

**UNIVERSIDAD AUTÓNOMA DE SINALOA**

**FACULTAD DE CIENCIAS DE LA TIERRA Y EL ESPACIO**

**FACULTAD DE INFORMÁTICA CULIACÁN**

**POSGRADO EN CIENCIAS DE LA INFORMACIÓN**



**ANÁLISIS GEOQUÍMICO E ISOTÓPICO DE HF EN ROCAS DEL  
TRIÁSICO Y JURÁSICO DEL COMPLEJO SONOBARI DE LA REGIÓN  
EL FUERTE, SINALOA**

**TESIS**

**COMO REQUISITO PARA OBTENER EL GRADO DE  
MAESTRO EN CIENCIAS DE LA INFORMACIÓN**

**PRESENTA:**

**LAURA ANAID ALVAREZ ZAMUDIO**

**DIRECTORES:**

**DRA. XÓCHITL GUADALUPE TORRES CARRILLO.**

**DR. MANUEL CONTRERAS LÓPEZ.**

**Culiacán, Sinaloa, Octubre del 2024**



Dirección General de Bibliotecas  
Ciudad Universitaria  
Av. de las Américas y Blvd. Universitarios  
C. P. 80010 Culiacán, Sinaloa, México.  
Tel. (667) 713 78 32 y 712 50 57  
dgbuas@uas.edu.mx

## UAS-Dirección General de Bibliotecas

### Repositorio Institucional Buelna

#### Restricciones de uso

Todo el material contenido en la presente tesis está protegido por la Ley Federal de Derechos de Autor (LFDA) de los Estados Unidos Mexicanos (México).

Queda prohibido la reproducción parcial o total de esta tesis. El uso de imágenes, tablas, gráficas, texto y demás material que sea objeto de los derechos de autor, será exclusivamente para fines educativos e informativos y deberá citar la fuente correctamente mencionando al o los autores del presente estudio empírico. Cualquier uso distinto, como el lucro, reproducción, edición o modificación sin autorización expresa de quienes gozan de la propiedad intelectual, será perseguido y sancionado por el Instituto Nacional de Derechos de Autor.

Esta obra está bajo una Licencia Creative Commons Atribución-No Comercial  
Compartir Igual, 4.0 Internacional



## RESUMEN

El Complejo Sonobari, ubicado en el noroeste de México (norte de Sinaloa y sur de Sonora), es un bloque ígneo y sedimentario metamorfozado que consiste en rocas del Ordovícico al Cretácico Tardío, y cuya petrogénesis e historia magmática son poco conocidas. Este Complejo está compuesto por rocas metasedimentarias con procedencia norteamericana y sudamericana, por lo cual, desempeñó un papel importante en la interacción entre Laurentia y Gondwana durante la consolidación de Pangea. En algunos trabajos se ha propuesto como basamento del Terreno Guerrero, sin embargo, su relación con los terrenos jurásicos de Alisitos y Vizcaíno aún se desconoce. En este trabajo se realizaron estudios en roca total de geoquímica y sistemática isotópica de hafnio en 17 muestras recolectadas en campo con la finalidad de inferir la fuente de los magmas que dieron origen a las rocas triásicas y jurásicas del Complejo Sonobari, así como comparar con rocas contemporáneas de los terrenos Alisitos y Vizcaíno. Del conjunto de muestras analizadas, una corresponde a un ortogneis del Triásico Temprano, cinco son ortogneises del Triásico Tardío y cinco son ortogneises del Jurásico Tardío; además de tres muestras del basamento, presuntamente Ordovícico. Geoquímicamente, las 14 muestras del Complejo Sonobari son rocas cordilleranas, principalmente peraluminosas. De acuerdo con el diagrama de clasificación tectónica de Y vs. Nb, los ortogneises triásicos y jurásicos corresponden con granitos de arco volcánico. Las rocas estudiadas presentan patrones en forma de zig-zag en un diagrama de multielementos normalizado a manto primitivo, lo que sugiere un origen relacionado con subducción. La mayoría de las rocas triásicas y jurásicas muestran patrones de elementos de tierras raras ligeramente fraccionados con anomalías positivas en Eu, lo que sugiere una cristalización o diferenciación bajo la influencia de la plagioclasa. En cuanto a los resultados isotópicos, un ortogneis del Triásico Temprano tiene una composición isotópica inicial de Hf, expresada por el parámetro  $\epsilon_{\text{Hf}_i}$  de -1.4. Seis ortogneises del Triásico Tardío arrojaron valores de  $\epsilon_{\text{Hf}_i}$  entre +1.8 y +6.5 (promedio = +3.3), mientras que seis ortogneises del Jurásico Tardío presentaron valores de  $\epsilon_{\text{Hf}_i}$  entre +0.2 y +9.9 (promedio = +3.8). Adicionalmente, un gabro y un granito del Jurásico Tardío arrojan valores de +4.0 y -0.5, respectivamente. Con respecto a las tres muestras de esquistos del basamento, dos tienen las composiciones isotópicas de Hf más evolucionadas ( $\epsilon_{\text{Hf}_i}$  de -16.1 y -10.9), que sugiere un origen a partir de sedimentos derivados del continente. Los valores positivos de  $\epsilon_{\text{Hf}_i}$  sugieren la participación de magmas juveniles en la formación de las rocas magmáticas (ígneas y ortogneises), así como la participación de un componente de corteza continental (valores negativos de  $\epsilon_{\text{Hf}_i}$ ), lo cual asociamos con un ambiente de arco continental desde el Triásico Temprano hasta el Jurásico Tardío, probablemente la continuidad del arco Cordillerano del Triásico-Jurásico del sur de California.

**Palabras clave:** Complejo Sonobari, Jurásico Tardío, Triásico Temprano, Triásico Tardío, Petrografía, Geoquímica, Isotopía de hafnio.

## ABSTRACT

The Sonobari Complex, located in northwestern Mexico (northern Sinaloa and southern Sonora), is a metamorphosed igneous and sedimentary block consisting of rocks from the Ordovician to the Late Cretaceous, with poorly known petrogenesis and magmatic history. This Complex is composed of metasedimentary rocks of North and South American provenance, evidencing its important role in the interaction between Laurentia and Gondwana during the consolidation of Pangaea. In some works it has been proposed as the basement of the Guerrero Terrane, however, its relationship with the Jurassic terranes of Alisitos and Vizcaino is still unknown. In this study, we conducted whole-rock geochemical studies and hafnium isotopic systematics on 17 field-collected samples. The aim was to infer the source of the magmas that formed the Triassic and Jurassic rocks of the Sonobari Complex and compare them with contemporary rocks from the Alisitos and Vizcaino terranes. Of the set of samples analyzed, one corresponds to Early Triassic orthogneisses, five are Late Triassic orthogneisses, and five are Late Jurassic orthogneisses; in addition, three are basement samples, presumably Ordovician. Geochemically, the 14 samples from the Sonobari Complex are Cordilleran rocks and mainly peraluminous rocks. The Y vs. Nb tectonic discrimination diagram suggests a volcanic arc setting for the Triassic and Jurassic orthogneisses. The studied rocks present zig-zag patterns in a primitive mantle-normalized multielement diagram, suggesting a subduction-related origin. Most Triassic and Jurassic rocks show slightly fractionated rare earth element patterns with positive Eu anomalies, suggesting crystallization or differentiation under the influence of plagioclase. Regarding isotopic results, one Early Triassic orthogneiss has an initial Hf isotopic composition, expressed by the initial Hf epsilon parameter ( $\epsilon\text{Hf}_i$ ) of -1.4. Six Late Triassic orthogneisses yielded  $\epsilon\text{Hf}_i$  values between +1.8 and +6.5 (average = +3.3), while six Late Jurassic orthogneisses presented  $\epsilon\text{Hf}_i$  values between +0.2 and +9.9 (average = +3.8). Additionally, a Late Jurassic gabbro and granite yield  $\epsilon\text{Hf}_i$  values of +4.0 and -0.5, respectively. Three samples are Ordovician basement schists; two of them have the most evolved Hf isotopic compositions ( $\epsilon\text{Hf}_i$  of -16.1 and -10.9), suggesting an origin from continentally derived detritus. The positive  $\epsilon\text{Hf}_i$  values suggest the participation of juvenile magmas in the formation of the magmatic rocks (igneous and orthogneisses), as well as the participation of a continental crust component (negative  $\epsilon\text{Hf}_i$  values), which we associate with a continental

arc setting from the Early Triassic to the Late Jurassic, probably the continuation of the Triassic-Jurassic Cordilleran arc of southern California.

**Keywords:** *Sonobari Complex, Late Jurassic, Early Triassic, Late Triassic, Petrography, Geochemistry, Hafnium isotopes.*

## ***Dedicatoria***

*Para mi madre Siria Liliana, mi padre Juan Francisco,  
mi hermana Diana, mis sobrinas  
Camila, Lilia, y mi esposo René.*



## **Agradecimientos**

Le agradezco con todo mi corazón a mis padres, ya que sin ellos este proceso no hubiese sido posible. A mi hermana, quien siempre me motivo y me apoyo a seguir adelante, y nunca dejo de alentarme a seguir adelante. A mi esposo René, quien me motivo en los momentos más difíciles de este proceso, quien siempre estuvo para mí, sin importar la complejidad de las situaciones que se venían adelante.

A mis directores de tesis, la Dra. Xóchitl Gpe. Torres Carrillo, por confiar en mí, por su paciencia, por siempre estar para mí, y apoyarme a lo largo del proceso. Al Dr. Manuel Contreras López, quien siempre tuvo la disposición, paciencia. Agradezco a ambos por transmitirme sus conocimientos y confiar en mí, y ayudarme a comprender lo que estaba haciendo en cada paso de este proyecto. Sé que no solo se quedaron como unos maravillosos directores de tesis, sino como amigos.

Al Dr. Luis Delgado Argote, al Dr. Bodo Weber, quienes me instruyeron en mis estancias académicas en El Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada, Baja California (CICESE). A los amigos que conocí en CICESE, Eduardo, Epitacio, Rodrigo, Daniel, Ariadna, Cristal, Sabrina, Nayeli, Carolina, Xaziel, Maribel, Andrés, Adhara, Nacho y Rubi.

A mis amigos de PCI, Eliel, Sheyla, Jhamel, Eduardo, Juan, Michel, Ana, Evangelina, Juan Luis.

A los profesores que estuvieron presentes en este proceso, el Dr. Esteban Gpe. Vázquez, el Dr. Sergio Alberto Monjardín, el Dr. Arturo Yee, el Dr. Ramon Gaxiola y el Dr. Inés Vega.

Y finalmente agradezco a la UNIVERSIDAD AUTONOMA DE SINALOA por darme la oportunidad de estudiar una maestría en sus instalaciones. Al proyecto PROFAPI (PROA1-015) otorgado por la Dirección General de Investigación y Posgrado. Al Consejo Nacional de Humanidad, Ciencia y Tecnología por brindarme apoyo económico con una beca con CVU 1224397 para llevar a cabo el trabajo de investigación, además al proyecto financiado “Evolución y relaciones tectónicas entre los sistemas de arco magmáticos Alisitos y Guerrero: evaluación estratigráfica, petrológica y geofísica” con No. De solicitud 51483.



# Índice

<b>Capítulo I. Introducción</b> .....	17
1.1 Antecedentes.....	18
1.2 Zona de estudio.....	23
1.3 Planteamiento del problema .....	24
1.4 Justificación .....	25
1.5 Hipótesis .....	28
1.6 Objetivos del estudio .....	28
<b>Capítulo II. Marco teórico</b> .....	29
2.1 Geología regional.....	29
2.1.1 Terreno Alisitos.....	29
2.1.2 Superterreno Guerrero.....	30
2.1.3 Terreno Vizcaíno.....	36
2.2 Geología local .....	37
2.3 Metodología de la técnica isotópica de Hf.....	39
2.4 Geología estructural .....	40

## Índice (Continuación)

<b>Capítulo III. Metodología</b> .....	41
3.1 Cartografía .....	41
3.2 Geología estructural .....	45
3.2.1 Criterios para la toma de datos estructurales.....	46
3.3 Petrografía.....	46
3.4 Preparación de muestras para análisis geoquímico e isotópico .....	47
3.5 Geoquímica de roca total .....	48
3.6 Geoquímica isotópica.....	48
3.6.1 Desintegración de muestras de roca.....	49
3.6.2 Separación elemental.....	50
3.7 Sistema isotópico Lu-Hf .....	52
3.7.1 Parámetro épsilon Hf.....	53
3.7.2 Análisis isotópico de Hf.....	55
3.7.3 Reducción y corrección de datos.....	56
<b>Capítulo IV. Resultados</b> .....	58
4.1 Unidades litológicas.....	58
4.1.1 Afloramientos del Complejo Sonobari Oriental.....	60
4.1.2 Afloramientos del Complejo Sonobari Occidental .....	65
4.2 Geología estructural .....	69
4.3. Geoquímica de roca total .....	71
4.3.1 Geoquímica de elementos mayores.....	71
4.3.2 Geoquímica de elementos traza.....	79
4.4 Sistema isotópico Lu-Hf .....	87

## Índice (Continuación)

<b>Capítulo V. Discusión</b> .....	91
<b>Capítulo VI. Conclusiones</b> .....	96
<b>Bibliografía</b> .....	98

## LISTA DE FIGURAS

Figura 1. a) Mapa geológico del Complejo Sonobari; b) Mapa geológico de las exposiciones occidentales; c) Mapa geológico de las exposiciones orientales (Modificado de Sarmiento-Villagrana et al., 2016). .....	20
Figura 2. Zona de estudio y puntos de muestreo geológico. Las edades de las muestras se han tomado de Sarmiento-Villagrana et al (2018). Elaborado en ArcMap 10.5.....	23
Figura 3. Terrenos tectonoestratigráficos de México (tomado de Centeno-García, 2017). .	24
Figura 4. Diagrama de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ inicial vs. $\epsilon\text{Nd}$ inicial, presenta muestras del Batolito de Puerto Vallarta, comparadas con rocas plutónicas del margen cordillerano del occidente de EE. UU. y México (Diagrama de Schaaf et al., 2020). Datos del batolito del Sierra Nevada de Premo et al. (2014), CBP occidental y oriental de Kistler et al. (2014), Complejo Sonobari, Sonora, de Sarmiento-Villagrana (2018), sur de Sinaloa (área de Mazatlán) de Arrieta-García. (2016), Bloque de Los Cabos (Baja California Sur) de Schaaf et al. (2000), Pérez-Venzor. (2013) y Rochin-García. (2015), Isla María Madre de Pompa-Mera (2014) y Manzanillo de Schaaf (1990).....	26
Figura 5. Extensión y distribución de los arcos magmáticos cordilleranos del Cretácico Tardío (90-70 Ma), b) Cretácico Temprano (130-105 Ma), y c) Jurásico Tardío (170-150 Ma) en el noroeste de México (tomado de Schaaf et al., 2020).....	27
Figura 6. Mapa geológico de la región Alisitos (Hildebrand y Whalen, 2014). .....	29
Figura 7. Mapa estructural simplificado del sur de México que muestra secuencias tectonoestratigráficas que constituyen la zona del Terreno Guerrero (Guerrero-Suástegui et al., 1993).....	30
Figura 8. Mapa geológico de la región Vizcaíno (Kimbrough y Moore, 2003).....	36

## LISTA DE FIGURAS (Continuación)

Figura 9. Mapa geológico de la región occidental y oriental de la zona Sonobari (Sarmiento-Villagrana et al., 2018). .....	38
Figura 10. Esquema metodológico .....	41
Figura 11. Diagrama de evolución isotópica de Hf en un reservorio condrítico uniforme (CHUR). La fusión parcial del reservorio en un tiempo $t_1$ produce un líquido con una relación menor de Lu/Hf, mientras que el sólido residual adquiere una relación Lu/Hf mayor que el CHUR. Un evento posterior $t_2$ de fusión parcial del sólido residual (manto empobrecido) produce un fundido con una relación $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ mayor que el CHUR y, por lo tanto, valores positivos de $\epsilon\text{Hf}$ . Un proceso de fusión parcial de la corteza ( $t_2$ ) producirá magmas con una relación baja de $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ con valores negativos de $\epsilon\text{Hf}$ . La mezcla entre magmas del manto empobrecido y derivados de la corteza producirá rocas ígneas con valores intermedios de $\epsilon\text{Hf}$ (tomado de Faure y Mensing, 2005). .....	54
Figura 12. Mapa geológico del Complejo Sonobari. Modificado de Sarmiento-Villagrana et al. (2018) y la carta geológica G12-6 del INEGI (Huatabampo) a escala 1:250,000 ( <a href="https://www.inegi.org.mx/contenidos/productos/prod_serv/contenidos/espanol/bvinegi/productos/geografia/tematicas/Geologia_hist/1_250_000/702825675134.pdf">https://www.inegi.org.mx/contenidos/productos/prod_serv/contenidos/espanol/bvinegi/productos/geografia/tematicas/Geologia_hist/1_250_000/702825675134.pdf</a> ).....	59
Figura 13. Esquema, nomenclatura y distribución en el espacio P-T de las facies metamórficas. ....	61
Figura 14. Roca granítica.....	62
Figura 15. A) Gabro, B): Esquisto micáceo, biotita muy cloritizada C), y D): Esquistos. ..	63

## LISTA DE FIGURAS (Continuación)

- Figura 16. Fotomicrograffas de los esquistos del Complejo Sonobari Oriental. A) Luz plana y B) Nícoles cruzados: muestra 4-IV-23, roca de grano fino con paragénesis de cuarzo + clorita + biotita + moscovita ± albita. Presenta un bandeamiento composicional con bandas de cuarzo y micas. C) Luz plana y D) Nícoles cruzados: muestra 5-IV-23 roca grano fino con paragénesis de cuarzo + plagioclasa + biotita + moscovita ± epidota. Presenta foliación lepidoblástica incipiente. E) Luz plana y F) Nícoles cruzados: muestra 6-IV-23 roca de grano fino con paragénesis de cuarzo + plagioclasa + biotita + moscovita. Tiene textura milonítica con 60% de porfidoclastos y 40% de matriz aproximadamente. Abreviaturas: Bt= Biotita, Chl= Clorita, Qtz= cuarzo, Ms= Moscovita. .... 64
- Figura 17. Granito deformado, contiene microclina y biotita muy cloritizada. .... 66
- Figura 18. A) y B): Ortogneises mesocráticos de grano medio con plegamiento isoclinal. C), D), E) y F): Ortogneises leucocráticas de grano medio con estructura bandeada. .... 67
- Figura 19. A): Ortogneis leucocrático de grano medio con estructura bandeada típica. B), C), D), E) y I): Ortogneises leucocráticos y mesocráticos de grano medio con foliación bien desarrollada..... 68
- Figura 20. Mapa geológico y de lineamientos rectilíneos interpretados con base en imágenes de satélite. Elaborado en ArcMap10.5..... 70
- Figura 21. Diagrama de rosa del Complejo Sonobari Occidental, muestran la tendencia de los lineamientos rectilíneos. .... 70
- Figura 22. Diagrama de rosa del Complejo Sonobari Oriental, muestran la tendencia de los lineamientos rectilíneos. .... 71

## LISTA DE FIGURAS (Continuación)

- Figura 23. Diagrama de álcalis totales vs sílice (TAS; Middlemost, 1994; según Le Maitre et al., 2002) de las rocas del Complejo Sonobari. La subdivisión entre las series alcalina y subalcalina (línea discontinua) es la propuesta por Irvine y Baragar (1971). ..... 72
- Figura 24. Diagrama de clasificación geoquímica Nb/Y vs Zr/Ti (Pearce, 1996). ..... 73
- Figura 25. Diagrama AFM (Irvine y Baragar, 1971). ..... 74
- Figura 26. (A) Diagrama de clasificación geoquímica de areniscas y lutitas de Herron (1988), muestra la clasificación de los protolitos de los paragneises. (B) Diagrama de función discriminación con elementos mayores de areniscas y lodolitas (Roser y Korsch, 1988), utilizado para identificar la proveniencia de los protolitos de los paragneises.  $F1 = 1.773TiO_2 + 0.607Al_2O_3 + 0.76Fe_2O_3 - 1.5MgO + 0.616CaO + 0.509Na_2O - 1.224K_2O - 9.09$ ;  $F2 = 0.445TiO_2 + 0.07Al_2O_3 - 0.25Fe_2O_3 - 1.142MgO + 0.438CaO + 1.475Na_2O + 1.426K_2O - 6.861$ . ..... 75
- Figura 27. A) Diagrama índice de  $Fe^*$  vs  $SiO_2$ , donde  $Fe^* = FeOt/(FeO+MgO)$ . B) Diagrama de saturación de alúmina (Shand, 1943). C) Diagrama MALI ( $MALI = Na_2O + K_2O - CaO$ ) vs  $SiO_2$  ..... 78
- Figura 28. Diagrama de discriminación Rb vs. (Y+Nb) para granitos (Pearce et al., 1984). VAG = granitos de arco volcánico, SCG = granitos sincolisionales, WPG = granitos de intraplaca, ORG = granitos de dorsal oceánica. .... 79
- Figura 29. Diagramas de tierras raras normalizado a condrita (Sun y McDonough. 1989), para rocas del Complejo Sonobari Oriental. Los tipos de roca corresponden a la clasificación geoquímica (TAS; Figura 23). ..... 82

## LISTA DE FIGURAS (Continuación)

Figura 30. Diagramas de tierras raras normalizado a Manto Primitivo (Sun y McDonough. 1989), para rocas del Complejo Sonobari Oriental. Los tipos de roca corresponden a la clasificación geoquímica (TAS; Figura 23).....	83
Figura 31. A) y B) Diagramas de tierras raras normalizado a condrita (Sun y McDonough. 1989), para rocas del Complejo Sonobari Occidental. Los tipos de roca corresponden a la clasificación geoquímica (TAS; Figura 23).....	85
Figura 32. Diagramas de tierras raras normalizado a manto primitivo (Sun y McDonough. 1989), para rocas del Complejo Sonobari Occidental A) Jurásico Tardío y B) Triásico. Los tipos de roca corresponden a la clasificación geoquímica (TAS; Figura 23).....	86
Figura 33. Diagrama de composición isotópica $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$ vs $\epsilon\text{Hf}_t$ de las muestras del Complejo Sonobari.....	88
Figura 34. Mapa geológico donde se muestran los resultados isotópicos de Hf por medio del parámetro $\epsilon\text{Hf}_t$ . .....	90
Figura 35. Diagrama de $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$ vs $\epsilon\text{Hf}_t$ de las rocas triásico y jurásicas del Complejo Sonobari (Superterreno Guerrero, este trabajo) y rocas jurásicas de la parte sur del Cinturón Batolítico Peninsular (terreno Alisitos, Contreras-López et al., 2021). .....	94



## LISTA DE TABLAS

Tabla 1. Lista de muestras colectadas, ubicación y metodologías analíticas que se realizaron a cada una de ellas. ....	44
Tabla 2. Esquema de separación HREE-Hf en tres etapas basado en Sprung et al. (2010), mediante cromatografía por intercambio iónico usando resina Eichrom Ln-Spec (1-1.2 mL) con malla 50-100, en columnas de 3.8-4.0 cm. Tabla recopilada de González-Guzmán et al. (2016) .....	51
Tabla 3. Configuración de las copas Faraday para el análisis de espectrometría de masas. ....	55
Tabla 4. Síntesis petrográfica del Complejo Sonobari .....	60
Tabla 5. Composición química del Complejo Sonobari.....	76
Tabla 6. Elementos traza para las rocas del Complejo Sonobari, las cuales se reportan en ppm. Los campos sin valores representan concentraciones por debajo del límite de detección. ..	81
Tabla 7. Datos isotópicos de Lu-Hf en roca total del Complejo Sonobari Oriental.....	87

## Capítulo I. Introducción

El Complejo Sonobari del noroeste de México es un enigmático bloque ígneo-metamórfico que consiste en rocas con edades desde el Ordovícico hasta el Cretácico Superior, y cuya petrogénesis e historia magmática son poco conocidas. Este complejo está compuesto por rocas metasedimentarias con procedencia norteamericana y sudamericana (Vega-Granillo et al., 2013), por lo cual, desempeñó un papel importante en la interacción entre Laurentia y Gondwana durante la consolidación de Pangea. Según Sarmiento-Villagrana et al. (2018), el complejo incluye pulsos magmáticos con edades de cristalización U-Pb en zircón de 249–241 Ma (Triásico Temprano), 213–203 Ma (Triásico Tardío), 161–150 Ma (Jurásico Tardío), post-162 Ma–pre-99 Ma (Jurásico Tardío–Cretácico Temprano), 99–97 Ma (Cenomaniano), 83–80 Ma (Campaniano) y 64 Ma (Paleoceno).

En el suroeste del Complejo Sonobari aflora el bloque El Fuerte que consiste en rocas metamórficas que afloran en el norte de Sinaloa, a unos 300 km al sur del límite del cratón Laurentiano. Este bloque es una pieza de un orógeno del Paleozoico Tardío ubicado fuera del cinturón deformado Sonora-Marathon-Ouachita (Poole et al., 2005).

El basamento del Complejo Sonobari es el bloque El Fuerte (Campa y Coney, 1983), el cual está compuesto por la Formación Río Fuerte del Ordovícico Medio al Superior (Vega-Granillo et al., 2008) y la Formación Topaco del Jurásico Superior (Vega-Granillo et al., 2008), que afloran al este del poblado El Fuerte, así como el gneis – Francisco del Triásico Tardío (Keppie et al., 2006) que aflora al oeste de la localidad de El Fuerte. Los datos de zircones detríticos de la Formación Río Fuerte indican una procedencia peri-Gondwana (Vega-Granillo et al., 2008). El mapa de terrenos tectonoestratigráficos de Campa y Coney (1983) muestra que el Complejo Sonobari se encuentra dentro del subterreno Tahue, el cual forma parte del Superterreno Compuesto Guerrero.

Al oeste del Complejo Sonobari y separados por el Golfo de California afloran los terrenos Alisitos y Vizcaíno, los cuales han sido estudiados recientemente por Contreras-López et al. (2021) y Torres-Carrillo et al. (2023) quienes realizaron la caracterización petrológica, geocronología de U-Pb en zircón, análisis geoquímicos e isotópicos (Sr-Nd-Hf) de rocas plutónicas jurásicas y cretácicas del segmento sur del CBP, parte del terreno

Alisitos. Esto les permitió integrar datos de la región occidental de la isla de Cedros y la península de Vizcaíno, localidades del terreno Vizcaíno, para explorar un registro geológico continuo del magmatismo de larga duración desde el Jurásico Medio hasta el Cretácico Superior. Además, la integración de rocas magmáticas contemporáneas de los terrenos Alisitos, Vizcaíno y Guerrero les permitió proponer un modelo evolutivo de la corteza durante el Mesozoico.

Por lo tanto, la región de El Fuerte, con presencia de magmatismo contemporáneo al de Baja California, podrían estar correlacionadas. Con los resultados obtenidos del Complejo Sonobari y del Bloque El Fuerte, a su vez integrados con datos del terreno Alisitos y Vizcaíno de la literatura, permitirá identificar si existe o no una relación entre el magmatismo contemporáneo de Baja California y Sinaloa.

## 1.1 Antecedentes

Vega-Granillo et al. (2012) estudiaron tres unidades ígneas en la zona de El Fuerte, que carecían de estudios geoquímicos e isotópicos detallados (Gabro Realito, la Formación Topaco y la Formación Guamúchil). Donde los autores obtuvieron edades U-Pb en zircón y realizaron análisis geoquímicos en rocas seleccionadas de cada unidad para identificar su afinidad geoquímica y ambiente tectónico.

