

UNIVERSIDAD AUTÓNOMA DE NUEVO LEÓN
FACULTAD DE CIENCIAS DE LA TIERRA



“IMPLICACIONES GEOTECTÓNICAS A ESCALA
REGIONAL DEL MAGMATISMO ALCALINO DE LA
SIERRA DE SAN CARLOS-CRUILLAS, NE DE
MÉXICO”

TESIS

QUE COMO REQUISITO PARCIAL
PARA OBTENER EL GRADO DE

DOCTOR EN CIENCIAS CON ORIENTACIÓN EN GEOCIENCIAS

PRESENTA

VICTOR ALEJANDRO LEAL CUELLAR



UNIVERSIDAD AUTÓNOMA DE NUEVO LEÓN
FACULTAD DE CIENCIAS DE LA TIERRA

“IMPLICACIONES GEOTECTÓNICAS A ESCALA
REGIONAL DEL MAGMATISMO ALCALINO DE LA
SIERRA DE SAN CARLOS-CRUILLAS, NE DE MÉXICO”

TESIS

QUE COMO REQUISITO PARCIAL
PARA OBTENER EL GRADO DE
DOCTOR EN CIENCIAS CON ORIENTACIÓN EN GEOCIENCIAS

PRESENTA

VICTOR ALEJANDRO LEAL CUELLAR

Vo. Bo.
DIRECTOR DE TITULACIÓN

A handwritten signature in blue ink, appearing to read 'Juan Alonso Ramírez Fernández', written over a horizontal line.

DR. JUAN ALONSO RAMÍREZ FERNÁNDEZ



UNIVERSIDAD AUTÓNOMA DE
NUEVO LEÓN
FACULTAD DE CIENCIAS DE LA TIERRA



LA TESIS
“**IMPLICACIONES GEOTECTÓNICAS A ESCALA REGIONAL DEL
MAGMATISMO ALCALINO DE LA SIERRA DE SAN CARLOS-
CRUILLAS, NE DE MÉXICO**”

QUE PRESENTA
VICTOR ALEJANDRO LEAL CUELLAR

HA SIDO ACEPTADA COMO REQUISITO PARCIAL PARA OPTAR AL GRADO DE
DOCTOR EN CIENCIAS CON ORIENTACIÓN EN GEOCIENCIAS

Vo. Bo.
COMITÉ DE TITULACIÓN



DR. JUAN ALONSO RAMÍREZ FERNÁNDEZ
Director-FCT-UANL



DR. FERNANDO VELASCO TAPIA
Codirector-FCT-UANL



DR. RENÉ GONZÁLEZ GUZMÁN
Codirector-UNAM



DR. LUIGI A. SOLARI
Codirector-UNAM



DR. JUAN CARLOS MONTALVO ARRIETA
Codirector-FCT-UANL

Por este medio declaro bajo protesta, haber realizado esta tesis de manera personal y haber utilizado únicamente los medios, procedimientos y asesorías descritas en la misma.



Victor Alejandro Leal Cuellar

Junio de 2024

Dedicatoria

Este trabajo está dedicado a mi familia, especialmente a mi madre **Catalina**, por apoyarme y alentarme en todo momento, por demostrar una fortaleza inquebrantable ante cualquier adversidad y siempre encontrar la manera de salir adelante. Te amo mamá.

A **Marycruz**, siempre estaré agradecido por mantenerte a mi lado y haberme acompañado durante todo este camino, por haberme brindado todo tu cariño y tu apoyo para salir adelante y alcanzar mis metas.

“No importa lo que pase, no te arrepientas de haber nacido. Aunque nadie nos elogie, no olvides sonreír en cualquier situación. Mientras estés vivo habrá cosas mejores más tarde... y habrá muchas”.

Bellmere.- One Piece

Agradecimientos

Sin lugar a duda el concluir esta tesis doctoral representó un gran desafío el cual puede lograr a partir de mucho esfuerzo y dedicación, sin embargo, este trabajo no habría podido concluir sin la ayuda de mucha gente. Por lo tanto, quiero aprovechar este espacio para expresar mis agradecimientos.

A mi familia, a mis padres y a mis hermanas, en especial a mi madre **Catalina Cuellar Uresti**, por todo su apoyo y comprensión, por siempre alentarme a lograr mis metas y objetivos e incluso ir más allá. A mis hermanas, **Mónica Marlen** por haberme apoyado en todo este tiempo y sobre todo por ser mi amiga y confidente, a **Dulce Esperanza** por ser el motor que nos impulsa en la vida.

A **Guadalupe Marycruz Andrade Ibarra**, por haber caminado a mi lado durante toda esta etapa, por haberme brindado todo su amor y comprensión, por siempre haberme alentado a seguir adelante, ¡Gracias chaparrita!

A mi *Alma Mater* la **Universidad Autónoma de Nuevo León** y a la **Facultad de Ciencias de la Tierra**, al personal académico, administrativo y de apoyo, por haberme abierto las puertas para mis estudios doctorales, así como durante toda mi formación académica, además de haberme facilitado las instalaciones, recursos y vehículos para efectuar el trabajo de campo, preparación de muestras, laboratorio y de gabinete de la presente tesis.

A mi director de tesis, **Dr. Juan Alonso Ramírez Fernández**, por haberme conducido en el camino de la ciencia, por sus invaluable consejos, por su sincera amistad y, sobre todo, por todo el apoyo incondicional recibido durante la realización de este proyecto.
¡¡Muchas gracias Doc!!

A mis co-directores de tesis, **Dr. Fernando Velasco Tapia**, **Dr. Reneé González Guzmán**, **Dr. Luigi A. Solari** y **Dr. Juan Carlos Montalvo Arrieta**, por sus revisiones, regaños, comentarios, motivación y sugerencias para la elaboración de esta tesis.

Al personal administrativo de la subdirección de posgrado de la FCT-UANL, en especial al **Dr. Fernando Velasco Tapia** y al **Dr. Carlos Gilberto Aguilar Madera**, por haberme orientado y apoyado durante el proceso de ingreso al programa de **Doctorado en Ciencias con Orientación en Geociencias**, así como con del desarrollo y con la conclusión del mismo.

Al **Consejo Nacional de Humanidades, Ciencias y Tecnologías (CONAHCYT)** por haberme otorgado una beca de manutención durante mis estudios de posgrado. Así mismo, a los proyectos y programas que otorgaron la financiación para la realización de los análisis geocronológicos de la presente tesis: al **Programa de Apoyo la Investigación**

Científica y Tecnológica (PAICYT) de la UANL mediante el proyecto “Geocronología del Complejo Magmático de la Sierra de San Carlos, Tamaulipas”, clave CT1250-20, a cargo del Dr. Juan Alonso Ramírez Fernández; a la Universidad Autónoma de Tamaulipas (UAT) mediante el proyecto “Diagnóstico y prospectiva sobre las condiciones socio-ecológicas imperantes en la región mezcalera de la Sierra de San Carlos, Tamaulipas”, clave 65-UATINVES-2021, a cargo de la Dra. Glenda Nelly Requena Lara; al sistema de Programas Nacionales Estratégicos (PRONACES) de CONAHCYT mediante el proyecto “Valoración y resignificación del patrimonio cultural y biocultural de la región mezcalera de la Sierra de San Carlos, Tamaulipas”, clave 000000000322669 a cargo del Dr. Octavio Herrera Pérez.

A José Jovany Rivera García y a Luis Alejandro Elizondo Pacheco por su apoyo durante el trabajo de campo, preparación de muestras y de laboratorio. Al personal del Laboratorio de Estudios Isotópicos (LEI) del Centro de Geociencias de la UNAM, en especial al Dr. Luigi A. Solari y al Dr. Carlos Ortega Obregón, por su orientación y apoyo durante el análisis geocronológico.

A las familias Ibarra Hernández y Andrade Ibarra, en especial a la Sra. Juana María Ibarra Hernández por todo el apoyo brindado.

A mis compañeros y excompañeros del posgrado, Dr. Eduardo Alemán, Dr. Moisés Casas, Cecilia Rodríguez, Dra. Ana Finol, Carmen Gómez, Jovany Rivera, Miguel Ramos, Ismelis Rodríguez, José Pérez, Cecilia Bautista, Jordan Ortiz, Gabriela Arizpe y Yazmín Uribe, por la amistad que hemos desarrollado a lo largo de este tiempo, por todos esos buenos momentos vividos que hicieron más alegre la etapa del doctorado.

A mis amigos personales Daniel Torres, Martín Garza, Víctor Guerra, Gustavo Castillo por demostrar que a pesar de tomar caminos diferentes las amistades pueden ser duraderas. Del mismo modo a mis amigos Luis Alemán, Alfredo Cabrera, Manuel Tijerina, Silver Alemán, Néstor Montes, Oscar Rojas por todas esas partiditas que me permitieron olvidarme de todo el cansancio y estrés generado durante todo el trabajo de la tesis.

A mis fieles y adoradas mascotas Sirius, Molly, Minina y Luvi.

A todos ustedes y a quien involuntariamente omito, ¡MUCHAS GRACIAS!

Atentamente

Victor Alejandro Leal Cuellar

CONTENIDO

CONTENIDO	Página
LISTA DE FIGURAS	III
LISTA DE TABLAS	VII
RESUMEN	VIII
ABSTRACT	X
CAPÍTULO I. GENERALIDADES	I
I.I. Introducción	I
I.II. Localización del área de estudio	3
I.III. Antecedentes	3
I.IV. Justificación	7
I.V. Hipótesis	9
I.VI. Objetivos	9
I.VII. Metodología	9
CAPÍTULO II. MARCO GEOLÓGICO REGIONAL	11
II.I. Introducción	11
II.2. Basamento cristalino Permo-Triásico	11
II.3. Evolución estratigráfica del NE de México	13
II.4.- Magmatismo en el NE de México	17
II.4.I. Cinturón de Intrusivos Concepción del Oro	17
II.4.2. Provincia Alcalina Oriental Mexicana	18
II.4.3. Provincia Extensional del Norte de México	20
CAPÍTULO III. METODOLOGÍA	22
III.I. Introducción	22
III.2. Análisis Petrográfico	22
III.3. Análisis geoquímico	22
III.4. Análisis Geocronológico	24
III.4.I. U-Pb en circones y titanitas	24
III.4.2. K-Ar en roca total	26
III.5. Análisis Isotópico	26
III.6. Interpretación de Resultados	27
CAPÍTULO IV. GEOLOGÍA DE LA SIERRA DE SAN CARLOS-CRUILLAS	28
IV.1. Sierra de San Carlos-Cruillas	28
IV.2. Estratigrafía de la Sierra de San Carlos-Cruillas	31
IV.3. Descripción de las rocas magmáticas de los sectores de la SSCC	33
IV.3.I. Sector Sierra de San Carlos	33
IV.3.2. Sector Sierras Bajas	37
IV.3.3. Sector Complejo Hipabisal San Lázaro	40
IV.3.4. Sector Bufa del Diente	41
IV.3.5. Sector Campo Subvolcánico de Burgos	42
IV.3.6. Sector San Miguel	44
IV.4. Metamorfismo de contacto	44

CAPÍTULO V. RESULTADOS	46
V.1. Petrografía	46
V.1.1. Clasificación Petrográfica	46
V.1.2. Descripción de la Monzodiorita San José	46
V.1.3. Descripción del Gabro San José	48
V.1.4. Descripción del Gabro Rincón Murillo	49
V.1.5. Descripción del Gabro El Patao	50
V.1.6. Descripción de las Sienitas Alcalinas el Bagre, Sienitas Bufa de Diente y Sienitas Nefelínicas El Rosario	51
V.1.7. Descripción de las Sienitas de las Sierras Bajas	53
V.1.8. Descripción de los Cuellos volcánicos	54
V.1.9. Descripción de los Derrames basálticos	55
V.2. Geoquímica	56
V.2.1. Clasificación geoquímica y norma CIPW	56
V.2.2. Diagramas bivariados	57
V.2.3. Diagramas de REE y diagramas multielementos tipo spider	59
V.3. Geocronología	61
V.3.1. Geocronología K-Ar	61
V.3.2. Geocronología U-Pb en circones	61
V.3.3. Circones heredados	66
V.3.4. Geocronología U-Pb en titanita	66
V.4. Isotopía	68
CAPÍTULO VI. DISCUSIÓN	72
VI.1. Relaciones espacio-temporales entre los cuerpos magmáticos de la SSCC	72
VI.1.1. Plutonismo de la SSCC	72
VI.1.2. Rocas subvolcánicas de la SSCC	74
VI.1.3. Vulcanismo de la SSCC	75
VI.2. Caracterización de las fuentes magmáticas	75
VI.3. Evaluación de la fusión parcial, cristalización fraccionada y asimilación cortical.	78
VI.3.1. Fusión parcial inversa	78
VI.3.2. Cristalización fraccionada y asimilación cortical.	79
VI.4. Implicaciones geotectónicas de magmatismo de la SSCC en el NE de México.	84
VI.4.1. Migración magmática vs. slab detachment.	84
VI.4.2. Magmatismo del Mioceno en la SSCC	88
VI.4.3. Magmatismo del Cuaternario de la SSCC: Provincia Alcalina Oriental de México vs. Provincia Extensional del Norte de México	89
VI.4.4. Asimilación de rocas corticales y sus implicaciones tectónicas	90
VI.5. Modelo petrogenético del magmatismo de la SSCC	93
CAPÍTULO VII. CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES	98
VII.1. Conclusiones	98
VII.2. Recomendaciones	99
REFERENCIAS	100
ANEXOS	117

LISTA DE FIGURAS

Figura	Descripción	Página
Fig. I.1.	Mapa satelital con la distribución de las principales provincias magmáticas de México. Abreviaturas: PAOM, Provincia Alcalina Oriental de México; SMO, Sierra Madre Oriental; MC, Mesa Central; CVTM, Cinturón volcánico Trans-Mexicano; PGC, Provincia del Golfo de California; Gua, Guatemala; Bel, Belice; Hon, Honduras.	1
Fig. I.2.	Localización del área de estudio y las vías principales de ingreso. Los cuerpos magmáticos expuestos en el área de estudio se representan por los campos de color rojo. Las principales vías de acceso están representadas por las líneas blancas.	4
Fig. 2.1	Sobrevista general de los elementos geológicos presentes en el NE de México, así como de la distribución de los complejos magmáticos que conforman a la Provincia Alcalina Oriental de México (campos rojos englobados por las líneas punteadas blancas). Los cuerpos azules indican la distribución de las cuencas sedimentarias Cretácico Tardío – Cenozoico; la línea amarilla indica el límite de la Provincia de Cuencas y Sierras en el Oriente de México; y las líneas azules indican las trazas de fallas de basamento. Abreviaturas: CICM: Cinturón de Intrusivos Candela Monclova, CICO: Cinturón de Intrusivos Concepción del Oro, CLP: Cuenca la Popa, CPCM: Cinturón de Pliegues y Cabalgaduras Mexicano, CTM: Cuenca Tampico-Misantla, CVA: Campo Volcánico de Villa Aldama, CVC: Campo Volcánico Las Coloradas, CVE: Campo Volcánico Los Encinos, CVLC: Campo Volcánico Llera de Canales, CVLE: Campo Volcánico las Esperanzas, CVO: Campo Volcánico de Ocampo, CVSD: Campo Volcánico Santo Domingo, CVVES: Campo Volcánico Ventura-Espíritu Santo, FLB: Falla la Babia, FSM: Falla de San Marcos, PMTP: Provincia Magmática Trans-Pecos, PT: Planicie de Tampico, SMC: Sierras Maderas del Carmen, SP: Sierra de Picachos, SSCC: Sierra de San Carlos-Cruillas, ST: Sierra de Tamaulipas	11
Fig. 2.2.	Magmatismo relacionado al Arco Permo-Triásico del NE de México. (a) Esquema ilustrativo del magmatismo Carbonífero, previo al cierre del Océano Reico. (b) Esquema ilustrativo del modelo tectónico del magmatismo Permo-Triásico que generaron las rocas graníticas en el GoM occidental. (c) Reconstrucción paleogeográfica del flanco occidental de la zona de colisión de Pangea. (d) Fase de disgregación inicial del basamento Permo-Triásico durante el inicio del rompimiento de Pangea en el Jurásico Temprano. (e) Segmentación de los bloques del basamento producto de la apertura del Golfo de México durante el Jurásico Tardío. Todos los esquemas modificados de Coombs et al. (2020) .	13
Fig. 2.3.	Mapa de localización y geológico del Anticlinorio de Tamaulipas del NE de México. Modificado de SEGOB (2009) . Abreviaturas: SSCC, Sierra de San Carlos-Cruillas; ST, Sierra de Tamaulipas; CVLC, Campo Volcánico de Llera de Canales; CVA, Campo Volcánico de Aldama.	16
Fig. 2.4.	Mapa de la distribución de los campos volcánicos que conforman a la Provincia Extensional del Norte de México. El recuadro superior derecho señala la distribución de las cuatro provincias magmáticas de México: (1) Provincia Magmática del Golfo de California; (2) Sierra Madre Occidental; (3) Provincia Alcalina Oriental Mexicana; (4) Faja Volcánica Trans-Mexicana (FVTM). Tomado de Aranda-Gómez et al. (2005) .	21
Fig. 4.1.	Mapa geológico de la Sierra de San Carlos-Cruillas. Las zonas incluidas en líneas punteadas corresponden a la división de sectores del complejo. Modificado de INEGI (1982, 1983) y de Nick (1988) .	28
Fig. 4.2.	Mapas geológicos de los sectores de la SSCC. (a) Sierra de San Carlos, (b) Sierras Bajas y Bufa del Diente, (c) Complejo Hipabisal San Lázaro y San Miguel y (d) Campo Subvolcánico de Burgos. Las estrellas amarillas indican los puntos de muestreo del presente estudio; las estrellas azules indican muestras tomadas de Leal-Cuellar et al. (2023) .	29
Fig. 4.3.	Columna estratigráfica de la región que corresponde al complejo magmático Sierra de San Carlos-Cruillas. Las unidades mesozoicas forman parte de la Cuenca Mesozoica de México, mientras que las unidades del Cenozoico forman parte de la Cuenca de Burgos. La columna no presenta escala de espesores. Modificado de SGM (2008) .	32
Fig. 4.4.	(a-c) Rocas con textura de grano fino-medio clasificadas como cuarzodiorita, monzodiorita y cuarzomonzodiorita, respectivamente, de la Monzodiorita San José. (d) Dique pórfido diorítico cortando el cuerpo intrusivo fuertemente alterado.	34
Fig. 4.5.	(a) Cuerpo intrusivo correspondiente al Gabro San José, con foliación magmática debido al alineamiento de cristales tabulares claros. (b) Plano de fractura del Gabro San José, el cual fue rellenado por feldespatos, micas, clorita y minerales metálicos.	34
Fig. 4.6.	(a) Cuarzosienita de feldespato alcalino presente en el cañón Carricitos correspondiente a la Sienita Alcalina El Bagre. (b) Fotografía de muestra de mano de la Sienita Nefelínica el Rosario, nótese la textura de grano grueso. (c) Contacto entre la Sienita Alcalina en Bagre y las corneanas encajonantes (color gris), en el cañón Carricitos. (d) Cuerpo basáltico localizado dentro de la Sienita Nefelínica El Rosario.	35
Fig. 4.7.	(a) Gabro masivo de la localidad Boca de Álamos. (b) Foliación magmática en los gabros de la localidad Rincón Murillo. (c) Cumulato gabrítico de la localidad Boca de Álamos compuesto por clinopiroxeno, olivino y plagioclasa. (d) Deformación magmática de los gabros foliados en la localidad La Gloria.	36
Fig. 4.8.	(a-b) Abundantes enclaves microangulares máficos embebidos en una matriz sienítica en la zona de contacto entre la unidad GRM y la SNR en el cañón Boca de Álamos. (c-d) Enclaves microangulares máficos embebidos dentro de una matriz sienítica oxidada en la zona de contacto entre la unidad GRM y la SAB en el cañón Carricitos.	37

Fig. 4.9.	(a) Derrame basáltico en la localidad de Marmolejo. (b) Muestra de mano de la sienita de feldespato alcalino del Cerro Jatero. (c) Vista panorámica del Cerro Sacramento. (d) Muestra de mano de la microsienita nefelínica del Cerro Sacramento.	38
Fig. 4.10.	(a-b) Cuerpos gabróticos de grano medio-grueso de la localidad del Patao. (c) Cuarzosienita de feldespato alcalino de la localidad el Patao. (d) Cuarzosienita de la zona del Reparó.	39
Fig. 4.11.	(a) Sulfuros de plomo en la mina Dolores, ubicada al sur de la cabecera municipal de San Nicolás. (b) Vetillas de sulfuros de plomo.	39
Fig. 4.12.	(a) Dique porfírico de composición gabrótica emplazado dentro de la Fm. Méndez, localidad San Lázaro. (b) Dique porfírico de composición tingüaitica (equivalente a sienita nefelínica). (c) Lamprófido alcalino (monchiquita) con abundantes xenolitos corticales (p. ej. ijolitas) en la localidad Boca de Álamos. (d) Xenolito granítico dentro de un lamprófido alcalino.	40
Fig. 4.13.	(a-b) Cuerpo fonotéfrítico de la Mesa Morteríos derramado sobre suelo no consolidado sobre la Fm. Méndez. (c-d) Xenolitos mantélicos hospedados dentro de las rocas de la Mesa Morteríos.	41
Fig. 4.14.	(a) Vista panorámica del intrusivo Bufa del Diente. (b) Sienita de feldespato alcalino y cuarzosienita que conforman el intrusivo Bufa del Diente. (c) Megacrístales de piroxenos producto del desarrollo de pegmatitas. (d) Capa compuesta de megacrístales de vesubianita, granate, wollastonita en los mármoles producto del metamorfismo de contacto del Cañón de las Flores.	42
Fig. 4.15.	(a) Fotografía panorámica del Cerro Burgos, emplazado dentro de la Fm. Vicksburg de la Cuenca de Burgos. (b) Fotografía panorámica del Cerro Sarnoso. (c) Bloques magmáticos pertenecientes al Cerro Sarnoso. (d) Xenolitos peridotíticos en muestras del Cerro Apóstol. (e) Fenocristal de sanidino y vidrio volcánico en muestra del Cerro San Isidro. (f) Aparente cristal de espinela en muestra del Cerro Paz.	43
Fig. 4.16.	(a) Diques gabróticos emplazados dentro de la Fm. Agua Nueva en la localidad Boca de Álamos. (b) Corneanas con metaestratificación en la localidad Carricitos. (c) Bloque de mármol localizado dentro del intrusivo gabrótico en la localidad Santa Cruz. (d) Mármol con desarrollo de skarn de granate en la localidad Boca de Álamos.	44
Fig. 4.17.	(a-c) Fotografías del skarn de granate conocido como “la Piedra Imán” en la parte norte de la SSC, en el contacto entre la Monzodiorita San José y las rocas carbonatadas encajonantes. Las rocas están caracterizadas por claros rastros de oxidación de minerales metálicos, presentan susceptibilidad magnética y la presencia de cubiertas superficiales de carbonatos de cobre (p. ej. malaquita).	45
Fig. 5.1.	Diagrama de clasificación de rocas ígneas intrusivas Q-P-FA-F (cuarzo, plagioclasa, feldespatos alcalinos, feldespatoides) para las rocas plutónicas de la SSCC. Modificado de Streckeisen (1976) .	46
Fig. 5.2.	Microfotografías de la Monzodiorita San José. (a) Fenocristal de plagioclasa alterado, muestra MSJ-1. (b) Fenocristal de feldespato alcalino alterado, muestra MSJ-1. (c) Fenocristales de plagioclasa y feldespato alcalino, muestra MSJ-7. (d) Cristales subhedrales de anfíbol, muestra MSJ-8. (e-f) Textura hipidiomórfica inequigranular formada por cuarzo y plagioclasas subhedrales y anhedral, muestra MSJ-4 y MSJ-2, respectivamente. (g-h) Fenocristales euhedrales de plagioclasa con zonación oscilatoria, muestra MSJ-5 y MSJ-3, respectivamente. (i) Glomero-cristal de plagioclasa y feldespato alcalino.	47
Fig. 5.3.	Microfotografías del Gabro San José. (a) Textura hipidiomórfica inequigranular foliada marcada por el alineamiento de las plagioclasas tabulares. (b) Plagioclasas con macla polisintética y zonación oscilatoria. (c) Cristal de clinopiroxeno con textura poiquilítica. (d) Cristal esqueletal de biotita. (e) Cristal anhedral de titanita rodeado de una biotita. (f-g) Estructuras tipo wrapping/draping en cristales granulares de clinopiroxeno. (h-i) Textura porfírica con fenocristales de plagioclasa y anfíboles tabulares.	48
Fig. 5.4.	Microfotografías del Gabro Rincón Murillo. (a) Textura hipidiomórfica inequigranular con olivino y clinopiroxeno granular y plagioclasa tabular con macla polisintética, muestra RMV-03. (b) Textura foliada marcada por la alineación de plagioclasas, muestra RMV-05. (c) Cristal de plagioclasa deformada, muestra RMV-03. (d) Cristal de clinopiroxeno parcialmente reemplazado por biotita, muestra VBA-07. (e) Cristal de olivino con lamela de presión, muestra VLG-08. (f) Cristal euhedral de titanita, muestra VCC-01. (g) Estructura tipo wrapping/draping de un cristal de olivino. (h) Textura ortocumulítica en un cumulado de plagioclasa, muestra LYV-05. (i) Textura ortocumulítica en un cumulado ultramáfico, muestra EHV-02.	50
Fig. 5.5.	Microfotografías del Gabro El Patao. (a) Mineralogía principal presente en las rocas gabróticas del área del Patao, muestra PATV-04. (b) Plagioclasa con macla polisintética y zonación oscilatoria, muestra PATV-04. (c) Plagioclasas tabulares con maclas polisintéticas, muestra PATV-04. (d) Plagioclasas deformadas, muestra PATV-08A. (e-f) Cristales de clinopiroxeno con textura poiquilítica, muestra PATV-04 y PATV-08A, respectivamente. (g) Clinopiroxenos con macla simple y plagioclasas con macla polisintética y macla de parrilla, muestra PATV-08A. (h) Cristal esqueletal de biotita, muestra PATV-04. (i) Feldespatos alcalinos en los monzogabros, muestra PATV-09.	51
Fig. 5.6.	Microfotografías de las rocas sieníticas de la SSCC. (a) Cristales de biotita y clinopiroxeno con pleocroísmo, así como cristales subhedrales de titanita, muestra SCSAG. (b-c) Feldespatos alcalinos con macla de Karlsbad, muestra BUFAVI. (d) Feldespatos alcalinos sericitizados, muestra BUFAV2. (e) Cristal de clinopiroxeno fracturado, plagioclasas con macla polisintética, muestra BUFAVI. (f) Cristal subhedral de nefelina con feldespatos alcalinos y biotita, muestra VERS-01. (g) Cristales de biotita y anfíbol en nicoles paralelos y (h) en nicoles cruzados, muestra VERS-02. (i) Cristal euhedral de titanita, muestra VERS-01.	52
Fig. 5.7.	Microfotografías de las rocas cuarzosieníticas de las Sierras Bajas. (a-b) Mineralogía principal de la cuarzosienita, con fenocristales de feldespato alcalino, cuarzo y biotita, muestra REPV-03. (c-d) Cuarzosienita con textura porfírica, matriz cuarzo-feldespática y fenocristales de cuarzo y feldespato alcalino, muestra PATV-11. (e) Fenocristal de	53

- feldespato alcalino sericitizado, muestra Cjat3. **(f)** Textura hipidiomórfica inequigranular en las cuarzoesienitas, muestra Cjat3. **(g)** Fenocristales de feldespato alcalino sericitizados, muestra PATV-07. **(h)** Matriz traquítica y fenocristal de feldespato alcalino en la microsienita nefelínica, muestra SACR. **(i)** Textura traquítica, muestra SACRV.
- Fig. 5.8.** Microfotografías de los cuellos volcánicos del Campo Subvolcánico de Burgos. **(a-b)** Textura porfírica en las basanitas, compuesta por una matriz feldespática y fenocristales de clinopiroxeno, olivino y biotita, muestra CBURG3. **(c)** Megacrystal de olivino, muestra APOS2. **(d)** Fenocristal de olivino iddingsitizado, muestra APOS2. **(e)** Cuello volcánico con vidrio volcánico, muestra CisiV. **(f-g)** Cuellos volcánicos con composición de basalto alcalino con textura hipidiomórfica inequigranular, compuestos por plagioclasa, clinopiroxeno, olivino y biotita, muestra CORC2. **(h-i)** Glomero-cristales de olivino, muestra CORC2 y CisiP, respectivamente. 54
- Fig. 5.9.** Microfotografías de los derrames basálticos de la SSCC. **(a-b)** Textura porfírica con fenocristales subhedrales de olivino en nicoles cruzados y nicoles paralelos, respectivamente, muestra MarmB3. **(c)** Textura porfírica con fenocristales subhedrales de olivino, muestra MarmB2. **(d-e)** Textura traquítica porfírica con fenocristales subhedrales de sanidino en nicoles cruzados y nicoles paralelos, respectivamente, muestra ERBV2. **(f-g)** Textura traquítica porfírica con fenocristales anhedral de sanidino en nicoles cruzados y nicoles paralelos, respectivamente, muestra ERBV2. **(h-i)** Textura traquítica porfírica con fenocristales subhedrales de plagioclasa y clinopiroxeno en nicoles cruzados y nicoles paralelos, respectivamente, muestra ERBV1. 55
- Fig. 5.10.** **(a)** Diagrama de clasificación sílice vs. $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ (Le Bas et al., 1986), para las rocas magmáticas de la SSCC. **(b)** Diagrama $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ vs minerales normativos (nefelina e hiperstena). Abreviaturas: PB, picrobasalto; TB, traquibasalto. 57
- Fig. 5.11.** Diagramas de clasificación de rocas feldespáticas para las rocas intermedias y ácidas de la SSCC tomados de Frost y Frost (2008). **(a)** Diagrama SiO_2 vs. MAlI ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} + \text{CaO}$). **(b)** Diagrama FSSI ($Q - (Lc + 2(Ne + Kp))/100$) vs Al ($Al - (K + Na)$). Cuadrantes: I, rocas metaluminosas con feldespatoideos; II, rocas metaluminosas y peraluminosas con cuarzo; III, rocas peralcalinas con feldespatoideos; IV, rocas peralcalinas con cuarzo. Para simbología ver Fig. 5.10. 57
- Fig. 5.12.** Diagramas tipo Harker para las rocas magmáticas de la SSCC. **(a)** SiO_2 vs. TiO_2 , **(b)** SiO_2 vs. Al_2O_3 , **(c)** SiO_2 vs. CaO , **(d)** SiO_2 vs. Na_2O , **(e)** SiO_2 vs. Co y **(f)** SiO_2 vs. Sr . Los óxidos mayores están en valores ajustados al 100% y los elementos traza en ppm. Para la simbología ver Fig. 5.10. 58
- Fig. 5.13.** Diagramas de REE de las rocas magmáticas de la SSCC. Los valores están normalizados de Nakamura (1964) y de Haskin et al. (1968). **(a)** Rocas básicas-ultrabásicas intrusivas, monzonitas y enclaves. **(b)** Rocas básicas-ultrabásicas subvolcánicas y volcánicas. **(c)** Rocas sieníticas intrusivas y subvolcánicas. **(d)** Rocas monzodioríticas, diques ácidos y xenolito granítico. 60
- Fig. 5.14.** Diagramas multielementos normalizados contra manto primitivo de las rocas magmáticas de la SSCC. **(a)** Rocas intrusivas básicas-ultrabásicas. **(b)** rocas subvolcánicas y volcánicas básicas-ultrabásicas, **(c)** rocas sieníticas intrusivas y subvolcánicas y **(d)** rocas monzodioríticas y graníticas. Valores de normalización de Palme y O'Neil (2014). 60
- Fig. 5.15.** **(a)** Diagrama de concordia de Wetherill para los circones de la muestra MSJ-09. Las elipses púrpura indican circones heredados del Triásico Tardío, mientras que las elipses naranjas son consideradas como la edad de cristalización, las elipses vacías representan datos discordantes. **(b)** Acercamiento de la población que representa la edad de cristalización. **(c)** Edad media ponderada. 63
- Fig. 5.16.** **(a)** Diagrama de concordia de Wetherill para los circones de la muestra MSJ-08. Las elipses verdes indican circones heredados del Cretácico Inferior, las elipses púrpura indican circones heredados del Triásico Tardío, mientras que las elipses naranjas son consideradas como la edad de cristalización, las elipses vacías representan datos discordantes. **(b)** Acercamiento de la población que representa la edad de cristalización. **(c)** Edad media ponderada. 63
- Fig. 5.17.** **(a)** Diagrama de concordia de Wetherill para la población de circones de la muestra REPV-03. Las elipses de color rojo indican circones heredados del Pérmico, las elipses naranjas son consideradas como la edad de cristalización mientras que las elipses vacías representan datos discordantes. **(b)** Edad media ponderada de la muestra REPV-03. 64
- Fig. 5.18.** **(a)** Diagrama de concordia de Wetherill para la población de circones que representan la edad de cristalización de la muestra Cjat3. Las elipses vacías representan datos discordantes. **(b)** Edad media ponderada de la muestra Cjat3. 64
- Fig. 5.19.** **(a)** Diagrama de concordia de Wetherill para la población de circones que representan la edad de cristalización de la muestra CSV-01. Las elipses vacías representan datos discordantes. **(b)** Edad media ponderada de la muestra CSV-01. 65
- Fig. 5.20.** **(a)** Diagrama de concordia de Wetherill para la población de circones que representan la edad de cristalización de la muestra PATV-II. Las elipses vacías representan datos discordantes. **(b)** Edad media ponderada de la muestra PATV-II. 65
- Fig. 5.21.** Diagramas Tera-Wasserburg para las titanitas de rocas magmáticas de la SSCC. **(a)** Muestra GSJ-01 correspondiente a un gabro del área de San José. **(b)** Muestra SAER de una cuarzoesienita del cañón el Rosario. **(c)** Muestra VERS de una sienita nefelínica del cañón el Rosario. **(d)** Muestra SJSN de una sienita nefelínica del área de San José. La edad representa el intercepto inferior de la línea de discordia de las titanitas analizadas. 67
- Fig. 5.22.** Diagrama $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{(t)}$ vs. $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_{(t)}$ de Zindler y Hart (1986) para las rocas magmáticas de la SSCC comparados con los valores de otros complejos magmáticos del NE de México. Los datos isotópicos del basamento granítico Permo-Triásico, del Cinturón de Intrusivos Candela-Monclova y de los campos volcánicos de Coahuila (Ocampo y Las Coloradas) fueron tomados de Chávez-Cabello (2005), del Cinturón de Intrusivos Concepción del Oro (E y W) fueron de González-Guzmán (2011) y González-Guzmán et al. (2023), del Campo Volcánico de Aldama de Rivera-García et al. (2023). 70

- Fig. 5.23.** Diagrama $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ de Wilson (1989) para las rocas magmáticas de la SSCC comparados con datos de otros complejos magmáticos del NE de México. Los datos isotópicos del basamento granítico Permo-Triásico, del Cinturón de Intrusivos Candela-Monclova y de los campos volcánicos de Coahuila (Ocampo y Las Coloradas) fueron tomados de Chávez-Cabello (2005), del Cinturón de Intrusivos Concepción del Oro (E y W) fueron de González-Guzmán (2011) y González-Guzmán et al. (2023), del Campo Volcánico de Aldama de Rivera-Gracia et al. (2023). Abreviaturas en Fig. 5.22. 71
- Fig. 6.I.** Distribución temporal del magmatismo de la SSCC. Datos tomados de Bloomfield y Cepeda-Dávila (1973), Römer y Heinrich (1998), CRM (2001), Iriondo et al. (2003), Viera-Décida (2006), Poliquin (2009), Elizondo-Pacheco et al. (2022) y Leal-Cuellar et al. (2023). Abreviaturas: MSJ, Monzodiorita San José; GSJ, Gabro San José; GRM, Gabro Rincón Murillo; SNER, Sienita Nefelínica el Rosario; SAEB, Sienita Alcalina el Bagre; BUFA, Bufa del Diente; SB, Sierras Bajas; CHSL, Complejo Hipabisal San Lázaro; Xen, xenolito; CSB, Campo Subvolcánico de Burgos. 74
- Fig. 6.2.** (a) Diagrama Nb/Yb vs. Th/Yb de Pearce (2008), componentes N-MORB, E-MORB y OIB de Sun y McDonough (1989). (b) Diagrama Nb vs. Nb/U. Promedio de MORB-OIB de Hofmann et al. (1986), OIB y PM de Sun y McDonough (1989), DMM de Workman y Hart (2005), UC, MC y LC de Rudnick y Gao (2003). (c) Diagrama $(\text{Ta}/\text{La})_N$ vs. $(\text{Hf}/\text{Sm})_N$ de La Flèche et al. (1998). Campos en el diagrama: A, basaltos de arco volcánico extraídos a partir de una fuente mantélica metasomatizada por fluidos silicatados; B, basaltos de arco volcánico extraídos a partir de una fuente mantélica hidratada; C, basaltos alcalinos generados a partir de un manto litosférico metasomatizado por carbonatitas; D, lavas carbonatíticas de los Emiratos Árabes Unidos. (d) Diagrama Nb/Y vs. Rb/Yb de Kepezhinskas et al. (1997). 76
- Fig. 6.3.** Curvas de fusión parcial generadas por el modelo dinámico de fusión parcial de las rocas magmáticas de composición primaria de la SSCC. (a) Diagrama $(\text{La}/\text{Sm})_N$ vs. $(\text{Sm}/\text{Nd})_N$, (b) diagrama $(\text{La}/\text{Sm})_N$ vs. $(\text{Ce}/\text{Nd})_N$, (c) diagrama $(\text{Ce})_N$ vs. $(\text{La}/\text{Sm})_N$ y (d) $(\text{Sm}/\text{Nd})_N$ vs. $(\text{Ce}/\text{Sm})_N$. Los valores de tierras raras obtenidos del modelado fueron normalizados con los valores de la condrita de Nakamura (1964) y de Haskin et al. (1968). Las proporciones mineralógicas modeladas para el DMI-1 son Ol 55%, Opx 25%, Cpx 10%, Grt 9% y Anf 1%, mientras que para el DMI-2 son Ol 53%, Opx 22%, Cpx 15%, Grt 5%, Anf 5%. Los coeficientes de partición mineral/líquido para un magma basáltico se muestran en el ANEXO XIII. 79
- Fig. 6.4.** (a) Diagrama SiO_2 vs. $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_0$ y (b) diagrama SiO_2 vs. Th/Nb para las rocas magmáticas de la SSCC. Las tendencias horizontales indican cristalización fraccionada, mientras que las correlaciones positivas indican asimilación cortical. 80
- Fig. 6.5.** Modelado AFC de elementos traza para las rocas magmáticas de la SSCC graficados en los diagramas (a) Rb vs. Rb/Nb y (b) Nb vs. Rb/Nb. Las curvas AFC se generaron a partir de valores Sr^D_0 de 1.219, Rb^D_0 de 0.063 y Nb^D_0 de 0.059 y valores de r variables. Como C_0 se seleccionó a la muestra LG4 ($\text{Sr} = 432$, $\text{Rb} = 3$, $\text{Nb} = 6$; Nick, 1988) y como C_A a la muestra Benemérito ($\text{Sr} = 312.93$, $\text{Rb} = 212.68$, $\text{Nb} = 7.52$; Coombs et al., 2020). 82
- Fig. 6.6.** (a-b) Diagramas Rb vs. $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_0$ con las curvas AFC modeladas y las rocas magmáticas de la SSCC. Las curvas de color verde se generaron a partir de valores Sr^D_0 de 1.2, Rb^D_0 de 0.05, mientras que las curvas azules se generaron a partir de valores Sr^D_0 de 1.26, Rb^D_0 de 1.61 con valores de r variables y con incrementos de F del 20%. Como C_0 se seleccionó la muestra CPaz ($\text{Sr} = 1379$, $\text{Rb} = 29$, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_0 = 0.70321$) y como C_A a la muestra Benemérito ($\text{Sr} = 581$, $\text{Rb} = 125.6$, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_0 = 0.70689$; Chávez-Cabello, 2005). 83
- Fig. 6.7.** Diagramas de discriminación tectonomagmática para rocas ácidas de Verma et al. (2013) aplicado a las rocas de la SSCC y de los principales complejos magmáticos de la PAOM. (a) Diagrama $\text{DFI}_{(\text{IA}+\text{CA}-\text{CR}+\text{OI}-\text{Col})\text{macid}}$ vs. $\text{DF2}_{(\text{IA}+\text{CA}-\text{CR}+\text{OI}-\text{Col})\text{macid}}$. (b) Diagrama $\text{DFI}_{(\text{IA}-\text{CR}+\text{OI}-\text{Col})\text{macid}}$ vs. $\text{DF2}_{(\text{IA}-\text{CR}+\text{OI}-\text{Col})\text{macid}}$. (c) Diagrama $\text{DFI}_{(\text{CA}-\text{CR}+\text{OI}-\text{Col})\text{macid}}$ vs. $\text{DF2}_{(\text{CA}-\text{CR}+\text{OI}-\text{Col})\text{macid}}$. (d) Diagrama $\text{DFI}_{(\text{IA}+\text{CA}-\text{CR}+\text{OI}-\text{Col})\text{macid}}$ vs. $\text{DF2}_{(\text{IA}+\text{CA}-\text{CR}+\text{OI}-\text{Col})\text{macid}}$. (e) Diagrama $\text{DFI}_{(\text{IA}-\text{CR}+\text{OI}-\text{Col})\text{macid}}$ vs. $\text{DF2}_{(\text{IA}-\text{CR}+\text{OI}-\text{Col})\text{macid}}$. (f) Diagrama $\text{DFI}_{(\text{CA}-\text{CR}+\text{OI}-\text{Col})\text{macid}}$ vs. $\text{DF2}_{(\text{CA}-\text{CR}+\text{OI}-\text{Col})\text{macid}}$. Abreviaturas: Col, colisión; CR, rift continental; OI, isla oceánica; CA, arco continental; IA, arco de islas. 85
- Fig. 6.8.** Diagramas de discriminación tectonomagmática para rocas intermedias de Verma y Verma (2013) aplicado a las rocas de la SSCC y de los principales complejos magmáticos de la PAOM. (a) Diagrama $\text{DFI}_{(\text{IA}+\text{CA}-\text{CR}+\text{OI}-\text{Col})\text{mint}}$ vs. $\text{DF2}_{(\text{IA}+\text{CA}-\text{CR}+\text{OI}-\text{Col})\text{mint}}$. (b) Diagrama $\text{DFI}_{(\text{IA}-\text{CR}+\text{OI}-\text{Col})\text{mint}}$ vs. $\text{DF2}_{(\text{IA}-\text{CR}+\text{OI}-\text{Col})\text{mint}}$. (c) Diagrama $\text{DFI}_{(\text{CA}-\text{CR}+\text{OI}-\text{Col})\text{mint}}$ vs. $\text{DF2}_{(\text{CA}-\text{CR}+\text{OI}-\text{Col})\text{mint}}$. (d) Diagrama $\text{DFI}_{(\text{IA}+\text{CA}-\text{CR}+\text{OI}-\text{Col})\text{mint}}$ vs. $\text{DF2}_{(\text{IA}+\text{CA}-\text{CR}+\text{OI}-\text{Col})\text{mint}}$. (e) Diagrama $\text{DFI}_{(\text{IA}-\text{CR}+\text{OI}-\text{Col})\text{mint}}$ vs. $\text{DF2}_{(\text{IA}-\text{CR}+\text{OI}-\text{Col})\text{mint}}$. (f) Diagrama $\text{DFI}_{(\text{CA}-\text{CR}+\text{OI}-\text{Col})\text{mint}}$ vs. $\text{DF2}_{(\text{CA}-\text{CR}+\text{OI}-\text{Col})\text{mint}}$. Abreviaturas igual a la Fig. 6.7. 86
- Fig. 6.9.** Diagramas de discriminación tectonomagmática para rocas básicas y ultrabásicas de Verma y Agrawal (2011) y de Agrawal et al. (2008) aplicado a las rocas de la SSCC y de los principales complejos magmáticos de la PAOM. (a) Diagrama $\text{DFI}_{(\text{IAB}-\text{CRB}+\text{IOB}-\text{MORB})_2}$ vs. $\text{DF2}_{(\text{IAB}-\text{CRB}+\text{IOB}-\text{MORB})_2}$. (b) Diagrama $\text{DFI}_{(\text{IAB}-\text{CRB}-\text{IOB})_2}$ vs. $\text{DFI}_{(\text{IAB}-\text{CRB}-\text{IOB})_2}$. (c) Diagrama $\text{DFI}_{(\text{IAB}-\text{CRB}-\text{MORB})_2}$ vs. $\text{DF2}_{(\text{IAB}-\text{CRB}-\text{MORB})_2}$. (d) Diagrama $\text{DFI}_{(\text{IAB}-\text{CRB}+\text{IOB}-\text{MORB})}$ vs. $\text{DF2}_{(\text{IAB}-\text{CRB}+\text{IOB}-\text{MORB})}$. (e) Diagrama $\text{DFI}_{(\text{IAB}-\text{CRB}-\text{MORB})}$ vs. $\text{DF2}_{(\text{IAB}-\text{CRB}-\text{MORB})}$. (f) Diagrama $\text{DFI}_{(\text{IAB}-\text{IOB}-\text{MORB})}$ vs. $\text{DF2}_{(\text{IAB}-\text{IOB}-\text{MORB})}$. Abreviaturas: CRB, basaltos de rift continental; IOB, basaltos de isla oceánica; IAB, basaltos de arco de islas; MORB, basaltos de dorsal centro-oceánica. 87
- Fig. 6.10.** Diagrama KDE de los circones heredados de las rocas monzodioríticas y sieníticas de la SSCC (barras amarillas; muestras MSJ-08, MSJ-09 y REPV-03) comparados con los circones del basamento cristalino Permo-Triásico de los pozos Linares-I, trincheras-I y Benemerito-I (Coombs et al., 2020). 91
- Fig. 6.II.** Modelo petrogenético del magmatismo del Eoceno-Oligoceno de la SSCC. (a) Generación de las rocas monzodioríticas (MSJ) y gabróicas (GSJ) con firma tipo arco del área de San José. Las rocas monzodioríticas experimentaron contaminación cortical de las rocas del basamento Permo-Triásico representada por la presencia de circones heredados pérmicas y triásicas. (b) Generación del magmatismo basáltico tipo OIB del Gabro Rincón Murillo y del Gabro el patao, así como la evolución y diferenciación por procesos AFC para la formación de las rocas sieníticas de la SSCC. Abreviaturas: MSJ, Monzodiorita San José; GSJ, Gabro San José; GRM, Gabro Rincón Murillo; SNER, 95

Sienita Nefelínica el Rosario; SAEB, Sienita Alcalina el Bagre; BD, Bufa del Diente; SB, Sierras Bajas; CHSL, Complejo Hipabisal San Lázaro; CSB, Campo Subvolcánico de Burgos; AT, Anticlinorio de Tamaulipas; AHP, Anticlinorio Huizachal Peregrina; CICO, Cinturón de Intrusivos Concepción del Oro; AMMCE, Arco Magmático Mexicano del Cretácico-Eoceno; MOH, Meseta Oceánica de Hess; GoM, Golfo de México; MESH, Fusión + Asimilación + Almacenamiento + Homogenización (por sus siglas en inglés Melting + Assimilation + Strorage + Homogenization). Para explicación y referencias ver texto

- Fig. 6.12.** Modelo petrogenético del magmatismo del Mioceno-Pleistoceno de la SSCC. **(a)** Generación los cuellos volcánicos de basanita/basalto alcalino del Campo Subvolcánico de Burgos en respuesta al adelgazamiento cortical derivado del inicio de la extensión del Golfo de California. **(b)** Generación del vulcanismo final correspondiente a los derrames basálticos/fonotefríticos de las localidades de Morteríos y Marmolejo de la SSCC. Abreviaturas: AT, Anticlinorio de Tamaulipas; PEGC, Provincia Extensional del Golfo de California. Para explicación y referencias ver texto. 97

LISTA DE TABLAS

Tabla	Descripción	Página
Tabla 1.1.	Geocronología de las rocas magmáticas de la Sierra de San Carlos-Cruillas. Abreviaturas: MSJ = Monzodiorita San José; GRM = Gabro Rincón Murillo; SNER = Sienita Nefelínica El Rosario; SAEB = Sienita Alcalina El Bagre; BD = Bufa del Diente; CHSL = Complejo Hipabisal San Lázaro; Enf = enfriamiento; Crz = cristalización; Met = metamorfismo. Referencias: 1 = Bloomfield y Cepeda-Dávila (1973); 2 = Römer y Heinrich (1998); 3 = CRM (2001); 4 = Iriondo et al. (2003); 5 = Viera-Décida (2006); 6 = Poliquin (2009); 7 = Elizondo-Pacheco et al. (2022); 8 = Leal-Cuellar et al. (2023).	8
Tabla 4.1.	Listado de las muestras utilizadas en el presente estudio con clave, sector, localidad, coordenadas (UTM WGS 84), litología y los análisis realizados. El * indica que son muestras tomadas de cantos rodados. Las muestras señaladas con † son muestras tomadas de Leal-Cuellar et al. (2023), mientras que las señaladas con ♦ son de Rodríguez-Saavedra (2003), respectivamente. Abreviaturas: SSC, Sierra de San Carlos; SB, Sierras Bajas; BD, Bufa del Diente; CSB, Campo Subvolcánico de Burgos; CHSL, Complejo Hipabisal San Lázaro; SM, San Miguel.	30
Tabla 5.1.	Análisis geocronológicos K-Ar de las rocas magmáticas máficas subvolcánicas y volcánicas de la SSCC. ⁴⁰ Ar* = argón 40 radiogénico. El ± es una desviación estándar.	61
Tabla 5.2.	Relaciones isotópicas de Sr y Nd de muestras selectas de rocas magmáticas de la SSCC. Abreviaturas: SSC, Sierra de San Carlos; SB, Sierras Bajas; CSB, Campo Subvolcánico de Burgos; CHSL, Complejo Hipabisal San Lázaro; Gb, gabro; MGb, monzogabro; MDi, monzodiorita; SFA, sienita de feldespato alcalino; SNe, sienita nefelínica; MSNe, microsienita nefelínica; Ba, basalto; Bsn, basanita; PGb, pórfido gabrónico.	68
Tabla 5.3.	Relaciones isotópicas de Pb de las rocas magmáticas de la SSCC. Abreviaturas consultar Tabla 5.2.	68
Tabla 6.1.	Geocronología de las rocas magmáticas de la Sierra de San Carlos-Cruillas. Los datos están ordenados por sectores. Abreviaturas: MSJ, Monzodiorita San José; GRM, Gabro Rincón Murillo; SAEB, Sienita Alcalina El Bagre; SNER, Sienita Nefelínica El Rosario; SB, Sierras Bajas; BD, Bufa del Diente; CHSL, Complejo Hipabisal San Lázaro; CSB, Campo Subvolcánico de Burgos. Referencias: 1, Este Trabajo ; 2, Leal-Cuellar et al. (2023) ; 3, Elizondo-Pacheco et al. (2022) ; 4, Bloomfield y Cepeda-Dávila (1973) ; 5, Römer y Heinrich (1998) ; 6, CRM (2001) ; 7, Iriondo et al. (2003) ; 8, Viera-Décida (2006) ; 9, Poliquin (2009) .	73

RESUMEN

El complejo magmático de la Sierra de San Carlos-Cruillas (SSCC) es uno de los elementos geológicos más importantes del NE de México y pertenece a la Provincia Alcalina Oriental de México (PAOM). Las rocas magmáticas de la SSCC son predominantemente alcalinas y caracterizadas por la coexistencia de firmas geoquímicas tipo arco y tipo OIB. Clásicamente se ha explicado el origen del magmatismo de la PAOM como respuesta de la migración hacia el oriente del continente del arco magmático producido por la subducción de la placa Farallón durante el Cretácico Superior-Eoceno. Sin embargo, este modelo no explica de manera concisa la relación espaciotemporal del magmatismo simultáneo registrado en el noroccidente, centro y noreste de México durante el Cenozoico. El objetivo principal de esta tesis es proponer un modelo petrogenético congruente en espacio y tiempo que permita explicar el origen y evolución del magmatismo del área de estudio y su correlación con el desarrollo del resto del magmatismo Cenozoico en la parte septentrional de México mediante la integración de información geoquímica, geocronológica e isotópica.

Los resultados del análisis geocronológico U-Pb (titanitas y circones) indican que las rocas monzodioríticas y gabróicas del área de San José son las más antiguas del complejo con edades de 39 – 37 Ma. Las rocas sieníticas en general arrojan edades de 35 – 30 Ma. Por otra parte, mediante el método K-Ar en roca total se obtuvo una edad de 13.2 ± 0.2 Ma para un cuello volcánico, mientras que para los derrames volcánicos se obtuvieron edades 0.50 ± 0.02 – 0.42 ± 0.03 Ma. Estos resultados indican que el magmatismo de la SSCC inició en el Eoceno y continuó de manera intermitente hasta el Pleistoceno ocurriendo un cambio de firma geoquímica de tipo arco a tipo OIB después de los 36 Ma. El análisis detallado de las características geoquímicas de las rocas magmáticas de la SSCC sugiere la participación de un proceso de metasomatismo en la fuente. Se identificaron dos componentes metasomáticas principales que actuaron en la modificación de dichas fuentes. La Primera se compone de una fuente afectada por procesos previos de subducción derivando en la formación de magmas con características tipo arco de las rocas monzodioríticas y gabróicas del área de San José. La segunda fuente corresponde a una fuente enriquecida en LILE, LREE y HFSE con la participación de una componente carbonatítica y que generaron magmas con características tipo OIB de las rocas gabróicas, diques básicos-ultrabásicos, lamprófidos alcalinos y los cuellos volcánicos.

De manera general, se propone que el magmatismo de la SSCC inició a consecuencia del pasaje, rompimiento y hundimiento de la Meseta Oceánica de Hess (MOH) bajo el NE de México durante el Paleoceno – Eoceno. Lo anterior derivó en la fusión parcial de un manto previamente metasomatizado por subducción que en conjunto con la asimilación de rocas corticales le proporcionaron una firma geoquímica tipo arco a las rocas del área de San José. De esta manera, se descarta la existencia de un arco magmático activo bajo el NE de México

durante en Cenozoico. Posteriormente, durante el Eoceno Tardío – Oligoceno, el rompimiento y hundimiento de la MOH provocó el ascenso de material astenosférico que trajo consigo agentes metasomáticos que generaron la formación de peridotitas de granate con anfíbol. La fusión parcial de dichas litologías dando lugar a los magmas parentales de los gabros tipo OIB. Además, la cristalización fraccionada, así como de contaminación cortical de dichos magmas dieron origen a las rocas sieníticas presentes en la mayoría de los sectores de la SSCC. Durante el Mioceno Medio, el cese de la subducción en el NW de México y el inicio de las primeras etapas de la extensión del Golfo de California generaron un cambio en el régimen tectónico continental y como consecuencia el manto bajo la SSCC experimentó fusión parcial por el adelgazamiento cortical y que derivó en los magmas alcalinos parentales de los cuellos volcánicos de basanita/basalto alcalino en la SSCC. La última etapa del magmatismo de la SSCC ocurrió en el Pleistoceno, compuesta por derrames volcánicos de composición basáltica y fonotefítica como consecuencia del régimen tectónico de extensión continental imperante en la parte septentrional de México.

ABSTRACT

The magmatic complex of the Sierra de San Carlos-Cruillas (SSCC) is one of the most important geological elements in NE Mexico and belongs to the Eastern Mexican Alkaline Province (EMAP). The magmatic rocks of the SSCC are predominantly alkaline and characterized by the coexistence of arc-type and OIB-type geochemical signatures. The origin of the magmatism of the EMAP has classically been explained as a response to the migration towards the east of the continent of the magmatic arc produced by the subduction of the Farallon plate during the Upper Cretaceous-Eocene. However, this model does not concisely explain the spatio-temporal relationship of the simultaneous magmatism recorded in the northwest, center, and northeast of Mexico during the Cenozoic. The main objective of this thesis is to propose a petrogenetic model congruent in space and time that allows explaining the origin and evolution of the magmatism of the study area and its correlation with the development of the rest of the Cenozoic magmatism in the northern part of Mexico through the integration of geochemical, geochronological and isotopic information.

The results of the U-Pb geochronological analysis (titanites and zircons) indicate that the monzodioritic and gabbroic rocks of the San José area are the oldest in the complex, with ages of 39 – 37 Ma. Syenitic rocks in general show ages of 35 – 30 Ma. On the other hand, using the K-Ar method in total rock, an age of 13.2 ± 0.2 Ma was obtained for a volcanic neck, while ages 0.50 ± 0.02 – 0.42 ± 0.03 Ma were obtained for the volcanic spills. These results indicate that the magmatism of the SSCC began in the Eocene and continued intermittently until the Pleistocene, with a change in geochemical signature from arc type to OIB type after 36 Ma. Detailed analysis of the geochemical characteristics of the magmatic rocks of the SSCC suggests the involvement of a metasomatism process at the source. Two main metasomatic components were identified that acted in the modification of these sources. The First is composed of a source affected by previous subduction processes resulting in the formation of magmas with arc-type characteristics of the monzodioritic and gabbroic rocks of the San José area. The second source corresponds to a source enriched in LILE, LREE and HFSE with the participation of a carbonatitic component that generated magmas with OIB type characteristics of gabbroic rocks, basic-ultrabasic dykes, alkaline lamprophyres and volcanic necks.

In general, it is proposed that the magmatism of the SSCC began as a result of the passage, breakup and subsidence of the Hessian Oceanic Plateau (MOH) under NE Mexico during the Paleocene – Eocene. This resulted in the partial melting of a mantle previously metasomatized by subduction that, together with the assimilation of cortical rocks, provided an arc-type geochemical signature to the rocks of the San José area. In this way, the existence of an active magmatic arc under NE Mexico during the Cenozoic is ruled out. Subsequently, during the Late Eocene – Oligocene, the breakdown and sinking of the MOH caused the rise of asthenospheric

material that brought with it metasomatic agents that generated the formation of garnet peridotites with amphibole. The partial fusion of these lithologies gave rise to the parent magmas of the OIB type gabbros. In addition, fractional crystallization, as well as cortical contamination of these magmas, gave rise to the syenitic rocks present in most sectors of the SSCC. During the Middle Miocene, the cessation of subduction in NW Mexico and the beginning of the first stages of the extension of the Gulf of California generated a change in the continental tectonic regime, and as a consequence, the mantle beneath the SSCC experienced partial melting by the crustal thinning, which resulted in the parent alkaline magmas of the basanite/alkaline basalt volcanic necks in the SSCC. The last stage of magmatism of the SSCC occurred in the Pleistocene, composed of volcanic flows of basaltic and phonotephritic composition as a consequence of the tectonic regime of continental extension prevailing in the northern part of Mexico.

CAPÍTULO I. GENERALIDADES

I.I. Introducción

El noreste de México representa una oportunidad única para estudiar una gran sucesión de eventos geológicos ocurridos en esta región y que tuvieron su desarrollo desde el Proterozoico hasta el Cuaternario. Entre dichos sucesos destacan eventos tectonotermales de metamorfismo ocurridos durante el Precámbrico (p. ej. Weber et al., 2019; Alemán-Gallardo et al., 2019a) y en el Carbonífero (p. ej. Barboza-Gudiño et al., 2011; Torres-Sánchez et al., 2017; Ramírez-Fernández et al., 2021); el depósito de cuencas sedimentarias en el Paleozoico (p. ej. Stewart et al., 1999; Casas-Peña et al., 2021), Cretácico (p. ej. Eguiluz de Antuñano, 2001; Lawton et al., 2009; González-Betancourt et al., 2022) y el Cenozoico (p. ej. Pérez-Cruz, 1993; Eguiluz de Antuñano, 2007, 2011a); eventos tectónicos que deformaron la cobertura sedimentaria, el basamento y cuerpos magmáticos, principalmente desde el Cretácico Tardío al Eoceno (p. ej. Chávez-Cabello, 2005; Molina-Garza et al., 2008; Fitz-Díaz et al., 2018; Ramírez-Peña et al., 2019) y en épocas recientes (p. ej. Gauna-Sauceda et al., 2023); así como magmatismo en el Ordovícico (p. ej. Alemán-Gallardo et al., 2019b), en el Carbonífero (p. ej. Stewart et al., 1999; Ramírez-Fernández et al., 2021), en el Permo-Triásico (p. ej. López, 1997; Coombs et al., 2020), Jurásico (p. ej. Fastovsky et al., 2005; Cruz-Gómez et al., 2017), Cretácico (p. ej. Velasco-Tapia et al., 2016; Valencia-Moreno et al., 2021; González-Guzmán et al., 2023) y Cenozoico (p. ej. Nick, 1988; Ramírez-Fernández, 1996; Elizondo-Pacheco et al., 2022; Leal-Cuellar et al., 2023; Rivera-García et al., 2023).

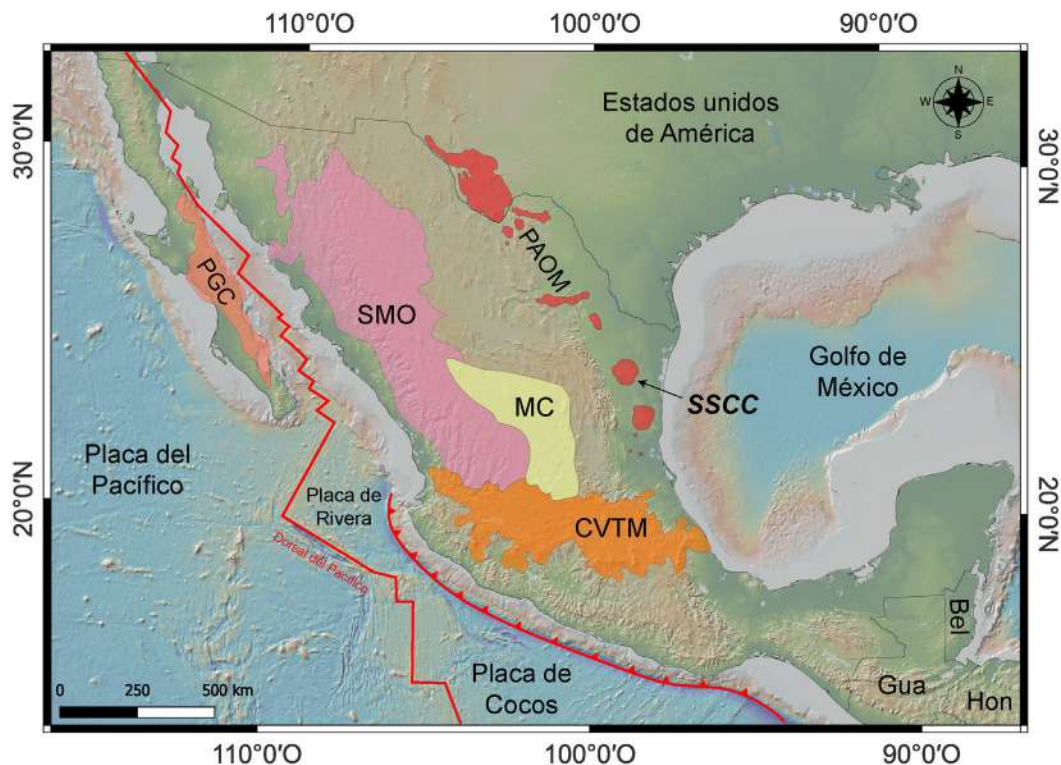


Fig. I.I. Mapa satelital con la distribución de las principales provincias magmáticas presentes en el centro y norte de México. Abreviaturas: PAOM, Provincia Alcalina Oriental de México; SMO, Sierra Madre Oriental; MC, Mesa Central; CVTM, Cinturón volcánico Trans-Mexicano; PGC, Provincia del Golfo de California; Gua, Guatemala; Bel, Belice; Hon, Honduras.

De manera particular, el magmatismo cenozoico registrado en el noreste de México está suscrito principalmente a la **Provincia Alcalina Oriental de México** o PAOM (p. ej. Demant y Robin, 1975). La PAOM se compone de una serie de complejos magmáticos aislados que conforman un cinturón discontinuo NNW-SSE, que abarca la parte de los estados de Tamaulipas, Nuevo León y Coahuila (Fig. 1.1). Las rocas magmáticas de la provincia se distinguen por presentar una geoquímica predominantemente alcalina (Demant y Robin, 1975; Ramírez-Fernández et al., 2000; Aranda-Gómez et al., 2005; Treviño-Cázares et al., 2005; Viera-Décida et al., 2009; Ortega-Gutiérrez et al., 2014; Elizondo-Pacheco et al., 2022), aunque también se han reportado rocas de carácter subalcalino del tipo calcoalcalino (p. ej. Chávez-Cabello, 2005; Viera-Décida et al., 2009). Además, es posible reconocer una coexistencia entre rocas con características geoquímicas tipo OIB y tipo arco contemporáneas en diferentes localidades de la provincia (Elizondo-Pacheco et al., 2022).

Lo anterior ha derivado en la propuesta de un modelo petrogenético clásico en el cual explican que el origen del magmatismo de la PAOM es el resultado de la migración del arco magmático, generado por la subducción entre las placas Farallón y Norteamérica, hacia el oriente del continente durante el Cretácico Superior-Eoceno en la margen NW de México (p. ej. Damon et al., 1981; Clark et al., 1982) generando las rocas con firma de arco en el NE de México. Posteriormente el retroceso del ángulo de subducción en un “*roll back*” provocó el ascenso astenosférico que dio como resultado el resto de las rocas magmáticas con geoquímica intraplaca (p. ej. Viera-Décida et al., 2009). Sin embargo, este modelo clásico no es capaz de explicar de manera coherente la relación del magmatismo simultáneo registrado en la Mesa Central y en el NW y NE de México durante el Eoceno-Oligoceno (p. ej. Valencia-Moreno et al., 2021; Díaz-Bravo et al., 2022).

Por lo tanto, para un mejor entendimiento de los procesos geodinámicos implicados, así como llegar a la propuesta de un modelo geotectónico que nos permita explicar el origen y evolución del magmatismo tipo arco y tipo OIB de la PAOM, así como, la relación espaciotemporal con el resto del magmatismo de la parte septentrional de México, en la presente tesis se hizo énfasis en el estudio del magmatismo alcalino de la **Sierra de San Carlos-Curillas** (SSCC) mediante la interpretación de nuevos datos de campo, geocronológicos (U-Pb en circones y titanitas; K-Ar en roca total) e isotópicos (Sr/Nd y Hf/W en roca total), así como de la reinterpretación de la información geoquímica, geocronológica e isotópica.

El complejo geológico de la SSCC está localizado en el centro-occidente de Tamaulipas, este está compuesto por dos elementos geológicos principales. El primero se compone de una secuencia sedimentaria de rocas marinas carbonatadas y calcáreo-arcillosas depositadas desde del Cretácico Inferior, las cuales fueron suavemente levantadas y plegadas durante el evento de deformación del Cretácico Superior-Eoceno que dio lugar al Cinturón de Pliegues y Cabalgaduras Mexicano (Chávez-Cabello, 2005; Fitz-Díaz et al., 2018). El segundo elemento, sobre el cual versa la presente tesis, consta de una gran variedad de rocas ígneas plutónicas, subvolcánicas

y volcánicas cuyo rango composicional abarca rocas ultrabásicas, básicas, intermedias y ácidas de edades cenozoicas (Nick, 1988; Rodríguez-Saavedra, 2003; Elizondo-Pacheco et al., 2022).

El gran espectro de litologías ígneas de la SSCC permite el análisis y evaluación de diferentes procesos magmáticos como fusión parcial, cristalización fraccionada, asimilación cortical y mezcla de magmas por lo cual, este complejo representa una gran oportunidad de estudio petrogenético para el entendimiento de los procesos geodinámicos del NE de México durante el Cenozoico.

I.II. Localización del área de estudio

El área de estudio se localiza en el estado de Tamaulipas, aprox. a 70 km al este de Linares, N.L. y a 90 km al N-NE de Cd. Victoria, Tamaulipas (Fig. 1.2). Las manifestaciones de cuerpos magmáticos se distribuyen en los municipios tamaulipecos de San Carlos, San Nicolás, Villagrán, Burgos, San Fernando y Cruillas, abarcando un área aproximada de 4,000 km². El área estudiada es parte de la provincia fisiográfica de la Planicie Costera del Golfo de México (Lugo-Hubp, 1990).

I.III. Antecedentes

Desde hace más de un siglo se ha realizado una gran diversidad de trabajos geológicos en la SSCC. En estos se generaron datos petrográficos, geoquímicos y geocronológicos con el propósito explicar el origen y la evolución magmática del complejo y de los depósitos minerales relacionados al magmatismo. A continuación, se dará una breve reseña de los trabajos previos realizados en la SSCC:

Los estudios geológicos más antiguos en la SSCC realizados por Finlay (1904), Bastin (1937), Kellum (1937) y Watson (1937), se enfocaron en el estudio petrográfico y mineralógico de las rocas magmáticas de las zonas mineralizadas de San José y San Nicolás. Determinando que los depósitos minerales en el Distrito San José son producto del contacto entre los cuerpos magmáticos y sus rocas encajonantes, mientras que en el Distrito San Nicolás los depósitos se presentan como vetas hidrotermales cortando de la secuencia sedimentaria.

Márquez-Domínguez (1970) realizó la cartografía del complejo geológico haciendo énfasis en la estratigrafía de las unidades sedimentarias con el propósito de reconocer zonas potenciales de almacenamiento de hidrocarburos, así como de los cuerpos magmáticos. Bloomfield y Cepeda-Dávila (1973) presentaron las primeras dataciones radiométricas de las rocas sieníticas del centro plutónico de la SSCC por el método K-Ar en biotita y en hornablenda, las edades obtenidas varían entre 29 – 27 Ma.

Un poco más tarde, Cepeda-Dávila et al. (1975) realizaron el primer estudio petrológico del centro plutónico de la SSCC, propusieron la siguiente secuencia magmática de emplazamiento: (1) gabros, (2) monzodioritas, (3) sienitas y (4) los basaltos. Adicionalmente proponen un modelo en el cual magmas graníticos

asimilaron las rocas calcáreas encajonantes generando una desilificación, proporcionándole a los magmas un carácter geoquímico calcoalcalino mientras que al resto de las rocas uno alcalino. Cabe mencionar que este modelo se considera obsoleto.

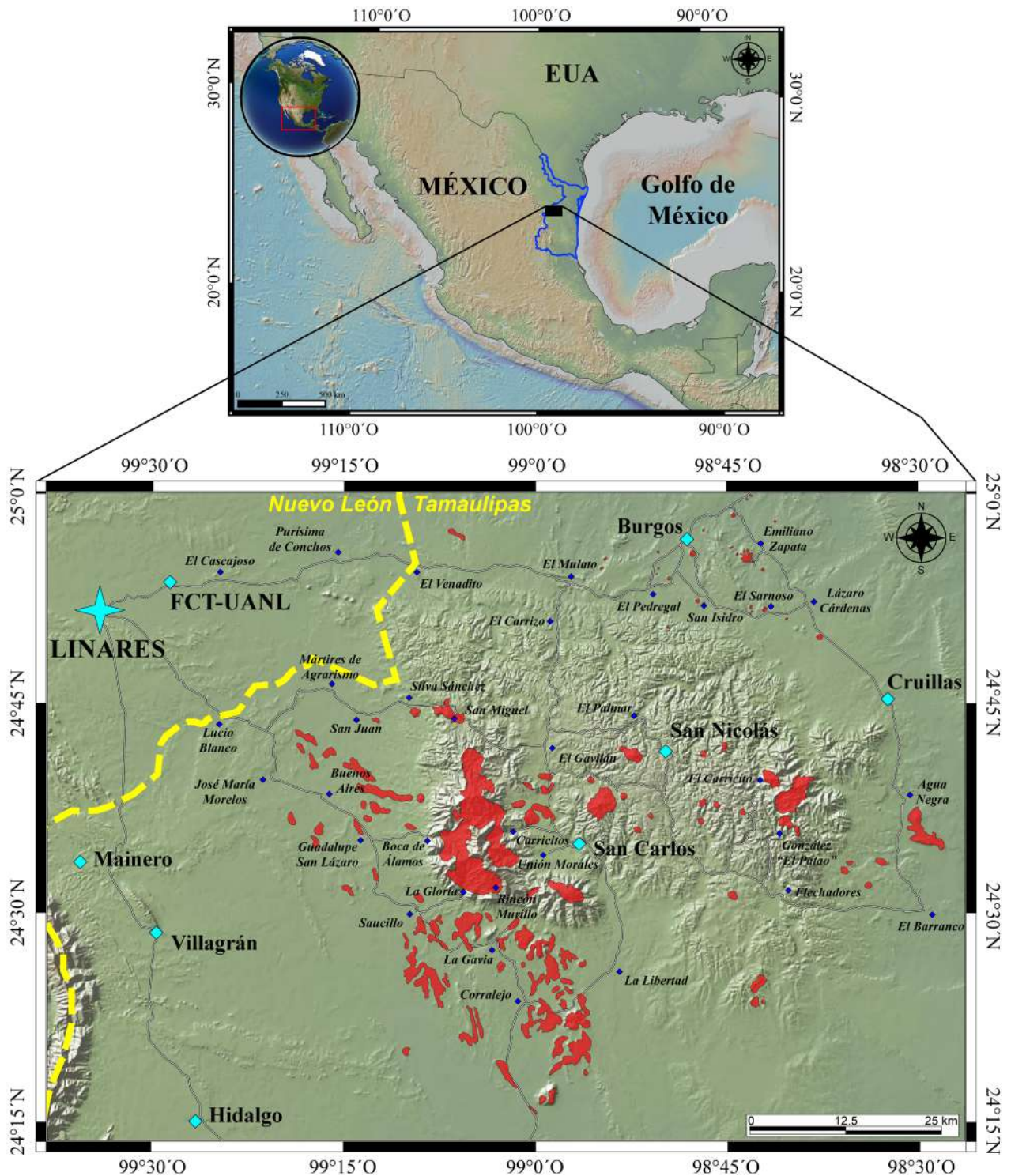


Fig. I.2. Localización del área de estudio y las vías principales de ingreso. Los cuerpos magmáticos expuestos en el área de estudio se representan por los campos de color rojo. Las principales vías de acceso están representadas por las líneas blancas.

La primera subdivisión del centro plutónico de la SSCC en tres partes fue propuesta por [Hubberten \(1985\)](#), en esta la (i) parte norte se compone de rocas dioríticas muy finas y pequeñas masas gabróicas, (ii) en la parte central por rocas sieníticas y (iii) en la parte sur por rocas gabróicas. Tres años más tarde, [Nick \(1988\)](#) estudió detalladamente la petrografía y geoquímica el centro plutónico de la SSCC respetando la subdivisión anterior. Este autor propuso que los gabros y monzodioritas se relacionan a un ambiente geotectónico de subducción, mientras que las rocas sieníticas y los basaltos fueron relacionados a un ambiente geotectónico intraplaca en una etapa post-Laramídica. Este último autor reporta las primeras relaciones isotópicas $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de algunas unidades del complejo (0.70309 – 0.70397).

[Heinrich y Ramírez-Fernández \(1988\)](#) y [Ramírez-Fernández \(1989\)](#) efectuaron el estudio del metamorfismo de contacto generado entre el intrusivo sienítico Bufa del Diente y las unidades sedimentarias calcáreas, determinaron que la intrusión de los magmas provocó cambios en las rocas encajonantes de la Fm. Tamaulipas Inferior generando mármol, skarn y corneana como producto del metamorfismo de contacto. Además, [Jasso-Rivera \(1994\)](#) determinó que el metamorfismo ocurrió en las subfacies de sanidinita de las facies de la corneana. [Heinrich \(1994\)](#) reportó richteritas de K-F en bandas de meta-pedernal interestratificadas de los mármoles de la aureola de contacto de las cuales se generaron por la reacción entre el diópsido metamórfico y salmueras hipersalinas de origen magmático. Por último, [Römer y Heinrich \(1998\)](#) efectuaron fechamientos U-Pb en vesubianita de la Bufa del Diente.

El [Consejo de Recursos Minerales \(2000, 2001\)](#) publicó la cartografía geológico-minera escala 1:50,000, de la hoja GI4-D6I San Carlos y de la hoja GI4-C69 San Lázaro. Además, en el informe técnico de la carta GI4-D6I, reportan edades $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ en biotitas para el intrusivo el Patao y para la Bufa del Diente. Adicionalmente, [Iriando et al. \(2003\)](#) en un *Open File Report* de la USGS reportaron dos edades de rocas magmáticas de la SSCC por el método $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ en biotitas.

[Treviño-Cázares \(2001, 2006\)](#) y [Treviño-Cázares et al. \(2005\)](#) caracterizaron los xenolitos peridotíticos del manto y de sus magmas portadores en localidades de la SSCC, Sierra de Tamaulipas y Planicie de Tampico. En estos trabajos se efectuaron modelos de fusión directos e inversos y determinaron que los magmas provienen de una región más profunda que los xenolitos.

[Rodríguez-Saavedra \(2003\)](#) estableció que las rocas generadas a partir de magmas máficos presentan enriquecimientos en LREE y empobrecidas en HREE, sin anomalías negativas en elementos HFSE. Esto le permitió proponer que estos magmas fueron generados en un ambiente de intraplaca, derivados de la fusión parcial de una región enriquecida del manto. Por otra parte, manifestó que los magmas más evolucionados no presentan una relación evolutiva con respecto a los magmas máficos, y que estos fueron generados por procesos magmáticos más complejos que una simple cristalización fraccionada bajo un ambiente tectónico de intraplaca.

Viera-Décida (2006) y Viera-Décida et al. (2009) propusieron un modelo geotectónico para la PAOM en el cual el magmatismo comenzó durante el Eoceno con la formación de magmas de bajo LILE/HFSE producidos por un “*slab window*” durante la migración del arco magmático hacia el NE de México. Posteriormente un “*slab rollback*” provocó la convección de material astenosférico dando lugar a magmas con bajo LILE/HFSE. En estos trabajos también se reportaron fechamientos K-Ar en las diferentes rocas de la SSCC.

Poliquin (2009) analizó geoquímica y geocronológicamente las rocas monzodioríticas del área de San José. Este autor estableció que las rocas fueron generadas en un arco magmático, mientras que un dique máfico analizado presenta una firma de intraplaca. También reportó dos fechamientos, el primero por el método U-Pb en circones de una cuarzodiorita, mientras que la segunda es por el método $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ en biotita de una diorita alterada. En esta misma zona, Mendoza-Vargas (2010) analizó la relación entre los intrusivos y las mineralizaciones presentes. Este autor reportó que las mineralizaciones se presentan como skarn con depósitos de sulfuros de Cu y Fe, generados a partir del intercambio de fluidos metasomáticos enriquecidos entre un intrusivo monzodiorítico y las rocas carbonatadas encajonantes a altas temperaturas.

Elizondo-Pacheco y Ramírez-Fernández (2017) y Elizondo-Pacheco (2017, 2019), realizaron un estudio petrológico del enjambre de diques y sills periféricos de la SSCC. Estos autores reconocieron pórfidos gabróticos, dioríticos, sieníticos, tingüaitas y lamprófidos alcalinos (sannaitas, camptonitas y monchiquitas). Estos últimos, son portadores de xenolitos graníticos corticales. Sugirieron que estas rocas fueron afectadas por una alteración hidrotermal de clorita + sericita + calcita + epidota y cancrinita. En base a características mineraloquímicas, se identificaron diferentes procesos magmáticos como lo son recargas magmáticas, descompresión y mezcla de magmas. Además, propusieron que no existe relación petrogenética entre los intrusivos y los cuerpos subvolcánicos del complejo.

Leal-Cuellar (2018) estudió las características petrográficas de las rocas gabróticas de la parte sur de la SSC. Postularon tres procesos principales para la generación de estructuras sinmagmáticas como la foliación: (1) compactación por emplazamiento, (2) acumulación por decantamiento y (3) flujos magmáticos. Posteriormente, Leal-Cuellar (2020) estudió de manera más detallada estos cuerpos, identificó por medio de la composición geoquímica de las rocas que estas presentan patrones característicos de magmas generados en un ambiente de intraplaca. Además, realizó modelados geoquímicos en el cual determinó que los gabros primarios se generaron a los 8-13% de fusión parcial de una región del manto parcialmente metasomatizada compuesta por litologías ricas en granate con presencia de anfíbol y flogopita. Por último, este autor presentó dos edades por el método U-Pb en titanitas para estas rocas. Además, propuso una nueva nomenclatura para referirse a las unidades ígneas del complejo magmático de la SSCC.

Elizondo-Pacheco et al. (2022) presentaron nueva información petrográfica, mineraloquímica, geoquímica y geocronológica de la SSCC. Estos autores propusieron que los magmas se generaron a partir de dos diferentes regiones metasomatizadas del manto. La primera es una fuente modificada por eventos de subducción previos que generaron los magmas parentales tipo arco de las rocas monzodioríticas de la parte norte del complejo en un ambiente post-colisional. La segunda es una fuente astenosférica afectada ligeramente por un metasomatismo carbonatítico el cual generó los magmas parentales tipo OIB de las rocas básicas-ultrabásicas en un ambiente tectónico extensional. Adicionalmente, propusieron un modelo geotectónico que implica el pasaje, ecolgitzación, rompimiento y hundimiento de la meseta oceánica de Hess bajo el noreste de México durante el Eoceno, proporciono los mecanismos para la generación del magmatismo de la SSCC y de la PAOM.

Finalmente, Leal-Cuellar et al. (2023) propusieron que las rocas básicas y ultrabásicas que de la SSCC fueron generadas a partir de grados de fusión parcial moderados a altos (10 – 38%) de venas metasomáticas ricas en anfíbol (~11%) en la zona de transición granate-espínela en el manto superior, en un ambiente geotectónico de extensión continental derivado del acenso astenosférico producto del pasaje, rompimiento y hundimiento de la Meseta oceánica de Hess bajo el NE de México durante el Eoceno-Oligoceno.

I.IV. Justificación

A pesar del gran número de estudios que se han realizado tratando de determinar el origen y evolución magmática de las diversas unidades ígneas que componen a la Sierra de San Carlos, es evidente que aún existe una gran incertidumbre relacionada a su génesis entre las cuales destacan las siguientes problemáticas:

- Se desconoce de manera concreta la secuencia cronológica de generación de los diferentes magmas que dieron origen a la gran diversidad de rocas ígneas plutónicas, volcánicas e hipabisales presentes en el complejo. Entre los años 1973 y 2023 se han reportado apenas 21 dataciones enlistadas en la **Tabla I.I.** De las cuales 16 se han realizado en las rocas plutónicas, tres en cuerpos subvolcánicos y dos de xenolitos corticales encontrados en diques. Además, existen ciertas discrepancias entre las edades reportadas para las rocas sieníticas (p. ej. Bloomfield y Cepeda-Dávila, 1973; Viera-Décida et al., 2009) lo cual revela una fuerte incertidumbre en la interpretación temporal del magmatismo en el complejo. Por otra parte, no es claro cuando las firmas geoquímicas tipo arco cambiaron en hacia una intraplaca, como ha sido reportado por diversos atores en la SSCC y en diferentes complejos de la PAOM (p. ej. Nick, 1988; Viera-Décida, 1998, 2006; Chávez-Cabello, 2005; Poliquin, 2009), o bien, debido a que procesos tectónicos.

Tabla I.I. Geocronología de las rocas magmáticas de la Sierra de San Carlos-Cruillas. Abreviaturas: MSJ, Monzodiorita San José; GRM, Gabro Rincón Murillo; SNER, Sienita Nefelínica El Rosario; SAEB, Sienita Alcalina El Bagre; BD, Bufo del Diente; CHSL, Complejo Hipabisal San Lázaro; Enf, enfriamiento; Crz, cristalización; Met, metamorfismo. Referencias: 1, Bloomfield y Cepeda-Dávila (1973); 2, Römer y Heinrich (1998); 3, CRM (2001); 4, Iriondo et al. (2003); 5, Viera-Décida (2006); 6, Poliquin (2009); 7, Elizondo-Pacheco et al. (2022); 8, Leal-Cuellar et al. (2023).

Unidad	Localidad	Litología	Mineral	Método	Edad	Evento	Ref.
MSJ	San José	Diorita	Biotita	Ar/Ar	38.2 ± 0.3	Enf	6
MSJ	San José	Cuarzodiorita	Circón	U-Pb	37.6 ± 0.7	Crz	6
GRM	Rincón Murillo	Gabro	Biotita	K-Ar	33.7 ± 0.7	Enf	5
GRM	Carricitos	Leucogabro	Titanita	U-Pb	31.8 ± 1.8	Crz - Enf	8
GRM	Santa Cruz	Leucogabro	Titanita	U-Pb	31.0 ± 1.7	Crz - Enf	8
SNER	El Rosario	Sienita nefelínica	Clinopiroxeno	K-Ar	34.3 ± 2.9	Enf	5
SNER	Carricitos	Sienita nefelínica	Biotita	K-Ar	29.6 ± 1.2	Enf	1
SNER	Carricitos	Pulaskita	Biotita	K-Ar	27.9 ± 1.1	Enf	1
SAEB	El Rosario	Sienita de F.A.	Feld. Alcalino	K-Ar	43.8 ± 1.3	Enf	5
SAEB	Carricitos	Monzonita	Biotita	K-Ar	29.3 ± 1.2	Enf	1
SAEB	Carricitos	Monzonita	Hornblenda	K-Ar	28.5 ± 1.4	Enf	1
BD o SAEB	Bufa del Diente	Capa de meta-argilita	Vesubianita	U-Pb	31.6 ± 0.3	Met	2
BD o SAEB	Bufa del Diente	Monzonita	Biotita	Ar/Ar	28.8 ± 0.1	Enf	4
BD o SAEB	Bufa del Diente	Sienita de F.A.	Biotita	Ar/Ar	27.8 ± 0.02	Enf	3
Sierras Bajas	SW El Reparo	Diorita	Biotita	Ar/Ar	30.5 ± 0.1	Enf	4
Sierras Bajas	El Patao	Diorita	Biotita	Ar/Ar	30.4 ± 0.1	Enf	3
Sierras Bajas	El Panderal	Basanita	Roca Total	K-Ar	12.0 ± 1.8	Enf	5
CHSL	Boca de Álamos	Dique sienítico	Circón	U-Pb	30.9 ± 0.2	Crz	7
CHSL	Carricitos	Dique sienítico	Titanita	U-Pb	28.3 ± 0.9	Crz - Enf	7
CHSL	Boca de Álamos	Xenolito ijolítico	Titanita	U-Pb	27.0 ± 0.9	Crz - Enf	7
CHSL	Boca de Álamos	Xenolito granítico	Circón	U-Pb	34.3 ± 0.3	Cristalización	7

- Es escasa la información acerca del manto terrestre bajo la región. La presencia de xenolitos metasomatizados en la Sierra de Tamaulipas (p. ej. [Ramírez-Fernández, 1996](#); [Treviño-Cázares et al., 2005](#)) y de lamprófidos alcalinos en la Sierra de Tamaulipas y Sierra de San Carlos (p. ej. [Ramírez-Fernández, 1996](#); [Mendoza-Vargas, 2010](#); [Elizondo-Pacheco et al., 2022](#)) sugieren la potencial presencia de un manto parcialmente metasomatizado como la región fuente de los magmas precursores de las rocas de la PAOM, sin embargo, se necesitan evidencias para confirmarlo.
- Por último, es evidente la falta de más estudios isotópicos de las rocas plutónicas. [Nick \(1988\)](#) es el único autor en presentar relaciones isotópicas $^{86}\text{Sr}/^{87}\text{Sr}$ de las rocas del complejo intrusivo central. Cabe mencionar que [Viera-Décida \(2006\)](#) realizó interpretaciones petrológicas mediante el uso de relaciones isotópicas de Sr, Nd y Pb, sin embargo, estos datos no fueron publicados y no pueden ser utilizados para refutar o corroborar dichas interpretaciones. Por último, [Römer y Heinrich \(1998\)](#) reportaron una relación $^{86}\text{Sr}/^{87}\text{Sr}$ para las sienitas de feldespato alcalino de la Bufa del Diente, aunque estas fueron estimadas a partir de la composición isotópica de los feldespatos alcalinos de las sienitas y no de la roca total como tal.

Tomando en cuenta todas las problemáticas planteadas previamente, es necesario la realización de un estudio, geoquímico, isotópico y geocronológico más consistente e integral cuyo propósito sea el de establecer un modelo petrológico y tectónico que permita explicar de la manera más precisa, el origen y evolución del magmatismo alcalino de la SSC.

I.V. Hipótesis

En la presente tesis se plantea la hipótesis de que el magmatismo alcalino de la SSCC es producto de la fusión parcial de un manto metasomatizado en un ambiente tectónico de extensión continental y que diversos procesos magmáticos (p. ej. cristalización fraccionada, contaminación cortical, mezcla de magmas) son responsables de la gran diversidad de rocas presentes en el complejo. Además, se plantea que la firma geoquímica tipo arco reportada en algunas rocas de la SSCC es heredada, como resultado de la fusión parcial de una fuente mantélica modificada previamente por subducción anterior, o bien, por contaminación cortical.

I.VI. Objetivo general

El objetivo principal de la presente tesis es integrar los datos obtenidos mediante el análisis petrográfico, geoquímico, geocronológico e isotópico del magmatismo alcalino expuesto en la SSCC en un modelo petrogenético congruente en espacio y tiempo que permita explicar el origen y evolución del magmatismo en el área de estudio y su correlación con el desarrollo del resto del magmatismo del Cenozoico en la parte septentrional del México.

I.VII. Metodología

Para llevar a cabo los análisis planteados y cumplir con los objetivos propuestos, fue necesario seguir sistemáticamente una serie de pasos y procesos que engloban metodologías aplicadas en cuatro etapas diferentes las cuales serán descritas de manera resumida a continuación (para metodología detallada consultar **Capítulo III**):

- **Etapas I (revisión y documentación):** Se llevó a cabo la revisión y recopilación exhaustiva de la información bibliográfica disponible en medios electrónicos e impresos (p. ej. artículos, tesis, cartas geológicas, entre otras fuentes) de carácter científico sobre la región de estudio. Además, con base a la carta geológica de la región de se reconocieron las regiones de interés de estudio, así como las vías de ingreso. Con base a la carta geológica G14-II Linares escala 1:250,000 (INEGI, 1983), así como de las cartas geológico-mineras escala 1:50,000 G14C58 Linares, G14C59 EL Porvenir, G14D51 Burgos, G14C68 Garza Valdez, G14C69 San Lázaro, G14D61, G14C78 Villagrán, G14C79 Carrizos, G14D71 La Libertad (INEGI, 1978, 1979, 1982; CRM, 2000, 2001) se reconocieron las regiones de interés de estudio, así como las vías de ingreso. Además, utilizando la información de las cartas geológicas y los datos vectoriales obtenidos del INEGI (<https://www.inegi.org.mx/temas/geologia/>) se generó un mapa digital del área de estudio mediante el uso del programa de sistema de información geográfica QGIS 2.18.8 Las Palmas y QGIS 3.22.3 Białowieża (<https://www.qgis.org/es/site/>).
- **Etapas 2 (trabajo de campo):** Se reconocieron y describieron las principales características geológicas a nivel de afloramiento de todos los cuerpos magmáticos de la SSCC a los cuales se pudo tener acceso. A

partir de este reconocimiento, se realizó un muestreo selectivo y se recolectaron un total de 62 muestras de diferentes litologías y texturas para el estudio petrográfico, geocronológico e isotópico. Además, se seleccionaron ocho muestras de [Rodríguez-Saavedra \(2003\)](#) y [Elizondo-Pacheco et al. \(2022\)](#), una muestra de [Viera-Décida \(2006\)](#) y 12 muestras de [Leal-Cuellar \(2020\)](#) para su análisis isotópico.

- **Etapa 3 (laboratorio):** Inicialmente se realizó el análisis petrográfico en secciones delgadas para describir las diferentes texturas y estructuras, así como, el contenido modal de cada muestra. Con base en los resultados petrográficos, se seleccionaron las muestras de interés para el análisis geocronológico e isotópico. Cabe mencionar que la información geoquímica fue recopilada de [Nick \(1988\)](#), [Ramírez-Fernández \(1989\)](#), [Treviño-Cázares et al. \(2005\)](#), [Poliquin \(2009\)](#), [Mendoza-Vargas \(2010\)](#), [Elizondo-Pacheco et al. \(2022\)](#) y [Leal-Cuellar et al. \(2023\)](#). Las muestras fueron sometidas a los procesos de trituración para efectuar la separación de minerales para el análisis geocronológico por el método U-Pb en circones y titanitas, así como, para K-Ar en roca total. La molienda fue llevada a cabo en las muestras con el menor índice de alteración para obtener polvos para determinar las relaciones isotópicas de Sr, Sm/Nd y U/Pb-Th.
- **Etapa 4 (Gabinete):** Finalmente, con la información obtenida se construyeron diagramas de clasificación, discriminación, caracterización de fuente y modelados de fusión parcial y de asimilación-cristalización fraccionada que fueron integrados en un modelo petrogenético que engloba la génesis y evolución del magmatismo alcalino Cenozoico de Sierra de San Carlos-Cruillas.

CAPÍTULO II. MARCO GEOLÓGICO REGIONAL

II.1. Introducción

El noreste de México ofrece la posibilidad de estudiar procesos geológicos desarrollados desde el Proterozoico hasta el Reciente. Sin embargo, en esta sección solo se hará énfasis en los eventos geológicos que tienen una incidencia directa con el área de estudio actual. Estos son el desarrollo del basamento cristalino de la región el cual corresponde al Arco de Tamaulipas, el depósito de la secuencia sedimentaria tanto mesozoica como cenozoica y el magmatismo ocurrido principalmente durante el Cenozoico (Fig. 2.1).

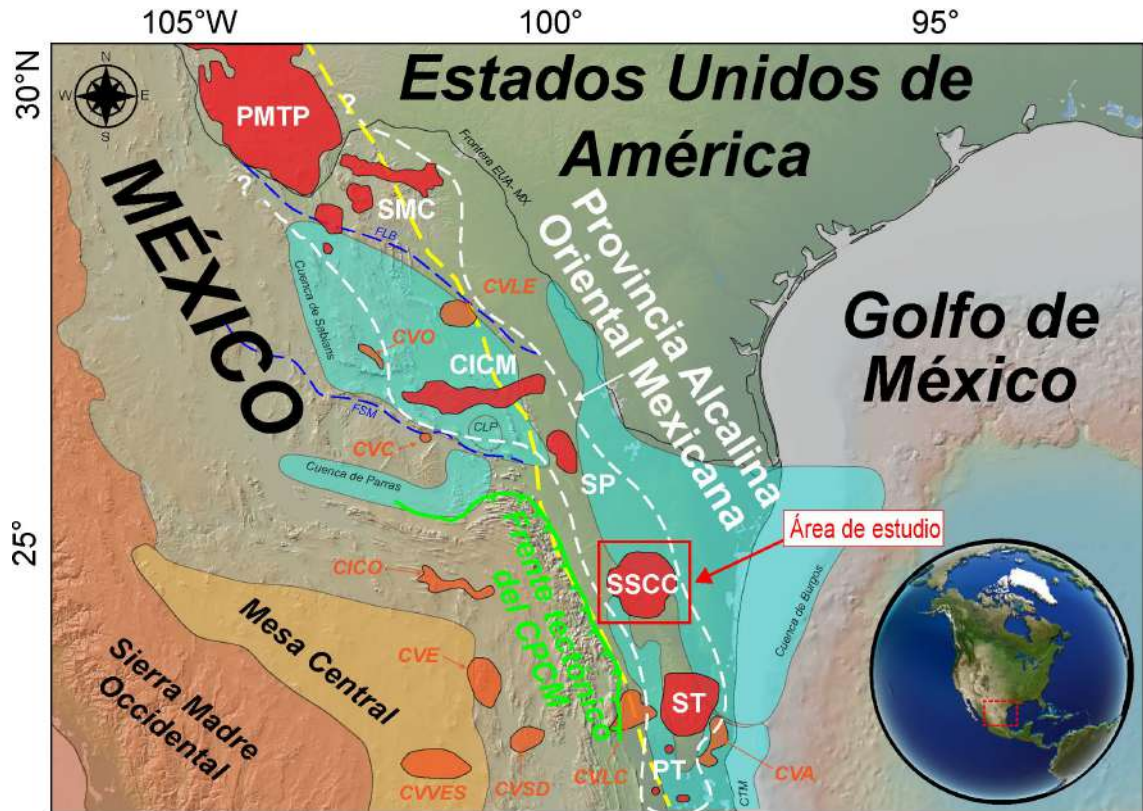


Fig. 2.1.- Sobrevista de los elementos geológicos del NE de México y la distribución de los complejos magmáticos alcalinos que conforman a la PAOM (campos rojos). Los cuerpos azules indican la distribución de las cuencas sedimentarias Cretácico Tardío – Cenozoico; la línea amarilla indica el límite de la Provincia de Cuencas y Sierras en el Oriente de México; y las líneas azules indican las trazas de fallas de basamento. Abreviaturas: CICO: Cinturón de Intrusivos Concepción del Oro, CPCM: Cinturón de Pliegues y Cabalgaduras Mexicano, CLP: Cuenca la Popa, CTM: Cuenca Tampico-Misantla, CVC: Campo Volcánico Las Coloradas, CVA: Campo Volcánico de Villa Aldama, CVLC: Campo Volcánico Llera de Canales, CVSD: Campo Volcánico Santo Domingo, CVE: Campo Volcánico Los Encinos, CVVES: Campo Volcánico Ventura-Espíritu Santo, CVLE: Campo Volcánico las Esperanzas, CVO: Campo Volcánico de Ocampo, FLB: Falla la Babia, FSM: Falla de San Marcos, PMTP: Provincia Magmática Trans-Pecos, SMC: Sierras Maderas del Carmen, CICM: Cinturón de Intrusivos Candela-Monclova, SP: Sierra de Picachos, SSCC: Sierra de San Carlos-Cruillas, ST: Sierra de Tamaulipas, PT: Planicie de Tampico.

