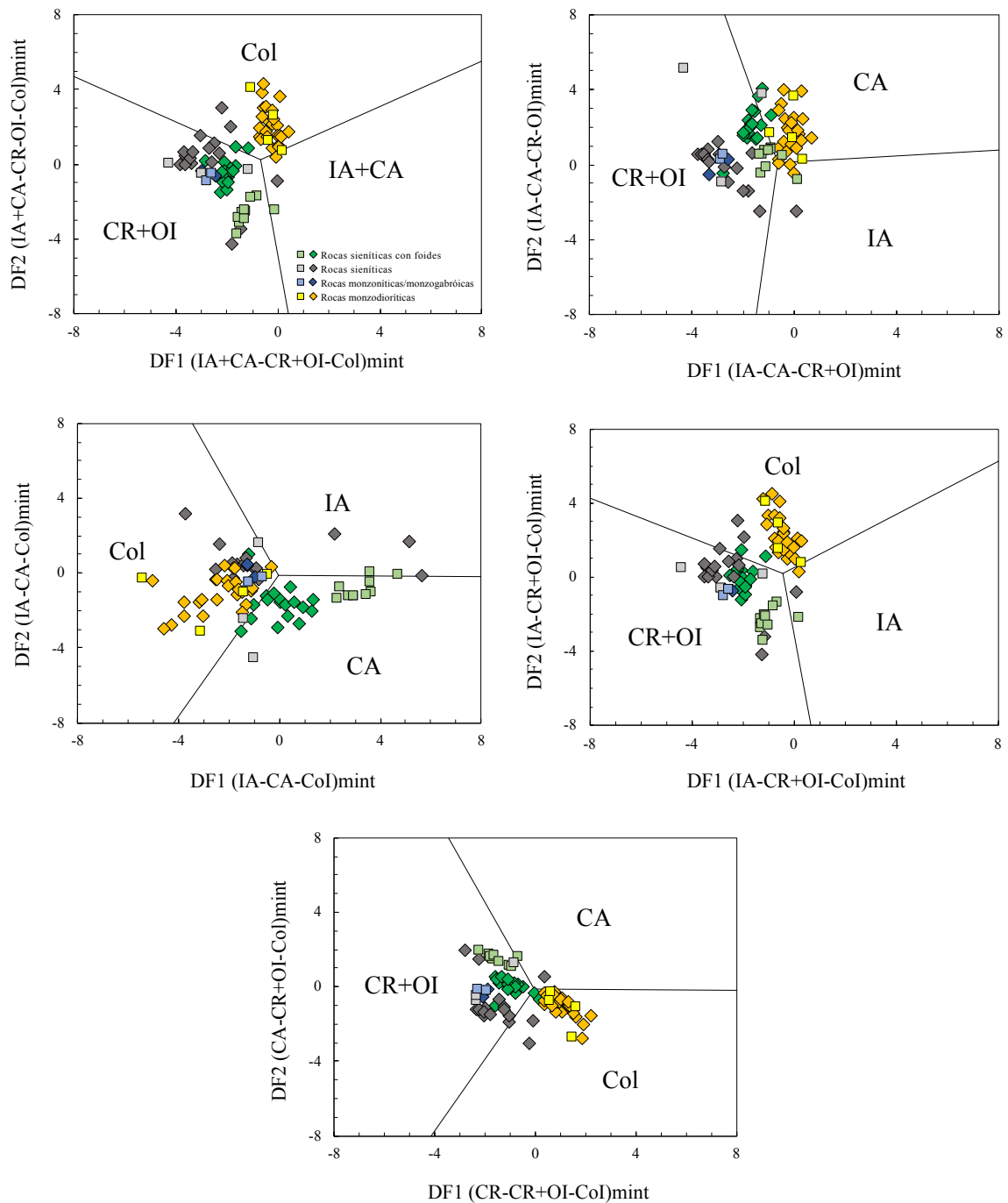


Fig. 6.16 Diagramas multidimensionales de función discriminante basados en relaciones \log_e -transformadas de elementos mayores para la discriminación tectónica de rocas intermedias (Verma y Verma, 2013) aplicados a rocas subvolcánicas y plutónicas de la Sierra de San Carlos y zonas adyacentes. CR: Rift continental; OI: Isla oceánica; Col: Colisional; IA: Arco de islas; CA: Arco continental. El cuadro representa diques y el diamante cuerpos intrusivos.

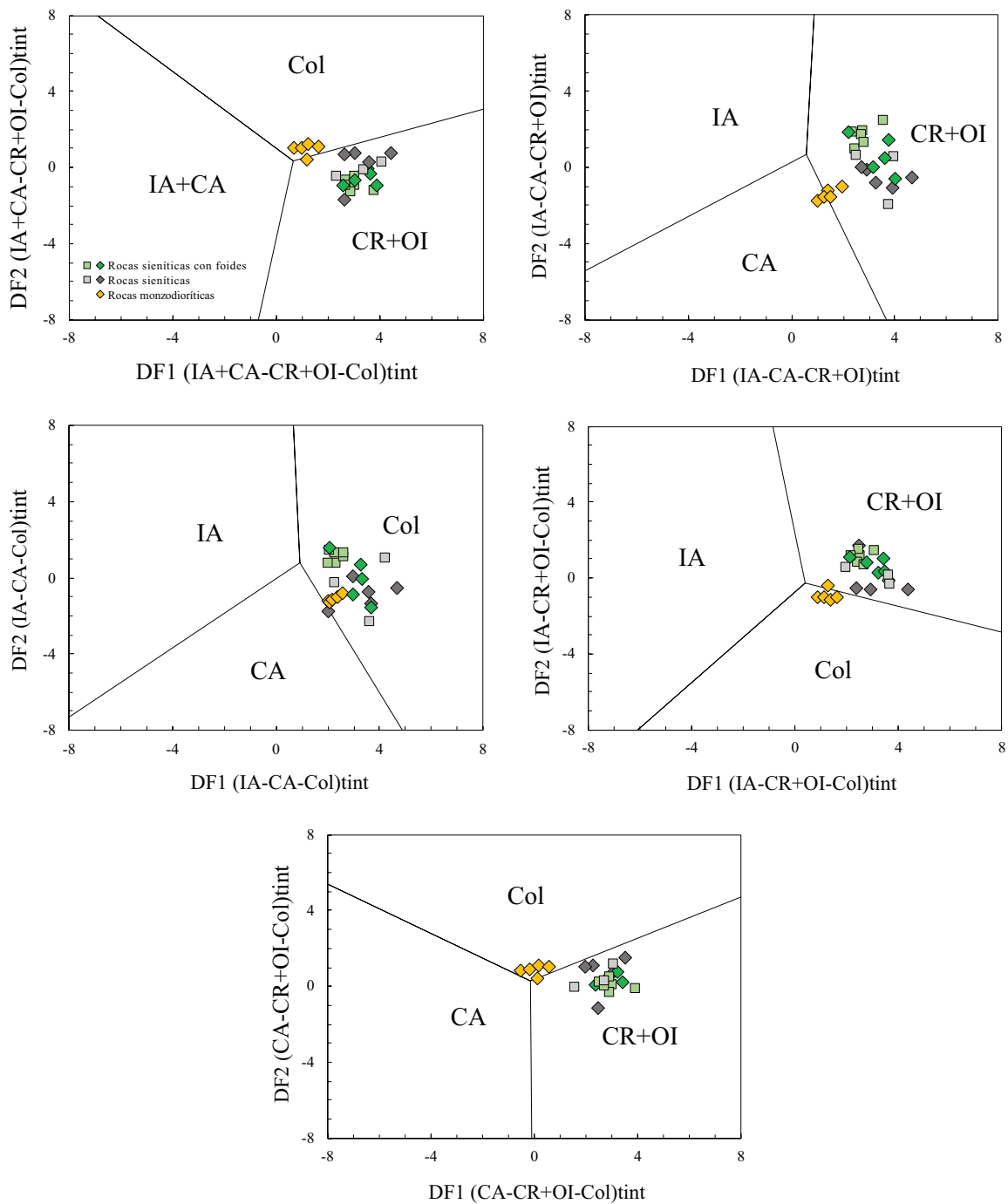


Fig. 6.17 Diagramas multidimensionales de función discriminante basados en relaciones \log_e -transformadas de elementos traza inmóviles para la discriminación tectónica de rocas intermedias (Verma y Verma, 2013) aplicados a rocas subvolcánicas y plutónicas de la Sierra de San Carlos y zonas adyacentes. CR: Rift continental; OI: Isla oceánica; Col: Colisional; IA: Arco de islas; CA: Arco continental. El cuadro representa diques y el diamante cuerpos intrusivos.

6.6.3. Rocas ácidas

Finalmente, para la discriminación de rocas ácidas, se utilizaron dos de los conjuntos de diagramas propuestos por Verma *et al.* (2013) ya que se tenían escasos datos de REE para la construcción del tercero. Para la realización de estos, se consideraron las rocas ácidas presentes en el área de San José y el único dique de composición ácida encontrado en todo el complejo. A modo de comparación, se utilizaron las sienitas de la Bufa del Diente ya que, para estas últimas, no se habían construido diagramas tectonomagmáticos anteriormente. En el primer conjunto de diagramas, las sienitas de la Bufa del Diente y el dique sienítico caen dentro del campo rift continental + isla oceánica. Al igual que en los diagramas discriminantes para rocas intermedias, las monzodioritas de San José caen en el campo colisional (Fig. 6.18). Esto mismo sucede para el conjunto de diagramas donde fueron utilizados elementos mayores y traza (Fig. 6.19). Es de destacar que el xenolito granítico cae dentro del campo colisional en ambos diagramas, aunque este pertenezca al campo de VAG cuando es graficado en los diagramas de Pearce (1984) (No mostrado).

6.7. Modelado de fusión parcial

Como ya ha sido señalado en la Fig. 6.6, las rocas subvolcánicas presentes en este complejo magmático fueron potencialmente generadas a partir de una fuente mantélica enriquecida, previamente metasomatizada. Con el fin de probar esto, se utilizaron ligeras modificaciones de los diagramas Yb vs Dy/Yb de Hoang *et al.* (2018) y La/Yb vs Sm/Yb de Almandaz *et al.* (2000) con curvas de fusión parcial de tipo *batch-melting* no modal con diferentes ensamblajes mineralógicos. Los criterios tomados en cuenta para considerar una roca como primaria, en un ambiente continental, fueron: (1) SiO₂ < 52% (base anhidra); (2) #Mg > 62; y (3) MgO > 6% (Luhr, 1997; Velasco-Tapia y Verma, 2001). Como es posible ver en la Fig. 20a, los cuellos, sills y lamprófidos se ubican entre las curvas pertenecientes a lherzolitas con diferentes proporciones de granate, anfíbol y flogopita con grados de fusión parcial entre 5 y 7%. Así mismo, existe un pequeño grupo, mayormente conformado por rocas gabróicas las cuales caen cerca de la curva de lherzolita de granate (E-DMM) con grados de fusión parcial entre 10 y 12%. A diferencia de esto, en la Fig. 6.20b estas últimas muestras se distribuyen entre las curvas de lherzolita de granate y la de granate-anfíbol-flogopita con una fuente PM. En este mismo diagrama, las muestras de cuellos, sills y

lamprófidos se grafican cerca de la curva de gt-amp-phl con grados de fusión parcial extremadamente bajos (~0.1%). Es de mencionarse que algunas de estas sugieren la fusión de una fuente más enriquecida que el PM ya que tienen valores de La/Sm tan altos, que no se localizan sobre ninguna de las curvas trazadas.

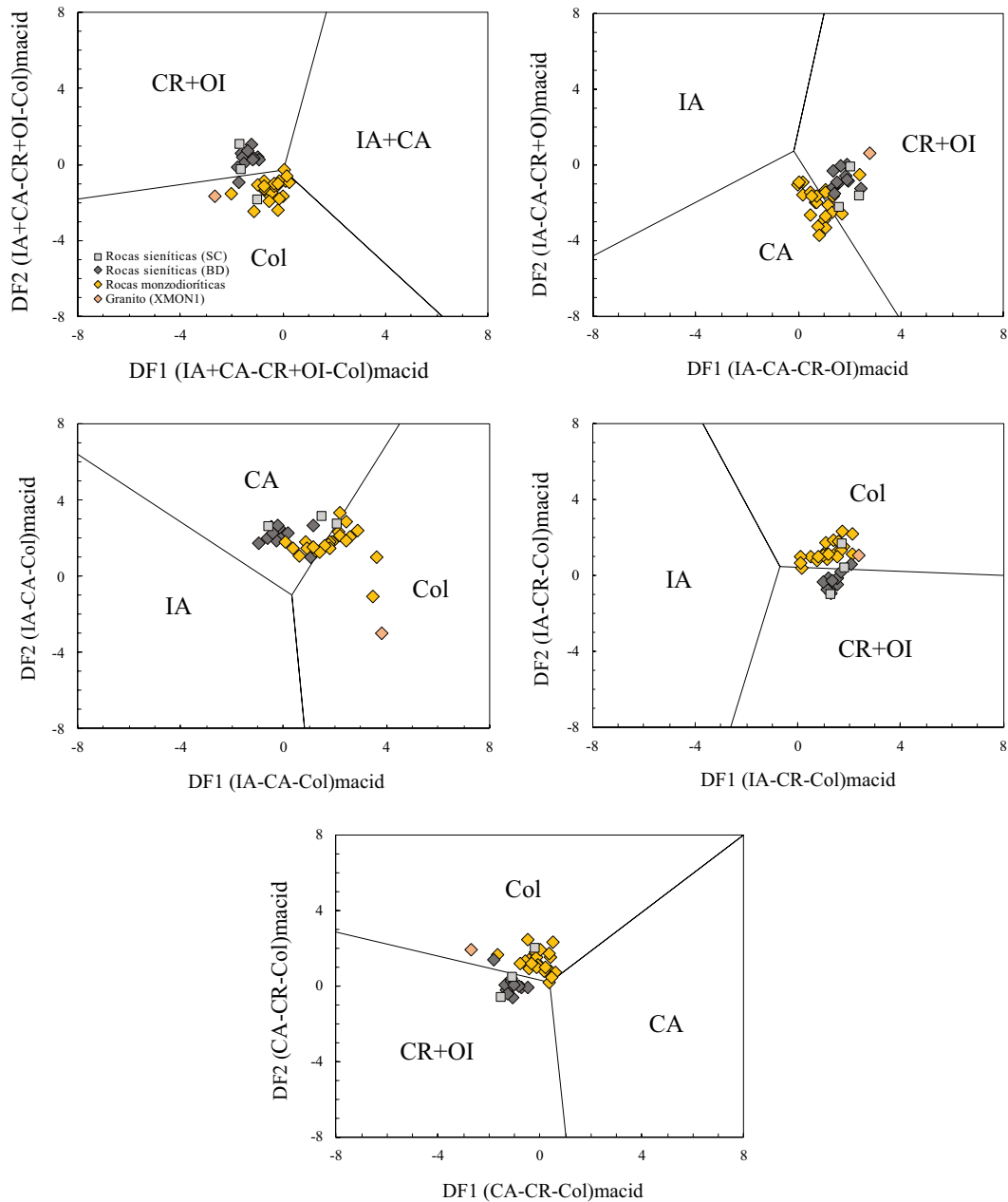


Fig. 6.18 Diagramas multidimensionales de función discriminante basados en relaciones \log_e -transformadas de elementos mayores para la discriminación tectónica de rocas ácidas (Verma *et al.*, 2013) aplicados a rocas subvolcánicas y plutónicas de la Sierra de San Carlos y zonas adyacentes. CR: Rift continental; OI: Isla oceánica; Col: Colisional; IA: Arco de islas; CA: Arco continental. El cuadro representa diques y el diamante cuerpos intrusivos.

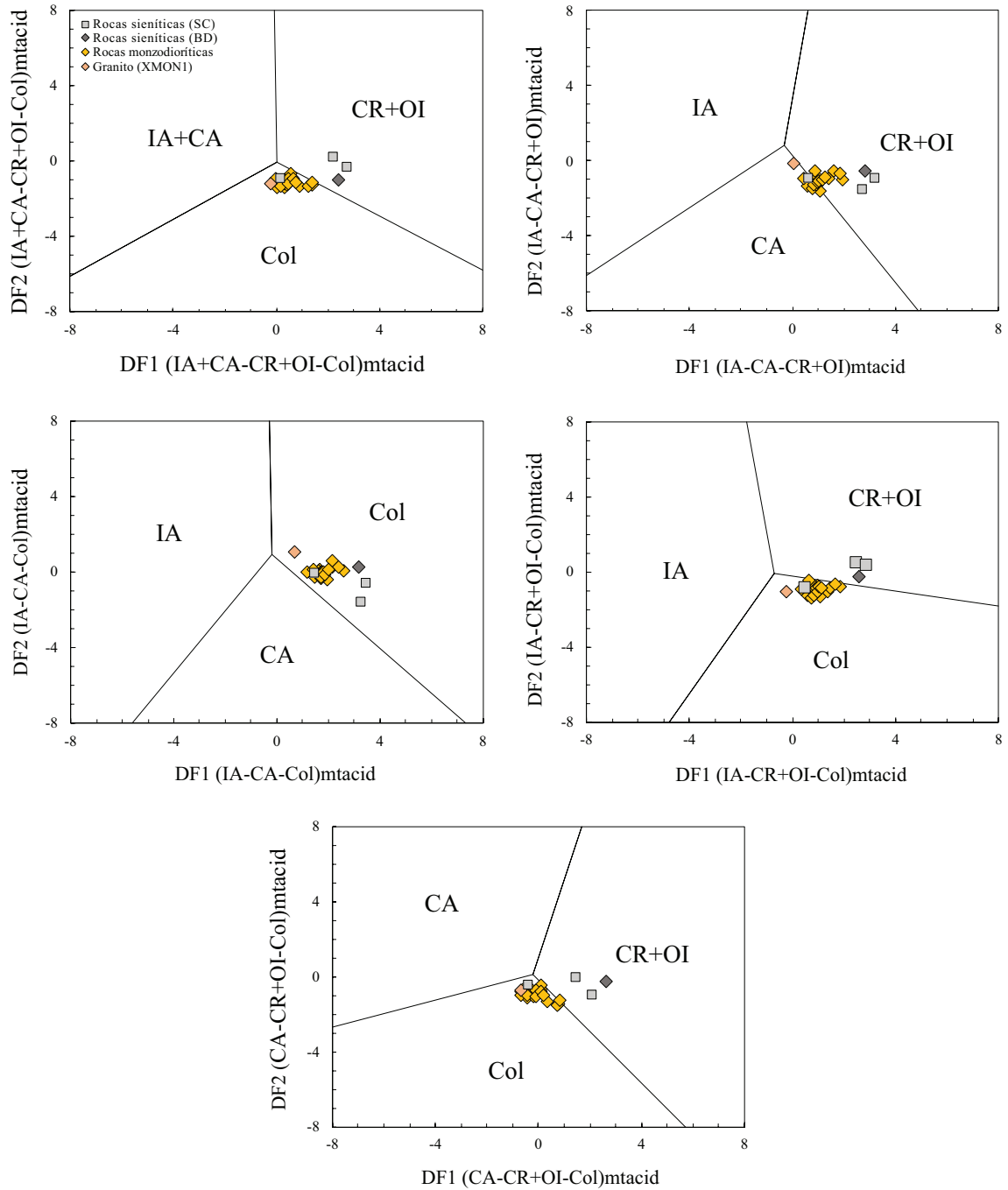


Fig. 6.19 Diagramas multidimensionales de función discriminante basados en relaciones \log_e -transformadas de elementos mayores y traza inmóviles para la discriminación tectónica de rocas ácidas (Verma *et al.*, 2013) aplicados a rocas subvolcánicas y plutónicas de la Sierra de San Carlos y zonas adyacentes. CR: Rift continental; OI: Isla oceánica; Col: Colisional; IA: Arco de islas; CA: Arco continental. El cuadro representa diques y el diamante cuerpos intrusivos.

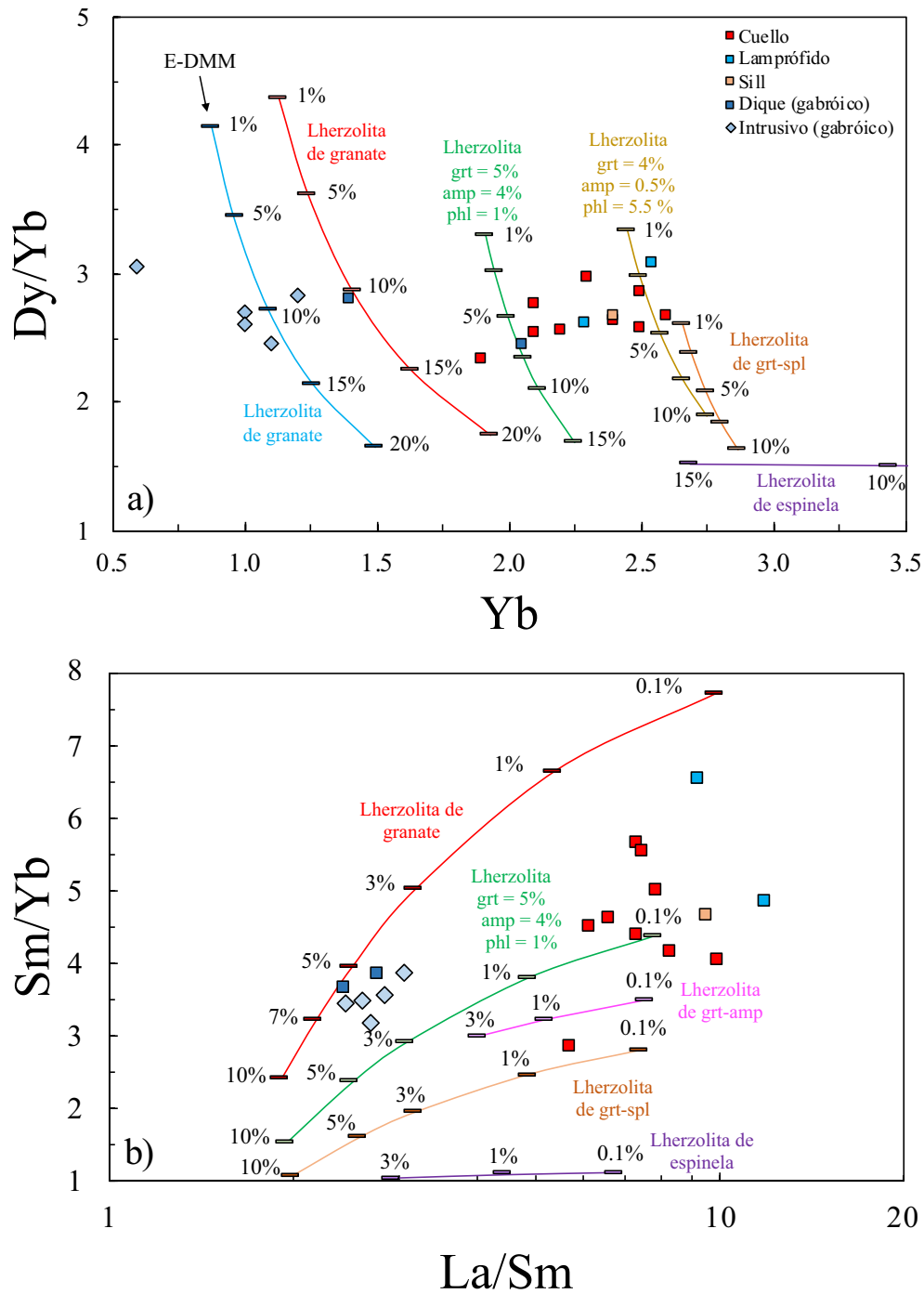


Fig. 6.20 Diagramas de Yb vs Dy/Yb (a) y La/Yb y Sm/Yb (b) mostrando curvas construidas a partir de la ecuación de *batch-melting* no modal de Shaw (1970). Las curvas pertenecen a lherzolitas de espinela, espinela-granate, granate, granate-anfibol y de granate-anfibol-flogopita. Las proporciones modales de la fuente y fundido fueron tomadas de Hoang *et al.* (2018), Gurenko *et al.* (2005) y de Duggen *et al.* (2005). Las proporciones usadas para la curva color amarillo son modificadas de Gurenko *et al.* (2005). Los coeficientes de partición usados fueron tomados de McKenzie y O’Nions (1991) y Halliday *et al.* (1995). Las composiciones utilizadas como fuente fueron el E-DMM (Workman y Hart, 2005) y PM (Sun y McDonough, 1989).

