

La investigación reportada en esta tesis es parte de los programas de investigación del CICESE (Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada, Baja California).

La investigación fue financiada por el CONAHCYT (Consejo Nacional de Humanidades, Ciencias y Tecnologías).

Todo el material contenido en esta tesis está protegido por la Ley Federal del Derecho de Autor (LFDA) de los Estados Unidos Mexicanos (México). El uso de imágenes, fragmentos de videos, y demás material que sea objeto de protección de los derechos de autor, será exclusivamente para fines educativos e informativos y deberá citar la fuente donde la obtuvo mencionando el autor o autores. Cualquier uso distinto como el lucro, reproducción, edición o modificación, será perseguido y sancionado por el respectivo o titular de los Derechos de Autor.

**Centro de Investigación Científica y de Educación  
Superior de Ensenada, Baja California**



---

**Maestría en Ciencias  
en Ciencias de la Tierra  
con orientación en Geología**

---

**Petrología y geoquímica isotópica del complejo alcalino La Vasca,  
noroeste de Coahuila**

Tesis  
para cubrir parcialmente los requisitos necesarios para obtener el grado de  
Maestro en Ciencias

Presenta:

**Edgar Alan Martínez Salinas**

Ensenada, Baja California, México  
2023

Tesis defendida por  
**Edgar Alan Martínez Salinas**

y aprobada por el siguiente Comité

---

**Dr. Bodo Weber**  
Codirector de tesis

---

**Dr. Roberto Díaz Martínez**  
Codirector de tesis

**Dr. Luis Alberto Delgado Argote**

**Dr. Heriberto Márquez Becerra**



---

**Dr. Diego Ruiz Aguilar**  
Coordinador del Posgrado en Ciencias de la Tierra

---

**Dra. Ana Denise Re Araujo**  
Directora de Estudios de Posgrado

Resumen de la tesis que presenta **Edgar Alan Martínez Salinas** como requisito parcial para la obtención del grado de Maestro en Ciencias en Ciencias de la Tierra con orientación en Geología.

### **Petrología y geoquímica isotópica del complejo alcalino La Vasca, noroeste de Coahuila**

Resumen aprobado por:

---

**Dr. Bodo Weber**

Co-director de tesis

---

**Dr. Roberto Díaz Martínez**

Co-director de tesis

En el complejo alcalino La Vasca (CALV), afloran cuerpos ígneos con afinidad peralcalina y mineralizaciones de eudialita, los cuales no se habían considerado previamente en el magmatismo regional, en especial respecto a la Provincia Alcalina Oriental Mexicana (PAOM). La Vasca estaba pobremente documentada y no se conocía su vínculo con esta provincia magmática, además que los minerales del grupo de eudialita son de elevado interés por su contenido de elementos de tierras raras. En este trabajo se realizaron descripciones petrográficas, análisis geoquímicos de elementos mayores, traza, e isótopos de Sr, Nd, y Pb, así como geocronología U-Pb en zircones. En el CALV, se identificaron granitoides ferroanos, alcalinos, clasificados en dos grupos por su saturación de alúmina: metaluminoso y peralcalino. Un grupo de diques, sills y rocas volcánicas vistas en el Ejido San Miguel, localidad cercana al CALV, muestran semejanzas con las rocas metaluminosas, mientras que los diques y sills que afloran en las periferias del CALV son casi exclusivamente peralcalinos. Las rocas metaluminosas muestran firmas geoquímicas de ambiente post-colisional e intraplaca, mientras que las peralcalinas poseen firmas intraplaca. Ambos grupos muestran poca contaminación cortical, afinidad con una fuente de manto tipo OIB, y atravesaron un basamento Fanerozoico a Precámbrico asociado a la zona interior de la sutura Ouachita. Zircones en las rocas metaluminosas arrojan edades de ca. 48 y 45 Ma, y las condiciones de formación de las rocas indican que las rocas peralcalinas son cogenéticas. Las rocas del CALV se ajustan al modelo de formación de magmas en la PAOM, en el que se propone que el retroceso de la subducción plana de la placa Farallón ocurrió debido a la ruptura del conjugado de Hess, causando el ascenso de la astenósfera y la fusión de un manto litosférico modificado por subducción. Concluida la ruptura y el hundimiento del conjugado de Hess, comienza a contribuir un manto astenosférico metasomatizado a la formación de magmas. El CALV marca la extensión de la PAOM en el noroeste de Coahuila.

**Palabras clave:** noroeste de Coahuila, PAOM, magmatismo peralcalino, magmatismo intraplaca, geoquímica, geocronología.

Abstract of the thesis presented by **Edgar Alan Martínez Salinas** as a partial requirement to obtain the Master of Science degree in Earth Sciences with orientation in Geology.

**Petrology and isotope geochemistry of the La Vasca Alkaline Complex, northwestern Coahuila**

Abstract approved by:

---

**Dr. Bodo Weber**

Thesis codirector

---

**Dr. Roberto Díaz Martínez**

Thesis codirector

At the La Vasca Alkaline Complex (LVAC), outcrops of igneous bodies with peralkaline affinity and eudialyte mineralization were reported, which were not previously considered within the regional magmatism regarding the Eastern Mexican Alkaline Province (EMAP). La Vasca was poorly documented and no link with this magmatic province was properly defined, and additionally, the eudialyte group minerals are of great interest due to its content of rare earth elements. In this work, petrographic descriptions, major and trace element, and Sr, Nd, and Pb isotope geochemical analysis, as well as U-Pb zircon geochronology were carried out. At the LVAC, two groups of ferroan, alkaline granitoids were identified and classified according to their alumina saturation: metaluminous and peralkaline. A group of dikes, sills, and volcanic rocks at the neighboring locality of Ejido San Miguel show similarities with the metaluminous rocks, while the dikes and sills outcropping at the LVAC periphery are almost exclusively peralkaline. The metaluminous rocks show geochemical signatures of post-collisional and intraplate settings, while the peralkaline ones have intraplate signatures. Both groups show little crustal contamination, affinity to an OIB-type mantle source, and traversed a Precambrian to Phanerozoic basement related to the interior zone of the Ouachita suture. Zircons from the metaluminous rocks have dates of ca. 48 and 45 Ma, and the conditions of rock formation show that the peralkaline rocks are cogenetic. Rocks from the LVAC fit within the model of magma formation in the EMAP, in which it is proposed that the flat-slab roll-back of the Farallon Plate occurred due to the Hess conjugate tearing, causing asthenospheric upwelling and the melting of the subduction-modified lithospheric mantle. Concluding the tearing and foundering of the Hess conjugate, a metasomatized asthenospheric mantle begins to contribute to magma generation. The LVAC marks the extension of the EMAP in northwestern Coahuila.

**Keywords:** northwestern Coahuila, EMAP, peralkaline magmatism, intraplate magmatism, geochemistry, geochronology.

## Dedicatoria

*A Dios, luz y guía en este mundo*

*A mi esposa Nallely, compañera inseparable y amorosa*

*A mis padres, cuyo apoyo siempre ha sido incondicional*

## Agradecimientos

Al Consejo Nacional de Humanidades Ciencias y Tecnología, por el otorgamiento de una beca financiando los estudios de posgrado (CVU: 1125035).

Al Centro de Investigación Científica y Educación Superior de Ensenada, Baja California, por darme la oportunidad de estudiar el posgrado, y otorgarme las herramientas para el desarrollo de este trabajo.

Al Dr. Bodo Weber, por su confianza y disposición para desarrollar este trabajo, y por su orientación y ejemplo para lograrlo.

Al Dr. Roberto Díaz Martínez, por ofrecerme su apoyo para continuar con este proyecto y la ayuda en la realización de trabajo de campo.

A los miembros del comité, Dr. Luis Alberto Delgado Argote y Dr. Heriberto Márquez Becerra, por sus comentarios, observaciones y revisión de este trabajo.

Al Ing. Jesús Hernández, por permitirnos continuar trabajando en La Vasca y apoyarnos en el trabajo de campo, y a la gente del Ejido San Miguel, por su hospitalidad y amabilidad al recibirnos.

Al personal de CICESE, siempre amables y dispuestos a apoyar a un becario desamparado. Gracias a Gabriel, Víctor, Porfirio, Dr. Enrique Iñiguez, por su apoyo en la preparación de muestras y uso de laboratorios.

A mis compañeros y amigos, con los que compartí gratas horas de café con pan, charlas y chistes, pláticas ociosas y académicas: Andrés, Lalo, Dany, Liz, Fer, Rodri, Naye, Tati, y todos aquellos que ofrecieron su amistad y compañía.

## Tabla de contenido

	Página
Resumen en español.....	ii
Resumen en inglés.....	iii
Dedicatoria.....	iv
Agradecimientos.....	v
Lista de figuras.....	ix
Lista de tablas.....	xiv
<b>Capítulo 1. Introducción.....</b>	<b>1</b>
1.1. Planteamiento del problema.....	1
1.2. Objetivos.....	2
1.3. Justificación.....	2
1.4. Hipótesis.....	3
<b>Capítulo 2. Antecedentes y marco geológico.....</b>	<b>4</b>
2.1. Contexto geológico de la zona de estudio.....	4
2.2. Configuración tectónica.....	6
2.2.1 Orogenia Laramide.....	6
2.2.2. Extensión estilo Cuencas y Sierras.....	7
2.3. Provincia Magmática de Trans-Pecos.....	8
2.4. Provincia Alcalina Oriental Mexicana.....	9
2.5. Complejo alcalino La Vasca.....	11
<b>Capítulo 3. Marco teórico.....</b>	<b>14</b>
3.1. Magmatismo alcalino y peralcalino.....	14
3.1.1. Mineralogía del magmatismo peralcalino.....	14
3.1.2. Minerales del grupo de la eudialita (MGE).....	16

	vii
3.1.3. Rocas agpaíticas .....	18
3.1.4. Procesos asociados al magmatismo peralcalino .....	20
3.2. Magmatismo intraplaca .....	22
3.2.1. Geoquímica del magmatismo de rifting continental. ....	22
3.3. Magmatismo de margen continental activo y post-colisional .....	23
3.3.1. Geoquímica del magmatismo de arco continental .....	23
3.3.2. Geoquímica de rocas félsicas tipo A.....	24
3.4. Geocronología de isótopos radiogénicos.....	24
3.5. Geoquímica de isótopos radiogénicos .....	26
3.5.1. Sistema U-Th-Pb.....	26
3.5.2. Datación de zircones .....	28
3.5.3. Sistema Pb-Pb.....	29
3.5.4. Sistema Rb-Sr .....	30
3.5.5. Sistema Sm-Nd .....	31
3.5.6. Plomo común .....	31
3.5.7. Plumbotectónica (plumbotectonics).....	35
<b>Capítulo 4. Metodología.....</b>	<b>36</b>
4.1. Campañas de campo .....	36
4.2. Petrografía.....	36
4.3. Preparación de muestras y determinación de relaciones isotópicas.....	37
4.3.1. Trituración y molienda .....	37
4.3.2. Separación manual de minerales .....	37
4.3.3. Separación química de elementos .....	38
4.3.4. Datación de zircones por LA-ICP-MS.....	40
4.3.5. Determinaciones isotópicas por TIMS.....	41
4.4. Química de elementos mayores y traza por XRF e ICP-MS.....	42

<b>Capítulo 5. Resultados</b> .....	43
5.1. Descripción de campo y fotointerpretación .....	43
5.2. Petrografía.....	49
5.2.1. Grupo petrológico metaluminoso .....	49
5.2.2. Grupo petrológico peralcalino .....	52
5.3. Geoquímica .....	57
5.3.1. Elementos mayores.....	59
5.3.2. Elementos traza.....	61
5.3.3. Edad de rocas metaluminosas (zircones) .....	63
5.3.4. Geoquímica isotópica .....	66
<b>Capítulo 6. Discusión y conclusiones</b> .....	69
6.1. Asociaciones petrológicas y procesos involucrados.....	69
6.2. Fuentes del magma y ambiente tectónico.....	72
6.3. Implicaciones en la geología regional .....	75
<b>Capítulo 7. Conclusiones</b> .....	77
<b>Literatura citada</b> .....	78
<b>Anexos</b> .....	86

## Lista de figuras

- Figura 1.** Fragmento de veta mineralizada rica en eudialita, mineral característico de rocas agpaíticas y rico en ETR. Sección NO de Sierra La Vasca.....1
- Figura 2.** Extensión de las distintas provincias orogénicas y los frentes de deformación. Modificada de Chávez-Cabello et al., 2009.....4
- Figura 3.** Estructuras principales de la región, donde las orientaciones predominantes en dirección NW-SE se asocian a la extensión de Cuencas y Sierras. Estructuras tomadas de Servicio Geológico Mexicano (2006), y O'Neill et al. (2017). .....5
- Figura 4.** Gráfico comparativo de la edad de manifestaciones magmáticas respecto a su distancia con la paleo-trinchera de subducción de Farallón. Modificada de Clark et al., 1982, y Viera-Décida, 2006. ....6
- Figura 5.** Extensión de las manifestaciones magmáticas de la Provincia Magmática Trans-Pecos (áreas en rojo), además de la línea divisoria de afinidad geoquímica de los magmas (línea punteada azul) propuesta por Barker, 1977. Modificado de O'Neill et al., 2017. NM: Nuevo México, TX: Texas, CHIH: Chihuahua, COAH: Coahuila. ....9
- Figura 6.** Extensión de la Provincia Alcalina Oriental Mexicana, con algunos de los cuerpos magmáticos que la conforman, con La Vasca representada. Modificada de Camprubí, 2013.....10
- Figura 7.** Esquema del modelo petrogenético y tectónico del magmatismo de la PAOM. (a,b) Ruptura y hundimiento del conjugado de Hess, e iniciación del magmatismo de arco. (c,d) Ruptura de la placa farallón y fusión parcial del manto enriquecido astenosférico. PMTP: Provincia Magmática de Trans-Pecos, SMC: Sierra Maderas del Carmen, CCM: Cinturón Candela-Monclova, SP: Sierra de Picachos, SSCC: Sierra de San Carlos-Crucillas, ST: Sierra de Tamaulipas, PT: Planicie de Tampico. Tomado de Elizondo-Pacheco et al., 2022. ....11
- Figura 8.** Mapa del norte de Coahuila, resaltando las distintas provincias magmáticas y el área de estudio. En color más oscuro, se resaltan las rocas ígneas plutónicas expuestas. PMTP: Provincia Magmática de Trans-Pecos. PAOM: Provincia Alcalina Oriental Mexicana. SMC: Sierra Maderas del Carmen. Extensión e intrusivos de la PMTP basada en Barker, 1977, y O'Neill et al., 2017; afloramientos de SMC y PAOM modificados de Servicio Geológico Mexicano, 2008a, 2008b. Nombres de grupos tomados de Elizondo-Pacheco et al., 2022. ....12
- Figura 9.** (a) Mapa geológico del Complejo Alcalino La Vasca. (b) Imagen satelital del complejo alcalino La Vasca (la extensión de la imagen satelital es la misma que del mapa geológico). Modificado de Servicio Geológico Mexicano, 2006. ....13
- Figura 10.** Aspecto textural de las MGE en rocas agpaíticas. (a) sienita nefelínica agpaítica de grano grueso, con cúmulos de MGE rojos. Ilímaussaq, Groenlandia. (b) sienita nefelínica agpaítica de grano fino y porfírica, con fenocristales de MGE púrpuras. Ilímaussaq, Groenlandia. (c) Pegmatita agpaítica con MGE intersticiales (rojo). Lovozero, Rusia. (d) Veta agpaítica cortando sienita nefelínica miaskítica, con cristales euhedrales de MGE (marrón rojizo). Tamazeght, Marruecos. Tomado de Marks y Markl, 2017. ....17

- Figura 11.** Distribución de rocas con MGE (agpaíticas) y otras localidades con rocas potencialmente agpaíticas. Localidades en los Anexos (Tabla 18). Tomado de Marks y Markl, 2017. ....18
- Figura 12.** Bosquejo ilustrando las características típicas de campo para diferentes localidades en el mundo (nombres en paréntesis) de rocas peralcalinas agpaíticas y miaskíticas. Distribución geográfica de localidades mencionadas y otras adicionales en Figura 11. Tomada de Marks y Markl, 2017. ....19
- Figura 13.** Diagrama de potenciales químicos  $\mu\text{Na}_2\text{O}$  vs.  $\mu\text{CaO}$ , mostrando las tendencias: rica en Ca (Kola, Tamazeght) y pobre en Ca (Ilimaussaq, Gronnedal, Puklen). Tomado de Marks et al., 2011.....19
- Figura 14.** Modelo esquemático de la diferenciación magmática y cristalización fraccionada sufrida por un magma parental basanítico, ejemplificando la evolución de rocas agpaíticas en Passa Quatro, Brasil. Tomado de Guarino et al., 2019. ....20
- Figura 15.** Diagrama de concordia de Wetherill (1956). La curva representa las relaciones concordantes entre  $^{207}\text{Pb}^*/^{235}\text{U}$  y  $^{206}\text{Pb}^*/^{238}\text{U}$ , así como algunas edades a las que se relacionan. Se representa también una recta de discordia para un caso hipotético de pérdida de Pb. El intercepto superior de la discordia con la concordia representa una edad de cristalización, mientras que el intercepto inferior se interpreta como una edad metamórfica, o de apertura del sistema cuando sucede la pérdida de Pb. Tomado de White, 2015.....28
- Figura 16.** Representación gráfica de un modelo de evolución de Pb de una etapa (modelo Holmes-Houtermans). Se grafican tres curvas de evolución de Pb para reservorios cuyos valores actuales de  $\mu$  son 8, 9, y 10. Se dibujan además isócronas de ciertos valores de t. El punto P equivale a una muestra extraída hace 3 Ga de un reservorio con valor  $\mu$  actual de 10. Tomado de Faure y Mensing, 2005. ....32
- Figura 17.** (a): Modelo de evolución de Pb de dos etapas (Stacey y Kramers). El valor primigenio de Pb primero evoluciona en un reservorio con  $\mu = 7.192$  desde 4.57 hasta 3.70 Ga (punto Q). A partir de 3.70 Ga, el reservorio cambia a un valor  $\mu = 9.735$ , continuando la evolución de Pb ininterrumpidamente hasta P, que representa al Pb cortical promedio. (b): Caso hipotético de muestras con Pb anómalo, formadas a partir de la mezcla de Pb radiogénico y Pb común, partiendo del punto P en la segunda etapa de la curva de evolución de plomo del modelo Stacey y Kramers. Tomado de Faure y Mensing, 2005. ....33
- Figura 18.** Curvas de evolución de isótopos de plomo (Plumbotectonics versión IV) para modelos de reservorios, y campos de la probable composición promedio moderna. Los puntos en las líneas representan incrementos de edad de 0.2 Ga. (a) Relación  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  contra  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ . (b)  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  contra  $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ . Tomada de Zartman y Haines, 1988.....35
- Figura 19.** Apariencia de los afloramientos de distintas rocas de La Vasca y San José de las Piedras. (a) Sienita atravesada por dique félsico. (b) Oxidación en rocas de La Vasca, muy similar en San José. (c) Bloque de sienita de San José, muy similar a lo visto en el núcleo de La Vasca (las cavidades son de actividad artesanal). ....44
- Figura 20.** Afloramientos de roca de afinidad peralcalina. (a) Afloramiento de sienita con piroxeno sódico. (b) Afloramiento de sienita de sodalita con capas ricas en piroxeno sódico. ....44
- Figura 21.** Vetas mineralizadas observadas en La Vasca. (a) Veta bandeada de eudialita y egirina, con algunos feldespatos dispersos, atravesando skarn. (b) Veta bandeada de egirina y feldespato, emplazado en roca ígnea. (c) Pegmatita de egirina, feldespato y cuarzo, atravesando skarn. (d)

- Pegmatita similar a (c), con eudialita dispersa. (e) y (f) Vetas mineralizadas de cuarzo, inyectadas en estratos sedimentarios deformados, que algunas veces son de decenas de centímetros de espesor.....45
- Figura 22.** (a) Mapa geológico fotointerpretado del Complejo Alcalino La Vasca. (b) Imagen satelital del Complejo Alcalino La Vasca (la extensión de la imagen satelital es la misma que del mapa geológico). .....46
- Figura 23.** Mapas geológicos a detalle del Complejo Alcalino La Vasca, con la ubicación de las muestras estudiadas en este trabajo. ....47
- Figura 24.** Diques vistos en La Vasca. (a) Dique traquítico con egirina, atravesado por numerosas vetas mineralizadas con alta radioactividad, vetas silíceas, y pegmatitas con egirina. (b) Dique rico en egirina y cuarzo.....48
- Figura 25.** (a) Apariencia de un sill (rocas de arriba) a las afueras del Ejido San Miguel, levantando rocas sedimentarias (abajo) de la Fm. Pen. En el contacto entre ambas, de manera concordante a los estratos, se aloja la brecha carbonatada. (b) Dique máfico con sulfuros (sobre el que están de pie las personas) cortando a un dique diorítico. ....48
- Figura 26.** (a) Mapa geológico de la zona a las afueras del Ejido San Miguel, con la ubicación de las muestras tomadas. Modificado de Servicio Geológico Mexicano, 2006. (b) Imagen satelital de la zona (la extensión de la imagen satelital es la misma que del mapa geológico).....49
- Figura 27.** Microfotografías de monzonita (Muestra RJM-005, mismo lugar que RJM2-01), con abundante biotita, y feldespatos y plagioclasas intensamente sericitizadas. Visibles también algunos clinopiroxenos y cristales alargados de apatito. (a) XPL 4x, (b) PPL 4x. Ap: apatito, Bt: biotita, Op: opaco, Pl: plagioclasa, Cpx: Clinopiroxeno, Kfs: feldespato-K. ....50
- Figura 28.** Microfotografías de monzonita (Muestra RJM2-01), donde se observa clinopiroxeno y biotita cloritizados, probable epidota, titanita en el centro, y algunos apatitos en plano basal. (a) XPL 10x, (b) PPL 10x. Ap: apatito, Cpx: clinopiroxeno, Chl: clorita, Ttn: titanita, Ep: epidota, Bt: biotita. ....50
- Figura 29.** Microfotografías de cuarzosienita (Muestra RJM2-03), presentando biotita, anfíbol cloritizado, feldespatos sericitizados, cuarzo, y minerales opacos. (a) XPL 4x, (b) PPL 4x. Amp: anfíbol, Bt: biotita, Kfs: feldespato-K, Op: opaco, Qz: cuarzo. ....51
- Figura 30.** Microfotografías de granitoide de San José de Las Piedras. (a) XPL 4x, (b) PPL 4x. Qz: cuarzo, Aeg: egirina, Op: opaco, Kfs: feldespato-K, Hbl: hornblenda. ....51
- Figura 31.** Microfotografías de dique gabrónico (Muestra CVA-06), apreciándose la textura fluidal de las plagioclasas, con fenocristales de feldespato-K y clinopiroxeno, estos últimos a veces cloritizados y carbonatados. (a) XPL 4x, (b) XPL 4x. Kfs: feldespato-K, Amp: anfíbol, Pl: plagioclasa, Cpx: clinopiroxeno. ....52
- Figura 32.** Microfotografías de sienita (Muestra RJM2-02). (a) egirina y arfvedsonita intercrecidas, feldespato-K y plagioclasa albítica manchados, y algo de cuarzo intersticial. XPL 4x. (b) "Coágulos" de minerales opacos rodeados de pequeños granos de mica, egirina y arfvedsonita. PPL 20x. Kfs: feldespato-K, Pl: plagioclasa, Arf: arfvedsonita, Aeg: egirina, Op: opaco, Bt: biotita. ....53

- Figura 33.** Microfotografías de sienita con egirina (Muestra LVA2-04). (a) Pertita intersertal con patrón de tablero de ajedrez. XPL 4x. (b) Aglomerado de minerales opacos rodeados de mica y algo de egirina. PPL 20x.....53
- Figura 34.** Microfotografías de sienita de sodalita (Muestra LVR-08) visualizándose: (a) Feldespato-K “límpio”, con apariencia pertítica, y abundante egirina. XPL 4x. (b) Cristal de sodalita entre feldespatos (manchados), cristales euhedrales de egirina, y una pequeña titanita. PPL 4x. (c) Cristal de egirina (subhedral, colores de interf. Anómalos) y carbonato intersticial. XPL 10x. (d) Masa de zeolitas (thomsonita, natrolita, analcima) (englobados con etiqueta Anl) formadas probablemente a partir de sodalita, y un cristal euhedral de titanita. XPL 10x. Aeg: egirina, Kfs: feldespato-K, Sdl: sodalita, Nph: nefelina, Cal: calcita, Eud: eudialita, Anl: analcima (zeolitas), Ttn: titanita.....54
- Figura 35.** Microfotografías de rocas afectadas por metasomatismo producido por las rocas peralcalinas, caracterizado por enriquecimiento de egirina, corrosión de feldespato-K y recristalización de cuarzo y plagioclasa o feldespato (a y b). Algunas rocas poseen arfvedsonita (c), y esta puede enriquecerse o no con la alteración metasomática (d). Todas las imágenes son con XPL 4x, excepto por (c) con XPL 10x, y (d) con PPL 4x. Qz: cuarzo, Kfs: feldespato-K, Aeg: egirina, Zrn: zircón, Pl: plagioclasa, Arf: arfvedsonita.....55
- Figura 36.** Microfotografías de dique sienítico (Muestra: LVA-003) con feldespato-K de textura traquitoide y con granos de egirina y cuarzo. Ambas fotos con XPL 4x. Kfs: feldespato-K, Aeg: egirina, Qz: cuarzo. ....56
- Figura 37.** Microfotografías de dique de aspecto máfico (Muestra: LVA-003) compuesto por cuarzo con inclusiones concéntricas de egirina (?), feldespato-K alterado, y un mineral sin identificar (isótropo, color amarillo marrón). (a) XPL 10x, (b) PPL 10x.....56
- Figura 38.** Diagrama QAPF con las muestras que fueron estudiadas para conteos minerales. Líneas de tendencia de las series magmáticas tomadas de Frost y Frost, 2008. ....57
- Figura 39.** (a) Diagrama A-CN-K por Nesbitt y Young (1982).  $A = [Al_2O_3]$ ,  $CN = [CaO^* + Na_2O]$ ,  $K = [K_2O]$ . (b) Diagrama ternario de índices MFW por Otha y Arai (2007). Las rocas basálticas se clasifican en facies según su nivel de meteorización como frescas (1), moderadamente meteorizadas (2), intensamente meteorizadas (3) y suelo (4). Los números en el perfil de meteorización del granito representan las densidades brutas de las muestras, las cuales son una estimación del grado de meteorización. Los puntos negros son rocas ígneas representativas: komatiita (Kom), basalto (Bas), andesita calc-alkalina (And), dacita calc-alkalina (Dac), granito (Gra) y riolita calc-alkalina (Rio).....60
- Figura 40.** Diagrama TAS según Middlemost (1994) para rocas plutónicas. ....60
- Figura 41.** Diagramas de clasificación de rocas graníticas de Frost et al., 2001. (a) Diagrama de sílice contra  $FeO_t/(FeO_t+MgO)$ . (b) Diagrama de sílice contra el índice modificado de álcalis (MALI). (c) Diagrama del índice saturación de alúmina (ASI) contra índice de alcalinidad (A/NK). ....62
- Figura 42.** Diagrama multi-elemental de incompatibles normalizado a manto primitivo de Sun y McDonough, 1989. El diagrama de arriba corresponde a las rocas peralcalinas, y el de abajo a las rocas metaluminosas y lavas. ....62

- Figura 43.** Diagrama de concentración de tierras raras normalizado a condrita C1 (Sun y McDonough, 1989). El diagrama de la izquierda corresponde a las rocas peralcalinas, y el de la derecha a las rocas metaluminosas y lavas. ....63
- Figura 44.** Diagramas de discriminación tectónica de Pearce et al., 1984. Syn-COLG = granitos sin-colisionales, WPG = granitos de intraplaca, VAG = granitos de arco volcánico, ORG = granitos orogénicos. ....64
- Figura 45.** Imágenes de CL de zircones de la muestra RJM2-01 (monzonita), mostrando los puntos ablados para obtener las edades anotadas. ....65
- Figura 46.** Imágenes de CL de zircones de la muestra RJM2-03 (cuarzosienita), mostrando los puntos ablados para obtener las edades anotadas. ....65
- Figura 47.** Diagramas de concordia para las muestras RJM2-01 (a), y RJM2-03 (b), ambas rocas metaluminosas.....65
- Figura 48.** Diagrama de relaciones isotópicas iniciales de Sr y Nd. Fuentes isotópicas recopiladas de Rollinson y Pease, 2021. Miembros de la PAOM tomados de Chávez-Cabello, 2005. ....66
- Figura 49.** Diagramas de relaciones isotópicas de (a)  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  contra  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ , y (b)  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  contra  $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ . Línea de regresión de Pb anómalo de color azul, con las cruces indicando las intersecciones con las curvas de evolución y su edad modelo estimada. Los campos coloreados representan el rango de composiciones reportadas para miembros de la PAOM (Chávez-Cabello, 2005). Campos de reservorios DM y EM II adaptadas de Rollinson y Pease, 2021 y referencias en éste. ....67
- Figura 50.** Diagramas de relaciones isotópicas de (a)  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  contra  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ , y (b)  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  contra  $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ , con los campos punteados representando las composiciones de los reservorios modelados en plumbotectónica (Zartman y Haines, 1988). ....68
- Figura 51.** Diagrama de relación isotópica  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  contra relación isotópica  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  inicial. Los campos coloreados representan el rango de composiciones reportadas para miembros de la PAOM (Chávez-Cabello, 2005). Reservorios adaptados de White, 2015.....68
- Figura 52.** Esquema de las relaciones del magmatismo intraplaca, entre composiciones de magmas parentales y los miembros finales de su evolución. Tomado de Frost y Frost, 2014. ....70
- Figura 53.** Diagramas de discriminación tectono-magmática para rocas intermedias (arriba; Verma y Verma, 2013), y para rocas ácidas (abajo; Verma et al., 2013). Se emplean elementos mayores. CR: Rift continental; OI: Isla oceánica; IA: arco de islas; CA: arco continental; Col: Colisional. ...72
- Figura 54.** Diagramas de discriminación tectono-magmática para rocas intermedias (arriba; Verma y Verma, 2013), y para rocas ácidas (abajo; Verma et al., 2013). Se emplean elementos mayores y traza. CR: Rift continental; OI: Isla oceánica; IA: arco de islas; CA: arco continental; Col: Colisional. ....73
- Figura 55.** a) Mapa geológico fotointerpretado del Cerro San José de las Piedras. b) Imagen satelital de la zona (la extensión de la imagen satelital es la misma que del mapa geológico). ....92

## Lista de tablas

<b>Tabla 1.</b> Minerales ricos en EAPI comunes en rocas miaskíticas y agpaíticas. Tomado y modificado de Marks y Markl, 2017. ....	15
<b>Tabla 2.</b> Minerales del grupo de la eudialita y sus fórmulas aprobadas por la IMA. Tomado de Pfaff et al., 2010. ....	17
<b>Tabla 3.</b> Concentraciones promedio de U, Th, y Pb en rocas ígneas, sedimentarias, y metamórficas. Tomado de Faure y Mensing, 2005.....	27
<b>Tabla 4.</b> Selección de valores numéricos para resolver la pendiente de una isócrona Pb-Pb, en función de una edad t en la concordia de Wetherill. Tomado de Faure y Mensing, 2005.....	30
<b>Tabla 5.</b> Evolución isotópica de Pb del modelo Stacey-Kramers. Tomado de Faure y Mensing, 2005 .....	34
<b>Tabla 6.</b> Pendientes de isócronas secundarias con sus correspondientes edades modelo, para el modelo de evolución Stacey-Kramers. ....	35
<b>Tabla 7.</b> Detalles del uso de ácidos en la separación química de Rb, Sr y ETR con resina Dowex® .....	39
<b>Tabla 8.</b> Detalles del uso de ácidos en la separación química de Nd y Sm con resina LN Spec® .....	39
<b>Tabla 9.</b> Detalles del uso de ácidos en la separación química de Pb y U con resina AG1-X8 .....	40
<b>Tabla 10.</b> Muestras analizadas geoquímicamente en el trabajo presente .....	57
<b>Tabla 11.</b> Datos geoquímicos de roca total para elementos mayores y traza.....	58
<b>Tabla 12.</b> Resultados de análisis U-Th-Pb en zircones realizados por LA-ICP-MS. Muestra RJM2-01 (monzonita), localidad La Vasca. ....	86
<b>Tabla 13.</b> Resultados de análisis U-Th-Pb en zircones realizados por LA-ICP-MS. Muestra RJM2-01 (monzonita), localidad La Vasca. ....	87
<b>Tabla 14.</b> Resultados de análisis isotópicos en roca total de los sistemas Rb-Sr y Sm-Nd, realizados por TIMS. ....	88
<b>Tabla 15.</b> Resultados de análisis isotópicos en roca total, del sistema U-Th-Pb, realizados por TIMS.....	88
<b>Tabla 16.</b> Resultados de análisis isotópicos en separados minerales, del sistema U-Th-Pb, realizados por TIMS. ....	89
<b>Tabla 17.</b> Resultados obtenidos del procesamiento de isótopos de Pb en el programa Pblso (Armistead et al., 2022).....	89
<b>Tabla 18.</b> Localidades mencionadas en la Figura 11, además de su edad y ocurrencia en campo. Según su expresión en campo, las rocas se dividen en 1: plutónicas a sub-volcánicas, 2: sub-volcánicas a volcánicas, 3: deformadas/metamorfizadas. Tomado de Marks y Markl, 2017. ....	90

## Capítulo 1. Introducción

---

Las rocas ígneas peralcalinas se caracterizan por presentar una relación molar  $(Na + K)/Al > 1$ , y engloba tanto a rocas saturadas como a no saturadas en sílice (Le Maitre, 2004). En casos donde se presentan enriquecimientos sustanciales de álcalis, halógenos, y elementos incompatibles como Elementos de Alto Potencial Iónico (EAPI, o HFSE por sus siglas en inglés) y elementos de tierras raras (ETR), pueden formarse minerales raros de F, Cl, y Na-Ca-EAPI, siendo los minerales del grupo de la eudialita (MGE) los más comunes, característicos de las rocas denominadas agpaíticas. Cuando no se forman estos minerales, los EAPI se concentran mayormente en zircón y titanita, y se clasifican como miaskíticas (Marks y Markl, 2017).

### 1.1. Planteamiento del problema

Investigaciones y prospecciones recientes en el complejo alcalino La Vasca (CALV), ubicado en el noroeste de Coahuila, revelaron la presencia de cuerpos afines a procesos magmáticos peralcalinos (Martínez-Salinas, 2020), algunos con MGE (Figura 1). Este reporte no ha sido contemplado con anterioridad dentro del magmatismo regional, incluso al encontrarse emplazado dentro de la región conocida como Provincia Alcalina Oriental Mexicana (PAOM), donde se han estudiado numerosos cuerpos de afinidad alcalina, entre ellos rocas peralcalinas y carbonatitas (Camprubí, 2009; Elizondo-Pacheco et al., 2022; Ramírez-Fernández et al., 2000).



**Figura 1.** Fragmento de veta mineralizada rica en eudialita, mineral característico de rocas agpaíticas y rico en ETR. Sección NO de Sierra La Vasca.

Anteriormente, no se habían reportado rocas con eudialita en México, y las más próximas se encuentran en Texas, cerca de la frontera con Chihuahua (Marks y Markl, 2017; McLemore y Guilinger, 1993). Además, dentro del magmatismo regional, no se le ha otorgado relevancia al CALV (Camprubí, 2013; Elizondo-Pacheco et al., 2022). Por otro lado, los MGE son de interés para ser explotados por la obtención de ETR. En el país, son muy escasos los prospectos mineros de ETR, siendo los conocidos inviables para su explotación (Márquez-Medina y Jiménez-Hernández, 2017). Por lo anterior, aquí se presenta la oportunidad de aportar información valiosa al magmatismo regional del noroeste de Coahuila y su vínculo con las provincias magmáticas aledañas, con el añadido de ser un potencial prospecto de mineralizaciones de valor, por lo cual se planeó el presente trabajo.

## **1.2. Objetivos**

Como objetivo general, se plantea caracterizar las rocas expuestas en diversas zonas del complejo, para discernir la fuente a partir de la que se formaron y aportar información a la geología regional del noroeste de Coahuila.

Como objetivos específicos, se proponen los siguientes:

- Describir y clasificar las rocas presentes, evaluar la asociación que pueda haber entre ellas y los procesos que las hayan formado.
- Inferir la fuente de las rocas y el ambiente tectónico en que se formaron.
- Definir la temporalidad de las rocas respecto al contexto geológico.

## **1.3. Justificación**

La información publicada sobre el área de estudio no es sólida, y la que se encuentra disponible generalmente aborda aspectos regionales (Poliquin, 2009). El CALV adquiere un gran interés al ser quizá la primera localidad de México donde se reportan rocas peralcalinas agpaíticas, junto a la posibilidad de encontrar carbonatitas, lo que presenta la oportunidad de hacer un aporte novedoso a la geología

regional, además de existir la posibilidad de tener potencial económico en un área de la minería que es nueva para el país.

En la literatura global, se desconoce o no es significativa la existencia de localidades de esta clase en el país (Marks y Markl, 2017; Woolley y Kjarsgaard, 2008), probablemente por las pequeñas dimensiones de los afloramientos o la falta de relevancia de estas localidades. En la literatura nacional, son escasos los reportes de este tipo de cuerpos.

La PAOM es una región relacionada con actividad magmática alcalina, sin embargo, no hay reportes significativos del CALV que la vinculen contundentemente a ésta, recibiendo apenas mención por Camprubí (2009) y Elizondo-Pacheco et al. (2022). Respecto a carbonatitas, las más prominentes se encuentran en dos afloramientos en el Complejo El Picacho, Tamaulipas (Ramírez-Fernández et al., 2000), y tres intrusivos menores cercanos a Villa Ahumada, Chihuahua (Nandigam, 2000). El CALV, al poseer rocas agpaíticas, podría albergar carbonatitas (Marks y Markl, 2017).

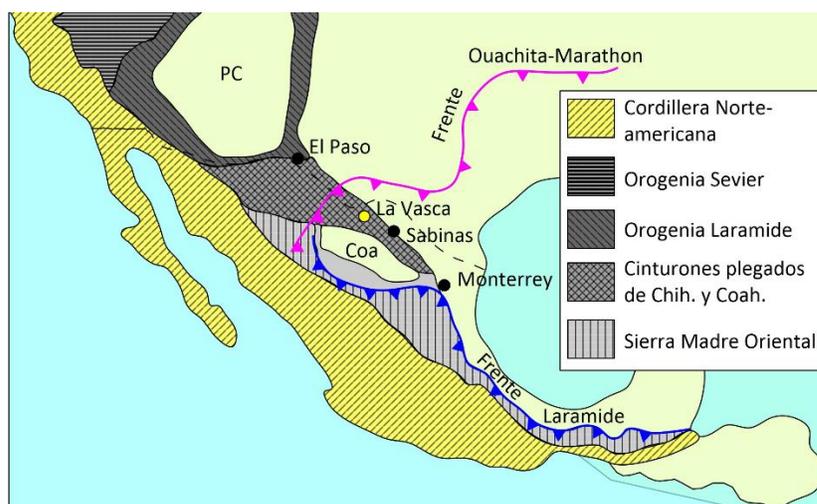
#### **1.4. Hipótesis**

El complejo La Vasca sugiere la ocurrencia de procesos de magmatismo peralcalino. Se han visto además minerales del grupo de la eudialita, ricas en elementos incompatibles y tierras raras. Se espera encontrar una sucesión de rocas ígneas de carácter peralcalino. Este tipo de magmatismo probablemente se asocia a magmatismo intraplaca, con probable aporte del manto como fuente del magma. La evolución tectónica regional plantea una temporalidad alrededor del Eoceno para el emplazamiento del intrusivo.

## Capítulo 2. Antecedentes y marco geológico

### 2.1. Contexto geológico de la zona de estudio

La zona se encuentra dentro del Cinturón de Pliegues y Cabalgaduras (CPC) mexicano, que engloba a la Sierra Madre Oriental (SMO), a los cinturones de Chihuahua y Coahuila, y los terrenos occidentales (Figura 2) (Chávez-Cabello et al., 2009). Los eventos tectónicos más recientes que afectaron la zona son la Orogenia Laramide y la posterior extensión de estilo Cuencas y Sierras. Un evento más antiguo es la sutura Ouachita-Marathon desarrollada principalmente hacia el norte del área de estudio (Ortega-Gutiérrez et al., 2018).



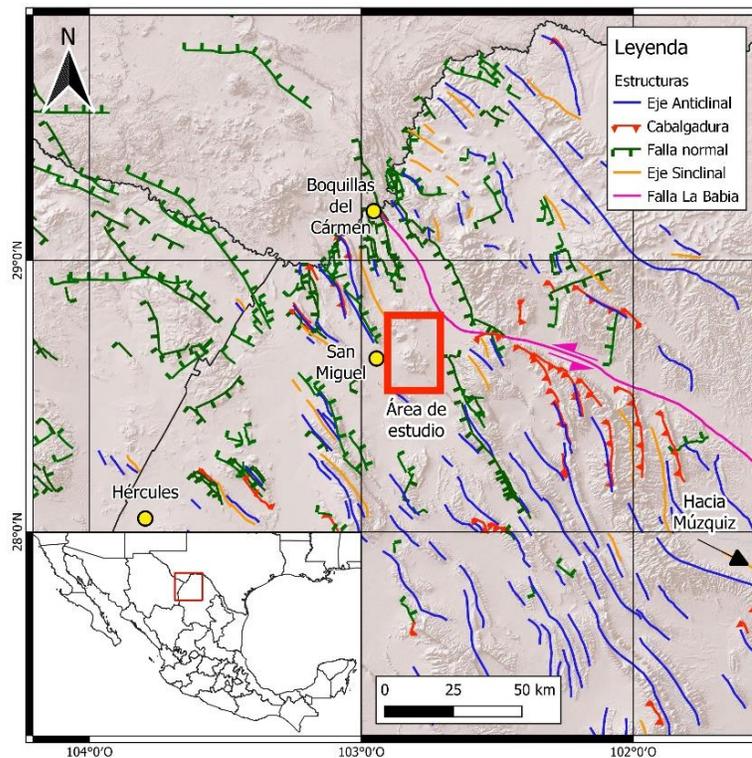
**Figura 2.** Extensión de las distintas provincias orogénicas y los frentes de deformación. Modificada de Chávez-Cabello et al., 2009.

No existen estudios geológicos detallados en el área de estudio, por lo que se recurre a información regional como antecedentes.

Al estar cerca de la localidad de la sierra del Carmen, se infiere que las rocas del basamento son rocas metapelíticas esquistosas metamorfozadas en el Pérmico ( $277 \pm 10$  Ma, Rb-Sr en roca total y separados minerales; Carpenter, 1997), como las expuestas en Boquillas del Carmen. Estas rocas representan la zona interior de la sutura Ouachita las cuales, según Chávez-Cabello (2005), se extienden hacia el sureste de esta localidad. Las rocas más antiguas depositadas en la cuenca son capas rojas en el Jurásico Temprano asociadas a la extensión y el hundimiento de grabens, producto de un adelgazamiento cortical que llevó a

la ruptura de Pangea y la apertura del Golfo de México. Relacionado al mismo evento, sucesiones volcánicas calco-alcálicas se intercalaron con conglomerados continentales. Posteriormente, se depositaron secuencias evaporíticas al ocurrir la primera transgresión marina en el Jurásico Medio (González Sánchez et al., 2007).