Vega-Granillo et al. (2013) realizaron estudios geoquímicos de la suite occidental expuesta en el sur de la Sierra Sonobari y en algunos afloramientos aislados a lo largo de la costa del Golfo de California, con el objetivo de establecer la procedencia y edad máxima de depósito de los protolitos sedimentarios. Además, de restringir la edad de los eventos metamórficos y conocer las edades de los cuerpos félsicos y máficos que intrusionaron a las rocas metamórficas.

El Complejo Sonobari Occidental está expuesto principalmente al sur de la sierra de Sonobari y sierra San Francisco (Figura 1). Datos geocronológicos de U-Pb en zircón obtenidos por Sarmiento-Villagrana et al. (2016) delimitaron la temporalidad del metamorfismo y magmatismo. Los datos que obtuvieron permitieron estudiar la evolución geológica del

Complejo Sonobari Occidental, establecer la litoestratigrafía y obtener información del papel del Complejo en la construcción del cinturón orogénico cordillerano del sur.

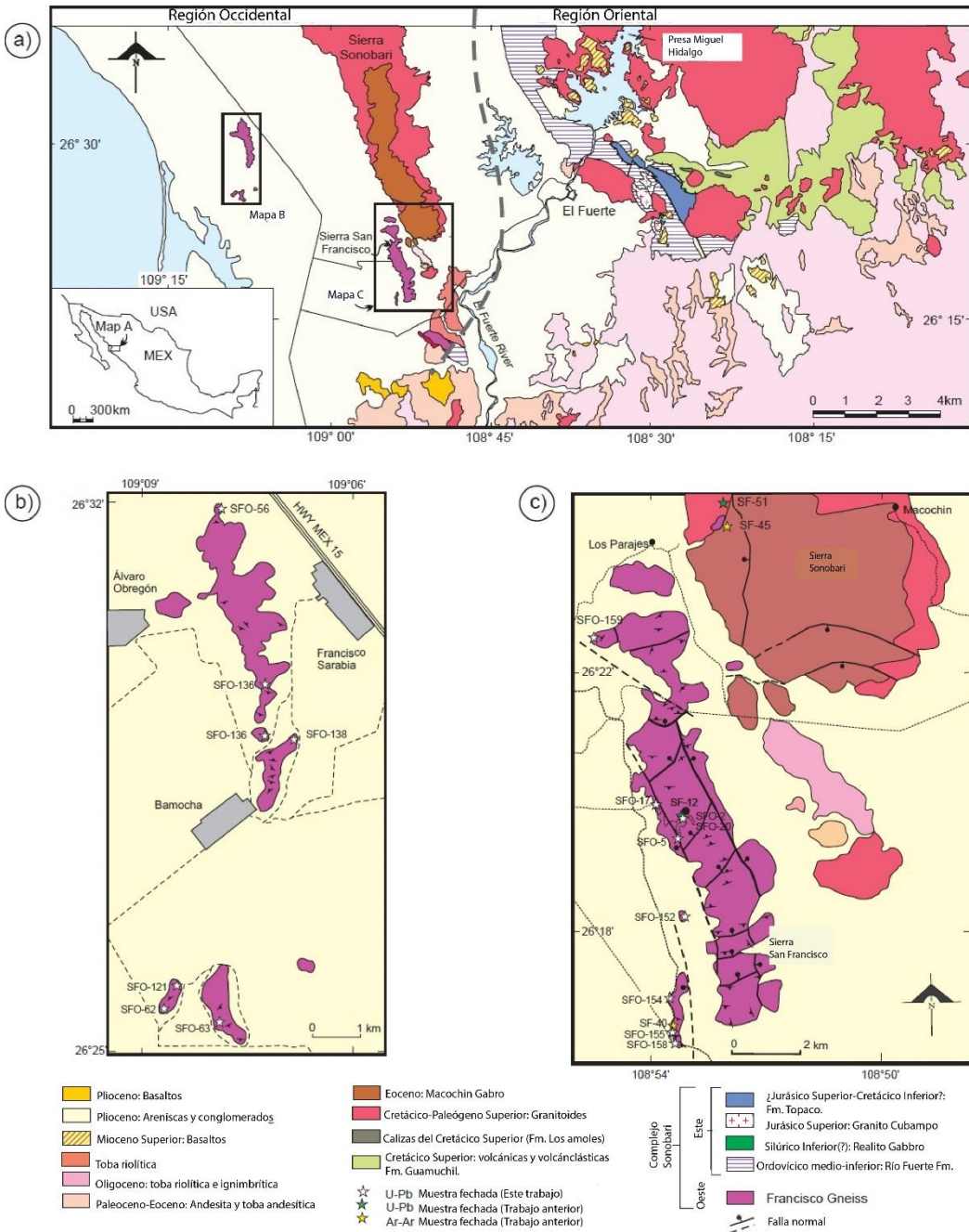


Figura 1. a) Mapa geológico del Complejo Sonobari; b) Mapa geológico de las exposiciones occidentales; c) Mapa geológico de las exposiciones orientales (Modificado de Sarmiento-Villagrana et al., 2016).

Sarmiento-Villagrana et al. (2016) obtuvieron los siguientes resultados de fechamientos de U-Pb en zircón. Dos muestras de ortogneis arrojaron edades del Triásico Temprano de  $249.6 \pm 2.1$  Ma y  $243 \pm 2.4$  Ma. Un segundo grupo de edades fue obtenido en ortogneises y corresponde con el Triásico Tardío, y varía entre  $213.7$  y  $203.5 \pm 1.4$  Ma. El tercer grupo de edades comprende cuatro rocas del Jurásico Medio-Superior. Dos granodioritas leucocráticas de grano medio arrojaron edades de  $162.9 \pm 2.5$  Ma y  $159.1 \pm 1.1$  Ma. Mientras que una tonalita melanocrática de grano medio arrojó una edad de  $161.0 \pm 1.5$  Ma. De forma similar, una roca mesocrática de grano medio de composición granodiorítica arrojó una edad de  $160.3 \pm 0.6$  Ma. Un cuarto pulso está representado por un ortogneis de composición diorítica con una edad de  $98.8 \pm 1.3$  Ma. La foliación en esta roca está definida por la orientación del anfíbol y plagioclasa y es subparalela a la foliación tectónica general. Un quinto grupo consiste en diques de granito leucocrático con espesores que varían desde varios metros hasta centímetros con una orientación perpendicular a la foliación de las rocas metamórficas. Dos muestras de dique pegmatítico proporcionaron edades de  $83.9 \pm 0.5$  Ma y  $82.9 \pm 1.0$  Ma.

La geocronología U-Pb reveló una historia extendida del magmatismo, con cinco pulsos que abarcan desde el Triásico Temprano hasta el Cretácico Tardío, que continuó hasta el Eoceno (Sarmiento-Villagrana et al., 2016). Ese conjunto de plutones indica que los cinturones magmáticos del Permo-Triásico al Cretácico Superior de la Cordillera suroeste se extienden a lo largo del Cinturón Batolítico Peninsular y el noroeste de Sonora, al menos hasta la región estudiada, y probablemente más al sur, frente a la costa de Nayarit (p. ej., Ortega-Gutiérrez et al., 2014). Desde California hasta Nayarit, los plutones del Pérmico al Cretácico Inferior y sus rocas encajonantes sufrieron un metamorfismo y deformación orogénico de grado medio, que está restringido en el área de estudio entre  $\sim 92$  y  $90$  Ma (U-Pb en zircón). El evento orogénico ocurrió en un ambiente tectónico asociado con la colisión-acreción del arco Alisitos contra el cratón de Norteamérica, por lo que el Complejo Sonobari Occidental está principalmente relacionado con la evolución mesozoica de la Cordillera de Norteamérica (Sarmiento-Villagrana et al., 2016). La actividad magmática continuó con la intrusión de numerosos diques de pegmatita y aplita leucocrática post-orogénica entre  $83$  y  $80$  Ma.

Sarmiento-Villagrana et al. (2018) realizaron un extenso estudio geoquímico e isotópico de Nd, Sr y Pb de rocas magmáticas y metaígneas, estos resultados, junto con datos geoquímicos publicados previamente (Sarmiento-Villagrana et al., 2016), proporcionaron el marco de discusión sobre la evolución magmática y tectónica del Complejo Sonobari, así como la naturaleza de su basamento.

Los datos geoquímicos e isotópicos de Sr y Nd indican que las rocas magmáticas del Complejo Sonobari se formaron y evolucionaron en un ambiente de arco continental similar al de la zona este del Cinturón Batolítico Peninsular (CBP), y sugirieron que el Complejo Sonobari pertenece al Terreno Tahue, el cual, es parte del Superterreno Compuesto Guerrero. También, evidencian una posible correlación con los terrenos de Alisitos y Vizcaíno en la Península de Baja California.

## 1.2 Zona de estudio

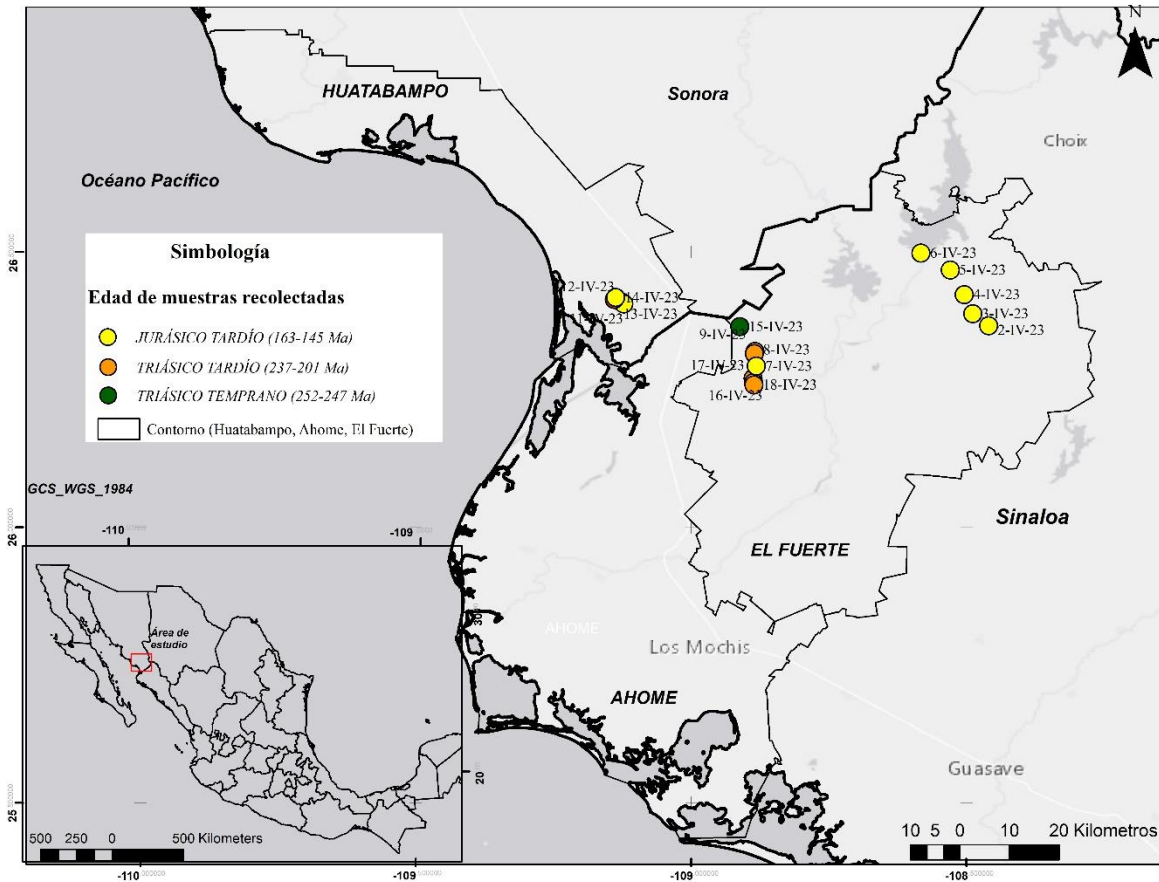


Figura 2. Zona de estudio y puntos de muestreo geológico. Las edades de las muestras se han tomado de Sarmiento-Villagrana et al (2018). Elaborado en ArcMap 10.5.

La zona de estudio se localiza en El Fuerte, Sinaloa y el sur de Sonora, aproximadamente entre las coordenadas 108°-110° longitud W y 25°-26° latitud N, con una proyección UTM (Universal Transversa de Mercator; Figura 2). Esta zona forma parte de El Bloque El Fuerte que a su vez es parte del Complejo Sonobari (de Cserna y Kent, 1961).



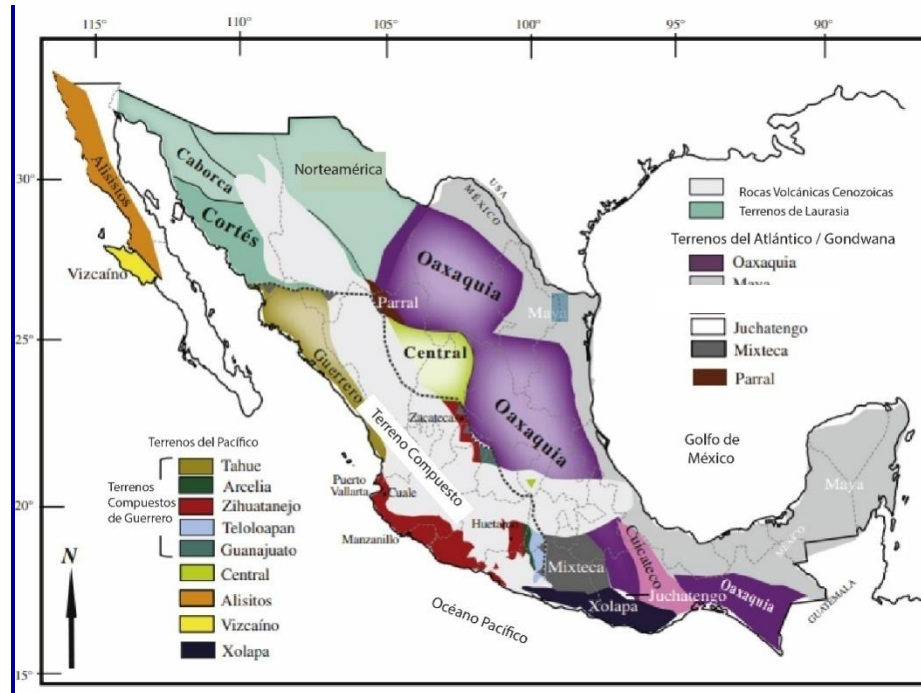


Figura 3. Terrenos tectonoestratigráficos de México (tomado de Centeno-García, 2017).

### 1.3 Planteamiento del problema

Los terrenos Alisitos, Vizcaíno y Guerrero junto con el Complejo Sonobari ubicados en el oeste de México están conformados por rocas de basamento que incluyen edades del Triásico Tardío y Jurásico Temprano, así como rocas magmáticas del Jurásico Medio y del Cretácico. Sin embargo, la relación que existe entre los terrenos y el Complejo Sonobari (zona de El Fuerte, Sinaloa y sur de Sonora) aún se desconoce. Por lo tanto, en esta investigación se propone realizar estudios geoquímicos y sistemática isotópica de hafnio con la finalidad de inferir la fuente de los magmas que dieron origen a las rocas triásicas y jurásicas del Complejo Sonobari (arco continental). Esta información nos permitirá comparar y contrastar con rocas contemporáneas de los terrenos Alisitos y Vizcaíno.

## 1.4 Justificación

Las propiedades geoquímicas del sistema Lu-Hf, donde el isótopo hijo Hf, es concentrado preferentemente en el fundido durante procesos de fusión parcial en el manto. El Lu es un elemento altamente compatible en minerales como el granate, mientras que el Hf es más incompatible y se concentra en la fase líquida durante la cristalización fraccionada. Estas propiedades permiten que el sistema Lu-Hf sea una herramienta poderosa para rastrear la evolución magmática y la diferenciación de la corteza (Faure y Mensing, 2005). En consecuencia, los magmas basálticos derivados del manto tienen generalmente concentraciones bajas de Lu/Hf con respecto a la roca fuente, por lo cual las composiciones radiogénicas de Hf sugieren una génesis a partir de fundidos derivados del manto.

Schaaf et al. (2020) mencionaron que en la zona de Sinaloa afloran rocas cristalinas jurásicas (p. ej., granito de dos micas Cubampo; Vega-Granillo et al., 2008) comparables con los granitos de dos micas y riolitas contemporáneas en la región de Cuale, Puerto Vallarta (Superterreno Compuesto Guerrero). Con base en la comparación de las firmas isotópicas de Sr-Nd de las rocas plutónicas de Puerto Vallarta, Sonobari y Sinaloa y otros intrusivos del Cretácico Superior del margen cordillerano adyacente (CBP, Sierra Nevada y BLC, Figura 4) y Schaaf et al. (2020) propusieron una configuración actualizada del arco magmático del Jurásico Medio-Tardío en el noroeste de México, extendiéndose desde Tumbiscatio (Michoacán) o incluso más al suroeste, hasta Sonora (Figura 4), similar a otras propuestas de la literatura (p. ej., Centeno-García et al., 2011; Valencia et al., 2013).

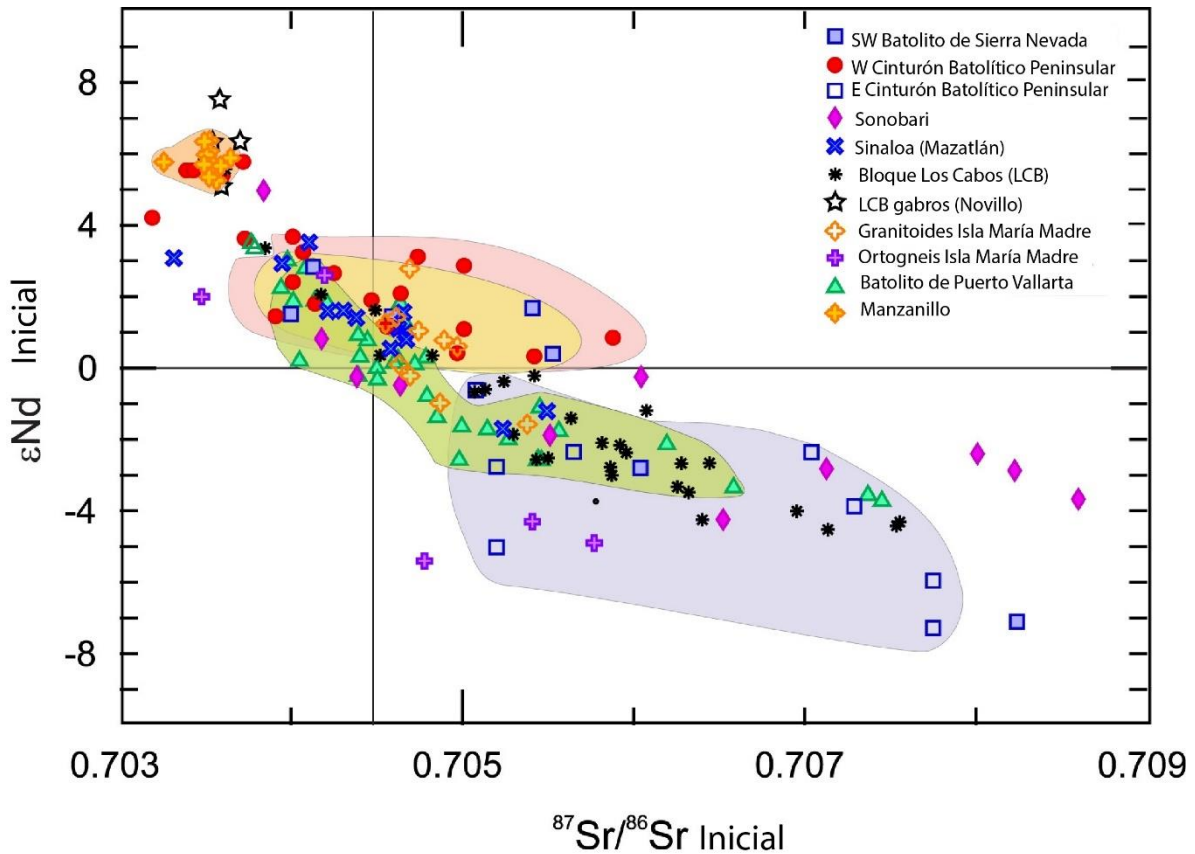


Figura 4. Diagrama de  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  inicial vs.  $\epsilon\text{Nd}$  inicial, presenta muestras del Batolito de Puerto Vallarta, comparadas con rocas plutónicas del margen cordillerano del occidente de EE. UU. y México (Diagrama de Schaaf et al., 2020). Datos del batolito del Sierra Nevada de Premo et al. (2014), CBP occidental y oriental de Kistler et al. (2014), Complejo Sonobari, Sonora, de Sarmiento-Villagrana (2018), sur de Sinaloa (área de Mazatlán) de Arrieta-García. (2016), Bloque de Los Cabos (Baja California Sur) de Schaaf et al. (2000), Pérez-Venzor. (2013) y Rochin-García. (2015), Isla María Madre de Pompa-Mera (2014) y Manzanillo de Schaaf (1990).

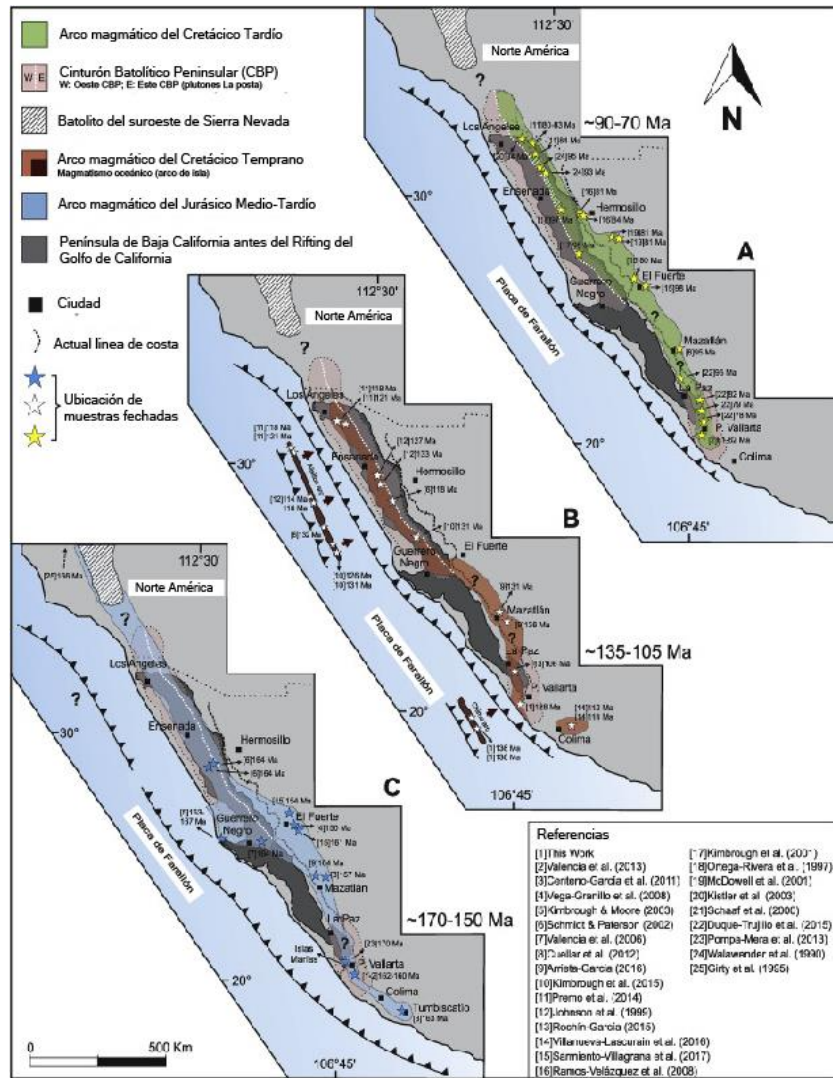


Figura 5. Extensión y distribución de los arcos magmáticos cordilleranos del Cretácico Tardío (90-70 Ma), b) Cretácico Temprano (130-105 Ma), y c) Jurásico Tardío (170-150 Ma) en el noroeste de México (tomado de Schaaf et al., 2020).

Sin embargo, Sarmiento-Villagrana et al. (2018) sugirieron que el Complejo Sonobari, el terreno Guerrero (Isla María Madre y el Bloque de los Cabos) y Alisitos tienen un basamento similar. El basamento del Complejo Sonobari consiste en rocas metamórficas de la Formación Río Fuerte, cuya edad es del Ordovícico, intrusionadas por rocas graníticas del Triásico, Jurásico y Cretácico (Sarmiento-Villagrana et al., 2016). Por lo tanto, es probable que el basamento y las rocas triásicas y jurásicas del Complejo Sonobari si formen parte del terreno Guerrero, pero evaluar esta hipótesis requiere de trabajos geoquímicos e isotópicos en la zona de estudio de esta tesis.

## 1.5 Hipótesis

El análisis isotópico de hafnio realizado en este trabajo en combinación con datos geoquímicos, geocronológicos y el conocimiento geológico de la zona de estudio, nos proporcionará las bases para realizar un análisis con fines comparativos y de correlación entre las rocas del Complejo Sonobari (El Fuerte-Huatabampo) y rocas contemporáneas de los terrenos Alisitos, Vizcaíno y Guerrero, para finalmente poder definir si se formaron en un ambiente tectónico similar.

## 1.6 Objetivos del estudio

- **Objetivo general:**

Analizar e interpretar la composición geoquímica e isotópica de hafnio en rocas del Triásico y Jurásico del Complejo Sonobari, región El Fuerte, Sinaloa y Huatabampo, Sonora.

- **Objetivos específicos.**

- I. Visitar la zona de El Fuerte, Sinaloa y Huatabampo, Sonora para muestrear las rocas del Triásico y Jurásico, y posteriormente clasificar dichas muestras presentando un mapa que represente la zona y litología.
- II. Generar la cartografía geológica y un sistema de información geográfica para tener una compilación de datos geológicos de la zona de estudio.
- III. Realizar un análisis estructural mediante la interpretación de imágenes satelitales.
- IV. Realizar el análisis petrográfico de las muestras a partir de láminas delgadas.
- V. Preparar muestras para análisis geoquímicos e isotópicos en el Laboratorio de Preparación de Muestras y Separación de Minerales (PMSM) del Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada, Baja California.
- VI. Realizar la separación elemental de Lu y Hf por cromatografía de intercambio iónico en el Laboratorio Ultralimpio del Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada, Baja California.
- VII. Analizar la composición isotópica de Hf por medio de espectrometría de masas con fuente de plasma acoplado inductivamente (ICP MS) en el Laboratorio de Estudios Isotópicos, Instituto de Geociencias, Universidad Nacional Autónoma de México.

VIII. Interpretar y explicar los resultados obtenidos del estudio geoquímico e isotópico de manera clara y detallada, presentando la interpretación de los resultados.

## Capítulo II. Marco teórico

### 2.1 Geología regional

#### 2.1.1 Terreno Alisitos

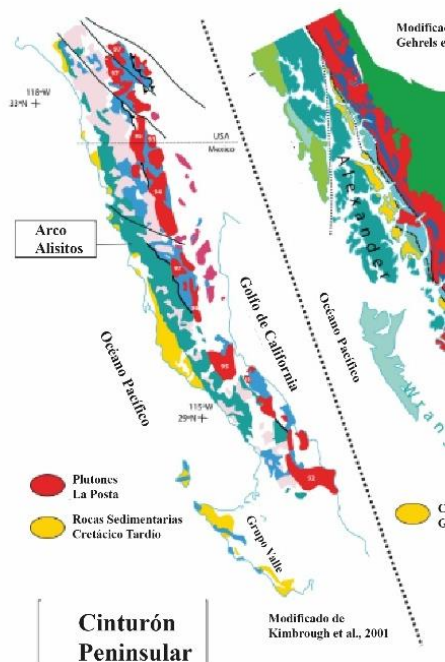


Figura 6. Mapa geológico de la región Alisitos (Hildebrand y Whalen, 2014).