II.2. Basamento cristalino Permo-Triásico

En el NE de México, en los estados de Tamaulipas, Coahuila, Nuevo León y Veracruz a través de pozos de exploración de PEMEX (p. ej. López-Ramos, 1979) y por modelados gravimétricos (p. ej. Mickus y Montana, 1999), se ha identificado la existencia de un cinturón batolítico sepultado que ha sido denominado como el Arco

de Tamaulipas (Wilson, 1990) o como el Cinturón Batolítico Paleozoico del Este (Ortega-Gutiérrez et al., 2014). Este arco está compuesto por rocas graníticas con edades de entre 290 – 201 Ma (Torres et al., 1999; Coombs et al., 2020). También se han identificado afloramientos en Oaxaca, Chiapas, Sonora, Chihuahua y Puebla (Torres et al., 1999; Weber et al., 2007; Arvizu et al., 2009; Ortega-Gutiérrez et al., 2014; Ortega-Obregón et al., 2014; Arvizu e Iriondo, 2015; Sarmiento-Villagrana et al., 2016), en el SW de Estados Unidos (p. ej. Miller et al., 1995) y en el Complejo Rabinal en Guatemala (p. ej. Ratschbacher et al., 2009). El magmatismo relacionado con este cinturón ha sido atribuido tradicionalmente a la subducción de la placa Mezcalera en la margen occidental de Pangea sustentado en las características geoquímicas de un magmatismo de arco continental (Torres et al., 1999; Dickinson y Lawton, 2001), como una extensión del arco Cordillerano del SW de los Estados Unidos (Dickinson, 2004; Arvizu e Iriondo, 2015) y posterior a la colisión entre Laurencia y Gondwana que dio origen al Cinturón Ouachita Marathon (Barboza-Gudiño et al., 2011).

Recientemente, Coombs et al. (2020) propusieron que los granitoides Permo-Triásicos exhiben relaciones isotópicas Lu-Hf empobrecidas, lo cual interpretan como resultado de anatexis de la corteza continental, en un ambiente tectónico post-colisional, posterior al cierre del Océano Reico y que la firma geoquímica tipo arco es heredada de eventos previos de subducción. Por último, estos mismos autores señalaron que los granitoides Permo-Triásicos fueron disgregados a través de fallas laterales dextrales durante el rompimiento de Pangea y apertura del Golfo de México en el Jurásico (Fig. 2.2).

Las evidencias principales que sustentan existencia de este cinturón magmático en el NE de México son los núcleos obtenidos mediante pozos petroleros de exploración. Sin embargo, la presencia de circones detríticos heredados con edades del Permo-Triásico pueden ser encontradas en las rocas clásticas del Triásico y Jurásico de la Fm. El Alamar, la Fm. La Boca y la Fm. La Joya en el Valle de Huizachal en Cd. Victoria, en los altos de Miquihuana y Bustamante (p. ej. Barboza-Gudiño et al., 2010, 2014; Rubio-Cisneros et al., 2011; Rubio-Cisneros y Lawton, 2011), en la Fm. La Casita en Nuevo León (Ocampo-Díaz et al., 2014) y en las cenizas volcánicas de la Fm. San Felipe (Velasco-Tapia et al., 2016). Además, otras evidencias de este magmatismo pueden ser encontradas en el estado de Coahuila en la Isla de la Mula y de Monclova, en las localidades de las Delicias, Sierra Mojada y Acatita, en donde afloran rocas granodioríticas con edades del Triásico Tardío (~ 225 – 202 Ma; Deninson et al., 1969; Jones et al., 1984; McKee et al., 1988, 1990; Grajales-Nishimura et al., 1992; Chávez-Cabello, 2005; Molina-Garza, 2005; Thomas et al., 2019). Cabe mencionar que el Arco de Tamaulipas fungió como un alto de basamento el cual tuvo una implicación directa en el depósito de sedimentos desde el Triásico Superior hasta el Cretácico Inferior (p. ej. Goldhammer, 1999).

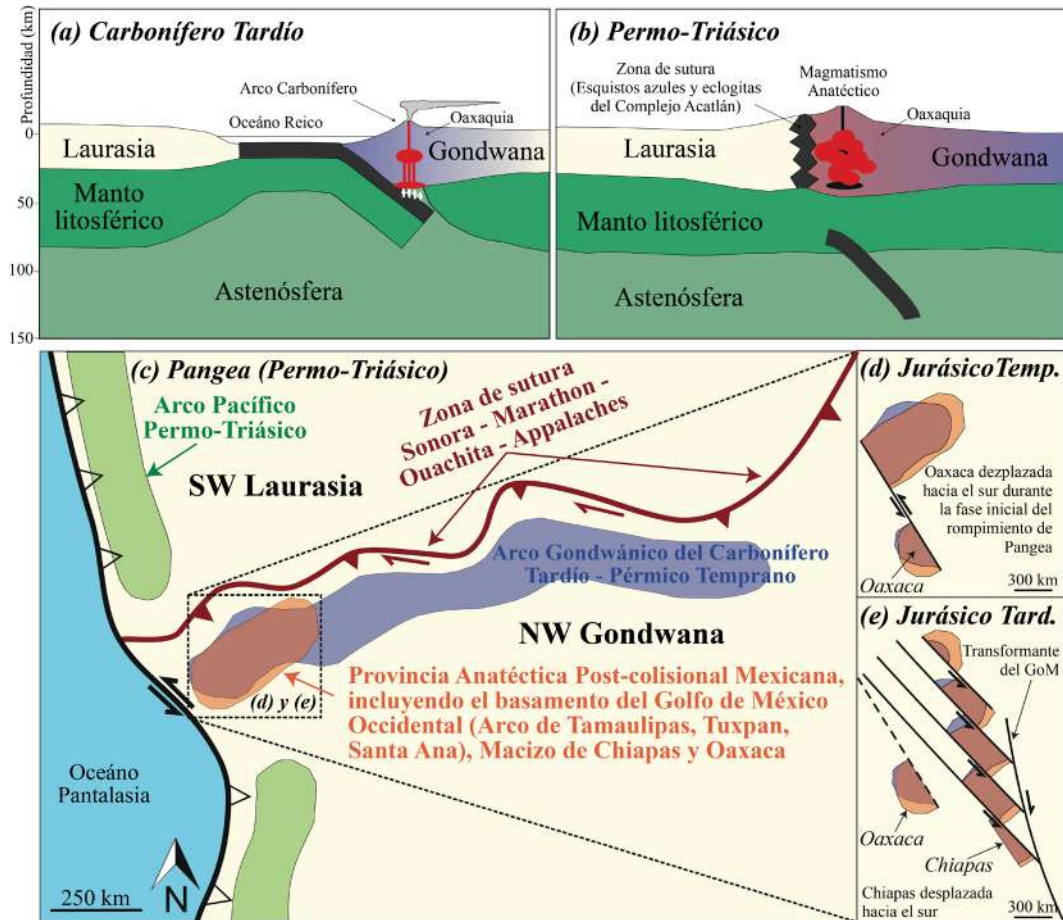


Fig. 2.2. Magmatismo relacionado al Arco Permo-Triásico del NE de México. (a) Esquema ilustrativo del magmatismo Carbonífero, previo al cierre del Océano Reico. (b) Esquema ilustrativo del modelo tectónico del magmatismo Permo-Triásico que generaron las rocas graníticas en el GoM occidental. (c) Reconstrucción paleogeográfica del flanco occidental de la zona de colisión de Pangea. (d) Fase de disgregación inicial del basamento Permo-Triásico durante el inicio del rompimiento de Pangea en el Jurásico Temprano. (e) Segmentación de los bloques del basamento producto de la apertura del Golfo de México durante el Jurásico Tardío. Todos los esquemas modificados de [Coombs et al. \(2020\)](#).

II.3. Evolución estratigráfica del NE de México.

En el NE de México se desarrollaron diferentes cuencas sedimentarias que evolucionaron desde el Paleozoico hasta el Cenozoico (p. ej. Cuenca Tamatán, Cuenca Mesozoica, Cuenca de Parras, Cuenca de la Popa, Cuenca de Burgos) que fueron afectadas en diversas medidas por deformación y levantamiento, inversión, erosión y magmatismo en diferentes tiempos ([Eguiluz de Antuñano, 2001](#); [Chávez-Cabello, 2005](#); [Lawton et al., 2009](#); [Fitz-Díaz et al., 2018](#)).

Durante el Triásico Tardío al Jurásico Medio se llevó a cabo la primera etapa del rompimiento de Pangea y la apertura del proto Golfo de México, generando una etapa de extensión continental que provocó la formación de altos estructurales (p. ej. Bloque Burro Peyotes, Alto de Aramberri, Arco de Tamaulipas, etc.) así como el depósito de una secuencia de rocas detríticas continentales como los lechos rojos y rocas volcánicas de las Formaciones el Alamar con edad del triásico tardío, la Formación la Boca del Jurásico Inferior y la Formación la Joya con edades del Jurásico Medio asociados a sistemas fluviales extensivos ([Goldhammer, 1999](#); [Dickinson y](#)

Lawton, 2001; Barboza-Gudiño et al., 2010, 2011; Rubio-Cisneros et al., 2011; Rubio-Cisneros y Lawton, 2011). Regionalmente, estas unidades afloran en el Valle del Huizachal y en las localidades de Bustamante y Miquihuana en Tamaulipas, así como en las localidades de Aramberri y Galeana en Nuevo León. Sin embargo, los altos estructurales jugaron un papel importante en el depósito de estas unidades en la región. Cabe mencionar que en la zona de la Sierra de San Carlos-Cruillas, el Arco de Tamaulipas fungió como un alto de basamento lo cual inhibió el depósito local de dichas capas rojas (p. ej. Goldhammer, 1999). Por lo tanto, la secuencia sedimentaria en esta región inició con el depósito de evaporitas de la Fm. Olvido directamente sobre el basamento cristalino Permo-Triásico (PEMEX, 1974). A finales del Jurásico Medio, poco después de la apertura del Golfo de México en respuesta a la separación del bloque de Yucatán por medio de fallas laterales (Tamaulipas – Chiapas) y el desarrollo de piso oceánico (Dickinson y Lawton, 2001), se generó una transgresión marina somera trayendo consigo el depósito de sedimentos evaporíticos en cuencas restringidas de la Fm. Olvido y la Fm. Minas Viejas con edades del Oxfordiano – Kimmerdigiano (Goldhammer, 1999; Rubio-Cisneros et al., 2011). Bajo la región de la SSCC, estas evaporitas corresponden principalmente a yesos y anhidritas interdigitadas con carbonatos (Eguiluz de Antuñano, 2001; González-Sánchez et al., 2007).

El continuo ingreso de agua marina cubrió gran parte del NE de México dando lugar a condiciones de mar abierto y a la deposición de rocas carbonatadas y arcillosas de las Formaciones Zuloaga, La Casita, La Caja, Taraises y Pimienta desde el Jurásico Tardío hasta el Cretácico Inferior (Berrasiano – Hauteriviano; Wilson, 1990; Mickalzik y Schumann, 1994; Goldhammer, 1999; Dickinson y Lawton, 2001). Posteriormente, durante el Barremiano – Aptiano ocurrió una etapa de depósito de carbonatos en facies de plataforma de gran amplitud que dieron origen a las calizas en dos facies principales, una que corresponde a carbonatos de margen arrecifal de la Fm. Cupido y otra con facies de plataforma abierta de la Fm. Tamaulipas Inferior (Goldhammer, 1999; Lehmann et al., 1999; Eguiluz de Antuñano, 2001). Durante el Aptiano Superior ocurrió una transgresión marina que aumentó significativamente el nivel del mar llegando a cubrir gran parte del NE de México, incluidos algunos altos estructurales, este evento está representado por el depósito de sedimentos calcáreo-arcillosos de la Fm. La Peña y la Fm. Otates (Tinker, 1985; Goldhammer, 1999; González-Sánchez et al., 2007). En el Albiano – Cenomaniano esta región fue inundada por las aguas que conectaban el Golfo de México con el Mar Cretácico Interior Occidental (Sageman y Lyons, 2004) se depositaron capas de carbonatos con pedernal de la Fm. Tamaulipas Superior, hacia el interior del continente en los bordes de la Isla de Coahuila hay un cambio de facies hacia carbonatos de plataforma de la Fm. Aurora (Goldhammer, 1999). Además, en la margen occidental se depositó una secuencia compuesta por calizas con una gran cantidad de nódulos y bandas de pedernal de la Fm. Cuesta del Cura (Padilla y Sánchez, 1986; Ross, 1981).

Después de esta etapa de depósito y del desarrollo de dichas plataformas carbonatadas ocurrió un cambio importante en la sedimentación, la generación de carbonatos disminuyó considerablemente a lo largo del NE de

México dando lugar a un periodo con mayor influencia de material terrígeno que dieron lugar al depósito de la Fm. Agua Nueva, compuestas por calizas micríticas alternadas con lutitas calcáreas con un alto contenido de materia orgánica (Padilla y Sánchez, 1986; Wilson, 1987). Según Goldhammer (1999), el depósito de la Fm. Agua Nueva representa el nivel máximo en el nivel del mar y que posteriormente iniciaría una etapa regresiva dominada por sedimentación clástica. Para el Conaciano y Santoniano, durante la etapa regresiva, se depositó una secuencia de calizas calcáreo-arcillosas, lutitas y capas verdes de la Fm. San Felipe (Goldhammer, 1999). Cabe mencionar que las capas verdes presentes en la Fm. San Felipe habían sido descritas como capas de bentonita, sin embargo, actualmente estas capas son descritas como cenizas volcánicas alteradas (Velasco-Tapia et al., 2016). Por último, entre el Campaniano – Maastrichtiano como resultado de la regresión marina se llevó a cabo el depósito de sedimentos terrígenos de la Fm. Méndez, esta unidad representa la última unidad sedimentaria del Cretácico (De Cserna, 1989; Goldhammer, 1999).

El impacto meteorítico de Chicxulub en la península de Yucatán marca el fin de la era Mesozoica y es comúnmente asociado a la extinción masiva que marca el límite Cretácico-Paleógeno (Kring, 2007; Keller et al., 2013). En la parte norte de la SSCC en la localidad conocida como el Mulato, se pueden observar una secuencia de rocas clásticas generadas por enormes olas, conocidas como tsunamitas (Alegret et al., 2002).

Además, desde el Cretácico Tardío hasta el Eoceno (~ 80 – 40 Ma), la secuencia sedimentaria marina del Jurásico – Cretácico fue afectada por un evento de deformación y levantamiento relacionado a la formación del Cinturón de Pliegues y Cabalgaduras Mexicano (CPCM; Fítz-Díaz et al., 2018). En el NE de México, el CPCM está compuesto por una secuencia de pliegues, fallas y cabalgaduras que involucran de manera general rocas sedimentarias del Mesozoico al Paleógeno y localmente rocas del basamento (De Cserna, 1956; Eguiluz y de Antuñano et al., 2000; Chávez-Cabello, 2005; Zhou et al., 2006; Fítz-Díaz et al., 2018). La deformación y el levantamiento del CPCM ocurrieron como respuesta a la acreción del Superterreno Guerrero (STG) en la margen SW de México durante el Albiano, generando el cierre de la cuenca de Arperos (Martini et al., 2014). Este proceso provocó que las rocas del STG cabalgaran sobre los depósitos de la cuenca de Arperos generando deformación en este borde y en el norte de México (Ramírez-Peña, 2017). Durante el Paleoceno-Eoceno ocurrieron las últimas etapas de deformación del CPCM, en esta etapa se generaron los pliegues y cabalgaduras de la Saliente de Monterrey y del Cintrón Cabalgado y Plegado de Coahuila (Ramírez-Peña, 2017; Fítz-Díaz et al., 2018).

La intensa deformación del CPCM tiene su límite en el frente tectónico de la Sierra Madre Oriental. Sin embargo, hacia la Planicie Costera del Golfo de México, la deformación es más tenue generando estructuras suaves que afectaron a la secuencia sedimentaria de la región. En este sentido se generó el Anticlinorio de Tamaulipas (Fig. 2.3), el cual será considerado como una estructura regional de origen laramídico que estará limitada por la existencia del basamento cristalino granítico del Permo-Triásico que actuó como un contrafuerte a los esfuerzos

tectónicos durante el evento de deformación. Cabe mencionar, que esta estructura regional inicia en su extremo SE con el complejo magmático de la Sierra de Tamaulipas, así como de los campos volcánicos de Aldama y de Llera de canales, y culmina en su extremo NW con la Sierra de San Carlos-Cruillas y el Corredor Linares-Burgos ([Antonio-Durán, 2022](#)).

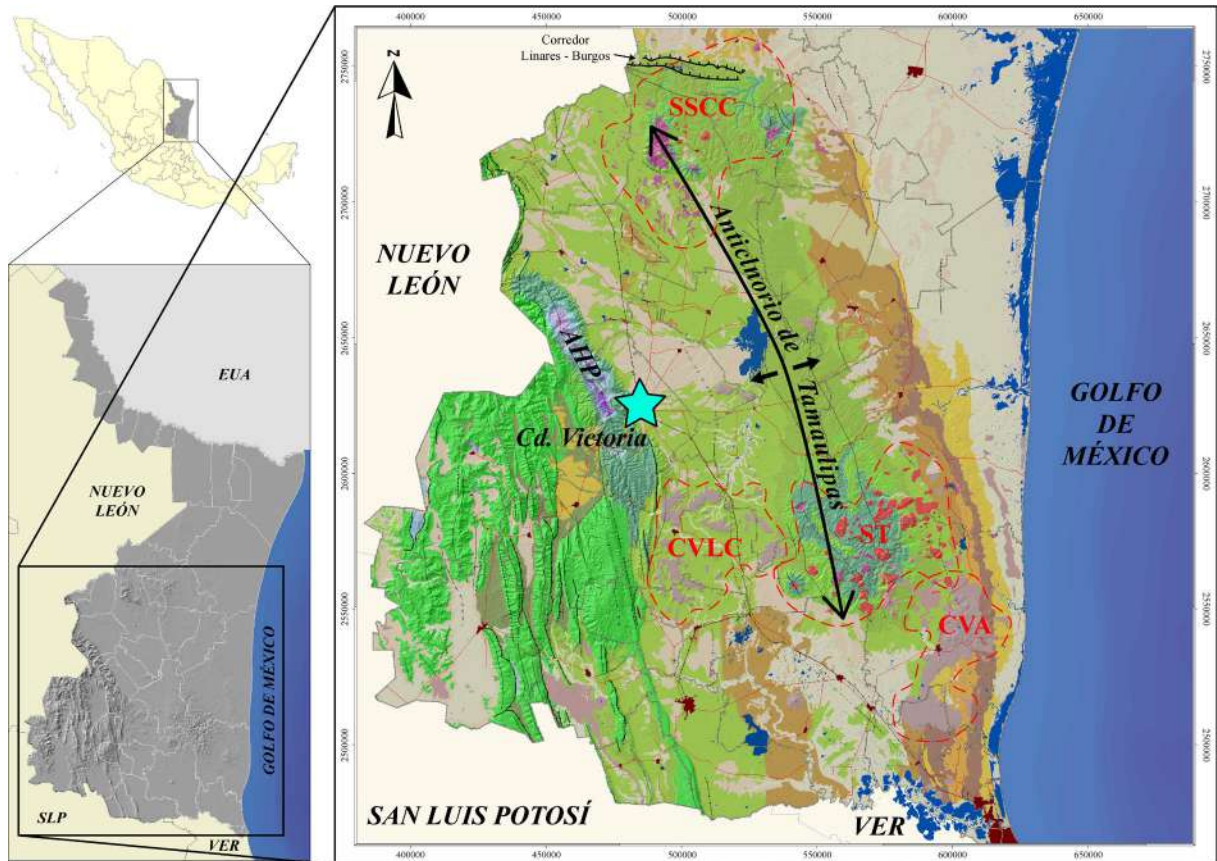


Fig. 2.3. Mapa de localización y geológico del Anticlinorio de Tamaulipas del NE de México. Modificado de [SEGOB \(2009\)](#). Abreviaturas: SSCC, Sierra de San Carlos-Cruillas; ST, Sierra de Tamaulipas; CVLC, Campo Volcánico de Llera de Canales; CVA, Campo Volcánico de Aldama.

La Cuenca de Burgos presenta un potente registro sedimentario de edad Cenozoica. La base de la secuencia está compuesta por la Fm. Midway (Paleoceno Inferior), mientras que la unidad más joven es la Fm. Goliad (Pleistoceno), compuesta por paquetes detríticos separados por discordancias, con facies someras hacia el occidente (región continental) y facies profundas hacia el oriente (región oceánica). Estos cambios fueron propiciados por ciclos de transgresiones y progradaciones marinas, que dejaron expuestas áreas continentales en el occidente de la cuenca ([Eguiluz de Antuñano, 2011 y referencias ahí](#)). Debido a que los sedimentos de esta cuenca registran diferentes eventos geológicos ocurridos en el NE de México, es importante describir sus rasgos principales.

Según [Eguiluz y de Antuñaño \(2011a, 2011b\)](#) la Fm. Midway corresponde a una facie sedimentaria de profunda, tiene depósitos de turbiditas en la cima. La Fm. Wilcox y la Fm. Queen City son de una facie de delta progradante, mientras que la Fm. Reklaw y la Fm. Yegua (miembro medio) representan facies sedimentarias de cuña progradante, con discordancias regionales (con edades estimadas de 48.5 y 39.5 Ma) en su base, que denotan denudaciones originadas por pulsos de inestabilidad tectónica (p. ej. pulsos orogénicos). La Fm. Weches es un depósito de planicie deltáica, mientras que la Fm. Cook Mountain y la Fm. Yegua corresponden inicialmente a un ciclo transgresivo y uno final regresivo. La Fm. Jackson presenta en su base un dominio pelítico, un cuerpo arenoso progradante en la parte media y lutitas en la parte superior. La Fm. Vicksburg está compuesta por tobas intercaladas entre lutitas y areniscas, en la cima se presenta una discordancia regional prominente (30 Ma) sobre la cual se depositó la Fm. Frío. El Mioceno y Plioceno (Fm. Anáhuac, Fm. Oakville, Fm. Lagarto y Fm. Goliad) están representados por ciclos de lutitas y areniscas que progradan hacia el oriente.

II.4.- Magmatismo en el NE de México

Diferentes eventos magmáticos han sido atestiguados en el NE de México desde el Paleozoico hasta el Cenozoico. Estos eventos han sido relacionados principalmente a arcos magmáticos durante el Ordovícico (Tonalita Peregrina, p. ej. [Alemán-Gallardo et al., 2019b](#)), Carbonífero (Riolita Aserradero, p. ej. [Ramírez-Fernández et al., 2021](#)), Pérmico-Triásico (Arco de Tamaulipas, Fm. Guacamaya, p. ej. [Barboza-Gudiño et al., 2010](#); [Rubio-Cisneros y Lawton, 2011](#); [Ocampo-Díaz et al., 2014](#); [Coombs et al., 2020](#); [Apolinar-Morales, 2022](#)), Jurásico (Fm. La Boca y Olvido, p. ej. [Jones et al., 1995](#); [Bartolini et al., 2003](#); [Fastovsky et al., 2005](#); [Barboza-Gudiño et al., 2008](#); [Rubio-Cisneros et al., 2011](#); [Cruz-Gámez et al., 2017](#); [Lawton y Amato, 2017](#)) y en el Cretácico (Fm. San Felipe, p. ej. [González-Guzmán, 2011](#); [Velasco-Tapia et al., 2011, 2016](#); [Ramírez-Peña y Chávez-Cabello, 2017](#); [Fitz-Díaz et al., 2018](#); [Ramírez-Peña et al., 2019](#)). Durante el Cenozoico, el magmatismo está agrupado en tres dominios principales. El primero es el Cinturón de Intrusivos Concepción del Oro, el segundo es la Provincia Alcalina Oriental Mexicana (plutonismo y volcanismo), y el tercero son los campos volcánicos asociados a la Provincia Extensional del Norte de México.

II.4.I. Cinturón de Intrusivos Concepción del Oro

En la región norte de Zacatecas, sureste de Coahuila y oeste de Nuevo León afloran cuerpos magmáticos alineados E-W, definidos como el Cinturón de Intrusivos Concepción del Oro (CICO; [Chávez-Cabello et al., 2007](#); [González-Guzmán et al., 2023](#)). Estos tienen un carácter sinorogénico y se encuentran emplazados en núcleos de anticlinales y a lo largo de cabalgaduras generadas durante la formación del CPCM ([Ramírez-Peña y Chávez-Cabello, 2017](#); [Ramírez-Peña et al., 2019](#)). El CICO está compuesto principalmente por sienitas, cuarzosienitas, cuarzomonzonitas, cuarzodioritas, monzodioritas, granodioritas, monzogranitos ([González-Guzmán, 2011](#); [González-Guzmán et al., 2023](#)). Todas las rocas presentan características geoquímicas de magmas

relacionados a subducción, además, la mayoría de las rocas son alcalinas, a excepción de las granodioritas que presentan un carácter subalcalino (González-Guzmán, 2011; Velasco-Tapia et al., 2011; González-Guzmán et al., 2023). El origen del CICO es directamente atribuido a un magmatismo de arco en respuesta a la migración del frente magmático producto de la subducción de la placa Farallón durante en Cretácico Tardío (Clark et al., 1992; Valencia-Moreno et al., 2021; Díaz-Bravo et al., 2022). Con esto, se postula una relación genética con el Arco Magmático Mexicano del Cretácico-Eoceno (CEMMA, *Cretaceous-Eocene Mexican Magmatic Arc*; Valencia-Moreno et al., 2021). Sin embargo, recientemente González-Guzmán et al. (2023) propusieron que la formación de los magmas parentales de las rocas del CICO del Eoceno-Oligoceno (42 – 32 Ma) fueron formadas a partir de la fusión parcial de la corteza máfica inferior en un ambiente geotectónico post-colisional con una firma geoquímica de arco heredada, correlacionado con el fin del ciclo orogénico del CPCM.

II.4.2. Provincia Alcalina Oriental Mexicana

En el noreste de México aflora un cinturón discontinuo de complejos magmáticos alineados NNW-SSE, que se encuentran en diferentes localidades de los estados de Tamaulipas, Coahuila y Nuevo León, los cuales conforman a la Provincia Alcalina Oriental Mexicana o PAOM (Fig. 2.1; Demant y Robin, 1975). Las edades del magmatismo reportadas para esta provincia varían desde el Eoceno hasta el Pleistoceno (Sewell, 1968; Bloomfield y Cepeda-Dávila, 1973; Cantagrel y Robin, 1979; Camacho-Angulo, 1993; Pérez, 1994; Römer y Heinrich, 1998; Iriondo et al., 2003, 2004; Chávez-Cabello, 2005; Viera-Décida et al., 2009; Poliquin, 2009; Levresse et al., 2011; Elizondo-Pacheco et al., 2022; Leal-Cuellar et al., 2023). La PAOM está compuesta de manera concreta, de norte a sur, por los siguientes complejos: (a) Sierras Maderas del Carmen, (b) Cinturón de Intrusivos Candela Monclova, (c) Sierra de Picachos, (d) Sierra de San Carlos-Cruillas, (e) Sierra de Tamaulipas y (f) Planicie de Tampico (p. ej. Daugherty, 1963; Nick, 1988; Morton-Bermea, 1995; Ramírez-Fernández, 1996; Ramírez-Fernández et al., 2000; Aranda-Gómez et al., 2005; Chávez-Cabello, 2005; Treviño-Cázares et al., 2005; Poliquin, 2009; Viera-Décida et al., 2009; Ortega-Gutiérrez et al., 2014; Elizondo-Pacheco et al., 2022; Leal-Cuellar et al., 2023).

Existe una gran discusión e incertidumbre sobre la generación del magmatismo de la PAOM. El primer modelo petrogenético relaciona el magmatismo de la PAOM con el nacimiento de una cuenca marginal en la Placa Norteamericana, equivalente a la cuenca del río Colorado y del río Columbia (Demant y Robin, 1975). Robin (1982) propuso que la apertura del Río Grande en Texas como generó procesos de extensión continental desde el Oligoceno hasta el Holoceno los cuales fueron progresando de norte a sur.

Por otra parte, otros autores propusieron que el magmatismo presente en la PAOM ocurrió como respuesta de la migración hacia el oriente del arco magmático situado en la margen del Océano Pacífico generando magmatismo del tipo subalcalino y alcalino en el NE de México (~ 50 Ma; Damon et al., 1981; Clark et al.,

1982). Viera-Décida et al. (2009) señalaron que la migración del arco magmático hacia el oriente se ve reflejada por la generación de rocas de alto LILE/HFSE y una firma geoquímica de subducción en los magmas generados durante el Eoceno, así como que la ocurrencia de rocas con bajo LILE/HSFE en ese mismo tiempo se debe al rompimiento de la placa Farallón permitiendo el ascenso de magmas por medio de un *slab window* con características de un ambiente de intraplaca. Posteriormente, durante el Oligoceno (~30 Ma), el arco magmático inició su retroceso hacia su posición original hacia el margen W de México, generando magmatismo extensional en la PAOM (p. ej. Damon et al., 1981; Clark et al., 1982; Urrutia-Fucugauchi, 1986; Nick, 1988; Ramírez-Fernández, 1996). Además, este retroceso ocasionó un *slab rollback* en el cual la convección de material astenosférico desde las partes traseras del arco hacia la cuña del manto generando rocas con características geoquímicas netamente de intraplaca en el resto de la PAOM durante el Oligoceno (Viera-Décida et al., 2009). Este modelo petrogenético prevaleció por más de cuatro décadas (~1980-2020), sin embargo, es importante señalar que dicho modelo está apoyado en la existencia de rocas magmáticas con una firma geoquímica de arco en los diferentes complejos de la PAOM. Cabe mencionar que estos modelos no explican la generación del magmatismo contemporáneo entre la PAOM, de la Sierra Madre Occidental y de la Mesa Central durante el Eoceno-Oligoceno (p. ej. Ortega-Gutiérrez et al., 2014; Valencia-Moreno et al., 2021; Díaz-Bravo et al., 2022). Por lo tanto, es probable que la migración del magmatismo hacia el oriente de México esté relacionada a otro proceso, o bien, a una geometría de la placa subducida, diferente a la que se ha interpretado para ese tiempo.

Contrastantemente a los modelos clásicos, Elizondo-Pacheco et al. (2022) y Leal-Cuellar et al. (2023) han propuesto de manera conjunta un modelo petrogenético para explicar la coexistencia de magmatismo tipo arco y magmatismo tipo OIB en la SSCC. La hipótesis fundamental de este modelo parte de la idea de que el paso y el hundimiento progresivo durante el Cenozoico de un segmento engrosado de la placa Farallón conocido como la Meseta Oceánica Hess (MOH) debajo del NE de México (p. ej. Liu et al., 2010; Wang et al., 2017). La eclogitización de este segmento generó el aumento de su densidad, lo cual resultó en la fragmentación inicial y su subsecuente desprendimiento de la Placa Farallón. Durante la etapa inicial, ocurrió un ascenso astenosférico dando lugar a la fusión parcial del manto modificado previamente por antiguos procesos de subducción originando el magmatismo tipo arco de la SSCC. El continuo hundimiento de la MOH abrió paso a la fusión de una componente astenosférica enriquecida en REE y HFSE, dando lugar a los magmas tipo intraplaca de la PAOM.

Cabe mencionar, que ambos estudios citados al inicio del párrafo anterior son productos iniciales de la presente tesis doctoral y las tesis de maestría realizadas previamente (Elizondo-Pacheco, 2019; Leal-Cuellar, 2020). Por lo tanto, dicho modelo petrológico formará parte fundamental de la discusión de esta tesis y se describirá de manera más detallada más adelante en el **Capítulo IX**.

II.4.3. Provincia Extensional del Norte de México

Aranda-Gómez et al. (2005) realizaron una revisión del vulcanismo tipo intraplaca del Cenozoico Tardío (Oligoceno Tardío-Cuaternario) del centro y norte de México, relacionándolos genéticamente y proponiendo la Provincia Extensional del Norte de México (PENM; Fig. 2.4). Estos autores señalaron que la mayoría de las rocas que conforman la PENM son máficas, con carácter geoquímico alcalino y que existe una relación genética directa entre el magmatismo y el desarrollo de extensión continental mediante fallas normales de la parte meridional de la Provincia de Cuencas y Sierras. En el NE de México, varios campos volcánicos del estado de Coahuila y de San Luis Potosí son relacionados a la PENM.

En el estado de Coahuila existen tres campos volcánicos de origen de intraplaca que han sido relacionados al PENM, estos son el Campo Volcánico de Ocampo (CVO), Campo Volcánico Las Esperanzas (CVLE) y Campo Volcánico Las Coloradas (CVLC; Valdez-Moreno, 2001; Aranda-Gómez et al., 2005; Valdez-Moreno et al., 2011). Estos campos están compuestos por rocas predominantemente alcalinas como basaltos alcalinos, basanitas y hawaiitas, las cuales presentan características geoquímicas de intraplaca (Valdez-Moreno, 2001; Aranda-Gómez et al., 2005). Edades $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ muestran que las rocas del CVLE tienen una edad entre $\sim 2.8 - 2$ Ma (Valdez-Moreno, 2001; Iriondo et al., 2004) mientras que para el CVO las edades reportadas son de $3.4 - 1.8$ Ma (Valdez-Moreno, 2001; Valdez-Moreno et al., 2011). Para el caso del Campo Volcánico Las Coloradas se desconoce concretamente la composición geoquímica y edades de las rocas, sin embargo, en el informe técnico de la Carta Geológico-Minera GI4-4 Monclova (SGM, 1997) estas rocas se clasifican como basaltos. Además, Aranda-Gómez et al. (2005) mencionaron que la composición isotópica (Sm-Nd y Rb-Sr) de este campo es muy similar al CVLE y CVO, lo que significa que podrían ser cogenéticos y contemporáneos.

Por otra parte, en el estado de San Luis Potosí se localizan el Campo Volcánico de San Luis Potosí (CVSLP), así como los campos volcánicos de los Encinos, Santo Domingo y Ventura-Espíritu Santo. El CVSLP está formado por basaltos, traquibasaltos, andesitas, andesitas basálticas, tefritas, traquitas, riolitas e ignimbritas con edades que van desde el Eoceno Medio hasta el Cuaternario (Tristán-González et al., 2009; Aguillón-Robles et al., 2014; Torres-Hernández et al., 2014; Torres-Sánchez et al., 2020). El evento magmático principal del CVSLP ocurrió en el Oligoceno Tardío y está caracterizado por riolitas de alto sílice y grandes volúmenes de ignimbritas de carácter calcoalcalino relacionados a subducción, mientras que el evento volcánico más joven está caracterizado por pequeños volúmenes de magmatismo básico a intermedio alcalino de intraplaca (Aguillón-Robles et al., 2014). Para el Cenozoico Tardío, la actividad está suscrita a los campos volcánicos Los Encinos, Santo Domingo y Ventura-Espíritu Santo (Aranda-Gómez et al., 2005; Dávalos-Elizondo et al., 2016). El Campo Volcánico Los Encinos presenta magmas de intraplaca, como hawaiitas con edades del Mioceno Medio (13.6-10.6 Ma) con evidencias de contaminación cortical (Aranda-Gómez et al., 2005). Los campos volcánicos Ventura-Espíritu Santo (CVVES) y Santo Domingo (CVSD) presentan edades entre 1.4-1.1 Ma y 0.35-0.45, respectivamente. Estos campos están compuestos por maares, conos cineríticos y derrames asociados, cuya

composición varía entre basanitas, nefelinitas, basaltos alcalinos y hawaítas, así como, características geoquímicas de magmas alcalinos de intraplaca (Aranda-Gómez et al., 2005). Una característica importante del CVVES y del CVSD es la abundancia de xenolitos peridotíticos (Dávalos-Elizondo et al., 2016).

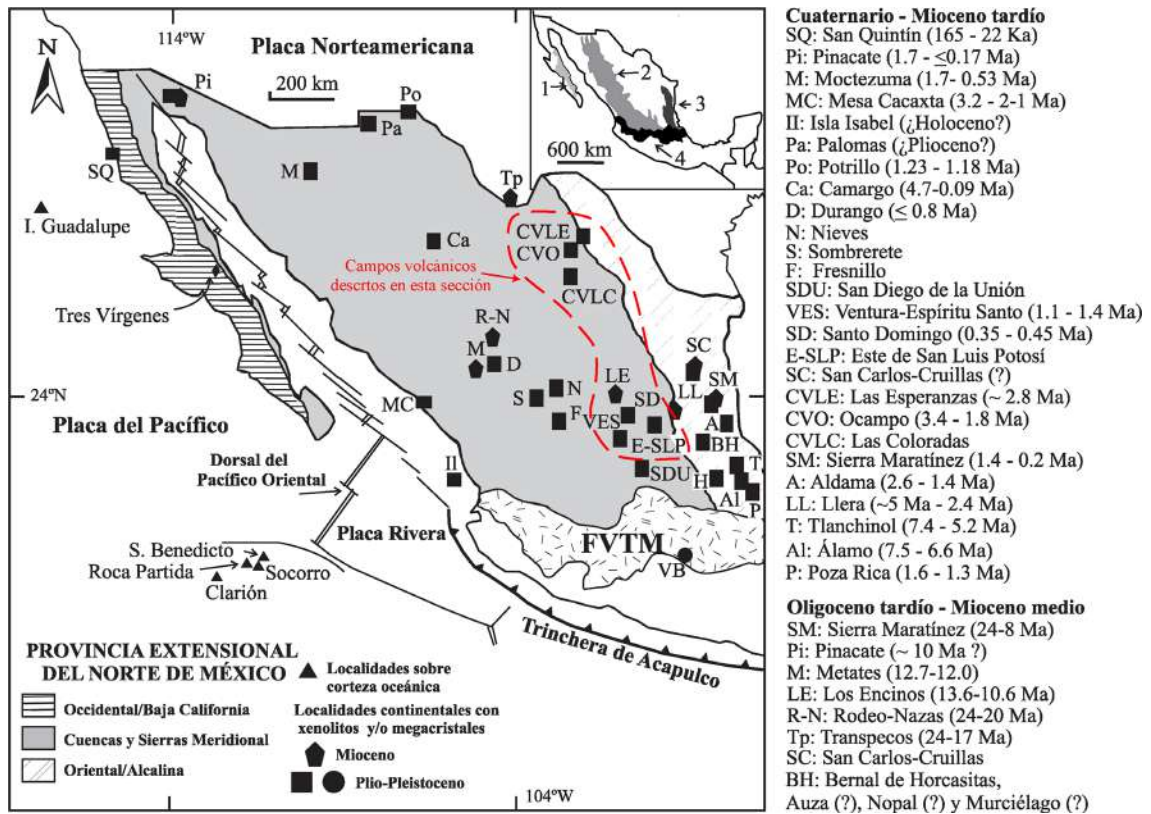


Fig. 2.4. Mapa de la distribución de los campos volcánicos que conforman a la Provincia Extensional del Norte de México. El recuadro superior derecho señala la distribución de las cuatro provincias magmáticas de México: (1) Provincia Magmática del Golfo de California; (2) Sierra Madre Occidental; (3) Provincia Alcalina Oriental Mexicana; (4) Faja Volcánica Trans-Mexicana (FVTM). Tomado de Aranda-Gómez et al. (2005).

CAPÍTULO III. METODOLOGÍA

III.1. Introducción

Con la finalidad de cumplir con el objetivo general descrito en el [Capítulo I](#), fue necesario seguir sistemáticamente una serie de pasos y procesos que engloban metodologías aplicadas para llevar a cabo el análisis petrográfico, geoquímico, geocronológico e isotópico. A continuación, se describen de manera general tales procedimientos:

III.2. Análisis Petrográfico

Para el análisis petrográfico las muestras fueron tratadas con el procedimiento estándar para la elaboración de láminas delgadas en el Laboratorio de Preparación de la Facultad de Ciencias de la Tierra de la UANL (FCT-UANL):

El método consiste en obtener un cubo representativo de la muestra, a continuación, la cara de interés petrográfico es pulida sobre un disco metálico giratorio utilizando polvos abrasivos de carburo de silicio con tamaño de partícula de 200 μm . El proceso de pulido continua en una placa de vidrio con polvos abrasivos con diferentes tamaños de partícula (400, 600 y 800 μm) hasta obtener una superficie bien pulida y libre de imperfecciones. La cara pulida se pega a un portaobjetos mediante una mezcla de resina epóxica, se corta el excedente para dejar un espesor de aproximadamente 1 mm, el cual posteriormente será desbastado mediante polvos abrasivos hasta obtener un grosor de 30 μm . El análisis petrográfico se llevó a cabo mediante un microscopio petrográfico de luz transmitida marca LEICA modelo DM750P, así mismo, la toma de microfotografías se efectuó con una cámara marca LEICA modelo DFC250 acoplada al microscopio previamente mencionado y mediante el uso del software *Leica Application Suite* (LAS).

Los resultados obtenidos permitieron describir microscópicamente las diferentes texturas y estructuras presentes en las rocas. Además de la determinación del contenido modal de cada muestra y su posterior clasificación mediante el uso de diagramas clasificatorios de rocas ígneas plutónicas ([Streckeisen, 1979](#)) y de rocas gabróicas ([Le Matrie et al., 2002](#)). Con base en los resultados petrográficos, se seleccionó un set de muestras para su análisis geocronológico e isotópico.

III.3. Análisis geoquímico

El análisis de la información geoquímica utilizada en la presente tesis fue realizado a partir de una base de datos geoquímicos obtenidos de la bibliografía disponible ([ANEXO I](#)). Los trabajos principales a partir de los cuales se recopiló la información geoquímica son [Nick \(1988\)](#), [Ramírez-Fernández \(1989\)](#), [Treviño-Cázares et al. \(2005\)](#), [Poliquin \(2009\)](#), [Mendoza-Vargas \(2010\)](#), [Elizondo-Pacheco et al. \(2022\)](#) y [Leal-Cuellar et al.](#)

(2023). En total se cuentan con 266 muestras analizadas. Cabe mencionar que algunas de estas muestras tienen sets de datos incompletos, por ejemplo, no cuentan con elementos traza o tierras raras. Los datos fueron procesados con el software *IgRoCS* (Verma y Rivera-Gómez, 2013) para poder obtener los contenidos de elementos mayores ajustados en base seca y poder calcular las concentraciones de Fe_2O_3 y FeO según Middlemost (1989) y el cálculo de la norma CIPW. Los valores ajustados, la norma CIPW y los elementos traza, se presentan en el ANEXO I.

A continuación, se describirá el proceso analítico utilizado para obtener la información geoquímica de Leal-Cuellar et al. (2023), ya que dicho trabajo es un producto inicial de la presente tesis.

Para la determinación de los elementos mayores y elementos traza se seleccionaron un total de 22 muestras de rocas gabróicas las cuales fueron separados en dos sets analíticos. El primer set analítico está compuesto por 12 muestras las cuales fueron trituradas y pulverizadas mediante el método establecido en el Laboratorio de Trituración y Molienda de la FCT-UANL, efectuando los siguientes pasos:

Remover mediante el uso de un martillo geológico y una placa metálica la capa superficial intemperizada y alterada de la muestra, así como para fragmentar la muestra en tamaños de $\sim 0.5 - 1.0 \text{ cm}^3$. La muestra se trituró con una quebradora de quijadas marca SIEBTECHNIK modelo EB-776 para obtener fragmentos de muestra de $\sim 0.5 \text{ mm}$. La muestra obtenida será vaciada en un recipiente con anillos de ágata, el cual se monta dentro de un molino vibratorio marca SIEBTECHNIK modelo TS-100-A, durante 5 minutos, con lo que se obtiene un polvo con tamaño de grano $< 20 \mu\text{m}$. Para cada muestra se separará una porción de $\sim 100 \text{ g}$ para los estudios geoquímicos. A partir de los polvos obtenidos se efectuó el análisis de elementos mayores el cual se llevó a cabo en el Sistema de Laboratorios Especializados de Ciencias de la Tierra del CICESE del siguiente modo:

Las muestras fueron calcinadas para determinar el porcentaje de pérdida por ignición (LOI) en un horno a $1000 \text{ }^\circ\text{C}$ por una hora. Las muestras calcinadas se mezclaron con un fundente de metaborato-tetraborato de litio ($\text{LiBO}_2 - \text{Li}_2\text{B}_4\text{O}_7$), en una relación 1:1. Se colocó la muestra resultante en crisoles de Pt/5% Au y se fundió en un horno de inducción Fisher® a $\sim 1200 \text{ }^\circ\text{C}$, para después ponerlos a enfriar en moldes Fluxy Claisse para formar una perla de vidrio. Las perlas de vidrio fueron analizadas mediante el método analítico de Fluorescencia de Rayos X con Longitud de Onda Dispersiva (WDXRF; wavelength dispersive X-ray fluorescence), usando un equipo marca Bruker® S8 Tiger ECO.

El contenido de elementos traza y REE fueron determinados con un espectrómetro de masas con plasma acoplado inductivamente (ICP-MS) en el Laboratorio de Estudios Isotópicos (LEI) del Centro de Geociencias, UNAM. Los análisis fueron realizados siguiendo la metodología propuesta por Mori et al. (2009).

Es importante mencionar que los equipos utilizados tanto para la medición de elementos mayores y de elementos traza incluyendo las tierras raras fueron calibrados utilizando materiales de referencia geoquímica del U.S. Geological Survey (EUA). La precisión analítica obtenida por el laboratorio para los elementos mayores es $< 1 \%$, con límites de detección en niveles de 0.01% . Por otra parte, para los elementos traza y REE la precisión analítica fue $< 5 \%$, los límites de detección variaron entre $0.5 - 10$ ppm.

El segundo set consta de 10 muestras las cuales fueron analizadas en los laboratorios comerciales Bureau Veritas Commodities en Vancouver, Canadá, de acuerdo con la metodología del paquete comercial LF200. Se requirió un total de 200 gr por muestra no molida, esto debido a que el paquete analítico comercial incluía la trituration y molienda de las mismas. Las muestras fueron preparadas de la siguiente manera:

Después del proceso de trituration y molienda, la porción de muestra utilizada (al menos 5 gr de muestra) fue mezclada con metaborato-tetraborato de litio ($\text{LiBO}_2\text{-Li}_2\text{B}_4\text{O}_7$), se fundió en crisol de Pt y el líquido resultante se disolvió completamente en agua regia. La solución fue evaporada a sequedad y el residuo recuperado con agua bidestilada. Los elementos mayores, así como algunos elementos traza (Ba, Nb, Ni, Sc, Sr, Y y Zr) fueron determinadas mediante Espectrometría de Emisión Óptica por Plasma Acoplado Inductivamente (ICP-OES), mientras que el resto de los elementos traza, incluyendo las tierras raras fueron determinados por Espectrometría de Masas por Plasma Acoplado Inductivamente (ICP-MS).

Para el resto de las metodologías utilizadas en la determinación de los análisis geoquímicos de la literatura, se refiere al lector a consultar el trabajo original. La información de cada análisis (clave, datos y referencia) están enlistados en el [ANEXO I](#).

III.4. Análisis Geocronológico

El análisis geocronológico de las rocas magmáticas de la SSCCC se llevó a cabo en 14 muestras el cual se puede dividir en tres sets diferentes: (a) seis muestras mediante el método U-Pb en circones, (b) cuatro muestras mediante el método U-Pb en titanitas y (c) dos muestras mediante el método K-Ar en roca total.

III.4.1. U-Pb en circones y titanitas

Con el final de obtener las edades radiométricas de las rocas magmáticas de la SSCC por el método U-Th-Pb se determinaron las relaciones isotópicas de U y Th en circones y titanitas. La metodología utilizada en este análisis está descrita a continuación:

El primer paso consistió en triturar las muestras con una trituradora de quijadas, para después ser tamizada con un tamiz del No. 25 y No. 35 con abertura de $710 \mu\text{m}$ y $500 \mu\text{m}$, respectivamente. Después de tamizadas las muestras se utilizaron técnicas convencionales de bateo para concentrar la fracción pesada de minerales de la roca.

La separación de cristales de circón y titanita se realizó manualmente con pinzas de precisión bajo una lente binocular. Los criterios para separar circones fue color pardo o en algunos casos incoloros, transparentes y lustre adamantino, con hábitos de prismas bipiramidales, además de la alta dureza a la presión con las pinzas. En el caso de las titanitas el color que varía de marrón a amarillo, transparentes a translucidas, en ocasiones con lustre adamantino a resinoso y con hábitos alargados y de prismas euhedrales y subhedrales. La mayoría de los cristales de circón presentan hábitos bipiramidales euhedrales. Por otra parte, las titanitas presentan hábitos subhedrales y anhedrales. Se seleccionaron entre 30 y 50 cristales de cada muestra las cuales fueron montadas en resina epóxica, la cual una vez endurecida fue pulida con las lijas 800, 1500 y 3000 hasta dejar expuesta y pulida una superficie lo suficientemente grande para la medición. Todos los procedimientos de separación de minerales y de análisis geocronológico fueron realizados en el Centro de Geociencias (CeGeo) de la UNAM en Juriquilla, Querétaro, México.

Una vez preparadas las muestras se obtuvieron imágenes de catodoluminiscencia (CL) de los circones con la finalidad de identificar la presencia de núcleos heredados y anillos de crecimiento, así como, para descartar a otras fases minerales (p. ej. apatito) que pudieron ser confundidos durante la separación. Los análisis de CL se realizaron con un luminoscopio Olympus SZX12 montado sobre un microscopio binocular, las condiciones de vacío óptimas para la transmisión de rayos catódicos son del orden de 60-40 mTorr y aplicando un voltaje de 5 kV a la fuente de rayos catódicos. Cabe mencionar, que los circones mostraron muy baja catodoluminiscencia, mientras que en las titanitas esta es nula.

Los análisis isotópicos se realizaron con un sistema de ablación láser acoplado a un espectrómetro de masas con fuente de plasma acoplado inductivamente (LA-ICPMS). El sistema de ablación está compuesto por un láser de excímeros (ArF) con longitud de onda de 193 nm modelo RESOLUTION M-50 fabricado por Resonetics LLC. Este equipo utiliza el tamaño del spot del láser de 23 μm para los circones y de 44 μm para las titanitas con una tasa de repetición de 5 Hz.

Detalles de la optimización del equipo se presentan en [Solari et al. \(2010\)](#) y [Mesino-Hernández \(2016\)](#). Una vez introducidas las muestras en el equipo, se crea la secuencia de análisis con el software *GeoStar v8.49* que inicia con una serie de análisis en los estándares y posteriormente, por cada diez análisis de desconocidos, se analizan uno o dos cristales de estándar y vidrio estándar. Los estándares utilizados para el análisis de los circones es el circón 91500 de 1065.4 ± 0.6 Ma ([Wiedenbeck et al., 1995](#)) y el circon Plešovice de 337.13 ± 0.37 Ma ([Sláma et al., 2008](#)). Por otra parte, para las titanitas se utilizó como estándares la titanita BLR-I de 1047 ± 0.4 Ma ([Aleinikoff et al., 2007](#)). Adicionalmente para la optimización del equipo se utilizó el vidrio NIST-SRM-610 para los circones y el vidrio NIST-SRM-612 para las titanitas. La reducción de los datos y correcciones asociadas se realizó usando el programa Iolite ([Paton et al., 2011](#)) y el programa VizualAge ([Petrus y Kamber,](#)

2012). Para el caso de las titanitas, la corrección del Pb común se realizó mediante un esquema de reducción del programa VizualAge-UcomPbine (Chew et al., 2014). Los diagramas de concordia tipo Wetherhill y los de discordia tipo Tera-Wasserburg, así como los diagramas de edad media ponderada se generaron utilizando el programa IsoplotR (<https://www.ucl.ac.uk/~ucfbpve/isoplotr/home/>) de Vermeesch (2018).

III.4.2. K-Ar en roca total

En la zona de estudio afloran rocas máficas volcánicas y subvolcánicas (p. ej. basaltos, cuellos basaníticos) con texturas porfíricas las cuales no contienen circones o titanitas, por lo tanto, se optó por realizar fechamientos por medio de la metodología K-Ar en roca total. Los análisis geocronológicos K-Ar se llevaron a cabo en el Laboratorio K-Ar del Instituto de Geología de la Universidad Autónoma de México. Para llevar a cabo el análisis geocronológico K-Ar se siguió la siguiente metodología:

En primer lugar, las muestras fueron trituradas y tamizadas a 0.2-0.5 mm, posteriormente los tamizados fueron pasados por el separador isodinámico Frantz para obtener una matriz de la muestra lo más homogénea posible. Una fracción del material resultante fueron utilizados para la determinación de K. En general, el K de las muestras fue determinado en perlas por medio de Fluorescencia de Rayos-X (XRF) usando alícuotas de 100 mg, el procedimiento detallado se describe en Solé y Enrique (2001). Para cada muestra, se desgasificó una alícuota de 2 – 5 mg en vacío a ~150 °C durante 12 horas antes del análisis para reducir la contaminación atmosférica. El argón fue extraído mediante la fusión de la muestra utilizando un láser de CO₂ de 50W desenfocado a 1 – 3 mm de diámetro. Los gases desprendidos fueron mezclados con una cantidad conocida de ³⁸Ar y se purificaron sumergiéndolos en nitrógeno líquido y en dos colectores SAES en una línea de extracción de acero inoxidable. Las mediciones se realizaron en estado estático con un espectrómetro de masas MMI200B usando un conmutador de pico electromagnético controlado por una sonda Hall. La precisión analítica para la altura de los picos es de >0.2 % para el ⁴⁰Ar y >0.6 para el ³⁶Ar. Los datos fueron calibrados usando estándares internos y materiales de referencia internacional, las edades fueron calculadas usando las constantes recomendadas por Steiger y Jäger (1977). La descripción detallada de los procedimientos y cálculos se puede encontrar en Solé (2009).

III.5. Análisis Isotópico

El análisis isotópico de Sr y Sm/Nd de las rocas gabroicas de la SSCC fue realizado en las instalaciones de un laboratorio ultralimpio (clase 1000) montado por PicoTrace® en el departamento de Geología del Centro de Investigación Científica y Estudios Superiores de Ensenada (CICESE) en Ensenada, Baja California, México. Los detalles del procedimiento seguido para la realización de los análisis están basados en González-Guzmán (2016) y Weber et al. (2019).

Las relaciones isotópicas fueron medidas con un espectrómetro de masas de ionización térmica de instrumento Nu (Nu-TIMS). La dilución isotópica fue llevada a cabo con una mezcla de $\sim 3 - 4$ ml concentrados de HF, ~ 1 ml concentrado de HNO_3 y algunas gotas de HClO_4 y calentadas internamente a casi 165°C por 72 horas en un sistema de digestión presurizada PicoTrace DAS®. La separación elemental se logró en dos etapas, la primera en una columna de cuarzo-vidrio rellenas con una resina DOWEX AG 50W – X8 para separar el Sr y las tierras raras y con una resina Ln-Spec® para separar Sm y Nd. Después de la separación del Sm y del Nd, las muestras fueron cargadas en H_2PO_4 en filamentos uniendo la técnica de doble filamento. El Sr fue cargado en un filamento de Re individual en HCl junto con un activador de Ta_2O_5 . Para la adquisición de Nd y Sr, se midieron en estado estático ocho bloques con integraciones de 10×16 sec. Mientras que para el Sm se realizó dos bloques con integraciones de 20×8 sec. Antes de cada bloque se incluyeron una integración base de 60 segundos. Se utilizaron hojas de cálculo de Microsoft Excel® del CICESE para la reducción y corrección de los datos isotópicos. Correcciones *mass bias* para el Sr, Sm y Nd se lograron normalizando $^{86}\text{Sr}/^{88}\text{Sr}$ a 0.1194, $^{152}\text{Sm}/^{147}\text{Sm}$ a 1.7845352 y $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ a 0.7219). En este lote, el promedio de la relación $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de dos mediciones del estándar NBS987 fueron 0.710263 ± 0.000007 (2 s.e.), los análisis del estándar JNd resultaron en $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ of 0.512095 ± 0.000004 (2 s.e.; $n = 2$) y para el estándar La Jolla arrojó una relación de $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ of 0.511831 ± 0.000004 (2s.e.).

Por otra parte, el Pb fue separado usando una resina de intercambio aniónico Bio rad AGI-X8 (malla 100-200) en columnas de teflón de 0.5 ml mediante el procedimiento de intercambio iónico HBr-HCl descrito por Tilton (1973) y Manhès et al. (1978). El Pb fue purificado pasándolo una segunda vez a través de la columna de teflón. El Pb fue cargado, junto con H_3PO_4 y un gel de sílice, en filamentos de Re individuales. La composición isotópica de Pb fue determinada mediante un espectrómetro de masas con colector múltiple Finnigan MAT262 a $1200 - 1250^\circ\text{C}$. La fraccionación instrumental fue corregida a 0.1%/a.m.u. como fue determinada de las mediciones repetidas del material de referencia de plomo NBS 981. La exactitud y precisión de las relaciones de Pb reportadas es mejor que 0.1%, en un nivel de 2-sigma.

III.6. Interpretación de Resultados

Finalmente, con la información obtenida en campo, además de la petrográfica, geoquímica, geocronológica e isotópica generada en los puntos anteriores, se construyeron diagramas de clasificación, discriminación, caracterización, génesis y modelados de fusión parcial y de asimilación-cristalización fraccionada. Los resultados obtenidos fueron integrados en un modelo petrogenético que engloba la génesis y evolución del magmatismo alcalino Cenozoico de Sierra de San Carlos-Cruillas.

CAPÍTULO IV. GEOLOGÍA DEL COMPLEJO DE LA SIERRA DE SAN CARLOS-CRUILLAS

IV.I. Sierra de San Carlos-Cruillas

La Sierra de San Carlos-Cruillas es uno de los complejos geológicos más importantes del NE de México, el complejo se ubica en la parte centroccidental del estado de Tamaulipas en los municipios de San Carlos, Cruillas, Villagrán, Burgos, San Nicolás y San Fernando y está enclavada en la provincia fisiográfica de la Planicie Costera del Golfo de México (Lugo-Hubp, 1990). Este complejo está compuesto por dos elementos geomorfológicos principales, el primero corresponde a un anticlinal suave de origen laramídico compuesto por una secuencia sedimentaria que además fue levantada por los continuos emplazamientos de magmas alcalinos durante el Cenozoico (Márquez-Domínguez, 1970; Fig. 4.1). La Segunda parte corresponde al complejo magmático de la SSCC el cual está compuesto por una gran variedad de rocas magmáticas plutónicas, subvolcánicas y volcánicas. Ambos elementos se describirán en las siguientes secciones.

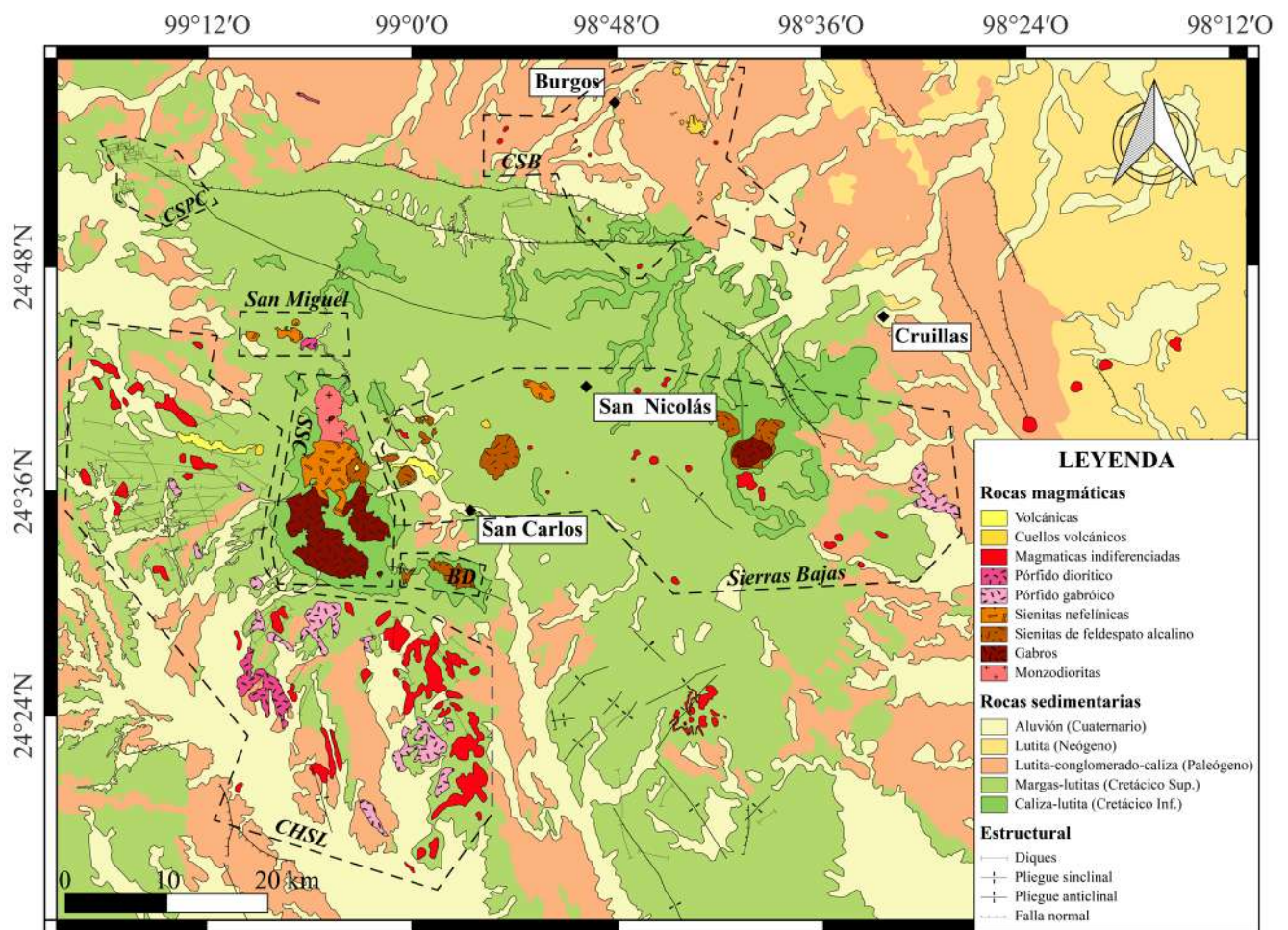


Fig. 4.1. Mapa geológico de la Sierra de San Carlos-Cruillas. Las zonas incluidas en líneas punteadas corresponden a la división de sectores del complejo. Modificado de INEGI (1982, 1983) y de Nick (1988).

El complejo magmático de la SSCC es una de las expresiones magmáticas de mayor extensión superficial en el NE de México. La SSCC está compuesta por una gran variedad de litologías magmáticas como gabros, monzodioritas, sienitas, monzonitas y los equivalentes subvolcánicos de estas rocas, así como, cuellos volcánicos, derrames volcánicos basálticos/fonotefríticos y lamprófidos alcalinos. Para un mejor manejo de la información, el complejo fué dividido en seis partes principales: (a) Sierra de San Carlos, (b) Sierras Bajas, (c) Complejo Hipabisal San Lázaro (d) Bufa del Diente, (e) Campo Subvolcánico de Burgos y (f) San Miguel (Fig. 4.2; Leal-Cuellar, 2020; Elizondo-Pacheco et al., 2022). Además, en la Tabla 4.1 se enlistan las claves de las muestras tomadas en el presente estudio, sus coordenadas y la información resumida.

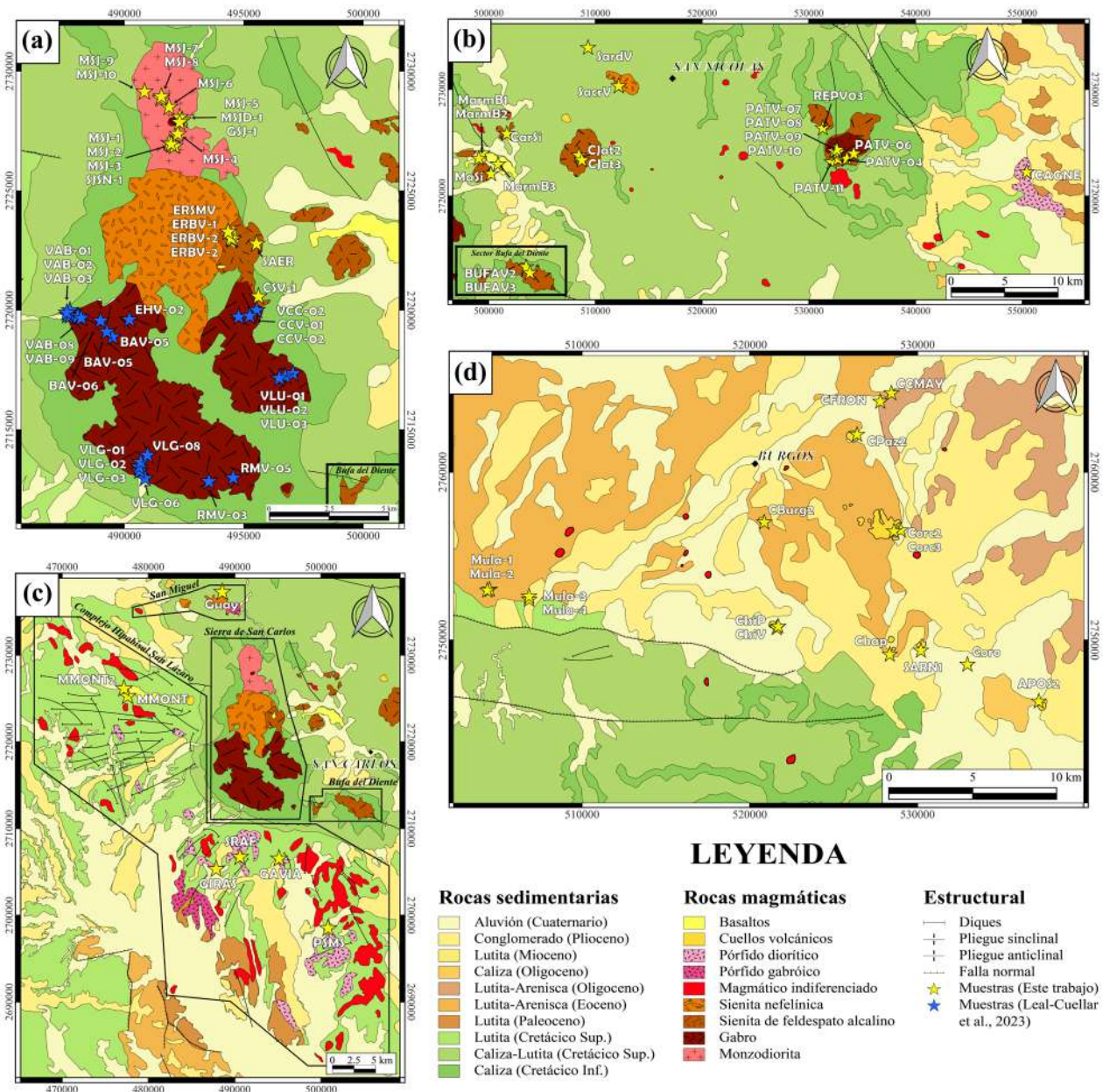


Fig. 4.2. Mapas geológicos de los sectores de la SSCC. (a) Sierra de San Carlos, (b) Sierras Bajas y Bufa del Diente, (c) Complejo Hipabisal San Lázaro y San Miguel (d) Campo Subvolcánico de Burgos. Las estrellas amarillas indican los puntos de muestreo del presente estudio; las estrellas azules indican muestras tomadas de Leal-Cuellar et al. (2023).

Tabla 4.I. Listado de las muestras utilizadas en el presente estudio con clave, sector, localidad, coordenadas (UTM WGS 84), litología y los análisis realizados. El * indica que son muestras tomadas de cantos rodados. Las muestras señaladas con † son muestras tomadas de Leal-Cuellar et al. (2023), mientras que las señaladas con * son de Rodríguez-Saavedra (2003), respectivamente. Abreviaturas: SSC, Sierra de San Carlos; SB, Sierras Bajas; BD, Bufa del Diente; CSB, Campo Subvolcánico de Burgos; CHSL, Complejo Hipabisal San Lázaro; SM, San Miguel.

Muestra	Sector	Localidad	UTM N	UTM E	Estructura	Litología	Petrografía	Geocronología	Isotopía
ERBV1	SSC	El Rosario	2722957	494512	Derrame	Basalto	X	X	
ERBV2	SSC	El Rosario	2722992	494544	Derrame	Basalto	X		
ERBV3	SSC	El Rosario	2723024	494473	Derrame	Basalto	X		
MarmB1	SB	Marmolejo	2723971	499714	Derrame	Basalto	X	X	
MarmB2	SB	Marmolejo	2723913	499687	Derrame	Basalto	X		
MarmB3	SB	Marmolejo	2723346	500732	Derrame	Basalto	X		
PATV-04	SB	El Patao	2723274	532631	Intrusivo	Gabro	X		
PATV-05	SB	El Patao	2723390	533419	Intrusivo	Gabro	X		
PATV-06	SB	El Patao	2723900	534145	Intrusivo	Gabro	X		
PATV-07	SB	El Patao	2723669	532730	Dique	Pórfido sienítico	X		
PATV-08a	SB	El Patao	2723685	532766	Intrusivo	Gabro	X		
PATV-08b	SB	El Patao	2723685	532766	Intrusivo	Gabro	X		
PATV-08c	SB	El Patao	2723685	532766	Intrusivo	Gabro	X		
PATV-09	SB	El Patao	2723923	532636	Intrusivo	Diorita	X		
PATV-10	SB	El Patao	2723621	532715	Dique	Lamprófidio	X		
PATV-11	SB	El Patao	2723116	532323	Intrusivo	Cuarzosienita	X	X	
REPV-03	SB	El Reparó	2726328	531355	Intrusivo	Cuarzosienita	X	X	
PSardV	SB	Puerto Sardinias	2733803	509189	Sill	Pórfido gabróico	X		
SacrV	SB	Cerro Sacramento	2730505	512103	Lacolito	Microsienita	X	X	
CJat2a	SB	Cerro el Jatero	2723401	508512	Lacolito	Microsienita	X	X	
CJat2b	SB	Cerro el Jatero	2723401	508512	Lacolito	Microsienita	X		
CJat3	SB	Cerro el Jatero	2723580	508448	Lacolito	Microsienita	X		
SJSN-1*	SSC	San José	2726890	492002	Intrusivo	Sienita Nefelínica	X	X	
VERS-01*	SSC	El Rosario	2722764	495589	Intrusivo	Sienita Nefelínica	X	X	
SAER	SSC	El Rosario	2722741	495619	Intrusivo	Sienita de F.A.	X	X	
CSV-1	SSC	Carricitos	2720286	495780	Intrusivo	Sienita de F.A.	X	X	
ERSV1	SSC	El Rosario	2723298	494350	Derrame	Sienita de F.A.	X		
ERSMV	SSC	El Rosario	2723298	494350	Intrusivo	Sienita de F.A.	X		
ERCMV	SSC	El Rosario	2723298	494350	Intrusivo	Sienita de F.A.	X		
BUFAV1	BD	Bufo del Diente	2713336	503728	Intrusivo	Sienita de F.A.	X		
BUFAV2*	BD	Bufo del Diente	2712771	503924	Intrusivo	Sienita de F.A.	X		
MSJ-1	SSC	San José	2726910	492004	Intrusivo	Monzodiorita	X		
MSJ-2	SSC	San José	2726910	492004	Intrusivo	Monzodiorita	X		
MSJ-3	SSC	San José	2726918	491975	Intrusivo	Monzodiorita	X		
MSJ-4	SSC	San José	2727360	492187	Intrusivo	Monzodiorita	X		
MSJ-5	SSC	San José	2727891	492247	Intrusivo	Monzodiorita	X		
MSJ-6	SSC	San José	2728484	491870	Intrusivo	Monzodiorita	X		
MSJ-7	SSC	San José	2728837	491528	Intrusivo	Monzodiorita	X		
MSJ-8	SSC	San José	2728923	491550	Intrusivo	Monzodiorita	X	X	
MSJ-9	SSC	San José	2729121	490838	Intrusivo	Monzodiorita	X	X	
MSJ-10	SSC	San José	2729121	490838	Intrusivo	Monzodiorita	X		
GSj-1	SSC	San José	2728027	492156	Intrusivo	Gabro	X	X	
ClSiP	CSB	Cerro San Isidro	2750798	521496	Cuello Volcánico	Basalto alcalino	X		
ClSiV	CSB	Cerro San Isidro	2750798	521496	Cuello Volcánico	Basanita	X		
Chap1	CSB	Cerro Chaparral	2749210	528358	Cuello Volcánico	Basanita	X		
Chap2	CSB	Cerro Chaparral	2749210	528358	Cuello Volcánico	Basanita	X		
SARN1	CSB	Cerro Sarnoso	2749521	530238	Cuello Volcánico	Basanita	X		
Coro	CSB	Cerro Coronel	2748677	533123	Cuello Volcánico	Basanita	X		
APOS2	CSB	Cerro Apóstol	2746239	537213	Cuello Volcánico	Basanita	X		
Core2	CSB	Cerro Corcovado	2756562	528510	Cuello Volcánico	Basalto alcalino	X		
CPaz2	CSB	Cerro Paz	2762149	526290	Cuello Volcánico	Basanita	X	X	
CBurg3	CSB	Cerro Burgos	2757139	520745	Cuello Volcánico	Basanita	X		
CBurg4	CSB	Cerro Burgos	2757139	520745	Cuello Volcánico	Basanita	X		
MSJD-1	SSC	San José	2727864	492197	Dique	Pórfido gabróico	X		
Mula-1	CSB	El Mulato	2752932	504412	Dique	Pórfido gabróico	X		
Mula-2	CSB	El Mulato	2752932	504412	Dique	Pórfido gabróico	X		
Mula-3	CSB	El Mulato	2752548	506837	Dique	Pórfido gabróico	X		
Mula-4	CSB	El Mulato	2752548	506837	Dique	Pórfido gabróico	X		
VLU-01†	SSC	Santa Cruz	2717405	497076	Intrusivo	Gabro	X		X
VLU-02†	SSC	Santa Cruz	2717289	496745	Intrusivo	Gabro	X		X
VLU-03†	SSC	Santa Cruz	2717209	496498	Intrusivo	Gabro	X		X
RMV-03†	SSC	Rincón Murillo	2712849	494434	Intrusivo	Gabro	X		X
RMV-05†	SSC	Rincón Murillo	2712873	494611	Intrusivo	Gabro	X		X
BAV-05†	SSC	Boca de Álamos	2718924	489501	Intrusivo	Gabro	X		X
BAV-06†	SSC	Boca de Álamos	2719139	489250	Intrusivo	Gabro	X		X

Tabla 4.I. Continuación...

Muestra	Sector	Localidad	UTM N	UTM E	Estructura	Litología	Petrografía	Geocronología	Isotopía
EHV-02 †	SSC	Boca de Álamos	2719656	490177	Intrusivo	Gabro	X		X
LYV-05 †	SSC	Boca de Álamos	2719603	488996	Intrusivo	Gabro	X		X
VCC-02 †	SSC	Carricitos	2720064	495542	Intrusivo	Gabro	X		X
CCV-01 †	SSC	Carricitos	2720058	495466	Intrusivo	Gabro	X		X
CCV-02 †	SSC	Carricitos	2720060	495461	Intrusivo	Gabro	X		X
SCGb *	SSC	Rincón Murillo	2712673	494569	Intrusivo	Gabro	X		X
Pata01 *	SB	El Patao	2723274	532631	Intrusivo	Gabro	X		X
Sacr *	SB	Cerro Sacramento	2730505	512103	Lacolito	Microsienita	X		X
CPaz *	CSB	Cerro Paz	2762149	526290	Cuello Volcánico	Basanita	X		X
SCMD *	SSC	San José	2728923	491550	Intrusivo	Monzodiorita	X		X
Ros *	SSC	El Rosario	2722764	495589	Intrusivo	Sienita Nefelínica	X		X
SCSAG *	SSC	El Rosario	2722741	495619	Intrusivo	Sienita de F.A.	X		X
Rba *	SSC	El Rosario	2722957	494512	Derrame	Basalto	X		X
Guad *	CHSL	Guadalupe	2712673	494569	Intrusivo	Gabro	X		X

IV.2. Estratigrafía de la Sierra de San Carlos-Cruillas

Una de las cualidades principales de la Sierra de San Carlos-Cruillas es la existencia de rocas magmáticas, sin embargo, el complejo también está caracterizado por una secuencia de rocas sedimentarias marinas del Cretácico Superior que fueron ligeramente plegadas para formar el Anticlinorio de Tamaulipas (Fig. 2.3). En el [Capítulo II](#), se habló acerca de la evolución paleogeográfica y estratigráfica del NE de México desde el rompimiento de Pangea hasta la actualidad. En esta sección se describirán de manera local las unidades estratigráficas presentes en la región de la Sierra de San Carlos-Cruillas. De manera general, las unidades que afloran y que son las encajonantes de los cuerpos magmáticos, corresponden a rocas sedimentarias marinas calcáreo-arcillosas del Cretácico Inferior al Cretácico Superior de la Fm. Tamaulipas Inferior, la Fm. Otates, la Fm. Tamaulipas Superior, la Fm. San Felipe, Fm. Cuesta del Cura, Fm. Agua Nueva y la Fm. Méndez (Cepeda-Dávila et al., 1975; De la Fuente-García, 1976; Ramírez-Fernández, 1992). Sin embargo, gracias a la información obtenida a partir de pozos de exploración de PEMEX, es posible reconocer que la secuencia sedimentaria inicia con el depósito de la Fm. Olvido, seguido por la Fm. Pimienta y la Fm. Taraises, las cuales se encuentran sepultadas y no afloran en el complejo (Fig. 4.3). Las unidades sedimentarias encajonantes forman parte fundamental de la estructura de la SSCC, por lo tanto, a continuación, se describe de manera sintetizada las características principales de las unidades sedimentarias cretácicas descritas por De la Fuente-García (1976), Ramírez-Fernández (1992) y del SGM (2004):

- La Fm. Tamaulipas Inferior está constituida por calizas de estratificación gruesa de color gris claro con texturas micríticas (packstone-wackestone) con bandas y lentes de pedernal. Algunos horizontes son ligeramente arcillosos y presenta intercalaciones con lutitas laminadas de coloración gris oscuro.
- La Fm. Otates se compone por calizas con texturas de packstone a greinstone, con estratificación delgada a media (10-30 cm) con intercalación de lutitas laminares y limolitas con algunos nódulos de pedernal.
- La Fm. Tamaulipas Superior se compone de calizas micríticas grises con texturas de wackestone y packstone, con estratificación delgada a media (hasta 30 cm) con nódulos ferrosos y escasos nódulos de pedernal. En algunas zonas esta unidad presenta intercalación de las calizas con lutitas laminares con bandas de pedernal.

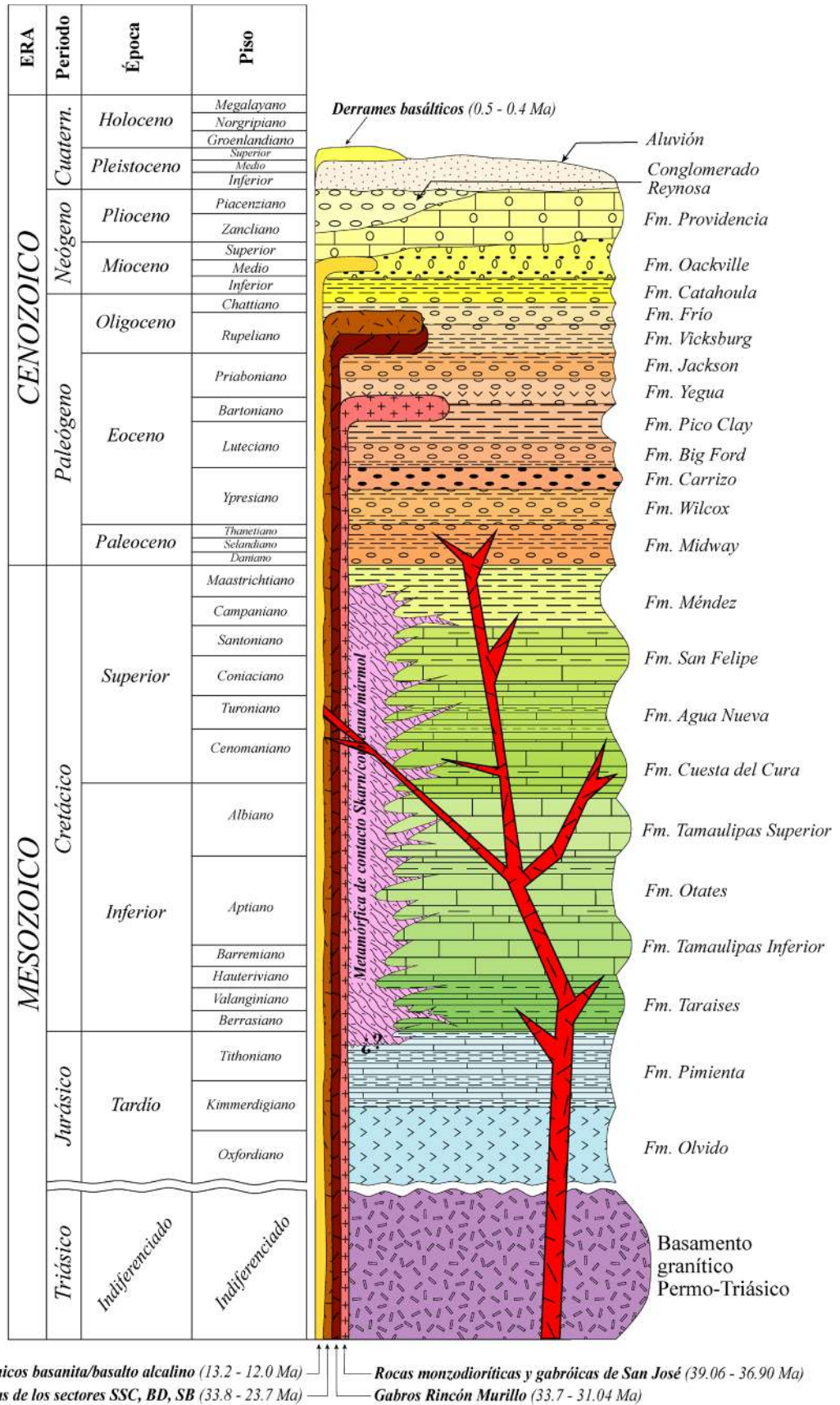


Fig. 4.3. Columna estratigráfica de la región que corresponde al complejo magmático Sierra de San Carlos-Cruillas. Las unidades mesozoicas forman parte de la Cuenca Mesozoica de México, mientras que las unidades del Cenozoico forman parte de la Cuenca de Burgos. La columna no presenta escala de espesores. Modificado de SGM (2008).

- La Fm. Cuesta del Cura se compone de calizas micríticas grises con estratificación delgada a mediana (20 – 50 cm), llegando a presentar estructuras de boudinage, con laminación y un gran contenido de lentes y bandas de pedernal de hasta 15 cm de espesor. Además, esta presenta intercalaciones con lutitas y margas laminares.
- La Fm. Agua Nueva está compuesta por calizas arcillosas grises con estratificación delgada a mediana (10-40 cm) con bandas y lentes de pedernal pequeños en la base, intercaladas con margas, lutitas y limolitas con estratificación delgada (5-10 cm).
- La Fm. San Felipe se compone de calizas arcillosas color crema con estratificación de 30-50 cm, en alternancia con estratos delgados (10-15 cm) de margas y lutitas, acompañados de algunos estratos vulcano-sedimentarios delgados de tonalidad verde compuestos por tobas ácidas alteradas.
- La Fm. Méndez consiste en una secuencia de lutitas calcáreas amarillentas ligeramente caolínizadas cuya estratificación varía de laminar a media. Además, presenta intercalaciones con margas, limolitas y areniscas.

Al norte y noreste del área de estudio, se depositaron unidades del Cenozoico pertenecientes a la Cuenca de Burgos y la Cuenca Tampico-Misantla. Sin embargo, debido a que la mayoría de los cuerpos subvolcánicos de la parte norte de la SSCC están emplazados dentro de los sedimentos de la Cuenca de Burgos (p. ej. Fm. Vicksburg, Fm. Oackville), en la columna estratigráfica (Fig. 4.3) solo se consideraron unidades de la Cuenca de Burgos. De manera general, estas unidades están compuestas por intercalaciones rítmicas de sedimentos clásticos terrígenos como lutitas, limolitas y areniscas (SGM, 2004). La base de la secuencia sedimentaria de la Cuenca de Burgos en la parte norte de la SSCC está compuesta por la Fm. Midway del Paleoceno Inferior, mientras que la unidad más joven es la Fm. Reynosa del Plioceno (Eguiluz de Antuñano, 2011a).

IV.3. Descripción de las rocas magmáticas de los sectores de la SSCC

IV.3.1. Sector Sierra de San Carlos

Este elemento se compone de un conjunto de cuerpos plutónicos de diferentes edades y composiciones que conforman el complejo intrusivo central denominado como **Sierra de San Carlos** o **Sierra Chiquita** el cual está dividida en cinco unidades principales bautizadas por Leal-Cuellar (2020) como: (a) *Monzodiorita* y (b) *Gabro San José*, (c) *Gabro Rincón Murillo*, (d) *Sienita Nefelínica El Rosario* y (e) *Sienita Alcalina El Bagre*. Además, es posible encontrar derrames de basaltos alcalinos dentro de las rocas sieníticas y en la periferia de este sector. A continuación, se describirán las unidades.

La Monzodioritas San José (MSJ) varían localmente en su composición mineralógica de dioritas, monzodioritas, cuarzomonzodiorita a monzonitas, entre otras. Las rocas monzodioríticas son claras a grisáceas con variedad de texturas de grano grueso, medio-fino y porfiríticas en los cuales se aprecia una matriz fina cuarzo-feldespática con fenocristales de plagioclasa (Fig. 4.4a-4.4c). Las rocas presentan zonas de oxidación y mineralizaciones metálicas. Los cuerpos intrusivos son cortados por una gran variedad de diques entre los que destacan lamprófidos alcalinos (Fig. 4.4d). Dentro de la MSJ se encuentra un cuerpo de rocas gabróicas

denominado como Gabro San José (GSJ; Fig. 4.5a). Este cuerpo presenta una textura de grano grueso con foliación magmática aparente, dicha textura está determinada por la alineación de cristales tabulares claros, probablemente plagioclasas. Estas rocas tienen vetillas de feldespatos acompañadas de mineralizaciones metálicas (Fig. 4.5b).

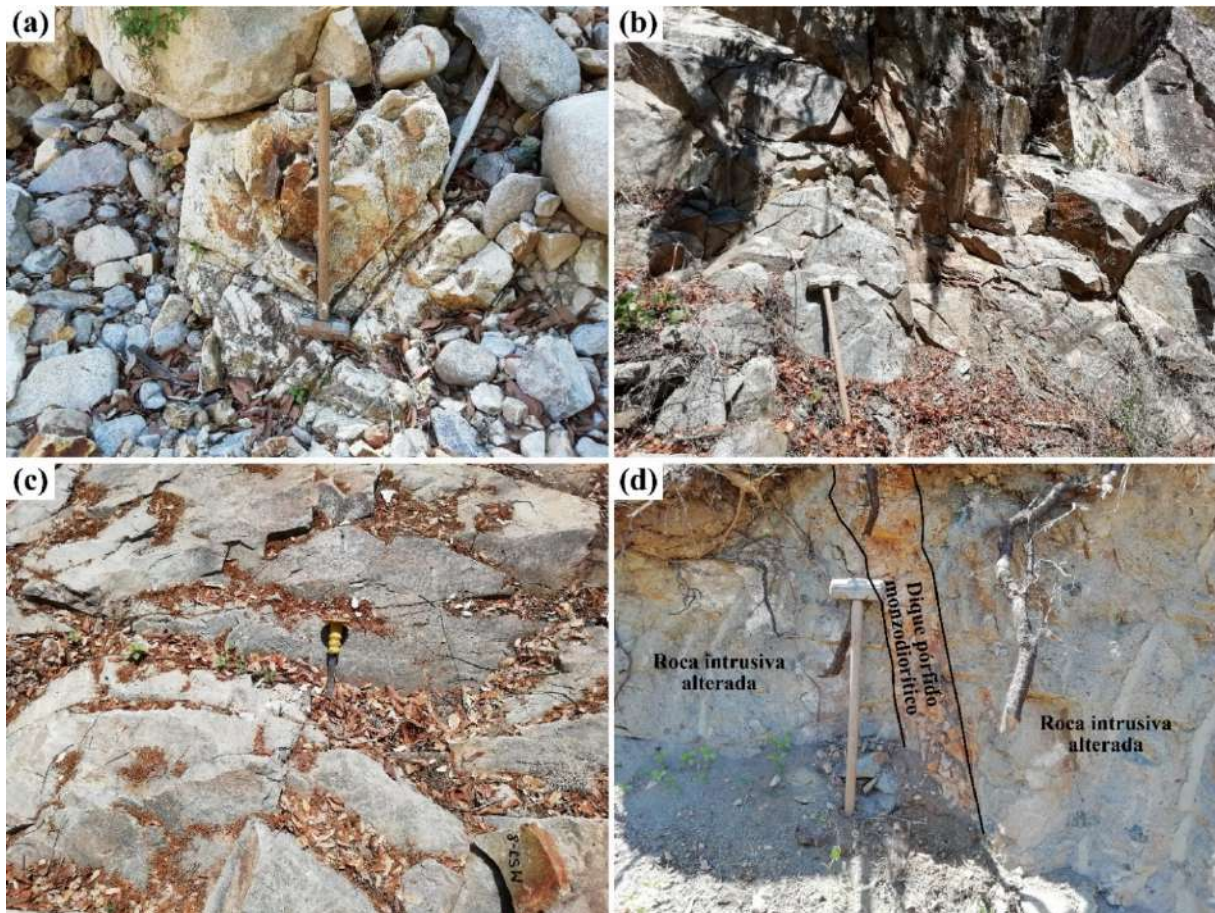


Fig. 4.4. (a), (b) y (c) Rocas con textura de grano fino-medio clasificadas como cuarzdiorita, monzodiorita y cuarzomonzodiorita, respectivamente, de la Monzodiorita San José. (d) Dique porfido diorítico cortando el cuerpo intrusivo fuertemente alterado.

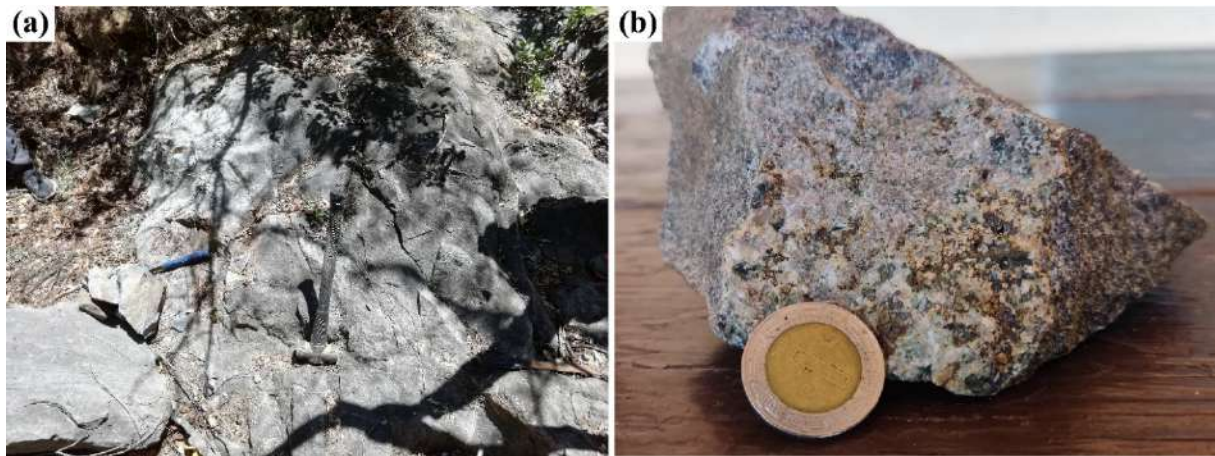


Fig. 4.5. (a) Cuerpo intrusivo correspondiente al Gabro San José, con foliación magmática debido al alineamiento de cristales tabulares claros. (b) Plano de fractura del Gabro San José, el cual fue rellenado por feldespatos, micas, clorita y minerales metálicos.

La parte central de la SSC está compuesta por dos unidades sieníticas denominadas como Sienitas Alcalinas el Bagre (SAB) y Sienitas Nefelínicas el Rosario (SNR). Ambas unidades presentan texturas de grano medio a grueso y en algunos sectores pegmatíticos (p. ej. cristales de 2 cm). Las Sienitas Alcalinas el Bagre (Fig. 4.6a) pueden variar composicionalmente entre sienita, cuarzosienita y sienita de feldespato alcalino, están constituidas por ortoclasa, augita aegirínica, biotita, hornblenda y minerales accesorios, como cuarzo y circón mientras que las Sienitas Nefelínicas el Rosario (Fig. 4.6b) tienen composición y textura bastante homogénea, la mineralogía principal de estas rocas es de ortoclasa, nefelina, analcima, clinopiroxeno, titanita, cancrinita y sodalita. En el cañón Carricitos, es posible observar el contacto entre las Sienitas Alcalinas el Bagre y la roca encajonante (corneanas), en la zona es posible apreciar bloques de diferentes tamaños (hasta más de 1 m de diámetro) embebidos dentro de una matriz sienítica (Fig. 4.6c). Además, en de la localidad El Rosario se ubica un cuerpo basáltico (Basalto El Rosario) en la zona correspondiente a las Sienitas Alcalinas el Bagre (Fig. 4.6d).

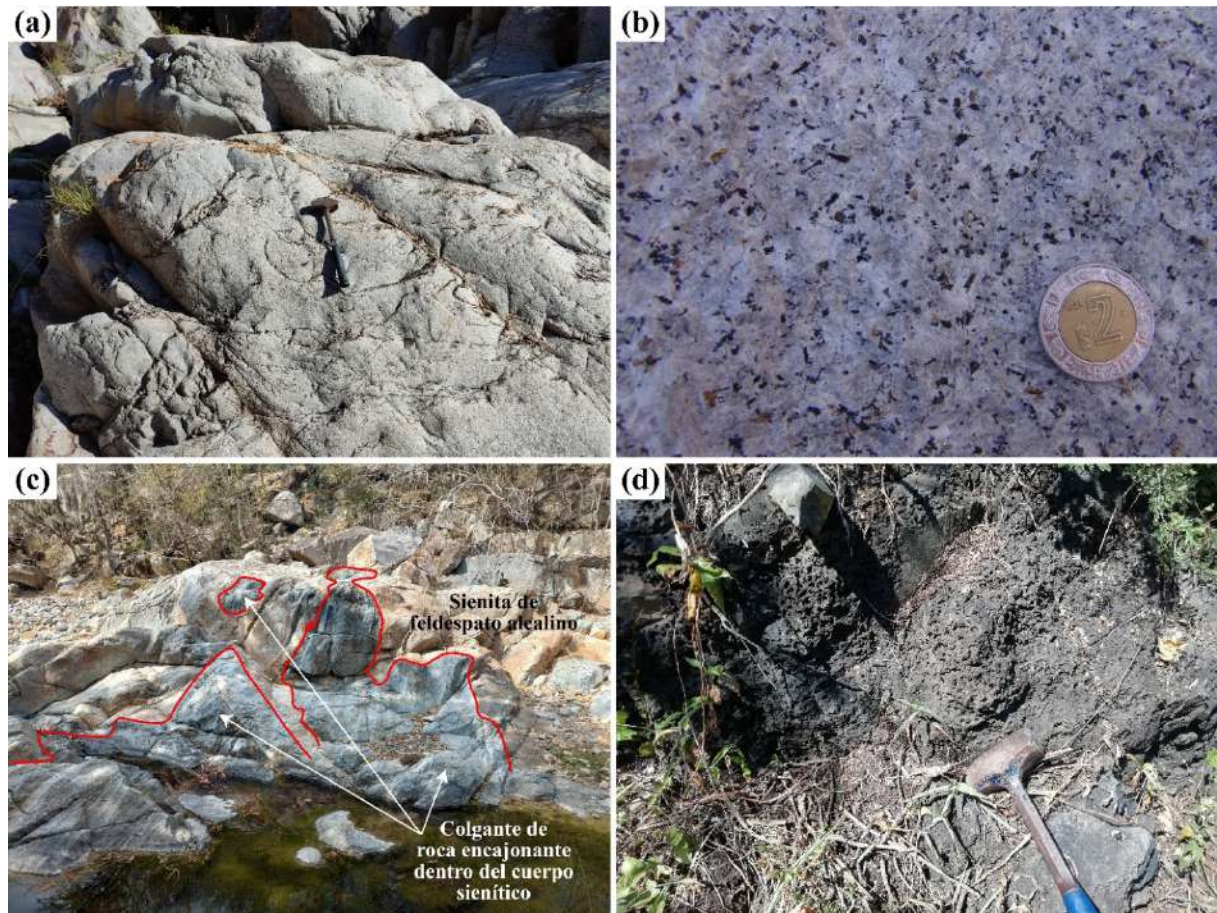


Fig. 4.6. (a) Cuarzosienita de feldespato alcalino del cañón Carricitos correspondiente a la Sienita Alcalina El Bagre. (b) Fotografía de muestra de mano de la Sienita Nefelínica el Rosario, nótese la textura de grano grueso. (c) Contacto entre la Sienita Alcalina en Bagre y las corneanas encajonantes (color gris), en el cañón Carricitos. (d) Cuerpo basáltico localizado dentro de la Sienita Nefelínica El Rosario.