7. DISCUSIÓN

7.1. Rocas ígneas en el complejo SSCC

El estudio de rocas magmáticas en el complejo SSCC se ha llevado a cabo de manera intermitente desde 1904. Trabajos pioneros como el de Nick (1988) han sido fundamentales para el entendimiento geológico del área y a su vez, sentaron las bases para el desarrollo de futuros trabajos petrológicos. Diversos cuerpos y estructuras como intrusivos, diques, sills, cuellos volcánicos y flujos lávicos han sido reconocidos en todo el complejo magmático (Nick, 1988; Rodríguez-Saavedra, 2003; Treviño-Cázares *et al.*, 2005; Treviño-Cázares, 2006; Viera-Décida, 2006; Elizondo-Pacheco, 2017). Uno de los mayores problemas ha sido identificar la sucesión de eventos magmáticos debido a la falta de información geocronológica. Sin embargo, con los pocos datos disponibles y relaciones de campo, pueden realizarse inferencias importantes (Tabla 7.1).

Tabla 7.1 Datos geocronológicos del complejo magmático Sierra de San Carlos-Cruillas

Referencia	Localidad	Litología	Método	Mineral	Edad (Ma)
4	El Rosario	Sienita de f. alcalino	K-Ar	Feldespató alcalino	43.8 ± 1.30
5	San José	Diorita alterada	Ar/Ar	Biotita	38.16 ± 0.25
5	San José	Cuarzodiorita	U-Pb	Circón	37.6 ± 0.7
4	Sector central de la SC	Sienita nefelínica	K-Ar	Clinopiroxeno	34.3 ± 2.90
4	Rincón Murillo	Gabro	K-Ar	Biotita	33.7 ± 0.70
2	Bufa del Diente	Capa de meta-argilita	U-Pb	Vesubianita	31.6 ± 0.30
3	-	Diorita	Ar/Ar	Biotita	30.45 ± 0.06
1	Carricitos	Sienita nefelínica	K-Ar	Biotita	29.6 ± 1.20
1	Carricitos	Monzonita	K-Ar	Biotita	29.3 ± 1.20
3	-	Monzonita	Ar/Ar	Biotita	28.78 ± 0.08
1	Carricitos	Monzonita	K-Ar	Hornblenda	28.5 ± 1.40
1	Carricitos	Pulaskita	K-Ar	Biotita	27.9 ± 1.10
4	El Panaderal	Basanita	K-Ar	Roca total	12.0 ± 1.80

Referencias: 1 = Bloomfield y Cepeda-Dávila (1973); 2 = Römer y Heinrich (1998); 3 = Iriondo *et al.* (2003); 4 = Viera-Décida (2006); 5 = Poliquin (2009).

En la Sierra de San Carlos, Poliquin (2009) dató rocas monzodioríticas de la parte norte de la sierra entre 38 y 37 Ma. A pesar de que existe una edad más antigua para una sienita de la localidad del Rosario (~43 Ma; Viera-Décida, 2006), en el presente trabajo se interpretan las rocas del área de San José como las más antiguas. Esto con base en las relaciones de campo que indican que las sienitas son más jóvenes (Nick, 1988). De igual manera, Watson (1937), interpretó que las sienitas foidíticas (~34 Ma; Viera-Décida, 2006) al sur de los intrusivos monzodioríticos del área de San José se formaron después. Por otra parte, Viera-Décida (2006) dató biotitas secundarias de un cuerpo gabróico del sector sur,

obteniendo una edad de ~33 Ma. Basándose en las relaciones de campo observadas, es posible inferir que las rocas sieníticas se formaron después que las gabróicas ya que, en todos los arroyos del sector sur de la sierra, se tienen diques y de manera escasa, sills cortando intrusivos de tales litologías. Este argumento puede ser apoyado por las dataciones realizadas por Bloomfield y Cepeda-Dávila (1973) ya que obtuvieron edades entre 29 y 27 Ma en rocas sieníticas y monzoníticas de la localidad de Carricitos.

En adición a esto, se tienen diversos cuellos volcánicos que, en su mayoría, están concentrados cerca del municipio de Burgos, Tamaulipas. El hecho de que estas estructuras se encuentren aún preservadas, podría indicar que su origen es relativamente reciente, en comparación con los plutones dentro del complejo magmático. Esto es confirmado ya que Viera-Décida (2006) obtuvo una edad de ~12 Ma mediante el método de K-Ar (roca total) para cuello volcánico de la localidad de El Panaderal. Aunado a esto, es posible inferir que la actividad magmática se reanudó de nuevo ya que diversos derrames lávicos han sido reportados en el área (*e.g.*, Treviño-Cázares, 2006). Aunque estos no están fechados, se infiere que son muy recientes ya que en la localidad de Mesa Morterios, se encuentran sobre un paquete de suelo que sobreyace la superficie erosionada de la Fm. Méndez.

En el caso de los diques y sills, no se cuenta con ninguna datación, lo que hace difícil definir el intervalo en el que estos se emplazaron. No obstante, podría inferirse que estos comenzaron a emplazarse durante la actividad del sector norte de la sierra ya que como ha sido señalado en el capítulo de Geoquímica, existen diques que se asocian químicamente a dichos intrusivos. De igual manera, se tienen cuerpos subvolcánicos cortando a todos los intrusivos del sector central y sur, haciendo posible el extender esta actividad hasta el Oligoceno. Por último, no existen reportes de diques o sills que estén relacionados a los cuellos subvolcánicos o que los corten. Sin embargo, el sill de Puerto Sardinias es químicamente similar a tales estructuras.

Por último, la presencia de diversos xenolitos de rocas plutónicas encontrados dentro y fuera de la sierra permite hacer inferencias geológicas importantes en el área de estudio. Primero, Watson (1937) reportó ijolitas al sur de los intrusivos del área de San José. Sin embargo, el hecho de que en este trabajo se haya encontrado un xenolito ijolítico en una monchiquita fuera de la sierra, indica la existencia de intrusivos de esta composición bajo

superficie. Esto es importante ya que este hallazgo, al igual que el de otros xenolitos gabróticos y sieníticos, sugiere que el magmatismo que llevó a la formación de este complejo no se limita a lo que se observa en superficie, sino que existen otros cuerpos emplazados en la corteza que no habían sido reportados anteriormente.

7.2. Lamprófidos en la Sierra de San Carlos y en su periferia

7.2.1. Trabajos previos

La presencia de lamprófidos ha sido reportada por Finlay (1904), Watson (1937) y Mendoza-Vargas (2010) en el área de San José, por Bloomfield y Cepeda-Dávila (1973) en el arroyo Las Nueces (Carricitos) y por Elizondo-Pacheco (2017) en la periferia de la sierra, cerca del arroyo San Lázaro. Aunque estos cuerpos han sido clasificados principalmente como camptonitas y monchiquitas, Finlay (1908) reportó un dique de vogesita en el área de San José. Nick (1988) denominó a un cierto grupo de diques como basálticos. Sin embargo, de acuerdo con sus descripciones petrográficas, podrían ser considerados como lamprófidos. Es importante señalar que la presencia de lamprófidos también se ha documentado en el complejo Sierra Maderas del Carmen (Hamblock, 2002) y en la Sierra de Tamaulipas (Ramírez-Fernández, 1996). Así mismo, se han encontrado fragmentos de lamprófidos cerca de la localidad de Sombrerete, en la Sierra de Picachos. Esto sugiere que la presencia de lamprófidos alcalinos es una característica particular de la Provincia Alcalina Oriental, siendo la única en México con tales litologías.

7.2.2. Clasificación

En el presente trabajo, diversos diques fueron clasificados como sannaitas, camptonitas y monchiquitas, aunque ciertos aspectos sobre su clasificación deben ser señalados. Primero, los ensamblajes mineralógicos no coinciden totalmente con los presentados en la clasificación de Le Maitre *et al.* (2002). Por ejemplo, no se encontró ningún lamprófido donde coexistieran cristales de anfíbol y biotita (exceptuando xenocristales). Por esta razón, fueron divididos petrográficamente en lamprófidos de anfíbol y en lamprófidos de mica. Por otro lado, fueron realizados análisis mineraloquímicos en tres muestras y en ninguna se cuenta con augitas ricas en Ti. En cambio, estos cuerpos presentan fenocristales clasificados como diópsido. Ningún cristal de olivino fue reconocido, a excepción de xenocristales reabsorbidos con coronas de reacción. De igual manera, tampoco se tienen

cristales de feldespatoideos o vidrio en la matriz. De esta forma, estas rocas no cumplen con los requisitos para ser clasificados como sannaitas, camptonitas o monchiquitas. Sin embargo, estos cuerpos tampoco pueden ser clasificados como las cuatro litologías restantes dentro del esquema ya que, en los lamprófidos de anfíbol, no se cuenta con hornblenda y lo mismo ocurre con la augita diopsídica y el olivino. Cabe mencionar que Stoppa *et al.* (2014) han señalado problemas de clasificación similares en el caso de lamprófidos alcalinos en Italia.

Todo lo antes mencionado lleva a preguntar si en realidad estas rocas pueden ser consideradas como lamprófidos o si la manera de clasificarlas requiere modificaciones. En primera instancia, estos cuerpos son clasificados como lamprófidos debido a la ausencia de fenocristales de feldespatos o feldespatoideos. De acuerdo con Streckeisen (1979), los lamprófidos también pueden ser clasificados como calcoalcalinos y alcalinos. El primer grupo se compone por la minetta, kersantita, vogesita y espesartita, mientras que el segundo por la sannaita, camptonita y monchiquita. Según Rock (1991), los lamprófidos calcoalcalinos se caracterizan por presentar anomalías negativas de Nb-Ta-Ti y los alcalinos por un patrón multielementos similar al de los basaltos alcalinos. Adicionalmente, este autor sugiere que los lamprófidos alcalinos presentan diópsido en lugar de augita, piroxenos sódicos, kaersutita en lugar de hornblenda y estructuras globulares con calcita y analcima. Conforme a esto, todos los lamprófidos estudiados son clasificados como alcalinos ya que tienen patrones que carecen de anomalías negativas de Nb-Ta-Ti y cumplen con las características mineralógicas mencionadas. En virtud de todo lo antes señalado, los nombres usados para clasificar a los lamprófidos estudiados fueron sannaita, camptonita y monchiquita. La sannaita, cuando $or > pl$, la camptonita cuando $pl > or$ y la monchiquita cuando no se reconocieron feldespatos en la matriz. En las muestras con feldespatos, estos se presentan en forma de masas irregulares o con texturas tipo *quench* (e.g., formas dendríticas o de gavilla), estando comúnmente acompañados de analcima. Es necesario mencionar que, en la mayoría de los casos, las matrices de estas rocas exhiben un tamaño de grano tan fino que es imposible reconocer las fases presentes con un microscopio petrográfico. No se descarta la posibilidad que las matrices de las monchiquitas hayan tenido vidrio, pero este se haya alterado.

7.3. Evidencias de procesos en un sistema abierto

En la mayoría de los lamprófidos fueron reconocidas texturas de desequilibrio. Estas comúnmente se presentan como múltiples bandas de crecimiento de hedenbergita color verde a lo largo del cristal. De igual manera, aunque sólo en las muestras MON1 y BAD1, se tienen fenocristales con núcleos euhedrales y reabsorbidos de hedenbergita color verde los cuales llegan a mostrar texturas de criba. En comparación con las zonas de diópsido que las cubren, las zonas de hedenbergita presentan composiciones más evolucionadas teniendo alto Fe, Mn y Na con bajo Mg, Ca, Al y Ti. Al igual que las bandas de crecimiento, un cristal con textura celular es una indicación clara de que el sistema magmático se encontraba abierto (Streck, 2008). A pesar de que los núcleos verdes podrían ser explicados como xenocristales tomados del encajonante, no son interpretados de esta manera. Se propone que magmas de composición básica interaccionaron con pequeñas fracciones de un magma más evolucionado (rico en Fe, Mn y Na) donde los núcleos de hedenbergita cristalizaron (*e.g.*, Bédard *et al.*, 1988; Arzamastsev *et al.*, 2009; Panina *et al.* 2017). Algunos de estos al entrar en contacto con un magma más caliente fueron reabsorbidos, mientras que otros solamente funcionaron como puntos de nucleación. Esto explicaría la presencia de núcleos hedenbergíticos euhedrales. Así mismo, las bandas de crecimiento entre el núcleo y el borde de diversos cristales podrían representar diferentes estadios de cristalización a medida que los diferentes magmas se homogeneizaban. Cabe mencionar que en estas últimas se pueden reconocer hiatos de cristalización donde preferentemente ocurrió disolución en los bordes del cristal. Por último, se resalta que las condiciones P-T de los clinopiroxenos no fueron calculadas debido a este continuo cambio en la composición química del fundido. La mayoría de los geotermobarómetros necesitan la composición del vidrio en la matriz o están calibrados para magmas anhidros (*e.g.*, Putirka 2008).

Por otro lado, en la muestra MMED1 se reconocieron bordes de crecimiento de magnesio-hastingsita en fenocristales de kaersutita. Estos bordes vienen acompañados de un ligero aumento de Fe, Na y Mn con una disminución en el Ti y #Mg. Según Batki *et al.* (2014), una composición similar podría indicar la cristalización en un magma más evolucionado o bajo diferentes condiciones. En este trabajo, dichos bordes de magnesio-hastingsita son interpretados como análogos de los bordes de hedenbergita en diópsidos.

Del mismo modo, en la muestra MON1 se tienen abundantes fenocristales anfíbol reabsorbidos ya sea pervasivamente o con bordes irregulares. En la mayoría de los casos se tienen bordes de reacción de óxidos de Fe-Ti, mientras que sólo en pocos se reconoció diópsido. De acuerdo a Streck (2008), el crecimiento de clinopiroxeno a partir de un anfíbol (no como una zona de reacción) es una señal de un sistema abierto. Con base a los trabajos de Browne y Gardner (2006) y De Angelis *et al.* (2015), se interpreta que estos bordes de reacción son producto de calentamiento por recargas magmáticas. Esto debido a que el crecimiento de tales bordes de reacción no es muy favorecido durante eventos de descompresión.

Aunado a lo anterior, se reconocieron evidencias de desequilibrio a pequeña escala después de haber calculado las condiciones P-T de algunos cristales de kaersutita. Para este caso, no es necesario la composición química del vidrio en la matriz si es usado el geotermobarómetro de Ridolfi y Renzulli (2012). Como fue señalado en el Capítulo 5, en la muestra MMED1 se tiene un fenocristal de kaersutita con cambios drásticos en las condiciones P-T a las cuales se formó. Si se excluyen zonas reabsorbidas, la formación de este cristal se dio a una temperatura y profundidad promedio de 1049.2°C y 37 km, respectivamente. Sin embargo, en una de las zonas previamente mencionadas, se obtiene una temperatura de 1025.2°C y una profundidad de 24 km. Esta última coincide en gran medida con las condiciones obtenidas en el borde de un fenocristal de la muestra MON1 ($T_{\text{calc}} = 1025.5 \text{ } ^\circ\text{C}$; $h = 25 \text{ km}$). Esta similitud en condiciones es interpretada como producto de descompresión del magma al llegar a la base de la corteza continental para después iniciar su ascenso a través de esta.

La última evidencia de que el sistema magmático que formó a los lamprófidos se encontraba abierto, es la presencia de xenolitos corticales. El hecho de que estos últimos sólo hayan sido encontrados en lamprófidos, puede indicar que los magmas al ser ricos en volátiles experimentaron un ascenso violento. Esto, aunado a su alta temperatura, provocó el desprendimiento de diversos fragmentos del encajonante.

Por último, en el dique de sienita foidítica (SLZ5) se reconocieron dos zonas ricas en Ba en el borde de un fenocristal de sanidino. Según Streck (2008), esto puede ser interpretado como producto de una mezcla con un fundido menos evolucionado rico en Ba.

7.4. Cristalización tardía de minerales en lamprófidos y sienitas foidíticas

Una de las características más importantes en los lamprófidos es la abundante presencia de analcima en la matriz y dentro de estructuras globulares. Acompañando a esta, se tiene comúnmente calcita, feldespatos y cristales de aegirina. Estos últimos como rebordes en cristales de diópsido. De igual manera, se tienen vetillas tardías rellenas de calcita y analcima. Debido a que no se reconocieron evidencias que indiquen un origen secundario de la analcima, esta es interpretada como un mineral primario tardío (*e.g.*, Stoppa *et al.*, 2014). De acuerdo a estos autores, la formación de los minerales antes mencionados puede deberse a la concentración de sílice, aluminio y álcalis durante las últimas etapas de cristalización. A esto, se le suma el exceso de Fe^{+3} que debió tener el líquido residual ya que es necesario para la cristalización de aegirina. Probablemente este exceso sea producto de los procesos de mezcla a pequeña escala con un magma evolucionado previamente discutidos. Así mismo, la presencia de segregaciones leucocráticas con abundantes micas o piroxenos diseminados ha sido interpretada como producto de inmiscibilidad líquida de un fundido rico en volátiles (*e.g.*, Phillips, 1973; Szabó *et al.* 1993).

Por otro lado, en el dique de sienita foidítica se reconocieron minerales tardíos los cuales rellenan intersticios o se presentan como bordes de reemplazamiento. En el primer caso, se tienen cristales aciculares de ilmenita rica en Mn-Nb y cristales de fluorita con inclusiones de estroncio-burbankita. En el segundo caso, se tienen bordes de ilmenita rica en Nb reemplazando fenocristales de titanita. En base a las texturas observadas, estos minerales son interpretados como cristalizados tardíos formados a partir de un líquido rico en HFSE, F y Sr.

7.3. Relaciones genéticas entre los intrusivos y las rocas subvolcánicas

Uno de los objetivos de este trabajo buscar la correlación la existencia de relaciones genéticas entre los plutones que conforman la Sierra de San Carlos y los diques y sills emplazados dentro y fuera de ella. La idea principal y modelo más simple, era que en efecto estaban relacionados, siendo los cuerpos subvolcánicos pequeñas ramificaciones de los intrusivos hacia el encajonante. De manera contraria, la revisión geoquímica detallada de las rocas en esta parte del complejo reveló en la mayoría de los casos, que no existen evidencias que sustenten una correlación entre los intrusivos y los cuerpos subvolcánicos.

Primero, se descarta alguna relación entre las rocas básicas y ultrabásicas subvolcánicas e intrusivas ya que los patrones REE de ambas presentan diferentes grados de enriquecimiento con respecto a la condrita. De igual manera, los diques de sienita foidítica tienen patrones REE más enriquecidos que los que muestran las rocas intrusivas. Esto sugiere que las primeras vienen de una fuente más enriquecida o que las rocas básicas a partir de las cuales evolucionaron, fueron generadas con grados de fusión parcial más bajos. Para el caso de las rocas sieníticas subvolcánicas existen diversos patrones REE y multielementos, pero ninguno de estos coincide con los que exhiben los intrusivos. La excepción de todo el complejo son las rocas del sector norte ya que son las únicas que tienen patrones que coinciden en gran medida en ambos tipos de roca. Esto, aunado al hecho de que no existen rocas con anomalía negativa de Nb-Ta dentro del sector central, sur o en la periferia de la sierra, sugiere que la generación de las rocas monzodioríticas fue un evento puntual en el tiempo.

Un aspecto que resaltar de las rocas subvolcánicas de composición básica y ultrabásica (exceptuando las del área de San José), es que existen ciertos diques y sills que, a pesar de estar espacialmente distanciados por kilómetros, presentan una química muy similar con patrones REE y multielementos casi idénticos. Esto más que indicar una conexión entre estos cuerpos bajo superficie, es interpretado como magmas generados a partir de la misma fuente mantélica a condiciones similares los cuales ascendieron por diferentes conductos. El mismo caso sucede con la mayoría de los cuellos volcánicos y el sill de la localidad de Puerto Sardinias. Aunque se encuentran a kilómetros de distancia, exhiben patrones que pueden asociados a una fuente mantélica similar.