El terreno Alisitos está compuesto principalmente por una secuencia volcánica andesítica submarina parcialmente continental del Cretácico Inferior y una secuencia volcano-clástica asociada, que forman una gran parte del margen oeste de Baja California (Allison 1955). Esta secuencia de arco de islas cretácico se formó sobre un basamento que incluye rocas metasedimentarias del Triásico-Jurásico Temprano y metaígneas del Jurásico Medio (Contreras-López et al., 2021).

Un estudio realizado en rocas plutónicas del arco Alisitos por Torres-Carrillo et al. (2023), sugiere que las muestras recolectadas pertenecen al campo de granitos cordilleranos (Frost y

Frost 2008). La mayoría de las muestras analizadas se ubican cerca del límite entre los campos calco-alcálico y cálcico, lo que sugiere una tendencia de evolución por cristalización fraccionada. Las muestras de los plutones occidentales son metaluminosas, mientras que las muestras de los plutones orientales son principalmente peraluminosas. Con base en un diagrama de discriminación tectónica (Pearce et al., 1984), se infirió un ambiente tectónico de arco volcánico para las rocas plutónicas (Torres-Carrillo et al., 2023).

Las composiciones isotópicas de Nd, expresadas en el parámetro épsilon neodimio ( $\epsilon_{Nd}$ ) de las rocas plutónicas de la zona meridional del Cinturón Batolítico Peninsular se encuentran entre +6.8 a -2.3, con relaciones  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$  que varía entre 0.1889 y 0.0985, lo que sugiere una tendencia de evolución por cristalización fraccionada (Torres-Carrillo et al., 2023).

### 2.1.2 Superterreno Guerrero

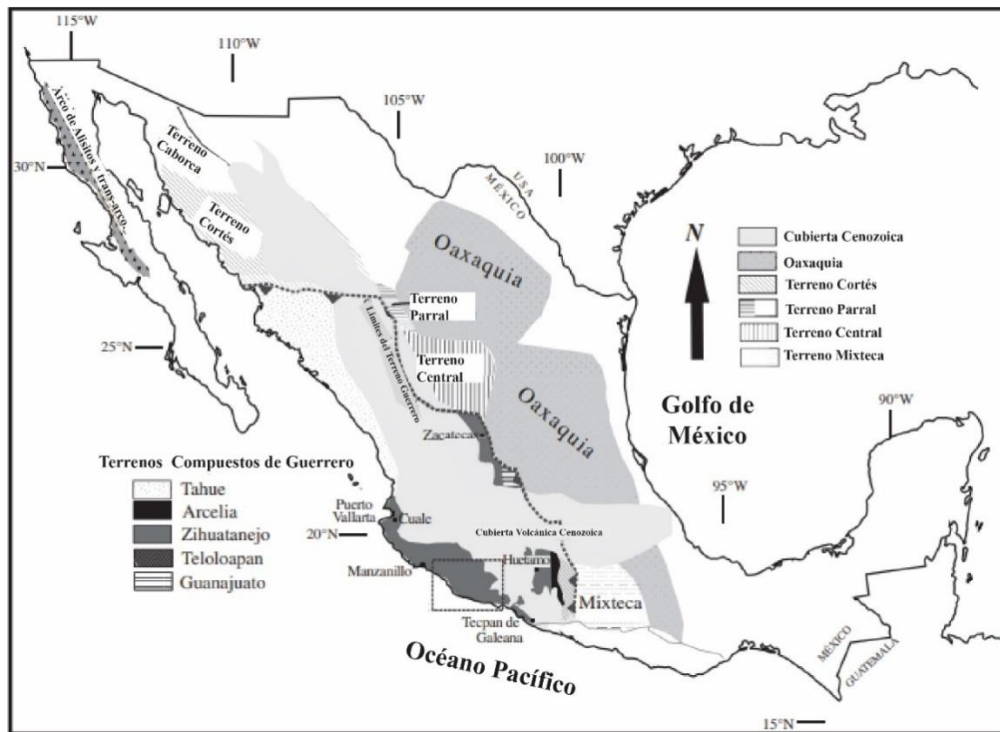


Figura 7. Mapa estructural simplificado del sur de México que muestra secuencias tectonoestratigráficas que constituyen la zona del Terreno Guerrero (Guerrero-Suástegui et al., 1993).

El Terreno Guerrero se compone por grandes volúmenes de rocas volcánicas y volcanoclásticas del Cretácico inferior (Figura 7), las cuales se ubican al oeste de Oaxaquia, y el Terreno Mixteca (Campa y Coney, 1983). Las revisiones más recientes de la distribución de los terrenos de México (por ejemplo, Centeno-García et al, 2005) se han basado en Campa y Coney (1983) y consideran al terreno Guerrero como un Superterreno Compuesto formado por al menos cinco subterrenos: Tahue, Zihuatanejo, Guanajuato, Arcelia y Teloloapan (Centeno-García et al., 2005).

### **Subterreno Tahue**

El subterreno Tahue se compone de las rocas más antiguas encontradas hasta ahora dentro del Superterreno Compuesto Guerrero (Centeno-García, 2005). Estas rocas comprenden lavas andesíticas y riolíticas del Ordovícico, rocas clásticas y calcáreas, todas deformadas y metamorfizadas en facies de esquistos verdes (Complejo El Fuerte; Mullan, 1978). Estas rocas pudieron haberse originado como un arco oceánico que aparentemente se acrecionó antes de la depositación de rocas sedimentarias de ambiente marino profundo del Pensilvánico-Pérmico de la Formación San José de Gracia (Centeno García et al., 2003; Centeno-García et al., 2005). Estas turbiditas de aguas profundas están fuertemente deformadas, pero no muestran el metamorfismo del Complejo El Fuerte; por lo tanto, se infiere una relación de contacto discordante entre estas dos unidades. Las rocas paleozoicas del Terreno Tahue están discordantemente superpuestas por rocas volcánicas del arco oceánico del Cretácico en el subterreno Zihuatanejo (Freydier et al., 1995). Estas rocas también están cortadas por intrusiones máficas y ultramáficas que forman parte del mismo magmatismo del arco Cretácico (Centeno-García et al., 2003). Por lo tanto, las unidades paleozoicas forman la base sobre la que se construyó el arco. El Terreno Tahue también contiene rocas metamórficas de edad Triásica (Keppie et al., 2006).

En el trabajo realizado por Arrieta-García (2016), en la zona de Mazatlán, se realizó la caracterización geocronológica, geoquímica e isotópica de rocas cristalinas, las cuales incluyen el magmatismo batolítico y las unidades relacionadas con el basamento donde fueron emplazados los plutones. También se definió la edad del basamento y los distintos



pulsos del batolito de Sinaloa, con el fin de relacionar con otros sectores del NW de México, incluyendo el Archipiélago de las Islas Marías y Baja California Sur. En el trabajo de Arrieta-García (2016) se estudiaron dos gabros, un paragneis, una tonalita, cinco granodioritas, dos Qz monzodioritas, tres granitos, un dique máfico, dos basaltos, dos ortogneis y tres lherzolitas. La mayoría de sus muestras graficaron en el cuadrante con afinidad mantélica ( $\epsilon\text{Nd}$  vs.  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ), excepto dos muestras, las cuales tienden a una composición condrítica, lo que sugiere una contaminación por algún componente de influencia cortical.

Dos muestras de tonalita y granito tienen valores de  $\epsilon\text{Nd}$  (-2.7 y -1.9) que sugieren una afinidad cortical, probablemente sean las más contaminadas. Esta contaminación puede ser consecuencia de la asimilación del basamento que atravesó este magmatismo o sedimentos reciclados por la placa. Prueba de ello es un paragneis perteneciente al basamento el cual tiene valores de  $\epsilon\text{Nd}$  de -7.4 y  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  de 0.706906, lo que sugiere un origen a partir de detritos continentales.

### **Subterreno Zihuatanejo**

El subterreno Zihuatanejo es el más grande de todos los terrenos que forman el Superterreno Compuesto Guerrero. Se extiende al norte de la Faja Volcánica Mexicana y a lo largo de la costa pacífica de México (Mendoza y Suastegui, 2000). Su basamento está formado por grandes volúmenes de turbiditas (areniscas y lutitas) ricas en cuarzo del Triásico Tardío (Campa et al., 1982; Centeno-García et al., 1993). Las turbiditas forman una matriz dentro de la cual se encuentran bloques y losas de basaltos almohadillados, diabasa, gabros bandeados, pedernal y caliza. Estas rocas han recibido diferentes nombres en diferentes afloramientos: Formación Zacatecas, Complejo Arteaga y Complejo Las Ollas (Centeno-García et al., 2003). La deformación de estas rocas varía desde estratos suavemente plegados hasta texturas de bloques en matriz altamente cizalladas, y su metamorfismo varía desde nulo hasta facies de esquisto verde-anfibolita (Centeno-García et al., 2003). Las facies de esquisto azul han sido reportadas sólo en una localidad, el Complejo Las Ollas, ubicado en Zihuatanejo, Guerrero (Talavera-Mendoza, 2000). Se interpreta que estas litologías

constituyen un complejo de acreción relacionado con la subducción del Triásico Superior (?) o Jurásico Inferior.

A lo largo de la costa del Pacífico, correspondiente al subterreno Zihuatanejo, se encuentran afloramientos dispersos de rocas del vulcanismo de arco del Jurásico Medio-Jurásico Tardío. Estas rocas consisten en lavas riolíticas submarinas, rocas volcánicas y granitoides que se emplazaron en las rocas del complejo de acreción (Centeno-García et al., 2003). Las rocas del arco del Jurásico Medio-Tardío fueron a su vez deformadas y exhumadas antes del depósito de los estratos superiores relacionados con el arco del Jurásico-Cretácico (Centeno-García et al., 2003). La sucesión del arco Cretácico varía desde el Berriasiano al Cenomaniano en edad, e incluye rocas andesíticas, basálticas y algunas rocas volcánicas, intercaladas con calizas, evaporitas y algunos lechos rojos (Grajales y López, 1984). Esta sucesión del arco se deformó antes de la intrusión de grandes granitoides del Cretácico tardío al Paleógeno (Schaaf et al., 2000). Además, los lechos rojos y las rocas volcánicas del Cretácico Superior (Santoniano a Maastrichtiano) descansan discordantemente sobre todas las unidades anteriores (Benammi et al., 2005). El contacto entre el subterreno Zihuatanejo y Oaxaquia está expuesto en su límite norte, donde las rocas del arco Cretácico del subterreno Zihuatanejo se empujan sobre las calizas marinas poco profundas de Oaxaquia. Se infiere que su contacto con los subterrenos de Arcelia y Guanajuato es un empuje que converge hacia el este, pero está cubierto por lechos rojos y rocas volcánicas del Cretácico y Cenozoico (Centeno-García et al., 2008).

Schaaf et al. (2020) realizaron un análisis de las composiciones isotópicas del Batolito de Puerto Vallarta, donde rocas graníticas cerca de la localidad Cuale tienen un rango de  $\epsilon\text{Nd}$  de +3 a -4 y valores de  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  entre 0.70398 y 0.70745. Tres rocas intrusivas colectadas en el camino a Cuale definen otro grupo distintivo con  $\epsilon\text{Nd}$  entre -3.7 y -6.4 y  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  entre 0.70578 y 0.71053.

Las rocas metamórficas (ortogneis y anfibolitas) de la parte más occidental del Complejo Metamórfico de Yelapa-Chimo (CMYC) tienen  $\epsilon\text{Nd}$  entre +8.1 y +5.7 y  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  de 0.70333 a 0.70360. Schaaf et al. (2020) no encontraron una relación entre el BPV y las rocas del Complejo Sonobari, ya que, aunque son parcialmente similares, algunas muestras del Complejo Sonobari son considerablemente más radiogénicas.

## **Subterreno Guanajuato**

El subterreno Guanajuato ha sido interpretado como una sección cortical completa a través de un arco de islas primitivo que parece carecer de un basamento más antiguo (Ortiz-Hernández et al., 1992). También se ha interpretado como restos de una cuenca oceánica que se encontraba entre el arco de Guerrero y el margen continental (Freydier et al., 2000). Este terreno se formó por una serie de astillas tectónicas que colocaron rocas de la corteza inferior (gabro, tonalita, serpentinita y enjambres de diques) sobre basaltos almohadillados, tobas riolíticas, turbiditas volcánicas, pedernal y caliza (Ortiz-Hernandez et al., 1992). Las turbiditas volcánicas previamente deformadas están superpuestas discordantemente por calizas del Aptiano-Albiano (Ortiz-Hernández et al., 2003). Esto sugiere que la sedimentación y al menos una fase de deformación ocurrieron antes del Aptiano-Albiano (Ortiz-Hernández et al., 2003). Las relaciones de contacto entre los terrenos de Guanajuato y Zihuatanejo no se han delimitado.

## **Terreno Arcelia**

El subterreno Arcelia está formado por lavas almohadilladas basálticas y cuerpos ultramáficos, lutitas, pedernales y turbiditas volcánicas, todos intensamente deformados y parcialmente metamorfizados (Talavera-Mendoza et al., 1995). Se caracteriza por ser un arco oceánico primitivo del Cretácico Inferior o facies oceánicas relacionadas con el arco y muestra el magmatismo menos evolucionado de todas las sucesiones de arco del Superterreno Compuesto Guerrero (Talavera-Mendoza et al., 1995; Mendoza y Suastegui, 2000). El Terreno Arcelia parece carecer de un basamento más antiguo (Talavera-Mendoza et al., 1995; Mendoza y Suastegui, 2000). El contacto entre las rocas del subterreno Arcelia y Zihuatanejo es inferido, debido a que estos están cubiertos por lechos rojos más jóvenes.

## **Subterreno Teloloapan**

El Terreno Teloloapan consta de dos regiones distintas: la región oriental que se caracteriza por depósitos volcánicos y sedimentarios marinos poco profundos y la región occidental por

facies volcánicas y sedimentarias más profundas (Talavera-Mendoza et al., 1995). Este subterreno contiene microfósiles (radiolarios y cocolitos), gasterópodos y bivalvos que varían en edad desde el Hauteriviano hasta el Aptiense. Estas rocas cambian transicionalmente en sección ascendente a carbonatos de arco oceánico del Aptiano-Albiano (Talavera-Mendoza et al., 1995). El Terreno Teloloapan está expuesto en la parte oriental del Superterreno Compuesto Guerrero. Se caracteriza estructuralmente por un complejo sistema de cabalgamientos y fallas que converge hacia el este. Sus rocas del Cretácico Inferior están severamente deformadas y metamorfizadas en facies de esquistos verdes (Centeno-García et al., 2008). Freydier et al. (2000) estudiaron el arco del Superterreno Compuesto Guerrero, específicamente la cuenca de Arperos, la cual ha demostrado que representa un dominio oceánico que dividía el arco oceánico de Guerrero y la parte continental de México, y actualmente forma una sutura importante entre ambas zonas. Las rocas ígneas de la cuenca de Arperos son basaltos con y sin olivino y doleritas con augitas ricas en Ti, características de los basaltos anorogénicos y alcalinos. Las rocas ígneas de la cuenca de Arperos muestran valores positivos de  $\epsilon\text{Nd}$  que oscilan entre +15.8 y +11 (Freydier et al., 2000).

### 2.1.3 Terreno Vizcaíno

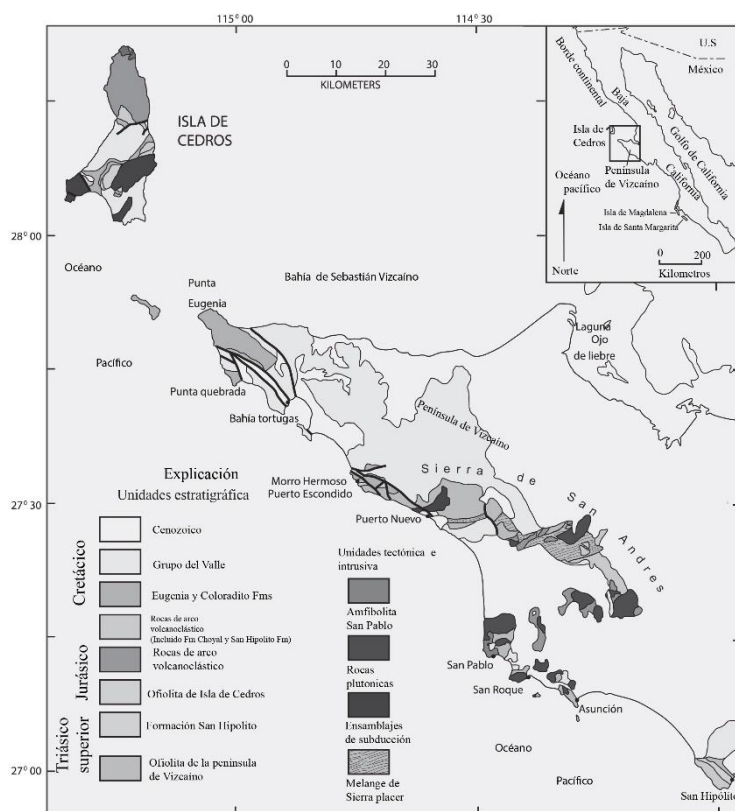


Figura 8. Mapa geológico de la región Vizcaíno (Kimbrough y Moore, 2003).

El Terreno Vizcaíno consta de rocas oceánicas encontradas en la costa occidental de Baja California en la península de Vizcaíno y en Isla de Cedros (Figura 8). El terreno puede subyacer en gran parte del sur de Baja California (Campa y Coney, 1983). Las litologías incluyen rocas ofiolíticas Triásicas y secuencias volcánicas submarinas de arco, intrusionadas por rocas plutónicas. Las edades van del Triásico al Jurásico y hasta el Cretácico Inferior (Rangin, 1976). El conjunto está cubierto por depósitos de cuenca de las secuencias de la Formación Valle del Cretácico Temprano (Kimbrough y Moore, 2003).

De acuerdo con Torres-Carrillo et al. (2020), las muestras plutónicas del terreno Vizcaíno son de la serie subcalcalina. De acuerdo con el diagrama TAS, tienen composiciones de  $\text{SiO}_2$  entre ~52 y ~73% y valores de Mg# promedio de 50. En el diagrama de  $\text{Fe}^*$  vs.  $\text{SiO}_2$  se

ubican en el campo magnésiano, típicas de arcos de islas (Frost y Frost, 2008). Asimismo, en el diagrama MALI grafican en los campos cálcico y calco-alcalino que refleja una evolución por la cristalización fraccionada de hornblenda, augita y ortopiroxeno, con una disminución del contenido de anortita en plagioclasa.

Los valores de  $\epsilon_{\text{Nd}}$  se encuentran entre +10.3 a +5.6, disminuyendo en la relación  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$  desde 0.1967 hasta 0.1239, sugiriendo una evolución por cristalización fraccionada, sin asimilación de corteza evidente.

## 2.2 Geología local

Cserna y Kent (1961) elaboraron uno de los primeros mapas geológicos representando las características geológicas del Complejo Sonobari. Posteriormente, Mullan (1978) presentó un trabajo geológico con una descripción detallada de la zona de El Fuerte, las sierras San Francisco y Sonobari. En trabajos más recientes (Sarmiento-Villagrana et al., 2016, 2018; Vega-Granillo et al., 2008, 2012, 2013) el Complejo Sonobari se ha dividido en dos áreas geológicas, las zonas oriental y occidental.

La zona oriental, en el área de El Fuerte, está integrada en su mayoría por rocas metasedimentarias polideformadas que constituyen la Formación Río Fuerte, la cual contiene conodontos del Ordovícico Medio-Tardío (Mullan, 1978; Poole et al., 2005; 2010; Vega-Granillo et al., 2008). Esta formación está cortada por cuerpos intrusivos deformados del Jurásico Tardío (Vega-Granillo et al., 2008). Los metasedimentos de la Formación Río Fuerte están cabalgando a rocas volcano-sedimentarias foliadas del Jurásico Tardío que integran la Formación Topaco (Vega-Granillo et al., 2008).

La zona occidental, en el área de San Francisco, está constituida por el gneis Francisco (Mullan, 1978), que consiste en rocas metasedimentarias y anfibolitas de edad desconocida. Con base en estudios de geocronología U-Pb en zircones detríticos, Vega-Granillo et al. (2013) sugirieron una procedencia de Laurencia. Vega-Granillo et al. (2013) determinaron una edad de 67 Ma con el método  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  en las anfibolitas, interpretada como la edad de enfriamiento. Todas las unidades están cortadas por diques pegmatíticos y plutones no

metamorfizados. Las Sierras Sonobari y San Francisco se exponen y alargan con dirección N-S, entre los estados de Sonora y Sinaloa. La diversidad litológica del Complejo Sonobari se relaciona con una zona de traslape donde ocurrieron una gran cantidad de procesos tectónicos, los cuales comenzaron durante el Paleozoico con la amalgamación de Gondwana y Laurentia, continuó en el Mesozoico con un intenso magmatismo y acreción de terrenos oceánicos (Campa y Coney, 1983), y finalmente un proceso de extensión que finalizó en el Mioceno con la apertura del Golfo de California (Sarmiento-Villagrana, 2018).

### 2.2.1 Complejo Sonobari

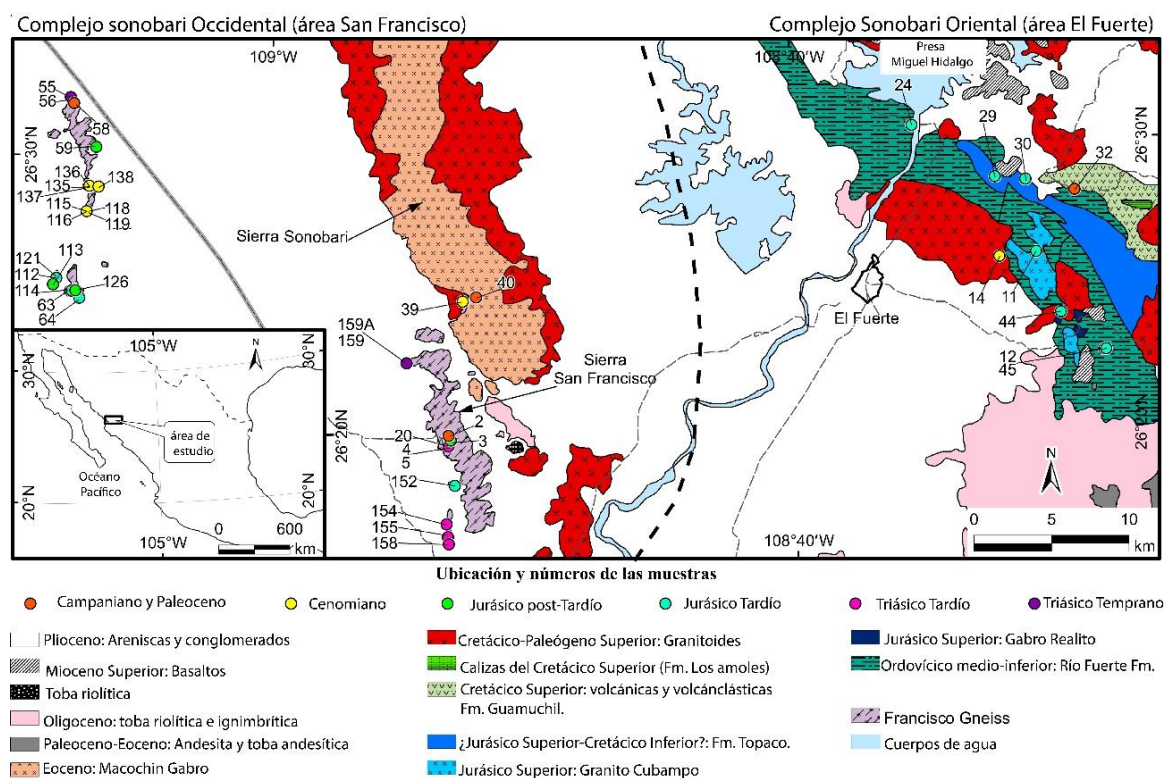


Figura 9. Mapa geológico de la región occidental y oriental de la zona Sonobari (Sarmiento-Villagrana et al., 2018).

El Complejo Sonobari (Figura 9) está compuesto por rocas metamórficas, gabros post-tectónicos y diques ultramáficos, todos atravesados por diques aplíticos pegmatíticos. La Formación Río Fuerte es la unidad más antigua del Complejo Sonobari Oriental. Esta unidad metasedimentaria foliada contiene conodontes del Ordovícico Medio Tardío (Mullan, 1978; Poole et al., 2005, 2010). Los grupos de edad de zircón en esta formación apuntan a una

procedencia de Gondwana (Vega-Granillo et al., 2008), compuesta principalmente por Realito Gabro, Granito Cubampo y Granodiorita Capomos, que fueron sobrepuestos sobre la Formación Topaco.

### 2.3 Metodología de la técnica isotópica de Hf

En los últimos años, el entendimiento de la sistemática isotópica de Lu–Hf ha avanzado sustancialmente gracias a recientes adelantos en la espectrometría de masas y en técnicas de microanálisis como la ablación láser (Wu et al., 2006). Se ha reconocido que el sistema isotópico Lu–Hf del circón ( $\text{ZrSiO}_4$ ) es una herramienta poderosa para descifrar la evolución de la corteza y el manto de la Tierra (Hawkesworth & Kemp, 2006). El circón normalmente contiene entre un 0,5 y un 2 % en peso de Hf, que se puede analizar con relativa facilidad y da como resultado una relación Lu/Hf extremadamente baja (normalmente una relación  $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf} < 0.002$ ) y, posteriormente, un crecimiento radiogénico insignificante de  $^{176}\text{Hf}$  por desintegración beta de  $^{176}\text{Lu}$ . Por lo tanto, la relación  $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$  del circón puede considerarse como el valor inicial cuando cristalizó. El circón también tiene una alta resistencia a eventos térmicos posteriores, por ejemplo, la roca más antigua identificada hasta ahora es de aproximadamente 3,8 Ga, pero el circón más antiguo preservado es de 4,4 Ga (Wilde et al., 2001). La calibración experimental ha demostrado que la temperatura de cierre del Hf del circón es  $\sim 200$  °C más alta que la del Pb (Cherniak & Watson, 2001), lo que indica que el Hf ha permanecido isotópicamente cerrado durante la mayoría de los eventos térmicos posteriores, incluso durante el metamorfismo de alto grado. Estos avances han permitido mejorar el conocimiento sobre el origen y evolución de la corteza y el manto (Hawkesworth & Kemp, 2006). Especialmente, estos avances analíticos y la comprensión del sistema isotópico Lu–Hf han jugado un papel importante en estudiar la corteza continental, determinando las composiciones isotópicas de Hf en zircones para intentar descifrar la petrogénesis de granitoides (Zheng et al., 2008).

En este estudio se realizó el estudio de la sistemática isotópica Lu/Hf en roca total a 17 muestras, la cual considera la composición promedio de la roca (Contreras-López et al., 2021).



## 2.4 Geología estructural

La constante actividad humana, influye en la evolución y dinámica de nuestro planeta; ya sea por la propia ocupación o por los efectos que genera esta actividad. La multidisciplinariedad de la Geología en la sociedad actual por sus aplicaciones (análisis y evaluación de los riesgos naturales, ordenación del territorio, recomendaciones y limitaciones de usos, valoración de la calidad, análisis de impactos ambientales, emplazamientos de residuos urbanos e industriales, actividades extractivas, contaminación de aguas y suelos, problemas geotécnicos, etc.), hacen que sea una ciencia necesaria en la gestión medioambiental del territorio, ciencia que no es tomada mucho en cuenta por la no implementación o desconocimiento de los reguladores ambientales, autoridades políticas y por la comunidad en general.