Las secuencias sedimentarias de la cuenca son numerosas y variadas, al poseer una extensa historia de subsidencia y cambios eustáticos, depositándose principalmente sedimentos siliciclásticos, rocas evaporíticas y rocas carbonatadas (González Sánchez et al., 2007). Posterior a la orogenia Laramide, durante el Paleógeno, la cuenca se vio afectada por intrusiones magmáticas y vulcanismo, entre los que destacan los plutones emplazados en el Eoceno relacionados al retroceso y ruptura de la placa Farallón (Elizondo-Pacheco et al., 2022; Viera-Décida, 2006), además de vulcanismo asociado a la posterior extensión cortical en la zona (Levresse et al., 2011; Orozco-Esquivel et al., 2002).



**Figura 3.** Estructuras principales de la región, donde las orientaciones predominantes en dirección NW-SE se asocian a la extensión de Cuenclas y Sierras. Estructuras tomadas de Servicio Geológico Mexicano (2006), y O'Neill et al. (2017).

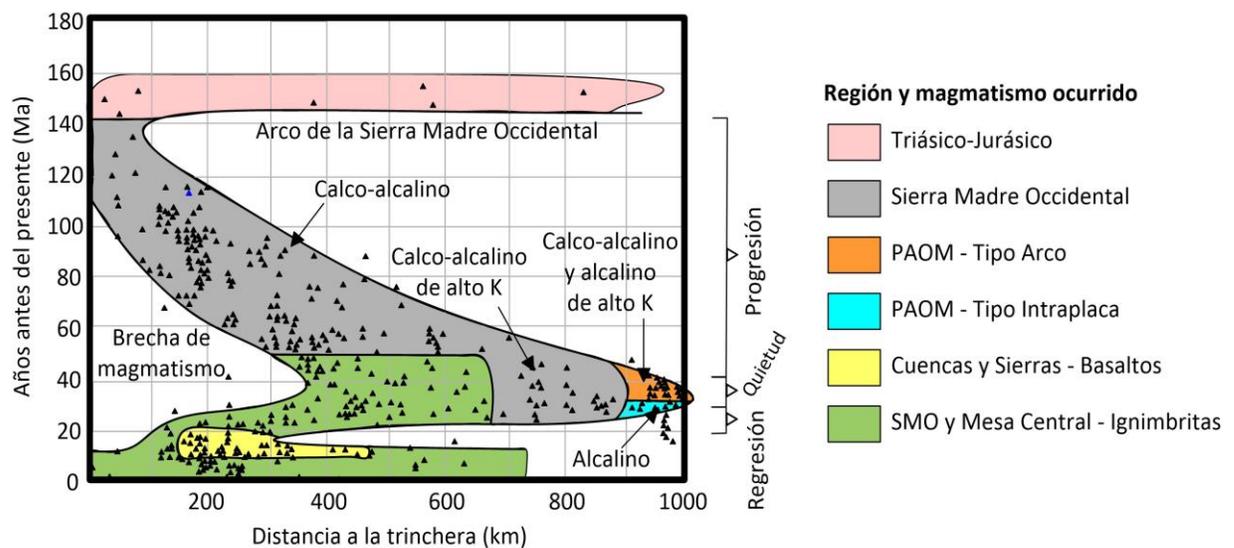
La generación de estructuras anticlinales y cabalgaduras fue causado principalmente por la orogenia Laramide, aunque con orientación distinta a la vista en el frente de deformación como en la Sierra Madre

Oriental (Chávez-Cabello et al., 2009). El posterior relajamiento del esfuerzo compresivo generó numerosas fallas normales (Figura 3) (Price et al., 1987).

## 2.2. Configuración tectónica

### 2.2.1 Orogenia Laramide

La orogenia Laramide es el evento orogénico que generó el cinturón de pliegues y cabalgaduras que es la Sierra Madre Oriental, ocurrido entre 80 y 55 Ma (Figura 2) (Chávez-Cabello, 2005; Eguiluz De Antuñano et al., 2000). Se piensa que una causa colisional no es compatible con su origen (English y Johnston, 2004), debido a que el cinturón de deformación resultante (Sierra Madre Oriental) se formó muy al interior del margen activo y, existiendo varios mecanismos propuestos (cabalgadura retro-arco, tectónica de “orógeno flotante”, colisión cordillerana), un aumento en la tasa de convergencia y disminución de ángulo de subducción es la propuesta preferida para explicar la formación de la Sierra Madre Oriental alejada de la trinchera (English y Johnston, 2004; Viera-Décida et al., 2009). El magmatismo debido a la subducción de la placa Farallón bajo la placa Norteamericana en el Eoceno medio se encontraba al interior del continente, alejado de la trinchera hasta 1000 km, en respuesta al bajo ángulo de subducción (Figura 4) (Henry et al., 1991).



**Figura 4.** Gráfico comparativo de la edad de manifestaciones magmáticas respecto a su distancia con la paleo-trinchera de subducción de Farallón. Modificada de Clark et al., 1982, y Viera-Décida, 2006.

La deformación laramídica muestra dos estilos de plegamiento y fallamiento: un estilo de deformación de cobertura delgada (thin-skinned), donde se formaron cabalgaduras y pliegues por despegue sobre estratos evaporíticos, deformando estratos Mesozoicos y Cenozoicos, y un estilo donde el basamento Precámbrico a Triásico participa en la deformación (thick-skinned), que causó que fallas pre-existentes se reactivasen con desplazamiento inverso (Chávez-Cabello, 2005; Chávez-Cabello et al., 2009; Eguiluz De Antuñano et al., 2000; Zhou et al., 2006). La edad de la deformación muestra una disminución en dirección al noreste (Sedlock et al., 1993).

La porción central de Coahuila y Chihuahua se excluyen de la Sierra Madre Oriental por poseer una evolución paleotectónica y estilos estructurales diferentes (Eguiluz De Antuñano et al., 2000). En el caso de la Cuenca de Sabinas, la deformación de cobertura es más antigua que aquella donde participó el basamento, ya que fallas asociadas a la reactivación de fallas del basamento cortan a otras fallas y cabalgaduras (Chávez-Cabello et al., 2009). Las estructuras se presentan como anticlinales angostas separadas por amplios valles sinclinales, los núcleos de los anticlinales suelen ser invadidos por diapiros de sal, y presentan heterogeneidades estructurales a distintos niveles estratigráficos (Eguiluz De Antuñano et al., 2000). Además, intrusivos calco-alcalinos y alcalinos en el sur de la Cuenca de Sabinas aprovecharon la reactivación de fallas del basamento hace 45 a 39 Ma para emplazarse a profundidades someras (Chávez-Cabello et al., 2009).

En Texas y regiones circundantes, la dirección de mayor esfuerzo compresivo S1 muestra una orientación este-noreste, dando lugar a fracturas extensionales orientadas al norte-noroeste, rellenas por diques y vetas minerales. La compresión persistió hasta el Oligoceno, indicando un ambiente de afinidad de arco continental, hasta que la extensión inicial estilo Cuencas y Sierras comenzó, entre 32 a 30 Ma (Price y Henry, 1984).

### **2.2.2. Extensión estilo Cuencas y Sierras**

La extensión de estilo Cuencas y Sierras afectó principalmente el norte y el centro de México por fallamiento normal de alto ángulo (Sedlock et al., 1993). La provincia se compone de cuencas y serranías de alrededor de 2 km de elevación, empezando su fase extensiva hace ca. 36 Ma (Chapin et al., 2004; McMillan et al., 2000), como respuesta a la ralentización y cese de la subducción de la placa Farallón en el margen Pacífico (Henry y Aranda-Gomez, 1992). El inicio de esta fase exhibe rasgos transicionales entre la

compresión residual asociada a la placa Farallón y extensión temprana, hasta que el dominio de esfuerzos extensivos y el fallamiento normal regional comenzó hace ca. 24 Ma (Price et al., 1987).

Antes de hace ca. 32 Ma, el magmatismo más cercano al CALV, corresponde a la Provincia Trans-Pecos, que muestra características claras de magmatismo de arco continental, aunque de carácter más alcalino que en un arco típico, mostrándose a lo largo de la región magmática de Trans-Pecos (Henry et al., 1991). El cambio a régimen extensional en la Provincia Trans-Pecos fue acompañado de un cambio en el magmatismo de un estilo con un amplio espectro composicional asociado a subducción, a un estilo bimodal con características de ambiente intraplaca, aparentemente de forma paulatina (Henry et al., 1991; James y Henry, 1991). El magmatismo posterior a 24 Ma consistía exclusivamente de actividad básica alcalina, típica de rifts continentales (James y Henry, 1991).

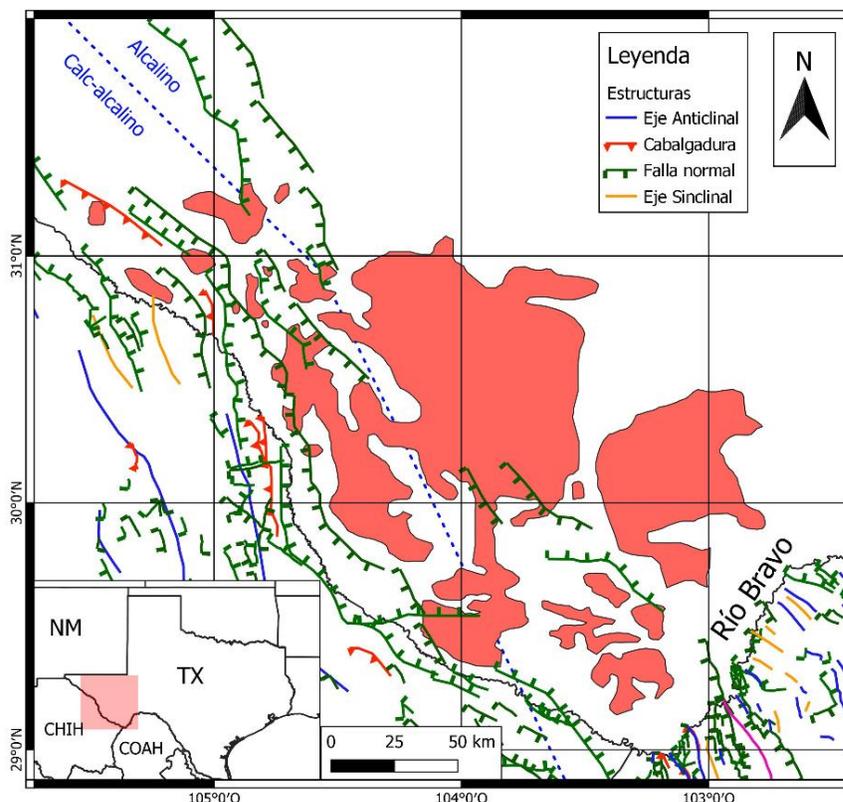
En el lado mexicano, el Cinturón Candela-Monclova posee características semejantes a rocas de la Provincia Trans-Pecos (Chávez-Cabello et al., 2009). El Cinturón Candela-Monclova no exhibió emplazamientos magmáticos durante el régimen extensional, siendo la Sierra de Picachos el cuerpo más próximo a este cinturón que intrusionó durante dicha etapa, con edad de ~20 Ma (Chávez-Cabello, 2005).

### **2.3. Provincia Magmática de Trans-Pecos**

La Provincia Magmática de Trans-Pecos (PMTP) es una región en el estado de Texas, EUA (Figura 5), donde ocurrieron diversos episodios magmáticos, destacando una división composicional definida por rocas alcalinas al este y rocas metaluminosas al oeste (Barker, 1977). Además de ello, la actividad magmática ocurrió de forma semicontinua desde ca. 48 Ma hasta ca. 17 Ma, con un pequeño hiato entre 27 y 24 Ma (Henry et al., 1991; Price y Henry, 1984). Al norte delimita con el Rift de Río Grande, y al sur incursiona indefinidamente en territorio mexicano, por lo que se propone que es la porción más septentrional de la Provincia Alcalina Oriental Mexicana (Ramírez-Fernández et al., 2000).

El magmatismo inicial comenzó hace aproximadamente 48 Ma, generando material mayormente máfico y algunos cuerpos félsicos, entrando a su etapa de magmatismo con mayor volumen y composición sílicea a los 37 Ma, cambiando nuevamente a una etapa tardía donde abundaron efusiones basálticas hace 30 Ma, culminando a los 17 Ma (Parker y Henderson, 2021). Existen también rocas con feldespatoides que se extienden en forma lineal a lo largo de la provincia con orientación NW-SE (Barker, 1977; Potter, 1996),

probablemente incluso al interior de México, al norte del estado de Coahuila, al haber reportadas localidades con este tipo de rocas (Daugherty, 1963).

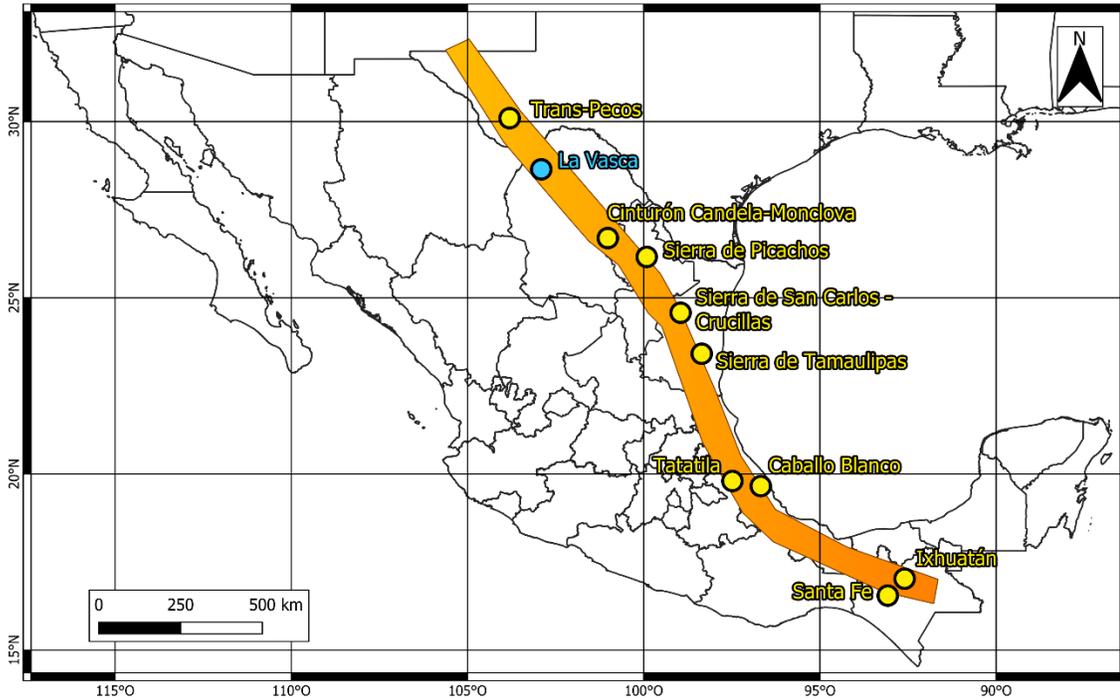


**Figura 5.** Extensión de las manifestaciones magmáticas de la Provincia Magmática Trans-Pecos (áreas en rojo), además de la línea divisoria de afinidad geoquímica de los magmas (línea punteada azul) propuesta por Barker, 1977. Modificado de O'Neill et al., 2017. NM: Nuevo México, TX: Texas, CHIH: Chihuahua, COAH: Coahuila.

## 2.4. Provincia Alcalina Oriental Mexicana

La Provincia Alcalina Oriental Mexicana (PAOM) comprende un cinturón de cuerpos magmáticos discontinuos a lo largo de 900 km con una tendencia NO-SE (Figura 6), emplazados como intrusivos, cuerpos hipabisales y efusiones volcánicas, los cuales muestran una gran variabilidad litológica, con carácter mayoritariamente alcalino, y firmas geoquímicas de arco continental y basalto de isla oceánica (Elizondo-Pacheco et al., 2022; Ramírez-Fernández et al., 2000; Viera-Décida et al., 2009).

El magmatismo de afinidad de arco continental es el más viejo, con edades desde los 42 Ma (Cinturón Candela-Monclova), mientras que el magmatismo de afinidad intraplaca es más joven, con edades desde los 32 Ma (Sierra de Tamaulipas) a los 23 Ma (Planicie de Tampico) (Viera-Décida et al., 2009) (Figura 4).

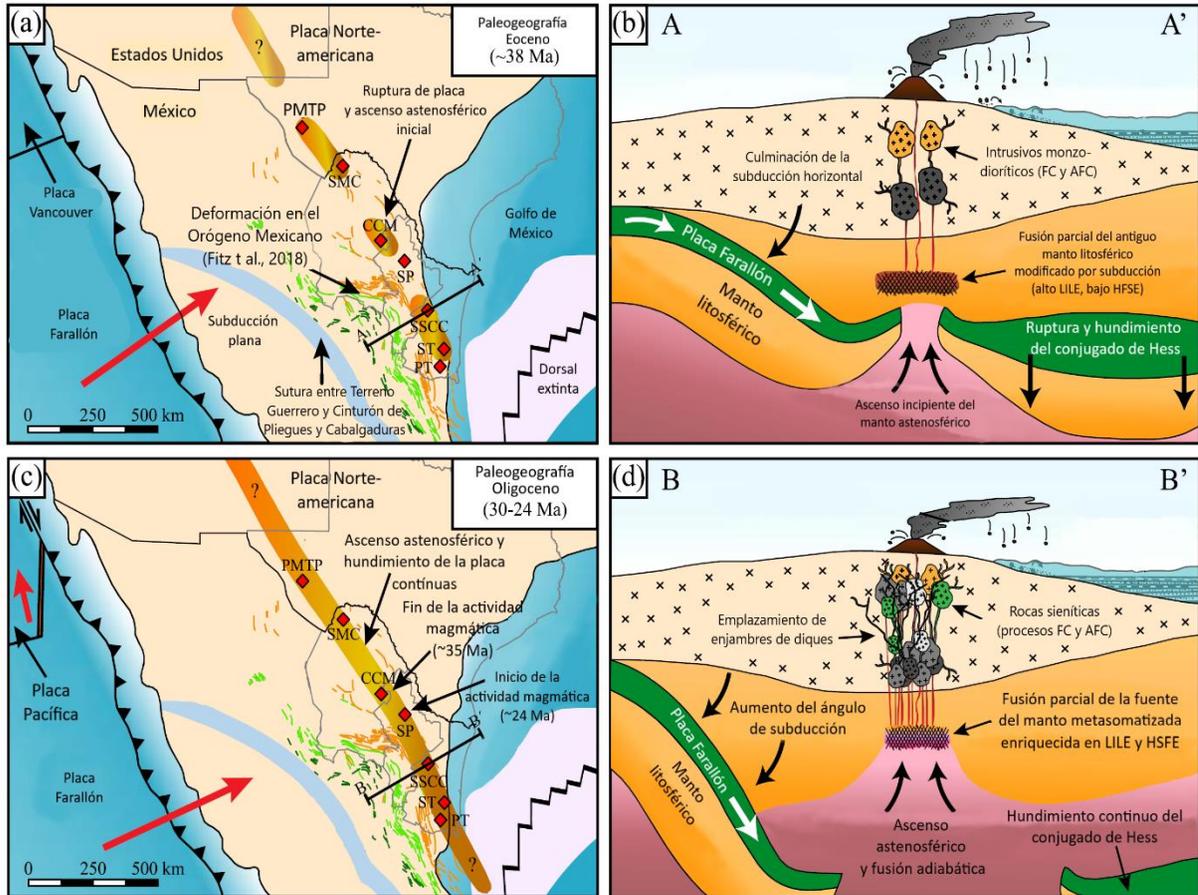


**Figura 6.** Extensión de la Provincia Alcalina Oriental Mexicana, con algunos de los cuerpos magmáticos que la conforman, con La Vasca representada. Modificada de Camprubí, 2013.

El paradigma dominante que explica la formación de las rocas asociadas a la PAOM lleva cierto tiempo en consolidación, con los aportes más recientes sustentados en la subducción de bajo ángulo de la placa Farallón y su posterior retroceso, permitiendo el ingreso y ascensión de la astenosfera, así posibilitando la formación de los magmas de la provincia a partir de la fusión parcial de una componente del manto litosférico alterada por subducción, junto a una componente astenosférica (Elizondo-Pacheco et al., 2022; Leal-Cuellar et al., 2023; Parker y Henderson, 2021; White et al., 2006). El retroceso de la placa se debió a la ruptura y separación de un segmento de meseta oceánica engrosada, denominada conjugado de Hess (Figura 7.b), el cual poseía características de elevada flotabilidad, y causó el fenómeno de subducción de bajo ángulo (flat-slab subduction) (Liu et al., 2010); la región donde se separó el conjugado de Hess fue invadida por el manto astenosférico que, al desprenderse y hundirse el conjugado, comenzó a ascender y a fundirse por descompresión adiabática (Figura 7.d) (Elizondo-Pacheco et al., 2022; Leal-Cuellar et al., 2023).

Tradicionalmente, algunos autores han englobado a los cuerpos intrusivos que afloran en el noroeste de Coahuila en la sierra Maderas del Carmen (SMC, Figura 7) dentro de la PAOM (Camprubí, 2009; Elizondo-Pacheco et al., 2022); ya se especulaba que estos intrusivos compartirían características con cuerpos de la PMTP (Barker, 1987; Price et al., 1987). Viendo su distribución, se puede distinguir que existe una

separación de aproximadamente 200 km entre los cuerpos al noroeste del miembro más próximo de la PAOM (Cinturón Candela-Monclova), mientras que la distancia hacia la PMTP es de alrededor de 20 km en algunos puntos (Figura 8).

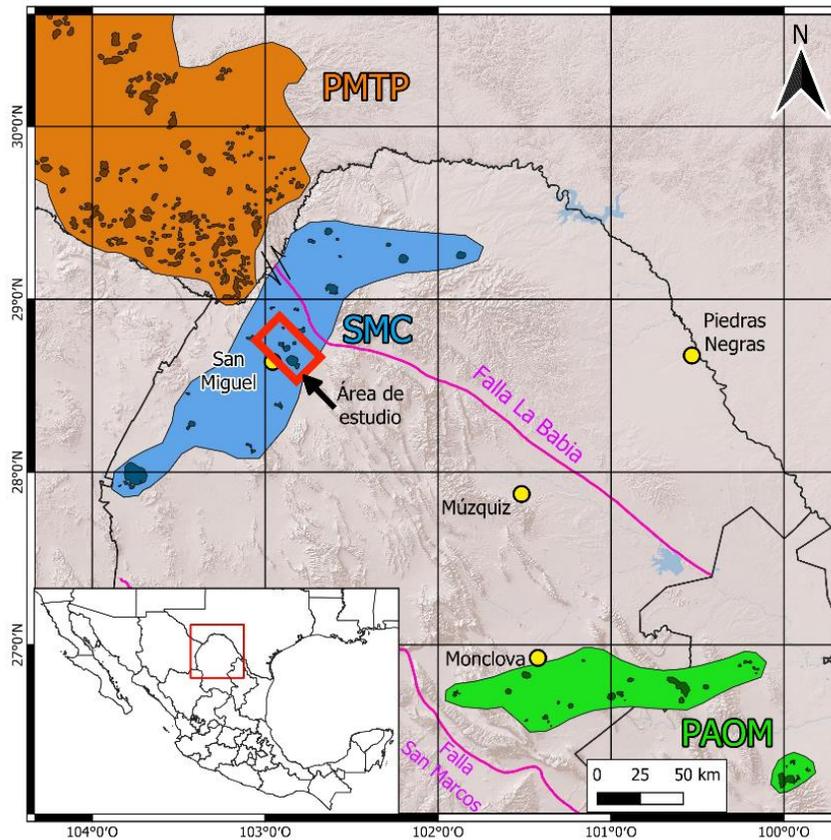


**Figura 7.** Esquema del modelo petrogenético y tectónico del magmatismo de la PAOM. (a,b) Ruptura y hundimiento del conjugado de Hess, e iniciación del magmatismo de arco. (c,d) Ruptura de la placa farallón y fusión parcial del manto enriquecido astenosférico. PMTP: Provincia Magmática de Trans-Pecos, SMC: Sierra Maderas del Carmen, CCM: Cinturón Candela-Monclova, SP: Sierra de Picachos, SSCC: Sierra de San Carlos-Crucillas, ST: Sierra de Tamaulipas, PT: Planicie de Tampico. Tomado de Elizondo-Pacheco et al., 2022.

## 2.5. Complejo alcalino La Vasca

El complejo alcalino La Vasca (CALV) es un cuerpo intrusivo de forma elíptica con dimensiones de sus ejes largo y corto de ~9 km y ~6.5 km, respectivamente, el cual atraviesa la secuencia sedimentaria de la Cuenca de Sabinas, deformándola y fracturándola intensamente. Posteriormente, la Cuenca de Sabinas fue afectada por fallas normales del estilo Cuencas y Sierras. El CALV está emplazado en la periferia nortoste de la Cuenca de Sabinas, a corta distancia al sur de la traza de la falla La Babia. Provisionalmente, se

englobará al CALV junto con otros intrusivos aledaños afines, en el grupo Sierra Maderas del Carmen (Figura 8, Elizondo-Pacheco et al., 2022).

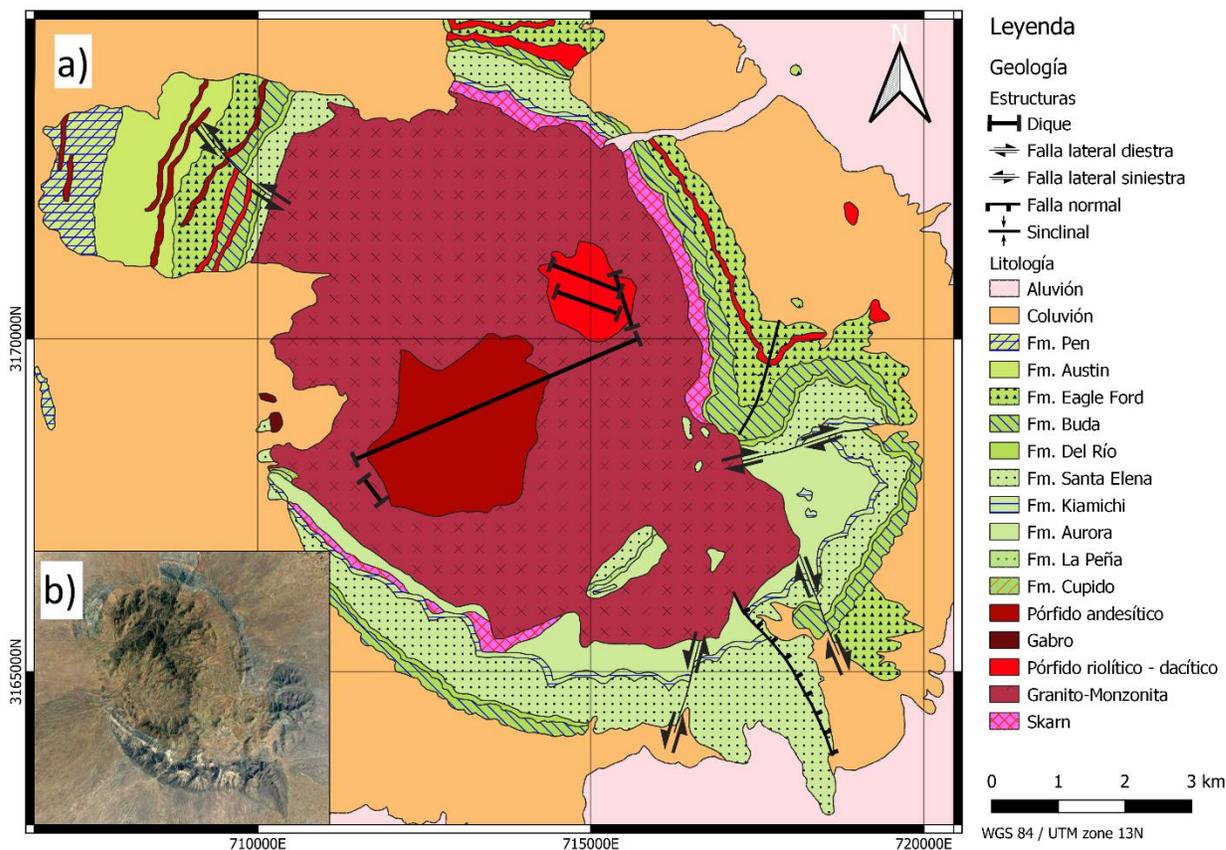


**Figura 8.** Mapa del norte de Coahuila, resaltando las distintas provincias magmáticas y el área de estudio. En color más oscuro, se resaltan las rocas ígneas plutónicas expuestas. PMTP: Provincia Magmática de Trans-Pecos. PAOM: Provincia Alcalina Oriental Mexicana. SMC: Sierra Maderas del Carmen. Extensión e intrusivos de la PMTP basada en Barker, 1977, y O’Neill et al., 2017; afloramientos de SMC y PAOM modificados de Servicio Geológico Mexicano, 2008a, 2008b. Nombres de grupos tomados de Elizondo-Pacheco et al., 2022.

El cuerpo principal se compone de granitos y sienitas. Existen numerosos diques con orientación radial, de composición sienítica. También se presentan dique-estratos ricos en sílice entre las rocas sedimentarias más cercanas al contacto intrusivo. Esporádicamente, se encuentran vetas rellenas con grandes cristales de egirina y masas granulares de cuarzo y eudialita, y algunas exclusivamente de eudialita (Martínez-Salinas, 2020).

Las rocas sedimentarias encajonantes del CALV fueron afectadas por metasomatismo y metamorfismo de contacto. Las rocas sedimentarias que muestran efectos de metasomatismo fueron calizas de la Fm. Cupido, calizas y lutitas de la Fm. La Peña, rocas carbonatadas de la Fm. Aurora, alternancias de lutita y

caliza de la Fm. Kiamichi, y calizas de la Fm. Santa Elena. El resto de la secuencia se compone de margas de la Fm. Del Río, calizas de la Fm. Buda, lutitas calcáreas de la Fm. Eagle Ford, alternancias de calizas y lutitas de la Fm. Austin y calizas y lutitas de la Fm. Pen (Figura 9) (Servicio Geológico Mexicano, 2006).



**Figura 9.** (a) Mapa geológico del Complejo Alcalino La Vasca. (b) Imagen satelital del complejo alcalino La Vasca (la extensión de la imagen satelital es la misma que del mapa geológico). Modificado de Servicio Geológico Mexicano, 2006.

## Capítulo 3. Marco teórico

---

### 3.1. Magmatismo alcalino y peralcalino

Diversos criterios existen para definir una roca como alcalina (Winter, 2014): uno implica que el contenido molar de  $\text{SiO}_2$  es menor a la suma de  $\text{Na}_2\text{O}$ ,  $\text{K}_2\text{O}$  y  $\text{CaO}$ , por lo que la roca está subsaturada en sílice y aparecen nefelina y acmita normativas; otro subraya que el contenido excedente de álcalis no puede ser acomodado por los feldespatos, y es albergado en feldespatoides, piroxenos y anfíboles sódicos, u otras fases ricas en álcalis. Las rocas alcalinas se dan generalmente en ambientes de extensión continental, intraplaca, o de subducción menguante. A grandes rasgos, existen tres clases de rocas alcalinas: rocas con feldespatoides que son metaluminosas, rocas con feldespatoides de nivel peralcalino y rocas con cuarzo de nivel peralcalino (Frost y Frost, 2014).

Una roca cuyo contenido molar de  $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$  es mayor al de  $\text{Al}_2\text{O}_3$  se denomina peralcalina. Es característico de estas rocas que surjan de un alto grado de fraccionamiento magmático y cristalización continuada hasta temperaturas muy bajas ( $<600^\circ\text{C}$ ), que se ve reflejado en su gran enriquecimiento de Elementos de Alto Potencial Iónico (EAPI, o HFSE por sus siglas en inglés), Elementos Litófilos de Radio Iónico Grande (ELRIG, o LILE por sus siglas en inglés) y elementos de tierras raras (ETR) (Frost y Frost, 2014). Estos elementos se concentran tanto en el fundido que cristalizan fases minerales complejas, incluyendo minerales de F (villiaumita), Cl (sodalita) y varios minerales de Na-Ca-EAPI (comúnmente minerales del grupo de la eudialita, MGE). Las rocas que las contienen se clasifican como agpaíticas; cuando minerales con EAPI comunes como zircón y titanita son los presentes, las rocas se denominan miaskíticas (Tabla 1) (Marks et al., 2011; Marks y Markl, 2017). En las etapas tardías de magmatismo y evolución hidrotermal, es común que estas rocas sufran procesos metasomáticos, capaces de removilizar elementos incompatibles y ETR (Frost y Frost, 2014; Gysi y Williams-Jones, 2013).

#### 3.1.1. Mineralogía del magmatismo peralcalino

El enriquecimiento de álcalis, halógenos e incompatibles, típico en magmas peralcalinos, da lugar a la cristalización de una serie de minerales raros, habiendo incluso grupos de minerales que sirven de guía para conocer el grado de enriquecimiento peralcalino de los magmas (Tabla 1) (Marks y Markl, 2017).

Las fases minerales comunes que contienen Ti y Zr en rocas metaluminosas son la ilmenita y/o titanomagnetita, la titanita y el zircón; las rocas máficas y ultramáficas pueden tener baddeleyita o raras veces perovskita, y en algunas rocas puede haber andradita de Ti. Distintivamente, las rocas peralcalinas pueden contener numerosas fases de Na-K-Ca-EAPI las cuales pueden ser dominadas por Ti y Zr (comúnmente magmáticas), por Nb ( $\pm$  Ta) o incluso por ETR (ambas típicamente tardías o hidrotermales). Estos minerales pertenecen a clases variadas entre los silicatos, óxidos, carbonatos y fosfatos (Marks et al., 2011).

**Tabla 1.** Minerales ricos en EAPI comunes en rocas miaskíticas y agpaíticas. Tomado y modificado de Marks y Markl, 2017.

<b>Minerales con EAPI típicos en rocas miaskíticas</b>		
<b>Zircón</b>	ZrSiO <sub>4</sub>	Común en muchas rocas ígneas, también como alteración post-magmática en rocas agpaíticas
<b>Baddeleyita</b>	ZrO <sub>2</sub>	En vez de zircón en rocas con baja actividad de sílice (máficas, carbonatitas, sienitas)
<b>Titanita</b>	CaTiSiO <sub>5</sub>	Común en muchas rocas ígneas
<b>Perovskita</b>	CaTiO <sub>3</sub>	En vez de titanita en rocas con baja actividad de sílice (ultramáficas a máficas, carbonatitas, nefelinitas)
<b>Minerales con EAPI típicos en rocas agpaíticas, e indicadores de condiciones hiperagpaíticas</b>		
<b>Enigmatita</b>	Na <sub>2</sub> Fe <sub>5</sub> TiSi <sub>6</sub> O <sub>20</sub>	Huésped importante de Ti en varias rocas agpaíticas
<b>Astrofilita</b>	K <sub>3</sub> Fe <sub>7</sub> Ti <sub>2</sub> Si <sub>8</sub> O <sub>26</sub> (OH) <sub>5</sub>	Huésped importante de Ti en varias rocas agpaíticas
<b>Eudialita</b> (sensu stricto)	Na <sub>15</sub> Ca <sub>6</sub> Fe <sub>3</sub> Zr <sub>3</sub> Si(Si <sub>25</sub> O <sub>73</sub> )(O,OH,H <sub>2</sub> O) <sub>3</sub> (Cl,OH) <sub>2</sub>	Huésped principal de Zr en muchas rocas agpaíticas
<b>Lamprofilita</b>	(SrNa)Ti <sub>2</sub> Na <sub>3</sub> Ti(Si <sub>2</sub> O <sub>7</sub> ) <sub>2</sub> O <sub>2</sub> (OH) <sub>2</sub>	Huésped importante de Ti en algunas rocas agpaíticas
<b>Rinkita</b> (sensu stricto)	(Ca <sub>3</sub> ETR)Na(NaCa)(Ti(Si <sub>2</sub> O <sub>7</sub> ) <sub>2</sub> (OF)F <sub>2</sub>	Huésped importante de Ti en varias rocas agpaíticas
<b>Villiaumita</b>	NaF	Reemplaza feldespatos alcalinos, indicando transición a condiciones hiperagpaíticas
<b>Wöhlerita</b> (sensu stricto)	Na <sub>2</sub> Ca <sub>4</sub> Zr(Nb,Ti)(Si <sub>2</sub> O <sub>7</sub> ) <sub>2</sub> (O,F) <sub>4</sub>	Huésped importante de Zr en varias rocas agpaíticas

Los huéspedes más importantes de Cl son típicamente fases magmáticas de minerales del grupo de la sodalita. En condiciones específicas, los MGE también concentran Cl. Los huéspedes comunes de F son fases magmáticas de apatito, titanita, mica y anfíbol; la fluorita puede presentarse en riolitas peralcalinas,

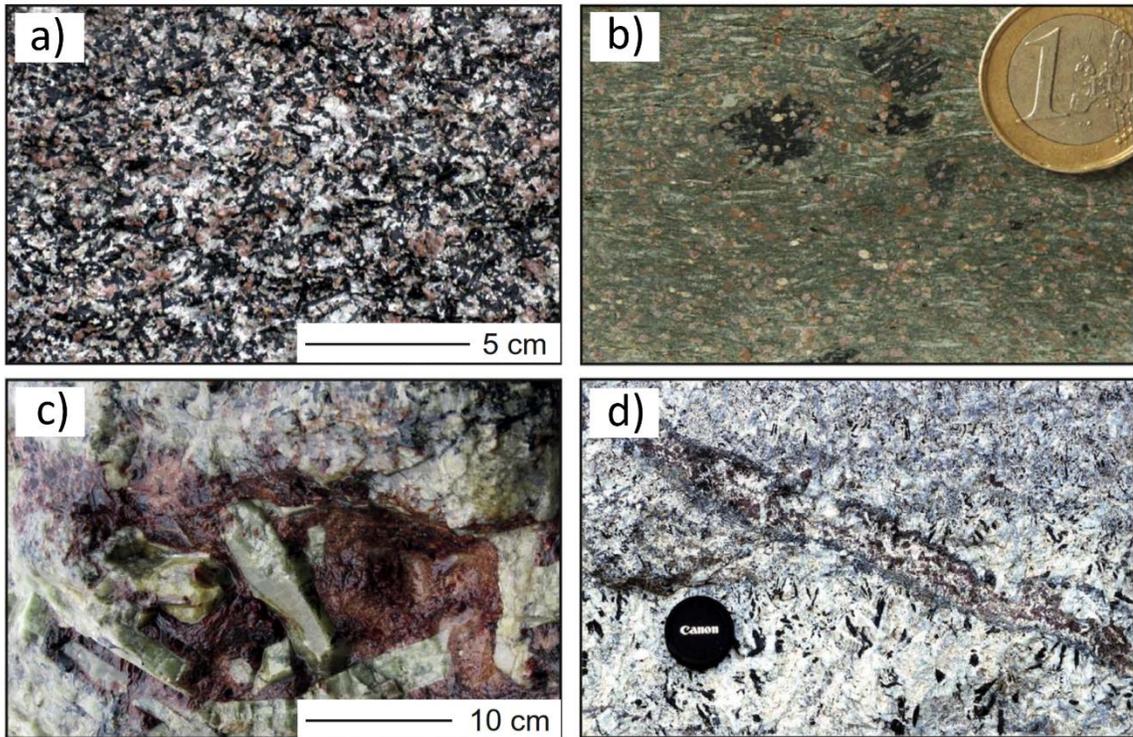
pero generalmente es una fase tardía o hidrotermal en rocas sub-saturadas en sílice. La villiaumita puede ser una fase intersticial en plutones agpaíticos, pegmatitas y cristalizar en cavidades. En algunas rocas peralcalinas, inclusive en metaluminosas, se forman minerales del grupo de la wöhlerita y de la rinkita (Marks y Markl, 2017).

### 3.1.2. Minerales del grupo de la eudialita (MGE)

Un rasgo especial de las rocas del CALV es la presencia de eudialita, por lo que en este apartado se presenta una descripción detallada de los minerales del grupo de la eudialita. La eudialita forma parte del grupo de los ciclosilicatos y comprende a 22 miembros reconocidos. La fórmula general aceptada por la IMA (Johnsen et al., 2003) para el grupo de la eudialita es  $N_{15}[M(1)]_6[M(2)]_3[M(3)][M(4)]Z_3[Si_{24}O_{72}]O'_4X_2$  con:

- $N = Na, Ca, K, Sr, ETR, Ba, Ba, Mn, H_3O^+$ ;
- $M(1) = Ca, Mn, ETR, Na, Sr, Fe$ ;
- $M(2) = Fe, Mn, Na, Zr, Ta, Ti, K, Ba, H_3O^+$ ;
- $M(3, 4) = Si, Nb, Ti, W, Na$ ;
- $Z = Zr, Ti, Nb$ ;
- $O' = O, OH^-, H_2O$ ;
- $X = H_2O, Cl^-, F^-, OH^-, CO_3^{2-}, SO_4^{2-}, SiO_4^{4-}$ ;

Los MGE son característicos en rocas magmáticas peralcalinas; en sienitas, tipifican a las rocas agpaíticas, aunque también pueden presentarse en granitos (Schilling et al., 2011). Los minerales que se asocian con los MGE suelen ser egrina ( $NaFe^{3+}[Si_2O_6]$ ) y arfvedsonita ( $[Na,K]Na_2[Mg,Fe^{2+}]_4[Al,Fe^{3+}][Si_8O_{22}][OH,F]_2$ ), varios silicatos de Na-Al como los feldespatos, feldespatoides y zeolitas, así como numerosos minerales con EAPI y ELRIG como tugtupita ( $Na_4BeAlSi_4O_{12}Cl$ ), los grupos de la astrofilita, lamprofilita, rinkita, wöhlerita. En algunos granitos, los MGE coexisten con cuarzo (Schilling et al., 2011). Su apariencia textural es diversa, pudiendo verse como cúmulos o intercúmulos en rocas plutónicas (Figura 10.a), fenocristales o parte de la matriz en rocas volcánicas (Figura 10.b), masas euédrales o intersticiales en pegmatitas (Figura 10.c), o agregados en vetas hidrotermales (Figura 10.d). Tal variedad de texturas sugiere que las condiciones requeridas para la formación de MGE pueden darse en distintas etapas de la diferenciación de un magma, aunque la importancia de la temporalidad y condiciones de su formación, así como la influencia de fluidos magmáticos e hidrotermales aún no son comprendidas (Marks y Markl, 2017).