El Gabro Rincón Murillo (GRM) comprende la parte sur de la SSC, aparece como gabros, gabros foliados, cumulatos gabróicos, gabros de hornblenda y monzogabros (Fig. 4.7a-4.7d). Estos contienen plagioclasa,

clinopiroxeno, olivino y minerales accesorios como el apatito y titanita. En estas rocas es posible reconocer estructuras sinmagmáticas, por ejemplo, foliación y bandeamiento (Fig. 4.7b), formación de cumulatos (Fig. 4.7c) y flujos internos (Fig. 4.7d). El GRM se dividió en dos bloques, uno que comprende las localidades Boca de Álamos, La Gloria y Rincón Murillo, mientras que el otro comprende las localidades de Carricitos y Santa Cruz. El primer bloque se caracteriza por litologías cumulíticas. Por otra parte, el segundo bloque se caracteriza por gabros y leucogabros.



Fig. 4.7. (a) Gabro masivo de la localidad Boca de Álamos. (b) Foliación magmática en los gabros de la localidad Rincón Murillo. (c) Cumulato gabrónico de la localidad Boca de Álamos compuesto por clinopiroxeno, olivino y plagioclasa. (d) Deformación magmática de los gabros foliados en la localidad La Gloria.

Durante el trabajo de campo se revisaron dos áreas en las cuales el Gabro Rincón Murillo se encuentra en contacto con otras unidades ígneas. El primero se localiza en la parte occidental del complejo en el área de Boca de Álamos poniendo en contacto a la unidad gabrónica con la Sienita Nefelínica El Rosario (Fig. 4.8a y 4.8b). Mientras que el segundo se localiza en el área de Carricitos, poniendo en contacto a la unidad gabrónica con la Sienita Alcalina El Bagre (Fig. 4.8c y 4.8d). El contacto entre las unidades no está bien definido, este es un tanto caótico en el cual en una zona de amplitud desconocida (cubierto por coluvión) entre las rocas sieníticas y las rocas gabrónicas, se presenta una gran cantidad de enclaves máficos microgranulares en una matriz sienítica. Estas evidencias indican un probable proceso de mezcla incompleta de magmas en el cual se puede establecer que el material gabrónico no estaba completamente solidificado cuando los magmas sieníticos se emplazaron.

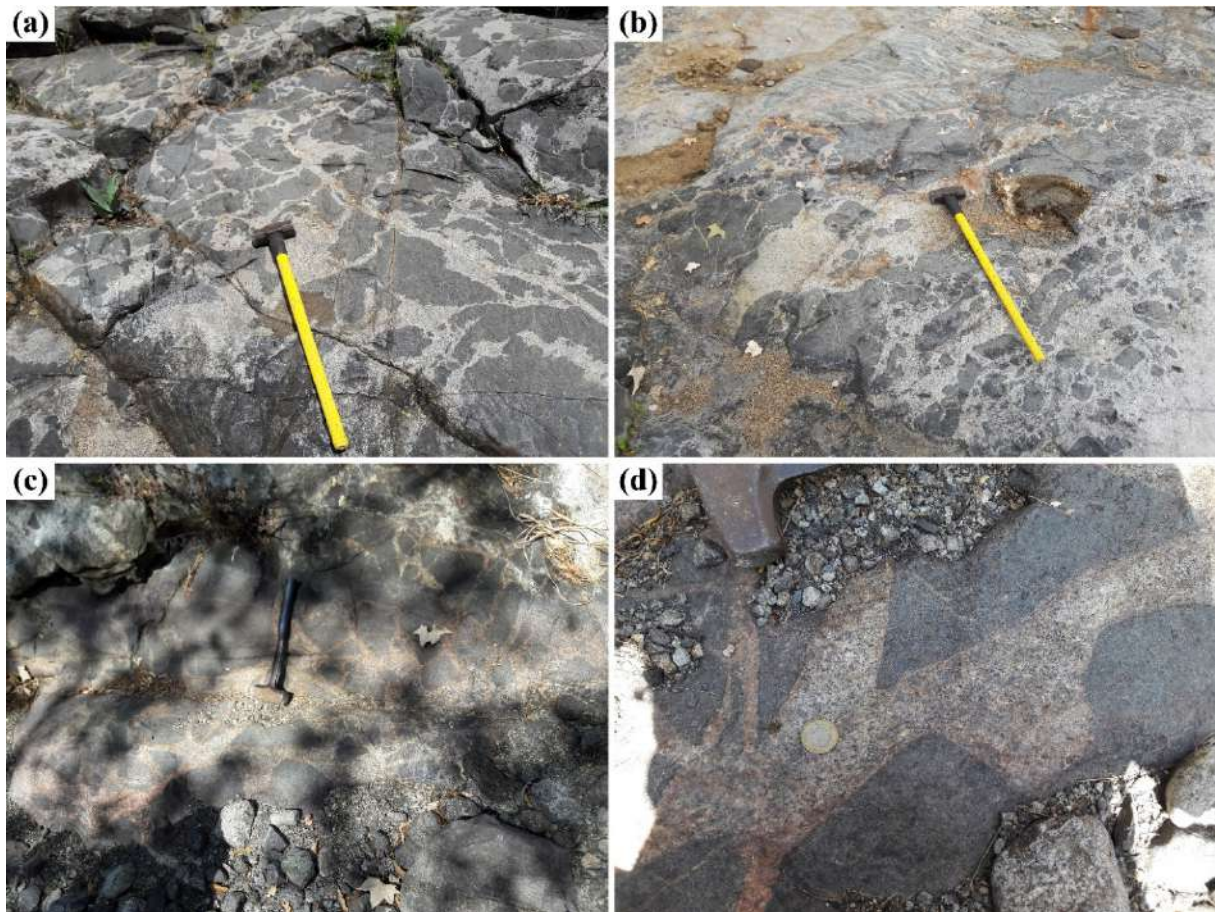


Fig. 4.8. (a) y (b) Abundantes enclaves microangulares máficos embebidos en una matriz sienítica en la zona de contacto entre la unidad GRM y la SNR en el cañón Boca de Álamos. (c) y (d) Enclaves microangulares máficos embebidos dentro de una matriz sienítica oxidada en la zona de contacto entre la unidad GRM y la SAB en el cañón Carricitos.

IV.3.2. Sector Sierras Bajas

Este sector está compuesto por un conjunto de lomeríos con pendientes muy suaves compuesto de rocas plutónicas y subvolcánicas, los cuales abarcan la parte norte de San Carlos y en el sur de San Nicolás y Cruillas. Ente las zonas más importantes están la zona de Marmolejo y el Cerro Jatero, el Cerro Sacramento y la zona del

Patao-el Reparó. En la zona de Marmolejo destaca un derrame basáltico muy alterado el cual conforma la base de esa localidad. En las zonas con rocas frescas, los basaltos presentan una textura porfírica con fenocristales tabulares claros y xenolitos peridotíticos, así mismo presentan una gran cantidad de amígdalas vesiculares (Fig. 4.9a). El Cerro Jatero así como los pequeños cuerpos magmáticos aislados alrededor de la localidad Marmolejo, están compuestos por sienitas con tamaño de grano medio y en ocasiones grueso cuyo componente principal es el feldespato alcalino muy similar a las sienitas de la SSC, sin embargo, en este sector las rocas se encuentran alteradas (Fig. 4.9b). Por otra parte, el Cerro Sacramento ubicado al oeste de San Nicolás, presenta una textura microcristalina de tonalidad verdosa de composición sienítica nefelínica (Fig. 4.9c-4.9d).

La zona del Patao-El Reparó está compuesta por un conjunto de pequeños plutones de composición gabrónica y cuarzosienítica. Los gabros son de grano grueso cuyos componentes principales son las plagioclasas y piroxenos, con variaciones modales entre estos minerales (Fig. 4.10a y 4.10b). Los cuerpos gabrónicos fueron cortados por diques sieníticos y lamprófidos alcalinos. Los cuerpos cuarzosieníticos presentan una textura media y están parcialmente alterados en superficie (Fig. 4.10c y 4.10d). Estos se localizan principalmente en el área del Reparó, pero también se pueden encontrar pequeños cuerpos sieníticos alrededor de las rocas gabrónicas.



Fig. 4.9. (a) Derrame basáltico en la localidad de Marmolejo. (b) Muestra de mano de la sienita de feldespato alcalino del Cerro Jatero. (c) Vista panorámica del Cerro Sacramento. (d) Muestra de mano de la microsienita nefelínica del Cerro Sacramento.

En este sector se cuentan con manifestaciones de minerales metálicos las cuales forman parte del Distrito Minero San Nicolás. Este distrito está compuesto por las zonas mineralizadas Vírgenes-Moctezuma, Moctezuma-El Palmar y San Nicolás. Las mineralizaciones presentes son principalmente sulfuros de Ag, Pb y Zn (p. ej. argentita, galena), las cuales están relacionadas a soluciones hidrotermales de baja temperatura tipo epitermal provenientes de los cuerpos intrusivos de la SSC que precipitaron como vetillas de relleno y cuerpos manteados en rocas calcáreas-arcillosas del Cretácico Inferior y Superior (Fig. 4.11a y 4.11b; COREMI, 2004).

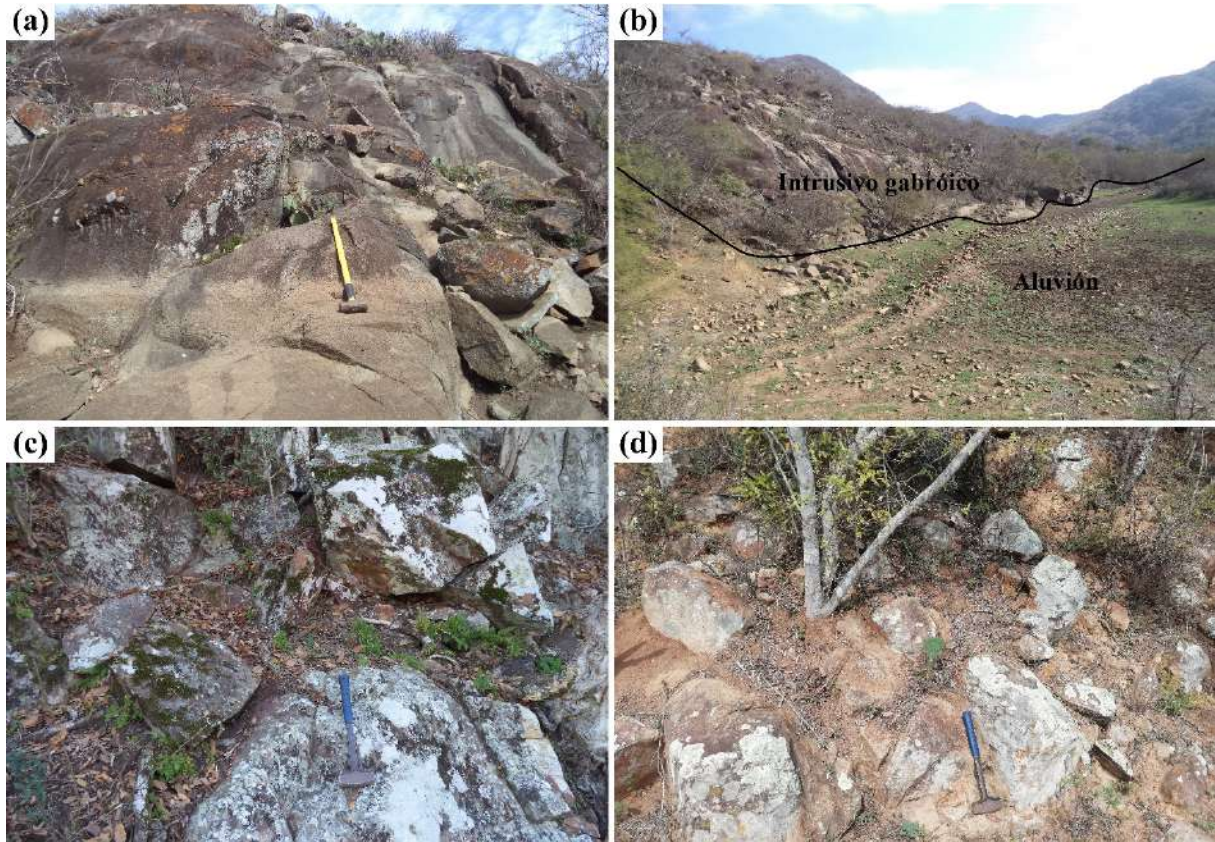


Fig. 4.10. (a) y (b) Cuerpos gabróticos de grano medio-grosso de la localidad del Patao. (c) Cuarzosienita de feldespato alcalino de la localidad el Patao. (d) Cuarzosienita de la zona del Reparó.

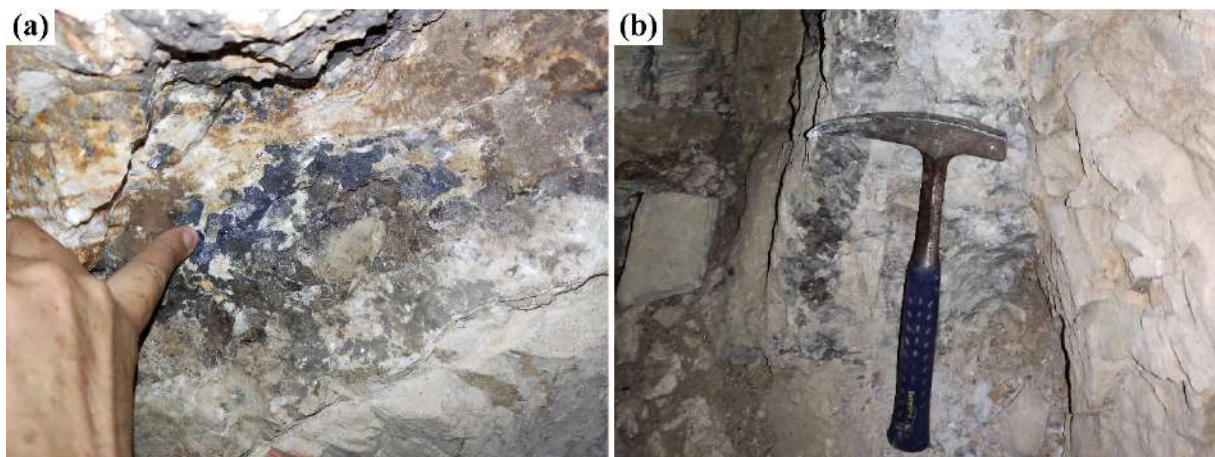


Fig. 4.11. (a) Sulfuros de plomo en la mina Dolores, al sur de la cabecera municipal de San Nicolás. (b) Vetillas de sulfuros de plomo.

IV.3.3. Sector Complejo Hífabisal San Lázaro

Hacia el oeste y sur de la Sierra Chiquita se presentan una gran cantidad de cuerpos subvolcánicos como diques y sills radiales. Los diques presentan espesores variables (0.3-2 m) y pueden alcanzar hasta los 5 km de longitud los cuales cortan tanto a las rocas sedimentarias encajonantes como a las intrusivas. Frecuentemente exhiben márgenes de enfriamiento de ~ 20 cm con tamaño de grano fino y en ocasiones arreglos texturales fluidales desarrollados por el contraste térmico con las rocas encajonantes. Estos cuerpos presentan texturas porfíricas y han sido clasificados como pórfidos gabróticos, pórfidos dioríticos, pórfidos sieníticos, pórfidos de sienita nefelínica y lamprófidos alcalinos (Elizondo-Pacheco et al., 2022; Fig. 4.12a y 4.12b). Los lamprófidos alcalinos son de composición gabrótica, sienítica, ijolítica y granítica y ocasionalmente contienen xenolitos corticales de hasta 2 cm de diámetro (Fig. 4.12c y 4.12d). Los sills son menos abundantes que los diques, estos están emplazados de manera concordante a las capas de la Fm. Méndez y alcanzan espesores de hasta 6 m. Estos presentan textura porfírica y ocurren como pórfidos gabróticos, monzongabróticos, monzodioríticos y sieníticos.

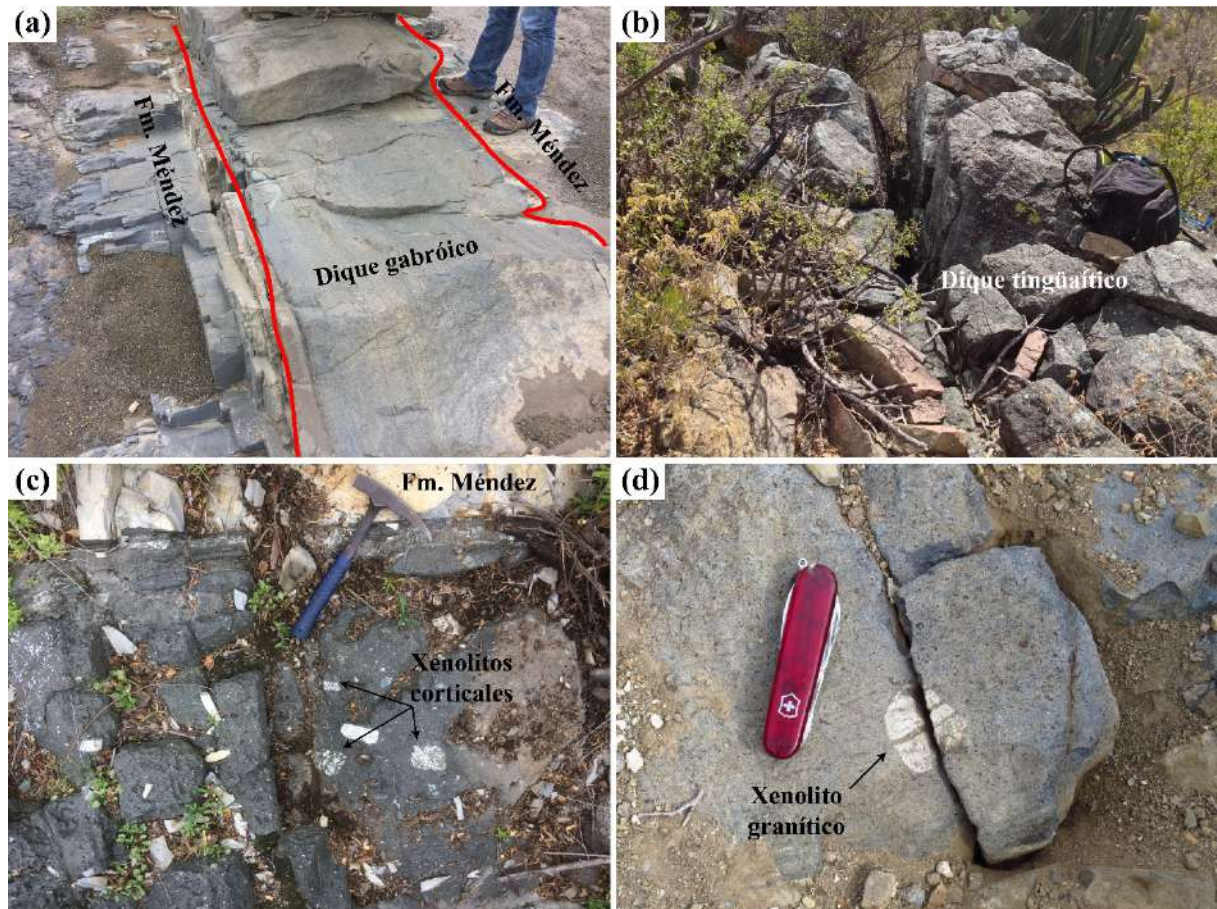


Fig. 4.12. (a) Dique porfírico de composición gabrótica emplazado dentro de la Fm. Méndez, localidad San Lázaro. (b) Dique porfírico de composición tingüaitica (equivalente a sienita nefelínica). (c) Lamprófidio alcalino (monchiquita) con abundantes xenolitos corticales (p. ej. ijolitas) en la localidad Boca de Álamos. (d) Xenolito granítico dentro de un lamprófidio alcalino.

En esta misma zona se presenta un derrame de unos 5 m de espesor, conocido como Mesa Monteríos (Fig. 4.13a-4.13d), Presenta una composición fonotefrítica con matriz de plagioclasa, clinopiroxeno y magnetita

y fenocristales de plagioclasa, clinopiroxeno y olivino. Además, este cuerpo lávico es portador de xenolitos mantélicos, los cuales han sido clasificados como lherzolitas de espinela (Treviño-Cázares et al., 2005). Cabe mencionar que esta actividad volcánica podría representar el evento magmático más joven de todo el complejo (junto al derrame de Marmolejo y El Rosario), debido a que los cuerpos magmáticos yacen sobre suelos no consolidados del Cuaternario en la región.

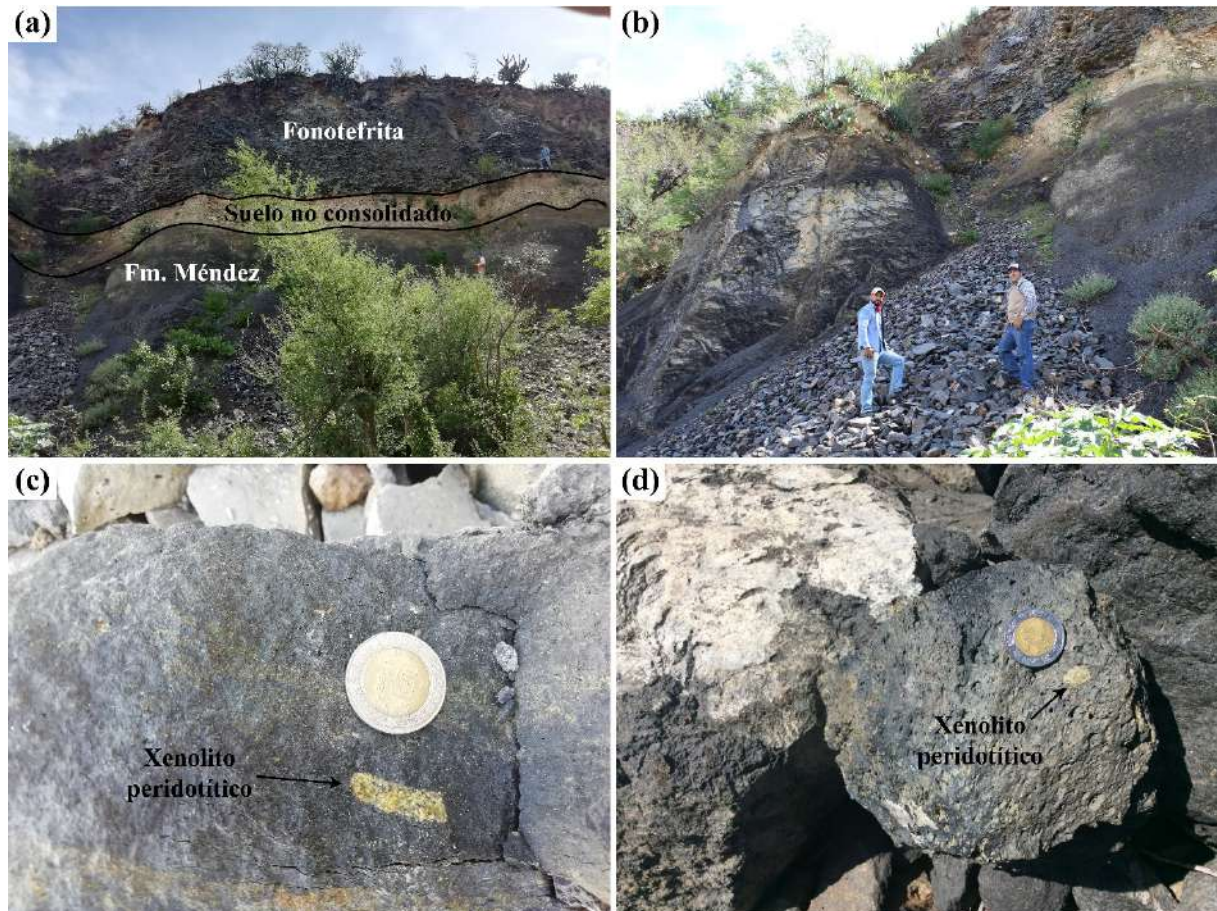


Fig. 4.13. (a) y (b) Cuerpo fonotefrítico de la Mesa Monteríos derramado sobre suelo no consolidado sobre la Fm. Méndez. (c) y (d) Xenolitos mantélicos hospedados dentro de las rocas de la Mesa Monteríos.

IV.3.4. Sector Bufa del Diente

Este sector está delimitado por un plutón aislado localizado a ~6 km al SW de San Carlos y que corresponde a uno de los rasgos geomorfológicos más representativo de la SSCC, denominado como Bufa del Diente, Cerro de la Bufa o Cerro del Diente (los últimos dos son los nombres locales) (Fig. 4.14a). Es un intrusivo de sienita de feldespató alcalino, similar a las Sienitas de Feldespató Alcalino El Bagre. El plutón de la Bufa del Diente sobresale de la roca encajonante debido a una mayor competencia (Fig. 4.14b). En ocasiones se pueden llegar a encontrar sectores pegmatíticos en los cuales algunos cristales (p. ej. clinopiroxenos) puede llegar hasta los 15 cm de longitud (Fig. 4.14c). Las rocas encajonantes en este sector consisten en rocas carbonatadas de la Fm.

Tamaulipas Superior y la Fm. Cuesta del Cura, las cuales fueron afectadas por metamorfismo de contacto generando mármoles.

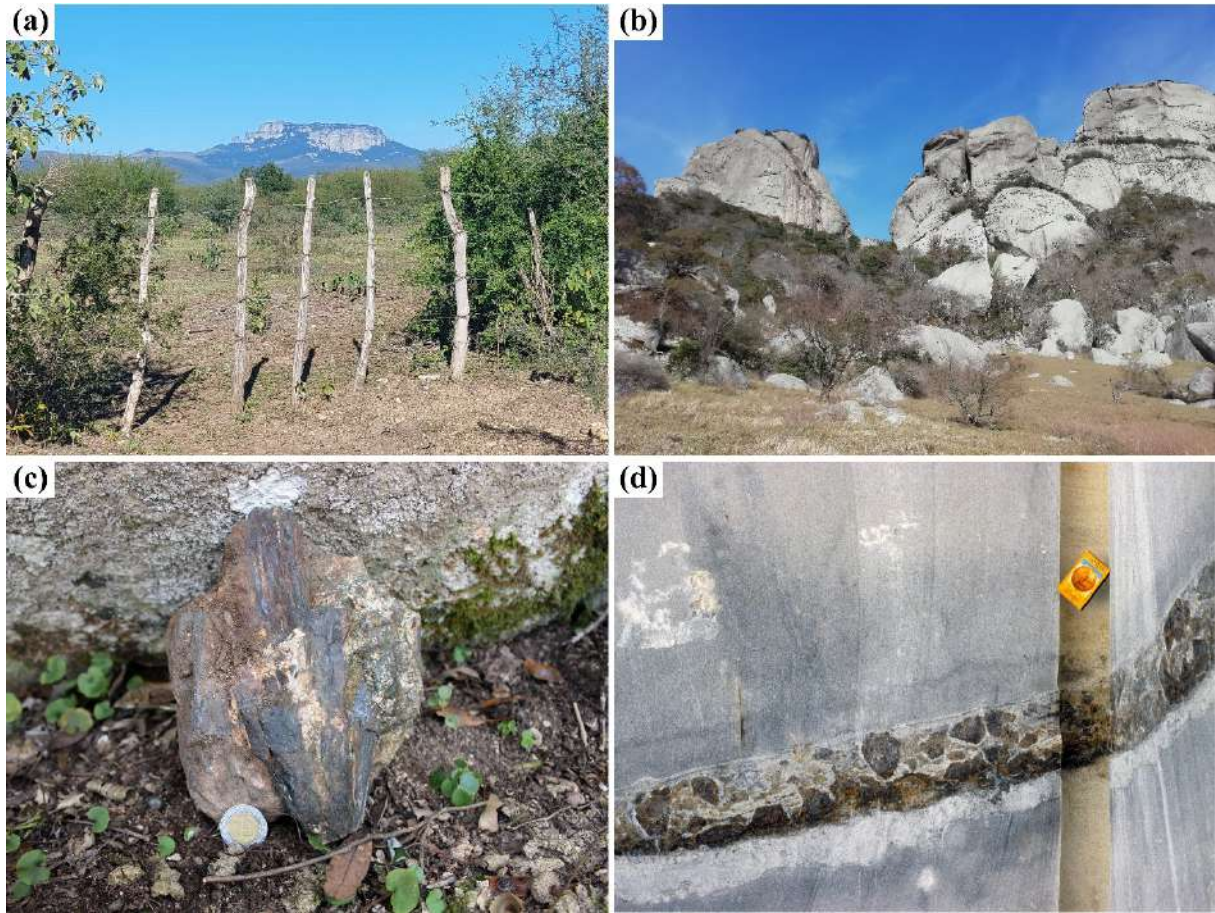


Fig. 4.14. (a) Vista panorámica del intrusivo Bufa del Diente. (b) Sienita de feldespato alcalino y cuarzosienita que conforman el intrusivo Bufa del Diente. (c) Megacristales de piroxenos producto del desarrollo de pegmatitas. (d) Capa compuesta de megacristales de vesuvianita, granate, wollastonita en los mármoles producto del metamorfismo de contacto del Cañón de las Flores.

IV.3.5. Sector Campo Subvolcánico de Burgos

Alrededor de la localidad de Burgos, en la parte septentrional de la SSCC, se encuentra un conjunto de cuerpos subvolcánicos caracterizados por formas cónicas y que la mayoría de estos cuerpos cortan unidades sedimentarias de la Cuenca de Burgos (Fig. 4.15a y 4.15b). Estos en su conjunto constituyen el Complejo Subvolcánico de Burgos y está compuesto por al menos 25 cuerpos de composición basanítica o de basalto alcalino de olivino, entre los que destacan el Cerro Burgos, Cerro Paz, Cerro el Corcovado, Cerro el Apóstol, Cerro el Sarnoso y Cerro San Isidro. Estas rocas máficas presentan una textura porfirítica con fenocristales principales de plagioclasa, clinopiroxeno y olivino y una matriz muy fina (Fig. 4.15c). En el caso del Cerro San Isidro, presenta dos tipos de texturas, en los extremos presenta una textura porfirítica con fragmentos vítreos (hasta 4 cm). Por otra parte, el centro del cuerpo se presenta una textura de grano medio, lo que podría sugerir el emplazamiento de dos cuellos diferentes en el mismo punto, o bien, que sea producto del contraste de temperatura con las rocas

encajonantes. Cabe mencionar que la mayoría de estos cuerpos contienen xenolitos peridotíticos que alcanzan hasta 2 cm de diámetro (Fig. 4.15d). Así mismo en el Cerro San Isidro, en la parte de grano fino se pudieron observar fenocristales de sanidino y vidrio en la roca (Fig. 4.15e). De manera excepcional, en el Cerro Paz se identificó una roca con un xenocristal (~ 3 mm) de tonalidad rojiza que se podría tratar de manera potencial de espinela (no analizado), algo que no se había reportado hasta el momento en la provincia (Fig. 4.15f).

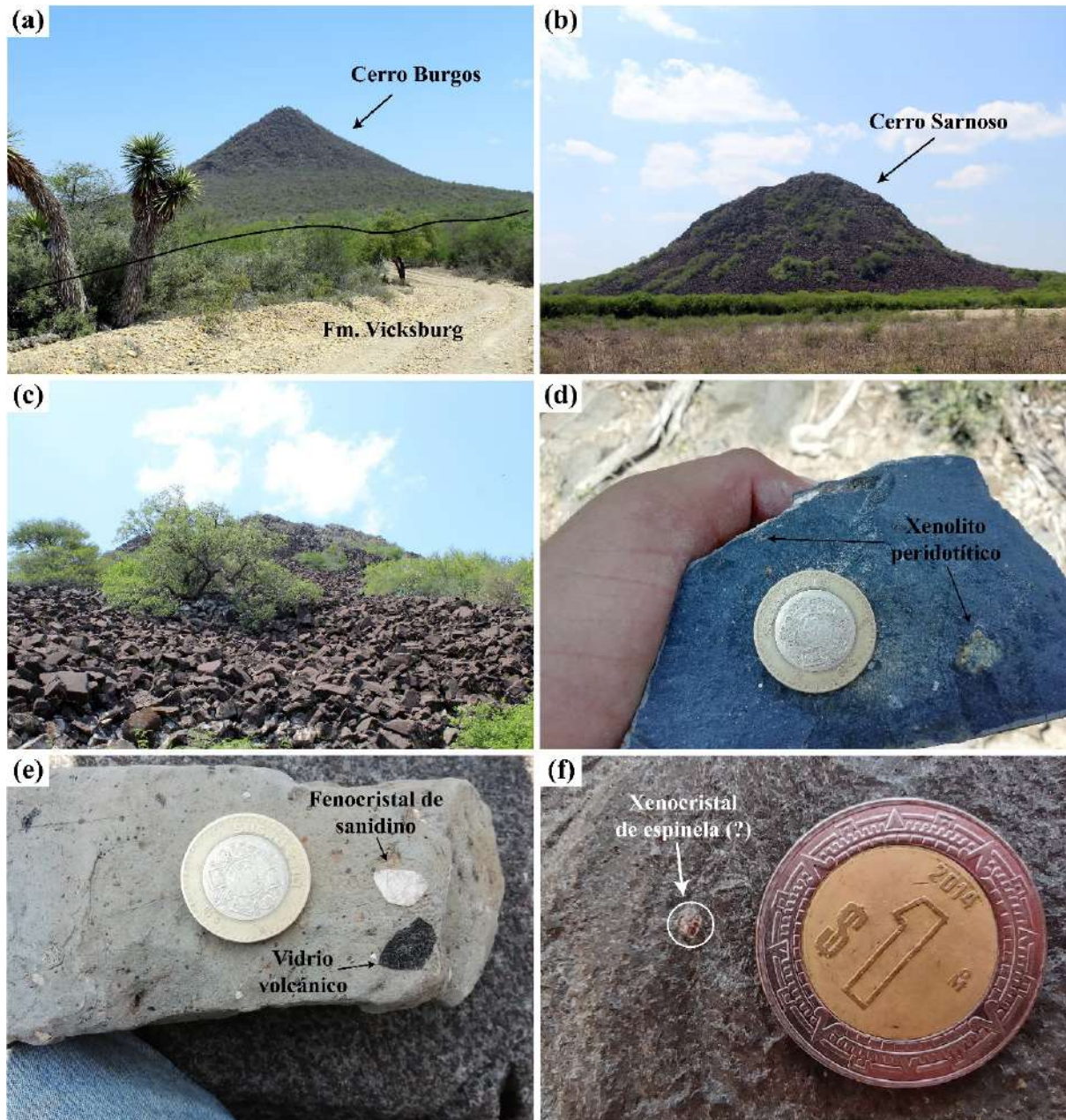


Fig. 4.15. (a) Fotografía panorámica del Cerro Burgos, emplazado dentro de la Fm. Vicksburg de la Cuenca de Burgos. (b) Fotografía panorámica del Cerro Sarnoso. (c) Bloques magmáticos pertenecientes al Cerro Sarnoso. (d) Xenolitos peridotíticos en muestras del Cerro Apóstol. (e) Fenocristal de sanidino y vidrio volcánico en muestra del Cerro San Isidro. (f) Aparente cristal de espinela en muestra del Cerro Paz.

IV.3.6. Sector San Miguel

Al NW del área de San José, se localizan pequeños plutones compuestos de cuarzdioritas y foyaítas alrededor de la localidad de San Miguel (Watson, 1937). Los cuerpos cuarzdioríticos conforman la base de la localidad de San Miguel. Estos son de grano medio a grueso, sin embargo, se encuentran altamente alterados y oxidados. Por otra parte, al oeste de la localidad se localiza el Cerro San Miguel, el Cerro el Chino y el Cerro el Chinito los cuales son de composición foyaítica, de grano medio a grueso y se encuentran bien conservados.

IV.4. Metamorfismo de contacto

El emplazamiento de los cuerpos magmáticos en la SSCC generó un metamorfismo de contacto que afectó a las rocas sedimentarias encajonantes, como las unidades calcáreo-arcillosas de la Fm. Agua Nueva y la Fm. San Felipe, generando rocas como corneanas, además, en las zonas donde los intrusivos están en contacto con unidades carbonatadas como la Fm. Tamaulipas Inferior y la Fm. Tamaulipas Superior se generaron mármoles. Sin embargo, en las zonas alejadas de los cuerpos plutónicos principales la secuencia sedimentaria está ligeramente afectada por el metamorfismo y solo se encuentran ligeramente calcinadas (Fig. 4.16a).

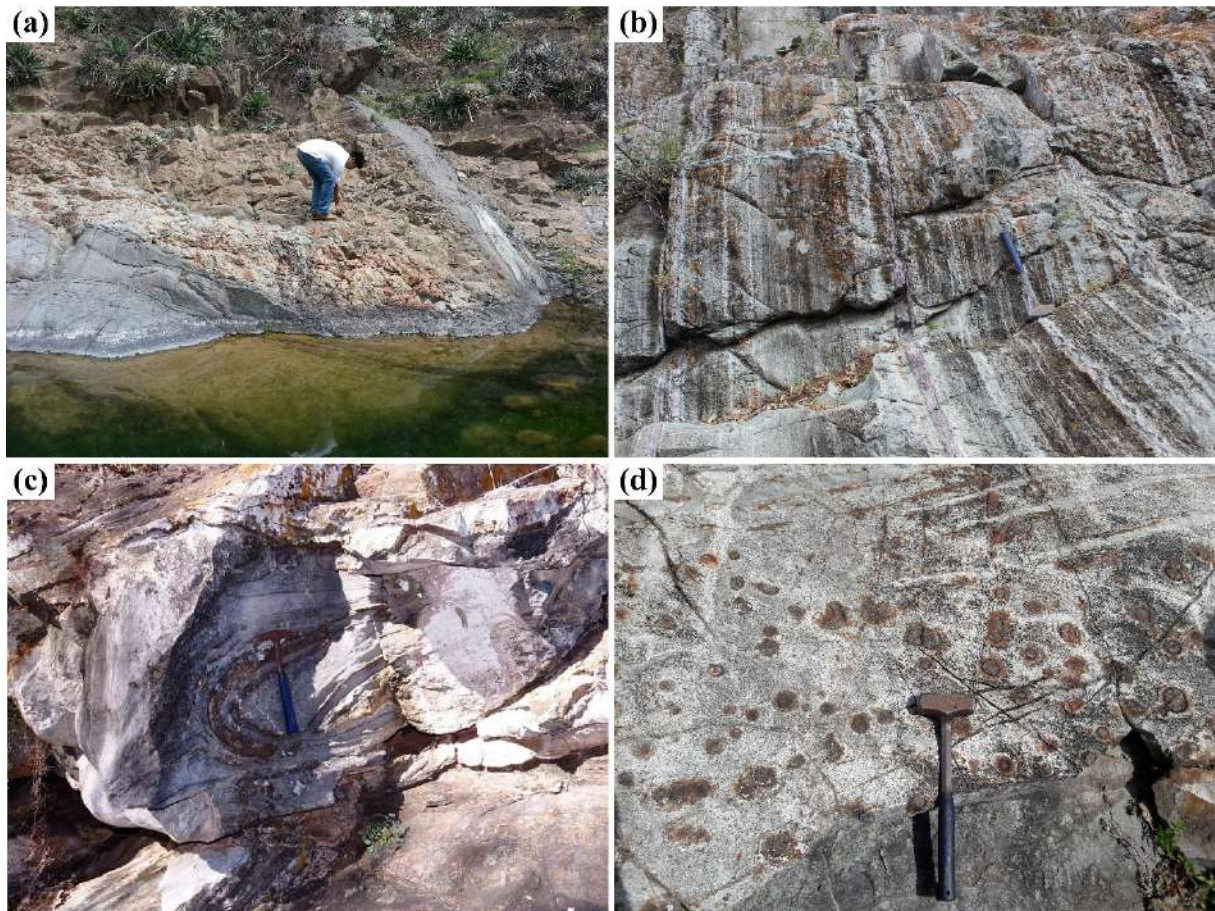


Fig. 4.16. (a) Diques gabróticos emplazados dentro de la Fm. Agua Nueva en la localidad Boca de Álamos. (b) Corneanas con metaestratificación en la localidad Carricitos. (c) Bloque de mármol localizado dentro del intrusivo gabrótico en la localidad Santa Cruz. (d) Mármol con desarrollo de skarn de granate en la localidad Boca de Álamos.

La mayoría de las corneanas presentes en la zona conservaron la metaestratificación de los protolitos, además la dureza de las rocas se incrementó considerablemente y las capas con contenido de pedernal están silicificadas (Fig. 4.I6b). En algunas zonas se pueden observar bloques de mármol dentro de los cuerpos intrusivos (p. ej. Fig. 4.I6c), y el desarrollo de skarn de granate y vesuvianita acompañado de mineralizaciones metálicas (Fig. 4.I6d).

Cabe mencionar que en el sector norte en la zona de contacto entre dichas unidades carbonatadas y la Monzodiorita San José, se desarrolló un endoskarn de granate enriquecido en sulfuros de Fe y Cu y carbonatos (p. ej. malaquita) de Cu, asociado a bajas concentraciones de Au, Ag, Zn y Mo (Fig. 4.I7a-4.I7c; Hamblock, 2002; Poliquin, 2009; Mendoza-Vargas, 2010).

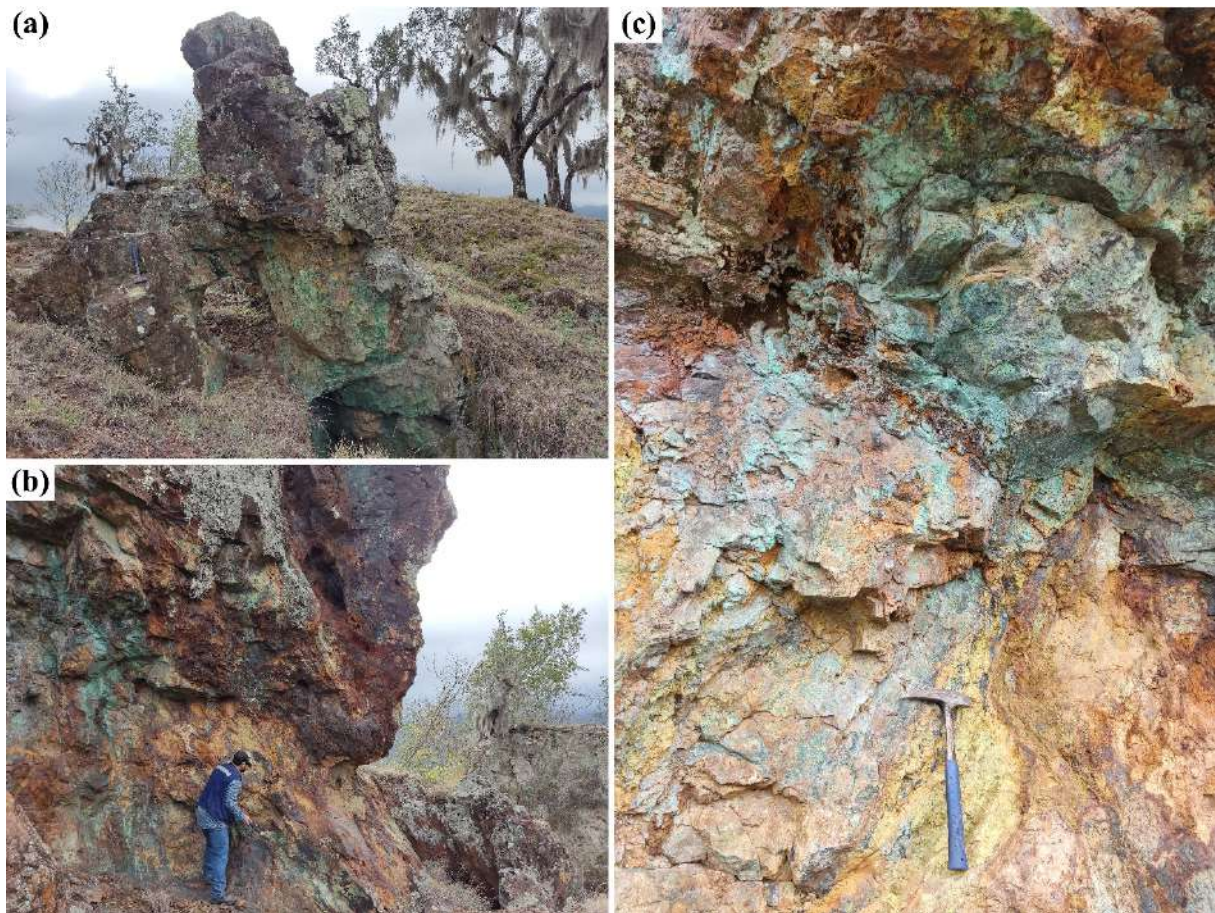


Fig. 4.I7. (a), (b) y (c) Fotografías del skarn de granate conocido como “la Piedra Imán” en la parte norte de la SSC, en el contacto entre la Monzodiorita San José y las rocas carbonatadas encajonantes. Las rocas están caracterizadas por claros rastros de oxidación de minerales metálicos, presentan susceptibilidad magnética y la presencia de cubiertas superficiales de carbonatos de cobre (p. ej. malaquita).

CAPÍTULO V. RESULTADOS

V.I. Petrografía

V.I.I. Clasificación Petrográfica

Se analizaron un total de 66 muestras las cuales tomando en cuenta el contenido modal, fueron graficadas en el diagrama QAPF (cuarzo-feldespato alcalino-plagioclasa-feldespatoide) de [Streckeisen \(1976\)](#) para rocas ígneas plutónicas ([Fig. 5.1](#)) y fueron divididas en diez grupos: (a) Monzodiorita San José, (b) Gabro San José, (c) Gabro Rincón Murillo, (d) Gabros el Patao, (e) Sienita Alcalina el Bagre, (f) Sienita Nefelínica el Rosario, (g) Sienita Bufa del Diente, (h) Sienitas el Patao-El Reparó, (i) Cuellos Sierras Bajas, (j) Campo Subvolcánico de Burgos y (k) Rocas basálticas. Los porcentajes del contenido modal de las muestras están en el [ANEXO II](#).

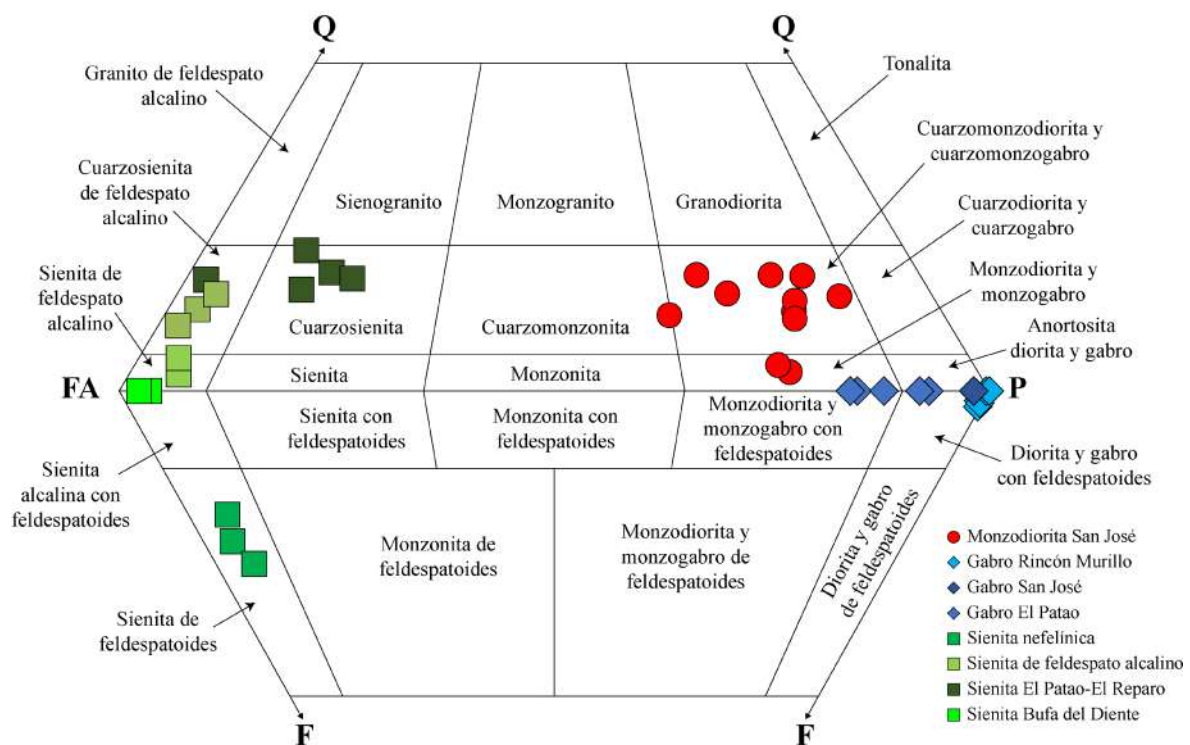


Fig. 5.1. Diagrama de clasificación de rocas ígneas intrusivas Q-P-FA-F (cuarzo, plagioclasa, feldspatos alcalinos, feldspatoideos) para las rocas plutónicas de la SSCC. Modificado de [Streckeisen \(1976\)](#).

V.I.2. Descripción de la Monzodiorita San José

Las rocas monzodioríticas de la SSC presentan variaciones modales y se clasifican como monzodiorita, cuarzomonzodiorita, cuarzodiorita y cuarzomonzonita ([Fig. 5.1](#)). Estas rocas presentan una textura porfírica con una matriz compuesta por microcristales de plagioclasa, cuarzo y minerales opacos y con fenocristales de plagioclasa, feldspato alcalino, clinopiroxeno y anfíbol ([Fig. 5.2a-i](#)). Las plagioclasas de la matriz tienen formas subhedrales y los cristales de cuarzo son granulares ([Fig. 5.2a-b](#), [Fig. 5.2g-i](#)). Los fenocristales de plagioclasa tienen hábitos subhedrales y euhedrales, zonación oscilatoria, macla polisintética y grandes tamaños entre 0.15 – 2.5 mm

(Fig. 5.2g-i), algunos se presentan como glomerocristales con otros feldespatos. Los fenocristales de feldespato alcalino están caracterizados por una macla de Karlsbad y tienen tamaños de entre 0.1 – 1.5 mm (Fig. 5.2b-c), estos cristales presentan ocasionalmente texturas de exsolución, es común observar un aspecto turbio. Los fenocristales de clinopiroxeno tienen hábitos anhedrales y subhedrales, tienen tamaños entre 0.1 – 1.0 mm. Los anfíboles presentan hábitos subhedrales y euhedrales, tienen tamaños entre 0.1 – 1.0 mm, clivaje en una y dos direcciones, así como un fuerte pleocroísmo (Fig. 5.2d). El circón aparece como cristales muy pequeños con hábitos euhedrales, fuerte relieve y fuertes colores de interferencia (Fig. 5.2e-f). Como minerales accesorios podemos encontrar cristales de titanita y apatito. La titanita se presenta como pequeños cristales subhedrales, en ocasiones con formas de cuñas incoloros, fuerte relieve y colores de interferencia amarillos. Los apatitos se presentan como pequeños cristales prismáticos, en ocasiones con corte basal hexagonal, colores de interferencia grises y extinción recta. Minerales secundarios o de alteración se pueden observar en las rocas, estos son principalmente sericita y clorita. Por último, se puede observar una gran cantidad de minerales opacos correspondiente a óxidos de Fe-Ti con hábitos anhedrales y en ocasiones cúbicos.

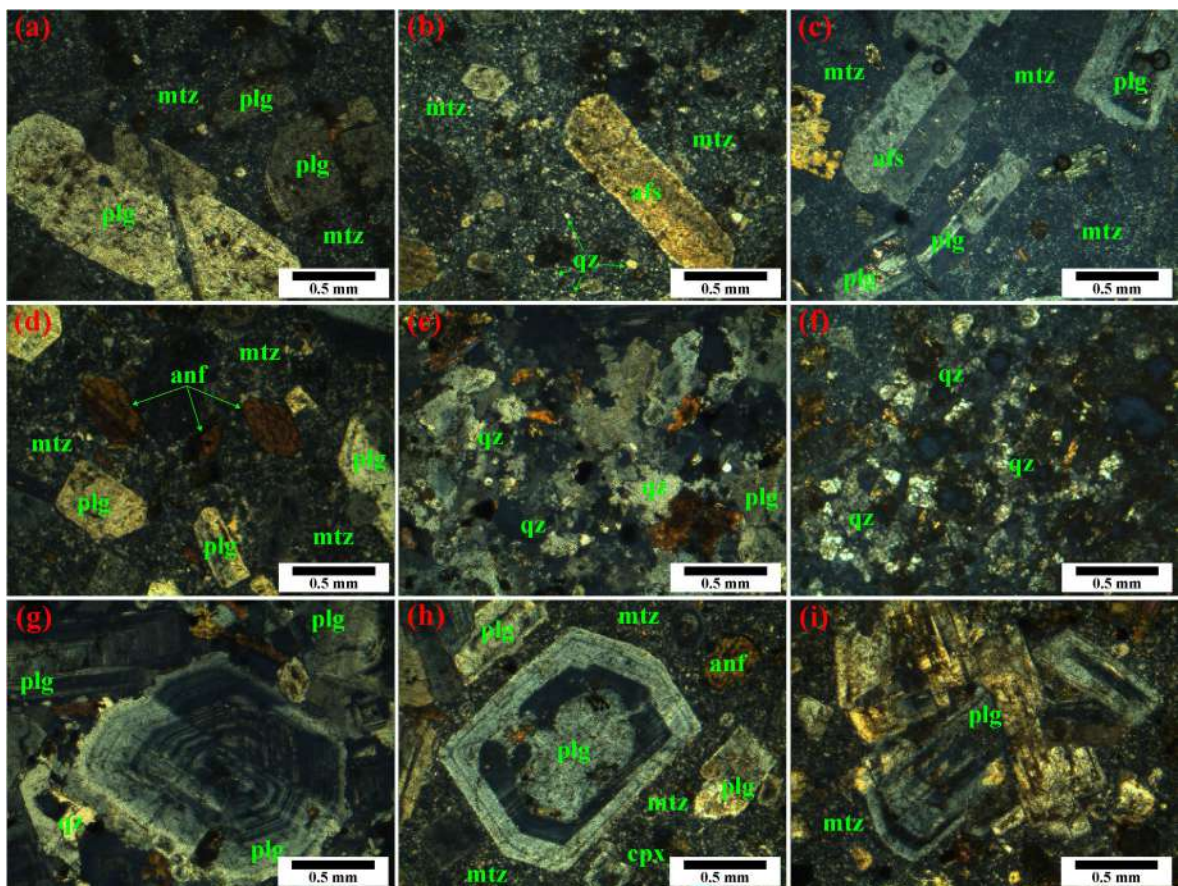


Fig. 5.2. Microfotografías de la Monzodiorita San José. (a) Fenocristal de plagioclasa alterado, muestra MSJ-1. (b) Fenocristal de feldespato alcalino alterado, muestra MSJ-1. (c) Fenocristales de plagioclasa y feldespato alcalino, muestra MSJ-7. (d) Cristales subhedrales de anfíbol, muestra MSJ-8. (e)-(f) Textura hipidiomórfica inequigranular formada por cuarzo y plagioclasas subhedrales y anhedrales, muestra MSJ-4 y MSJ-2, respectivamente. (g)-(h) Fenocristales euhedrales de plagioclasa con zonación oscilatoria, muestra MSJ-5 y MSJ-3, respectivamente. (i) Glomerocristal de plagioclasa y feldespato alcalino.

V.I.3. Descripción del Gabro San José

Las rocas gabróicas del área de San José presentan una textura hipidiomórfica inequigranular foliada (Fig. 5.3a), compuestas principalmente por plagioclasa, clinopiroxeno y biotita. La plagioclasa presenta hábitos tabulares alargados con longitudes de hasta 2.5 mm, maclas polisintéticas y en algunos casos zonación (Fig. 5.3b). Los clinopiroxenos presentan principalmente hábitos anhedrales, aunque también se pueden observar algunos con hábitos subhedral, tienen tamaños entre 0.3 – 3 mm, tienen maclas simples y texturas poiquiliticas (Fig. 5.3c). Los cristales de biotita tienen hábitos esqueléticos ocupando los espacios intergranulares entre las plagioclasas y clinopiroxenos, presenta clivaje en una dirección y puntos luminosos cuando está en extinción (Fig. 5.3d). Se observan cristales de titanita con hábitos subhedrales y anhedrales los cuales tienen alto relieve, extinción recta y colores de interferencia amarillo pardo (Fig. 5.3e). Una característica muy importante en la roca es la alineación de los cristales tabulares de plagioclasa generando una foliación aparente en la roca, además, se pueden observar estructuras tipo wrapping/draping (Meurer y Bordeau, 1998), en la cual cristales de plagioclasa se encuentra envolviendo cristales anhedrales y subhedrales de clinopiroxeno (Fig. 5.3f-g).

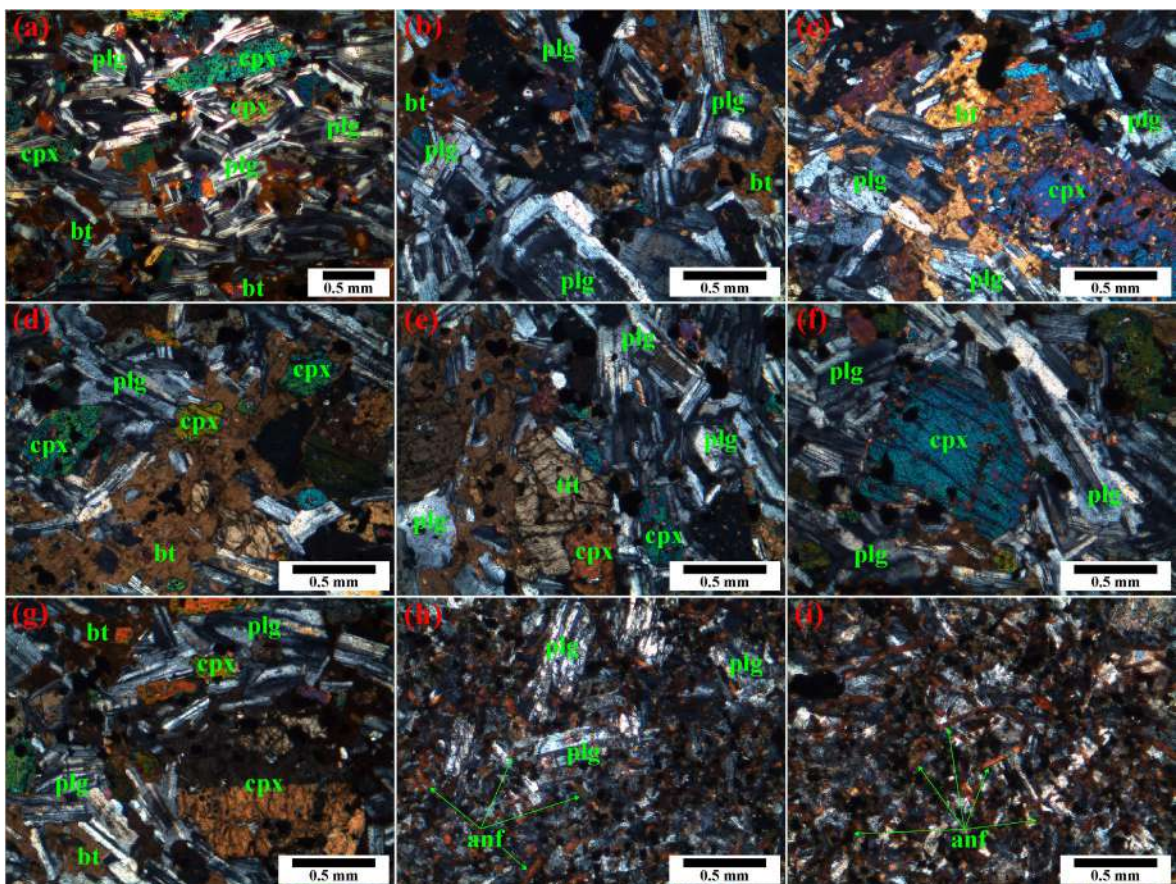


Fig. 5.3. Microfotografías del Gabro San José. (a) Textura hipidiomórfica inequigranular foliada marcada por el alineamiento de las plagioclasas tabulares. (b) Plagioclasas con macla polisintética y zonación oscilatoria. (c) Cristal de clinopiroxeno con textura poiquilitica. (d) Cristal esquelético de biotita. (e) Cristal anhedral de titanita rodeado de una biotita. (f)-(g) Estructuras tipo wrapping/draping en cristales granulares de clinopiroxeno. (h)-(i) Textura porfírica con fenocristales de plagioclasa y anfíboles tabulares.

Adicionalmente, en esta zona se presenta un dique de composición gabrónica. Esta roca tiene una textura de grano medio compuesto principalmente por plagioclasa, con hábitos tabulares subhedrales que presentan maclas polisintéticas (Fig. 5.3h). Se observan cristales de anfíbol aciculares euhedrales y subhedrales, con color verde y fuerte pleocroísmo, así como colores e interferencia de color marrón. Las plagioclasas están parcialmente sericitizadas (Fig. 5.3i).

V.I.4. Descripción del Gabro Rincón Murillo

Las rocas pertenecientes al GRM, presentan de manera general una textura hipidiomórfica inequigranular con o sin orientación (foliación o bandeamiento; Fig. 5.4a). Estas rocas presentan variaciones mineralógicas y se clasifican como gabros, gabros y melanogabros de olivino, leucogabros, leucogabros de olivino y piroxenitas. Están compuestas principalmente por plagioclasa, clinopiroxeno, olivino, biotita y óxidos de Fe-Ti, como minerales accesorios como anfíboles, ortoclasa, apatito, titanita y nefelina y como minerales de alteración clorita y sericita.

Las plagioclasas se presentan con hábitos tabulares alargados de hasta 7 mm de longitud, generalmente presentan maclas polisintéticas con zonación oscilatoria, algunos cristales están deformados o rotos, así como presentan bordes alterados a sericita (Fig. 5.4b-c). Los clinopiroxenos presentan hábitos anhedrales y subhedrales con tamaños que varían entre los 0.5 y los 4 mm, extinción oblicua y maclas simples, en ocasiones con lamelas de exsolución y texturas poiquilíticas, teniendo como inclusiones cristales de plagioclasa, biotita y olivino, es común observar que están parcialmente biotitizados (Fig. 5.4d). El olivino tiene hábitos granulares con tamaños variables entre 0.1 y los 4 mm de diámetro, con fuertes colores de interferencia, extinción recta y alto relieve. Algunos especímenes tienen maclas de presión e inclusiones de óxidos de Fe-Ti (Fig. 5.4e). En ocasiones con corona de reacción de fases opacas, olivinos más pequeños y biotita. Las biotitas generalmente tienen hábito esqueletal y ocurren en los espacios intergranulares de otras fases, fuerte pleocroísmo y clivaje en una dirección, con puntos luminosos en extinción (Fig. 5.4d). Estos minerales están fuertemente relacionados a la presencia de clinopiroxeno llegando incluso a reemplazarlo. El apatito aparece como pequeños cristales con hábitos tabulares y hexagonales en corte basal, son incoloros, con relieve moderado y colores de interferencia grises del primer orden, con una característica extinción recta. La titanita presenta en hábitos subhedrales y anhedrales, en ocasiones se aprecian cristales que terminan en cuñas, alto relieve, colores de interferencia color pastel y extinción recta (Fig. 5.4f).

Cabe mencionar que una textura muy común es la presencia de foliación y bandeamiento magmático en algunas de las rocas del GRM. La foliación está marcada por el alineamiento de las plagioclasas tabulares, así como las estructuras tipo wrapping/draping (Meurer y Boudreau, 1998; Fig. 5.4g), texturas foliadas, así como las texturas ortocumulíticas en los cumulos de plagioclasa (Fig. 5.4h) y los cumulos ultramáficos (Fig. 5.4i).

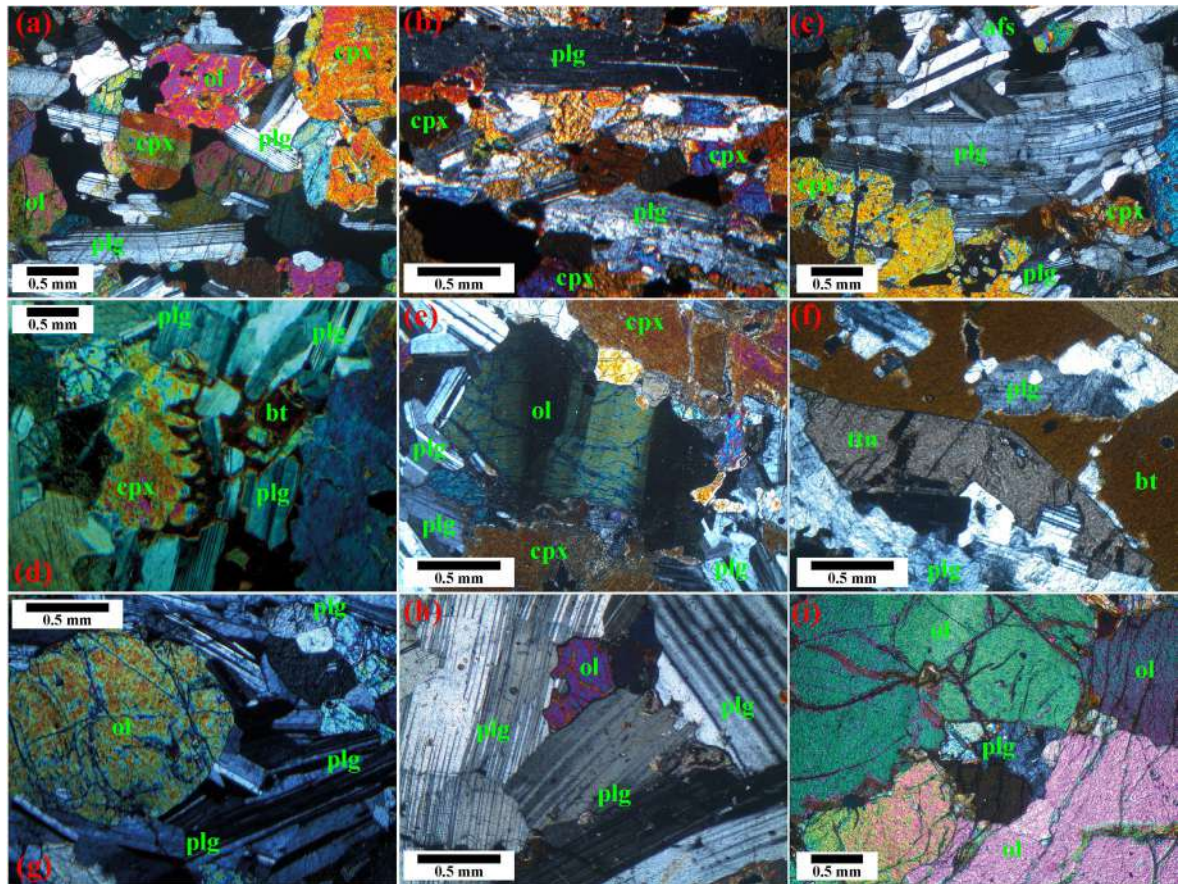


Fig. 5.4. Microfotografías del Gabro Rincón Murillo. (a) Textura hipidiomórfica inequigranular con olivino y clinopiroxeno granular y plagioclasa tabular con macla polisintética, muestra RMV-03. (b) Textura foliada marcada por la alineación de plagioclasas, muestra RMV-05. (c) Cristal de plagioclasa deformada, muestra RMV-03. (d) Cristal de clinopiroxeno parcialmente reemplazado por biotita, muestra VBA-07. (e) Cristal de olivino con lamela de presión, muestra VLG-08. (f) Cristal euédral de titanita, muestra VCC-01. (g) Estructura tipo wrapping/draping de un cristal de olivino. (h) Textura ortocumulítica en un cumulato de plagioclasa, muestra LYV-05. (i) Textura ortocumulítica en un cumulato ultramáfico, muestra EHV-02.

V.1.5. Descripción del Gabro El Patao

Los gabros del área del Patao tienen textura hipidiomórfica inequigranular y se clasifican como gabros y monzogabros, están compuestos por plagioclasa, clinopiroxeno, feldespato alcalino, biotita y óxidos de Fe-Ti (Fig. 5.5a). Las plagioclasas tienen hábitos tabulares de hasta 5 mm de diámetro, macla polisintética, ocasionalmente deformadas y con bordes de sericita (Fig. 5.5b-d). Los clinopiroxenos tienen hábitos anhedrales, tamaños de hasta 2 mm, macla simple, colores de interferencia fuertes del segundo orden y en algunos cristales con textura poiquilítica (Fig. 5.5e-g). Los feldespatos alcalinos son subhedrales, con maclas de Karlsbad y tamaños de hasta 1 mm de diámetro (Fig. 5.5a y Fig. 5.5i). Las biotitas son esqueletales, con fuerte pleocroísmo, clivaje en una dirección y puntos luminosos en extinción (Fig. 5.5e y Fig. 5.5h). Como accesorio aparecen cristales de titanita y apatito, las titanitas son anhedrales de fuerte relieve y extinción recta (Fig. 5.5a), por otra parte, los apatitos son subhedrales y euédrales en corte basal con colores de interferencia recta. Por último, como minerales secundarios aparecen epidota, clorita y sericita.

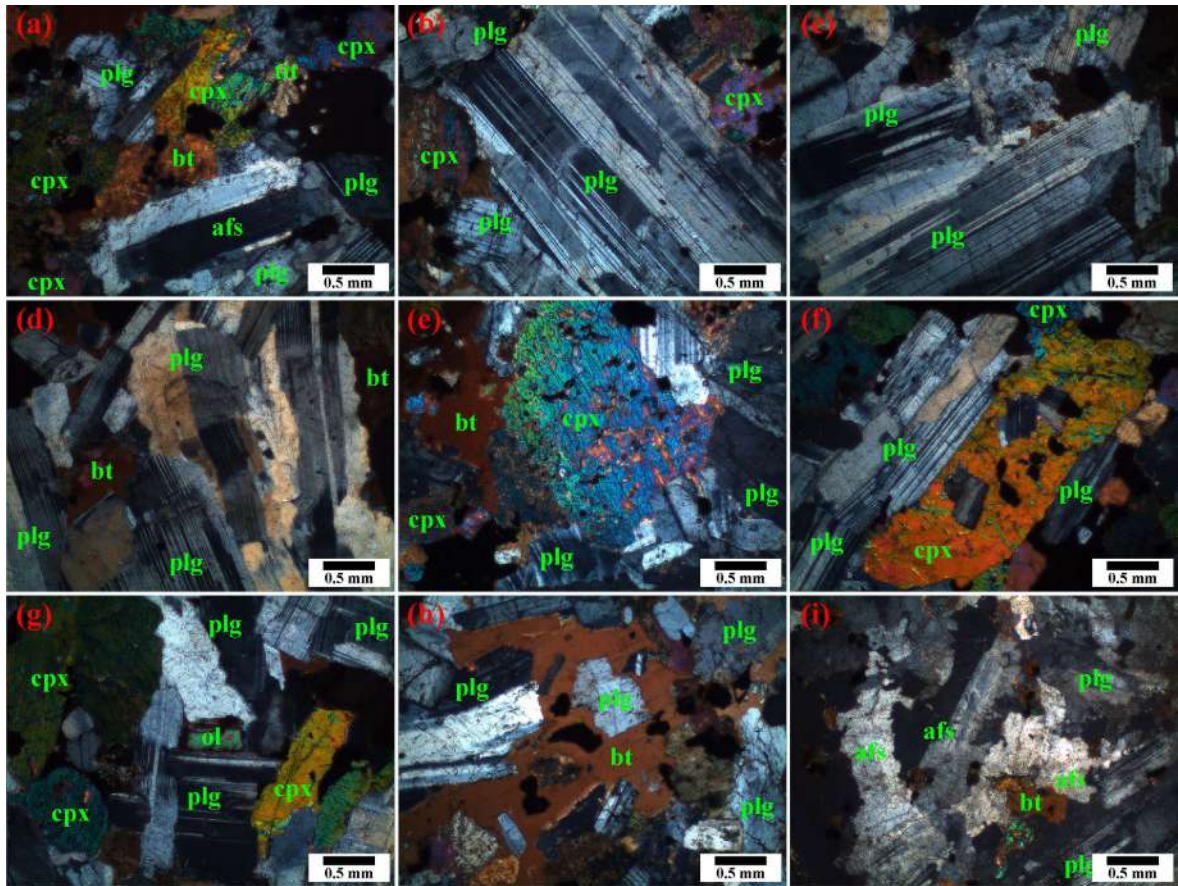


Fig. 5.5. Microfotografías del Gabro El Patao. (a) Mineralogía principal presente en las rocas gabróicas del área del Patao, muestra PATV-04. (b) Plagioclasa con macla polisintética y zonación oscilatoria, muestra PATV-04. (c) Plagioclasas tabulares con maclas polisintéticas, muestra PATV-04. (d) Plagioclasas deformadas, muestra PATV-08A. (e)-(f) Cristales de clinopiroxeno con textura poiquilítica, muestra PATV-04 y PATV-08A, respectivamente. (g) Clinopiroxenos con macla simple y plagioclasas con macla polisintética y macla de parrilla, muestra PATV-08A. (h) Cristal esqueletal de biotita, muestra PATV-04. (i) Feldespatos alcalinos en los monzogabros, muestra PATV-09.

V.I.6. Descripción de las Sienitas Alcalinas el Bagre, Sienitas Bufa de Diente y Sienitas Nefelínicas El Rosario

Las rocas sieníticas de la SSC presentan texturas hipidiomórficas inequigranulares de grano grueso. Las Sienitas Alcalinas el Bagre y las Sienitas Bufa del Diente se clasifican como sienita de feldespato alcalino, cuarzosienita y cuarzosienita de feldespato alcalino. Están compuestas por feldespato alcalino, clinopiroxeno, biotita, plagioclasa y cuarzo (Fig. 5.6a). El feldespato alcalino tiene hábitos tabulares euhedrales y subhedrales que alcanzan tamaños de hasta 5 mm, con maclas de Karlsbad y texturas de exsolución (Fig. 5.6b-e). Los clinopiroxenos son subhedrales y anhedrales de hasta 0.8 mm, son incoloros y verdes, pleocroísmo, colores de interferencia fuertes del segundo orden y macla simple (Fig. 5.6e). Las biotitas tienen hábitos esqueletales, un pleocroísmo fuerte y clivaje en una dirección (Fig. 5.6a). Las plagioclasas son subordinadas, con hábitos subhedrales y maclas polisintéticas (Fig. 5.6e). El cuarzo es granular con colores de interferencia grises y extinción ondulosa. En cuanto a los cristales accesorios, la titanita presenta cristales euhedrales y subhedrales con tamaño de hasta 1.3 mm de diámetro (Fig. 5.6a), por otra parte, los apatitos tienen tamaños menores a 0.3 mm con hábitos

euhedrales en corte basal, extinción recta y colores de interferencia grises. Por último, también se presentan fases minerales secundarias, principalmente sericita relacionada principalmente a feldespatos alcalinos (Fig. 5.6d).

Las sienitas nefelínicas están compuestas por feldespato alcalino, clinopiroxeno, biotita, plagioclasa, y titanita, además estas rocas contienen una gran cantidad de feldespatoides. El feldespato alcalino tiene hábito tabular con tamaño de hasta 8 mm de diámetro, macla de Karlsbad y texturas de desmezcla. Los feldespatoides son principalmente nefelina y en menor medida sodalita, los primeros tienen hábitos subhedrales y anhedrales con tamaños de hasta 4 mm, aunque también se observan cristales euhedrales con color gris azulado (Fig. 5.6f y Fig. 5.6i), por otra parte, la sodalita son isotrópicas. Los clinopiroxenos tienen hábitos subhedrales y anhedrales con tamaños de hasta 3 mm, además, es posible observar cristales de augita aegirínica euhedrales. La biotita tiene hábitos anhedrales esqueletales con fuerte pleocroísmo y clivaje en una dirección mientras que la plagioclasa tiene hábitos anhedrales con macla polisintética (Fig. 5.6g-h). La titanita presenta hábitos euhedrales y subhedrales con formas rómbicas o de cuña, con relieve fuerte y extinción recta (Fig. 5.6i).

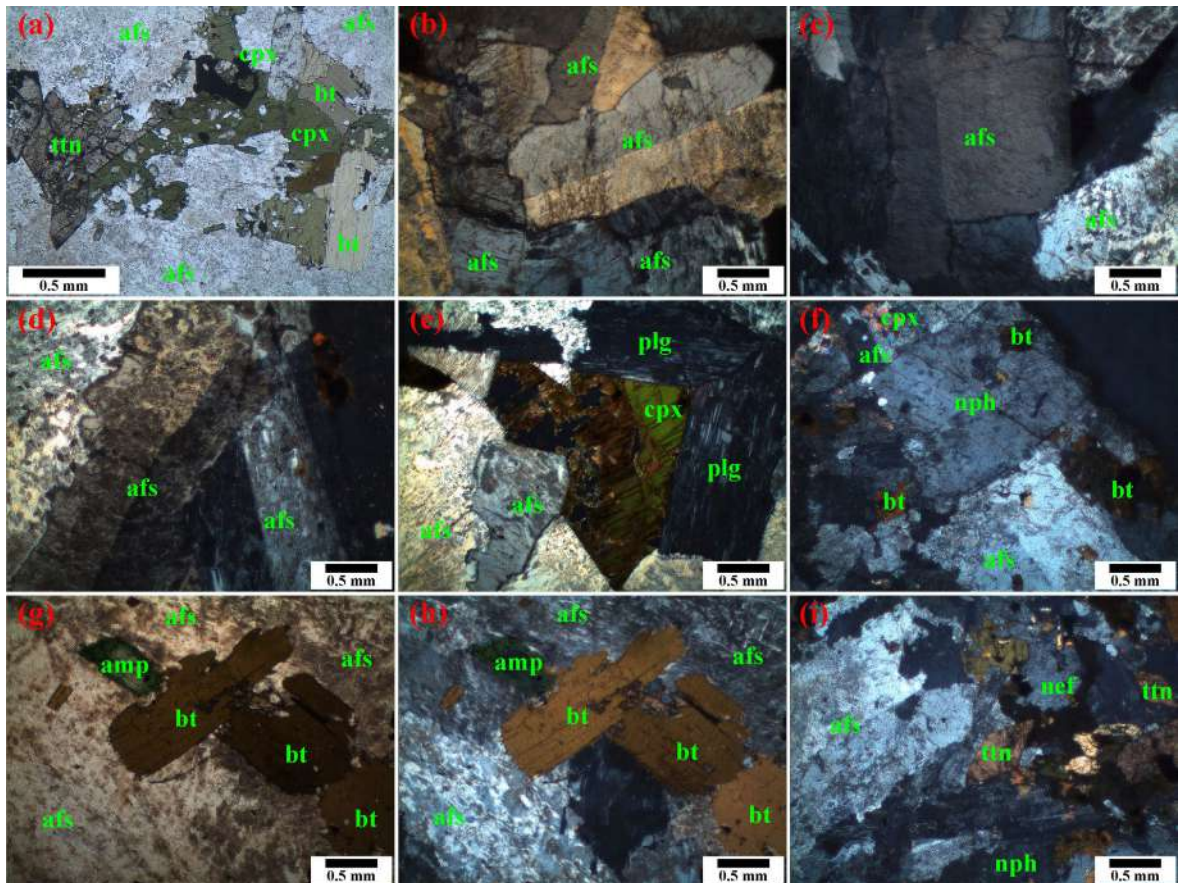


Fig. 5.6. Microfotografías de las rocas sieníticas de la SSCC. (a) Cristales de biotita y clinopiroxeno con pleocroísmo, así como cristales subhedrales de titanita, muestra SCSAG. (b)-(c) Feldespatos alcalinos con macla de Karlsbad, muestra BUFAVI. (d) Feldespatos alcalinos sericitizados, muestra BUFAV2. (e) Cristal de clinopiroxeno fracturado, plagioclasas con macla polisintética, muestra BUFAVI. (f) Cristal subhedral de nefelina con feldespatos alcalinos y biotita, muestra VERS-01. (g) Cristales de biotita y anfíbol en nicoles paralelos y (h) en nicoles cruzados, muestra VERS-02. (i) Cristal euhedral de titanita, muestra VERS-01.

V.I.7. Descripción de las Sienitas de las Sierras Bajas

Las rocas sieníticas del sector Sierras Bajas se dividen en cuarzosienita de feldespato alcalino, cuarzosienita y en microsienitas nefelínicas. Las cuarzosienitas tienen texturas porfíricas compuestas por una matriz cuarzo-feldespática y fenocristales de feldespato alcalino, clinopiroxeno y biotita (Fig. 5.7a-f). Los fenocristales de feldespato alcalino tienen tamaños de hasta 3 mm de diámetro, maclas de Karlsbad y texturas de exsolución (Fig. 5.7d-e). El cuarzo tiene hábitos anhedrales, con extinción ondulosa y colores de interferencia grises (Fig. 5.7c-d). En algunas rocas los feldespatos se encuentran altamente sericitizados (Fig. 5.7e y Fig. 5.7g). Los clinopiroxenos son pequeños (< 0.5 mm) con hábitos subhedrales y con fuertes colores de interferencia (Fig. 5.7a). Como accesorios aparecen apatito y circón. Por otra parte, las microsienitas tienen texturas porfíricas con alineaciones del tipo traquítica (Fig. 5.7h-i). La matriz se compone de cristales pequeños de feldespatos alcalinos, nefelina, biotita. Como fenocristales aparecen feldespato alcalino y augita aegirínica. El feldespato alcalino tiene hábitos euhedrales y subhedrales de hasta 5 mm de longitud, con macla de Karlsbad (Fig. 5.7h).

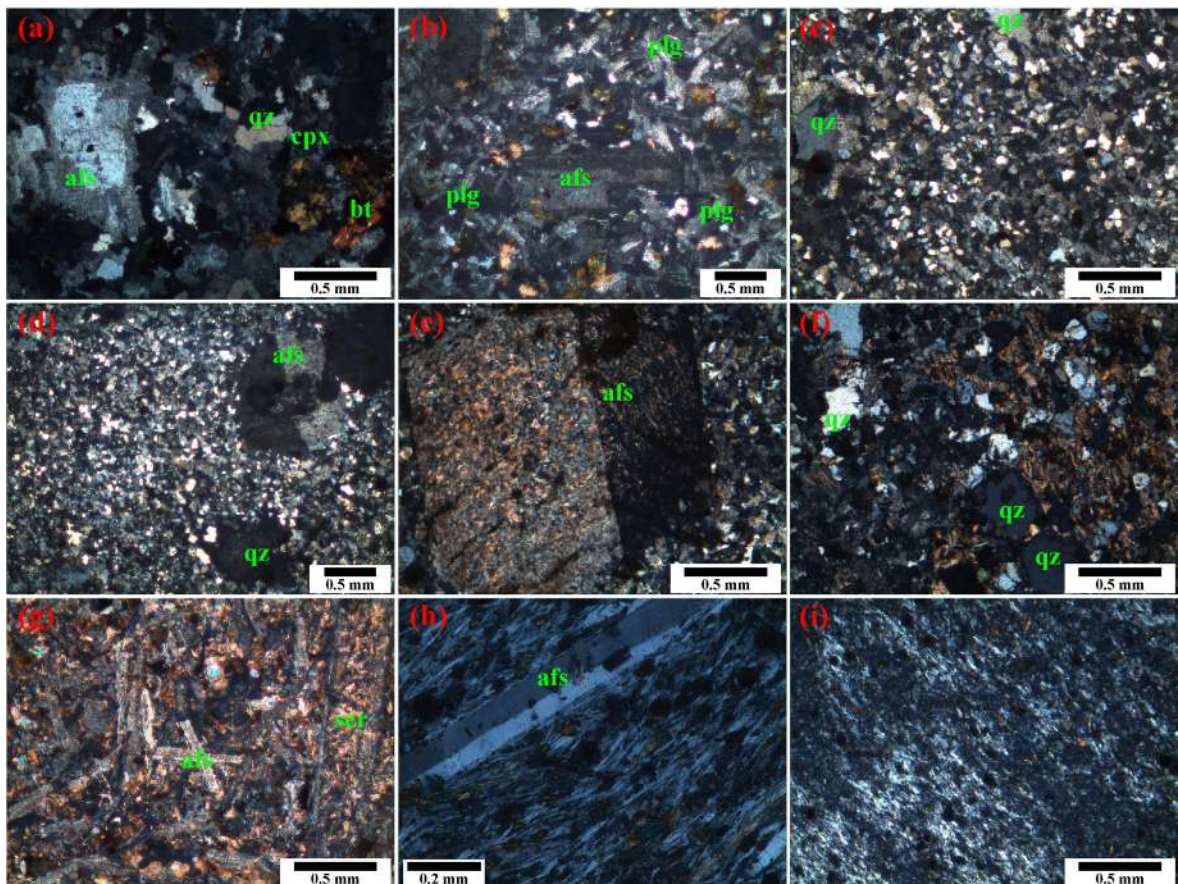


Fig. 5.7. Microfotografías de las rocas cuarzosieníticas de las Sierras Bajas. (a)-(b) Mineralogía principal de la cuarzosienita, con fenocristales de feldespato alcalino, cuarzo y biotita, muestra REPV-03. (c)-(d) Cuarzosienita con textura porfírica, matriz cuarzo-feldespática y fenocristales de cuarzo y feldespato alcalino, muestra PATV-11. (e) Fenocristal de feldespato alcalino sericitizado, muestra Cjat3. (f) Textura hipidiomórfica inequigranular en las cuarzosienitas, muestra Cjat3. (g) Fenocristales de feldespato alcalino sericitizados, muestra PATV-07. (h) Matriz traquítica y fenocristal de feldespato alcalino en la microsienita nefelínica, muestra SACR. (i) Textura traquítica, muestra SACRV.

V.I.8. Descripción de los Cuellos volcánicos

Este grupo de rocas se puede dividir en basanitas y basaltos alcalinos. Las basanitas tienen textura porfírica compuesta por una matriz de microcristales de plagioclasa, olivino, clinopiroxeno y óxidos de Fe-Ti, mientras que como fenocristales solo se observan fases máficas (Fig. 5.8a-b). Los fenocristales de olivino tienen hábitos subhedrales de hasta 5 mm, con inclusiones de óxidos de Fe-Ti, parcialmente iddingsitizados (Fig. 5.8c-d). Los fenocristales de clinopiroxeno tienen hábitos subhedrales de hasta 1.5 mm, con maclas simples y en algunos casos con zonación de reloj de arena. Adicionalmente, en uno de los cuellos volcánicos se observan granos isotropos de vidrio volcánico de hasta 3 mm de diámetro (Fig. 5.8e). Por otra parte, los cuellos volcánicos de basalto alcalino tienen una textura hipidiomórfica inequigranular, compuesta por plagioclasa, olivino y clinopiroxeno (Fig. 5.8g-i). Las plagioclasas son tabulares subhedrales de hasta 1 mm de longitud y maclas polisintéticas (Fig. 5.8f-g). Los olivinos son subhedrales y euhedrales de hasta 0.9 mm de diámetro, con fuerte relieve y extinción recta y en ocasiones forman glomerocristales de olivino considerados como xenolitos peridotíticos (Fig. 5.8h-i). Los clinopiroxenos tienen tamaños de hasta 0.6 mm con hábitos subhedrales con macla simple.

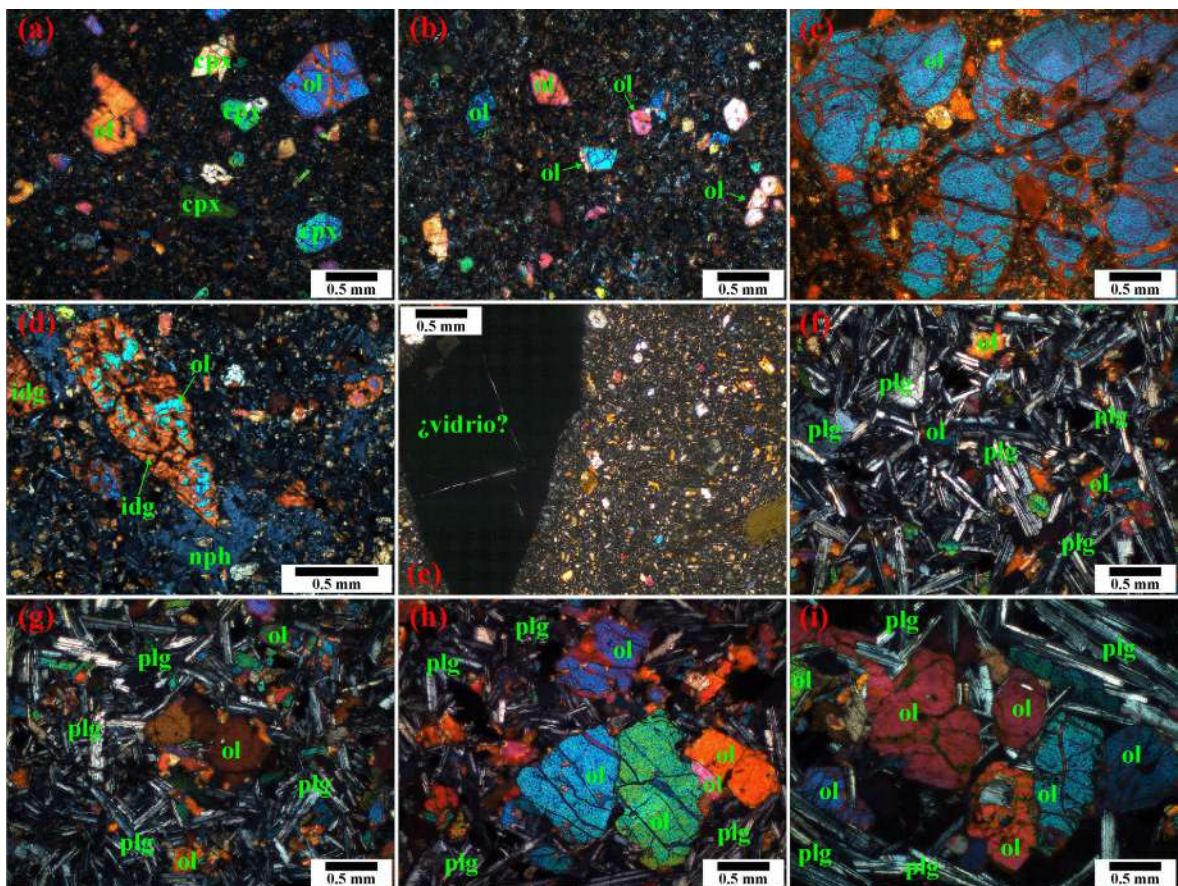


Fig. 5.8. Microfotografías de los cuellos volcánicos del Campo Subvolcánico de Burgos. (a)-(b) Textura porfírica en las basanitas, compuesta por una matriz feldespática y fenocristales de clinopiroxeno, olivino y biotita, muestra CBURG3. (c) Megacrystal de olivino, muestra APOS2. (d) Fenocristal de olivino iddingsitizado, muestra APOS2. (e) Cuello volcánico con vidrio volcánico, muestra CisiV. (f)-(g) Cuellos volcánicos con composición de basalto alcalino con textura hipidiomórfica inequigranular, compuestos por plagioclasa, clinopiroxeno, olivino y biotita, muestra CORC2. (h)-(i) Glomerocristales de olivino, muestra CORC2 y CisiP, respectivamente.

V.I.9. Descripción de los Derrames basálticos

Los derrames volcánicos tienen una textura porfirítica con alineaciones del tipo traquítica, compuestos por una matriz de microlitos de plagioclasa menores a 0.1 mm (Fig. 5.9a-i). Como fenocristales se observan cristales de olivino, feldespato alcalino, plagioclasa y clinopiroxeno. Los fenocristales de olivino presentan hábitos subhedrales y euhedrales de hasta 0.7 mm de diámetro, algunos especímenes se encuentran parcialmente iddingsitizados (Fig. 5.9a-c). Los fenocristales de feldespato alcalino tienen hábitos subhedrales y alcanzan tamaños de hasta 0.8 mm de diámetro (Fig. 5.9d-g). La plagioclasa tiene tamaños de hasta 0.5 mm de diámetro con hábitos subhedrales y macla polisintética (Fig. 5.9h-i). Los clinopiroxenos son subhedrales y anhedrales con tamaños de hasta 0.4 mm (Fig. 5.9h-i). Cabe señalar que estas rocas se encuentran altamente alteradas.

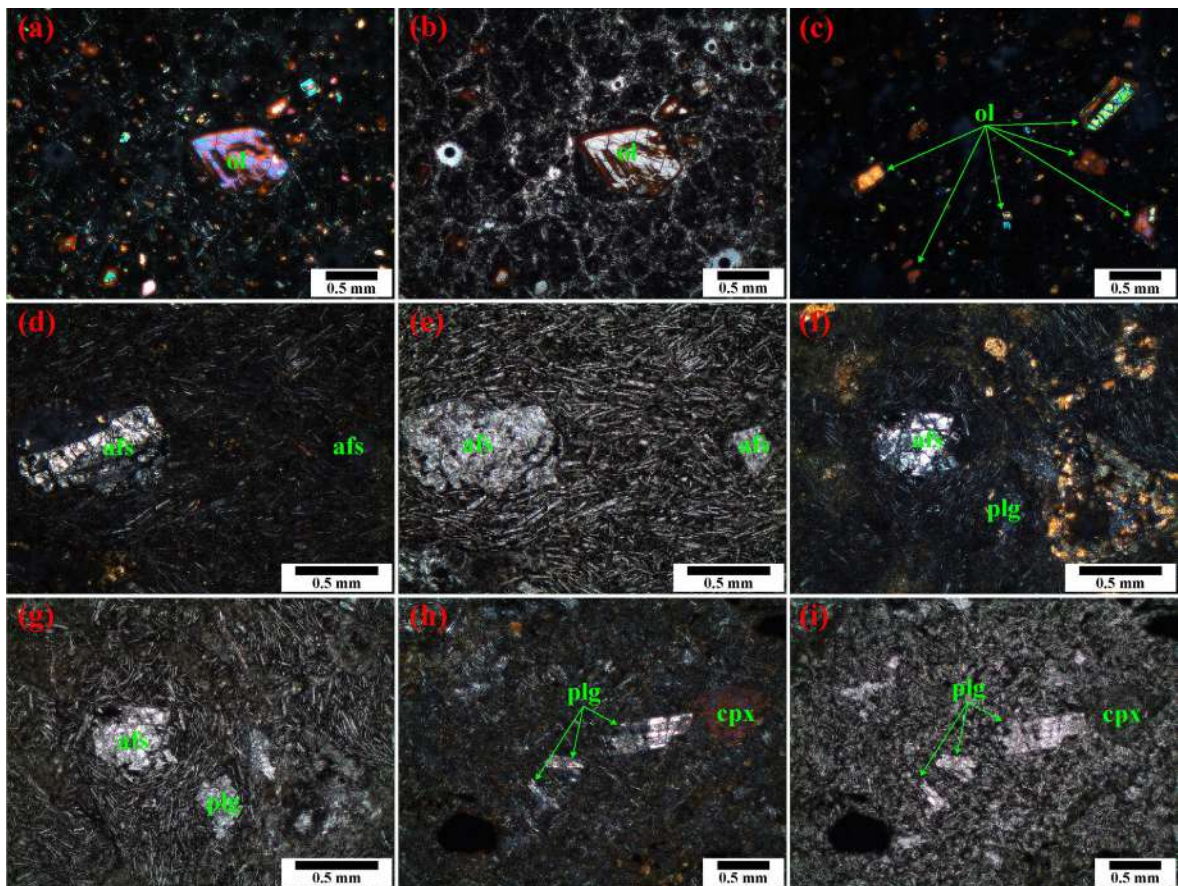


Fig. 5.9. Microfotografías de los derrames basálticos de la SSCC. (a)-(b) Textura porfirítica con fenocristales subhedrales de olivino en nicols cruzados y nicols paralelos, respectivamente, muestra MarmB3. (c) Textura porfirítica con fenocristales subhedrales de olivino, muestra MarmB2. (d)-(e) Textura traquítica porfirítica con fenocristales subhedrales de sanidino en nicols cruzados y nicols paralelos, respectivamente, muestra ERBV2. (f)-(g) Textura traquítica porfirítica con fenocristales anhedrales de sanidino en nicols cruzados y nicols paralelos, respectivamente, muestra ERBV2. (h)-(i) Textura traquítica porfirítica con fenocristales subhedrales de plagioclasa y clinopiroxeno en nicols cruzados y nicols paralelos, respectivamente, muestra ERBVI.

V.2. Geoquímica

V.2.I. Clasificación geoquímica y norma CIPW

Para llevar a cabo el análisis de la información geoquímica de las rocas magmáticas de la SSCC las muestras se agruparon de acuerdo con la clasificación litológica de las rocas y solo en algunos casos tomando en cuenta el sector al cual pertenecen generando un total de 16 grupos: (1) Gabro Rincón Murillo (GRM); (2) Gabro el Patao (GEP); (3) Gabro San José (GSJ); (4) Monzonitas; (5) Diques básicos-ultrabásicos (DBUb); (6) Lamprófidos alcalinos; (7) Sienita nefelínica (SNEF); (8) Sienita de feldespato alcalino (SFA); (9) Sienita El Patao-El Reparo (SPR); (10) Sienita Bufo del Diente (SBD); (11) Diques Intermedios (DIInt); (12) Monzodioritas San José (MSJ); (13) Diques ácidos; (14) Cuellos volcánicos; (15) Derrames basálticos; y (16) Xenolitos/enclaves. De manera inicial, para obtener la clasificación y el carácter geoquímico se utilizó el diagrama sílice vs. álcalis totales (Fig. 5.10a; Le Bas et al., 1986). En este caso la mayoría de las rocas magmáticas de la SSCC se grafican en del campo alcalino a excepción del GRM. Sin embargo, estas rocas son normativas en nefelina (Fig. 5.10b). De manera general, la mayoría de las rocas son sódicas ($K_2O/Na_2O < 1$; Lord et al., 2016) a excepción de las sienitas de feldespato alcalino; algunas rocas monzodioríticas y el xenolito granítico, los cuales tienen un carácter potásico ($K_2O/Na_2O > 1$; Lord et al., 2016).