Por otra parte, los enclaves reportados por Nick (1988) en el sector central de la sierra y el xenolito ijolítico encontrado cerca de Boca de Álamos, no presentan semejanzas con ninguna de las rocas presentes en el complejo. Este último presenta una anomalía positiva de Nb-Ta la cual puede estar ligada a la abundante presencia de titanitas o de otras fases capaces de almacenar tales elementos (*e.g.*, ilmenitas ricas en Nb). Es importante resaltar que este tipo de anomalía no había sido reportada en ninguna de las rocas de la SSCC y que podría indicar que esta roca se formó a partir de una fuente mantélica muy particular enriquecida en Nb y Ta. De manera contrastante, el xenolito granítico encontrado cerca de

San Lázaro es la muestra con la anomalía negativa de Nb-Ta más pronunciada, haciendo imposible su correlación con otras rocas del complejo.

En resumen, los diagramas multielementos y REE indican que, a excepción del sector norte, los cuerpos intrusivos e hipabisales de la Sierra de San Carlos y su periferia no pueden ser relacionados entre sí. Sin embargo, se tiene un pequeño grupo de cuerpos subvolcánicos de composición básica y ultrabásica que potencialmente se generaron a partir de una fuente mantélica muy similar. Podría decirse que los intrusivos de la sierra y el enjambre de diques y sills son el resultado de eventos magmáticos diferentes ocurridos durante el Eoceno-Oligoceno. En estos, se tuvo la participación de diversas fuentes mantélicas fundidas a condiciones variables, produciendo magmas que experimentaron procesos magmáticos diferentes y un ascenso por múltiples conductos hacia la superficie.

7.4. Fuente mantélica: metasomatismo previo a la fusión parcial

De acuerdo con el análisis realizado, se identificaron dos tipos de fuentes mantélicas metasomatizadas. La primera de ellas les dio características geoquímicas “tipo arco” a las rocas monzodioríticas de la parte norte de la Sierra de San Carlos. Las rocas de este sector normalmente tienen concentraciones de Ba y Sr > 1000 ppm y en el diagrama Ta/Yb vs Th/Yb se encuentran fuera del arreglo del manto, siguiendo la tendencia de enriquecimiento por procesos de subducción. De igual forma, es importante señalar que en este diagrama y en el de Nb* vs Ta* estas muestras se ubican cerca de los promedios IAB de Li *et al.* (2015). Esto más que indicar un posible ambiente tectónico de arco de isla, apoyándose en el diagrama de $(Ta/La)_N$ vs $(Hf/Sm)_N$ y en el La/Yb vs Nb/La, es interpretado como el resultado de la fusión parcial de una manto litosférico previamente metasomatizado por procesos de subducción (*e.g.*, Zheng, 2019). Se interpreta que esta fuente era limitada y no existía la manera que los agentes metasomáticos que la habían afectado fueran repuestos. Esto explicaría el hecho de que las rocas monzodioríticas sean las únicas en el complejo en presentar características geoquímicas “tipo arco” (*e.g.*, anomalía negativa de Nb-Ta) y que se hayan generado durante un periodo en particular (~38-37 Ma). Cabe mencionar que diversos arcos magmáticos se desarrollaron durante el Triásico-Jurásico en el paleo-margen occidental mexicano, haciendo muy probable que esta actividad haya modificado la composición química del manto litosférico debajo de esta región.

Por otra parte, se identificó una segunda fuente metasomatizada a partir de la cual se generaron la mayoría de las rocas subvolcánicas del complejo bajo estudio. Estas rocas presentan relaciones Nb/U ligeramente por debajo del promedio establecido para los basaltos tipo OIB (Hoffman *et al.*, 1986) lo cual puede ser interpretado como producto de algún evento metasomático previo (*e.g.*, Verma, 2006). Sin embargo, tal evento debió ser químicamente diferente al discutido en el párrafo anterior. Esto es interpretado ya que las rocas generadas a partir de esta fuente, además de estar enriquecidas en LILE (Ba y Sr >1000 pm), presentan altas concentraciones de LREE (La = ~50-150 ppm; Ce = ~100-300 ppm) y patrones multielementos sin anomalías negativas de Nb-Ta. Aunado a esto, los diagramas La/Yb vs Nb/La y Ba/Rb vs Rb/Sr sugieren una fuente más profunda en la cual el anfíbol fue la fase hidratada dominante. Esto último es apoyado mediante modelos de fusión parcial los cuales sugieren que diversas proporciones de anfíbol y biotita en una lherzolita de granate estuvieron involucradas en el proceso de generación de estos magmas. Es probable que el proceso metasomático que afectó a este manto sea similar al propuesto por Pilet (2015). En este se tiene el ascenso de una columna astenosférica la cual contiene litologías fértiles que se funden y generan magmas que percolan, se diferencian y se estancan en el manto en forma de venas metasomáticas. Posteriormente, la fusión de estas venas es la responsable de generar magmas alcalinos. Otra alternativa sería que la fuente ya estuviera metasomatizada por procesos geológicos desconocidos.

Por otra parte, la presencia de rocas peralcalinas subsaturadas de composición intermedia apoya la existencia de esta segunda fuente metasomatizada. De acuerdo con Marks y Markl (2017), el enriquecimiento de halógenos, HSFE y REE en estas rocas, no puede ser explicado únicamente mediante una historia prolongada de diferenciación magmática. Ellos señalan la necesidad de un pre-enriquecimiento metasomático de la fuente como requisito para la generación de rocas peralcalinas.

Todo lo antes mencionado, implica que durante la generación de la SSCC ocurrieron cambios considerables en el manto para poder pasar de la generación de rocas con características “tipo arco”, a rocas enriquecidas en LREE y HFSE en pocos millones de años. Aunado a estos dos tipos, se tiene un grupo de rocas gabróicas primitivas con altos contenidos de MgO, Ni y Cr las cuales no presentan características geoquímicas tipo “arco”

y exhiben bajas concentraciones de LILE, LREE y HFSE. Según los datos geocronológicos disponibles y las relaciones de campo, estas rocas se generaron después del magmatismo del sector norte pero antes que las rocas más alcalinas y jóvenes de la sierra. El mayor problema con estas rocas es que los datos disponibles (Nick, 1988) carecen de elementos que son útiles para su análisis petrológico, complicando así poder hacer inferencias importantes con respecto a su génesis. Aunque los modelos de fusión parcial indican que estas rocas se generaron a partir de una lherzolita de granate con poco o sin aporte de minerales hidratados con valores de F entre 5 y 10%, también es posible explicar su origen mediante la reacción de peridotita con magmas alcalinos (*e.g.*, Pilet, 2015)

7.5. Ambiente tectónico e implicaciones a escala regional: subducción-intraplaca vs postcolisional-intraplaca

Diferentes ambientes tectónicos han sido propuestos para explicar la generación de las rocas magmáticas en la SSCC. Autores como Nick (1988), Viera-Décida *et al.* (2009), Poliquin (2009) han sugerido que las rocas del sector norte (área de San José) son producto de actividad relacionada a procesos de subducción después de la migración del arco desde el oeste hacia el este de México durante el Eoceno. Así mismo, favorecieron el retroceso de la placa Farallón a su posición original como resultado de un proceso de *roll-back*. Esto desencadenó el ascenso de material astenosférico generando así las rocas más jóvenes en un ambiente extensional. Sin embargo, de acuerdo con las interpretaciones hechas en el presente trabajo, tal escenario tectónico es discutible.

En primer lugar, el ambiente de arco continental que ha sido propuesto para las rocas monzodioríticas de composición intermedia y ácida ha sido inferido a partir de los diagramas de Pearce (1984) (*e.g.*, Viera-Décida *et al.*, 2009; Mendoza-Vargas, 2010; Poliquin, 2009). Esto, a pesar de que dichos diagramas fueron construidos para clasificar únicamente rocas graníticas. Sin embargo, es importante señalar que la posición que estas rocas presentan en tales diagramas hace posible relacionarlos a un ambiente postcolisional (Pearce, 1996). De igual manera, el hecho de que gran parte de las rocas de este sector sean magnesianas con un carácter alcalino-cálcico dominante, permite asociarlas al ambiente ya mencionado (*e.g.*, Frost y Frost, 2008). De acuerdo con los diagramas tectonomagmáticos para rocas intermedias (Verma y Verma, 2013) y ácidas (Verma *et al.*, 2013) realizados en

el presente trabajo, todas las rocas del sector norte de la sierra pertenecen al campo colisional. Esto argumenta en contra del ambiente de subducción que típicamente había sido interpretado ya que estos diagramas fueron construidos especialmente para rocas de tales composiciones. Sin embargo, es necesario aclarar que el ambiente colisional puede ser dividido en un ambiente sincolisional y otro postcolisional (Harris *et al.* 1986) y que los diagramas de Verma y Verma (2013) y Verma *et al.* (2013) no hacen distinción entre estos ambientes.

Algo similar sucede con las rocas básicas del área de San José. Estas corresponden al campo de rocas de arco de isla en los diagramas de Agrawal *et al.* (2008) y Verma y Agrawal (2011). En primer lugar, estos diagramas no son capaces de separar un arco continental de un arco de isla. Dicho esto, sería más comprensible si se tratara de un ambiente de arco continental ya que un ambiente de arco de isla no es viable de acuerdo con la tectónica establecida para el Cenozoico en el noreste de México. Sin embargo, también hay que considerar que estos diagramas de discriminación no cuentan con un campo colisional. En caso de que las rocas básicas (al igual que las intermedias y ácidas) pertenecieran a este ambiente, su ausencia en los diagramas haría que las rocas básicas se asociaran al ambiente más parecido químicamente (en este caso un arco).

En el presente estudio se propone que las rocas de composición básica con características geoquímicas “tipo arco” se generaron durante un ambiente tectónico postcolisional, a partir de la fusión parcial de una fuente mantélica previamente metasomatizada por procesos de subducción antiguos. Estas, al experimentar procesos de diferenciación magmática, generaron las rocas de composición intermedia y ácida ya que un proceso de asimilación cortical ha sido descartado por Nick (1988) y por Viera-Décida *et al.* (2009) mediante datos isotópicos. Cabe mencionar que el ambiente tectónico postcolisional interpretado en este trabajo está en armonía con la tectónica regional establecida para ese tiempo. Las edades más jóvenes de deformación reportadas para el Orógeno Mexicano durante el Eoceno en la parte del antepaís (~56-45 Ma; Fitz *et al.*, 2016; Ramírez-Peña, 2017) son ligeramente más antiguas que las reportadas por Poliquin (2009) para las rocas del sector norte de la Sierra de San Carlos (~38-37 Ma).

Por otro lado, todas las demás rocas de composición ultrabásica, básica e intermedia ya sean intrusivas o subvolcánicas, se encuentran asociadas a un ambiente extensional. Este régimen tectónico se estableció pocos millones de años después del postcolisional y puede estar relacionado al progresivo ascenso astenosférico provocado por el hundimiento o rompimiento de la placa Farallón. Esto como respuesta la disminución en la convergencia entre esta placa y la de Norteamérica hace ~50 Ma (*e.g.*, White *et al.*, 2008; Parker *et al.*, 2012; Parker *et al.*, 2017). Así mismo, este hundimiento de la placa Farallón podría ser atribuido a la extensa eclogitización de la meseta oceánica Hess la cual de acuerdo a Liu *et al.* (2010), pudo haber pasado por debajo de Texas hace ~50-45 Ma. En conclusión, en este escenario tectónico se tiene el ascenso astenosférico antes mencionado, el cual en primera instancia provocó la perturbación del manto litosférico metasomatizado por antiguos procesos de subducción. Como consecuencia, fueron generados los primeros lotes de magmas que, al solidificar en la corteza, formaron los plutones expuestos hoy en día en el área de San José. Al agotarse esta fuente y teniéndose el continuo ascenso astenosférico, este manto empezó a fundirse por descompresión adiabática. Los magmas generados percolaron y se diferenciaron en el manto quedando estancados en forma de venas metasomáticas, proceso similar al propuesto por Pilet (2015). Posteriormente, como producto de la continua adición de este tipo de venas en el manto, su gradiente termal fue modificado. Esto provocó la fusión parcial de estas zonas metasomatizadas y generó diversos magmas de composición básica y ultrabásica. Una parte de estos magmas ascendió y se enfrió en la corteza. Mientras que otra parte experimentó procesos de diferenciación magmática, generando así la gran variedad de rocas sieníticas observadas en el complejo.

8. CONCLUSIONES

- ❖ La presencia de xenolitos de rocas plutónicas dentro de lamprófidos sugiere la existencia de intrusivos litológicamente diversos emplazados en la corteza que no habían sido reportados anteriormente.
- ❖ Los lamprófidos estudiados fueron clasificados químicamente como alcalinos y petrográficamente como sannaitas, camptonitas y monchiquitas. Sin embargo, existen problemas al aplicar el esquema de clasificación actual. Incluyendo la Sierra de San Carlos, estas litologías se pueden encontrar solamente en cuatro localidades de México.
- ❖ Los lamprófidos presentan diferentes texturas de desequilibrio en fenocristales de clinopiroxeno y anfíbol las cuales sugieren la interacción con un magma más evolucionado rico en Fe, Na y Mn. Así mismo, dichas texturas indican la ocurrencia de procesos de recarga y de descompresión durante su ascenso. De igual manera, la existencia de sectores ricos en Ba en fenocristales de sanidino en sienitas foidíticas indica la mezcla con un magma menos evolucionado rico en Ba.
- ❖ La revisión geoquímica detallada de las rocas magmáticas de la Sierra de San Carlos reveló que, a excepción de las rocas del sector norte, no existen evidencias que sustenten una correlación entre los intrusivos y los cuerpos subvolcánicos emplazados dentro y fuera de ella.
- ❖ Dos tipos de fuentes mantélicas metasomatizadas fueron reconocidas. La primera de ellas está enriquecida en LILE, empobrecida en HFSE y generó las rocas monzodioríticas de la parte norte de la sierra. Se interpreta que esta fuente era limitada y que los agentes metasomáticos que la afectaron son producto de procesos de subducción antiguos. En cambio, la segunda fuente es una zona del manto dominada por granate con diferentes proporciones de anfíbol y biotita. Esta fuente fue capaz de generar magmas de composición básica y ultrabásica enriquecidas en LILE, HFSE y REE. Una parte de estos experimentaron procesos de diferenciación magmática prolongados, formando así, las rocas sieníticas expuestas en el complejo.

- ❖ La generación de las rocas ígneas en la Sierra de San Carlos se dio en dos etapas. La primera de ellas durante un régimen post-colisional, después del evento orogénico que llevó a la formación de la Sierra Madre Oriental. La segunda durante un régimen de extensión continental el cual no generó deformación apreciable en la corteza. Ambas fases de magmatismo pueden ser atribuidas al ascenso mantélico provocado por el hundimiento o rompimiento de la Placa Farallón durante su paso por debajo del noreste de México en el Eoceno-Oligoceno.

BIBLIOGRAFÍA

Agrawal, S., Guevara, M., Verma, S. P. (2008). Tectonic discrimination of basic and ultrabasic volcanic rocks through log-transformed ratios of immobile trace elements. *International Geology Review*, 50(12), 1057-1079.

Aldanmaz, E., Pearce, J. A., Thirlwall, M. F., Mitchell, J. G. (2000). Petrogenetic evolution of late Cenozoic, post-collision volcanism in western Anatolia, Turkey. *Journal of volcanology and geothermal research*, 102(1-2), 67-95.

Alemán-Gallardo, E. A. (2016). Arcos magmáticos del Ordovícico y del Carbonífero en el basamento de la Sierra Madre Oriental en el Anticlinorio Huizachal Peregrina. Facultad de Ciencias de la Tierra, Universidad Autónoma de Nuevo León, Tesis de Maestría, 195.

Alfonso-Zwanziger, J. (1978). Geología regional del sistema sedimentario Cupido: Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros, v. 30.

Allaby, M. (2013). *Oxford Dictionary of Geology & Earth Sciences*: Oxford University Press, 660 pp.

Allan, J. F., Carmichael, I. S. E. (1984). Lamprophyric lavas in the Colima graben, SW Mexico. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 88(3), 203-216.

Almanza-García, C., E. (2018). Mineralogía y geoquímica de las cenizas volcánicas lteradas de la Formación San Felipe, Sierra Madre Oriental, Galeana, N.L. Facultad de Ciencias de la Tierra, Universidad Autónoma de Nuevo León, Tesis de Licenciatura, 91.

Anderson, T. H., Rodríguez-Castañeda, J. L., Silver, L. T. (2005). Jurassic rocks in Sonora, Mexico: Relations to the Mojave-Sonora megashear and its inferred northwestward extension. *Geological Society of America Special Papers* 393, 51-95.

Aranda-Gómez, J. J., Luhr, J. F., Housh, T. B., Valdez-Moreno, G., Chávez-Cabello, G. (2005). El volcanismo tipo intraplaca del Cenozoico tardío en el centro y norte de México: una revisión. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 57 (3), 187-225.

Arvizu, H. E., Iriando, A., Izaguirre, A., Chávez-Cabello, G., Kamenov, G. D., Solís-Pichardo, G., Foster, D. A. Lozano-Santa Cruz, R. (2009). Rocas graníticas pérmicas en la Sierra Pinta, NW de Sonora, México: Magmatismo de subducción asociado al inicio del margen continental activo del SW de Norteamérica. *Revista mexicana de ciencias geológicas*, 26 (3), 709-728.

Arzamastsev, A. A., Arzamastseva, L. V., Bea, F., Montero, P. (2009). Trace elements in minerals as indicators of the evolution of alkaline ultrabasic dike series: LA-ICP-MS data for the magmatic provinces of northeastern Fennoscandia and Germany. *Petrology*, 17(1), 46-72.

Ayers, J. (1998). Trace element modeling of aqueous fluid-peridotite interaction in the mantle wedge of subduction zones. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 132, 390-404.

- Barboza-Gudiño, J. R., Ocampo-Díaz, Y. Z. E., Zavala-Monsiváis, A., López-Doncel, R. A. (2014). Procedencia como herramienta para la subdivisión estratigráfica del Mesozoico temprano en el noreste de México. *Revista mexicana de ciencias geológicas*, 31 (3), 303-324.
- Barboza-Gudiño, J. R., Orozco-Esquivel, M. T., Gómez-Anguiano, M., Zavala-Monsiváis, A. (2008). The early Mesozoic volcanic arc of western North America in northeastern Mexico. *Journal of South American Earth Sciences*, 25 (1), 49-63.
- Barboza-Gudiño, J. R., Torres-Hernández, J. R., Villasuso-Martínez, R. (2016). Revisión estratigráfica y estructura de la Sierra Plomosa, Chihuahua. *Revista mexicana de ciencias geológicas*, 33 (2), 221-238.
- Barboza-Gudiño, J. R., Zavala-Monsiváis, A., Venegas-Rodríguez, G., Barajas-Nigoche, L. D. (2010). Late Triassic stratigraphy and facies from northeastern Mexico: Tectonic setting and provenance. *Geosphere*, 6 (5), 621-640.
- Barboza, J. R., Hoppe, M., Gómez, M., Martínez, P. R. (2004). Aportaciones para la interpretación estratigráfica y estructural de la porción noroccidental de la Sierra de Catorce, San Luis Potosí, México. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 21 (3), 299-319.
- Barker, D. S. (1977). Northern Trans-Pecos magmatic province: Introduction and comparison with the Kenya rift. *Geological Society of America Bulletin*, 88 (10), 1421-1427.
- Barker, D. S. (1979). Magmatic evolution in the Trans-Pecos province. *Cenozoic geology of the Trans-Pecos volcanic field of Texas: The University of Texas at Austin Bureau of Economic Geology Guidebook*, 19, 4-9.
- Barker, D. S. (1987). Tertiary alkaline magmatism in Trans-Pecos Texas. *Geological Society, London, Special Publications*, 30 (1), 415-431.
- Barker, D. S., Long, L. E., Hoops, G. K., Hodges, F. N. (1977). Petrology and Rb-Sr isotope geochemistry of intrusions in the Diablo Plateau, northern Trans-Pecos magmatic province, Texas and New Mexico. *Geological Society of America Bulletin*, 88 (10), 1437-1446.
- Barth, A. P. Wooden, J. L. (2006). Timing of magmatism following initial convergence at a passive margin, southwestern US Cordillera, and ages of lower crustal magma sources. *Journal of Geology*, 114 (2), 231-245.
- Bartolini C., Mickus K. (2001). Tectonic Blocks, Magmatic Arcs, and Oceanic Terrains: A Preliminary Interpretation Based on Gravity, Outcrop, and Subsurface Data, Northeast-central Mexico. *American Association of Petroleum Geologists, Memoirs* 75, 29-44.
- Bartolini, C., Lang, H., Spell, T. (2003). Geochronology, geochemistry and tectonic setting of the Mesozoic Nazas arc in north-central Mexico, and its continuation to northern South America, en Bartolini, C., Bufer, R. T., Blickwede, J., (eds.), *The Circum- Gulf of Mexico*

and the Caribbean: Hydrocarbon Habitats, Basin Formation, and Plate Tectonics: American Association of Petroleum Geologists Memoir, 79, 427-461.

Bartolini, C., Lang, H., Stinnesbeck, W. (1999). Volcanic rock outcrops in Nuevo Leon, Tamaulipas and San Luis Potosí, Mexico: remnants of the Permian-early Triassic magmatic arc?. En Bartolini, C., Wilson, J. L., Lawton, T. F. (eds.), Mesozoic sedimentary and tectonic history of north-central Mexico: Boulder, Colorado, Geological Society of America Special Paper, 340, 347-355.

Bastin, E. S. (1937). Ore deposits of the San Carlos mountains. Geology and Biology of the San Carlos mountains, Tamaulipas, México. Univ. Michigan Press., Sci. Series, 12, 157-206.

Batki, A., Pál-Molnár, E., Dobosi, G., Skelton, A. (2014). Petrogenetic significance of ocellar camptonite dykes in the Ditrău Alkaline Massif, Romania. Lithos, 200, 181-196.

Bédard, J. H., Francis, D. M., Ludden, J. (1988). Petrology and pyroxene chemistry of Montereian dykes: the origin of concentric zoning and green cores in clinopyroxenes from alkali basalts and lamprophyres. Canadian Journal of Earth Sciences, 25(12), 2041-2058.

Befus, K. S., Hanson, R. E., Lehman, T. M., Griffin, W. R. (2008). Cretaceous basaltic phreatomagmatic volcanism in west Texas: maar complex at Pena Mountain, Big Bend National park. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 173 (3-4), 245-264.

Best, M.G. (2003). Igneous and metamorphic petrology: Blackwell Publishing, 729 pp.