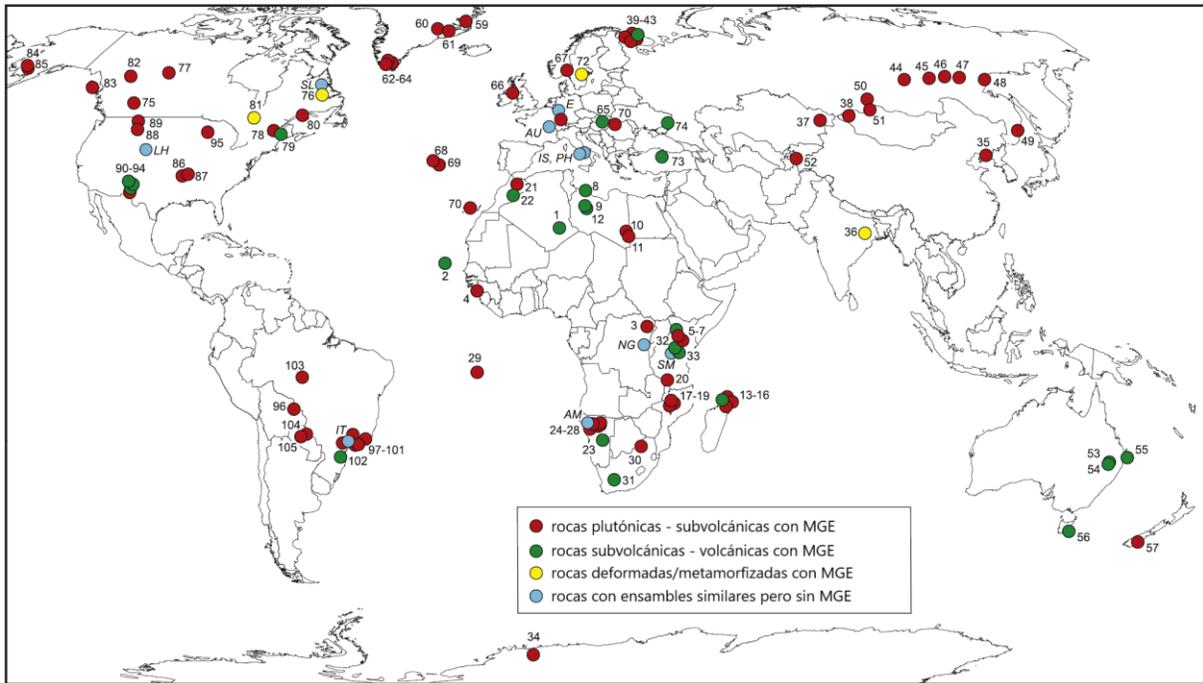


**Figura 10.** Aspecto textural de las MGE en rocas apatíticas. (a) sienita nefelínica apatítica de grano grueso, con cúmulos de MGE rojos. Ilímaussaq, Groenlandia. (b) sienita nefelínica apatítica de grano fino y porfirítica, con fenocristales de MGE púrpuras. Ilímaussaq, Groenlandia. (c) Pegmatita apatítica con MGE intersticiales (rojo). Lovozero, Rusia. (d) Veta apatítica cortando sienita nefelínica miaskítica, con cristales euhedrales de MGE (marrón rojizo). Tamazeght, Marruecos. Tomado de Marks y Markl, 2017.

Algunos de los miembros más conocidos de los MGE se muestran en la Tabla 2., representando al espectro de composiciones vistas en cuatro manifestaciones de rocas apatíticas mundialmente conocidas (Pfaff et al., 2010): Tamazeght (Marruecos), Ilímaussaq (Groenlandia), Mont Saint-Hilaire (Canadá) y Pilansberg (Sudáfrica). Las localidades donde se han reportado MGE se observan en la Figura 11.

**Tabla 2.** Minerales del grupo de la eudialita y sus fórmulas aprobadas por la IMA. Tomado de Pfaff et al., 2010.

	N	M(1)	M(2)	Z	M(3)	M(4)	Si <sub>24</sub> O <sub>yy</sub>	OH <sub>0-9</sub> X <sub>2</sub>
Eudialita <sub>s.s.</sub>	Na <sub>15</sub>	Ca <sub>6</sub>	Fe <sub>3</sub>	Zr <sub>3</sub>	Si	Si	Si <sub>24</sub> O <sub>73</sub>	(O,OH,H <sub>2</sub> O) <sub>3</sub> (Cl,OH) <sub>2</sub>
Kentbrooksita	(Na,REE) <sub>15</sub>	Ca <sub>6</sub>	Mn <sub>3</sub>	Zr <sub>3</sub>	Nb	Si	Si <sub>24</sub> O <sub>73</sub>	(O,OH,H <sub>2</sub> O) <sub>3</sub> (F,Cl) <sub>2</sub>
Alluaivita	Na <sub>15</sub>	(Ca(Mn)) <sub>6</sub>	Na <sub>3</sub>	Ti <sub>3</sub>	Si	Si	Si <sub>24</sub> O <sub>74</sub> Cl*2H <sub>2</sub> O	
Aqualita	Na <sub>5</sub> (H <sub>3</sub> O <sup>+</sup> ) <sub>8</sub> □ <sub>2</sub>	Ca <sub>6</sub>	□ <sub>3</sub>	Zr <sub>3</sub>	Si	Si	Si <sub>24</sub> O <sub>66</sub>	(OH) <sub>9</sub> Cl
Raslakita	Na <sub>15</sub>	Ca <sub>3</sub> Fe <sub>3</sub>	(Na(Zr)) <sub>3</sub>	Zr <sub>3</sub>	Si, Nb	Si	Si <sub>24</sub> O <sub>73</sub>	(O,OH,H <sub>2</sub> O) <sub>3</sub> (Cl,OH) <sub>2</sub>
Oneillita	Na <sub>15</sub>	Ca <sub>3</sub> Mn <sub>3</sub>	Fe <sub>3</sub>	Zr <sub>3</sub>	Nb	Si	Si <sub>24</sub> O <sub>73</sub>	(O,OH,H <sub>2</sub> O) <sub>3</sub> OH <sub>2</sub>
Zirsilita-Ce	Na <sub>12</sub> (Ce,Ca) <sub>3</sub>	Ca <sub>6</sub>	Mn <sub>3</sub>	Zr <sub>3</sub>	Nb	Si	Si <sub>24</sub> O <sub>73</sub>	OH <sub>3</sub> CO <sub>3</sub> *H <sub>2</sub> O
Eudialita (Mn,Ca)	Na <sub>15</sub>	Ca <sub>3</sub> Mn <sub>3</sub>	Na <sub>3</sub>	Zr <sub>3</sub>	Si	Si	Si <sub>24</sub> O <sub>73</sub>	(O,OH,H <sub>2</sub> O) <sub>3</sub> OH <sub>2</sub>
Eudialita (Mn, Na)	Na <sub>15</sub>	Na <sub>3</sub> Mn <sub>3</sub>	Fe <sub>3</sub>	Zr <sub>3</sub>	Si	Si	Si <sub>24</sub> O <sub>73</sub>	(O,OH,H <sub>2</sub> O) <sub>3</sub> OH <sub>2</sub>
Tasequita	Na <sub>12</sub> Sr <sub>3</sub>	Ca <sub>6</sub>	Fe <sub>3</sub>	Zr <sub>3</sub>	Nb	Si	Si <sub>24</sub> O <sub>73</sub>	(O,OH,H <sub>2</sub> O) <sub>3</sub> Cl <sub>2</sub>



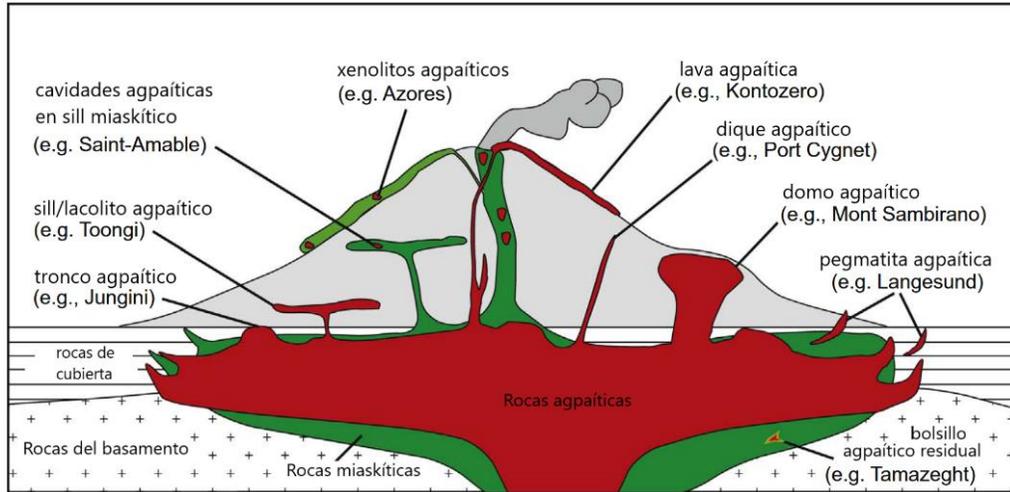
**Figura 11.** Distribución de rocas con MGE (agpaíticas) y otras localidades con rocas potencialmente agpaíticas. Localidades en los Anexos (Tabla 18). Tomado de Marks y Markl, 2017.

### 3.1.3. Rocas agpaíticas

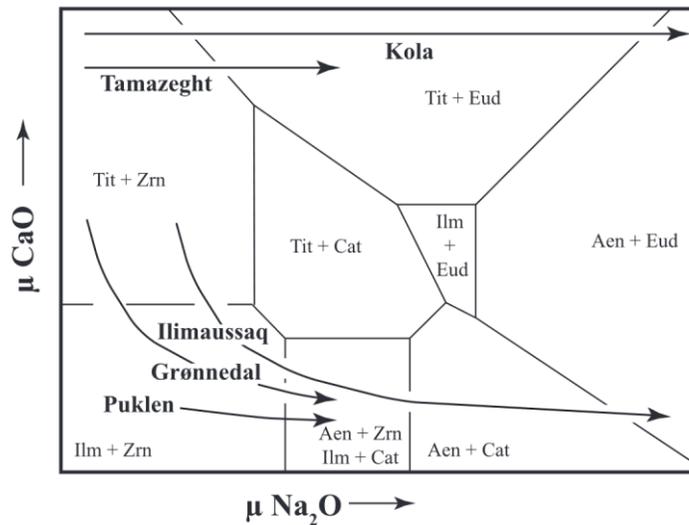
Según Marks y Markl (2017), las rocas agpaíticas son tipificadas por la aparición de minerales complejos con alto contenido de EAPI, comúnmente, MGE. Suelen ocurrir como porciones menores de provincias magmáticas, restringidas a pocas localidades a nivel global, lo que significa que su formación necesita de requisitos especiales, entre los que se incluyen bajos grados de fusión parcial de fuentes magmáticas pre-enriquecidas y posterior diferenciación con baja fugacidad de oxígeno ( $f_{O_2}$ ) y actividad de agua ( $a_{H_2O}$ ).

Forman parte de complejos magmáticos compuestos que contienen rocas miaskíticas (Figura 12), siendo típicamente más jóvenes que éstas, y con una asociación espacial estrecha (Marks y Markl, 2017); algunas veces, existen rocas carbonatíticas en los complejos (Marks y Markl, 2017; Schilling et al., 2011). Las rocas agpaíticas plutónicas pueden asociarse a rocas volcánicas equivalentes de grano fino o porfiríticas, las cuales pueden llegar a estar muy extendidas. Típicamente, ensambles minerales con MGE constituyen las pegmatitas y vetas asociadas. También pueden formar cuerpos a profundidades someras, como sills, lacolitos, diques y domos, cuyas texturas suelen ser de grano fino y frecuentemente con vesículas cuyas dimensiones varían desde milímetros a metros. Es característico ver en estas rocas bandeamiento magmático (Marks y Markl, 2017). En general, las rocas agpaíticas se forman a niveles corticales someros

(~5 km) o incluso llegando a erupcionar; la composición rica en álcalis y volátiles de los magmas otorga propiedades de baja densidad y viscosidad, que pudiera favorecer a que se emplacen a niveles someros (Figura 12;(Marks y Markl, 2017).



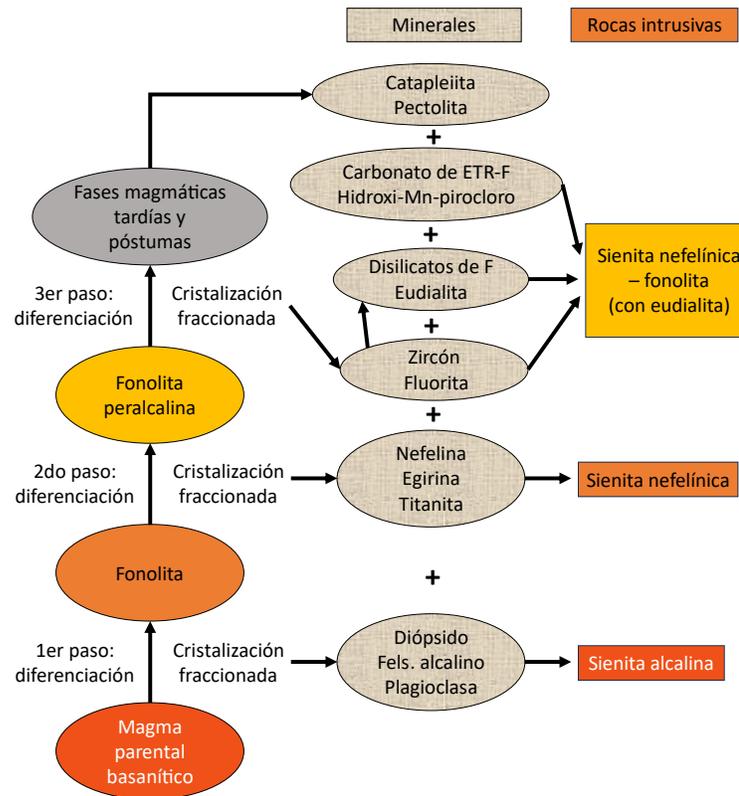
**Figura 12.** Bosquejo ilustrando las características típicas de campo para diferentes localidades en el mundo (nombres en paréntesis) de rocas peralcalinas agpaíticas y miaskíticas. Distribución geográfica de localidades mencionadas y otras adicionales en Figura 11. Tomada de Marks y Markl, 2017.



**Figura 13.** Diagrama de potenciales químicos  $\mu\text{Na}_2\text{O}$  vs.  $\mu\text{CaO}$ , mostrando las tendencias: rica en Ca (Kola, Tamazeght) y pobre en Ca (Ilimaussaq, Grønnedal, Puklen). Tomado de Marks et al., 2011.

Los potenciales químicos en el fundido de  $\text{Na}_2\text{O}$ ,  $\text{K}_2\text{O}$ , y  $\text{CaO}$ , influyen en la ocurrencia y transición mineralógica vista en estas rocas, existiendo dos tendencias de evolución (Figura 13): una tendencia empobrecida en Ca, que evoluciona a partir de magmas parentales basálticos alcalinos con extenso

fraccionamiento de plagioclasa (y marcadas anomalías negativas de Eu), y una tendencia rica en Ca, donde no ocurre fraccionamiento de plagioclasa (no se desarrollan anomalías de Eu) y la composición inicial es probablemente nefelinítica (Marks et al., 2011). Un caso de evolución de un magma hasta composición agpaítica se muestra en la Figura 14.



**Figura 14.** Modelo esquemático de la diferenciación magmática y cristalización fraccionada sufrida por un magma parental basanítico, ejemplificando la evolución de rocas agpaíticas en Passa Quatro, Brasil. Tomado de Guarino et al., 2019.

### 3.1.4. Procesos asociados al magmatismo peralcalino

Las fuentes de los magmas peralcalinos sub-saturados en sílice se derivan del manto, con contribución de fuentes astenosféricas, de manto litosférico, o pluma mantélica. Sin embargo, se propone que debe ocurrir un pre-enriquecimiento metasomático en álcalis y junto a estos, EAPI y ETR, previo a la fusión para poder generar magmas peralcalinos (Martin, 2006), el cual puede deberse al reciclaje de corteza, delaminación y hundimiento de litósfera subcontinental, o a metasomatismo mantélico. Las rocas fuente incluyen lherzolitas de espinela o granate que contienen flogopita, anfíbol, apatito y carbonatos; en litologías metasomatizadas por el manto, se incluyen rocas máficas potásicas y carbonatitas. Para la formación de

rocas peralcalinas saturadas en sílice, la contaminación y asimilación cortical juega un papel relevante (Marks y Markl, 2017).

Se plantea que el fraccionamiento extendido de plagioclasa en un magma basáltico alcalino es un mecanismo que provoca la evolución a composiciones peralcalinas, proceso que es mejorado por el fraccionamiento adicional de fases con Al y pobres en álcalis (espinela, clinopiroxeno con Al) hasta alcanzar un índice de alcalinidad (relación molar  $[\text{Na} + \text{K}]/\text{Al}$ ) mayor a 1, a partir del cual el fraccionamiento de feldespato alcalino elevará más la peralcalinidad (Marks y Markl, 2017). En el caso de magmas nefeliníticos, no ocurre fraccionamiento de plagioclasa, causando que los MGE en rocas agpaíticas derivadas de estos magmas sean ricos en Sr y sin anomalía de Eu. La presencia de minerales del grupo de la lamprofilita (ricas en Sr) apunta también a magmas parentales nefeliníticos. Sin embargo, el fraccionamiento de melilita y, bajo ciertas condiciones de  $a_{\text{H}_2\text{O}}$  y  $f_{\text{O}_2}$ , cambios en el fraccionamiento típico de olivino + plagioclasa por anfíbol + clinopiroxeno, permitirían el enriquecimiento de Sr (y Ba) y Eu en magmas basálticos alcalinos, dificultando la distinción de un magma nefelinítico (Marks y Markl, 2017).

La fugacidad de oxígeno es otro factor crucial en la evolución de estos magmas. En condiciones oxidantes (alta  $f_{\text{O}_2}$ ), ocurre la precipitación de magnetita, empobreciendo el magma en FeO y enriqueciéndolo en  $\text{SiO}_2$ . Por otro lado, bajo condiciones reductoras (baja  $f_{\text{O}_2}$ ), se suprime la formación de magnetita, y puede presentarse la cristalización de olivino, enriqueciendo el FeO junto con el empobrecimiento de  $\text{SiO}_2$ . Tendencias afines se conocen en series de rocas alcalinas, dando lugar a rocas peralcalinas melanocráticas ricas en Fe y muy sub-saturadas en sílice, o leucocráticas pobres en Fe (Marks y Markl, 2017).

Una mayor diferenciación de rocas peralcalinas se observa con la presencia de anfíbol sódico, piroxeno sódico, y/o enigmatita; en miembros menos diferenciados, aparecen fayalita, augita, y/o magnetita/ilmenita (Marks et al., 2011; Marks y Markl, 2017). La estabilidad de estas fases minerales depende de la peralcalinidad, actividad de sílice, fugacidad de oxígeno y actividad del agua. Cambios en estas condiciones quedan evidenciados en texturas de desequilibrio donde estos últimos minerales son reemplazados por los primeros (Marks y Markl, 2017).

El auto-metasomatismo y alteración hidrotermal que sufren estas rocas tienen una diversidad de productos. Agrupaciones de olivino-augita-ulvöespinela pueden ser reemplazadas por katoforita-arfvedsonita  $\pm$  enigmatita  $\pm$  egirina-augita y, particularmente, el anfíbol se altera a egirina + biotita o albita  $\pm$  epidota  $\pm$  ilvaita  $\pm$  granate. Nefelina y feldespato alcalino primarios pueden convertirse a sodalita  $\pm$  albita  $\pm$  analcima secundarias; la cancrinita puede reemplazar a la sodalita o nefelina primarias, y ensambles

tardíos de albita y varias zeolitas son comunes. La alteración hidrotermal/deutérica de los MGE y otros silicatos de Zr-Ti puede producir MGE secundarias y otros silicatos secundarios ricos en zirconio, como catapleiita, gittinsita, e incluso zircón (Marks y Markl, 2017). Esta alteración es, en muchos casos, la encargada de enriquecer enormemente los EAPI hasta niveles de interés económico (Salvi y Williams-Jones, 2006).

## **3.2. Magmatismo intraplaca**

Existen manifestaciones de magmatismo al interior de las placas tectónicas, tanto oceánicas como continentales. La mayoría se relacionan con anomalías térmicas de puntos calientes y, debido a la descompresión adiabática, se desencadena la fusión parcial de una pluma mantélica. Además de este mecanismo, el magma también se produce en ambientes tectónicos extensionales, ya sea por el ascenso del manto astenosférico (rifting activo), o extensión y colapso de la litósfera (rifting pasivo) (Winter, 2014). Magmatismo altamente potásico también puede presentarse en estos ambientes (Wilson, 2007).

### **3.2.1. Geoquímica del magmatismo de rifting continental.**

Las rocas producidas en este ambiente de rifting continental suelen ser de carácter alcalino; es conocido que se forman basaltos tholeiíticos, rocas subsaturadas en sílice y carbonatitas, rocas ultrapotásicas y, en algunos casos, rocas sálicas. Están enriquecidas en volátiles (halógenos y CO<sub>2</sub>) y en ELRIG (Wilson, 2007).

La concentración de elementos traza incompatibles aumenta según incrementa la alcalinidad de la roca, de tholeiítica a ultra-alcalina (Winter, 2014). Se ha observado que las relaciones entre ciertos pares de estos elementos se mantienen constante entre rocas con contenidos de sílice variables. En diagramas multielementales normalizados, los patrones se asemejan en gran medida a un basalto de isla oceánica (ocean-island basalt, OIB) mientras las rocas se forman en etapas incipientes de rifting, y demuestran picos marcados en el Nb y Ta, sugiriendo una fuente del manto (Wilson, 2007; Winter, 2014). Los patrones de ETR normalizados a condrita muestran enriquecimiento en las tierras ligeras, incrementando conforme la alcalinidad aumenta (Winter, 2014).

En general, las relaciones Sr-Nd se acomodan bien dentro del arreglo del manto, afines a una fuente tipo OIB provenientes de una pluma mantélica o de la litósfera subcontinental, y sus características isotópicas

no indican contaminación por material cortical (Wilson, 2007; Winter, 2014). La composición isotópica de Pb suele yacer en la región de alto  $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  de la Línea de Referencia del Hemisferio Norte (LRHN, o NHRL por sus siglas en inglés), con cierto traslape con composiciones OIB de la anomalía Dupré-Allegre (DUPAL) (relaciones de isótopos de plomo altas en muestras localizadas en un cinturón geográfico alrededor de 30°S) (White, 2015; Wilson, 2007).

### **3.3. Magmatismo de margen continental activo y post-colisional**

El magmatismo de márgenes activas es capaz de generar cuatro series mayores de magma: de bajo K, calc-alcálido, alto K calc-alcálido, y shoshonítico. Su clasificación se basa en la comparación de su contenido de  $\text{K}_2\text{O}$  contra  $\text{SiO}_2$ . En arcos continentales, es más común encontrar los magmas shoshoníticos y de alto K, con afinidad a composiciones félsicas. Algunas rocas alcalinas pueden darse al interior del continente, sin estar estrictamente relacionadas con la subducción, pudiendo formarse por esfuerzos tensionales en una región de tras-arco (Wilson, 2007). Además, algunas rocas félsicas, catalogadas de tipo A, se originan posterior a los esfuerzos compresivos (Best, 2003).

#### **3.3.1. Geoquímica del magmatismo de arco continental**

Como se mencionó anteriormente, el rasgo esencial para distinguir entre las rocas de arco continental es su contenido de  $\text{K}_2\text{O}$  con respecto al  $\text{SiO}_2$ . Las rocas relacionadas en procesos de cristalización fraccionada y sin contaminación con material cortical deben mostrar tendencias similares en los diagramas Harker. Se observa un enriquecimiento selectivo de elementos LIL y empobrecimiento de elementos HFS al compararse con un N-MORB (Wilson, 2007).

El magma se interpreta que proviene de una fuente litosférica subcontinental enriquecida, con la adición de fluidos por la subducción. En diagramas multi-elementales normalizados a condrita, el patrón posee picos en el K, Sr y Th, con una gran anomalía negativa en el Nb y Ta. La comparación de pares de relaciones entre elementos, como Th/Yb contra Ta/Yb, se emplean para esclarecer más la fuente del magma (Wilson, 2007).

Las relaciones isotópicas pueden ser útiles para reconocer y, bajo ciertas circunstancias, cuantificar una contaminación cortical durante el ascenso del magma, como puede verse, por ejemplo, en las relaciones

iniciales altas de  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  y bajas de  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  (Wilson, 2007). Las relaciones isotópicas de Pb responden de una manera similar, con una diferencia importante, única para este sistema isotópico, entre corteza superior y corteza inferior (Zartman y Doe, 1981).

### 3.3.2. Geoquímica de rocas félsicas tipo A

A grandes rasgos, las rocas félsicas tipo A se distinguen de las rocas tipo I y S al enriquecerse más en álcalis, cristalizar más feldespato alcalino, y ser relativamente anhídricos (Best, 2003). Particularmente, se enriquecen más en sílice, álcalis, halógenos, ETR, Zr, Nb, Ga, Y, Ce, son mayores las relaciones Fe/Mg y Ga/Al, se empobrecen en elementos traza compatibles con los minerales ferro-magnesianos (Co, Cr, Ni) y los feldespatos (Ba, Sr) (Winter, 2014). En algunas localidades, existe una marcada asociación bimodal con rocas tholeiíticas y máficas moderadamente alcalinas (Best, 2003).

En diagramas de discriminación de elementos traza, suele hallarse en los campos de granito intraplaca (Pearce et al., 1984), y pueden distinguirse dos grupos (Eby, 1992): un grupo de magmas diferenciados del manto, afin a una fuente OIB, y otro grupo de magmas derivados de corteza continental. Esta clase de rocas es poligenética y muestra características químicas e isotópicas que indican la participación de componentes del manto y de corteza afectada por colisión continente-continente o magmatismo de arco de islas. Los sistemas isotópicos Sr-Nd-Hf-Pb-O no muestran rasgos característicos en estas rocas, pudiendo aparecer firmas de manto empobrecido, corteza evolucionada, o mezclas (Bonin, 2007).

### 3.4. Geocronología de isótopos radiogénicos

El decaimiento radioactivo sigue un ritmo constante, el cual depende sólo de la naturaleza y estado energético del núclido, y no se ve afectado por factores externos como temperatura, presión, etc. Es evidente entonces el por qué es una gran herramienta de datación de cuerpos geológicos (White, 2015).

La ley del decaimiento radioactivo establece que el ritmo al que un núclido padre inestable decae a un núclido hijo es proporcional al número de átomos  $n$  presentes al tiempo  $t$ :

$$-\frac{dn}{dt} = \lambda n \quad (1)$$

Donde  $\lambda$  es una constante de proporcionalidad única para cada isótopo radioactivo de un elemento dado, llamada constante de decaimiento, expresada en unidades recíprocas de tiempo, y que refleja la probabilidad de que un núcleo radioactivo decaiga en un tiempo determinado.

Arreglando la ecuación e integrando desde  $t = 0$  a  $t$ , con el número de átomos en  $t = 0$  denotado como  $n_0$ , tenemos lo que se conoce como la ecuación básica del decaimiento radioactivo:

$$n = n_0 e^{-\lambda t} \quad (2)$$

Para ilustrar de manera práctica el ritmo de decaimiento, se emplea el concepto de vida media, refiriéndose al tiempo que toma para que la mitad de los núcleos padre decaigan. Reescribiendo  $n = n_0 / 2$ , y  $t = t_{1/2}$ , tenemos que:

$$t_{1/2} = \frac{\ln 2}{\lambda} \quad (3)$$

La cantidad de núcleos radiogénicos hijo,  $D^*$ , formados en un tiempo  $t$  se puede definir como:

$$D^* = n(e^{\lambda t} - 1) \quad (4)$$

Si agregamos la cantidad de núclidos hijo al inicio,  $D_0$  cuando  $t = 0$ , entonces:

$$D^* = D_0 + n(e^{\lambda t} - 1) \quad (5)$$

Esta se conoce como la ecuación fundamental de los métodos geocronológicos. Con ella, se puede determinar el tiempo transcurrido desde la formación de un cuerpo geológico. Despejando para  $t$ , se obtiene:

$$t = \frac{1}{\lambda} \left( \frac{D^* - D_0}{n} + 1 \right) \quad (6)$$

Generalmente, se desconoce la cantidad  $D_0$  de un cuerpo geológico, y para estimarla, se grafican los valores de  $D^*$  y  $n$  en diagramas XY, y se determina una recta de mejor ajuste a los datos, llamada isócrona, suponiendo que todos los puntos corresponden a un mismo cuerpo geológico. Con esto, es posible determinar  $D_0$ , determinando la intersección de la recta con el eje, y así calcular el tiempo transcurrido desde la formación del cuerpo.

El valor obtenido de  $t$  corresponde a una fecha, la cual podrá considerarse una edad si cumple con las siguientes condiciones:

- La relación padre/hijo no ha sido alterada por factores externos, y ha cambiado únicamente por el decaimiento radioactivo.
- El valor de la constante de decaimiento se conoce con suficiente exactitud.
- El valor asignado a  $D_0$  es aceptable, según el conocimiento que se tenga sobre las propiedades del núclido hijo o la composición de este en el reservorio.
- Los valores medidos para  $D^*$  y  $n$  son representativos del cuerpo geológico a estudiar.

### 3.5. Geoquímica de isótopos radiogénicos

#### 3.5.1. Sistema U-Th-Pb

El uranio y el torio poseen un comportamiento altamente incompatible. El Th es relativamente inmóvil, mientras que el U, en su forma oxidada de un complejo llamado uranilo, es altamente móvil. Pueden formar fases minerales propias pero raras, como uraninita y torita, pero también se halla disperso en cantidades traza en otros minerales como zircón y monacita, siendo el zircón el más importante por su gran resistencia a la meteorización. El U y el Th son elementos refractarios, por lo que se espera que la relación Th/U de la Tierra sea semejante o la misma al de las condritas, con un valor aproximado de  $4 \pm 0.2$  (White, 2015).

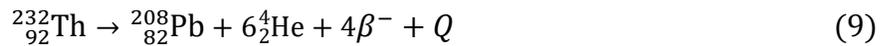
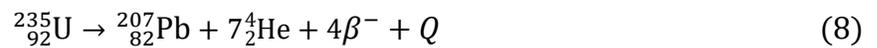
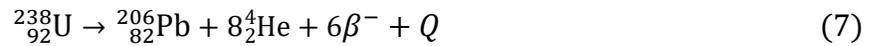
El plomo es un elemento calcófilo, usualmente inmóvil, y menos incompatible que el U y el Th. Un mineral común que forma yacimientos minerales es la galena, y en los silicatos puede sustituir al K y el Ca, por ejemplo, en los feldespatos (White, 2015). Algunos valores de concentración de Pb, además de U y Th, se ilustran en la Tabla 3.

El sistema U-Th-Pb consiste en tres series de decaimiento independientes,  $^{238}\text{U}$ ,  $^{235}\text{U}$  y  $^{232}\text{Th}$ ; forman una cadena de decaimientos hasta alcanzar los núclidos finales estables de  $^{206}\text{Pb}$ ,  $^{207}\text{Pb}$  y  $^{208}\text{Pb}$ , respectivamente. Este sistema tiene la ventaja de poder usar tanto las series individuales como todas las series en conjunto, robusteciendo las edades obtenidas por tener control entre una serie y otra (Dickin, 2018; White, 2015).

**Tabla 3.** Concentraciones promedio de U, Th, y Pb en rocas ígneas, sedimentarias, y metamórficas. Tomado de Faure y Mensing, 2005.

Tipo de roca	Concentración (ppm)			Relación Th/U
	U	Th	Pb	
Condrita	0.01	0.04	1.0	4.0
Acondrita	0.07	0.36	0.4	5.1
Siderito	0.008	0.01	0.1	1.2
Rocas ultramáficas	0.014	0.05	0.3	3.6
Gabro	0.84	3.8	2.7	4.5
Basalto	0.43	1.6	3.7	3.7
Andesita	2.4	8	5.8	3.3
Sienita nefelínica	8.2	17.0	14.4	2.1
Rocas graníticas	4.8	21.5	23.0	4.5
Lutita	3.2	11.7	22.8	3.7
Arenisca	1.4	3.9	13.7	2.8
Rocas carbonatadas	1.9	1.2	5.6	0.63
Gneis granítico	3.5	12.9	19.6	3.7
Granulita	1.6	7.2	18.7	4.5

Las constantes de decaimiento de estos sistemas son  $\lambda_{238} = 1.551 \times 10^{-10} \text{ a}^{-1}$ ,  $\lambda_{235} = 9.848 \times 10^{-10} \text{ a}^{-1}$ , y  $\lambda_{232} = 4.947 \times 10^{-11} \text{ a}^{-1}$ , con las vidas medias correspondientes de  $4.468 \times 10^9 \text{ a}$ ,  $0.704 \times 10^9 \text{ a}$ , y  $14.010 \times 10^9 \text{ a}$ , respectivamente (Steiger y Jäger, 1977). El proceso de decaimiento se representa, de manera simplificada, como:



Las ecuaciones geocronológicas de estos sistemas se dividen todos entre el isótopo no radiogénico  ${}^{204}\text{Pb}$ , y se representan como:

$$\frac{{}^{206}\text{Pb}}{{}^{204}\text{Pb}} = \left( \frac{{}^{206}\text{Pb}}{{}^{204}\text{Pb}} \right)_0 + \frac{{}^{238}\text{U}}{{}^{204}\text{Pb}} (e^{\lambda_{238}t} - 1) \quad (10)$$

$$\frac{{}^{207}\text{Pb}}{{}^{204}\text{Pb}} = \left( \frac{{}^{207}\text{Pb}}{{}^{204}\text{Pb}} \right)_0 + \frac{{}^{235}\text{U}}{{}^{204}\text{Pb}} (e^{\lambda_{235}t} - 1) \quad (11)$$

$$\frac{{}^{208}\text{Pb}}{{}^{204}\text{Pb}} = \left( \frac{{}^{208}\text{Pb}}{{}^{204}\text{Pb}} \right)_0 + \frac{{}^{232}\text{Th}}{{}^{204}\text{Pb}} (e^{\lambda_{232}t} - 1) \quad (12)$$

Para datar muestras, se miden las concentraciones de U, Th, y Pb, además de la composición isotópica de Pb. Las fechas U-Pb y Th-Pb se calculan con las ecuaciones 10 a 12, utilizando valores iniciales de relaciones isotópicas de Pb. Por ejemplo, resolviendo la ecuación 10 para  $t$ , tenemos:

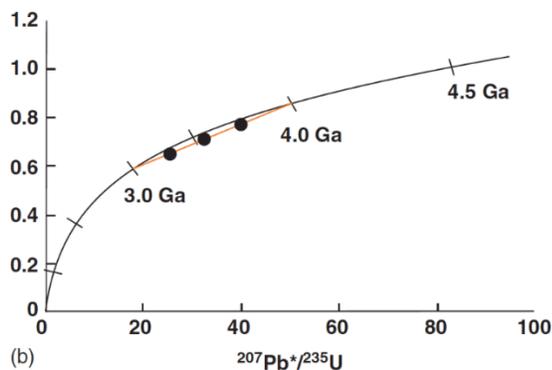
$$t = \frac{1}{\lambda_{238}} \ln \left( \frac{(^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}) - (^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_i}{^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}} + 1 \right) \quad (13)$$

Las otras ecuaciones se resuelven de manera similar, obteniendo así tres fechas independientes basadas en cada serie de decaimiento.

### 3.5.2. Datación de zircones

La resistencia del zircón a la meteorización química y su capacidad de mantener distintas zonas de crecimiento, lo hacen una excelente opción para dataciones. Además, concentra principalmente U, sin acumular Pb inicial, permitiendo utilizar modelos para calcular la composición inicial para calcular las edades. Por último, es un accesorio común en la mayoría de las rocas (White, 2015).

El diagrama de Wetherill (1956) (Figura 15) grafica la relación  $^{207}\text{Pb}^*/^{235}\text{U}$  contra  $^{206}\text{Pb}^*/^{238}\text{U}$ , es decir, la relación de los átomos radiogénicos hijos producidos y los átomos radioactivos padre, los cuales son proporcionales al tiempo, y se traza una curva donde ambas relaciones concuerdan en edad, de ahí el nombre dado a esta de curva de concordia. Dadas las características del zircón, estos son ideales para la utilización de este diagrama.



**Figura 15.** Diagrama de concordia de Wetherill (1956). La curva representa las relaciones concordantes entre  $^{207}\text{Pb}^*/^{235}\text{U}$  y  $^{206}\text{Pb}^*/^{238}\text{U}$ , así como algunas edades a las que se relacionan. Se representa también una recta de discordia para un caso hipotético de pérdida de Pb. El intercepto superior de la discordia con la concordia representa una edad de cristalización, mientras que el intercepto inferior se interpreta como una edad metamórfica, o de apertura del sistema cuando sucede la pérdida de Pb. Tomado de White, 2015.

Un zircón que haya permanecido como un sistema cerrado desde su formación graficará sobre la curva de concordia. En caso de que los zircones pierdan cierta cantidad de Pb, los puntos graficados se desplazan debajo de la curva, pero puede trazarse una línea de regresión (línea de discordia) que una los puntos, ya que la pérdida entre ambos isótopos de Pb es siempre proporcional al tratarse del mismo elemento químico; en este caso se denomina a los zircones “discordantes” (Faure y Mensing, 2005; White, 2015).

### 3.5.3. Sistema Pb-Pb

Las rocas que hayan sido meteorizadas químicamente sufren grandes pérdidas de U y algo de Pb. Sin embargo, las relaciones isotópicas del Pb remanente puede que no cambiasen siempre que el Pb perdido tuviera la misma composición isotópica que el Pb presente antes de la alteración. Con esto, se puede calcular una fecha basada en la pendiente de una isócrona Pb-Pb (Faure y Mensing, 2005).

La ecuación para isócronas de Pb-Pb se expresa como:

$$\frac{{}^{207}\text{Pb}/{}^{204}\text{Pb} - ({}^{207}\text{Pb}/{}^{204}\text{Pb})_i}{{}^{206}\text{Pb}/{}^{204}\text{Pb} - ({}^{206}\text{Pb}/{}^{204}\text{Pb})_i} = \frac{{}^{235}\text{U}}{238\text{U}} \left( \frac{e^{\lambda_{235}t} - 1}{e^{\lambda_{238}t} - 1} \right) \quad (14)$$

La porción izquierda de la ecuación es equivalente a la relación de  ${}^{207}\text{Pb}^*/{}^{206}\text{Pb}^*$ . La ecuación 15 representa a una línea recta con coordenadas x de valores  ${}^{206}\text{Pb}/{}^{204}\text{Pb}$  y coordenadas y de valores  ${}^{207}\text{Pb}/{}^{206}\text{Pb}$ , cuya pendiente  $m$  es:

$$m = \frac{{}^{235}\text{U}}{238\text{U}} \left( \frac{e^{\lambda_{235}t} - 1}{e^{\lambda_{238}t} - 1} \right) = \left( \frac{{}^{207}\text{Pb}}{206\text{Pb}} \right)^* \quad (15)$$

Las determinaciones de edades por isócronas de Pb-Pb yacen bajo la suposición de que todas las muestras poseían las mismas relaciones isotópicas iniciales de Pb, se formaron al mismo tiempo, y permanecieron como sistemas cerrados hasta el pasado reciente, cuando fueron expuestas a meteorización química. Además, las relaciones isotópicas  ${}^{238}\text{U}/{}^{204}\text{Pb}$ ,  ${}^{235}\text{U}/{}^{204}\text{Pb}$ , y  ${}^{232}\text{Th}/{}^{204}\text{Pb}$  de las muestras deben abarcar un rango suficiente para permitir que el Pb tenga distintas relaciones isotópicas formadas entre estas (Faure y Mensing, 2005). La pendiente de las isócronas Pb-Pb puede usarse para datar al resolver la ecuación 16 para  $t$ , interpolando dentro de valores tabulados (Tabla 4), o puede resolverse también por iteración en computadoras.

**Tabla 4.** Selección de valores numéricos para resolver la pendiente de una isócrona Pb-Pb, en función de una edad  $t$  en la concordia de Wetherill. Tomado de Faure y Mensing, 2005.

$t, \text{Ga}$	$e^{\lambda_{238t}} - 1$	$e^{\lambda_{235t}} - 1$	$(^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb})^*$
0	0.0000	0.0000	0.04604
0.2	0.0315	0.2177	0.05012
0.4	0.0640	0.4828	0.05471
0.6	0.0975	0.8056	0.05992
0.8	0.1321	1.1987	0.06581

### 3.5.4. Sistema Rb-Sr

El rubidio y el estroncio son elementos traza, cuyas concentraciones suelen ser de partes por millón. El Rb es un elemento alcalino, generalmente soluble en fluidos y, por tanto, un elemento móvil. Además, su comportamiento es altamente incompatible, y no forma minerales propios, hallándose principalmente como reemplazo del K en micas y feldspatos. El Rb se concentra principalmente en la corteza y el manto está empobrecido en él (White, 2015).

El Sr es un elemento alcalinotérreo, soluble en fluidos y agua, aunque no tanto como los álcalis. Es un elemento moderadamente móvil y su comportamiento es algo incompatible, pudiendo reemplazar al Ca principalmente en plagioclasa, clinopiroxeno, así como calcita, apatito, yeso, entre otros. Algunos minerales de Sr son la estroncianita ( $\text{SrCO}_3$ ) y la celestita ( $\text{SrSO}_4$ ). El Sr está concentrado en la corteza, aunque en menor medida que el Rb. La relación Rb/Sr en la Tierra oscila entre 0.021 - 0.029, siendo menor en el manto y mucho mayor en la corteza. La diferenciación magmática incrementa la relación Rb/Sr, por lo que es más alta en rocas félsicas (White, 2015).

El Rb posee dos isótopos naturales,  $^{85}\text{Rb}$  y  $^{87}\text{Rb}$ , siendo este último un isótopo radioactivo que decae al isótopo estable  $^{87}\text{Sr}$  por emisión de una partícula  $\beta^-$ :



Donde  $\beta^-$  es la partícula  $\beta$ ,  $\bar{\nu}$  es un antineutrino, y  $Q$  es la energía de decaimiento.

Los isótopos naturales del Sr son cuatro,  $^{84}\text{Sr}$ ,  $^{86}\text{Sr}$ ,  $^{87}\text{Sr}$ , y  $^{88}\text{Sr}$ , todos ellos estables. Las abundancias isotópicas del Sr son variables dada la formación de  $^{87}\text{Sr}$  radiogénico. Por lo tanto, la composición isotópica de Sr en una muestra que posee Rb depende de la edad y la relación Rb/Sr de la misma (Faure y Mensing,

2005). Las relaciones isotópicas de  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  en granitos son muy variables, con rangos desde 0.705 a 0.850; los basaltos poseen variaciones más estrechas, oscilando entre 0.702 a 0.707 en basaltos continentales y de 0.702 a 0.704 en basaltos oceánicos (Allègre, 2008).

### 3.5.5. Sistema Sm-Nd

El samario y el neodimio son tierras raras, cuya característica peculiar es que poseen características geoquímicas similares dado que una capa interna de electrones está siendo llenada conforme aumenta el número atómico, en vez de capas externas, las cuales dictan el comportamiento químico de los elementos. A su vez, el radio iónico disminuye al aumentar el número atómico, causando una variación sistemática de sus abundancias. Ambos el Sm y el Nd son moderadamente incompatibles, siendo el Nd algo más incompatible que el Sm. Su solubilidad es algo baja y son generalmente inmóviles (White, 2015). Las tierras raras (incluyendo Sm y Nd) se concentran en minerales como bastnaesita, monacita, y cerita, así como en cantidades traza en feldespatos, biotita, y apatito (con preferencia a ETR ligeras), o en piroxenos, anfíboles, y granate (con preferencia por ETR pesadas) (Faure y Mensing, 2005).

Uno de los isótopos de Sm ( $^{147}\text{Sm}$ ) es radioactivo, y decae al isótopo estable  $^{143}\text{Nd}$  por emisión de partículas  $\alpha$ . La vida media de este esquema es muy larga, 106 Ga, por lo que las diferencias en las variaciones de isótopos de Nd son muy pequeñas. Los basaltos de dorsal oceánica poseen relaciones  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  de  $\sim 0.5132$ , los basaltos de isla oceánica de  $\sim 0.5128$ , y en rocas graníticas presentan variaciones entre 0.5080 y 0.5110 en función de la edad de la roca. Estas variaciones son semejantes a las vistas en las relaciones isotópicas de Sr, pero en dirección opuesta: las relaciones más radiogénicas de Sr están en los granitos, mientras que las relaciones más radiogénicas de Nd están en basaltos de dorsal oceánica (Allègre, 2008).