La importancia de emplear imágenes satelitales como un auxiliar en los trabajos geológicos ha sido ampliamente demostrada (Perera et al., 2022). El uso más frecuente de las imágenes en relación con la geología ha sido la detección de rasgos lineales en la superficie terrestre. Estos se reconocen directamente cómo líneas bien definidas entre superficies contrastadas totalmente, o bien por el alineamiento de rasgos topográficos o hidrográficos. Estas líneas llamadas comúnmente lineamientos varían en dimensión de algunos cuantos a varios cientos de kilómetros.

## Capítulo III. Metodología

A continuación, se muestra el esquema metodológico (Figura 10) que se planteó y desarrolló a lo largo de esta investigación con la finalidad de obtener los resultados de cartografía, geología estructural de la zona de estudio (El Fuerte-Huatabampo), petrografía de las 17 muestras, análisis geoquímico y sistemática isotópica Lu/Hf.

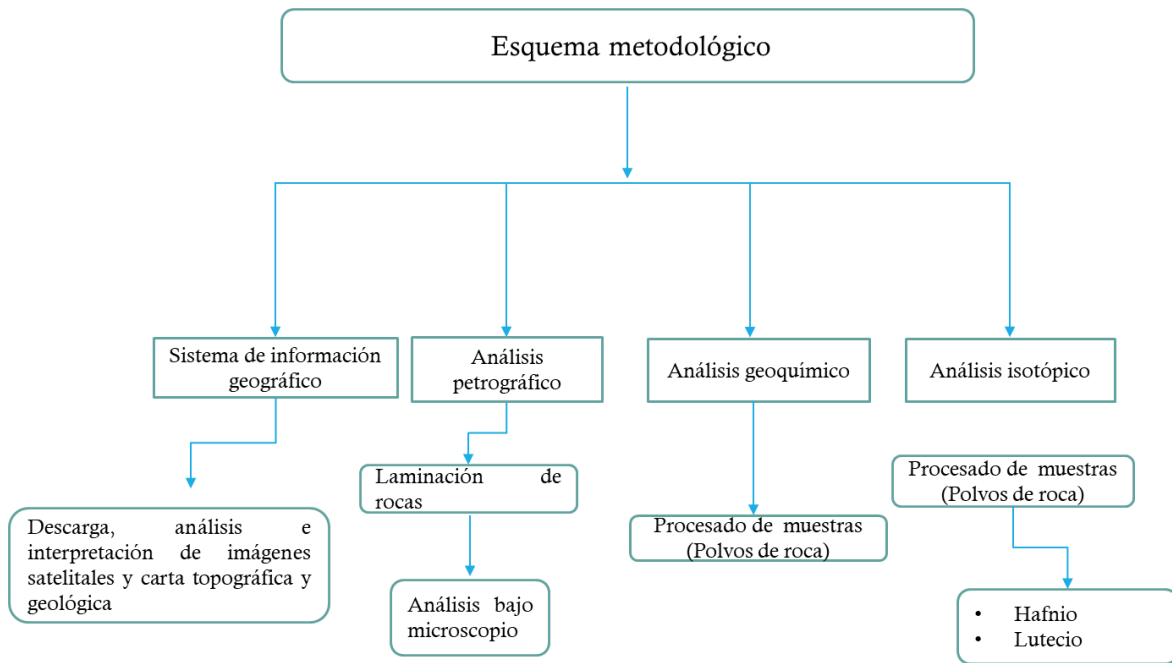


Figura 10. Esquema metodológico

### 3.1 Cartografía

El desarrollo continuo en el análisis y el manejo de datos espaciales se ha desarrollado, sin precedente, desde principios de la década de 1990, generando la unión entre Ciencias de Tierra y la informática, tal alianza de disciplinas se denomina Geomática (Gómez, 2009).

La definición de geomática es un término científico moderno, el cual expresa la integración sistemática de técnicas y metodologías de adquisición, almacenamiento, procesamiento, análisis, presentación, y distribución de información geográfica referenciada (Gómez, 2009). Dicha información proviene del análisis y mediciones realizadas con diferentes técnicas que se utilizan en diferentes disciplinas como: la geodesia, topografía, cartografía, teledetección,

percepción remota, fotogrametría, geoestadística y análisis espacial, a través de los Sistemas de Posicionamiento Global de Navegación por Satélite (GNSS, por sus siglas en inglés) y los Sistemas de Información Geográfica (SIG).

En la actualidad, la adquisición o levantamiento de datos se apoya en una amplia gama de instrumentos, técnicas y métodos matemáticos para realizar mediciones de objetos, en órdenes de magnitud que van desde posiciones puntuales muy localizadas hasta el planeta en su totalidad. Los GNSS (Sistemas Globales de Navegación Satelital), se ha convertido en una técnica de apoyo indispensable, cuando se requiere una localización precisa de los objetos.

Los instrumentos que posibilitan estas formas de recopilar datos pueden estar montados en plataformas aéreas o satelitales, por otro lado, el procesamiento y análisis de los datos recopilados mediante el empleo de una u otra técnica, se utilizan programas computacionales que incluyen procesadores de imágenes o SIG (Sistemas de Información Geográfica), los que además permiten realizar funciones de simulación y modelado para crear escenarios posibles. Finalmente, los resultados obtenidos a través de todo este proceso se pueden presentar utilizando técnicas modernas de cartografía automatizada. Este avance tecnológico ha permitido que en la actualidad la Geomática rebase el ámbito de las Ciencias de la Tierra y alcance a todas las ciencias que utilizan datos espacialmente referenciados. Así, existen hoy en día numerosos ejemplos donde la aplicación de las técnicas de Geomática ha resultado exitosa en áreas tan diversas como la Medicina humana y veterinaria, la Arqueología, la Ingeniería Civil e Ingeniería Ambiental, y aun en los negocios de bienes raíces y comerciales, entre muchas otras (Gómez, 2009). En este trabajo el uso de las herramientas que los SIG nos brindan fueron fundamentales, ya que para llevar a cabo la representación de los datos fueron empleadas diversas herramientas. El diseño de la cartografía geológica estuvo dividido en tres etapas: 1) Elaboración del mapa topográfico base, 2) obtención de datos de campo e 3) integración de la información en un mapa geológico. Con ayuda del programa ArcMap 10.5 se elaboró un mapa base con la información digital disponible de la zona norte de Sinaloa y sur de Sonora, obtenida del Instituto Nacional de Estadística y Geografía (INEGI). Se integró la información geográfica de la carta geológica G12-6 (Huatabampo) a escala

1:250,000

([https://www.inegi.org.mx/contenidos/productos/prod\\_serv/contenidos/espanol/bvinegi/pro](https://www.inegi.org.mx/contenidos/productos/prod_serv/contenidos/espanol/bvinegi/pro)

[ductos/geografia/tematicas/Geologia\\_hist/1\\_250\\_000/702825675134.pdf](https://www.inegi.org.mx/contenidos/productos/prod_serv/contenidos/espanol/bvinegi/productos/geografia/tematicas/Geologia_hist/1_250_000/702825675134.pdf)) Consultado el mes de marzo del 2023.

Los datos geográficos de ubicación fueron obtenidos con un GPS (Sistema de Posicionamiento Global) Dual, utilizando el mapa base como referencia durante los recorridos. El muestreo petrológico y cartografía geológica se llevó a cabo en una jornada de campo del día 12 al 14 de abril del 2023, comenzando por la zona oriental del Complejo Sonobari, donde se recolectaron cinco muestras. Posteriormente, se recopilaron 12 muestras de la zona occidental, obteniendo un total de 17 muestras recolectadas. En la Figura 6 se ilustran los sitios de muestreo y en la Tabla 1 se enlistan los análisis a los que se sometió cada muestra, así como la ubicación de cada punto muestreado en coordenadas UTM (Universal Transversal de Mercator). Se utilizó el sistema de coordenadas UTM debido a la facilidad de realizar cálculos como las distancias y orientaciones entre puntos.

Tabla 1. Descripción de materiales utilizados

Materiales y datos utilizados	
Materiales	Descripción
Navegador satelital	GPS Dual; se obtuvo la ubicación de los datos geográficos
Cartografía oficial de INEGI	Se consulto el siguiente link: <a href="https://www.inegi.org.mx/contenidos/productos/prod_serv/contenidos/espanol/bvinegi/productos/geografia/tematicas/Geologia_hist/1_250_000/702825675134.pdf">https://www.inegi.org.mx/contenidos/productos/prod_serv/contenidos/espanol/bvinegi/productos/geografia/tematicas/Geologia_hist/1_250_000/702825675134.pdf</a>
Imagen satelital	Imágenes satelitales Landsat 8, obtenida de <a href="https://earthexplorer.usgs.gov/">https://earthexplorer.usgs.gov/</a> . Fechas consultadas corresponden al 20 de febrero y 08 de enero del 2024. Zona UTM 12N
Modelo de Elevacion Digital (DEM)	Obtenido de <a href="https://earthexplorer.usgs.gov/">https://earthexplorer.usgs.gov/</a> , con una resolución de 30m, STRM

Tabla 2. Lista de muestras colectadas, ubicación y metodologías analíticas que se realizaron a cada una de ellas.

Clave	Tipo	Coordenadas UTM (zona 13N)		Análisis realizados			Zona	Edad (U-Pb)
		Norte	Este	Petrografía	Geoquímica roca total	Geoquímica isotópica		
2-IV-23	Gb	2919831	752907	✓	✓	✓	Oriental	161
3-IV-23	Gr	2922211	749993	✓	✓	✓	Oriental	150.8 ± 3
4-IV-23(T)	Esq	2926033	748361	✓	✓	✓	Oriental	
5-IV-23(T)	Esq	2930931	745720	✓	✓	✓	Oriental	
6-IV-23(C)	Esq	2934245	740353	✓	✓	✓	Oriental	
7-IV-23	Orgns	2910966	710928	✓	✓	✓	Occidental	213.7 ± 2.8
8-IV-23	Orgns	2913490	710515	✓	✓	✓	Occidental	205.5 ± 2.6
9-IV-23A	Orgns	2913886	710652	✓	✓	✓	Occidental	207.4 ± 2.5
9-IV-23B	Gr	2913886	710652	✓	✓	✓	Occidental	207.4 ± 2.5
11-IV-23	Orgns	2923093	686706	✓	✓	✓	Occidental	161.0 ± 0.3
12-IV-23	Orgns	2923555	686202	✓	✓	✓	Occidental	161.0 ± 0.3
13-IV-23	Orgns	2923976	685013	✓	✓	✓	Occidental	161.0 ± 0.3
14-IV-23	Orgns	2924370	685220	✓	✓	✓	Occidental	159.1 ± 1.1
15-IV-23	Orgns	2918858	707809	✓	✓	✓	Occidental	249.6 ± 2.1
16-IV-23	Orgns	2908478	710382	✓	✓	✓	Occidental	203.7 ± 2.4
17-IV-23	Orgns	2907659	710474	✓	✓	✓	Occidental	213.7 ± 2.8
18-IV-23	Orgns	2907194	710536	✓	✓	✓	Occidental	205.5 ± 2.6

Abreviaturas: Esq = esquistos, Gb = gabro, Gr = granito, Orgns = ortogneis. Edades U-Pb recopiladas de Sarmiento-Villagrana et al. (2018)

## 3.2 Geología estructural

Se emplearon imágenes satelitales Landsat 8, obtenida de <https://earthexplorer.usgs.gov/>, consultado en febrero del 2024 con el sensor *Operational Land Imager* (OLI), el cual representa un avance en la tecnología de sensores Landsat al utilizar un enfoque ubicado en el satélite experimental de la NASA Observing-1 (EO-1) (Alexander Ariza, 2013). Las imágenes utilizadas corresponden con las fechas del 20 de febrero y 08 de enero del 2024, zona UTM 12N elipsoide WGS84. Las imágenes tienen una resolución espacial de 30 x 30 m, (incluido el visible, infrarrojo cercano y el infrarrojo de onda corta) y cuentan con la banda 8, la cual es pancromáticas y posee una resolución de 15x15 m. La imagen de 08 de enero del 2024 contiene un path = 33 y row = 42, mientras que la imagen del 20 de febrero del 2024 contiene un path = 34 y row = 42. Cada imagen abarca entre 170 y 185 kilómetros de superficie, las cuales se encuentran entre las coordenadas N = 2989058.69m, E= 549279.97m; N = 2798522.88m, E = 507788.77m; N= 2950663.04m; E = 288448.01m, N = 2759862.69m, E =241410.55m. Por lo tanto, proporcionan una cobertura de amplias zonas de la tierra, mientras que proporciona una resolución suficiente como para distinguir las características tales como centros urbanos, granjas, bosques y otros tipos de cubiertas del suelo. Se combinaron las bandas 5, 6 y 2 para la detección de vegetación en un estado saludable y apreciar a detalle las imágenes.

El análisis estructural se realizó mediante una fotointerpretación de lineamientos rectilíneos y curvilíneos en ArcMap 10.5 con la ayuda de imágenes satelitales y un modelo digital de elevación del terreno (DEM, por sus siglas en inglés) STRM con una resolución de 30 metros, obtenido de <https://earthexplorer.usgs.gov/> consultado en febrero del 2024. Un DEM es una representación visual y matemática de los valores de altura con respecto al nivel medio del mar que permite caracterizar las formas del relieve y resalta los rasgos lineales del terreno. Además, se consultaron datos existentes recopilados de cartas topográficas del INEGI. Con esa información se llevó a cabo el análisis geométrico del Complejo Sonobari. Además, se realizó un filtrado espacial, el cual consistió en un realce a la imagen para observar los bordes de esta, es importante resaltar que en este paso se emplearon filtros (filtro pasa baja, filtro pasa alta), lo cual nos permitió observar la imagen y dar una mejor interpretación de esta.

### 3.2.1 Criterios para la toma de datos estructurales

Se utilizó el criterio geométrico de fracturas de (Price & Cosgrove, 1991; Rutter, 1974; Sibson, 1973, 1975) para buscar correlaciones con rasgos indicativos de direcciones de flujo y de esfuerzos. Con ese fin, se midieron más de 100 datos de fracturas verticales y horizontales sistemáticamente, siguiendo la regla de la mano derecha, la cual se emplea en geología estructural para describir la relación entre la dirección de un vector y el sentido de rotación. De acuerdo con esta regla, si alineas el pulgar de tu mano derecha con la dirección de un vector (como el eje de rotación), los dedos curvados en la misma mano indican el sentido de rotación positivo o convencional. Esta regla se aplica en la interpretación de estructuras geológicas, como pliegues y fallas, para definir su orientación y el sentido de desplazamiento. Un criterio importante en la adquisición del dato de fractura fue observar que el rasgo fuera penetrativo (observable por varios metros de longitud o en los afloramientos contiguos) y persistente en la mayor parte del afloramiento.

### 3.3 Petrografía

Se prepararon láminas delgadas para todas las muestras en el taller de preparación de láminas delgadas del Sistema de Laboratorios Especializados (SLE) del CICESE (Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada, Baja California). De acuerdo con Almanza-García (2023) se describe de manera general el desarrollo de este proceso.

- I. Empleando un marro, se extrajo una parte de la muestra de la roca recolectada en campo.
- II. Con una sierra de disco de borde diamantado se cortó la muestra de roca previamente extraída en prismas rectangulares de 4x2x1 cm. Se procedió a enjuagar con agua corriente y posteriormente con agua destilada el prisma ahora denominado galleta para eliminar impurezas.

- III. Empleando polvo de carburo de silicio (SiC) de diferentes granulometrías (200, 400, 600 y 800  $\mu\text{m}$ ) y agua como lubricante se pulió una de las caras de 4x2 de la galleta sobre un plato de vidrio. Con la finalidad de eliminar el abrasivo y material fino que se generó durante el pulido, la galleta se colocó durante tres minutos en ultrasonido con agua. Después se enjuagó con agua destilada y se dejó en un horno a 60° por 24 horas para eliminar completamente la humedad.
- IV. Con una resina especial, llamada epoxi, aplicada sobre la cara pulida de la galleta se adhirió un portaobjetos petrográfico aplicando presión para evitar burbujas de aire. En una plancha caliente se dejó secar la lámina durante dos horas, posterior a ello los portaobjetos se marcaron con un lápiz de diamante para identificar la muestra.
- V. En la cortadora-rectificadora se llevó a cabo un segundo corte, para obtener una lámina de aproximadamente tres milímetros entre el vidrio y la roca. Con la rectificadora se desbastó la lámina para reducirla a un espesor de 150  $\mu\text{m}$ .
- VI. Para finalizar, nuevamente se aplicó carburo de silicio (SiC) a la lámina, la cual fue pulida manualmente hasta llegar a un grosor de aproximadamente 30  $\mu\text{m}$ , cuidando el proceso con una lupa con polarizador. Finalmente se limpió la lámina delgada y se cubrió con un cubreobjetos empleando bálsamo de Canadá.

El análisis petrográfico se realizó en un microscopio Motic BA310 en el cubículo de la Dra. Xóchitl Gpe. Torres Carrillo, quien es la asesora principal de esta tesis. Se utilizó el microscopio para describir la textura y mineralogía. También se determinó la granularidad y forma de cristales de las rocas metamórficas siguiendo los criterios de MacKenzie et al., (1982). La recopilación de fotomicrografías de láminas se realizó con una cámara MotiCam S3 que se adaptó al microscopio mediante el software Motic Images Plus 2.0ML.

### 3.4 Preparación de muestras para análisis geoquímico e isotópico

En la recolección de muestras durante el trabajo de campo, se eliminó la capa intemperizada. La muestra fue etiquetada y guardada en una bolsa de plástico. Posteriormente en el Laboratorio de PMSM del CICESE, se realizó la limpieza de la muestra, la cual consistió en lavar con un cepillo de cerdas metálicas y agua corriente para eliminar impurezas, para



después enjuagar con agua destilada. La muestra se dejó secar por aproximadamente 24 horas en un horno a 60°. Posteriormente, las muestras fueron pulverizadas, procedimiento que comenzó con la trituración de la muestra en una prensa hidráulica Montequipo® hasta obtener esquirlas menores a 1 cm. Después se homogeneizó la muestra triturada obteniendo dos alícuotas, de las cuales se reservó una como testigo. La segunda alícuota se dividió en cuatro partes, un cuarto de la muestra se pulverizó para “pre-contaminar” el equipo y desechar el polvo. Se pulverizó un segundo y tercer cuarto de muestra, los cuales se reservaron para análisis geoquímico de roca total e isotópico, respectivamente.

### 3.5 Geoquímica de roca total

Los análisis geoquímicos de elementos mayores y traza de las 17 muestras fueron realizados en el laboratorio commercial Actlabs, ubicado en Ancaster, Ontario, Canadá. Se enviaron aproximadamente 80-100 g de muestra pulverizada. El análisis seleccionado que se empleó se denomina “4LithoRes”. El laboratorio reporta que la muestra se fundió a 1100 °C, mezclada con metatetraborato de litio en una relación 1:4. El producto de la fusión fue digerido en una solución de ácido nítrico al 5% ultrapuro por 30 minutos hasta disolución completa, lo que asegura que los metales de transición y las tierras raras queden completamente en solución. Los elementos mayores fueron analizados en la solución resultante en un espectrómetro de emisión óptica con plasma inductivamente acoplado (ICP-OES por sus siglas en inglés), tipo Thermo Jarrell ENVIRO 3. Los elementos traza, incluyendo las tierras raras, fueron analizados en un espectrómetro de masas con plasma inductivamente acoplado (ICP-MS por sus siglas en inglés), tipo Perkin-Elmer SCIEX ELAN 6000.

### 3.6 Geoquímica isotópica

El análisis isotópico y la determinación de la concentración elemental del sistema Lu-Hf se realizó por el método de dilución isotópica. Esta técnica cuantitativa se basa en la determinación de la concentración elemental de una mezcla formada por una cantidad

conocida de “spike” y una cantidad desconocida de un elemento de interés. El spike es una solución que contiene una concentración conocida de un elemento en particular, cuya composición isotópica está enriquecida en uno de sus isótopos. Las muestras que serán analizadas contienen una concentración desconocida del elemento cuya composición isotópica se puede determinar por espectrometría de masas, es por ello, que un peso conocido de muestra es disuelto y mezclado con una cantidad conocida de spike. La composición isotópica de la mezcla puede utilizarse para calcular la concentración del elemento en la muestra (Faure y Mensing, 2005).

La técnica de dilución isotópica puede emplearse para elementos que tienen dos o más isótopos, ya que requiere el enriquecimiento artificial de uno de los isótopos del elemento. El spike utilizado en este trabajo fue el MS-WR-1 ( $^{180}\text{Hf} = 4.31874 \text{ nmol/g}$  y  $^{175}\text{Lu} = 0.74270 \text{ nmol/g}$ ; Universität Münster, Alemania).

### 3.6.1 Desintegración de muestras de roca

Para este trabajo se utilizaron dos métodos para la digestión de las muestras (González-Guzmán et al., 2016), ya que en rocas básicas-intermedias el zircón es poco abundante, mientras que en rocas ácidas es más abundante. Por lo tanto, para asegurar la digestión completa se utilizaron dos sistemas de digestión, (1) el sistema Picotrace DAS® para muestras de composición básica e intermedia y (2) bombas Parr® para muestras de composición ácida. Con el sistema Picotrace DAS® se utilizó una mezcla de HF concentrado,  $\text{HNO}_3$ , y  $\text{HClO}_4$  (3-4 ml, ~1 ml, y 3-4 gotas, respectivamente) para añadir a cada muestra y se colocaron en la placa caliente a 210-215°C durante unos 5-7 días. La evaporación de los ácidos en condiciones *subboiling* (incluyendo  $\text{HClO}_4$ ) se realizó con el Picotrace DAS®, cambiando el sistema con el montaje para la evaporación. En la última etapa de evaporación, en la que se incluye la eliminación de ácido perclórico, se utilizó un programa de calentamiento gradual que sube a 160°C (se necesita ~120°C de temperatura aproximadamente para la evaporación de este ácido). Los percloratos resultantes fueron convertidos en cloruros mediante la adición de ~5 ml de HCl 6M. La equilibración de la muestra junto con el spike se alcanzó dejando esta solución en los recipientes cerrados

durante ~12 horas a ~80°C antes de evaporar de nuevo. Es importante señalar que los vapores de ácidos fuertes se extraen del DAS® con una corriente de aire limpio en un sistema cerrado, neutralizándolos a través de botellas llenas con una solución de NaOH al 5%.

La digestión en bombas Parr® requirió de una mezcla de HF-HNO<sub>3</sub> (5:1), la cual fue agregada a las muestras previamente pesadas en recipientes Savillex® de 7 ml. Dos Savillex® se colocan dentro de otro vaso de Teflon® de 125 ml que pertenece a la bomba Parr® junto con HF concentrado que sirve como un medio de presión. Posteriormente se calentó a ~190°C durante cinco días en un horno, para posteriormente preparar la solución para la separación de elementos.

### 3.6.2 Separación elemental

De acuerdo con los procedimientos indicados en González-Guzmán et al. (2016), se realizó la separación elemental de Lu-Hf en tres etapas (Tabla 2) empleando columnas con resina Eichromo Ln-Spec®. La etapa 1 consistió en la separación de Lu-Hf de la matriz. Primero se acondicionaron las columnas con HCl 2-3M. A la muestra evaporada se le agregó 1 ml de 2-3M y fue centrifugada, después fue colocado en un recipiente donde se agregaron otros 19 ml para completar 20 ml, los cuales se introdujeron a la columna. Se cambió la molaridad de HCl a 6M en las columnas para coleccionar Yb + Lu en vasos rotulados, así como para la elución de trazas de Lu con HCl 6M, después se limpiaron las columnas con H<sub>2</sub>O para separar Ti+ Nb con 0.45M HNO<sub>3</sub> + 0.09M H<sub>cit</sub> + 1 vol % H<sub>2</sub>O<sub>2</sub>, después se separó Zr con 6M HCl + 0.06M HF y, por último, se utilizó HF 2M para coleccionar Hf en recipientes rotulados.

De acuerdo con González-Guzmán et al. (2016), las muestras se sometieron a procesos de limpieza (clean up; Tabla 2) para evitar trazas de Lu-Hf en las recuperaciones. La etapa 2 consistió en la limpieza de Hf. Las columnas fueron previamente acondicionadas con HCl 3 M. Se utilizó una mezcla de HCl 3 M y ácido ascórbico 0.1 M para cargar la muestra y subsecuentemente se utilizó HCl 3 M para la elución de Fe. Las trazas de tierras raras fueron eliminadas con HCl 6 M. Mientras que Zr fue eliminado con una mezcla de HCl 6M y HF 0.06M. La colecta de Hf se obtuvo con HF 2M y fue evaporada hasta la sequedad. La muestra

evaporada fue adicionada con 1 ml de HNO<sub>3</sub> 0.56 M-HF 0.24M y reservada en tubos Eppendorf para su posterior análisis. Las columnas se limpiaron con HCl 6M.

La etapa 3 consistió en la limpieza de Lu. Las columnas fueron acondicionadas con HCl 3M y la muestra de Lu fue agregada con HCl 1M. Se utilizó HCl para eliminar trazas de Fe y HCl 6M para coleccionar Lu. La colecta de Lu fue evaporada hasta secarse, y posteriormente adicionada con 800µl de HNO<sub>3</sub> 0.1M y reservada en contenedores Eppendorf para su posterior análisis.

Tabla 3. Esquema de separación Lu-Hf en tres etapas basado en Sprung et al. (2010; Tomado de González-Guzmán et al., 2016)

Etapa 1. Separación de Lu y Hf de la matriz			
Etapa	Volumen	Ácido	Comentario
Limpieza	1R	6M HCl	Agregar H <sub>2</sub> O entre el cambio de ácido
	1R	2M HF	
Equilibrado de la resina	2 x 5	2-3M HCl	Pre-acondicionamiento
Carga de la muestra	20	2-3M HCl	
Colecta de matriz	10	3M HCl	Se puede coleccionar la matriz para análisis de Sr-Sm-Nd
Colecta de Lu	12	6M HCl	Principalmente Yb + Lu
Elución de trazas Lu	2 x 10	6M HCl	El Lu residual
Lavado de columna	2 x 2	H <sub>2</sub> O	Lavado de la resina
Separación de Ti+Nb	2-10 R	0.45M HNO <sub>3</sub> + 0.09M H <sub>cit</sub> + 1 vol % H <sub>2</sub> O <sub>2</sub>	Elución de color naranja en la columna
Lavado de la columna	2 x 2	H <sub>2</sub> O	Lavado de la resina
Separación de Zr	3 x 10	6M HCl + 0.06M HF	Se puede completar aquí o en el paso de limpieza de Hf
Colecta de Hf	12	2M HF	
Limpieza	1 R	6M HCl	Agregar H <sub>2</sub> O entre el cambio de ácido
	1 R	2M HF	
Etapa 2: Limpieza de Hf			

Etapa	Volumen	Ácido	Comentario
Equilibrado de la resina	2 x 5	3M HCl	Pre-acondicionamiento
Carga de la muestra	10	3M HCl + 0.1M H <sub>asc</sub>	H <sub>asc</sub> reduce Fe <sup>+3</sup> a Fe <sup>+2</sup>
Separación de Fe	10	3M HCl	
Separación de tierras raras pesadas	1-2 x 10	6M HCl	El Lu residual
Separación de Zr	2 x 10	6M HCl + 0.06M HF	El volumen depende de la separación previa de Zr
Colecta de Hf	12	2M HF	
Limpieza	1 R	6M HCl	

Etapa 3: Limpieza de Lu

Etapa	Volumen	Ácido	Comentario
Equilibrado de la resina	2 x 5	1M HCl	Pre-acondicionamiento
Carga de la muestra	~8	1M HCl + 0.01M H <sub>asc</sub>	El volumen depende del mesh de la resina (5-10 ml)
Separación de Fe	10	1M. HCl	H <sub>asc</sub> reduce Fe <sup>+3</sup> a Fe <sup>+2</sup>
Colecta de Lu	12	6M HCl	
Limpieza	1R	6M HCl	Agregar H <sub>2</sub> O entre el cambio de ácido
	1R	2M HF	

R= reservorio equivale al volumen de la columna. El volumen corresponde con ml. Los ácidos orgánicos y el H<sub>2</sub>O<sub>2</sub> son utilizados frescos. El paso que involucra la separación de Ti + Nb usa un volumen de ácido necesario para aclarar la resina y posteriormente 5-10 ml adicionales.