Bloomfield, K., Céspedes-Dávila, L. (1973). Oligocene alkaline igneous activity in NE Mexico. Geological Magazine, 110 (6), 551-555.

Bogatikov, V.A., Machotkin, I.L., Kononova, V.A., 1985, Lamproites and their place in the systematics of high-magnesium potassic rocks: Proceedings of the Russian Academy of Sciences, 12, 3-10.

Breyer, J. A., Busbey III, A. B., Hanson, R. E., Befus, K. E., Griffin, W. R., Hargrove, U. S., Bergman, S. C. (2007). Evidence for Late Cretaceous volcanism in Trans-Pecos Texas. The Journal of geology, 115 (2), 243-251.

Browne, B. L., Gardner, J. E. (2006). The influence of magma ascent path on the texture, mineralogy, and formation of hornblende reaction rims. Earth and Planetary Science Letters, 246(3-4), 161-176

Buddington, A. F., Lindsley, D. H. (1964). Iron-titanium oxide minerals and synthetic equivalents. Journal of petrology, 5(2), 310-357.

Camacho-Angulo, F. (1993). Compilación geológica de la vertiente del Golfo de México: Veracruz, Ver., Comisión Federal de Electricidad, Subdirección Técnica, Gerencia de Estudios de Ingeniería Civil, Subgerencia de Estudios Geológicos, Departamento de Geología, Zona Golfo, 169.

- Campa, M. F., Coney, P. J. (1983). Tectono-stratigraphic terranes and mineral resource distributions in Mexico. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 20 (6), 1040-1051.
- Dickinson, W. R., Lawton, T. F. (2001). Carboniferous to Cretaceous assembly and fragmentation of Mexico. *Geological Society of America Bulletin*, 113 (9), 1142-1160.
- Camprubí, A. (2013). Tectonic and metallogenetic history of Mexico. *Society of Economic Geologists, Special Publication*, 17.
- Cantagrel, J. M., Robin, C. (1979). K-Ar dating on eastern Mexican volcanic rocks—relations between the andesitic and the alkaline provinces. *Journal of volcanology and geothermal research*, 5 (1-2), 99-114.
- Castañeda-Narvaez, E. (2018). Magmatismo Triásico-Jurásico en el NE de México (Localidades: Galeana y Mina, N.L.): Evidencias geoquímicas y geocronológicas. Facultad de Ciencias de la Tierra, Universidad Autónoma de Nuevo León, Tesis de Licenciatura, 94.
- Castillo-Oliver, M., Melgarejo, J. C., Galí, S., Pervov, V., Gonçalves, A. O., Griffin, W. L., Pearson, N. J., O'Reilly, S. Y. (2017). Use and misuse of Mg-and Mn-rich ilmenite in diamond exploration: a petrographic and trace element approach. *Lithos*, 292, 348-363.
- Chakhmouradian, A. R., Mitchell, R. H. (1999). Niobian ilmenite, hydroxylapatite and sulfatian monazite; alternative hosts for incompatible elements in calcite kimberlite from Internatsional'naya, Yakutia. *The Canadian Mineralogist*, 37(5), 1177-1189.
- Chakhmouradian, A. R., Zaitsev, A. N. (2012). Rare earth mineralization in igneous rocks: sources and processes: *Elements*, 8(5), 347-353.
- Chávez-Cabello, G. (2005). Deformación y magmatismo cenozoicos en el sur de la Cuenca de Sabinas, Coahuila, México. Centro de Geociencias, Universidad Nacional Autónoma de México, Tesis doctoral, 266.
- Chen, Y., Zhang, Y., Graham, D., Su, S., Deng, J. (2007). Geochemistry of Cenozoic basalts and mantle xenoliths in Northeast China: *Lithos*, 96(1), 108-126.
- Clark, K. F., Foster, C. T., Damon, P. E. (1982). Cenozoic mineral deposits and subduction-related magmatic arcs in Mexico. *Geological Society of America Bulletin*, 93 (6), 533-544.
- Cochrane, R., Spikings, R., Gerdes, A., Ulianov, A., Mora, A., Villagómez, D., Putlitz, B., Chiaradia, M. (2014). Permo-Triassic anatexis, continental rifting and the disassembly of western Pangaea. *Lithos*, 190, 383-402.
- Cruz-Gámez, E. M., Velasco-Tapia, F., Ramírez-Fernández, J. A., Jenchen, U., Rodríguez-Saavedra, P., Rodríguez-Díaz, A. A., Iriondo, A. (2017). Volcanic sequence in Late Triassic–Jurassic siliciclastic and evaporitic rocks from Galeana, NE Mexico. *Geologica Acta: an international earth science journal*, 15 (2) 89-106.

Cruz-Uribe, A. M., Marschall, H. R., Gaetani, G. A., Le Roux, V. (2018). Generation of alkaline magmas in subduction zones by partial melting of mélange diapirs: An experimental study. *Geology*, 46(4), 343-346.

Damon, P. E., Shafiqullah, M., Clark, K. F. (1981). Age trend of igneous activity in relation to metallogenesis in Southern Cordillera, en Dickinson, W. R., Payne, W. D., (eds.), *Relations to ore deposits in Southern Cordillera Arizona*: Tucson, Arizona, U.S.A. Geological Society Digest, Tucson, Arizona, 137-154.

Daugherty, F. W. (1963). La Cueva intrusive complex and dome, northern Coahuila, Mexico. *Geological Society of America Bulletin*, 74 (12), 1429-1438.

De Angelis, S. H., Larsen, J., Coombs, M., Dunn, A., Hayden, L. (2015). Amphibole reaction rims as a record of pre-eruptive magmatic heating: an experimental approach. *Earth and Planetary Science Letters*, 426, 235-245.

Demant, A., y Robin, C. (1975). Las fases del vulcanismo en México: una síntesis en relación con la evolución geodinámica desde el Cretácico. *Revista mexicana de ciencias geológicas*, (1), 4.

Di Giuseppe, P., Agostini, S., Manetti, P., Savaşım, M.Y., Conticelli, S., 2018, Sub-lithospheric origin of Na-alkaline and calc-alkaline magmas in a post-collisional tectonic regime: Sr-Nd-Pb isotopes in recent monogenetic volcanism of Cappadocia, Central Turkey: *Lithos*, 316, 304-322.

Dogan-Kulahci, G.D., Temel, A., Gourgaud, A., Varol, E., Guillou, H., Deniel, C., 2018, Contemporaneous alkaline and calc-alkaline series in Central Anatolia (Turkey): Spatio-temporal evolution of a post-collisional Quaternary basaltic volcanism: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 356, 56-74.

Duggen, S., Hoernle, K., van den Bogaard, P., Garbe-Schönberg, D. (2005). Post-collisional transition from subduction-to intraplate-type magmatism in the westernmost Mediterranean: evidence for continental-edge delamination of subcontinental lithosphere. *Journal of Petrology*, 46(6), 1155-1201.

Durán-Aguilar, R. F. (2013). Sedimentología y geocronología de los lechos rojos del Jurásico. Correlaciones y procedencia. Instituto de Geología, Universidad Nacional Autónoma de México, México D.F., Tesis de Maestría, 92.

Eguiluz de Antuñano, S. (2001). Geologic evolution and gas resources of the Sabinas Basin in northeastern Mexico, in C. Bartolini, R. T. Buffler, and A. Cantú-Chapa, eds., *The western Gulf of Mexico Basin: Tectonics, sedimentary basins, and petroleum systems: AAPG Memoir 75*, p. 241-270.

Eguiluz de Antuñano, S. (2011a). Sinopsis geológica de la Cuenca de Burgos, noreste de México: producción y recursos petroleros. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 63(2), 323-332

Eguiluz de Antuñano, S. (2011b). Estratigrafía, análisis de secuencias y control estructural en la Formación Yegua, Cuenca de Burgos, noreste de México. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 63(2), 171-181.

El-Hinnawi, E. (2016). Evaluation of boundary lines in the total alkali-silica diagram for the discrimination between subalkali and alkali basalts, and a new method to distinguish transitional basalts: *Periodico di Mineralogia*, 85(1), 51-58.

Elias-Herrera, M., Rubinovich-Kogan, R., Lozano-Santa Cruz, R., Sánchez-Zavala, J. L. (1991). Nepheline-rich foidolites and rare-earth mineralization in the El Picacho Tertiary intrusive complex, Sierra de Tamaulipas, northeastern Mexico. *The Canadian Mineralogist*, 29 (2), 319-336.

Elizondo-Pacheco, L. A. (2017). Magmatismo hipabisal periférico de la Sierra de San Carlos, Tamaulipas. Facultad de Ciencias de la Tierra, Universidad Autónoma de Nuevo León, Tesis de Licenciatura, 79.

Fastowsky, D. E., Hermes, O. D., Strater, N. H., Bowring, S. A., Clark, J. M., Montellano, M., Hernández, R. R. (2005). Pre-Late Jurassic, fossil-bearing volcanic and sedimentary red beds of Huizachal Canyon, Tamaulipas, México. In: Anderson, T. H., Nourse, J. A., McKee, J. W., Steiner, M. B. (Eds.), *The Mojave-Sonora Megashield Hypothesis: Development, Assessment and Alternatives*. Geological Society of America Special Paper, 393, 401-426.

Ferrari, L., Orozco-Esquivel, T., Bryan, S. E., López-Martínez, M., Silva-Fragoso, A. (2017). Cenozoic magmatism and extension in western Mexico: Linking the Sierra Madre Occidental silicic large igneous province and the Comondú Group with the Gulf of California rift. *Earth-Science Reviews*.

Ferrari, L., Tagami, T., Eguchi, M., Orozco-Esquivel, M. T., Petrone, C. M., Jacobo-Albarrán, J., López-Martínez, M. (2005). Geology, geochronology and tectonic setting of late Cenozoic volcanism along the southwestern Gulf of Mexico: The Eastern Alkaline Province revisited. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 146 (4), 284-306.

Finlay, G. I. (1904). The geology of the San Jose District, Tamaulipas, Mexico. *Ann. N. Y. Acad. Sci.* 14, 247-318.

Fitton, G.F., Upton, B.G.L. (1987). *Alkaline Igneous Rocks*: Blackwell Scientific Publications, 1-568.

Fitz-Díaz, E., Hall, C. M., & van der Pluijm, B. A. (2016). XRD-based $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ age correction for fine-grained illite, with application to folded carbonates in the Monterrey Salient (northern Mexico). *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 181, 201-216.

Fitz-Díaz, E., Lawton, T. F., Juárez-Arriaga, E., Chávez-Cabello, G. (2017). The Cretaceous-Paleogene Mexican orogen: Structure, basin development, magmatism and tectonics. *Earth-Science Reviews*.

Foley, S., Venturelli, G., Green, D.H., Toscani, L., 1987, The ultrapotassic rocks: characteristics, classification, and constraints for petrogenetic models: *Earth-Science Reviews*, 24(2), 81-134.

Foster, M. D. (1960). Interpretation of the composition of trioctahedral micas: US Geological Survey Professional Paper, 354-B, 11–49.

Fries Jr. C., Rincón-Orta, C. (1965). Nuevas aportaciones geocronológicas y técnicas empleadas en el Laboratorio de Geocronometría: Universidad Nacional Autónoma de México. Instituto de Geología, Boletín, 73, 57-133.

Frost, B. R., Barnes, C. G., Collins, W. J., Arculus, R. J., Ellis, D. J., Frost, C. D. (2001). A geochemical classification for granitic rocks: *Journal of petrology*, 42(11), 2033-2048.

Frost, B. R., Frost, C. D. (2008). A geochemical classification for feldspathic igneous rocks: *Journal of Petrology*, 49(11), 1955-1969.

Furman, T., Graham, D. (1999). Erosion of lithospheric mantle beneath the East African Rift system: geochemical evidence from the Kivu volcanic province. In *Developments in Geotectonics.*, 24, 237-262.

Garrison, J. M., McMillan, N. J. (1999). Jurassic continental rift magmatism in northeast Mexico: Allochthonous metaigneous blocks in the El Papalote evaporite diapir, La Popa basin, Nuevo Leon, Mexico. *Mesozoic Sedimentary and Tectonic History of North-Central Gulf of Mexico*, Geological society of America, Special Paper, 340, 319-332.

Garza, R. S. M., Cabello, G. C., Iriondo, A., Vázquez, M. A. P., Calderón, G. D. T. (2008). Paleomagnetism, structure and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronology of the Cerro Mercado pluton, Coahuila: Implications for the timing of the Laramide orogeny in northern Mexico. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 1 (1), 284-301.

Gaspar, J. C., Wyllie, P. J. (1983). Ilmenite (high Mg, Mn, Nb) in the carbonatites from the Jacupiranga complex, Brazil. *American Mineralogist*, 68(9-10), 960-971.

Gill, R. (2010). *Igneous Rocks and Practice: A Practical Guide*: Wiley-Blackwell, 428 pp.

Gilmer, A. K., Kyle, J. R., Connelly, J. N., Mathur, R. D., Henry, C. D. (2003). Extension of laramide magmatism in southwestern North America into Trans-Pecos Texas. *Geology*, 31 (5), 447-450.

Godínez-Urban, A., Lawton, T. F., Molina Garza, R. S., Iriondo, A., Weber, B., López-Martínez, M. (2011). Jurassic volcanic and sedimentary rocks of the La Silla and Todos Santos Formations, Chiapas: Record of Nazas arc magmatism and rift-basin formation prior to opening of the Gulf of Mexico. *Geosphere*, 7 (1), 121-144.

Goldhammer, R.K. (1999). Mesozoic sequence stratigraphy and paleogeographic evolution of northeast Mexico, en Bartolini, C., Wilson, J.L., Lawton, T.F. (eds.), *Mesozoic Sedimentary and Tectonic History of North-Central Mexico*: Geological Society of America, Special Paper, 340, 1–58.

Gómez-Tuena, A., Mori, L., Straub, S. M. (2016). Geochemical and petrological insights into the tectonic origin of the Transmexican Volcanic Belt. *Earth-Science Reviews*.

Gómez-Tuena, A., Orozco-Esquivel, M., Ferrari, L., 2005, Petrogénesis ígnea de la faja volcánica transmexicana: *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 57(3), 227-283.

Gómez-Tuena, A., LaGatta, A. B., Langmuir, C. H., Goldstein, S. L., Ortega-Gutiérrez, F., Carrasco-Núñez, G. (2003). Temporal control of subduction magmatism in the eastern Trans-Mexican Volcanic Belt: Mantle sources, slab contributions, and crustal contamination. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 4 (8).

González-León, C. M., Valencia, V. A., Lawton, T. F., Amato, J. M., Gehrels, G. E., Leggett, W. J., Montijo-Contreras, O. Fernández, M. A. (2009). The lower Mesozoic record of detrital zircon U-Pb geochronology of Sonora, México, and its paleogeographic implications. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 26 (2).

Gorini, A., Ridolfi, F., Piscaglia, F., Taussi, M. Renzulli, A. (2018). Application and reliability of calcic amphibole thermobarometry as inferred from calc-alkaline products of active geothermal areas in the Andes. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 358, 58-76.

Grajales-Nishimura, J. M., Terrel D. J., Damon, P. E. (1992). Evidencias de la prolongación del arco magmático cordillerano del Triásico Tardío-Jurásico en Chihuahua, Durango y Coahuila: *Boletín Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros*, 62 (2), 1-18.

Gümbel, C W. Von (1874). *Die palaolithischen Eruptivegesteine des Fichtelgebirges*. Franz, München.

Gurenko, A. A., Hoernle, K. A., Hauff, F., Schmincke, H. U., Han, D., Miura, Y. N., Kaneoka, I. (2006). Major, trace element and Nd–Sr–Pb–O–He–Ar isotope signatures of shield stage lavas from the central and western Canary Islands: insights into mantle and crustal processes. *Chemical Geology*, 233(1-2), 75-112.

Gursky, H. J., Michalzik, D. (1989). Lower Permian turbidites in the northern Sierra Madre Oriental. *Mexico: Zentralblatt für Geologie und Paläontologie (Teil 1)*, 1989, 821-838.

Halliday, A. N., Lee, D. C., Tommasini, S., Davies, G. R., Paslick, C. R., Fitton, J. G., James, D. E. (1995). Incompatible trace elements in OIB and MORB and source enrichment in the sub-oceanic mantle. *Earth and Planetary Science Letters*, 133(3-4), 379-395.

Hamblock, J. M. (2002). Lithology, mineralization and alteration in the Eastern Alkaline Province. *Departamento de Geociencias, Universidad de Arizona, Tesis de Maestría*, 133.

Harris, N. B., Pearce, J. A., Tindle, A. G. (1986). Geochemical characteristics of collision-zone magmatism. *Geological Society, London, Special Publications*, 19(1), 67-81.

Haskin, L. A., Haskin, M. A., Frey, F. A., Wildeman, T. R. (1968). Relative and absolute terrestrial abundances of the rare earths. In *Origin and Distribution of the Elements*, Pergamon, Oxford, 1, 889-912.

Hauser, N., Matteini, M., Omarini, R. H., Pimentel, M. M. (2010). Constraints on metasomatized mantle under Central South America: evidence from Jurassic alkaline lamprophyre dykes from the Eastern Cordillera, NM Argentina. *Mineralogy and Petrology*, 100(3-4), 153-184.

Haxel, G. B., Wright, J. E., Riggs, N. R., Tosdal, R. M., May, D. J. (2005). Middle Jurassic Topawa Group, Baboquivari Mountains, south-central Arizona: Volcanic and sedimentary record of deep basins within the Jurassic magmatic arc: *Geological Society of America Special Paper 393*, 329-357.

Henry, C. D., Kunk, M. J., McIntosh, W. C. (1994). $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ chronology and volcanology of silicic volcanism in the Davis Mountains, Trans-Pecos Texas. *Geological Society of America Bulletin*, 106 (11), 1359-1376.

Henry, C. D., McDowell, F. W. (1986). Geochronology of magmatism in the Tertiary volcanic field, Trans-Pecos Texas. *Igneous geology of Trans-Pecos Texas: Texas Bureau of Economic Geology Guidebook*, 23, 99-122.

Henry, C. D., Price, J. G., James, E. W. (1991). Mid-Cenozoic stress evolution and magmatism in the southern Cordillera, Texas and Mexico: transition from continental arc to intraplate extension. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 96 (B8), 13545-13560.

Hoang, T. H. A., Choi, S. H., Yu, Y., Pham, T. H., Nguyen, K. H., Ryu, J. S. (2018). Geochemical constraints on the spatial distribution of recycled oceanic crust in the mantle source of late Cenozoic basalts, Vietnam. *Lithos*, 296, 382-395.

Hofmann, A. W., Jochum, K. P., Seufert, M., White, W. M. (1986). Nb and Pb in oceanic basalts: new constraints on mantle evolution. *Earth and Planetary science letters*, 79(1-2), 33-45.

Howarth, G. H., Barry, P. H., Pernet-Fisher, J. F., Baziotis, I. P., Pokhilenko, N. P., Pokhilenko, L. N., Bodnar, R. J., Taylor, L. A., Agashev, A. M. (2014). Superplume metasomatism: evidence from Siberian mantle xenoliths: *Lithos*, 184, 209-224.

Instituto Nacional de Estadística Geografía e Informática. (1978). Carta Geológica La Libertad G14-D71, 1:50,000: México, Secretaría de Programación y Presupuesto, 1 mapa.

Instituto Nacional de Estadística Geografía e Informática. (1978). Carta Geológica Carrizos G14-C79, 1:50,000: México, Secretaría de Programación y Presupuesto, 1 mapa.

Instituto Nacional de Estadística Geografía e Informática. (1978). Carta Geológica San Carlos G14-D61, 1:50,000: México, Secretaría de Programación y presupuesto, 1 mapa.

Instituto Nacional de Estadística Geografía e Informática. (1978). Carta Geológica El Provenir G14-C59, 1:50,000: México, Secretaría de Programación y presupuesto, 1 mapa.

Instituto Nacional de Estadística Geografía e Informática. (1979). Carta Geológica San Lázaro G14-C69, 1:50,000: México, Secretaría de Programación y Presupuesto, 1 mapa.

Instituto Nacional de Estadística Geografía e Informática. (1979). Carta Geológica Burgos

G14-D51, 1:50,000: México, Secretaría de Programación y presupuesto, 1 mapa.

Iriondo, E., Kunk, M. J., Winick, J. A., C. R. M. (2004a). $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating studies of minerals and rocks in various areas. In in Mexico: USGS/CRM Scientific Collaboration (Part II): United States Geological Survey, Open-File Report 04-1444.

Iriondo, E., Kunk, M. J., Winick, J. A., C. R. M. (2004b). $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating studies of minerals and rocks in various areas in Mexico: USGS/CRM Scientific Collaboration (Part I). U.S. Geological Survey, Open-File Report 03-020: 79.

Irvine, T. N., Baragar, W. R. A. (1971). A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks: Canadian Journal of Earth Sciences, 8(5), 523-548.

James, E. W., Henry, C. D. (1991). Compositional changes in Trans-Pecos Texas Magmatism Coincident with Cenozoic stress realignment. Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 96 (B8), 13561-13575.

Jarosewich, E., Nelen, J. A., Norberg, J. A. (1980). Reference samples for electron microprobe analysis. Geostandards Newsletter, 4(1), 43-47.

Jones, N. W., McKee, J. W., Anderson, T. H., Silver, L. T. (1995). Jurassic volcanic rocks in northeastern Mexico: A possible remnant of a Cordilleran magmatic arc: Geological Society of America Special Paper 301, 179-190.

Jones, N. W., McKee, J. W., Márquez-D., B., Tovar, J., Long, L. E., Laudon, T. S. (1984). The Mesozoic La Mula island, Coahuila, Mexico: Geological Society of America Bulletin, 95, 1226-1241.

Keller, J., Ramírez-Fernández, J. A., Hubberten, H. W. (2000). Relaciones genéticas entre las carbonatitas y las rocas nefelínicas del complejo El Picacho, Sierra de Tamaulipas, NE de México. Revista mexicana de ciencias geológicas, 17 (1), 45-65.

Keppie, J. D. (2004). Terranes of Mexico revisited: A 1.3 billion year odyssey. International Geology Review, 46 (9), 765-794.

Kirsch, M., Keppie, J. D., Murphy, J. B., Solari, L. A. (2012). Permian–Carboniferous arc magmatism and basin evolution along the western margin of Pangea: Geochemical and geochronological evidence from the eastern Acatlán Complex, southern Mexico: Geological Society of America Bulletin, 124 (9-10), 1607-1628.