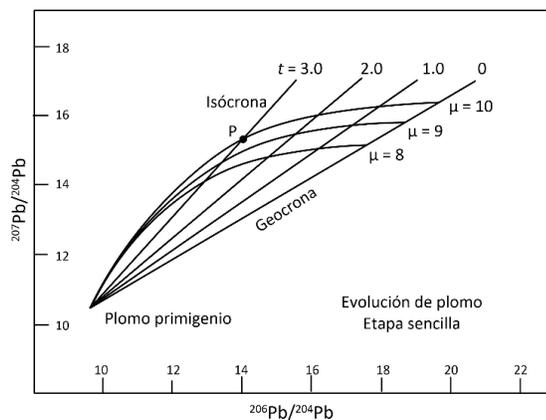
### 3.5.6. Plomo común

El plomo también forma minerales propios que excluyen al U y Th (como galena, PbS), y su composición isotópica de Pb corresponde al del Pb de la fuente donde cristalizó, sin efecto por crecimiento radiogénico posterior a este evento y se conoce como Pb. Variaciones en el Pb común dependen de las variaciones elementales entre U, Th y Pb en los diferentes reservorios terrestres y el tiempo de residencia antes de que el Pb fue removido de sus fuentes de crecimiento radiogénico. Al momento de formarse la Tierra, el Pb radiogénico se mezcló con el Pb primigenio que se incorporó a estos reservorios. Por tanto, el Pb

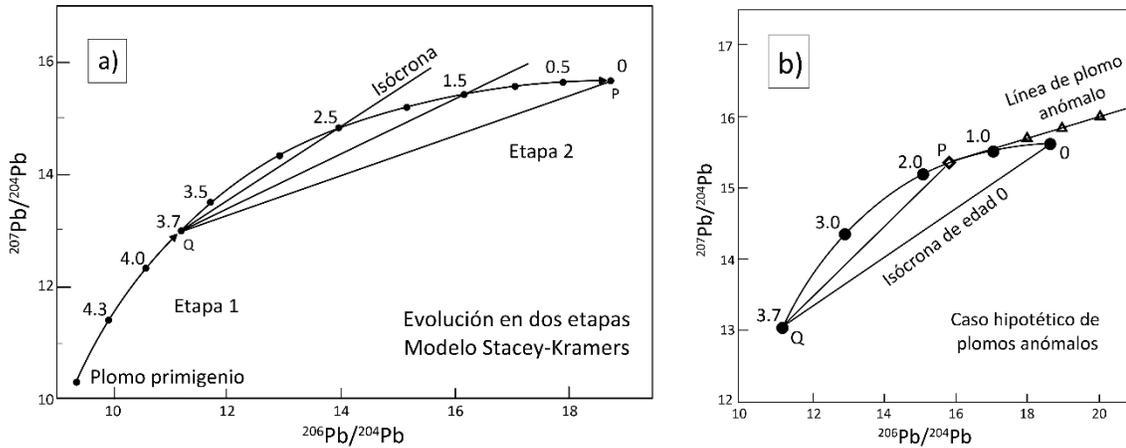
extraído de los reservorios es una mezcla de Pb primigenio y cantidades variables de Pb radiogénico, dependiendo de las relaciones U/Pb y Th/Pb de un reservorio particular, y este Pb extraído cristalizó en minerales ricos en Pb y pobres en U y Th, registrando la composición isotópica de su fuente al momento de formarse (Faure y Mensing, 2005).

La evolución isotópica de Pb común se representa en líneas curvas con cierto valor actual  $\mu$  ( $\mu = {}^{238}\text{U}/{}^{204}\text{Pb}$ ) que partieron de una composición isotópica de Pb primigenia. Una muestra sobre una de estas curvas registra que proviene de un reservorio con un determinado valor  $\mu$ , y su fecha modelo refiere a la fecha de separación del reservorio de la muestra, cuya edad es igual o menor a esta fecha. Se suelen trazar isócronas que parten desde el punto de Pb primigenio hasta el punto correspondiente a la fecha de la isócrona en cada curva de distintos valores  $\mu$  (Figura 16). La isócrona de edad 0 se conoce como “geocrona”, que equivale a la evolución ininterrumpida del Pb desde la formación de la Tierra hasta la actualidad (como en los meteoritos) (Faure y Mensing, 2005).

Debido a que las composiciones isotópicas de Pb de la mayoría de los reservorios terrestres no se explica con un modelo de evolución de una etapa (Figura 16), se emplea un modelo de evolución de Pb en dos etapas (Stacey y Kramers, 1975) (modelo Stacey-Kramers), donde la primera etapa empezó hace 4.57 Ga con Pb primigenio en un reservorio de valor  $\mu = 7.192$ , terminando hace 3.70 Ga, cuando empezó la segunda etapa y el valor  $\mu$  incrementó a 9.735, resultado de la diferenciación geoquímica de la Tierra y continuando la evolución de las relaciones isotópicas de Pb en el reservorio por el decaimiento de U y Th desde 3.70 Ga (Figura 17.a). Los valores de relaciones isotópicas de Pb del modelo Stacey-Kramers se representan en la Tabla 5.



**Figura 16.** Representación gráfica de un modelo de evolución de Pb de una etapa (modelo Holmes-Houtermans). Se grafican tres curvas de evolución de Pb para reservorios cuyos valores actuales de  $\mu$  son 8, 9, y 10. Se dibujan además isócronas de ciertos valores de  $t$ . El punto P equivale a una muestra extraída hace 3 Ga de un reservorio con valor  $\mu$  actual de 10. Tomado de Faure y Mensing, 2005.



**Figura 17.** (a): Modelo de evolución de Pb de dos etapas (Stacey y Kramers). El valor primigenio de Pb primero evoluciona en un reservorio con  $\mu = 7.192$  desde 4.57 hasta 3.70 Ga (punto Q). A partir de 3.70 Ga, el reservorio cambia a un valor  $\mu = 9.735$ , continuando la evolución de Pb ininterrumpidamente hasta P, que representa al Pb cortical promedio. (b): Caso hipotético de muestras con Pb anómalo, formadas a partir de la mezcla de Pb radiogénico y Pb común, partiendo del punto P en la segunda etapa de la curva de evolución de plomo del modelo Stacey y Kramers. Tomado de Faure y Mensing, 2005.

La edad de separación del reservorio de una muestra de Pb común que haya seguido el modelo Stacey-Kramer considera el Pb primigenio al inicio de la segunda etapa, y se puede obtener de la ecuación que describe a esta etapa:

$$\left(\frac{^{206}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}\right)_m = 11.152 + 9.735 (e^{\lambda_{238}T'} - e^{\lambda_{238}t}) \quad (17)$$

$$\left(\frac{^{207}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}\right)_m = 12.998 + \frac{9.735}{137.88} (e^{\lambda_{235}T'} - e^{\lambda_{235}t}) \quad (18)$$

Y de aquí, debido al decaimiento U-Pb, se obtiene:

$$\frac{(^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_m - 12.998}{(^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_m - 11.152} = \left(\frac{1}{137.88}\right) \left(\frac{e^{\lambda_{235}T'} - e^{\lambda_{235}t}}{e^{\lambda_{238}T'} - e^{\lambda_{238}t}}\right) \quad (19)$$

Donde m denota las relaciones isotópicas de Pb de una muestra,  $\mu$  es la relación  $^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$ ,  $\omega$  es la relación  $^{232}\text{Th}/^{204}\text{Pb}$ ,  $T'$  el tiempo de inicio de la segunda etapa (3.70 Ga), y t es el tiempo de separación de la fuente. La pendiente de una línea definida por un punto sobre la curva P (Figura 17.a) se compara con las pendientes de isócronas Pb-Pb secundarias, que se utilizan para resolver la ecuación 19 interpolando t en la Tabla 6.

**Tabla 5.** Evolución isotópica de Pb del modelo Stacey-Kramers. Tomado de Faure y Mensing, 2005

t (Ga)	<sup>206</sup> Pb / <sup>204</sup> Pb	<sup>207</sup> Pb / <sup>204</sup> Pb	<sup>208</sup> Pb / <sup>204</sup> Pb
Primera etapa			
4.57	9.307	10.294	29.487
4.30	9.906	11.391	30.036
4.00	10.544	12.313	30.637
3.70	11.152	12.998	31.230
Segunda etapa			
3.50	11.680	13.481	31.666
3.25	12.317	13.965	32.204
3.00	12.931	14.343	32.736
2.75	13.520	14.639	33.261
2.50	14.088	14.870	33.780
2.25	14.634	15.051	34.293
2.00	15.159	15.192	34.799
1.75	15.664	15.303	35.299
1.50	16.149	15.389	35.793
1.25	16.617	15.457	36.280
1.00	17.066	15.509	36.762
0.75	17.499	15.551	37.238
0.50	17.915	15.583	37.708
0.25	18.315	15.608	38.172
0.00	18.700	15.628	38.630

Sin embargo, este modelo no funciona con composiciones anómalas de Pb, formadas por mezcla de Pb de dos etapas y Pb radiogénico previo a la formación de las muestras, lo que puede dar lugar a fechas modelo negativas que representan el futuro en vez del pasado, al tener exceso de Pb radiogénico. Por otro lado, las relaciones isotópicas de Pb anómalo pueden distribuirse de modo que forman líneas rectas en los diagramas de evolución de Pb, atribuibles a mezclas de Pb de dos etapas con cantidades variables de Pb radiogénico, y de esta forma, arrojan información útil de la historia y origen de las series de Pb anómalo (Figura 17.b).

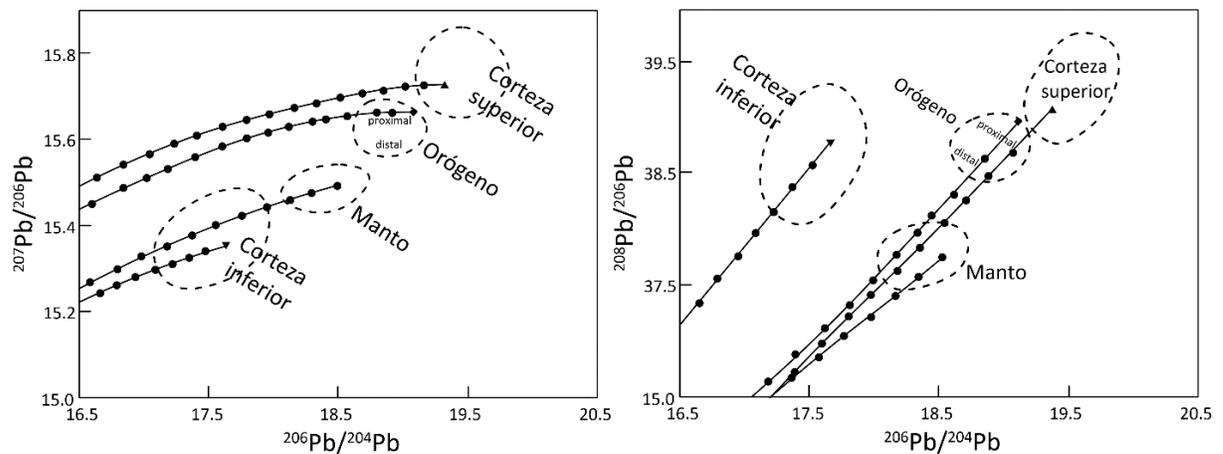
Esta información se deriva de la intersección de la línea de Pb anómalo con la curva de evolución del modelo en dos etapas (fecha del Pb cuando fue extraído del reservorio), y la pendiente de la línea de Pb anómalo basada en un decaimiento “instantáneo” (fecha de la contaminación con Pb radiogénico) o “continuo” (tiempo transcurrido para la acumulación del Pb radiogénico contaminante) de los isótopos de U (Faure y Mensing, 2005). Las fechas derivadas de este modo dependen enormemente del modelo de evolución considerado.

**Tabla 6.** Pendientes de isócronas secundarias con sus correspondientes edades modelo, para el modelo de evolución Stacey-Kramers. Tomado de Faure y Mensing, 2005.

t (Ga)	Pendiente	t (Ga)	Pendiente	t (Ga)	Pendiente
0	0.3484	1.2	0.44457	2.4	0.61769
0.2	0.36103	1.4	0.46659	2.6	0.65884
0.4	0.37482	1.6	0.4909	2.8	0.70482
0.6	0.38991	1.8	0.51781	3.0	0.75630
0.8	0.40645	2	0.54764	3.2	0.81404
1	0.4246	2.2	0.58079	3.4	0.87892

### 3.5.7. Plumbotectónica (plumbotectonics)

Inicialmente propuesto por Zartman y Doe (1981), el modelo de plumbotectónica (plumbotectonics) busca explicar la variación de la composición isotópica promedio de Pb dadas en distintos ambientes tectónicos. Este modelo simula a una Tierra evolucionando, a partir de la cual resultan los patrones isotópicos debido a los efectos acumulativos del fraccionamiento y mezcla de núclidos padre e hijo. Un marco de referencia de tectónica de placas fue adoptado para ofrecer estimados cuantitativos de particionamiento químico y tasas de reciclaje. Simplificando, en la versión IV del modelo (Zartman y Haines, 1988) se consideran los reservorios mayores de manto, corteza superior, corteza inferior y litósfera sub-cortical, los cuales interactúan en ciclos llamados orogenias (que no necesariamente representan episodios geológicos de formación de montañas) cuya ocurrencia sucede cada 100 Ma y su magnitud es variable (reflejo de una historia geológica de la Tierra con actividad orogénica variable). Con esto, se obtienen curvas de evolución de Pb junto a campos de composición promedio probable para cada reservorio (Figura 18).



**Figura 18.** Curvas de evolución de isótopos de plomo (Plumbotectonics versión IV) para modelos de reservorios, y campos de la probable composición promedio moderna. Los puntos en las líneas representan incrementos de edad de 0.2 Ga. (a) Relación  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  contra  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ . (b)  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  contra  $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ . Tomada de Zartman y Haines, 1988.

## Capítulo 4. Metodología

---

### 4.1. Campañas de campo

Las campañas de campo se realizaron en la temporada otoño-invierno, debido al clima desértico del área de estudio, ya que el tiempo de esta temporada es templado a levemente caluroso. Previo a las campañas, se elaboraron mapas base de topografía empleando modelos digitales de elevación de la misión satelital ALOS PALSAR, con resolución espacial de 12.5 m por píxel, junto a la fotointerpretación de contactos y estructuras geológicas usando imágenes satelitales, lo cual se comprobaría en el campo.

Se incluye información de campo de una visita para un trabajo previo (Martínez-Salinas, 2020). Para este trabajo, se realizó una campaña el 29 de octubre del 2022. Problemas con permisos de acceso y otros imprevistos negaron la oportunidad de realizar más visitas, por lo que se tuvo que optar por la recepción de muestras tomadas sin la presencia del autor de este trabajo, en visitas realizadas por el Dr. Roberto Díaz Martínez del 27 al 29 de abril del 2022, 27 de marzo y el 4 de mayo del 2023. Se buscó coleccionar las muestras menos alteradas y representativas, con excepción de casos donde se deseara estudiar alteraciones o mineralizaciones.

### 4.2. Petrografía

Las láminas delgadas de las rocas fueron elaboradas en el Laboratorio de Preparación de Muestras del CeMIEGeo-CICESE. Los análisis petrográficos se llevaron a cabo usando un microscopio Leica DM 2700 P. Se realizó un total de 30 láminas delgadas, a las que se clasificó según su contenido modal y se les determinaron los minerales, alteraciones y texturas. Evaluando la mineralogía, se seleccionaron 13 muestras para análisis isotópicos Sr-Nd-Pb, tres muestras para geocronología (dos para U-Pb en zircón y una para Pb-Pb en roca total, además de tres separados minerales).

### **4.3. Preparación de muestras y determinación de relaciones isotópicas**

#### **4.3.1. Trituración y molienda**

Las zonas intemperizadas de la roca son removidas cortándolas con una sierra, y el remanente sin intemperismo se tritura en una prensa hidráulica con discos de acero, hasta que los fragmentos son de tamaño menor a 1 cm. Se colectan todos los fragmentos, se criban para homogenizar su distribución, y se cuartea para obtener un testigo, una muestra para análisis químicos de roca total, y una muestra para análisis isotópicos. La molienda se hace en un equipo con anillos del mismo material, hasta obtener un polvo fino.

Un segundo fragmento de la misma roca se tritura a mucho menor tamaño y se separa para el posterior concentrado de minerales, según que se detalla más adelante.

#### **4.3.2. Separación manual de minerales**

Para separar zircones, la porción triturada se tamiza con cribas con aberturas descendientes para obtener un concentrado con tamaño de abertura de malla de 250  $\mu\text{m}$  (malla # 60), hasta colectar material suficiente para obtener poblaciones apropiadas de zircones (aproximadamente 1.5 kg por muestra) . Este material se separa por densidad empleando una Mesa Holman-Wilfley®, la cual suministra un flujo de agua mientras efectúa movimientos oscilatorios para separar el zircón (con densidad de 4.66  $\text{g}/\text{cm}^3$ ) de otros minerales menos densos. Posterior a este tratamiento, se realiza la separación magnética del material, empezando con un imán de mano para remover los minerales más magnéticos, para después utilizar un separador magnético Frantz®, con tres pasos de separación con niveles de intensidad e inclinación progresivos, con lo que se elimina una gran porción de material que no sea zircón. Opcionalmente, se puede eliminar más material usando un líquido pesado (politungstato de sodio) cuya densidad elevada permite a los zircones hundirse mientras obliga a flotar a otros minerales. Para finalizar, se separan manualmente los cristales de zircón que se observen bajo un microscopio binocular, seleccionando los cristales con mejor forma, tamaño semejante y sin alteraciones.

Al carecer de zircones, las rocas peralcalinas se intentaron datar con la metodología descrita por Borst et al. (2019), por lo que se analizaron las relaciones isótopos de plomo en roca total y separados de eudialita,

titanita y feldespato, para obtener una isócrona Pb-Pb. El proceso es el mismo empleado para la separación de zircones, teniendo concentrados de distintos minerales en los diferentes pasos de separación. Los minerales son colectados nuevamente a mano, procurando obtener los mejores cristales.

#### 4.3.3. Separación química de elementos

Las muestras a las que se analizó su composición isotópica se prepararon en el Laboratorio Ultralimpio del Departamento de Geología del CICESE. Este posee un sistema de filtros de aire para purificarlo hasta clase 100 (menos de 100 partículas mayores a  $64 \mu\text{m}$  por  $\text{ft}^3$ ) y estaciones con flujo laminar de aire con pureza de clase 10, donde se realiza la separación de elementos. La determinación de las concentraciones (Sr, Nd, Sm) y relaciones  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$  se realizó por dilución isotópica, la cual involucra añadir a la muestra una cantidad determinada de una sustancia enriquecida en isótopos de los elementos conocidos denominada "spike", que al mezclarse con la muestra, permite determinar la concentración de un elemento dado a partir de la relación isotópica entre el isótopo "spike" y un isótopo natural de la muestra (Faure y Mensing, 2005).

El pesado se realiza con una balanza analítica de cinco dígitos (Sartorius® CP225D). Se añade una cantidad de polvo (~100 mg para análisis de roca total) de las muestras dentro de bombas de Teflón, se pesan en la balanza analítica, y se les agrega una cantidad controlada de spike. Se efectúa la digestión de los polvos a presión y con calentamiento progresivo, en un sistema Picotrace DAS®, en el que se les añade 4 ml HF 24 M (para deshacer silicatos), 7 ml  $\text{HNO}_3$  14 M (para deshacer sulfuros), y 3 a 4 gotas  $\text{HClO}_4$  10 M (para transformar fluoruros en percloratos), y se calientan en una placa calentadora cubierta de Teflón a  $215^\circ\text{C}$  por aproximadamente dos días.

Una vez hecho, en el mismo sistema, las muestras se calientan a  $115^\circ\text{C}$  y se dejan evaporar durante un día para deshacerse del HF y  $\text{HNO}_3$ , y posteriormente se eleva la temperatura paulatinamente de  $130^\circ\text{C}$  a  $160^\circ\text{C}$ , y permanece a esta temperatura por seis horas para evaporar el  $\text{HClO}_4$ ; los gases generados son corrosivos y peligrosos, por lo que estos son canalizados a contenedores con sosa cáustica para neutralizarlos y poder desecharlos. Queda entonces un residuo compuesto de cloratos. Finalmente, se les añade de 3 a 5 ml HCl 6 N para equilibrar las muestras con el spike, se sellan y calientan a  $90^\circ\text{C}$  durante un día, tras lo cual se evaporan a la sequedad.

Se añade HCl 2.0 N a la bomba, procurando que el ácido contenga todo el material dentro de esta, y la solución se centrifuga para separar la fase disuelta de la que no se disolvió en su totalidad. La fase disuelta se colecta con una micropipeta y se transfiere a las columnas de intercambio iónico.

Inicialmente, se realiza la separación de Sr y ETR en columnas con resina Dowex AG50W, según Weber et al. (2012). En cada columna, se añade una serie de ácidos de distinta molaridad para la preparación y limpieza del sistema, así como la recolección de elementos de las muestras. Esto se detalla en la Tabla 5.

**Tabla 7.** Detalles del uso de ácidos en la separación química de Rb, Sr y ETR con resina Dowex®

Ácido	Paso	Volumen (ml)
2.0 N HCl	Acondicionar	15
	Agregar muestra	1
	Limpiar	1 x 4 veces
	Agregar	16
	Agregar	30
	Recolectar Rb	12
	Agregar	34
6.0 N HCl	Agregar	5
	Colectar Sr	10
	Colectar REE	18
~6 N HCl	Limpiar	100

Para separar el Nd y Sm, se usan columnas con resina LN Spec® con un procedimiento semejante al anterior, según Weber et al. (2012), como es detallado en la Tabla 8.

**Tabla 8.** Detalles del uso de ácidos en la separación química de Nd y Sm con resina LN Spec®

Ácido	Paso	Volumen
0.18 N HCl	Acondicionar	7 ml
	Agregar muestra	250 µl
	Limpiar	250 µl x 3 veces
	Agregar	13 ml
0.40 N HCl	Colectar Nd	3 ml
	Agregar	2 ml
	Colectar Sm	4 ml
~6 N HCl	Limpiar	10 ml

Para la separación de Pb, se requiere diluir las muestras en 1.5 mL de HBr 1 N previo a la centrifugación. Se realiza siguiendo el método por Chen y Wasserburg (1981), utilizando columnas de Teflón de dos tamaños con resina AG1-X8, con el procedimiento detallado en la Tabla 9. En un primer paso, se realiza la separación en columnas grandes y, después de evaporar y redissolver el eluato en HBr 1 N se repite el proceso de separación en las columnas más pequeñas.

**Tabla 9.** Detalles del uso de ácidos en la separación química de Pb y U con resina AG1-X8

Ácido	Paso	Volumen
1 N HBr	Acondicionar	½ vol. de columna
	Agregar muestra	1 ml
	Añadir	300 µl
	Añadir y asentar	600 µl x 2 veces
2 N HCl	Agregar	300 µl
6 N HCl	Colectar	1.5 ml
8 N HNO <sub>3</sub>	Limpiar	-----

#### 4.3.4. Datación de zircones por LA-ICP-MS

Se separaron concentrados de entre 70 y 80 zircones de las muestras RJM2-01 y RJM2-03, mientras que de la muestra RJM2-02 no se encontraron zircones. Los concentrados se montaron sobre cinta doble especial y se colocó un anillo de baquelita que fue llenado con resina epóxica. La resina fue pulida de manera que los cristales de zircón sean descubiertos a la mitad. La superficie fue cubierta con carbono, para después obtener imágenes de catodoluminiscencia (CL) con un microscopio electrónico Jeol JSM35C instalado en el Departamento de Geología, CICESE. En las imágenes de CL se pueden observar las texturas internas y zonas de crecimiento de los cristales de zircón, indispensable para evaluar los puntos donde colocar las dataciones por ablación láser.

Los zircones fueron analizados para isótopos de U-Pb en la Universidad Stellenbosch, Sudáfrica, utilizando un espectrómetro de masas Thermo-Scientific® Element2® acoplado a un sistema de ablación laser Resolution Excimer ( $\lambda = 193$  nm,  $f = 10$  Hz), siguiendo la metodología de Gerdes y Zeh (2006, 2009). Los puntos ablados son de 30 µm de diámetro, y profundidades entre 15 y 20 µm. Como material de referencia, se empleó el zircón GJ-1 (Jackson et al., 2004).

Las correcciones por señales de fondo, Pb común, fraccionamiento inducido por láser, discriminación de masas, y fraccionamiento elemental de U/Pb se realizaron en hojas de cálculo, como aconsejan Gerdes y Zeh (2006). El cálculo de edades se realizó con la aplicación web gratuita IsoplotR (Vermeesch, 2018).

#### 4.3.5. Determinaciones isotópicas por TIMS

La cuantificación de las concentraciones elementales de Rb, Sr, Sm y Nd, se hizo por la técnica de dilución isotópica. Un spike enriquecido se añadió a las muestras para inferir sus concentraciones por medio de la siguiente ecuación:

$$N = S \left[ \frac{Ab_S^A - R_m Ab_S^B}{R_m Ab_N^B - Ab_N^A} \right] \quad (16)$$

Donde:

- N = número de átomos en la muestra.
- S = número de átomos en el spike.
- $Ab_S^A$ ,  $Ab_S^B$  = abundancia del isótopo A y B, respectivamente, en el spike.
- $Ab_N^A$ ,  $Ab_N^B$  = abundancia del isótopo A y B, respectivamente, en la muestra.
- $R_m$  = relación isotópica A/B en la mezcla muestra/spike.

La determinación de las relaciones isotópicas fue realizada con un espectrómetro de masas de ionización térmica Nu Instruments® (Nu-TIMS®) en el Departamento de Geología, CICESE. Las muestras son cargadas sobre filamentos de renio y se calientan en condiciones de alto vacío ( $\approx 2 - 3 \times 10^{-8}$  mbar), de modo que se genera un haz de iones canalizado a través de un campo magnético que separa a los iones en función de la masa que poseen. Estos llegan a diferentes colectores Faraday (uno por cada masa de interés) con las que, al interactuar, generan corrientes eléctricas, las cuales pasan por una resistencia de  $10^{11}$  ohmios (pre-amplificadores) y se convierten en señales de voltios (con un rango de 1 - 8 V) para cada masa, y posteriormente pueden calcularse las relaciones isotópicas.

Las muestras líquidas son cargadas sobre los filamentos de Re al mezclarlas con una gota de  $H_3PO_4$ . Los filamentos se calientan al rojo vivo para evaporar el ácido y fijar la muestra al filamento. Estos se montan en una cartuchera (magazine) de hasta 20 posiciones diferentes.

Para medir las relaciones de Sr, se monta un filamento sencillo con activador de Ta. Las mediciones se realizaron en modo estático (es decir, los colectores de señal se mantienen en su lugar durante la medición) en ocho bloques de 10 mediciones cada uno, con un tiempo de integración de 16 seg, y una medición de línea base de 60 seg entre cada bloque (aplica para todos los elementos). Las correcciones para interferencias isobáricas y fraccionamiento isotópico se realizan en el software integrado del espectrómetro (Nu Instruments Calculator Editor, NICE).

Para las relaciones de Sm y Nd, los filamentos de evaporación son montados junto a otro filamento que se emplea para ionizar las muestras en un arreglo doble. Se calienta el filamento de ionización empleando un amperaje controlado hasta una temperatura entre 1750 y 1800°C (a 4500 mA), seguido por el filamento de evaporación hasta que se genere una señal (a partir de ~1900 a 2000 mA), la cual es enfocada por una serie de lentes electromagnéticos para mejorar la señal lo más posible.

Las mediciones de Nd se realizaron en modo estático en ocho bloques de 10 mediciones cada uno, con 16 seg de integración. Las mediciones de Sm se realizan en modo estático en dos bloques, cada uno de 20 mediciones de 8 seg de integración. Se realizan correcciones por interferencias isobáricas, fraccionamiento isotópico y uso del spike, empleando los datos crudos en una hoja de cálculo de uso interno del laboratorio, para su procesado y cálculo de relaciones.

Para las relaciones de Pb común, se emplea un arreglo de filamento sencillo. Las muestras se cargan en ácido fosfórico y gel de sílice, una sustancia con características específicas que mantienen una evaporación de Pb constante a temperaturas alrededor de 1200°C. Las mediciones se hacen en modo estático en 6 bloques de 20 mediciones cada uno, con un tiempo de integración de 16 seg. Se procura que las muestras sean medidas en el mismo rango de temperaturas, para compensar posibles diferencias debido al fraccionamiento isotópico sucedido durante las mediciones ya que, a causa de que tres de los cuatro isótopos medidos son variables, esto impide una corrección por fraccionamiento.

#### **4.4. Química de elementos mayores y traza por XRF e ICP-MS**

Se enviaron polvos de muestras a la Universidad Stellenbosch en Sudáfrica, para la determinación de concentraciones de elementos químicos. Las concentraciones de los elementos mayores fue medida por Fluorescencia de Rayos X en un espectrómetro pan-analítico de onda dispersiva Axio®, mientras que los elementos traza se determinaron por ICP-MS en un espectrómetro Agilent® Q 7900.

## Capítulo 5. Resultados

---

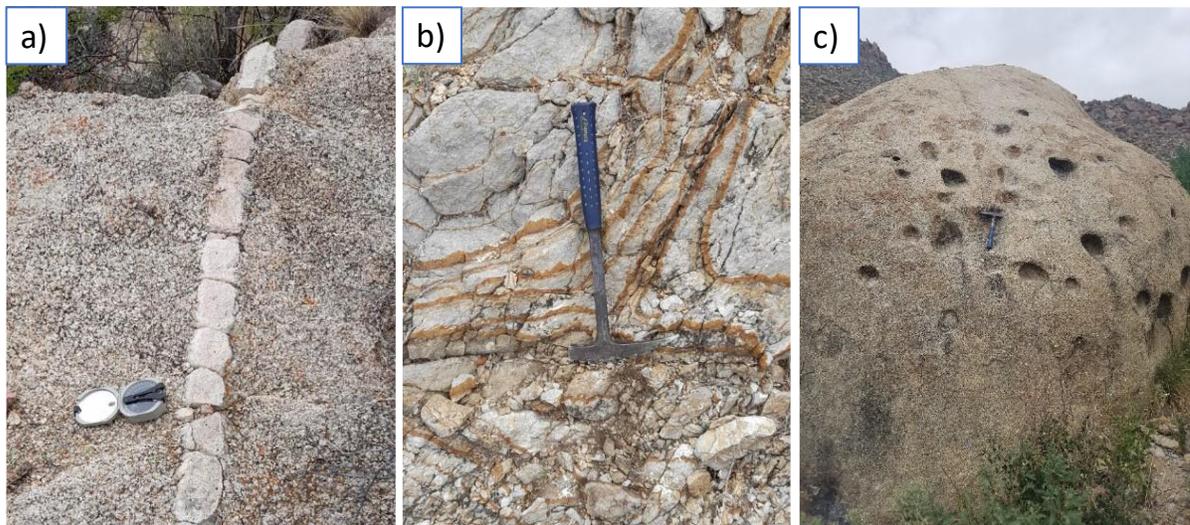
### 5.1. Descripción de campo y fotointerpretación

El plutón de La Vasca parece mostrar un incremento en su evolución magmática desde los bordes al interior del complejo, habiendo en la porción sur del complejo monzonitas, seguidas de cuarzosienitas o sienitas, hasta granitoides en el núcleo. En la porción norte, afloran en el borde principalmente cuarzosienitas y de granitoides al interior del complejo. Los contactos con la secuencia sedimentaria suelen desarrollar skarn. Las rocas de afinidad peralcalina parecen aflorar preferencialmente en los bordes del plutón y suelen estar acompañados de grupos de diques visibles aún en la imagen satelital, los cuales poseen disposición radial con respecto a la forma del intrusivo y atraviesan tanto rocas ígneas como sedimentarias. Se observa otra serie de diques que suelen afectar preferencialmente a las rocas sedimentarias, pudiendo ser relacionados al emplazamiento inicial del intrusivo, pero no se poseen muestras para comprobarlo. Dados los rasgos geomorfológicos, se infiere que el intrusivo y las secuencias sedimentarias están afectados por numerosas fallas normales y rumbo-deslizantes (como las ilustradas en Figura 9; Servicio Geológico Mexicano, 2006), probablemente derivadas de los esfuerzos tectónicos regionales de la extensión de estilo Cuencas y Sierras.

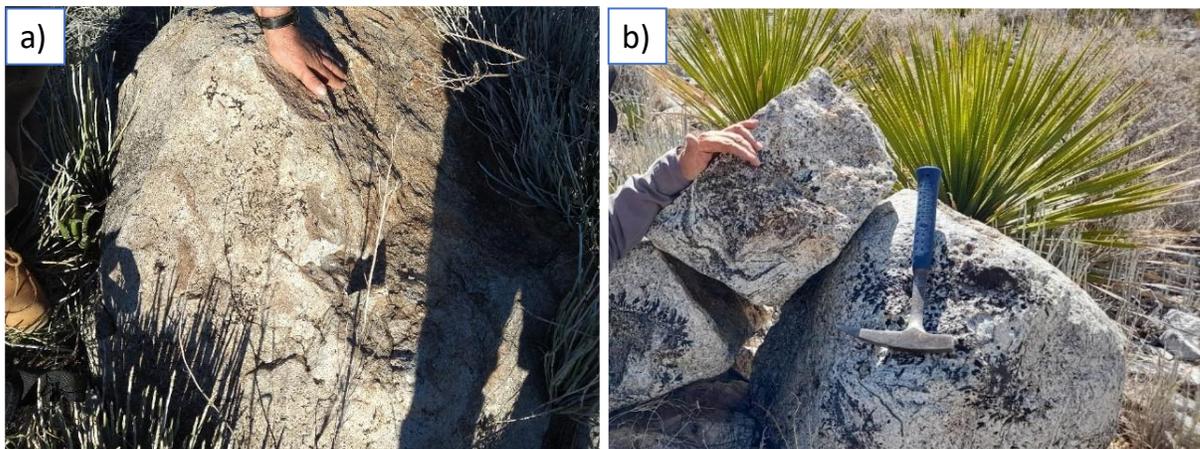
En campo, se observó la presencia de numerosos afloramientos menores de rocas, diques y sills atravesando la secuencia sedimentaria, la cual generalmente está marmolizada y metasomatizada (skarnificada). Las rocas ígneas son de composición mayormente sienítica y monzonítica, intensamente meteorizadas (Figura 19). Por otro lado, sienitas peralcalinas (con piroxeno y anfíbol sódico) (Figura 20.a) afloran en las periferias del intrusivo, al parecer, aprovechando planos de estratificación (como parece ser en el sector NO, Figura 23.a) y debilidades estructurales (fallas o contactos cerca del núcleo, Figura 23.b). Particularmente, se encontró un solo afloramiento de sienitas con eudialita (Figura 20.b) (clasificándola como roca agpaítica), siendo la única roca reportada con eudialita magmática; la roca presenta cierto bandeamiento mineral, con alternancias de bandas de feldespatos-K y de egrina.

Numerosas rocas ígneas y sedimentarias fueron afectadas por metasomatismo que las enriqueció en egrina. Vetas mineralizadas ricas en egrina y eudialita atraviesan las rocas sedimentarias, especialmente los skarn (Figura 21.a, b). Las vetas podían o no tener eudialita (Figura 21.c, d) y su mineralogía se asemeja a las sienitas peralcalinas, o pueden estar notoriamente bandeadas, de las que se observa grandes

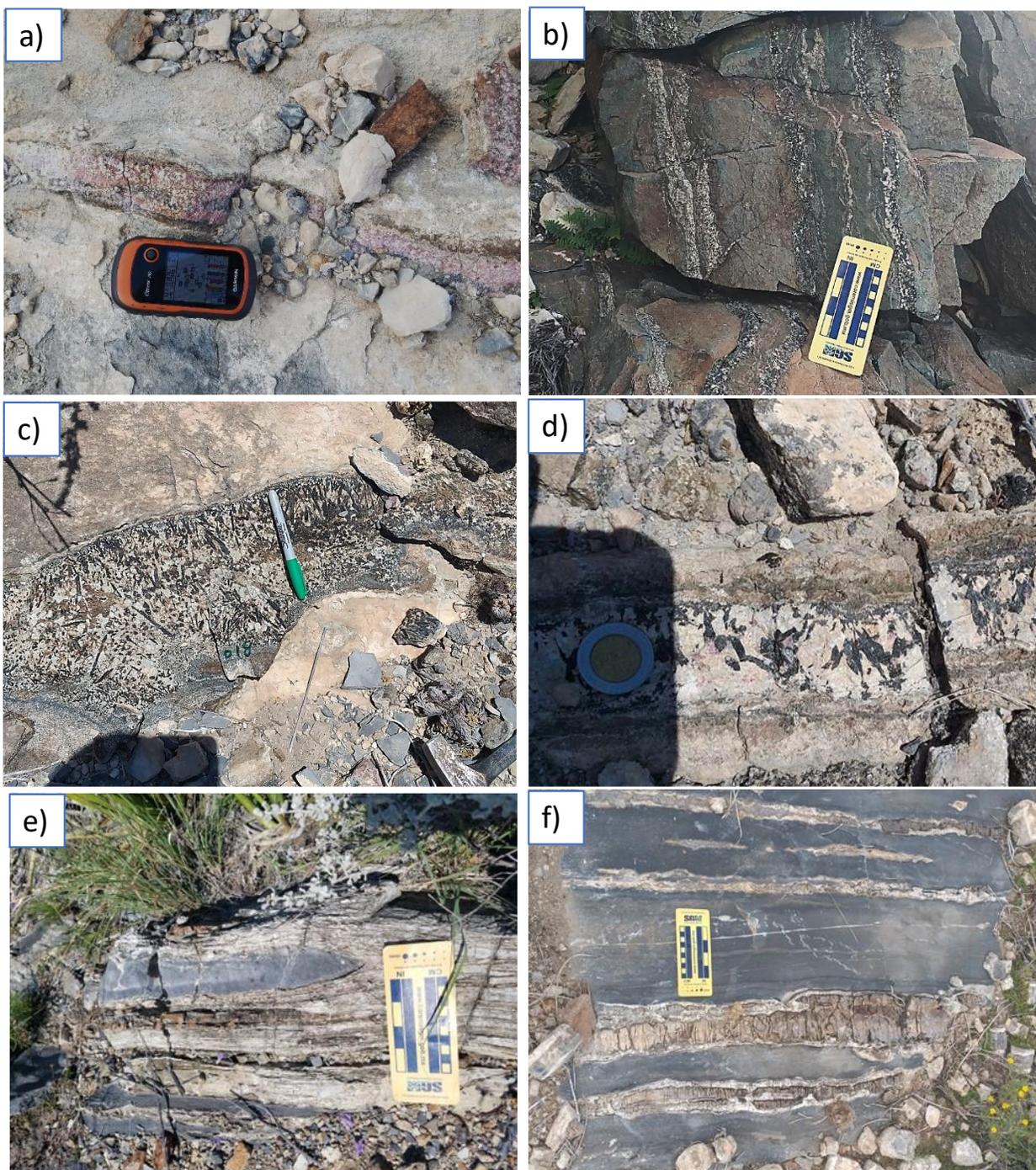
enriquecimientos en eudialita o egrina, a veces con bandas casi mono-minerales, lo que indica un sistema abierto. Otro tipo de vetas, casi exclusivamente cuarzosas y con egrina accesorio, atraviesan formaciones calcáreas, a veces acompañadas de abundante egrina y eudialita, dando indicios de relacionarse al proceso que formó a las vetas eudialíticas (Figura 21.e, f). Los diques vistos en el CALV (Figura 24) son peralcalinos, al contener egrina y acompañarse a veces de mineralizaciones con eudialita, además de contener cuarzo en cantidad menor; se distinguieron dos clases de diques: unos ricos en feldespato con textura traquítica, que suele venir acompañado de alteraciones tardías con alta radioactividad, y otros ricos en egrina y cuarzo, sin aparente alteración acompañante. El mapa geológico fotointerpretado se presenta en la Figura 22.



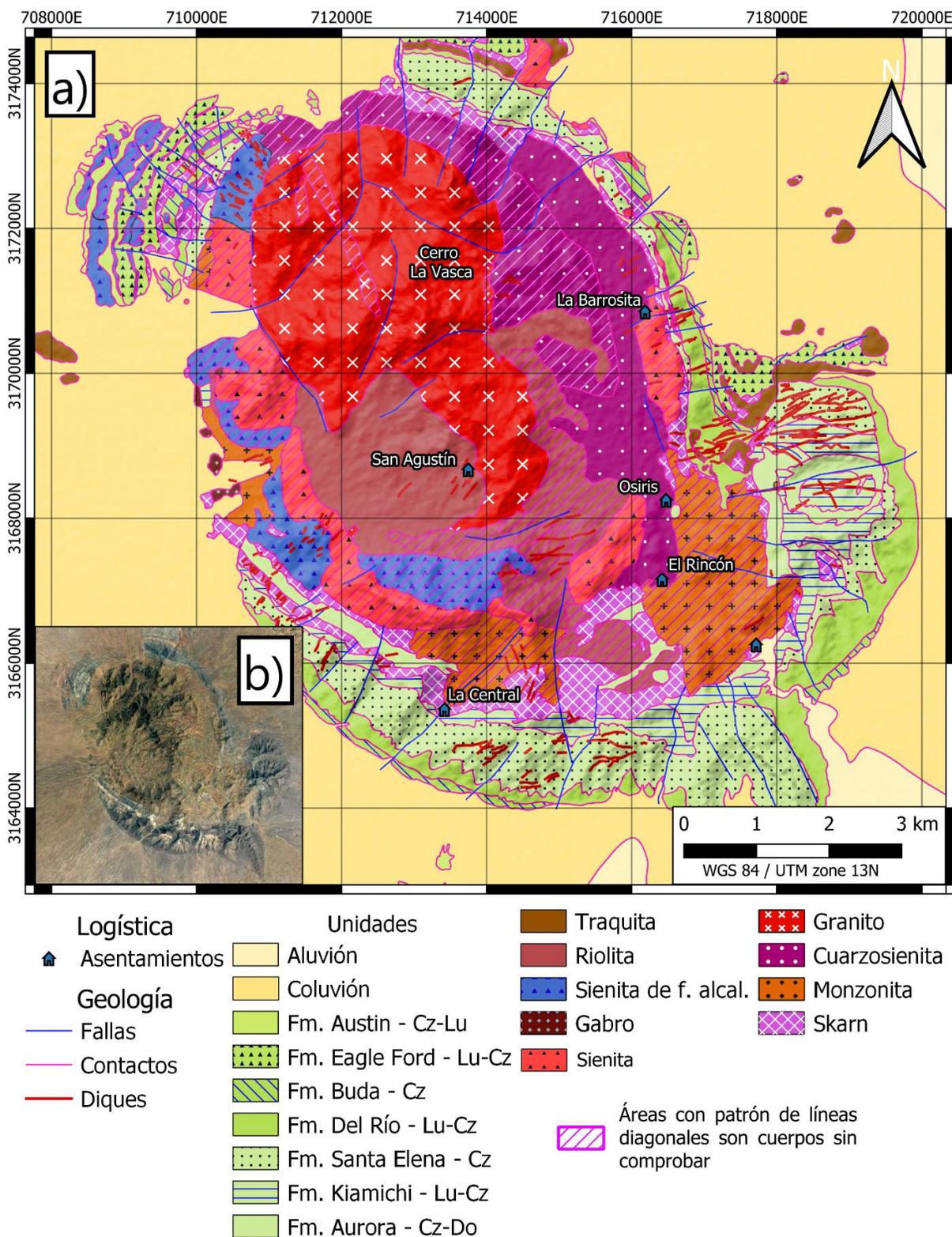
**Figura 19.** Apariencia de los afloramientos de distintas rocas de La Vasca y San José de las Piedras. (a) Sienita atravesada por dique félsico. (b) Oxidación en rocas de La Vasca, muy similar en San José. (c) Bloque de sienita de San José, muy similar a lo visto en el núcleo de La Vasca (las cavidades son de actividad artesanal).