Gran parte de las rocas más evolucionadas (p. ej. MSJ, SPR y SBD) y algunas monzonitas son normativas en hiperstena y en cuarzo, lo cual es concordante con el contenido mineralógico de estas rocas. Por lo tanto, para tener una clasificación más precisa, las rocas intermedias y ácidas fueron graficadas en los diagramas SiO_2 vs. MALI (Fig. 5.11a) y en el FSSI vs. AI (Fig. 5.11b) para la clasificación de rocas feldespáticas de Frost y Frost (2008). En la Fig. 5.11a la SNEF, la SFA, la SBD y los diques ácidos e intermedios de composición sienítica se clasifican dentro del campo alcalino. Por otra parte, la MSJ y los diques intermedios de composición diorítica se grafican en el campo alcalino-cálcico. Cabe mencionar que un xenolito granítico encontrado dentro de un lamprófido alcalino (Elizondo-Pacheco et al., 2022) se grafica dentro del campo calcoalcalino. En el diagrama FSSI vs. AI (Fig. 5.11b) se pueden observar tres agrupaciones principales, en el primero las MSJ y las SPR se grafican en el cuadrante II de rocas saturadas en sílice metaluminosas y peraluminosas con cuarzo. En el segundo grupo la mayoría de las rocas sieníticas se grafican en el cuadrante IV de rocas subsaturadas en sílice peralcalinas con feldespatooides. El tercer grupo se compone de las rocas monzoníticas y enclaves que se grafican en el cuadrante I de rocas subsaturadas en sílice metaluminosas con feldespatooides. La SBD se distribuyen en los cuatro cuadrantes, sin embargo, la mayoría se grafica en el cuadrante III de rocas saturadas en sílice peralcalinas con cuarzo. Por último, el xenolito granítico corresponde a una roca peralcalina deficiente en Al con cuarzo.

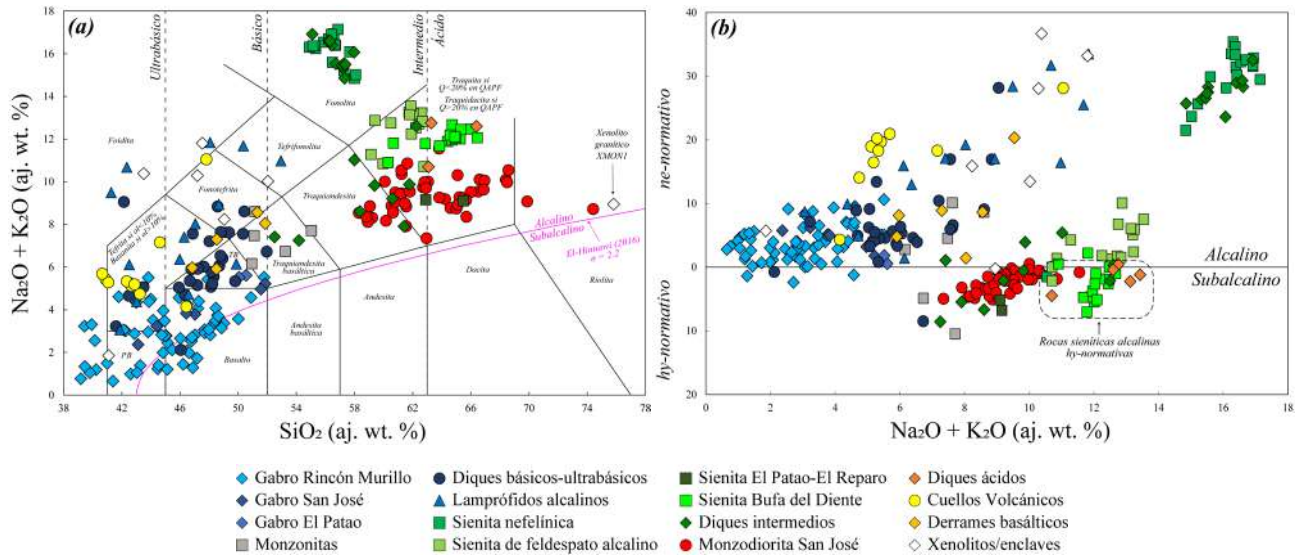


Fig. 5.10. (a) Diagrama de clasificación sílice vs. Na₂O + K₂O (Le Bas et al., 1986), para las rocas magmáticas de la SSCC. (b) Diagrama Na₂O + K₂O vs minerales normativos (nefelina e hiperstena). Abreviaturas: PB, picrobasalto; TB, traquibasalto.

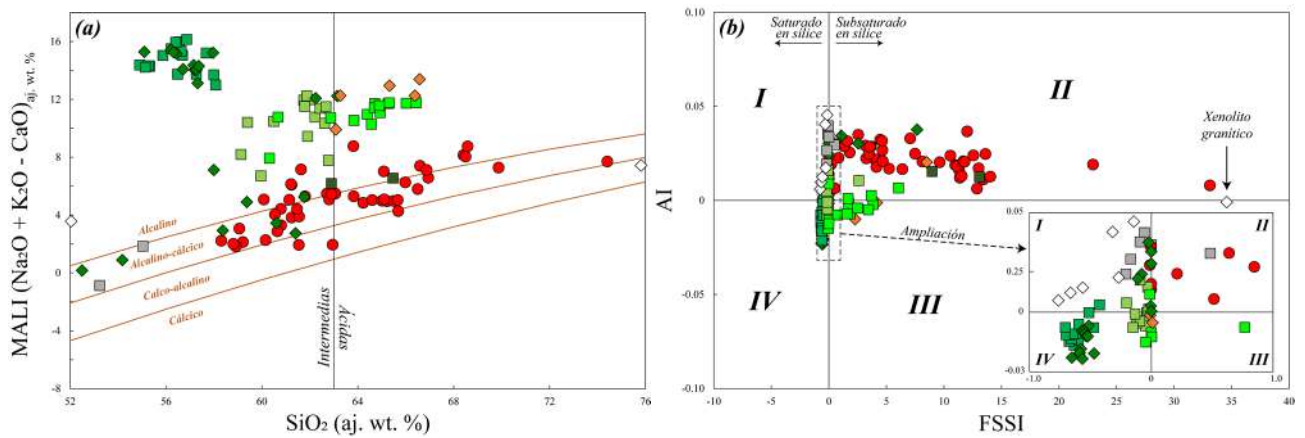


Fig. 5.11. Diagramas de clasificación de rocas feldespáticas para las rocas intermedias y ácidas de la SSCC tomados de Frost y Frost (2008). (a) Diagrama SiO₂ vs. MALI (Na₂O + K₂O + CaO). (b) Diagrama FSSI (Q - (Lc + 2(Ne + Kp))/100) vs AI (AI - (K + Na)). Cuadrantes: I, rocas metaluminosas con feldespatoideas; II, rocas metaluminosas y peraluminosas con peraluminos; III, rocas peralcalinas con feldespatoideas; IV, rocas peralcalinas con cuarzo. Para simbología ver Fig. 5.10.

V.2.2. Diagramas bivariados

En los diagramas bivariados de SiO₂ contra elementos mayores (p. ej. TiO₂, Al₂O₃, CaO, Na₂O) y elementos traza (p. ej. Co, Sr) se pueden observar algunas tendencias (Fig. 5.12a-f). De manera general, las rocas básicas y ultrabásicas presentan un comportamiento similar, sin embargo, a partir de las rocas intermedias este comportamiento cambia. El TiO₂, es más abundante en las rocas más primitivas y desciende a medida que aumenta el contenido de SiO₂ en las rocas (Fig. 5.12a). El Al₂O₃ (Fig. 5.12b) es bajo en las rocas ultrabásicas y aumenta fuertemente en las básicas, SNEF y en los diques intermedios (sieníticos). Sin embargo, en la MSJ y diques ácidos el Al₂O₃ desciende conforme aumenta el SiO₂. El CaO tiene una tendencia negativa al aumento de SiO₂ en las rocas gabróicas, las rocas monzoníticas, los cuellos volcánicos y los basaltos, después las rocas intermedias presentan tres tendencias, la más empobrecida corresponde a la SNEF y diques intermedios sieníticos, la segunda

a la SFA, SBD y SPR, y la tercera a la MSJ y diques ácidos (Fig. 5.12c). El Na_2O tiene una tendencia positiva con respecto al aumento de SiO_2 en las rocas básicas-ultrabásicas, la SNEF y los diques intermedios sieníticos tienen un aumento substancial, sin embargo, la MSJ y el resto de las rocas sieníticas presentan una tendencia casi horizontal (Fig. 5.12d). El Co es más alto en las rocas más primitivas (Fig. 5.12e) y presenta una correlación negativa con el aumento del SiO_2 . Por otra parte, el Sr tiene una tendencia casi horizontal entre las rocas básicas-ultrabásicas y la MSJ (Fig. 5.12f). Sin embargo, el resto de las rocas forman dos tendencias, la primera compuesta por la SNEF y los diques intermedios sienítico, mientras que la segunda por el resto de las rocas sieníticas y los diques ácidos. Ambas tendencias se empobrecen significativamente en Sr.

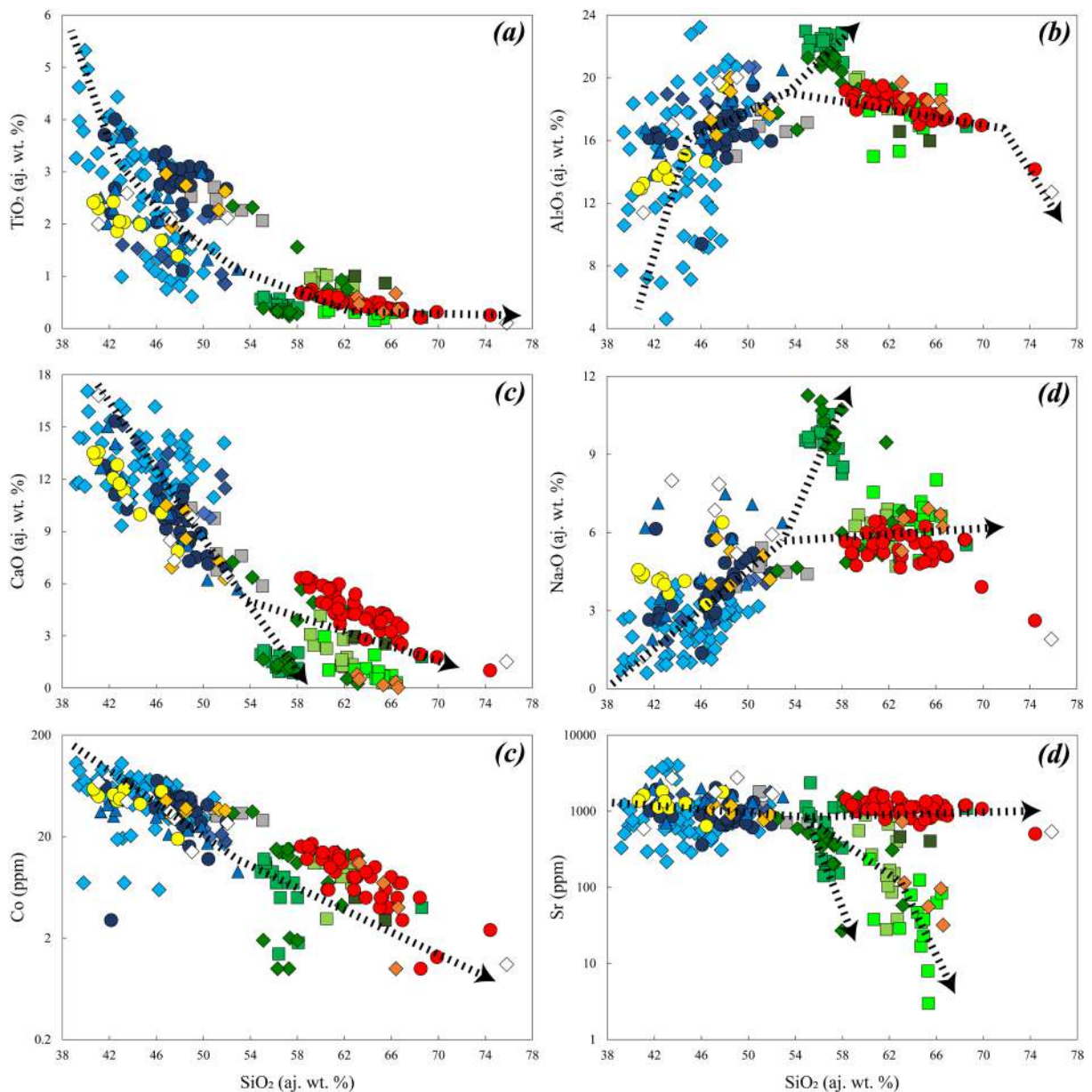


Fig. 5.12. Diagramas tipo Harker para las rocas magmáticas de la SSCC. (a) SiO_2 vs. TiO_2 , (b) SiO_2 vs. Al_2O_3 , (c) SiO_2 vs. CaO , (d) SiO_2 vs. Na_2O , (e) SiO_2 vs. Co y (f) SiO_2 vs. Sr. Los óxidos mayores están en valores ajustados al 100% y los elementos traza en ppm. Para la simbología ver Fig. 5.1.

V.2.2. Diagramas de REE y diagramas multielementos tipo spider

El GRM tiene relaciones $(La/Lu)_N$ de 30.1-4.0, con anomalías positivas de Eu (Fig. 5.13a). El GSJ y GEP tienen patrones bastante similares en las LREE y MREE, sin embargo, el GSJ está más enriquecido en HREE, con relaciones $(La/Lu)_N$ de 13.8-6.3 y 27.1-19.2, respectivamente (Fig. 5.13a). Las rocas subvolcánicas y volcánicas presentan patrones inclinados con enriquecimientos de LREE entre 100 y 400 con respecto a la condrita y valores similares de HREE (Fig. 5.13b), estas rocas tienen relaciones $(La/Lu)_N$ de 32.5-9.3 para los diques básicos-ultrabásicos, 43.1-17.1 para los lamprófidos alcalinos, 39.0-11.8 para los cuellos volcánicos y de 33.0-23.0 para los derrames basálticos. Las SNEF, SFA, SBD, SPR y los diques intermedios presentan patrones enriquecidos en LREE con un empobrecimiento en MREE y HREE (Fig. 5.13c), tienen valores $(La/Lu)_N$ de 38.0-22.3, 56.0-19.7, 18.6-16.4, 11.6, 39.3-13.7, respectivamente. La SBD tiene una anomalía negativa muy marcada de Eu. La MSJ y los diques ácidos tienen enriquecimientos de LREE (Fig. 5.13d) y con relaciones $(La/Lu)_N$ de 18.4-10.8 y 23.2, respectivamente. El xenolito granítico tiene un patrón más empobrecido que las rocas monzodioríticas con una relación $(La/Lu)_N$ de 11.6, con una anomalía positiva muy marcada de Eu.

Las rocas básicas-ultrabásicas intrusivas (Fig. 5.14a) y subvolcánicas-volcánicas (Fig. 5.14b) presentan patrones multielementos experimentan una tendencia descendiente de izquierda a derecha. El GRM, GEP y las monzonitas tienen un patrón típico de magmas generados en ambientes tectónicos intraplaca enriquecidos en elementos traza incompatibles. El GRM presenta anomalías positivas muy marcadas de Ba, Nb, Ta y Sr, así como anomalías negativas de Th, U, K, Pb, Zr y Hf. El GEP y las monzonitas presentan patrones similares con anomalías positivas de Nb y Pb. De manera contrastante, el GSJ tiene unas anomalías negativas muy marcadas de Nb y Ta típicas de magmas generados en ambientes tectónicos tipo arco, además, también presenta anomalías negativas de Pb, P, Zr y Ti. Las rocas Ba-Uba subvolcánicas y volcánicas presentan patrones bastante similares (Fig. 5.14b). Para el caso de los DBUba y los lamprófidos alcalinos, estos presentan un patrón con morfología de joroba, con anomalías negativas de Rb, K, Pb, P y Ti, además, algunas de estas rocas presentan anomalías positivas de Nb y Ta. Los cuellos volcánicos presentan un patrón similar a los DBUba. Sin embargo, los cuellos volcánicos del Cerro el Corcovado y el Cerro Ibarría presentan patrones diferentes, el primero está más empobrecido en Rb, Ba, Th, Nb y Ta, mientras el segundo está más enriquecido en los mismos elementos que el resto de los cuellos volcánicos. Los derrames basálticos presentan un patrón inclinado sin anomalías prominentes en ninguno de los elementos. Todas estas rocas exhiben un patrón típico de magmas generados en ambientes tectónicos intraplaca. Las rocas sieníticas presentan patrones similares (Fig. 5.14c). Las SFA, SBD y SNEF presentan anomalías negativas de Ba, Sr, P, Ti y positivas de Rb, Pb y Hf. Los diques intermedios presentan anomalías positivas de Th, U y Nb y negativas de K. Los enclaves tienen una anomalía positiva muy marcada de Nb, Ta, Sr y Sm, así como, anomalías negativas de K, P y Hf. Por último, la MSJ y el xenolito granítico presentan con una anomalía negativa muy

marcada de Nb-Ta (Fig. 5.14d) y de Sr, P y Ti. Cabe mencionar, que el xenolito granítico presenta un gran empobrecimiento respecto a la MSJ. Los diques ácidos no tienen anomalía negativa de Nb-Ta.

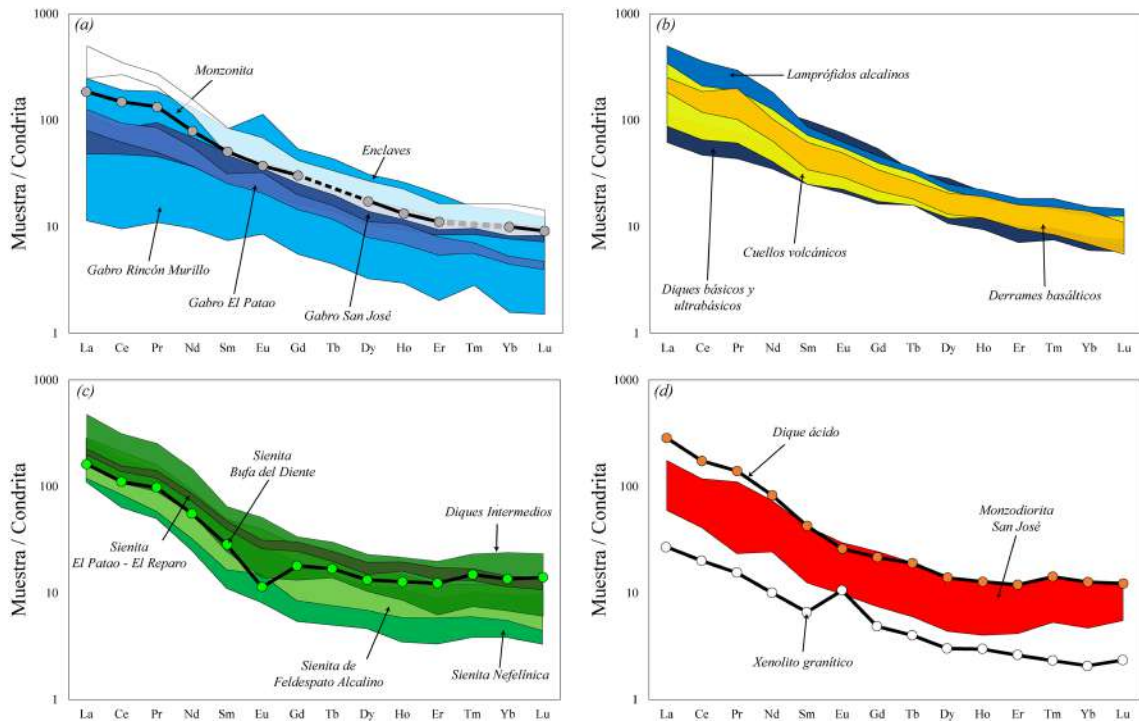


Fig. 5.13. Diagramas de REE de las rocas magmáticas de la SSCC. Los valores están normalizados de Nakamura (1964) y de Haskin et al. (1968). (a) Rocas básicas-ultrabásicas intrusivas, monzonitas y enclaves. (b) Rocas básicas-ultrabásicas subvolcánicas y volcánicas. (c) Rocas sieníticas intrusivas y subvolcánicas. (d) Rocas monzodioríticas, diques ácidos y xenolito granítico.

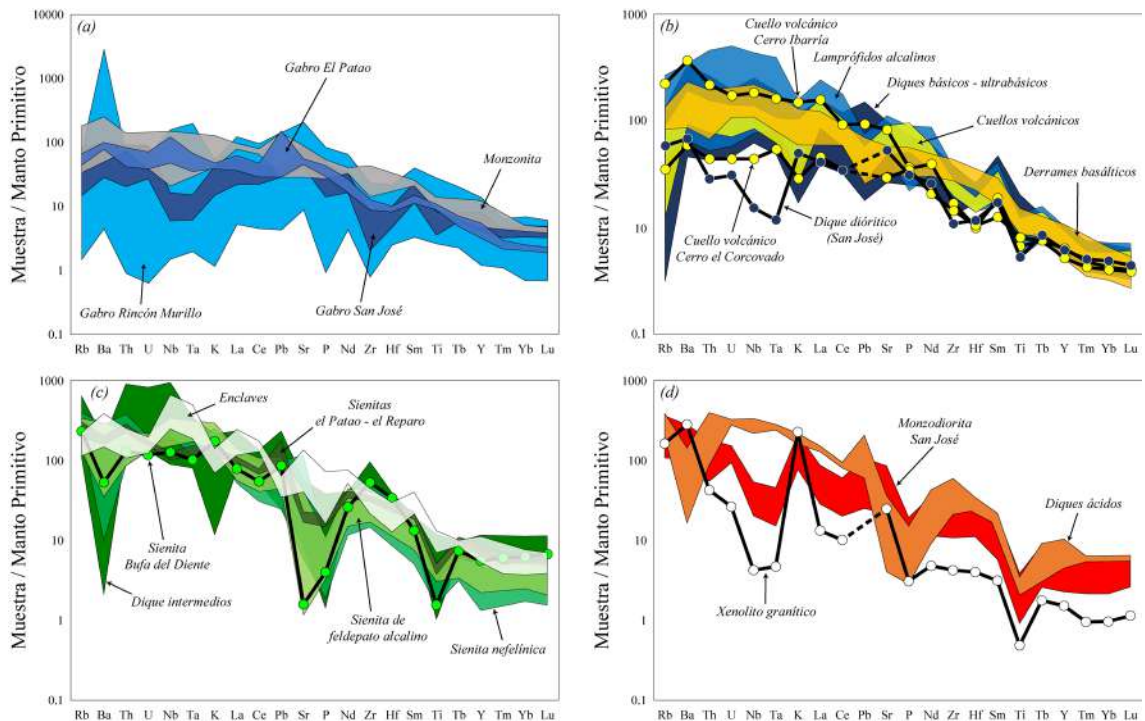


Fig. 5.14. Diagramas multielementos normalizados contra manto primitivo de las rocas magmáticas de la SSCC. (a) Rocas intrusivas básicas-ultrabásicas, (b) rocas subvolcánicas y volcánicas básicas-ultrabásicas, (c) rocas sieníticas intrusivas y subvolcánicas y (d) rocas monzodioríticas y graníticas. Valores de normalización de Palme y O'Neil (2014).

V.3. Geocronología

V.3.I. Geocronología K-Ar

Los análisis geocronológicos por el método K-Ar fue realizada en rocas máficas subvolcánicas y volcánicas de la SSCC y los resultados se muestran en la [Tabla 5.I](#). Las muestras seleccionadas fueron la muestra CPaz2, MMONT y MarmB. La muestra CPaz2 corresponde al cuello volcánico Cerro Paz de composición basáltica perteneciente al Campo Subvolcánico de Burgos cuya edad es de 13.2 ± 0.20 Ma que corresponde al **Mioceno**. Las otras dos muestras corresponden a los dos derrames basálticos ubicados en la periferia de la SSC, la muestra MMONT de la localidad Monteríos cuya composición es fonotefrítica y tiene una edad de 0.50 ± 0.02 Ma, mientras que la muestra MarmB de la localidad Marmolejo cuya composición es de basalto alcalino tiene una edad de 0.42 ± 0.03 Ma. Ambas muestras pertenecen al **Pleistoceno**.

Tabla 5.I. Análisis geocronológicos K-Ar de las rocas magmáticas máficas subvolcánicas y volcánicas de la SSCC. $^{40}\text{Ar}^*$ = argón 40 radiogénico. El \pm es una desviación estándar.

Muestra	% K	$^{40}\text{Ar}^*$ (mol/g)	% $^{40}\text{Ar}^*$	Edad (Ma)	\pm
CPaz2	0.95	2.175E^{-11}	43.4	13.2	0.2
MMONT	2.46	2.134E^{-12}	44.2	0.50	0.02
MarmB	3.03	2.198E^{-12}	30.1	0.42	0.03

V.3.2. Geocronología U-Pb en circones

En el presente estudio se realizaron 6 dataciones de las rocas magmáticas de la SSCC. Dos muestras corresponden a las rocas monzodioríticas del área de San José (MSJ-9 y MSJ-8), una sienita de feldespato alcalino del cañón Carricitos (CSV-01) y otra del Cerro Jatero (CJat3), y dos cuarzosienitas de la zona del Patao (PATV-II) y el Reparo (REPV-03). Los resultados de los análisis isotópicos para la geocronología U-Pb en circones se muestran en el [ANEXO III – ANEXO VIII](#). Además, las muestras MSJ-8, MSJ-9 y REPV-03, contienen circones heredados, los cuales serán tratados por separado más adelante.

Muestra MSJ-9

Esta muestra corresponde a una monzodiorita del área de San José. Los cristales de circón de esta muestra presentan morfologías euhedrales y subhedrales con tamaños menores a 200 μm . En total, 27 cristales fueron analizados en esta muestra y graficados en el diagrama $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U} - ^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ de concordia Wetherill ([Wetherill, 1956, 1963](#)) de la [Fig. 5.I5](#). De estos cristales solo seis fueron considerados para el cálculo de la edad de cristalización de la roca, arrojando una edad de concordia de 38.6 ± 0.9 Ma con MSWD de 0.00074 y una edad media ponderada similar con un MSWD de 0.91.

Muestra MSJ-8

Esta muestra corresponde a una monzodiorita del área de San José. Los cristales de circón de esta muestra presentan morfologías subhedrales y en menor medida euhedrales con tamaños menores a 200 μm . En total, 28 cristales fueron analizados en esta muestra y graficados en el diagrama $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U} - ^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ de concordia Wetherill de la Fig. 5.16. 19 cristales forman la población más joven de los cuales solo 12 fueron considerados para el cálculo de la edad de cristalización de la roca, arrojando una edad de concordia de **$37.01 \pm 0.55 \text{ Ma}$** con MSWD de 1.60 y una edad media ponderada similar con un MSWD de 1.40.

Muestra REPV-03

Esta muestra corresponde a una cuarzosienita del área del Patao-El Reparó. Los cristales de circón de esta muestra presentan morfologías subhedrales. En total, 29 cristales fueron analizados y graficados en el diagrama de concordia Wetherill de la Fig. 5.17. En esta muestra 27 cristales forman la población más joven de los cuales solo 20 fueron considerados para el cálculo de la edad de cristalización de la roca, arrojando una edad de concordia de **$30.52 \pm 0.31 \text{ Ma}$** con MSWD de 5.70, con una edad media ponderada similar con un MSWD de 0.89.

Muestra CJat3

Esta muestra corresponde a una cuarzosienita de feldespato alcalino de las Sierras Bajas, perteneciente al Cerro Jatero, localizado al norte de San Carlos. Los cristales de circón de esta muestra presentan morfologías euhedrales alargados. En total, 20 cristales fueron analizados en esta muestra y graficados en el diagrama de concordia Wetherill de la Fig. 5.18. De los 20 cristales analizados en esta muestra, solo 16 fueron considerados para el cálculo de la edad de cristalización de la roca, arrojando una edad de concordia de **$31.59 \pm 0.47 \text{ Ma}$** con MSWD de 12, con una edad media ponderada similar con un MSWD de 1.6.

Muestra CSV-01

Esta muestra corresponde a una cuarzosienita de feldespato alcalino de la Sierra de San Carlos, localizado localizada en el cañón Carricitos. Los cristales de circón de esta muestra presentan morfologías redondeadas. En total, 25 cristales fueron analizados en esta muestra y graficados en el diagrama de concordia Wetherill de la Fig. 5.19. De los 25 cristales analizados en esta muestra, solo 13 fueron considerados para el cálculo de la edad de cristalización de la roca, arrojando una edad de concordia de **$31.70 \pm 0.51 \text{ Ma}$** con MSWD de 7.5, con una edad media ponderada de **$31.99 \pm 0.53 \text{ Ma}$** con un MSWD de 1.4.

Muestra PATV-11

Esta muestra corresponde a una cuarzosienita del Patao-El Reparó. Los cristales de circón de esta muestra presentan morfologías subhedrales. En total, 27 cristales fueron analizados en esta muestra y graficados en el diagrama de concordia Wetherill de la Fig. 5.20. De los 27 cristales analizados en esta muestra, solo 21 fueron

considerados para el cálculo de la edad de cristalización de la roca, arrojando una edad de concordia de 30.03 ± 0.25 Ma con MSWD de 18, con una edad media ponderada de 29.92 ± 0.26 Ma con un MSWD de 3.6.

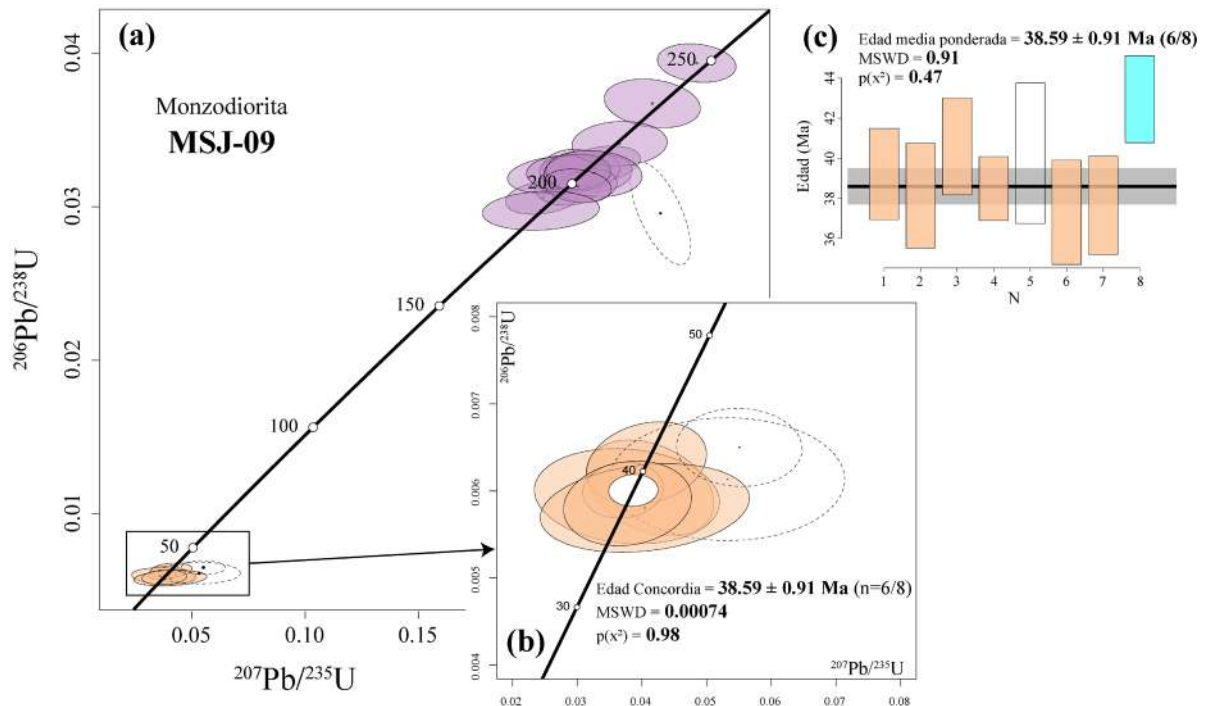


Fig. 5.15. (a) Diagrama de concordia de Wetherill para los circones de la muestra MSJ-09. Las elipses púrpura indican circones heredados del Triásico Tardío, mientras que las elipses naranjas son consideradas como la edad de cristalización, las elipses vacías representan datos discordantes. (b) Acercamiento de la población que representa la edad de cristalización. (c) Edad media ponderada.

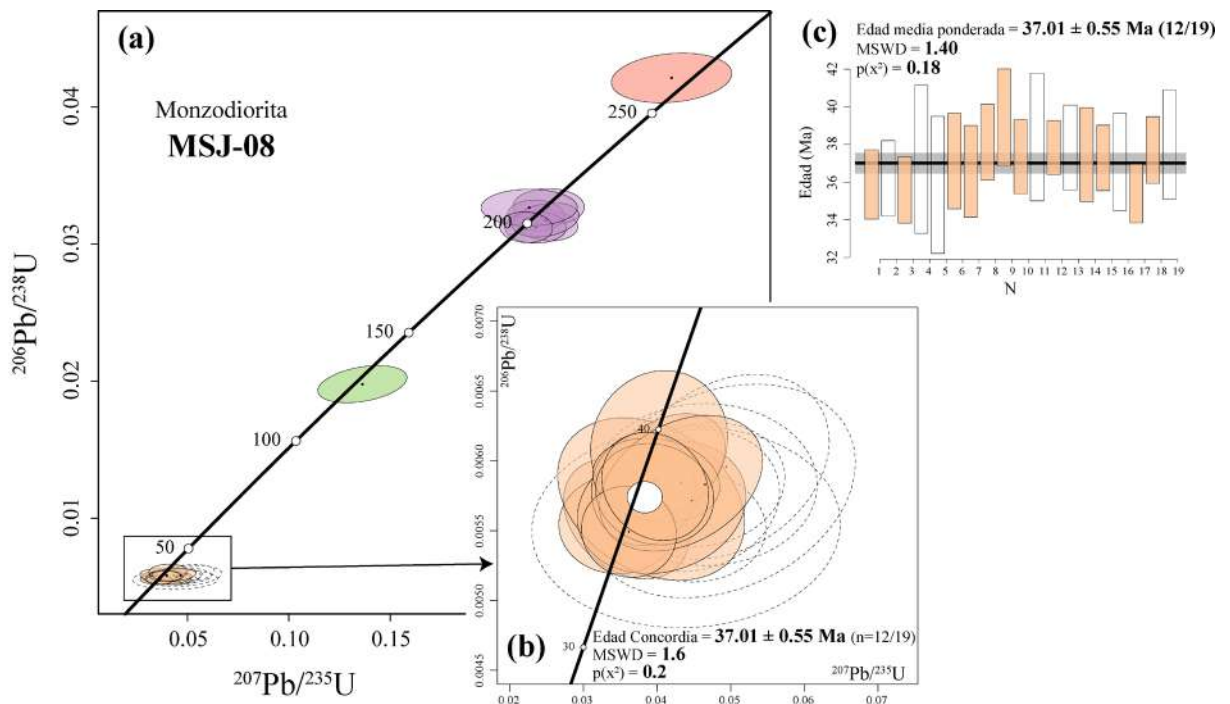


Fig. 5.16. (a) Diagrama de concordia de Wetherill para los circones de la muestra MSJ-08. Las elipses verdes indican circones heredados del Cretácico Inferior, las elipses púrpura indican circones heredados del Triásico Tardío, mientras que las elipses naranjas son consideradas como la edad de cristalización, las elipses vacías representan datos discordantes. (b) Acercamiento de la población que representa la edad de cristalización. (c) Edad media ponderada.

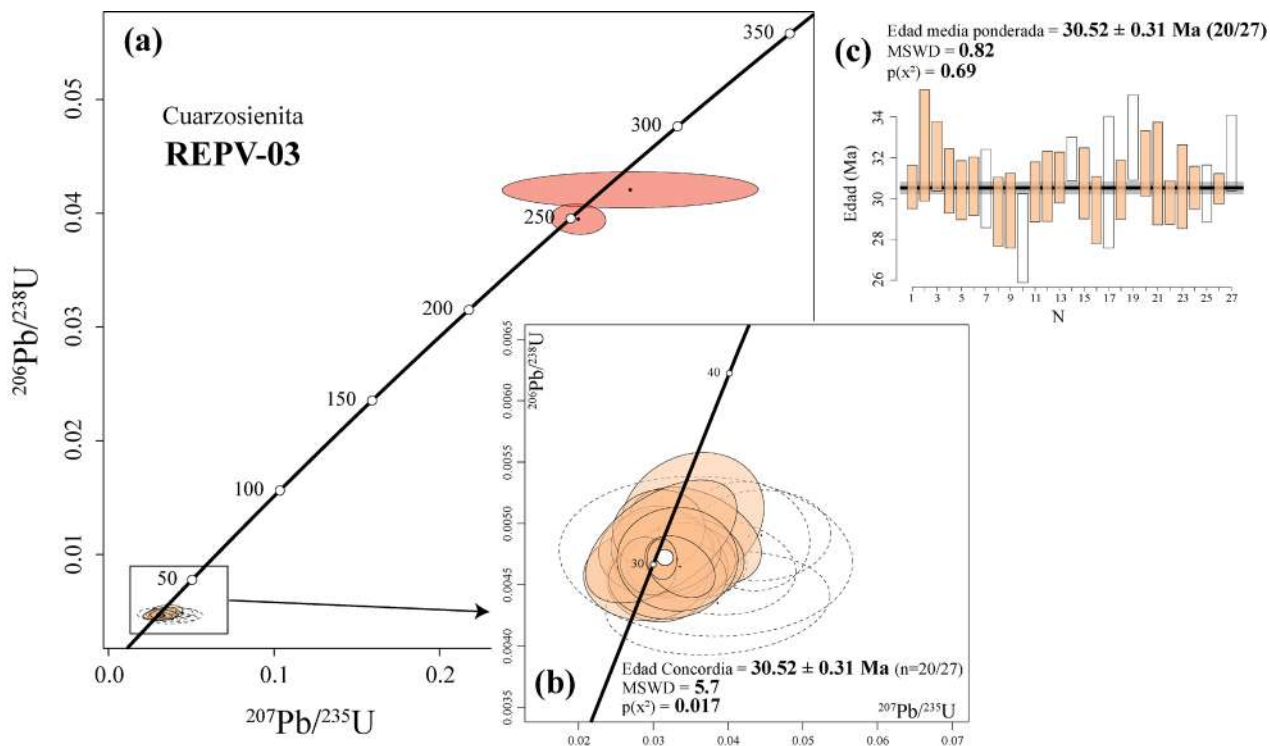


Fig. 5.17. (a) Diagrama de concordia de Wetherill para la población de circones de la muestra REPV-03. Las elipses de color rojo indican circones heredados del Pérmico, las elipses naranjas son consideradas como la edad de cristalización mientras que las elipses vacías representan datos discordantes. (b) Edad media ponderada de la muestra CJat3.

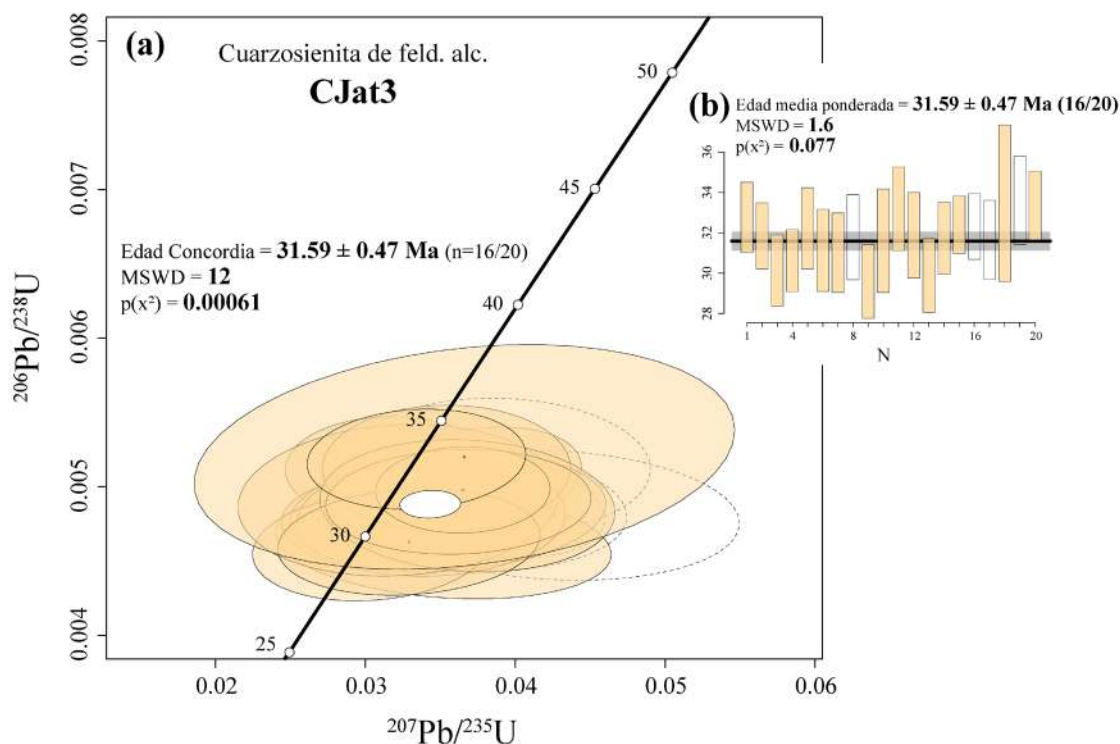


Fig. 5.18. (a) Diagrama de concordia de Wetherill para la población de circones que representan la edad de cristalización de la muestra CJat3. Las elipses vacías representan datos discordantes. (b) Edad media ponderada de la muestra CJat3.

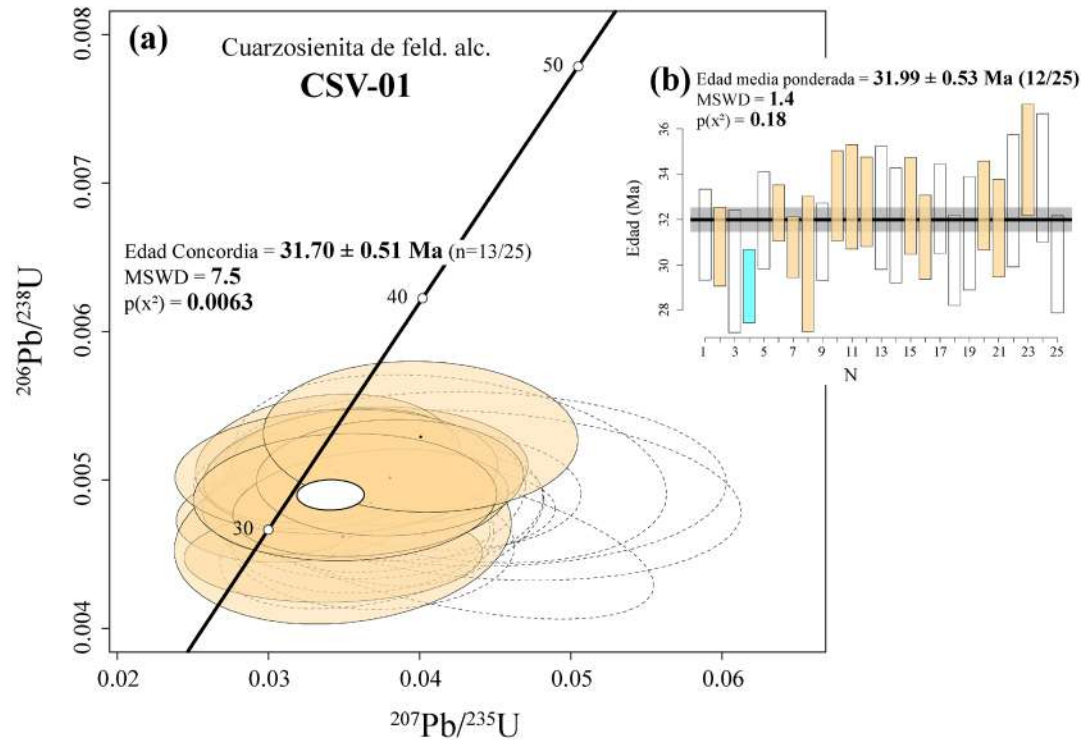


Fig. 5.19. (a) Diagrama de concordia de Wetherill para la población de circones que representan la edad de cristalización de la muestra CSV-01. Las elipses vacías representan datos discordantes. (b) Edad media ponderada de la muestra CSV-01.

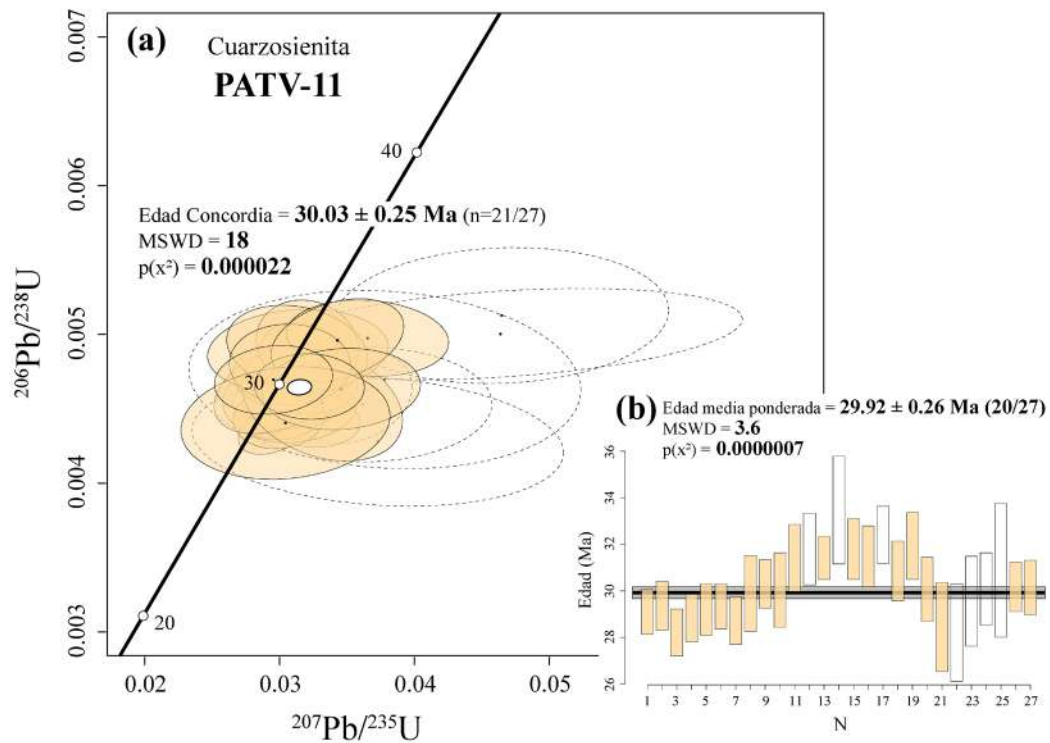


Fig. 5.20. (a) Diagrama de concordia de Wetherill para la población de circones que representan la edad de cristalización de la muestra PATV-11. Las elipses vacías representan datos discordantes. (b) Edad media ponderada de la muestra PATV-11.

V.3.3. Circones heredados

A pesar de que la mayoría de las rocas presentan circones magmáticos que representan la edad de cristalización de la roca, las muestras MSJ-09, MSJ-08 y REPV3 contienen circones heredados. Estos representan tres poblaciones principales: (a) Pérmico, con edades de $264.83 \pm 4.38 \text{ Ma}$ ($n = 1$) y de $255.76 \pm 2.28 \text{ Ma}$ ($n = 2$); (b) Triásico Tardío, con edades de $247.85 \pm 2.56 \text{ Ma}$ ($n = 1$), $231.57 \pm 3.17 \text{ Ma}$ ($n = 1$) y $202.32 \pm 1.96 - 202.20 \pm 1.33 \text{ Ma}$ ($n = 23$); y, por último, (c) del Cretácico Temprano con edad de $126.41 \pm 3.5 \text{ Ma}$ ($n = 1$). Siendo la población de $\sim 202 \text{ Ma}$ la más abundante con 23 circones heredados.

V.3.4. Geocronología U-Pb en titanita

Cuatro muestras de rocas magmáticas de la SSCC fueron seleccionadas para realizar los análisis geocronológicos U-Pb en titanitas. Una muestra corresponde a un gabro (GSJ-01) del grupo de las rocas monzodioríticas del área de San José, una cuarzosienita del cañón el Rosario (SAER) y dos sienitas nefelínicas, una del cañón el Rosario (VERS) y otra del área de San José (SJSN). Los resultados de los análisis isotópicos para la geocronología U-Pb en circones se muestran en el [ANEXO VIII – ANEXO XI](#).

Muestra GSJ-01

Esta muestra corresponde a un gabro foliado emplazado dentro de las rocas monzodioríticas del área de San José. De esta muestra se separaron 22 cristales de titanita con morfologías anhedrales a subhedrales los cuales fueron analizados para el cálculo de la edad de cristalización de la muestra y fueron graficados en el diagrama $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb} - ^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ de discordia Tera-Wasserburg ([Tera y Wasserburg, 1972, 1973](#)) de la [Fig. 5.21a](#). El análisis arroja una edad de $38.30 \pm 1.27 \text{ Ma}$ con MSWD de 1.4.

Muestra SAER

Esta muestra corresponde a una cuarzosienita del cañón el Rosario. De esta muestra se separaron 23 cristales de titanita con morfologías anhedrales a subhedrales los cuales fueron analizados para el cálculo de la edad de cristalización de la muestra y fueron graficados en el diagrama $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb} - ^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ de discordia Tera-Wasserburg ([Tera y Wasserburg, 1972, 1973](#)) de la [Fig. 5.21b](#). El análisis arroja una edad de $34.99 \pm 3.30 \text{ Ma}$ con MSWD de 1.

Muestra VERS

Esta muestra corresponde a una sienita nefelínica del cañón el Rosario. De esta muestra se separaron 25 cristales de titanita con morfologías anhedrales a subhedrales los cuales fueron analizados para el cálculo de la edad de cristalización de la muestra obteniendo una edad de discordia en el diagrama Tera-Wasserburg ([Fig. 5.21c](#)) de $33.83 \pm 9.80 \text{ Ma}$ con MSWD de 1.5.

Muestra SJSN

Esta muestra corresponde a una sienita nefelínica del área de San José. De esta muestra se separaron 25 cristales de titanita con morfologías anhedrales a subhedrales los cuales fueron analizados para el cálculo de la edad de cristalización de la muestra obteniendo una edad de discordia en el diagrama Tera-Wasserburg (Fig. 5.21d) de 23.71 ± 8.31 Ma con MSWD de 1.3.

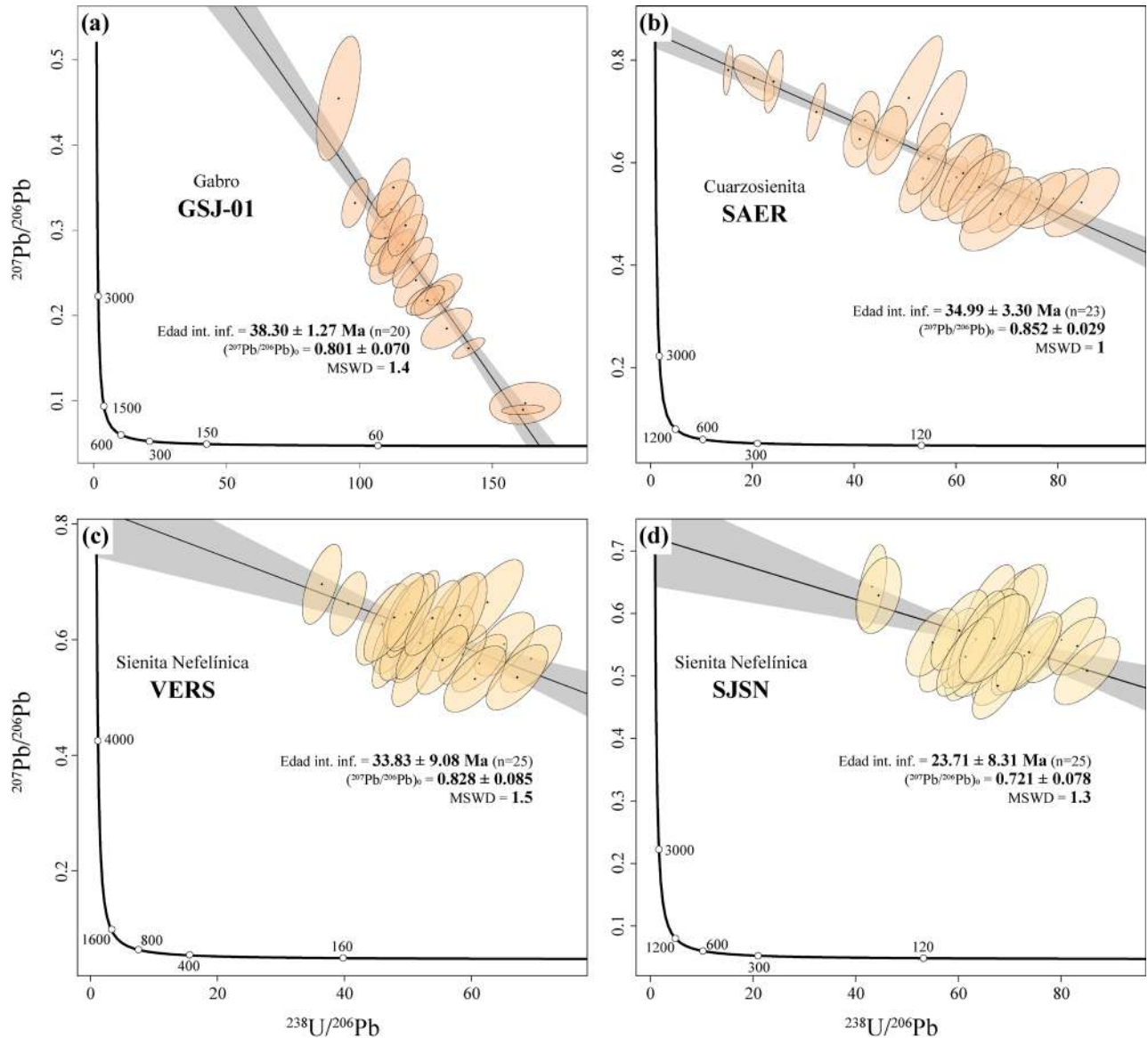


Fig. 5.21. Diagramas Tera-Wasserburg para las titanitas de rocas magmáticas de la SSCC. **(a)** Muestra GSJ-01 correspondiente a un gabro del área de San José. **(b)** Muestra SAER de una cuarzosienita del cañón el Rosario. **(c)** Muestra VERS de una sienita nefelínica del cañón el Rosario. **(d)** Muestra SJSN de una sienita nefelínica del área de San José. La edad representa el intercepto inferior de la línea de discordia de las titanitas analizadas.

V.4. Isotopía

Una de las problemáticas más importantes en el estudio petrológico de las rocas magmáticas de la Sierra de San Carlos-Cruillas es la carencia de información isotópica. Esta información es muy importante para realizar inferencias sobre el origen y evolución de las rocas. En el presente estudio se realizaron un total de 21 análisis isotópicos en roca total de las rocas magmáticas de la SSCC, de los cuales todas tienen datos del sistema Sm-Nd (Tabla 5.2), mientras que solo 9 tienen datos del sistema U-Th-Pb (Tabla 5.3). Además, se incluirán datos de literatura disponibles de las rocas magmáticas de la SSCC (Nick, 1988).

Tabla 5.2. Relaciones isotópicas de Sr y Nd de muestras selectas de rocas magmáticas de la SSCC. Abreviaturas: SSC, Sierra de San Carlos; SB, Sierras Bajas; CSB, Campo Subvolcánico de Burgos; CHSL, Complejo Hipabisal San Lázaro; Gb, gabro; MGb, monzogabro; MDi, monzodiorita; SFA, sienita de feldespato alcalino; SNe, sienita nefelínica; MSNe, microsienita nefelínica; Ba, basalto; Bsn, basanita; PGb, pórfido gabrónico.

Muestra	Sector	Litología	Edad (Ma)	Rb (ppm)	Sr (ppm)	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	Sm (ppm)	Nd (ppm)	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{(i)}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_{(i)}$	$\epsilon\text{Nd}_{(i)}$
VLV-03	SCC	Gb	31	7	1231	0.704166	12	64	0.51278	0.704159	0.51276	3.3
VLV-02	SCC	Gb	31	13	760	0.704102	17	80	0.51280	0.704080	0.51277	3.5
RMV-03	SCC	Gb	31	13	580	0.704061	4	17	0.51276	0.704033	0.51273	2.8
VLV-01	SCC	Gb	31	23	932	0.704032	5	25	0.51281	0.704000	0.51278	3.7
RMV-05	SCC	Gb	31	8	539	0.703984	3	12	0.51277	0.703965	0.51274	3.0
EHV-02	SCC	Gb	31	4	218	0.703736	3	13	0.51281	0.703711	0.51278	3.7
LYV-05	SCC	Gb	31	4	1074	0.703647	2	9	0.51282	0.703642	0.51279	3.9
BAV-05	SCC	Gb	31	2	1284	0.703576	2	6	0.51284	0.703574	0.51281	4.2
VCC-02	SCC	Gb	31	29	2629	0.703525	14	80	0.51281	0.703511	0.51279	3.9
BAV-06	SCC	Gb	31	2	308	0.703450	3	12	0.51284	0.703444	0.51281	4.2
CCV-02	SCC	Gb	31	29	3788	0.703409	13	76	0.51283	0.703400	0.51281	4.3
CCV-01	SCC	Gb	31	16	4135	0.703408	15	87	0.51284	0.703404	0.51282	4.4
SCGb	SCC	Gb	33	39	544	0.704158	6	29	0.51279	0.704063	0.51277	3.5
Pata01	SB	MGb	31	30	1127	0.704154	6	25	0.51275	0.704121	0.51272	2.6
SCMD	SSC	MDi	39	117	866	0.704115	4	25	0.51278	0.703903	0.51275	3.4
SCSAG	SSC	SFA	31	135	268	0.704238	9	55	0.51282	0.703608	0.51280	4.0
Ros	SSC	SNe	34	201	142	0.705056	2	18	0.51286	0.703116	0.51284	4.9
Sacr1	SB	MSNe	30	152	1165	0.703808	8	50	0.51283	0.703650	0.51281	4.4
Rba	SSC	Ba	0.5	34	698	0.703344	9	50	0.51284	0.703343	0.51284	4.0
Cpaz	CSB	Bsn	13	29	1379	0.703218	13	75	0.51292	0.703207	0.51291	5.7
Guad	CHSL	PGb	28	28	758	0.703562	7	36	0.51285	0.703520	0.51283	4.6

Tabla 5.3. Relaciones isotópicas de Pb de las rocas magmáticas de la SSCC. Abreviaturas consultar Tabla 7.1.

Muestra	Sector	Litología	Edad (Ma)	U (ppm)	Th (ppm)	Pb (ppm)	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}_{(i)}$	$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}_{(i)}$	$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}_{(i)}$
SCGb	SSC	Gb	33	1.4	5.4	5.1	19.0370	15.6750	38.9290	18.9500	15.6709	38.8187
Pata01	SB	Gb	31	1	4	6	19.2780	15.6880	38.9410	19.2284	15.6857	38.8757
SCMD	SSC	MDi	39	2.4	8.1	6.4	18.6950	15.6250	38.5780	18.5545	15.6184	38.4221
SCSAG	SSC	SFA	31	3.3	13	14	19.1390	15.6540	38.9280	19.0689	15.6507	38.8371
Ros	SSC	SNe	34	4.3	30	15	19.4020	15.6800	39.0920	19.3084	15.6756	38.8772
Sacr1	SB	MSNe	30	3.4	14	12	18.8840	15.6330	38.5900	18.8024	15.6292	38.4795
Rba	SSC	Ba	0.5	2.1	7.9	6.6	19.2270	15.6870	39.0680	19.2255	15.6869	39.0661
Cpaz	CSB	Bsn	13	2.7	11.5	5.3	18.8980	15.6210	38.7200	18.8345	15.6181	38.6310
Guad	CHSL	PGb	28	1.1	3.8	3.5	19.0120	15.6340	38.7840	18.9276	15.6301	38.6880

Los valores iniciales de las relaciones isotópicas, así como el valor de $\epsilon\text{Nd}_{(t)}$ fueron calculados a partir de las edades de cristalización de cada muestra. Las rocas magmáticas de la SSCC presentan variaciones en las relaciones isotópicas de los sistemas Rb-Sr, Sm-Nd, U-Th-Pb como se mencionará a continuación.

La muestra MSJ-8, que corresponde a la muestra SCMD de [Rodríguez-Saavedra \(2003\)](#) y de [Elizondo-Pacheco et al. \(2022\)](#), presenta una relación inicial $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{(i)}$ de 0.703903, de $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_{(i)}$ 0.51275 con un valor positivo de $\epsilon\text{Nd}_{(t)}$ de 3.35 y relaciones de $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}_{(i)}$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}_{(i)}$ y $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}_{(i)}$ de 18.555, 15.618 y 38.422, respectivamente.

Las rocas gabrómicas del GRM tienen relaciones iniciales $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{(i)}$ de 0.704159 – 0.703400, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_{(i)}$ 0.51282 – 0.51273 lo que origina valores positivos de $\epsilon\text{Nd}_{(t)}$ de 4.38 – 2.77. Por otra parte, las relaciones de $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}_{(i)}$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}_{(i)}$ y $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}_{(i)}$ de la muestra gabrómica SCGb son de 18.950, 15.671 y 38.819, respectivamente. La muestra PATV-04, que corresponde a la muestra PataOI de [Rodríguez-Saavedra \(2003\)](#) y de [Elizondo-Pacheco et al. \(2022\)](#), del área del Patao presenta una relación inicial de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{(i)}$ de 0.704121, de $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_{(i)}$ 0.51272 con un valor positivo de $\epsilon\text{Nd}_{(t)}$ de 2.61 y relaciones de $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}_{(i)}$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}_{(i)}$ y $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}_{(i)}$ de 19.228, 15.686 y 38.876, respectivamente. Así como la muestra Guad, que corresponde a un dique pórfido gabrómico, presenta valores de 0.703520, 0.51283, 4.61, 18.928, 15.630 y 38.688, respectivamente.

Las rocas sieníticas presentan similitudes y variaciones en algunas de las relaciones, la muestra SAER (muestra SCSAG de [Rodríguez-Saavedra \(2003\)](#) y de [Elizondo-Pacheco et al., 2022](#)) de sienita de feldespato alcalino presenta una relación inicial $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{(i)}$ de 0.703608, de $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_{(i)}$ 0.51280 con un valor positivo de $\epsilon\text{Nd}_{(t)}$ de 4.02 y relaciones de $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}_{(i)}$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}_{(i)}$ y $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}_{(i)}$ de 19.069, 15.651 y 38.837, respectivamente. Mientras que la muestra VERS (muestra Ros de [Viera-Décida, 2006](#)) presenta valores de 0.73116, 0.51284, 4.93, 19.308, 15.676 y 38.877, respectivamente. Además, la muestra SacrV (microsienita nefelínica) presenta relaciones iniciales de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{(i)}$ de 0.703650, de $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_{(i)}$ 0.51281 con un valor positivo de $\epsilon\text{Nd}_{(t)}$ de 4.35 y relaciones de $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}_{(i)}$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}_{(i)}$ y $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}_{(i)}$ de 18.802, 15.659 y 38.479, respectivamente.

La muestra CPaz2, un cuello volcánico de composición basanítica, presenta los valores más altos de la relación $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_{(i)}$ de 0.51291 y de $\epsilon\text{Nd}_{(t)}$ con un valor positivo de 5.75. Además, presenta una relación inicial $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{(i)}$ de 0.703207 y relaciones iniciales de $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}_{(i)}$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}_{(i)}$ y $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}_{(i)}$ de 18.835, 15.618 y 38.631, respectivamente. Finalmente, la muestra de basalto alcalino ERBV (correspondiente a la muestra Rba de [Viera-Décida, 2006](#)) presenta una relación inicial $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{(i)}$ de 0.703343, de $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_{(i)}$ 0.51284 con un

valor positivo de $\epsilon\text{Nd}(t)$ de 4.02 y relaciones de $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}(t)$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}(t)$ y $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}(t)$ de 19.225, 15.687 y 39.066, respectivamente.

Los resultados de las relaciones isotópicas de las rocas magmáticas de la SSCC, en conjunto con datos de literatura disponibles de los diferentes complejos magmáticos del NE de México, así como del basamento cristalino del Permo-Triásico de Coahuila (BsPT; [Chávez-Cabello, 2005](#)) fueron graficadas en el diagrama $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}(t)$ vs $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}(t)$ ([Zindler and Hart, 1986](#)) de la [Fig. 5.22](#) y $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ ([Wilson, 1989](#)) de la [Fig. 5.23](#).

Todas las muestras presentan relaciones $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}(t)$ y $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}(t)$ que se grafican en el campo correspondiente al denominado arreglo del manto ([Fig. 5.22](#)). Los basaltos alcalinos, los cuellos volcánicos y una sienita nefelínica (Cerro Sacramento) se grafican cercano al campo tipo HIMU ([Zindler y Hart, 1986](#)). El resto de las muestras se traslapan con los campos de las rocas del CICM y del CICO-E.

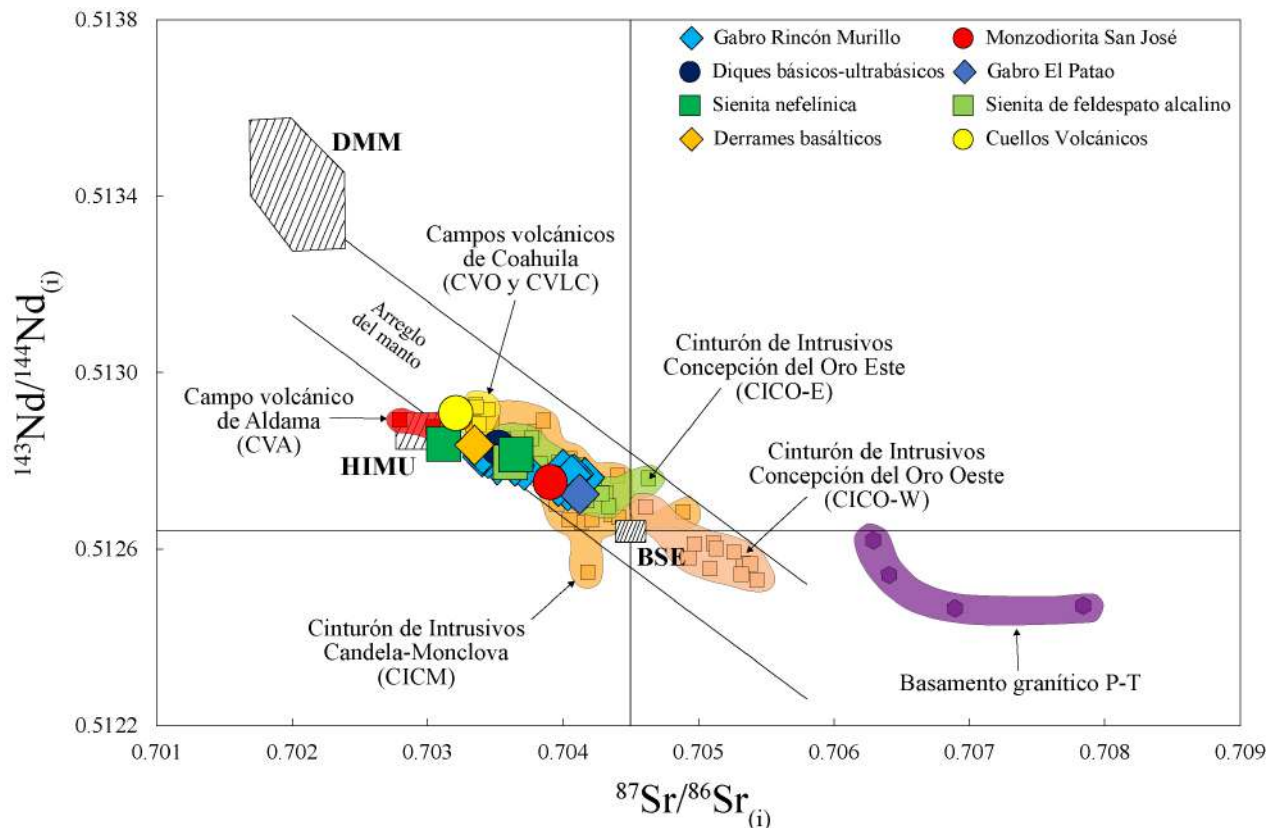


Fig. 5.22. Diagrama $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}(t)$ vs $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}(t)$ de [Zindler y Hart \(1986\)](#) para las rocas magmáticas de la SSCC comparados con los valores de otros complejos magmáticos del NE de México. Los datos isotópicos del basamento granítico Permo-Triásico, del Cinturón de Intrusivos Candela-Monclova y de los campos volcánicos de Coahuila (Ocampo y Las Coloradas) fueron tomados de [Chávez-Cabello \(2005\)](#), del Cinturón de Intrusivos Concepción del Oro (E y W) fueron de [González-Guzmán \(2011\)](#) y [González-Guzmán et al. \(2023\)](#), del Campo Volcánico de Aldama de [Rivera-García et al. \(2023\)](#).

Por otra parte, en la Fig. 5.23 todas las rocas de la SSCC se grafican por encima de la línea NHRL (*North Hemisphere Reference Line*: Hart, 1984). Las rocas magmáticas de la SSCC tienen relaciones $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ más altas que los basaltos de Coahuila (CVO y CVLC) y que el CICM, sin embargo, las rocas se traslapan con los valores del CVA (Rivera-García et al., 2023) y del basamento Permo-Triásico aflorante en Coahuila (Chávez-Cabello, 2005).

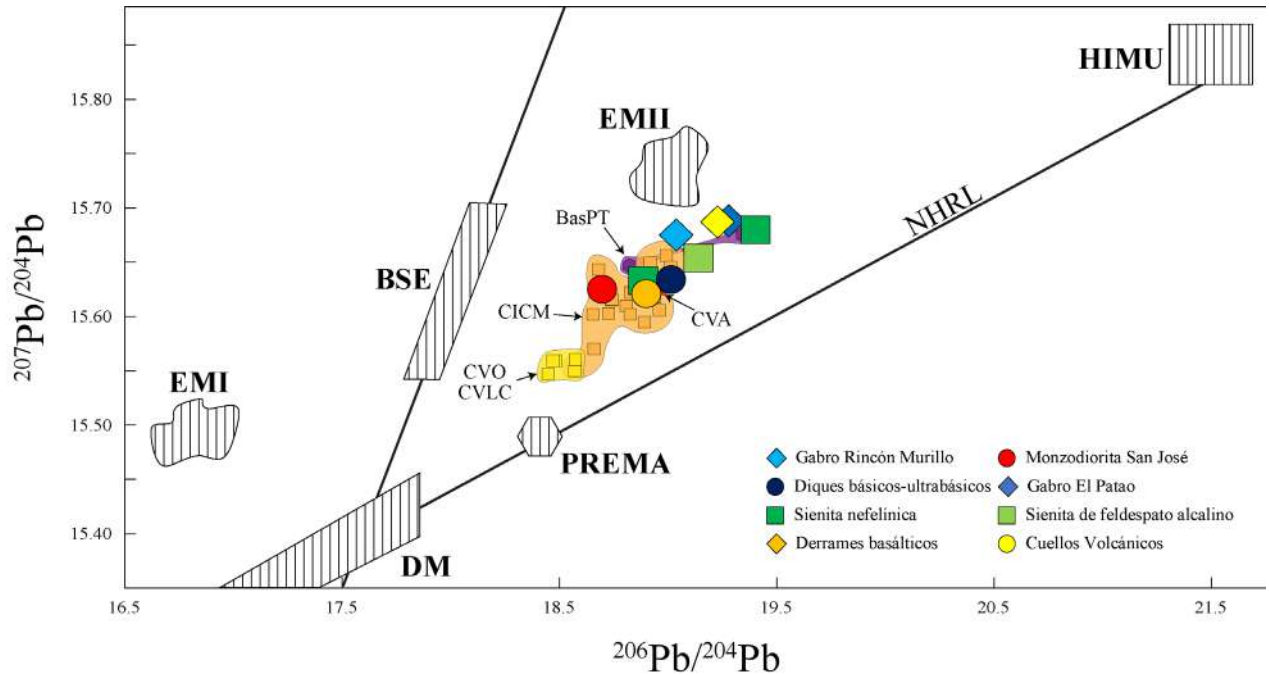


Fig. 5.23. Diagrama $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ de Wilson (1989) para las rocas magmáticas de la SSCC comparados con datos de otros complejos magmáticos del NE de México. Los datos isotópicos del basamento granítico Permo-Triásico, del Cinturón de Intrusivos Candela-Monclova y de los campos volcánicos de Coahuila (Ocampo y Las Coloradas) fueron tomados de Chávez-Cabello (2005), del Cinturón de Intrusivos Concepción del Oro (E y W) fueron de González-Guzmán (2011) y González-Guzmán et al. (2023), del Campo Volcánico de Aldama de Rivera-García et al. (2023).

CAPÍTULO VI. DISCUSIÓN

VI.I. Relaciones espacio-temporales entre los cuerpos magmáticos de la SSCC

VI.I.I. Plutonismo de la SSCC

Tradicionalmente, se ha establecido con base en relaciones de campo que las rocas monzodioríticas son las rocas más antiguas seguidas por las rocas gabróicas y por último por las sieníticas (p. ej. [Cepeda-Dávila et al., 1975](#); [Nick, 1988](#); [Rodríguez-Saavedra, 2003](#)). En este trabajo se realizó un análisis de la información geocronológica generada en laboratorio, así como, la disponible en la literatura para esclarecer el desarrollo temporal del magmatismo de la SSCC ([Tabla 6.1](#); [Fig. 6.1](#)).

Como resultado se corrobora que las rocas monzodioríticas y gabróicas del área de San José (norte de la SSC; MSJ y GSJ), son las rocas más antiguas del complejo con edades de $37.0 \pm 0.6 - 38.6 \pm 0.9$ Ma (U-Pb en titanitas y circones), dichas edades son similares a las obtenidas previamente por [CRM \(2001\)](#), [Iriando et al. \(2003\)](#) y [Poliquin \(2009\)](#). Sin embargo, cabe mencionar que algunas de las rocas subvolcánicas (lamprófidos alcalinos) son portadoras de xenolitos corticales cuyos circones registran un evento magmático más antiguo de 63.6 ± 0.4 Ma, no obstante, las características geoquímicas son muy diferentes a las rocas expuestas de la SSCC ([Elizondo-Pacheco et al., 2022](#)).

Por otra parte, se había postulado que el Gabro Rincón Murillo (GRM) era el segundo evento magmático en el complejo cuyas edades U-Pb en titanitas son de $31.4 \pm 1.8 - 31.1 \pm 1.7$ Ma ([Leal-Cuellar et al., 2023](#); [Fig. 6.1](#)). Sin embargo, las edades obtenidas para las Sienitas Alcalinas el Bagre (SAEB) y las Sienitas Nefelínicas el Rosario (SNER) arrojaron edades de 35.0 ± 3.3 Ma – 33.8 ± 9.8 Ma (U-Pb en titanitas), edad similar a la obtenida por [Viera-Décida et al. \(2009\)](#) para las SNER (34.3 ± 2.9 Ma, K-Ar en clinopiroxeno). Cabe mencionar que los errores de estas edades son concordantes con las edades obtenidas por medio del método U-Pb en circones de la SAEB y de las rocas sieníticas del Cerro el Jatero y de la zona El Patao-El Reparo ($32.0 \pm 0.5 - 30.0 \pm 0.3$ Ma; [Fig. 6.1](#)). Además, [Bloomfield y Cepeda-Dávila \(1973\)](#) reportaron edades un poco más jóvenes para las rocas sieníticas de Carricitos de 29.6 – 27.9 Ma.

A pesar de lo anterior se debe señalar que estas edades fueron obtenidas por medio del método K-Ar en biotitas y anfíboles cuyas temperaturas de cierre ($\sim 350 - 550$ °C; [Faure y Mensing, 2005](#)) son mucho menores que la de los circones (~ 900 °C; [Cherniak y Watson, 2001, 2003](#)), por lo que estas podrían representar edades de enfriamiento, o bien, a algún evento termal posterior (p. ej. la intrusión de diques y sills). Lo anterior puede ser observado en el intrusivo de la Bufa del Diente el cual presenta edades $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ en biotitas de $28.8 \pm 0.1 - 27.8 \pm 0.02$ ([CRM, 2001](#); [Iriando et al., 2003](#)), sin embargo, la edad de metamorfismo de contacto fue determinada mediante el método U-Pb en vesuvianitas en la aureola, obteniendo una edad de 31.60 ± 0.30 ([Römer y Heinrich,](#)

1998), lo cual establece un intervalo de tiempo de ~ 3 Ma entre la intrusión (inicio del metamorfismo) y el enfriamiento ($< 350^\circ$) del magma.

De este modo se propone que el plutonismo sienítico y gabróico de la parte central y sur de la SSC, son contemporáneos y que comprenden un periodo de los 32 – 29 Ma. Esto puede ser corroborado con el hecho de que en los límites entre estas unidades plutónicas se observa un área con una gran cantidad de enclaves microgranulares máficos (MME por sus siglas en inglés; Fig. 3.7) que representarían evidencias de un proceso de mezcla incompleta entre los magmas sieníticos y gabróicos.

Tabla 6.I. Geocronología de las rocas magmáticas de la Sierra de San Carlos-Cruillas. Los datos están ordenados por sectores. Abreviaturas: MSJ, Monzodiorita San José; GRM, Gabro Rincón Murillo; SAEB, Sienita Alcalina El Bagre; SNER, Sienita Nefelínica El Rosario; SB, Sierras Bajas; BD, Bufa del Diente; CHSL, Complejo Hipabisal San Lázaro; CSB, Campo Subvolcánico de Burgos. Referencias: 1, Este Trabajo; 2, Leal-Cuellar et al. (2023); 3, Elizondo-Pacheco et al. (2022); 4, Bloomfield y Cepeda-Dávila (1973); 5, Römer y Heinrich (1998); 6, CRM (2001); 7, Iriondo et al. (2003); 8, Viera-Décida (2006); 9, Poliquin (2009).

Unidad	Localidad	Litología	Mineral	Método	Edad	Error 2σ	Referencia
MSJ	San José	Monzodiorita	Circón	U-Pb	38.59	0.91	1
MSJ	San José	Monzodiorita	Circón	U-Pb	37.01	0.55	1
MSJ	San José	Diorita	Biotita	Ar/Ar	38.16	0.25	9
MSJ	San José	Cuarzodiorita	Circón	U-Pb	37.60	0.70	9
G SJ	San José	Gabro	Titanita	U-Pb	38.30	1.27	1
GRM	Rincón Murillo	Gabro	Biotita	K-Ar	33.70	0.70	8
GRM	Carricitos	Leucogabro	Titanita	U-Pb	31.38	1.80	2
GRM	Carricitos	Leucogabro	Titanita	U-Pb	31.04	1.72	2
SAEB	El Rosario	Cuarzosienita de FA	Titanita	U-Pb	34.99	3.30	1
SAEB	Carricitos	Cuarzosienita de FA	Circón	U-Pb	31.99	0.53	1
SAEB	El Rosario	Sienita de F.A.	K-Feldespatos	K-Ar	43.80	1.30	8
SAEB	Carricitos	Monzonita	Biotita	K-Ar	29.30	1.20	4
SAEB	Carricitos	Monzonita	Hornblenda	K-Ar	28.50	1.40	4
SNER	El Rosario	Sienita nefelínica	Titanita	U-Pb	33.83	9.80	1
SNER	San José	Sienita nefelínica	Titanita	U-Pb	23.71	8.31	1
SNER	El Rosario	Sienita nefelínica	Clinopiroxeno	K-Ar	34.30	2.90	8
SNER	Carricitos	Sienita nefelínica	Biotita	K-Ar	29.60	1.20	4
SNER	Carricitos	Pulaskita	Biotita	K-Ar	27.90	1.10	4
SB	El Jatero	Sienita de FA	Circón	U-Pb	31.59	0.47	1
SB	El Reparó	Cuarzosienita de FA	Circón	U-Pb	30.52	0.31	1
SB	El Patao	Cuarzosienita de FA	Circón	U-Pb	30.03	0.25	1
SB	SW El Reparó	Diorita	Biotita	Ar/Ar	30.45	0.06	7
SB	El Patao	Diorita	Biotita	Ar/Ar	30.44	0.10	6
SB	El Panderal	Basanita	Roca Total	K-Ar	12.00	1.80	8
BD	Bufo del Diente	Capa de meta-argilita	Vesubianita	U-Pb	31.60	0.30	5
BD	Bufo del Diente	Monzonita	Biotita	Ar/Ar	28.78	0.08	7
BD	Bufo del Diente	Sienita de F.A.	Biotita	Ar/Ar	27.83	0.02	6
CHSL	Boca de Álamos	Pórfido sienítico	Circón	U-Pb	28.87	0.17	3
CHSL	San Lázaro	Xenolito granítico	Circón	U-Pb	34.33	0.30	3
CHSL	Carricitos	Pórfido sienítico	Titanita	U-Pb	28.34	0.94	3
CHSL	Boca de Álamos	Xenolito ijolítico	Titanita	U-Pb	26.96	0.91	3
CSB	Cerro Paz	Basanita	Roca Total	K-Ar	13.20	0.20	1
Basalto	Morteros	Fonotefrita	Roca Total	K-Ar	0.50	0.02	1
Basalto	Marmolejo	Basalto alcalino	Roca Total	K-Ar	0.42	0.03	1

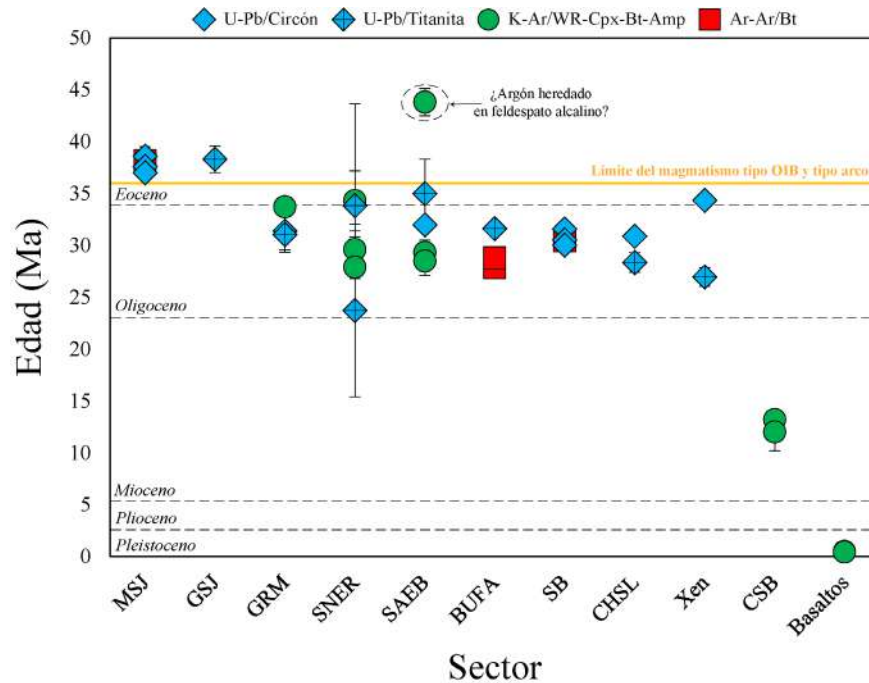


Fig. 6.I. Distribución temporal del magmatismo de la SSCC. Datos tomados de Bloomfield y Cepeda-Dávila (1973), Römer y Heinrich (1998), CRM (2001), Iriondo et al. (2003), Viera-Décida (2006), Poliquin (2009), Elizondo-Pacheco et al. (2022) y Leal-Cuellar et al. (2023). Abreviaturas: MSJ, Monzodiorita San José; GSJ, Gabro San José; GRM, Gabro Rincón Murillo; SNER, Sienita Nefelínica el Rosario; SAEB, Sienita Alcalina el Bagre; BUFA, Bufa del Diente; SB, Sierras Bajas; CHSL, Complejo Hipabisal San Lázaro; Xen, xenolito; CSB, Campo Subvolcánico de Burgos.

VI.1.2. Rocas subvolcánicas de la SSCC

Las rocas subvolcánicas (p. ej. diques y sills) presentan un gran rango composicional, sin embargo, en este grupo de rocas es en el que menos estudios geocronológicos se han realizado (Tabla 6.1). En el área del Patao-El Reparo se han analizado dos pórfidos dioríticos mediante el método $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ en biotitas arrojando edades de $30.5 \pm 0.1 - 30.4 \pm 0.1$ Ma (CRM, 2001; Iriondo et al., 2003). Por otra parte, Elizondo-Pacheco et al. (2022) analizaron dos diques sieníticos, uno del cañón Boca de Álamos y otro de Carricitos por el método U-Pb en circones y titanitas obteniendo edades de 28.9 ± 0.2 y 28.3 ± 0.9 Ma, respectivamente. Estas edades ligeramente más jóvenes que los intrusivos son congruentes con las relaciones de campo debido a que los diques sieníticos cortan a los plutones sieníticos y gabróticos de la SSC.

Los lamprófidos alcalinos de la localidad Boca de Álamos son portadoras de xenolitos corticales de composición granítica y de sienita nefelínica o ijolítica (Elizondo-Pacheco et al., 2022). Elizondo-Pacheco et al. (2022) analizaron los cristales de circón del xenolito granítico y obtuvieron 4 poblaciones de circones: (a) tres circones con edad de 1233.5 ± 4.3 Ma (Mesoproterozoico), (b) cinco circones con edad de 76.1 ± 0.4 Ma (Campaniano), (c) cuatro circones con edad de 63.6 ± 0.4 Ma (Paleoceno) y (d) cuatro circones con edad de 34.3 ± 0.3 Ma (Priaboniano). La población más joven fue considerada como la edad de cristalización del granito,

que posteriormente fue transportado por el lamprófidio alcalino hacia la superficie. Estas poblaciones indican la existencia de rocas magmáticas de dichas edades bajo el macizo de la SSCC y que fueron atravesadas durante el ascenso de los lamprófidios alcalinos. Por otra parte, el xenolito de sienita nefelínica contiene titanitas con edad de 27.0 ± 0.9 Ma (Elizondo-Pacheco et al., 2022). Una de las sienitas nefelínicas de la SSC presenta una edad de 23.7 ± 8.3 Ma (U-Pb en titanita) la cual es concordante dentro del error con este xenolito, lo cual podría sugerir que el magmatismo sienítico alcalino perduró más tiempo y que los magmas se emplazaron en niveles más profundos en la corteza. El siguiente evento magmático registrado es el emplazamiento de los cuellos volcánicos de composición basanítica en el Campo Subvolcánico de Burgos con una edad de 13.2 ± 0.2 Ma (K-Ar en roca total) el cual coincide con la edad del cuello volcánico el Panaderal analizado previamente por Viera-Décida et al. (2009) el cual presenta una edad de 12.0 ± 1.8 Ma (K-Ar en roca total). Lo cual permite constreñir la edad de esta actividad magmática durante el Mioceno. Cabe mencionar que los lamprófidios alcalinos presentan una gran similitud geoquímica con estos cuerpos subvolcánicos, sin embargo, no existen evidencias geocronológicas que permitan establecer un origen cogenéticos en estas rocas.

VI.1.3. Vulcanismo de la SSCC

Este grupo de rocas este compuesto por dos derrames volcánicos, uno de composición fonotefrítica ubicado en la localidad de Morteríos y el segundo de composición de basalto alcalino ubicado en la localidad de Marmolejo. Cabe mencionar que en este trabajo se presentan las primeras edades en la SSCC para este grupo de rocas. El derrame de Morteríos presenta una edad K-Ar en roca total de 0.5 ± 0.02 Ma. Por otra parte, el derrame de Marmolejo presenta una edad K-Ar en roca total de 0.4 ± 0.03 Ma. Estas edades representan el evento magmático más joven de la SSCC, el cual coincide con el magmatismo del Campo Volcánico de Aldama, el cual presenta una edad de hasta 0.2 Ma (Cantagrel y Robin, 1979; Rivera-García et al., 2023) evidenciando una etapa de magmatismo basáltico en el NE de México durante el Cuaternario.

VI.2. Caracterización de las fuentes magmáticas

El contenido de algunos elementos inmóviles tipo HFSE como el Th, Nb, Zr, Hf y Ti son herramientas muy útiles en un estudio petrológico que permite rastrear o determinar los procesos magmáticos (antiguos o recientes) implicados en el origen de los magmas parentales, debido a que las relaciones de estos elementos no son afectadas por alteraciones secundarias y no cambian a través del tiempo (Condie, 2003, 2005). En el diagrama Nb/Yb vs. Th/Yb (Fig. 6.2a) de Pearce (2008), la mayoría de las rocas magmáticas gabrómicas y sieníticas de la SSCC, así como de la ST y SP siguen una tendencia hacia mantos más enriquecidos dentro del campo establecido al arreglo del manto. En este caso el GRM puede ser relacionado a la fusión parcial de un manto más enriquecido que el E-MORB pero más empobrecido que el OIB (Sun y McDonough, 1989). En el caso de las rocas subvolcánicas y volcánicas, así como las rocas sieníticas, se relacionan a un manto más enriquecido que el OIB.

Esto indica una génesis relacionada a una fuente sin una interacción importante entre los magmas y la corteza (Pearce, 2008). Las altas relaciones Ti/Yb (> 0.7) en las rocas básicas-ultrabásicas plutónicas, subvolcánicas y volcánicas indican una fusión parcial más profunda del manto como resultado de una litósfera más gruesa y una astenósfera con mayor temperatura (Pearce, 2008), que aquel relacionado a las rocas sieníticas ($Ti/Yb < 0.6$). Por otra parte, las rocas monzodioríticas y gabríticas del área de San José en la SSCC, así como de las rocas del CICM, ST y SP se relacionan a una interacción o interacción con la corteza durante su ascenso, así como, a un reciclamiento profundo de la corteza reflejado en las relaciones Th/Yb mayores a los del arreglo del manto, lo cual se interpreta como una adición selectiva de Th (Pearce y Pate, 1995; Pearce, 2008). Además, estas rocas presentan una firma geoquímica tipo arco, esto puede indicar que su geoquímica podría estar condicionada por una posible contaminación cortical o bien por la interacción de fluidos de subducción.

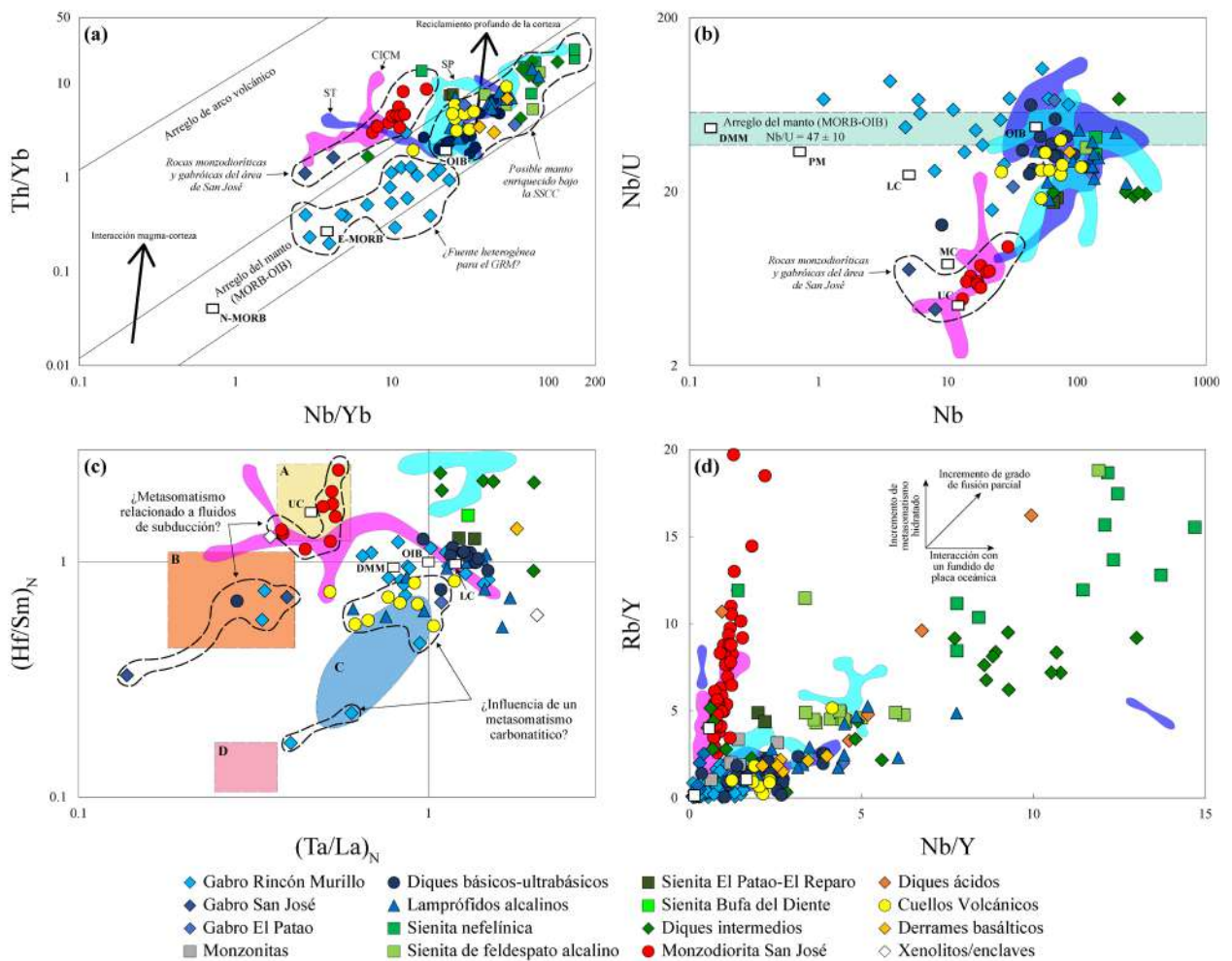


Fig. 6.2. (a) Diagrama Nb/Yb vs. Th/Yb de Pearce (2008), componentes N-MORB, E-MORB y OIB de Sun y McDonough (1989). (b) Diagrama Nb vs. Nb/U . Promedio de MORB-OIB de Hofmann et al. (1986), OIB y PM de Sun y McDonough (1989), DMM de Workman y Hart (2005), UC, MC y LC de Rudnick y Gao (2003). (c) Diagrama $(Ta/La)_N$ vs. $(Hf/Sm)_N$ de La Flèche et al. (1998). Campos en el diagrama: A, basaltos de arco volcánico extraídos a partir de una fuente mantélica metasomatizada por fluidos silicatados; B, basaltos de arco volcánico extraídos a partir de una fuente mantélica hidratada; C, basaltos alcalinos generados a partir de un manto litosférico metasomatizado por carbonatitas; D, lavas carbonatíticas de los Emiratos Árabes Unidos. (d) Diagrama Nb/Y vs. Rb/Y de Kapezhinskias et al. (1997).

El arreglo del manto MORB-OIB se caracterizan por una relación $Nb/U = 47 \pm 10$ (Fig. 6.2b; Hofmann et al., 1986), estas relaciones no se ven afectadas por fusión parcial o cristalización fraccionada (Hofmann, 1988). El GRM tiene una relación Nb/U promedio de 53.8 ± 17.3 , los cuellos volcánicos, los diques y los lamprófidos alcalinos, presentan relaciones de 31.5 ± 9.5 , las rocas sieníticas tienen un promedio de 27.7 ± 14.4 , lo cual puede ser interpretado como un evento metasomático previo (p. ej. Verma, 2006; Elizondo-Pacheco et al., 2022). En contraste, las rocas monzodioríticas y gabróicas del área de San José presentan relaciones Nb/U relativamente bajas de 6.4 ± 1.4 , aproximándose a los valores presentados por la corteza continental media ($Nb/U = 7.7$) y de la corteza superior ($Nb/U = 4.4$), lo que sugiere una potencial contaminación cortical en estas rocas.

Lo anterior sugiere la participación de un proceso de metasomatismo en la fuente de las rocas magmáticas de la SSCC. Recientemente, Elizondo-Pacheco et al. (2022) propusieron dos fuentes metasomáticas para la generación de las diferentes rocas de a SSCC. La primera se compone de una fuente afectada por procesos previos de subducción que sirvió como la fuente de las rocas monzodioríticas y gabróicas del área de San José, caracterizada por un empobrecimiento en elementos HSFE (p. ej. Nb y Ta), alto contenido de elementos LILE (p. ej. Ba y Sr) y relaciones isotópicas $^{87}Sr/^{86}Sr$ empobrecidas y homogéneas de $0.70309 - 0.70394$ (Nick, 1988), lo cual derivó en la formación de magmas con características tipo arco. Por otra parte, la segunda fuente corresponde a una fuente enriquecida en LILE, LREE y HFSE que corresponde a la formación de los magmas parentales de los diques básicos-ultrabásicos, lamprófidos alcalinos y los cuellos volcánicos (Ba y Sr hasta 2,500 ppm; La $\sim 30 - 150$ ppm; Ce $\sim 60 - 290$ ppm; Nb hasta 240 ppm) que generaron magmas con características tipo OIB.