Kuno, H. (1966). Lateral variation of basalt magma type across continental margins and island arcs: Bulletin volcanologique, 29(1), 195-222.

La Flèche, M. R., Camire, G., Jenner, G. A. (1998). Geochemistry of post-Acadian, Carboniferous continental intraplate basalts from the Maritimes Basin, Magdalen islands, Quebec, Canada. Chemical Geology, 148(3-4), 115-136.

Larsen, L. M. (1976). Clinopyroxenes and coexisting mafic minerals from the alkaline Ilimaussaq intrusion, South Greenland. Journal of Petrology, 17(2), 258-290.

Lawton, T. F., Amato, J. M. (2017). U-Pb ages of igneous xenoliths in a salt diapir, La Popa basin: Implications for salt age in onshore Mexico salt basins. *Lithosphere*, 9 (5), 745-758.

Lawton, T. F., Molina-Garza, R. S. (2014). U-Pb geochronology of the type Nazas Formation and superjacent strata, northeastern Durango, Mexico: Implications of a Jurassic age for continental-arc magmatism in northcentral Mexico: *Geological Society of America Bulletin*, 126 (9-10), 1181-1199.

Le Bas, M., Le Maitre, R., Streckeisen, A., Zanettin, B. (1986). A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram: *Journal of petrology*, 27(3), 745-750.

Le Maitre, R. W. (2002). *Igneous Rocks: A classification and Glossary and Terms; Recommendations of the International Union of Geological Sciences Subcommittee on the Systematics of Igneous Rocks*: Nueva York, Cambridge University Press, 236 pp.

Leake, B. E., Woolley, A. R., Arps, C. E. S., Birch, W. D., Gilbert, M. C., Grice, J. D., Hawthorne, F. C., Kato, A., Kisch, H. J., Krivovichev, V. G., Linthout, K., Laird, J., Mandarino, J., Maresch, W. V., Nickel E. H., Rock, N. M. S. (1997). Nomenclature of amphiboles; report of the Subcommittee on amphiboles of the International Mineralogical Association Commission on New Minerals and Mineral Names. *European Journal of Mineralogy*, 9(3), 623-651.

Leal-Cuellar, V. A. (2018). *Petrografía y estructuras sinmagmáticas de las rocas gabróicas en la Sierra de San Carlos, Tamaulipas*. Facultad de Ciencias de la Tierra, Universidad Autónoma de Nuevo León, Tesis de Licenciatura, 93.

Lepage, L. D. (2003). ILMAT: an excel worksheet for ilmenite--magnetite geothermometry and geobarometry. *Computers & Geosciences*, 29(5), 673-678.

Levresse, G., Tritlla, J., Solorio-Munguía, J. G., Valencia, V., Linares, P. J. P. (2011). Fluid inclusions and U/Pb dating of the El Pilote Fluorite skarn occurrence: Metallogenic implications. *Comptes Rendus Geoscience*, 343(5), 342-350.

Li, C., Arndt, N. T., Tang, Q., Ripley, E. M. (2015). Trace element indiscrimination diagrams. *Lithos*, 232, 76-83.

Li, C., Arndt, N. T., Tang, Q., Ripley, E. M. (2015). Trace element indiscrimination diagrams. *Lithos*, 232, 76-83.

López-Infanzón, M. (1986). Estudio petrogenético de las rocas ígneas en las Formaciones Huizachal y Nazas: *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 47 (2), 1-37.

López-Ramos, E. (1979). *Geología de México: México, D.F., Tomo 2*, 454.

Luhr, J. F. (1997). Extensional tectonics and the diverse primitive volcanic rocks in the western Mexican Volcanic Belt. *The Canadian Mineralogist*, 35(2), 473-500.

Luhr, J. F. (1997). Extensional tectonics and the diverse primitive volcanic rocks in the western Mexican Volcanic Belt. *The Canadian Mineralogist*, 35 (2), 473-500.

Luhr, J. F., Allan, J. F., Carmichael, I. S., Nelson, S. A., Hasenaka, T. (1989). Primitive calc-alkaline and alkaline rock types from the Western Mexican Volcanic Belt. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 94(B4), 4515-4530.

MacDonald, G. A. (1968). Composition and origin of Hawaiian lavas: *Geological Society of America Memoirs* 116, 477-522.

MacDonald, G. A., Katsura, T. (1964). Chemical composition of Hawaiian lavas: *Journal of Petrology*, 5(1), 82-133.

magnesian ilmenite and titanian clinohumite from the Jacupiranga carbonatite, Sao Paulo, Brazil. *American Mineralogist*, 63(5-6), 544-547.

Martini, M., Ortega-Gutiérrez, F. (2016). Tectonostratigraphic evolution of eastern Mexico during the break-up of Pangea: A review, *Earth Science Reviews*.

McAnulty, W. N., Sewell, C. R., Atkinson, D. R. and Rasberry, J. M. (1963). Aguachile beryllium-bearing fluorspar district, Coahuila, Mexico: *Geological Society of America, Bulletin*, 74, 735-743.

McKee, J. W., Jones, N. W., and Anderson, T. H. (1999). The late Paleozoic and early Mesozoic history of the Las Delicias terrane, Coahuila, Mexico, en Bartolini, C., et al., eds., *Mesozoic sedimentary and tectonic history of north-central Mexico: Geological Society of America Special Paper 340*, p. 161–189.

McKee, J. W., Jones, N. W., Long, L. E. (1990). Stratigraphy and provenance of strata along the San Marcos fault, central Coahuila, Mexico. *Geological Society of America Bulletin*, 102 (5), 593-614.

McKenzie, D. A. N., O'Nions, R. K. (1991). Partial melt distributions from inversion of rare earth element concentrations. *Journal of Petrology*, 32(5), 1021-1091.

Mendoza-Vargas, A. (2010). Relaciones del magmatismo terciario y la mineralización en el área de San de José, Sierra de San Carlos-Cruillas, Tamaulipas, México. Facultad de Ciencias de la Tierra, Universidad Autónoma de Nuevo León, Tesis de Licenciatura, 126.

Mickus K., Montana C. (1999). Crustal structure of northeastern Mexico revealed through the analysis of gravity data. *Geological Society of America Special Paper*, 340, 357-371.

Middlemost, E. A., 1975, The basalt clan: *Earth-Science Reviews*, 11(4), 337-364.

Middlemost, E. A., 1994, Naming materials in the magma/igneous rock system: *Earth-Science Reviews*, 37(3-4), 215-224.

Miller, J. S., Glazner, A. F., Walker, J. D. Martin, M. W. (1995). Geochronologic and isotopic evidence for Triassic-Jurassic emplacement of the eugeoclinal allochthon in the

Mojave Desert region, California: Geological Society of America Bulletin, 107 (12), 1441-1457.

Mitchell, R. H. (1978). Manganooan

Mitchell, R. H. (1996). Undersaturated alkaline rocks: mineralogy, petrogenesis, and economic potential: Mineralogical Association of Canada, 1-312.

Mitchell, R. H., Liferovich, R. P. (2004). Ecandrewsite–zincian pyrophanite from lujavrite, Pilansberg alkaline complex, South Africa. *The Canadian Mineralogist*, 42(4), 1169-1178.

Molina-Garza, R. S. (2005). Paleomagnetic reconstruction of Coahuila, Mexico: the Late Triassic Acatita intrusives: *Geofísica Internacional*, 44 (2), 197-210.

Morimoto, N. (1988). Nomenclature of pyroxenes. *Mineralogy and Petrology*, 39(1), 55-76.

Morton-Bermea, O. (1995). Zur Petrologie des Alkali-Intrusivkomplexes der Sierra de Picachos (Nuevo León, Mexiko). Karlsruhe, Deutschland, Universität Karlsruhe [Diplomarbeit], 114.

Muir, J.M. (1936). Geology of the Tampico Region, Mexico. American Association of Petroleum Geologists, Tulsa, OK, 280.

Murillo, M. G., and Torres, R. (1987). Mapa petrogenético y radiométrico de la República Mexicana, Instituto Mexicano del Petróleo, Exploración, Proyecto C-2010 (unpublished).

Nachit, H., Ibhi, A., Abia, E. H. Ohoud, M. B. (2005). Discrimination between primary magmatic biotites, reequilibrated biotites and neofomed biotites. *Comptes Rendus Geoscience*, 337(16), 1415-1420.

Nakamura, N. (1974). Determination of REE, Ba, Fe, Mg, Na and K in carbonaceous and ordinary chondrites. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 38(5), 757-775.

Nance, R. D., Gutiérrez-Alonso, G., Keppie, J. D., Linnemann, U., Murphy, J. B., Quesada, C., Strachan, R. A., Woodcock, N. H. (2010). Evolution of the Rheic ocean. *Gondwana Research*, 17 (2-3), 194-222.

Nelson, D. O., Nelson, K. L., Reeves, K. D., Mattison, G. D. (1987). Geochemistry of Tertiary alkaline rocks of the eastern Trans-Pecos magmatic province, Texas. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 97 (1), 72-92.

Nick, K. (1988). Mineralogische, geochemische und petrographische Untersuchungen in der Sierra de San Carlos (Mexiko). Diss. Univ, (TH) Fridericiana Karlsruhe, Germany, 167.

Niu, X., Chen, B., Feng, G., Liu, F., Yang, J. (2017). Origin of lamprophyres from the northern margin of the North China Craton: implications for mantle metasomatism. *Journal of the Geological Society*, 174(2), 353-364.

Niu, Y., Batiza, R. (1997). Trace element evidence from seamounts for recycled oceanic crust in the Eastern Pacific mantle. *Earth and Planetary Science Letters*, 148(3-4), 471-483.

O'Neill, L. C., Elliott, B. A., Kyle, J. R. (2017). Mineralogy and crystallization history of a highly differentiated REE-enriched hypabyssal rhyolite: Round Top laccolith, Trans-Pecos, Texas. *Mineralogy and Petrology*, 111(4), 569-592.

Ocampo-Díaz, Y. Z. E., Talavera-Mendoza, O., Jenchen, U., Valencia, V. A., Medina-Ferrusquia, H. C., Guerrero-Suastegui, M. (2014). Procedencia de la Formación La Casita y la Arcosa Patula: implicaciones para la evolución tectono-magmática del NE de México entre el Carbonífero y el Jurásico. *Revista mexicana de ciencias geológicas*, 31 (1), 45-63.

Orozco-Esquivel, T., Petrone, C. M., Ferrari, L., Tagami, T., Manetti, P. (2007). Geochemical and isotopic variability in lavas from the eastern Trans-Mexican Volcanic Belt: slab detachment in a subduction zone with varying dip. *Lithos*, 93 (1), 149-174.

Orozco-Garza, A., Dostal, J., Keppie, J. D., Paz-Moreno, F. A. (2013). Mid-Tertiary (25–21 Ma) lamprophyres in NW Mexico derived from subduction-modified subcontinental lithospheric mantle in an extensional backarc environment following steepening of the Benioff zone. *Tectonophysics*, 590, 59-71.

Ortega-Flores, B., Solari, L., Lawton, T. F., Ortega-Obregón, C. (2014). Detrital-zircon record of major Middle Triassic–Early Cretaceous provenance shift, central Mexico: Demise of Gondwanan continental fluvial systems and onset of back-arc volcanism and sedimentation. *International Geology Review*, 56 (2), 237-261.

Ortega-Gutiérrez, F., Elías-Herrera, M., Morán-Zenteno, D. J., Solari, L., Luna-González, L., Schaaf, P. (2014). A review of batholiths and other plutonic intrusions of Mexico. *Gondwana Research*, 26 (3-4), 834-868.

Ortega-Obregón, C., Solari, L., Gómez-Tuena, A., Elías-Herrera, M., Ortega-Gutiérrez, F., and Macías-Romo, C. (2013). Permian–Carboniferous arc magmatism in southern Mexico: U–Pb dating, trace element and Hf isotopic evidence on zircons of earliest subduction beneath the western margin of Gondwana: *International Journal of Earth Sciences*, 103 (5), 1287-1300.

Padilla y Sánchez, R. J. (1982) Geologic evolution of the Sierra Madre Oriental between Linares, Concepción del Oro, Saltillo, and Monterrey, Mexico. University of Texas en Austin, Tesis Doctoral, 217.

Palme, H., O'Neill, H. (2014). Cosmochemical estimates of mantle composition. In: Carlson, R. W. (Ed.), *Treatise on Geochemistry*, 2nd Ed. (3), 1–39.

Pandey, A., Rao, N. C., Chakrabarti, R., Pandit, D., Pankaj, P., Kumar, A., Sahoo, S. (2017). Petrogenesis of a Mesoproterozoic shoshonitic lamprophyre dyke from the Wajrakarur kimberlite field, eastern Dharwar craton, southern India: geochemical and Sr–Nd isotopic evidence for a modified sub-continental lithospheric mantle source. *Lithos*, 292, 218-233.

Panina, L. I., Rokosova, E. Y., Isakova, A. T., Tolstov, A. V. (2017). Mineral composition

of alkaline lamprophyres of the Tomtor massif as reflection of their genesis. *Russian Geology and Geophysics*, 58(8), 887-902.

Parker, D. F. (1983). Origin of the trachyte–quartz trachyte–peralkalic rhyolite suite of the Oligocene Paisano volcano, Trans-Pecos Texas. *Geological Society of America Bulletin*, 94 (5), 614-629.

Parker, D. F., Ren, M., Adams, D. T., Tsai, H., Long, L. E. (2012). Mid-Tertiary magmatism in western Big Bend National Park, Texas, USA: Evolution of basaltic source regions and generation of peralkaline rhyolite. *Lithos*, 144, 161-176.

Parker, D. F., White, J. C. (2008). Large-scale silicic alkalic magmatism associated with the Buckhorn Caldera, Trans-Pecos Texas, USA: comparison with Pantelleria, Italy. *Bulletin of Volcanology*, 70 (3), 403-415.

Parker, D. F., White, J. C., Ren, M., Barnes, M. (2017). Basement control of alkalic flood rhyolite magmatism of the Davis Mountains volcanic field, Trans-Pecos Texas, USA. *Lithos*, 292, 234-249.

Pearce, J. (1996). Sources and settings of granitic rocks. *Episodes*, 19, 120-125.

Pearce, J. A., Harris, N. B., Tindle, A. G. (1984). Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of petrology*, 25(4), 956-983.

Pérez, A. D. (1994). Geology of the Candela-Bolsa de Judas Area, nuevo Leon and Coahuila, México. Texas AEM University, 72.

Petróleos Mexicanos. (1988). Estratigrafía de la República Mexicana: Mesozoico, Subdirección Primaria, Coordinación Ejecutiva, informe interno, 229.

Pilet, S. (2015). Generation of low-silica alkaline lavas: Petrological constraints, models, and thermal implications. *The interdisciplinary Earth: A volume in Honor of Don L. Anderson: Geological Society of America Special Paper*, 514, 281-304.

Pilet, S., Baker, M.B., Stolper, E.M., 2008, Metasomatized lithosphere and the origin of alkaline lavas: *Science*, 320(5878), 916-919.

Plank, T. The Chemical Composition of Subducting Sediments in *Treatise on Geochemistry* (2nd, ed. Rudnick, R.L.) 607–629 (Elsevier, Oxford, 2014).

Polat, A., Frei, R., Longstaffe, F. J., Thorkelson, D. J., Friedman, E. (2018). Petrology and geochemistry of the Tasse mantle xenoliths of the Canadian Cordillera: A record of Archean to Quaternary mantle growth, metasomatism, removal, and melting: *Tectonophysics*, 737, 1-26.

Poliquin, M. J. (2009). Geology, Geochemistry and age of intrusion-related mineralisation in eastern Mexico. Universidad de Exter, Tesis Doctoral, 408.

- Potter, L. S. (1996). Chemical variation along strike in feldspathoidal rocks of the Eastern Alkalic Belt, Trans-Pecos magmatic province, Texas and New Mexico. *The Canadian Mineralogist*, 34(2), 241-264.
- Price, J. G., Henry, C. D., Barker, D. S., Parker, D. F. (1987). Alkalic rocks of contrasting tectonic settings in Trans-Pecos Texas. *Geological Society of America Special Paper*, 215, 335-346.
- Putirka, K. D. (2008). Thermometers and barometers for volcanic systems. *Reviews in mineralogy and geochemistry*, 69(1), 61-120.
- Qiu, J. X. (1985). *Magmatic petrology*: Beijing, Geological Publishing House, 366 pp.
- Ramírez-Fernández, J. A. (1989). *Geologische Kartierung und petrographische Untersuchung des Bufa del Diente Intrusivo, Sierra de San Carlos Tamaulipas*. Univ. Hamburgo, Alemania, Tesis de Maestría, 123.
- Ramírez-Fernández, J. A. (1992). Sobre la geología de la Sierra de San Carlos, Tamaulipas. Encuentro Hispano Mexicano sobre la Geología y Minería. MEMORIAS, Tema 4, Palacio de Minería, México, D.F., Facultad de Ingeniería, UNAM, 201-206.
- Ramírez-Fernández, J. A. (1996). Zur Petrogenese des Alkalikomplex der Sierra de Tamaulipas, NE-Mexiko. Facultad de Geociencias, Univ. de Freiburg, Tesis Doctoral, 317.
- Ramírez-Fernández, J. A., Keller, J., Hubberten, H. W. (2000). Relaciones genéticas entre las carbonatitas y las rocas nefelínicas del complejo El Picacho, Sierra de Tamaulipas, ne de México. *Revista mexicana de ciencias geológicas*, 17 (1), 45-65.
- Ramírez-Fernández, J. A., Keller, J., Hubberten, H. W. (2000). Relaciones genéticas entre las carbonatitas y las rocas nefelínicas del complejo El Picacho, Sierra de Tamaulipas, ne de México. *Revista mexicana de ciencias geológicas*, 17(1), 45-65.
- Ramírez-Peña, C. F. (2017). Análisis de la deformación progresiva en la zona sur del sector transversal de Parras y la Saliente de Monterrey, México. Facultad de Ciencias de la Tierra, Universidad Autónoma de Nuevo León, Tesis de Doctorado, 166.
- Reed, S. J. B. (2005). *Electron microprobe analysis and scanning electron microscopy in geology*. Cambridge University Press.
- Ridolfi, F., Renzulli, A. (2012). Calcic amphiboles in calc-alkaline and alkaline magmas: thermobarometric and chemometric empirical equations valid up to 1,130° C and 2.2 GPa. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 163(5), 877-895.
- Ridolfi, F., Zanetti, A., Renzulli, A., Perugini, D., Holtz, F., Oberti, R. (2018). AMFORM, a new mass-based model for the calculation of the unit formula of amphiboles from electron microprobe analyses. *American Mineralogist: Journal of Earth and Planetary Materials*, 103(7), 1112-1125.
- Rieder, M., Cavazzini, G., Yakonov, Y. D., Frank-Kanetskii, V. A., Gottardi, G.,

Guggenheim, S., Koval, P. V., Müller, G., Neiva, A. M. R., Radoslovich, E. W., Robert, J. L., Sassi, F. P., Takeda, H., Weiss, Z., Wones, D. R. (1998). Nomenclature of the micas. *Canadian Mineralogist* 36 (3), 905–912.

Rittmann, A. (1957). On the serial character of igneous rocks: *Egyptian Journal of Geology*, 1(1), 23-48.

Rittmann, A. (1962). *Volcanoes and their activity*: Nueva York, Interscience Publishers, 305 pp.

Robin, C. (1982). *Relations volcanologie-magmatologie-geodynamique: application au passage entre volcanismes alcalin et andesitique dans le sud Mexicain (Axe Trans-Mexicain et Province Alcaline Oriental)*: Clermont-Ferrand, Francia, Université Clermont-Ferrand II.; U.E.R. de Recherche Scientifi que et Technique, Annales Scientifi ques de l'Universite' de Clermont-Ferrand II, Géologie, Minéralogie, Tesis doctoral, 70, 503.

Robin, C., Tournon, J. (1978). Spatial relations of andesitic and alkaline provinces in Mexico and Central America. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 15 (10), 1633-1641.

Rock, N. M. S. (1987). The nature and origin of lamprophyres: an overview. In: Fitton & Upton, qv, 91-226.

Rock, N. M. S. (1991). *Lamprophyres*. Springer Science & Business Media, 285.

Rodríguez-Saavedra, P. (2003): *Petrografía y geoquímica de las rocas magmáticas de la Sierra de San Carlos-Cruillas*. Facultad de Ciencias de la Tierra, Universidad Autónoma de Nuevo León, Tesis de Licenciatura, 134.

Rollinson, H. (2019). Dunites in the mantle section of the Oman ophiolite–The boninite connection. *Lithos*, 334, 1-7.

Romer, R. L., Heinrich, W. (1998). Transport of Pb and Sr in leaky aquifers of the Bufa del Diente contact metamorphic aureole, North-East Mexico. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 131 (2-3), 155-170.

Rosales-Lagarde, L., Centeno-García, E., Dostal, J., Sour-Tovar, F., Ochoa-Camarillo, H., Quiroz-Barroso, S. (2005). The Tuzancoa Formation: Evidence of an Early Permian submarine continental arc in east-central Mexico. *International Geology Review*, 47 (9), 901-919.

Rosen, R. N., Bowen, B. E., Thies, K. J. (1994). Subsurface planktonic zonation of the Paleogene of Texas and Louisiana Gulf Coast and its relationship to relative changes of coastal onlap, en 44th annual convention of the Gulf Coast Association of Geological Societies Transactions: Austin, Texas, 631-639.

Rosenbusch, H (1897). *Mikroskopische Physiographie*. (3rd Ed). Schweizerbart, Stuttgart.

Rubio-Cisneros, I. I., Lawton, T. F. (2011). Detrital zircon U-Pb ages of sandstones in continental red beds at Valle de Huizachal, Tamaulipas, NE Mexico: Record of Early-

Middle Jurassic arc volcanism and transition to crustal extension. *Geosphere*, 7 (1), 159-170.

Rudnick, R. L., Gao, S. (2003). Composition of the continental crust. *Treatise on geochemistry*, 3, 659.

Sakoma, E. M., Martin, R. F. (2002). Oxidation-induced postmagmatic modifications of primary ilmenite, NYG-related aplite dyke, Tibchi complex, Kalato, Nigeria. *Mineralogical Magazine*, 66(4), 591-604.