**Figura 20.** Afloramientos de roca de afinidad peralcalina. (a) Afloramiento de sienita con piroxeno sódico. (b) Afloramiento de sienita de sodalita con capas ricas en piroxeno sódico.



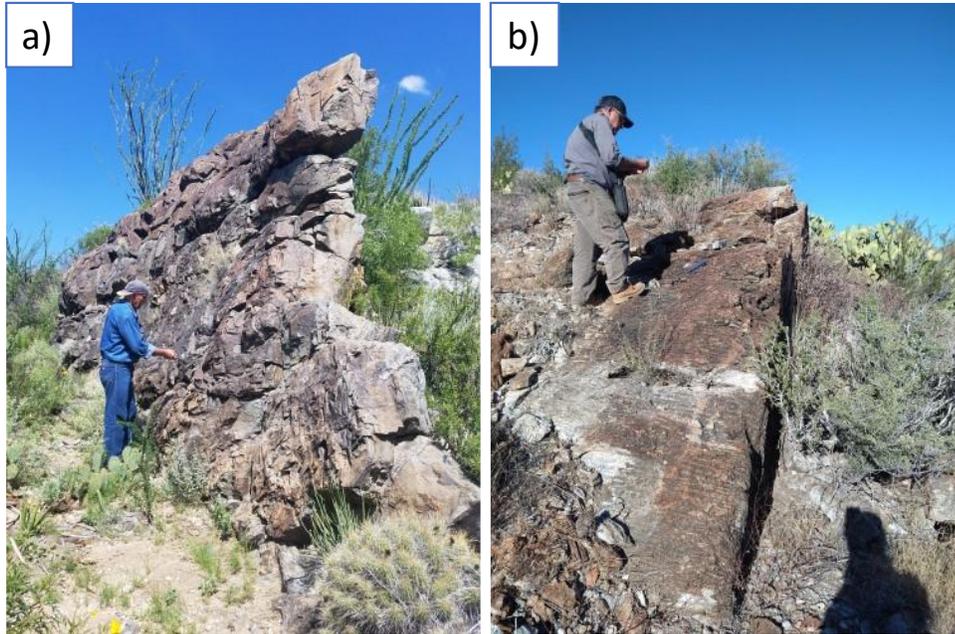
**Figura 21.** Vetas mineralizadas observadas en La Vasca. (a) Veta bandeada de eudialita y egrina, con algunos feldspatos dispersos, atravesando skarn. (b) Veta bandeada de egrina y feldspato, emplazado en roca ígnea. (c) Pegmatita de egrina, feldspato y cuarzo, atravesando skarn. (d) Pegmatita similar a (c), con eudialita dispersa. (e) y (f) Vetas mineralizadas de cuarzo, inyectadas en estratos sedimentarios deformados, que algunas veces son de decenas de centímetros de espesor.



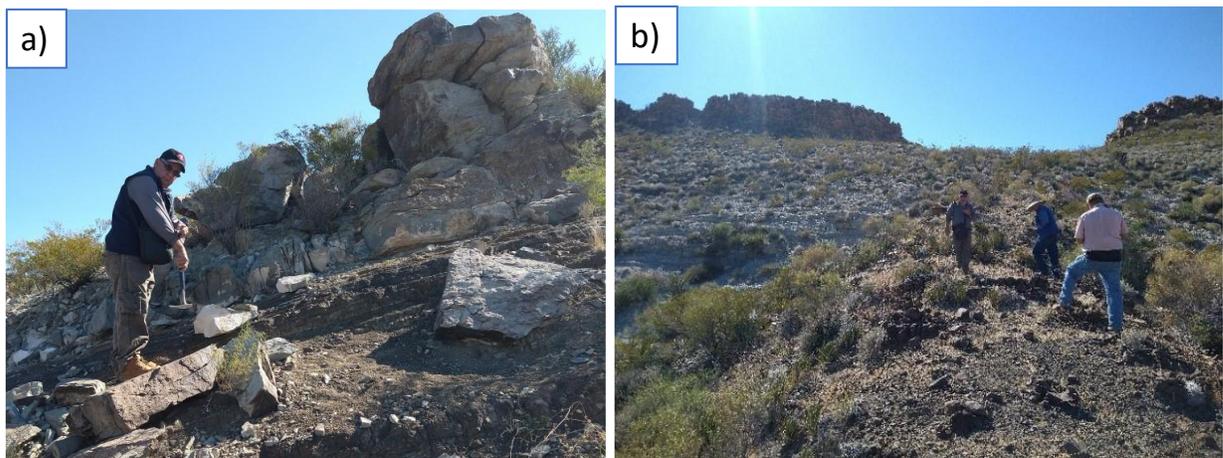
**Figura 22.** (a) Mapa geológico fotointerpretado del Complejo Alcalino La Vasca. (b) Imagen satelital del Complejo Alcalino La Vasca (la extensión de la imagen satelital es la misma que del mapa geológico).



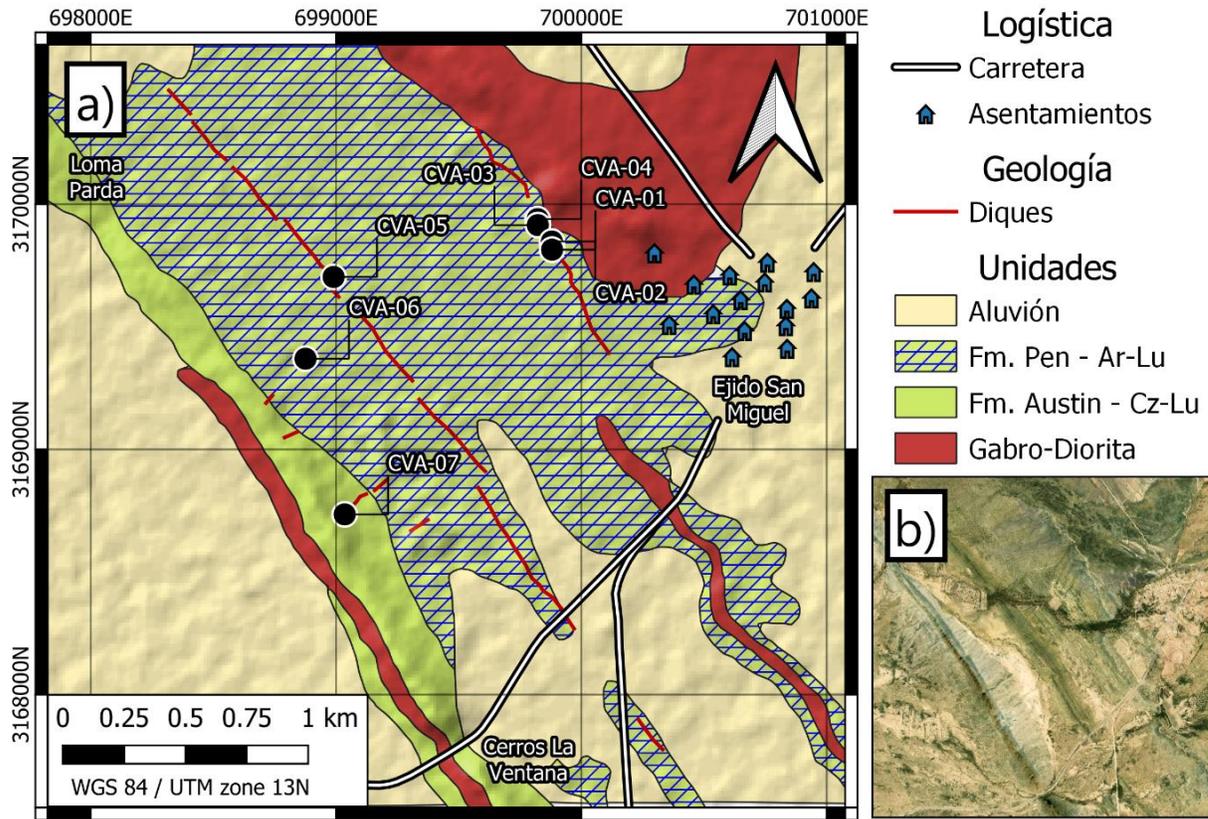
Se visitó una zona cercana al CALV, a las afueras del poblado Ejido San Miguel (Figura 26), para observar una serie de sills y diques que atraviesan la secuencia sedimentaria y volcánica local de forma esporádica. Los diques son máficos y contienen sulfuros (Figura 25); no se observó egrina como en el CALV, por lo que no parecen relacionarse al episodio magmático peralcalino de este complejo y probablemente sean previos a este evento. En el contacto de un sill y la secuencia sedimentaria, se observó una roca de aspecto volcánico brechado, con orientación concordante y rica en carbonatos.



**Figura 24.** Diques vistos en La Vasca. (a) Dique traquítico con egrina, atravesado por numerosas vetas mineralizadas con alta radioactividad, vetas silíceas, y pegmatitas con egrina. (b) Dique rico en egrina y cuarzo.



**Figura 25.** (a) Apariencia de un sill (rocas de arriba) a las afueras del Ejido San Miguel, levantando rocas sedimentarias (abajo) de la Fm. Pen. En el contacto entre ambas, de manera concordante a los estratos, se aloja la brecha carbonatada. (b) Dique máfico con sulfuros (sobre el que están de pie las personas) cortando a un dique diorítico.



**Figura 26.** (a) Mapa geológico de la zona a las afueras del Ejido San Miguel, con la ubicación de las muestras tomadas. Modificado de Servicio Geológico Mexicano, 2006. (b) Imagen satelital de la zona (la extensión de la imagen satelital es la misma que del mapa geológico).

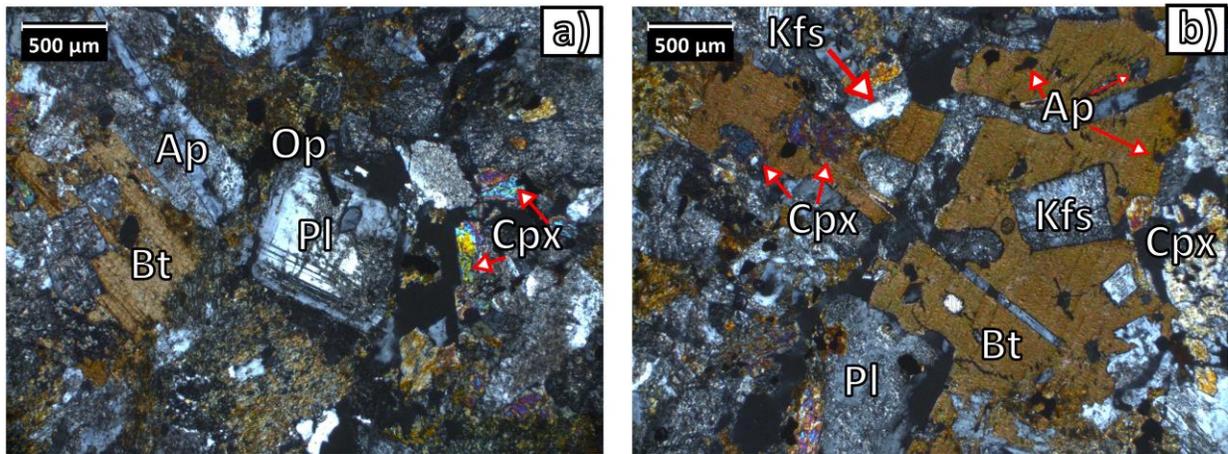
## 5.2. Petrografía

### 5.2.1. Grupo petrológico metaluminoso

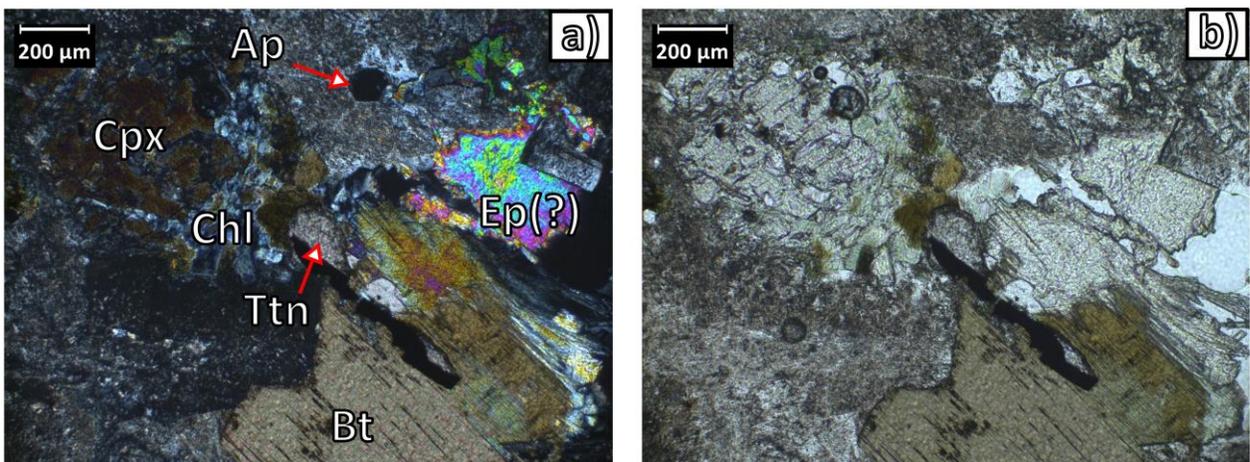
Las rocas que componen la mayoría del CALV son monzonitas de biotita y clinopiroxeno (Figuras 27 y 28), cuarzosienitas de biotita y hornblenda (Figura 29) y tal vez granitos alcalinos (Figura 30), generalmente alteradas por sericitización de los feldespatos (Figura 27.a) y cloritización de los minerales máficos (Figura 28.a). Es común la presencia de biotita poikilítica con inclusiones numerosas de apatito de tamaño considerable (Figura 27.b). Contienen minerales opacos accesorios, abundando los magnéticos, vistos durante la separación de minerales.

Algunas de estas rocas fueron afectadas por metasomatismo alcalino, enriqueciéndolas en egrina y recristalizando cuarzo y plagioclasa, dificultando su diferenciación de rocas propiamente peralcalinas, las cuales poseen egrina magmática y anfíbol sódico (arfvedsonita). Como parámetros de distinción, se consideró principalmente la presencia de anfíbol sódico como indicio de que se trata de una roca peralcalina, además de la apariencia de alteración de los feldespatos corroidos como indicio de metasomatismo.

### Monzonita de biotita y clinopiroxeno

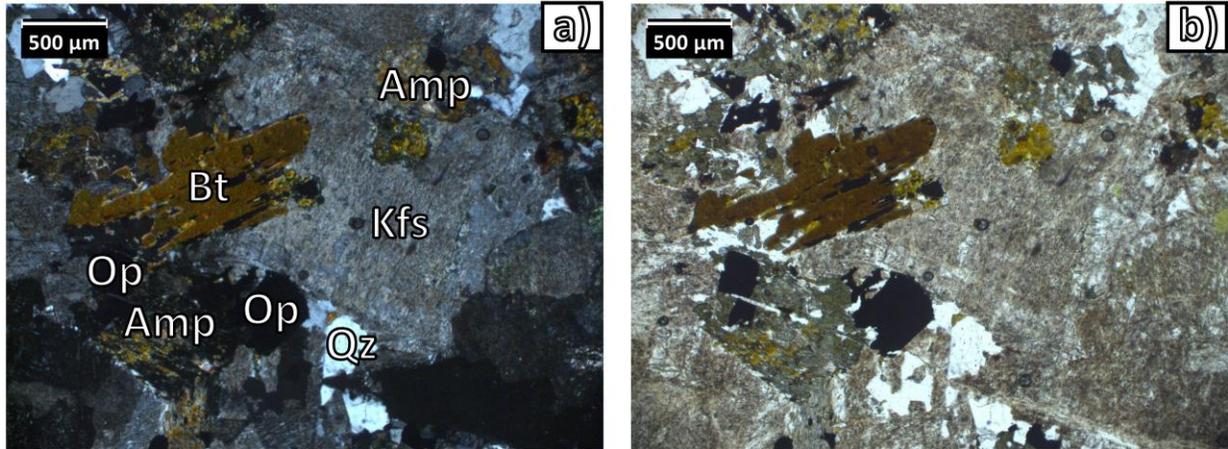


**Figura 27.** Microfotografías de monzonita (Muestra RJM-005, mismo lugar que RJM2-01), con abundante biotita, y feldespatos y plagioclasas intensamente sericitizadas. Visibles también algunos clinopiroxenos y cristales alargados de apatito. (a) XPL 4x, (b) PPL 4x. Ap: apatito, Bt: biotita, Op: opaco, Pl: plagioclasa, Cpx: Clinopiroxeno, Kfs: feldespato-K.



**Figura 28.** Microfotografías de monzonita (Muestra RJM2-01), donde se observa clinopiroxeno y biotita cloritizados, probable epidota, titanita en el centro, y algunos apatitos en plano basal. (a) XPL 10x, (b) PPL 10x. Ap: apatito, Cpx: clinopiroxeno, Chl: clorita, Ttn: titanita, Ep: epidota, Bt: biotita.

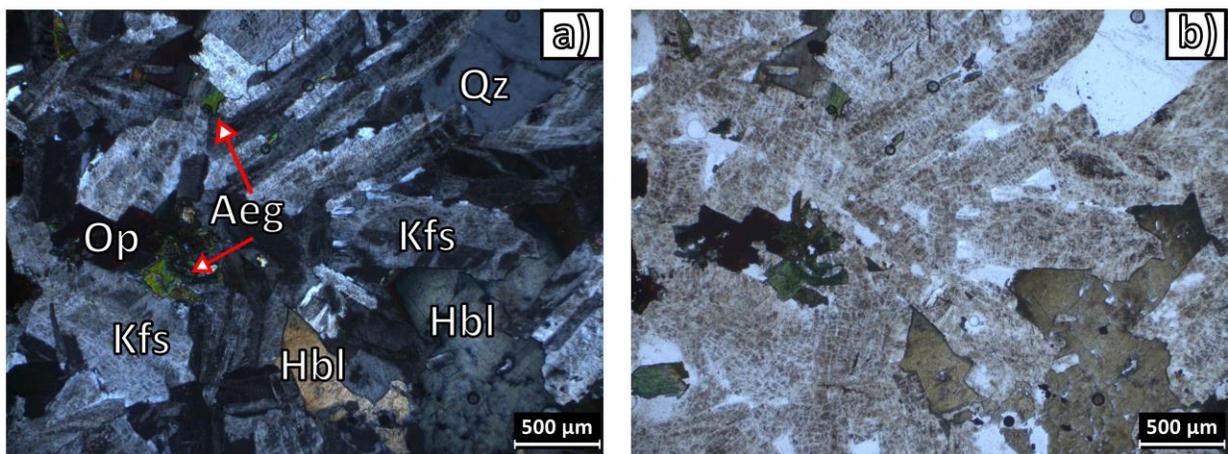
### Cuarzosienita de biotita y hornblenda



**Figura 29.** Microfotografías de cuarzosienita (Muestra RJM2-03), presentando biotita, anfíbol cloritizado, feldspatos sericitizados, cuarzo, y minerales opacos. (a) XPL 4x, (b) PPL 4x. Amp: anfíbol, Bt: biotita, Kfs: feldespato-K, Op: opaco, Qz: cuarzo.

### Granitoide alcalino

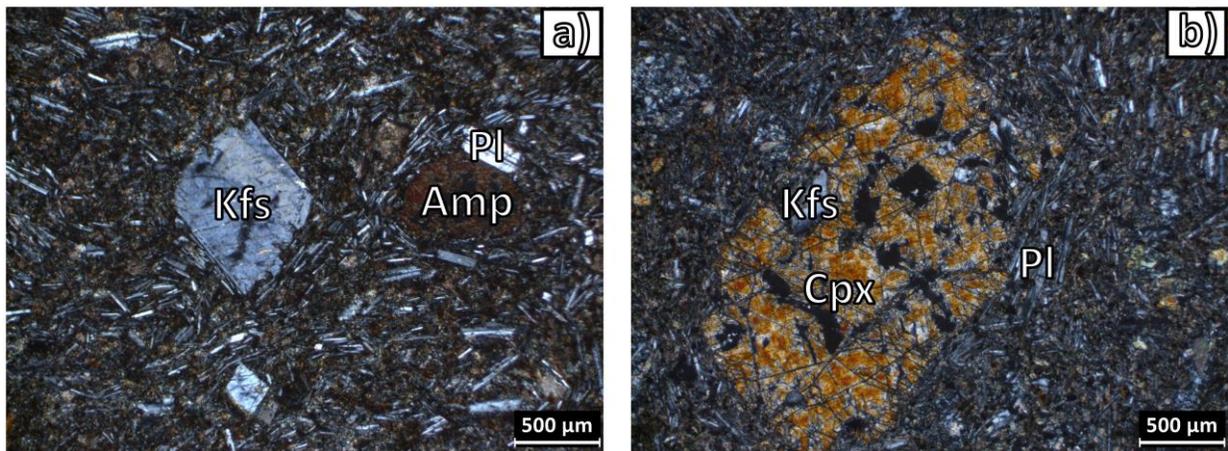
En un intrusivo aledaño al CALV, el Cerro San José de Las Piedras, se muestreó un granitoide que posee egirina o egirina-augita (Figura 30). Se compone principalmente de feldespato-K, cuarzo, hornblenda y egirina/egirina-augita, además de que rocas vistas en la periferia de su núcleo son muy semejantes a las del núcleo del CALV (Díaz-Martínez, comunicación personal), y posiblemente se asocie a las rocas metaluminosas.



**Figura 30.** Microfotografías de granitoide de San José de Las Piedras. (a) XPL 4x, (b) PPL 4x. Qz: cuarzo, Aeg: egirina, Op: opaco, Kfs: feldespato-K, Hbl: hornblenda.

## Diques gabróticos

En cuanto a los diques muestreados en las afueras del Ejido San Miguel (Figura 26), su composición es más básica, clasificándose como gabro, con una matriz vítrea o de pequeños cristales de plagioclasa, con fenocristales de clinopiroxeno, anfíbol (oxihornblenda o kaersutita) y fenocristales de feldespato-K (Figura 31). Los máficos se hallan a veces cloritizados y carbonatados, y la roca en general algo carbonatada (asociable al emplazamiento en calizas).



**Figura 31.** Microfotografías de dique gabrótico (Muestra CVA-06), apreciándose la textura fluidal de las plagioclasas, con fenocristales de feldespato-K y clinopiroxeno, estos últimos a veces cloritizados y carbonatados. (a) XPL 4x, (b) XPL 4x. Kfs: feldespato-K, Amp: anfíbol, Pl: plagioclasa, Cpx: clinopiroxeno.

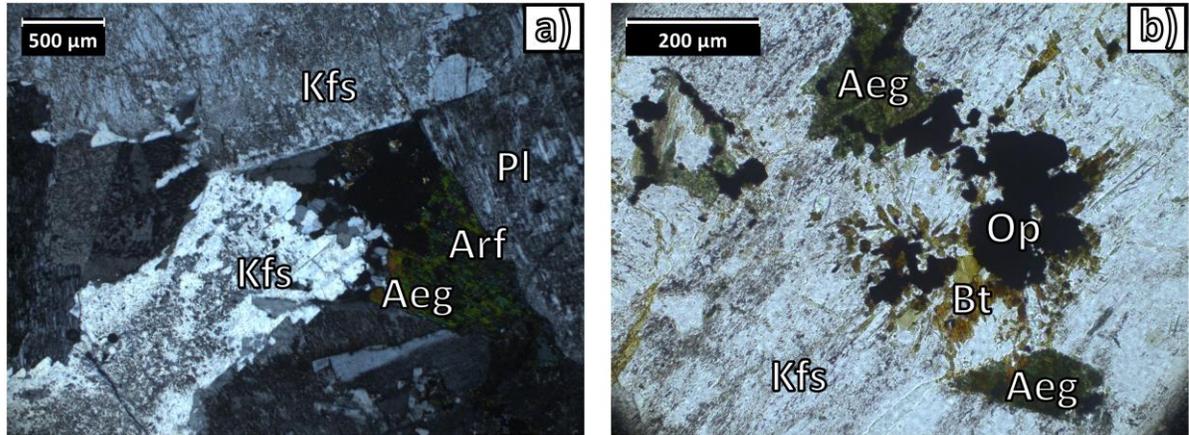
### 5.2.2. Grupo petrológico peralcalino

Estas rocas aparecen principalmente en las periferias del intrusivo y se agrupan tanto a rocas plutónicas como a diques espacialmente asociados a ellas. Principalmente, se observaron sienitas de egirina y arfvedsonita (Figura 32), sienitas de egirina (Figura 33), y como caso particular, sienitas foidíticas de sodalita y eudialita (Figura 34).

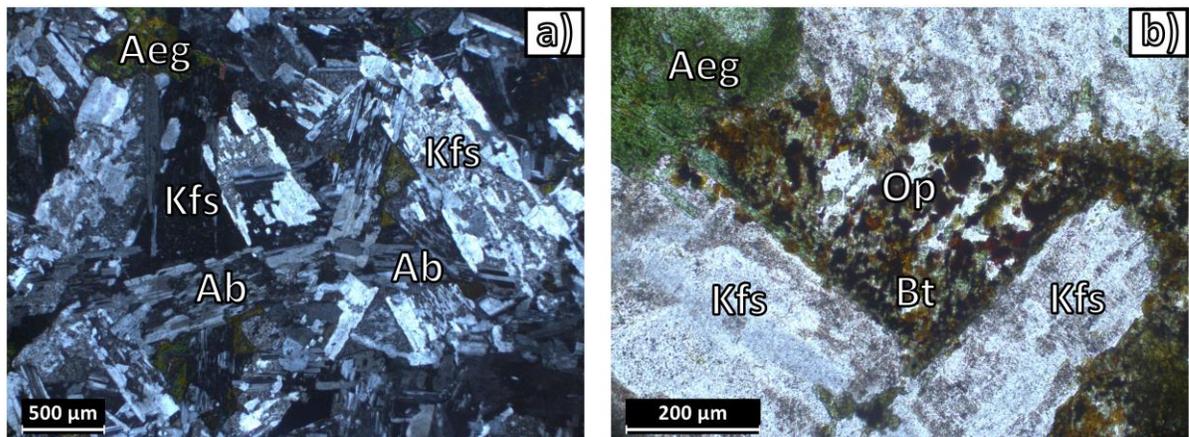
#### Sienita de egirina y arfvedsonita

Se componen principalmente de feldespato-K, y plagioclasa y cuarzo menores (Figura 32.a); algunas de estas rocas poseen principalmente pertitas con patrón de tablero de ajedrez (Figura 33.a). Muestran “coágulos” de minerales opacos acompañados de arfvedsonita, egirina y mica (Figuras 32.b y 33.b), fenómeno que pudiera corresponder a un reemplazamiento producido por cambios en las condiciones del

magma durante su evolución (Marks y Markl, 2017). La egirina y la arfvedsonita suelen estar intercrecidas (Figura 32.a), a excepción de unas rocas donde la arfvedsonita suele verse bien formada, pero estas mismas están afectadas por metasomatismo, enriqueciendo la roca con más egirina.



**Figura 32.** Microfotografías de sienita (Muestra RJM2-02). (a) egirina y arfvedsonita intercrecidas, feldespato-K y plagioclasa albítica manchados, y algo de cuarzo intersticial. XPL 4x. (b) “Coágulos” de minerales opacos rodeados de pequeños granos de mica, egirina y arfvedsonita. PPL 20x. Kfs: feldespato-K, Pl: plagioclasa, Arf: arfvedsonita, Aeg: egirina, Op: opaco, Bt: biotita.

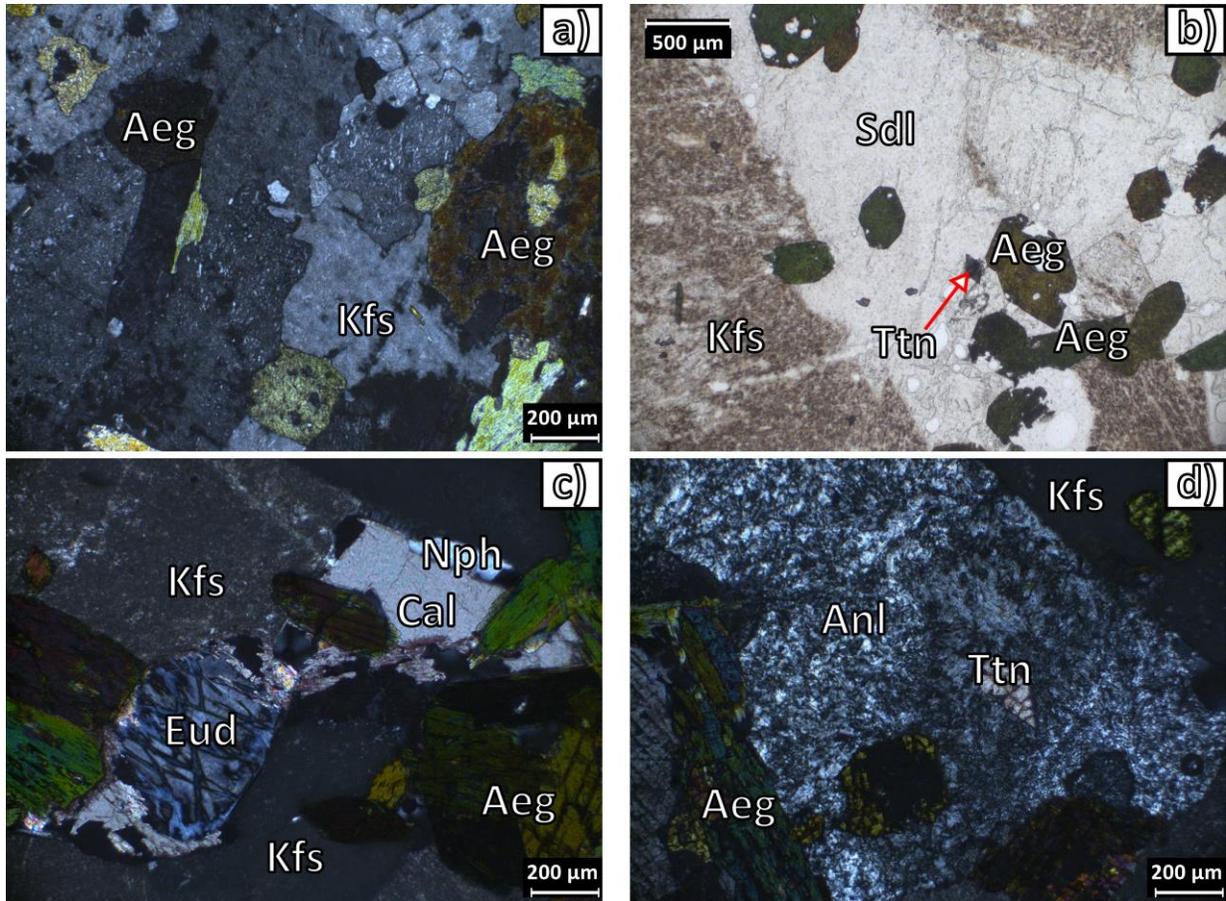


**Figura 33.** Microfotografías de sienita con egirina (Muestra LVA2-04). (a) Pertita intersertal con patrón de tablero de ajedrez. XPL 4x. (b) Aglomerado de minerales opacos rodeados de mica y algo de egirina. PPL 20x.

### Sienita de sodalita y eudialita

Las sienitas de sodalita (Figura 34) poseen feldespato-K que se ve generalmente manchado, pero algunas veces se identifica una apariencia perítica, además de nefelina accesorio. Ambos feldespatoideos se alteran a zeolitas, de las que se determinaron mediante DRX la analcima, thomsonita y natrolita, productos de alteración típicos de estos feldespatoideos (Marks y Markl, 2017). La eudialita se presenta en cantidad

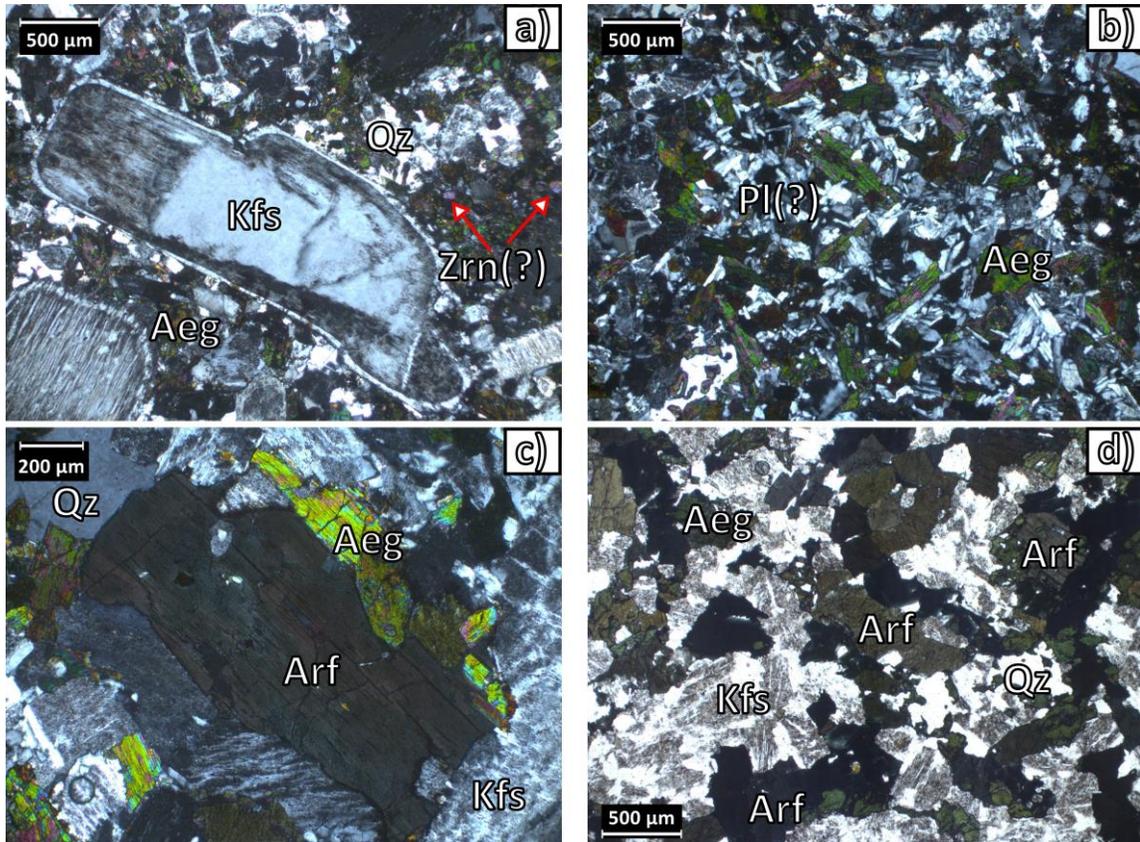
menor y se observa alterada, como probable reflejo de alteración deutérica, común en rocas peralcalinas. La titanita también está en cantidad menor; la presencia tanto de titanita como eudialita indicaría que la roca es transicional agpaítica (Marks y Markl, 2017).



**Figura 34.** Microfotografías de sienita de sodalita (Muestra LVR-08) visualizándose: (a) Feldespato-K “limpio”, con apariencia perítica, y abundante egirina. XPL 4x. (b) Cristal de sodalita entre feldespatos (manchados), cristales euhedrales de egirina, y una pequeña titanita. PPL 4x. (c) Cristal de egirina (subhedral, colores de interf. Anómalos) y carbonato intersticial. XPL 10x. (d) Masa de zeolitas (thomsonita, natrolita, analcima) (englobados con etiqueta Anl) formadas probablemente a partir de sodalita, y un cristal euhedral de titanita. XPL 10x. Aeg: egirina, Kfs: feldespato-K, Sdl: sodalita, Nph: nefelina, Cal: calcita, Eud: eudialita, Anl: analcima (zeolitas), Ttn: titanita.

### Alteración metasomática

El rasgo principal de la alteración es la de feldespatos (Figura 35.a), y el enriquecimiento de egirina (Figura 35.b). En algunos casos, también se nota enriquecimiento de arfvedsonita (Figura 35.c, d), aunque no está claro si este caso es restringido a rocas originalmente peralcalinas; es probable que la arfvedsonita deba estar presente en la roca para que suceda. En las rocas metasomatizadas, aparece algo de probable epidota.



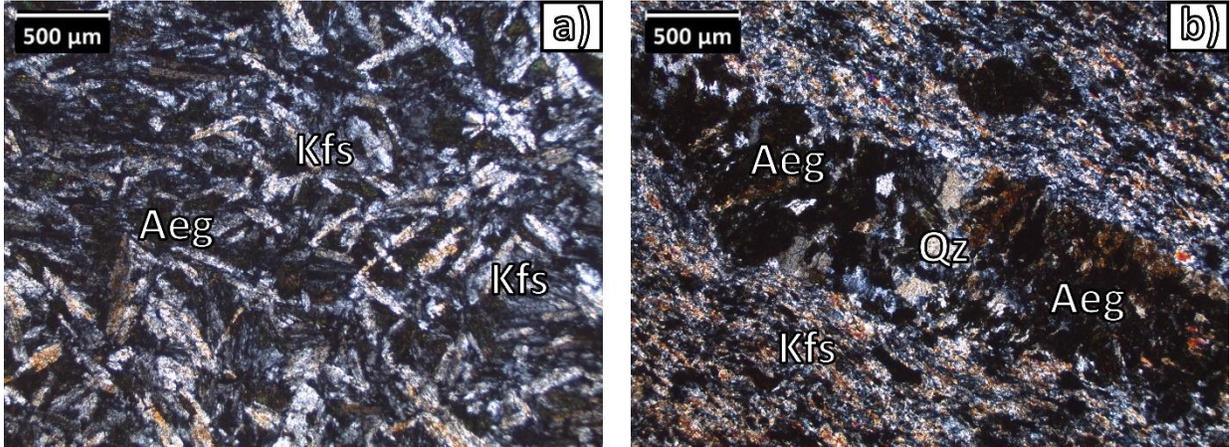
**Figura 35.** Microfotografías de rocas afectadas por metasomatismo producido por las rocas peralcalinas, caracterizado por enriquecimiento de egirina, corrosión de feldespato-K y recristalización de cuarzo y plagioclasa o feldespato (a y b). Algunas rocas poseen arfvedsonita (c), y esta puede enriquecerse o no con la alteración metasomática (d). Todas las imágenes son con XPL 4x, excepto por (c) con XPL 10x, y (d) con PPL 4x. Qz: cuarzo, Kfs: feldespato-K, Aeg: egirina, Zrn: zircón, Pl: plagioclasa, Arf: arfvedsonita.

Los diques se catalogan en dos grupos según los minerales principales y las texturas microscópicas asociadas: los diques de feldespato (Figura 36) poseen texturas traquíticas, mientras que los diques de cuarzo y egirina (Figura 37) tienen un aspecto intergranular con el cuarzo albergando inclusiones concéntricas de egirina.

En el primer grupo, los feldespatos suelen ser de tamaño fino a medio, con algunos fenocristales presentes. La egirina es intersticial entre los feldespatos, aunque a veces forma grandes masas radiales, además de cantidades accesorio de cuarzo.

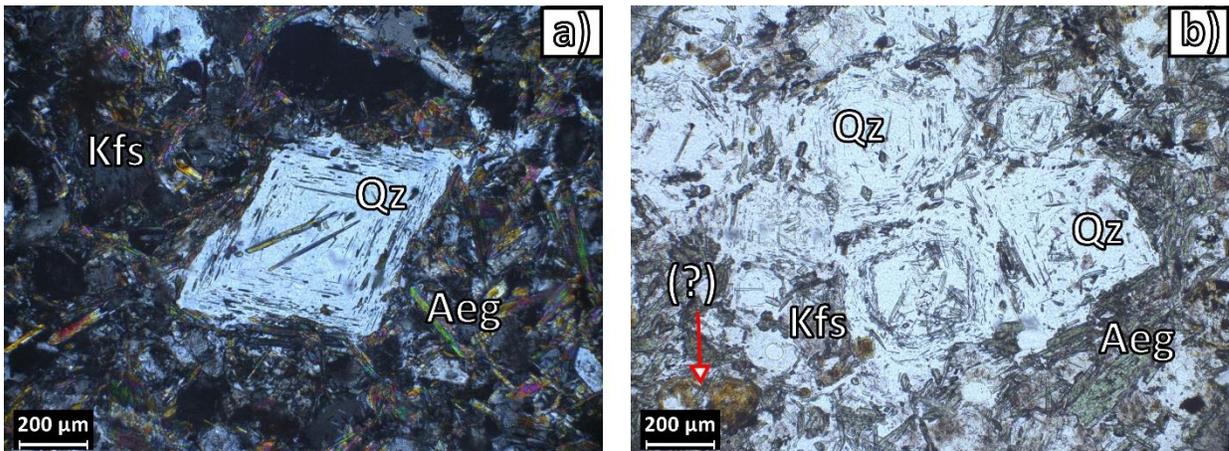
En el segundo grupo, el cuarzo es el principal componente, rodeado de masas de egirina o egirina-augita, con cantidades menores de feldespato-K, distinguido por su apariencia manchada. Además, se encontró un mineral sin identificar como accesorio, de apariencia siempre isotrópica y de color amarillo marrón.

### Diques de feldespato



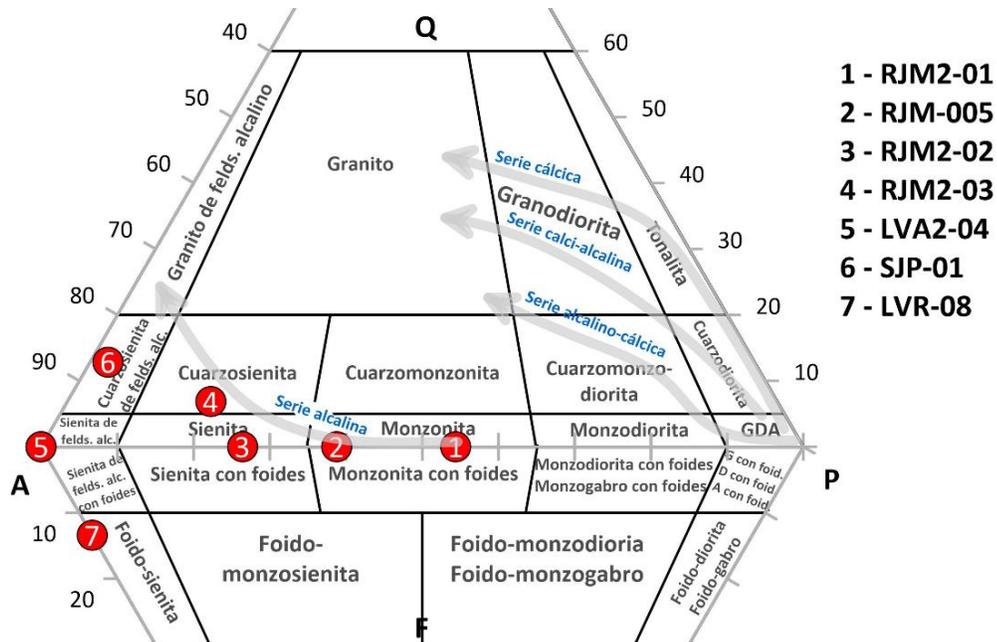
**Figura 36.** Microfotografías de dique sienítico (Muestra: LVA-003) con feldespato-K de textura traquitoide y con granos de egirina y cuarzo. Ambas fotos con XPL 4x. Kfs: feldespato-K, Aeg: egirina, Qz: cuarzo.

### Diques de cuarzo y egirina



**Figura 37.** Microfotografías de dique de aspecto máfico (Muestra: LVA-003) compuesto por cuarzo con inclusiones concéntricas de egirina (?), feldespato-K alterado, y un mineral sin identificar (isótropo, color amarillo marrón). (a) XPL 10x, (b) PPL 10x.