### 3.7 Sistema isotópico Lu-Hf

El lutecio, una de las últimas tierras raras, posee dos isótopos de origen natural, el <sup>175</sup>Lu (97.4 %) que es estable y el <sup>176</sup>Lu (2.6 %) el cual es radiactivo, con un decaimiento ramificado a los isótopos estables <sup>176</sup>Hf (emisión de partícula β<sup>-</sup>) y <sup>176</sup>Yb (captura electrónica; Faure y Mensing, 2005). Sin embargo, el decaimiento ramificado puede ser ignorado ya que menos

del  $3 \pm 1$  % del isótopo  $^{176}\text{Lu}$  decae por captura electrónica, por lo cual, el decaimiento del  $^{176}\text{Lu}$  al  $^{176}\text{Hf}$  se describe por:



Donde  $Q$  es la energía del decaimiento.

El  $^{176}\text{Lu}$  tienen una vida media de  $37.1 \times 10^9$  años y una constante de decaimiento de  $1.867 \times 10^{-11} \text{a}^{-1}$  (Söderlund et al., 2004). El hafnio tiene seis isótopos de origen natural (Faure y Mensing, 2005):  $^{174}\text{Hf}$  (0.16%),  $^{176}\text{Hf}$  (5.2%),  $^{177}\text{Hf}$  (18.6%),  $^{178}\text{Hf}$  (27.1%),  $^{179}\text{Hf}$  (13.74%) y  $^{180}\text{Hf}$  (35.2%). La abundancia de  $^{176}\text{Hf}$ , normalizada al isótopo estable  $^{177}\text{Hf}$ , se incrementa con el tiempo dependiendo de la relación  $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$  de una roca o mineral.

$$D = D_0 + N(e^{\lambda t} - 1) \quad (2)$$

Al sustituir los parámetros correspondientes en la Ecuación 1 de la Ley de la radioactividad, la composición isotópica  $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$  inicial se obtuvo la Ecuación 2. El subíndice Obs indica la relación isotópica medida.

$$\left(\frac{^{176}\text{Hf}}{^{177}\text{Hf}}\right)_{\text{inicial}} = \left(\frac{^{176}\text{Hf}}{^{177}\text{Hf}}\right)_{\text{Obs}} - \frac{^{176}\text{Lu}}{^{177}\text{Hf}} (e^{\lambda t} - 1) \quad (3)$$

Por un error de separación elemental, al momento de introducir la muestra en las columnas de intercambio iónico, las alícuotas para medir la composición isotópica del Lu no tuvieron señal, por lo cual, se utilizó la concentración elemental del Lu obtenida en el análisis geoquímico para calcular la relación isotópica  $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$  de acuerdo con la siguiente ecuación:

$$\left(\frac{^{176}\text{Lu}}{^{177}\text{Hf}}\right)_{\text{atómico}} = \frac{\text{Lu ppm}}{\text{Hf ppm}} \times \frac{\text{Ab } ^{176}\text{Lu} \times \text{WHf}}{\text{Ab } ^{177}\text{Hf} \times \text{WLu}} \quad (4)$$

Donde Lu y Hf corresponden con las concentraciones (ppm) de la muestra. El término  $Ab$  corresponde con la abundancia de los isótopos  $^{176}\text{Lu}$  y  $^{177}\text{Hf}$ , mientras que  $W$  corresponde con el peso atómico del Lu y Hf, respectivamente.

### 3.7.1 Parámetro épsilon Hf

De acuerdo con Faure y Mensing (2005), las propiedades químicas del sistema Lu-Hf son parecidas al sistema Sm-Nd, donde los isótopos hijos Hf y Nd, respectivamente, son concentrados preferentemente en el fundido durante el proceso de fusión parcial en el manto. Debido a ello, los magmas basálticos derivados del manto tienen generalmente concentraciones bajas de Lu/Hf, con respecto a la roca fuente. El sólido residual remanente de la fusión parcial queda empobrecido en Hf y, por lo tanto, con una relación mayor Lu/Hf con respecto a un manto sin fundir, equivalente al Reservorio Condritico Uniforme (CHUR por sus siglas en inglés; Dickin, 2014).

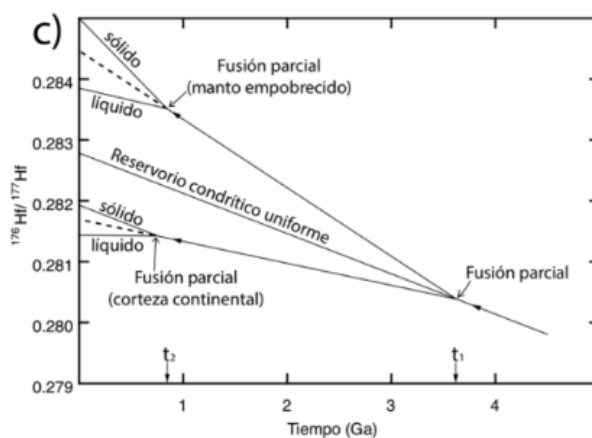


Figura 11. Diagrama de evolución isotópica de Hf en un reservorio condritico uniforme (CHUR). La fusión parcial del reservorio en un tiempo  $t_1$  produce un líquido con una relación menor de Lu/Hf, mientras que el sólido residual adquiere una relación Lu/Hf mayor que el CHUR. Un evento posterior  $t_2$  de fusión parcial del sólido residual (manto empobrecido) produce un fundido con una relación  $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$  mayor que el CHUR y, por lo tanto, valores positivos de  $\epsilon\text{Hf}$ . Un proceso de fusión parcial de la corteza ( $t_2$ ) producirá magmas con una relación baja de  $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$  con valores negativos de  $\epsilon\text{Hf}$ . La mezcla entre magmas del manto empobrecido y derivados de la corteza producirá rocas ígneas con valores intermedios de  $\epsilon\text{Hf}$  (tomado de Faure y Mensing, 2005).

En la Figura 11, la evolución isotópica del Hf terrestre puede ser descrita en términos del CHUR. La relación actual  $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$  de una roca o mineral puede ser más alta o baja que el valor del CHUR, dependiendo de la relación Lu/Hf del reservorio geológico a través del cual pasó el Hf antes de ser incorporado a la roca o mineral ( Faure y Mensing, 2005).

La comparación de la relación isotópica del Hf de una muestra con respecto al CHUR puede ser descrita en términos de epsilon Hf ( $\epsilon\text{Hf}$ ):

$$\epsilon\text{Hf}_t = \left[ \frac{(^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf})^{t_{muestra}}}{(^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf})^{t_{\text{CHUR}}}} - 1 \right] \times 10000 \quad (5)$$

Donde  $t$  indica el tiempo al cual son calculadas las relaciones isotópicas (i.e., edad de cristalización de la roca o mineral). Por lo tanto, en el diagrama de la Figura 10 los valores positivos de  $\epsilon\text{Hf}$  indican que la muestra está enriquecida en Hf radiogénico comparado con el CHUR, por lo cual, se originó en un reservorio con una relación Lu/Hf mayor que el CHUR (Figura 10). Mientras que los valores negativos de  $\epsilon\text{Hf}$  indican una deficiencia de Hf radiogénico debido a una relación baja de Lu/Hf como la corteza continental (Figura 10)

### 3.7.2 Análisis isotópico de Hf

Las composiciones isotópicas de Hf se determinaron con un espectrómetro de masas multi-colector con plasma acoplado inductivamente (MC-ICP-MS), siguiendo los procedimientos descritos en González-Guzmán et al. (2016). El MC-ICP-MS Thermo Neptune Plus® se encuentra instalado en el Laboratorio de Estudios Isotópicos (LEI), del Instituto de Geociencias (IGC) de la Universidad Nacional Autónoma de México (UNAM) en Querétaro.

Tabla 4. Configuración de las copas Faraday para el análisis de hafnio por MC-ICP-MS.

Medición de Hf -modo estático -MC-ICP-MS Neptune®, LEI, IGC, UNAM									
Copa Faraday	L4	L3	L2	L1	Center	H1	H2	H3	H4
Masa	172	174	175	176	177	179	180	181	182
Isótopos Hf		$^{174}\text{Hf}$		$^{176}\text{Hf}$	$^{177}\text{Hf}$	$^{179}\text{Hf}$	$^{180}\text{Hf}$		
Isóbaros	$^{172}\text{Yb}$	$^{174}\text{Yb}$		$^{176}\text{Yb}$			$^{180}\text{Ta}$	$^{181}\text{Ta}$	
			$^{175}\text{Lu}$	$^{176}\text{Lu}$			$^{180}\text{W}$		$^{182}\text{W}$

Siguiendo la metodología descrita en González-Guzmán et al. (2016), las alícuotas de Hf disueltas en 1 ml de  $\text{HNO}_3$  0.56M – HF 0.24M entraron al plasma a través de un sistema de desolvatación Aridus®. Este sistema de introducción de muestras líquidas utiliza Ar como gas acarreador y una mezcla de Ar y  $\text{N}_2$  como gas de barrido. Previo al análisis, se utilizó



una fracción de la muestra para dilución y realizar mediciones de la intensidad de los picos y estimar la concentración del Hf, para evitar saturar las copas Faraday con una señal muy fuerte durante las mediciones. Cuando fue necesario, las alícuotas de Hf fueron diluidas para obtener una concentración estimada de 50 partes por billón (ppb). Las mediciones fueron realizadas en modo estático utilizando copas Faraday, cuya configuración se muestra en la Tabla 3. El análisis de Hf consistió en ocho bloques de 10 ciclos, donde cada ciclo tiene un tiempo de integración de cuatro segundos. Entre las mediciones se realizaron limpiezas (washouts) con agua Mili-Q y una solución de HNO<sub>3</sub> 0.45M con trazas de HF por aproximadamente 120 a 240 segundos o hasta que la señal disminuyera por debajo de  $5 \times 10^{-4}$  V. La línea de base se adquirió al inicio y al final de la sesión analítica y consistió en la medición de fondo en posición pico (on-peak-zeroes, OPZ) utilizando la solución de washouts. Cuando la intensidad de la línea base estuvo por arriba de  $5 \times 10^{-4}$  V, las intensidades de OPZ fueron sustraídas de las señales correspondientes. Durante las sesiones analíticas se midió el estándar JMC 475, el cual arrojó un valor  $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$  de  $0.282154 \pm 0.000003$  ( $2\sigma$ ,  $n = 8$ ), similar al valor reportado por Zhang y Hu (2020;  $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf} = 0.282157 \pm 0.000008$ ).

### 3.7.3 Reducción y corrección de datos

La reducción de los datos fue realizada por el Dr. René González-Guzmán, técnico académico del IGC, con procedimientos descritos en González-Guzmán et al. (2016), los cuales consistieron en las correcciones por interferencia isobárica (IC), fraccionamiento isotópico (*mass bias*) y adición de *spike*.

En la primera etapa se realizaron las correcciones por interferencia isobárica de  $^{180}\text{Ta}$  y  $^{180}\text{W}$  en la señal  $^{180}\text{Hf}$  con la siguiente ecuación:

$$\begin{aligned}
 (^{180}\text{Hf})_{IC} = & (^{180}\text{Hf} + ^{180}\text{Ta} + ^{180}\text{W})_{Obs} - \left\{ \left[ \left( \frac{^{180}\text{Ta}}{^{181}\text{Ta}} \right)_{Nat} \times (^{181}\text{Ta})_{Obs} \right] + \right. \\
 & \left. \left[ \left( \frac{^{180}\text{W}}{^{182}\text{W}} \right)_{Nat} \times (^{182}\text{W})_{Obs} \right] \right\} \quad (6)
 \end{aligned}$$

Los subíndices *Obs* y *Nat* corresponden con los valores medidos y natural, respectivamente. La contribución del *spike* en la muestra se estimó con el parámetro D, el cual relaciona el

número de moles  $^{177}\text{Hf}$  en el spike ( $^{177}\text{Hf}_{\text{Sp}}$ ) con respecto al número de moles  $^{177}\text{Hf}$  natural ( $^{177}\text{Hf}_{\text{Nat}}$ ):

$$D = \frac{^{177}\text{N}_{\text{Sp}}}{^{177}\text{N}_{\text{Nat}}} = \frac{\left(\frac{^{180}\text{Hf}}{^{177}\text{Hf}}\right)_{\text{Nat}} - \left(\frac{^{180}\text{Hf}}{^{177}\text{Hf}}\right)_{\text{IC+MB}}}{\left(\frac{^{180}\text{Hf}}{^{177}\text{Hf}}\right)_{\text{IC+MB}} - \left(\frac{^{180}\text{Hf}}{^{177}\text{Hf}}\right)_{\text{Sp}}} \approx \frac{\left(\frac{^{180}\text{Hf}}{^{177}\text{Hf}}\right)_{\text{Nat}} - \left(\frac{^{180}\text{Hf}}{^{177}\text{Hf}}\right)_{\text{IC}}}{\left(\frac{^{180}\text{Hf}}{^{177}\text{Hf}}\right)_{\text{IC}} - \left(\frac{^{180}\text{Hf}}{^{177}\text{Hf}}\right)_{\text{Sp}}} \quad (7)$$

Los subíndices  $Sp$ ,  $IC$ , y  $MB$  corresponden con el spike y corregido por interferencia isobárica y *mass bias*, respectivamente. Las correcciones por spike en las relaciones  $^{179}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$  y  $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$  se calcularon con las ecuaciones 6 y 7, respectivamente.

$$\frac{\left(\frac{^{179}\text{Hf}}{^{177}\text{Hf}}\right)_{\text{Sp Corr}}}{\left(\frac{^{179}\text{Hf}}{^{177}\text{Hf}}\right)_{\text{Obs}}} = \frac{\left(\frac{^{179}\text{Hf}}{^{177}\text{Hf}}\right)_{\text{Obs}}}{\left(\frac{^{179}\text{Hf}}{^{177}\text{Hf}}\right)_{\text{Obs}}} + \left[ \left(\frac{^{179}\text{Hf}}{^{177}\text{Hf}}\right)_{\text{Obs}} - \left(\frac{^{179}\text{Hf}}{^{177}\text{Hf}}\right)_{\text{Sp}} \right] \times D \quad (8)$$

$$\frac{\left(\frac{^{176}\text{Hf}}{^{177}\text{Hf}}\right)_{\text{Sp Corr}}}{\left(\frac{^{176}\text{Hf}}{^{177}\text{Hf}}\right)_{\text{Obs}}} = \frac{\left(\frac{^{176}\text{Hf}}{^{177}\text{Hf}}\right)_{\text{Obs}}}{\left(\frac{^{176}\text{Hf}}{^{177}\text{Hf}}\right)_{\text{Obs}}} + \left[ \left(\frac{^{176}\text{Hf}}{^{177}\text{Hf}}\right)_{\text{Obs}} - \left(\frac{^{176}\text{Hf}}{^{177}\text{Hf}}\right)_{\text{Sp}} \right] \times D \quad (9)$$

Donde  $Sp Corr$  corresponde con la corrección por *spike*. Posteriormente se calculó el factor de fraccionamiento de  $Hf$  ( $\beta_{Hf}$ ) a partir de la relación  $^{179}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$  corregida por spike:

$$\beta_{Hf} = \ln \left[ \left(\frac{^{179}\text{Hf}}{^{177}\text{Hf}}\right)_{\text{Sp Corr}} / \left(\frac{^{179}\text{Hf}}{^{177}\text{Hf}}\right)_{\text{Nat}} \right] \div \ln \left[ \frac{\text{Masa } (^{179}\text{Hf})}{\text{Masa } (^{177}\text{Hf})} \right] \quad (10)$$

El parámetro de fraccionamiento ( $\beta_{Hf}$ ) se utilizó para corregir el *mass bias* en la relación  $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$  de acuerdo con la siguiente ecuación:

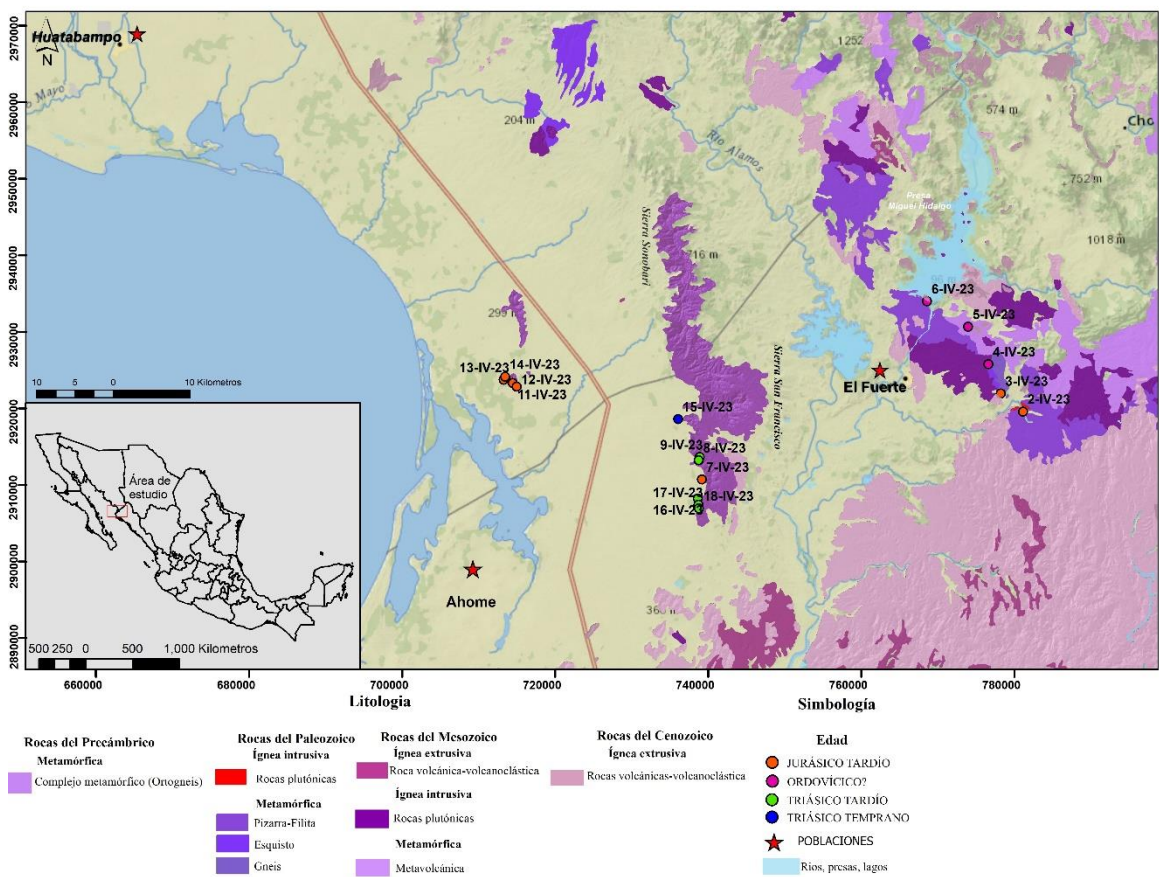
$$\left(\frac{^{176}\text{Hf}}{^{177}\text{Hf}}\right)_{\text{Sp Corr+MB}} = \left(\frac{^{176}\text{Hf}}{^{177}\text{Hf}}\right)_{\text{Sp Corr}} \times \ln \left[ \frac{\text{Masa } (^{179}\text{Hf})}{\text{Masa } (^{177}\text{Hf})} \right]^{\beta_{Hf}} \quad (11)$$

## **Capítulo IV. Resultados**

### 4.1 Unidades litológicas

Se analizaron 17 muestras de roca obtenidas en campo del Complejo Sonobari. A partir del contenido mineralógico y rasgos texturales identificados en el análisis petrográfico de las 17 muestras (Tabla 5, Figura 12), se identificaron 3 unidades litológicas en el Complejo Sonobari, las cuales son granito, esquisto, y ortogneis (Figuras 14, 15, 17, 18 y 19 respectivamente). A continuación, se describirán petrográficamente las diferentes unidades de rocas y minerales encontrados.

La descripción se dividió en dos partes: la zona Oriental del Complejo Sonobari, la cual abarca los alrededores de El Fuerte y contiene las unidades de granito y esquisto y la zona Occidental, la cual abarca la región de la Sierra de San Francisco y contiene las unidades de granito y ortogneis.



WGS\_1984\_UTM\_Zone\_12N

Figura 12. Mapa geológico del Complejo Sonobari. Modificado de Sarmiento-Villagrana et al. (2018) y la carta geológica G12-6 del INEGI (Huatabampo) a escala 1:250,000 ([https://www.inegi.org.mx/contenidos/productos/prod\\_serv/contenidos/espanol/bvinegi/productos/geografia/tematicas/Geologia\\_hist/1\\_250\\_000/702825675134.pdf](https://www.inegi.org.mx/contenidos/productos/prod_serv/contenidos/espanol/bvinegi/productos/geografia/tematicas/Geologia_hist/1_250_000/702825675134.pdf))

Tabla 5. Síntesis petrográfica del Complejo Sonobari

Zona	Muestra	Edad	Tipo de roca	Coordenadas		Qtz	Plg	FK	Ms	Bt	Hbl	Chl	Ep	Accesorios	Textura
				Coordena	E										
Este	2-IV-23	Jurásico Tardío	Gabro	2919831	752907	X	X?		X		X	X	X	Calcita	Grano grueso
Este	3-IV-23	Jurásico Tardío	Granito	2922211	749993	X	X	?	X	X			X	Zircón	
Este	4-IV-23	Ordovícico?	Esquistos	2926033	748361	X			X	X		X	X	Apatito	Foliación y bandeamiento
Este	5-IV-23	Ordovícico?	Esquistos	2930931	745720	X	X		X	X					Grano fino
Este	6-IV-23	Ordovícico?	Esquistos	2934245	740353	X	X			X		X			Grano fino
Oeste	7-IV-23	Jurásico Tardío	Ortogneis	2910966	710928										
Oeste	8-IV-23	Triásico Tardío	Ortogneis	2913490	710515										
Oeste	9-IV-23 A	Triásico Tardío	Ortogneis	2913886	710652	X	X			X			X	Titanita	Grano grueso
Oeste	9-IV-23 B	Triásico Tardío	Granito	2913886	710652	X	X	X	X	X					Grano muy grueso
Oeste	11-IV-23	Jurásico Tardío	Ortogneis	2923555	686202	X	X								
Oeste	12-IV-23	Jurásico Tardío	Ortogneis	2923093	686706	X	X		X	X					
Oeste	13-IV-23	Jurásico Tardío	Ortogneis	2923976	685013	X	X		X	X			X		Mirmekitas
Oeste	14-IV-23	Jurásico Tardío	Ortogneis	2924370	685220	X	X			X			X	Zircón	Foliación muy espaciada
Oeste	15-IV-23	Triásico Temprano	Ortogneis	2918858	707809	X	X			X	X		X	Titanita	
Oeste	16-IV-23	Triásico Tardío	Ortogneis	2908478	710382	X	X			X	X	X			
Oeste	17-IV-23	Triásico Tardío	Ortogneis	2907659	710474	X	X		X	X					
Oeste	18-IV-23	Triásico Tardío	Ortogneis	2907194	710536	X	X			X			X		

Abreviaturas: Bt= Biotita, Chl= Clorita, Ep= Epidota, FK= feldespato potásico, Qtz= cuarzo, Hbl= Hornblenda, Ms= Moscovita, Plg= plagioclasa.

#### 4.1.1 Afloramientos del Complejo Sonobari Oriental

La zona oriente se compone en su mayoría por rocas metasedimentarias polideformadas que forman parte de la Formación Río Fuerte, la cual contiene conodontos del ordovícico Medio-Tardío (Vega-Granillo et al., 2008). La Formación es cortada por cuerpos intrusivos deformados del Jurásico Tardío (Vega-Granillo et al., 2008), e intrusivos del Terciario sin deformación (Damon et al., 1983). Los metasedimentos de la Formación Río Fuerte cabalgan a rocas volcánico-sedimentarias foliadas del Jurásico Tardío que integran la Formación Topaco (Vega-Granillo et al., 2008).

Los tipos de roca que se muestrearon en la zona oriental del Complejo Sonobari son granito y esquistos (Figuras 14 y 15). El análisis petrográfico dio como resultado que la muestra 3-IV-23 (Figura 14), contiene cuarzo, plagioclasa, moscovita, feldespato potásico, biotita, epidota y zircón.

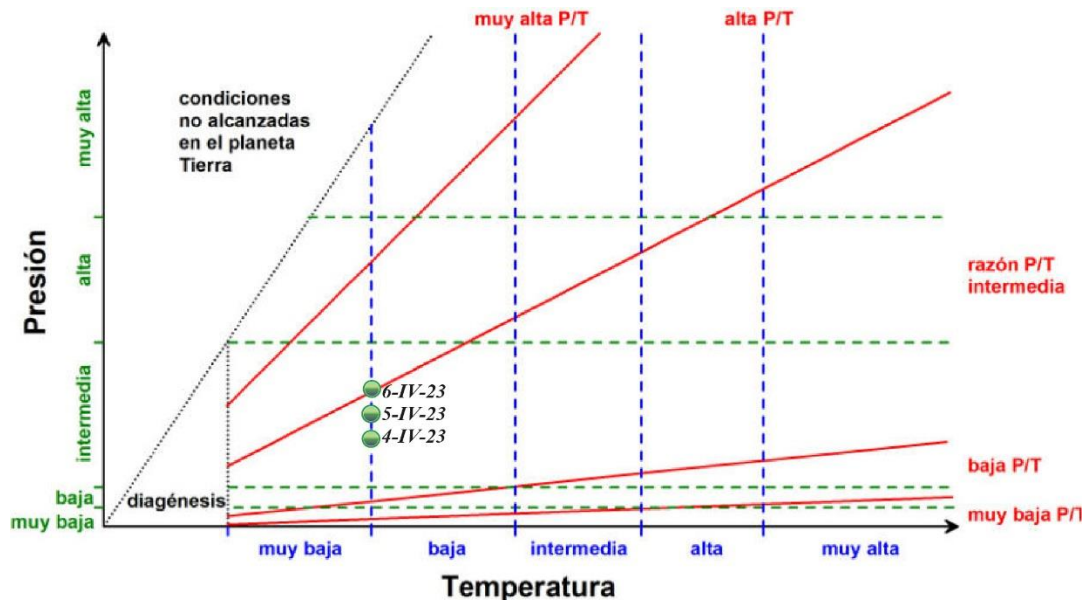


Figura 13. Esquema, nomenclatura y distribución en el espacio P-T de las facies metamórficas.

La muestra 2-IV-23 (Figura 15A) es un gabro. Mediante la petrografía se observó que la muestra es de grano grueso con minerales anhedrales y está compuesta principalmente por hornblenda, cuarzo, plagioclasa, también contiene moscovita, clorita, epidota y calcita.

Las muestras 4-IV-23, 5-IV-23 y 6-IV-23 son esquistos (Figura 15B, C, D) y se consideran como parte del basamento metasedimentario de la Fm. Río Fuerte. La muestra 4-IV-23 es un esquisto micáceo con foliación y bandeamiento composicional, está formada por cuarzo, moscovita, biotita muy cloritizada, epidota, albita y apatito (Figura 16). La paragénesis mineral sugiere un metamorfismo de bajo grado probablemente en facies de esquisto verde (Figura 14). Por su porcentaje de cuarzo (~70%) el posible protolito es una roca sedimentaria cuarzo-pelítica.