Salvador, A. (1991). Origin and development of Gulf of Mexico basin, in A. Salvador, ed., *The Gulf of Mexico Basin: Geological Society of America, The geology of North America*, v. J, 389-444.

Salvador, A. (1991). Triassic-Jurassic, in A. Salvador, ed., *The Gulf of Mexico Basin: Geological Society of America, The geology of North America*, v. J, 131-180.

Sarmiento-Villagrana, A., Vega-Granillo, R., Talavera-Mendoza, O., Vidal-Solano, J. R. (2016). Nuevas restricciones de edad para el magmatismo y metamorfismo del Complejo Sonobari occidental y sus implicaciones para una orogenia temprana del Cretácico Tardío en el noroeste de México. *Revista mexicana de ciencias geológicas*, 33 (2), 170-182.

Sarmiento-Villagrana, A., Vega-Granillo, R., Talavera-Mendoza, O., Salgado-Souto, S. A., Gómez-Landa, J. R. (2017). Geochemical and isotopic study of Mesozoic magmatism in the Sonobari Complex, western Mexico: Implications for the tectonic evolution of southwestern North America. *Geosphere*, 14, (1), 304-324.

Sato, H. (1977). Nickel content of basaltic magmas: identification of primary magmas and a measure of the degree of olivine fractionation. *Lithos*, 10(2), 113-120.

Schaaf, P., Weber, B., Weis, P., Gross, A., Ortega-Gutiérrez, F., Kohler, H. (2002). The Chiapas Massif (Mexico) revised: New geologic and isotopic data and basement characteristics: *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie-Abhandlungen*, 225 (1), 1-23.

Sedlock, R. L., Ortega-Gutiérrez, F., Speed, R. C. (1993). *Tectonostratigraphic terranes and tectonic evolution of Mexico (Vol. 278)*. Geological Society of America.

Seibertz, E. (1988). El desarrollo Cretácico del Archipiélago de Tamaulipas: I. Litogénesis, paleogeografía y datación bioestratigráfica de la Formación San Felipe por medio de inoceramidos en el Estado de Nuevo León (Turoniano, NE México). *Actas la Facultad de Ciencias la Tierra, Universidad Autónoma de Nuevo León*, 3, 9-29.

Seibertz, E. (1990). El desarrollo cretácico del Archipiélago de Tamaulipas. II. Génesis y datación de un dique de basalto y su efecto en el ambiente deposicional medio-Cretácico de la Sierra de Tamaulipas (Cenomaniano-Turoniano): *Actas de la Facultad de Ciencias de la Tierra, Universidad Autónoma de Nuevo León*, 4, 99-123.

Sen, G. (2014). *Petrology: Principles and Practice*: Springer Science and Business Media, 368 pp.

Servicio Geológico Mexicano, Carta geológico-minera Chupadero del Caballo H14-C31, 1:50,000: Pachuca, Hidalgo, México, Servicio Geológico Mexicano (2015), 1 mapa.

Servicio Geológico Mexicano, Carta geológico-minera Cuatro Palmas H13-D38, 1:50,000: Pachuca, Hidalgo, México, Servicio Geológico Mexicano (2005), 1 mapa.

Servicio Geológico Mexicano, Carta geológico-minera Las Pilas Cuatas H14-C41, 1:50,000: Pachuca, Hidalgo, México, Servicio Geológico Mexicano (2016), 1 mapa.

Servicio Geológico Mexicano, Carta geológico-minera Mariano Escobedo H13-D39, 1:50,000: Pachuca, Hidalgo, México, Servicio Geológico Mexicano (2013), 1 mapa.

Servicio Geológico Mexicano, San Felipe [en línea], en Léxico Estratigráfico de México: Servicio Geológico Mexicano, <<http://mapserver.sgm.gob.mx/lexico/SanFelipe.pdf>>, consulta: 3 abril 2018.

Servicio Geológico Mexicano. (2000). Carta geológico-minera San Carlos G14-D61, 1:50,000: Pachuca, Hidalgo, México, Servicio Geológico Mexicano, 1 mapa.

Servicio Geológico Mexicano. (2001). Carta geológico-minera San Lázaro G14-C69, 1:50,000: Pachuca, Hidalgo, México, Servicio Geológico Mexicano, 1 mapa.

Servicio Geológico Mexicano. (2001). Informe de la carta geológico-minera San Lázaro clave G14-C69, escala 1: 50,000, Estado de Tamaulipas, Servicio Geológico Mexicano.

Servicio Geológico Mexicano. (2001). Informe de la carta geológico-minera San Lázaro G14-C69, 1: 50,000, Estado de Tamaulipas, Servicio Geológico Mexicano.

Servicio Geológico Mexicano. (2005). Carta geológico-minera Cuatro Palmas H13-D38, 1:50,000: Pachuca, Hidalgo, México, Servicio Geológico Mexicano, 1 mapa.

Servicio Geológico Mexicano. (2008). Carta geológico-minera Linares G14-11, 1:250,000: Pachuca, Hidalgo, México, Servicio Geológico Mexicano, 1 mapa.

Servicio Geológico Mexicano. (2013). Carta geológico-minera Mariano Escobedo H13-D39, 1:50,000: Pachuca, Hidalgo, México, Servicio Geológico Mexicano (2013), 1 mapa.

Servicio Geológico Mexicano. (2015). Carta geológico-minera Chupadero del Caballo H14-C31, 1:50,000: Pachuca, Hidalgo, México, Servicio Geológico Mexicano, 1 mapa.

Servicio Geológico Mexicano. (2016). Carta geológico-minera Las Pilas Cuatas H14-C41, 1:50,000: Pachuca, Hidalgo, México, Servicio Geológico Mexicano (2016), 1 mapa.

Sewell, C. R. (1968). The Candela and Monclova belts of igneous intrusions, a petrographic province in Nuevo León and Coahuila, Mexico. In Annual Meeting of the Geological Society of America, Abstracts with Programs, 273.

Shand, S. J., 1922, The problem of the alkaline rocks: Proceedings of the Geological Society of South Africa, 25, xix-xxxiii.

Shaw, D. M. (1970). Trace element fractionation during anatexis. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 34(2), 237-243.

Smith, E. I., Sanchez, A., Walker, J. D., Wang, K. (1999). Geochemistry of mafic magmas in the Hurricane Volcanic field, Utah: implications for small-and large-scale chemical variability of the lithospheric mantle. *The Journal of geology*, 107(4), 433-448.

Smith, J. V., Brown, W. L. (1988). *Feldspar Minerals: Crystal Structures, Physical, Chemical, and Microtextural Properties*. 2nd ed. Springer Verlagsbuchhandlung, Heidelberg, Berlin, 828.

Soder, C., Altherr, R., Romer, R. L. (2016). Mantle metasomatism at the edge of a retreating subduction zone: Late Neogene lamprophyres from the Island of Kos, Greece. *Journal of Petrology*, 57(9), 1705-1728.

Sokół, K., Halama, R., Meliksetian, K., Savov, I.P., Navasardyan, G., Sudo, M. (2018). Alkaline magmas in zones of continental convergence: The Tezhsar volcano-intrusive ring complex, Armenia: *Lithos*, 320-321, 172-191.

Solé, J., Salinas, J. C., González-Torres, E., Cendejas Cruz, J. E. (2007). Edades K/Ar de 54 rocas ígneas y metamórficas del occidente, centro y sur de México. *Revista mexicana de ciencias geológicas*, 24(1), 104-119.

Sørensen, H. (1974). *The Alkaline Rocks*: John Wiley & Sons, 662 pp.

Stern, R. J., Dickinson, W. R. (2010). The Gulf of Mexico is a Jurassic backarc basin. *Geosphere*, 6 (6), 739-754.

Stoppa, F., Rukhlov, A. S., Bell, K., Schiazza, M., Vichi, G. (2014). Lamprophyres of Italy: early cretaceous alkaline lamprophyres of southern Tuscany, Italy. *Lithos*, 188, 97-112.

Streck, M. J. (2008). Mineral textures and zoning as evidence for open system processes. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 69(1), 595-622.

Streckeisen, A. (1976). To each plutonic rock its proper name. *Earth-science reviews*, 12(1), 1-33.

Streckeisen, A. (1979). Classification and nomenclature of volcanic rocks, lamprophyres, carbonatites, and melilitic rocks: Recommendations and suggestions of the IUGS Subcommittee on the Systematics of Igneous Rocks. *Geology*, 7(7), 331-335.

Sturm, R. (2002). PX-NOM—an interactive spreadsheet program for the computation of pyroxene analyses derived from the electron microprobe. *Computers & Geosciences*, 28(4), 473-483.

Sturm, R. (2002). PX-NOM—an interactive spreadsheet program for the computation of pyroxene analyses derived from the electron microprobe. *Computers & Geosciences*, 28(4), 473-483.

- Su, H. M., Jiang, S. Y., Zhang, D. Y., Wu, X. K. (2017). Partial Melting of Subducted Sediments Produced Early Mesozoic Calc-alkaline Lamprophyres from Northern Guangxi Province, South China. *Scientific Reports*, 7(1), 4864.
- 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(1), 313-345.
- Tappe, S., Foley, S. F., Jenner, G. A., Heaman, L. M., Kjarsgaard, B. A., Romer, R. L., Stracke, A., Joyce, N., Hoefs, J. (2005). Genesis of ultramafic lamprophyres and carbonatites at Aillik Bay, Labrador: a consequence of incipient lithospheric thinning beneath the North Atlantic craton. *Journal of Petrology*, 47 (7), 1261-1315.
- Tischendorf, G., Gottesmann, B., Förster, H. J., Trumbull, R. B. (1997) On Li-bearing micas: estimating Li from electron microprobe analysis and an improved diagram for graphical representation. *Mineralogical Magazine*, 61, 809-834.
- Tompkins, L. A., Haggerty, S. E. (1985). Groundmass oxide minerals in the Koidu kimberlite dikes, Sierra Leone, West Africa. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 91(3), 245-263.
- Torres, R., Ruiz, J., Patchett, P. J., Grajales, J. M., Bartolini, C., Wilson, J. L., Lawton, T. F. (1999). A Permo-Triassic continental arc in eastern Mexico: tectonic implications for reconstructions of southern North America. *Special Papers-Geological Society of America*, 191-196.
- Treviño-Cázares, A., Ramírez-Fernández, J. A., Velasco-Tapia, F., Rodríguez-Saavedra, P. (2005). Mantle xenoliths and their host magmas in the Eastern Alkaline Province, northeast Mexico. *International Geology Review*, 47 (12), 1260-1286.
- Tsue, A. (1973). The distribution of manganese and iron between ilmenite and granitic magma in the Osumi Peninsula, Japan. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 40(4), 305-314.
- Uchida, E., Endo, S., Makino, M. (2007). Relationship between solidification depth of granitic rocks and formation of hydrothermal ore deposits. *Resource Geology*, 57(1), 47-56.
- Vega-Granillo, R., Salgado-Souto, S., Herrera-Urbina, S., Valencia, V., Ruiz, J., Meza-Figueroa, D., Talavera-Mendoza, O. (2008). U–Pb detrital zircon data of the Rio Fuerte Formation (NW Mexico): Its peri-Gondwanan provenance and exotic nature in relation to southwestern North America. *Journal of South American Earth Sciences*, 26 (4), 343-354.
- Vega-Granillo, R., Sarmiento-Villagrana, A., Salgado-Souto, S., Araux-Sánchez, E. (2017). PT conditions of earliest Late Cretaceous metamorphism in the Western Sonobari Complex, northwestern Mexico: tectonic implications. *International Geology Review*, 59 (7), 812-828.

Vega, F. J., Lawton, T. F. (2011). Rocas carbonatadas del Jurásico Superior (Kimmeridgiano inferior-Formación Olvido) de los diapiros de la Cuenca de La Popa, NE México. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 63 (2), 313-321.

Velasco-Tapia, F., Martínez-Paco, M., Iriondo, A., Ocampo-Díaz, Y. Z. E., Cruz-Gámez, E. M., Ramos-Ledezma, Andaverde, J. A., Ostrooumov M., Masuch, D. (2016). Altered volcanic ash layers of the Late Cretaceous San Felipe Formation, Sierra Madre Oriental (Northeastern Mexico): U-Pb geochronology, provenance and tectonic setting. *Journal of South American Earth Sciences*, 70, 18-35.

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(9), 788-817.

Venegas-Rodríguez, G., Barboza-Gudiño, J. R., López-Doncel, R. A. (2009). Geocronología de circones detríticos en capas del Jurásico Inferior de las áreas de la Sierra de Catorce y El Alamito en el estado de San Luis Potosí. *Revista mexicana de ciencias geológicas*, 26 (2), 466-481.

Venegas-Rodríguez, G., Barboza-Gudiño, J. R., López-Doncel, R. A. (2009). Geocronología de circones detríticos en capas del Jurásico Inferior de las áreas de la Sierra de Catorce y El Alamito en el estado de San Luis Potosí. *Revista mexicana de ciencias geológicas*, 26 (2), 466-481.

Verma, S. K., Pandarinath, K., Verma, S. P. (2012). Statistical evaluation of tectonomagmatic discrimination diagrams for granitic rocks and proposal of new discriminant-function-based multi-dimensional diagrams for acid rocks. *International Geology Review*, 54(3), 325-347.

Verma, S. P. (2010). Statistical evaluation of bivariate, ternary and discriminant function tectonomagmatic discrimination diagrams. *Turkish Journal of Earth Sciences*, 19(2), 185-238.

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(1), 24-44

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., Rivera-Gomez, M. A. "Transformed major element based multidimensional classification of altered volcanic rocks." *Episodes* 40.4 (2017): 295-303.

Verma, S. P., Rivera-Gomez, M. A. (2013). Computer programs for the classification and nomenclature of igneous rocks. *Episodes*, 36(2), 115-124.

Verma, S. P., Rivera-Gómez, M. A., Díaz-González, L., Quiroz-Ruiz, A. (2016). Log-ratio transformed major element based multidimensional classification for altered High-Mg

- igneous rocks. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 17(12), 4955-4972.
- Verma, S. P., Torres-Alvarado, I. S., Sotelo-Rodríguez, Z. T. (2002). SINCLAS: standard igneous norm and volcanic rock classification system. *Computers & Geosciences*, 28(5), 711-715.
- 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(6), 931-995.
- Viera-Décida, F. (1998) Delimitación, petrografía y geoquímica de los cuerpos intrusivos del Rancho El Salvador, Sierra de Tamaulipas. Facultad de Ciencias de la Tierra, Universidad Autónoma de Nuevo León, Tesis de Licenciatura, 96.
- Viera-Décida, F. (2006). Relaciones Petrogenéticas del Magmatismo en la Provincia Alcalina Oriental Mexicana. Facultad de Ciencias de la Tierra, Universidad Autónoma de Nuevo León, Tesis de Maestría, 262.
- Viera-Décida, F., Ramírez Fernández, J. A., Velasco Tapia, F., Orozco Esquivel, M. T. (2009). Relaciones petrogenéticas del magmatismo en la Provincia Alcalina Oriental Mexicana. *Ciencia UANL*, 12 (1), 42-49.
- Villarreal-Fuentes, J., Levresse, G., Nieto-Samaniego, A. F., Corona-Esquivel, R. (2014). New geological and geochronological data of the Placer de Guadalupe uplift, Mexico: a new piece of the Late Triassic–Jurassic Nazas Arc?. *International Geology Review*, 56 (16), 2000-2014.
- Watson, E. H. (1937). Igneous rocks of the San Carlos mountains. *Geology and Biology of the San Carlos mountains, Tamaulipas, México*. Univ. Michigan Press., Sci. Series, 12, 101-156.
- Weber, B., Iriondo, A., Premo, W. R., Hecht, L., Schaaf, P. (2007). New insights into the history and origin of the southern Maya block, SE México: U-Pb SHRIMP zircon geochronology from metamorphic rocks of the Chiapas massif: *International Journal Earth Sciences (Geologische Rundschau)*, 96, 253-269.
- White, J. C., Benker, S. C., Ren, M., Urbanczyk, K. M., Corrick, D. W. (2006). Petrogenesis and tectonic setting of the peralkaline Pine Canyon caldera, Trans-Pecos Texas, USA. *Lithos*, 91 (1-4), 74-94.
- White, J. C., Urbanczyk, K. M. (2001). Origin of a silica-oversaturated quartz trachyte–rhyolite suite through combined crustal melting, magma mixing, and fractional crystallization: the Leyva Canyon volcano, Trans-Pecos Magmatic Province, Texas. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 111 (1), 155-182.
- Wilson, J. L. (1990). Basement structural controls on Mesozoic carbonate facies in northeastern Mexico—a review. *Carbonate Platforms: Facies, Sequences and Evolution*, 235-255.

Winter, J. D. (2014). *Principles of Igneous and Metamorphic Petrology*: Pearson Education Limited, 738 pp.

Woods, R. D., Salvador, A., Miles, A. E. (1991). Pre-Triassic, in A. Salvador, ed., *The Gulf of Mexico Basin: Geological Society of America, The geology of North America*, v. J, 109-129.

Workman, R. K., Hart, S. R. (2005). Major and trace element composition of the depleted MORB mantle (DMM). *Earth and Planetary Science Letters*, 231(1-2), 53-72.

Wu, C. M. Chen, H. X. (2015). Revised Ti-in-biotite geothermometer for ilmenite-or rutile-bearing crustal metapelites. *Science Bulletin*, 60(1), 116-121.

Xu, J., Melgarejo, J. C., Castillo-Oliver, M. (2018). Ilmenite as a recorder of kimberlite history from mantle to surface: examples from Indian kimberlites. *Mineralogy and Petrology*, 112(2), 569-581.

Yang, J. H., Zhang, M., Wu, F. Y. (2018). Mesozoic decratonization of the North China Craton by lithospheric delamination: Evidence from Sr-Nd-Hf-Os isotopes of mantle xenoliths of Cenozoic alkaline basalts in Yangyuan, Hebei Province, China: *Journal of Asian Earth Sciences*, 160, 396-407.

Yang, X. M. (2007). Using the Rittmann Serial Index to define the alkalinity of igneous rocks: *Neues Jahrbuch für Mineralogie-Abhandlungen: Journal of Mineralogy and Geochemistry*, 184(1), 95-103.

Yañez, P., Ruiz, J., Patchett, P. J., Ortega-Gutiérrez, F., Gehrels, G. E. (1991). Isotopic studies of the Acatlan complex, southern Mexico: Implications for Paleozoic North American tectonics. *Geological Society of America Bulletin*, 103(6), 817-828.

Yavuz, F. (2003). Evaluating micas in petrologic and metallogenic aspect: I—definitions and structure of the computer program MICA+. *Computers & Geosciences*, 29(10), 1203-1213.

Zaccarini, F., Garuti, G., Ortiz-Suarez, A., Carugno-Duran, A. (2004). The paragenesis of pyrophanite from Sierra de Comechingones, Córdoba, Argentina. *The Canadian Mineralogist*, 42(1), 155-168.

Zavala-Monsiváis, A., Barboza-Gudiño, J. R., Velasco-Tapia, F., García-Arreola, M. E. (2012). Sucesión volcánica Jurásica en el área de Charcas, San Luis Potosí: Contribución al entendimiento del Arco Nazas en el noreste de México. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 64 (3), 277-293.

Zou, H., Zindler, A. (1996). Constraints on the degree of dynamic partial melting and source composition using concentration ratios in magmas. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 60(4), 711-717.

Zou, H., Zindler, A., Xu, X., Qi, Q. (2000). Major, trace element, and Nd, Sr and Pb isotope studies of Cenozoic basalts in SE China: mantle sources, regional variations, and tectonic significance. *Chemical Geology*, 171(1-2), 33-47.