Se realizaron conteos modales de minerales a las rocas sin reemplazamientos minerales extensivos o alteraciones metasomáticas que cristalizaran minerales secundarios. En un diagrama QAPF (Figura 38), parece observarse una tendencia de evolución correspondiente a una serie magmática alcalina. Se da una divergencia de la línea AP cerca del vértice A hacia los extremos opuestos del diagrama, por la ocurrencia de cuarzo o feldespatoideos.



**Figura 38.** Diagrama QAPF con las muestras que fueron estudiadas para conteos minerales. Líneas de tendencia de las series magmáticas tomadas de Frost y Frost, 2008.

### 5.3. Geoquímica

En este apartado, se describen los resultados de los distintos análisis geoquímicos que se hicieron a las muestras, descartando las que mostraban efectos de metasomatismo. Se analizaron 12 muestras, las cuales se muestran en la Tabla 10. Los resultados se presentan en la Tabla 11.

**Tabla 10.** Muestras analizadas geoquímicamente en el trabajo presente

Muestra	Tipo de roca	Localidad	Nombre	X	Y
Grupo petrológico peralcalino				UTM 13N WGS84	
LVA-002	Veta	La Vasca	Veta cuarzosa	710566	3173326
LVA-003	Dique	La Vasca	Dique traquítico	710620	3173300
LVA2-02	Dique	La Vasca	Dique rico en Aeg	708539	3171569
LVA2-04	Plutónica	La Vasca	Sienita de Aeg	708524	3171487
LVR-08	Plutónica	La Vasca	Foido-sienita	709560	3171760
RJM2-02	Plutónica	La Vasca	Sienita de Aeg y Arf	710622	3173106
Grupo petrológico metaluminoso				UTM 13N WGS84	
LVA2-C1	Volcánica	San Miguel	Brecha carbonatada	699881	3169815
CVA-03	Sill	San Miguel	Sill gabrónico	699823	3169915
CVA-07	Dique	San Miguel	Dique gabrónico	699035	3168735
RJM-020	Volcánica	La Vasca	Traquita	718231	3170037
RJM2-01	Plutónica	La Vasca	Monzonita	710872	3168085
RJM2-03	Plutónica	La Vasca	Cuarzosienita	715794	3171557

**Tabla 11.** Datos geoquímicos de roca total para elementos mayores y traza. NA: No analizado.

Elementos mayores (% peso)												
Muestra	SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> <sup>T</sup>	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	TiO <sub>2</sub>	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	LOI	Suma
LVA-002	91.3	0.70	1.20	0.21	0.03	3.23	0.45	0.36	0.07	0.06	2.42	100
LVA-003	63.1	16.6	5.33	0.20	0.29	0.64	7.32	5.15	0.49	0.07	0.44	99.6
LVA2-02	65.9	14.9	4.61	0.24	0.09	0.79	7.45	4.09	0.47	0.07	0.60	99.2
LVA2-04	64.0	16.3	3.92	0.22	0.17	0.70	7.01	5.54	0.34	0.08	0.97	99.3
LVR-08	61.7	10.8	7.46	0.51	0.96	7.63	6.07	3.50	0.32	0.14	NA	99.0
RJM2-02	63.9	16.9	4.40	0.20	0.09	0.57	6.87	5.51	0.42	0.06	0.43	99.3
LVA2-C1	23.4	5.49	4.19	0.90	2.11	33.55	2.05	0.05	0.36	0.09	27.20	99.4
CVA-03	46.9	15.8	13.5	0.19	4.11	8.67	3.70	1.50	3.19	0.62	2.28	100
CVA-07	46.8	15.3	12.5	0.14	5.20	6.43	2.91	0.36	2.90	0.53	6.70	99.7
RJM-020	59.5	18.4	5.45	0.15	1.48	2.88	5.09	5.49	1.08	0.34	1.23	101
RJM2-01	51.9	16.9	9.49	0.15	3.03	5.96	4.96	2.88	2.40	0.85	0.86	99.4
RJM2-03	59.9	17.1	5.64	0.15	0.84	2.70	5.64	4.53	0.84	0.24	1.75	99.3

Elementos traza (ppm)															
Muestra	Cs	Rb	Ba	Th	U	Nb	Ta	K	La	Ce	Pb	Pr	Sr	P	Nd
LVA-002	0.28	32.6	34.1	43.9	25.0	224	3.70	3610	100	186	22.3	18.3	159	585	51.5
LVA-003	1.54	534	70.5	7.37	4.18	378	10.9	51471	146	289	9.77	28.9	32.3	697	89.5
LVA2-02	2.29	200	253	40.0	27.2	443	6.87	40852	259	460	65.4	47.4	75.1	696	150
LVA2-04	4.78	263	27.3	31.8	8.57	136	6.83	55357	120	222	27.6	24.0	39.3	792	77.4
LVR-08	8.27	184	29.8	28.6	19.4	959	102	35000	175	316	947	38.2	1772	1442	132
RJM2-02	3.15	120	219	8.95	2.86	76.4	4.41	55061	59.3	118	11.1	13.4	17.8	597	49.4
LVA2-C1	0.07	1.18	287	1.26	1.44	3.78	0.22	510	8.75	17.1	5.37	2.10	267	874	8.9
CVA-03	0.87	28.9	414	3.58	1.16	31.4	1.96	15049	32.6	71.3	5.07	9.32	884	6156	38.7
CVA-07	0.68	8.01	224	4.77	1.18	32.7	2.07	3639	36.1	75.3	6.57	9.59	881	5318	39.6
RJM-020	0.95	127	927	11.1	4.04	57.3	3.34	54915	55.1	104	7.79	11.8	592	3358	42.9
RJM2-01	2.60	66.8	642	9.27	3.24	51.2	3.13	28848	58.0	122	12.2	14.9	971	8526	58.8
RJM2-03	1.07	95.9	1229	13.7	3.71	52.0	3.03	45291	81.8	161	14.7	18.2	522	2358	64.7

Elementos traza (continuación) (ppm)														
Muestra	Sm	Zr	Hf	Eu	Ti	Gd	Tb	Dy	Y	Ho	Er	Tm	Yb	Lu
LVA-002	8.20	417	7.45	0.36	683	6.24	1.03	6.00	40.9	1.18	3.51	0.56	3.42	0.45
LVA-003	13.8	1215	29.7	0.61	4878	10.1	1.78	11.3	58.5	2.29	7.11	1.21	8.33	1.27
LVA2-02	24.7	639	13.7	1.94	4672	19.4	2.90	16.9	102	3.25	8.73	1.30	8.18	1.10
LVA2-04	13.9	734	17.0	0.36	3367	10.3	1.66	9.79	53.6	1.98	6.13	0.83	5.95	0.91
LVR-08	27.8	11180	285	0.71	3241	29.2	5.30	37.6	239	8.44	27.8	NA	33.6	5.24
RJM2-02	8.83	484	11.4	1.53	4182	7.70	1.22	7.22	37.0	1.37	4.15	0.64	4.46	0.61
LVA2-C1	1.86	36.3	0.92	0.58	3567	1.75	0.28	1.63	10.5	0.35	0.92	0.13	0.81	0.12
CVA-03	8.15	252	6.04	2.59	31857	7.70	1.13	6.06	30.0	1.16	3.09	0.43	2.42	0.34
CVA-07	7.90	234	5.56	2.83	29015	7.43	1.10	5.95	29.2	1.14	2.99	0.40	2.52	0.36
RJM-020	7.32	420	8.93	2.08	10766	6.33	0.95	5.03	28.4	1.05	2.91	0.41	3.06	0.43
RJM2-01	11.7	532	11.7	3.00	23991	9.40	1.38	7.61	36.6	1.42	3.66	0.49	3.15	0.44
RJM2-03	11.2	460	10.5	3.07	8351	8.73	1.32	7.15	37.2	1.35	4.08	0.54	3.84	0.56

Las rocas metaluminosas se componen de dos grupos: un grupo de rocas básicas ( $\text{SiO}_2 \sim 47\%$  peso) vistas en San Miguel, y un grupo de rocas intermedias ( $\text{SiO}_2 = 52 - 60\%$  peso), vistas en el CALV. Las rocas peralcalinas poseen contenidos de sílice de 62 - 65 % peso. La brecha carbonatada (LVA2-C1) y la veta cuarzosa (LVA-002) poseen composiciones distintivas debido a su composición casi mono-mineral (fases carbonatadas en la primera, cuarzo en la segunda). Otros rasgos de más elementos mayores se discuten en la siguiente sección.

### 5.3.1. Elementos mayores

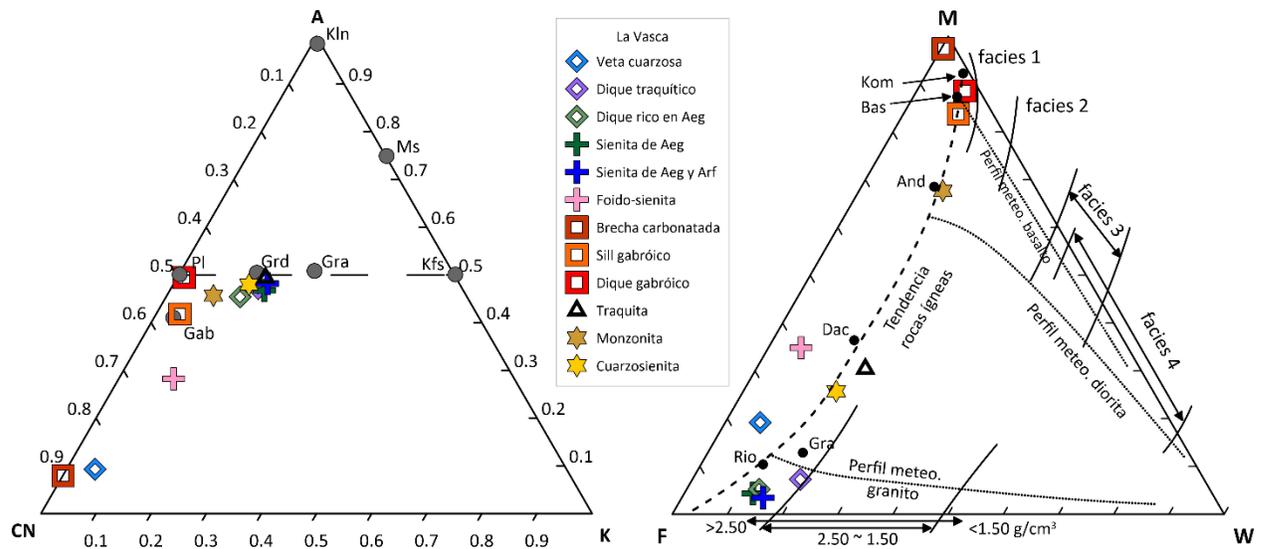
Para valorar cuantitativamente el nivel de meteorización de las rocas, se emplearon los índices de meteorización CIA y A-CN-K (Nesbitt y Young, 1982, 1989), que estima perfiles de meteorización basados en cambios composicionales brutos de los óxidos de Ca, Na, K, y Al, y los índices MFW (Ohta y Arai, 2007), los cuales fueron extraídos de un análisis de componentes principales de análisis de rocas frescas y sus perfiles de meteorización y basado en óxidos de Si, Al, Fe, Ti, Mg, Ca, Na, y K.

El índice químico de alteración (chemical index of alteration, CIA) es una medida estimada de la meteorización basada en el contenido de alúmina contra los óxidos móviles (Nesbitt y Young, 1982). Los índices A-CN-K son las proporciones moleculares de los óxidos de Al, Ca, Na, y K, y se grafican en un diagrama ternario donde se evalúan sus perfiles de meteorización (Nesbitt y Young, 1989). Los índices MFW se grafican en un diagrama ternario que representan: fuente máfica fresca (M), fuente félsica fresca (F) y rocas meteorizadas (W). Las rocas que grafican en la curva de tendencia de rocas ígneas son aquellas que están frescas o poco meteorizadas (Ohta y Arai, 2007).

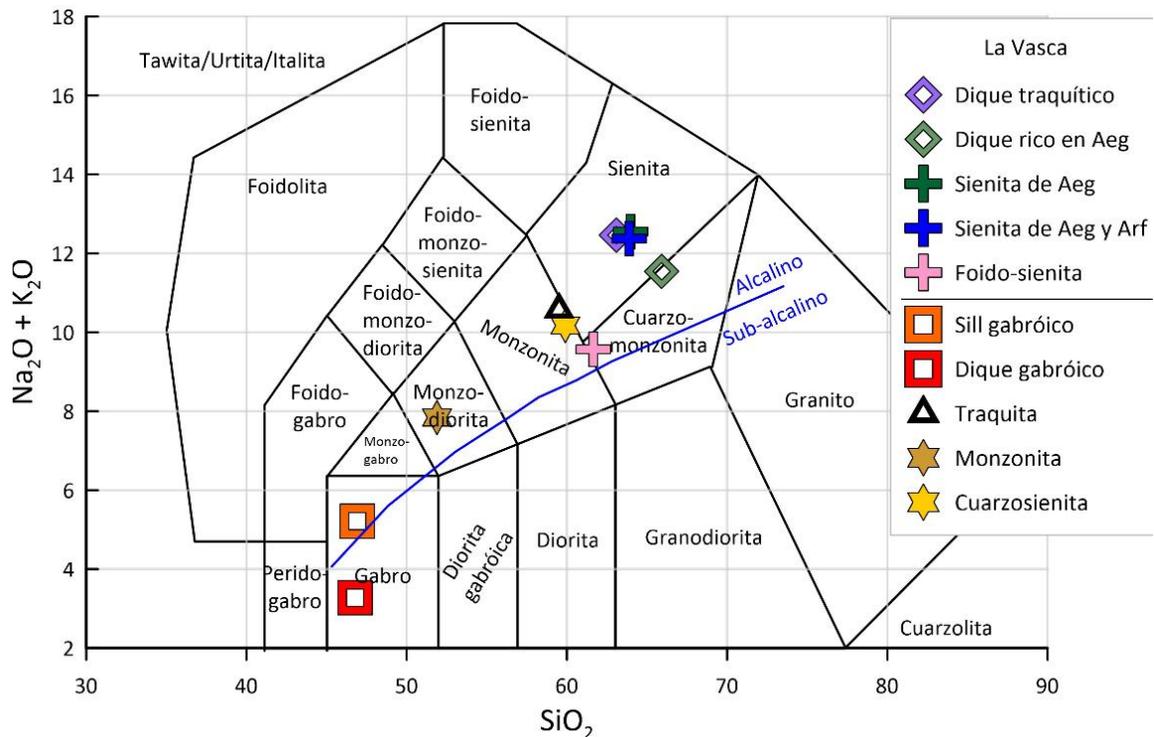
Las rocas estudiadas están frescas o levemente meteorizadas (CIA = 40 – 50, Figura 39.a; rocas máficas en facies 1, rocas félsicas con densidad  $>2.50 \text{ g/cm}^3$ , Figura 39.b), por lo que las alteraciones vistas en la petrografía son predominantemente producidas por las mismas rocas, en especial en las rocas peralcalinas, las cuales comúnmente sufren alteración deutérica y auto-metasomatismo (Marks y Markl, 2017). En general, las rocas son adecuadas para su estudio geoquímico.

En un diagrama TAS de Middlemost (1994) (Figura 40), casi la totalidad de las rocas grafican en el campo alcalino, y siguen una tendencia evolutiva desde el gabro, pasando por la monzonita hasta llegar a la sienita. Como se mencionó anteriormente, las rocas metaluminosas se agrupan en dos conjuntos de composición de sílice: básicas en el campo del gabro e intermedias en campos de monzodiorita y

monzonita. Las rocas peralcalinas grafican al final de la tendencia evolutiva, con cierta correlación positiva entre el contenido de sílice y el contenido de álcalis, aglomerándose en torno al campo de la sienita.



**Figura 39.** (a) Diagrama A-CN-K por Nesbitt y Young (1982).  $A = [Al_2O_3]$ ,  $CN = [CaO^* + Na_2O]$ ,  $K = [K_2O]$ . (b) Diagrama ternario de índices MFW por Otha y Arai (2007). Las rocas basálticas se clasifican en facies según su nivel de meteorización como frescas (1), moderadamente meteorizadas (2), intensamente meteorizadas (3) y suelo (4). Los números en el perfil de meteorización del granito representan las densidades brutas de las muestras, las cuales son una estimación del grado de meteorización. Los puntos negros son rocas ígneas representativas: komatiita (Kom), basalto (Bas), andesita calc-alkalina (And), dacita calc-alkalina (Dac), granito (Gra) y riolita calc-alkalina (Rio).



**Figura 40.** Diagrama TAS según Middlemost (1994) para rocas plutónicas.

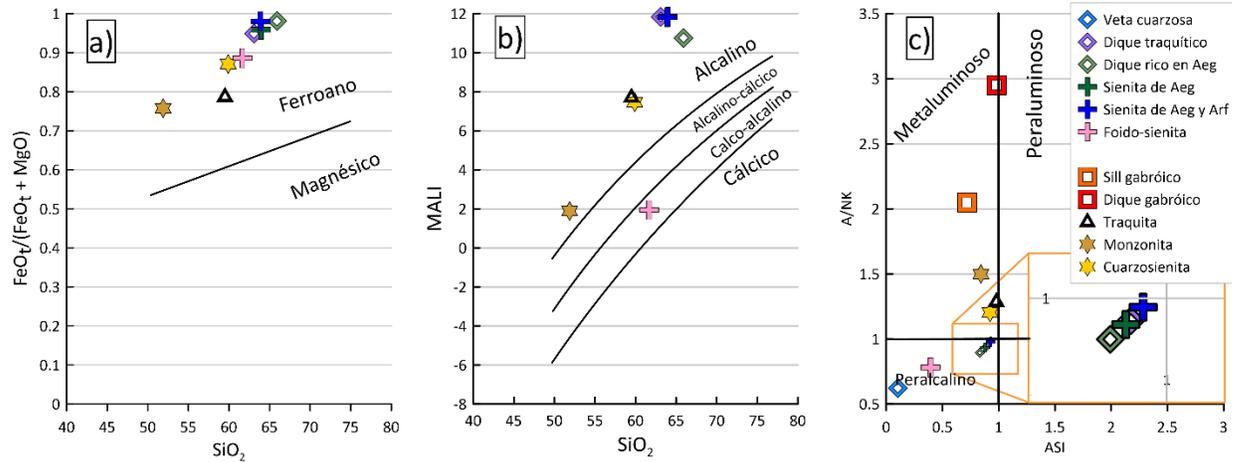
En la serie de diagramas de Frost et al. (2001), el de sílice contra  $\text{FeO}_t/(\text{FeO}_t + \text{MgO})$  (Figura 41.a), todas las muestras se encuentran en el campo Ferroano, lo cual se interpreta como un ambiente reductor y anhídrico bajo el que estuvieron las rocas, donde se suele inhibir la cristalización de magnetita y, en su lugar, cristaliza olivino y el magma se enriquece en hierro antes de enriquecerse en álcalis (Frost y Frost, 2014).

En el diagrama de sílice contra MALI (Figura 41.b), donde  $\text{MALI} = \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} - \text{CaO}$ , nuevamente todas las rocas, salvo la foido-sienita que grafica como calc-calcalina, grafican en el campo alcalino. Según Frost y Frost (2014), dependiendo del contenido de las componentes del MALI, se cristalizarán primero feldespatos de composición más cálcica o más alcalina. En el caso de que se formen las composiciones alcalinas, los feldespatos alcalinos causan que el magma se empobrezca en sílice y se enriquece en alúmina; un magma alcalino tenderá a diferenciarse en una serie de composiciones de gabro – monzonita – sienita – cuarzosienita – granito.

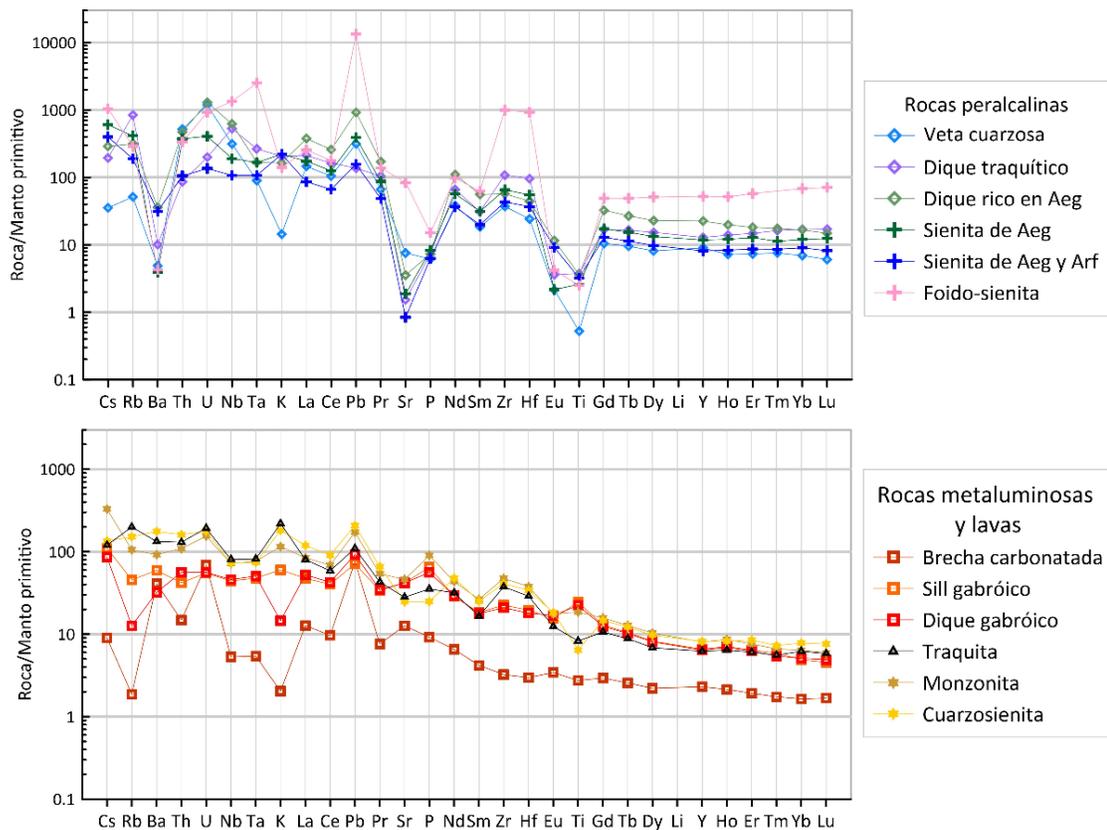
En el diagrama ASI contra A/NK (Figura 41.c), donde  $\text{ASI} = (\text{Al}/\text{Ca} - 1.67\text{P} + \text{Na} + \text{K})$  y  $\text{A}/\text{NK} = \text{Al}/(\text{Na} + \text{K})$ , se observa una gran distinción. Las rocas que contenían egrina grafican dentro del campo peralcalino, mientras que el resto en el campo metaluminoso. Considerando estos parámetros y otros más discutidos a continuación, se englobará a las muestras en dos grupos según los campos de saturación de alúmina en que graficaron, esto es, en un grupo petrológico metaluminoso y otro grupo peralcalino. El sill y dique gabróticos no se graficaron por su bajo contenido de sílice (<52 % peso), al no ser recomendable considerarlas en este diagrama debido a la incapacidad de distinguir entre diversos ambientes de formación de este rango composicional (Frost y Frost, 2008).

### 5.3.2. Elementos traza

Visualizando el diagrama de elementos incompatibles normalizado a manto primitivo (Sun y McDonough, 1989) (Figura 42), se observan distinciones entre las rocas peralcalinas y metaluminosas. Las primeras poseen marcadas anomalías negativas de Ba, Sr, y Ti, típico en granitoides tipo A (Bonin, 2007), que puede indicar fraccionamiento de plagioclasa, apatito, titanita y/o titanomagntita en los fundidos parentales (Elizondo-Pacheco et al., 2022), mientras que las segundas no poseen dichas anomalías, aunque poseen ligeras anomalías positivos en el K, Pb, U, P, Zr y Hf. Las rocas metaluminosas muestran anomalías de Nb y Ta tenues.



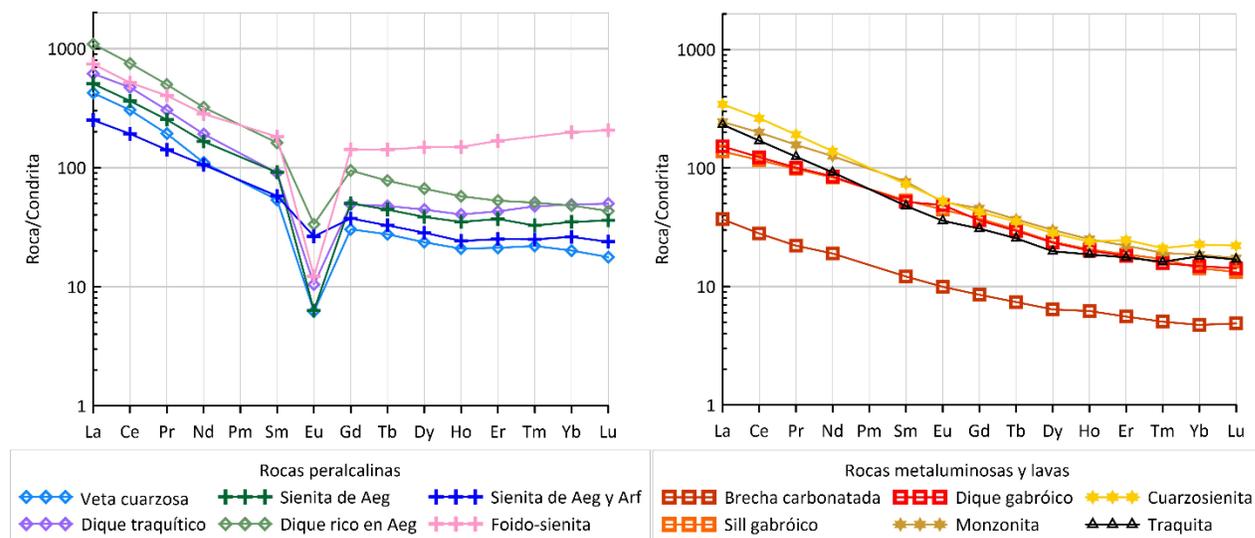
**Figura 41.** Diagramas de clasificación de rocas graníticas de Frost et al., 2001. (a) Diagrama de sílice contra  $\text{FeO}_t/(\text{FeO}_t + \text{MgO})$ . (b) Diagrama de sílice contra el índice modificado de álcalis (MALI). (c) Diagrama del índice saturación de alúmina (ASI) contra índice de alcalinidad (A/NK).



**Figura 42.** Diagrama multi-elemental de incompatibles normalizado a manto primitivo de Sun y McDonough, 1989. El diagrama de arriba corresponde a las rocas peralcalinas, y el de abajo a las rocas metaluminosas y lavas.

En el diagrama de tierras raras normalizadas a condrita C1 (Sun y McDonough, 1989) (Figura 43), se nota una gran anomalía negativa de Eu en las rocas peralcalinas ( $\text{Eu}^* = 0.5 - 0.9$ ), la cual está completamente ausente en las rocas metaluminosas. Las rocas peralcalinas concentran más tierras raras, y ambos grupos

exhiben patrones enriquecidos en tierras ligeras respecto a las pesadas  $[(La/Yb)_N = 10 - 25$  en rocas peralcalinas;  $(La/Yb)_N = 10 - 15$  en rocas metaluminosas], exceptuando la foido-sienita, la cual concentra tierras raras pesadas en la eudialita, y muestra un patrón enriquecido en estas respecto a las ligeras  $[(La/Yb)_N = 3.6]$ . Además, las tierras raras pesadas en ambos grupos poseen patrones planos semejantes,

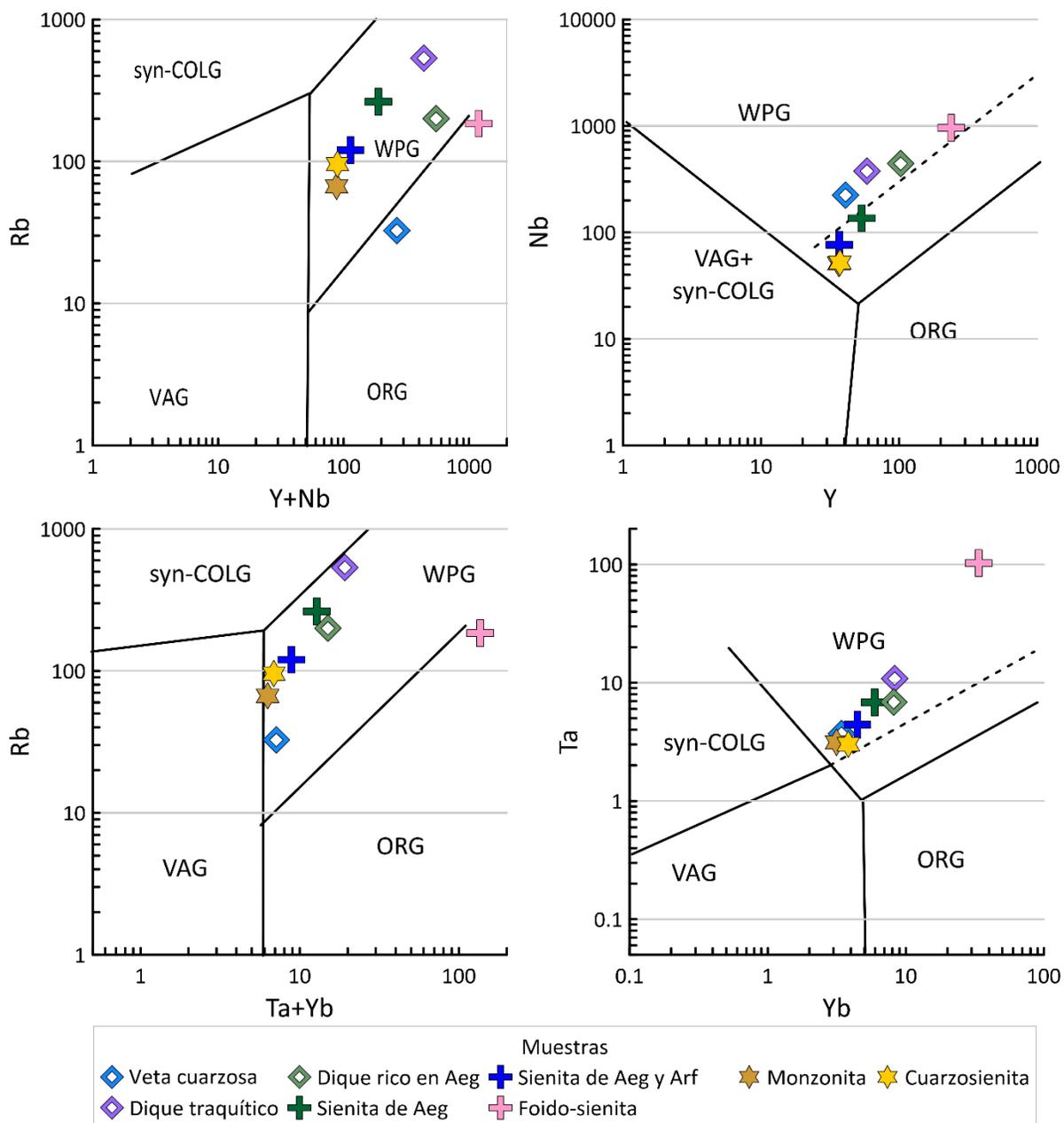


**Figura 43.** Diagrama de concentración de tierras raras normalizado a condrita C1 (Sun y McDonough, 1989). El diagrama de la izquierda corresponde a las rocas peralcalinas, y el de la derecha a las rocas metaluminosas y lavas.

Empleando los diagramas de clasificación tectónica de Pearce et al. (1984) (Figura 44), se nota que todas las rocas caen siempre en los campos de granitos intraplaca (WPG, por sus siglas en inglés). La foido-sienita grafica marginalmente en el límite con los granitos orogénicos por su diferente composición, muy enriquecida en incompatibles y tierras raras pesadas (entre las que están Y e Yb).

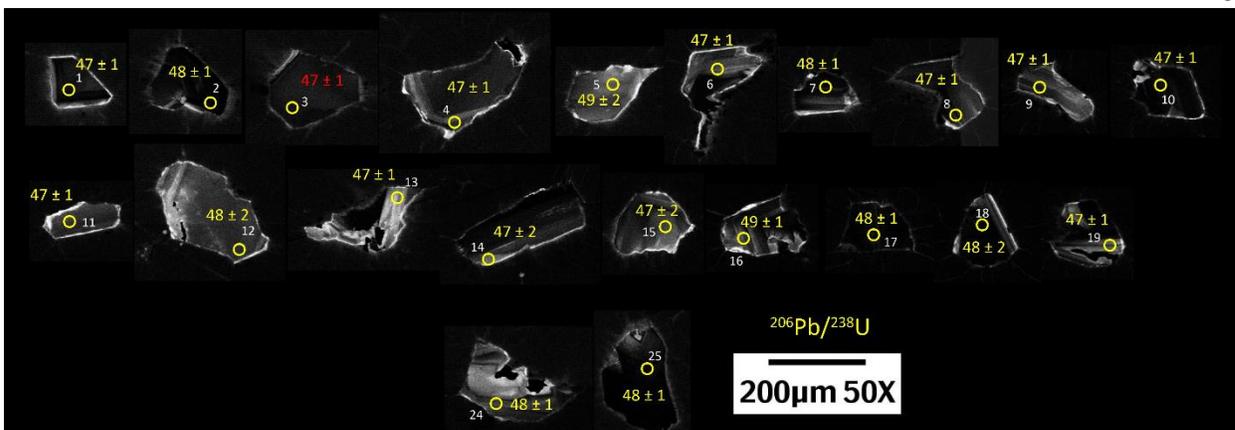
### 5.3.3. Edad de rocas metaluminosas (zircones)

Se recuperaron alrededor de 80 zircones en las muestras RJM2-01 (monzonita) y RJM2-03 (cuarzoesienita), que consisten en cristales fragmentados y angulosos, de colores claros, y transparentes. En imágenes de CL, la mayoría de los zircones muestran luminiscencia baja a media, relativamente homogénea, sin o con muy poca zonación oscilatoria de origen magmático (Figuras 45 y 46). Algunos individuos, particularmente la muestra RJM2-03, tienen sectores altamente luminiscentes, de forma irregular o paralela (Figura 46). Los datos recolectados se hallan en las Tablas 10 y 11 en Anexos.

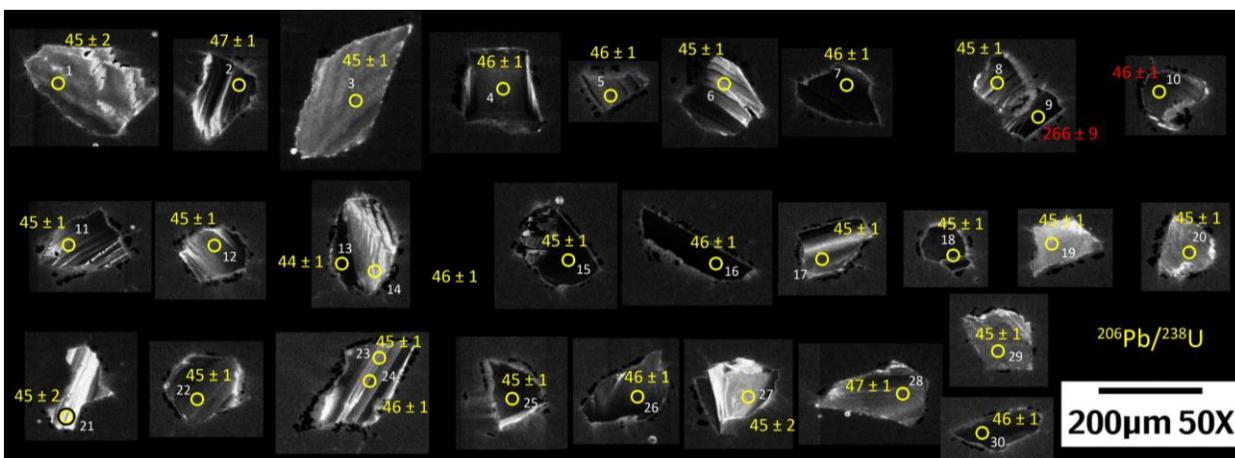


**Figura 44.** Diagramas de discriminación tectónica de Pearce et al., 1984. Syn-COLG = granitos sin-colisionales, WPG = granitos de intraplaca, VAG = granitos de arco volcánico, ORG = granitos orogénicos.

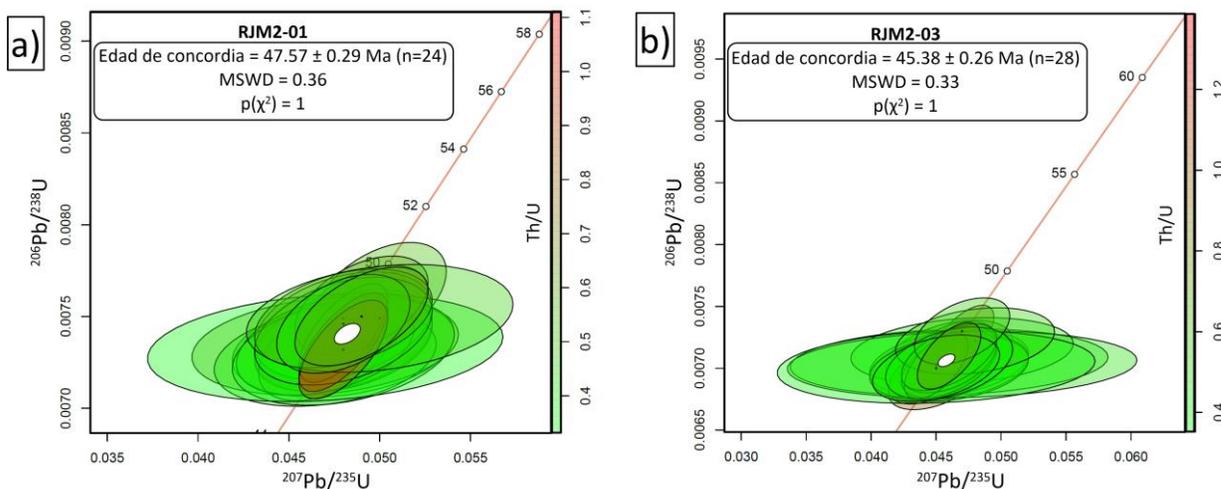
En la muestra RJM2-01, se analizaron 24 puntos en los cristales de zircón. Las concentraciones de U son de alrededor de 125 a 1500 ppm. Las relaciones Th/U medidas oscilan alrededor 0.35 y 1. Los puntos definen un grupo concordante con edad de  $47.57 \pm 0.29$  Ma (Figura 47.a). Para la muestra RJM2-03, fueron 28 puntos medidos, con concentraciones de U rondando 130 a 1450 ppm, y relaciones Th/U con un rango de 0.4 a 1.35. Los puntos, dentro de sus errores, son concordantes y arrojan una edad de  $45.37 \pm 0.26$  Ma (Figura 47.b). Dichas edades se interpretan como edades de cristalización magmática.



**Figura 45.** Imágenes de CL de zircons de la muestra RJM2-01 (monzonita), mostrando los puntos ablados para obtener las edades anotadas.



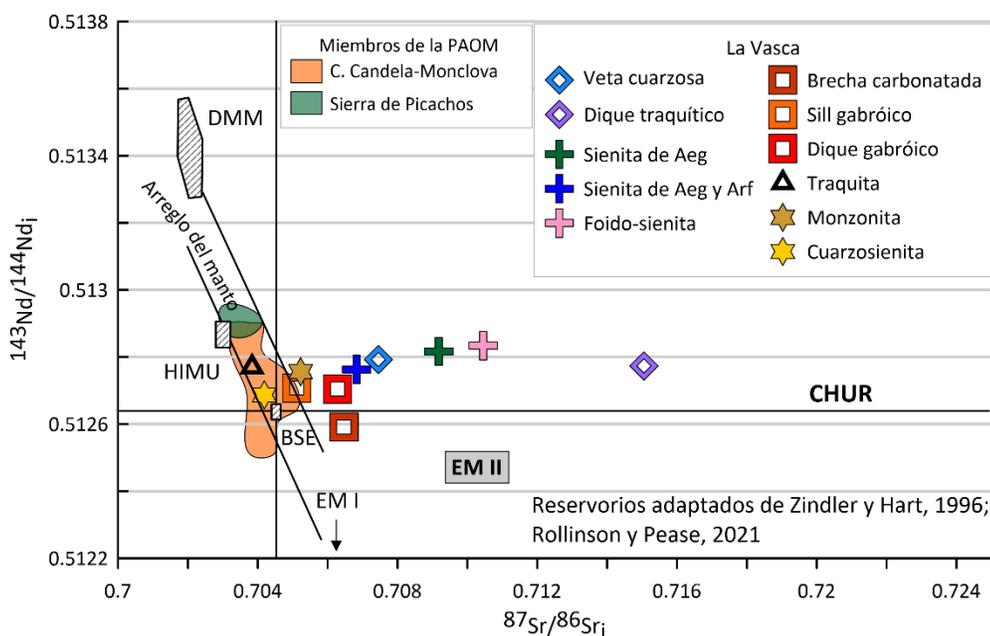
**Figura 46.** Imágenes de CL de zircons de la muestra RJM2-03 (cuarsosienita), mostrando los puntos ablados para obtener las edades anotadas.



**Figura 47.** Diagramas de concordia para las muestras RJM2-01 (a), y RJM2-03 (b), ambas rocas metaluminosas.

### 5.3.4. Geoquímica isotópica

En la Tabla 10 del Anexo se presentan los resultados de los análisis isotópicos de los sistemas Rb-Sr y Sm-Nd. Se calcularon los valores iniciales de isótopos de Sr y Nd con edades de referencia de 47 Ma (edad U-Pb en zircón). En general, ambos grupos de rocas presentan valores de  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_i$  por encima de la línea del CHUR ( $\epsilon\text{Nd}_i \sim 1.1 - 2.7$ ), siendo la relación  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i$  la más variable. Las rocas metaluminosas se aglomeran dentro o cerca del arreglo del manto, con algunas de estas rocas ligeramente desviadas. Distintivamente, las rocas peralcalinas se dispersan ampliamente en sus relaciones  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i$ , al parecer con una tendencia lineal a partir del resto de rocas, y sus valores de  $\epsilon\text{Nd}_i$  son un poco más elevados, oscilando entre  $\epsilon\text{Nd}_i \sim 2.5 - 3.4$  (Figura 48).