La muestra 5-IV-23 es un esquisto cuarzo micáceo de grano fino, con foliación marcada por las micas y microlitones de cuarzo. Contiene cuarzo, plagioclasa, moscovita, biotita, epidota y calcita, minerales secundarios como óxidos de color rojo y clorita a partir de biotita (Figura 15). La asociación mineralógica para rocas metamórficas sugiere un protolito sedimentario de roca cuarzo-pelítica con un metamorfismo en facies de esquisto verde (Figura 13).

La muestra 6-IV-23 es un esquisto cuarzo micáceo con textura milonítica con 60% de profidoclastos y 40% de matriz. Es una roca de grano fino con foliación lepidoblástica

anastomosada, la cual rodea a los porfidoclastos de cuarzo principalmente (Figura 15). El cuarzo presenta extinción ondulatoria y también está concentrado en bandas donde se observa una textura de mosaico debida a la recristalización. Contiene cuarzo, plagioclasa, biotita y moscovita, por esa paragénesis se infiere un protolito de roca sedimentaria cuarzo-pelítica con metamorfismo en facies de esquistos verde (Figura 13).

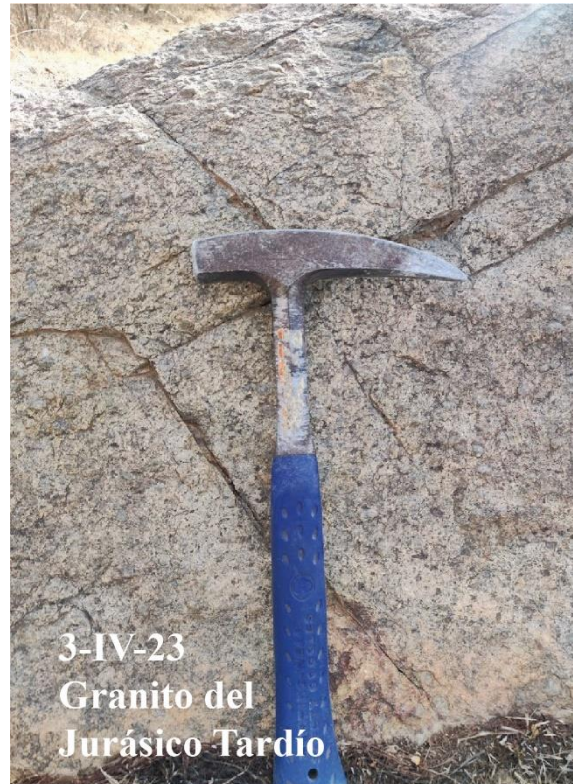


Figura 14. Roca granítica.

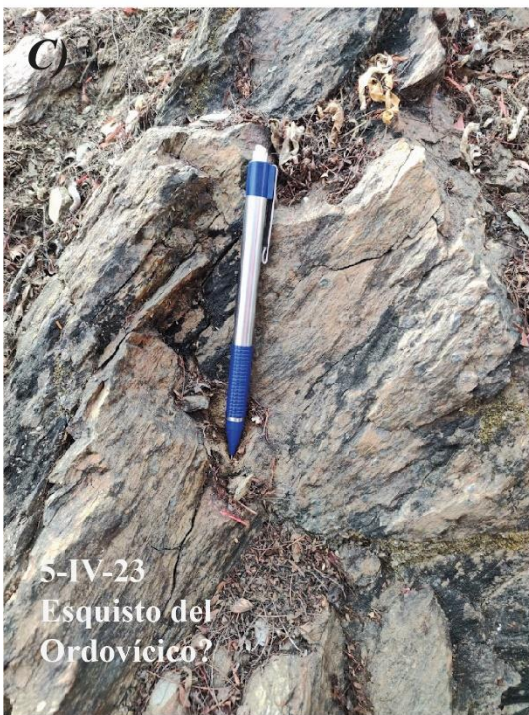
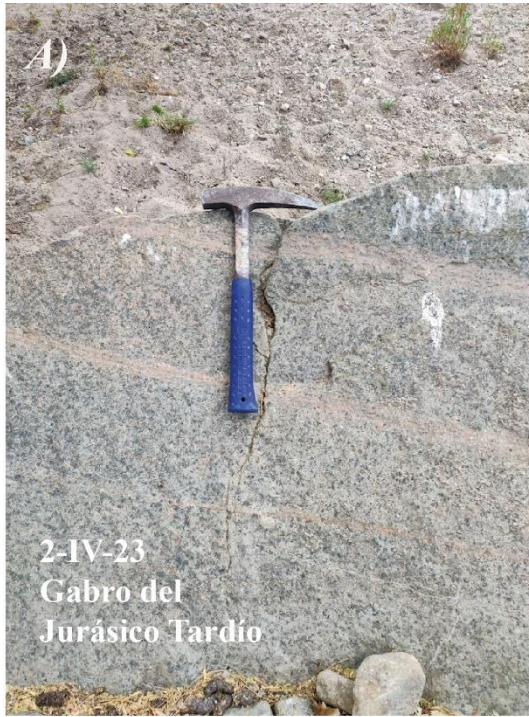


Figura 15. A) Gabro, B): Esquisto micáceo, biotita muy cloritizada C), y D): Esquistos.



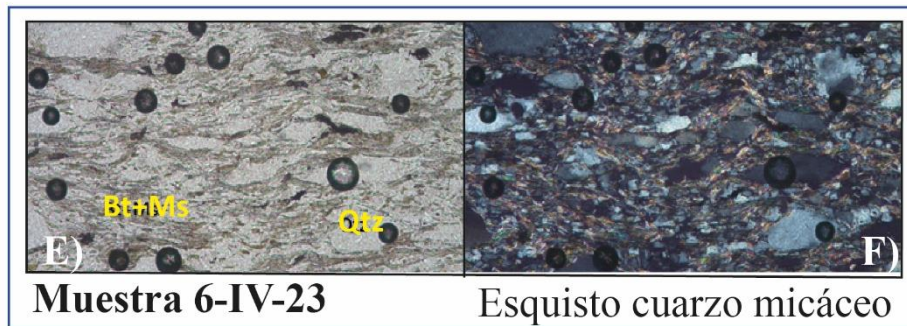
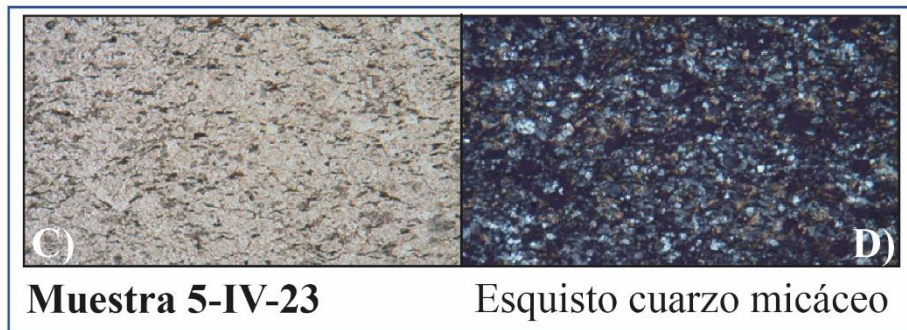
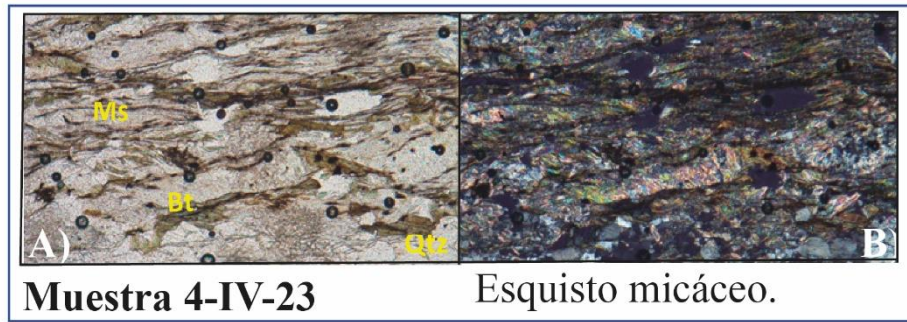


Figura 16. Fotomicrograffas de los esquistos del Complejo Sonobari Oriental. A) Luz plana y B) Nícoles cruzados: muestra 4-IV-23, roca de grano fino con paragénesis de cuarzo + clorita + biotita + moscovita ± albita. Presenta un bandeamiento composicional con bandas de cuarzo y micas. C) Luz plana y D) Nícoles cruzados: muestra 5-IV-23 roca grano fino con paragénesis de cuarzo + plagioclasa + biotita + moscovita ± epidota. Presenta foliación lepidoblástica incipiente. E) Luz plana y F) Nícoles cruzados: muestra 6-IV-23 roca de grano fino con paragénesis de cuarzo + plagioclasa + biotita + moscovita. Tiene textura milonítica con 60% de porfidoclastos y 40% de matriz aproximadamente. Abreviaturas: Bt= Biotita, Chl= Clorita, Qtz= cuarzo, Ms= Moscovita.

#### 4.1.2 Afloramientos del Complejo Sonobari Occidental

En la zona Occidental del Complejo Sonobari se muestrearon ortogneises (Figuras 17, 18 y 19). La muestra 9-IV-23A es un ortogneis de grano grueso, con una foliación anastomosada marcada por cristales de biotita de color café-verdosa, contiene cuarzo, plagioclasa, biotita, epidota y como accesorio titanita. Los minerales del grupo de la epidota también están orientados en el sentido de la foliación.

La muestra 9-IV-23B (Figura 17) es un granito con deformación milonítica, que contiene cuarzo recristalizado con textura de mortero, plagioclasa con maclas deformadas, feldespato potásico (microclina), moscovita, biotita cloritizada, cuarzo feldespática con texturas gráficas de alta temperatura relictas del granito.

Las muestras 11-IV-23, 12-IV-23, 13-IV-23, 14-IV-23, 15-IV-23, 17-IV-23 y 18-IV-23 (Figura 18 y 19) son ortogneises con contenido de cuarzo, plagioclasa, biotita, ± moscovita y epidota, como accesorios se observa zircón y titanita principalmente, también es posible observar clinozoisita (muestra 13-IV-23). La muestra 16-IV-23 tiene una textura milonítica comparada con el resto de las rocas, observándose cuarzo, plagioclasa, hornblenda muy alterada y clorita.

La muestra 11-IV-23 contiene cuarzo y plagioclasa. La muestra 12-IV-23 contiene cuarzo, plagioclasa, moscovita y biotita. La muestra 13-IV-23 contiene cuarzo, plagioclasa, moscovita, biotita, abundante epidota, como accesorio contiene clinozoisita, mirmequita de textura gráfica. La muestra 14-IV-23 contiene cuarzo, plagioclasa, biotita café la cual está orientada marcando una foliación muy espaciada, abundante epidota y zircón como accesorio. La muestra 15-IV-23 contiene cuarzo, plagioclasa, biotita, hornblenda y abundante epidota, como accesorio contiene titanita. La muestra 16-IV-23 contiene cuarzo, plagioclasa, biotita, hornblenda muy alterada y clorita, además se observa la recristalización del cuarzo, textura milonítica con una mayor deformación que las otras rocas. La muestra 17-IV-23 contiene cuarzo, plagioclasa, moscovita y biotita. La muestra 18-IV-23 contiene cuarzo, plagioclasa, biotita y abundante epidota.



Figura 17. Granito deformado, contiene microclina y biotita muy cloritizada.



Figura 18. A) y B): Ortogneises mesocráticos de grano medio con plegamiento isoclinal. C), D), E) y F): Ortogneises leucocráticos de grano medio con estructura bandeada.



Figura 19. A): Ortogneis leucocrático de grano medio con estructura bandeada típica. B), C), D), E) y F): Ortogneises leucocráticos y mesocráticos de grano medio con foliación bien desarrollada.

## 4.2 Geología estructural

Un lineamiento se define de acuerdo con O'Leary et al. (1976) como un rasgo lineal, simple o compuesto, cartografiado de la superficie, cuyas partes se alinean de manera rectilínea o ligeramente curvilínea, difiriendo del patrón de los rasgos adyacentes y que puede reflejar algún fenómeno del subsuelo. Por lo tanto, se puede considerar un lineamiento geológico como una expresión lineal, a gran escala que evidencia rasgos subyacentes tal como fallas, fracturas o contactos litológicos.

De acuerdo con Rahiman y Pettinga (2008), la disponibilidad y buena resolución de las imágenes de satélite facilitan la correlación entre los lineamientos fotointerpretados y las estructuras de fallas y fracturas cartografiadas en el campo. A través de la interpretación de rasgos estructurales en imágenes de satélite se identificaron lineamientos rectilíneos, los cuales se muestran en el mapa geológico de la Figura 20 y se describen a continuación.

En la Figura 20 se muestra el mapa geológico del Complejo Sonobari con los lineamientos rectilíneos más importantes interpretados, cuyas longitudes varían entre 420 m y 3.5 km.

En la zona occidental del Complejo Sonobari, el 26.2% de los lineamientos se orientan hacia el noreste, con direcciones entre  $55^{\circ}$  y  $65^{\circ}$  ( $n = 42$ , Figura 21). Mientras que el 21.6% de los lineamientos en la zona oriental del Complejo Sonobari se orientan principalmente entre los  $35^{\circ}$  y  $45^{\circ}$  ( $n = 148$ , Figura 22).

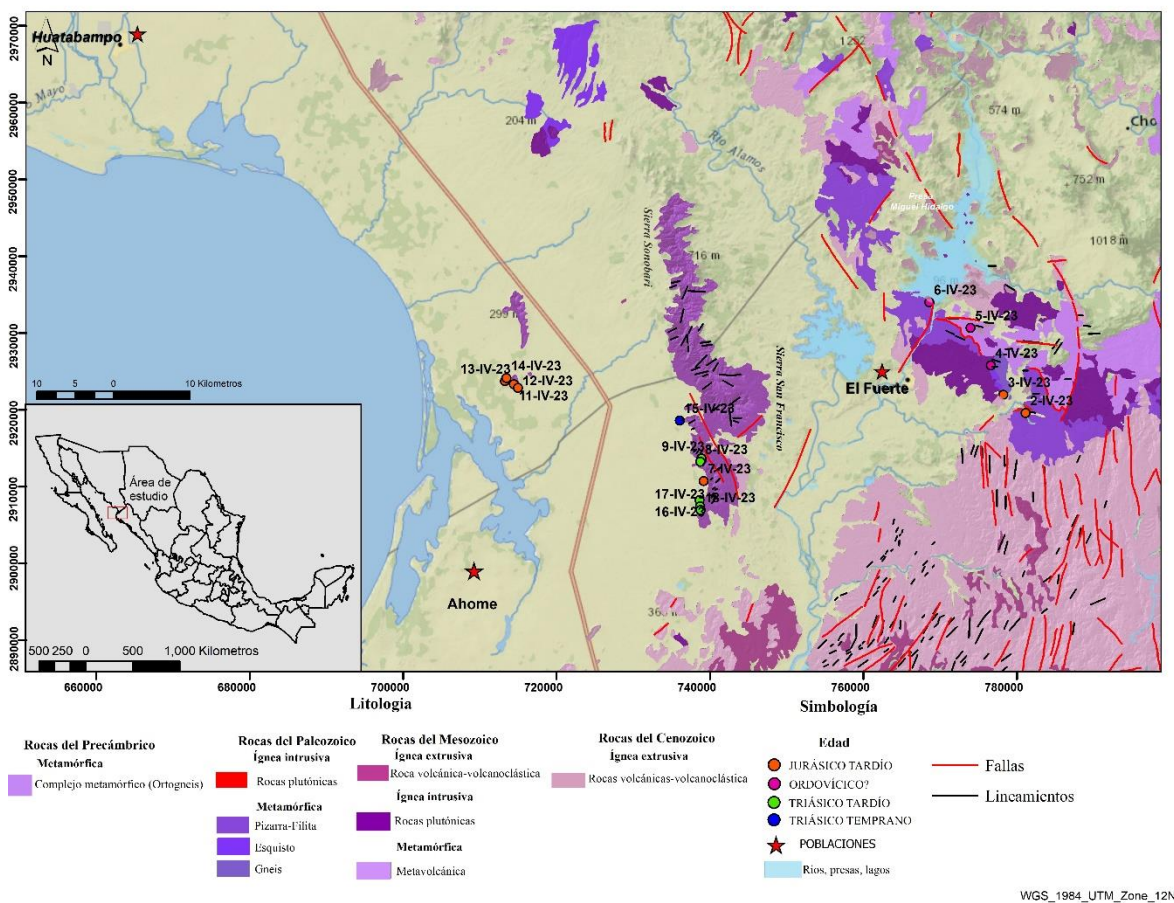


Figura 20. Mapa geológico y de lineamientos rectilíneos interpretados con base en imágenes de satélite. Elaborado en ArcMap10.5.

A) Lineamientos en el Complejo Sonobari oriental  
N= 42

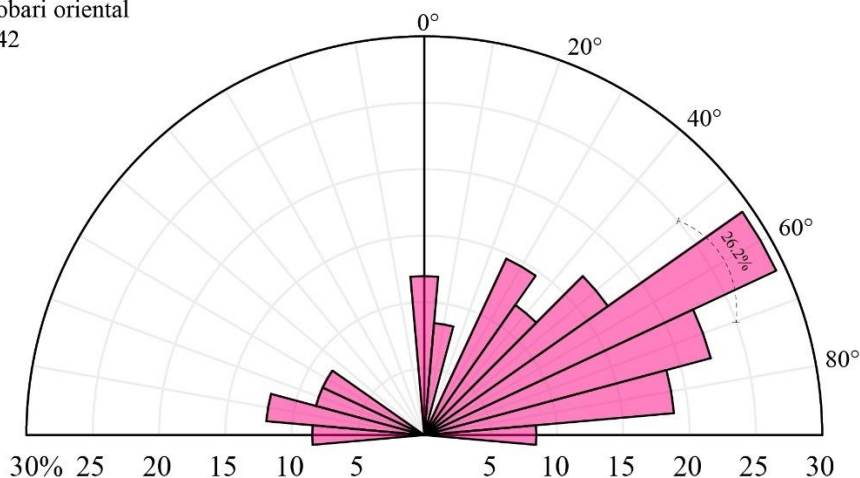


Figura 21. Diagrama de rosa del Complejo Sonobari Occidental, muestran la tendencia de los lineamientos rectilíneos.

B) Lineamientos en el Complejo  
 Sonobari occidental  
 N= 148

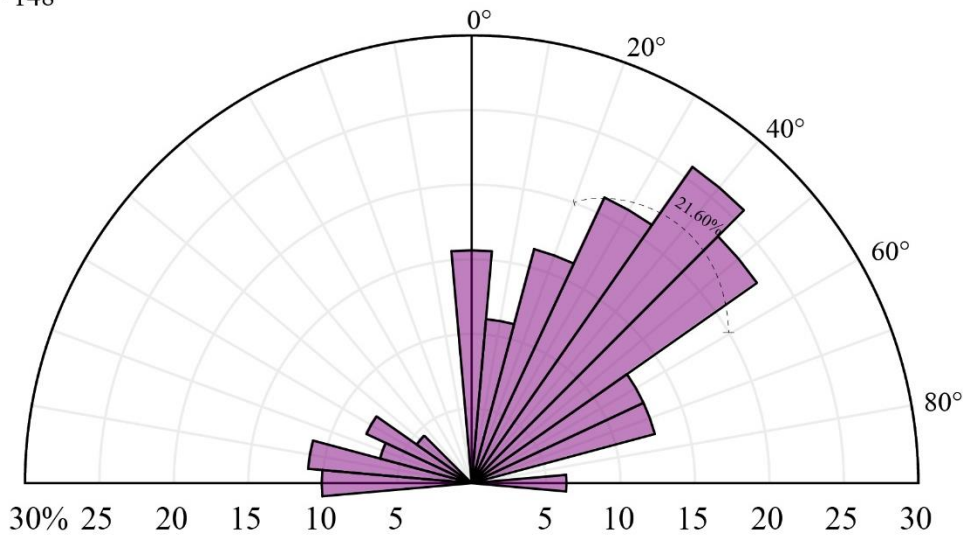


Figura 22. Diagrama de rosa del Complejo Sonobari Oriental, muestran la tendencia de los lineamientos rectilíneos.

### 4.3. Geoquímica de roca total

A continuación, se presentan los resultados del análisis geoquímico en roca total de las 17 muestras colectadas en campo y se describirán los resultados a partir de diagramas. El diagrama TAS (álcalis totales vs SiO<sub>2</sub>) se utilizó para clasificar geoquímicamente las rocas, tal como los diagramas de clasificación para rocas graníticas de acuerdo con Frost et al. (2001), así como el diagrama AFM (Irvine y Baragar, 1971) y el diagrama de saturación de alúmina (Shand, 1943). La distribución geográfica se muestra en la Figura 20 y los datos de ubicación se encuentran en la Tabla 2.

#### 4.3.1 Geoquímica de elementos mayores

La composición química de elementos mayores de roca total se presenta en la Tabla 6. En el diagrama TAS de la Figura 23, las muestras se distribuyen de la siguiente manera: dos muestras pertenecen al Complejo Sonobari Oriental (El Fuerte), que tienen clasificaciones de gabro y granito de acuerdo con el diagrama TAS (Figura 23). En el Complejo Sonobari Occidental (Huatabampo) se encuentran 12 muestras, 10 granitos, una diorita y una diorita-



gabroica. La totalidad de las muestras grafican en el campo de la serie subcalina. La muestra con el porcentaje de sílice más alto (74.77%) fue la 3-IV-23, un granito de la zona oriental y la muestra con el valor más bajos de sílice fue la 2-IV-23 (45.11%), un gabro de la zona oriental.

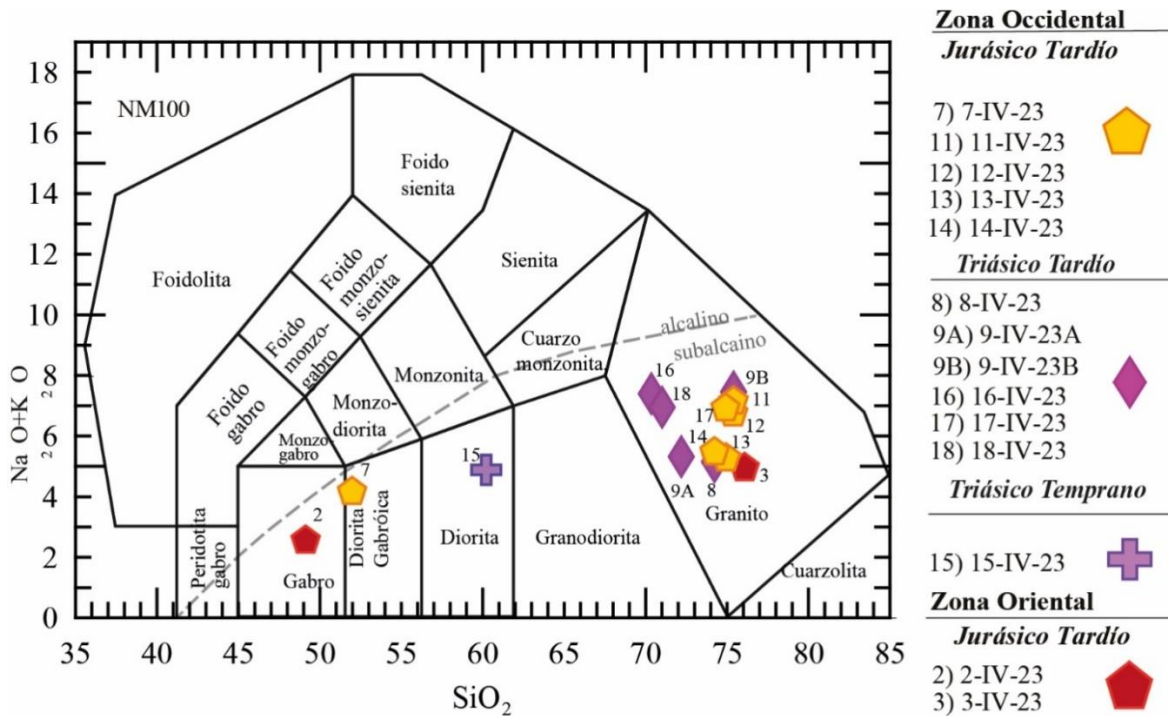


Figura 23. Diagrama de álcalis totales vs sílice (TAS; Middlemost, 1994; según Le Maitre et al., 2002) de las rocas del Complejo Sonobari. La subdivisión entre las series alcalina y subcalina (línea discontinua) es la propuesta por Irvine y Baragar (1971).

También se graficaron las muestras en el diagrama Y/Nb vs Zr/Ti de Pearce. (1996; Figura 24), que utiliza elementos traza inmóviles, esto debido a la posibilidad de que haya existido movilidad de óxidos mayores durante el metamorfismo que sufrieron las muestras del Complejo Sonobari. Al graficar las muestras todas caen en el campo subcalino, en los campos de riolitas/dacitas (granito), andesita + basalto-andesita (diorita) y basalto (gabro). Las muestras (8-IV-23, 16-IV-23 y 18-IV-23) cambiaron del campo de granito en el diagrama



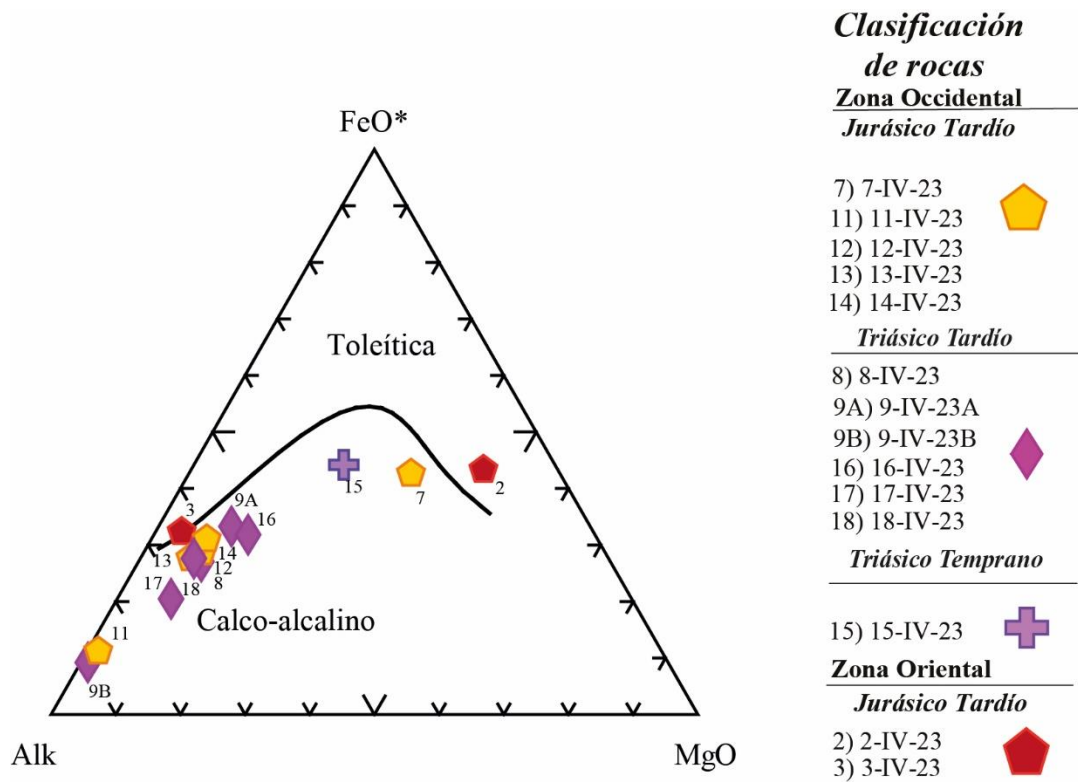


Figura 25. Diagrama AFM (Irvine y Baragar, 1971).