Composiciones de clinopiroxenos en diques de la periferia de la Sierra de San Carlos

Muestra Análisis	SLZ5 1	SLZ5 2	MON1 3	MON1 4	MON1 5	MON1 6
SiO ₂	47.814	48.169	41.951	44.459	44.001	43.766
Al ₂ O ₃	3.453	3.264	9.415	7.405	8.284	8.206
FeO	15.984	16.924	14.943	14.773	13.461	12.970
MnO	0.872	0.874	0.490	0.512	0.463	0.415
MgO	6.352	5.792	6.004	6.759	7.634	7.397
CaO	21.843	21.745	22.116	22.208	22.481	22.631
Na ₂ O	2.066	1.907	1.093	1.105	1.046	1.060
K ₂ O	0.004	0.000	0.015	0.005	0.000	0.010
TiO ₂	1.205	1.122	3.093	2.108	2.340	2.200
NiO	0.000	0.019	0.000	0.000	0.038	0.009
Cr ₂ O ₃	0.000	0.000	0.000	0.000	0.027	0.025
P ₂ O ₅	0.018	0.047	0.028	0.003	0.000	0.000
BaO	0.009	0.044	0.000	0.000	0.000	0.000
Nb ₂ O ₅	0.054	0.012	0.000	0.000	0.006	0.017
ZrO ₂	0.053	0.133	0.097	0.031	0.043	0.039
F	0.039	0.051	0.090	0.000	0.000	0.033
Cl	0.000	0.012	0.011	0.000	0.006	0.000
Total	99.750	100.091	99.306	99.368	99.829	98.764

Muestra Análisis	MON1 7	MON1 8	MON1 9	MON1 10	MON1 11	MON1 12
SiO ₂	42.765	41.872	45.188	42.983	43.294	45.410
Al ₂ O ₃	9.956	9.936	6.323	9.738	9.137	6.609
FeO	13.828	11.942	16.557	9.628	10.000	17.902
MnO	0.340	0.374	0.745	0.248	0.218	0.778
MgO	6.898	7.759	5.072	9.836	9.805	4.947
CaO	22.725	23.031	21.818	23.436	23.528	21.897
Na ₂ O	1.145	1.016	1.354	0.782	0.795	1.427
K ₂ O	0.000	0.000	0.002	0.004	0.008	0.007
TiO ₂	2.611	3.752	1.416	3.889	2.973	1.226
NiO	0.000	0.000	0.064	0.000	0.000	0.026
Cr ₂ O ₃	0.002	0.011	0.029	0.000	0.000	0.005
P ₂ O ₅	0.064	0.041	0.043	0.026	0.029	0.000
BaO	0.000	0.000	0.000	0.000	0.089	0.000
Nb ₂ O ₅	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
ZrO ₂	0.000	0.043	0.012	0.070	0.074	0.039
F	0.018	0.008	0.000	0.067	0.000	0.000
Cl	0.000	0.010	0.004	0.002	0.000	0.001
Total	100.344	99.790	98.626	100.681	99.950	100.274

Muestra Análisis	MON1 13	MON1 14	MON1 15	MON1 16	MON1 17	MON1 18
SiO₂	43.261	44.145	41.079	44.809	40.650	45.442
Al₂O₃	9.274	8.400	10.518	6.092	9.729	6.840
FeO	13.421	13.802	13.648	18.610	9.576	15.972
MnO	0.322	0.423	0.392	0.867	0.199	0.634
MgO	7.176	7.225	6.424	4.320	9.074	5.814
CaO	22.857	22.650	22.347	21.736	23.571	21.909
Na₂O	1.016	1.082	1.073	1.578	0.741	1.430
K₂O	0.000	0.008	0.000	0.016	0.033	0.000
TiO₂	2.484	2.315	3.542	1.481	4.169	1.441
NiO	0.000	0.038	0.009	0.000	0.035	0.000
Cr₂O₃	0.018	0.024	0.006	0.007	0.000	0.000
P₂O₅	0.000	0.000	0.010	0.000	0.352	0.037
BaO	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.039
Nb₂O₅	0.050	0.006	0.000	0.061	0.050	0.101
ZrO₂	0.106	0.106	0.086	0.000	0.082	0.047
F	0.026	0.000	0.000	0.044	0.061	0.000
Cl	0.000	0.014	0.000	0.001	0.000	0.000
Total	100.000	100.235	99.134	99.603	98.296	99.706

Muestra Análisis	MON1 19	MON1 20	MON1 21	MON1 22	MON1 23	MON1 24
SiO₂	46.581	44.605	43.010	43.759	46.114	43.090
Al₂O₃	6.223	7.149	10.214	9.073	7.123	9.263
FeO	16.166	16.456	8.876	9.646	9.054	11.143
MnO	0.709	0.723	0.192	0.225	0.218	0.371
MgO	6.289	5.391	10.430	10.261	10.824	8.854
CaO	21.798	22.012	23.553	23.549	23.358	22.811
Na₂O	1.457	1.459	0.732	0.791	0.690	0.986
K₂O	0.015	0.010	0.000	0.000	0.000	0.000
TiO₂	1.222	1.538	3.751	3.282	2.335	3.213
NiO	0.058	0.023	0.009	0.006	0.000	0.000
Cr₂O₃	0.013	0.071	0.029	0.011	0.000	0.000
P₂O₅	0.023	0.049	0.079	0.037	0.042	0.041
BaO	0.028	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Nb₂O₅	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
ZrO₂	0.059	0.090	0.039	0.098	0.035	0.000
F	0.000	0.020	0.000	0.000	0.028	0.043
Cl	0.009	0.000	0.019	0.013	0.000	0.002
Total	100.648	99.588	100.929	100.748	99.809	99.799

Muestra Análisis	MON1 25	MON1 26	MON1 27	MON1 28	MON1 29	MON1 30
SiO₂	43.300	44.826	45.925	46.145	46.108	41.613
Al₂O₃	8.961	7.673	6.608	7.401	6.719	9.663
FeO	10.835	10.969	8.949	7.204	8.590	9.172
MnO	0.330	0.289	0.226	0.177	0.244	0.236
MgO	8.568	9.581	11.213	12.330	11.149	9.241
CaO	22.900	23.089	23.140	23.610	23.604	23.275
Na₂O	0.909	0.910	0.714	0.574	0.543	0.717
K₂O	0.001	0.000	0.012	0.000	0.000	0.019
TiO₂	3.257	2.504	2.546	2.555	2.526	4.124
NiO	0.000	0.017	0.000	0.000	0.061	0.000
Cr₂O₃	0.019	0.000	0.000	0.002	0.000	0.013
P₂O₅	0.028	0.039	0.000	0.063	0.003	0.012
BaO	0.000	0.064	0.000	0.000	0.000	0.056
Nb₂O₅	0.000	0.078	0.079	0.000	0.000	0.045
ZrO₂	0.039	0.043	0.035	0.047	0.000	0.058
F	0.072	0.029	0.016	0.017	0.022	0.000
Cl	0.000	0.000	0.000	0.000	0.003	0.001
Total	99.189	100.099	99.456	100.118	99.562	98.245

Muestra Análisis	MON1 31	MON1 32	MON1 33	MON1 34	MON1 35	MON1 36
SiO₂	43.543	46.188	43.526	44.320	45.361	45.799
Al₂O₃	9.810	6.192	7.748	8.231	7.468	7.276
FeO	7.932	8.285	18.389	11.941	11.491	7.201
MnO	0.102	0.328	0.733	0.394	0.244	0.196
MgO	10.912	11.276	3.715	8.586	9.007	11.971
CaO	23.594	23.655	21.457	22.957	23.134	23.912
Na₂O	0.619	0.583	1.439	0.834	0.789	0.571
K₂O	0.000	0.005	0.000	0.000	0.000	0.000
TiO₂	3.448	2.621	1.885	2.661	2.720	2.707
NiO	0.038	0.055	0.000	0.000	0.000	0.000
Cr₂O₃	0.000	0.011	0.000	0.000	0.002	0.012
P₂O₅	0.000	0.044	0.028	0.005	0.048	0.029
BaO	0.000	0.007	0.000	0.000	0.000	0.000
Nb₂O₅	0.006	0.017	0.000	0.000	0.050	0.000
ZrO₂	0.000	0.098	0.055	0.086	0.000	0.059
F	0.031	0.000	0.001	0.000	0.074	0.000
Cl	0.000	0.009	0.000	0.009	0.000	0.013
Total	100.022	99.372	98.976	100.022	100.357	99.743

Muestra Análisis	MON1 37	M-MED1 38	M-MED1 39	M-MED1 40	M-MED1 41	M-MED1 42
SiO₂	47.348	43.577	46.006	49.563	46.519	45.172
Al₂O₃	5.099	10.109	8.177	4.704	7.325	8.294
FeO	8.784	13.008	8.447	5.507	8.036	10.614
MnO	0.248	0.359	0.169	0.155	0.151	0.367
MgO	11.987	7.016	11.239	15.067	11.996	9.470
CaO	23.764	22.389	22.758	22.947	22.644	22.605
Na₂O	0.525	1.206	0.869	0.480	0.913	1.158
K₂O	0.000	0.009	0.000	0.000	0.000	0.012
TiO₂	2.125	2.319	2.128	1.220	1.915	2.003
NiO	0.000	0.035	0.000	0.041	0.044	0.000
Cr₂O₃	0.000	0.002	0.035	0.076	0.000	0.000
P₂O₅	0.013	0.018	0.000	0.033	0.053	0.039
BaO	0.000	0.000	0.000	0.000	0.004	0.000
Nb₂O₅	0.000	0.006	0.011	0.000	0.000	0.000
ZrO₂	0.004	0.067	0.035	0.044	0.032	0.024
F	0.012	0.000	0.000	0.055	0.041	0.010
Cl	0.011	0.002	0.000	0.000	0.000	0.000
Total	99.913	100.122	99.874	99.869	99.656	99.764

Muestra Análisis	M-MED1 43	M-MED1 44	M-MED1 45	M-MED1 46	MMD 47	MMD 48
SiO₂	46.551	45.864	46.473	47.289	49.703	49.937
Al₂O₃	7.171	7.316	6.896	5.157	4.648	2.668
FeO	7.586	10.488	8.851	8.690	5.311	7.618
MnO	0.215	0.311	0.278	0.335	0.057	0.324
MgO	11.712	9.333	11.042	11.638	14.868	13.203
CaO	23.119	22.332	22.625	23.233	24.029	23.720
Na₂O	0.956	1.143	1.053	0.728	0.495	0.834
K₂O	0.009	0.001	0.004	0.011	0.023	0.018
TiO₂	1.860	1.865	1.822	1.442	1.338	1.121
NiO	0.041	0.041	0.000	0.029	0.029	0.000
Cr₂O₃	0.000	0.004	0.000	0.000	0.065	0.000
P₂O₅	0.000	0.053	0.002	0.005	0.043	0.011
BaO	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.042
Nb₂O₅	0.000	0.000	0.000	0.000	0.023	0.028
ZrO₂	0.047	0.043	0.000	0.012	0.059	0.028
F	0.042	0.008	0.000	0.000	0.018	0.007
Cl	0.000	0.000	0.004	0.000	0.000	0.008
Total	99.291	98.799	99.049	98.569	100.701	99.562

Muestra Análisis	MMD 49	MMD 50	MMD 51	MMD 52	MMD 53	MMD 54
SiO₂	48.598	46.064	44.926	47.344	48.507	46.034
Al₂O₃	4.714	6.282	6.928	4.743	4.745	3.924
FeO	6.452	8.152	8.520	9.225	7.263	7.535
MnO	0.192	0.282	0.162	0.406	0.121	0.264
MgO	12.807	11.494	11.151	11.145	12.620	11.952
CaO	23.389	23.408	23.132	23.246	23.838	25.215
Na₂O	0.882	0.924	0.855	1.092	0.747	0.688
K₂O	0.000	0.006	0.015	0.000	0.000	0.000
TiO₂	1.710	2.462	3.151	1.927	1.864	1.777
NiO	0.000	0.000	0.017	0.044	0.000	0.000
Cr₂O₃	0.006	0.000	0.000	0.000	0.007	0.000
P₂O₅	0.051	0.000	0.000	0.031	0.000	1.294
BaO	0.071	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Nb₂O₅	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
ZrO₂	0.000	0.027	0.031	0.016	0.028	0.039
F	0.056	0.026	0.025	0.000	0.021	0.132
Cl	0.000	0.000	0.000	0.008	0.005	0.008
Total	98.904	99.116	98.902	99.225	99.756	98.804

Muestra Análisis	MMD 55	MMD 56	MMD 57	MMD 58	MMD 59	MMD 60
SiO₂	49.809	48.336	51.198	47.110	51.119	47.598
Al₂O₃	3.786	4.386	3.316	5.898	1.940	4.928
FeO	4.142	7.379	3.841	7.652	24.465	7.410
MnO	0.068	0.282	0.064	0.151	0.390	0.275
MgO	15.810	12.733	16.265	12.709	0.307	12.933
CaO	24.145	23.637	22.908	23.782	2.226	23.395
Na₂O	0.013	0.801	0.614	0.740	13.087	0.778
K₂O	0.356	0.011	0.000	0.000	0.001	0.002
TiO₂	1.250	1.466	0.590	1.927	2.911	1.756
NiO	0.000	0.009	0.000	0.035	0.000	0.029
Cr₂O₃	0.477	0.019	0.308	0.000	0.000	0.000
P₂O₅	0.059	0.000	0.038	0.000	0.000	0.023
BaO	0.000	0.055	0.009	0.000	0.000	0.000
Nb₂O₅	0.000	0.000	0.000	0.056	0.000	0.000
ZrO₂	0.000	0.051	0.020	0.004	0.145	0.000
F	0.000	0.000	0.000	0.000	0.012	0.000
Cl	0.000	0.000	0.007	0.000	0.000	0.010
Total	99.915	99.165	99.176	100.064	96.598	99.135

Muestra Análisis	MMD 61	MMD 62	MMD 63	MMD 64	MMD 65	MMD 66
SiO₂	50.355	48.913	43.801	49.659	50.515	48.437
Al₂O₃	1.618	4.883	8.357	4.247	1.499	4.524
FeO	14.351	5.203	6.947	4.597	14.671	7.184
MnO	0.569	0.136	0.091	0.057	0.871	0.192
MgO	8.797	14.425	12.574	14.590	8.173	13.016
CaO	20.724	24.394	24.047	24.224	20.378	23.791
Na₂O	2.289	0.458	0.436	0.490	2.326	0.798
K₂O	0.013	0.002	0.000	0.000	0.004	0.005
TiO₂	0.580	1.541	2.636	1.301	0.681	1.499
NiO	0.003	0.041	0.000	0.000	0.000	0.023
Cr₂O₃	0.000	0.032	0.031	0.000	0.000	0.017
P₂O₅	0.050	0.057	0.058	0.011	0.038	0.013
BaO	0.000	0.045	0.000	0.075	0.022	0.022
Nb₂O₅	0.000	0.000	0.000	0.028	0.045	0.028
ZrO₂	0.055	0.000	0.000	0.000	0.004	0.043
F	0.008	0.036	0.045	0.000	0.000	0.070
Cl	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.014
Total	99.409	100.151	99.004	99.279	99.227	99.644

Muestra Análisis	MMD 67	MMD 68	MMD 69	MMD 70	MMD 71	MMD 72
SiO₂	48.298	51.190	51.262	45.743	48.339	46.870
Al₂O₃	4.576	0.925	1.059	6.776	5.791	5.682
FeO	7.105	23.120	24.285	8.400	5.502	7.033
MnO	0.241	1.599	0.951	0.196	0.155	0.177
MgO	13.207	0.103	0.288	11.608	14.541	13.063
CaO	23.818	2.231	2.761	22.660	23.401	22.946
Na₂O	0.740	12.469	12.398	0.807	0.542	0.916
K₂O	0.012	0.013	0.008	0.023	0.000	0.000
TiO₂	1.501	3.646	3.047	2.530	1.697	1.961
NiO	0.073	0.032	0.029	0.000	0.067	0.000
Cr₂O₃	0.013	0.000	0.000	0.015	0.027	0.022
P₂O₅	0.009	0.000	0.073	0.045	0.044	0.029
BaO	0.084	0.000	0.000	0.017	0.000	0.081
Nb₂O₅	0.011	0.011	0.000	0.000	0.000	0.006
ZrO₂	0.000	0.133	0.984	0.031	0.020	0.035
F	0.020	0.000	0.040	0.000	0.000	0.010
Cl	0.014	0.000	0.005	0.000	0.019	0.000
Total	99.711	95.472	97.172	98.851	100.141	98.827

Muestra Análisis	MMD 73	MMD 74	MMD 75	MMD 76	MMD 77	MMD 78
SiO₂	48.530	48.612	45.765	46.079	48.422	51.196
Al₂O₃	6.733	5.714	6.758	6.438	4.520	1.150
FeO	5.416	5.412	8.551	7.940	6.828	24.274
MnO	0.102	0.072	0.192	0.254	0.212	0.545
MgO	13.508	14.357	11.748	11.103	12.726	0.899
CaO	23.018	23.417	23.321	24.159	24.823	5.893
Na₂O	0.874	0.621	0.865	0.918	0.788	11.078
K₂O	0.007	0.000	0.015	0.009	0.000	0.011
TiO₂	1.406	1.555	2.586	2.214	1.549	3.051
NiO	0.088	0.029	0.003	0.000	0.053	0.002
Cr₂O₃	0.126	0.138	0.001	0.000	0.000	0.051
P₂O₅	0.006	0.033	0.027	0.028	0.027	0.009
BaO	0.000	0.000	0.083	0.000	0.000	0.036
Nb₂O₅	0.057	0.000	0.000	0.042	0.000	0.006
ZrO₂	0.020	0.000	0.055	0.077	0.037	0.111
F	0.000	0.004	0.083	0.000	0.032	0.000
Cl	0.006	0.002	0.000	0.000	0.005	0.000
Total	99.896	99.964	100.018	99.261	100.008	98.312

Muestra Análisis	MMD 79	MMD 80	MMD 81	MMD 82	MMD 83	MMD 84
SiO₂	48.612	45.755	44.680	44.834	49.709	48.527
Al₂O₃	4.255	7.398	8.365	7.767	5.380	3.571
FeO	6.668	8.648	11.781	11.927	4.177	9.199
MnO	0.188	0.185	0.410	0.445	0.018	0.393
MgO	12.793	10.188	8.491	8.356	15.291	11.525
CaO	24.665	24.256	23.561	23.339	23.211	21.527
Na₂O	0.776	0.972	0.829	0.761	0.516	1.304
K₂O	0.034	0.002	0.000	0.004	0.000	0.000
TiO₂	1.442	2.317	1.217	1.136	1.090	1.246
NiO	0.000	0.000	0.000	0.053	0.019	0.085
Cr₂O₃	0.000	0.033	0.003	0.001	0.165	0.132
P₂O₅	0.031	0.035	0.000	0.000	0.000	0.026
BaO	0.000	0.000	0.000	0.000	0.231	0.000
Nb₂O₅	0.006	0.054	0.030	0.048	0.000	0.000
ZrO₂	0.016	0.020	0.040	0.089	0.000	0.077
F	0.000	0.008	0.000	0.005	0.011	0.019
Cl	0.005	0.000	0.006	0.007	0.003	0.000
Total	99.490	99.868	99.412	98.768	99.815	97.623

Muestra Análisis	MMD 85	MMD 86	MMD 87	MMD 88	MMD 89	MMD 90
SiO₂	49.963	49.405	47.377	47.568	48.147	44.569
Al₂O₃	1.360	2.810	5.271	5.177	5.582	7.137
FeO	13.726	7.403	6.152	6.645	5.369	9.266
MnO	0.843	0.289	0.116	0.158	0.191	0.253
MgO	8.600	13.077	13.777	12.928	13.781	10.641
CaO	19.812	23.290	23.581	23.271	23.410	22.922
Na₂O	2.558	0.967	0.477	0.806	0.618	0.941
K₂O	0.011	0.000	0.005	0.000	0.000	0.004
TiO₂	0.623	1.185	1.695	1.778	1.336	2.663
NiO	0.031	0.024	0.007	0.000	0.000	0.000
Cr₂O₃	0.000	0.000	0.014	0.038	0.166	0.065
P₂O₅	0.019	0.038	0.020	0.025	0.014	0.124
BaO	0.000	0.000	0.000	0.066	0.000	0.000
Nb₂O₅	0.000	0.030	0.036	0.000	0.000	0.000
ZrO₂	0.061	0.000	0.065	0.114	0.082	0.186
F	0.000	0.000	0.002	0.008	0.043	0.016
Cl	0.000	0.000	0.000	0.010	0.009	0.018
Total	97.607	98.518	98.594	98.587	98.728	98.794

Muestra Análisis	MMD 91	MMD 92	MMD 93	MMD 94	MMD 95
SiO₂	47.924	46.308	50.348	46.352	47.600
Al₂O₃	5.447	6.077	3.093	5.376	4.990
FeO	5.297	7.430	3.985	7.178	7.496
MnO	0.170	0.280	0.030	0.271	0.274
MgO	14.369	12.547	15.696	12.162	12.246
CaO	23.724	23.413	23.822	22.983	23.645
Na₂O	0.480	0.714	0.326	0.946	0.766
K₂O	0.005	0.018	0.015	0.012	0.009
TiO₂	1.517	2.082	0.900	1.573	1.794
NiO	0.019	0.000	0.036	0.024	0.000
Cr₂O₃	0.048	0.046	0.637	0.094	0.000
P₂O₅	0.015	0.017	0.012	0.048	0.056
BaO	0.042	0.000	0.000	0.049	0.000
Nb₂O₅	0.000	0.042	0.000	0.024	0.000
ZrO₂	0.033	0.000	0.000	0.032	0.020
F	0.039	0.036	0.000	0.000	0.013
Cl	0.000	0.000	0.006	0.002	0.000
Total	99.113	98.995	98.905	97.126	98.904

Composiciones de anfíboles en diques de la periferia de la Sierra de San Carlos

Muestra	SLZ5	SLZ5	SLZ5	SLZ5	MON1	MON1	MON1	MON1	MON1	MON1	MON1	MON1
Análisis	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
SiO₂	38.388	37.257	38.332	38.346	37.626	37.998	37.022	37.778	37.766	37.405	36.428	38.069
Al₂O₃	11.423	12.890	10.533	11.067	14.601	14.666	14.506	13.643	14.510	14.764	15.233	14.536
FeO	22.734	21.015	23.190	22.833	11.916	11.860	17.619	16.769	13.162	13.049	15.941	10.877
MnO	0.751	0.751	0.758	0.791	0.213	0.149	0.519	0.412	0.205	0.134	0.271	0.187
MgO	5.148	5.056	4.868	5.128	11.868	12.100	7.727	8.617	11.177	10.922	7.972	12.588
CaO	11.285	11.507	10.561	11.073	12.403	12.596	12.262	12.110	12.096	12.159	11.839	12.432
Na₂O	2.921	2.377	2.953	2.648	2.179	2.143	2.305	2.337	2.158	2.145	2.231	2.070
K₂O	1.941	2.066	1.878	2.060	1.871	1.759	1.826	1.737	1.832	1.865	1.879	1.851
TiO₂	3.920	4.163	3.574	3.735	5.439	4.891	5.154	5.304	5.350	5.367	5.867	5.080
NiO	0.000	0.010	0.000	0.000	0.041	0.032	0.000	0.046	0.000	0.000	0.029	0.006
Cr₂O₃	0.008	0.000	0.000	0.019	0.008	0.000	0.000	0.000	0.007	0.013	0.000	0.007
P₂O₅	0.002	0.000	0.042	0.023	0.057	0.031	0.029	0.032	0.054	0.050	0.000	0.000
BaO	0.000	0.173	0.000	0.000	0.103	0.037	0.211	0.069	0.020	0.126	0.142	0.056
SrO	0.000	0.000	0.000	0.000	0.037	0.080	0.011	0.050	0.000	0.000	0.028	0.009
Nb₂O₅	0.125	0.060	0.018	0.036	0.000	0.068	0.006	0.000	0.000	0.073	0.000	0.000
ZrO₂	0.032	0.081	0.016	0.032	0.032	0.032	0.039	0.000	0.063	0.051	0.039	0.000
F	0.210	0.198	0.159	0.149	0.187	0.123	0.145	0.085	0.180	0.220	0.119	0.233
Cl	0.022	0.041	0.046	0.041	0.011	0.027	0.025	0.030	0.004	0.030	0.025	0.010
Total	98.817	97.553	96.851	97.909	98.511	98.534	99.339	98.976	98.507	98.273	97.987	97.911