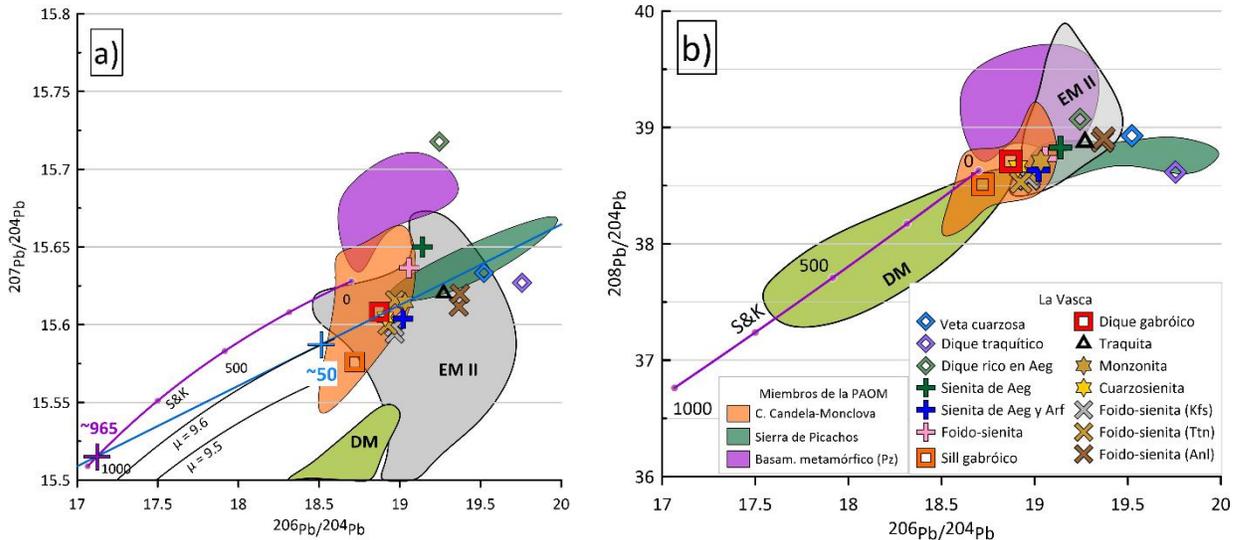


**Figura 48.** Diagrama de relaciones isotópicas iniciales de Sr y Nd. Fuentes isotópicas recopiladas de Rollinson y Pease, 2021. Miembros de la PAOM tomados de Chávez-Cabello, 2005.

Para el estudio de isótopos de Pb común, además de roca total, se analizaron adicionalmente separados minerales de la foido-sienita (analcima, feldespato-K, titanita) con el fin de obtener valores representativos de la composición de Pb de dicha muestra. Los análisis se presentan en las Tablas 13 y 14 en los Anexos.

Se observa que las muestras se aglomeran desplazadas a la derecha de la curva de evolución de Stacey y Kramers (1975) (curva S&K), ya que presentan enriquecimiento de  $^{206}\text{Pb}$  radiogénico respecto al estimado para un reservorio que sigue la curva S&K, con algunas muestras también enriquecidas en  $^{207}\text{Pb}$

radiogénico (Figura 49.a), aunque no se observa un enriquecimiento significativo en  $^{208}\text{Pb}$  radiogénico (Figura 49.b). Comparadas con miembros de la PAOM (Cinturón Candela-Monclova y Sierra de Picachos, Chávez-Cabello, 2005), las rocas del CALV poseen un rango composicional abarcando ambos miembros considerados de la PAOM. Además, la mayoría de las muestras caen dentro del campo composicional de una fuente isotópica tipo EM II.

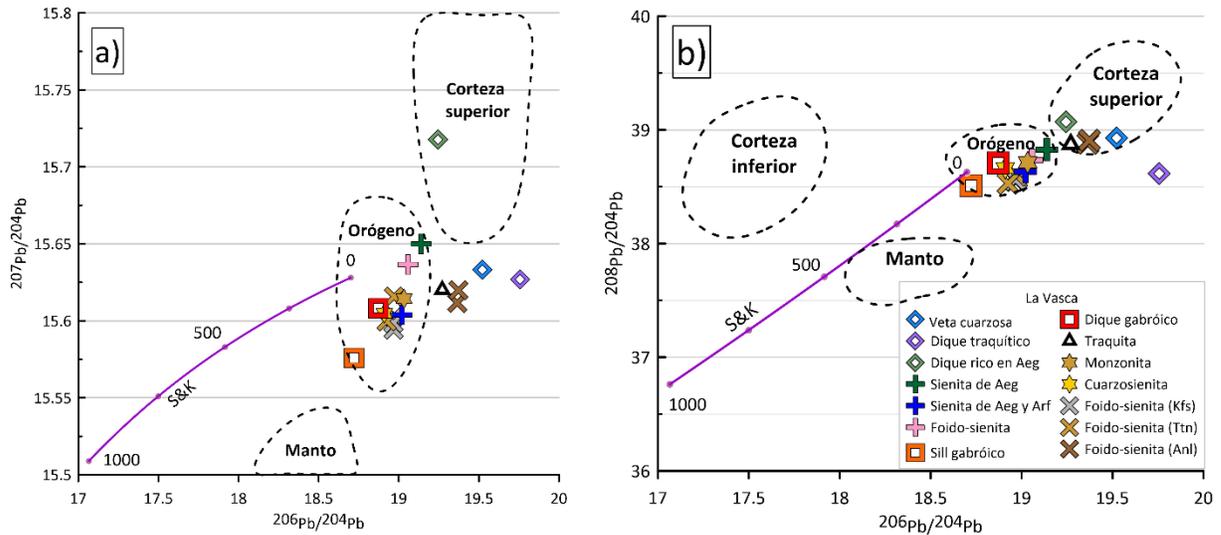


**Figura 49.** Diagramas de relaciones isotópicas de (a)  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  contra  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ , y (b)  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  contra  $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ . Línea de regresión de Pb anómalo de color azul, con las cruces indicando las intersecciones con las curvas de evolución y su edad modelo estimada. Los campos coloreados representan el rango de composiciones reportadas para miembros de la PAOM (Chávez-Cabello, 2005). Campos de reservorios DM y EM II adaptadas de Rollinson y Pease, 2021 y referencias en éste.

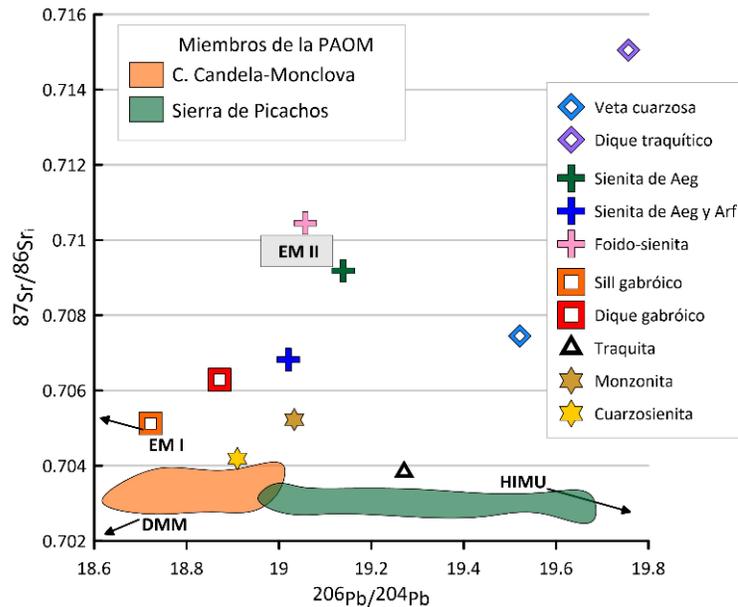
Se empleó el paquete de software libre Pblso (Armistead et al., 2022) para la realización de cálculos de valores  $\mu$ ,  $\kappa$ , y curvas de evolución de Pb que expliquen las composiciones de las muestras. Los resultados se detallan en la Tabla 17. Los valores  $\mu$  de las muestras oscilan entre 9.5–9.7, con excepción de la muestra LVA2-02 ( $\mu = 10$ ); los valores  $\kappa$  están entre 3.6–3.8, exceptuando la muestra LVA-003 ( $\kappa = 3.3$ ). Trazando una línea de regresión (regresión lineal simple) que consideran todas las muestras, se obtiene una línea de Pb anómalo (línea azul en Figura 49.a) que intersecta la curva de  $\mu = 9.6$  en un punto que, de acuerdo al procedimiento visto en la sección 3.5.6., define una isócrona cuya edad modelo es  $\sim 50$  Ma, reafirmando los valores  $\mu$  que se obtienen con el software; si se considera una intersección con la curva S&K, la isócrona definida con esta intersección arroja una edad de  $\sim 965$  Ma, que puede representar la fecha de separación del Pb de la fuente (Faure y Mensing, 2005).

En la Figura 50, se grafican ahora los campos composicionales de los reservorios modelados por plumbotectónica (Zartman y Haines, 1988). Se observa que gran parte de las muestras caen dentro de los

campos de Orógeno, con tendencia hacia el campo de la corteza superior. Comparando la relación isotópica de  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  inicial con la relación  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  (Figura 51), se observa que las rocas peralcalinas están enriquecidas tanto en Pb y Sr radiogénicos y una aparente afinidad por una fuente EMII, mientras que las rocas metaluminosas no muestran correlación alguna entre sus composiciones isotópicas.



**Figura 50.** Diagramas de relaciones isotópicas de (a)  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  contra  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ , y (b)  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  contra  $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ , con los campos punteados representando las composiciones de los reservorios modelados en plumbotectónica (Zartman y Haines, 1988).



**Figura 51.** Diagrama de relación isotópica  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  contra relación isotópica  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  inicial. Los campos coloreados representan el rango de composiciones reportadas para miembros de la PAOM (Chávez-Cabello, 2005). Reservorios adaptados de White, 2015.

## Capítulo 6. Discusión y conclusiones

---

La estructura de la discusión de los resultados se centrará en tres aspectos, enfocados a resolver los objetivos del presente trabajo. Estos aspectos son: las asociaciones petrológicas y los procesos que afectaron a las rocas, la inferencia acerca de las fuentes involucradas en la generación del magma y el ambiente tectónico asociado, así como la edad de los eventos con relación al contexto regional. Con la información mencionada se consolidará una propuesta para el origen del Complejo Alcalino La Vasca y sus implicaciones en la geología regional del noroeste de Coahuila.

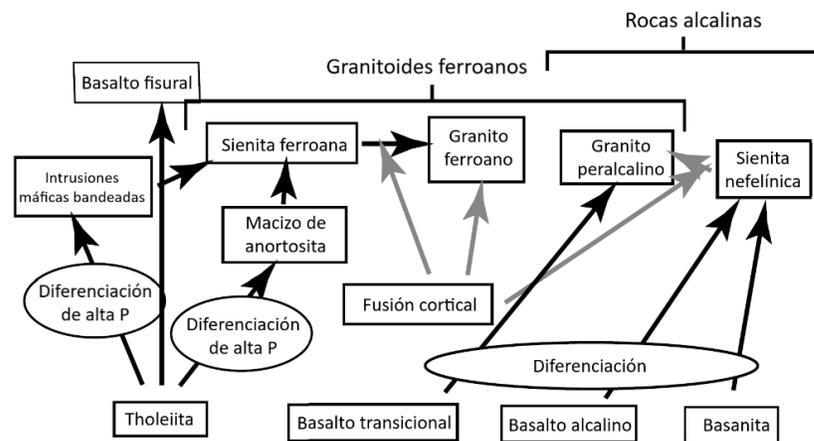
### 6.1. Asociaciones petrológicas y procesos involucrados

De los dos grupos petrológicos descritos, se observa que ambos se generaron a partir de un ambiente geológico común, pero en etapas tardías de su evolución difieren en varios aspectos, probablemente como respuesta a cambios a profundidad en la fuente del magma a lo largo del tiempo. Cuestiones similares se han planteado en otros cuerpos de la PAOM y Trans-Pecos (Elizondo-Pacheco et al., 2022; Leal-Cuellar et al., 2023; Poliquin, 2009; White et al., 2006).

Evidentemente, se puede argumentar a favor de la existencia de dos episodios magmáticos: uno metaluminoso inicial, que dio lugar a una serie magmática con miembros finales cuarzosieníticos y posiblemente graníticos, y uno peralcalino, cuya serie magmática evolucionó hacia sienitas de feldespato alcalino y foido-sienitas. Aunque la base de datos de mineralogía modal es escasa, se ve que ambas se agrupan en series magmáticas alcalinas (Figura 38) (Frost y Frost, 2008), con el grupo metaluminoso siguiendo una tendencia monzonita – sienita – cuarzosienita – cuarzosienita de fels. alcalino (granito alcalino); aunque no se encontraron afloramientos de los miembros más evolucionados en este trabajo, es probable su presencia en el núcleo del CALV. Los diques en Ejido San Miguel poseen rasgos geoquímicos que forman cierta relación con las rocas metaluminosas del CALV, y de ser así, serían los miembros menos evolucionados del grupo. Las rocas peralcalinas siguen una tendencia sienita – sienita de fels. alcalino – foido-sienita, por lo que es posible que sean rocas formadas de un magma subsaturado en sílice. Es común que haya tanto sienitas nefelínicas como granitos ferroanos en complejos alcalinos, posiblemente por un origen común a partir fundidos basálticos y basaníticos que sufrieron cristalización fraccionada extrema o fusión parcial (Figura 52) (Frost y Frost, 2008).

Los patrones de los diagramas de tierras raras en rocas peralcalinas (Figura 43) muestran anomalías negativas de Eu evidencian procesos de cristalización fraccionada de plagioclasa, empobreciendo al magma en alúmina y causando el enriquecimiento en sodio hasta el grado peralcalino, conocido como “efecto plagioclasa” (Bowen, 1945; Frost y Frost, 2008). Las rocas evolucionadas que se formaron a partir de magmas basálticos alcalinos suelen tener anomalías negativas de Eu (Marks et al., 2011), como las vistas en las rocas peralcalinas del CALV, lo que puede ser una pista de la composición del magma parental. Durante toda la actividad magmática, la evolución que sufrió se ve marcada por baja  $f_{O_2}$  (condiciones reductoras), promoviendo la reducción a  $Eu^{2+}$ , que explicaría las anomalías negativas de Eu; bajo estas condiciones, también se favorece la tendencia de enriquecimiento Ferroano (Figura 41.a), con el enriquecimiento de Fe relativo al Mg y, posteriormente, de alcalinidad (Frost y Frost, 2014). La relativamente baja  $a_{H_2O}$  (condiciones anhídridas) común en rocas Ferroanas favorece la actividad de otros fluidos (p.e., fluidos con Cl o F) y, por ende, la aparición de fases minerales con halógenos como sodalita y eudialita (Marks y Markl, 2017).

Todas las rocas metaluminosas de La Vasca pueden considerarse granitoides ferroanos (ferroan granitoids), los cuales pueden formarse por un bajo grado de fusión parcial de rocas corticales, o la interacción de fundidos corticales con fundidos sieníticos derivados de tholeiitas (Frost y Frost, 2014). Las sienitas nefelínicas (o foidíticas) se pudieron formar de magmas basálticos alcalinos (Figura 52) (Frost y Frost, 2008).



**Figura 52.** Esquema de las relaciones del magmatismo intraplaca, entre composiciones de magmas parentales y los miembros finales de su evolución. Tomado de Frost y Frost, 2014.

Las edades U-Pb en zircón del CALV están dentro de las reportadas para el inicio del magmatismo en la aldea PMTP (47 Ma) (Parker y Henderson, 2021), y algo más antigua que la edad de los intrusivos del

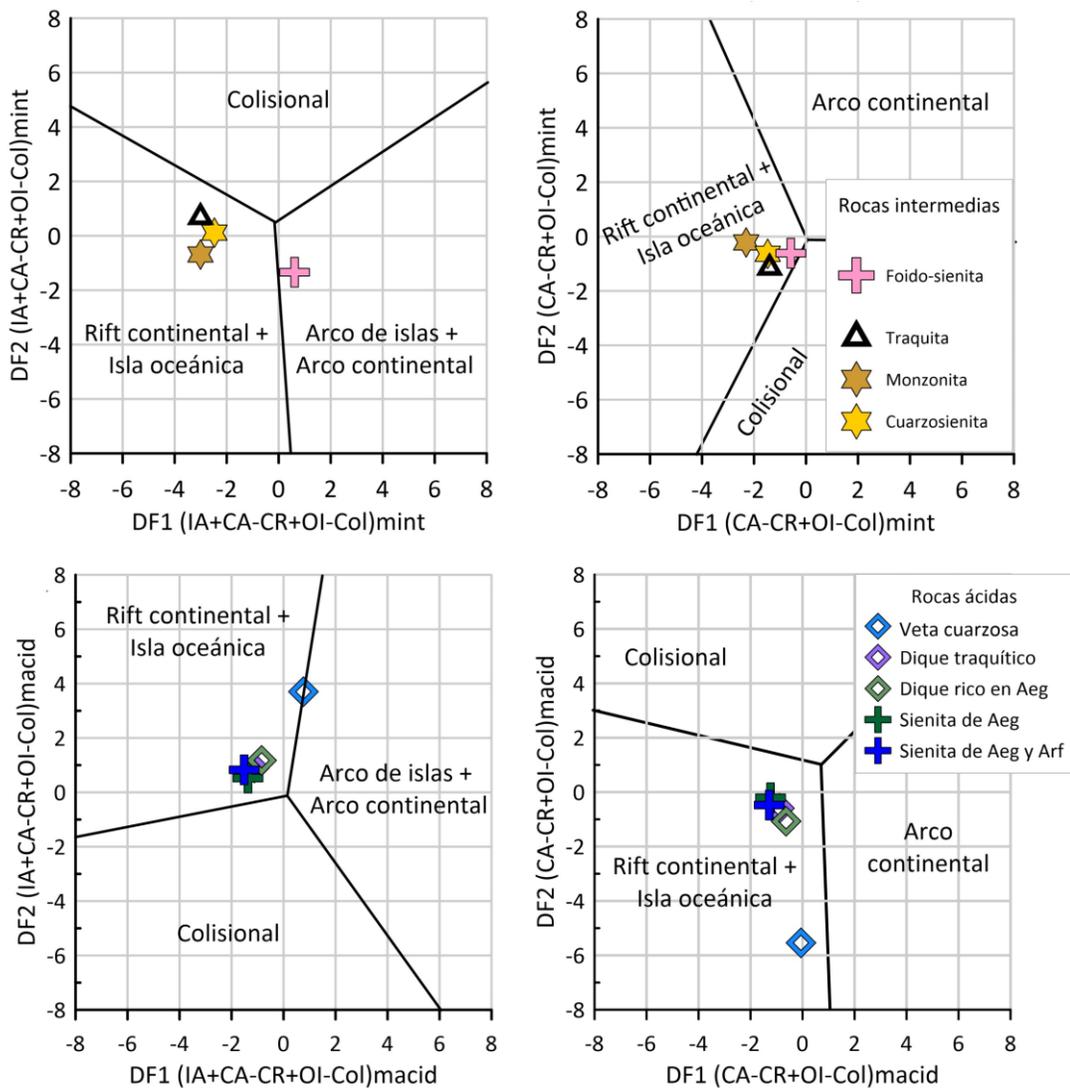
CCM ( $43.9 \pm 1.9$  a  $39.5 \pm 0.6$  Ma, U-Pb en zircón) (Poliquin, 2009), siguiendo la tendencia de aumento de edad al aumentar la distancia hacia el norte de la PAOM en general (Viera-Décida, 2006). Se midieron las relaciones isotópicas de Pb de las muestras LVA2-04, RJM2-02, LVR-08 y separados minerales de esta, con el propósito de calcular la edad de las rocas peralcalinas con el sistema Pb-Pb. Desafortunadamente, la dispersión de los datos no es suficiente para obtener isócronas válidas, y por ello, no fue posible calcular la edad de estas rocas. Debido a la falta de información geocronológica precisa de las rocas peralcalinas de La Vasca, no es posible comparar la generación de magma peralcalino con la evidencia regional de temporalidad restringida para la formación de estos magmas (Chávez-Cabello, 2005; White et al., 2006), pero las semejanzas en la evolución de las rocas metaluminosas y peralcalinas (clasificación de ambos grupos como ferroanos y alcalinos), posiblemente indican una formación contemporánea entre ambos grupos.

La presencia de rocas subsaturadas en sílice coincide con otros reportes de sienitas nefelínicas dentro del conjunto de intrusivos SMC (Poliquin, 2009) y en la PAOM cercana (Viera-Décida, 2006), aunque su existencia en cada complejo plutónico requiere de más investigaciones. Por otro lado, hay reportes de rocas ígneas básicas (gabros) que representarían miembros de magmatismo bimodal en la región mexicana, ya que este ha sido reportado en Trans-Pecos (White et al., 2006), estando ligados al magmatismo peralcalino. El caso del CALV es especial por la existencia de foido-sienitas de sodalita y eudialita, siendo la única localidad confirmada con rocas agpaíticas. Las condiciones de evolución del magma (baja  $f_{O_2}$ , baja  $a_{H_2O}$ ) favorecen la aparición de sodalita y eudialita (Marks y Markl, 2017). Esto puede implicar la ocurrencia de condiciones de formación especiales en la zona de La Vasca. La eudialita en particular es objeto de reciente interés internacional para la explotación de elementos de tierras raras (Jonsson et al., 2023; Liu et al., 2023).

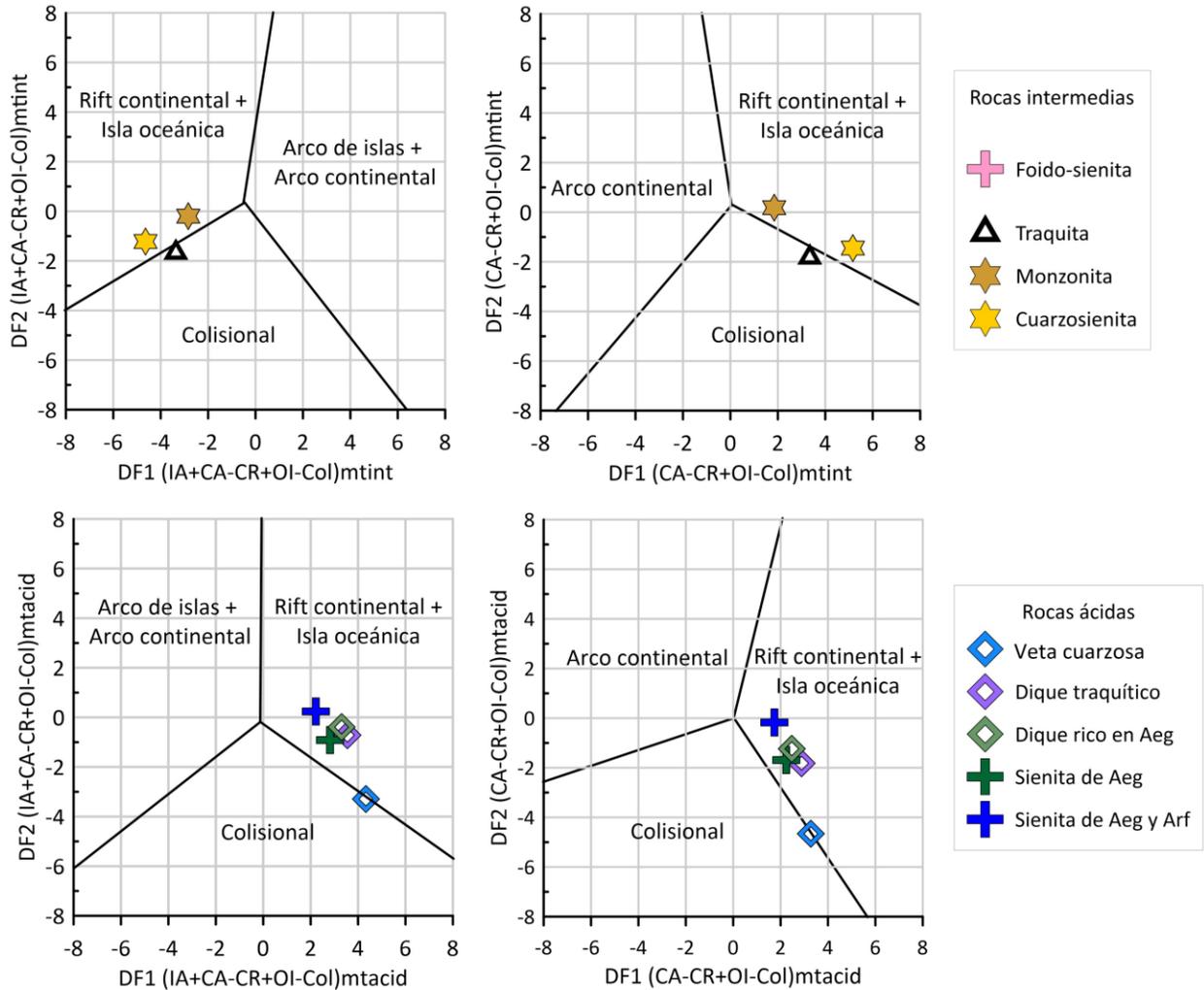
Existen otras manifestaciones de sienitas foidíticas con sodalita y eudialita dentro de la PMTP, en la frontera entre Texas y Nuevo México, en el área Diablo Plateau (Barker et al., 1977). Estas rocas son hipabisales, emplazadas en forma de sills, troncos y domos, además de una asociación de rocas sobresaturadas (emplazadas inicialmente) y subsaturadas (emplazadas posteriormente) dentro de esta área. Las edades de ambos grupos de rocas están en un rango de 36 a 34 Ma (K-Ar en biotita). Las evidencias analizadas en Barker et al. (1977) sugieren que todas las rocas se alimentaron de un solo reservorio, con los magmas sobre-saturados y sub-saturados coexistiendo en la misma cámara magmática. Aunque la información de campo del CALV es escasa, es probable que las rocas peralcalinas se hayan emplazado de manera similar a las de Diablo Plateau, dada la disposición de estas rocas en las periferias del núcleo del CALV y las condiciones semejantes de evolución para todas las rocas estudiadas.

## 6.2. Fuentes del magma y ambiente tectónico

No se observan firmas geoquímicas de ambiente de arco continental en los diagramas de Pearce et al., (1984), aunque estos tienen ciertas limitantes, pues solo son aplicables a rocas graníticas y no arrojan siempre resultados confiables (Elizondo-Pacheco et al., 2022; Verma et al., 2012). Por ello, y para un análisis más exhaustivo, las rocas se evaluaron también con los diagramas de discriminación de rocas intermedias y ácidas propuestos por Verma et al. (2013), y Verma y Verma (2013) (Figuras 53 y 54), previamente procesadas en IgRoCS (SINCLAS) (Verma y Rivera-Gómez, 2013) según las recomendaciones de estos autores.



**Figura 53.** Diagramas de discriminación tectono-magmática para rocas intermedias (arriba; Verma y Verma, 2013), y para rocas ácidas (abajo; Verma et al., 2013). Se emplean elementos mayores. CR: Rift continental; OI: Isla oceánica; IA: arco de islas; CA: arco continental; Col: Colisional.



**Figura 54.** Diagramas de discriminación tectono-magmática para rocas intermedias (arriba; Verma y Verma, 2013), y para rocas ácidas (abajo; Verma et al., 2013). Se emplean elementos mayores y traza. CR: Rift continental; OI: Isla oceánica; IA: arco de islas; CA: arco continental; Col: Colisional.

Tanto rocas intermedias como ácidas grafican preferentemente en los campos de ambiente intraplaca (rift continental + isla oceánica), y en algunos casos en los campos campos de ambiente de arco continental y colisional, aunque pueden graficar cerca de los límites entre campos y cruzarlos levemente. Estos diagramas no distinguen entre sin y pos-colisional, y esto es complicado de inferir en el caso de La Vasca, aunque las edades de zircones la ubican cerca del final de la etapa sin-colisional (Fitz-Díaz et al., 2018; White et al., 2006). Las rocas peralcalinas denotan una gran afinidad por ambientes intraplaca y rara vez son clasificadas como colisionales o de arco continental, siendo posiblemente producto de la interacción con rocas ígneas más antiguas. El ambiente intraplaca no se diferencia bien en los diagramas, aunque trabajos en regiones de Trans-Pecos descartan la posibilidad de un rift continental y favorecen un dominio de esfuerzos neutral a levemente compresional para el periodo de tiempo del magmatismo inicial (~45 a

36 Ma). La extensión comenzó a predominar hace ~36 Ma (Barker, 1987; Henry et al., 1991; White et al., 2006).

El ambiente tectónico desde la formación de las rocas metaluminosas es compatible con los que atribuyen a rocas tipo-A, es decir, ambiente intraplaca (Bonin, 2007). La diferencia de afinidad de ambiente tectónico vista en patrones de elementos incompatibles, es un fenómeno visto en otros lugares en el mundo, donde en ambientes intraplaca se forman magmas con firmas tipo arco, a partir de la fusión parcial de una fuente del manto modificada por subducción, en respuesta al rompimiento, desgarre o retroceso de una placa subducente en margen convergente (Elizondo-Pacheco et al., 2022; Nouri et al., 2021; Zhang et al., 2020). Los patrones de elementos incompatibles con características semejantes a arco (anomalías negativas de Nb y Ta, altos Ba y Sr, alta relación inicial  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  respecto al arreglo del manto) podrían explicarse por una fuente del manto modificada por metasomatismo de fluidos asociados con subducción, fenómeno propuesto para cuerpos de la PAOM (Elizondo-Pacheco et al., 2022; Leal-Cuellar et al., 2023).

Los valores elevados de  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_i$  ( $\epsilon\text{Nd}_i \sim 1.1 - 3.4$ ) sugieren una fuente mantélica empobrecida con poca contaminación cortical o una fuente mantélica primitiva (poco o nada empobrecida) y se asemejan a una fuente comparable a los basaltos de isla oceánica (OIB), es decir, una fuente profunda del manto. Las muestras están enriquecidas en Pb radiogénico, y el modelado de líneas de Pb anómalo sugiere una fuente con valor  $\mu = 9.6$ , la cual se grafica por debajo de la curva S&K, indicando posible contribución mantélica (Poliquin, 2009; Zhang et al., 2020), con lo que se puede inferir que las afinidades que demuestran fueron poco perturbadas, con los isótopos de Sr de las rocas peralcalinas siendo lo contrario, al ser muy susceptibles a cambios dado su bajo contenido de Sr y elevado Rb. Dado que las rocas del CALV, no parecen haber sufrido alteraciones, el incremento de Sr radiogénico inicial se podría explicar por la contribución de un componente metasomatizado conteniendo flogopita en la fuente (la cual concentra Sr y Pb radiogénicos) derivado de un manto litosférico conteniendo material cortical reciclado, que pudo ser introducido durante la subducción. Un bajo grado de fusión parcial del manto litosférico contaminado con material cortical reciclado produciría fundidos o fluidos con una composición enriquecida en Sr radiogénico, la cual podría incrementar más con la presencia de flogopita (Lebedeva et al., 2020). Esto explicaría el incremento en Sr radiogénico visto en las rocas peralcalinas, excepto por las composiciones más extremas, como en el dique traquítico (Figura 48).

El enriquecimiento de la corteza inferior por fluidos calientes del manto es un prerrequisito para la generación de magmas tipo A, con dichos fluidos siendo de composición alcalina y capaces de transportar numerosos elementos, como los EAPI, fenitizando las rocas de la corteza inferior; los productos suelen

estar íntimamente relacionadas granitos con sienitas nefelínicas y carbonatitas (Martin, 2006). Con esto, se podría argumentar que la fuente de las rocas probablemente fue el manto litosférico subcontinental alterado metasomáticamente por procesos de subducción previos (fluidos derivados de la placa) (Elizondo-Pacheco et al., 2022; White et al., 2006), con una posible participación de rocas en el límite manto litosférico-astenosférico, metasomatizadas por fluidos derivados del manto (Martin, 2006).

El magmatismo del CALV probablemente se formó en respuesta al retroceso (slab roll-back) de la placa Farallón cuando finalizó la orogenia Laramide, empezando el rompimiento de la placa subducente. Se ha propuesto que después de la ruptura de la placa subducente se desencadenó el ascenso astenosférico y, con ello, la fusión parcial del manto litosférico afectado anteriormente por fluidos derivados de la subducción plana, generando magmas con firma similar a la de un arco en un ambiente post-orogénico (Elizondo-Pacheco et al., 2022; White et al., 2006). Al completarse la ruptura y al descender la placa, se impuso un régimen de extensión continental, causando descompresión y la ocurrencia de magmas fundidos adiabáticamente en el límite con el manto astenosférico (alterado metasomáticamente), y registrando firmas geoquímicas de tipo intraplaca (Elizondo-Pacheco et al., 2022; Leal-Cuellar et al., 2023).

### **6.3. Implicaciones en la geología regional**

El CALV comparte varias similitudes con complejos del Parque Big Bend en la PMTP. Tanto el primero como los segundos quedan englobados dentro de la región alcalina de la PMTP propuesta por Barker (1977) (Figura 5). Los episodios magmáticos iniciales se dieron casi al mismo tiempo, representadas por lavas máficas en la región del Big Bend de 47 Ma, e intrusiones de riolita peralcalina de ~45 Ma (Parker et al., 2012). Cuerpos de sienita y granito ocasionalmente se asocian a rocas subsaturadas en sílice (Barker, 1987), cuya afinidad tectónica es de ambiente post-orogénico a intraplaca, cuyo origen se ve ligado al ascenso astenosférico y fusión de manto litosférico producidas después del retroceso de la placa Farallón, hasta que un breve episodio de fusión del manto astenosférico, marcado por magmas con firmas geoquímicas modificadas por una fuente tipo OIB (Parker et al., 2012). La litósfera que compone la región del CALV se compondría de la provincia sureste del frente Ouachita, compuesta de corteza Paleozoica (como la observada en Boquillas del Carmen; Carpenter, 1997) subyacente por manto litosférico Fanerozoico a Precámbrico (James y Henry, 1993), la cual posee una composición isotópica de Pb más radiogénica. Los isótopos de Pb de rocas del CALV están enriquecidas en Pb radiogénico, cuya afinidad se correspondería a la provincia sureste del frente Ouachita (Cameron et al., 1992; James y Henry, 1993). Las

rocas de la provincia sureste podrían haber aportado algo de Pb radiogénico a niveles corticales inferiores (James y Henry, 1993).

Los miembros de la PAOM más cercanos al CALV (Cinturón Candela-Monclova y Sierra de Picachos) tienen cuerpos con afinidad alcalina que también poseen firmas geoquímicas e isotópicas semejantes a arco continental que posteriormente transicionan a una fuente tipo OIB de ambiente intraplaca. El basamento para esta zona es distinto al involucrado en el CALV, compuesto por cuerpos ígneos Permo-Triásicos, pero las rocas no presentan contaminación cortical importante (Chávez-Cabello, 2005). Algo más alejados de estos (Sierra San Carlos – Cruillas), se reporta una serie de rocas alcalinas con firmas semejantes a arco y OIB, ambientes tectónicos de colisional a intraplaca, con baja contaminación cortical (Elizondo-Pacheco et al., 2022). De esto, se infiere que los cuerpos de la PAOM y Trans-Pecos descritos se formaron bajo condiciones similares a lo largo de una extensa región, y el CALV muestra semejanzas en la afinidad alcalina, firmas geoquímicas (semejantes a arco e intraplaca) y de ambiente tectónico (colisional a intraplaca) con estos.

Los cuerpos magmáticos del SMC habían sido considerados dentro de la extensión septentrional de la PAOM, marcando la continuidad de esta hacia la PMTP, pero esto no tenía un sustento profundo, al faltar más datos de petrografía y geoquímica; algunos cuerpos tienen apenas estudios, o estos son muy antiguos (Daugherty, 1963; Iriando et al., 2004; Poliquin, 2009). En este trabajo, se solventa esta carencia al proporcionar información del CALV como miembro prominente del SMC. La información presentada aquí respalda la formación de las rocas de la CALV bajo el mismo modelo propuesto para cuerpos de la PAOM (Elizondo-Pacheco et al., 2022; Leal-Cuellar et al., 2023) y PMTP (Parker et al., 2012; White et al., 2006), con la evolución tardía de los magmas afectada por conductos de ascenso acelerado, como se ha planteado en el cinturón Candela-Monclova (Chávez-Cabello, 2005). Más estudios en cuerpos del SMC podrían revelar una asociación más profunda de este grupo con la PAOM, mientras tanto, con la evidencia proporcionada en este trabajo, se plantea al CALV como un marcador sólido de la extensión de la PAOM en el noroeste del estado de Coahuila.

## Capítulo 7. Conclusiones

---

Emplazado en la extensión norte de la Provincia Alcalina Oriental Mexicana, el complejo alcalino La Vasca contiene una serie de rocas monzoníticas y sieníticas de afinidad alcalina, así como cuerpos menores de grado peralcalino, entre los que hay sienita de feldespató alcalino y foido-sienita. Anteriormente, no existían estudios detallados del complejo, y su asociación con la PAOM era sugerida con base en escasos reportes de cuerpos aledaños.

El primer grupo petrológico se caracteriza por su grado metaluminoso, cuya geoquímica muestra firmas de ambiente post-colisional, con relaciones isotópicas que se encuentran en el arreglo del manto, por lo cual se asocia una fuente de manto litosférico modificado por subducción. El segundo grupo petrológico es peralcalino, con firmas geoquímicas que apuntan a un ambiente intraplaca, y relaciones isotópicas que sugieren una fuente tipo OIB, aunque estas son difusas debido a procesos en la fuente del magma, de composición enriquecida en Sr radiogénico probablemente derivado de la contribución de un componente metasomatizado del manto litosférico con flogopita. Las edades de cristalización son del Eoceno temprano (~47 Ma). Las condiciones de evolución del magma fueron semejantes para ambos grupos petrológicos, clasificando como ferroanos y alcalinos, considerándose granitoides tipo A. Dadas las diferencias en las composiciones de los magmas que forman a estas rocas, es probable que los magmas que las formaron coexistieron en una misma cámara magmática. La composición del magma parental de las rocas peralcalinas pudo ser basáltica alcalina.

Muchos rasgos vistos en el CALV se observaron en otros cuerpos pertenecientes a la PAOM y Trans-Pecos, por lo que se propone que los procesos que formaron a cuerpos en estas regiones fueron semejantes a los que ocurrieron en el CALV, siendo un marcador relevante de la extensión de la PAOM en el noroeste de Coahuila. El CALV se agrupa con otros intrusivos aledaños en la Sierra Maderas del Carmen, con algunos de ellos con estudios que permiten inferir una naturaleza semejante a la vista en el CALV. Aunado a esto, sabiendo de la ocurrencia de minerales del grupo de la eudialita, los cuales son de gran relevancia e importancia económica, se alza la posibilidad de que existan otras mineralizaciones semejantes en otros cuerpos, por lo que se plantea una oportunidad novedosa de prospección minera.

## Literatura citada

- Allègre, C. (2008). *Isotope geology*. Cambridge University Press.
- Armistead, S., Eglinton, B., & Pehrsson, S. (2022). *Pblso: An R package and web app for calculating and plotting Pb isotope data* [Preprint]. Earth Sciences. <https://doi.org/10.31223/X56G84>
- Barker, D. S. (1977). Northern Trans-Pecos magmatic province: Introduction and comparison with the Kenya rift. *Geological Society of America Bulletin*, 88(10), 1421. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1977\)88<1421:NTMPIA>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1977)88<1421:NTMPIA>2.0.CO;2)
- Barker, D. S. (1987). Tertiary alkaline magmatism in Trans-Pecos Texas. *Geological Society, London, Special Publications*, 30(1). <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1987.030.01.20>
- Barker, D. S., Long, L. E., Hoops, G. K., & Hodges, F. N. (1977). Petrology and Rb-Sr isotope geochemistry of intrusions in the Diablo Plateau, northern Trans-Pecos magmatic province, Texas and New Mexico. *Geological Society of America Bulletin*, 88(10), 1437. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1977\)88<1437:PARIGO>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1977)88<1437:PARIGO>2.0.CO;2)
- Best, M. G. (2003). *Igneous and metamorphic petrology* (2nd ed). Blackwell Publishers.
- Bonin, B. (2007). A-type granites and related rocks: Evolution of a concept, problems and prospects. *Lithos*, 97(1–2), 1–29. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2006.12.007>
- Borst, A. M., Waight, T. E., Finch, A. A., Storey, M., & Roux, P. L. (2019). Dating apatitic rocks: A multi-system (U/Pb, Sm/Nd, Rb/Sr and <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar) isotopic study of layered nepheline syenites from the Ilímaussaq complex, Greenland. *Lithos*, 324, 74–88. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2018.10.037>
- Bowen, N. L. (1945). Phase equilibria bearing on the origin and differentiation of alkaline rocks. *American Journal of Science*, 243, 75–89. <http://earth.geology.yale.edu/~ajs/1945A/75.pdf>
- Cameron, K. L., Robinson, J. V., Niemeyer, S., Nimz, G. J., Kuentz, D. C., Harmon, R. S., Bohlen, S. R., & Collerson, K. D. (1992). Contrasting styles of Pre-Cenozoic and Mid-Tertiary crustal evolution in northern Mexico: Evidence from deep crustal xenoliths from La olivina. *Journal of Geophysical Research*, 97(B12), 17353. <https://doi.org/10.1029/92JB01493>
- Camprubí, A. (2009). Major metallogenic provinces and epochs of Mexico. *SGA News*, 25, 1–20. <https://e-sga.org/fileadmin/sga/newsletter/news25/SGANews25.pdf>
- Camprubí, A. (2013). Tectonic and Metallogenic History of Mexico. En *Tectonics, Metallogeny, and Discovery: The North American Cordillera and Similar Accretionary Settings* (Vol. 17). Society of Economic Geologists. <https://doi.org/10.5382/SP.17.06>
- Carpenter, D. L. (1997). Tectonic history of the metamorphic basement rocks of the Sierra del Carmen, Coahuila, Mexico. *Geological Society of America Bulletin*, 109(10), 1321–1332. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1997\)109%3C1321:THOTMB%3E2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1997)109%3C1321:THOTMB%3E2.3.CO;2)
- Chapin, C. E., Wilks, M., & McIntosh, W. C. (2004). Space-time patterns of Late Cretaceous to present magmatism in New Mexico—Comparison with Andean volcanism and potential for future volcanism. *New Mexico Bureau of Geology and Mineral Resources Bulletin*, 160, 13–40.