Esto se puede observar en el diagrama $(Ta/La)_N$ vs. $(Hf/Sm)_N$ de La Flèche et al. (1998) (Fig. 6.2c), en el cual las MSJ se grafican en el campo A, mientras que el GSJ dentro del campo B, indicando una génesis a partir de un manto metasomatizado por subducción o bien por la deshidratación de una placa oceánica subducida, lo cual coincide con las características geoquímicas observadas en estas rocas (p. ej. anomalías negativas de Nb y Ta en Fig. 5.14). Dicho comportamiento también es observado en el diagrama Nb/Y vs. Rb/Y (Fig. 6.2d; Kepezhinskas et al., 1997) en el cual altas relaciones Rb/Y asociadas a bajas relaciones Nb/Y se asocian a un enriquecimiento derivado de fluidos de subducción. Además, las relaciones de Ba/Nb ($42 - 119$) y de Sr/P ($0.43 - 0.88$), así como, bajas relaciones Nb/La ($0.14 - 0.33$) son indicativas de un manto litosférico modificado por procesos de subducción (Smith et al., 1999; Verma, 2006).

Adicionalmente, algunas rocas del GRM, los cuellos volcánicos y los lamprófidos alcalinos, se grafican cerca del campo C en la Fig. 6.2c, el cual corresponde a un metasomatismo carbonatítico, corroborado por bajas relaciones Hf/Sm ($0.1 - 0.3$) y Zr/Sm (< 5) relacionadas a este tipo de metasomatismo (Dupuy et al., 1992). Cabe mencionar que la generación de magmas basálticos alcalinos ha sido relacionada a la presencia de CO_2 en la fuente (p. ej. Dasgupta et al., 2007; Dasgupta y Hirschmann, 2007; Pilet, 2015). Lo anterior sugiere la existencia

de componente mantélica con metasomatismo carbonatítico en la fuente de los magmas alcalinos de la SSCC. Cabe mencionar que en la Sierra de Tamaulipas se ha reportado la existencia de rocas carbonatíticas (Ramírez-Fernández et al., 2000) sugiriendo que dicha componente carbonatítica en el manto bajo la PAOM es viable.

Por último, en el GRM se puede observar una tendencia ligeramente horizontal en la Fig. 6.2d, lo cual indica la interacción con fundidos procedentes de corteza oceánica subducida, además de que este grupo de muestras presentan características como $Y \leq 18$ ppm, $Yb \leq 1.9$ ppm, $Sr/Y \geq 20$ y $La/Yb \geq 15$ las cuales son típicamente relacionadas a firmas adakíticas (Defant y Drummond 1993; Defant y Kepezhinskas 2001; Castillo, 2012). Las rocas adakíticas generalmente son magmas que contienen $SiO_2 > 52\%$ y son fundidos generados a partir de la fusión parcial de una corteza oceánica joven (Defant y Drummond, 1993; Martin, 2005). Sin embargo, adakitas de bajo sílice pueden ser generadas a partir de la fusión parcial de un manto metasomatizado por fluidos provenientes de una corteza oceánica subducida (Castillo, 2012). En este sentido, una corteza oceánica que se hunde en el manto alcanzará zonas más profundas con una mayor temperatura, en este escenario se puede dar la fusión parcial de bajo grado de dicha corteza oceánica (Stracke et al., 2003; Willbold y Stracke, 2006), o se puede dar el rompimiento de fases minerales como el rutilo, ambos procesos resultaran en la liberación de fluidos hidratados enriquecidos en HFSE como Nb, Ta y Ti (Dobrzhinetskaya et al. 2000; Rudnick et al. 2000; Dai et al. 2017; Zheng 2019; Zheng et al. 2020). Adicionalmente, las relaciones altas de Ta/Th (0.7 – 2.7) y los altos enriquecimientos de Nb ($Nb/U = 70 - 220$) presentes en algunas rocas del GRM son indicativas del reciclamiento de una fuente mantélica con rutilo (p. ej. Rudnick et al., 2000; Farmer et al., 2020) y/o con anfíboles (Coltorti et al., 2007). Por lo tanto, se asume que parte del magmatismo de la SSCC está relacionada al reciclamiento de corteza oceánica en la fuente.

VI.3. Evaluación de la fusión parcial, cristalización fraccionada y asimilación cortical.

VI.3.I. Fusión parcial inversa.

Para hacer énfasis en el origen de del magmatismo de la SSCC se llevó a cabo un modelado de fusión dinámica inversa o DMI (*Dynamic Melting Inversion*) de Zou y Zindler (1996) y Zou et al. (2000). De manera fundamental, el DMI solo se llevó a cabo con las rocas que presenten características de magmas primarios (p. ej. $SiO_2 < 52.7\%$, $\#Mg > 63$ y $MgO > 6\%$; Velasco-Tapia y Verma, 2001; Luhr, 1997). Cabe mencionar que la mayoría de las rocas magmáticas de la SSCC no presentan características de magmas primarios y por lo tanto no se pudieron evaluar en este modelado. Los detalles del método y parámetros utilizados se pueden consultar en el ANEXO XIII. Debido a las diferencias en el contenido geoquímico de tierras raras entre las rocas plutónicas y subvolcánicas se generaron dos modelados, en uno se consideran a los gabros (DMI-1), mientras que en el otro se consideran a los cuellos volcánicos y a los lamprófidos alcalinos (DMI-2). Los resultados obtenidos de los modelados fueron utilizados para construir curvas de fusión parcial y fueron graficados en la Fig. 6.3.

A partir del modelado se puede observar que los gabros se separan en dos grupos, uno generado entre el 2 y 5 % de fusión parcial de la fuente DMI-I, mientras que el segundo grupo entre 7 y 20 % de fusión parcial de la misma fuente. Los cuellos volcánicos se generaron entre los 6 y los 17 % de fusión parcial de la fuente DMI-2, mientras que los lamprófidos alcalinos a partir de los 7 % de fusión parcial de la misma fuente. Cabe mencionar que los diques básicos-ultrabásicos se dividen entre las dos fuentes modeladas, una más empobrecida (DMI-I) y la otra más enriquecida (DMI-2), lo cual se puede ver en los contenidos de tierras raras de ambas muestras.

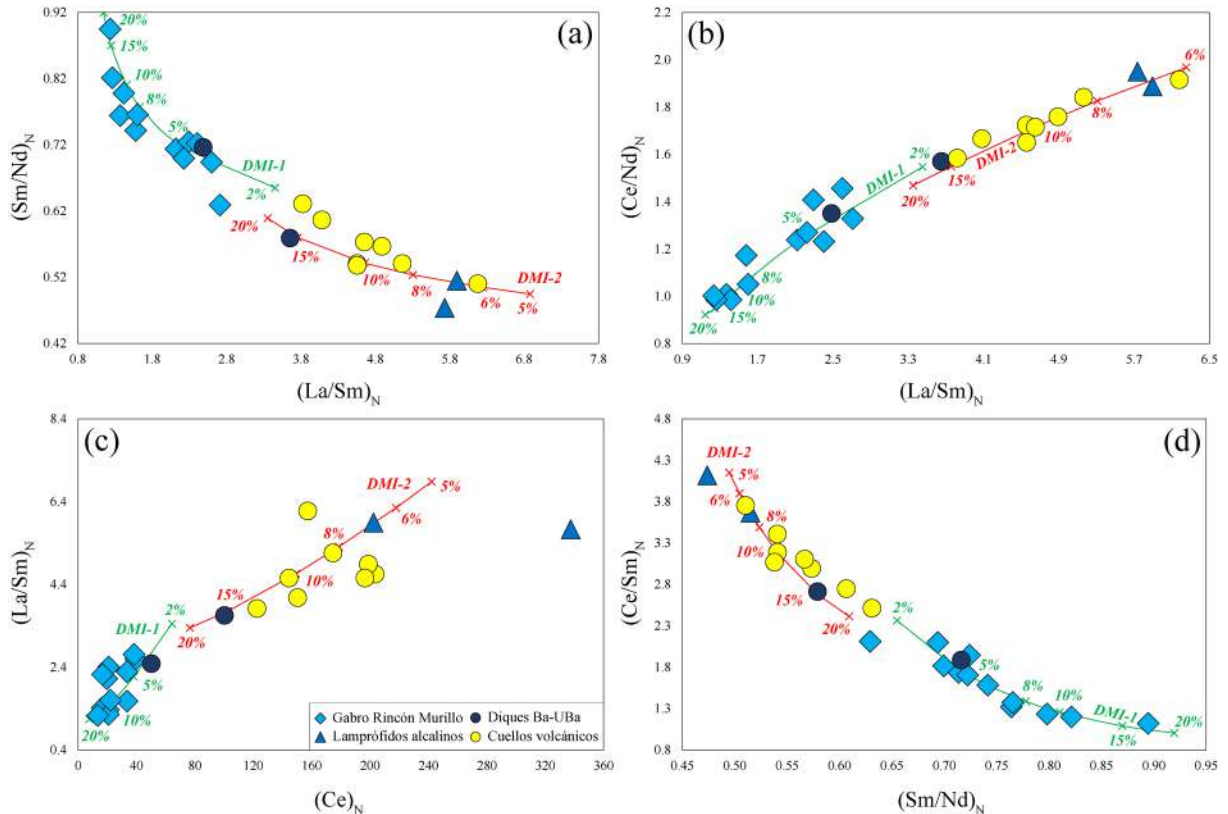


Fig. 6.3. Curvas de fusión parcial generadas por el modelo dinámico de fusión parcial de las rocas magmáticas de composición primaria de la SSCC. **(a)** Diagrama $(La/Sm)_N$ vs $(Sm/Nd)_N$, **(b)** diagrama $(La/Sm)_N$ vs $(Ce/Nd)_N$, **(c)** diagrama $(Ce)_N$ vs $(La/Sm)_N$ y **(d)** $(Sm/Nd)_N$ vs $(Ce/Sm)_N$. Los valores de tierras raras obtenidos del modelado fueron normalizados con los valores de la condrita de Nakamura (1964) y de Haskin et al. (1968). Las proporciones mineralógicas modeladas para el DMI-1 son Ol 55%, Opx 25%, Cpx 10%, Grt 9% y Anf 1%, mientras que para el DMI-2 son Ol 53%, Opx 22%, Cpx 15%, Grt 5%, Anf 5%. Los coeficientes de partición mineral/líquido para un magma basáltico se muestran en el ANEXO XIII.

VI.3.2. Cristalización fraccionada y asimilación cortical.

Posterior al proceso de fusión parcial, se pueden llevar a cabo procesos magmáticos de sistema abierto que pueden modificar la composición original de los magmas (Rollinson, 1993). Estos procesos constan de la cristalización fraccionada de minerales y la asimilación de rocas corticales, además, ambos procesos pueden ocurrir de forma concomitante dentro de una cámara magmática, dando lugar al proceso de asimilación-cristalización fraccionada o AFC (*assimilation-fractional crystallization*; DePaolo, 1981; Rollinson, 1993). La correlación que se da entre el contenido de SiO_2 y la relación $^{87}Sr/^{86}Sr_{(i)}$, puede servir como herramienta preliminar para definir

cuál es el proceso magmático dominante en un grupo de rocas. En la Fig. 6.4a se puede observar que las rocas gabróicas presentan tendencias negativas con respecto al aumento de SiO_2 , mientras que los basaltos, las rocas sieníticas y las monzodioritas presentan tendencias positivas. Del mismo modo, el SiO_2 se correlaciona de manera positiva con relaciones de elementos traza sensibles a la contaminación cortical, como la relación Th/Nb (Fig. 6.4b). En este diagrama el GRM, cuellos volcánicos, basaltos, diques básicos-ultrabásicos y las rocas sieníticas, generan una línea ligeramente inclinada conforme aumenta el SiO_2 . Contrastantemente, las rocas del área de San José presentan una tendencia positiva fuertemente inclinada. De este modo se interpreta que el GRM, diques básicos-ultrabásicos, lamprófidos alcalinos, basaltos, cuellos volcánicos y las rocas sieníticas son generados principalmente por cristalización fraccionada y tienen una ligera señal de contaminación cortical. Por otra parte, las rocas del área de San José presentan características de contaminación cortical. Adicionalmente, las monzodioritas tienen grandes poblaciones de circones heredados de edad permo-triásicas, lo cual es otra evidencia para señalar la existencia de contaminación cortical en estas rocas.

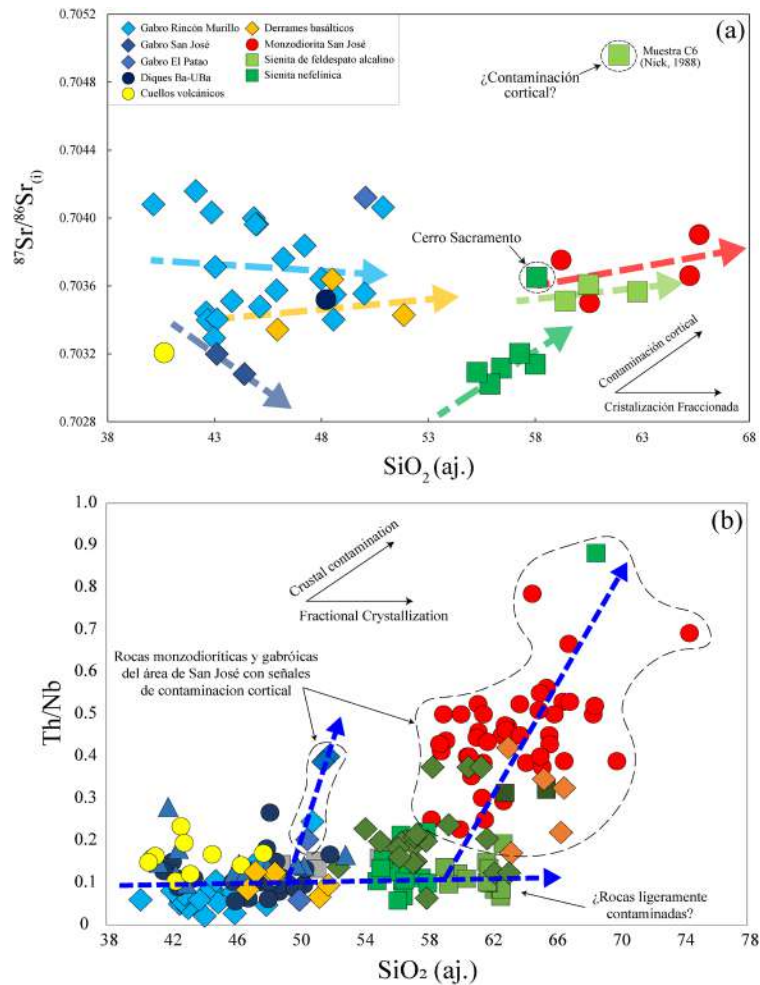


Fig. 6.4. (a) Diagrama SiO_2 vs $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{(i)}$ y (b) diagrama SiO_2 vs Th/Nb para las rocas magmáticas de la SSCC. Las tendencias horizontales indican cristalización fraccionada, mientras que las correlaciones positivas indican asimilación cortical.

DePaolo (1981) y Powell (1984) señalaron que el efecto de la asimilación y la cristalización fraccionada combinadas pueden permitir movimientos de fases sólidas y líquidas a partir de las cuales se derivaron ecuaciones para sistemas magmáticos abiertos para representar este proceso. Durante un proceso AFC existe una relación entre la cantidad del material asimilado y la cantidad de material cristalizado durante el enfriamiento de un magma. Por lo tanto, para evaluar el efecto de este proceso en diferenciación de los magmas de la SSCC, se realizó un modelado AFC.

Este modelado se efectuó siguiendo las ecuaciones de DePaolo (1981) y Ersoy y Helvacı (2010). Los detalles del modelado, así como los parámetros utilizados y resultados numéricos se muestran en el ANEXO XIV. Se realizaron dos modelados, el primero con elementos traza, mientras que el segundo con relaciones isotópicas. Para el caso de los elementos traza se utilizó la muestra LG4 (Nick, 1988) la cual tiene características de magmas primarios de la SSCC como magma parental (C_0), mientras que como material contaminante (C_a) se seleccionó a la muestra Benemérito (Coombs et al., 2020) el cual pertenece al basamento cristalino Permo-Triásico del NE de México. Para el cálculo de D_0 se utilizó el arreglo mineralógico de fraccionación estándar (5% olivino, 25% clinopiroxeno, 60% plagioclasa, 10% magnetita) de Woodhead (1988) para la cristalización de un magma gabróico, así como los coeficientes de partición de McKenzie y O'Nions (1991) y Bédard (2006).

En la Fig. 6.5 se graficaron las curvas AFC generadas, en esta se puede observar que el GRM, los diques básicos-ultrabásicos, los lamprófidos alcalinos y los cuellos volcánicos presentan muy bajos grados de contaminación cortical, al graficarse en las curvas con $r = 0$ y $r = 0.01$ indicando un origen preferente de cristalización fraccionada. Las monzonitas y las rocas sieníticas también se relacionan a bajos valores de r (0.01, 0.025), las sienitas del área del Patao-Reparo, tienen una r mayor de 0.05, cabe mencionar que en estas rocas (REPV-03) también tienen circones heredados. Por otra parte, las monzodioritas, presentan grados variables de contaminación cortical, graficándose en las curvas con valores de r de 0.1, 0.15, 0.2, 0.3, 0.4 y 0.5, aunque principalmente entre las curvas con r de 0.2 y 0.4, presentando porcentajes entre 40 – 60% de contaminación cortical. Cabe mencionar que algunas de las rocas se separan de sus grupos indicando un proceso de contaminación cortical puntal en dichas muestras.

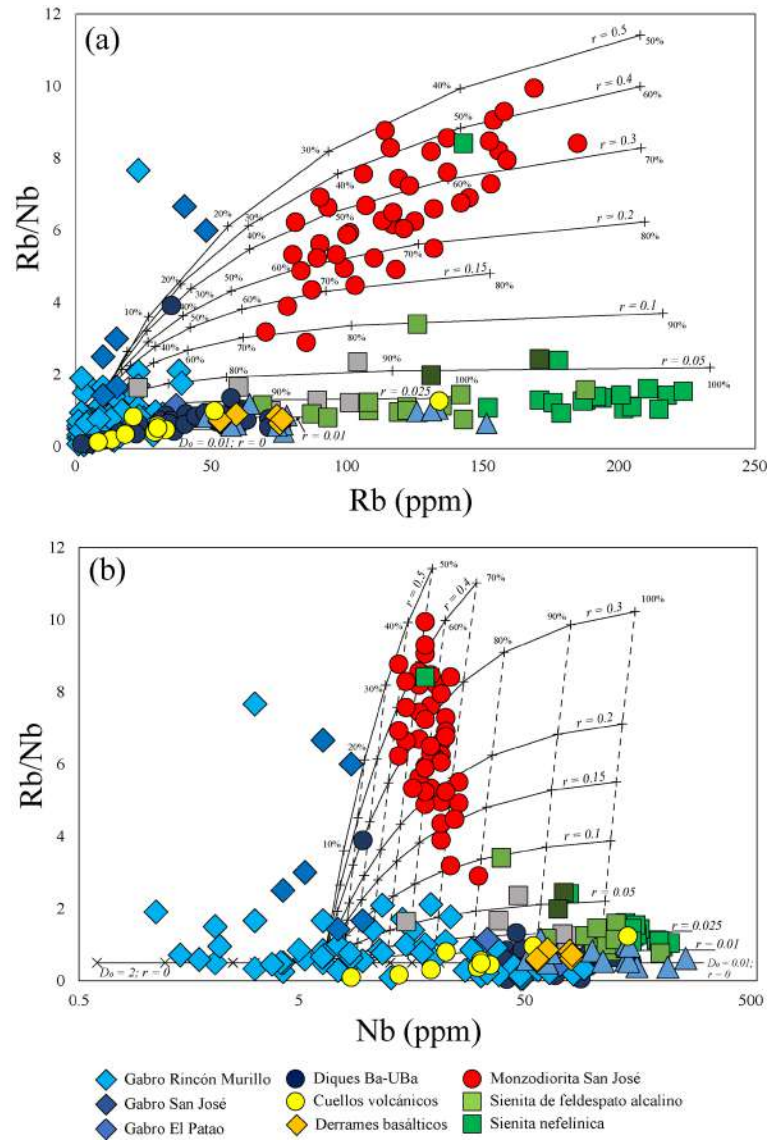


Fig. 6.5. Modelado AFC de elementos traza para las rocas magmáticas de la SSCC graficados en los diagramas (a) Rb vs Rb/Nb y (b) Nb vs Rb/Nb. Las curvas AFC se generaron a partir de valores $^{87}\text{D}_0$ de 1.219, $^{87}\text{D}_0$ de 0.063 y $^{87}\text{D}_0$ de 0.059 y valores de r variables. Como C_0 se seleccionó a la muestra LG4 ($\text{Sr} = 432$, $\text{Rb} = 3$, $\text{Nb} = 6$; Nick, 1988) y como C_1 a la muestra Benemérito ($\text{Sr} = 312.93$, $\text{Rb} = 212.68$, $\text{Nb} = 7.52$; Coombs et al., 2020).

Para el segundo modelado AFC se utilizaron las relaciones isotópicas $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ disponibles de las rocas de la SSCC. En este caso se seleccionó a la muestra CPaz como magma parental por ser el magma primario con el valor más alto de ϵNd (5.6) de la SSCC, mientras que la muestra BCS-I (Chávez-Cabello, 2005) fue seleccionada como material contaminante. Esta última es un granito tipo-I perteneciente al basamento cristalino del Triásico Tardío de la Isla la Mula en Coahuila con una edad de isócrona Rb/Sr de 213 ± 14 Ma (Jones et al., 1984), edad que coincide con las edades de los circones heredados encontrados en las monzodioritas del área de San José (202 ± 2 Ma). Los resultados se graficaron en la Fig. 6.6, en esta se puede observar que las monzodioritas y las sienitas de feldespato alcalino y algunas sienitas nefelínicas se generaron a partir de diversos grados de

contaminación cortical, principalmente relacionándose a las curvas verdes con valores de r de 0.2, 0.3 y 0.4, con una participación del contaminante del 60 – 80%. La mayoría de las sienitas nefelínicas se grafican alrededor de la curva de FC ($r = 0$), indicando un origen principal por cristalización fraccionada. Por otra parte, la minoría de las rocas gabróicas se grafican sobre las curvas azules con valores de r de 0.05 y 0.1 (Fig. 6.6). Sin embargo, cabe señalar que la mayoría de estas rocas presentan valores más bajos de Rb que de las curvas AFC generadas, indicando un grado más alto de fraccionación de Rb que el modelado. Adicionalmente, siguiendo el método de Faure y Mensing (2005) se generó una curva de mezcla entre los miembros finales modelados. En esta se puede observar que las rocas basálticas pueden ser relacionadas a una mezcla entre el 10 – 25% entre la fuente mantélica y el contaminante cortical.

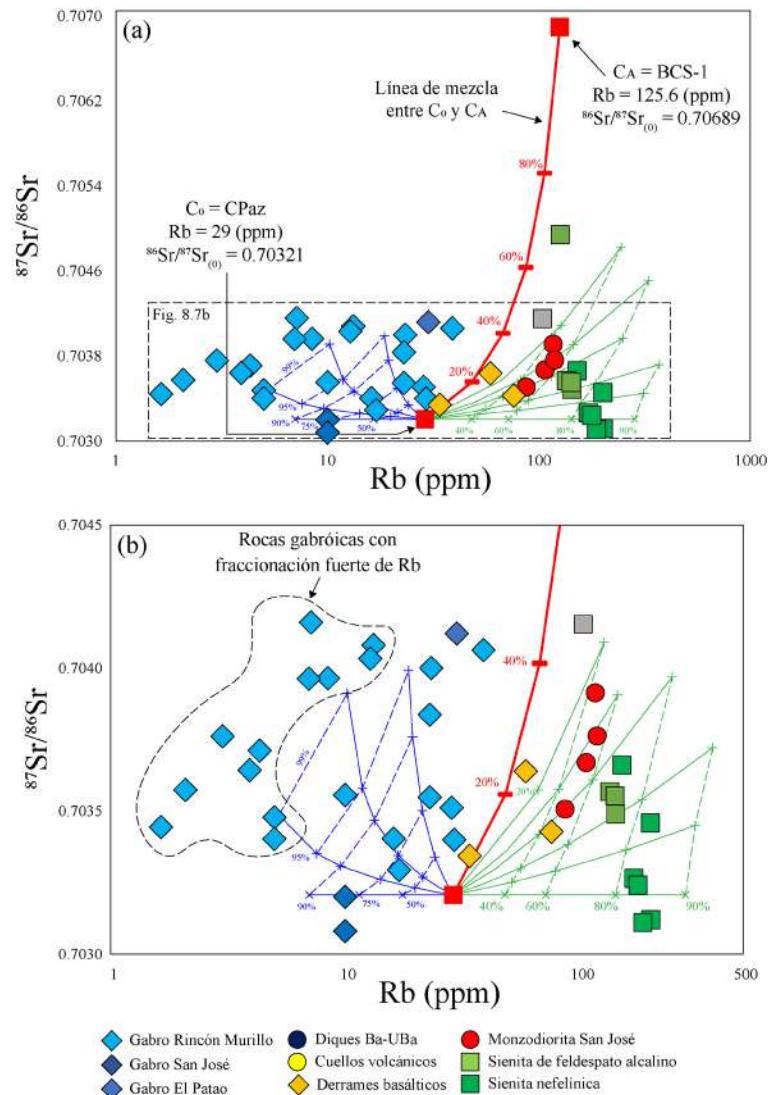


Fig. 6.6. (a-b) Diagramas Rb vs $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{(0)}$ con las curvas AFC modeladas y las rocas magmáticas de la SSCC. Las curvas de color verde se generaron a partir de valores $^{87}\text{D}_0$ de 1.2, $^{87}\text{D}_0$ de 0.05, mientras que las curvas azules se generaron a partir de valores $^{87}\text{D}_0$ de 1.61 con valores de r variables y con incrementos de F del 20%. Como C_0 se seleccionó la muestra CPaz ($\text{Sr} = 1379$, $\text{Rb} = 29$, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{(0)} = 0.70321$) y como C_A a la muestra Benemerito ($\text{Sr} = 581$, $\text{Rb} = 125.6$, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{(0)} = 0.70689$; Chávez-Cabello, 2005).

VI.4. Implicaciones geotectónicas de magmatismo de la SSCC en el NE de México

VI.4.I. Migración magmática vs. *slab* detachment.

El magmatismo de la PAOM ha sido interpretado como el resultado de la migración del frente volcánico hacia el oriente de México a causa del descenso del ángulo de subducción de la placa Farallón bajo Norteamérica a finales de Cretácico Tardío y Eoceno (Damon et al., 1981; Clark et al., 1982) generando rocas con firmas tipo arco en el Cinturón de Intrusivos Candela-Monclova, Sierra de San Carlos-Cruillas y Sierra de Tamaulipas (Damon et al., 1981; Clark et al., 1982; Nick, 1988; Chávez-Cabello, 2005; Poliquin, 2009; Viera-Décida et al., 2009; Mendoza-Vargas, 2010). Además, se ha propuesto que durante finales del Eoceno y principios del Oligoceno un *slab roll-back* (Clark et al., 1982; Viera-Décida et al., 2009) y de un *slab window* (Viera-Décida et al., 2009) permitieron el ascenso de material astenosférico provocando la fusión parcial del manto superior generando magmas con características geoquímicas intraplaca.

Sin embargo, cabe mencionar que existen varias incongruencias con respecto a estos modelos. En primer lugar, la migración del arco magmático hasta el NE de México como consecuencia de un *flat slab* ha sido utilizado para explicar el origen de rocas de arco en el CICM, SSCC y ST en un periodo de 45 – 35 Ma (Iriondo et al., 2003, 2004; Chávez-Cabello, 2005; Molina-Garza et al., 2008; Poliquin, 2009; Viera-Décida et al., 2009), no obstante, este escenario no concuerda con la generación de rocas de arco en regiones cercanas a la paleotrinchera (~200-350 km) y en la región de la mesa central (~650-750 km) durante este mismo periodo de tiempo (p. ej. Valencia-Moreno et al., 2021; Díaz-Bravo et al., 2022). Gutscher et al. (2000) y English et al. (2003) señalaron que durante un evento de *flat slab* se generará una ausencia de magmatismo en zonas relativamente cercanas a la trinchera. Por lo tanto, es probable que la geometría de subducción de la placa Farallón bajo Norteamérica durante el Eoceno es más compleja de lo que el modelo clásico de migración del arco sugiere.

Adicionalmente, la firma de arco presente las monzodioritas de la SSCC fue identificada mediante el uso de diagramas tradicionales de discriminación, como los diagramas de Pearce et al. (1984). Sin embargo, Elizondo-Pacheco et al. (2022) señalaron que estos diagramas fueron diseñados para rocas graníticas las cuales presentan características geoquímicas y mineralógicas diferentes a las rocas monzodioríticas del área de estudio, además de que Verma et al. (2012) señalaron que los diagramas de Pearce et al. (1984) no generan resultados confiables.

Para tratar de remediar la problemática mencionada con anterioridad y definir un ambiente geotectónico más preciso de las rocas magmáticas de la SSCC, se utilizaron los diagramas de discriminación tectónica propuestos por Verma et al. (2013) y de Verma y Verma (2013) para rocas ácidas e intermedias plutónicas y subvolcánicas (Fig. 6.7 y Fig. 6.8), así como los diagramas de Agrawal et al. (2008) y de Verma y Agrawal (2011) para las rocas básicas-ultrabásicas plutónicas, subvolcánicas y volcánicas de la SSCC (Fig. 6.9).

En los diagramas de Verma et al. (2013) las rocas ácidas de la SSCC se grafican principalmente en los campos que corresponden a magmatismo intraplaca y magmatismo colisional (Fig. 6.7). Las rocas sieníticas se grafican preferencialmente en el campo de magmatismo intraplaca, por otra parte, las monzodioritas del área de San José se relacionan a un ambiente de colisión. A manera de comparación las rocas ácidas de la Sierra de Tamaulipas y de la Sierra de Picachos también se asocian a ambiente de intraplaca, mientras que las del CICM se asocian principalmente al campo de colisión.

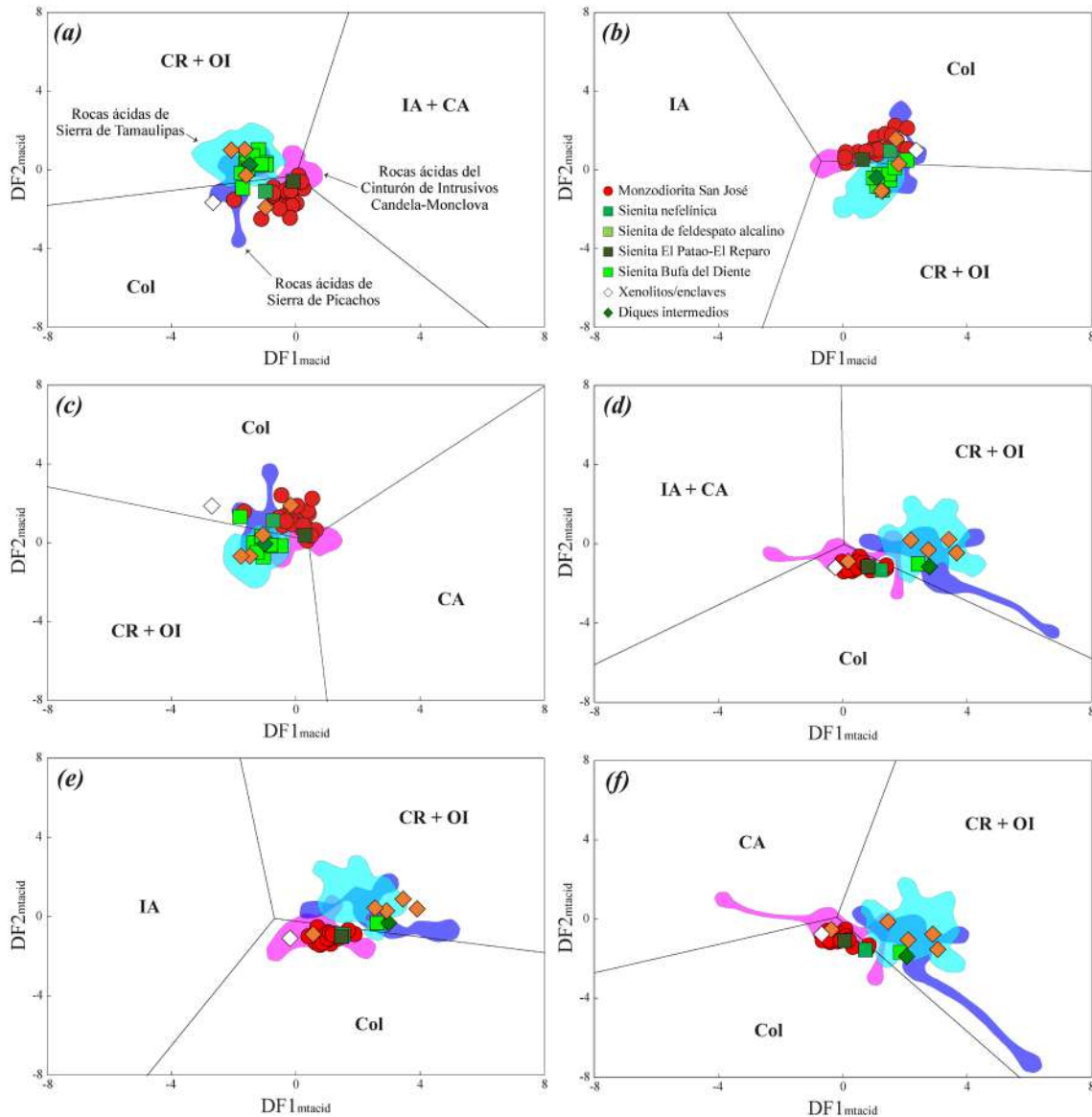


Fig. 6.7. Diagramas de discriminación tectonomagmática para rocas ácidas de Verma et al. (2013) aplicado a las rocas de la SSCC y de los principales complejos magmáticos de la PAOM. (a) Diagrama $DF1(IA+CA-CR+OI-Col)_{macid}$ vs $DF2(IA+CA-CR+OI-Col)_{macid}$. (b) Diagrama $DF1(IA-CR+OI-Col)_{macid}$ vs $DF2(IA-CR+OI-Col)_{macid}$. (c) Diagrama $DF1(CA-CR+OI-Col)_{macid}$ vs $DF2(CA-CR+OI-Col)_{macid}$. (d) Diagrama $DF1(IA+CA-CR+OI-Col)_{mtacid}$ vs $DF2(IA+CA-CR+OI-Col)_{mtacid}$. (e) Diagrama $DF1(IA-CR+OI-Col)_{mtacid}$ vs $DF2(IA-CR+OI-Col)_{mtacid}$. (f) Diagrama $DF1(CA-CR+OI-Col)_{mtacid}$ vs $DF2(CA-CR+OI-Col)_{mtacid}$. Abreviaturas: Col, colisión; CR, rift continental; OI, isla oceánica; CA, arco continental; IA, arco de islas.

Del mismo modo las rocas intermedias de la SSCC presentan una distribución similar que las rocas ácidas. En este caso las rocas sieníticas, así como las rocas intermedias de la Sierra de Tamaulipas y Sierra de Picachos, se grafican en los campos intraplaca y de colisión, mientras que las rocas monzodioríticas se grafican mayoritariamente en el campo de colisión (Fig. 6.8). Por otra parte, las rocas intermedias del CICM, se grafican dentro de los tres campos (arco-intraplaca-colisión), sin embargo, la mayoría se grafica en el campo de colisión.

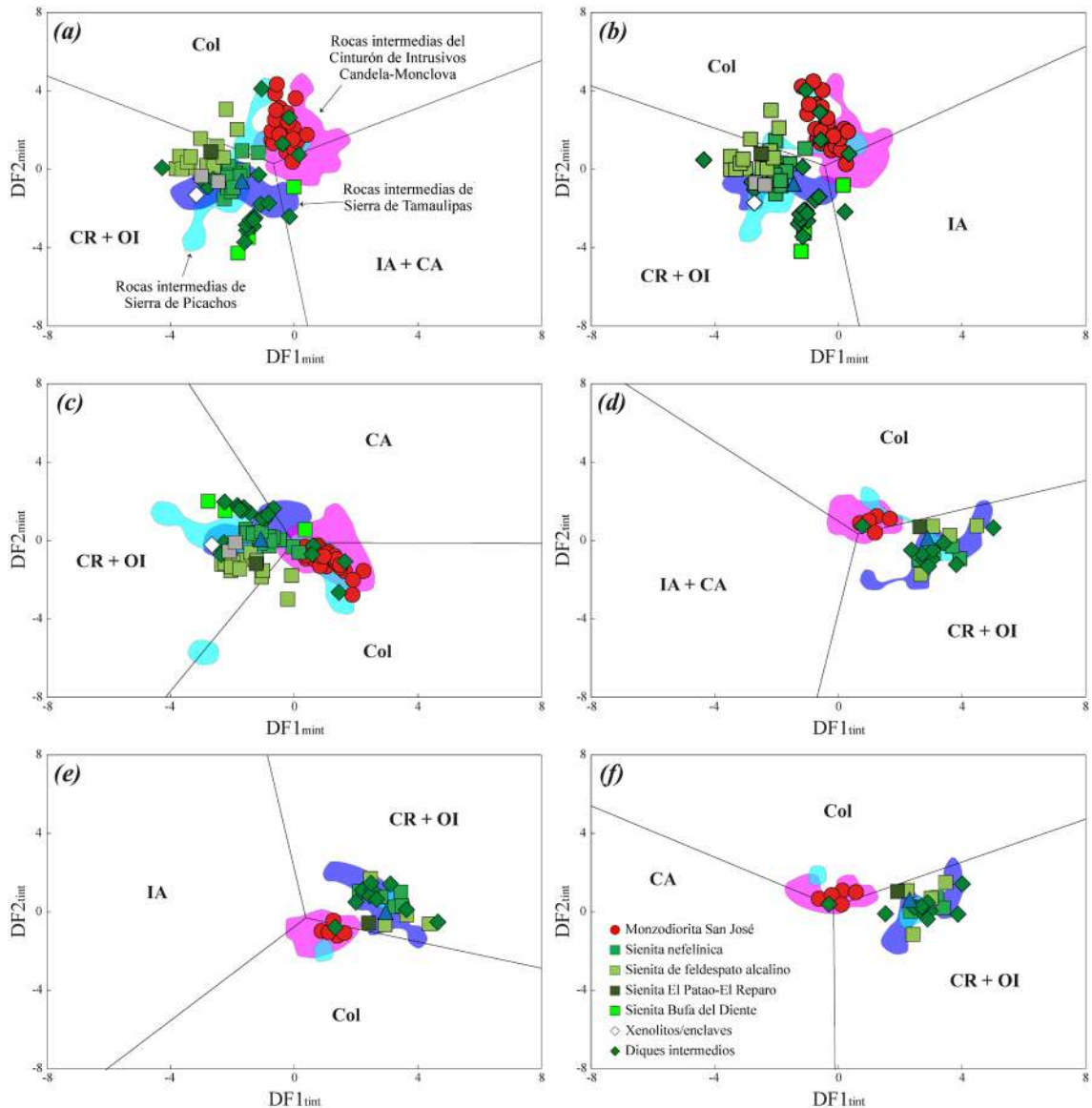


Fig. 6.8. Diagramas de discriminación tectonomagmática para rocas intermedias de Verma y Verma (2013) aplicado a las rocas de la SSCC y de los principales complejos magmáticos de la PAOM. (a) Diagrama $DF1(IA+CA-CR+OI-Col)_{mint}$ vs $DF2(IA+CA-CR+OI-Col)_{mint}$. (b) Diagrama $DF1(IA-CR+OI-Col)_{mint}$ vs $DF2(IA-CR+OI-Col)_{mint}$. (c) Diagrama $DF1(CA-CR+OI-Col)_{mint}$ vs $DF2(CA-CR+OI-Col)_{mint}$. (d) Diagrama $DF1(IA+CA-CR+OI-Col)_{tint}$ vs $DF2(IA+CA-CR+OI-Col)_{tint}$. (e) Diagrama $DF1(IA-CR+OI-Col)_{tint}$ vs $DF2(IA-CR+OI-Col)_{tint}$. (f) Diagrama $DF1(CA-CR+OI-Col)_{tint}$ vs $DF2(CA-CR+OI-Col)_{tint}$. Abreviaturas igual a la Fig. 9.2.

Por último, la mayoría de las rocas básicas-ultrabásicas de la SSCC, así como de la Sierra de Tamaulipas y Sierra de Picachos se asocian a ambientes intraplaca de extensión continental y tipo isla oceánica. Por otra parte,

las rocas básicas-ultrabásicas del área de San José de la SSCC, así como las del CICM, se asocian a un ambiente de arco. Cabe mencionar que los diagramas de Agrawal et al. (2008) y Verma y Agrawal (2011) no distinguen entre arco continental y arco de isla, aunque la presencia del último en el NE de México durante el Cenozoico no es viable. Por otra parte, estos diagramas no cuentan con campos relacionados a un ambiente colisional, lo cual obstaculiza la posibilidad de una comparación con las rocas magmáticas intermedias y ácidas del complejo.

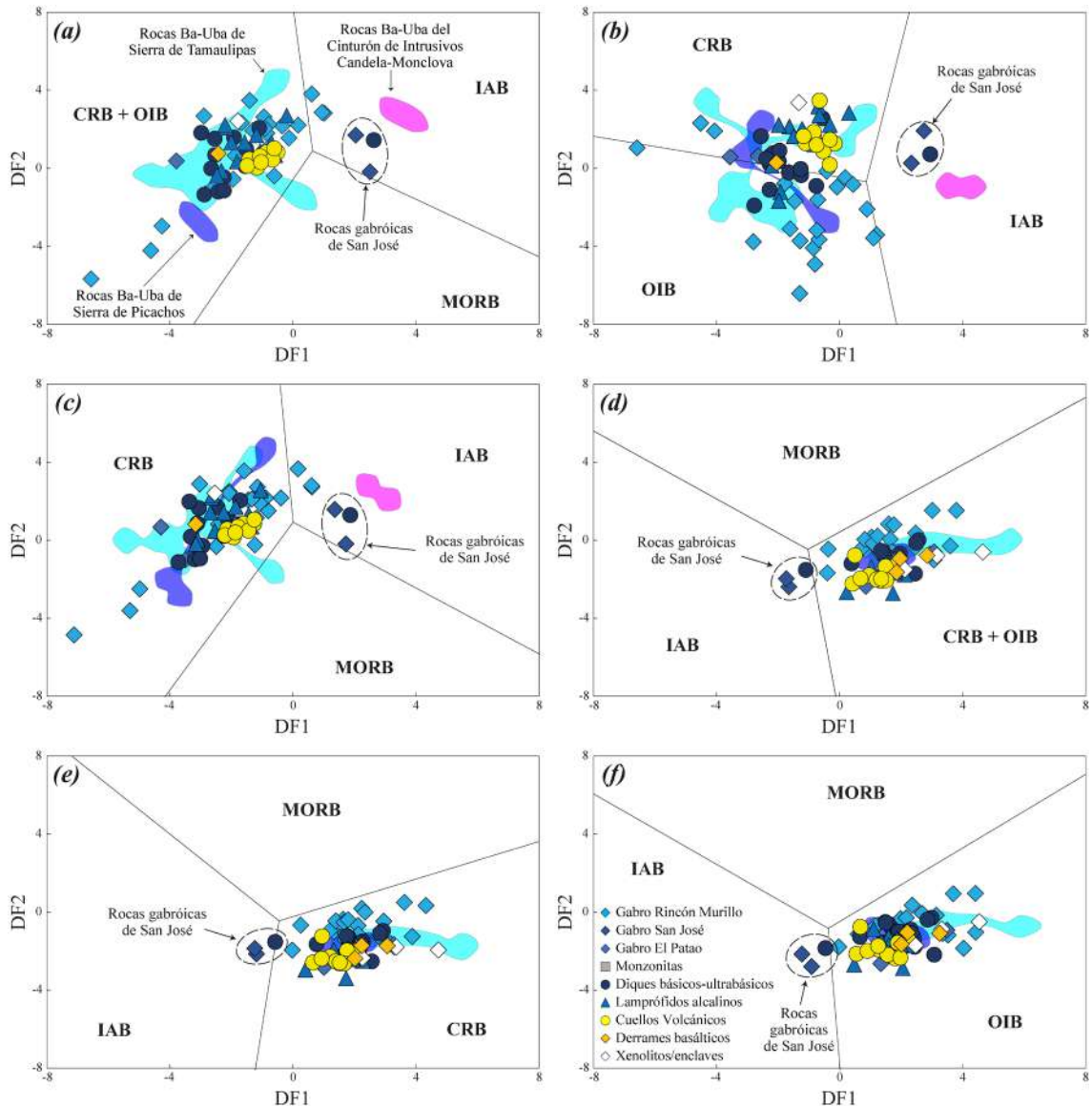


Fig. 6.9. Diagramas de discriminación tectonomagmática para rocas básicas y ultrabásicas de Verma y Agrawal (2011) y de Agrawal et al. (2008) aplicado a las rocas de la SSCC y de los principales complejos magmáticos de la PAOM. (a) Diagrama DF1(IAB-CRB+OIB-MORB)₂ vs DF2(IAB-CRB+OIB-MORB)₂. (b) Diagrama DF1(IAB-CRB-OIB)₂ vs DF1(IAB-CRB-OIB)₂. (c) Diagrama DF1(IAB-CRB-MORB)₂ vs DF2(IAB-CRB-MORB)₂. (d) Diagrama DF1(IAB-CRB+OIB-MORB) vs DF2(IAB-CRB+OIB-MORB). (e) Diagrama DF1(IAB-CRB-MORB) vs DF2(IAB-CRB-MORB). (f) Diagrama DF1(IAB-OIB-MORB) vs DF2(IAB-OIB-MORB). Abreviaturas: CRB, basaltos de rift continental; IOB, basaltos de isla oceánica; IAB, basaltos de arco de islas; MORB, basaltos de dorsal centro-oceánica.

De manera general según los diagramas de discriminación tectónica de Verma et al. (2013) y de Verma y Verma (2013), la mayoría de las rocas ácidas e intermedias de la PAOM se relacionan a ambientes geotectónicos

intraplaca y de colisión. Esto difiere drásticamente del modelo clásico en el cual estas rocas estaban asociadas a un arco continental. Las rocas del CICM presentan características fuertemente asociadas a un magmatismo de arco, sin embargo, en los diagramas se asociaron a un ambiente de colisión. En este complejo se puede establecer un magmatismo sin-orogénico y post-orogénico, debido a que las edades que estas rocas coinciden con las últimas etapas de deformación de la Orogenia Laramide en la Cuenca de Sabinas (~39 Ma; [Chávez-Cabello et al., 2009](#)), así como la existencia de intrusivos sin-tectónicos (p. ej. Cerro Mercado; [Molina-Garza et al., 2008](#)). Esto puede extenderse a la SSCC ya que las edades de las rocas monzodioríticas del área de San José (38-37 Ma) son más jóvenes que la última etapa de deformación del frente tectónico del Orógeno Mexicano y de la formación de las estructuras asociadas al Anticlinorio de Tamaulipas (~45 Ma; [Fitz-Díaz et al., 2016, 2018](#)) así como de la discontinuidad en la Fm. La Yegua (~39.5 Ma), la cual es asociada al último pulso de la deformación Laramide en la Cuenca de Burgos ([Eguíluz de Antuñano, 2007](#)). Adicionalmente, las rocas monzodioríticas de la SSCC presentan evidencias de asimilación cortical como circones heredados de rocas magmáticas más antiguas, lo cual puede significar que la firma geoquímica de arco es heredada a partir de la contaminación cortical.

De acuerdo con los modelos de [Liu et al. \(2010\)](#) durante el Cretácico Tardío (~70 Ma) ocurrió la subducción de un segmento engrosado de la placa Farallón, denominada como Meseta conjugada de Hess (MOH), este evento resultó en el aumento de la flotabilidad de la placa oceánica y la reducción del ángulo de subducción, propiciando la formación de un *flat slab*. Este cambio en el ángulo de subducción, combinado con el cambio de la tasa del movimiento hacia el oeste de la placa de Norteamérica, pudieron ser los responsables de las estructuras deformadas del Cinturón de Pliegues y Cabalgaduras Mexicano ([Fitz-Díaz et al., 2018](#)). Este proceso también pudo haber generado el rebote cortical propuesto por [Gray et al. \(2021\)](#) y las estructuras de piel gruesa con orientación NW-SE del Cinturón de Pliegues y Cabalgaduras Mexicano ([Liu et al., 2010](#)). Según lo propuesto por [Liu et al. \(2010\)](#) y [Wang et al. \(2017\)](#), la MOH tuvo su pasaje por debajo del NE de México y de Texas aproximadamente hace 58-40 Ma. Recientemente, [Elizondo-Pacheco et al. \(2022\)](#) propusieron que la eclogitización, rompimiento y hundimiento de la MOH provocó un ascenso astenosférico que produjo la fusión del manto previamente metasomatizado por procesos de subducción antiguos, lo cual generó la formación de magmas con características tipo arco en la SSCC. Esta idea también fue adoptada por [Díaz-Bravo et al. \(2022\)](#) para explicar el origen del magmatismo en partes de la Mesa Central. Sin embargo, los mismos autores señalaron que este modelo no esclarece la formación del magmatismo en zonas cercanas a la trinchera en el mismo periodo. Adicionalmente, [Wang et al. \(2017\)](#) sugirieron que el hundimiento gradual de la corteza oceánica favoreció el establecimiento del Golfo de México como el depocentro principal durante el Cenozoico.

VI.4.2. Magmatismo del Mioceno en la SSCC

Las primeras etapas de magmatismo de la SSCC están suscritas al Eoceno-Oligoceno resultando en el emplazamiento de todas las rocas plutónicas monzodioríticas, gabróicas y sieníticas, así como algunos diques pórfido gabróicos y sieníticos cuyo rango de edad es de ~39-24 Ma. Sin embargo, los cuellos volcánicos de composición basanítica del Campo Subvolcánico de Burgos, así como algunos cuellos aliados en la periferia de la SSCC (p. ej. Cerro Panaderal, Cerro Ibarría) no fueron generadas durante esta etapa. Los análisis geocronológicos indican un rango de edad de 13 – 12 Ma (Este trabajo; [Viera-Décida et al., 2009](#)). Evidentemente, existe una brecha temporal de aproximadamente 10 Ma en el magmatismo alcalino de la SSCC. Sin embargo, en la parte sur de la PAOM en la Planicie de Tampico y en el Campo Volcánico de Aldama se encuentran algunos cuellos volcánicos (p. ej. Cerro Nopal y el Cerro Auza) o coladas volcánicas cuyo rango de edad es de 23.5-12 Ma ([Cantagrel y Robin, 1979](#); [Camacho-Angulo, 1993](#)) que podría representar la continuidad del magmatismo en la PAOM a lo largo del Mioceno, pero no en la SSCC.

Hasta el momento solo se tiene datos isotópicos de un cuello volcánico de la SSCC (Cerro Paz, muestra CPaz) con relaciones $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de 0.70322 y $^{147}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ de 0.512917 siendo la roca con el valor de ϵNd más alto del complejo (+5.6), indicando un origen mantélico a partir de una fuente enriquecida y con relaciones similares al reservorio HIMU ([Zindler y Hart, 1986](#)). Lo anterior, en conjunto con la presencia de una componente de metasomatismo carbonatítico, sugiere la participación de material astenosférico en la génesis de estas rocas ([Pilet et al., 2008, 2011](#); [Pfänder et al., 2012](#); [Pilet, 2015](#); [Kim et al., 2019](#)). Adicionalmente, las características geoquímicas e isotópicas, así como el rango de edad observadas en estos cuerpos son similares a los cuellos volcánicos máficos (p. ej. basanitas, hawaiitas) del Campo Volcánico Los Encinos en San Luis Potosí (K-Ar = 10.6 – 13.6 Ma, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ = 0.70288 – 0.70397, ϵNd = +3.0 – 7.5; [Luhr et al., 1995](#)). Sin embargo, este magmatismo ha sido relacionado a la extensión continental reflejado en la presencia de fallas normales NNW-SSE del sector de las Cuencas y Sierras Meridional de la Provincia Extensional del Norte de México (PENM; [Aranda-Gómez et al., 2005](#)), mientras que en la SSCC no se han observado evidencias de estructuras extensionales en superficie. Por lo tanto, el magmatismo que dio origen a los cuellos volcánicos de la SSCC debe estar relacionado principalmente a los procesos ocurridos en el manto bajo del complejo.

VI.4.3. Magmatismo del Cuaternario de la SSCC: Provincia Alcalina Oriental de México vs. Provincia Extensional del Norte de México.

En el noreste de México existe una gran cantidad de campos volcánicos intraplaca con edades del Mioceno Tardío – Pleistoceno en los estados de Coahuila, Tamaulipas y San Luis Potosí cuyo magmatismo está caracterizado por rocas volcánicas de composición basáltica y firmas geoquímicas de extensión continental ([Aranda-Gómez et al., 2005](#); [Valdez-Moreno et al., 2011](#); [Aguillón-Robles et al., 2014](#); [Rivera-García et al., 2023](#)). El magmatismo de la mayoría de estos campos está asociado a estructuras extensionales de la Provincia de Cuencas y Sierras Mexicana (PCSM), también denominado Provincia Extensional del Norte de México (PENM;

Aranda-Gómez et al., 2005), lo que favoreció un ascenso rápido a través de la corteza. Anteriormente, el magmatismo del Campo Volcánico de Aldama (CVA) y de Llera de Canales (CVLC), en Tamaulipas, eran asociados a la PAOM (Demant y Robin, 1975; Camacho-Angulo, 1993; Ramírez-Fernández, 1996; Treviño-Cázares et al., 2005). Sin embargo, recientemente Rivera-García et al. (2023) consideraron que el magmatismo del CVA está más estrechamente relacionado a la PENM.

Las rocas volcánicas de la SSCC, las cuales serán denominadas Vulcanismo de la Sierra de San Carlos (VSC), tienen una composición de basalto alcalino con una firma geoquímica de extensión continental. Además, en este trabajo se presentan las primeras dataciones de las rocas del VSC, arrojando un rango de edad de 0.5 – 0.4 Ma (K-Ar en roca total). En comparación con el Campo Volcánico de Ocampo (CVO) y el Campo Volcánico de las Esperanzas (CVLE), las rocas del VSC presentan relaciones similares de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (0.70334 – 0.70364), un valor más bajo de ϵNd (+4.02) y valores más altos de $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (19.227), $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (15.687) y $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (39.068) que las rocas del CVO y CVLE ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.70334 - 0.70346$; $\epsilon\text{Nd} = +5.1 - +6.1$; $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 18.45 - 18.77$; $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 15.55 - 15.58$; $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 38.08 - 38.38$; Aranda-Gómez et al., 2005; Valdez-Moreno et al., 2011), sugiriendo la participación de contaminación cortical en las rocas del VSC. Cabe mencionar que ninguna de las rocas del VSC presentan características de magmas primarios. De manera general, las edades y características geoquímicas observadas en el VSC son parcialmente similares a los campos volcánicos asociados a la PENM indicando una probable relación cogenética entre todos estos campos. Sin embargo, un obstáculo importante para esta asociación es la ausencia de estructuras extensionales relacionadas directamente al VSC.

VI.4.4. Asimilación de rocas corticales y sus implicaciones tectónicas.

La presencia de circones heredados en las rocas monzodioríticas del área de San José y sieníticas del Reparo, así como en un xenolito granítico hospedado en un lamprófido alcalino (Elizondo-Pacheco et al., 2022), sugieren la existencia de rocas magmáticas o metamórficas de estas edades sepultadas bajo el macizo rocoso de la SSCC. En primer lugar, los circones más abundantes corresponden a una edad del Triásico Tardío de $\sim 202.24 \pm 1.12$ Ma ($n = 23$), aunque también se observan circones con edades Pérmicas de 264.83 ± 4.38 Ma ($n = 1$) y de 255.76 ± 2.28 Ma ($n = 2$), lo cual indica que el basamento cristalino de la SSCC corresponde al basamento sepultado del arco Permo-Triásico del NE de México (López-Ramos, 1979; Wilson, 1990; Salvador, 1991; Coombs et al., 2020), también conocido como el Cinturón Batolítico Mexicano del Este (Ortega-Gutiérrez et al., 2014), o Arco de Tamaulipas.

Recientemente, Coombs et al. (2020) realizó el análisis sistemático de los circones del basamento P-T obtenidos a través de los pozos exploratorios de PEMEX en el NE de México. Sin embargo, los pozos cercanos a la SSCC Linares-I ($24^{\circ}43'15''$ N – $99^{\circ}22'23''$ W), Trincheras-I ($24^{\circ}57'02''$ N – $99^{\circ}26'29''$ W) y Benemérito-I ($25^{\circ}40'46''$ N – $99^{\circ}51'44''$ W), arrojan unas edades de 255.1 ± 4.8 Ma, 254.6 ± 3.4 Ma y de

245.4 ± 4.6 Ma, las cuales no coinciden con la población principal de circones heredados de la SSCC (p. ej. ~202 Ma, n = 23; Fig. 6.10). Adicionalmente, en el xenolito XMONI de Elizondo-Pacheco et al. (2022), se puede observar una población pequeña (n = 4) de circones heredados con edades de 250.75 ± 1.06 Ma, reforzando la posible participación del basamento Permo-Triásico como agente contaminante en el magmatismo más antiguo de la SSCC.

Cabe mencionar que las edades principales de los circones heredados de las rocas monzodioríticas y sieníticas de la SSCC (~202 Ma, n = 23) coinciden más con las rocas graníticas que afloran en el estado de Coahuila en la Isla de la Mula, la Isla de Monclova y en la región de Acatita (~204 – 213 Ma; Denison et al., 1969; Jones et al., 1984; Wilson, 1990; Molina-Garza et al., 2005). Este magmatismo ha sido interpretado como el resultado de una subducción a lo largo de la margen del Océano Paleo-pacífico de Pangea desde el Pérmico hasta el Triásico Tardío y que las características geoquímicas e isotópicas sugieren una mezcla entre material magmático juvenil y rocas corticales del Proterozoico (Torres et al., 1999; Arvizu et al., 2009; Ortega-Obregón et al., 2014; Coombs et al., 2020).

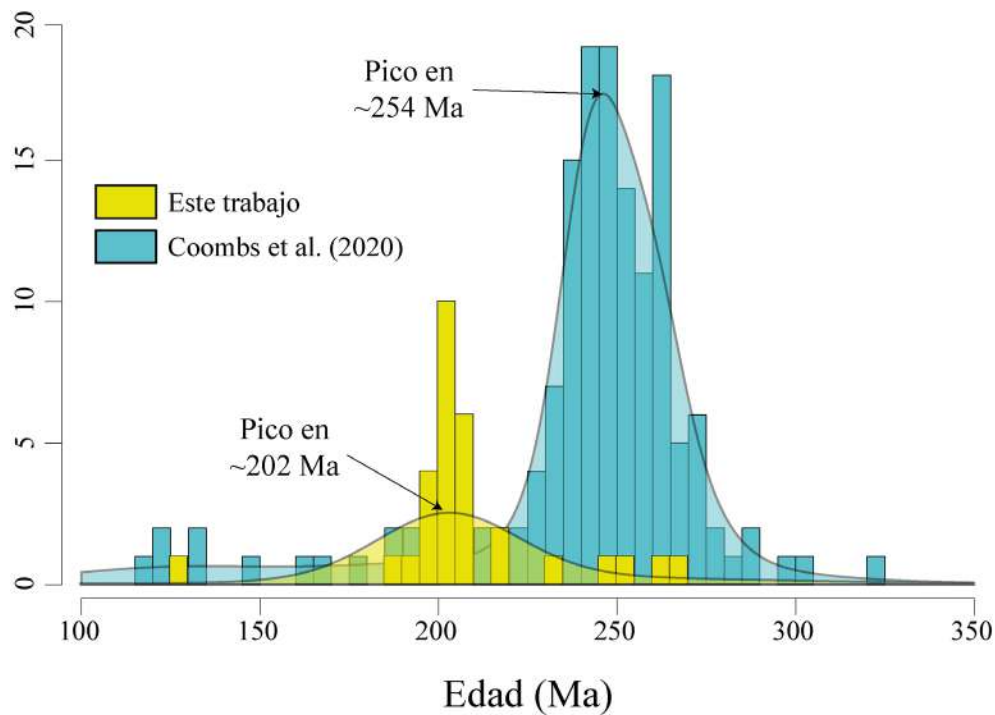


Fig. 6.10. Diagrama KDE de los circones heredados de las rocas monzodioríticas y sieníticas de la SSCC (barras amarillas; muestras MSJ-08, MSJ-09 y REPV-03) comparados con los circones del basamento cristalino Permo-Triásico de los pozos Linares-I, trincheras-I y Benemerito-I (Coombs et al., 2020).

Otra hipótesis es que las rocas asimiladas sean producto de las etapas iniciales del magmatismo de la Provincia Ígnea Nazas (Parolari et al., 2022) o Provincia Extensional de Nazas (Busby y Centeno-García, 2022), la cual está asociada al rompimiento y *rifting* de Pangea y que los magmas generados representan la fusión meramente de rocas corticales en un ambiente extensional. Sin embargo, la edad de magmatismo atribuida a esta

provincia está suscrita al Jurásico Temprano al Jurásico Medio (~190 – 170 Ma; [Parolari et al., 2022](#)), de los cuales no se tienen evidencias de circones heredados en la SSCC.

Por otra parte, los circones heredados con edades de 1233.51 ± 4.32 Ma ($n = 3$) encontrados en el xenolito granítico XMONT ([Elizondo-Pacheco et al., 2022](#)) cuya edad puede ser asociada al basamento cristalino metamórfico del Precámbrico, expuesto en Cd. Victoria, Tamaulipas ([Alemán-Gallardo, 2022](#)). Algunos de los trabajos clásicos y recopilatorios del basamento cristalino de México denominado clásicamente como Oaxaquia (p. ej. [Ortega-Gutiérrez et al., 1995, 2018](#); [Keppie y Ortega-Gutiérrez, 2010](#)), y delimitado hacia el este por el Bloque Maya de edad Neoproterozoico ([Ortega-Gutiérrez et al., 2018](#)). La presencia de estos circones heredados podría sugerir la existencia de dicho basamento bajo el macizo rocosos de la SSCC. Cabe mencionar trabajos recientes (p. ej. [Coombs et al., 2020](#); [Ramírez-Fernández et al., 2021](#)) interpretan que el bloque Oaxaquia fue diseccionado y disgregado hacia el sur a través de fallas de desplazamiento lateral durante la apertura del Golfo de México en el Jurásico, lo que podría permitir la existencia de remanentes sepultados de dichos bloques en la corteza de la región de estudio.

Opcionalmente, estos circones podrían estar relacionados al reciclamiento de la corteza continental por algún evento magmático previo a la generación del magma parental granítico de dicho xenolito (edad de cristalización ~34 Ma; [Elizondo-Pacheco et al., 2022](#)). En este sentido, en el mismo xenolito se tienen dos poblaciones de circones heredados con edades del Cretácico, una de 76.06 ± 0.44 Ma ($n = 5$) y de 63.58 ± 0.39 Ma ($n = 4$), las cuales son concordantes con el rango de edad del magmatismo de las cenizas alteradas de la Fm. San Felipe ($84.6 \pm 0.8 - 73.7 \pm 0.3$; [Velasco-Tapia et al., 2016](#)) del NE de México. Estas evidencias sugieren la existencia de un evento magmático local durante Cretácico Tardío que pueden estar asociados a dichas cenizas volcánicas, así como a los cuerpos subvolcánicos aplíticos del Corredor Linares-Burgos ([Antonio-Duran, 2022](#)). Sin embargo, cabe mencionar que el origen de las cenizas de la Fm. San Felipe está asociado al vulcanismo del Arco Magmático Mexicano del Cretácico-Eoceno, antes llamado “arco Laramídico” ([González de León et al., 2011](#); [Valencia-Moreno et al., 2021](#)) generado por la subducción de la placa Farallón bajo el margen occidental de la placa de Norteamérica durante el Cretácico Tardío y que gracias a los patrones de viento establecidos para este tiempo, las cenizas fueron transportadas de manera área y depositadas en el NE de México ([Velasco-Tapia et al., 2016](#); [Martínez-Paco et al., 2022](#)). Por lo cual, la existencia de un magmatismo local contemporáneo podría significar una procedencia local, sin embargo, las evidencias para afirmar dicha hipótesis aun no son contundentes.

VI.5. Modelo petrogenético del magmatismo de la SSCC

En el NE de México se han atestiguado una gran cantidad de antiguos eventos de subducción, que ha permitido la instauración de arcos magmáticos durante el Ordovícico ([Alemán-Gallardo et al., 2019](#)), Carbonífero ([Stewart et al., 1999](#); [Ramírez-Fernández et al., 2021](#)), Pérmico-Triásico ([Barboza-Gudiño et al., 2010](#); [Rubio-](#)

Cisneros y Lawton, 2011; Coombs et al., 2020), Jurásico (Jones et al., 1995; Bartolini et al., 2003; Velasco-Tapia et al., 2016; Cruz-Gómez et al., 2017; Lawton y Amato, 2017; Juárez-Arriaga et al., 2019) y Cretácico (Sosa-Valdés, 2011; Velasco-Tapia et al., 2011; González-Guzmán et al., 2023). Estos procesos modificaron la composición del manto superior de la región gracias al aporte de fluidos metasomáticos provenientes de la deshidratación de la corteza subducida y la formación de litologías metasomáticas (Zheng, 2019). El manto bajo la SSCC pudo haber sido modificado al menos por el evento de subducción ocurrido desde el Paleozoico Tardío hasta el Mesozoico ya que los granitoides del arco Permo-Triásico forman parte del basamento sepultado en la región (Mickus y Montana, 1999; Coombs et al., 2020).

Según los modelados de conversión inversa y reconstrucciones paleogeográficas presentados por Liu et al. (2010) y Wang et al. (2017) para finales del Paleoceno y principio del Eoceno (~58 – 43 Ma) ocurrió el pasaje de la Meseta Oceánica de Hess (MOH) bajo el noreste de México lo cual propicio la perturbación del manto de la región. Cabe mencionar que a medida que la MOH ingresaba hacia profundidades mayores en el manto fue eclogitizada lo que probablemente propició el rompimiento (*detachment*) de la placa subducida (Elizondo-Pacheco et al., 2022). A través de esta zona de rompimiento se generó un *slab window* mediante el cual ocurrió un ascenso astenosférico incipiente que provocó la fusión parcial del manto superior metasomatizado dando origen a los magmas parentales de rocas monzodioríticas y gabríticas con características geoquímicas tipo arco en el área de San José entre los 39 – 37 Ma (Fig. 6.IIa) en un ambiente geotectónico post-orogénico. Además, se encontraron características geoquímicas y circones heredados que evidencian la participación de contaminación cortical durante el ascenso y emplazamiento de estas rocas. Según dichas características, la contaminación ocurrió principalmente de rocas pertenecientes al Basamento Granítico del Permo-Triásico (Coombs et al., 2020). Por lo tanto, con base en todas las ideas generadas en este estudio se propone que no ocurrió la instauración de un arco magmático en el NE de México en el Cenozoico, como había sido propuesto en modelos clásicos (p. ej. Damon et al 1981; Clark et al., 1982) y que la firma geoquímica de “arco” presente en las rocas del área de San José son heredadas de un manto previamente metasomatizado, así como por la contaminación de rocas magmáticas de arco más antiguas.

En este trabajo se propone que, a partir de los 36 Ma, ocurrió un cambio en la composición y en la firma geoquímica de magmatismo “tipo arco” a magmatismo “tipo OIB” en las rocas magmáticas de la SSCC, relacionado al agotamiento de la fuente que dio origen del magmatismo en San José. Posterior a esta etapa, el manto superior de la región experimentó un proceso de metasomatismo como resultado de la interacción de dos componentes metasomáticas con el manto superior. La primera es una componente es derivada de la liberación de fluidos ricos en HFSE (p. ej. Nb y Ta) o bien por bajos grados de fusión parcial de la MOH, ambas como consecuencia del rompimiento de rutilo a profundidades mayores (p. ej. Zheng, 2019; Zheng et al., 2020). La

segunda es una componente carbonatítica, proveniente del ascenso astenosférico derivado de la ruptura y hundimiento de la MOH, la cual es reflejada en algunas rocas del GRM (p. ej. [Fig. 6.2c](#)).

El continuo ascenso astenosférico generado por el hundimiento de la MOH en esta región, así como el cambio en el régimen tectónico cortical de uno compresional como resultado de la subducción de la placa Farallón bajo Norteamérica a un régimen de relajamiento cortical producido por la colisión de la dorsal del Pacífico con la placa de Norteamérica en el suroeste de EUA aproximadamente a los 32-30 Ma dando lugar al descenso de la tasa de subducción ([Severinghause y Atwater, 1990](#); [Atwater y Stock, 1998](#)), provocó la instauración de un régimen tectónico extensional y la fusión parcial moderada (3 – 18%) por decompresión adiabática de una fuente mantélica parcialmente metasomatizada compuesta por peridotitas de granate con un bajo porcentaje de anfíbol (1%) que dieron origen a lotes de magmas de composición básica-ultrabásica. De estos lotes una parte se emplazó en la corteza y experimentó procesos de cristalización fraccionada de magnitudes variables, dando lugar a las rocas gabróicas (monzogabros-gabros-cumulatos) en la parte sur de la SSC y en el área del Patao de las Sierras Bajas (GRM y GEP, respectivamente) durante el Oligoceno ([Fig. 6.IIb](#)).

Cabe mencionar que en trabajos previos se había establecido que no existía una relación evolutiva entre las rocas sieníticas y gabróicas intrusivas y subvolcánicas de la SSCC, por lo cual se descartaba el proceso de diferenciación magmática (p. ej. [Rodríguez-Saavedra, 2003](#); [Elizondo-Pacheco, 2019](#)). Adicionalmente, según las relaciones isotópicas de Sr de estas rocas, [Nick \(1988\)](#) y [Viera-Décida \(2006\)](#), descartaron un proceso de contaminación cortical. Sin embargo, el análisis sistemático de la geoquímica e isotopía de las rocas sieníticas realizado en este trabajo, así como la presencia de circones heredados (p. ej. cuarzosienitas del Reparo), sugieren que una parte del magmatismo básico-ultrabásico experimentó procesos de diferenciación magmática que, en conjunto con bajos grados de contaminación cortical, dieron origen a las sienitas nefelínicas y a las sienitas de feldespato alcalino y cuarzosienitas de la SSC, BD y SB ([Fig. 6.IIb](#)). Cabe mencionar que el análisis geocronológico demuestra que tanto las rocas gabróicas como las rocas sieníticas de la SSCC tienen una génesis contemporánea ya que presentan un rango de edad de 32 – 28 Ma.

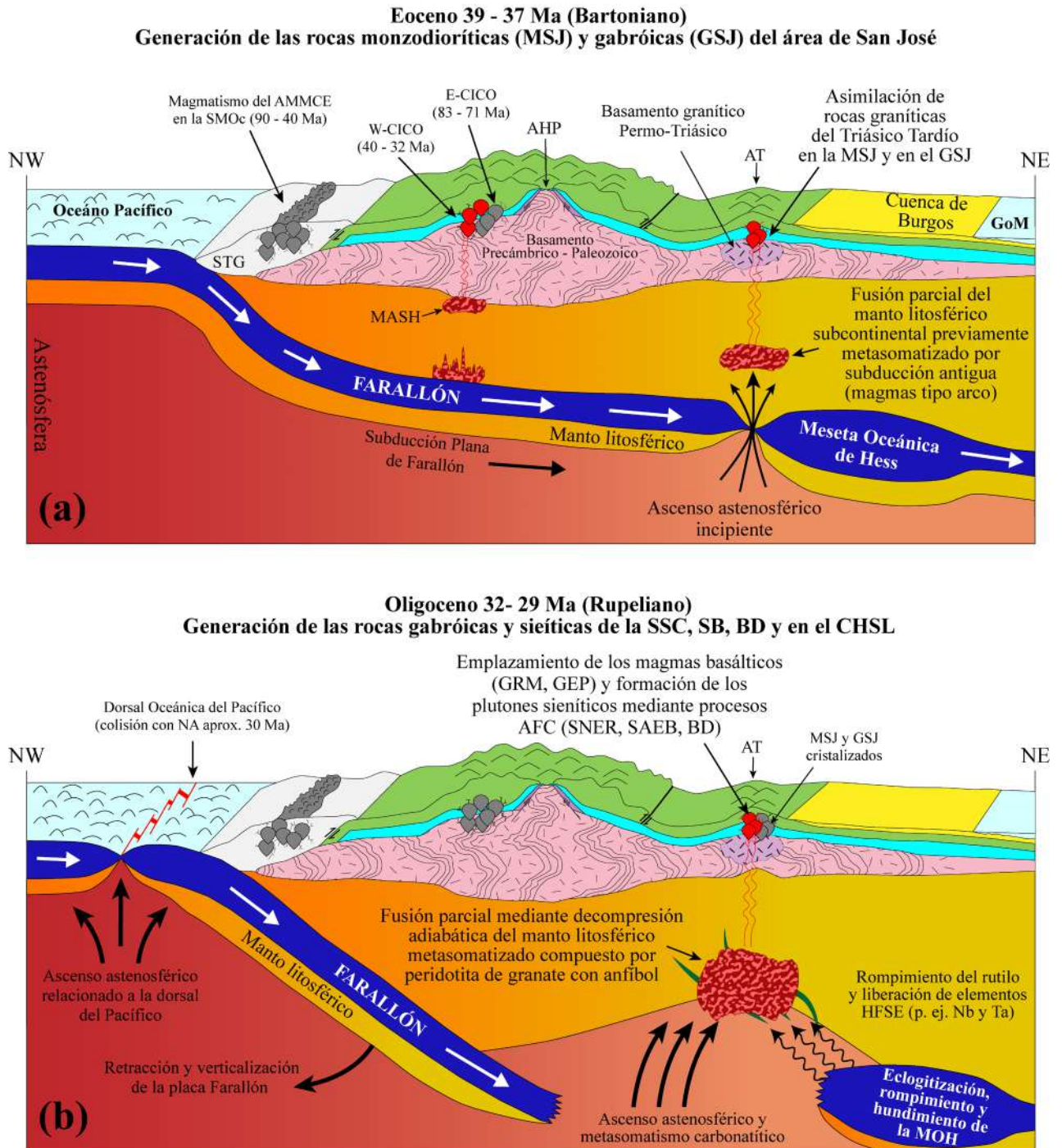


Fig. 6.II. Modelo petrogenético del magmatismo del Eoceno-Oligoceno de la SSCC. **(a)** Generación de las rocas monzodioríticas (MSJ) y gabríticas (GSJ) con firma tipo arco del área de San José. Las rocas monzodioríticas experimentaron contaminación cortical de las rocas del basamento Permo-Triásico representada por la presencia de circones heredados pérmicas y triásicas. **(b)** Generación del magmatismo basáltico tipo OIB del Gabro Rincón Murillo y del Gabro el patao, así como la evolución y diferenciación por procesos AFC para la formación de las rocas sieníticas de la SSCC. Abreviaturas: MSJ, Monzodiorita San José; GSJ, Gabro San José; GRM, Gabro Rincón Murillo; SNER, Sienita Nefelínica el Rosario; SAEB, Sienita Alcalina el Bagre; BD, Bufo del Diente; SB, Sierras Bajas; CHSL, Complejo Hipabisal San Lázaro; CSB, Campo Subvolcánico de Burgos; AT, Anticlinorio de Tamaulipas; AHP, Anticlinorio Huizachal Peregrina; CICO, Cinturón de Intrusivos Concepción del Oro; AMMCE, Arco Magmático Mexicano del Cretácico-Eoceno; MOH, Meseta Oceánica de Hess; GoM, Golfo de México; MESH, Fusión + Asimilación + Almacenamiento + Homogenización (por sus siglas en inglés *Melting + Assimilation + Storage + Homogenization*). Para explicación y referencias ver texto.

En la SSCC, no se tiene registro de eventos magmáticos ocurridos entre el Oligoceno Tardío y Mioceno temprano (no reportada con geocronología). Durante esta etapa es probable que el continuo ascenso astenosférico pudo favorecer la fusión parcial de la misma astenósfera. Estos fundidos astenosféricos en conjunto con una componente carbonatítica percolaron y se diferenciaron en el manto superior generando litologías metasomáticas (p. ej. metasomatitas o venas metasomáticas) ricas en minerales hidratados como los anfíboles en un proceso similar al propuesto por Pilet et al. (2008, 2011) y Pilet (2015). La continua adición de venas metasomáticas en el manto puede provocar el descenso en el punto de fusión parcial de la región metasomatizada (Pilet, 2015). Sin embargo, hace falta un mecanismo geodinámico para detonarlo.

En este estudio se propone que el cese de la subducción en la margen pacífica del noroeste de México producida y la instauración del régimen extensional para la apertura del Golfo de California luego del *detachement* de la placa Farallón durante el Mioceno Temprano (Ferrari et al., 2018), produjo un cambio en el régimen tectónico del noroeste, norte y noreste de México que dio lugar al magmatismo máfico intraplaca en la parte sur de la Provincia de Cuencas y Sierras Mexicana (PCSM; Henry y Aranda, 1992; Aranda-Gómez et al., 2005). Como producto de este régimen extensional en la SSCC la corteza que ya había sido previamente adelgazada por el ascenso astenosférico producido por el rompimiento y hundimiento de la MOH, detonando la fusión parcial moderada (6 – 17%) del manto superior a partir de una peridotita de granate metasomatizada con un contenido de anfíbol de hasta el 5%, en la zona de la transición granate-espínela (p. ej. Treviño-Cazares et al., 2005), lo cual dio origen a los magmas parentales de los cuellos volcánicos de composición basanítica y de basalto alcalino en el Campo Subvolcánico de Burgos al norte de la SSCC entre los 13 a los 12 Ma (Fig. 6.12a; Mioceno Medio). Cabe mencionar que los lamprófidos alcalinos presentan características geoquímicas similares a las de los cuellos volcánicos, lo cual sugeriría una fuente similar entre estos grupos de rocas. Sin embargo, hasta el momento no se cuenta con edades que permitan establecer una relación coetánea entre estas rocas. Los lamprófidos alcalinos fueron generados a partir del 6 – 7% de fusión parcial de la misma fuente que los cuellos volcánicos. Por otra parte, Elizondo-Pacheco et al. (2022) propusieron que los lamprófidos alcalinos se generaron por grados más bajos de fusión parcial de hasta el 4%. Por lo tanto, se puede asumir que los lamprófidos alcalinos probablemente fueron generados durante esta etapa magmática de la SSCC. Es probable que, debido a la carencia de estructuras extensionales activas en la región, este régimen tectónico solo tuvo influencia durante un periodo de tiempo corto en la SSCC a diferencia de la PCSM en la cual el magmatismo tuvo una mayor continuidad.

Para finalizar, el último evento magmático en la SSCC está relacionado al vulcanismo del CVSC que generó los derrames basálticos de las localidades de Morteríos, Marmolejo y el Rosario. Esos magmas se generaron a partir de la fusión parcial de un manto enriquecido en LREE ($La/Yb_N = 18.0 - 26.6$) en un ambiente geotectónico de extensión continental (Fig. 6.12b). Estos magmas no presentan características de magmas primarios ($MgO < 6\%$; $\#Mg < 60$), lo cual está asociado a una ligera participación de contaminación cortical.

Además, durante el ascenso de estos magmas xenolitos peridotíticos (harzburgita de espinela; Treviño-Cázares et al., 2005) del manto fueron transportados.

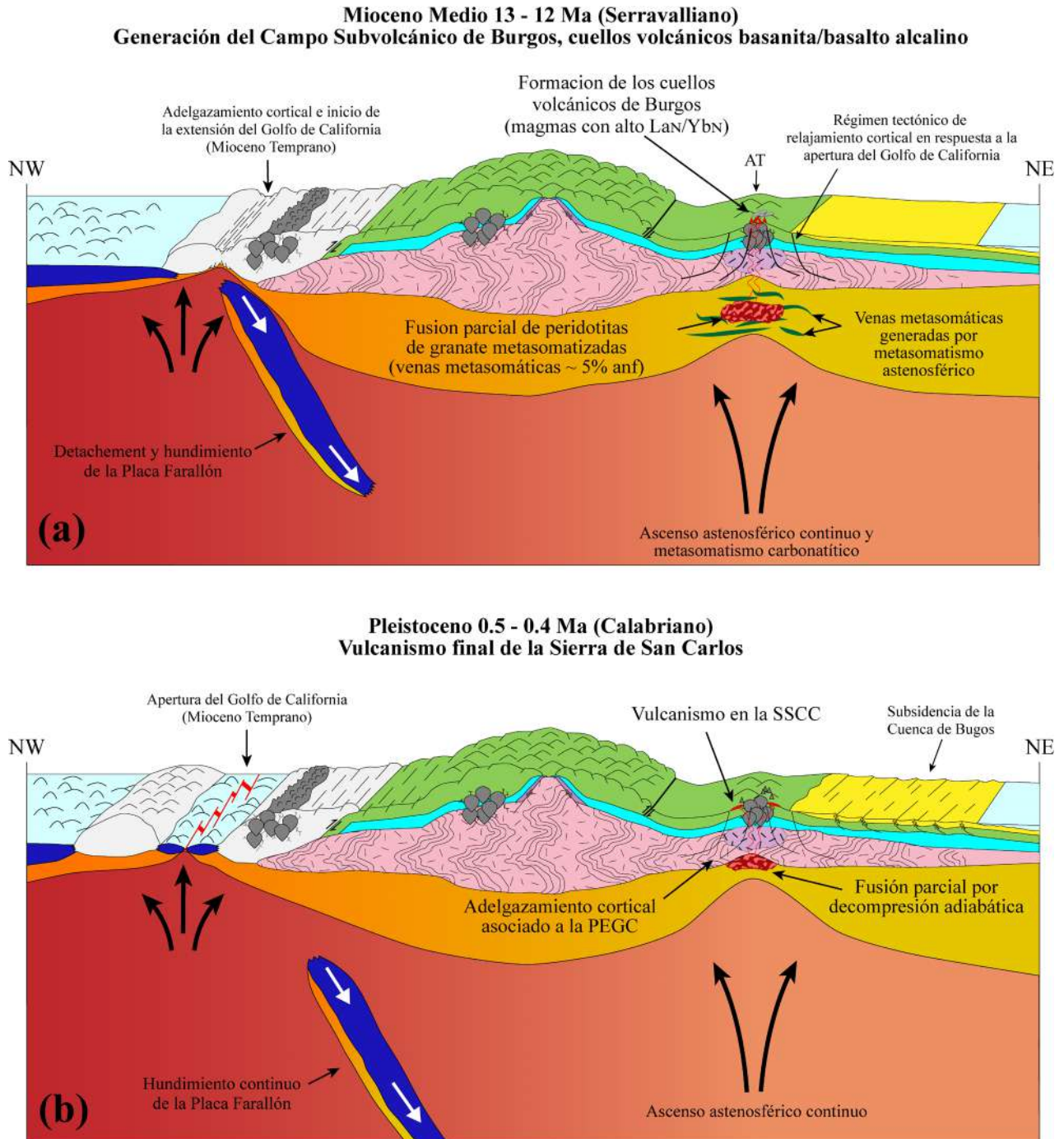


Fig. 6.12. Modelo petrogenético del magmatismo del Mioceno-Pleistoceno de la SSCC. (a) Generación los cuellos volcánicos de basanita/basalto alcalino del Campo Subvolcánico de Burgos en respuesta al adelgazamiento cortical derivado del inicio de la extensión del Golfo de California. (b) Generación del vulcanismo final correspondiente a los derrames basálticos/fonotéfricos de las localidades de Morteríos y Marmolejo de la SSCC. Abreviaturas: AT, Anticlinorio de Tamaulipas; PEGC, Provincia Extensional del Golfo de California. Para explicación y referencias ver texto.

CAPÍTULO VII. CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES

VII.I. Conclusiones

La interpretación conjunta de todas las metodologías aplicadas y los resultados obtenidos acerca del magmatismo de la Sierra de San Carlos-Cruillas han generado las siguientes series de conclusiones:

- ❖ El magmatismo de la SSCC inició a consecuencia del pasaje, eclogitización, rompimiento y hundimiento de la Meseta Oceánica de Hess (MOH) bajo el NE de México durante el Paleógeno. Lo anterior derivó en la fusión parcial de un manto litosférico subcontinental metasomatizado por subducción antigua que en conjunto con la asimilación de rocas corticales del basamento Permo-Triásico le proporcionaron una firma geoquímica tipo arco a las rocas monzodioríticas y gabróicas del área de San José. Dichas rocas se generaron en un lapso entre los 39 – 37 Ma en un ambiente geotectónico post-orogénico.
- ❖ En contraste al modelo clásico de migración magmática, se propone que no ocurrió la instauración de un arco magmático en el NE de México durante el Eoceno y que la firma geoquímica tipo arco presente en las rocas de dicha edad de la PAOM es heredada.
- ❖ El rompimiento y hundimiento de la MOH provocó el ascenso de material astenosférico que trajo consigo agentes metasomáticos del tipo carbonatítico que en conjunto con fluidos ricos en HFSE provenientes de la MOH, generaron la formación de litologías metasomáticas como peridotitas de granate con anfíbol. El ascenso astenosférico continuo detonó la fusión parcial de dichas litologías dando lugar a los magmas parentales del Gabro Rincón Murillo y del Gabro el Patao. Diversos grados de cristalización fraccionada, así como de contaminación cortical, de los magmas basálticos dieron origen a las rocas sieníticas (sienitas nefelínicas, sienitas de feldespatos alcalinos, cuarzosienitas) presentes en la mayoría de los sectores de la SSCC. Esta etapa del magmatismo comprende un periodo de los 33 – 28 Ma, en un ambiente geotectónico tipo OIB.
- ❖ Durante el Mioceno Medio, el cese de la subducción en el NW de México y el inicio de las primeras etapas de la extensión del Golfo de California generaron un cambio en el régimen tectónico continental, pasando de un régimen compresivo a uno de relajamiento cortical. En esta etapa, el manto bajo la SSCC que había estado acumulando litologías metasomáticas, experimentó fusión parcial por el adelgazamiento cortical lo que derivó en los magmas alcalinos parentales de los cuellos volcánicos de basanita/basalto alcalino en la SSCC.
- ❖ La última etapa del magmatismo de la SSCC ocurrió en el Pleistoceno. Esta etapa está compuesta por derrames volcánicos de composición basáltica y fonotefrítica en la periferia del complejo plutónico de la SSC. Este magmatismo, presenta características geoquímicas e isotópicas similares a los campos volcánicos

de la Provincia Extensional del Norte de México, sin embargo, no existen estructuras extensionales que permitan asociarlas genéticamente.

VII.2. Recomendaciones

Con base en los resultados obtenidos durante esta tesis, se reconoce que muchos aspectos relacionados a la petrogénesis, emplazamiento y exhumación de los cuerpos magmáticos de la SSCC no son claros, por lo tanto, se encomienda enérgicamente realizar las siguientes recomendaciones:

- ❖ Llevar a cabo estudios de la isotopía de Lu-Hf en los circones magmáticos y heredados presentes en las rocas monzodioríticas y sieníticas de la SSCC. Esto con la intención de profundizar más en los aspectos de fusión parcial, asimilación cortical y diferenciación magmática que permita esclarecer de mejor manera la existencia de dos firmas geoquímicas geotectónicamente contrastantes en el área de estudio.
- ❖ Realizar el estudio geocronológico de las rocas máficas como los lamprófidos alcalinos que permitan asociarlos a alguna de las etapas de magmatismo de la SSCC. Así como, analizar una mayor cantidad de cuellos volcánicos que permitan constreñir de mejor manera el periodo de magmatismo de estas rocas.
- ❖ Llevar a cabo el análisis de trazas de fusión (p. ej. en apatitos) que permitan esclarecer la historia y evolución tectonotermal de los cuerpos plutónicos de la SSCC.
- ❖ Realizar estudios de carácter geofísico que permitan estudiar las características del subsuelo de la región de la SSCC que permitan identificar y describir las estructuras sepultadas de los cuerpos magmáticos, así como de estructuras regionales que no se han observado en superficie.

REFERENCIAS

- 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. <https://doi.org/10.2747/0020-6814.50.12.1057>
- Aguillón-Robles, A., Tristán-González, M., de Jesús Aguirre-Díaz, G., López-Doncel, R. A., Bellon, H., & Martínez-Esparza, G. (2014). Eocene to Quaternary mafic-intermediate volcanism in San Luis Potosí, central Mexico: The transition from Farallon plate subduction to intra-plate continental magmatism. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 276, 152-172. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2014.02.019>
- Alegret, L., Arenillas, I., Arz, J. A., Liesa, C., Meléndez, A., Molina, E., Soria, A. R., & Thomas, E. (2002). The Cretaceous/Tertiary boundary: sedimentology and micropalaeontology at El Mulato section, NE Mexico. *Terra Nova*, 14(5), 330-336. <https://doi.org/10.1046/j.1365-3121.2002.00425.x>
- Aleinikoff, J. N., Wintsch, R. P., Fanning, C. M., & Dorais, M. J. (2002). U–Pb geochronology of zircon and polygenetic titanite from the Glastonbury Complex, Connecticut, USA: an integrated SEM, EMPA, TIMS, and SHRIMP study. *Chemical Geology*, 188(1-2), 125-147. [https://doi.org/10.1016/S0009-2541\(02\)00076-1](https://doi.org/10.1016/S0009-2541(02)00076-1)
- Alemán-Gallardo, E. A. (2022). Caracterización petrológica del Complejo Metamórfico Novillo del Precámbrico del Bloque Ciudad Victoria, México. Tesis Doctorado. Facultad de Ciencias de la Tierra, Universidad Autónoma de Nuevo León.
- Alemán-Gallardo, E. A., Ramírez-Fernández, J. A., Rodríguez-Díaz, A. A., Velasco-Tapia, F., Jenchen, U., Cruz-Gámez, E. M., De León-Barragán L., & Navarro-De León, I. (2019). Evidence for an Ordovician continental arc in the pre-Mesozoic basement of the Huizachal–Peregrina anticlinorium, Sierra Madre Oriental, Mexico: Peregrina Tonalite. *Mineralogy and Petrology*, 113(4), 505-525. <https://doi.org/10.1007/s00710-019-00660-4>
- Alemán-Gallardo, E. A., Ramírez-Fernández, J. A., Weber, B., Velasco-Tapia, F., & Casas-Peña, J. M. (2019). Novillo Metamorphic Complex, Huizachal-Peregrina Anticlinorium, Tamaulipas, Mexico: Characterization and development based on whole-rock geochemistry and Nd-isotopic ratios. *Journal of South American Earth Sciences*, 96, 102382. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2019.102382>
- Antonio-Durán, Z. Y. (2022). Descripción petrológica, geoquímica y geoespacial de los enjambres de diques en la Presa Cerro Prieto y Purísima de Conchos del Corredor Linares-Burgos, NE de México. Tesis Licenciatura. Facultad de Ciencias de la Tierra, Universidad Autónoma de Nuevo León.
- Apolinar-Morales, B. S. (2022). Vulcanismo básico del Pérmico en la margen NW de Gondwana en la Formación Guacamaya, Bloque Ciudad Victoria, Tamaulipas. Tesis Licenciatura. Facultad de Ciencias de la Tierra, Universidad Autónoma de Nuevo León.
- Aranda-Gómez, J. J., Carranza-Castañeda, O., Luhr, J. F., & Housh, T. B., (2002). Origen de los sedimentos continentales en el valle de Jaumave, Tamaulipas: *Geos*, 22(2), 327.
- 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. <https://doi.org/10.18268/bsgm2005v57n3a1>
- Arvizu, H. E., & Iriondo, A. (2015). Control temporal y geología del magmatismo Permo-Triásico en Sierra Los Tanques, NW Sonora, México: Evidencia del inicio del arco magmático cordillerano en el SW de Laurencia. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 67(3), 545-586. <http://dx.doi.org/10.18268/BSGM2015v67n3a16>
- Arvizu, H. E., Iriondo, 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.
- Atwater, T., & Stock, J. (1998). Pacific-North America plate tectonics of the Neogene southwestern United States: an update. *International Geology Review*, 40(5), 375-402. <https://doi.org/10.1080/00206819809465216>

- 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. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2007.08.003>
- Barboza-Gudiño, J. R., Ramírez-Fernández, J. A., Torres-Sánchez, S. A., & Valencia, V. A. (2011). Geocronología de circones detríticos de diferentes localidades del Esquisto Granjeno en el noreste de México. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 63(2), 201-216. <http://dx.doi.org/10.18268/BSGM2011v63n2a5>
- 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. <https://doi.org/10.1130/GES00545.1>
- Bartolini, C., Lang, H., & Spell, T. (2003). Geochronology, geochemistry, and tectonic setting of the Mesozoic Nazas arc in north-central México, and its continuation to northern South America. In Bartolini, C., Buffler, R.T., & Blickwede, J. F. (Eds.) (2003). *The Circum-Gulf of México and the Caribbean: Hydrocarbon Habitats, Basin Formation, and Plate Tectonics*, AAPG Memoir 79. AAPG.
- Bastin, E. S. (1937). Ore Deposits of the San Carlos Mountains. En KELLUM, L.B. (Ed.): *The Geology and Biology of the San Carlos mountains*, Tamaulipas, México. University of Michigan Press., Sci. Series. Vol. 12, páginas 157-206.
- Bédard, J. H. (2006). A catalytic delamination-driven model for coupled genesis of Archaean crust and sub-continental lithospheric mantle. *Geochimica et cosmochimica acta*, 70(5), 1188-1214. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2005.11.008>
- Bloomfield, K., & Céspedes-Dávila, L. (1973). Oligocene alkaline igneous activity in NE Mexico. *Geological Magazine*, 110(6), 551-555. <https://doi.org/10.1017/S0016756800037948>
- Busby, C. J., & Centeno-García, E. (2022). The “Nazas Arc” is a continental rift province: Implications for Mesozoic tectonic reconstructions of the southwest Cordillera, US and Mexico. *Geosphere*, 18(2), 647-669. <https://doi.org/10.1130/GES02443.1>
- Camacho-Angulo, F., (1993). *Compilación geológica de la vertiente del Golfo de México. Área I: Comisión Federal de Electricidad, Superintendencia de estudios Zona Golfo G-43.*
- 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. [https://doi.org/10.1016/0377-0273\(79\)90035-0](https://doi.org/10.1016/0377-0273(79)90035-0)
- Casas-Peña (2021). *Procedencia e implicaciones geotectónicas del Grupo Tamatán del basamento de la Sierra Madre Oriental, Anticlinorio Huizachal-Peregrina, Cd. Victoria, Tamaulipas. Tesis Doctorado. Facultad de Ciencias de la Tierra, Universidad Autónoma de Nuevo León.*
- Casas-Peña, J. M., Ramírez-Fernández, J. A., Velasco-Tapia, F., Alemán-Gallardo, E. A., Augustsson, C., Weber, B., Frei, D. & Jenchen, U. (2021). Provenance and tectonic setting of the Paleozoic Tamatán Group, NE Mexico: Implications for the closure of the Rheic Ocean. *Gondwana Research*, 91, 205-230. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2020.12.012>
- Castillo, P. R. (2012). Adakite petrogenesis. *Lithos*, 134, 304-316. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2011.09.013>
- Cepeda-Dávila, L., Padilla-Lara, P., & Bloomfield, K. (1975). Complejo Alcalino de la Sierra de San Carlos, Tamaulipas. *Conv. Nac. Acapulco, Gro., AIMMG, Mem. XI*, 332-372.
- Chávez-Cabello, G. (2005). *Deformación y magmatismo cenozoicos en el sur de la Cuenca de Sabinas, Coahuila, México. Tesis Doctorado. Centro de Geociencias, Universidad Nacional Autónoma de México.*
- Chávez-Cabello, G., Aranda-Gómez, J. J., Molina-Garza, R. S., Cossío-Torres, T., Arvizu-Gutiérrez, I. R., & González-Naranjo, G. A. (2007). The San Marcos fault: A Jurassic multireactivated basement structure in northeastern Mexico. In Alaniz-Álvarez, S.