Muestra	MON1	MON1	MON1	MON1	MON1	MON1	MON1	MON1	MON1	MON1	MON1	MON1
Análisis	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24
SiO₂	37.865	37.716	36.723	37.456	37.749	37.284	37.348	37.799	37.480	37.524	37.343	36.640
Al₂O₃	14.928	14.873	14.958	14.853	14.459	14.636	14.449	13.930	14.274	14.029	14.782	15.033
FeO	11.160	11.165	14.809	12.321	12.889	16.166	14.685	15.033	14.048	15.471	12.360	14.064
MnO	0.112	0.131	0.364	0.186	0.257	0.360	0.346	0.316	0.271	0.390	0.205	0.227
MgO	12.646	12.177	8.998	11.444	11.383	8.320	9.362	9.229	10.092	8.731	11.352	9.858
CaO	12.117	12.524	12.330	12.358	12.333	12.117	12.100	12.131	12.084	11.978	12.399	12.362
Na₂O	2.115	1.979	2.182	1.950	2.166	2.279	2.232	2.301	2.296	2.263	2.092	2.284
K₂O	1.855	1.933	1.987	1.985	1.889	1.791	1.730	1.742	1.604	1.647	1.870	1.892
TiO₂	5.025	5.335	5.632	5.215	5.267	5.290	5.473	5.047	5.454	5.253	5.240	5.497
NiO	0.052	0.043	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.006	0.078
Cr₂O₃	0.010	0.000	0.023	0.004	0.021	0.000	0.016	0.026	0.001	0.000	0.000	0.000
P₂O₅	0.010	0.045	0.145	0.020	0.021	0.014	0.005	0.055	0.023	0.022	0.054	0.014
BaO	0.231	0.028	0.012	0.118	0.106	0.318	0.108	0.146	0.185	0.092	0.286	0.209
SrO	0.013	0.000	0.000	0.000	0.011	0.000	0.043	0.000	0.000	0.006	0.036	0.000
Nb₂O₅	0.000	0.028	0.006	0.023	0.017	0.000	0.017	0.022	0.067	0.067	0.028	0.000
ZrO₂	0.000	0.024	0.063	0.000	0.000	0.000	0.051	0.000	0.075	0.008	0.043	0.094
F	0.152	0.212	0.091	0.226	0.244	0.156	0.135	0.175	0.174	0.145	0.205	0.118
Cl	0.010	0.018	0.008	0.026	0.004	0.028	0.006	0.012	0.019	0.016	0.012	0.017
Total	98.235	98.138	98.291	98.084	98.712	98.687	98.048	97.887	98.070	97.577	98.224	98.333

Muestra	MON1	MON1	MON1	MMED1	MMED1	MMED1	MMED1	MMED1	MMED1	MMED1	MMED1
Análisis	25	26	27	28	29	30	31	32	33	34	35
SiO₂	36.248	37.336	37.113	37.713	37.877	38.250	38.351	39.096	38.488	38.457	38.592
Al₂O₃	14.452	14.792	14.764	14.305	14.701	14.486	14.563	14.615	14.485	14.459	14.291
FeO	11.846	11.760	12.067	13.486	13.831	11.937	10.388	10.001	11.134	11.354	12.026
MnO	0.175	0.127	0.183	0.265	0.242	0.183	0.127	0.109	0.224	0.168	0.187
MgO	11.494	12.178	11.602	10.836	10.871	12.103	12.840	13.084	12.461	12.622	12.120
CaO	13.504	12.390	12.190	11.756	12.037	12.161	12.191	12.343	12.055	12.062	12.159
Na₂O	2.192	2.131	2.280	2.547	2.464	2.556	2.293	2.484	2.509	2.507	2.549
K₂O	1.884	1.999	1.839	1.437	1.545	1.461	1.500	1.480	1.457	1.468	1.460
TiO₂	5.102	5.232	5.523	4.767	4.499	4.839	4.827	4.699	4.796	4.878	4.342
NiO	0.000	0.017	0.000	0.000	0.052	0.000	0.017	0.023	0.000	0.003	0.017
Cr₂O₃	0.000	0.004	0.000	0.020	0.004	0.000	0.000	0.000	0.014	0.005	0.000
P₂O₅	0.799	0.002	0.000	0.033	0.004	0.066	0.006	0.000	0.014	0.053	0.036
BaO	0.067	0.083	0.088	0.106	0.005	0.026	0.061	0.077	0.081	0.157	0.155
SrO	0.000	0.000	0.000	0.000	0.044	0.043	0.004	0.000	0.000	0.014	0.021
Nb₂O₅	0.000	0.062	0.011	0.073	0.017	0.011	0.000	0.040	0.000	0.000	0.023
ZrO₂	0.055	0.032	0.055	0.036	0.000	0.000	0.059	0.028	0.044	0.028	0.004
F	0.205	0.154	0.155	0.110	0.089	0.057	0.110	0.116	0.155	0.175	0.119
Cl	0.007	0.023	0.012	0.007	0.031	0.005	0.011	0.018	0.000	0.014	0.027
Total	97.942	98.252	97.814	97.449	98.269	98.159	97.300	98.160	97.852	98.347	98.072

Muestra	MMED1	MMED1	MMED1	MMED1	MMED1	MMED1	MMED1	MMED1
Análisis	36	37	38	39	40	41	42	43
SiO₂	38.343	38.669	38.300	36.589	35.919	37.986	37.932	37.789
Al₂O₃	14.578	14.075	14.042	14.687	15.085	14.623	14.524	13.877
FeO	13.087	12.937	12.841	15.648	20.734	12.104	14.822	13.090
MnO	0.250	0.246	0.268	0.349	0.546	0.183	0.286	0.283
MgO	10.296	11.525	11.003	9.237	5.130	11.760	9.249	11.612
CaO	11.917	12.049	12.160	12.051	11.619	11.738	11.550	12.126
Na₂O	2.607	2.626	2.595	2.552	2.293	2.594	2.621	2.598
K₂O	1.537	1.410	1.391	1.473	1.413	1.514	1.456	1.377
TiO₂	4.020	4.620	4.420	4.372	4.524	5.144	4.138	4.523
NiO	0.000	0.017	0.000	0.000	0.078	0.014	0.023	0.029
Cr₂O₃	0.006	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.016	0.000
P₂O₅	0.013	0.000	0.054	0.144	0.005	0.055	0.037	0.023
BaO	0.106	0.170	0.142	0.084	0.194	0.168	0.085	0.210
SrO	0.007	0.000	0.000	0.033	0.080	0.020	0.105	0.077
Nb₂O₅	0.091	0.000	0.000	0.073	0.006	0.017	0.034	0.006
ZrO₂	0.000	0.075	0.055	0.028	0.090	0.000	0.000	0.000
F	0.128	0.134	0.143	0.130	0.093	0.160	0.056	0.168
Cl	0.014	0.032	0.017	0.015	0.033	0.028	0.033	0.021
Total	96.943	98.522	97.367	97.407	97.796	98.035	96.936	97.733

Composiciones de micas en diques y xenolitos de la periferia de la Sierra de San Carlos

Muestra	MMD	MMD	MMD	MMD	MMD	MMD	MMD
Análisis	1	2	3	4	5	6	7
SiO₂	34.949	34.325	35.582	35.022	35.768	35.409	36.383
Al₂O₃	16.330	17.182	16.735	16.752	16.484	15.931	16.863
FeO	10.385	11.478	7.765	10.779	10.239	10.943	7.135
MnO	0.141	0.250	0.083	0.130	0.224	0.241	0.049
MgO	16.582	16.109	19.903	16.747	18.072	17.050	19.997
CaO	0.032	0.034	0.004	0.003	0.028	0.017	0.008
Na₂O	0.817	0.823	0.860	0.744	0.775	0.752	0.819
K₂O	8.438	8.512	8.774	8.793	8.809	8.619	8.423
TiO₂	4.123	4.515	4.096	4.067	4.334	4.950	4.259
NiO	0.041	0.050	0.082	0.019	0.029	0.038	0.128
Cr₂O₃	0.000	0.000	0.183	0.171	0.060	0.034	0.155
P₂O₅	0.000	0.033	0.004	0.015	0.008	0.006	0.000
BaO	0.803	1.257	0.684	0.557	0.530	1.196	0.903
Nb₂O₅	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.061	0.069
ZrO₂	0.000	0.016	0.000	0.025	0.000	0.037	0.068
F	0.361	0.397	0.421	0.267	0.420	0.379	0.409
Cl	0.000	0.000	0.025	0.000	0.007	0.015	0.002
Total	92.850	94.814	95.018	93.979	95.608	95.515	95.498

Muestra	MMD	XMON1	XMON1	XMON1	XMON1	XMON1	XMON1
Análisis	8	9	10	11	12	13	14
SiO₂	35.541	34.991	34.038	35.273	34.259	34.051	34.869
Al₂O₃	16.268	14.321	15.377	14.818	14.987	15.208	14.876
FeO	10.501	21.600	22.563	22.397	22.927	21.744	22.439
MnO	0.168	0.315	0.452	0.489	0.467	0.508	0.522
MgO	17.529	8.581	8.791	9.350	8.903	8.602	8.610
CaO	0.036	1.245	0.054	0.053	0.233	0.125	0.115
Na₂O	0.721	0.215	0.387	0.444	0.359	0.395	0.368
K₂O	8.635	7.418	8.701	8.679	8.307	8.688	8.598
TiO₂	4.503	4.162	4.345	4.165	4.193	4.053	4.415
NiO	0.026	0.043	0.040	0.000	0.000	0.000	0.000
Cr₂O₃	0.044	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.019
P₂O₅	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.007	0.024
BaO	0.558	0.031	0.068	0.046	0.000	0.093	0.000
Nb₂O₅	0.011	0.000	0.056	0.000	0.022	0.084	0.022
ZrO₂	0.000	0.057	0.000	0.000	0.004	0.000	0.000
F	0.354	0.239	0.192	0.166	0.173	0.113	0.169
Cl	0.004	0.106	0.147	0.129	0.130	0.129	0.124
Total	94.749	93.199	95.097	95.910	94.862	93.724	95.071

Composiciones de feldespatos en diques y xenolitos de la periferia de la Sierra de San Carlos.

Muestra	MON1	MON1	MON1	MON1	MON1	MON1	MON1	MON1	MON1	MON1
Análisis	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO₂	63.534	59.708	60.697	59.540	62.436	60.898	63.729	62.408	63.182	60.489
Al₂O₃	19.358	24.524	24.561	26.224	19.220	25.088	19.490	18.841	19.263	24.923
FeO	0.089	0.155	0.089	0.079	0.125	0.030	0.044	0.071	0.022	0.042
MnO	0.039	0.000	0.000	0.039	0.066	0.072	0.000	0.000	0.000	0.012
MgO	0.000	0.000	0.000	0.012	0.013	0.000	0.003	0.000	0.000	0.008
CaO	0.106	5.101	5.132	5.815	0.101	5.784	0.123	0.096	0.082	5.538
Na₂O	2.430	8.732	8.523	8.129	2.926	8.050	2.532	2.453	2.059	8.236
K₂O	12.652	0.592	0.580	0.427	11.892	0.492	12.564	12.581	13.165	0.537
TiO₂	0.054	0.000	0.026	0.037	0.000	0.001	0.030	0.058	0.057	0.000
NiO	0.000	0.000	0.000	0.000	0.007	0.019	0.000	0.000	0.024	0.000
Cr₂O₃	0.034	0.000	0.000	0.032	0.055	0.000	0.000	0.000	0.007	0.027
P₂O₅	0.048	0.003	0.078	0.012	0.050	0.026	0.015	0.000	0.017	0.026
BaO	0.389	0.000	0.000	0.000	0.437	0.147	0.597	0.407	0.684	0.068
SrO	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Nb₂O₅	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.093	0.062	0.000	0.057
ZrO₂	0.000	0.009	0.000	0.013	0.000	0.000	0.000	0.000	0.004	0.000
F	0.081	0.008	0.005	0.000	0.002	0.000	0.028	0.004	0.000	0.000
Cl	0.000	0.000	0.008	0.010	0.016	0.000	0.051	0.003	0.017	0.005
Total	98.780	98.829	99.695	100.367	97.341	100.607	99.275	96.981	98.579	99.967

Muestra	SLZ5	SLZ5	SLZ5	SLZ5	SLZ5	SLZ5	SLZ5	SLZ5	SLZ5	MMED1
Análisis	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20
SiO₂	64.867	63.668	63.741	62.529	61.907	64.816	62.913	64.844	63.720	59.613
Al₂O₃	19.377	20.339	19.986	20.841	20.686	19.451	18.857	19.225	20.117	25.295
FeO	0.146	0.118	0.145	0.140	0.089	0.116	0.469	0.138	0.188	0.210
MnO	0.000	0.000	0.033	0.060	0.000	0.000	0.018	0.030	0.030	0.011
MgO	0.000	0.012	0.002	0.006	0.000	0.000	0.000	0.000	0.004	0.001
CaO	0.069	0.084	0.102	0.195	0.138	0.084	0.031	0.086	0.138	5.740
Na₂O	3.743	3.520	3.712	3.810	3.785	3.676	0.290	3.851	3.831	7.640
K₂O	11.140	10.609	10.515	9.868	9.931	11.293	15.903	11.025	10.769	0.846
TiO₂	0.036	0.119	0.093	0.146	0.260	0.050	0.061	0.116	0.126	0.020
NiO	0.000	0.000	0.007	0.000	0.000	0.027	0.029	0.000	0.019	0.088
Cr₂O₃	0.010	0.000	0.031	0.000	0.000	0.006	0.000	0.001	0.017	0.000
P₂O₅	0.014	0.002	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.009	0.000	0.019
BaO	0.190	1.513	1.223	3.327	2.691	0.295	0.214	0.478	1.088	0.399
SrO	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.357
Nb₂O₅	0.000	0.044	0.000	0.019	0.000	0.013	0.000	0.013	0.081	0.000
ZrO₂	0.000	0.000	0.000	0.043	0.034	0.013	0.000	0.017	0.000	0.000
F	0.064	0.041	0.000	0.066	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Cl	0.000	0.000	0.006	0.000	0.000	0.000	0.007	0.008	0.000	0.010
Total	99.629	100.052	99.595	101.022	99.521	99.840	98.790	99.839	100.128	100.247

Muestra	MMED1	MMED1	MMED1	MMD	MMD	MMD	MMD
Análisis	21	22	23	24	25	26	27
SiO₂	58.334	58.241	58.290	62.491	60.259	62.034	62.971
Al₂O₃	25.613	24.835	25.050	18.964	18.422	19.812	19.006
FeO	0.332	0.292	0.253	0.741	0.158	0.307	0.611
MnO	0.000	0.000	0.000	0.000	0.015	0.000	0.000
MgO	0.000	0.000	0.000	0.013	0.000	0.000	0.000
CaO	6.169	4.693	5.147	0.057	1.646	0.049	0.023
Na₂O	6.763	7.055	6.631	1.254	0.534	0.718	1.499
K₂O	0.848	1.581	1.683	13.913	14.214	13.811	14.477
TiO₂	0.118	0.195	0.206	0.069	0.047	0.071	0.060
NiO	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.022
Cr₂O₃	0.034	0.000	0.000	0.009	0.000	0.014	0.000
P₂O₅	0.019	0.000	0.057	0.000	1.242	0.000	0.000
BaO	0.522	1.648	1.629	0.442	0.902	1.684	0.115
SrO	0.542	0.833	0.954	0.037	0.038	0.231	0.000
Nb₂O₅	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
ZrO₂	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.016	0.000
F	0.014	0.000	0.000	0.000	0.094	0.000	0.017
Cl	0.004	0.000	0.005	0.005	0.000	0.000	0.014
Total	99.305	99.373	99.904	97.994	97.531	98.747	98.805

Composiciones de olivinos en diques de la periferia de la Sierra de San Carlos

Muestra	MMD	MMD	MMD	MMD	MMD	MMD	MMD	MMD	MMD
Análisis	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO₂	39.568	39.804	39.936	39.476	40.284	39.896	40.201	39.177	39.375
Al₂O₃	0.000	0.021	0.007	0.025	0.025	0.005	0.037	0.037	0.043
FeO	13.026	13.209	12.282	12.694	11.519	13.093	10.782	13.974	11.569
MnO	0.153	0.164	0.241	0.172	0.306	0.252	0.261	0.546	0.313
MgO	46.940	47.224	47.144	46.627	48.137	47.406	48.717	44.565	47.369
CaO	0.213	0.223	0.206	0.215	0.235	0.256	0.250	0.283	0.269
Na₂O	0.031	0.000	0.028	0.016	0.006	0.010	0.003	0.024	0.000
K₂O	0.000	0.000	0.000	0.002	0.003	0.000	0.007	0.000	0.000
TiO₂	0.023	0.005	0.016	0.000	0.067	0.000	0.036	0.027	0.000
NiO	0.242	0.251	0.155	0.178	0.058	0.152	0.153	0.145	0.208
Cr₂O₃	0.022	0.000	0.021	0.060	0.000	0.041	0.044	0.000	0.044
P₂O₅	0.021	0.000	0.007	0.019	0.015	0.004	0.031	0.026	0.012
BaO	0.000	0.000	0.013	0.035	0.038	0.042	0.000	0.000	0.061
Nb₂O₅	0.000	0.000	0.012	0.012	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
ZrO₂	0.000	0.000	0.000	0.053	0.000	0.045	0.000	0.038	0.000
F	0.005	0.000	0.000	0.006	0.013	0.010	0.016	0.000	0.000
Cl	0.000	0.000	0.000	0.007	0.000	0.001	0.015	0.000	0.000
Total	100.242	100.901	100.068	99.592	100.701	101.209	100.543	98.842	99.263

Composiciones de óxidos en diques de la periferia de la Sierra de San Carlos

Muestra	SLZ5	SLZ5	SLZ5	SLZ5	MMD	MMD	MMD
Mineral	Mn-Nb ilm	Nb ilm	Mn-Nb ilm	Magnetita	Magnetita	Magnetita	Magnetita
Análisis	1	2	3	4	5	6	7
SiO₂	0.133	0.059	0.072	0.058	0.042	0.056	0.124
TiO₂	53.485	58.086	50.167	15.799	12.393	11.351	11.917
Al₂O₃	0.034	0.099	0.000	1.225	3.134	3.199	3.506
FeO	34.212	33.580	23.114	73.939	71.148	72.133	70.893
MnO	9.092	0.785	21.250	1.720	2.065	1.356	1.251
MgO	0.000	0.014	0.000	0.000	2.306	2.292	2.208
CaO	0.142	0.126	0.363	0.000	0.031	0.272	0.109
Na₂O	0.601	0.083	0.282	0.041	0.012	0.000	0.000
K₂O	0.000	0.077	0.009	0.000	0.009	0.009	0.002
Cr₂O₃	0.000	0.000	0.000	0.014	0.103	0.279	1.575
NiO	0.094	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.002
Nb₂O₅	2.987	4.018	2.438	0.005	0.000	0.000	0.000
Total	100.780	96.927	97.695	92.801	91.243	90.947	91.587

Composiciones de diversos minerales encontrados en diques de la periferia de la Sierra de San Carlos

Muestra	MON1	MON1	MON1	MON1	SLZ5	SLZ5	SLZ5	SLZ5	M-MED1
Mineral	Titanita	Titanita	Titanita	Titanita	Titanita	Titanita	Titanita	Titanita	Analcima
Análisis	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO₂	29.164	29.734	29.804	29.797	29.484	29.906	29.784	29.387	53.570
TiO₂	34.538	34.906	35.128	34.475	37.199	37.493	36.472	36.791	0.005
Al₂O₃	2.077	2.139	2.211	2.192	1.545	1.833	1.634	1.405	24.239
FeO	1.132	1.283	1.361	1.328	0.995	1.243	1.507	1.349	0.119
MnO	0.023	0.050	0.069	0.042	0.039	0.057	0.030	0.054	0.000
MgO	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.012
CaO	28.501	28.661	28.866	29.131	29.652	29.828	29.120	29.079	0.052
Na₂O	0.049	0.027	0.002	0.046	0.107	0.071	0.095	0.171	13.412
K₂O	0.011	0.000	0.006	0.008	0.000	0.008	0.054	0.000	0.106
NiO	0.046	0.000	0.011	0.003	0.024	0.088	0.029	0.000	0.056
Cr₂O₃	0.000	0.010	0.000	0.000	0.000	0.007	0.000	0.000	0.010
BaO	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.015
ZrO₂	0.443	0.404	0.329	0.204	0.349	0.221	0.243	0.217	0.000
Nb₂O₅	1.494	0.640	0.759	0.398	1.370	0.752	1.049	1.463	0.000
P₂O₅	0.042	0.081	0.115	0.067	0.124	0.061	0.064	0.051	0.021
F	0.261	0.273	0.282	0.270	0.230	0.258	0.111	0.210	0.000
Cl	0.000	0.010	0.000	0.009	0.000	0.007	0.000	0.010	0.005
Total	97.671	98.101	98.824	97.854	101.021	101.722	100.145	100.097	91.621

Muestra	M-MED1	MMD	SLZ5	SLZ5	SLZ5	SLZ5	SLZ5	SLZ5
Mineral	Analcima	Analcima	Analcima	Nefelina	Nefelina	Fluorita	Fluorita	Sr-burbankita
Análisis	10	11	12	13	14	15	16	17
SiO₂	53.780	55.095	54.403	43.083	42.270	0.000	0.000	0.000
TiO₂	0.000	0.032	0.060	0.000	0.000	0.000	0.055	0.000
Al₂O₃	24.274	25.372	24.641	34.375	34.891	0.034	0.000	0.052
FeO	0.128	0.168	0.429	0.428	0.356	0.002	0.010	0.002
MnO	0.000	0.000	0.066	0.000	0.006	0.044	0.009	0.022
MgO	0.000	0.000	0.000	0.003	0.000	0.000	0.000	0.000
CaO	0.056	0.035	0.078	0.445	0.572	78.798	77.572	12.845
Na₂O	13.405	12.640	14.159	15.797	15.443	0.038	0.037	7.613
K₂O	0.110	0.104	0.063	5.487	5.927	0.000	0.058	0.001
NiO	0.000	0.007	0.036	0.000	0.000	0.000	0.000	0.021
Cr₂O₃	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.100
BaO	0.008	0.000	0.000	0.044	0.026	0.056	0.051	0.468
SrO	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.266	0.167	33.522
ZrO₂	0.038	0.013	0.009	0.008	0.000	0.034	0.007	0.000
Nb₂O₅	0.000	0.006	0.006	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
P₂O₅	0.017	0.001	0.000	0.000	0.026	0.100	0.061	0.000
F	0.000	0.007	0.079	0.000	0.021	38.771	39.945	0.310
Cl	0.012	0.000	0.018	0.000	0.005	0.000	0.009	0.021
Total	91.825	93.477	94.010	99.670	99.533	101.818	101.160	54.841