Tomando en consideración los resultados de la petrografía en donde las muestras 4-IV-23, 5-IV-23 y 6-IV-23 fueron clasificadas como metamórficas con protolitos sedimentarios se graficaron en un diagrama de clasificación para rocas sedimentarias propuesto por Herron (1988) para areniscas y lutitas. Las muestras metasedimentarias de la zona Oriental del Complejo Sonobari presentan similitud geoquímica con arenisca ferrosa (4-IV-23 y 5-IV-23) y cuarzoarenita (6-IV-23; Figura 26A). También se graficaron en el diagrama de función de discriminación de Roser y Korsch (1988), el cual está basado en la proporción de elementos mayores y sugiere que los protolitos sedimentarios derivaron de fuentes como rocas ígneas intermedias y continental madura (Figura 26B).

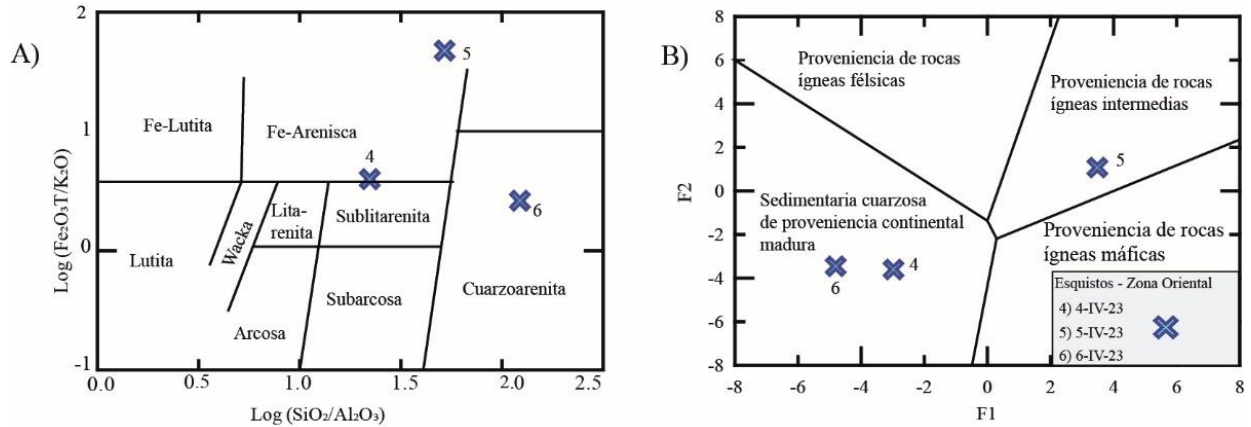


Figura 26. (A) Diagrama de clasificación geoquímica de areniscas y lutitas de Herron (1988), muestra la clasificación de los protolitos de los paragneises. (B) Diagrama de función discriminación con elementos mayores de areniscas y lodolitas (Roser y Korsch, 1988), utilizado para identificar la proveniencia de los protolitos de los paragneises.  $F1 = 1.773\text{TiO}_2 + 0.607\text{Al}_2\text{O}_3 + 0.76\text{Fe}_2\text{O}_3 - 1.5\text{MgO} + 0.616\text{CaO} + 0.509\text{Na}_2\text{O} - 1.224\text{K}_2\text{O} - 9.09$ ;  $F2 = 0.445\text{TiO}_2 + 0.07\text{Al}_2\text{O}_3 - 0.25\text{Fe}_2\text{O}_3 - 1.142\text{MgO} + 0.438\text{CaO} + 1.475\text{Na}_2\text{O} + 1.426\text{K}_2\text{O} - 6.861$ .

Tabla 6. Geoquímica de elementos mayores de roca total del Complejo Sonobari.

Muestra	2-IV-23	3-IV-23	4-IV-23	5-IV-23	6-IV-23	7-IV-23	8-IV-23	9-IV-23A	9-IV-23B	11-IV-23	12-IV-23	13-IV-23	14-IV-23	15-IV-23	16-IV-23	17-IV-23	18-IV-23
Tipo de roca																	
Petrográfica	Gabro	Granito	Esquisto	Esquisto	Esquisto	Ortogneis	Ortogneis	Ortogneis	Granito	Ortogneis	Ortogneis	Ortogneis	Ortogneis	Ortogneis	Ortogneis	Ortogneis	Ortogneis
Geoquímica	Gabro	Granito	Fe-Arenisca	Fe-Arenisca	Cuarzoarenita	Diorita	Granito	Granito	Granito	Granito	Granito	Granito	Granito	Diorita	Granito	Granito	Granito
Latitud	752907	749993	748361	745720	740353	710928	710515	710652	710652	686202	686706	685013	685220	707809	710382	710474	710536
Longitud	2919831	2922211	2926033	2930931	2934245	2910966	2913490	2913886	2913886	2923555	2923093	2923976	2924370	2918858	2908478	2907659	2907194
SiO <sub>2</sub>	45.11	74.77	64.18	67.91	78.68	50.56	74.27	71.3	73.54	74.65	73.4	73.6	72.76	58.24	69.3	73.99	70.99
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15.28	13.12	16.7	12.2	9.74	17.11	14.11	14.32	14.11	14.75	12.31	13.73	13.44	16.63	13.79	13.59	14.92
FeOt	9.78	2.74	7.08	6.69	3.31	8.3	2.45	3.5	0.83	1.01	3.37	2.46	3.06	7.09	4.8	2.18	3.32
MnO	0.176	0.024	0.046	0.1	0.057	0.245	0.037	0.034	0.034	0.018	0.095	0.036	0.03	0.127	0.061	0.041	0.041
MgO	9.19	0.31	2.38	0.97	1.01	6.02	0.79	1.07	0.09	0.14	0.95	0.62	0.76	3.35	1.98	0.8	0.9
CaO	10.3	2.54	0.26	3.25	0.76	10.76	3.14	3.23	1.71	1.42	0.63	2.54	2.46	6.51	1.31	1.34	2.78
Na <sub>2</sub> O	1.28	4.25	0.38	4.32	0.72	3.64	4.21	3.9	4.82	5.17	5.3	4.21	4.22	3.16	2.97	4.77	4.08
K <sub>2</sub> O	1.06	0.61	3.89	1.25	2.18	0.4	0.94	1.35	2.45	1.9	1.27	0.96	1.14	1.56	4.31	2.06	2.86
TiO <sub>2</sub>	0.459	0.164	0.803	0.637	0.449	0.94	0.283	0.331	0.027	0.04	0.318	0.241	0.337	0.582	0.377	0.18	0.3
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.15	0.02	0.16	0.16	0.08	0.12	0.07	0.08	< 0.01	< 0.01	0.07	0.05	0.11	0.17	0.09	0.05	0.1
LOI	6.4	0.73	3.67	2.94	2.51	1.54	0.66	0.61	0.41	0.71	0.62	1.27	0.54	1.51	0.88	0.64	0.54
Total	99.18	99.28	99.56	100.4	99.49	99.62	101	99.72	98.02	99.82	98.33	99.72	98.87	98.93	99.86	99.64	100.8

En este trabajo se adoptaron los criterios de Frost et al. (2001) para clasificar las rocas del Complejo Sonobari, el cual consiste en un esquema de discriminación tectónica para granitoides dividido en tres niveles: diagramas índice de Fe\*, índice modificado de álcalis-calcio (Modified alkali-lime index; MALI) y el diagrama de saturación de alúmina.

El primer diagrama de clasificación es el índice de Fe\*, donde  $Fe^* = [FeOt / (FeOt + MgO)]$  y es utilizado para distinguir los patrones que sigue el FeO durante la diferenciación del fundido. De esta relación resultan dos tendencias, la primera corresponde al enriquecimiento en FeO cuando el sílice se mantiene bajo (campo ferroano o toleítico), mientras que en la segunda tendencia aumenta el sílice con un mínimo enriquecimiento de FeO con relación al MgO (campo magnesiano o calco-alkalino). Estos dos campos están discriminados por la línea definida por Miyashiro (1970; en Frost et al., 2001), donde la mayoría de las desviaciones encontradas a través de esta línea se da en el campo de las rocas calco-alkalinas cuando hay valores de  $SiO_2 > 70\%$  y estas tienden hacia el campo de las rocas toleíticas (Frost et al., 2001). De las trece muestras del Complejo Sonobari graficadas en el diagrama índice de Fe\*, once grafican en el campo magnesiano y tres en el campo ferroano (Figura 27A).

El segundo diagrama de saturación de alúmina (Shand, 1943), el cual está definido por la relación molecular de  $Al/(Ca + Na + K)$  vs.  $Al/(Na + K)$ , donde se reconocen tres niveles de saturación de aluminio (Figura 27B). Este parámetro indica el equilibrio entre aluminio y álcalis, o si alguno de ellos está en exceso para formar feldespatos. La mayoría de las rocas máficas son metaluminosas y no muestran exceso de aluminio. En cambio, las rocas graníticas pueden ser metaluminosas, peraluminosas o peralcalinas. Cuando hay un exceso de alúmina sobre los álcalis, la roca se considera peraluminosa (Frost y Frost, 2008). En la Figura 27B se observa que las muestras 5-IV-23 (esquistos), 7-IV-23 y 15-IV-23 (ambas ortogneis) grafican en el campo metaluminoso y el resto en el campo peraluminoso.

El tercer diagrama de clasificación es el de MALI, el cual clasifica las rocas de acuerdo con la relación  $(Na_2O + K_2O - CaO)$  vs.  $SiO_2$ , en donde se pueden observar las tendencias regidas por procesos de cristalización fraccionada. Este índice aumenta cuando aumenta el contenido de  $SiO_2$  en las rocas y se reconoce que muchas de las cámaras comagmáticas muestran una tendencia similar en este diagrama (Frost et al., 2001). Las muestras del Complejo Sonobari grafican en los campos calcico-alkalinos, calco-alkalino y cálcico en la Figura 27C.

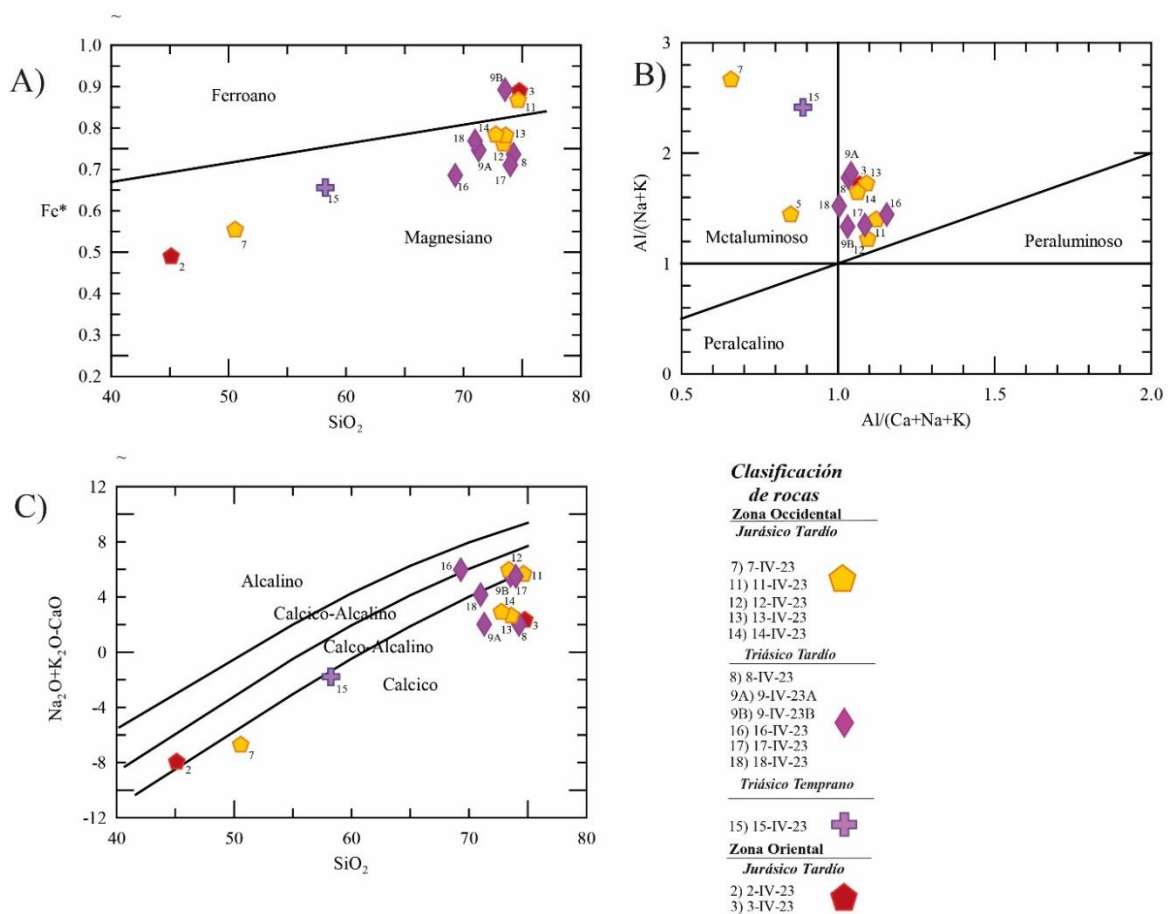


Figura 27. A) Diagrama índice de Fe\* vs SiO<sub>2</sub>, donde Fe\* = FeOt/(FeO+MgO). B) Diagrama de saturación de alúmina (Shand, 1943). C) Diagrama MALI (MALI = Na<sub>2</sub>O + K<sub>2</sub>O - CaO) vs SiO<sub>2</sub>

En el diagrama de discriminación tectónica de Pearce et al. (1984) las rocas grafican en el campo de granitos de arco volcánico (VAG; Figura 28),

En resumen, estas rocas tienen un comportamiento cálcico a calco-alcalino (algunas muestras en la frontera con cálcico-alcalino), la mayoría de las muestras son peraluminosas. Los tipos de rocas analizados son gabro, diorita gabroíca, diorita y granito. Se sugiere la posible cristalización de magnetita en una etapa temprana, evitando el enriquecimiento en Fe durante la diferenciación (Frost et al., 2001) y considerando la clasificación tectónica para granitos

propuesta por Pearce et al. (1984) las rocas del Complejo Sonobari se pudieron haber formado en un ambiente de arco volcánico.

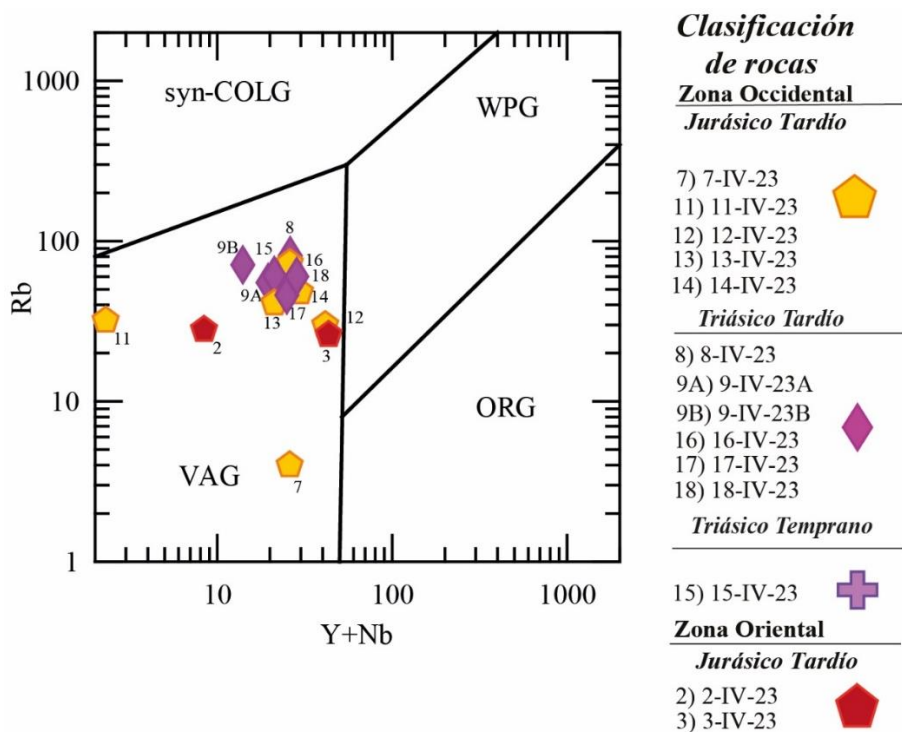


Figura 28. Diagrama de discriminación Rb vs. (Y+Nb) para granitos (Pearce et al., 1984). VAG = granitos de arco volcánico, SCG = granitos sincolisionales, WPG = granitos de intraplaca, ORG = granitos de dorsal oceánica.

#### 4.3.2 Geoquímica de elementos traza



A continuación, se presentan los resultados de los análisis de elementos traza, los cuales se reportan en la Tabla 7. Los patrones de elementos de tierras raras se agruparon por zona y edad, es decir, se presentan las edades de roca de acuerdo con la zona del Complejo Sonobari. Los diagramas de tierras raras fueron normalizados a condrita (Sun y McDonough, 1989), mientras que los diagramas multi-elementales fueron normalizados con valores del manto primitivo (Palme y O'Neill, 2014), contrastando las relaciones elementales entre las muestras analizadas y un manto primordial, similar en composición a la Tierra después de la diferenciación del núcleo de Fe–Ni, pero antes de la formación de cualquier corteza continental (denominada como Bulk Silicate Earth). Este tipo de diagramas permite evidenciar procesos evolutivos en la fuente mantélica como diferenciación del magma, procesos de asimilación, diversos grados de fusión parcial y otros fenómenos ocurridos dentro de la cámara magmática (Rollinson y Pease, 2021).

Tabla 7. Elementos traza (ppm) de las rocas del Complejo Sonobari.

Muestra	2-IV-23	3-IV-23	4-IV-23	5-IV-23	6-IV-23	7-IV-23	8-IV-23	9-IV-23A	9-IV-23B	11-IV-23	12-IV-23	13-IV-23	14-IV-23	15-IV-23	16-IV-23	17-IV-23	18-IV-23
Tipo de roca																	
Petrográfica	Gabro	Granito	Esquisto	Esquisto	Esquisto	Ortogneis	Ortogneis	Ortogneis	Granito	Ortogneis	Ortogneis	Ortogneis	Ortogneis	Ortogneis	Ortogneis	Ortogneis	Ortogneis
Geoquímica	Gabro	Granito	Fe-Arenisca	Fe-Arenisca	Cuarzoarenita	Diorita	Granito	Granito	Granito	Granito	Granito	Granito	Granito	Diorita	Granito	Granito	Granito
Sc	39	5	16	26	7	39	4	6	4	< 1	10	3	6	21	7	3	7
Be	< 1	1	3	1	1	< 1	1	1	2	< 1	< 1	1	1	1	< 1	1	1
V	221	10	125	31	58	296	36	52	6	9	30	33	37	168	56	27	44
Cr	490	470	340	250	370	340	440	510	470	590	410	650	430	410	470	510	410
Co	38	2	18	5	6	22	4	5	1	1	4	5	4	19	11	6	6
Ni	80	< 20	50	< 20	< 20	40	< 20	< 20	< 20	< 20	< 20	< 20	< 20	< 20	< 20	< 20	< 20
Cu	30	< 10	10	< 10	10	< 10	< 10	< 10	< 10	10	60	10	20	10	< 10	20	< 10
Zn	90	< 30	90	100	50	90	< 30	< 30	< 30	< 30	60	< 30	40	80	40	< 30	< 30
Ga	13	17	22	16	11	17	13	13	17	12	12	13	14	18	14	12	15
Ge	1.4	1.4	1.8	1.2	1.2	1.6	1.1	1	1.2	0.8	0.6	0.8	1.1	1.4	0.9	0.9	1.3
As	< 5	< 5	< 5	5	< 5	< 5	13	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5
Rb	28	26	129	30	73	4	61	55	71	32	32	41	48	49	81	46	60
Sr	307	181	23	110	36	404	308	291	140	344	71	354	318	549	155	142	313
Y	7.2	37.9	28.5	34.3	18.1	23.1	13.9	12.6	9.4	1.5	33.2	17.1	21.1	16.2	19.5	18.1	20.3
Zr	24	106	166	134	284	97	100	121	34	31	231	178	188	70	145	125	131
Nb	1.2	5.4	18	7.1	7.9	2.8	7.3	6.9	4.6	0.8	5.3	4.1	8.6	8.2	6.6	6.9	8.2
Mo	4	12	7	35	9	4	10	12	11	14	11	16	10	9	11	11	9
Ag	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5
In	< 0.1	< 0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	< 0.1	< 0.1	< 0.1	< 0.1	< 0.1	< 0.1	< 0.1	0.1	0.1	< 0.1	< 0.1
Sn	< 1	2	4	1	3	1	1	1	1	< 1	1	2	1	1	1	1	1
Sb	0.3	0.2	< 0.2	0.3	0.2	0.2	0.4	< 0.2	0.5	< 0.2	< 0.2	< 0.2	< 0.2	< 0.2	< 0.2	< 0.2	< 0.2
Cs	0.6	0.8	1.6	0.9	3.4	0.2	1.7	1.2	0.6	0.2	0.4	0.7	0.7	1.2	1.2	0.4	0.6
Ba	390	1405	864	462	634	138	383	776	278	2892	475	603	607	703	2015	1149	2465
La	4.15	32.4	39.3	17.9	21.5	10.2	25.5	16.2	1.95	0.3	32	34	45.3	14.7	31	26.5	22.4
Ce	8.42	71.4	89.4	37.8	48.6	26	45.9	29.6	4.53	0.6	59.5	65.9	82.9	30.1	57.1	50.8	42
Pr	1.08	7.46	10	4.75	5.43	3.64	4.78	3.23	0.59	0.11	7.09	7.26	8.88	3.65	6.39	5.48	4.73
Nd	4.88	27.9	36.7	20.8	20.6	16.3	17	11.7	2.33	0.41	27.7	25.9	31.8	15.3	23.3	18.9	16.9
Sm	1.15	5.5	7.47	5.24	4.07	3.84	2.82	2.41	0.83	0.11	6.02	5.14	5.39	3.22	4.22	3.53	3.09
Eu	0.404	0.601	1.3	1.46	0.745	1.52	0.632	0.629	0.232	0.071	1.09	0.773	0.713	0.893	1.07	0.544	0.699
Gd	1.28	5.16	5.91	5.37	3.43	4.08	2.3	2.24	1.01	0.15	5.52	4.43	4.43	3.02	3.41	2.73	2.88
Tb	0.2	0.89	0.89	0.92	0.51	0.61	0.35	0.34	0.19	0.02	0.89	0.65	0.62	0.45	0.53	0.47	0.49
Dy	1.23	6.18	5.72	5.91	3.22	4.06	2.18	2.06	1.21	0.18	5.69	3.5	3.94	2.89	3.4	2.94	3.29
Ho	0.26	1.4	1.13	1.26	0.68	0.88	0.45	0.44	0.29	0.04	1.23	0.61	0.76	0.59	0.71	0.64	0.73
Er	0.73	4.19	3.09	3.81	1.97	2.53	1.34	1.26	0.99	0.16	3.67	1.64	2.17	1.79	1.82	1.84	2.16
Tm	0.112	0.603	0.44	0.546	0.291	0.355	0.195	0.164	0.152	0.029	0.544	0.208	0.276	0.238	0.249	0.27	0.341
Yb	0.77	4.21	3.13	3.85	2.14	2.24	1.33	1.05	1.14	0.28	3.77	1.24	1.74	1.6	1.6	1.82	2.48
Lu	0.112	0.721	0.485	0.606	0.334	0.355	0.22	0.175	0.189	0.051	0.576	0.201	0.275	0.262	0.253	0.293	0.405
Hf	0.5	3.1	4.3	3.4	6	2.3	2.6	2.8	1.4	0.7	5.4	4.6	4.8	1.7	3.5	3.2	3.4
Ta	0.07	0.46	1.07	0.4	0.61	0.11	1.24	0.23	0.56	0.04	0.5	0.31	0.55	0.34	0.3	0.59	0.83
W	1.2	0.9	2.5	0.7	2	< 0.5	0.8	0.7	0.6	0.9	0.6	0.9	0.6	0.8	1.4	0.9	0.7
Tl	0.11	0.14	0.45	0.28	0.35	< 0.05	0.27	0.22	0.33	0.09	0.09	0.13	0.15	0.21	0.23	0.15	0.17
Pb	15	< 5	< 5	9	< 5	< 5	7	< 5	17	7	5	< 5	< 5	8	6	< 5	< 5
Bi	0.5	< 0.1	< 0.1	< 0.1	< 0.1	0.2	< 0.1	< 0.1	< 0.1	< 0.1	< 0.1	< 0.1	< 0.1	< 0.1	< 0.1	< 0.1	< 0.1
Th	1.01	10.1	15.9	4.96	8.44	2.14	10.9	9.13	1.02	< 0.05	8.02	19.2	21.9	3.52	11.1	11.9	7.5
U	0.35	1.73	2.67	1.54	1.59	1.47	2.85	2.81	1.88	0.19	2.34	2.31	2.89	0.68	1.46	1.72	2

#### 4.2.2.1 Complejo Sonobari Oriental

En el diagrama de tierras raras de la Figura 29 están graficadas las muestras Jurásicas de la zona de El Fuerte normalizadas a condrita (Sun y McDonough. 1989). Se observaron variaciones en los patrones de tierras raras en función de la litología, la roca de composición geoquímica granítica tiene un patrón con una mayor concentración de tierras raras en general, ligeramente enriquecido en tierras raras ligeras con respecto a las tierras raras pesadas y con anomalías negativas de Eu. La anomalía negativa de Eu sugiere una cristalización bajo la influencia de la plagioclasa. En contraste, la roca de composición gabraíca tienen una menor abundancia de tierras raras en general, un patrón con un menor fraccionamiento en las tierras raras y sin anomalía de Eu.

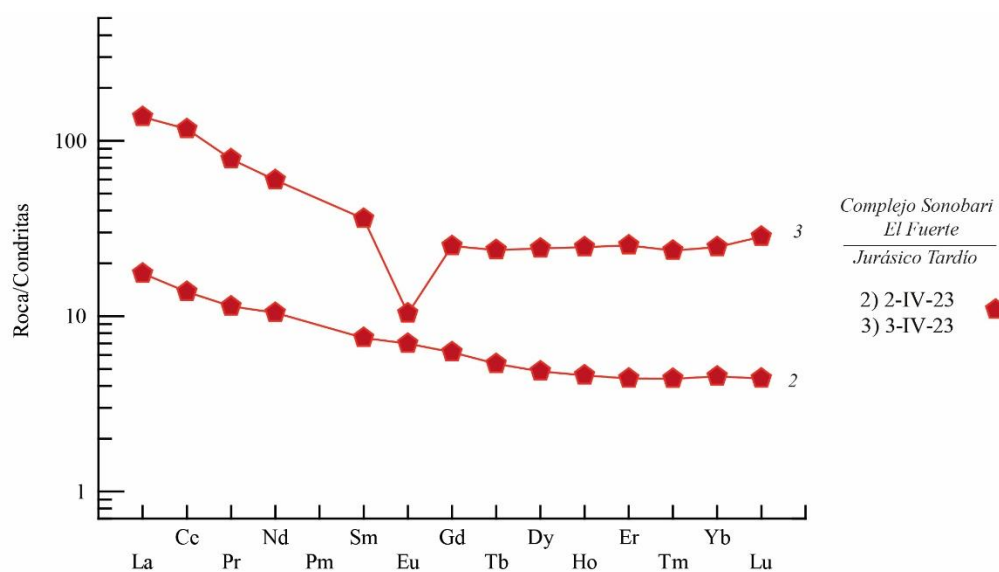


Figura 29. Diagramas de tierras raras normalizado a condrita (Sun y McDonough. 1989), para rocas del Complejo Sonobari Oriental. Los tipos de roca corresponden a la clasificación geoquímica (TAS; Figura 23).