- A., & Nieto-Samaniego, Á. F., (Eds.) (2007). *Geology of México: Celebrating the centenary of the Geological Society of México* (Vol. 422). Geological Society of America. [https://doi.org/10.1130/2007.2422\(08\)](https://doi.org/10.1130/2007.2422(08))
- Cherniak, D. J., & Watson, E. B. (2001). Pb diffusion in zircon. *Chemical Geology*, 172(1-2), 5-24. [https://doi.org/10.1016/S0009-2541\(00\)00233-3](https://doi.org/10.1016/S0009-2541(00)00233-3)
- Cherniak, D. J., & Watson, E. B. (2003). Diffusion in zircon. *Reviews in mineralogy and geochemistry*, 53(1), 113-143. <https://doi.org/10.2113/0530113>
- Chew, D. M., Petrus, J. A., & Kamber, B. S. (2014). U–Pb LA–ICPMS dating using accessory mineral standards with variable common Pb. *Chemical Geology*, 363, 185-199. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2013.11.006>
- 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. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1982\)93%3C533:CMDASM%3E2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1982)93%3C533:CMDASM%3E2.0.CO;2)
- Coltorti, M., Bonadiman, C., Faccini, B., Grégoire, M., O'Reilly, S. Y., & Powell, W. (2007). Amphiboles from suprasubduction and intraplate lithospheric mantle. *Lithos*, 99(1-2), 68-84. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2007.05.009>
- Condie, K. C. (2003). Incompatible element ratios in oceanic basalts and komatiites: tracking deep mantle sources and continental growth rates with time. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 4(1), 1-28. <https://doi.org/10.1029/2002GC000333>
- Condie, K. C. (2005). High field strength element ratios in Archean basalts: a window to evolving sources of mantle plumes?. *Lithos*, 79(3-4), 491-504. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2004.09.014>
- Consejo de Recursos Minerales, (2000). Carta Geológico-Minera San Carlos GI4-D6I, escala 1:50000, Estado de Tamaulipas
- Consejo de Recursos Minerales, (2001). Carta Geológico-Minera San Lázaro, GI4-C69, escala 1:50000, Estado de Tamaulipas.
- Coombs, H.E., Kerr, A.C., Pindell, J., Buchs, D., Weber, B., and Solari, L., (2020). Petrogenesis of the crystalline basement along the western Gulf of Mexico: Postcollisional magmatism during the formation of Pangea. In Martens, U., and Molina Garza, R.S. (eds.), *Southern and Central Mexico: Basement Framework, Tectonic Evolution, and Provenance of Mesozoic–Cenozoic Basins*. Geological Society of America Special Paper 546. [https://doi.org/10.1130/2020.2546\(02\)](https://doi.org/10.1130/2020.2546(02))
- 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*, 15(2), 0089-106. <https://doi.org/10.1344/GeologicaActa2017.15.2.2>
- Dai, L. Q., Zhao, Z. F., Zheng, Y. F., An, Y. J., & Zheng, F. (2017). Geochemical distinction between carbonate and silicate metasomatism in generating the mantle sources of alkali basalts. *Journal of Petrology*, 58(5), 863-884. <https://doi.org/10.1093/petrology/egx038>
- Damon, P. E., Shafiqullah, M., & Clark, K. F. (1981). Evolución de los arcos magmáticos en México y su relación con la metalogénesis. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 5(2), 223-238.
- Dasgupta, R., & Hirschmann, M. M. (2010). The deep carbon cycle and melting in Earth's interior. *Earth and Planetary Science Letters*, 298(1-2), 1-13. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2010.06.039>
- Dasgupta, R., Hirschmann, M. M., & Smith, N. D. (2007). Partial melting experiments of peridotite+ CO₂ at 3 GPa and genesis of alkalic ocean island basalts. *Journal of Petrology*, 48(11), 2093-2124. <https://doi.org/10.1093/petrology/egm053>
- Daugherty, F. W. (1963). La Cueva intrusive complex and dome, northern Coahuila, Mexico. *Geological Society of America Bulletin*, 74(12), 1429-1438. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1963\)74\[1429:LCICAD\]2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1963)74[1429:LCICAD]2.0.CO;2)
- Dávalos-Elizondo, M. G., Aranda-Gómez, J. J., Levresse, G., & Cervantes de la Cruz, K. E. (2016). Química mineral y geoquímica de xenolitos del manto del campo volcánico Santo Domingo, San Luis Potosí: evidencias de procesos metasomáticos del manto bajo porciones de la Mesa Central, México. *Revista mexicana de ciencias geológicas*, 33(1), 81-104.
- De Cserna, Z. (1956). Tectónica de la Sierra Madre Oriental de México: entre Terreón y Monterrey. XX Congreso Geológico Internacional.

- De Cserna, Z. (1989). An outline of the geology of Mexico. *The Geology of North America—An overview*, Volume A: Boulder, The Geological Society of America, 233-264. <https://doi.org/10.1130/DNAG-GNA-A.233>
- De La Fuente-García, J. (1976). Exploración geológica-geoquímica de la Sierra de San Carlos-Cruillas, Estado de Tamaulipas. Tesis Profesional (No publ.). Instituto Politécnico Nacional.
- Defant, M. J., & Drummond, M. S. (1993). Mount St. Helens: potential example of the partial melting of the subducted lithosphere in a volcanic arc. *Geology*, 21(6), 547-550. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1993\)021%3C0547:MSHPEO%3E2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1993)021%3C0547:MSHPEO%3E2.3.CO;2)
- Defant, M. J., & Kepezhinskas, P. (2001). Evidence suggests slab melting in arc magmas. *Eos, Transactions American Geophysical Union*, 82(6), 65-69. <https://doi.org/10.1029/01EO00038>
- Demant, A., & 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.
- Denison, R. E., Kenny, G. S., Burke Jr, W. H., & Hetherington JR, E. A. (1969). Isotopic ages of igneous and metamorphic boulders from the Haymond Formation (Pennsylvanian), Marathon Basin, Texas, and their significance. *Geological Society of America Bulletin*, 80(2), 245-256. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1969\)80\[245:IAOIAM\]2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1969)80[245:IAOIAM]2.0.CO;2)
- DePaolo, D. J. (1981). Trace element and isotopic effects of combined wallrock assimilation and fractional crystallization. *Earth and planetary science letters*, 53(2), 189-202. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(81\)90153-9](https://doi.org/10.1016/0012-821X(81)90153-9)
- Díaz-Bravo, B. A., Barboza-Gudiño, J. R., Ortega-Obregón, C., & Morales-Gámez, M. (2022). Late Cretaceous to Oligocene overlapping plutonic magmatism episodes in the eastern Mesa Central province of Mexico. *International Geology Review*, 64(5), 675-697. <https://doi.org/10.1080/00206814.2021.1871866>
- Díaz-Bravo, B. A., Ortega-Obregón, C., & Barboza-Gudiño, J. R. (2022). U–Pb geochronology of intrusive rocks of northwestern Mesa Central province and Sector Transversal of Sierra Madre Oriental, Mexico: Time and space distribution of inland Cretaceous–Paleogene magmatism during Mexican orogeny. *Journal of South American Earth Sciences*, 119, 103989. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2022.103989>
- Dickinson, W. R. (2004). Evolution of the North American cordillera. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 32, 13-45. <https://doi.org/10.1146/annurev.earth.32.101802.120257>
- Dickinson, W. R., & Lawton, T. F. (2001). Tectonic setting and sandstone petrofacies of the Bisbee basin (USA–Mexico). *Journal of South American Earth Sciences*, 14(5), 475-504. [https://doi.org/10.1016/S0895-9811\(01\)00046-3](https://doi.org/10.1016/S0895-9811(01)00046-3)
- Dobrzhinetskaya, L., Bozhilov, K. N., & Green II, H. W. (2000). The solubility of TiO₂ in olivine: implications for the mantle wedge environment I. *Chemical Geology*, 163(1-4), 325-338. [https://doi.org/10.1016/S0009-2541\(99\)00181-3](https://doi.org/10.1016/S0009-2541(99)00181-3)
- Dupuy, C., Liotard, J. M., & Dostal, J. (1992). Zr/Hf fractionation in intraplate basaltic rocks: carbonate metasomatism in the mantle source. *Geochimica et cosmochimica acta*, 56(6), 2417-2423. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(92\)90198-R](https://doi.org/10.1016/0016-7037(92)90198-R)
- 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.) (2001). *The western Gulf of Mexico Basin: Tectonics, sedimentary basins, and petroleum systems: AAPG Memoir 75*, p. 241-270. <https://doi.org/10.1306/M75768C10>
- 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. <http://dx.doi.org/10.18268/BSGM2011v63n2a12>
- 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. <http://dx.doi.org/10.18268/BSGM2011v63n2a3>
- Eguiluz de Antuñano, S., Aranda-García, M., & Marrett, R. (2000). Tectónica de la Sierra Madre Oriental, México. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 53(1), 1-26. <http://dx.doi.org/10.18268/BSGM2000v53n1a1>

- Eguiluz-de Antuñano, S. (2007). Laramide Deformation in the Burgos Basin, Northeastern Mexico. In Kennan, L., Pindell, J., & Rosen, N. C. (Eds.) (2007). *The Paleogene of the Gulf of Mexico and Caribbean Basins: Processes, Events and Petroleum Systems*. 688-702. <https://doi.org/10.5724/gcs.07.27.0688>
- 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. <http://dx.doi.org/10.2451/2016PM614>
- 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., & Ramírez-Fernández, J. A. (2017). Petrología del magmatismo hipabisal periférico de la Sierra de San Carlos, Tamaulipas. *Ciencia UANL*, 85, 27-36.
- Elizondo-Pacheco, L. A., Ramírez-Fernández, J. A., De Ignacio, C., González-Guzmán, R., Rodríguez-Saavedra, P., Leal-Cuellar, V. A., Velasco-Tapia, F., & Montalvo-Arrieta, J. C. (2022). Generation of arc-like and OIB-like magmas triggered by slab detachment in the eastern Mexican alkaline province: petrological evidence from the Cenozoic sierra de San Carlos-Cruillas complex, Tamaulipas. *Journal of Petrology*, 63(5), egac027. <https://doi.org/10.1093/petrology/egac027>
- Elizondo-Pacheco, L.A. (2017). Magmatismo hipabisal periférico de la Sierra de San Carlos, Tamaulipas. Tesis de Licenciatura. Facultad de Ciencias de la Tierra, Universidad Autónoma de Nuevo León
- Elizondo-Pacheco, L.A. (2019). Análisis petrológico de las rocas subvolcánicas de la Sierra de San Carlos, Tamaulipas. Tesis de Maestría. Facultad de Ciencias de la Tierra, Universidad Autónoma de Nuevo León.
- English, J. M., Johnston, S. T., & Wang, K. (2003). Thermal modelling of the Laramide orogeny: testing the flat-slab subduction hypothesis. *Earth and Planetary Science Letters*, 214(3-4), 619-632. [https://doi.org/10.1016/S0012-821X\(03\)00399-6](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(03)00399-6)
- Ersoy, Y., & Helvacı, C. (2010). FC-AFC-FCA and mixing modeler: a Microsoft® Excel© spreadsheet program for modeling geochemical differentiation of magma by crystal fractionation, crustal assimilation and mixing. *Computers & Geosciences*, 36(3), 383-390. <https://doi.org/10.1016/j.cageo.2009.06.007>
- Farmer, G. L., Fritz, D. E., & Glazner, A. F. (2020). Identifying metasomatized continental lithospheric mantle involvement in Cenozoic magmatism from Ta/Th values, southwestern North America. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 21(5), e2019GC008499. <https://doi.org/10.1029/2019GC008499>
- Fastovsky, D. E., Hermes, O. D., Strater, N. H., Bowring, S. A., Clark, J. M., Montellano, M., & Rene, H. R. (2005). Pre-Late Jurassic, fossil-bearing volcanic and sedimentary red beds of Huizachal Canyon, Tamaulipas, Mexico. *Geological Society of America Special Papers*; 393; 401-426. <https://doi.org/10.1130/0-8137-2393-0.401>
- Faure G, Mensing TM (2005). *Isotopes: principles and applications*. John Wiley & Sons, Inc.
- Ferrari, L., Orozco-Esquivel, T., Bryan, S. E., Lopez-Martinez, M., & Silva-Fragoso, A. (2018). 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*, 183, 115-152. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2017.04.006>
- 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. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2005.02.004>
- Finlay, G. I. (1904). The Geology of the San José District Tamaulipas, Mexico. *Annals of the New York Academy of Sciences*, 14(1), 247-318. <https://doi.org/10.1111/j.1749-6632.1901.tb55054.x>
- Fitz-Diaz, E., Hall, C. M., & van der Pluijm, B. A. (2016). XRD-based 40Ar/39Ar age correction for fine-grained illite, with application to folded carbonates in the Monterrey Salient (northern Mexico). *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 181, 201-216. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2016.02.004>

- Fitz-Díaz, E., Lawton, T. F., Juárez-Arriaga, E., & Chávez-Cabello, G. (2018). The Cretaceous-Paleogene Mexican orogen: Structure, basin development, magmatism and tectonics. *Earth-Science Reviews*, 183, 56-84. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2017.03.002>
- Frost, B. R., & Frost, C. D. (2008). A geochemical classification for feldspathic igneous rocks. *Journal of Petrology*, 49(11), 1955-1969. <https://doi.org/10.1093/petrology/egn054>
- Urrutia-Fucugauchi, J. U. (1986). Crustal thickness, heat flow, arc magmatism, and tectonics of Mexico-preliminary report. *Geofísica Internacional*, 25(4), 559-573. <https://doi.org/10.22201/igeof.00167169p.1986.25.4.778>
- Furman, T., & Graham, D. (1999). Erosion of lithospheric mantle beneath the East African Rift system: geochemical evidence from the Kivu volcanic province. *Developments in Geotectonics* 24; 237-262. [https://doi.org/10.1016/S0419-0254\(99\)80014-Z](https://doi.org/10.1016/S0419-0254(99)80014-Z)
- Gauna-Sauceda, I. L., Montalvo-Arrieta, J. C., Salinas-Jasso, J. A., & Ramírez-Fernández, J. A. (2023). The Santo Domingo fault system, Galeana (Nuevo Leon): evidence of neotectonics between the Sierra Madre Oriental and the Basin and Range provinces and hazard implications for northeastern Mexico. *International Journal of Earth Sciences*, 112(7), 1957-1972. <https://doi.org/10.1007/s00531-023-02334-1>
- Goldhammer, R. K. (1999). Mesozoic sequence stratigraphy and paleogeographic evolution of northeast Mexico. In Bartolini, C., Wilson, J. L., and Lawton, T. F. (eds.), *Mesozoic Sedimentary and Tectonic History of North-Central Mexico: Boulder, Colorado*. Geological Society of America Special Paper 340. <https://doi.org/10.1130/0-8137-2340-X.1>
- 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). <https://doi.org/10.1029/2003GC000524>
- Gómez-Tuena, A., Mori, L., Goldstein, S. L., & Pérez-Arvizu, O. (2011). Magmatic diversity of western Mexico as a function of metamorphic transformations in the subducted oceanic plate. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 75(1), 213-241. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2010.09.029>
- González-Sánchez, F., Puente Solís, R., González Partida, E., & Camprubí, A. (2007). Estratigrafía del Noreste de México y su relación con los yacimientos estratoligados de fluorita, barita, celestina y Zn-Pb. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 59(1), 43-62. <https://doi.org/10.18268/bsgm2007v59n1a4>
- González-Betancourt, A. Y., González-Partida, E., Martínez, L., Vega, S., Núñez-Useche, F., & González-Ruiz, D. (2022). Deep diagenesis of the Pimienta Formation (Tithonian-Berriasian): Petrophysical, petrographic, and geochemical characteristics of the source rock. *Applied Geochemistry*, 140, 105290. <https://doi.org/10.1016/j.apgeochem.2022.105290>
- González-Guzmán, R. (2011). Origen y evolución magmática del Cinturón de Intrusivos de Concepción del Oro. Tesis de Maestría. Facultad de Ciencias de la Tierra, Universidad Autónoma de Nuevo León.
- González-Guzmán, R., Velasco-Tapia, F., Weber, B., Schaaf, P., Sosa-Valdés, R., & Solari, L. (2023). Magmatic source, petrogenesis, and tectonic setting of the Concepción del Oro Igneous Complex: a geochemical and isotopic (Rb-Sr and Sm-Nd) study of a late complex of the Cretaceous-Eocene Mexican Magmatic Arc. *International Journal of Earth Sciences*, 112(5), 1413-1434. <https://doi.org/10.1007/s00531-023-02312-7>
- González-Guzmán, R., Weber, B., Manjarrez-Juárez, R., Cisneros de León, A., Hecht, L., & Herguera-García, J. C. (2016). Provenance, age constraints and metamorphism of Ediacaran metasedimentary rocks from the El Triunfo Complex (SE Chiapas, México): evidence for Rodinia breakup and Iapetus active margin. *International Geology Review*, 58(16), 2065-2091. <https://doi.org/10.1080/00206814.2016.1207208>
- Grajales-Nishimura, J. M., Terrell, D. J., & Damon, P. E. (1992). Evidencias de la prolongación del arco magmático cordillerano del Triásico Tardío-Jurásico en Chihuahua. Durango y Coahuila: *Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros*, 42(2), 1-18.
- Gray, G. G., Villagomez, D., Pindell, J., Molina-Garza, R., O'Sullivan, P., Stockli, D., Farrell, W., Blank, D., & Schuba, J. (2021). Late Mesozoic and Cenozoic thermotectonic history of eastern, central and southern Mexico as determined through integrated thermochronology, with implications for sediment delivery to the Gulf of Mexico. In Davison I., Hull J. N. F. & Pindell J.

- (Eds.) (2021). *The Basins, Orogens and Evolution of the Southern Gulf of Mexico and Northern Caribbean*. Geological Society London, Special Publications 504, 255–283. <https://doi.org/10.1144/SP504-2019-243>
- Gutscher, M. A., Maury, R., Eissen, J. P., & Bourdon, E. (2000). Can slab melting be caused by flat subduction?. *Geology*, 28(6), 535-538. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(2000\)28%3C535:CSMBCB%3E2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(2000)28%3C535:CSMBCB%3E2.0.CO;2)
- 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. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(95\)00097-V](https://doi.org/10.1016/0012-821X(95)00097-V)
- Hamblock, J. M. (2002). *Lithology, mineralization, and alteration in the Eastern Alkaline Province*. Tesis Doctorado. Universidad de Arizona.
- Hamilton, D. L., & MacKenzie, W. S. (1965). Phase-equilibrium studies in the system NaAlSi₃O₈ (nepheline)–KAlSi₃O₈ (kalsilite)–SiO₂–H₂O. *Mineralogical magazine and journal of the Mineralogical Society*, 34(268), 214-231. <https://doi.org/10.1180/minmag.1965.034.268.17>
- Hart, S. R. (1984). A large-scale isotope anomaly in the Southern Hemisphere mantle. *Nature*, 309(5971), 753-757. <https://doi.org/10.1038/309753a0>
- Haskin, L. A., Haskin, M. A., Frey, F. A., & Wildeman, T. R. (1968). Relative and absolute terrestrial abundances of the rare earths. In Ahrens, L. H., (ed.) (1968). *Origin and Distribution of the Elements*. Pergamon. <https://doi.org/10.1016/B978-0-08-012835-1.50074-X>
- Heinrich, W. & Ramírez-Fernández, J. A. (1988). Infiltration und Pufferung von fluider Phase in der Kontaktaureole des Bufa del Diente, Sierra de San Carlos, Tamaulipas, México. *Fortschritte der Mineralogie*, Stuttgart, 66-I: 54.
- Heinrich, W. (1994). Potassium-fluor-richterite in metacherts from the Bufa del Diente contact-metamorphic aureole, NE-México. *Mineralogy and Petrology*, 50(4), 259-270. <https://doi.org/10.1007/BF01164609>
- Heinrich, W., & Gottschalk, M. (1994). Fluid flow patterns and infiltration isograds in melilite marbles from the Bufa del Diente contact metamorphic aureole, north-east Mexico. *Journal of metamorphic Geology*, 12(4), 345-359. <https://doi.org/10.1111/j.1525-1314.1994.tb00028.x>
- Henry, C. D., & Aranda-Gomez, J. J. (1992). The real southern Basin and Range: Mid-to late Cenozoic extension in Mexico. *Geology*, 20(8), 701-704. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1992\)020%3C0701:TRSBAR%3E2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1992)020%3C0701:TRSBAR%3E2.3.CO;2)
- Hernández-Ocaña, M. I., Torres de la Cruz, F., Chacón Baca, E., Eguiluz de Antuñano, S., & Chávez-Cabello, G. (2022). Ichnoassemblages from the Wilcox Formation in the Burgos Basin, northeastern Mexico. *Geological Society, London, Special Publications*, 522(1), 97-116. <https://doi.org/10.1144/SP522-2021-185>
- Hofmann, A. W. (1988). Chemical differentiation of the Earth: the relationship between mantle, continental crust, and oceanic crust. *Earth and planetary science letters*, 90(3), 297-314. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(88\)90132-X](https://doi.org/10.1016/0012-821X(88)90132-X)
- 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. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(86\)90038-5](https://doi.org/10.1016/0012-821X(86)90038-5)
- Hubberten, H. W. (1986). The Sierra de San Carlos, Tamaulipas-An igneous complex of the eastern mexican alkaline province. *Zentralblatt für Geologie und Paläontologie*, Teil I, 1183-1191. https://doi.org/10.1127/zbl_geol_pal_1/1985/1986/1183
- INEGI (1978). *Carta Geológica San Carlos GI4-D61, I:50,000*, México, Secretaría de Programación y presupuesto
- INEGI (1979). *Carta Geológica San Lázaro GI4-C69, I:50,000*, México, Secretaría de Programación y Presupuesto.
- INEGI (1983). *Carta Geológica Linares GI4-II, I:250,000*: México, Secretaría de Programación y Presupuesto.
- Iriondo A., Kunk M. J., Winick J. A., Consejo de Recursos Minerales (2004). *40Ar/39Ar dating studies of minerals and rocks in various areas in México: USGS/CRM Scientific Collaboration (Part II): United States Geological Survey, Open-File Report 04-1444*. <https://doi.org/10.3133/ofr20041444>

- Iriondo A., Kunk M. J., Winick J. A., Consejo de Recursos Minerales (2003). 40Ar/39Ar dating Studies of Minerals and Rocks in various areas in México: USGS/CRM Scientific Collaboration (Part I): United States Geological Survey. Open-File Report 03-020. <https://doi.org/10.3133/ofr0320>
- Jasso-Rivera, J. R. (1994). Estudio Mineralógico de las Paragénesis Metamórficas, Aureola de la Bufa del Diente, Sierra de San Carlos, Tamaulipas. Tesis de Licenciatura. Facultad de Ciencias de la Tierra, Universidad Autónoma de Nuevo León.
- Jones, N. W., McKee, J. W., Anderson, T. H., Silver, L. T., & Jacques-Ayala, C. (1995). Jurassic volcanic rocks in northeastern Mexico: A possible remnant of a Cordilleran magmatic arc. In Jacques-Ayala, C., González-León, C. M., Roldán-Quintana, J., (Eds.) (1995). Studies on the Mesozoic of Sonora and adjacent areas. Geological Society of America Special Papers 301. <https://doi.org/10.1130/0-8137-2301-9.179>
- 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 (10): 1226–1241. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1984\)95%3C1226:TMLMIC%3E2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1984)95%3C1226:TMLMIC%3E2.0.CO;2)
- Juárez-Arriaga, E., Lawton, T. F., Ocampo-Díaz, Y. Z. E., Stockli, D. F., & Solari, L. (2019). Sediment provenance, sediment-dispersal systems, and major arc-magmatic events recorded in the Mexican foreland basin, North-Central and Northeastern Mexico. International Geology Review, 61(17), 2118-2142. <https://doi.org/10.1080/00206814.2019.1581848>
- Keller, G., Khozyem, H., Adatte, T., Malarkodi, N., Spangenberg, J. E., & Stinnesbeck, W. (2013). Chicxulub impact spherules in the North Atlantic and Caribbean: age constraints and Cretaceous–Tertiary boundary hiatus. Geological Magazine, 150(5), 885-907. <https://doi.org/10.1017/S0016756812001069>
- Kellum, L. B., (1937). The geology and biology of the San Carlos Mountains, Tamaulipas, Mexico. Ann Arbor, University of Michigan Press.
- Kepezhinskas, P., McDermott, F., Defant, M. J., Hochstaedter, A., Drummond, M. S., Hawkesworth, C. J., Koloskov, A., Maury R. C., & Bellon, H. (1997). Trace element and Sr-Nd-Pb isotopic constraints on a three-component model of Kamchatka Arc petrogenesis. Geochimica et cosmochimica acta, 61(3), 577-600. [https://doi.org/10.1016/S0016-7037\(96\)00349-3](https://doi.org/10.1016/S0016-7037(96)00349-3)
- Keppie, J. D., & Ortega-Gutiérrez, F. (2010). 1.3–0.9 Ga Oaxaquia (Mexico): Remnant of an arc/backarc on the northern margin of Amazonia. Journal of South American Earth Sciences, 29(1), 21-27. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2009.07.001>
- Kim, J., Park, J. W., Lee, M. J., Lee, J. I., & Kyle, P. R. (2019). Evolution of alkalic magma systems: insight from coeval evolution of sodic and potassic fractionation lineages at the Pleiades volcanic complex, Antarctica. Journal of Petrology, 60(1), 117-150. <https://doi.org/10.1093/petrology/egy108>
- Kring, D. A. (2007). The Chicxulub impact event and its environmental consequences at the Cretaceous–Tertiary boundary. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 255(1-2), 4-21. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2007.02.037>
- 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. [https://doi.org/10.1016/S0009-2541\(98\)00002-3](https://doi.org/10.1016/S0009-2541(98)00002-3)
- 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. <https://doi.org/10.1130/L658.1>
- Lawton, T. F., Bradford, I. A., Vega, F. J., Gehrels, G. E., & Amato, J. M. (2009). Provenance of Upper Cretaceous–Paleogene sandstones in the foreland basin system of the Sierra Madre Oriental, northeastern Mexico, and its bearing on fluvial dispersal systems of the Mexican Laramide Province. Geological Society of America Bulletin, 121(5-6), 820-836. <https://doi.org/10.1130/B26450.1>
- Le Bas, M. J., Le Maitre, R. W., Streckeisen, A., Zanettin, B., & IUGS Subcommission on the Systematics of Igneous Rocks. (1986). A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram. Journal of petrology, 27(3), 745-750. <https://doi.org/10.1093/petrology/27.3.745>
- Leal-Cuellar, V. A. (2018). Petrografía y estructuras sinmagmáticas de las rocas gabróicas de la Sierra de San Carlos, Tamaulipas. Tesis de Licenciatura. Facultad de Ciencias de la Tierra, Universidad Autónoma de Nuevo León.

- Leal-Cuellar, V. A. (2020). Caracterización petrológica del Complejo Gabróico Rincón Murillo de la Sierra de San Carlos, Tamaulipas. Tesis de Maestría. Facultad de Ciencias de la Tierra, Universidad Autónoma de Nuevo León.
- Leal-Cuellar, V. A., Ramírez-Fernández, J. A., González-Guzmán, R., Velasco-Tapia, F., Solari, L., Elizondo-Pacheco, L. A., Montalvo-Arrieta, J. C., Rivera-García, J. J. & Weber, B. (2023). Metasomatized mantle under the Eastern Mexican Alkaline Province: evidence from the Oligocene Rincón Murillo Gabbro, Sierra de San Carlos-Cruillas, NE México. *International Geology Review*, 1-28. <https://doi.org/10.1080/00206814.2023.2209895>
- Lehmann, C., Osleger, D. A., Montañez, I. P., Sliter, W., Vanneau, A. A., & Banner, J. (1999). Evolution of Cupido and Coahuila carbonate platforms, early Cretaceous, northeastern Mexico. *Geological Society of America Bulletin*, 111(7), 1010-1029. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1999\)111%3C1010:EOCACC%3E2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1999)111%3C1010:EOCACC%3E2.3.CO;2)
- 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. <https://doi.org/10.1016/j.crte.2011.01.006>
- Liu, L., Gurnis, M., Seton, M., Saleeby, J., Müller, R. D., & Jackson, J. M. (2010). The role of oceanic plateau subduction in the Laramide orogeny. *Nature Geoscience*, 3(5), 353-357. <https://doi.org/10.1038/ngeo829>
- López, R., (1997). The pre-Jurassic geotectonic evolution of the Coahuila terrane, northwestern Mexico: Grenville basement, a late Paleozoic arc, Triassic plutonism, and the events south of the Ouachita suture. Tesis Doctorado, Universidad de California.
- López-Ramos, E. (1972). Estudio del basamento ígneo y metamórfico de las zonas norte y Poza Rica (entre Nautla, Veracruz y Jiménez, Tamaulipas): Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros, v. 24.
- Lopez-Ramos, E., (1979). Geología de México: México D.F., Tomo 2, 454.
- Lord, A. B. H., McGregor, H., Roden, M. F., Salters, V. J., Sarafian, A., & Leahy, R. (2016). Petrogenesis of coeval sodic and potassic alkaline magmas at Spanish Peaks, Colorado: Magmatism related to the opening of the Rio Grande rift. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 185, 453-476. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2016.04.019>
- Lugo-Hubp, J. (1990). El relieve de la Republica Mexicana. *Revista-Instituto de Geología. Universidad Nacional Autonoma de México*, 9(1), 82-111.
- 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.
- Márquez-Domínguez, B. B., (1970). Geología de la Sierra de San Carlos-Cruillas. Tesis Profesional (No publ.). Universidad Nacional Autónoma de México.
- Martin, H., Smithies, R. H., Rapp, R., Moyen, J. F., & Champion, D. (2005). An overview of adakite, tonalite–trondhjemite–granodiorite (TTG), and sanukitoid: relationships and some implications for crustal evolution. *Lithos*, 79(1-2), 1-24. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2004.04.048>
- Martinez-Paco, M., Velasco-Tapia, F., Santana-Salas, L. A., Juárez-Arriaga, E., de Alba, J. A., & Ocampo-Díaz, Y. Z. E. (2022). San Felipe and Caracol tuffaceous sandstones, NE Mexico—Late Cretaceous continental arc petrogenetic link: Petrographic, geochemical, and geochronological evidence. *Journal of South American Earth Sciences*, 116, 103818. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2022.103818>
- Martini, M., Solari, L., & López-Martínez, M. (2014). Correlating the Arperos Basin from Guanajuato, central Mexico, to Santo Tomás, southern Mexico: Implications for the paleogeography and origin of the Guerrero terrane. *Geosphere*, 10(6), 1385-1401. <https://doi.org/10.1130/GES01055.1>
- McKee, J. W., Jones, N. W., & Anderson, T. H. (1988). Las Delicias basin: A record of late Paleozoic arc volcanism in northeastern Mexico. *Geology*, 16(1), 37-40. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1988\)016%3C0037:LDBARO%3E2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1988)016%3C0037:LDBARO%3E2.3.CO;2)
- 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. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1990\)102%3C0593:SAPOSA%3E2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1990)102%3C0593:SAPOSA%3E2.3.CO;2)

- 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. <https://doi.org/10.1093/petrology/32.5.1021>
- Mendoza-Vargas A. (2010). Relaciones entre el magmatismo terciario y la mineralización en el área de San José, sierra de San Carlos - Cruillas, Tamaulipas, México. Tesis de Licenciatura. Facultad de Ciencias de la Tierra, Universidad Autónoma de Nuevo León.
- Mesino-Hernández, J. C. (2016). Técnicas microanalíticas de análisis isotópicos U-Pb en la fase mineral de titanitas y su papel como geocronómetro en comparación con circones. Tesis de Licenciatura. Universidad Autónoma de Guerrero.
- Meurer, W. P., & Boudreau, A. E. (1998). Compaction of igneous cumulates part II: compaction and the development of igneous foliations. *The Journal of Geology*, 106(3), 293-304. <https://doi.org/10.1086/516023>
- Mickus, K., & Montana, C. (1999). Crustal structure of northeastern Mexico revealed through the analysis of gravity data. Mesozoic sedimentary and tectonic history of north-central Mexico. *Geological Society of America Special Paper*, 340, 357-371. <https://doi.org/10.1130/0-8137-2340-X.357>
- Middlemost, E. A. (1989). Iron oxidation ratios, norms and the classification of volcanic rocks. *Chemical geology*, 77(1), 19-26. [https://doi.org/10.1016/0009-2541\(89\)90011-9](https://doi.org/10.1016/0009-2541(89)90011-9)
- 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. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1995\)107%3C1441:GAIJEF%3E2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1995)107%3C1441:GAIJEF%3E2.3.CO;2)
- Minster, J. F., & Allegre, C. J. (1978). Systematic use of trace elements in igneous processes: Part III: Inverse problem of batch partial melting in volcanic suites. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 68(1), 37-52. <https://doi.org/10.1007/BF00375445>
- Molina-Garza, R. S. (2005). Paleomagnetic reconstruction of Coahuila, Mexico: the Late Triassic Acatita intrusives. *Geofísica internacional*, 44(2), 197-210. <https://doi.org/10.22201/igeof.00167169p.2005.44.2.254>
- Molina-Garza, R. S., Chávez-Cabello, G., Iriando, A., Porras-Vázquez, M. A., & Terrazas-Calderón, G. D. (2008). Paleomagnetism, structure and ⁴⁰Ar/³⁹Ar geochronology of the Cerro Mercado pluton, Coahuila: Implications for the timing of the Laramide orogeny in northern Mexico. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 25(2), 284-301.
- Mori, L., Gómez-Tuena, A., Cai, Y., & Goldstein, S. L. (2007). Effects of prolonged flat subduction on the Miocene magmatic record of the central Trans-Mexican Volcanic Belt. *Chemical geology*, 244(3-4), 452-473. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2007.07.002>
- Mori, L., Gómez-Tuena, A., Schaaf, P., Goldstein, S. L., Pérez-Arvizu, O., & Solís-Pichardo, G. (2009). Lithospheric removal as a trigger for flood basalt magmatism in the Trans-Mexican Volcanic Belt. *Journal of Petrology*, 50(11), 2157-2186. <https://doi.org/10.1093/petrology/egp072>
- Morton-Bermea, O. (1990). Zur Petrologie des Alkaligesteins-Intrusivkomplexes des Sierra de Picachos (Nuevo León, Mexiko). Tesis de Maestría. Universidad de Karlsruhe.
- Morton-Bermea, O. (1995). Petrologie, Mineralogie und Geochemie des Alkali Intrusivkomplexes von MoncIova-Candela (Mexiko). Tesis Doctorado. Universidad de Hamburgo.
- 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. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(74\)90149-5](https://doi.org/10.1016/0016-7037(74)90149-5)
- Nick, K. (1988). Mineralogische, geochemische und petrographische Untersuchungen in der Sierra de San Carlos (Mexiko). Tesis de Doctorado. Universidad de Karlsruhe.
- Nimz, G. J., Cameron, K. L., & Niemyer, S. (1993). The La olivina pyroxenite suite and the isotopic compositions of mantle basalts parental to the Mid-Cenozoic arc volcanism of northern Mexico. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 98(B4), 6489-6509. <https://doi.org/10.1029/92JB02334>

- 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.
- 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. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2014.05.002>
- Ortega-Obregón, C., Solari, L., Gómez-Tuena, A., Elías-Herrera, M., Ortega-Gutiérrez, F., & Macías-Romo, C. (2014). 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, 1287-1300. <https://doi.org/10.1007/s00531-013-0933-1>
- Özdemir, Y., Mercan, Ç., Oyan, V., & Özdemir, A. A. (2019). Composition, pressure, and temperature of the mantle source region of quaternary nepheline-basanitic lavas in Bitlis Massif, Eastern Anatolia, Turkey: A consequence of melts from Arabian lithospheric mantle. *Lithos*, 328, 115-129. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2019.01.020>
- Padilla y Sánchez, R. J. (1986). Post-Paleozoic tectonics of northeast Mexico and its role in the evolution of the Gulf of Mexico. *Geofísica Internacional*, 25(1), 157-206. <https://doi.org/10.22201/igeof.00167169p.1986.25.1.804>
- Palme, H., & O'Neill, H. S. C. (2003). Cosmochemical estimates of mantle composition. *Treatise on geochemistry*, 2, 568. <https://doi.org/10.1016/B0-08-043751-6/02177-0>
- Parolari, M., Martini, M., Gómez-Tuena, A., Ortega-Gutiérrez, F., Errázuriz-Henao, C., & Cavazos-Tovar, J. G. (2022). The petrogenesis of Early–Middle Jurassic magmatism in southern and central Mexico and its role during the break-up of Western Pangaea. *Geological Magazine*, 159(6), 873-892. <https://doi.org/10.1017/S0016756822000061>
- Paton, C., Hellstrom, J., Paul, B., Woodhead, J., & Hergt, J. (2011). Iolite: Freeware for the visualisation and processing of mass spectrometric data. *Journal of Analytical Atomic Spectrometry*, 26(12), 2508-2518. <https://doi.org/10.1039/C1JA10172B>
- Paton, C., Woodhead, J. D., Hellstrom, J. C., Hergt, J. M., Greig, A., & Maas, R. (2010). Improved laser ablation U-Pb zircon geochronology through robust downhole fractionation correction. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 11(3). <https://doi.org/10.1029/2009GC002618>
- Pearce, J. A. (2008). Geochemical fingerprinting of oceanic basalts with applications to ophiolite classification and the search for Archean oceanic crust. *Lithos*, 100(1-4), 14-48. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2007.06.016>
- Pearce, J. A., & Peate, D. W. (1995). Tectonic implications of the composition of volcanic arc magmas. *Annual review of Earth and planetary sciences*, 23(1), 251-285. <https://doi.org/10.1146/annurev.earth.23.050195.001343>
- 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. <https://doi.org/10.1093/petrology/25.4.956>
- PEMEX (1974). Informe final del pozo Linares No. 1. Petroleos Mexicanos, Superintendencia General de Exploración.
- Pérez-Cruz, G. A. (1992). Geologic Evolution of the Burgos Basin, Northeastern Mexico. Tesis Doctorado. Universidad de Rice.
- Petrus, J. A., & Kamber, B. S. (2012). VizualAge: A novel approach to laser ablation ICP-MS U-Pb geochronology data reduction. *Geostandards and Geoanalytical Research*, 36(3), 247-270. <https://doi.org/10.1111/j.1751-908X.2012.00158.x>
- Pfänder, J. A., Jung, S., Münker, C., Stracke, A., & Mezger, K. (2012). A possible high Nb/Ta reservoir in the continental lithospheric mantle and consequences on the global Nb budget—Evidence from continental basalts from Central Germany. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 77, 232-251. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2011.11.017>
- Pilet, S. (2015). Generation of low-silica alkaline lavas: petrological constraints, models, and thermal implications. In Foulger GR, Lustrino M, King SD (Eds). *The Interdisciplinary Earth: A Volume in Honor of Don L. Anderson*:281–304.
- Pilet, S., Baker, M. B., & Stolper, E. M. (2008). Metasomatized lithosphere and the origin of alkaline lavas. *Science*, 320(5878), 916-919. <https://doi.org/10.1126/science.1156563>

- Pilet, S., Baker, M. B., Müntener, O., & Stolper, E. M. (2011). Monte Carlo simulations of metasomatic enrichment in the lithosphere and implications for the source of alkaline basalts. *Journal of Petrology*, 52(7-8), 1415-1442. <https://doi.org/10.1093/ptrology/egr007>
- Poliquin, M. J. (2009). Geology, geochemistry, and age of intrusion-related mineralisation in eastern México. Tesis Doctorado. Universidad de Exeter.
- Powell, R. (1984). Inversion of the assimilation and fractional crystallization (AFC) equations; characterization of contaminants from isotope and trace element relationships in volcanic suites. *Journal of the Geological Society*, 141(3), 447-452. <https://doi.org/10.1144/gsjgs.141.3.0447>
- Ramírez-Fernández, J. A. (1989). Geologische Neukartierung und Petrographische Untersuchung der Kontaktmetamorphose des Bufa del Diente-Intrusive, Sierra de San Carlos, Tamaulipas, Nordost Mexiko. Tesis de Maestría. Universidad de Hamburgo.
- Ramírez-Fernández, J. A. (1992). Sobre la geología de la Sierra de San Carlos, Tamaulipas. Encuentro Hispano Mexicano sobre Geología y Minería. MEMORIAS, Tema, 4, 201-206.
- Ramírez-Fernández, J. A. (1996). Zur Petrogenese des Alkalikomplex der Sierra de Tamaulipas, NE-Mexiko. Tesis de Doctorado. Universidad de Freiburg.
- Ramírez-Fernández, J. A., Alemán-Gallardo, E. A., Cruz-Castillo, D., Velasco-Tapia, F., Jenchen, U., Becchio, R., De León-Barragán, L., & Casas-Peña, J. M. (2021). Early Mississippian precollisional, peri-Gondwanan volcanic arc in NE-Mexico: Aserradero Rhyolite from Ciudad Victoria, Tamaulipas. *International Journal of Earth Sciences*, 110, 2435-2463. <https://doi.org/10.1007/s00531-021-01992-3>
- 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 Mexico. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 17, 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. Tesis Doctorado. Facultad de Ciencias de la Tierra, Universidad Autónoma de Nuevo León.
- Ramírez-Peña, C. F., & Chávez-Cabello, G. (2017). Age and evolution of thin-skinned deformation in Zacatecas, Mexico: Sevier orogeny evidence in the Mexican Fold-Thrust Belt. *Journal of South American Earth Sciences*, 76, 101-114. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2017.01.007>
- Ramírez-Peña, C. F., Chávez-Cabello, G., Fitz-Díaz, E., Aranda-Gómez, J. J., & Valdés, R. S. (2019). Uplift and syn-orogenic magmatism in the Concepción del Oro block: A thick-skinned (Laramide style?) contractional structure in the Mexican fold-thrust belt. *Journal of South American Earth Sciences*, 93, 242-252. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2019.04.012>
- Ratschbacher, L., Franz, L., Min, M., Bachmann, R., Martens, U., Stanek, K., Stüber, K., Nelson, B. K., Herrmann, U., Weber, B., López-Martínez, M., Jonckheere, R., Sperner, B., Tichomirowa, M., McWilliams, M. O., Gordon, M., Meschede, M., & Bock, P. (2009). The North American-Caribbean plate boundary in Mexico-Guatemala-Honduras. *Geological Society, London, Special Publications*, 328(1), 219-293. <https://doi.org/10.1144/SP328.11>
- Rivera-García, J. J., Ramírez-Fernández, J. A., Velasco-Tapia, F., Salinas-Jasso, J. A., Orozco-Esquivel, M. T., Stockli, D., Leal-Cuellar, V. A., & Elizondo-Pacheco, L. A. (2023). Constraints on the origin of the cenozoic intraplate aldama volcanic field, tamaulipas, NE México. *Journal of South American Earth Sciences*, 129, 104508. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2023.104508>
- Robin, C. (1982). Relations volcanologie-magmatologie-géodynamique: application au passage entre volcanismes alcalin et andésitique dans le sud Mexicain (Axe Trans-Mexicain et Province Alcaline Orientale). Tesis de Doctorado. Annales Scientifiques de l'Universite de Clermont-Ferrand II France.
- 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. <https://doi.org/10.1139/e78-167>
- Rodríguez-Saavedra, P. (2003). Petrografía y Geoquímica de las Rocas Magmáticas de la Sierra de San Carlos. Tesis de Licenciatura. Facultad de Ciencias de la Tierra, Universidad Autónoma de Nuevo León.
- Rollinson, H. (1993). *Using Geochemical Data: Evaluation, Presentation, Interpretation*. Taylor & Francis

- Römer, 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. <https://doi.org/10.1007/s004100050385>
- 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. <https://doi.org/10.1130/GES00567.1>
- Rudnick, R. L., & Fountain, D. M. (1995). Nature and composition of the continental crust: a lower crustal perspective. *Reviews of geophysics*, 33(3), 267-309. <https://doi.org/10.1029/95RG01302>
- Rudnick, R. L., & Gao, S. (2003). Composition of the continental crust. In Rudnick R. L. (ed). *Treatise on Geochemistry Vol. 3*, 1-64.
- Rudnick, R. L., Barth, M., Horn, I., & McDonough, W. F. (2000). Rutile-bearing refractory eclogites: missing link between continents and depleted mantle. *Science*, 287(5451), 278-281. <https://doi.org/10.1126/science.287.5451.278>
- Ruiz, J., Patchett, P. J., & Arculus, R. J. (1988a). Nd-Sr isotope composition of lower crustal xenoliths—Evidence for the origin of mid-Tertiary felsic volcanics in Mexico. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 99, 36-43. <https://doi.org/10.1007/BF0039936>
- Ruiz, J., Patchett, P. J., & Ortega-Gutiérrez, F. (1988b). Proterozoic and Phanerozoic basement terranes of Mexico from Nd isotopic studies. *Geological Society of America Bulletin*, 100(2), 274-281. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1988\)100%3C0274:PAPBTO%3E2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1988)100%3C0274:PAPBTO%3E2.3.CO;2)
- Sageman, B. B., & Lyons, T. W. (2003). Geochemistry of fine-grained sediments and sedimentary rocks. In Holland, H. D., & Turekian, K. K., (Eds.). *Treatise on Geochemistry Vol. 7*, 115-158.
- Salvador, A. (1991). The Gulf of Mexico Basin: Boulder, Colorado, Geological Society of América, *The Geologic of North America*, v. J. <https://doi.org/10.1130/DNAG-GNA-J>
- Sarmiento-Villagrana, A., Vega-Granillo, R., Talavera-Mendoza, O., & Vidal-Solano, J. R. (2016). New age constraints on magmatism and metamorphism of the Western Sonobari Complex and their implications for an earliest Late Cretaceous orogeny on northwestern Mexico. *Revista mexicana de ciencias geológicas*, 33(2), 170-182.
- Schaaf, P., Heinrich, W., & Besch, T. (1994). Composition and Sm-Nd isotopic data of the lower crust beneath San Luis Potosí, central Mexico: evidence from a granulite-facies xenolith suite. *Chemical Geology*, 118(1-4), 63-84. [https://doi.org/10.1016/0009-2541\(94\)90170-8](https://doi.org/10.1016/0009-2541(94)90170-8)
- SEGOB (2009). Atlas de Riesgo del estado de Tamaulipas. Secretaría de Gobernación, Secretaría de Economía. <https://www.tamaulipas.gob.mx/proteccioncivil/atlas-de-riesgos/estatales/>
- Severinghaus, J., & Atwater, T. M., (1990). Cenozoic geometry and thermal condition of the subducting slabs beneath western Northamerica. In Wernicke, B., (ed.). *Basin and Range extensional tectonics near the latitude of Las Vegas, Nevada*. Geological Society of America Memoir 176, p. 1-22. <https://doi.org/10.1130/MEM176-p1>
- Sewell, C. R. (1968). The Candela and Monclova belts of igneous intrusions, a petrographic province in Nuevo León and Coahuila, Mexico. Annual Meeting of the Geological Society of America. In *Abstracts with Programs (Vol. 273)*.
- Shaw, D. M. (1970). Trace element fractionation during anatexis. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 34(2), 237-243. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(70\)90009-8](https://doi.org/10.1016/0016-7037(70)90009-8)
- Sláma, J., Košler, J., Condon, D. J., Crowley, J. L., Gerdes, A., Hanchar, J. M., Horstwood, M. S. A., Morris, G. A., Nsadalá, I., Norberg, N., Schaltegger, U., Schoene, B., Tubrett, M. N., & Whitehouse, M. J. (2008). Plešovice zircon—a new natural reference material for U–Pb and Hf isotopic microanalysis. *Chemical Geology*, 249(1-2), 1-35. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2007.11.005>
- 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. <https://doi.org/10.1086/314355>

- Solari, L. A., Gómez-Tuena, A., Bernal, J. P., Pérez-Arvizu, O., & Tanner, M. (2010). U-Pb zircon geochronology with an integrated LA-ICP-MS microanalytical workstation: Achievements in precision and accuracy. *Geostandards and Geoanalytical Research*, 34(1), 5-18. <https://doi.org/10.1111/j.1751-908X.2009.00027.x>
- Solé, J. (2009). Determination of K-Ar ages in milligram samples using an infrared laser for argon extraction. *Rapid Communications in Mass Spectrometry: An International Journal Devoted to the Rapid Dissemination of Up-to-the-Minute Research in Mass Spectrometry*, 23(22), 3579-3590. <https://doi.org/10.1002/rcm.4280>
- Solé, J., & Enrique, P. (2001). X-ray fluorescence analysis for the determination of potassium in small quantities of silicate minerals for K-Ar dating. *Analytica Chimica Acta*, 440(2), 199-205. [https://doi.org/10.1016/S0003-2670\(01\)01060-1](https://doi.org/10.1016/S0003-2670(01)01060-1)
- Sosa-Valdés, R. (2011). Geocronología U-Pb del Cinturón de Intrusivos de Concepción del Oro. Tesis de Licenciatura. Facultad de Ciencias de la Tierra, Universidad Autónoma de Nuevo León.
- Sosa-Valdés, R., Chavez-Cabello, G., Weber, B., & Velasco-Tapia, F. (2011). Geocronología U-Pb del cinturón de intrusivos de Concepción del Oro, Zacatecas. *Actas Inageq*, 17(1), 174.
- Steiger, R. H., & Jäger, E. (1977). Subcommittee on geochronology: convention on the use of decay constants in geo- and cosmochemistry. *Earth and planetary science letters*, 36(3), 359-362. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(77\)90060-7](https://doi.org/10.1016/0012-821X(77)90060-7)
- Stewart, J. H., Blodgett, R. B., Boucot, A. J., Carter, J. L., & López, R. (1999). Exotic paleozoic strata of Gondwanan provenance near ciudad Victoria, Tamaulipas, Mexico. In Ramos, V. A., Keppie, J. D., (eds.). *Laurentia-Gondwana connections before Pangea*. Geological Society of America Special Paper, Boulder: 227-252. <https://doi.org/10.1130/0-8137-2336-1.227>
- Stracke, A., Bizimis, M., & Salters, V. J. (2003). Recycling oceanic crust: Quantitative constraints. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 4(3). <https://doi.org/10.1029/2001GC000223>
- Streckeisen, A. (1976). To each plutonic rock its proper name. *Earth-science reviews*, 12(1), 1-33. [https://doi.org/10.1016/0012-8252\(76\)90052-0](https://doi.org/10.1016/0012-8252(76)90052-0)
- Sun, J., Tappe, S., Kostrovitsky, S. I., Liu, C. Z., Skuzovatov, S. Y., & Wu, F. Y. (2018). Mantle sources of kimberlites through time: A U-Pb and Lu-Hf isotope study of zircon megacrysts from the Siberian diamond fields. *Chemical Geology*, 479, 228-240. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2018.01.013>
- Sun, S. S. (1980). Lead isotopic study of young volcanic rocks from mid-ocean ridges, ocean islands and island arcs. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London. Series A, Mathematical and Physical Sciences*, 297(1431), 409-445. <https://doi.org/10.1098/rsta.1980.0224>
- 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. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1989.042.01.19>
- Tera, F., & Wasserburg, G. J. (1972). U-Th-Pb systematics in three Apollo 14 basalts and the problem of initial Pb in lunar rocks. *Earth and Planetary Science Letters*, 14(3), 281-304. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(72\)90128-8](https://doi.org/10.1016/0012-821X(72)90128-8)
- Tera, F., & Wasserburg, G. J. (1973). A response to a comment on U and Pb systematics in lunar basalts. *Earth and Planetary Science Letters*, 19(2), 213-217. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(73\)90117-9](https://doi.org/10.1016/0012-821X(73)90117-9)
- Thomas, W. A., Gehrels, G. E., Lawton, T. F., Satterfield, J. I., Romero, M. C., & Sundell, K. E. (2019). Detrital zircons and sediment dispersal from the Coahuila terrane of northern Mexico into the Marathon foreland of the southern Midcontinent. *Geosphere*, 15(4), 1102-1127. <https://doi.org/10.1130/GES02033.1>
- Tinker, S. W. (1985). Lithostratigraphy and biostratigraphy of the Apitan La Peña Formation, northeast México and south Texas (part I), and the depositional setting of the Aptian Pearsall-La Peña Formations, Texas subsurface and northeast Mexico: Why is there not another Fairway Field? (part 2). Tesis de Maestría (no publicada). Ann Arbor, University of Michigan.
- Torres, R., Ruiz, J., Patchett, P. J., & Grajales, J. M. (1999). Permo-Triassic continental arc in eastern Mexico: Tectonic implications for reconstructions of southern North America. *Special Papers-Geological Society of America*, 340, 191-196.

- Torres-Hernández, J. R., Siebe-Grabach, C., Aguillón-Robles, A., & Rodríguez-Ríos, R. (2014). Geocronología y características geoquímicas de un conjunto de domos riolíticos terciarios en el Campo Volcánico de San Luis Potosí, México. *Boletín de la sociedad geológica mexicana*, 66(1), 183-197. <http://dx.doi.org/10.18268/BSGM2014v66n1a13>
- Torres-Sánchez, D., Verma, S. K., Barry, T. L., Verma, S. P., & Torres-Hernández, J. R. (2020). 40Ar/39Ar geochronology and petrogenesis of the sierra de San Miguelito volcanic complex, Mesa central, Mexico. *Lithos*, 370, 105613. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2020.105613>
- Torres-Sánchez, S. A., Augustsson, C., Jenchen, U., Rafael Barboza-Gudiño, J., Alemán Gallardo, E., Ramírez Fernández, J. A., Torres-Sánchez, D., & Abratis, M. (2017). Petrology and geochemistry of meta-ultramafic rocks in the Paleozoic Granjeno Schist, northeastern Mexico: Remnants of Pangaea ocean floor. *Open Geosciences*, 9(1), 361-384. <https://doi.org/10.1515/geo-2017-0029>
- Treviño-Cázares, A. (2001). Xenolitos del Manto en la Planicie Costera del Golfo de México. Tesis de Licenciatura. Facultad de Ciencias de la Tierra, Universidad Autónoma de Nuevo León.
- Treviño-Cázares, A. (2006). Relaciones petrológicas entre xenolitos del manto y sus rocas portadoras en el Noreste de México. Tesis de Maestría. Facultad de Ciencias de la Tierra, Universidad Autónoma de Nuevo León.
- 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. <https://doi.org/10.2747/0020-6814.47.12.1260>
- Tristán-González, M., Aguillón-Robles, A., Barboza-Gudiño, J. R., Torres-Hernández, J. R., Bellon, H., López-Doncel, R., ... & Labarthe-Hernández, G. (2009). Geocronología y distribución espacial del vulcanismo en el Campo Volcánico de San Luis Potosí. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 61(3), 287-303. <http://dx.doi.org/10.18268/BSGM2009v61n3a1>
- Urrutia-Fucugauchi, J., & Morton-Bermea, O. (1997). Long-term evolution of subduction zones and the development of wide magmatic arcs. *Geofísica Internacional*, 36, 87-110. <https://doi.org/10.22201/igeof.00167169p.1997.36.2.1299>
- Valdez-Moreno, G. (2001). Geoquímica y petrología de los campos volcánicos Las Esperanzas y Ocampo, Coahuila, México. Tesis de Maestría. Instituto de Geología, Universidad Nacional Autónoma de México.
- Valdez-Moreno, G., Aranda-Gómez, J. J., & Ortega-Rivera, A. (2011). Geoquímica y petrología del campo volcánico de Ocampo, Coahuila, México. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 63(2), 235-252. <http://dx.doi.org/10.18268/BSGM2011v63n2a7>
- Valencia-Moreno, M., López-Martínez, M., Orozco-Esquivel, T., Ferrari, L., Calmus, T., Noury, M., & Mendivil-Quijada, H. (2021). The Cretaceous-Eocene Mexican Magmatic Arc: Conceptual framework from geochemical and geochronological data of plutonic rocks. *Earth-Science Reviews*, 220, 103721. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2021.103721>
- 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. <https://doi.org/10.1080/00206810109465048>
- Velasco-Tapia, F., González-Guzmán, R., Chávez-Cabello, G., Lozano-Serna, J., & Valencia-Moreno, M. (2011). Estudio petrográfico y geoquímico del Complejo Plutónico El Peñuelo (Cinturón de Intrusivos de Concepción del Oro), noreste de México. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 63(2), 183-199. <http://dx.doi.org/10.18268/BSGM2011v63n2a4>
- Velasco-Tapia, F., Martínez-Paco, M., Iriondo, A., Ocampo-Díaz, Y. Z. E., Cruz-Gámez, E. M., Ramos-Ledezma, A., Andaverde, J. A., Ostrooumov, M., & Masuch, D. (2016). Altered volcanic ash layers of the Late Cretaceous San Felipe Formation, Sierra Madre Oriental (Northeastern Mexico): UPb geochronology, provenance and tectonic setting. *Journal of South American Earth Sciences*, 70, 18-35. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2016.04.010>
- 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. <https://doi.org/10.1080/00206814.2010.543784>

- Verma, S. P. (2006). Extension-related origin of magmas from a garnet-bearing source in the Los Tuxtlas volcanic field, Mexico. *International Journal of Earth Sciences*, 95, 871-901. <https://doi.org/10.1007/s00531-006-0072-z>
- 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., & Rivera-Gómez, M. A. (2013). Computer programs for the classification and nomenclature of igneous rocks. *Episodes Journal of International Geoscience*, 36(2), 115-124. <https://doi.org/10.18814/epiugs/2013/v36i2/005>
- 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. <https://doi.org/10.3906/yer-1204-6>
- 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. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2013.01.014>
- Vermeesch, P. (2018). IsoplotR: A free and open toolbox for geochronology. *Geoscience Frontiers*, 9(5), 1479-1493. <https://doi.org/10.1016/j.gsf.2018.04.001>
- 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.
- Viera-Décida, F. (2006). Relaciones Petrogenéticas del Magmatismo en la Provincia Alcalina Oriental Mexicana. Tesis de Maestría. Facultad de Ciencias de la Tierra, Universidad Autónoma de Nuevo León.
- Wang, H., Gurnis, M., & Skogseid, J. (2017). Rapid Cenozoic subsidence in the Gulf of Mexico resulting from Hess rise conjugate subduction. *Geophysical Research Letters*, 44(21), 10-930. <https://doi.org/10.1002/2017GL074959>
- Watson, E. H. (1937). Igneous rocks of the San Carlos mountains. In Kellum, L. B. (ed.). *Geology and Biology of the San Carlos mountains, Tamaulipas, México*, vol. 12. University of Michigan Press, Sciences Series: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 of Earth Sciences*, 96, 253-269. <https://doi.org/10.1007/s00531-006-0093-7>
- Weber, B., Schmitt, A. K., Cisneros de León, A., & González-Guzmán, R. (2019). Coeval early Ediacaran breakup of Amazonia, Baltica, and Laurentia: Evidence from micro-baddeleyite dating of dykes from the Novillo Canyon, Mexico. *Geophysical Research Letters*, 46(4), 2003-2011. <https://doi.org/10.1029/2018GL079976>
- Wetherill, G. W. (1956). Discordant uranium-lead ages. I. *Eos, Transactions American Geophysical Union*, 37(3), 320-326. <https://doi.org/10.1029/TR037i003p00320>
- Wetherill, G. W. (1963). Discordant uranium-lead ages: 2. Disordant ages resulting from diffusion of lead and uranium. *Journal of Geophysical Research*, 68(10), 2957-2965. <https://doi.org/10.1029/JZ068i010p02957>
- Whitney, D. L., & Evans, B. W. (2010). Abbreviations for names of rock-forming minerals. *American mineralogist*, 95(1), 185-187. <https://doi.org/10.2138/am.2010.3371>
- Wiedenbeck, M. (1995). An example of reverse discordance during ion microprobe zircon dating: an artifact of enhanced ion yields from a radiogenic labile Pb. *Chemical Geology*, 125(3-4), 197-218. [https://doi.org/10.1016/0009-2541\(95\)00072-T](https://doi.org/10.1016/0009-2541(95)00072-T)
- Willbold, M., & Stracke, A. (2006). Trace element composition of mantle end-members: Implications for recycling of oceanic and upper and lower continental crust. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 7(4). <https://doi.org/10.1029/2005GC001005>
- Wilson, J. (1987). Controls on carbonate platform-basin systems in Northeast Mexico. *Actas de la Facultad de Ciencias de la Tierra UANL*, 2, 23-24.

- Wilson, J. L. (1986). Basement structural controls on Mesozoic carbonate facies in northeastern Mexico – a review. In Tucker, M. E., Wilson, J. L., Crevello, P. D., Sarg, J. R., & Read, J. F., (eds.). Carbonate platforms, facies, sequences and evolution: International Association of Sedimentologists Special Publication 9; 235-255. <https://doi.org/10.1002/9781444303834.ch9>
- Wilson, M. (1989). Igneous petrogenesis: a global tectonic approach. Springer.
- Woodhead, J. D. (1988). The origin of geochemical variations in Mariana lavas: a general model for petrogenesis in intra-oceanic island arcs?. *Journal of Petrology*, 29(4), 805-830. <https://doi.org/10.1093/petrology/29.4.805>
- 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. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2004.12.005>
- Zhang, F. Y., Lai, S. C., Qin, J. F., Zhu, R. Z., Zhao, S. W., Zhu, Y., & Yang, H. (2020). Vein-plus-wall rock melting model for the origin of Early Paleozoic alkali diabbases in the South Qinling Belt, Central China. *Lithos*, 370, 105619. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2020.105619>
- Zhang, M., Wang, C., Zhang, Q., Qin, Y., Shen, J., Hu, X., Zhou, G., & Li, S. (2021). Temporal-spatial analysis of alkaline rocks based on GEOROC. *Applied Geochemistry*, 124, 104853. <https://doi.org/10.1016/j.apgeochem.2020.104853>
- Zhang, Q. Q., Zhang, S. H., Zhao, Y., & Liu, J. M. (2018). Devonian alkaline magmatic belt along the northern margin of the North China Block: Petrogenesis and tectonic implications. *Lithos*, 302, 496-518. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2018.01.019>
- Zheng, Y. F. (2019). Subduction zone geochemistry. *Geoscience Frontiers*, 10(4), 1223-1254. <https://doi.org/10.1016/j.gsf.2019.02.003>
- Zheng, Y. F., & Chen, Y. X. (2016). Continental versus oceanic subduction zones. *National Science Review*, 3(4), 495-519. <https://doi.org/10.1093/nsr/nww049>
- Zheng, Y. F., Xu, Z., Chen, L., Dai, L. Q., & Zhao, Z. F. (2020). Chemical geodynamics of mafic magmatism above subduction zones. *Journal of Asian Earth Sciences*, 194, 104185. <https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2019.104185>
- Zhou, Y., Murphy, M. A., & Hamade, A. (2006). Structural development of the Peregrina–Huizachal anticlinorium, Mexico. *Journal of structural geology*, 28(3), 494-507. <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2005.11.005>
- Zindler, A., & Hart, S. (1986). Chemical geodynamics. *Annual review of earth and planetary sciences*, 14(1), 493-571. <https://doi.org/10.1146/annurev.ea.14.050186.002425>
- Zou, H. (2007). Quantitative geochemistry. Imperial college press. <https://doi.org/10.1142/p444>
- 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. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(95\)00434-3](https://doi.org/10.1016/0016-7037(95)00434-3)
- 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. [https://doi.org/10.1016/S0009-2541\(00\)00243-6](https://doi.org/10.1016/S0009-2541(00)00243-6)

ANEXOS

ANEXO I. Base de datos de los análisis geoquímicos de las rocas magmáticas de la SSCC.

ANEXO II. Composición modal de las rocas magmáticas de la SSCC.

ANEXO III. Geocronología U-Pb en circones de la muestra MSJ-09.

ANEXO IV. Geocronología U-Pb en circones de la muestra MSJ-08.

ANEXO V. Geocronología U-Pb en circones de la muestra REPV-03.

ANEXO VI. Geocronología U-Pb en circones de la muestra CJat3.

ANEXO VII. Geocronología U-Pb en circones de la muestra CSV-01.

ANEXO VIII. Geocronología U-Pb en circones de la muestra PATV-II.

ANEXO IX. Geocronología U-Pb en titanitas de la muestra GSJ-01.

ANEXO X. Geocronología U-Pb en titanitas de la muestra SAER.

ANEXO XI. Geocronología U-Pb en titanitas de la muestra VERS.

ANEXO XII. Geocronología U-Pb en titanitas de la muestra SJSN.

ANEXO XIII. Modelado de Fusión Parcial.

ANEXO XIV. Modelado Asimilación-Cristalización Fraccionada (AFC).

ANEXO I. Base de datos de los análisis geoquímicos de las rocas magmáticas de la SSCC. Los elementos mayores están ajustados a base seca. Abreviaturas: SSC, Sierra de San Carlos; GRM, Gabro Rincón Murillo; GSJ, Gabro San José; GEP, Gabro el Patao; MSJ, Monzodiorita San José; SNER, Sienita Nefelínica el Rosario; SAEB, Sienita Alcalina el Bagre; SB, Sierras Bajas; SiBuf, Sienita Bufa del Diente; CHSL, Complejo Hipabisal San Lázaro; CSB, Campo Subvolcánico de Burgos; DBas, Derrame basáltico; Ba, Básico; UBa, Ultrabásico; Int, Intermedio; Acd, Ácido; mmch, meimechita; pic, picrita; foid, foidita; mlnp, melanefelinita; picba, picrobasalto; balc, basalto alcalino; bsalc, basalto subalcalino; bsn, basanita; bstcha, traquiandesita basáltica; mug, mugarita; tph, tefrita; trba, traquibasalto; haw, hawaita; kmt, komatita; lat, latita; pth, fonotefrita; trch, traquita; benm, benmoreita; riol, riolita; fono, fonolita; per trch, traquita fonolítica; neph, nefelinita; tefono, tefrifonolita.

Muestra	BA2	BA15	BA18	LG4	LG5	LG15	RM30	BA4	BA13	LG10
Estructura	Intrusivo	Intrusivo	Intrusivo	Intrusivo	Intrusivo	Intrusivo	Intrusivo	Intrusivo	Intrusivo	Intrusivo
Sector	SSC/GRM	SSC/GRM	SSC/GRM	SSC/GRM	SSC/GRM	SSC/GRM	SSC/GRM	SSC/GRM	SSC/GRM	SSC/GRM
Composición	Ba	Uba	Uba	Ba	Ba	Ba	Ba	Uba	Uba	Uba
Clasif. Geoq.	mmch	pic	pic	pic	pic	pic	pic	pic	foid, mlnp	foid, mlnp
Elementos mayores (%m/m, ajustado)										
SiO ₂	45.13	39.18	41.39	46.22	46.48	46.62	45.46	44.53	39.80	39.45
TiO ₂	1.38	3.26	2.99	1.34	1.01	1.49	1.20	2.35	3.78	3.97
Al ₂ O ₃	7.13	7.71	7.22	9.22	12.08	9.16	9.54	9.90	11.59	10.58
Fe ₂ O ₃	2.24	2.53	2.21	2.10	1.95	2.15	2.35	1.85	2.37	2.40
FeO	11.20	16.84	14.75	10.52	9.74	10.77	11.77	12.30	15.78	15.98
MnO	0.22	0.25	0.21	0.21	0.20	0.22	0.24	0.21	0.21	0.21
MgO	18.71	17.70	16.47	15.41	14.29	14.58	16.13	12.91	10.99	11.59
CaO	12.71	11.73	14.06	13.41	12.04	12.82	11.09	14.47	14.35	14.37
Na ₂ O	1.02	0.72	0.61	1.22	1.93	1.61	1.83	1.24	1.01	1.13
K ₂ O	0.18	0.04	0.04	0.22	0.14	0.37	0.29	0.15	0.04	0.21
P ₂ O ₅	0.08	0.04	0.04	0.12	0.14	0.19	0.09	0.09	0.09	0.11
álcalis	1.20	0.76	0.65	1.44	2.07	1.98	2.12	1.39	1.05	1.34
#Mg	74.87	65.19	66.57	72.29	72.34	70.69	70.95	65.16	55.39	56.38
Elementos traza (ppm)										
Cr	821.0	817.0	711.0	803.0	622.0	758.0	605.0	221.0	302.0	332.0
Co	70.0	106.0	91.0	6.0	40.0	63.0	72.0	67.0	7.0	89.0
Ni	290.0	259.0	249.0	269.0	225.0	249.0	227.0	127.0	115.0	163.0
Cu	40.0	37.0	197.0	90.0	45.0	29.0	30.0	73.0	75.0	144.0
Zn	100.0	152.0	118.0	99.0	90.0	99.0	103.0	96.0	127.0	123.0
Ga	11.0	16.0	14.0	12.0	16.0	14.0	14.0	16.0	19.0	15.0
Rb	5.0	1.0	1.0	3.0	1.0	7.0	4.0	3.0	1.0	1.0
Sr	289.0	332.0	295.0	432.0	617.0	441.0	513.0	516.0	646.0	507.0
Y	15.0	11.0	14.0	17.0	14.0	20.0	12.0	16.0	16.0	22.0
Zr	63.0	53.0	68.0	87.0	32.0	80.0	59.0	63.0	67.0	83.0
Nb	6.0	3.0	4.0	6.0	2.0	7.0	6.0	5.0	3.0	12.0
Pb	5.0	5.0	5.0	5.0	5.0	6.0	5.0	5.0	6.0	6.0
Th	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Ba	82.0	54.0	34.0	151.0	135.0	184.0	132.0	92.0	62.0	123.0
V	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Cs	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Hf	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Ta	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
U	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Elementos tierras raras (ppm)										
La	7.1	-	-	11.0	-	-	-	-	-	-
Ce	18.0	-	-	29.0	-	-	-	-	-	-
Pr	3.0	-	-	4.0	-	-	-	-	-	-
Nd	13.0	-	-	18.0	-	-	-	-	-	-
Sm	3.2	-	-	4.3	-	-	-	-	-	-
Eu	1.1	-	-	1.5	-	-	-	-	-	-
Gd	3.4	-	-	4.2	-	-	-	-	-	-
Tb	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Dy	2.7	-	-	3.4	-	-	-	-	-	-
Ho	0.5	-	-	0.6	-	-	-	-	-	-
Er	1.2	-	-	1.6	-	-	-	-	-	-
Tm	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Yb	1.0	-	-	1.2	-	-	-	-	-	-
Lu	0.1	-	-	0.2	-	-	-	-	-	-
Referencia	Nick (1988)	Nick (1988)	Nick (1988)	Nick (1988)	Nick (1988)	Nick (1988)	Nick (1988)	Nick (1988)	Nick (1988)	Nick (1988)

ANEXO I. Continuación...

Muestra	RM29	LU2	BA1	RM7	BA22	BA23	LG11	RM13	LG1	LG13
Estructura	Intrusivo	Intrusivo	Intrusivo	Intrusivo	Intrusivo	Intrusivo	Intrusivo	Intrusivo	Intrusivo	Intrusivo
Sector	SSC/GRM	SSC/GRM	SSC/GRM	SSC/GRM	SSC/GRM	SSC/GRM	SSC/GRM	SSC/GRM	SSC/GRM	SSC/GRM
Composición	Ba	Uba	Ba	Ba	Ba	Ba	Ba	Ba	Ba	Ba
Clasif. Geol.	pic	picba	balc	balc	balc	balc	balc	balc	balc	balc
EM	Elementos mayores (% m/m, ajustado)									
SiO ₂	46.82	44.73	48.63	49.02	47.68	46.78	47.04	48.85	48.57	48.32
TiO ₂	2.21	2.95	1.09	0.61	1.73	1.69	1.38	1.52	2.22	1.24
Al ₂ O ₃	10.07	12.77	17.96	20.69	16.06	14.89	20.39	16.82	18.23	21.14
Fe ₂ O ₃	2.40	1.80	1.20	1.05	1.82	1.92	1.25	1.52	1.18	1.06
FeO	11.99	11.99	6.02	5.25	9.10	9.61	6.24	7.58	5.91	5.28
MnO	0.21	0.20	0.13	0.11	0.16	0.17	0.11	0.18	0.11	0.09
MgO	12.43	9.68	7.84	7.76	8.45	9.97	6.09	7.46	5.38	5.86
CaO	10.94	12.74	13.23	12.05	11.70	12.39	14.49	12.69	14.49	13.59
Na ₂ O	1.91	2.10	2.83	3.01	2.63	2.31	2.62	2.80	3.26	2.92
K ₂ O	0.80	0.71	0.87	0.35	0.43	0.21	0.19	0.34	0.48	0.42
P ₂ O ₅	0.22	0.32	0.20	0.09	0.24	0.05	0.19	0.24	0.17	0.08
álcalis	2.71	2.82	3.69	3.36	3.06	2.53	2.82	3.14	3.74	3.34
#Mg	64.90	59.00	69.88	72.51	62.33	64.92	63.47	63.70	61.86	66.41
	Elementos traza (ppm)									
Cr	314.0	239.0	252.0	153.0	136.0	188.0	113.0	157.0	32.0	36.0
Co	68.0	61.0	31.0	28.0	50.0	53.0	30.0	37.0	27.0	26.0
Ni	123.0	94.0	94.0	112.0	84.0	97.0	57.0	85.0	40.0	54.0
Cu	38.0	61.0	17.0	11.0	50.0	27.0	35.0	19.0	24.0	32.0
Zn	101.0	90.0	70.0	49.0	76.0	75.0	52.0	77.0	64.0	51.0
Ga	18.0	24.0	20.0	21.0	21.0	20.0	21.0	21.0	22.0	20.0
Rb	21.0	13.0	23.0	1.0	4.0	2.0	1.0	5.0	5.0	5.0
Sr	413.0	589.0	693.0	907.0	764.0	725.0	1156.0	982.0	869.0	983.0
Y	21.0	25.0	14.0	9.0	13.0	9.0	12.0	17.0	17.0	10.0
Zr	119.0	147.0	101.0	17.0	46.0	24.0	17.0	69.0	85.0	45.0
Nb	15.0	28.0	11.0	2.0	8.0	4.0	1.0	9.0	8.0	3.0
Pb	5.0	5.0	8.0	5.0	6.0	5.0	5.0	5.0	8.0	6.0
Th	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Ba	250.0	360.0	326.0	206.0	265.0	168.0	144.0	251.0	313.0	215.0
V	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Cs	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Hf	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Ta	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
U	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
	Elementos tierras raras (ppm)									
La	-	-	16.0	-	-	-	7.9	-	16.0	-
Ce	-	-	34.0	-	-	-	17.0	-	34.0	-
Pr	-	-	4.0	-	-	-	2.0	-	4.0	-
Nd	-	-	17.0	-	-	-	10.0	-	19.0	-
Sm	-	-	3.8	-	-	-	2.3	-	4.4	-
Eu	-	-	1.3	-	-	-	1.3	-	1.9	-
Gd	-	-	3.5	-	-	-	2.4	-	4.1	-
Tb	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Dy	-	-	2.7	-	-	-	1.8	-	3.0	-
Ho	-	-	0.4	-	-	-	0.3	-	0.5	-
Er	-	-	1.3	-	-	-	0.8	-	1.4	-
Tm	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Yb	-	-	1.1	-	-	-	0.6	-	1.1	-
Lu	-	-	0.1	-	-	-	0.1	-	0.1	-
Referencia	Nick (1988)	Nick (1988)	Nick (1988)	Nick (1988)	Nick (1988)	Nick (1988)	Nick (1988)	Nick (1988)	Nick (1988)	Nick (1988)

ANEXO I. Continuación...

Muestra	LG14	RM18	RM5	RM32	C12	C15	C18	LG8	LU1	BA17
Estructura	Intrusivo	Intrusivo	Intrusivo	Intrusivo	Intrusivo	Intrusivo	Intrusivo	Intrusivo	Intrusivo	Intrusivo
Sector	SSC/GRM	SSC/GRM	SSC/GRM	SSC/GRM	SSC/GRM	SSC/GRM	SSC/GRM	SSC/GRM	SSC/GRM	SSC/GRM
Composición	Ba	Ba	Ba	UBa	UBa	UBa	UBa	UBa	Ba	UBa
Clasif. Geol.	balc	balc	balc	picba	bsn	bsn	bsn	bsn	balc	foid, mlnp
EM	Elementos mayores (% m/m, ajustado)									
SiO ₂	48.44	50.01	47.22	43.80	41.79	42.99	43.99	43.87	46.50	40.23
TiO ₂	1.53	1.07	3.05	3.75	4.04	3.76	3.30	3.22	3.17	3.12
Al ₂ O ₃	19.98	18.40	14.38	12.44	18.69	16.66	19.74	16.42	18.97	18.36
Fe ₂ O ₃	1.17	1.19	2.28	2.20	1.97	2.13	1.71	2.19	1.67	1.86
FeO	5.85	5.95	11.41	14.69	9.83	10.63	8.54	10.97	8.35	12.43
MnO	0.10	0.12	0.18	0.23	0.22	0.26	0.19	0.24	0.16	0.10
MgO	5.54	6.72	6.88	9.04	5.72	5.90	4.64	6.42	4.30	6.80
CaO	13.80	12.80	10.14	10.64	11.66	11.79	11.95	11.14	11.70	15.89
Na ₂ O	3.03	2.95	3.06	2.36	3.29	3.29	3.60	3.37	3.62	1.13
K ₂ O	0.45	0.62	1.00	0.59	1.32	1.05	0.89	1.01	0.63	0.05
P ₂ O ₅	0.10	0.17	0.39	0.25	1.48	1.53	1.46	1.14	0.93	0.03
álcalis	3.48	3.57	4.06	2.95	4.61	4.34	4.49	4.38	4.25	1.19
#Mg	62.80	66.82	51.82	52.30	50.90	49.75	49.19	51.04	47.89	49.36
	Elementos traza (ppm)									
Cr	33.0	61.0	64.0	79.0	22.0	26.0	20.0	85.0	30.0	59.0
Co	29.0	30.0	59.0	77.0	48.0	49.0	41.0	56.0	38.0	64.0
Ni	43.0	69.0	31.0	30.0	6.0	6.0	7.0	34.0	16.0	194.0
Cu	44.0	34.0	42.0	50.0	29.0	35.0	41.0	69.0	32.0	436.0
Zn	56.0	52.0	109.0	121.0	101.0	113.0	76.0	146.0	93.0	69.0
Ga	20.0	22.0	23.0	22.0	18.0	18.0	16.0	27.0	29.0	20.0
Rb	3.0	10.0	23.0	14.0	25.0	17.0	14.0	14.0	6.0	1.0
Sr	907.0	871.0	671.0	601.0	3268.0	3445.0	3977.0	1072.0	1427.0	656.0
Y	12.0	15.0	24.0	17.0	34.0	42.0	29.0	52.0	33.0	8.0
Zr	54.0	61.0	122.0	86.0	22.0	71.0	-1.0	198.0	129.0	26.0
Nb	2.0	6.0	21.0	14.0	31.0	42.0	10.0	77.0	36.0	2.0
Pb	8.0	6.0	9.0	5.0	9.0	5.0	6.0	18.0	5.0	5.0
Th	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Ba	270.0	291.0	443.0	236.0	3673.0	2793.0	4601.0	556.0	550.0	58.0
V	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Cs	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Hf	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Ta	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
U	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
	Elementos tierras raras (ppm)									
La	-	13.0	23.0	12.0	57.0	-	-	-	-	-
Ce	-	29.0	51.0	30.0	142.0	-	-	-	-	-
Pr	-	4.0	7.0	5.0	20.0	-	-	-	-	-
Nd	-	15.0	26.0	15.0	71.0	-	-	-	-	-
Sm	-	3.5	5.6	3.8	13.4	-	-	-	-	-
Eu	-	1.4	1.8	1.3	5.5	-	-	-	-	-
Gd	-	3.1	5.0	3.5	9.5	-	-	-	-	-
Tb	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Dy	-	2.6	4.1	2.8	6.5	-	-	-	-	-
Ho	-	0.4	0.7	0.5	1.0	-	-	-	-	-
Er	-	1.2	1.9	1.4	2.6	-	-	-	-	-
Tm	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Yb	-	1.0	1.5	1.1	1.8	-	-	-	-	-
Lu	-	0.1	0.2	0.2	0.3	-	-	-	-	-
Referencia	Nick (1988)	Nick (1988)	Nick (1988)	Nick (1988)	Nick (1988)	Nick (1988)	Nick (1988)	Nick (1988)	Nick (1988)	Nick (1988)

ANEXO I. Continuación...

Muestra	BA19	LG3	LG6	LG9	LG12	RM1	RM19	RM28	RM31	C21
Estructura	Intrusivo	Intrusivo	Intrusivo	Intrusivo	Intrusivo	Intrusivo	Intrusivo	Intrusivo	Intrusivo	Intrusivo
Sector	SSC/GRM	SSC/GRM	SSC/GRM	SSC/GRM	SSC/GRM	SSC/GRM	SSC/GRM	SSC/GRM	SSC/GRM	SSC/GRM
Composición	UBa	UBa	Ba	UBa	UBa	Ba	Ba	Ba	UBa	Ba
Clasif. Geol.	foid, bsn	picba	balc	foid, mlnp	foid, bsn	trba, haw	balc	balc	bsn	balc
EM	Elementos mayores (%m/m, ajustado)									
SiO ₂	39.43	43.26	45.15	40.99	39.93	47.92	45.05	47.28	42.26	45.94
TiO ₂	4.62	3.12	2.00	3.35	5.32	3.01	3.25	3.12	3.61	2.56
Al ₂ O ₃	16.53	13.65	22.78	16.50	15.46	16.75	17.78	17.78	15.55	19.92
Fe ₂ O ₃	2.61	1.77	1.60	2.09	2.70	2.64	2.04	1.68	2.29	1.73
FeO	13.03	11.82	7.99	13.96	13.51	8.79	10.18	8.40	11.43	8.64
MnO	0.25	0.16	0.08	0.14	0.24	0.18	0.19	0.14	0.19	0.12
MgO	6.92	8.76	3.54	6.56	7.37	4.57	5.11	5.51	7.73	3.96
CaO	11.81	16.02	14.39	14.91	11.59	10.27	13.21	11.34	13.03	12.02
Na ₂ O	2.67	1.31	2.34	1.43	2.76	3.93	2.52	3.54	2.46	3.25
K ₂ O	0.55	0.07	0.11	0.05	0.54	1.49	0.25	0.86	0.55	1.31
P ₂ O ₅	1.58	0.04	0.03	0.02	0.57	0.45	0.42	0.35	0.89	0.54
álcalis	3.22	1.38	2.45	1.49	3.31	5.43	2.78	4.40	3.01	4.56
#Mg	48.63	56.92	44.12	45.58	49.30	48.09	47.24	53.89	54.67	44.98
Elementos traza (ppm)										
Cr	29.0	155.0	28.0	60.0	35.0	37.0	49.0	50.0	121.0	31.0
Co	64.0	7.0	37.0	74.0	70.0	45.0	46.0	39.0	60.0	41.0
Ni	9.0	77.0	6.0	60.0	9.0	27.0	38.0	66.0	55.0	20.0
Cu	46.0	236.0	59.0	246.0	42.0	77.0	101.0	57.0	105.0	45.0
Zn	119.0	81.0	57.0	90.0	144.0	93.0	94.0	73.0	121.0	86.0
Ga	25.0	17.0	26.0	19.0	21.0	23.0	25.0	23.0	22.0	25.0
Rb	3.0	1.0	1.0	1.0	3.0	32.0	2.0	17.0	4.0	38.0
Sr	1223.0	645.0	1198.0	777.0	1029.0	723.0	995.0	881.0	948.0	1113.0
Y	49.0	18.0	8.0	12.0	34.0	28.0	20.0	18.0	33.0	20.0
Zr	82.0	73.0	9.0	30.0	108.0	219.0	52.0	104.0	118.0	112.0
Nb	46.0	2.0	1.0	2.0	45.0	35.0	7.0	17.0	30.0	18.0
Pb	9.0	5.0	5.0	5.0	7.0	9.0	5.0	5.0	24.0	7.0
Th	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Ba	356.0	82.0	130.0	67.0	305.0	482.0	239.0	381.0	315.0	410.0
V	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Cs	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Hf	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Ta	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
U	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Elementos tierras raras (ppm)										
La	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Ce	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Pr	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Nd	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Sm	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Eu	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Gd	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Tb	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Dy	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Ho	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Er	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Tm	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Yb	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Lu	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Referencia	Nick (1988)	Nick (1988)	Nick (1988)	Nick (1988)	Nick (1988)	Nick (1988)	Nick (1988)	Nick (1988)	Nick (1988)	Nick (1988)

ANEXO I. Continuación...

Muestra	C22	LU4	SCGB	VBA-01	VBA-02	VBA-03	VBA-08	VBA-09	VLG-01	VLG-02
Estructura	Intrusivo	Intrusivo	Intrusivo	Intrusivo	Intrusivo	Intrusivo	Intrusivo	Intrusivo	Intrusivo	Intrusivo
Sector	SSC/GRM	SSC/GRM	SSC/GRM	SSC/GRM	SSC/GRM	SSC/GRM	SSC/GRM	SSC/GRM	SSC/GRM	SSC/GRM
Composición	Ba	UBa	Ba	Ba	Ba	Ba	UBa	UBa	UBa	UBa
Clasif. Geol.	bstcha, mug	tph, bsn	balc	pic	balc	balc	picba	pic	bsn	picba
Elementos mayores (%m/m, ajustado)										
SiO ₂	51.78	44.94	50.88	47.70	48.46	48.08	44.83	44.47	44.15	42.93
TiO ₂	0.88	3.34	1.53	1.32	1.66	0.94	1.96	2.03	3.32	2.83
Al ₂ O ₃	17.36	15.11	15.88	9.61	17.42	17.24	13.49	7.89	14.41	14.10
Fe ₂ O ₃	1.10	2.33	1.49	2.06	1.53	1.30	1.69	1.98	2.22	1.76
FeO	3.13	11.67	7.46	10.29	7.66	6.51	11.27	13.19	11.09	11.70
MnO	0.11	0.23	0.15	0.21	0.16	0.13	0.19	0.25	0.18	0.15
MgO	4.64	5.26	6.68	14.35	6.85	8.95	11.46	15.28	7.81	8.91
CaO	14.08	13.14	10.95	11.38	11.70	13.94	13.07	13.57	12.75	16.28
Na ₂ O	4.19	2.86	3.17	1.94	3.40	2.44	1.79	1.01	2.73	1.23
K ₂ O	1.33	0.61	1.41	0.97	0.68	0.38	0.19	0.21	0.78	0.11
P ₂ O ₅	1.40	0.49	0.40	0.17	0.48	0.09	0.04	0.11	0.56	0.00
álcalis	5.52	3.47	4.57	2.91	4.08	2.81	1.99	1.23	3.50	1.34
#Mg	72.50	44.54	61.46	71.31	61.42	71.03	64.46	67.37	55.66	55.66
Elementos traza (ppm)										
Cr	12.0	34.0	35.0	629.0	143.0	335.0	239.0	513.0	47.0	143.0
Co	17.0	61.0	48.0	64.0	36.0	40.0	64.0	77.0	51.0	57.0
Ni	6.0	11.0	36.0	145.0	59.0	84.0	98.0	164.0	45.0	84.0
Cu	22.0	45.0	54.0	-	-	-	-	-	-	-
Zn	40.0	132.0	64.0	64.0	39.0	34.0	36.0	58.0	41.0	23.0
Ga	19.0	27.0	-	12.0	19.0	17.0	16.0	12.0	19.0	18.0
Rb	23.0	7.0	39.0	23.0	11.0	6.0	2.0	4.0	6.0	1.0
Sr	1202.0	1238.0	544.0	311.0	819.0	662.0	719.0	341.0	775.0	642.0
Y	27.0	31.0	20.0	15.0	17.0	9.0	10.0	12.0	30.0	11.0
Zr	126.0	201.0	194.0	101.0	124.0	74.0	47.0	61.0	181.0	63.0
Nb	3.0	32.0	22.0	13.5	18.6	7.9	3.9	4.7	44.8	1.7
Pb	12.0	5.0	5.1	1.0	1.0	2.0	-	1.0	1.0	2.0
Th	-	-	5.4	1.5	1.8	0.9	0.3	0.4	1.0	0.0
Ba	436.0	653.0	261.0	376.0	358.0	222.0	118.0	88.0	403.0	74.0
V	-	-	202.0	255.0	285.0	234.0	455.0	425.0	395.0	500.0
Cs	-	-	0.9	0.6	0.4	0.3	0.0	0.3	0.0	0.3
Hf	-	-	0.0	2.8	3.3	2.1	1.6	2.3	5.4	2.5
Ta	-	-	1.4	0.7	1.2	0.5	0.3	0.4	2.7	0.3
U	-	-	1.4	0.4	0.5	0.3	-	0.1	0.2	-
Elementos tierras raras (ppm)										
La	-	-	28.0	16.2	21.9	9.7	6.2	7.2	28.9	4.7
Ce	-	-	61.0	33.2	46.1	18.1	14.2	18.0	68.5	12.9
Pr	-	-	7.5	4.4	6.1	2.5	2.2	2.9	9.7	2.3
Nd	-	-	29.0	18.2	25.1	10.7	10.5	13.3	42.4	11.4
Sm	-	-	6.0	3.7	5.0	2.5	2.7	3.5	9.3	3.2
Eu	-	-	1.8	1.1	1.8	1.0	1.1	1.2	2.9	1.2
Gd	-	-	0.0	3.6	4.8	2.6	2.9	3.6	8.1	3.3
Tb	-	-	0.8	0.5	0.7	0.4	0.4	0.5	1.2	0.5
Dy	-	-	4.3	3.0	3.7	2.0	2.3	2.9	6.7	2.6
Ho	-	-	0.8	0.5	0.7	0.4	0.4	0.5	1.2	0.5
Er	-	-	2.2	1.5	1.8	1.0	1.1	1.3	3.1	1.2
Tm	-	-	0.3	0.2	0.2	0.1	0.1	0.2	0.4	0.1
Yb	-	-	1.8	1.2	1.4	0.8	0.8	1.0	2.6	0.9
Lu	-	-	0.3	0.2	0.2	0.1	0.1	0.1	0.4	0.1
Referencia	Nick (1988)	Nick (1988)	Elizondo-Pacheco et al. (2022)	Leal-Cuellar et al (2023)	Leal-Cuellar et al (2023)	Leal-Cuellar et al (2023)	Leal-Cuellar et al (2023)	Leal-Cuellar et al (2023)	Leal-Cuellar et al (2023)	Leal-Cuellar et al (2023)

ANEXO I. Continuación...

Muestra	VLG-03	VLG-06	VLG-08	BAV-05	BAV-06	CCV-01	CCV-02	EHV-02	LYV-05	RMV-03
Estructura	Intrusivo	Intrusivo	Intrusivo	Intrusivo	Intrusivo	Intrusivo	Intrusivo	Intrusivo	Intrusivo	Intrusivo
Sector	SSC/GRM	SSC/GRM	SSC/GRM	SSC/GRM	SSC/GRM	SSC/GRM	SSC/GRM	SSC/GRM	SSC/GRM	SSC/GRM
Composición	Ba	Ba	Ba	Ba	UBa	UBa	UBa	UBa	Ba	UBa
Clasif. Geol.	pic	balc	pic	balc	mmch	bsn	bsn	kmt	balc	picba
Elementos mayores (% m/m, ajustado)										
SiO ₂	47.18	46.02	46.88	45.90	42.60	43.12	42.69	43.04	47.99	42.87
TiO ₂	0.91	2.18	0.75	1.10	1.90	3.77	4.43	0.99	0.81	3.91
Al ₂ O ₃	13.16	13.42	11.67	23.23	6.91	17.71	16.68	4.61	20.72	12.26
Fe ₂ O ₃	1.68	2.10	1.55	1.03	1.95	1.93	2.07	1.88	1.09	2.30
FeO	8.40	10.48	7.77	5.15	13.00	9.67	10.37	12.55	5.43	15.36
MnO	0.16	0.18	0.14	0.08	0.26	0.24	0.30	0.24	0.11	0.24
MgO	12.52	10.50	16.54	5.25	18.56	5.49	5.93	26.18	7.30	9.60
CaO	14.23	12.42	13.38	16.17	13.80	12.05	11.41	9.33	13.42	10.39
Na ₂ O	1.53	2.11	1.14	1.99	0.91	3.69	3.08	0.93	2.85	2.34
K ₂ O	0.19	0.54	0.14	0.09	0.08	0.91	1.52	0.12	0.23	0.53
P ₂ O ₅	0.03	0.05	0.03	0.00	0.03	1.41	1.52	0.14	0.05	0.20
álcalis	1.72	2.65	1.28	2.08	0.99	4.60	4.60	1.05	3.08	2.87
#Mg	72.66	64.11	79.14	79.14	71.78	50.32	50.49	78.81	70.55	52.71
Elementos traza (ppm)										
Cr	164.0	307.0	602.0	163.5	489.5	4.6	2.9	1025.4	65.3	19.8
Co	60.0	58.0	66.0	23.6	86.3	19.2	18.8	105.2	30.5	75.4
Ni	161.0	108.0	310.0	117.3	269.2	6.8	3.6	503.6	75.9	25.5
Cu	-	-	-	172.6	62.5	41.0	36.7	16.6	8.4	36.5
Zn	48.0	49.0	46.0	33.3	97.4	117.2	119.8	93.3	41.6	135.7
Ga	12.0	16.0	10.0	20.2	12.1	20.3	17.3	7.1	18.5	20.2
Rb	2.0	9.0	1.0	2.1	1.6	16.1	29.3	4.3	3.9	12.8
Sr	523.0	564.0	445.0	1284.4	308.0	4134.7	3788.4	218.1	1074.2	580.2
Y	8.0	12.0	6.0	5.5	12.7	34.5	25.1	11.9	6.5	14.4
Zr	47.0	81.0	29.0	25.8	54.0	94.1	59.3	50.4	37.6	82.2
Nb	2.1	10.7	1.4	1.1	3.6	53.9	30.0	6.1	5.9	16.5
Pb	8.0	0.0	0.0	1.7	0.9	6.9	2.0	1.1	1.5	2.8
Th	0.3	0.3	0.0	0.1	0.2	2.2	1.7	0.5	0.3	1.2
Ba	114.0	213.0	82.0	114.5	54.4	3718.9	17683.5	84.9	170.4	250.2
V	242.0	352.0	223.0	222.1	344.0	198.2	153.6	137.6	146.6	647.0
Cs	0.1	0.0	0.0	-	0.1	0.4	0.3	0.0	0.0	0.2
Hf	1.8	2.5	1.2	0.8	1.9	2.3	1.4	1.5	1.0	2.1
Ta	0.2	0.6	-	0.1	0.3	2.8	1.7	0.4	0.4	1.1
U	-	-	-	-	-	0.5	0.4	0.1	0.1	0.4
Elementos tierras raras (ppm)										
La	4.9	8.5	4.0	4.4	5.4	74.5	64.9	7.6	6.7	12.6
Ce	11.7	19.2	8.8	9.7	14.9	156.3	135.4	18.1	14.4	27.5
Pr	1.8	2.9	1.4	1.3	2.3	19.7	17.0	2.6	1.8	3.6
Nd	8.5	13.3	6.6	6.5	11.8	79.1	69.1	12.0	8.3	16.0
Sm	2.5	3.3	1.8	1.6	3.3	14.9	12.3	2.9	1.9	3.8
Eu	0.9	1.2	0.7	0.9	1.0	6.2	8.2	0.8	0.9	1.3
Gd	2.3	3.4	1.8	1.6	3.3	12.5	10.1	2.9	1.8	3.7
Tb	0.3	0.5	0.3	0.2	0.5	1.6	1.3	0.4	0.3	0.5
Dy	1.8	2.6	1.4	1.2	2.7	7.6	5.7	2.4	1.4	3.0
Ho	0.4	0.5	0.3	0.2	0.5	1.3	1.0	0.4	0.3	0.6
Er	0.9	1.2	0.7	0.5	1.2	3.5	2.5	1.1	0.6	1.4
Tm	0.1	0.2	0.1	-	-	-	-	-	-	-
Yb	0.8	1.0	0.6	0.4	0.9	2.3	1.6	0.9	0.5	1.1
Lu	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.3	0.2	0.1	0.1	0.2
Referencia	Leal-Cuellar et al (2023)	Leal-Cuellar et al (2023)	Leal-Cuellar et al (2023)	Leal-Cuellar et al (2023)	Leal-Cuellar et al (2023)	Leal-Cuellar et al (2023)	Leal-Cuellar et al (2023)	Leal-Cuellar et al (2023)	Leal-Cuellar et al (2023)	Leal-Cuellar et al (2023)

ANEXO I. Continuación...

Muestra	RMV-05	VCC-02	VLU-01	VLU-02	VLU-03	SJ17	SJ19	SJ20	SJ54	SJ12B
Estructura	Intrusivo	Intrusivo	Intrusivo	Intrusivo	Intrusivo	Intrusivo	Intrusivo	Intrusivo	Intrusivo	Intrusivo
Sector	SSC/GRM	SSC/GRM	SSC/GRM	SSC/GRM	SSC/GRM	SSC/GSJ	SSC/GSJ	SSC/GSJ	SSC/GSJ	SSC/GSJ
Composición	UBa	UBa	UBa	UBa	UBa	Ba	Ba	UBa	UBa	Ba
Clasif. Geol.	picba	bsn	tph, bsn	foid, mlnp	tph, bsn	balc	balc	picba	bsn	bstcha, mug
Elementos mayores (%m/m, ajustado)										
SiO ₂	45.00	43.82	44.85	40.15	42.12	47.03	46.44	43.12	44.41	51.86
TiO ₂	2.94	3.57	2.52	4.96	4.09	1.28	1.39	1.60	1.53	0.85
Al ₂ O ₃	13.91	17.92	17.80	12.49	11.72	17.99	18.49	18.96	18.66	18.65
Fe ₂ O ₃	2.34	1.94	1.97	2.10	2.79	1.68	1.77	1.51	1.90	2.07
FeO	11.70	9.70	9.84	14.02	13.94	8.40	8.86	10.04	9.52	5.92
MnO	0.18	0.21	0.15	0.24	0.37	0.17	0.20	0.19	0.22	0.22
MgO	8.06	4.74	4.96	5.50	5.43	5.86	5.55	6.34	5.57	3.17
CaO	13.02	11.16	13.74	17.06	15.37	13.49	12.78	15.10	14.08	11.48
Na ₂ O	2.38	4.00	3.00	2.00	2.60	2.56	3.05	1.83	2.64	4.43
K ₂ O	0.40	1.51	0.95	0.55	0.45	1.23	0.78	0.53	0.59	0.78
P ₂ O ₅	0.08	1.42	0.22	0.92	1.12	0.32	0.67	0.77	0.88	0.56
álcalis	2.78	5.51	3.95	2.55	3.05	3.78	3.83	2.36	3.22	5.22
#Mg	55.11	46.55	47.34	41.17	40.99	55.43	52.74	52.95	51.03	48.85
Elementos traza (ppm)										
Cr	47.3	3.2	29.9	12.4	3.1	38.0	29.0	35.0	29.0	<20
Co	59.5	20.4	50.7	57.9	41.9	38.0	40.0	46.0	46.0	18.0
Ni	57.8	3.6	22.7	9.4	8.6	19.0	15.0	12.0	10.0	<20
Cu	35.5	27.0	58.0	54.1	43.1	175.0	86.0	252.0	150.0	110.0
Zn	104.5	119.8	94.7	138.4	195.5	69.0	91.0	86.0	99.0	<30
Ga	20.8	19.8	23.3	23.0	22.0	20.0	24.0	19.0	22.0	21.0
Rb	8.5	28.5	23.3	13.2	7.2	40.0	15.0	10.0	10.0	15.0
Sr	538.7	2629.4	931.9	759.6	1231.3	1219.0	1408.0	1546.0	1660.0	1771.0
Y	13.7	35.2	17.6	46.1	35.8	20.0	30.0	28.0	28.0	21.0
Zr	75.1	184.1	132.4	203.8	175.4	63.0	56.0	24.0	30.0	44.0
Nb	11.0	85.8	27.3	60.3	25.6	6.0	9.0	4.0	7.0	5.0
Pb	2.3	4.8	3.8	5.0	2.0	5.0	5.0	7.0	6.0	<5
Th	0.6	5.2	2.9	3.6	2.1	-	-	-	-	2.0
Ba	208.0	3249.4	454.2	254.8	489.3	255.0	379.0	220.0	463.0	593.0
V	689.4	171.3	376.6	477.7	434.3	-	-	-	-	264.0
Cs	0.1	0.8	0.8	0.3	0.2	-	-	-	-	<0.5
Hf	2.0	4.4	3.3	6.0	4.6	-	-	-	-	1.6
Ta	0.6	4.5	1.5	7.7	1.2	-	-	-	-	0.3
U	0.2	1.4	1.0	0.9	0.5	-	-	-	-	0.7
Elementos tierras raras (ppm)										
La	8.0	76.4	21.0	43.9	58.9	-	-	17.0	27.0	34.7
Ce	18.9	152.7	44.1	109.2	122.8	-	-	44.0	57.0	68.3
Pr	2.7	18.8	5.6	15.7	15.1	-	-	8.0	10.0	8.6
Nd	12.5	74.9	23.1	68.4	61.1	-	-	33.0	41.0	35.2
Sm	3.2	13.9	5.0	15.8	11.7	-	-	8.5	9.5	7.0
Eu	1.1	6.1	1.6	4.2	3.1	-	-	2.5	2.9	2.2
Gd	3.2	11.9	4.6	14.0	10.4	-	-	7.5	8.4	5.7
Tb	0.5	1.6	0.7	1.9	1.4	-	-	-	-	0.8
Dy	2.8	7.4	3.5	10.0	7.2	-	-	5.3	5.8	4.0
Ho	0.5	1.3	0.6	1.7	1.3	-	-	0.9	1.0	0.7
Er	1.3	3.5	1.6	4.3	3.4	-	-	2.5	2.6	2.0
Tm	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0.3
Yb	1.1	2.5	1.3	3.0	2.6	-	-	2.0	2.2	1.8
Lu	0.2	0.3	0.2	0.4	0.4	-	-	0.3	0.3	0.3
Referencia	Leal-Cuellar et al (2023)	Leal-Cuellar et al (2023)	Leal-Cuellar et al (2023)	Leal-Cuellar et al (2023)	Leal-Cuellar et al (2023)	Nick (1988)	Nick (1988)	Nick (1988)	Nick (1988)	Mendoza-Vargas (2010)

ANEXO I. Continuación...