<https://geoinfo.nmt.edu/publications/monographs/bulletins/downloads/160/Papers/02chapin.pdf>

- Chávez-Cabello, G. (2005). *Deformación y magmatismo cenozoico en el sur de la cuenca de Sabinas, Coahuila, México* [Tesis de doctorado, Universidad Nacional Autónoma de México]. <https://hdl.handle.net/20.500.14330/TES01000343174>
- Chávez-Cabello, G., Aranda-Gómez, J. J., & Iriando-Perrone, A. (2009). Culminación de la Orogenia Laramide en la Cuenca de Sabinas, Coahuila, México. *Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros, A.C.*, 54(1), 78–89.
- Chen, J. H., & Wasserburg, G. J. (1981). Isotopic determination of uranium in picomole and subpicomole quantities. *Anal. Chem.*; (United States), 53(13). <https://doi.org/10.1021/ac00236a027>
- 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)
- 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)
- Dickin, A. P. (2018). *Radiogenic Isotope Geology* (3a ed.). Cambridge University Press. <https://www.cambridge.org/core/product/identifier/9781316163009/type/book>
- Eby, G. N. (1992). Chemical subdivision of the A-type granitoids: Petrogenetic and tectonic implications. *Geology*, 20(7), 641–644. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1992\)020<0641:CSOTAT>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1992)020<0641:CSOTAT>2.3.CO;2)
- 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. <https://doi.org/10.18268/BSGM2000v53n1a1>
- 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>
- English, J. M., & Johnston, S. T. (2004). The Laramide orogeny: What were the driving forces? *International Geology Review*, 46(9), 833–838. <https://doi.org/10.2747/0020-6814.46.9.833>
- Faure, G., & Mensing, T. M. (2005). *Isotopes: Principles and applications* (3rd ed). Wiley.
- 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., Barnes, C. G., Collins, W. J., Arculus, R. J., Ellis, D. J., & Frost, C. D. (2001). A geochemical classification for granitic rocks. *Journal of petrology*, 42(11), 2033-2048. <https://doi.org/10.1093/petrology/42.11.2033>

- 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>
- Frost, B. R., & Frost, C. D. (2014). *Essentials of igneous and metamorphic petrology*. Cambridge University Press.
- Gerdes, A., & Zeh, A. (2006). Combined U–Pb and Hf isotope LA-(MC-) ICP-MS analyses of detrital zircons: comparison with SHRIMP and new constraints for the provenance and age of an Armorican metasediment in Central Germany. *Earth and Planetary Science Letters*, 249(1-2), 47–61. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2006.06.039>
- Gerdes, A., & Zeh, A. (2009). Zircon formation versus zircon alteration—new insights from combined U–Pb and Lu–Hf in-situ LA-ICP-MS analyses, and consequences for the interpretation of Archean zircon from the Central Zone of the Limpopo Belt. *Chemical geology*, 261(3-4), 230–243. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2008.03.005>
- 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 fl uorita, barita, celestina y Zn-Pb. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 59(1), 43–62. <https://doi.org/10.18268/BSGM2007v59n1a4>
- Guarino, V., Gennaro, R. de', Melluso, L., Ruberti, E., & Azzone, R. G. (2019). The Transition from miaskitic to agpaitic rocks, as highlighted by the accessory phase assemblages in the Passa Quatro alkaline complex (southeastern Brazil). *The Canadian Mineralogist*, 57(3), 339–361. <https://doi.org/10.3749/canmin.1800073>
- Gysi, A. P., & Williams-Jones, A. E. (2013). Hydrothermal mobilization of pegmatite-hosted REE and Zr at Strange Lake, Canada: A reaction path model. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 122, 324–352. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2013.08.031>
- 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. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1992\)020<0701:TRSBAR>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1992)020<0701:TRSBAR>2.3.CO;2)
- Henry, C. D., Price, J. G., & James, E. W. (1991). Mid-Cenozoic stress evolution and magmatism in the Southern Cordillera, Texas and Mexico: Transition from continental arc to intraplate extension. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 96(B8), 13545–13560. <https://doi.org/10.1029/91JB00202>
- Iriondo, A., Kunk, M. J., Winick, J. A., & CRM. (2004). *40Ar/39Ar dating studies of minerals and rocks in various areas in Mexico: USGS/CRM Scientific Collaboration (Part II)* (Open-File Report 04–1444; Open-File Report). U.S. Geological Survey. <https://pubs.usgs.gov/of/2004/1444/>
- James, E. W., & Henry, C. D. (1991). Compositional changes in Trans-Pecos Texas Magmatism coincident with Cenozoic stress realignment. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 96(B8), 13561–13575. <https://doi.org/10.1029/91JB00203>
- James, E. W., & Henry, C. D. (1993). Southeastern extent of the North American craton in Texas and northern Chihuahua as revealed by Pb isotopes. *Geological Society of America Bulletin*, 105(1), 116–126. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1993\)105%3C0116:SEOTNA%3E2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1993)105%3C0116:SEOTNA%3E2.3.CO;2)

- Jackson, S. E., Pearson, N. J., Griffin, W. L., & Belousova, E. A. (2004). The application of laser ablation-inductively coupled plasma-mass spectrometry to in situ U–Pb zircon geochronology. *Chemical geology*, 211(1-2), 47-69. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2004.06.017>
- Johnsen, O., Ferraris, G., Gault, R. A., Grice, J. D., Kampf, A. R., & Pekov, I. V. (2003). The nomenclature of eudialyte-group minerals. *The Canadian Mineralogist*, 41(3), 785–794. <https://doi.org/10.2113/gscanmin.41.3.785>
- Jonsson, E., Törmänen, T., Keiding, J. K., Bjerkgård, T., Eilu, P., Pokki, J., Gautneb, H., Reginiussen, H., Rosa, D., Sadeghi, M., Sandstad, J. S., & Stendal, H. (2023). Critical metals and minerals in the Nordic countries of Europe: Diversity of mineralization and green energy potential. *Geological Society, London, Special Publications*, 526(1), 95–152. <https://doi.org/10.1144/SP526-2022-55>
- Le Maitre, R. W. (Ed.). (2004). *Igneous rocks: A classification and glossary of terms: recommendations of the International Union of Geological Sciences, Subcommittee on the Systematics of Igneous Rocks* (2nd ed). Cambridge University Press.
- 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>
- Lebedeva, N. M., Nosova, A. A., Kargin, A. V., Larionova, Y. O., Sazonova, L. V., & Tikhomirova, Y. S. (2020). Sr–Nd–O isotopic evidence of variable sources of mantle metasomatism in the subcratonic lithospheric mantle beneath the Grib kimberlite, northwestern Russia. *Lithos*, 364–365, 105779. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2020.105509>
- 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>
- Liu, S.-L., Fan, H.-R., Liu, X., Meng, J., Butcher, A. R., Yann, L., Yang, K.-F., & Li, X.-C. (2023). Global rare earth elements projects: New developments and supply chains. *Ore Geology Reviews*, 157, 105428. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2023.105428>
- Marks, M. A. W., Hettmann, K., Schilling, J., Frost, B. R., & Markl, G. (2011). The mineralogical diversity of alkaline igneous rocks: Critical factors for the transition from miaskitic to agpaitic phase assemblages. *Journal of Petrology*, 52(3), 439–455. <https://doi.org/10.1093/petrology/egg086>
- Marks, M. A. W., & Markl, G. (2017). A global review on agpaitic rocks. *Earth-Science Reviews*, 173, 229–258. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2017.06.002>
- Márquez-Medina, A. D., & Jiménez-Hernández, A. (2017). Prospección de Tierras Raras ¿Una alternativa de los minerales estratégicos en México? *Geomimet*, 44(328), 29–33. [http://www.geomin.com.mx/revista/G\\_328.pdf](http://www.geomin.com.mx/revista/G_328.pdf)

- Martin, R. (2006). A-type granites of crustal origin ultimately result from open-system fenitization-type reactions in an extensional environment. *Lithos*, 91(1–4), 125–136. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2006.03.012>
- Martínez-Salinas, E. A. (2020). *Magmatismo alcalino en la Sierra La Vasca: Evidencias geoquímicas y petrogenéticas* [Tesis de licenciatura no publicada]. Universidad Autónoma de Coahuila.
- McLemore, V. T., & Guilinger, J. R. (1993). Geology and mineral resources of the Cornudas Mountains, Otero County, New Mexico and Hudspeth County, Texas. *Carlsbad Region, New Mexico and Texas: New Mexico Geological Society, Guidebook, 44*, 145–153.
- McMillan, N. J., Dickin, A. P., & Haag, D. (2000). Evolution of magma source regions in the Rio Grande rift, southern New Mexico. *Geological Society of America Bulletin*, 112(10), 1582–1593. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(2000\)112%3C1582:EOMSRI%3E2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(2000)112%3C1582:EOMSRI%3E2.0.CO;2)
- Middlemost, E. A. (1994). Naming materials in the magma/igneous rock system. *Earth-science reviews*, 37(3-4), 215-224. [https://doi.org/10.1016/0012-8252\(94\)90029-9](https://doi.org/10.1016/0012-8252(94)90029-9)
- Nandigam, R. C. (2000). *Geology and geochemistry of newly discovered Tertiary carbonatite occurrences near Villa Ahumada area, Basin and Range province, Chihuahua, northern Mexico*. [Tesis de doctorado]. The University of Texas at El Paso. <https://ui.adsabs.harvard.edu/abs/2000PhDT.....61N>
- Nesbitt, H. W., & Young, G. M. (1982). Early Proterozoic climates and plate motions inferred from major element chemistry of lutites. *Nature*, 299(5885), 715–717. <https://doi.org/10.1038/299715a0>
- Nesbitt, H. W., & Young, G. M. (1989). Formation and diagenesis of weathering profiles. *The Journal of Geology*, 97(2), 129–147. <https://doi.org/10.1086/629290>
- Nouri, F., Azizi, H., Asahara, Y., & Stern, R. J. (2021). A new perspective on Cenozoic calc-alkaline and shoshonitic volcanic rocks, eastern Saveh (central Iran). *International Geology Review*, 63(4), 476–503. <https://doi.org/10.1080/00206814.2020.1718005>
- O’Neill, L. C., Elliott, B. A., & Kyle, J. R. (2017). Mineralogy and crystallization history of a highly differentiated REE-enriched hypabyssal rhyolite: Round Top laccolith, Trans-Pecos, Texas. *Mineralogy and Petrology*, 111, 569-592. <https://doi.org/10.1007/s00710-017-0511-5>
- Ohta, T., & Arai, H. (2007). Statistical empirical index of chemical weathering in igneous rocks: A new tool for evaluating the degree of weathering. *Chemical Geology*, 240(3–4), 280–297. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2007.02.017>
- Orozco-Esquivel, M. T., Nieto-Samaniego, A. F., & Alaniz-Alvarez, S. A. (2002). Origin of rhyolitic lavas in the Mesa Central, Mexico, by crustal melting related to extension. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 118(1–2), 37–56. [https://doi.org/10.1016/S0377-0273\(02\)00249-4](https://doi.org/10.1016/S0377-0273(02)00249-4)
- Ortega-Gutiérrez, F., Elías-Herrera, M., Morán-Zenteno, D. J., Solari, L., Weber, B., & Luna-González, L. (2018). The pre-Mesozoic metamorphic basement of Mexico, 1.5 billion years of crustal evolution. *Earth-Science Reviews*, 183, 2–37. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2018.03.006>
- Parker, D. F., & Henderson, G. D. (2021). Geochemical evolution of the Paradise Mountain Caldera complex, Davis Mountains: Implications for the tectonic and magmatic evolution of Trans-Pecos

Texas and adjacent Mexico. *Lithos*, 404–405, 106453.  
<https://doi.org/10.1016/j.lithos.2021.106453>

- Parker, D. F., Ren, M., Adams, D. T., Tsai, H., & Long, L. E. (2012). Mid-Tertiary magmatism in western Big Bend National Park, Texas, U.S.A.: Evolution of basaltic source regions and generation of peralkaline rhyolite. *Lithos*, 144–145, 161–176. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2012.04.019>
- Pearce, J. A., Harris, N. B. W., & 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>
- Pfaff, K., Wenzel, T., Schilling, J., Marks, M. A. W., & Markl, G. (2010). A fast and easy-to-use approach to cation site assignment for eudialyte-group minerals. *Neues Jahrbuch Für Mineralogie - Abhandlungen*, 187(1), 69–81. <https://doi.org/10.1127/0077-7757/2010/0166>
- Poliquin, M. J. (2009). *Geology, geochemistry and age of intrusion-related mineralisation in Eastern Mexico* [Tesis de doctorado, Universidad de Exeter]. <http://hdl.handle.net/10036/108354>
- Potter, L. S. (1996). Chemical variation along strike in feldspathoidal rocks of the Eastern Alkalic Belt, Trans-Pecos Magmatic Province, Texas and New Mexico. *The Canadian Mineralogist*, 34(2), 241–264. <https://pubs.geoscienceworld.org/canmin/article-abstract/34/2/241/12744/Chemical-variation-along-strike-in-feldspathoidal>
- Price, J. G., & Henry, C. D. (1984). Stress orientations during Oligocene volcanism in Trans-Pecos Texas: Timing the transition from Laramide compression to Basin and Range tension. *Geology*, 12(4), 238. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1984\)12<238:SODOVI>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1984)12<238:SODOVI>2.0.CO;2)
- Price, J. G., Henry, C. D., Barker, D. S., & Parker, D. F. (1987). Alkalic rocks of contrasting tectonic settings in Trans-Pecos Texas. En *Geological Society of America Special Papers* (Vol. 215, pp. 335–346). Geological Society of America. <https://doi.org/10.1130/SPE215-p335>
- Ramírez-Fernández, J. A., Hubberten, H. W., & Jörg, K. (2000). Relaciones genéticas entre las carbonatitas y las rocas nefelínicas del complejo El Picacho, Sierra de Tamaulipas, ne de México. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 17(1), 45–65. <https://dialnet.unirioja.es/descarga/articulo/281060.pdf>
- Rollinson, H. R., Rollinson, H., & Pease, V. (2021). *Using geochemical data: to understand geological processes* (2nd ed). Cambridge University Press.
- Salvi, S., & Williams-Jones, A. E. (2006). Alteration, HFSE mineralisation and hydrocarbon formation in peralkaline igneous systems: Insights from the Strange Lake Pluton, Canada. *Lithos*, 91(1–4), 19–34. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2006.03.040>
- Schilling, J., Marks, M. A. W., Wenzel, T., Vennemann, T., Tarassoff, P., Jacob, D. E., & Markl, G. (2011). The Magmatic to Hydrothermal Evolution of the Intrusive Mont Saint-Hilaire Complex: Insights into the Late-stage Evolution of Peralkaline Rocks. *Journal of Petrology*, 52(11), 2147–2185. <https://doi.org/10.1093/petrology/egr042>
- Sedlock, R. L., Ortega-Gutiérrez, F., & Speed, R. C. (1993). Tectonostratigraphic terranes and tectonic evolution of Mexico. En *Tectonostratigraphic terranes and tectonic evolution of Mexico* (Vol. 278). Geological Society of America. <https://doi.org/10.1130/SPE278-p1>

- Servicio Geológico Mexicano. (2006). Carta geológico-minera San Miguel H13-D67 [Mapa].
- Servicio Geológico Mexicano. (2008a). Carta geológico-minera Estado de Coahuila [Mapa].
- Servicio Geológico Mexicano. (2008b). Carta geológico-minera Estado de Nuevo León [Mapa].
- Stacey, J. S., & Kramers, J. D. (1975). Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model. *Earth and Planetary Science Letters*, 26(2), 207–221. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(75\)90088-6](https://doi.org/10.1016/0012-821X(75)90088-6)
- Steiger, R. H., & Jäger, E. (1977). Subcommission on geochronology: Convention on the use of decay constants in geo- and cosmochronology. *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)
- 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>
- 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., & 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. (2006). *Relaciones petrogenéticas del magmatismo en la Provincia Alcalina Oriental Mexicana* [Tesis de maestría, Universidad Autónoma de Nuevo León]. <http://eprints.uanl.mx/id/eprint/21289>
- 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*, XIII(1), 42–49. <https://dialnet.unirioja.es/descarga/articulo/2865116.pdf>
- Weber, B., Scherer, E. E., Martens, U. K., & Mezger, K. (2012). Where did the lower Paleozoic rocks of Yucatan come from? AU–Pb, Lu–Hf, and Sm–Nd isotope study. *Chemical Geology*, 312, 1-17. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2012.04.010>

- Wetherill, G. W. (1956). Discordant uranium-lead ages, I. *Eos, Transactions American Geophysical Union*, 37(3), 320-326. <https://doi.org/10.1029/TR037i003p00320>
- White, J., Benker, S., Ren, M., Urbanczyk, K., & Corrick, D. (2006). Petrogenesis and tectonic setting of the peralkaline Pine Canyon caldera, Trans-Pecos Texas, USA. *Lithos*, 91(1–4), 74–94. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2006.03.015>
- White, W. M. (2015). *Isotope Geochemistry*. Wiley.
- Wilson, M. (2007). *Igneous petrogenesis*. Springer.
- Winter, J. D. (2014). *Principles of igneous and metamorphic petrology* (2a ed.). Pearson Education.
- Woolley, A. R., & Kjarsgaard, B. A. (2008). *Carbonatite occurrences of the world* [Map]. Natural Resources Canada. <https://doi.org/10.4095/225115>
- Zartman, R. E., & Doe, B. R. (1981). Plumbotectonics—The model. *Tectonophysics*, 75(1–2), 135–162. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(81\)90213-4](https://doi.org/10.1016/0040-1951(81)90213-4)
- Zartman, R. E., & Haines, S. M. (1988). The plumbotectonic model for Pb isotopic systematics among major terrestrial reservoirs—A case for bi-directional transport. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 52(6), 1327–1339. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(88\)90204-9](https://doi.org/10.1016/0016-7037(88)90204-9)
- Zhang, Y., Yuan, C., Sun, M., Long, X., Huang, Z., Jiang, Y., Li, P., & Du, L. (2020). Two late Carboniferous belts of Nb-enriched mafic magmatism in the Eastern Tianshan: Heterogeneous mantle sources and geodynamic implications. *GSA Bulletin*, 132(9–10), 1863–1880. <https://doi.org/10.1130/B35366.1>
- 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>

## Anexos

Tabla 12. Resultados de análisis U-Th-Pb en zircones realizados por LA-ICP-MS. Muestra RJM2-01 (monzonita), localidad La Vasca.

Análisis	Concentraciones				Relaciones isotópicas							Edades aparentes					
	U [ppm]	Pb [ppm]	Th [ppm]	Th/U	<sup>207</sup> Pb/ <sup>235</sup> U	2σ	<sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U	2σ	rho	<sup>207</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb	2σ	<sup>207</sup> Pb/ <sup>235</sup> U	2σ	<sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U	2σ	<sup>207</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb	2σ
1	721	5	394	0.55	0.048	0.002	0.00737	0.00022	0.59	0.04689	0.00190	47	2	47	1	44	97
2	1517	11	1029	0.68	0.049	0.002	0.00747	0.00022	0.69	0.04712	0.00144	48	2	48	1	55	73
4	495	4	301	0.61	0.048	0.005	0.00733	0.00022	0.26	0.04720	0.00516	47	5	47	1	59	261
5	314	2	171	0.55	0.050	0.003	0.00761	0.00024	0.46	0.04736	0.00290	49	3	49	2	67	146
6	278	2	153	0.55	0.048	0.004	0.00738	0.00022	0.37	0.04743	0.00356	48	4	47	1	71	179
7	527	4	403	0.76	0.049	0.003	0.00751	0.00022	0.47	0.04728	0.00258	49	3	48	1	63	130
8	263	2	159	0.60	0.047	0.006	0.00734	0.00022	0.23	0.04660	0.00580	47	6	47	1	29	298
9	300	2	116	0.39	0.048	0.004	0.00736	0.00022	0.37	0.04730	0.00358	48	4	47	1	64	180
10	395	3	253	0.64	0.048	0.004	0.00736	0.00022	0.32	0.04702	0.00414	47	4	47	1	50	210
11	331	2	149	0.45	0.047	0.005	0.00728	0.00022	0.26	0.04690	0.00516	47	5	47	1	44	263
12	302	2	172	0.57	0.047	0.003	0.00731	0.00022	0.44	0.04679	0.00286	47	3	47	1	39	146
13	163	1	66	0.41	0.048	0.004	0.00745	0.00024	0.35	0.04680	0.00398	48	4	48	2	39	203
14	233	2	118	0.51	0.047	0.004	0.00734	0.00022	0.36	0.04665	0.00360	47	4	47	1	31	185
15	175	1	64	0.36	0.048	0.005	0.00731	0.00024	0.32	0.04757	0.00462	48	5	47	2	78	231
16	124	1	45	0.36	0.047	0.008	0.00733	0.00024	0.20	0.04697	0.00742	47	8	47	2	48	377
17	395	3	238	0.60	0.049	0.003	0.00756	0.00022	0.47	0.04678	0.00254	48	3	49	1	38	130
18	1118	8	631	0.56	0.048	0.002	0.00741	0.00022	0.67	0.04708	0.00154	48	2	48	1	53	78
19	183	1	73	0.40	0.048	0.004	0.00742	0.00024	0.37	0.04691	0.00376	48	4	48	2	45	192
20	1375	10	1483	1.08	0.048	0.002	0.00736	0.00022	0.69	0.04709	0.00146	47	2	47	1	54	74
21	440	3	280	0.64	0.048	0.004	0.00749	0.00022	0.37	0.04683	0.00346	48	4	48	1	41	177
22	224	2	111	0.49	0.050	0.006	0.00749	0.00024	0.26	0.04829	0.00574	49	6	48	2	114	280
23	999	7	899	0.90	0.048	0.002	0.00732	0.00022	0.65	0.04754	0.00168	48	2	47	1	76	84
24	324	2	130	0.40	0.048	0.003	0.00746	0.00022	0.41	0.04682	0.00308	48	3	48	1	40	157
25	877	7	530	0.60	0.049	0.003	0.00750	0.00022	0.53	0.04709	0.00222	48	3	48	1	54	112
3	702	5	502	0.72	0.037	0.002	0.00733	0.00022	0.51	0.03687	0.00186	37	2	47	1	-566	136

**Tabla 13.** Resultados de análisis U-Th-Pb en zircones realizados por LA-ICP-MS. Muestra RJM2-01 (monzonita), localidad La Vasca.

Análisis	Concentraciones				Relaciones isotópicas						Edades aparentes						
	U [ppm]	Pb [ppm]	Th [ppm]	Th/U	<sup>207</sup> Pb/ <sup>235</sup> U	2σ	<sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U	2σ	rho	<sup>207</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb	2σ	<sup>207</sup> Pb/ <sup>235</sup> U	2σ	<sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U	2σ	<sup>207</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb	2σ
1	175	1	76	0.44	0.046	0.004	0.00703	0.00024	0.38	0.04782	0.00400	46	4	45	2	90	198
2	870	6	831	0.95	0.047	0.002	0.00724	0.00022	0.65	0.04673	0.00166	46	2	47	1	35	85
3	181	1	81	0.45	0.046	0.010	0.00705	0.00022	0.15	0.04694	0.00968	45	9	45	1	46	493
4	441	3	311	0.70	0.046	0.004	0.00712	0.00022	0.40	0.04736	0.00334	46	4	46	1	67	168
5	328	2	174	0.53	0.046	0.003	0.00711	0.00022	0.46	0.04675	0.00282	46	3	46	1	36	144
6	229	2	118	0.52	0.046	0.003	0.00702	0.00022	0.43	0.04742	0.00312	46	3	45	1	70	157
7	1158	8	1566	1.35	0.046	0.002	0.00710	0.00020	0.64	0.04678	0.00160	45	2	46	1	38	82
8	1318	9	1258	0.95	0.046	0.002	0.00706	0.00020	0.58	0.04758	0.00188	46	2	45	1	78	94
11	226	2	114	0.50	0.046	0.005	0.00704	0.00022	0.29	0.04764	0.00492	46	5	45	1	81	245
12	359	3	225	0.63	0.045	0.004	0.00700	0.00022	0.40	0.04706	0.00334	45	4	45	1	52	169
13	702	5	660	0.94	0.045	0.003	0.00691	0.00020	0.47	0.04723	0.00260	45	3	44	1	61	131
14	220	2	101	0.46	0.047	0.007	0.00714	0.00022	0.22	0.04767	0.00664	47	7	46	1	83	331
15	816	6	551	0.68	0.045	0.002	0.00700	0.00020	0.61	0.04650	0.00172	45	2	45	1	24	89
16	1458	10	1335	0.92	0.046	0.002	0.00709	0.00020	0.68	0.04724	0.00144	46	2	46	1	61	73
17	246	2	115	0.47	0.046	0.005	0.00701	0.00022	0.29	0.04773	0.00496	46	5	45	1	86	246
18	581	4	459	0.79	0.045	0.003	0.00698	0.00022	0.54	0.04682	0.00230	45	3	45	1	40	118
19	178	1	81	0.45	0.046	0.005	0.00700	0.00022	0.27	0.04736	0.00528	45	5	45	1	67	265
20	215	2	107	0.50	0.047	0.011	0.00703	0.00022	0.13	0.04828	0.01112	46	11	45	1	113	544
21	129	1	54	0.42	0.045	0.010	0.00701	0.00024	0.16	0.04667	0.00988	45	10	45	2	32	507
22	474	3	307	0.65	0.046	0.003	0.00703	0.00022	0.50	0.04705	0.00254	45	3	45	1	52	129
23	277	2	158	0.57	0.046	0.003	0.00707	0.00022	0.46	0.04708	0.00282	46	3	45	1	53	143
24	247	2	135	0.55	0.048	0.005	0.00722	0.00022	0.28	0.04774	0.00496	47	5	46	1	86	246
25	605	4	489	0.81	0.045	0.002	0.00702	0.00022	0.60	0.04649	0.00196	45	2	45	1	23	101
26	459	3	264	0.57	0.046	0.003	0.00709	0.00022	0.55	0.04682	0.00218	45	3	46	1	40	111
27	155	1	61	0.39	0.046	0.004	0.00704	0.00024	0.39	0.04716	0.00374	45	4	45	2	57	189
28	336	2	197	0.58	0.047	0.003	0.00730	0.00022	0.46	0.04677	0.00272	47	3	47	1	37	139
29	292	2	140	0.48	0.045	0.004	0.00700	0.00022	0.40	0.04684	0.00334	45	3	45	1	41	171
30	633	4	511	0.81	0.046	0.002	0.00710	0.00022	0.60	0.04708	0.00192	46	2	46	1	53	97
Análisis rechazados																	
9	418	18	189	0.45	4.179	0.181	0.04214	0.00136	0.75	0.71931	0.02066	1670	72	266	9	4770	41
10	617	4	508	0.82	0.056	0.003	0.00719	0.00022	0.63	0.05603	0.00212	55	3	46	1	454	84

**Tabla 14.** Resultados de análisis isotópicos en roca total de los sistemas Rb-Sr y Sm-Nd, realizados por TIMS.

Muestra	Rb (ppm)*	Sr (ppm)*	<sup>87</sup> Sr/ <sup>86</sup> Sr	2s.e. (abs.)	<sup>87</sup> Rb/ <sup>86</sup> Sr	<sup>87</sup> Sr/ <sup>86</sup> Sr <sub>i</sub>	Sm (ppm)	Nd (ppm)	<sup>143</sup> Nd/ <sup>144</sup> Nd	2s.e. (abs.)	<sup>147</sup> Sm/ <sup>144</sup> Nd	2σ (%)	<sup>143</sup> Nd/ <sup>144</sup> Nd <sub>i</sub>	εNd <sub>i</sub>
LVA-002	32.6	159	0.707839	0.000009	0.5922	0.707451	8.57	57.7	0.512811	0.000006	0.0898	0.07	0.512784	3.0
LVA-003	534	32.3	0.746536	0.000061	48.077	0.715050	12.6	84.7	0.512792	0.000004	0.0905	0.08	0.512765	2.6
LVA2-04	263	39.3	0.721852	0.000014	19.344	0.709183	13.7	85.2	0.512837	0.000006	0.0974	0.15	0.512807	3.4
LVR-08	184	1772	0.710650	0.000007	0.3012	0.710453	14.1	88.3	0.512854	0.000007	0.0968	0.16	0.512824	3.8
RJM2-02	120	17.8	0.719615	0.000010	19.530	0.706824	9.59	53.7	0.512785	0.000003	0.1080	0.24	0.512752	2.4
LVA2-C1	1.18	267	0.706481	0.000009	0.0129	0.706472	1.59	7.90	0.512630	0.000004	0.1216	0.01	0.512592	-0.7
CVA-03	28.9	884	0.705182	0.000008	0.0946	0.705120	8.52	40.8	0.512746	0.000004	0.1264	0.06	0.512707	1.5
CVA-07	8.01	881	0.706305	0.000008	0.0263	0.706288	8.11	39.8	0.512743	0.000003	0.1232	0.11	0.512705	1.5
RJM-020	127	592	0.704240	0.000008	0.6189	0.703835	7.73	44.1	0.512802	0.000003	0.1059	0.07	0.512770	2.7
RJM2-01	66.8	971	0.705356	0.000007	0.1991	0.705226	11.2	59.5	0.512792	0.000003	0.1147	0.11	0.512757	2.5
RJM2-03	95.9	522	0.704535	0.000007	0.5317	0.704187	11.4	67.7	0.512719	0.000004	0.1017	0.13	0.512687	1.1

\*: concentraciones medidas por ICP-MS. s.e.: error estándar (standard error). Es la incertidumbre obtenida al calcular dos veces la desviación estándar ( $\sigma$ ) dividida por la raíz cuadrada del número de integraciones por medición ( $n$ ).  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  2s.e. =  $2\sigma/\sqrt{n}$ .  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$  2s.e. =  $\sqrt{(\text{s.e. } ^{150}\text{Nd}_{\text{sp}}/^{144}\text{Nd}_{\text{nat}})^2 + (\text{s.e. } ^{149}\text{Sm}_{\text{sp}}/^{147}\text{Sm}_{\text{nat}})^2}$ .

**Tabla 15.** Resultados de análisis isotópicos en roca total, del sistema U-Th-Pb, realizados por TIMS.

Muestra	208Pb/206Pb	2σ	207Pb/206Pb	2σ	208Pb/204Pb	2σ	207Pb/204Pb	2σ	206Pb/204Pb	2σ
LVA-002	1.99408	0.00004	0.80081	0.00001	38.928	0.003	15.633	0.001	19.522	0.001
LVA-003	1.95455	0.00008	0.79097	0.00002	38.615	0.004	15.627	0.001	19.757	0.001
LVA2-02	2.03035	0.00015	0.81674	0.00003	39.070	0.010	15.718	0.003	19.244	0.004
LVA2-04	2.02870	0.00014	0.81771	0.00003	38.826	0.006	15.650	0.002	19.139	0.002
LVR-08	2.03252	0.00004	0.82050	0.00001	38.734	0.003	15.637	0.001	19.057	0.001
RJM2-02	2.03100	0.00003	0.82038	0.00001	38.630	0.001	15.604	0.001	19.020	0.001
CVA-03	2.05699	0.00007	0.83197	0.00003	38.509	0.006	15.576	0.002	18.722	0.003
CVA-07	2.05117	0.00004	0.82708	0.00001	38.709	0.003	15.608	0.001	18.871	0.001
RJM-020	2.01723	0.00005	0.81056	0.00002	38.874	0.005	15.620	0.002	19.271	0.002
RJM2-01	2.03397	0.00004	0.82038	0.00001	38.713	0.002	15.614	0.001	19.033	0.001
RJM2-03	2.04466	0.00005	0.82522	0.00002	38.665	0.003	15.605	0.001	18.910	0.001

**Tabla 16.** Resultados de análisis isotópicos en separados minerales, del sistema U-Th-Pb, realizados por TIMS.

Muestra	$^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$2\sigma$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$2\sigma$	$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$2\sigma$	$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$2\sigma$	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$2\sigma$
LVR-08-Anl-1	2.00791	0.00008	0.80618	0.00002	38.883	0.004	15.612	0.001	19.365	0.001
LVR-08-Anl-2	2.00848	0.00005	0.80632	0.00001	38.909	0.002	15.620	0.001	19.372	0.001
LVR-08-Kfs-1	2.03254	0.00006	0.82215	0.00001	38.553	0.002	15.594	0.001	18.968	0.001
LVR-08-Kfs-2	2.03348	0.00003	0.82243	0.00001	38.579	0.002	15.603	0.001	18.972	0.001
LVR-08-Kfs-3	2.03324	0.00002	0.82245	0.00001	38.563	0.002	15.599	0.001	18.966	0.001
LVR-08-Ttn-1	2.03492	0.00008	0.82315	0.00002	38.603	0.005	15.616	0.001	18.970	0.002
LVR-08-Ttn-2	2.03597	0.00004	0.82428	0.00001	38.529	0.003	15.600	0.001	18.925	0.001

Anl: analcima. Kfs: feldespato potásico. Ttn: titanita.

**Tabla 17.** Resultados obtenidos del procesado de isótopos de Pb en el programa Pblso (Armistead et al., 2022).

Parámetros de entrada					Resultados					
Muestra	Edad (Ma)	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	Edad modelo (Ma)	$\mu$	$\kappa$	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}_{\text{in}}$	$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}_{\text{in}}$	$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}_{\text{in}}$
LVA-002	47	19.522	15.633	38.928	-638	9.58	3.56	18.510	15.583	38.000
LVA-003	47	19.757	15.627	38.615	-834	9.53	3.32	18.473	15.570	37.515
LVA2-02	47	19.244	15.718	39.070	-123	9.53	3.72	18.469	15.568	38.268
LVA2-04	47	19.139	15.650	38.826	-171	9.63	3.75	18.544	15.595	38.394
LVR-08	47	19.057	15.637	38.734	-205	10.0	3.75	18.849	15.702	38.691
RJM2-02	47	19.020	15.604	38.630	-288	9.74	3.68	18.634	15.626	38.349
CVA-03	47	18.722	15.576	38.509	-296	9.59	3.67	18.520	15.586	38.225
CVA-07	47	18.871	15.608	38.709	-312	9.55	3.64	18.488	15.575	38.130
RJM-020	47	19.271	15.620	38.874	-225	9.58	3.70	18.505	15.581	38.272
RJM2-01	47	19.033	15.614	38.713	-462	9.59	3.64	18.516	15.585	38.160
RJM2-03	47	18.910	15.605	38.665	-249	9.72	3.67	18.614	15.619	38.307
LVR-08-Anl-1	47	19.365	15.612	38.883	-560	9.53	3.60	18.469	15.568	38.049
LVR-08-Anl-2	47	19.372	15.620	38.909	-542	9.57	3.61	18.500	15.579	38.097
LVR-08-Kfs-1	47	18.968	15.594	38.553	-296	9.52	3.62	18.463	15.566	38.076
LVR-08-Kfs-2	47	18.972	15.603	38.579	-273	9.56	3.64	18.496	15.578	38.134
LVR-08-Kfs-3	47	18.966	15.599	38.563	-273	9.56	3.63	18.496	15.578	38.116
LVR-08-Ttn-1	47	18.970	15.616	38.603	-226	9.65	3.65	18.562	15.601	38.215
LVR-08-Ttn-2	47	18.925	15.600	38.529	-233	9.57	3.63	18.504	15.580	38.139

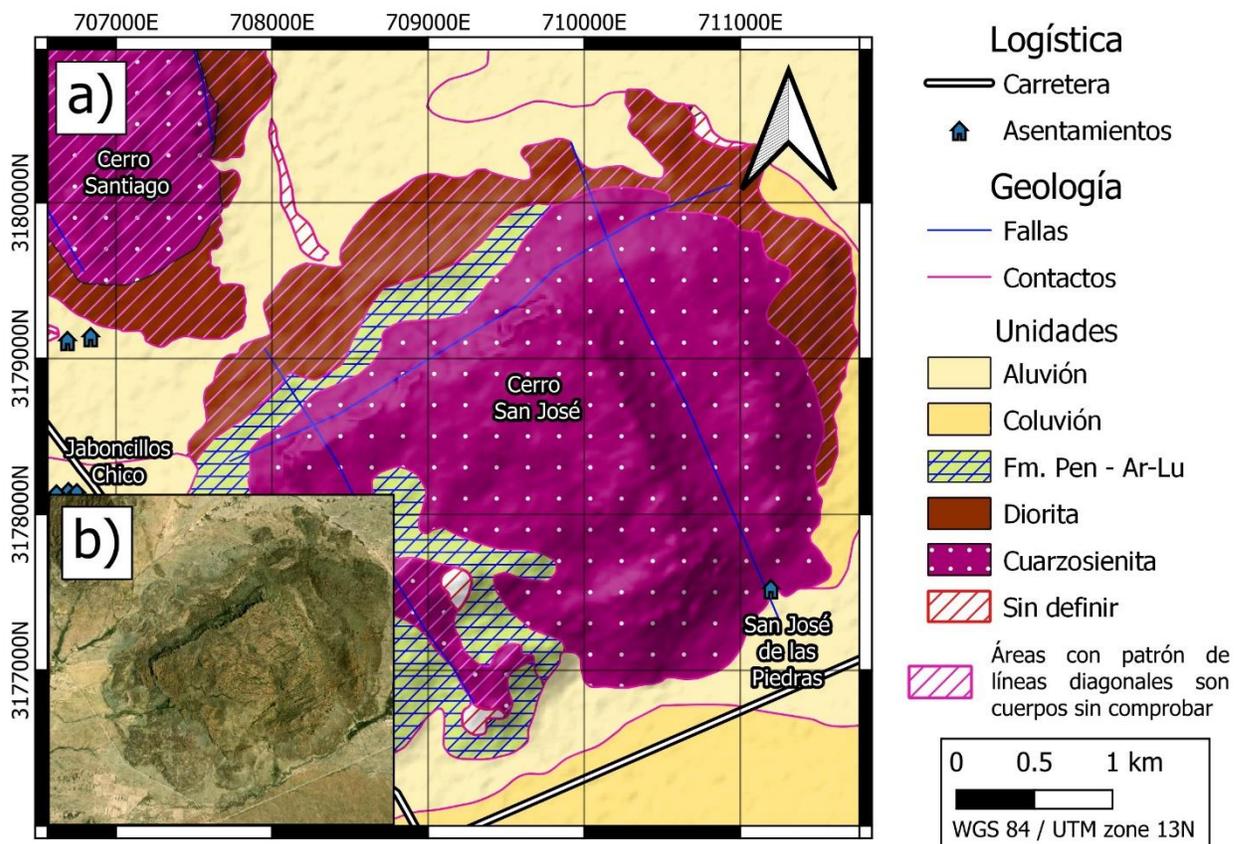
La edad modelo se obtiene asumiendo una composición inicial (como el modelo S&K) y calculando el tiempo necesario para alcanzar la composición medida. Gráficamente, se proyecta una recta que conecta la composición inicial y la muestra, cuya intersección con la curva de evolución define la edad modelo (Armistead et al., 2022).

**Tabla 18.** Localidades mencionadas en la Figura 11, además de su edad y ocurrencia en campo. Según su expresión en campo, las rocas se dividen en 1: plutónicas a sub-volcánicas, 2: sub-volcánicas a volcánicas, 3: deformadas/metamorfizadas. Tomado de Marks & Markl, 2017.

País	Localidad	Edad (Ma)	Grupo	País	Localidad	Edad (Ma)	Grupo		
África				Europa					
1	Algeria	Atakor, Azrou	23-2	2	58	Alemania	Kaiserstuhl	17-13	1
2	Cabo Verde	Isla Boa Vista	15-4	2	59	Groenlandia	Werner Bjerge	ca. 30	1
3	Rep. Dem. Congo	Bingo		1	60	Groenlandia	Kangerdlugssuaq	ca. 50	1
4	Guinea	Archipiélago Los	104 ± 2	1	61	Groenlandia	Gardiner	ca. 55	1
5	Kenia	Kilombe	2	2	62	Groenlandia	Ilímaussaq	1160 ± 5	1
6	Kenia	Shombole	2	2	63	Groenlandia	Motzfeldt	1273 ± 6	1
7	Kenia	Ruri	11-4	1	64	Groenlandia	Qoroq Norte	1268 ± 60	1
8	Libia	Kaf El Khalef	41-38	2	65	Hungría	Kövestető/Somlyó-Szamarhegy	135-110	2
9	Libia	Jabal Al Hasawinah	25-16	2	66	Irlanda	Barnavave	61 ± 1	1
10	Libia	Jabal Archenu	40-50	1	67	Noruega	Langensundsfjorden	299-292	1
11	Libia	Uweinat	40-50	1	68	Portugal	Isla San Miguel	< 1	1
12	Libia	Jabal Fezzan		2	69	Portugal	Isla Terceira	< 1	1
13	Madagascar	Ambohimirahavavy (Ampasibitika)	ca. 24	1	70	Rumania	Magureaua Vatei	70-90	1
14	Madagascar	Bezavona	ca. 24	1	71	España	Tenerife	< 4	1
15	Madagascar	Nosy Komba	ca. 21	1	72	Suecia	Norra Kärr	1489 ± 8	3
16	Madagascar	Mont Sambirano	ca. 6	2	73	Turquía	Kizilcaören	24 ± 1	2
17	Malawi	Jungini	137-129	1	74	Ucrania	Mariupol (Oktyabrski)	ca. 1800	2
18	Malawi	Chenga (Mauze)		1	Sudamérica				
19	Malawi	Matapon Hill (Nkalonje)		1	96	Bolivia	Provincia Velsaco	143-136	1
20	Malawi	Ilomba	685-655	1	97	Brasil	Poços de Caldas	75-85	1
21	Marruecos	Tamazeght	44 ± 2	1	98	Brasil	Passa Quatro	67 ± 3	1
22	Marruecos	Saghro	10-3	2	99	Brasil	Monte de Trigo	ca. 87	1
23	Namibia	Aris	33 ± 1	2	100	Brasil	Isla Búzios	83	1
24	Namibia	Messum	132-127	1	101	Brasil	Itapirapua	104-101	1
25	Namibia	Kalkfeld	173-154	1	102	Brasil	Morro do Tributo, Fazenda Nueva do Tributo	80-75	2
26	Namibia	Etaneno	134 ± 3	1	103	Brasil	Sucunduri	ca. 1200	1
27	Namibia	Okorustl	127 ± 7	1	104	Paraguay	Cerro Siete Cabezas	ca. 241	1
28	Namibia	Okenyenya	133-128	1	105	Paraguay	Cerro Boggiani	ca. 241	1
29	Santa Helena	Isla Ascensión	< 1	1					
30	Sudáfrica	Pilansberg	1395 ± 10	1					
31	Sudáfrica	Saltpeterkop	ca. 66	2					
32	Tanzania	Oldoinyo Lengai	< 1	2					
33	Tanzania	Tarosero	2	2					
Antártica									
34		Straumsvola	ca. 180						

Tabla 18 (continuación).

País	Localidad	Edad (Ma)	Grupo	País	Localidad	Edad (Ma)	Grupo		
Asia				Norteamérica					
35	China	Saima	230-240	1	75	Canadá	Ice River	360 ± 4	1
36	India	Sushina Hill	1500-1300	3	76	Canadá	Red Wine + Mann-1, Mann-2, Seal Lake/Letitia Lake	ca. 1330	3
37	Kazakhstan	Verkhnee Espe	250	1	77	Canadá	Thor Lake/Nechalacho	2176 ± 3	1
38	Mongolia	Khaldzan-Buregtei	395-391	1	78	Canadá	Mont Saint-Hilaire	ca. 125	1
39	Rusia	Turiy	373 ± 6	1	79	Canadá	Saint-Amable	ca. 125	2
40	Rusia	Lovozero	370 ± 7	1	80	Canadá	Mont McGerrigle	390-377	1
41	Rusia	Khibina	ca. 370	1	81	Canadá	Kipawa	1389 ± 8	3
42	Rusia	Kovdor	379 ± 2	1	82	Canadá	Ting Creek	53 ± 2	1
43	Rusia	Kontozero	370-380	2	83	Estados Unidos	Dora Bay	180-184	1
44	Rusia	Burpal	287	1	84	Estados Unidos	Middle Fork	ca. 57	1
45	Rusia	Little Murun	130-140	1	85	Estados Unidos	Windy Fork	30 ± 2	1
46	Rusia	Ingali	130-140	1	86	Estados Unidos	Magnet Cove	ca. 101	1
47	Rusia	Strelka		1	87	Estados Unidos	Sienita Granite Mountain	95-86	1
48	Rusia	Konder	110-120	1	88	Estados Unidos	Gordon Butte	ca. 48	1
49	Rusia	Koksharovka	160-172	1	89	Estados Unidos	Rocky Boy Stock	40-50	1
50	Rusia	Dugdu	278-290	1	90	Estados Unidos	Wind Mountain	33-36	1
51	Rusia	Korgeredaba	304 ± 12	1	91	Estados Unidos	Point of Rocks Mesa		2
52	Tajikistán	Dara-i-Pioz	150-190	1	92	Estados Unidos	Pajarito Mountain	ca. 1180	1
Australia				93	Estados Unidos	Chatfield Mountain	33-36	2	
53	Australia	Warrumbungle	17-13	2	94	Estados Unidos	Miller Mountain	33-36	2
54	Australia	Toongi	184 ± 19	2	95	Estados Unidos	Stettin	1565 ± 4	1
55	Australia	Mount Goonneringerringgi		2					
56	Australia	Port Cygnet	ca. 100	2					
57	Nueva Zelanda	Port Chalmers	13-3	1					
Etiquetas adicionales									
AM	Namibia	Amis							
AU	Francia	Auvergne							
E	Alemania	Eifel							
IS	Italia	Ischia							
IT	Brasil	Itatiaia							
LH	Estados Unidos	Leucite Hills							
NG	Dep. Dem. Congo.	Nyiragongo							
PH	Italia	Campos Flegreos							
SL	Canadá	Strange Lake							
SM	Tanzania	Sadiman							



**Figura 55.** a) Mapa geológico fotointerpretado del Cerro San José de las Piedras. b) Imagen satelital de la zona (la extensión de la imagen satelital es la misma que del mapa geológico).