Muestra	SJ31A	PAT02	PAT01	RM15	RM20	C13	BA28	RM26	LU3	SJ1
Estructura	Intrusivo	Intrusivo	Intrusivo	Intrusivo	Intrusivo	Intrusivo	Intrusivo	Intrusivo	Intrusivo	Intrusivo
Sector	SSC/GSJ	SB/GEP	SB/GEP	SSC/GRM	SSC/GRM	SSC/GRM	SSC/GRM	SSC/GRM	SSC/GRM	SSC/MSJ
Composición	Ba	Ba	Ba	Int	Ba	Ba	Int	Ba	Ba	Acid
Clasif. Geol.	balc	trba, haw	trba, haw	tcha, lat	bstcha, mug	pth	bstcha, mug	pth	bstcha, mug	trch
Elementos mayores (%m/m, ajustado)										
SiO ₂	51.56	50.55	50.06	55.04	51.09	51.15	53.24	48.94	50.94	64.23
TiO ₂	1.04	2.14	2.11	2.07	2.47	2.20	2.26	2.53	2.70	0.41
Al ₂ O ₃	18.15	20.66	20.70	17.14	17.94	17.99	16.57	15.00	16.91	17.71
Fe ₂ O ₃	1.15	1.70	1.69	2.35	2.21	2.28	2.37	2.79	2.56	0.89
FeO	5.75	5.65	5.62	5.88	6.30	6.53	6.77	7.98	7.33	1.77
MnO	0.16	0.11	0.12	0.19	0.17	0.10	0.16	0.20	0.26	0.08
MgO	4.61	2.97	3.48	3.08	3.65	3.46	3.70	3.62	2.78	1.21
CaO	12.23	9.81	10.04	5.86	7.72	6.80	7.60	10.33	9.74	4.33
Na ₂ O	4.05	4.20	4.14	4.41	4.94	5.41	4.49	3.93	4.70	5.60
K ₂ O	0.92	1.41	1.38	3.30	2.54	3.19	2.24	3.70	1.46	3.58
P ₂ O ₅	0.39	0.80	0.66	0.68	0.98	0.88	0.62	0.99	0.61	0.19
álcalis	4.97	5.61	5.52	7.71	7.48	8.60	6.73	7.62	6.16	9.18
#Mg	58.82	48.38	52.43	48.26	50.79	48.60	49.35	44.69	40.39	54.92
Elementos traza (ppm)										
Cr	<20	54.0	10.0	16.0	18.0	16.0	27.0	28.0	22.0	12.0
Co	21.0	20.0	24.0	29.0	33.0	32.0	34.0	44.0	38.0	8.0
Ni	<20	0.0	12.0	7.0	12.0	8.0	19.0	17.0	15.0	6.0
Cu	430.0	27.0	22.0	26.0	46.0	40.0	32.0	77.0	30.0	38.0
Zn	<30	66.0	50.0	168.0	115.0	42.0	102.0	120.0	140.0	35.0
Ga	20.0	-	-	25.0	26.0	24.0	29.0	22.0	26.0	25.0
Rb	48.0	37.0	30.0	104.0	72.0	101.0	60.0	89.0	23.0	114.0
Sr	1025.0	1153.0	1127.0	693.0	1084.0	1129.0	714.0	825.0	1809.0	1137.0
Y	19.0	21.0	15.0	31.0	32.0	32.0	30.0	47.0	22.0	13.0
Zr	84.0	121.0	102.0	277.0	387.0	280.0	231.0	410.0	165.0	129.0
Nb	8.0	32.0	67.0	44.0	72.0	82.0	36.0	69.0	14.0	13.0
Pb	<5	26.0	6.0	24.0	6.0	12.0	9.0	15.0	11.0	10.0
Th	3.1	6.5	4.0	7.0	11.0	11.0	-	10.0	-	-
Ba	350.0	632.0	606.0	1201.0	810.0	1221.0	780.0	1022.0	1583.0	1621.0
V	287.0	159.0	176.0	-	-	-	-	-	-	-
Cs	0.7	2.0	1.8	-	-	-	-	-	-	-
Hf	2.8	2.8	0.0	-	-	-	-	-	-	-
Ta	0.6	2.7	1.7	-	-	-	-	-	-	-
U	1.9	1.5	1.0	-	-	-	-	-	-	-
Elementos tierras raras (ppm)										
La	24.2	39.4	28.0	-	61.0	-	-	-	-	-
Ce	46.3	76.3	57.0	-	129.0	-	-	-	-	-
Pr	5.4	9.0	6.0	-	15.0	-	-	-	-	-
Nd	24.8	33.4	25.0	-	50.0	-	-	-	-	-
Sm	5.7	6.0	5.5	-	10.3	-	-	-	-	-
Eu	1.8	2.4	1.7	-	2.9	-	-	-	-	-
Gd	4.8	5.2	0.0	-	8.4	-	-	-	-	-
Tb	0.7	0.7	0.6	-	-	-	-	-	-	-
Dy	3.8	3.6	2.9	-	6.0	-	-	-	-	-
Ho	0.7	0.7	0.5	-	0.9	-	-	-	-	-
Er	2.0	1.7	1.3	-	2.5	-	-	-	-	-
Tm	0.3	0.2	0.2	-	-	-	-	-	-	-
Yb	1.9	1.1	1.1	-	2.2	-	-	-	-	-
Lu	0.3	0.2	0.2	-	0.3	-	-	-	-	-
Referencia	Mendoza-Vargas (2010)	Elizondo-Pacheco et al. (2022)	Elizondo-Pacheco et al. (2022)	Nick (1988)	Nick (1988)	Nick (1988)	Nick (1988)	Nick (1988)	Nick (1988)	Nick (1988)

ANEXO I. Continuación...

Muestra	SJ29	SJ33	SJ35	SJ38	SJ44	SJ45	SJ49	SJ53	SJ57	SJ64
Estructura	Intrusivo	Intrusivo	Intrusivo	Intrusivo	Intrusivo	Intrusivo	Intrusivo	Intrusivo	Intrusivo	Intrusivo
Sector	SSC/MSJ	SSC/MSJ	SSC/MSJ	SSC/MSJ	SSC/MSJ	SSC/MSJ	SSC/MSJ	SSC/MSJ	SSC/MSJ	SSC/MSJ
Composición	Acid	Int	Int	Acid	Int	Int	Acid	Acid	Int	Int
Clasif. Geol.	trch	tcha, lat	trch	trch	trch	trch	trch	trch	trch	trch
Elementos mayores (% m/m, ajustado)										
SiO ₂	66.94	59.21	61.21	65.09	62.81	62.91	65.98	68.41	60.08	61.63
TiO ₂	0.38	0.75	0.55	0.45	0.54	0.48	0.38	0.21	0.59	0.49
Al ₂ O ₃	17.41	17.96	18.35	18.63	18.25	18.53	17.70	17.20	19.49	18.37
Fe ₂ O ₃	0.33	1.48	1.11	0.48	0.68	1.00	0.77	0.54	1.27	1.21
FeO	0.66	3.70	2.23	0.95	1.36	1.99	1.53	1.08	2.53	2.41
MnO	0.03	0.12	0.04	0.02	0.05	0.09	0.01	0.06	0.12	0.10
MgO	0.60	1.95	1.28	0.62	1.20	0.86	0.73	0.39	0.79	1.05
CaO	3.47	6.17	4.40	3.28	4.90	4.25	3.25	1.94	4.93	3.70
Na ₂ O	5.10	4.74	5.74	6.24	5.34	5.91	5.42	5.73	6.00	5.82
K ₂ O	4.95	3.57	4.80	4.06	4.64	3.79	4.09	4.36	4.01	5.04
P ₂ O ₅	0.13	0.35	0.28	0.17	0.23	0.19	0.14	0.07	0.19	0.17
álcalis	10.06	8.31	10.54	10.31	9.98	9.70	9.51	10.09	10.01	10.86
#Mg	61.99	48.40	50.64	53.86	61.10	43.50	45.79	39.30	35.72	43.79
Elementos traza (ppm)										
Cr	9.0	17.0	13.0	10.0	12.0	8.0	13.0	9.0	10.0	16.0
Co	3.0	17.0	9.0	5.0	6.0	8.0	8.0	5.0	12.0	11.0
Ni	7.0	7.0	5.0	5.0	7.0	9.0	5.0	5.0	5.0	6.0
Cu	44.0	139.0	132.0	216.0	8.0	63.0	766.0	10.0	49.0	44.0
Zn	23.0	41.0	15.0	10.0	24.0	27.0	2.0	28.0	37.0	42.0
Ga	24.0	24.0	27.0	27.0	25.0	26.0	13.0	28.0	26.0	29.0
Rb	154.0	119.0	145.0	125.0	158.0	117.0	137.0	185.0	70.0	118.0
Sr	879.0	1000.0	1037.0	1168.0	944.0	1038.0	1355.0	1193.0	1323.0	790.0
Y	14.0	22.0	23.0	18.0	19.0	20.0	13.0	10.0	27.0	22.0
Zr	199.0	161.0	205.0	231.0	202.0	205.0	147.0	173.0	139.0	236.0
Nb	17.0	16.0	21.0	20.0	17.0	19.0	16.0	22.0	22.0	24.0
Pb	8.0	8.0	5.0	7.0	5.0	6.0	6.0	9.0	8.0	6.0
Th	9.0	7.0	11.0	11.0	-	9.0	8.0	11.0	5.0	6.0
Ba	1391.0	1000.0	1117.0	1554.0	1268.0	1073.0	1608.0	1620.0	1393.0	962.0
V	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Cs	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Hf	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Ta	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
U	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Elementos tierras raras (ppm)										
La	-	40.0	-	-	-	-	-	-	-	-
Ce	-	74.0	-	-	-	-	-	-	-	-
Pr	-	10.0	-	-	-	-	-	-	-	-
Nd	-	34.0	-	-	-	-	-	-	-	-
Sm	-	6.7	-	-	-	-	-	-	-	-
Eu	-	2.1	-	-	-	-	-	-	-	-
Gd	-	5.5	-	-	-	-	-	-	-	-
Tb	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Dy	-	4.3	-	-	-	-	-	-	-	-
Ho	-	0.8	-	-	-	-	-	-	-	-
Er	-	2.1	-	-	-	-	-	-	-	-
Tm	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Yb	-	2.0	-	-	-	-	-	-	-	-
Lu	-	0.3	-	-	-	-	-	-	-	-
Referencia	Nick (1988)	Nick (1988)	Nick (1988)	Nick (1988)	Nick (1988)	Nick (1988)	Nick (1988)	Nick (1988)	Nick (1988)	Nick (1988)

ANEXO I. Continuación...

Muestra	SJ70	SJ71	SJ72	SJ74	SJ75	SJ76	SJ77	SJ78	SJ79	SJ84
Estructura	Intrusivo	Intrusivo	Intrusivo	Intrusivo	Intrusivo	Intrusivo	Intrusivo	Intrusivo	Intrusivo	Intrusivo
Sector	SSC/MSJ	SSC/MSJ	SSC/MSJ	SSC/MSJ	SSC/MSJ	SSC/MSJ	SSC/MSJ	SSC/MSJ	SSC/MSJ	SSC/MSJ
Composición	Int	Int	Int	Int	Int	Int	Int	Acid	Int	Int
Clasif. Geol.	tcha, benm	tcha, benm	tcha, lat	trch	trch	tcha, benm	tcha, benm	trch	trch	trch
Elementos mayores (%m/m, ajustado)										
SiO ₂	59.06	58.30	60.54	61.14	61.55	58.92	60.16	64.60	61.80	62.95
TiO ₂	0.69	0.68	0.57	0.57	0.52	0.66	0.61	0.50	0.52	0.51
Al ₂ O ₃	18.99	19.20	18.75	18.33	18.38	18.83	18.41	17.03	19.03	18.02
Fe ₂ O ₃	1.38	1.47	1.41	1.54	1.36	1.48	1.36	1.28	1.26	1.29
FeO	3.45	3.67	3.53	3.08	2.72	3.69	3.39	2.55	2.51	2.59
MnO	0.13	0.11	0.09	0.06	0.08	0.13	0.11	0.07	0.09	0.11
MgO	1.35	1.38	1.17	1.30	1.37	1.59	1.62	1.28	0.85	1.56
CaO	5.79	6.32	4.83	4.35	4.94	6.28	5.89	3.73	4.24	5.39
Na ₂ O	5.60	5.66	5.39	5.54	5.69	5.19	5.13	4.81	5.91	4.66
K ₂ O	3.26	2.88	3.48	3.87	3.15	2.92	3.04	3.96	3.63	2.69
P ₂ O ₅	0.32	0.33	0.25	0.22	0.23	0.32	0.28	0.20	0.16	0.23
álcalis	8.85	8.54	8.87	9.41	8.84	8.11	8.17	8.76	9.54	7.35
#Mg	41.09	40.21	37.10	42.95	47.31	43.38	46.00	47.23	37.66	51.79
Elementos traza (ppm)										
Cr	12.0	14.0	14.0	14.0	12.0	13.0	14.0	11.0	16.0	12.0
Co	15.0	16.0	6.0	14.0	13.0	16.0	14.0	10.0	11.0	13.0
Ni	6.0	7.0	6.0	6.0	7.0	6.0	6.0	6.0	5.0	5.0
Cu	330.0	145.0	98.0	109.0	47.0	35.0	43.0	59.0	69.0	83.0
Zn	50.0	43.0	39.0	24.0	32.0	47.0	38.0	32.0	46.0	46.0
Ga	21.0	26.0	28.0	26.0	25.0	26.0	25.0	22.0	27.0	23.0
Rb	96.0	78.0	87.0	113.0	93.0	83.0	90.0	116.0	103.0	90.0
Sr	1186.0	1437.0	1252.0	1175.0	1071.0	1139.0	1048.0	666.0	1165.0	1006.0
Y	24.0	27.0	23.0	21.0	17.0	24.0	22.0	19.0	25.0	16.0
Zr	193.0	203.0	234.0	227.0	170.0	171.0	167.0	192.0	279.0	148.0
Nb	18.0	20.0	20.0	18.0	14.0	17.0	16.0	14.0	23.0	13.0
Pb	7.0	6.0	7.0	5.0	7.0	7.0	9.0	5.0	6.0	7.0
Th	9.0	5.0	8.0	8.0	7.0	7.0	8.0	11.0	10.0	6.0
Ba	923.0	1012.0	958.0	1159.0	1324.0	1088.0	969.0	1087.0	1148.0	1264.0
V	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Cs	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Hf	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Ta	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
U	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Elementos tierras raras (ppm)										
La	-	-	40.0	-	-	-	-	-	-	-
Ce	-	-	82.0	-	-	-	-	-	-	-
Pr	-	-	12.0	-	-	-	-	-	-	-
Nd	-	-	40.0	-	-	-	-	-	-	-
Sm	-	-	8.1	-	-	-	-	-	-	-
Eu	-	-	2.2	-	-	-	-	-	-	-
Gd	-	-	5.5	-	-	-	-	-	-	-
Tb	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Dy	-	-	4.3	-	-	-	-	-	-	-
Ho	-	-	0.7	-	-	-	-	-	-	-
Er	-	-	2.1	-	-	-	-	-	-	-
Tm	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Yb	-	-	2.1	-	-	-	-	-	-	-
Lu	-	-	0.3	-	-	-	-	-	-	-
Referencia	Nick (1988)	Nick (1988)	Nick (1988)	Nick (1988)	Nick (1988)	Nick (1988)	Nick (1988)	Nick (1988)	Nick (1988)	Nick (1988)

ANEXO I. Continuación...

Muestra	SJ89	SJ98	SJ104	SJ105	SCMD	SJ5	SJ14	SJ20	SJ21	SJ34B
Estructura	Intrusivo	Intrusivo	Intrusivo	Intrusivo	Intrusivo	Intrusivo	Intrusivo	Intrusivo	Intrusivo	Intrusivo
Sector	SSC/MSJ	SSC/MSJ	SSC/MSJ	SSC/MSJ	SSC/MSJ	SSC/MSJ	SSC/MSJ	SSC/MSJ	SSC/MSJ	SSC/MSJ
Composición	Int	Acid	Acid	Int	Acid	Acid	Int	Acid	Acid	Int
Clasif. Geoq.	tcha, benm	trch	trch	trch	trch	trch	tcha, benm	trch	trch	tcha, benm
Elementos mayores (%m/m, ajustado)										
SiO ₂	61.54	63.83	66.87	60.80	65.67	68.49	60.65	65.69	65.01	58.81
TiO ₂	0.55	0.42	0.32	0.56	0.39	0.21	0.63	0.37	0.49	0.65
Al ₂ O ₃	18.20	18.65	17.59	19.20	17.50	17.33	18.33	17.25	17.60	18.54
Fe ₂ O ₃	1.15	1.00	0.75	1.04	0.65	0.57	1.20	1.02	1.12	1.48
FeO	2.88	2.01	1.50	2.07	1.29	1.14	2.99	2.04	2.24	3.70
MnO	0.10	0.13	0.02	0.07	0.06	0.05	0.10	0.08	0.05	0.19
MgO	1.44	0.62	0.68	1.23	1.03	0.24	1.60	0.95	0.81	1.61
CaO	5.97	3.96	2.51	5.75	4.10	1.93	5.68	4.08	3.74	6.35
Na ₂ O	5.23	5.88	5.14	6.43	4.91	5.73	5.57	5.21	4.88	5.23
K ₂ O	2.68	3.37	4.49	2.61	4.23	4.25	2.99	3.14	3.86	3.13
P ₂ O ₅	0.25	0.13	0.13	0.24	0.17	0.07	0.27	0.18	0.18	0.32
álcalis	7.91	9.26	9.63	9.05	9.14	9.97	8.56	8.35	8.74	8.36
#Mg	47.13	35.47	44.70	51.35	58.75	27.47	48.81	45.34	39.26	43.74
Elementos traza (ppm)										
Cr	14.0	10.0	12.0	12.0	-	<20	<20	<20	<20	<20
Co	12.0	9.0	7.0	10.0	4.0	1.0	6.0	4.0	4.0	12.0
Ni	6.0	5.0	7.0	6.0	5.0	<20	<20	<20	<20	<20
Cu	64.0	11.0	31.0	46.0	39.0	10.0	150.0	20.0	130.0	140.0
Zn	40.0	36.0	14.0	23.0	19.0	<30	<30	<30	<30	40.0
Ga	24.0	27.0	25.0	28.0	-	22.0	22.0	21.0	21.0	23.0
Rb	81.0	121.0	142.0	89.0	117.0	159.0	80.0	106.0	110.0	100.0
Sr	1061.0	1144.0	1063.0	1562.0	866.0	1205.0	1080.0	1107.0	780.0	1214.0
Y	17.0	24.0	14.0	18.0	15.0	11.0	19.0	12.0	17.0	21.0
Zr	142.0	215.0	215.0	182.0	179.0	184.0	215.0	140.0	225.0	207.0
Nb	13.0	20.0	21.0	17.0	18.0	20.0	15.0	14.0	21.0	17.0
Pb	7.0	6.0	9.0	7.0	6.4	10.0	<5	6.0	6.0	<5
Th	-	9.0	14.0	6.0	8.1	10.4	6.0	6.0	10.7	7.3
Ba	1203.0	1391.0	1753.0	1409.0	1235.0	1482.0	968.0	1420.0	1188.0	1091.0
V	-	-	-	-	68.0	45.0	138.0	80.0	88.0	148.0
Cs	-	-	-	-	0.5	1.1	<0.5	2.8	<0.5	1.1
Hf	-	-	-	-	0.0	4.6	5.5	3.6	5.5	5.1
Ta	-	-	-	-	0.9	1.1	1.0	0.9	1.2	1.2
U	-	-	-	-	2.4	2.9	2.3	2.3	3.0	2.8
Elementos tierras raras (ppm)										
La	-	-	-	-	35.0	31.6	41.4	37.6	35.2	42.9
Ce	-	-	-	-	63.0	49.9	76.1	60.9	64.2	78.6
Pr	-	-	-	-	2.8	5.1	8.2	6.4	7.6	8.7
Nd	-	-	-	-	25.0	17.1	33.1	22.5	28.2	34.3
Sm	-	-	-	-	4.4	2.7	6.0	3.8	5.1	6.5
Eu	-	-	-	-	1.3	0.8	1.7	1.1	1.4	1.9
Gd	-	-	-	-	0.0	2.2	4.7	3.1	3.7	5.0
Tb	-	-	-	-	0.6	0.3	0.7	0.4	0.6	0.7
Dy	-	-	-	-	2.6	1.6	3.6	2.1	3.1	3.8
Ho	-	-	-	-	0.5	0.3	0.7	0.4	0.6	0.7
Er	-	-	-	-	1.4	1.0	2.0	1.2	1.8	2.1
Tm	-	-	-	-	0.2	0.2	0.3	0.2	0.3	0.3
Yb	-	-	-	-	1.8	1.2	2.0	1.3	1.9	2.1
Lu	-	-	-	-	0.3	0.2	0.3	0.2	0.3	0.3
Referencia	Nick (1988)	Nick (1988)	Nick (1988)	Nick (1988)	Elizondo-Pacheco et al. (2022)	Mendoza-Vargas (2010)	Mendoza-Vargas (2010)	Mendoza-Vargas (2010)	Mendoza-Vargas (2010)	Mendoza-Vargas (2010)

ANEXO I. Continuación...

Muestra	SJ74	3010	SC1	SC2	SJ110	SJ92	BA5	BA7	BA9	BA10
Estructura	Intrusivo	Intrusivo	Intrusivo	Intrusivo	Intrusivo	Intrusivo	Intrusivo	Intrusivo	Intrusivo	Intrusivo
Sector	SSC/MSJ	SSC/MSJ	SSC/MSJ	SSC/MSJ	SSC/SNER	SSC/SNER	SSC/SNER	SSC/SNER	SSC/SNER	SSC/SNER
Composición	Acđ	Int	Acđ	Acđ	Acđ	Int	Int	Int	Int	Int
Clasif. Geol.	trch	trch	riol	riol	trch	fono	fono	fono	fono	fono
Elementos mayores (%m/m, ajustado)										
SiO ₂	65.10	61.46	74.41	69.87	68.58	57.27	58.00	55.32	56.69	56.55
TiO ₂	0.38	0.60	0.25	0.31	0.21	0.44	0.37	0.55	0.44	0.36
Al ₂ O ₃	17.94	19.51	14.16	16.97	16.89	22.72	22.88	22.05	22.43	22.82
Fe ₂ O ₃	0.90	1.16	0.32	0.49	0.45	0.80	0.77	1.04	0.80	0.66
FeO	1.79	2.31	0.63	0.98	0.91	1.61	1.53	2.08	1.60	1.32
MnO	0.11	0.05	0.02	0.01	0.05	0.07	0.13	0.16	0.13	0.10
MgO	0.87	1.15	0.38	0.37	0.49	0.33	0.31	0.49	0.13	0.25
CaO	3.83	4.55	1.01	1.79	1.79	1.47	1.14	1.96	1.34	0.96
Na ₂ O	5.66	5.63	2.62	3.92	5.53	8.79	8.26	9.48	9.36	10.39
K ₂ O	3.26	3.35	6.09	5.15	5.01	6.42	6.58	6.77	7.03	6.54
P ₂ O ₅	0.16	0.23	0.09	0.13	0.08	0.06	0.04	0.10	0.04	0.04
álcalis	8.92	8.98	8.72	9.07	10.54	15.21	14.84	16.25	16.39	16.93
#Mg	46.37	46.97	51.94	39.86	48.80	26.96	26.74	29.73	12.95	25.53
Elementos traza (ppm)										
Cr	<20	10.0	90.0	70.0	10.0	7.0	5.0	7.0	6.0	5.0
Co	5.0	361.0	2.4	1.3	4.0	7.0	5.0	10.0	7.0	5.0
Ni	<20	8.0	-	-	10.0	5.0	5.0	6.0	7.0	6.0
Cu	20.0	1280.0	227.0	86.0	42.0	7.0	2.0	8.0	6.0	4.0
Zn	40.0	41.0	13.0	16.0	22.0	40.0	67.0	87.0	68.0	57.0
Ga	25.0	-	-	-	28.0	25.0	26.0	26.0	26.0	25.0
Rb	123.0	85.0	199.0	152.5	143.0	178.0	171.0	204.0	218.0	188.0
Sr	1346.0	1575.0	507.0	1085.0	1096.0	1123.0	330.0	854.0	510.0	154.0
Y	14.0	24.7	10.1	12.8	12.0	8.0	8.0	11.0	10.0	12.0
Zr	190.0	282.0	131.5	179.0	210.0	165.0	349.0	388.0	288.0	280.0
Nb	17.0	29.3	13.0	18.0	17.0	74.0	131.0	180.0	152.0	145.0
Pb	10.0	-	-	-	9.0	17.0	15.0	11.0	8.0	5.0
Th	6.8	8.8	9.0	7.0	15.0	15.0	29.0	26.0	20.0	17.0
Ba	1482.0	1035.0	759.0	1380.0	1428.0	1629.0	101.0	881.0	327.0	75.0
V	75.0	116.0	56.0	78.0	-	-	-	-	-	-
Cs	1.3	0.4	0.6	0.4	-	-	-	-	-	-
Hf	5.0	6.1	4.0	5.0	-	-	-	-	-	-
Ta	1.1	1.8	0.7	1.0	-	-	-	-	-	-
U	2.9	3.0	2.7	3.2	-	-	-	-	-	-
Elementos tierras raras (ppm)										
La	32.8	54.5	21.0	31.8	39.0	39.0	-	-	-	-
Ce	58.6	96.8	37.9	56.7	64.0	59.0	-	-	-	-
Pr	6.1	11.7	4.6	6.9	7.0	6.0	-	-	-	-
Nd	23.3	43.9	16.4	23.7	21.0	17.0	-	-	-	-
Sm	4.1	7.2	2.9	4.2	3.4	2.8	-	-	-	-
Eu	1.1	1.9	0.8	1.2	1.0	1.0	-	-	-	-
Gd	3.0	6.4	2.4	3.6	2.4	1.9	-	-	-	-
Tb	0.4	0.9	0.3	0.5	-	-	-	-	-	-
Dy	2.4	4.6	1.7	2.2	1.9	1.8	-	-	-	-
Ho	0.5	0.9	0.4	0.4	0.3	0.3	-	-	-	-
Er	1.3	2.6	1.1	1.3	1.0	0.8	-	-	-	-
Tm	0.2	0.4	-	-	-	-	-	-	-	-
Yb	1.5	2.6	1.1	1.5	1.1	0.9	-	-	-	-
Lu	0.2	0.4	0.2	0.2	0.1	0.1	-	-	-	-
Referencia	Mendoza-Vargas (2010)	Poliquin (2009)	Poliquin (2009)	Poliquin (2009)	Nick (1988)	Nick (1988)	Nick (1988)	Nick (1988)	Nick (1988)	Nick (1988)

ANEXO I. Continuación...

Muestra	BA26	ER14	ER17	ER18	ER19	ER22	ER23	ER36	ER37	ER38
Estructura	Intrusivo	Intrusivo	Intrusivo	Intrusivo	Intrusivo	Intrusivo	Intrusivo	Intrusivo	Intrusivo	Intrusivo
Sector	SSC/SNER	SSC/SNER	SSC/SNER	SSC/SNER	SSC/SNER	SSC/SNER	SSC/SNER	SSC/SNER	SSC/SNER	SSC/SNER
Composición	Int	Int	Int	Int	Int	Int	Int	Int	Int	Int
Clasif. Geol.	fono	fono	fono	fono	fono	fono	fono	fono	fono	fono
Elementos mayores (%m/m, ajustado)										
SiO ₂	56.48	57.67	54.90	56.56	55.87	56.64	56.22	55.28	55.14	56.86
TiO ₂	0.57	0.35	0.56	0.37	0.48	0.43	0.45	0.50	0.60	0.37
Al ₂ O ₃	22.27	22.09	22.99	22.40	22.07	21.96	22.51	22.35	21.79	21.78
Fe ₂ O ₃	0.85	0.81	0.90	0.76	0.94	0.96	0.85	0.94	1.02	0.77
FeO	1.70	1.61	1.79	1.53	1.88	1.91	1.70	1.88	2.04	1.54
MnO	0.11	0.16	0.13	0.12	0.16	0.19	0.14	0.14	0.15	0.17
MgO	0.48	0.29	0.42	0.30	0.48	0.37	0.18	0.43	0.61	0.31
CaO	1.86	0.88	1.93	1.00	1.51	1.08	1.20	2.04	2.15	1.00
Na ₂ O	9.36	9.23	9.54	9.92	9.82	9.86	9.88	9.50	9.67	10.53
K ₂ O	6.24	6.86	6.76	7.00	6.72	6.56	6.82	6.87	6.70	6.61
P ₂ O ₅	0.08	0.04	0.07	0.04	0.08	0.05	0.05	0.07	0.12	0.05
álcalis	15.60	16.09	16.31	16.92	16.54	16.42	16.70	16.37	16.37	17.14
#Mg	33.28	24.28	29.49	25.70	31.10	25.46	16.13	28.83	34.90	26.23
Elementos traza (ppm)										
Cr	6.0	9.0	6.0	5.0	10.0	7.0	7.0	6.0	7.0	5.0
Co	8.0	7.0	9.0	7.0	9.0	8.0	7.0	11.0	12.0	8.0
Ni	15.0	6.0	6.0	4.0	7.0	7.0	6.0	11.0	13.0	15.0
Cu	9.0	5.0	8.0	5.0	8.0	6.0	5.0	18.0	13.0	5.0
Zn	52.0	79.0	70.0	61.0	92.0	101.0	66.0	62.0	78.0	79.0
Ga	29.0	27.0	27.0	27.0	30.0	30.0	27.0	27.0	28.0	30.0
Rb	176.0	194.0	179.0	211.0	202.0	215.0	192.0	187.0	205.0	224.0
Sr	718.0	155.0	1148.0	221.0	496.0	157.0	237.0	2363.0	939.0	146.0
Y	17.0	8.0	14.0	10.0	13.0	18.0	11.0	6.0	15.0	12.0
Zr	243.0	287.0	281.0	264.0	398.0	475.0	242.0	283.0	343.0	362.0
Nb	143.0	143.0	192.0	131.0	191.0	206.0	137.0	147.0	185.0	146.0
Pb	12.0	10.0	9.0	5.0	14.0	10.0	5.0	10.0	14.0	10.0
Th	15.0	16.0	20.0	9.0	24.0	22.0	8.0	23.0	25.0	21.0
Ba	1782.0	177.0	1144.0	105.0	492.0	182.0	198.0	1675.0	855.0	188.0
V	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Cs	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Hf	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Ta	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
U	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Elementos tierras raras (ppm)										
La	-	-	-	-	72.0	-	-	59.0	-	-
Ce	-	-	-	-	95.0	-	-	89.0	-	-
Pr	-	-	-	-	7.0	-	-	7.0	-	-
Nd	-	-	-	-	18.0	-	-	18.0	-	-
Sm	-	-	-	-	2.6	-	-	2.6	-	-
Eu	-	-	-	-	0.8	-	-	0.9	-	-
Gd	-	-	-	-	1.6	-	-	1.9	-	-
Tb	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Dy	-	-	-	-	1.9	-	-	1.7	-	-
Ho	-	-	-	-	0.4	-	-	0.3	-	-
Er	-	-	-	-	1.0	-	-	0.8	-	-
Tm	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Yb	-	-	-	-	1.3	-	-	1.0	-	-
Lu	-	-	-	-	0.2	-	-	0.2	-	-
Referencia	Nick (1988)	Nick (1988)	Nick (1988)	Nick (1988)	Nick (1988)	Nick (1988)	Nick (1988)	Nick (1988)	Nick (1988)	Nick (1988)

ANEXO I. Continuación...

Muestra	ERSN	SACR1	SJ106	SJ109	BA24	ER1	ER2	ER6	ER8	ER9
Estructura	Intrusivo	Intrusivo	Intrusivo	Intrusivo	Intrusivo	Intrusivo	Intrusivo	Intrusivo	Intrusivo	Intrusivo
Sector	SSC/SNER	SSC/SNER	SSC/SAEB	SSC/SAEB	SSC/SAEB	SSC/SAEB	SSC/SAEB	SSC/SAEB	SSC/SAEB	SSC/SAEB
Composición	Int	Int	Int	Int	Int	Int	Int	Int	Int	Int
Clasif. Geol.	fono	fono	trch	trch	trch	trch	trch	fono	trch	trch
Elementos mayores (%m/m, ajustado)										
SiO ₂	56.41	58.07	62.21	59.96	62.62	62.43	62.02	59.40	62.67	61.75
TiO ₂	0.36	0.40	0.79	1.04	0.71	0.87	0.87	0.87	0.89	0.75
Al ₂ O ₃	22.34	20.98	18.67	18.53	18.04	18.67	18.73	20.04	18.48	18.62
Fe ₂ O ₃	0.82	0.88	0.93	1.28	0.64	0.98	0.98	1.08	0.96	1.06
FeO	1.65	1.76	1.87	2.57	1.29	1.97	1.96	2.16	1.92	2.11
MnO	0.15	0.12	0.11	0.14	0.08	0.14	0.16	0.17	0.13	0.17
MgO	0.32	0.56	0.91	1.24	0.46	0.75	0.73	0.79	0.63	0.78
CaO	0.97	2.03	1.76	4.14	2.88	1.34	1.22	2.47	1.35	1.31
Na ₂ O	10.30	8.52	5.74	5.50	4.71	6.02	6.55	6.68	5.93	6.61
K ₂ O	6.61	6.50	6.78	5.35	8.51	6.70	6.65	6.19	6.91	6.64
P ₂ O ₅	0.06	0.18	0.21	0.24	0.07	0.13	0.14	0.15	0.13	0.19
álcalis	16.91	15.02	12.52	10.85	13.22	12.72	13.20	12.87	12.83	13.25
#Mg	25.92	36.03	46.56	46.30	38.72	40.64	39.83	39.45	36.97	39.80
Elementos traza (ppm)										
Cr	0.0	0.0	6.0	7.0	5.0	11.0	7.0	8.0	6.0	5.0
Co	1.4	1.8	8.0	11.0	7.0	9.0	8.0	11.0	8.0	8.0
Ni	2.0	2.0	8.0	12.0	15.0	7.0	5.0	6.0	5.0	5.0
Cu	5.0	8.0	4.0	13.0	8.0	8.0	7.0	10.0	6.0	5.0
Zn	85.0	76.0	53.0	66.0	31.0	69.0	74.0	83.0	52.0	89.0
Ga			21.0	25.0	23.0	21.0	21.0	26.0	19.0	21.0
Rb	201.0	152.0	69.0	119.0	188.0	122.0	122.0	143.0	87.0	93.0
Sr	142.0	1165.0	87.0	892.0	400.0	153.0	169.0	558.0	38.0	28.0
Y	18.0	18.0	16.0	27.0	10.0	27.0	25.0	30.0	19.0	19.0
Zr	346.0	550.0	143.0	353.0	251.0	258.0	287.0	395.0	191.0	281.0
Nb	140.0	140.0	59.0	123.0	119.0	111.0	110.0	187.0	95.0	114.0
Pb	15.0	12.0	6.0	15.0	9.0	16.0	16.0	14.0	12.0	19.0
Th	30.0	14.0	5.0	15.0	8.0	11.0	12.0	18.0	8.0	17.0
Ba	177.0	856.0	1459.0	1991.0	256.0	1094.0	1125.0	1819.0	263.0	527.0
V	10.0	0.0	-	-	-	-	-	-	-	-
Cs	2.7	3.0	-	-	-	-	-	-	-	-
Hf	0.0	0.0	-	-	-	-	-	-	-	-
Ta	5.4	7.7	-	-	-	-	-	-	-	-
U	4.3	3.4	-	-	-	-	-	-	-	-
Elementos tierras raras (ppm)										
La	67.0	86.0	-	-	42.0	-	-	-	-	87.0
Ce	90.0	152.0	-	-	78.0	-	-	-	-	128.0
Pr	7.3	15.0	-	-	7.0	-	-	-	-	13.0
Nd	18.0	50.0	-	-	22.0	-	-	-	-	36.0
Sm	2.4	7.7	-	-	3.6	-	-	-	-	5.9
Eu	0.7	2.0	-	-	1.2	-	-	-	-	2.7
Gd	0.0	0.0	-	-	2.5	-	-	-	-	3.4
Tb	0.4	0.7	-	-	-	-	-	-	-	-
Dy	2.1	3.8	-	-	2.6	-	-	-	-	3.1
Ho	0.5	0.7	-	-	0.5	-	-	-	-	0.4
Er	1.7	1.9	-	-	1.4	-	-	-	-	1.4
Tm	0.3	0.3	-	-	-	-	-	-	-	-
Yb	2.0	1.8	-	-	1.5	-	-	-	-	1.3
Lu	0.3	0.3	-	-	0.2	-	-	-	-	0.2
Referencia	Elizondo-Pacheco et al. (2022)	Elizondo-Pacheco et al. (2022)	Nick (1988)	Nick (1988)	Nick (1988)	Nick (1988)	Nick (1988)	Nick (1988)	Nick (1988)	Nick (1988)

ANEXO I. Continuación...

Muestra	ER27	ER28	C6	C8	C9	SCSAG	PAT03	REP02	BUFA	45.3
Estructura	Intrusivo	Intrusivo	Intrusivo	Intrusivo	Intrusivo	Intrusivo	Intrusivo	Intrusivo	Intrusivo	Intrusivo
Sector	SSC/SAEB	SSC/SAEB	SSC/SAEB	SSC/SAEB	SSC/SAEB	SSC/SAEB	SB/Csie	SB/Csie	SSC/BUFA	SSC/BUFA
Composición	Int	Int	Int	Int	Int	Int	Acid	Int	Acid	Acid
Clasif. Geoq.	trch	trch	trch	trch	trch	trch	trch	trch	per trch	trch
Elementos mayores (%m/m, ajustado)										
SiO ₂	61.87	61.79	61.91	59.13	62.77	60.49	65.47	62.90	64.71	65.27
TiO ₂	0.82	0.88	0.64	0.96	0.81	1.02	0.87	1.00	0.33	0.28
Al ₂ O ₃	18.66	18.65	18.02	19.88	18.02	18.75	15.98	16.57	16.96	17.44
Fe ₂ O ₃	0.95	0.97	1.15	1.44	1.24	1.12	1.49	1.78	1.27	1.20
FeO	1.90	1.94	2.29	2.88	2.47	2.24	2.99	3.56	2.53	2.39
MnO	0.16	0.15	0.09	0.16	0.14	0.15	0.07	0.13	0.17	0.22
MgO	0.67	0.71	0.71	0.98	0.76	1.00	1.17	1.53	0.31	0.85
CaO	1.29	1.62	2.80	3.09	2.91	2.27	2.54	2.97	0.97	0.30
Na ₂ O	6.90	6.65	5.44	6.26	6.21	6.36	5.18	5.07	7.19	6.11
K ₂ O	6.64	6.49	6.80	5.02	4.50	6.39	3.91	4.08	5.48	5.90
P ₂ O ₅	0.13	0.15	0.14	0.20	0.17	0.21	0.32	0.40	0.08	0.05
álcalis	13.54	13.14	12.24	11.28	10.70	12.75	9.10	9.15	12.67	12.01
#Mg	38.57	39.29	35.70	37.70	35.44	44.38	41.11	43.28	18.01	38.87
Elementos traza (ppm)										
Cr	7.0	9.0	8.0	8.0	9.0	0.0	97.0	77.0	39.0	14.0
Co	8.0	8.0	10.0	13.0	11.0	3.1	3.0	5.0	-	-
Ni	6.0	5.0	5.0	5.0	6.0	4.0	-	-	-	10.0
Cu	5.0	7.0	9.0	10.0	10.0	23.0	-	-	-	1355.0
Zn	81.0	65.0	47.0	85.0	63.0	70.0	53.0	97.0	116.0	48.0
Ga	24.0	21.0	18.0	22.0	22.0	-	-	-	-	-
Rb	122.0	108.0	126.0	108.0	142.0	135.0	171.0	131.0	141.0	173.0
Sr	104.0	144.0	681.0	1013.0	870.0	268.0	407.0	465.0	35.0	8.0
Y	27.0	24.0	11.0	24.0	29.0	27.0	35.0	30.0	23.0	-
Zr	328.0	269.0	121.0	341.0	358.0	236.0	337.0	345.0	550.0	548.0
Nb	120.0	108.0	37.0	87.0	98.0	118.0	70.0	66.0	76.0	-
Pb	13.0	14.0	15.0	29.0	15.0	14.0	31.0	18.0	16.0	-
Th	12.0	11.0	5.0	12.0	19.0	13.0	22.5	20.7	11.2	-
Ba	914.0	1186.0	2556.0	3907.0	1874.0	1400.0	1187.0	1290.0	365.0	171.0
V	-	-	-	-	-	52.0	31.0	46.0	-	-
Cs	-	-	-	-	-	3.5	3.5	2.4	1.6	-
Hf	-	-	-	-	-	0.0	8.0	7.6	10.3	-
Ta	-	-	-	-	-	8.1	6.1	5.4	4.4	-
U	-	-	-	-	-	3.3	3.8	3.8	2.7	-
Elementos tierras raras (ppm)										
La	-	-	-	-	89.0	81.0	71.5	70.3	53.9	-
Ce	-	-	-	-	174.0	149.0	131.0	128.0	96.5	-
Pr	-	-	-	-	17.0	16.0	15.0	14.4	11.0	-
Nd	-	-	-	-	52.0	55.0	51.5	49.4	35.1	-
Sm	-	-	-	-	9.5	9.2	9.2	8.7	5.8	-
Eu	-	-	-	-	2.4	2.9	2.1	2.3	0.9	-
Gd	-	-	-	-	7.3	0.0	7.9	7.3	5.0	-
Tb	-	-	-	-	-	1.0	1.1	1.0	0.8	-
Dy	-	-	-	-	5.4	5.0	6.3	5.5	4.6	-
Ho	-	-	-	-	1.0	0.9	1.3	1.2	0.9	-
Er	-	-	-	-	2.6	2.4	3.7	3.2	2.8	-
Tm	-	-	-	-	-	0.3	0.5	0.4	0.5	-
Yb	-	-	-	-	2.5	2.2	3.0	2.7	3.0	-
Lu	-	-	-	-	0.4	0.3	0.5	0.4	0.5	-
Referencia	Nick (1988)	Nick (1988)	Nick (1988)	Nick (1988)	Nick (1988)	Elizondo-Pacheco et al. (2022)	Elizondo-Pacheco et al. (2022)	Elizondo-Pacheco et al. (2022)	Elizondo-Pacheco et al. (2022)	Ramírez-Fernández (1989)

ANEXO I. Continuación...

Muestra	47.5	48.6	49.7	56.1	58.12	59.13	60.14	61.15	62.16	63.17
Estructura	Intrusivo	Intrusivo	Intrusivo	Intrusivo	Intrusivo	Intrusivo	Intrusivo	Intrusivo	Intrusivo	Intrusivo
Sector	SSC/BUFA	SSC/BUFA	SSC/BUFA	SSC/BUFA	SSC/SiBuf	SSC/SiBuf	SSC/SiBuf	SSC/SiBuf	SSC/SiBuf	SSC/SiBuf
Composición	Int	Acd	Acd	Acd	Int	Int	Acd	Acd	Acd	Acd
Clasif. Geol.	trch	trch	trch	per trch	per trch	per trch	per trch	trch	trch	trch
Elementos mayores (%m/m, ajustado)										
SiO ₂	60.31	64.40	63.84	66.02	60.67	62.87	65.33	64.69	64.57	64.93
TiO ₂	0.31	0.37	0.44	0.30	0.35	0.31	0.19	0.34	0.15	0.32
Al ₂ O ₃	17.90	17.45	17.63	17.37	14.99	15.32	17.22	18.29	16.97	17.21
Fe ₂ O ₃	2.19	1.32	1.47	0.95	3.34	2.65	1.24	1.28	1.16	1.39
FeO	4.37	2.64	2.94	1.89	6.68	5.30	2.49	2.55	2.32	2.78
MnO	0.22	0.15	0.13	0.07	0.55	0.39	0.15	0.10	0.16	0.23
MgO	0.80	0.82	0.67	0.16	0.49	0.31	0.22	0.19	0.46	0.11
CaO	2.97	0.93	1.13	0.74	1.04	1.07	0.68	0.55	1.91	0.95
Na ₂ O	5.77	6.48	6.48	8.02	7.55	6.84	6.66	6.24	4.92	6.66
K ₂ O	5.13	5.41	5.19	4.45	4.26	4.94	5.79	5.72	7.26	5.37
P ₂ O ₅	0.02	0.03	0.07	0.03	0.08	0.02	0.03	0.05	0.11	0.05
álcalis	10.90	11.89	11.67	12.47	11.81	11.78	12.45	11.96	12.19	12.03
#Mg	24.68	35.53	28.78	13.21	11.54	9.37	13.79	11.90	26.10	6.74
Elementos traza (ppm)										
Cr	8.0	3.0	13.0	21.0	21.0	4.0	12.0	19.0	10.0	12.0
Co	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Ni	8.0	8.0	3.0	8.0	3.0	6.0	3.0	5.0	8.0	6.0
Cu	317.0	79.0	188.0	82.0	354.0	125.0	64.0	109.0	48.0	111.0
Zn	141.0	83.0	70.0	27.0	320.0	298.0	117.0	94.0	76.0	115.0
Ga	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Rb	172.0	160.0	169.0	165.0	164.0	323.0	240.0	195.0	238.0	177.0
Sr	235.0	47.0	80.0	63.0	38.0	29.0	3.0	17.0	125.0	38.0
Y	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Zr	937.0	1430.0	642.0	700.0	712.0	1000.0	697.0	584.0	604.0	727.0
Nb	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Pb	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Th	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Ba	124.0	705.0	740.0	546.0	200.0	248.0	68.0	402.0	1600.0	318.0
V	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Cs	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Hf	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Ta	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
U	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Elementos tierras raras (ppm)										
La	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Ce	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Pr	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Nd	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Sm	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Eu	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Gd	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Tb	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Dy	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Ho	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Er	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Tm	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Yb	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Lu	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Referencia	Ramírez-Fernández (1989)	Ramírez-Fernández (1989)	Ramírez-Fernández (1989)	Ramírez-Fernández (1989)	Ramírez-Fernández (1989)	Ramírez-Fernández (1989)	Ramírez-Fernández (1989)	Ramírez-Fernández (1989)	Ramírez-Fernández (1989)	Ramírez-Fernández (1989)

ANEXO I. Continuación...

Muestra	65.19	67.21	SJ21	ER32	BEA-3	C16	C17	SJ6	SJ22	SJ46
Estructura	Intrusivo	Intrusivo	Dique	Dique	Dique	Dique	Dique	Dique	Dique	Dique
Sector	SSC/SiBuf	SSC/SiBuf	SSC/CHSL	SSC/CHSL	SSC/CHSL	SSC/CHSL	SSC/CHSL	SSC/CHSL	SSC/CHSL	SSC/CHSL
Composición	Acid	Acid	Acid	Acid	Acid	Acid	Acid	Int	Int	Int
Clasif. Geoq.	trch	per trch	trch	trch	trch	per trch	trch	fono	fono	fono
Elementos mayores (%m/m, ajustado)										
SiO ₂	66.44	64.90	63.09	63.27	66.38	66.58	65.32	56.71	57.32	56.44
TiO ₂	0.36	0.29	0.60	0.47	0.67	0.36	0.31	0.32	0.24	0.31
Al ₂ O ₃	19.26	16.79	19.71	18.68	18.54	17.97	18.53	21.50	21.05	21.19
Fe ₂ O ₃	0.48	1.48	1.43	1.24	0.41	0.50	0.71	1.30	1.42	1.30
FeO	0.97	2.97	2.85	2.47	0.82	0.99	1.42	2.59	2.84	2.59
MnO	0.04	0.22	0.03	0.27	0.04	0.00	0.26	0.24	0.30	0.25
MgO	0.05	0.63	0.54	0.29	0.11	0.11	0.10	0.31	0.22	0.23
CaO	0.31	0.53	0.78	0.50	0.34	0.03	0.18	1.44	1.73	1.24
Na ₂ O	6.63	6.96	5.28	6.53	6.70	6.23	6.91	9.28	9.38	10.28
K ₂ O	5.43	5.14	5.41	6.23	5.90	7.20	6.21	6.25	5.47	6.13
P ₂ O ₅	0.03	0.08	0.27	0.06	0.09	0.03	0.04	0.06	0.03	0.04
álcalis	12.06	12.10	10.70	12.76	12.60	13.43	13.12	15.53	14.85	16.41
#Mg	8.58	27.56	25.17	17.07	19.55	20.55	21.55	17.37	12.10	13.69
Elementos traza (ppm)										
Cr	11.0	15.0	13.0	8.0	0.0	6.0	6.0	7.0	9.0	7.0
Co	-	-	11.0	11.0	1.0	4.0	7.0	14.0	15.0	14.0
Ni	1.0	4.0	14.0	6.0	0.0	7.0	5.0	7.0	7.0	5.0
Cu	31.0	273.0	113.0	9.0	57.0	7.0	3.0	10.0	11.0	14.0
Zn	46.0	77.0	35.0	131.0	58.0	7.0	97.0	167.0	209.0	180.0
Ga	-	-	26.0	25.0	26.0	28.0	38.0	41.0	40.0	-
Rb	183.0	232.0	214.0	128.0	129.0	240.0	292.0	352.0	348.0	366.0
Sr	84.0	23.0	731.0	115.0	96.0	32.0	56.0	478.0	205.0	409.0
Y	-	-	20.0	39.0	27.0	25.0	18.0	42.0	56.0	45.0
Zr	451.0	1316.0	236.0	561.0	408.0	736.0	841.0	721.0	833.0	756.0
Nb	-	-	19.0	181.0	140.0	169.0	179.0	374.0	520.0	397.0
Pb	-	-	12.0	35.0	22.0	13.0	22.0	34.0	36.0	32.0
Th	-	-	8.0	31.0	30.8	55.0	62.0	75.0	79.0	78.0
Ba	1034.0	64.0	896.0	122.0	851.0	119.0	161.0	315.0	16.0	227.0
V	-	-	-	-	24.0	-	-	-	-	-
Cs	-	-	-	-	0.0	-	-	-	-	-
Hf	-	-	-	-	9.5	-	-	-	-	-
Ta	-	-	-	-	11.1	-	-	-	-	-
U	-	-	-	-	6.8	-	-	-	-	-
Elementos tierras raras (ppm)										
La	-	-	-	-	94.7	-	-	148.0	-	-
Ce	-	-	-	-	151.8	-	-	220.0	-	-
Pr	-	-	-	-	15.8	-	-	17.0	-	-
Nd	-	-	-	-	52.6	-	-	43.0	-	-
Sm	-	-	-	-	8.7	-	-	6.7	-	-
Eu	-	-	-	-	2.0	-	-	2.1	-	-
Gd	-	-	-	-	6.0	-	-	5.2	-	-
Tb	-	-	-	-	0.9	-	-	-	-	-
Dy	-	-	-	-	4.8	-	-	6.1	-	-
Ho	-	-	-	-	0.9	-	-	1.3	-	-
Er	-	-	-	-	2.7	-	-	4.3	-	-
Tm	-	-	-	-	0.4	-	-	-	-	-
Yb	-	-	-	-	2.8	-	-	5.0	-	-
Lu	-	-	-	-	0.4	-	-	0.8	-	-
Referencia	Ramírez-Fernández (1989)	Ramírez-Fernández (1989)	Nick (1988)	Nick (1988)	Elizondo-Pacheco et al. (2022)	Nick (1988)	Nick (1988)	Nick (1988)	Nick (1988)	Nick (1988)

ANEXO I. Continuación...

Muestra	BA6	ER11	ER20	C2	ER40	SJ56	SJ61	SJ66	SJ67	RM12
Estructura	Dique	Dique	Dique	Dique	Dique	Dique	Dique	Dique	Dique	Dique
Sector	SSC/CHSL	SSC/CHSL	SSC/CHSL	SSC/CHSL	SSC/CHSL	SSC/CHSL	SSC/CHSL	SSC/CHSL	SSC/CHSL	SSC/CHSL
Composición	Int	Int	Int	Int	Int	Int	Int	Int	Int	Int
Clasif. Geol.	fono	fono	fono	fono	trch	trch	tcha, benm	tcha, lat	tcha, lat	bstcha, mug
Elementos mayores (% m/m, ajustado)										
SiO ₂	57.21	56.21	57.15	57.96	62.24	60.61	61.40	59.37	58.37	54.18
TiO ₂	0.33	0.33	0.33	0.28	0.76	0.74	0.56	0.66	0.70	2.31
Al ₂ O ₃	20.82	20.72	20.97	20.40	19.30	19.50	19.06	19.29	19.36	16.68
Fe ₂ O ₃	1.48	1.46	1.48	1.28	1.26	0.66	1.26	1.35	1.42	2.41
FeO	2.97	2.92	2.97	2.57	2.52	1.33	3.15	3.37	3.55	6.89
MnO	0.29	0.28	0.29	0.37	0.09	0.06	0.15	0.10	0.06	0.17
MgO	0.26	0.26	0.23	0.20	0.50	1.73	1.13	0.93	1.91	3.20
CaO	1.28	1.18	1.09	0.84	0.53	5.76	5.16	4.92	5.67	6.36
Na ₂ O	9.88	11.03	9.69	10.72	6.39	5.23	5.14	5.45	4.86	4.65
K ₂ O	5.44	5.58	5.77	5.35	6.22	3.98	2.76	4.37	3.74	2.60
P ₂ O ₅	0.03	0.03	0.04	0.02	0.19	0.40	0.22	0.19	0.36	0.55
álcalis	15.32	16.61	15.45	16.07	12.61	9.21	7.90	9.82	8.60	7.25
#Mg	13.64	13.72	12.34	12.06	25.91	69.86	39.02	32.94	48.91	45.31
Elementos traza (ppm)										
Cr	5.0	7.0	8.0	6.0	4.0	10.0	11.0	13.0	14.0	19.0
Co	13.0	15.0	15.0	11.0	13.0	7.0	14.0	15.0	16.0	35.0
Ni	6.0	7.0	7.0	6.0	11.0	5.0	6.0	5.0	7.0	7.0
Cu	8.0	11.0	8.0	6.0	18.0	107.0	23.0	53.0	34.0	21.0
Zn	201.0	192.0	197.0	212.0	121.0	29.0	43.0	40.0	21.0	111.0
Ga	38.0	34.0	41.0	40.0	26.0	24.0	27.0	28.0	26.0	24.0
Rb	316.0	359.0	340.0	288.0	123.0	134.0	101.0	87.0	121.0	92.0
Sr	362.0	341.0	206.0	27.0	310.0	1188.0	1065.0	1523.0	1162.0	596.0
Y	44.0	43.0	37.0	40.0	28.0	26.0	23.0	31.0	30.0	33.0
Zr	915.0	872.0	862.0	1240.0	412.0	201.0	163.0	146.0	185.0	262.0
Nb	475.0	459.0	481.0	421.0	137.0	16.0	16.0	21.0	16.0	35.0
Pb	35.0	31.0	40.0	39.0	19.0	7.0	5.0	5.0	7.0	13.0
Th	90.0	84.0	71.0	84.0	17.0	6.0	6.0	5.0	6.0	8.0
Ba	75.0	127.0	92.0	5.0	2372.0	1085.0	1004.0	1701.0	1184.0	873.0
V	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Cs	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Hf	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Ta	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
U	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Elementos tierras raras (ppm)										
La	-	-	130.0	-	84.0	-	-	56.0	-	-
Ce	-	-	202.0	-	148.0	-	-	101.0	-	-
Pr	-	-	17.0	-	15.0	-	-	16.0	-	-
Nd	-	-	45.0	-	45.0	-	-	54.0	-	-
Sm	-	-	8.0	-	8.0	-	-	10.0	-	-
Eu	-	-	1.2	-	2.2	-	-	3.0	-	-
Gd	-	-	4.7	-	4.3	-	-	7.8	-	-
Tb	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Dy	-	-	5.2	-	3.8	-	-	5.8	-	-
Ho	-	-	1.0	-	0.6	-	-	1.1	-	-
Er	-	-	2.9	-	1.5	-	-	3.1	-	-
Tm	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Yb	-	-	4.2	-	1.6	-	-	3.0	-	-
Lu	-	-	0.7	-	0.2	-	-	0.4	-	-
Referencia	Nick (1988)	Nick (1988)	Nick (1988)	Nick (1988)	Nick (1988)	Nick (1988)	Nick (1988)	Nick (1988)	Nick (1988)	Nick (1988)

ANEXO I. Continuación...

Muestra	RM14	BAD5	TRAV-2	SLZ-5	EPD1	SJ32B	CD4	BA16	SJ25	SJ58
Estructura	Dique	Dique	Dique	Dique	Dique	Dique	Dique	Dique	Dique	Dique
Sector	SSC/CHSL	SSC/CHSL	SSC/CHSL	SSC/CHSL	SSC/CHSL	SSC/CHSL	SSC/CHSL	SSC/CHSL	SSC/CHSL	SSC/CHSL
Composición	Int	Int	Int	Int	Int	Int	Int	Acid	Ba	Ba
Clasif. Geol.	bstcha, mug	fono	fono	fono	trch	fono	tcha, lat	trch	pot trba	pot trba
Elementos mayores (%m/m, ajustado)										
SiO ₂	52.50	55.10	57.27	56.31	61.77	57.37	58.00	63.15	46.84	48.32
TiO ₂	2.34	0.39	0.29	0.33	0.92	0.32	1.56	0.48	3.01	2.73
Al ₂ O ₃	17.77	21.28	21.47	21.15	18.97	21.34	19.65	18.71	17.17	17.52
Fe ₂ O ₃	2.29	1.40	1.19	1.30	0.80	1.28	1.30	1.44	2.81	2.24
FeO	6.54	2.79	2.38	2.59	1.59	2.56	3.25	2.88	9.37	7.47
MnO	0.16	0.24	0.21	0.23	0.08	0.26	0.18	0.21	0.19	0.20
MgO	3.04	0.21	0.14	0.13	1.14	0.14	0.98	0.25	4.85	3.65
CaO	7.24	1.63	1.47	1.33	4.62	1.19	3.89	0.26	9.15	11.38
Na ₂ O	4.54	11.27	9.27	10.69	9.47	9.84	5.97	6.81	3.43	3.73
K ₂ O	2.87	5.65	6.26	5.90	0.40	5.66	5.04	5.68	2.48	1.81
P ₂ O ₅	0.71	0.05	0.04	0.04	0.24	0.04	0.17	0.12	0.70	0.94
álcalis	7.41	16.92	15.53	16.59	9.87	15.50	11.02	12.50	5.91	5.55
#Mg	45.28	11.81	9.28	8.40	56.12	8.78	35.06	36.06	47.99	46.55
Elementos traza (ppm)										
Cr	19.0	-	-	-	-	<20	-	6.0	29.0	46.0
Co	34.0	1.9	1.0	1.0	4.2	2.0	1.9	13.0	54.0	38.0
Ni	8.0	-	-	-	-	<20	-	12.0	36.0	21.0
Cu	47.0	-	54.0	55.0	-	<10	-	9.0	88.0	81.0
Zn	89.0	-	89.0	172.0	-	100.0	-	33.0	134.0	119.0
Ga	26.0	-	-	-	-	31.0	-	29.0	27.0	29.0
Rb	73.0	265.6	284.0	285.0	7.4	267.0	82.2	135.0	61.0	36.0
Sr	805.0	517.2	356.0	519.0	1082.3	366.0	1562.6	58.0	938.0	1224.0
Y	32.0	39.3	31.0	30.0	23.2	35.0	37.8	40.0	27.0	33.0
Zr	288.0	674.8	452.0	528.0	524.1	560.0	347.4	738.0	243.0	311.0
Nb	58.0	339.2	239.0	278.0	65.4	300.0	211.6	193.0	61.0	90.0
Pb	14.0	-	11.0	26.0	-	12.0	-	7.0	7.0	18.0
Th	8.0	67.3	49.9	44.9	13.4	64.6	13.6	24.0	6.0	10.0
Ba	943.0	465.0	134.0	357.0	242.0	203.0	4174.0	849.0	1359.0	584.0
V	-	16.0	6.0	6.0	33.0	7.0	60.0	-	-	-
Cs	-	6.2	3.8	4.4	0.2	5.5	1.3	-	-	-
Hf	-	10.5	7.4	8.6	11.0	9.9	7.9	-	-	-
Ta	-	12.4	9.0	13.6	3.8	13.7	17.1	-	-	-
U	-	17.5	12.0	14.8	3.3	15.2	3.1	-	-	-
Elementos tierras raras (ppm)										
La	-	137.4	131.0	108.0	55.9	142.0	136.1	-	-	-
Ce	-	193.0	165.0	147.0	99.5	200.0	255.8	-	-	-
Pr	-	16.4	12.5	12.0	10.7	14.8	26.9	-	-	-
Nd	-	50.5	36.5	36.2	37.1	43.8	87.5	-	-	-
Sm	-	6.9	5.3	5.7	6.6	6.5	12.4	-	-	-
Eu	-	2.1	1.5	1.7	1.7	1.8	3.7	-	-	-
Gd	-	6.0	3.9	4.0	5.5	5.4	8.8	-	-	-
Tb	-	1.0	0.7	0.7	0.8	0.9	1.3	-	-	-
Dy	-	6.1	4.4	4.7	4.5	5.3	7.5	-	-	-
Ho	-	1.3	1.0	1.0	0.9	1.1	1.4	-	-	-
Er	-	4.2	3.1	3.2	2.5	3.5	4.1	-	-	-
Tm	-	0.7	0.5	0.5	0.4	0.6	0.6	-	-	-
Yb	-	4.5	3.5	3.7	2.5	3.8	3.2	-	-	-
Lu	-	0.7	0.5	0.6	0.4	0.5	0.5	-	-	-
Referencia	Nick (1988)	Elizondo-Pacheco et al. (2022)	Elizondo-Pacheco et al. (2022)	Elizondo-Pacheco et al. (2022)	Elizondo-Pacheco et al. (2022)	Mendoza-Vargas (2010)	Elizondo-Pacheco et al. (2022)	Nick (1988)	Nick (1988)	Nick (1988)

ANEXO I. Continuación...

Muestra	SJ62	BA21	RM6	RM9	RM17	RM27	RM3	RM8	RM16	RM21
Estructura	Dique	Dique	Dique	Dique	Dique	Dique	Dique	Dique	Dique	Dique
Sector	SSC/CHSL	SSC/CHSL	SSC/CHSL	SSC/CHSL	SSC/CHSL	SSC/CHSL	SSC/CHSL	SSC/CHSL	SSC/CHSL	SSC/CHSL
Composición	Ba	Ba	Ba	Ba	Ba	Ba	Ba	Ba	Ba	Ba
Clasif. Geoq.	pth	tph, bsn	balc	trba, haw	pot trba	trba, haw	pth	trba, haw	bstcha, mug	pot trba
Elementos mayores (%m/m, ajustado)										
SiO ₂	49.36	46.88	46.33	47.19	46.68	48.70	48.80	48.92	50.34	48.79
TiO ₂	3.02	2.84	2.76	2.70	3.13	2.76	2.96	2.73	2.93	3.10
Al ₂ O ₃	17.61	17.10	15.88	17.98	17.08	17.12	16.30	17.47	16.40	17.35
Fe ₂ O ₃	2.50	2.32	2.12	2.62	2.88	2.42	2.96	2.48	2.73	2.66
FeO	7.13	7.72	10.58	8.74	9.59	8.08	8.44	8.27	7.81	8.86
MnO	0.22	0.16	0.20	0.18	0.20	0.18	0.25	0.16	0.16	0.18
MgO	3.84	4.09	5.79	4.66	4.64	4.37	4.34	4.19	3.64	3.39
CaO	7.51	10.32	10.87	10.17	9.74	9.62	7.29	8.64	7.57	8.37
Na ₂ O	4.82	5.70	3.36	3.57	3.66	4.20	4.41	4.21	5.09	4.18
K ₂ O	2.80	1.86	1.33	1.57	1.69	1.86	3.23	2.19	2.47	2.35
P ₂ O ₅	1.19	1.02	0.76	0.61	0.70	0.69	1.03	0.72	0.87	0.77
álcalis	7.62	7.56	4.69	5.15	5.35	6.06	7.64	6.40	7.56	6.53
#Mg	48.93	48.55	49.40	48.71	46.28	49.07	47.79	47.47	45.40	40.54
Elementos traza (ppm)										
Cr	16.0	21.0	49.0	48.0	38.0	92.0	21.0	36.0	17.0	24.0
Co	35.0	41.0	54.0	45.0	51.0	43.0	16.0	43.0	41.0	48.0
Ni	4.0	12.0	31.0	39.0	32.0	36.0	6.0	22.0	6.0	22.0
Cu	16.0	55.0	70.0	123.0	147.0	71.0	20.0	45.0	21.0	95.0
Zn	151.0	105.0	127.0	95.0	103.0	117.0	134.0	101.0	71.0	139.0
Ga	27.0	24.0	24.0	24.0	22.0	26.0	20.0	25.0	25.0	26.0
Rb	60.0	52.0	33.0	31.0	35.0	44.0	63.0	59.0	54.0	54.0
Sr	1016.0	1080.0	854.0	900.0	846.0	814.0	724.0	849.0	612.0	889.0
Y	39.0	69.0	35.0	29.0	31.0	30.0	37.0	30.0	36.0	35.0
Zr	355.0	276.0	182.0	230.0	266.0	265.0	343.0	284.0	329.0	324.0
Nb	102.0	79.0	39.0	44.0	50.0	58.0	88.0	62.0	73.0	63.0
Pb	11.0	5.0	8.0	8.0	5.0	26.0	20.0	12.0	6.0	20.0
Th	10.0	0.0	0.0	5.0	0.0	5.0	7.0	7.0	7.0	6.0
Ba	919.0	502.0	472.0	560.0	543.0	622.0	1852.0	800.0	899.0	999.0
V	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Cs	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Hf	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Ta	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
U	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Elementos tierras raras (ppm)										
La	82.0	79.0	-	-	-	-	-	-	-	53.0
Ce	196.0	159.0	-	-	-	-	-	-	-	114.0
Pr	20.0	22.0	-	-	-	-	-	-	-	14.0
Nd	71.0	75.0	-	-	-	-	-	-	-	48.0
Sm	14.0	19.1	-	-	-	-	-	-	-	10.4
Eu	3.8	5.5	-	-	-	-	-	-	-	3.0
Gd	10.9	14.1	-	-	-	-	-	-	-	8.6
Tb	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Dy	7.7	9.2	-	-	-	-	-	-	-	6.3
Ho	1.1	1.4	-	-	-	-	-	-	-	1.1
Er	2.6	3.7	-	-	-	-	-	-	-	2.6
Tm	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Yb	2.1	3.1	-	-	-	-	-	-	-	2.2
Lu	0.3	0.4	-	-	-	-	-	-	-	0.3
Referencia	Nick (1988)	Nick (1988)	Nick (1988)	Nick (1988)	Nick (1988)	Nick (1988)	Nick (1988)	Nick (1988)	Nick (1988)	Nick (1988)

ANEXO I. Continuación...

Muestra	RM22	EPD5	MANQU	GUAD-3	SRAF	GUAD	REFU	BEA-4	LUD	SLAZD
Estructura	Dique	Dique	Dique	Dique	Dique	Dique	Dique	Dique	Dique	Dique
Sector	SSC/CHSL	SSC/CHSL	SSC/CHSL	SSC/CHSL	SSC/CHSL	SSC/CHSL	SSC/CHSL	SSC/CHSL	SSC/CHSL	SSC/CHSL
Composición	Ba	Ba	Ba	Ba	Ba	Ba	Ba	Ba	Ba	Ba
Clasif. Geol.	tph, bsn	trba, haw	pic	pth	trba, haw	trba, haw	bstcha, mug	trba, haw	trba, haw	pth
Elementos mayores (%m/m, ajustado)										
SiO ₂	48.03	48.16	46.05	48.59	47.63	48.22	51.97	48.12	45.92	50.42
TiO ₂	3.06	2.17	2.03	1.73	2.81	2.39	2.67	2.79	3.32	2.25
Al ₂ O ₃	15.64	14.88	9.41	18.50	17.12	17.82	15.98	16.07	16.80	19.51
Fe ₂ O ₃	2.85	2.60	1.98	2.31	2.67	2.36	2.83	2.58	2.88	2.07
FeO	9.50	8.65	9.92	6.59	8.92	7.86	8.09	8.62	9.61	5.90
MnO	0.20	0.19	0.19	0.21	0.19	0.16	0.19	0.18	0.20	0.21
MgO	3.82	8.40	16.56	3.96	4.20	5.02	3.57	5.89	5.13	2.83
CaO	8.98	8.55	11.43	8.30	9.72	10.35	6.89	10.15	10.34	7.14
Na ₂ O	4.84	3.96	1.38	5.75	4.04	3.89	4.43	3.65	4.06	5.21
K ₂ O	2.36	1.81	0.74	3.09	1.98	1.31	2.29	1.42	0.98	3.40
P ₂ O ₅	0.72	0.63	0.31	0.98	0.72	0.61	1.09	0.53	0.75	1.06
álcalis	7.20	5.77	2.11	8.84	6.02	5.20	6.72	5.07	5.04	8.61
#Mg	41.77	63.38	74.85	51.70	45.66	53.22	44.06	54.93	48.73	46.11
Elementos traza (ppm)										
Cr	30.0	-	811.0	27.0	53.0	30.0	-	-	34.0	22.0
Co	50.0	48.2	71.0	24.0	32.0	40.0	28.0	39.0	38.0	12.0
Ni	24.0	117.0	347.0	-	-	34.0	-	62.0	-	-
Cu	97.0	-	99.0	96.0	113.0	80.0	30.0	109.0	45.0	13.0
Zn	115.0	-	127.0	142.0	90.0	82.0	95.0	151.0	85.0	100.0
Ga	25.0	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Rb	50.0	40.4	16.0	76.0	34.0	23.0	57.0	22.0	10.0	71.0
Sr	655.0	681.2	363.0	1610.0	670.0	758.0	678.0	806.0	905.0	1316.0
Y	40.0	22.8	18.0	30.0	31.0	24.0	31.0	25.0	25.0	30.0
Zr	350.0	314.2	147.0	272.0	270.0	198.0	281.0	204.0	277.0	343.0
Nb	55.0	45.7	44.0	116.0	54.0	38.0	43.0	68.0	64.0	95.0
Pb	10.0	-	6.0	11.0	-	3.5	7.0	8.0	-	8.0
Th	10.0	4.8	2.5	17.5	5.5	3.8	7.2	4.2	6.6	12.6
Ba	636.0	651.0	313.0	2120.0	546.0	469.0	1758.0	578.0	553.0	1077.0
V	-	231.0	241.0	182.0	208.0	264.0	235.0	258.0	305.0	110.0
Cs	-	0.8	1.6	9.4	0.7	0.6	0.5	-	-	6.8
Hf	-	6.5	4.1	5.5	5.9	-	6.5	5.3	5.6	6.8
Ta	-	2.7	1.8	6.9	3.2	2.2	3.4	2.9	4.0	7.7
U	-	1.7	0.7	4.2	1.6	1.1	1.7	1.3	1.7	2.9
Elementos tierras raras (ppm)										
La	-	44.4	21.7	101.0	43.4	35.0	46.7	33.9	49.5	82.8
Ce	-	86.7	43.4	158.0	83.5	73.0	94.1	67.8	93.8	155.0
Pr	-	10.2	5.2	15.6	10.5	9.1	11.5	7.8	11.5	17.8
Nd	-	40.2	23.4	56.7	38.2	36.0	44.7	33.4	41.4	62.8
Sm	-	7.5	5.4	10.4	7.4	7.3	8.8	7.7	7.6	10.7
Eu	-	2.1	1.7	3.0	2.7	2.4	2.5	2.4	2.8	3.3
Gd	-	6.2	4.8	7.3	6.6	0.0	7.9	6.5	6.7	8.7
Tb	-	0.9	0.8	1.1	1.1	0.9	1.1	1.0	1.0	1.2
Dy	-	5.0	3.9	5.7	5.6	4.8	6.5	5.2	5.3	6.5
Ho	-	0.9	0.7	1.0	1.1	0.9	1.3	0.9	1.0	1.3
Er	-	2.4	1.7	2.8	2.8	2.4	3.6	2.4	2.6	3.3
Tm	-	0.3	0.2	0.4	0.4	0.3	0.5	0.3	0.4	0.4
Yb	-	2.1	1.4	2.6	2.3	1.9	2.7	2.0	2.0	2.6
Lu	-	0.3	0.2	0.4	0.3	0.3	0.4	0.3	0.3	0.3
Referencia	Nick (1988)	Elizondo-Pacheco et al. (2022)	Elizondo-Pacheco et al. (2022)	Elizondo-Pacheco et al. (2022)	Elizondo-Pacheco et al. (2022)	Elizondo-Pacheco et al. (2022)	Elizondo-Pacheco et al. (2022)	Elizondo-Pacheco et al. (2022)	Elizondo-Pacheco et al. (2022)	Elizondo-Pacheco et al. (2022)

ANEXO I. Continuación...

Muestra	VMBUE	ESP	BAI-1	SJ6B	SJ12	SJ32	BA11	RM11	3034	CD3
Estructura	Dique	Dique	Dique	Dique	Dique	Dique	Dique	Dique	Dique	Dique
Sector	SSC/CHSL	SSC/CHSL	SSC/CHSL	SSC/CHSL	SSC/CHSL	SSC/CHSL	SSC/CHSL	SSC/CHSL	SSC/CHSL	SSC/CHSL
Composición	Ba	Ba	Ba	Ba	UBa	UBa	UBa	UBa	UBa	UBa
Clasif. Geol.	pot trba	pot trba	trba, haw	trba, haw	bsn, mlnp	bsn	foid, neph	bsn	bsn	foid, neph
Elementos mayores (%m/m, ajustado)										
SiO ₂	46.77	47.22	49.79	48.22	42.47	43.49	42.14	41.60	42.49	42.34
TiO ₂	3.38	3.06	3.08	1.11	2.69	3.71	2.21	3.71	4.01	2.28
Al ₂ O ₃	15.28	15.74	16.32	19.36	13.87	15.81	16.49	16.15	16.14	15.22
Fe ₂ O ₃	3.18	3.13	2.66	2.23	1.87	2.45	2.45	2.37	2.52	2.75
FeO	10.62	10.44	8.88	7.42	9.35	12.27	8.15	11.84	12.61	6.87
MnO	0.23	0.23	0.20	0.21	0.23	0.20	0.24	0.19	0.19	0.23
MgO	3.62	3.54	4.06	4.66	7.85	6.07	5.43	7.06	5.65	6.36
CaO	10.11	9.85	8.90	10.96	15.33	10.28	12.46	12.79	11.11	12.49
Na ₂ O	2.79	2.92	5.01	3.67	2.93	3.18	6.14	2.66	2.66	7.12
K ₂ O	3.10	2.99	0.33	1.55	2.35	1.88	2.91	0.56	1.99	3.55
P ₂ O ₅	0.92	0.87	0.77	0.62	1.07	0.66	1.38	1.07	0.63	0.78
álcalis	5.89	5.92	5.33	5.22	5.28	5.06	9.05	3.22	4.65	10.68
#Mg	37.81	37.68	44.89	52.82	59.97	46.85	54.29	51.52	44.42	62.24
Elementos traza (ppm)										
Cr	-	-	-	<20	148.0	36.0	34.0	74.0	<10	-
Co	35.0	35.0	28.0	26.0	48.0	66.0	3.0	63.0	51.9	31.7
Ni	-	-	-	<20	56.0	19.0	35.0	45.0	14.0	51.0
Cu	140.0	140.0	64.0	160.0	145.0	55.0	104.0	191.0	71.0	-
Zn	110.0	128.0	157.0	80.0	85.0	169.0	120.0	116.0	128.0	-
Ga	-	-	-	20.0	17.0	27.0	22.0	22.0	23.5	-
Rb	51.0	40.0	5.0	35.0	76.0	44.0	71.0	2.0	47.6	125.6
Sr	868.0	2033.0	697.0	1148.0	1224.0	870.0	1934.0	1015.0	856.0	1488.0
Y	41.0	39.0	31.0	25.0	30.0	27.0	36.0	38.0	22.9	29.5
Zr	366.0	349.0	292.0	111.0	223.0	220.0	278.0	143.0	211.0	224.4
Nb	71.0	67.0	83.0	9.0	118.0	54.0	140.0	39.0	52.1	133.1
Pb	5.0	6.0	10.0	<5	11.0	7.0	9.0	6.0	8.0	-
Th	7.3	6.9	7.2	2.4	13.0	6.0	21.0	-	4.7	16.0
Ba	898.0	2049.0	526.0	462.0	1316.0	707.0	1627.0	333.0	663.0	1859.0
V	209.0	195.0	226.0	311.0	-	-	-	-	414.0	275.0
Cs	0.6	-	-	0.7	-	-	-	-	1.4	3.8
Hf	7.0	6.9	7.2	3.5	-	-	-	-	5.5	4.5
Ta	4.4	4.2	4.6	0.5	-	-	-	-	3.3	6.3
U	2.2	2.1	2.0	0.7	-	-	-	-	1.3	4.8
Elementos tierras raras (ppm)										
La	55.8	52.8	53.3	28.0	82.0	-	-	46.0	37.8	132.4
Ce	106.0	102.0	102.8	59.5	162.0	-	-	101.0	79.3	209.9
Pr	13.4	12.9	11.7	8.1	18.0	-	-	15.0	9.5	21.1
Nd	49.1	46.9	47.7	34.4	66.0	-	-	54.0	39.8	73.1
Sm	9.2	9.0	10.4	7.4	13.6	-	-	12.5	7.7	11.1
Eu	3.2	3.0	3.1	2.2	4.0	-	-	3.4	2.5	3.3
Gd	8.3	8.1	8.1	6.5	9.0	-	-	9.9	7.4	8.9
Tb	1.3	1.3	1.3	0.9	-	-	-	-	1.0	1.1
Dy	7.0	7.0	6.4	4.8	7.0	-	-	7.2	5.2	6.0
Ho	1.3	1.3	1.1	0.9	0.9	-	-	1.2	0.9	1.1
Er	3.4	3.6	3.0	2.5	2.9	-	-	3.0	2.5	2.8
Tm	0.5	0.5	0.4	0.4	-	-	-	-	0.3	0.4
Yb	3.0	2.9	2.6	2.3	2.6	-	-	2.4	1.8	2.3
Lu	0.4	0.4	0.4	0.3	0.3	-	-	0.3	0.3	0.3
Referencia	Elizondo-Pacheco et al. (2022)	Elizondo-Pacheco et al. (2022)	Elizondo-Pacheco et al. (2022)	Mendoza-Vargas (2010)	Nick (1988)	Nick (1988)	Nick (1988)	Nick (1988)	Poliquin (2009)	Elizondo-Pacheco et al. (2022)

ANEXO I. Continuación...

Muestra	BAD1	MMD	ACDL1	M-MED1	BAD6	SLZ-4A	BAI-2	SLZ-4B	BEA-8	DIQUE3
Estructura	Dique	Dique	Dique	Dique	Dique	Dique	Dique	Dique	Dique	Dique
Sector	SSC/CHSL	SSC/CHSL	SSC/CHSL	SSC/CHSL	SSC/CHSL	SSC/CHSL	SSC/CHSL	SSC/CHSL	SSC/CHSL	SSC/CHSL
Composición	UBa	Ba	UBa	Ba	Ba	Ba	Ba	Ba	Int	Ba
Clasif. Geol.	tph, mlnp	foid, neph	foid, neph	tefono	tph, mlnp	tph, bsn	pth	pot trba	tefono	tph, bsn
Elementos mayores (%m/m, ajustado)										
SiO ₂	42.51	48.06	41.27	50.35	46.28	47.05	48.67	49.87	52.94	45.98
TiO ₂	2.66	1.56	2.50	1.32	2.07	2.50	1.72	2.98	1.14	2.53
Al ₂ O ₃	15.33	18.34	16.78	19.94	16.46	18.13	18.58	17.91	20.51	16.14
Fe ₂ O ₃	2.43	2.11	2.49	2.08	2.20	2.28	2.30	2.21	1.83	2.58
FeO	8.09	5.27	8.30	5.21	7.34	7.61	6.57	7.36	4.57	8.60
MnO	0.25	0.23	0.25	0.19	0.20	0.24	0.21	0.17	0.20	0.21
MgO	7.71	3.68	4.98	2.52	6.46	3.21	3.86	3.63	1.69	5.96
CaO	14.03	8.23	12.64	6.21	10.76	10.01	8.17	8.92	5.69	10.76
Na ₂ O	3.48	7.48	6.19	7.08	4.18	6.24	5.77	4.01	6.38	4.25
K ₂ O	2.63	4.35	3.29	4.60	3.22	1.79	3.16	2.14	4.60	2.11
P ₂ O ₅	0.90	0.68	1.29	0.50	0.83	0.92	0.97	0.82	0.46	0.87
álcalis	6.11	11.83	9.49	11.68	7.40	8.03	8.94	6.14	10.98	6.36
#Mg	62.96	55.43	51.71	46.25	61.08	42.94	51.15	46.82	39.69	55.24
Elementos traza (ppm)										
Cr	-	-	-	-	-	-	-	-	-	93.0
Co	36.3	19.0	34.9	17.2	34.1	21.0	23.0	25.0	9.0	31.0
Ni	70.0	26.0	-	-	49.0	-	-	23.0	-	63.0
Cu	-	-	-	-	-	75.0	92.0	93.0	61.0	60.0
Zn	-	-	-	-	-	150.0	127.0	140.0	135.0	110.0
Ga	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Rb	76.6	151.4	76.2	133.5	77.6	59.0	74.0	30.0	131.0	57.0
Sr	2286.9	1872.7	1968.9	1318.7	1377.4	1430.0	1610.0	938.0	1540.0	2002.0
Y	33.1	31.1	39.8	25.4	26.6	34.0	30.0	31.0	28.0	33.0
Zr	290.5	449.7	294.7	262.2	245.9	305.0	281.0	297.0	300.0	271.0
Nb	200.9	241.6	131.3	131.7	93.0	147.0	135.0	59.0	136.0	104.0
Pb	-	-	-	-	-	13.0	8.0	10.0	12.0	7.0
Th	36.4	33.2	19.5	18.5	13.5	19.0	17.0	8.5	22.6	13.0
Ba	1563.0	1788.0	1469.0	1681.0	1433.0	1890.0	2100.0	709.0	2200.0	1840.0
V	279.0	197.0	338.0	120.0	252.0	189.0	178.0	207.0	91.0	235.0
Cs	12.7	2.4	1.2	1.2	15.5	95.6	8.8	-	6.5	31.0
Hf	6.1	7.4	6.0	4.8	5.5	6.4	-	7.1	5.8	5.9
Ta	15.8	11.2	7.7	6.9	4.8	11.2	5.5	5.3	9.0	8.1
U	4.6	10.8	3.4	4.7	3.1	4.7	4.1	2.6	5.7	2.3
Elementos tierras raras (ppm)										
La	154.6	127.3	126.0	97.1	88.0	104.0	97.4	59.7	111.0	89.0
Ce	291.9	198.1	207.1	155.7	148.3	173.0	153.0	112.0	166.8	161.0
Pr	31.1	19.8	22.7	14.7	15.4	17.8	15.2	12.4	15.4	18.6
Nd	109.0	67.1	81.4	48.5	55.9	67.3	55.7	49.4	51.8	65.1
Sm	16.6	10.4	14.0	7.4	9.2	13.1	10.6	10.0	8.4	11.1
Eu	4.6	3.2	4.1	2.3	2.7	3.6	3.0	3.1	2.6	3.4
Gd	12.0	8.7	11.5	6.2	7.5	9.0	7.2	7.9	6.0	9.2
Tb	1.5	1.1	1.6	0.9	1.0	1.3	1.1	1.3	1.0	1.2
Dy	7.8	6.0	8.1	4.8	5.6	6.7	5.5	6.3	5.2	6.5
Ho	1.3	1.1	1.5	0.9	1.0	1.2	1.0	1.1	1.0	1.3
Er	3.2	3.1	3.9	2.5	2.9	3.1	2.7	2.9	2.9	3.4
Tm	0.4	0.4	0.5	0.4	0.3	0.5	0.4	0.4	0.4	0.4
Yb	2.6	2.8	3.2	2.4	2.1	2.8	2.5	2.5	2.8	2.4
Lu	0.4	0.4	0.5	0.3	0.3	0.4	0.4	0.4	0.4	0.3
Referencia	Elizondo-Pacheco et al. (2022)	Elizondo-Pacheco et al. (2022)	Elizondo-Pacheco et al. (2022)	Elizondo-Pacheco et al. (2022)	Elizondo-Pacheco et al. (2022)	Elizondo-Pacheco et al. (2022)	Elizondo-Pacheco et al. (2022)	Elizondo-Pacheco et al. (2022)	Elizondo-Pacheco et al. (2022)	Elizondo-Pacheco et al. (2022)

ANEXO I. Continuación...

Muestra	PSAR	SJ2	SJ7A	APOS	CBURG	FORT	SMAY	CUE	SAR	CPAZ
Estructura	Sill	Dique	Dique	CueVol	CueVol	CueVol	CueVol	CueVol	CueVol	CueVol
Sector	SB	SSC/CHSL	SSC/CHSL	CSB	CSB	CSB	CSB	CSB	CSB	CSB
Composición	UBa	Ba	UBa	UBa	UBa	UBa	UBa	UBa	UBa	UBa
Clasif. Geol.	bsn, mlnp	balc	bsn	bsn, mlnp	bsn, mlnp	foid, mlnp	bsn, neph	bsn, mlnp	bsn	foid, neph
Elementos mayores (%m/m, ajustado)										
SiO ₂	41.87	46.58	43.01	42.67	44.62	40.89	41.07	42.34	43.26	40.65
TiO ₂	2.00	3.16	3.66	1.86	1.99	2.44	2.30	2.43	2.04	2.41
Al ₂ O ₃	13.79	15.56	14.45	14.01	15.04	12.94	13.25	13.77	13.56	12.93
Fe ₂ O ₃	1.83	1.86	2.46	1.79	2.30	1.97	1.95	1.90	2.00	1.91
FeO	9.15	9.29	12.32	8.95	7.66	9.87	9.74	9.48	10.02	9.55
MnO	0.20	0.21	0.23	0.19	0.17	0.22	0.22	0.24	0.19	0.21
MgO	11.42	6.04	6.81	11.24	9.88	11.33	10.91	11.07	11.81	11.35
CaO	15.01	12.01	12.09	12.83	9.98	13.15	13.58	12.06	11.31	13.52
Na ₂ O	1.91	2.53	2.80	4.24	4.14	4.30	4.41	4.15	3.66	4.57
K ₂ O	1.15	2.19	1.58	0.87	3.01	1.12	0.88	1.18	1.08	1.12
P ₂ O ₅	1.67	0.57	0.58	1.35	1.18	1.78	1.69	1.39	1.07	1.78
álcalis	3.06	4.71	4.38	5.11	7.16	5.42	5.29	5.33	4.74	5.69
#Mg	68.99	53.67	49.64	69.14	69.69	67.17	66.64	67.54	67.82	67.94
Elementos traza (ppm)										
Cr	280.0	50.0	<20	335.0	333.0	283.0	249.0	254.0	392.0	245.0
Co	41.0	39.0	60.0	45.0	42.0	53.0	50.0	52.0	59.0	59.0
Ni	201.0	<20	<20	264.0	171.0	177.0	162.0	179.0	258.0	149.0
Cu	77.0	40.0	110.0	62.0	50.0	125.0	118.0	117.0	156.0	80.0
Zn	90.0	40.0	120.0	69.0	88.0	138.0	138.0	123.0	136.0	70.0
Ga	-	22.0	22.0	-	-	19.0	18.0	19.0	19.0	-
Rb	48.0	64.0	29.0	30.0	51.0	13.0	8.0	33.0	18.0	29.0
Sr	1939.0	1251.0	705.0	1835.0	1284.0	1530.0	1640.0	1130.0	1110.0	1379.0
Y	32.0	23.0	24.0	29.0	28.0	36.0	35.0	32.0	28.0	33.0
Zr	262.0	219.0	206.0	233.0	248.0	270.0	242.0	248.0	213.0	229.0
Nb	61.0	55.0	48.0	53.0	53.0	75.0	75.0	75.0	57.0	77.0
Pb	10.0	<5	10.0	9.0	7.0	9.0	10.0	8.0	8.0	5.3
Th	17.1	6.4	4.7	12.4	8.9	11.9	12.3	7.8	6.9	11.5
Ba	1212.0	869.0	471.0	1236.0	888.0	1030.0	1110.0	746.0	668.0	966.0
V	231.0	369.0	466.0	226.0	219.0	252.0	241.0	251.0	229.0	247.0
Cs	4.3	0.8	<0.5	1.2	1.1	0.8	1.0	0.7	0.5	0.9
Hf	4.9	5.7	5.9	4.4	5.2	5.4	4.9	5.1	4.6	0.0
Ta	4.1	4.2	3.7	2.8	3.9	4.4	4.0	4.3	3.2	3.6
U	3.4	2.0	1.4	2.9	2.0	2.8	3.0	1.9	1.7	2.7
Elementos tierras raras (ppm)										
La	107.0	46.7	40.3	85.1	67.9	104.0	103.0	73.4	61.3	96.0
Ce	175.0	93.9	83.8	136.0	125.0	176.0	172.0	130.0	106.0	170.0
Pr	19.4	10.0	9.1	15.6	14.7	19.1	18.5	14.5	11.7	20.0
Nd	67.5	41.7	39.0	51.7	52.8	74.7	71.2	56.8	48.7	75.0
Sm	11.2	8.0	7.9	8.5	9.2	13.8	13.0	11.1	9.9	13.0
Eu	3.4	2.4	2.4	3.0	2.8	4.1	3.9	3.4	2.8	4.0
Gd	9.2	6.6	6.9	7.3	7.8	10.3	10.0	8.8	7.6	0.0
Tb	1.2	1.0	1.0	1.0	1.1	1.4	1.4	1.3	1.1	1.4
Dy	6.4	5.0	5.0	5.3	5.8	7.1	6.9	6.3	5.6	6.8
Ho	1.2	0.9	0.9	1.0	1.1	1.2	1.2	1.1	1.0	1.2
Er	3.2	2.3	2.3	2.6	2.9	3.1	3.1	2.9	2.6	3.4
Tm	0.4	0.3	0.3	0.4	0.4	0.4	0.4	0.4	0.4	0.4
Yb	2.4	1.9	1.8	2.1	2.1	2.5	2.6	2.4	2.2	2.3
Lu	0.3	0.3	0.2	0.3	0.3	0.4	0.4	0.3	0.3	0.4
Referencia	Elizondo-Pacheco et al. (2022)	Mendoza-Vargas (2010)	Mendoza-Vargas (2010)	Treviño-Cázares et al. (2005)	Treviño-Cázares et al. (2005)	Treviño-Cázares (2006)	Treviño-Cázares (2006)	Treviño-Cázares (2006)	Treviño-Cázares (2006)	Elizondo-Pacheco et al. (2022)

ANEXO I. Continuación...

Muestra	PAN	CIBARR	CORC	SJ60	BA25	SJ93	SJ94	SJ95	XMON1
Estructura	CueVol	CueVol	CueVol	Enc/Xen	Enc/Xen	Enc/Xen	Enc/Xen	Enc/Xen	Enc/Xen
Sector	CSB	CSB	CSB	SSC	SSC	SSC	SSC	SSC	SSC
Composición	UBa	Ba	Ba	UBa	UBa	Ba	Int	Ba	Acid
Clasif. Geol.	bsn, mlnp	pth	balc	picba	foid, neph	foid, neph	tefono	pth	riol
Elementos mayores (%m/m, ajustado)									
SiO ₂	42.87	47.81	46.43	41.09	43.51	47.54	52.04	47.19	75.81
TiO ₂	2.05	1.39	1.68	2.00	2.59	2.10	2.12	2.10	0.10
Al ₂ O ₃	14.25	19.50	14.69	11.38	17.01	19.69	18.30	17.91	12.70
Fe ₂ O ₃	1.89	2.05	2.08	2.01	2.76	2.21	2.14	2.17	0.21
FeO	9.47	5.84	10.40	13.40	6.91	5.53	5.36	6.21	0.42
MnO	0.21	0.20	0.18	0.23	0.25	0.28	0.27	0.28	0.03
MgO	10.97	3.56	9.65	10.61	4.47	2.98	2.65	4.64	0.19
CaO	11.74	7.87	10.05	16.82	10.77	7.32	6.44	8.49	1.52
Na ₂ O	4.00	6.39	3.25	1.24	8.00	7.86	5.93	6.86	1.90
K ₂ O	1.19	4.66	0.89	0.61	2.38	3.95	4.09	3.43	7.05
P ₂ O ₅	1.35	0.71	0.69	0.61	1.34	0.54	0.66	0.74	0.06
álcalis	5.19	11.05	4.14	1.85	10.38	11.80	10.02	10.29	8.95
#Mg	67.37	52.07	62.33	58.53	53.57	48.96	46.83	57.12	44.89
Elementos traza (ppm)									
Cr	314.0	67.0	288.0	251.0	23.0	19.0	18.0	110.0	-
Co	47.0	19.0	56.0	69.0	44.0	30.0	27.0	35.0	1.1
Ni	203.0	25.0	160.0	42.0	24.0	10.0	6.0	41.0	-
Cu	71.0	36.0	62.0	359.0	51.0	31.0	22.0	59.0	-
Zn	94.0	104.0	106.0	152.0	142.0	111.0	119.0	139.0	-
Ga	-	-	-	14.0	27.0	25.0	22.0	27.0	-
Rb	30.0	134.0	21.0	14.0	93.0	125.0	79.0	92.0	98.1
Sr	1356.0	1799.0	641.0	588.0	2723.0	968.0	1684.0	1803.0	539.9
Y	33.0	26.0	21.0	25.0	40.0	42.0	40.0	43.0	6.2
Zr	269.0	172.0	147.0	42.0	390.0	258.0	244.0	430.0	43.4
Nb	61.0	108.0	26.0	4.0	174.0	222.0	161.0	264.0	2.5
Pb	7.0	17.0	0.0	8.0	10.0	7.0	11.0	8.0	-
Th	11.9	18.4	3.7	5.0	19.0	14.0	10.0	20.0	3.6
Ba	815.0	2489.0	400.0	414.0	1612.0	1108.0	2448.0	1314.0	1899.0
V	225.0	158.0	228.0	-	-	-	-	-	14.0
Cs	0.9	5.3	0.6	-	-	-	-	-	1.3
Hf	5.1	3.0	3.1	-	-	-	-	-	1.2
Ta	4.2	6.9	2.3	-	-	-	-	-	0.2
U	2.3	3.9	1.0	-	-	-	-	-	0.6
Elementos tierras raras (ppm)									
La	87.0	106.0	30.8	-	87.0	150.0	-	-	9.0
Ce	151.0	161.0	60.3	-	-	284.0	-	-	17.5
Pr	17.2	16.3	7.3	-	29.0	29.0	-	-	1.8
Nd	59.7	52.0	27.5	-	95.0	94.0	-	-	6.4
Sm	10.4	8.1	5.4	-	14.3	16.2	-	-	1.4
Eu	3.2	2.3	1.8	-	5.0	4.3	-	-	0.8
Gd	8.6	6.3	5.1	-	10.9	10.7	-	-	1.4
Tb	1.2	0.8	0.8	-	-	-	-	-	0.2
Dy	6.4	4.7	4.4	-	8.4	8.7	-	-	1.0
Ho	1.2	0.9	0.9	-	1.3	1.5	-	-	0.2
Er	3.3	2.6	2.4	-	3.1	3.5	-	-	0.6
Tm	0.4	0.4	0.3	-	-	-	-	-	0.1
Yb	2.5	2.0	1.9	-	2.8	3.4	-	-	0.5
Lu	0.4	0.3	0.3	-	0.4	0.5	-	-	0.1
Referencia	Elizondo-Pacheco et al. (2022)	Elizondo-Pacheco et al. (2022)	Elizondo-Pacheco et al. (2022)	Nick (1988)	Nick (1988)	Nick (1988)	Nick (1988)	Nick (1988)	Elizondo-Pacheco et al. (2022)

ANEXO I. Continuación...

Muestra	BAX1	ER5	ER7	ER13	ER35	ER39	MMONT
Estructura	Enc/Xen	Derrame	Derrame	Derrame	Derrame	Derrame	Derrame
Sector	SSC	SSC/Dbas	SSC/Dbas	SSC/Dbas	SSC/Dbas	SSC/Dbas	CHSL/Dbas
Composición	Ba	Ba	Ba	Ba	Ba	Ba	Ba
Clasif. Geol.	pth	pth	trba, haw	tph, bsn	tph, bsn	bstcha	pth
Elementos mayores (%m/m, ajustado)							
SiO ₂	49.04	51.31	48.51	48.52	46.83	51.86	47.32
TiO ₂	1.62	2.27	2.74	2.74	2.96	2.62	1.94
Al ₂ O ₃	20.03	17.89	19.12	20.00	17.31	17.59	16.35
Fe ₂ O ₃	2.24	2.38	2.08	2.18	2.44	2.52	2.70
FeO	6.40	6.81	6.92	7.26	8.14	7.21	7.71
MnO	0.38	0.22	0.23	0.20	0.25	0.18	0.18
MgO	1.92	2.61	3.57	2.20	4.68	2.82	6.27
CaO	9.79	7.32	10.17	8.57	10.50	6.28	6.95
Na ₂ O	5.19	5.11	3.97	5.28	4.01	4.20	5.78
K ₂ O	3.04	3.44	1.94	2.02	1.95	3.84	3.76
P ₂ O ₅	0.35	0.62	0.76	1.03	0.92	0.86	1.04
álcalis	8.23	8.56	5.91	7.30	5.97	8.04	9.54
#Mg	34.81	40.55	47.90	35.09	50.64	41.04	59.20
Elementos traza (ppm)							
Cr	-	29.0	18.0	23.0	67.0	25.0	134.0
Co	14.2	37.0	35.0	38.0	45.0	36.0	31.0
Ni	-	16.0	11.0	11.0	36.0	21.0	98.0
Cu	-	64.0	26.0	19.0	54.0	25.0	35.0
Zn	-	167.0	128.0	125.0	135.0	100.0	97.0
Ga	-	26.0	33.0	31.0	28.0	29.0	21.0
Rb	75.5	74.0	59.0	75.0	53.0	76.0	53.0
Sr	2762.6	767.0	925.0	1189.0	1057.0	897.0	1121.0
Y	24.0	34.0	32.0	35.0	35.0	41.0	22.0
Zr	273.8	331.0	296.0	405.0	356.0	416.0	393.0
Nb	364.5	90.0	68.0	121.0	95.0	105.0	88.0
Pb	-	5.0	7.0	12.0	5.0	5.0	9.0
Th	14.4	6.0	8.0	15.0	8.0	10.0	11.1
Ba	1596.0	1485.0	623.0	891.0	848.0	1181.0	736.0
V	183.0	-	-	-	-	-	117.0
Cs	41.3	-	-	-	-	-	0.8
Hf	4.2	-	-	-	-	-	7.1
Ta	19.9	-	-	-	-	-	7.2
U	3.1	-	-	-	-	-	2.6
Elementos tierras raras (ppm)							
La	154.9	63.0	-	-	-	78.0	64.0
Ce	248.1	133.0	-	-	-	151.0	109.0
Pr	24.8	14.0	-	-	-	21.0	12.1
Nd	76.0	48.0	-	-	-	61.0	42.7
Sm	10.2	10.1	-	-	-	11.8	7.4
Eu	2.9	2.6	-	-	-	3.6	2.4
Gd	7.5	8.0	-	-	-	8.9	6.4
Tb	1.0	-	-	-	-	-	0.9
Dy	5.1	6.0	-	-	-	6.7	4.8
Ho	0.9	1.0	-	-	-	1.3	0.9
Er	2.3	2.3	-	-	-	3.4	2.3
Tm	0.3	-	-	-	-	-	0.3
Yb	1.9	2.0	-	-	-	2.9	1.6
Lu	0.3	0.3	-	-	-	0.4	0.2
Referencia	Elizondo-Pacheco et al. (2022)	Nick (1988)	Nick (1988)	Nick (1988)	Nick (1988)	Nick (1988)	Treviño-Cazares et al. (2005)

ANEXO II. Resultados del análisis petrográfico de las rocas magmáticas de la SSCC. Abreviaturas: SSC, Sierra de San Carlos; Bf, Bufa del Diente; Sb, Sierras Bajas; CHSL, Complejo Hipabisal San Lázaro; CSB, Complejo Subvolcánico de Burgos; Gb, gabro; Gb-Foid, gabro con feldespatoides; SNef, sienita nefelínica; SFA, sienita de feldespato alcalino; MGb, monzogabro; CSie, cuarzosienita; CSieFA, cuarzosienita de feldespato alcalino; MSNef, microsienita nefelínica; CDio, cuarzodiorita; CMz, cuarzomonzonita; MDio, monzodiorita; PGb, pórfido gabrónico; Bsn-Fb, basanita-foidita; BAlc, basalto alcalino; HmIq, hipidiomórfica inequigranular; HmIq-Fol, hipidiomórfica inequigranular foliada; OC, ortocumulítica; Prf, porfirítica; HmIq-Prf, hipidiomórfica inequigranular-porfirítica; Prf-Tq, porfirítica traquítica. Las abreviaturas de los minerales según [Whitney y Evans \(2010\)](#).

Muestra	Sector	Litología	Textura	% Plg	% Cpx	% Ol	% Bt	% Afs	% Qz	% Amp	% Opx	% Ttn	% Nph	Accesorios	Secundarios
VLU-01	SSC	Gb	HmIq	49.55	20.18	0.54	21.26	0.18	-	1.08	4.68	2.52	-	Ap	Ser, Chl
VLU-02	SSC	Gb-Foid	HmIq-Fol	29.67	36.18	1.83	16.46	-	-	0.20	7.52	7.52	0.61	Ap	Ser
VLU-03	SSC	Gb-Foid	HmIq	38.20	34.60	0.20	15.80	-	-	-	9.00	1.60	0.60	Ap	Chl, Ep
RMV-03	SSC	Gb	HmIq-Fol	39.75	30.23	10.77	8.90	-	-	-	10.35	-	-	Ap	-
RMV-05	SSC	Gb	HmIq	50.72	28.63	11.25	3.68	-	-	-	5.73	-	-	Ap	-
LYV-05	SSC	Gb	OC	71.43	15.48	9.23	2.98	-	-	-	0.89	-	-	-	-
BAV-05	SSC	Gb	OC	84.75	10.17	3.95	1.13	-	-	-	-	-	-	-	-
BAV-06	SSC	Gb	OC	13.03	55.76	20.61	8.48	-	-	-	2.12	-	-	-	Ser
EHV-02	SSC	Gb	OC	7.69	36.69	49.70	5.33	-	-	-	0.59	-	-	-	Ser
CCV-01	SSC	Gb-Foid	HmIq-Fol	52.28	9.12	-	26.06	0.16	-	5.37	6.35	-	0.65	Ap	Ser, Chl
CCV-02	SSC	Gb-Foid	HmIq-Fol	50.55	21.45	1.82	18.55	-	-	-	6.55	0.73	0.36	Ap	Ser
VCC-01	SSC	Gb-Foid	HmIq-Fol	59.17	2.98	0.17	28.93	-	-	2.48	3.31	2.64	0.33	Ap	Ser
SCGb	SSC	Gb	HmIq-Fol	53.50	21.00	9.00	11.00	1.00	-	-	4.50	-	-	Ap	Ser, Chl
GSJ-1	SSC	Gb	HmIq-Fol	54.75	23.03	2.22	10.91	1.01	-	0.81	5.66	1.62	-	Ap	Ser, Chl, Ep
SJSN-1	SSC	SNef	HmIq	3.00	4.00	-	2.00	68.00	-	-	2.00	4.00	17.00	-	Ser
VERS-01	SSC	SNef	HmIq	4.00	5.00	-	1.00	70.00	-	-	1.00	5.00	14.00	-	Ser
Ros	SSC	SNef	HmIq	3.92	2.94	-	2.94	64.71	-	-	3.92	1.96	19.61	-	Ser
SAER	SSC	SFA	HmIq	5.00	2.00	-	2.00	81.00	2.00	4.00	4.00	-	-	Ap, Zrn	Ser
CSV-1	SSC	SFA	HmIq	4.00	2.00	-	2.00	80.00	4.00	3.00	5.00	-	-	Ap, Zrn	Ser
SCSAG	SSC	SFA	HmIq	2.00	3.50	-	2.50	81.00	-	7.50	3.50	-	-	Ap, Zrn	Ser
BUFAV1	BF	SFA	HmIq	3.00	5.00	-	2.00	84.00	-	-	6.00	-	-	Ap	Ser
BUFAV2	BF	SFA	HmIq	2.00	6.00	-	2.00	86.00	-	-	4.00	-	-	Ap	Ser
PATV-04	SB	Gb	HmIq	40.00	24.60	10.20	6.00	3.00	-	2.20	12.20	1.80	-	Ap	Ser, Chl
PATV-05	SB	Gb	HmIq	41.20	23.40	10.40	5.00	3.60	-	2.80	10.80	2.80	-	Ap	Ser, Chl
Pata01	SB	MGb	HmIq	72.50	6.00	-	7.50	10.00	-	-	4.00	-	-	Ap	Ep
PATV-06	SB	CSie	Prf	14.00	2.00	-	4.00	58.00	14.00	4.00	4.00	-	-	Ap, Zrn	Ser
PATV-07	SB	CSie	Prf	16.00	1.00	-	7.00	55.00	13.00	2.00	6.00	-	-	Ap, Zrn	Ser
PATV-08a	SB	MGb	HmIq	43.60	19.60	8.80	6.40	7.80	-	2.40	11.40	-	-	Ap	Ser
PATV-08b	SB	MGb	HmIq	47.93	18.05	6.85	7.26	9.13	-	1.66	9.13	-	-	Ap	Ser
PATV-09	SB	CSie	Prf	12.00	1.00	-	6.00	62.00	12.00	2.00	5.00	-	-	Ap, Zrn	Ser
PATV-11	SB	CSie	Prf	10.89	-	-	3.96	63.37	17.82	0.99	2.97	-	-	Ap, Zrn	Ser
REPV-03	SB	CSieFA	HmIq	2.00	2.00	-	7.00	70.00	13.00	-	6.00	-	-	Zrn	Ser, Chl, Ep
CJat2a	SB	CSieFA	HmIq-Prf	3.00	-	-	3.00	76.00	10.00	-	8.00	-	-	Zrn	Ser, Chl
CJat2b	SB	CSieFA	HmIq-Prf	2.00	-	-	1.00	79.00	8.00	-	10.00	-	-	Zrn	Ser, Chl, Ep
CJat3	SB	CSieFA	HmIq-Prf	4.00	-	-	2.00	74.00	12.00	-	8.00	-	-	Zrn	Ser, Chl
SacrV	SB	MSNef	Prf-Trq	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	Ser, Chl
MSJ-1	SSC	CDio	Prf	60.00	2.00	-	3.00	14.00	9.00	6.00	6.00	-	-	Ap, Zrn	Ser
MSJ-2	SSC	CDio	Prf	61.17	1.94	0.97	2.91	11.65	13.59	3.88	3.88	-	-	Ap, Zrn	Ser
MSJ-3	SSC	CDio	HmIq-Prf	65.00	1.00	-	4.00	9.00	11.00	2.00	8.00	-	-	Ap, Zrn	Ser, Chl
MSJ-4	SSC	CDio	HmIq-Prf	54.46	0.99	-	2.97	13.86	12.87	2.97	11.88	-	-	Ap, Zrn	Ser, Ep
MSJ-5	SSC	CDio	Prf	58.00	2.00	-	1.00	13.00	10.00	2.00	14.00	-	-	Ap, Zrn	Ser
MSJ-6	SSC	CDio	Prf	48.00	1.00	-	1.00	21.00	13.00	4.00	11.00	1.00	-	Ap, Zrn	Ser, Chl
MSJ-7	SSC	CMz	Prf	51.00	-	-	-	27.00	9.00	-	13.00	0.00	-	Ap, Zrn	Ser, Ep
MSJ-8	SSC	MDio	Prf	60.00	3.00	-	-	17.00	2.00	8.00	9.00	1.00	-	Ap, Zrn	Ser, Chl
MSJ-9	SSC	MDio	Prf	63.00	2.00	-	-	19.00	3.00	6.00	7.00	-	-	Ap, Zrn	Ser, Chl
MSJ-10	SSC	CDio	Prf	57.00	-	-	-	21.00	12.00	-	10.00	-	-	Ap, Zrn	Ser, Ep
SCMD	SSC	CDio	Prf	59.00	2.50	-	0.00	14.00	8.00	11.50	5.00	-	-	Ap, Zrn	Ser, Chl
Guad	CHSL	PGb	Prf	59.00	11.00	10.00	11.00	-	-	-	9.00	-	-	Ap	Ser, Chl, Ep
Core2	CSB	PGb	Prf	62.96	20.37	14.81	-	-	-	-	1.85	-	-	-	-
ClisiP	CSB	PGb	Prf	60.75	22.43	13.08	-	-	-	-	3.74	-	-	-	-
ClisiV	CSB	Bsn-Fd	Prf	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
PSardV	SB	Bsn-Fd	Prf	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Chap1	CSB	Bsn-Fd	Prf	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Chap2	CSB	Bsn-Fd	Prf	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
SARN1	CSB	Bsn-Fd	Prf	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Coro	CSB	Bsn-Fd	Prf	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
APOS2	CSB	Bsn-Fd	Prf	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
CPaz2	CSB	Bsn-Fd	Prf	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
CBurg3	CSB	Bsn-Fd	Prf	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
CBurg4	CSB	Bsn-Fd	Prf	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
ERBV1	SSC	BAlc	Prf-Trq	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
ERBV2	SSC	BAlc	Prf-Trq	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
ERBV3	SSC	BAlc	Prf-Trq	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
MarmB1	SB	BAlc	Prf	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
MarmB2	SB	BAlc	Prf	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
MarmB3	SB	BAlc	Prf	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-

ANEXO III. Relaciones isotópicas corregidas y rangos de error de los circones de la muestra MSJ-09.

	Relaciones corregidas										Edades (Ma)						
	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$	$\pm 2\text{se}$ abs	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$	$\pm 2\text{se}$ abs	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$	$\pm 2\text{se}$ abs	$\frac{^{208}\text{Pb}}{^{232}\text{Th}}$	$\pm 2\text{se}$ abs	Rho	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$	$\pm 2\text{se}$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$	$\pm 2\text{se}$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$	$\pm 2\text{se}$	Best age (Ma)	$\pm 2\text{se}$
MSJ-9_Zm-01	0.0563	0.01336	0.0413	0.00805	0.0060	0.00045	0.00032	-0.33	38.8	2.9	40.7	7.8	591.5	363.6	38.8	2.9	4.8
MSJ-9_Zm-02	0.0508	0.00394	0.2532	0.01735	0.0367	0.00130	0.00095	-0.20	232.6	8.1	228.9	14.0	207.0	174.3	232.6	8.1	-1.6
MSJ-9_Zm-04	0.0468	0.01462	0.0377	0.01170	0.0059	0.00045	0.00039	-0.13	38.2	2.9	37.0	11.4	156.8	668.6	38.2	2.9	-3.0
MSJ-9_Zm-05	0.0511	0.00305	0.2298	0.01480	0.0327	0.00101	0.00097	0.00040	207.6	6.3	209.4	12.2	185.7	139.6	207.6	6.3	0.8
MSJ-9_Zm-06	0.0446	0.00715	0.0407	0.00757	0.0063	0.00039	0.00017	0.22	40.6	2.5	40.3	7.3	-119.2	417.5	40.6	2.5	-0.7
MSJ-9_Zm-07	0.0486	0.00301	0.2050	0.01360	0.0306	0.00091	0.00065	0.27	194.4	5.7	188.7	11.5	85.1	143.4	194.4	5.7	-3.0
MSJ-9_Zm-08	0.0518	0.00274	0.2293	0.01237	0.0322	0.00100	0.00041	0.10	204.4	6.3	209.2	10.3	226.3	130.1	204.4	6.3	2.3
MSJ-9_Zm-09	0.0502	0.00258	0.2158	0.01154	0.0312	0.00090	0.00031	0.05	198.0	5.6	198.0	9.6	159.5	127.5	198.0	5.6	0.0
MSJ-9_Zm-10	0.0452	0.00632	0.0371	0.00509	0.0060	0.00026	0.00010	0.09	38.6	1.7	36.8	5.0	-160.0	316.6	38.6	1.7	-4.9
MSJ-9_Zm-11	0.0498	0.00248	0.2187	0.01127	0.0326	0.00093	0.00042	0.02	206.9	5.8	200.5	9.4	166.6	112.2	206.9	5.8	-3.2
MSJ-9_Zm-12	0.0503	0.00196	0.2148	0.00935	0.0318	0.00087	0.00039	0.23	202.0	5.4	197.4	7.8	189.7	92.7	202.0	5.4	-2.3
MSJ-9_Zm-15	0.0521	0.00312	0.2224	0.01342	0.0323	0.00108	0.00050	0.12	205.2	6.7	203.6	11.1	257.6	139.2	205.2	6.7	-0.8
MSJ-9_Zm-16	0.0498	0.00400	0.2111	0.01784	0.0321	0.00100	0.00057	0.20	203.6	6.3	194.0	14.8	139.7	184.8	203.6	6.3	-4.9
MSJ-9_Zm-17	0.0511	0.00294	0.2190	0.01271	0.0322	0.00097	0.00042	-0.05	204.5	6.1	200.6	10.5	212.3	145.3	204.5	6.1	-2.0
MSJ-9_Zm-18	0.0689	0.02057	0.0532	0.01481	0.0061	0.00058	0.00045	0.00	39.4	3.7	51.8	14.0	507.2	662.4	39.4	3.7	24.0
MSJ-9_Zm-19	0.0514	0.00272	0.2728	0.01418	0.0394	0.00104	0.00059	-0.18	249.0	6.4	244.4	11.3	213.3	124.1	249.0	6.4	-1.9
MSJ-9_Zm-20	0.0483	0.00284	0.2134	0.01287	0.0322	0.00091	0.00041	0.05	204.4	5.7	196.1	10.8	68.6	142.4	204.4	5.7	-4.3
MSJ-9_Zm-21	0.0505	0.00217	0.2248	0.01056	0.0314	0.00088	0.00036	0.16	199.2	5.5	205.6	8.7	191.1	103.0	199.2	5.5	3.1
MSJ-9_Zm-22	0.0485	0.01552	0.0405	0.01322	0.0058	0.00042	0.00041	0.22	37.3	2.7	39.3	12.7	-257.9	724.3	37.3	2.7	5.1
MSJ-9_Zm-23	0.0507	0.01145	0.0378	0.00808	0.0059	0.00040	0.00023	0.14	37.6	2.5	37.3	7.9	3.1	622.6	37.6	2.5	-0.9
MSJ-9_Zm-24	0.0504	0.00363	0.2387	0.01716	0.0341	0.00119	0.00062	0.08	216.2	7.4	217.0	14.0	178.3	168.6	216.2	7.4	0.4
MSJ-9_Zm-25	0.0495	0.00260	0.2202	0.01201	0.0323	0.00094	0.00051	0.07	204.8	5.9	201.6	10.0	125.5	125.7	204.8	5.9	-1.6
MSJ-9_Zm-26	0.0643	0.00748	0.2568	0.01087	0.0296	0.00274	0.00078	-0.65	187.9	17.1	232.1	8.8	738.8	238.8	187.9	17.1	19.0
MSJ-9_Zm-27	0.0526	0.00431	0.2275	0.01733	0.0322	0.00123	0.00099	-0.12	204.1	7.7	207.8	14.3	268.1	194.8	204.1	7.7	1.8
MSJ-9_Zm-28	0.0523	0.00298	0.2202	0.01220	0.0314	0.00090	0.00042	-0.18	199.1	5.6	201.7	10.1	247.6	129.5	199.1	5.6	1.3
MSJ-9_Zm-29	0.0512	0.00517	0.2040	0.02113	0.0297	0.00104	0.00067	0.13	188.9	6.5	187.7	17.7	150.6	250.9	188.9	6.5	-0.7
MSJ-9_Zm-30	0.0636	0.00948	0.0551	0.00793	0.0065	0.00037	0.00014	-0.04	41.8	2.3	54.3	7.6	533.8	349.7	41.8	2.3	23.1

ANEXO IV. Relaciones isotópicas corregidas y rangos de error de los circones de la muestra MSJ-08.

	Relaciones corregidas										Edades (Ma)									
	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$	$\pm 2\text{se}$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$	$\pm 2\text{se}$	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$	$\pm 2\text{se}$	$\frac{^{208}\text{Pb}}{^{232}\text{Th}}$	$\pm 2\text{se}$	Rho	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$	$\pm 2\text{se}$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$	$\pm 2\text{se}$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$	$\pm 2\text{se}$	Best age (Ma)	$\pm 2\text{se}$	Disc %		
MSJ-8_Zrn-01	0.0503	0.00274	0.2276	0.01227	0.0314	0.00094	0.0104	0.00040	-0.10	199.2	5.9	207.9	10.1	174.4	127.5	199.2	5.9	4.2		
MSJ-8_Zrn-02	0.0480	0.01000	0.0358	0.00698	0.0056	0.00035	0.0021	0.00022	-0.30	35.9	2.3	35.4	6.8	-161.9	539.3	35.9	2.3	-1.3		
MSJ-8_Zrn-03	0.0575	0.01182	0.0439	0.00887	0.0055	0.00033	0.0018	0.00026	-0.07	35.6	2.1	43.3	8.7	493.7	467.6	35.6	2.1	17.7		
MSJ-8_Zrn-04	0.0450	0.00888	0.0348	0.00664	0.0055	0.00029	0.0019	0.00017	0.01	35.7	1.9	34.4	6.5	-387.8	541.4	35.7	1.9	-3.5		
MSJ-8_Zrn-05	0.0485	0.00566	0.1363	0.01796	0.0198	0.00111	0.0061	0.00033	0.35	126.2	7.0	129.1	15.9	-6.3	289.7	126.2	7.0	2.2		
MSJ-8_Zrn-06	0.0499	0.00324	0.2282	0.01440	0.0327	0.00109	0.0100	0.00048	-0.01	207.5	6.8	208.2	12.0	131.7	160.9	207.5	6.8	0.4		
MSJ-8_Zrn-07	0.0669	0.02246	0.0486	0.01499	0.0058	0.00063	0.0019	0.00039	0.26	37.2	4.0	47.3	14.4	958.1	543.4	37.2	4.0	21.3		
MSJ-8_Zrn-09	0.0588	0.02370	0.0439	0.01714	0.0055	0.00059	0.0022	0.00039	0.04	35.5	3.8	43.4	16.5	48.6	876.5	35.5	3.8	18.1		
MSJ-8_Zrn-10	0.0506	0.00254	0.2220	0.01148	0.0321	0.00092	0.0102	0.00034	-0.04	203.6	5.8	203.3	9.6	192.3	125.3	203.6	5.8	-0.1		
MSJ-8_Zrn-11	0.0515	0.00289	0.2218	0.01244	0.0312	0.00094	0.0099	0.00035	0.00	198.1	5.8	203.0	10.3	207.8	133.8	198.1	5.8	2.4		
MSJ-8_Zrn-12	0.0584	0.01646	0.0392	0.01039	0.0057	0.00048	0.0018	0.00040	-0.29	36.8	3.1	38.4	10.1	306.6	593.6	36.8	3.1	4.2		
MSJ-8_Zrn-13	0.0490	0.01102	0.0406	0.00936	0.0057	0.00039	0.0019	0.00027	0.16	36.4	2.5	39.9	9.1	-114.8	614.6	36.4	2.5	8.7		
MSJ-8_Zrn-14	0.0494	0.00399	0.2889	0.02430	0.0421	0.00148	0.0134	0.00066	0.18	265.9	9.2	255.7	18.9	75.1	189.4	265.9	9.2	-4.0		
MSJ-8_Zrn-15	0.0514	0.00284	0.2267	0.01345	0.0318	0.00102	0.0106	0.00045	0.27	201.5	6.4	207.0	11.1	202.9	135.7	201.5	6.4	2.6		
MSJ-8_Zrn-16	0.0481	0.00756	0.0405	0.00711	0.0059	0.00032	0.0019	0.00018	0.40	38.2	2.1	40.2	6.9	38.3	341.8	38.2	2.1	4.9		
MSJ-8_Zrn-17	0.0481	0.00431	0.2186	0.01943	0.0327	0.00109	0.0103	0.00071	0.00	207.2	6.8	199.9	16.3	-8.4	256.3	207.2	6.8	-3.6		
MSJ-8_Zrn-18	0.0503	0.00252	0.2171	0.01071	0.0312	0.00091	0.0103	0.00040	-0.07	198.2	5.7	199.2	8.9	170.4	118.0	198.2	5.7	0.5		
MSJ-8_Zrn-19	0.0481	0.00936	0.0403	0.00760	0.0061	0.00043	0.0020	0.00023	0.08	39.4	2.7	39.9	7.4	-280.2	562.1	39.4	2.7	1.3		
MSJ-8_Zrn-20	0.0472	0.00717	0.0381	0.00577	0.0058	0.00033	0.0020	0.00016	0.03	37.3	2.1	37.8	5.6	-33.3	367.6	37.3	2.1	1.4		
MSJ-8_Zrn-21	0.0669	0.01610	0.0494	0.01145	0.0060	0.00054	0.0021	0.00037	0.28	38.3	3.5	48.6	10.9	459.7	500.6	38.3	3.5	21.2		
MSJ-8_Zrn-23	0.0505	0.00965	0.0399	0.00705	0.0059	0.00024	0.0018	0.00010	-0.15	37.7	1.6	39.5	6.9	119.4	372.0	37.7	1.6	4.6		
MSJ-8_Zrn-24	0.0566	0.01086	0.0464	0.00897	0.0058	0.00036	0.0019	0.00022	0.11	37.5	2.3	45.6	8.6	-22.1	504.3	37.5	2.3	17.8		
MSJ-8_Zrn-25	0.0532	0.01174	0.0432	0.00906	0.0058	0.00040	0.0020	0.00025	0.33	37.5	2.5	42.5	8.8	228.2	462.7	37.5	2.5	11.7		
MSJ-8_Zrn-26	0.0489	0.00830	0.0397	0.00657	0.0058	0.00030	0.0022	0.00022	-0.10	37.0	1.9	39.2	6.4	169.3	359.7	37.0	1.9	5.7		
MSJ-8_Zrn-27	0.0601	0.01278	0.0447	0.00978	0.0057	0.00042	0.0021	0.00035	0.13	36.7	2.7	44.0	9.4	114.9	571.0	36.7	2.7	16.4		
MSJ-8_Zrn-28	0.0479	0.00727	0.0362	0.00528	0.0055	0.00027	0.0019	0.00015	-0.07	35.3	1.7	36.0	5.2	-158.3	408.2	35.3	1.7	1.8		
MSJ-8_Zrn-29	0.0522	0.00957	0.0397	0.00593	0.0058	0.00032	0.0020	0.00011	-0.16	37.4	2.0	40.8	6.4	-112.6	416.8	37.4	2.0	8.3		
MSJ-8_Zrn-30	0.0614	0.01791	0.0465	0.01244	0.0058	0.00047	0.0023	0.00040	0.00	37.5	3.0	45.4	11.9	109.4	630.4	37.5	3.0	17.4		

ANEXO V. Relaciones isotópicas corregidas y rangos de error de los circones de la muestra REPV-03.

	Relaciones corregidas										Edades (Ma)							
	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$	$\pm 2\text{se abs}$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$	$\pm 2\text{se abs}$	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$	$\pm 2\text{se abs}$	$\frac{^{208}\text{Pb}}{^{232}\text{Th}}$	$\pm 2\text{se abs}$	Rho	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$	$\pm 2\text{se}$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$	$\pm 2\text{se}$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$	$\pm 2\text{se}$	Best age (Ma)	$\pm 2\text{se}$	Disc %
REPV-03_Zm-01	0.0481	0.000562	0.0307	0.00344	0.0048	0.00018	0.0015	0.00011	-0.08	30.6	1.2	30.6	3.4	-212.6	321.6	30.6	1.2	0.2
REPV-03_Zm-02	0.0536	0.01155	0.0352	0.00788	0.0050	0.00044	0.0016	0.00030	0.16	32.4	2.8	34.8	7.7	60.8	557.3	32.4	2.8	7.0
REPV-03_Zm-03	0.0549	0.01250	0.0356	0.00723	0.0049	0.00033	0.0017	0.00017	-0.34	31.5	2.1	35.3	7.0	212.9	551.1	31.5	2.1	10.9
REPV-03_Zm-04	0.0537	0.00876	0.0352	0.00568	0.0047	0.00027	0.0016	0.00018	-0.09	30.3	1.7	35.0	5.6	429.6	332.2	30.3	1.7	13.2
REPV-03_Zm-05	0.0568	0.01084	0.0338	0.00511	0.0047	0.00025	0.0016	0.00018	-0.09	30.0	1.6	33.6	5.0	141.9	504.1	30.0	1.6	10.9
REPV-03_Zm-06	0.0535	0.00896	0.0342	0.00554	0.0047	0.00024	0.0017	0.00013	-0.05	30.3	1.5	34.0	5.4	-66.8	392.2	30.3	1.5	10.9
REPV-03_Zm-07	0.0608	0.01496	0.0382	0.00891	0.0046	0.00032	0.0020	0.00037	-0.11	29.9	2.1	37.8	8.7	628.1	456.9	29.9	2.1	21.0
REPV-03_Zm-08	0.0524	0.01029	0.0308	0.00575	0.0045	0.00028	0.0016	0.00016	-0.01	29.2	1.8	30.6	5.6	243.3	414.2	29.2	1.8	4.6
REPV-03_Zm-09	0.0447	0.01072	0.0290	0.00682	0.0046	0.00030	0.0017	0.00020	0.02	29.4	1.9	28.7	6.7	-333.5	629.9	29.4	1.9	-2.4
REPV-03_Zm-10	0.0635	0.01872	0.0386	0.01228	0.0044	0.00035	0.0019	0.00049	0.15	28.0	2.2	38.2	11.8	156.5	890.1	28.0	2.2	26.8
REPV-03_Zm-11	0.0474	0.00713	0.0297	0.00409	0.0047	0.00024	0.0017	0.00019	0.10	30.4	1.6	29.6	4.0	-251.8	440.3	30.4	1.6	-2.5
REPV-03_Zm-12	0.0457	0.00939	0.0304	0.00630	0.0048	0.00029	0.0016	0.00019	0.01	30.6	1.8	30.1	6.2	229.8	443.2	30.6	1.8	-1.6
REPV-03_Zm-13	0.0521	0.00244	0.2837	0.01360	0.0395	0.00110	0.0130	0.00046	-0.08	249.6	6.8	253.2	10.8	273.5	104.4	249.6	6.8	1.4
REPV-03_Zm-14	0.0509	0.00554	0.0335	0.00381	0.0048	0.00020	0.0015	0.00010	0.11	30.8	1.3	33.4	3.7	84.6	264.7	30.8	1.3	7.7
REPV-03_Zm-15	0.0580	0.00548	0.0382	0.00289	0.0047	0.00020	0.0017	0.00011	-0.14	30.4	1.3	38.0	2.8	482.2	212.8	30.4	1.3	20.0
REPV-03_Zm-17	0.0545	0.01086	0.3152	0.06329	0.0421	0.00130	0.0136	0.00091	0.02	265.6	8.1	275.4	47.5	252.6	419.6	265.6	8.1	3.6
REPV-03_Zm-18	0.0469	0.00877	0.0312	0.00560	0.0048	0.00030	0.0015	0.00016	-0.10	30.7	1.9	31.0	5.5	-304.3	502.3	30.7	1.9	1.0
REPV-03_Zm-19	0.0521	0.01070	0.0319	0.00644	0.0046	0.00027	0.0019	0.00031	0.03	29.3	1.7	31.7	6.3	-363.1	714.0	29.3	1.7	7.8
REPV-03_Zm-20	0.0600	0.02777	0.0370	0.01607	0.0047	0.00053	0.0023	0.00084	-0.07	30.4	3.4	36.4	15.7	353.2	1171.5	30.4	3.4	16.4
REPV-03_Zm-21	0.0513	0.00755	0.0328	0.00514	0.0047	0.00023	0.0016	0.00018	0.22	30.4	1.5	32.7	5.1	-15.5	503.2	30.4	1.5	7.1
REPV-03_Zm-22	0.0660	0.01085	0.0428	0.00668	0.0049	0.00036	0.0017	0.00052	-0.10	31.5	2.3	42.4	6.5	710.8	363.2	31.5	2.3	25.8
REPV-03_Zm-23	0.0469	0.00784	0.0307	0.00504	0.0049	0.00027	0.0015	0.00015	0.05	31.8	1.7	30.6	5.0	-204.9	511.1	31.8	1.7	-4.0
REPV-03_Zm-24	0.0462	0.01089	0.0311	0.00828	0.0049	0.00041	0.0014	0.00016	0.53	31.2	2.6	30.9	8.1	-399.5	609.4	31.2	2.6	-0.9
REPV-03_Zm-25	0.0456	0.00464	0.0293	0.00304	0.0047	0.00019	0.0014	0.00008	-0.12	29.9	1.2	29.3	3.0	-138.6	262.3	29.9	1.2	-2.2
REPV-03_Zm-26	0.0516	0.01009	0.0332	0.00661	0.0047	0.00035	0.0018	0.00021	0.00	30.3	2.2	33.0	6.4	-468.4	633.2	30.3	2.2	8.2
REPV-03_Zm-27	0.0546	0.00686	0.0336	0.00383	0.0046	0.00021	0.0015	0.00013	-0.32	29.9	1.3	33.5	3.8	151.8	328.1	29.9	1.3	10.7
REPV-03_Zm-28	0.0571	0.00932	0.0358	0.00552	0.0047	0.00023	0.0017	0.00015	0.07	29.9	1.5	35.5	5.4	129.7	378.2	29.9	1.5	15.7
REPV-03_Zm-29	0.0490	0.00281	0.0312	0.00164	0.0047	0.00014	0.0015	0.00009	-0.03	30.3	0.9	31.2	1.6	97.1	136.7	30.3	0.9	2.8
REPV-03_Zm-30	0.0670	0.01228	0.0445	0.00762	0.0049	0.00030	0.0020	0.00040	0.03	31.5	1.9	44.0	7.4	526.6	481.4	31.5	1.9	28.4

ANEXO VI. Relaciones isotópicas corregidas y rangos de error de los circones de la muestra CJat3.

	Relaciones corregidas						Edades (Ma)										
	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$	$\pm 2\text{se abs}$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$	$\pm 2\text{se abs}$	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$	$\pm 2\text{se abs}$	$\frac{^{208}\text{Pb}}{^{232}\text{Th}}$	$\pm 2\text{se abs}$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$	$\pm 2\text{se}$	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$	$\pm 2\text{se}$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$	$\pm 2\text{se}$	Best age (Ma)	$\pm 2\text{se}$	Disc %
CJat3_Zm-01	0.0440	0.00745	0.0318	0.00585	0.0051	0.00029	0.0022	0.00034	31.6	5.7	32.9	1.9	169.4	364.7	32.9	1.9	-4.1
CJat3_Zm-02	0.0569	0.00801	0.0363	0.00494	0.0049	0.00027	0.0019	0.00025	36.1	4.8	31.5	1.7	299.7	304.1	31.5	1.7	12.8
CJat3_Zm-03	0.0612	0.01813	0.0352	0.00916	0.0046	0.00030	0.0024	0.00041	34.7	8.9	29.7	2.0	431.5	565.7	29.7	2.0	14.4
CJat3_Zm-04	0.0498	0.00946	0.0314	0.00573	0.0047	0.00026	0.0020	0.00034	31.2	5.6	30.5	1.7	43.6	404.3	30.5	1.7	2.0
CJat3_Zm-05	0.0540	0.00891	0.0365	0.00646	0.0050	0.00032	0.0020	0.00033	36.2	6.3	32.2	2.1	306.2	340.5	32.2	2.1	10.9
CJat3_Zm-06	0.0524	0.01276	0.0355	0.00863	0.0048	0.00033	0.0021	0.00036	35.0	8.4	31.0	2.1	470.4	467.4	31.0	2.1	11.2
CJat3_Zm-10	0.0542	0.01129	0.0344	0.00733	0.0048	0.00032	0.0012	0.00030	34.0	7.2	30.8	2.1	229.4	400.2	30.8	2.1	9.4
CJat3_Zm-11	0.0653	0.01717	0.0427	0.01002	0.0048	0.00036	0.0020	0.00059	42.2	9.7	30.9	2.3	515.6	534.1	30.9	2.3	26.8
CJat3_Zm-12	0.0452	0.00963	0.0304	0.00649	0.0046	0.00030	0.0016	0.00029	30.2	6.4	29.5	1.9	-117.2	528.4	29.5	1.9	2.2
CJat3_Zm-13	0.0454	0.01102	0.0322	0.00876	0.0049	0.00042	0.0018	0.00043	31.7	8.5	31.6	2.7	148.9	532.4	31.6	2.7	0.6
CJat3_Zm-15	0.0511	0.01075	0.0354	0.00677	0.0051	0.00035	0.0017	0.00027	35.0	6.7	32.9	2.2	503.1	322.7	32.9	2.2	5.8
CJat3_Zm-16	0.0490	0.01032	0.0368	0.00806	0.0049	0.00036	0.0018	0.00052	36.3	7.8	31.3	2.3	101.7	527.4	31.3	2.3	13.8
CJat3_Zm-17	0.0483	0.01078	0.0329	0.00715	0.0046	0.00029	0.0017	0.00030	32.6	7.0	29.8	1.9	339.6	455.1	29.8	1.9	8.7
CJat3_Zm-18	0.0568	0.01146	0.0362	0.00725	0.0049	0.00029	0.0019	0.00042	35.8	7.1	31.5	1.9	281.5	400.3	31.5	1.9	12.0
CJat3_Zm-23	0.0559	0.00703	0.0365	0.00476	0.0050	0.00024	0.0014	0.00017	36.3	4.6	32.0	1.5	213.1	346.0	32.0	1.5	11.8
CJat3_Zm-25	0.0609	0.01165	0.0378	0.00668	0.0049	0.00030	0.0020	0.00036	37.4	6.5	31.5	1.9	708.3	340.5	31.5	1.9	16.0
CJat3_Zm-26	0.0584	0.01340	0.0371	0.00845	0.0048	0.00033	0.0015	0.00038	36.8	8.2	31.1	2.1	320.5	520.3	31.1	2.1	15.2
CJat3_Zm-27	0.0571	0.02251	0.0366	0.01475	0.0052	0.00062	0.0021	0.00076	35.7	14.2	33.4	4.0	38.1	786.0	33.4	4.0	6.5
CJat3_Zm-28	0.0583	0.01290	0.0390	0.00819	0.0051	0.00037	0.0023	0.00032	41.1	9.4	33.1	2.4	686.2	418.8	33.1	2.4	19.6
CJat3_Zm-30	0.0480	0.00878	0.0334	0.00597	0.0052	0.00028	0.0018	0.00038	33.1	5.9	33.3	1.8	-235.3	542.5	33.3	1.8	-0.7

ANEXO VII. Relaciones isotópicas corregidas y rangos de error de los circones de la muestra CSV-01.

	Relaciones corregidas										Edades (Ma)									
	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$	$\pm 2\text{se abs}$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$	$\pm 2\text{se abs}$	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$	$\pm 2\text{se abs}$	$\frac{^{208}\text{Pb}}{^{232}\text{Th}}$	$\pm 2\text{se abs}$	Rho		$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$	$\pm 2\text{se}$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$	$\pm 2\text{se}$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$	$\pm 2\text{se}$	Best age (Ma)	$\pm 2\text{se}$	Disc %	
CSV-1_Zrn-01	0.0710	0.02459	0.0403	0.01243	0.0046	0.00046	0.0014	0.00021	-0.60	29.8	3.0	39.1	12.1	712.7	528.6	29.8	3.0	23.8		
CSV-1_Zrn-02	0.0468	0.01009	0.0319	0.00654	0.0048	0.00028	0.0016	0.00019	0.17	30.8	1.8	31.7	6.4	-187.7	524.4	30.8	1.8	2.9		
CSV-1_Zrn-03	0.0557	0.01314	0.0375	0.00876	0.0047	0.00043	0.0014	0.00015	0.41	30.0	2.8	37.2	8.5	357.7	471.5	30.0	2.8	19.5		
CSV-1_Zrn-06	0.0541	0.01305	0.0343	0.00807	0.0045	0.00026	0.0015	0.00013	0.06	28.9	1.7	33.8	7.9	49.0	659.9	28.9	1.7	14.6		
CSV-1_Zrn-07	0.0566	0.01109	0.0366	0.00677	0.0048	0.00042	0.0017	0.00027	-0.28	30.8	2.7	36.3	6.6	577.2	422.0	30.8	2.7	15.1		
CSV-1_Zrn-08	0.0462	0.00668	0.0325	0.00447	0.0050	0.00025	0.0016	0.00012	-0.35	32.2	1.6	32.4	4.4	-92.1	334.4	32.2	1.6	0.4		
CSV-1_Zrn-09	0.0461	0.00682	0.0309	0.00435	0.0048	0.00023	0.0016	0.00021	-0.06	30.8	1.5	30.9	4.3	-255.1	456.4	30.8	1.5	0.4		
CSV-1_Zrn-10	0.0543	0.01491	0.0349	0.00911	0.0046	0.00048	0.0016	0.00029	0.16	29.7	3.1	34.6	8.9	112.0	708.4	29.7	3.1	14.1		
CSV-1_Zrn-11	0.0608	0.01585	0.0379	0.00907	0.0048	0.00027	0.0016	0.00019	0.05	30.8	1.8	39.6	9.8	607.1	513.7	30.8	1.8	22.2		
CSV-1_Zrn-12	0.0575	0.01310	0.0373	0.00804	0.0051	0.00033	0.0017	0.00024	0.00	32.8	2.1	36.8	7.8	363.5	479.5	32.8	2.1	11.1		
CSV-1_Zrn-14	0.0507	0.01037	0.0338	0.00705	0.0051	0.00037	0.0016	0.00017	0.16	32.9	2.4	33.5	6.9	-123.7	628.7	32.9	2.4	1.5		
CSV-1_Zrn-15	0.0503	0.00972	0.0342	0.00695	0.0051	0.00031	0.0015	0.00016	0.30	32.8	2.0	33.8	6.8	330.9	364.2	32.8	2.0	3.2		
CSV-1_Zrn-17	0.0719	0.02247	0.0443	0.01385	0.0049	0.00047	0.0015	0.00029	-0.20	31.5	3.0	43.5	13.4	364.9	878.9	31.5	3.0	27.6		
CSV-1_Zrn-18	0.0605	0.01533	0.0375	0.00779	0.0049	0.00041	0.0016	0.00020	0.16	31.4	2.6	37.0	7.6	450.0	434.1	31.4	2.6	15.2		
CSV-1_Zrn-20	0.0518	0.01334	0.0345	0.00873	0.0051	0.00034	0.0017	0.00025	0.10	32.5	2.2	34.1	8.5	318.0	481.8	32.5	2.2	4.7		
CSV-1_Zrn-21	0.0532	0.00950	0.0368	0.00745	0.0048	0.00030	0.0016	0.00022	0.22	31.2	1.9	36.3	7.2	121.2	499.2	31.2	1.9	14.2		
CSV-1_Zrn-22	0.0596	0.01165	0.0411	0.00787	0.0049	0.00033	0.0016	0.00014	-0.06	31.7	2.1	40.6	7.7	530.6	435.2	31.7	2.1	21.9		
CSV-1_Zrn-23	0.0598	0.01220	0.0361	0.00701	0.0046	0.00032	0.0016	0.00019	0.08	29.8	2.1	35.7	6.9	42.1	589.9	29.8	2.1	16.6		
CSV-1_Zrn-24	0.0581	0.01503	0.0371	0.00901	0.0048	0.00041	0.0016	0.00019	0.10	31.1	2.6	36.8	8.8	555.3	523.2	31.1	2.6	15.6		
CSV-1_Zrn-25	0.0567	0.01112	0.0380	0.00722	0.0050	0.00032	0.0016	0.00018	0.06	32.2	2.1	37.6	7.1	374.9	395.5	32.2	2.1	14.3		
CSV-1_Zrn-26	0.0597	0.01541	0.0351	0.00821	0.0049	0.00035	0.0015	0.00020	0.05	31.4	2.3	34.6	8.0	196.0	565.4	31.4	2.3	9.2		
CSV-1_Zrn-27	0.0674	0.02250	0.0433	0.01386	0.0050	0.00048	0.0015	0.00034	-0.05	32.2	3.1	42.5	13.4	-192.0	889.3	32.2	3.1	24.3		
CSV-1_Zrn-28	0.0608	0.01418	0.0401	0.00851	0.0053	0.00042	0.0016	0.00027	-0.05	34.0	2.7	39.5	8.3	229.9	496.3	34.0	2.7	14.0		
CSV-1_Zrn-29	0.0651	0.01981	0.0421	0.01166	0.0051	0.00052	0.0016	0.00027	-0.26	32.6	3.3	41.3	11.3	560.0	725.2	32.6	3.3	21.0		
CSV-1_Zrn-30	0.0627	0.01440	0.0369	0.00768	0.0046	0.00036	0.0017	0.00026	-0.02	29.4	2.3	36.5	7.5	424.4	588.0	29.4	2.3	19.6		

ANEXO VIII. Relaciones isotópicas corregidas y rangos de error de los circones de la muestra PATV-II.

	Relaciones corregidas						Edades (Ma)											
	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$	$\pm 2\text{se abs}$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$	$\pm 2\text{se abs}$	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$	$\pm 2\text{se abs}$	$\frac{^{208}\text{Pb}}{^{232}\text{Th}}$	$\pm 2\text{se abs}$	Rho	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$	$\pm 2\text{se}$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$	$\pm 2\text{se}$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$	$\pm 2\text{se}$	Best age (Ma)	$\pm 2\text{se}$	Disc %
PATV-11_Zm-01	0.0504	0.00622	0.0316	0.00354	0.0045	0.00018	0.0016	0.00008	-0.24	28.7	1.1	31.6	3.5	110.5	270.2	28.7	1.1	9.3
PATV-11_Zm-02	0.0472	0.00454	0.0309	0.00296	0.0045	0.00017	0.0015	0.00009	0.15	29.2	1.1	30.8	2.9	-25.9	219.8	29.2	1.1	5.2
PATV-11_Zm-03	0.0465	0.00332	0.0299	0.00241	0.0044	0.00016	0.0015	0.00009	0.45	28.2	1.0	29.9	2.4	-60.2	194.1	28.2	1.0	5.5
PATV-11_Zm-04	0.0483	0.00526	0.0314	0.00354	0.0045	0.00016	0.0016	0.00011	0.20	28.8	1.1	31.3	3.5	-17.9	263.1	28.8	1.1	8.1
PATV-11_Zm-05	0.0457	0.00527	0.0296	0.00309	0.0045	0.00019	0.0016	0.00012	-0.06	29.1	1.3	29.5	3.0	-237.5	282.6	29.1	1.3	1.4
PATV-11_Zm-06	0.0470	0.00398	0.0311	0.00280	0.0046	0.00015	0.0015	0.00008	0.27	29.3	1.0	31.0	2.8	-68.0	219.8	29.3	1.0	5.6
PATV-11_Zm-08	0.0471	0.00441	0.0300	0.00277	0.0044	0.00017	0.0015	0.00011	0.07	28.6	1.1	29.9	2.7	-25.9	242.2	28.6	1.1	4.6
PATV-11_Zm-09	0.0455	0.00561	0.0303	0.00418	0.0046	0.00026	0.0014	0.00014	0.42	29.9	1.7	30.2	4.1	-98.5	284.9	29.9	1.7	1.0
PATV-11_Zm-10	0.0479	0.00618	0.0311	0.00379	0.0047	0.00018	0.0015	0.00009	-0.18	30.2	1.2	31.1	3.7	-237.3	347.4	30.2	1.2	2.8
PATV-11_Zm-11	0.0556	0.01018	0.0332	0.00487	0.0045	0.00032	0.0016	0.00023	-0.30	29.2	2.0	33.1	4.8	343.6	386.5	29.2	2.0	11.8
PATV-11_Zm-12	0.0524	0.01040	0.0314	0.00547	0.0049	0.00023	0.0016	0.00024	0.11	31.4	1.5	31.3	5.4	-157.1	614.0	31.4	1.5	-0.5
PATV-11_Zm-13	0.0703	0.02084	0.0464	0.01467	0.0050	0.00025	0.0019	0.00035	0.33	32.2	1.6	45.7	14.0	602.0	527.3	32.2	1.6	29.6
PATV-11_Zm-14	0.0497	0.00383	0.0314	0.00236	0.0049	0.00016	0.0015	0.00007	-0.03	31.4	1.0	31.4	2.3	58.2	197.7	31.4	1.0	-0.1
PATV-11_Zm-15	0.0702	0.01637	0.0465	0.01013	0.0051	0.00037	0.0015	0.00011	0.08	33.0	2.4	46.0	9.8	725.6	535.4	33.0	2.4	28.3
PATV-11_Zm-16	0.0509	0.00584	0.0321	0.00310	0.0049	0.00024	0.0015	0.00012	-0.11	31.7	1.6	32.0	3.1	128.9	269.8	31.7	1.6	1.0
PATV-11_Zm-17	0.0503	0.00779	0.0313	0.00427	0.0049	0.00024	0.0015	0.00012	-0.21	31.5	1.5	31.3	4.2	-27.7	391.7	31.5	1.5	-0.9
PATV-11_Zm-18	0.0568	0.00784	0.0365	0.00492	0.0050	0.00021	0.0016	0.00010	-0.11	32.0	1.3	36.4	4.8	231.8	414.3	32.0	1.3	12.0
PATV-11_Zm-19	0.0496	0.00626	0.0308	0.00368	0.0048	0.00022	0.0015	0.00012	-0.03	30.9	1.4	30.7	3.6	-30.2	319.1	30.9	1.4	-0.5
PATV-11_Zm-20	0.0520	0.00552	0.0343	0.00403	0.0050	0.00023	0.0016	0.00018	0.34	31.9	1.5	34.2	4.0	262.8	222.5	31.9	1.5	6.7
PATV-11_Zm-21	0.0523	0.00718	0.0346	0.00482	0.0046	0.00022	0.0016	0.00012	0.10	29.8	1.4	34.5	4.7	350.3	216.3	29.8	1.4	13.5
PATV-11_Zm-22	0.0486	0.01025	0.0304	0.00634	0.0044	0.00031	0.0015	0.00016	0.13	28.3	2.0	30.3	6.2	-158.8	581.4	28.3	2.0	6.6
PATV-11_Zm-23	0.0614	0.01892	0.0373	0.01127	0.0043	0.00036	0.0018	0.00026	-0.17	27.5	2.3	37.0	10.9	281.8	718.3	27.5	2.3	25.6
PATV-11_Zm-26	0.0568	0.01256	0.0362	0.00783	0.0045	0.00032	0.0016	0.00021	0.02	29.1	2.0	35.9	7.6	281.7	484.4	29.1	2.0	18.9
PATV-11_Zm-27	0.0543	0.00563	0.0354	0.00363	0.0046	0.00025	0.0016	0.00014	0.22	29.5	1.6	35.3	3.6	268.1	267.9	29.5	1.6	16.5
PATV-11_Zm-28	0.0571	0.01995	0.0378	0.01189	0.0047	0.00049	0.0015	0.00015	-0.12	30.2	3.1	37.6	11.6	349.0	798.4	30.2	3.1	19.7
PATV-11_Zm-29	0.0499	0.00537	0.0322	0.00333	0.0046	0.00018	0.0015	0.00009	-0.03	29.9	1.2	32.1	3.3	150.0	230.3	29.9	1.2	6.9
PATV-11_Zm-30	0.0454	0.00531	0.0296	0.00358	0.0047	0.00019	0.0016	0.00011	0.13	30.2	1.2	29.5	3.5	-181.2	290.2	30.2	1.2	-2.3

ANEXO IX. Relaciones isotópicas corregidas y rangos de error de las titanitas de la muestra GSJ-I.

	Relaciones corregidas										Edades (Ma)							
	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$	$\pm 2\text{se abs}$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$	$\pm 2\text{se abs}$	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$	$\pm 2\text{se abs}$	$\frac{^{208}\text{Pb}}{^{232}\text{Th}}$	$\pm 2\text{se abs}$	Rho	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$	$\pm 2\text{se}$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$	$\pm 2\text{se}$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$	$\pm 2\text{se}$	Best age (Ma)	$\pm 2\text{se}$	Disc %
GSJ-I_Tmt-01	0.30167	0.01797	0.38163	0.02421	0.00914	0.00039	0	0	-0.13	58.6	2.5	326.8	17.6	3439.0	95.9	58.6	2.5	82.1
GSJ-I_Tmt-02	0.24723	0.02326	0.27445	0.02170	0.00825	0.00045	0	0	-0.20	53.0	2.9	245.3	17.1	3103.4	149.4	53.0	2.9	78.4
GSJ-I_Tmt-03	0.09738	0.01932	0.08230	0.01666	0.00616	0.00041	0	0	0.14	39.6	2.6	80.1	15.7	1475.7	435.6	39.6	2.6	50.6
GSJ-I_Tmt-04	0.18984	0.01869	0.19159	0.01714	0.00753	0.00044	0	0	0.04	48.3	2.8	177.0	14.5	2639.7	165.5	48.3	2.8	72.7
GSJ-I_Tmt-05	0.29192	0.02207	0.36531	0.02505	0.00912	0.00051	0	0	-0.04	58.5	3.3	314.8	18.5	3405.3	129.0	58.5	3.3	81.4
GSJ-I_Tmt-06	0.21880	0.01035	0.24215	0.01255	0.00810	0.00031	0	0	0.10	52.0	2.0	219.8	10.2	2945.4	78.2	52.0	2.0	76.4
GSJ-I_Tmt-07	0.33534	0.01958	0.46525	0.02780	0.01017	0.00042	0	0	0.07	65.2	2.7	386.3	19.1	3606.6	87.9	65.2	2.7	83.1
GSJ-I_Tmt-08	0.26982	0.01944	0.32839	0.02413	0.00890	0.00055	0	0	0.08	57.1	3.5	286.7	18.2	3301.3	116.4	57.1	3.5	80.1
GSJ-I_Tmt-09	0.32707	0.02594	0.39969	0.03270	0.00893	0.00060	0	0	0.35	57.3	3.8	340.6	23.7	3584.3	120.5	57.3	3.8	83.2
GSJ-I_Tmt-10	0.28071	0.01657	0.33229	0.01824	0.00875	0.00041	0	0	-0.08	56.2	2.6	293.0	12.7	3354.7	83.3	56.2	2.6	80.8
GSJ-I_Tmt-11	0.22023	0.01559	0.23481	0.01700	0.00780	0.00037	0	0	0.11	50.1	2.4	213.6	13.9	2949.9	116.8	50.1	2.4	76.6
GSJ-I_Tmt-12	0.08940	0.00365	0.07626	0.00433	0.00619	0.00025	0	0	0.51	39.8	1.6	74.6	4.1	1405.2	79.5	39.8	1.6	46.7
GSJ-I_Tmt-13	0.44488	0.04940	0.68004	0.07278	0.01085	0.00078	0	0	-0.01	69.6	5.0	520.8	43.3	3983.1	195.8	69.6	5.0	86.6
GSJ-I_Tmt-14	0.29383	0.02753	0.33589	0.02376	0.00860	0.00055	0	0	-0.14	55.2	3.5	292.8	18.1	3365.1	147.5	55.2	3.5	81.1
GSJ-I_Tmt-15	0.16405	0.00766	0.15787	0.00658	0.00709	0.00025	0	0	-0.25	45.5	1.6	148.8	5.8	2485.3	76.2	45.5	1.6	69.4
GSJ-I_Tmt-16	0.26972	0.02154	0.30103	0.01970	0.00834	0.00042	0	0	-0.23	53.5	2.7	266.1	15.3	3236.0	125.6	53.5	2.7	79.9
GSJ-I_Tmt-17	0.30412	0.02308	0.35902	0.02649	0.00852	0.00039	0	0	-0.21	54.7	2.5	309.9	19.6	3466.9	131.4	54.7	2.5	82.3
GSJ-I_Tmt-18	0.23510	0.01346	0.24119	0.01252	0.00760	0.00032	0	0	0.11	48.8	2.1	220.9	11.3	3072.7	89.5	48.8	2.1	77.9
GSJ-I_Tmt-19	0.22243	0.01175	0.23865	0.01150	0.00796	0.00032	0	0	-0.06	51.1	2.1	217.0	9.4	2967.2	83.7	51.1	2.1	76.4
GSJ-I_Tmt-20	0.35666	0.02267	0.42795	0.02504	0.00887	0.00040	0	0	-0.16	56.9	2.6	360.4	17.9	3690.3	103.2	56.9	2.6	84.2

ANEXO X. Relaciones isotópicas corregidas y rangos de error de las titanitas de la muestra SAER.

	Relaciones corregidas										Edades (Ma)									
	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$	$\pm 2\text{se abs}$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$	$\pm 2\text{se abs}$	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$	$\pm 2\text{se abs}$	$\frac{^{208}\text{Pb}}{^{232}\text{Th}}$	$\pm 2\text{se abs}$	Rho	$\pm 2\text{se abs}$	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$	$\pm 2\text{se}$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$	$\pm 2\text{se}$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$	$\pm 2\text{se}$	Best age (Ma)	$\pm 2\text{se}$	Disc %	
SAER_Tnt-01	0.53478	0.05014	0.85074	0.06485	0.01181	0.00083	0	0	0.00	75.7	5.3	622.2	36.0	4299.3	142.7	75.7	5.3	87.8		
SAER_Tnt-02	0.58999	0.03510	1.22909	0.06520	0.01545	0.00092	0	0	0.24	98.8	5.8	811.0	30.0	4441.1	84.3	98.8	5.8	87.8		
SAER_Tnt-03	0.70773	0.03479	2.95729	0.13759	0.03070	0.00138	0	0	-0.01	194.9	8.7	1393.6	35.0	4686.8	66.7	194.9	8.7	86.0		
SAER_Tnt-04	0.78437	0.03025	7.06163	0.33847	0.06561	0.00311	0	0	0.45	409.5	18.8	2116.3	42.5	4831.4	47.9	409.5	18.8	80.6		
SAER_Tnt-05	0.70845	0.06660	1.67429	0.11109	0.01747	0.00120	0	0	-0.05	111.6	7.6	995.9	42.9	4633.7	107.0	111.6	7.6	88.8		
SAER_Tnt-06	0.53654	0.04213	0.92281	0.06190	0.01263	0.00089	0	0	0.17	80.9	5.6	662.4	32.4	4326.4	119.1	80.9	5.6	87.8		
SAER_Tnt-07	0.77326	0.10055	1.97282	0.13648	0.01970	0.00208	0	0	-0.14	125.7	13.1	1116.9	35.3	4611.9	170.7	125.7	13.1	88.7		
SAER_Tnt-08	0.75154	0.04091	5.19073	0.98439	0.04922	0.00778	0	0	0.98	309.0	47.7	1799.4	165.9	4804.8	75.6	309.0	47.7	82.8		
SAER_Tnt-09	0.52590	0.03689	1.00567	0.05955	0.01414	0.00068	0	0	-0.14	90.5	4.3	703.7	30.3	4258.0	100.2	90.5	4.3	87.1		
SAER_Tnt-10	0.54173	0.03860	0.96130	0.05222	0.01318	0.00082	0	0	0.09	84.4	5.2	682.2	26.8	4328.6	101.0	84.4	5.2	87.6		
SAER_Tnt-12	0.57414	0.03420	1.32420	0.07481	0.01706	0.00087	0	0	0.14	109.0	5.5	852.2	31.8	4382.4	78.2	109.0	5.5	87.2		
SAER_Tnt-13	0.58607	0.02482	1.22084	0.05491	0.01530	0.00078	0	0	0.44	97.9	5.0	808.7	25.2	4459.9	61.6	97.9	5.0	87.9		
SAER_Tnt-14	0.57910	0.06804	1.31062	0.12704	0.01664	0.00158	0	0	0.23	106.3	10.0	847.6	56.5	4434.3	170.4	106.3	10.0	87.5		
SAER_Tnt-15	0.58925	0.05002	1.46563	0.09641	0.01869	0.00130	0	0	0.04	119.3	8.2	910.7	39.6	4384.3	109.7	119.3	8.2	86.9		
SAER_Tnt-16	0.68791	0.04159	2.23371	0.15085	0.02373	0.00128	0	0	0.42	151.1	8.1	1185.2	48.9	4628.9	81.8	151.1	8.1	87.2		
SAER_Tnt-17	0.64864	0.03890	2.16582	0.16788	0.02433	0.00152	0	0	0.54	155.0	9.6	1164.0	53.3	4584.3	80.9	155.0	9.6	86.7		
SAER_Tnt-18	0.54404	0.04919	1.08044	0.07773	0.01488	0.00109	0	0	0.09	95.2	6.9	739.7	37.8	4291.8	131.0	95.2	6.9	87.1		
SAER_Tnt-19	0.49823	0.04814	1.00182	0.08843	0.01454	0.00137	0	0	0.19	93.0	8.7	700.5	44.4	4196.1	152.8	93.0	8.7	86.7		
SAER_Tnt-20	0.59842	0.05522	1.30026	0.08766	0.01628	0.00099	0	0	-0.29	104.1	6.3	841.1	39.0	4379.4	124.0	104.1	6.3	87.6		
SAER_Tnt-22	0.65176	0.04976	1.90907	0.14408	0.02151	0.00146	0	0	0.33	137.2	9.2	1078.6	50.8	4535.8	92.3	137.2	9.2	87.3		
SAER_Tnt-23	0.63154	0.04707	1.53361	0.09809	0.01830	0.00117	0	0	-0.04	116.9	7.4	937.2	38.9	4461.4	118.5	116.9	7.4	87.5		
SAER_Tnt-24	0.76362	0.04408	4.32255	0.25338	0.04134	0.00260	0	0	0.43	261.1	16.1	1695.0	48.2	4810.7	80.3	261.1	16.1	84.6		
SAER_Tnt-25	0.57110	0.05398	1.17908	0.08528	0.01549	0.00119	0	0	0.05	99.1	7.6	786.5	40.5	4385.9	143.0	99.1	7.6	87.4		

ANEXO XI. Relaciones isotópicas corregidas y rangos de error de las titanitas de la muestra VERS.

	Relaciones corregidas										Edades (Ma)									
	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$	$\pm 2\text{se abs}$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$	$\pm 2\text{se abs}$	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$	$\pm 2\text{se abs}$	$\frac{^{208}\text{Pb}}{^{232}\text{Th}}$	$\pm 2\text{se abs}$	Rho		$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$	$\pm 2\text{se}$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$	$\pm 2\text{se}$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$	$\pm 2\text{se}$	Best age (Ma)	$\pm 2\text{se}$	Disc %	
VERS_Tmt-01	0.64205	0.05095	1.87837	0.12749	0.02175	0.00158	0	0	0.17	138.6	10.0	1064.1	44.7	4451.3	98.9	138.6	10.0	87.0		
VERS_Tmt-02	0.72154	0.05276	2.63003	0.17206	0.02742	0.00188	0	0	0.29	174.3	11.8	1298.1	49.2	4568.8	93.9	174.3	11.8	86.6		
VERS_Tmt-03	0.59375	0.03662	1.55683	0.08165	0.01943	0.00123	0	0	0.12	124.0	7.8	949.2	32.6	4440.8	92.4	124.0	7.8	86.9		
VERS_Tmt-04	0.61638	0.04287	1.72996	0.10951	0.02071	0.00134	0	0	0.10	132.1	8.4	1012.5	39.8	4430.6	91.9	132.1	8.4	87.0		
VERS_Tmt-05	0.60204	0.04085	1.25195	0.07710	0.01534	0.00090	0	0	0.22	98.1	5.7	825.6	31.2	4416.0	92.3	98.1	5.7	88.1		
VERS_Tmt-06	0.61233	0.05257	1.66733	0.09301	0.02089	0.00123	0	0	-0.17	133.2	7.8	991.2	35.4	4372.2	100.4	133.2	7.8	86.6		
VERS_Tmt-07	0.60326	0.04212	1.64534	0.09735	0.02041	0.00116	0	0	0.11	130.2	7.3	981.9	37.2	4426.4	97.7	130.2	7.3	86.7		
VERS_Tmt-08	0.67619	0.05601	1.74913	0.09564	0.01969	0.00129	0	0	-0.20	125.7	8.2	1021.9	35.6	4509.2	101.1	125.7	8.2	87.7		
VERS_Tmt-09	0.67575	0.03949	2.24871	0.12788	0.02464	0.00141	0	0	0.31	156.8	8.8	1189.6	40.7	4569.4	71.6	156.8	8.8	86.8		
VERS_Tmt-10	0.66157	0.04454	1.78710	0.10233	0.02015	0.00115	0	0	0.15	128.5	7.3	1034.7	38.3	4505.7	81.8	128.5	7.3	87.6		
VERS_Tmt-11	0.56576	0.03215	1.25783	0.06747	0.01632	0.00093	0	0	0.15	104.3	5.9	823.3	30.7	4389.3	86.9	104.3	5.9	87.3		
VERS_Tmt-12	0.58338	0.03702	1.34987	0.07332	0.01706	0.00088	0	0	0.07	109.0	5.6	863.5	31.9	4398.5	91.0	109.0	5.6	87.4		
VERS_Tmt-13	0.70260	0.05886	1.46475	0.08559	0.01599	0.00116	0	0	0.08	102.2	7.4	910.7	35.3	4485.7	104.1	102.2	7.4	88.8		
VERS_Tmt-14	0.65651	0.04763	1.56947	0.08550	0.01762	0.00109	0	0	0.01	113.9	6.3	953.7	34.2	4529.7	69.4	113.9	6.3	88.1		
VERS_Tmt-15	0.59898	0.03822	1.46659	0.08958	0.01767	0.00096	0	0	0.13	112.9	6.1	910.6	37.3	4424.3	84.9	112.9	6.1	87.6		
VERS_Tmt-16	0.58298	0.04054	1.12611	0.06884	0.01441	0.00081	0	0	0.00	92.2	5.1	761.2	32.5	4390.2	98.9	92.2	5.1	87.9		
VERS_Tmt-17	0.57508	0.04981	1.47563	0.09520	0.01944	0.00120	0	0	-0.18	124.1	7.6	913.7	38.6	4311.9	118.9	124.1	7.6	86.4		
VERS_Tmt-18	0.54070	0.03861	1.21041	0.08039	0.01651	0.00108	0	0	0.13	105.5	6.8	799.2	36.2	4306.0	106.4	105.5	6.8	86.8		
VERS_Tmt-19	0.62725	0.05249	1.57521	0.07873	0.01924	0.00115	0	0	-0.20	122.8	7.3	962.4	34.3	4397.2	88.1	122.8	7.3	87.2		
VERS_Tmt-20	0.66353	0.05688	1.52037	0.10961	0.01718	0.00101	0	0	0.01	109.8	6.4	929.9	42.3	4477.2	92.7	109.8	6.4	88.2		
VERS_Tmt-21	0.66504	0.05129	1.76495	0.10461	0.01979	0.00120	0	0	0.03	127.9	8.3	1026.6	37.6	4488.8	94.8	127.9	8.3	87.5		
VERS_Tmt-22	0.68236	0.06291	1.84025	0.11284	0.02091	0.00167	0	0	0.08	133.3	10.5	1052.4	41.7	4423.4	110.3	133.3	10.5	87.3		
VERS_Tmt-23	0.58433	0.04503	1.40383	0.08533	0.01803	0.00105	0	0	-0.02	115.2	6.7	884.7	36.9	4356.9	88.0	115.2	6.7	87.0		
VERS_Tmt-24	0.66442	0.04785	1.63073	0.08568	0.01856	0.00121	0	0	0.03	118.5	7.6	977.9	33.3	4494.9	94.7	118.5	7.6	87.9		
VERS_Tmt-25	0.53639	0.03817	1.09671	0.06876	0.01488	0.00087	0	0	0.01	96.4	6.0	746.9	33.5	4275.1	106.9	96.4	6.0	87.1		

ANEXO XII. Relaciones isotópicas corregidas y rangos de error de las titanitas de la muestra SJSN.

	Relaciones corregidas										Edades (Ma)							
	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$	$\pm 2\text{se abs}$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$	$\pm 2\text{se abs}$	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$	$\pm 2\text{se abs}$	$\frac{^{208}\text{Pb}}{^{232}\text{Th}}$	$\pm 2\text{se abs}$	Rho	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$	$\pm 2\text{se}$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$	$\pm 2\text{se}$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$	$\pm 2\text{se}$	Best age (Ma)	$\pm 2\text{se}$	Disc %
SJSN_Tnt-01	0.53928	0.04939	1.03763	0.07502	0.01461	0.00099	0	0	0.03	93.5	6.3	715.9	37.5	4200.0	115.7	93.5	6.3	86.9
SJSN_Tnt-02	0.55879	0.05328	1.15405	0.08194	0.01585	0.00114	0	0	-0.04	101.3	7.2	771.7	39.6	4238.5	131.8	101.3	7.2	86.9
SJSN_Tnt-03	0.53851	0.03831	0.98217	0.05288	0.01339	0.00075	0	0	-0.17	85.7	4.8	691.8	27.3	4282.3	104.6	85.7	4.8	87.6
SJSN_Tnt-04	0.62465	0.05634	1.18887	0.07914	0.01443	0.00106	0	0	-0.01	92.3	6.7	789.2	37.2	4387.3	131.1	92.3	6.7	88.3
SJSN_Tnt-05	0.63394	0.06113	1.17005	0.07912	0.01400	0.00093	0	0	-0.02	89.6	5.9	780.2	37.1	4378.8	118.0	89.6	5.9	88.5
SJSN_Tnt-06	0.58913	0.05322	0.95956	0.05770	0.01249	0.00088	0	0	-0.14	80.0	5.6	679.4	29.3	4322.1	113.5	80.0	5.6	88.2
SJSN_Tnt-07	0.57899	0.04932	1.18316	0.07901	0.01553	0.00105	0	0	0.04	99.3	6.7	786.4	37.0	4303.1	114.5	99.3	6.7	87.4
SJSN_Tnt-08	0.55351	0.04022	1.20017	0.07084	0.01630	0.00100	0	0	0.07	104.2	6.3	796.2	32.5	4309.3	102.6	104.2	6.3	86.9
SJSN_Tnt-09	0.61827	0.05321	1.27574	0.08249	0.01519	0.00096	0	0	0.00	97.2	6.1	828.8	36.6	4419.0	89.6	97.2	6.1	88.3
SJSN_Tnt-10	0.57904	0.05951	1.17713	0.09542	0.01517	0.00112	0	0	0.01	97.0	7.1	779.9	45.0	4262.4	125.4	97.0	7.1	87.6
SJSN_Tnt-11	0.65754	0.05214	2.05156	0.14912	0.02315	0.00124	0	0	0.14	147.5	7.8	1120.4	51.6	4452.3	104.0	147.5	7.8	86.8
SJSN_Tnt-12	0.57945	0.04840	1.20594	0.07702	0.01572	0.00101	0	0	0.13	100.5	6.4	797.8	35.1	4323.6	94.0	100.5	6.4	87.4
SJSN_Tnt-13	0.56546	0.05346	1.28420	0.08730	0.01721	0.00137	0	0	0.09	109.9	8.7	831.8	38.8	4263.6	116.7	109.9	8.7	86.8
SJSN_Tnt-14	0.55211	0.04590	1.00713	0.05918	0.01372	0.00098	0	0	-0.06	87.8	6.2	703.5	30.8	4286.1	124.5	87.8	6.2	87.5
SJSN_Tnt-15	0.58809	0.04997	1.38868	0.09962	0.01820	0.00136	0	0	0.42	116.2	8.6	883.9	47.4	4369.3	106.0	116.2	8.6	86.9
SJSN_Tnt-16	0.61394	0.05539	1.31157	0.08990	0.01661	0.00124	0	0	0.20	106.1	7.9	850.9	42.9	4372.3	117.9	106.1	7.9	87.5
SJSN_Tnt-17	0.58299	0.06537	1.14495	0.09326	0.01513	0.00133	0	0	-0.01	96.8	8.5	765.0	44.7	4200.7	150.0	96.8	8.5	87.4
SJSN_Tnt-18	0.53785	0.03445	0.90774	0.05327	0.01202	0.00064	0	0	0.27	77.0	4.1	652.5	28.6	4293.9	92.7	77.0	4.1	88.2
SJSN_Tnt-19	0.60321	0.06983	1.21536	0.08495	0.01577	0.00112	0	0	-0.26	100.8	7.1	800.4	38.8	4284.6	128.9	100.8	7.1	87.4
SJSN_Tnt-20	0.56734	0.05356	1.00520	0.06620	0.01355	0.00095	0	0	0.00	86.8	6.0	701.3	33.9	4286.7	115.5	86.8	6.0	87.6
SJSN_Tnt-21	0.56388	0.04927	1.19149	0.07541	0.01628	0.00121	0	0	0.04	104.1	7.7	791.3	34.2	4289.5	122.7	104.1	7.7	86.8
SJSN_Tnt-22	0.50146	0.03902	0.98665	0.06339	0.01478	0.00086	0	0	-0.03	94.5	5.5	692.2	32.3	4184.4	117.4	94.5	5.5	86.3
SJSN_Tnt-23	0.52550	0.03847	0.82300	0.05286	0.01175	0.00071	0	0	0.06	75.3	4.6	605.8	29.5	4258.1	113.9	75.3	4.6	87.6
SJSN_Tnt-24	0.59279	0.05800	1.15149	0.09324	0.01492	0.00122	0	0	0.21	95.4	7.8	767.9	44.6	4288.7	132.4	95.4	7.8	87.6
SJSN_Tnt-25	0.63669	0.04431	1.94897	0.17623	0.02249	0.00180	0	0	0.59	145.8	12.4	1079.1	59.7	4519.1	91.1	145.8	12.4	86.5

ANEXO XIII. Modelado de Fusión Parcial

Para llevar a cabo el modelado se utilizó el método de fusión dinámica inversa o DMI (*Dynamic Melting Inversion*) de Zou y Zindler (1996) y Zou et al. (2000). Este modelo parte de que la concentración de un elemento traza en el fundido dinámico extraído se calcula con:

$$C_L = \frac{C_0}{X} \{1 - [1 - X]^{1/(\Phi + (1-\Phi)D_0)}\}$$

Donde:

$$\Phi = \frac{\rho_f \phi}{\rho_f \phi + \rho_s (1 - \phi)}$$

Donde Φ es la porosidad de la masa, ϕ es el volumen de la porosidad (~ 1.1), ρ_f es la densidad del fundido (~ 2.8 g/cm para un basalto), ρ_s es la densidad del sólido (~ 3.3 g/cm para una peridotita), D_0 es el coeficiente de distribución total, X es la fracción del fundido extraído en relación con el sólido inicial y C_0 es la concentración en la fuente. La X en esta ecuación se calcula despejando la siguiente ecuación:

$$f = \Phi + (1 - \Phi)X$$

La relación de concentración Q para el elemento altamente incompatible (p. ej. La) es:

$$Q_a = \frac{C_a^1}{C_a^2} = \frac{X_2 [1 - (1 - X_1)^{1/(\Phi + (1-\Phi)D_0)}]}{X_1 [1 - (1 - X_2)^{1/(\Phi + (1-\Phi)D_0)}]}$$

Mientras que para el elemento menos compatible (p. ej. Sm, Nd):

$$Q_b = \frac{C_b^1}{C_b^2} = \frac{X_2 [1 - (1 - X_1)^{1/(\Phi + (1-\Phi)D_0)}]}{X_1 [1 - (1 - X_2)^{1/(\Phi + (1-\Phi)D_0)}]}$$

Una característica importante de Q_a y Q_b es que ambas son independientes de la concentración de la fuente (C_0). Por otra parte, X_1 y X_2 se pueden resolver por medio del método Newtoniano para un sistema de ecuaciones no-lineales, para esto se utilizó el programa “DMI program” proporcionado por H. Zou en la siguiente dirección https://www.researchgate.net/publication/335101417_DMI_program.

Una vez resueltas las incógnitas X_1 y X_2 , la concentración de la fuente se puede calcular a partir de la siguiente ecuación:

$$C_0 = \frac{C_L X [G(1 - D_0) + 1]}{G [1 - (1 - X)^{G(1 - D_0) + 1}]}$$

Donde:

$$G = \frac{\rho_f \phi + \rho_s (1 - \phi)}{\rho_f \phi + \rho_s (1 - \phi) D_0}$$

Los coeficientes de partición mineral/líquido para un magma basáltico, utilizados en este modelado son los mismo usados en el modelado directo y están en la [Tabla A.1](#). Se utilizó al lantano (La) como el elemento más incompatible y mientras que al Ce, Pr, Nd, Sm y Eu como elementos menos incompatibles. Cabe mencionar que se generaron diferentes modelos, en uno se consideran a los gabros y los diques básicos-ultrabásicos mientras que en el otro se consideran a los cuellos volcánicos y a los lamprófidos alcalinos. En el primer caso se consideró a la muestra MANQU (Dique básico-ultrabásico) como Qa y a la muestra VBA-08 (Gabro) como Qb. Mientras que en el segundo caso se utilizó la muestra PSAR (Lamprófido alcalino) como Qa y a la muestra CBURG (Cuello volcánico) como Qb. Además, en el primer caso se asumió una composición mineralógica del manto de Ol 55%, Opx 25%, Cpx 10%, Grt 9% y Anf 1%, mientras que en el segundo caso Ol 53%, Opx 22%, Cpx 15%, Grt 5%, Anf 5%. Los resultados numéricos del DMI se presentan en la [Tabla A.2](#) y [Tabla A.3](#).

Tabla A.1. Composición química de las fuentes modeladas, así como los coeficientes de partición entre los minerales y un líquido basáltico. Referencias: 1, [Palme y O'Neil, 2014](#); 2, [McKenzie y O'Nions, 1991](#); 3, [Rollinson, 1993](#); 4, [Halladay et al., 1995](#).

	PM	D ^{OL}	D ^{OPX}	D ^{CPX}	D ^{GRT}	D ^{ESP}	D ^{FLOG}	D ^{ANF}
La	0.6860	0.0004	0.0020	0.0540	0.0100	0.0100	0.0030	0.0750
Ce	1.7860	0.0005	0.0030	0.0980	0.0210	0.0100	0.0210	0.1100
Pr	0.2700	0.0008	0.0048	0.1500	0.0540	0.0100	-	0.1500
Nd	1.3270	0.0100	0.0068	0.2100	0.0870	0.0100	0.0063	0.2300
Sm	0.4310	0.0013	0.0100	0.2600	0.2170	0.0640	0.0059	0.3200
Eu	0.1620	0.0016	0.0013	0.3100	0.3200	0.0061	0.0310	0.5200
Gd	0.5710	0.0015	0.0160	0.3000	0.4980	0.0070	0.0082	0.5300
Tb	0.1050	0.0015	0.0190	0.3100	0.7500	0.0078	-	0.8300
Dy	0.7110	0.0017	0.0220	0.3300	1.0600	0.0077	0.0260	0.5000
Ho	0.1590	0.0016	0.0260	0.3100	1.5300	0.0077	0.0300	0.5000
Er	0.4650	0.0015	0.0300	0.3000	2.0000	0.0077	0.0300	0.4600
Tm	0.0717	0.0015	0.0400	0.2900	3.0000	0.0077	-	0.6400
Yb	0.4620	0.0015	0.0490	0.2800	4.0300	0.0076	0.0300	0.5000
Lu	0.0711	0.0015	0.0600	0.2800	5.5000	0.0076	-	0.5100
Referencia	1	2	2	2	2	3	4	2 y 4

Tabla A.2. Resultados del DMI-I para los gabros y los diques básicos-ultrabásicos. Abreviaturas: D₀, coeficiente de distribución global; Q, relación de enriquecimiento (MANQU/VBA-08); f₁, grados de fusión parcial para MANQU; f₂, grados de fusión parcial para VBA-08; C₀, Concentración del elemento en la fuente.

	G	D ₀	Qa		Q	X ₁	X ₂	f ₁ (%)	f ₂ (%)	C ₀
			Pórfido gabróico MANQU	Gabro de Olivino VBA-08						
La	58.33	0.00872	21.74	6.2	3.506					0.701
Ce	42.23	0.01532	43.4	14.2	3.056	0.0295	0.0125	3.77	13.25	1.616
Pr	30.04	0.02500	5.19	2.22	2.338	0.0166	0.0929	2.49	10.06	0.246
Nd	22.90	0.03548	23.4	10.5	2.229	0.0307	0.1283	3.89	13.57	1.277
Sm	15.54	0.05635	5.4	2.7	2.000	0.0427	0.1623	5.08	16.94	0.383
Eu	12.87	0.06981	1.7	1.07	1.589	0.0238	0.1104	3.21	11.8	0.151
Promedio						0.02866	0.101282	3.688	13.124	

Tabla A.3. Resultados del DMI-2 para los lamprófidos alcalinos y cuellos volcánicos. Abreviaturas: D_0 , coeficiente de distribución global; Q , relación de enriquecimiento (PSAR/CBURG); f_1 , grados de fusión parcial para PSAR; f_2 , grados de fusión parcial para CBURG; C_0 , Concentración del elemento en la fuente.

	Qa		Qb		Q	X_1	X_2	f_1 (%)	f_2 (%)	C_0
	G	D_0	Lamprófidio alcalino	Basanita						
			PSAR	CBURG						
La	38.32	0.01775	107	67.9	1.576					6.731
Ce	26.37	0.02968	175	125.0	1.400	0.0204	0.0510	2.88	5.91	12.779
Pr	19.12	0.04418	19.4	14.7	1.320	0.0402	0.0761	4.83	8.40	1.645
Nd	14.74	0.05988	67.5	52.8	1.278	0.0570	0.0986	6.50	10.62	6.596
Sm	10.16	0.09074	11.2	9.2	1.217	0.0722	0.1198	8.01	12.72	1.399
Eu	8.68	0.10763	3.36	2.8	1.200	0.0897	0.1336	8.97	14.10	0.470
Promedio:						0.0559	0.09582	6.238	10.35	

ANEXO XIV. Modelado Asimilación-Cristalización Fraccionada (AFC).

Para realizar el modelado AFC se utilizaron las ecuaciones de DePaolo (1981) y Powell (1984). Durante un proceso AFC existe una relación entre la cantidad del material asimilado y la cantidad de material cristalizado durante el enfriamiento de un magma. Según DePaolo (1981) y Ersoy y Helvacı (2010), un proceso AFC puede ser expresado mediante:

$$C_l^{AFC} = C_0 \left[F^{-z} + \left(\frac{r}{r-1} \right) \frac{C_a}{zC_0} (1 - F^{-z}) \right]$$

donde, C_l^{AFC} , C_0 , y C_a son la concentración del elemento en el magma resultante, en el magma parental y en el material contaminante, respectivamente. F es la fracción del fundido durante el enfriamiento del magma. El valor “ r ” describe la relación relativa entre el material asimilado y el material cristalizado y es expresado mediante:

$$r = \frac{m_a}{m_c}$$

donde m_a es la cantidad de material asimilado y m_c es la cantidad de material cristalizado. El valor z en la ecuación AFC esta expresada por:

$$z = \frac{r + D_0 - 1}{r - 1}$$

donde D_0 es el coeficiente de partición global.

En los casos en los cuales $r = 1$ ($m_a = m_c$), las ecuaciones anteriores no son aplicables. En el caso de $m_c = 0$, este proceso representa una mezcla simple entre dos fases. En el caso en que $r = 0$ y $m_a = 0$, el proceso representa solamente

cristalización fraccionada. En el caso en que $r + D_0 = 1$, el valor de z sería 0. Para cualquiera de estos casos se utilizará la siguiente ecuación:

$$C_i^{AFC} = C_0 \left[\left(1 + \left(\frac{r}{r-1} \right) \left(\frac{C_a}{C_0} \right) \ln(F^{-z}) \right) \right]$$

Por otra parte, las relaciones isotópicas de un magma que experimenta un proceso AFC se puede modelar mediante:

$$I_c^{AFC} = \frac{\left(\frac{r}{r-1} \right) \left(\frac{C_a}{z} \right) (1 - F^{-z}) I_c + C_0 F^{-z} I_{c_0}}{\left(\frac{r}{r-1} \right) \left(\frac{C_a}{z} \right) (1 - F^{-z}) + C_0 F^{-z}}$$

donde, I_c^{AFC} , I_c , y I_{c_0} son las relaciones isotópicas en el magma resultante, en el contaminante y en el magma parental, respectivamente. Los parámetros r , z , C_0 , C_a son iguales que en las ecuaciones anteriores.

Para el caso de las rocas magmáticas de la SSCC, se realizaron dos modelados, el primero con elementos traza, mientras que el segundo con relaciones isotópicas. Para el caso de los elementos traza se utilizó la muestra LG4 (Nick, 1988) la cual tiene características de magmas primarios de la SSCC como magma parental (C_0), mientras que como material contaminante (C_a) se seleccionó a la muestra Benemérito (Coombs et al., 2020) el cual pertenece al basamento cristalino Permo-Triásico del NE de México. Para el cálculo de D_0 se utilizó el arreglo mineralógico de fraccionación estándar (5% olivino, 25% clinopiroxeno, 60% plagioclasa, 10% magnetita) de Woodhead (1988) para la cristalización de un magma gabrónico, así como los coeficientes de partición de McKenzie y O'Nions (1991) y Bédard (2006). Además, las curvas se generaron valores diferentes del parámetro $r(m_s/m_c)$ de 0.01 (0.1/9.9), 0.025 (0.25/9.75), 0.05 (0.5/9.5), 0.1 (1/9), 0.15 (1.3/8.7), 0.2 (1.7/8.3), 0.3 (2.3/7.7), 0.4 (2.8/7.2), 0.5 (3.3/6.7), y 0.6 (3.8/6.2). Adicionalmente se generaron dos curvas con un valor de $r = 0$, y con D_0 de 0.01 y 2 para evaluar la ausencia de contaminación cortical. Los resultados numéricos del modelado se muestran en la Tabla A.4.

Para el segundo modelado AFC se utilizaron las relaciones isotópicas $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ disponibles de las rocas de la SSCC. En este caso se seleccionó a la muestra CPaz como magma parental por ser el magma primario con el valor más alto de ϵ_{Nd} (5.6) de la SSCC, mientras que la muestra BCS-I (Chávez-Cabello, 2005) fue seleccionada como material contaminante. Esta última es un granito tipo-I perteneciente al basamento cristalino del Triásico Tardío de la Isla la Mula en Coahuila con una edad de isócrona Rb/Sr de 213 ± 14 Ma (Jones et al., 1984), edad que coincide con las edades de los circones heredados encontrados en las monzodioritas del área de San José (202 ± 2 Ma). Para este modelado se generaron dos grupos de curvas AFC. Para el primer grupo se utilizaron valores de $r(m_s/m_c)$ de 0, 0.05 (0.5/9.5), 0.1 (1/9), 0.2 (1.7/8.3), 0.3 (2.3/7.7), 0.4 (2.8/7.2) y 0.5 (3.3/6.7) con un $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de 1.2 y un $^{86}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de 0.05. Para el segundo grupo se utilizaron valores de $r(m_s/m_c)$ de 0, 0.02 (0.02/9.8), 0.05 (0.5/9.5) y 0.1 (1/9), con un $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de 1.26 y un $^{86}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de 1.61. Los resultados de este modelado se muestran en la Tabla A.5.

Adicionalmente, siguiendo el método de Faure y Mensing (2005) se generó una curva de mezcla entre los miembros finales modelados. En esta se puede observar que las rocas basálticas pueden ser relacionadas a una mezcla entre el IO – 25% entre la fuente mantélica y el contaminante cortical.

Tabla. A.4. Resultados del modelado de asimilación con cristalización fraccionada con elementos traza (Sr, Rb y Nb) para las rocas de la SSCC. Nótese que las dos últimas secciones tienen un valor de $r = 0$, para evaluar la cristalización fraccionada.

r	D_0	z	F										
			0.05%	0.1%	0.2%	0.3%	0.4%	0.5%	0.6%	0.7%	0.8%	0.9%	1%
Asimilación con cristalización fraccionada (AFC)													
0.01													
Sr	1.219	-0.23	222.9	259.3	302.0	330.3	352.1	370.0	385.4	398.9	411.0	421.9	432.0
Rb	0.063	0.94	85.2	43.4	21.6	14.1	10.2	7.8	6.2	5.1	4.2	3.5	3.0
Nb	0.059	0.94	101.7	52.9	27.5	18.8	14.3	11.6	9.7	8.4	7.4	6.6	6.0
0.025													
Sr	1.219	-0.25	221.1	256.9	299.4	328.0	350.1	368.3	384.0	397.9	410.3	421.6	432.0
Rb	0.063	0.94	139.7	70.3	34.0	21.4	15.0	11.1	8.4	6.5	5.0	3.9	3.0
Nb	0.059	0.94	103.3	53.8	27.9	19.0	14.5	11.7	9.8	8.5	7.4	6.6	6.0
0.05													
Sr	1.219	-0.28	218.3	253.0	295.2	324.0	346.6	365.4	381.7	396.1	409.1	421.0	432.0
Rb	0.063	0.93	233.9	116.7	55.4	34.1	23.3	16.6	12.2	8.9	6.5	4.5	3.0
Nb	0.059	0.94	106.2	55.2	28.6	19.4	14.7	11.9	9.9	8.6	7.5	6.7	6.0
0.1													
Sr	1.219	-0.35	213.6	245.7	286.9	316.0	339.4	359.3	376.7	392.4	406.6	419.8	432.0
Rb	0.063	0.93	435.4	216.5	101.5	61.6	41.2	28.7	20.3	14.2	9.6	5.9	3.0
Nb	0.059	0.93	112.4	58.4	30.1	20.3	15.3	12.3	10.2	8.7	7.6	6.7	6.0
0.15													
Sr	1.219	-0.43	210.3	239.4	278.8	307.9	332.0	352.8	371.4	388.3	403.9	418.4	432.0
Rb	0.063	0.93	657.1	326.6	152.7	92.2	61.2	42.2	29.3	20.0	13.0	7.5	3.0
Nb	0.059	0.93	119.2	61.9	31.8	21.3	16.0	12.7	10.5	8.9	7.7	6.8	6.0
0.2													
Sr	1.219	-0.52	208.2	234.0	271.0	299.8	324.3	346.0	365.7	383.8	400.8	416.8	432.0
Rb	0.063	0.92	901.7	448.9	209.8	126.4	83.5	57.3	39.5	26.6	16.9	9.2	3.0
Nb	0.059	0.93	126.7	65.7	33.6	22.5	16.7	13.2	10.9	9.1	7.8	6.8	6.0
0.3													
Sr	1.219	-0.74	208.1	226.4	257.0	283.7	308.2	331.1	352.8	373.7	393.7	413.1	432.0
Rb	0.063	0.91	1476.1	738.6	346.2	208.4	137.3	93.7	64.1	42.6	26.2	13.4	3.0
Nb	0.059	0.92	144.4	74.9	38.0	25.2	18.5	14.4	11.7	9.7	8.2	7.0	6.0
0.4													
Sr	1.219	-1.03	212.7	223.6	245.9	268.6	291.5	314.6	337.9	361.3	384.8	408.3	432.0
Rb	0.063	0.90	2199.8	1109.5	523.3	315.8	208.1	141.8	96.6	63.7	38.7	19.0	3.0
Nb	0.059	0.90	166.6	86.6	43.8	28.7	20.9	16.0	12.8	10.4	8.6	7.2	6.0
0.5													
Sr	1.219	-1.44	220.5	225.4	238.8	255.6	275.0	296.8	320.5	346.0	373.2	401.9	432.0
Rb	0.063	0.87	3136.3	1600.4	762.5	462.3	305.4	208.2	141.6	93.1	56.1	26.8	3.0
Nb	0.059	0.88	195.5	102.2	51.5	33.5	24.1	18.2	14.3	11.4	9.2	7.4	6.0
Cristalización fraccionada (FC)													
0.0													
Sr	0.01	0.99	8385.0	4221.7	2125.5	1422.8	1070.1	858.0	716.3	614.9	538.8	479.5	432.0
Rb	0.01	0.99	58.2	29.3	14.8	9.9	7.4	6.0	5.0	4.3	3.7	3.3	3.0
Nb	0.01	0.99	116.5	58.6	29.5	19.8	14.9	11.9	9.9	8.5	7.5	6.7	6.0
0.0													
Sr	2	-1.00	21.6	43.2	86.4	129.6	172.8	216.0	259.2	302.4	345.6	388.8	432.0
Rb	2	-1.00	0.2	0.3	0.6	0.9	1.2	1.5	1.8	2.1	2.4	2.7	3.0
Nb	2	-1.00	0.3	0.6	1.2	1.8	2.4	3.0	3.6	4.2	4.8	5.4	6.0

Tabla A.5. Resultados del modelado de asimilación con cristalización fraccionada con elementos traza (Sr, Rb) y la relación isotópica $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ para las rocas de la SSCC. Nótese que las dos últimas secciones tienen un valor de $r = 0$, para evaluar la cristalización fraccionada.

	r	D_0	z	F						
				0.05%	0.1%	0.2%	0.4%	0.6%	0.8%	1%
Asimilación con cristalización fraccionada (AFC)										
0.05										
Sr		1.200	-0.263	690.3	805.2	943.0	1108.4	1220.2	1307.0	1379.0
Rb		0.050	0.947	607.6	311.7	158.3	78.7	51.4	37.5	29.0
$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$		1.200	-0.263	0.70355	0.70345	0.70336	0.70329	0.70325	0.70323	0.70321
0.1										
Sr		1.200	-0.333	630.4	743.9	886.9	1067.1	1193.4	1294.0	1379.0
Rb		0.050	0.944	726.5	370.4	185.4	89.2	56.1	39.3	29.0
$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$		1.200	-0.333	0.70392	0.70372	0.70354	0.70338	0.70330	0.70325	0.70321
0.2										
Sr		1.200	-0.500	534.1	634.9	777.4	979.0	1133.7	1264.1	1379.0
Rb		0.050	0.938	1003.0	507.7	249.1	114.0	67.4	43.5	29.0
$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$		1.200	-0.500	0.70477	0.70436	0.70397	0.70361	0.70342	0.70330	0.70321
0.3										
Sr		1.200	-0.714	470.1	547.7	675.2	884.2	1064.1	1227.2	1379.0
Rb		0.050	0.929	1346.3	679.8	329.7	145.7	81.8	49.0	29.0
$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$		1.200	-0.714	0.70562	0.70510	0.70451	0.70391	0.70358	0.70336	0.70321
0.4										
Sr		1.200	-1.000	437.2	486.7	585.9	784.2	982.4	1180.7	1379.0
Rb		0.050	0.917	1783.8	902.0	434.9	187.4	100.9	56.3	29.0
$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$		1.200	-1.000	0.70631	0.70585	0.70516	0.70430	0.70379	0.70345	0.70321
0.5										
Sr		1.200	-1.400	429.8	453.7	516.5	682.5	886.7	1120.4	1379.0
Rb		0.050	0.900	2358.9	1199.3	577.9	244.9	127.4	66.5	29.0
$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$		1.200	-1.400	0.70672	0.70645	0.70586	0.70483	0.70409	0.70357	0.70321
0.02										
Sr		1.258	-0.284	403.5	613.0	737.2	943.9	1140.1	1274.1	1379.0
Rb		1.615	-0.648	5.2	7.6	9.6	14.2	19.9	24.7	29.0
$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$		1.500	-0.515	0.70349	0.70335	0.70331	0.70326	0.70323	0.70322	0.70321
0.05										
Sr		1.258	-0.324	382.6	580.3	702.9	913.6	1120.2	1264.5	1379.0
Rb		1.615	-0.700	10.2	11.9	13.4	16.9	21.5	25.4	29.0
$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$		1.800	-0.895	0.70391	0.70358	0.70347	0.70334	0.70327	0.70323	0.70321
0.1										
Sr		1.258	-0.398	356.8	531.5	648.8	863.0	1085.6	1247.3	1379.0
Rb		1.615	-0.794	17.9	18.6	19.4	21.4	24.2	26.7	29.0
$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$		3.000	-2.333	0.70462	0.70399	0.70376	0.70350	0.70334	0.70326	0.70321
Cristalización fraccionada (FC)										
0										
Sr		1.200	-0.200	757.5	870.1	999.5	1148.1	1245.1	1318.8	1379.0
Rb		0.050	0.950	499.3	258.5	133.8	69.3	47.1	35.8	29.0
$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$		0.010	0.990	0.70321	0.70321	0.70321	0.70321	0.70321	0.70321	0.70321
0										
Sr		1.258	-0.258	419.8	636.2	760.9	964.0	1153.0	1280.3	1379.0
Rb		1.615	-0.615	1.7	4.6	7.0	12.4	18.9	24.3	29.0
$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$		2.000	-1.000	0.70321	0.70321	0.70321	0.70321	0.70321	0.70321	0.70321