En el diagrama de multielementos normalizado a manto primitivo (Figura 30), se observan enriquecimientos relativos en elementos móviles como Rb, Ba, Th, U, K y Pb, con

empobrecimientos relativos en elementos inmóviles como Nb y Ta. Estos patrones en forma de zig-zag están asociados con el enriquecimiento de elementos inmóviles por la adición de fluidos en las zonas de subducción. Por lo tanto, estos patrones sugieren que los protolitos están asociados con un ambiente de arco.

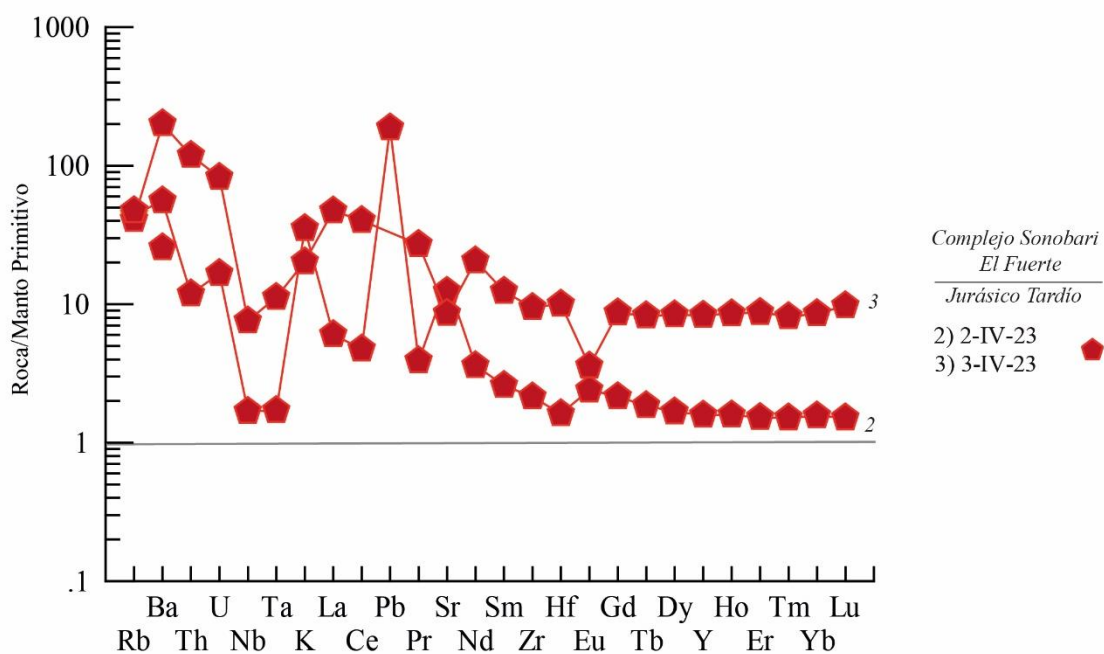


Figura 30. Diagramas de tierras raras normalizado a Manto Primitivo (Sun y McDonough, 1989), para rocas del Complejo Sonobari Oriental. Los tipos de roca corresponden a la clasificación geoquímica (TAS; Figura 23).

#### 4.3.2.2 *Complejo Sonobari Occidental*

En la Figura 31A están graficados los patrones de tierras raras de las rocas Jurásicas del Complejo Sonobari Occidental normalizados a condritas. Las rocas graníticas del Jurásico Tardío tienen un patrón ligeramente fraccionado, con un ligero enriquecimiento en tierras raras ligeras con respecto a las tierras raras pesadas y con anomalías negativas de Eu. La muestra 11-IV-23, es de composición granítica, pero muestra un patrón de tierras raras diferente, el cual es convexo con una anomalía positiva de Eu. El patrón convexo sugiere que la muestra se fraccionó bajo la influencia del anfíbol, el cual tiene preferencia por las tierras raras medias. La muestra 7-IV-23 de composición diorítica tiene una abundancia de tierras raras similar a la mayoría de las rocas de composición granítica, pero su patrón es menos fraccionado con una ligera anomalía positiva de Eu.

En la Figura 31B están graficados los patrones de tierras raras de las rocas Triásicas del Complejo Sonobari Occidental, donde las rocas graníticas del Triásico Tardío presentan patrones de tierras raras similares, con un ligero enriquecimiento en tierras raras ligeras con respecto a las tierras raras pesadas y anomalías negativas de Eu. Solo la muestra 9-IV-23B presentó un patrón diferente, el cual es casi plano. De la misma zona se graficó una muestra del Triásico Temprano de composición diorítica la cual tiene patrones similares a los granitos del Triásico Tardío.

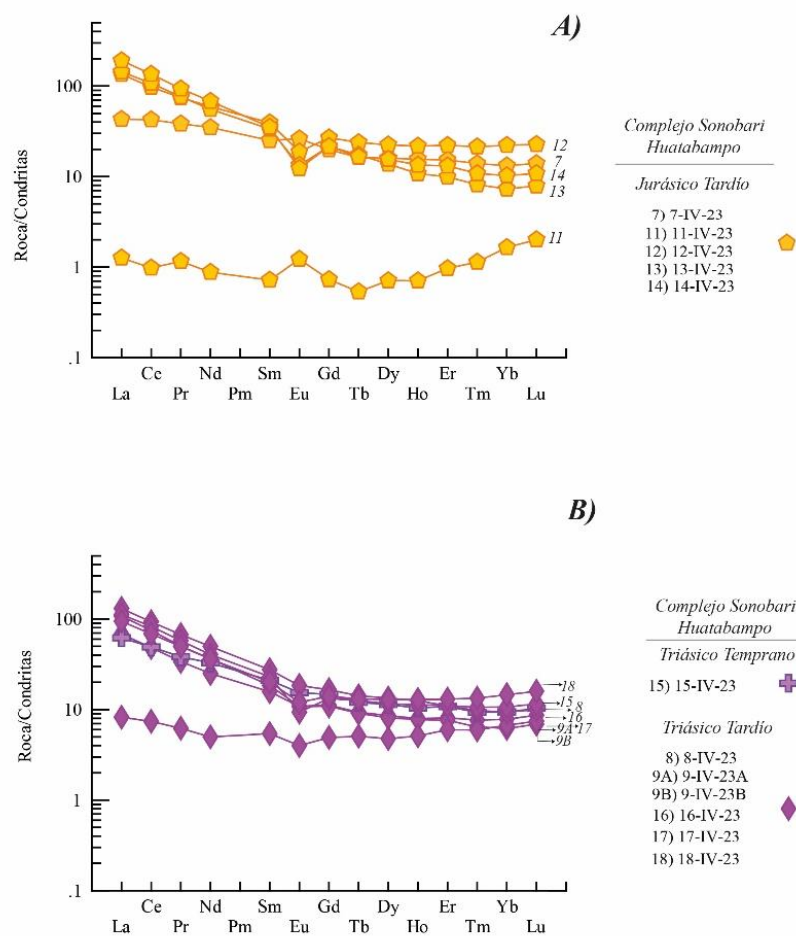


Figura 31. A) y B) Diagramas de tierras raras normalizado a condrita (Sun y McDonough, 1989), para rocas del Complejo Sonobari Occidental. Los tipos de roca corresponden a la clasificación geoquímica (TAS; Figura 23).

En la Figura 32A de multielementos normalizados a manto primitivo, se observa un enriquecimiento en elementos móviles como Rb, Ba, Th, U, K y Pb, con aparentes anomalías negativas en Nb y Ta. Estos patrones en forma de zig-zag son similares a los observados en las rocas del Jurásico Tardío de la zona oriental, y sugieren la influencia de los fluidos en una zona de subducción en la generación de los magmas que dieron origen a estas rocas.

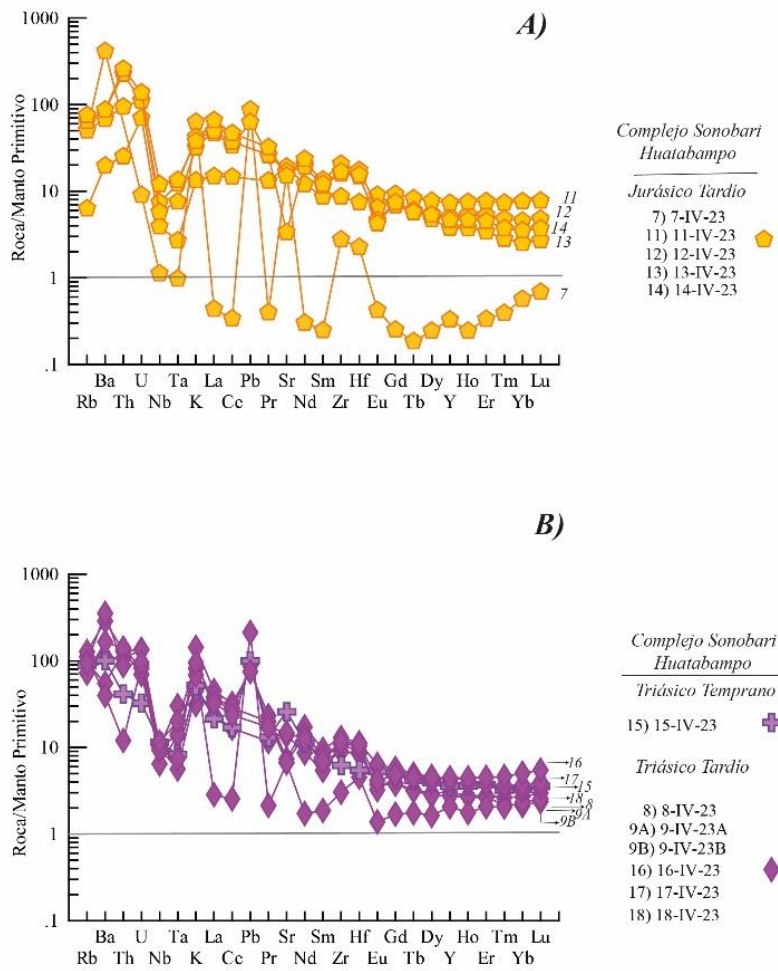


Figura 32. Diagramas de tierras raras normalizado a manto primitivo (Sun y McDonough, 1989), para rocas del Complejo Sonobari Occidental A) Jurásico Tardío y B) Triásico. Los tipos de roca corresponden a la clasificación geoquímica (TAS; Figura 23).

#### 4.4 Sistema isotópico Lu-Hf

A continuación, se presentan los resultados de los análisis isotópicos de las rocas del Complejo Sonobari con el análisis geoquímico descrito anteriormente. Las 17 muestras obtenidas fueron analizadas por Lu-Hf y los resultados se presentan en la Tabla 8.

Tabla 8. Datos isotópicos de Lu-Hf en roca total del Complejo Sonobari Oriental

Muestra	Edad	Petrográfica	Concentraciones elementales		Relaciones isotópicas				$\epsilon Hf_t$	
			Lu (ppm)	Hf(ppm)	$^{176}Lu/^{177}Hf$	$^{176}Hf/^{177}Hf$	$\pm 2 SE$	$^{176}Hf/^{177}Hf_t$		
<b>Complejo Sonobari Oriental</b>										
4-IV-23	Ordovícico?	Esquisto	0.485	4.300	0.016	0.282425	0.000002	0.282377	-10.88	
5-IV-23	Ordovícico?	Esquisto	0.606	3.400	0.025	0.282721	0.000002	0.282645	-1.40	
6-IV-23	Ordovícico?	Esquisto	0.334	6.000	0.008	0.282254	0.000003	0.282230	-16.07	
2-IV-23	Jurásico Tardío.	Gabro	0.112	0.500	0.032	0.282893	0.000003	0.282797	4.00	
3-IV-23	Jurásico Tardío.	Granito	0.721	3.100	0.033	0.282770	0.000003	0.282671	-0.49	
<b>Complejo Sonobari Occidental</b>										
15-IV-23	Triásico Temprano	Ortogneis	0.262	1.700	0.022	0.282693	0.000003	0.282594	-1.41	
8-IV-23	Triásico Tardío	Ortogneis	0.22	2.600	0.012	0.282754	0.000003	0.282704	2.04	
9-IV-23A	Triásico Tardío	Ortogneis	0.175	2.800	0.009	0.282734	0.000002	0.282697	1.79	
9-IV-23B	Triásico Tardío	Granito	0.189	1.400	0.019	0.282808	0.000003	0.282729	2.90	
16-IV-23	Triásico Tardío	Ortogneis	0.253	3.500	0.010	0.282873	0.000004	0.282831	6.51	
17-IV-23	Triásico Tardío	Ortogneis	0.293	3.200	0.013	0.282766	0.000002	0.282712	2.32	
18-IV-23	Triásico Tardío	Ortogneis	0.405	3.400	0.016	0.282835	0.000003	0.282765	4.19	
7-IV-23	Jurásico Tardío.	Ortogneis	0.355	2.300	0.022	0.283029	0.000003	0.282963	9.86	
11-IV-23	Jurásico Tardío.	Ortogneis	0.051	0.700	0.010	0.282875	0.000004	0.282844	5.64	
12-IV-23	Jurásico Tardío.	Ortogneis	0.576	5.400	0.015	0.282813	0.000003	0.282767	2.94	
13-IV-23	Jurásico Tardío.	Ortogneis	0.201	4.600	0.006	0.282715	0.000002	0.282696	0.42	
14-IV-23	Jurásico Tardío.	Ortogneis	0.275	4.800	0.008	0.282714	0.000002	0.282690	0.18	



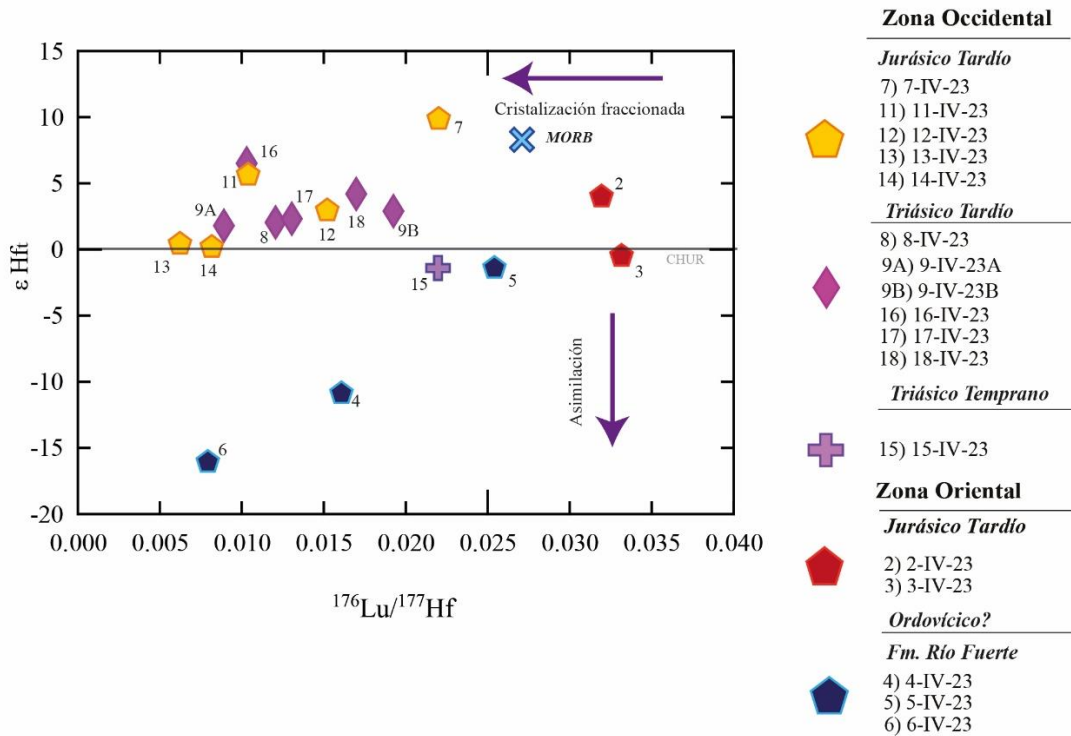


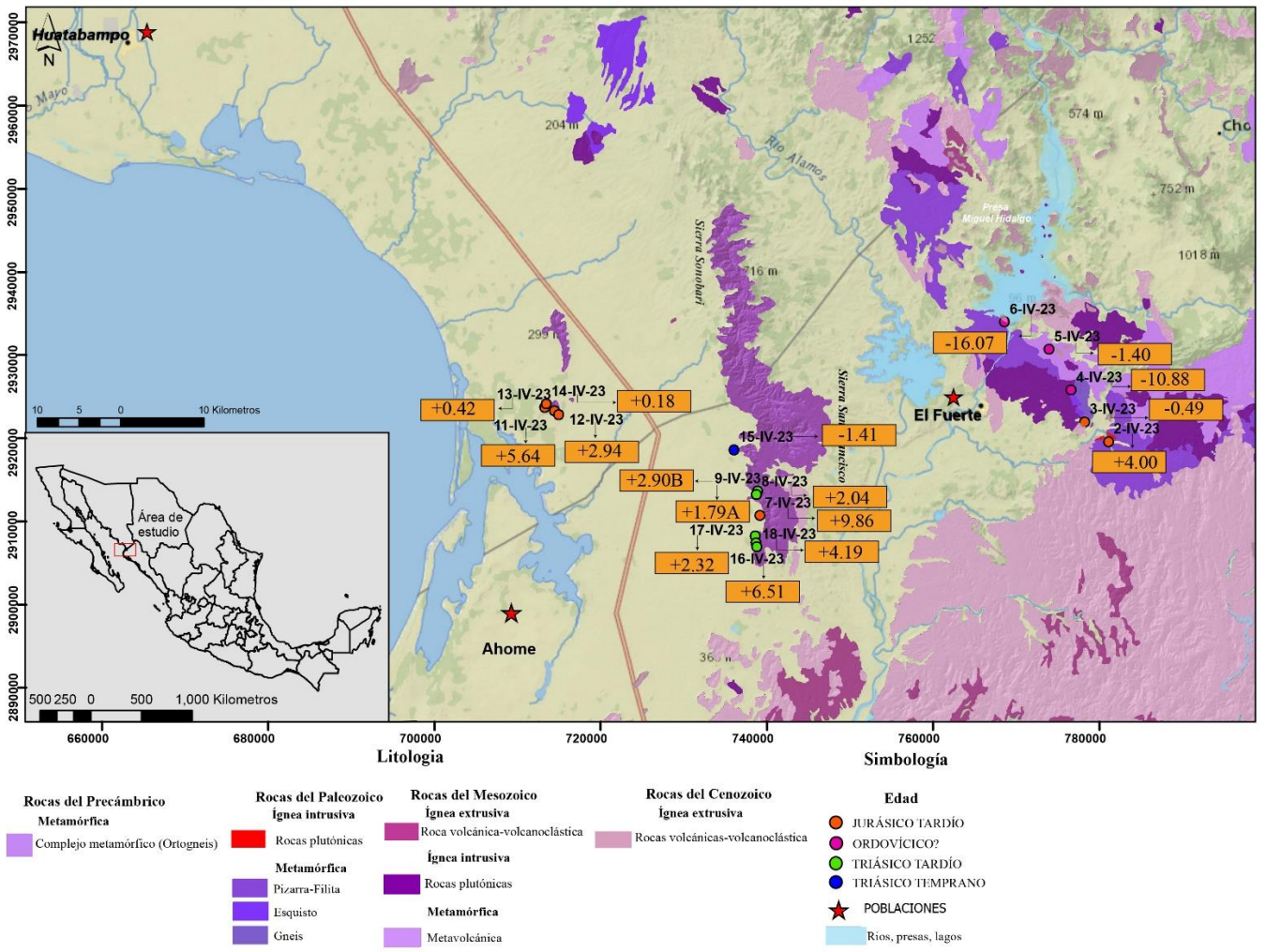
Figura 33. Diagrama de composición isotópica  $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$  vs  $\epsilon\text{Hf}_t$  de las muestras del Complejo Sonobari.

De la zona oriental del Complejo Sonobari, la muestra jurásica (2-IV-23) de composición gabroica tiene un valor de  $\epsilon\text{Hf}_t$  igual a +4.0, mientras que el granito jurásico (3-IV-23) tiene un valor de  $\epsilon\text{Hf}_t$  igual a -0.5. La diferencia en las composiciones isotópicas de Hf sugiere que no hay relación comagmática entre estas rocas contemporáneas de la zona oriental.

Con respecto a la zona occidental, la muestra del Triásico Temprano (15-IV-23) arrojó un valor de  $\epsilon\text{Hf}_t$  igual a -1.4. Mientras que las muestras del Triásico Tardío tienen valores de  $\epsilon\text{Hf}_t$  desde +1.8 hasta +6.5. Las muestras 9-IV-23A, 9-IV-23B, 8-IV-23, 17-IV-23 y 18-IV-23 grafican en una tendencia horizontal que sugiere una posible relación por cristalización fraccionada. Los valores positivos, pero relativamente bajos, de  $\epsilon\text{Hf}_t$  (entre +4.2 y +1.8) en las rocas del Triásico Tardío sugieren un origen a partir de magmas derivados del manto y contaminación con corteza continental. Mientras que el valor más alto de  $\epsilon\text{Hf}_t$  igual a +6.5 (16-IV-23) sugiere una menor incorporación de material de afinidad continental.

Las muestras del Jurásico Tardío tienen valores de  $\epsilon\text{Hf}_t$  que varían entre +9.9 y 0.2 y grafican en una tendencia vertical que puede ser considerada como de contaminación con material de afinidad cortical. La muestra 7-IV-23 presenta el valor más alto de  $\epsilon\text{Hf}_t$  igual a +9.9, lo que sugiere la participación de magmas derivados del manto en el origen de dicha roca.

Las muestras de esquistos que supuestamente corresponden con el basamento ordovícico arrojaron valores de  $\epsilon\text{Hf}_t$  entre -1.4, -10.9 y -16.1. Estas composiciones isotópicas evolucionadas sugieren que los protolitos sedimentarios se formaron a partir de detritos derivados del continente.



WGS\_1984\_UTM\_Zone\_12N

Figura 34. Mapa geológico donde se muestran los resultados isotópicos de Hf por medio del parámetro  $\epsilon Hf_t$ .

## Capítulo V. Discusión

El Complejo Sonobari se compone por unidades metasedimentarias paleozoicas polideformadas, las cuales son las más antiguas del Complejo. De acuerdo con los estudios U-Pb en zircones detríticos en los metasedimentos de la Formación Río Fuerte en la parte oriental del Complejo Sonobari indican un origen gondwánico (Vega-Granillo et al., 2008), por lo que a esta secuencia se le atribuye un origen alóctono con respecto a Norteamérica. En el área oeste, las edades U-Pb en zircones detríticos reportadas por Sarmiento-Villagrana. (2018) indican una proveniencia Laurenciana (Vega-Granillo et al., 2013), sugiriendo un origen para-autóctono. La evolución tectónica temprana del Complejo Sonobari se considera que inicio con la colisión entre Gondwana y Laurencia que amalgamo los bloques metasedimentarios que son el sustrato del Complejo, y donde se emplazó un gran volumen de magma durante el mesozoico. Estudios de geocronología (Vega-Granillo et al., 2008; 2013), geoquímica (Vega-Granillo et al., 2013; Sarmiento-Villagrana et al., 2018) e isotopía (Sarmiento-Villagrana et al., 2018), realizados por diversos autores en rocas metamórficas de origen magmático, evidencian que la subducción en la parte oeste de Pangea se reanudo a finales del Pérmico e inicios del Triásico, inmediatamente después a la configuración de Pangea y continuo durante todo el mesozoico. Las rocas metasedimentarias y muchas de las rocas metamagmáticas preceden a un evento de metamorfismo orogénico.

Para realizar este trabajo se muestrearon tres principales grupos de rocas; uno de edad Triásico Temprano-Tardío que correspondería según los estudios anteriores de Keppie et al. (2006) y Vega-Granillo et al. (2008) a rocas del Gneis Francisco, así como un grupo de rocas jurásicas, ambas al oeste de El Fuerte, y el tercer grupo de rocas estudiado es de edad Jurásico Medio-Tardío del Granito Cubampo y Gabro Realito que aflora al este del poblado de El Fuerte (Vega-Granillo et al., 2008; Sarmiento-Villagrana et al., 2018).

Petrográficamente la muestras tomadas del Complejo Sonobari son granito, esquisto y ortogneis. El granito identificado en Sonobari oriental, contienen cuarzo, plagioclasa, feldespato potásico, biotita, epidota y zircón como accesorio, esta roca coincide con la ubicación y las características de la secuencia Jurásica del granito Cubampo definido por Sarmiento-Villagrana et al. (2018). Mientras que otro granito fue identificado en la zona de Sonobari occidental (9-IV-23B), este granito muestra una deformación milonítica, es de

grano muy grueso principalmente cuarzo feldespático, con texturas de alta temperatura (gráficas y mortero) y maclas de plagioclasa deformadas. Es probable que esta deformación esté relacionada con el sistema de fallas NW-SE que corta la Sierra San Francisco como se observa en el mapa estructural de la Figura 19.

Los esquistos afloran principalmente en la región de Sonobari Oriental en El Fuerte, estas muestras presentan un metamorfismo en facies de esquistos verdes y es probable que pertenezcan a la Formación Río Fuerte de edad Ordovícica descrita por Vega-Granillo et al. (2008). Las características petrográficas de tres muestras de esquistos analizadas sugieren protolitos sedimentarios cuarzo-pelíticos.

Los ortogneises afloran en la zona de Complejo Sonobari Occidental, principalmente en la sierra San Francisco. Las muestras colectadas tienen una ubicación que coincide con rocas fechadas por Sarmiento-Villagrana et al. (2018) de edad Triásico Temprano-Tardío. Algunas muestras de esta zona tienen texturas miloníticas (muy deformadas; 16-IV-23).

De los análisis geoquímicos de las 14 muestras del Complejo Sonobari se obtuvo que son rocas principalmente magnesianas, peraluminosas y cálcicas de acuerdo con los diagramas propuestos por Frost y Frost (2008). El enriquecimiento en los elementos móviles observado en los diagramas multielementales sugieren que el magmatismo del Triásico Temprano al Jurásico Tardío se emplazó en un régimen de subducción.

Los patrones de tierras raras muestran que las rocas del Complejo Sonobari oriental hay tendencias negativa de Eu, y un patrón relativamente plano, ligeramente enriquecido en tierras raras ligeras con respecto a las tierras raras pesadas. La muestra Jurásica granítica de la zona occidental presenta un patrón similar a las rocas contemporáneas de la zona oriental. En las rocas Triásicas se aprecia que la muestra 9B-IV-23 tienen una tendencia distinta, lo cual indica que posiblemente no pertenecen a la misma secuencia. Excepto por la muestra del Triásico Temprano que tiene un valor de  $\epsilon_{\text{Hf}_t}$  de -1.4, las rocas del Triásico Tardío tienen valores de  $\epsilon_{\text{Hf}_t}$  positivos que varían entre +1.8 y +6.5, lo que sugiere la participación de magmas derivados del manto en su génesis, así como un componente cortical evolucionado. Con base en la integración de los datos geoquímicos e isotópicos de Hf, sugerimos que la

rocas triásicas del Complejo Sonobari se formaron en un ambiente de arco, donde magmas derivados del manto asimilaron cantidades variables de un basamento de afinidad continental.

Con respecto a los pulsos magmáticos del Jurásico Tardío del Complejo Sonobari, los valores de  $\epsilon\text{Hf}_t$  son principalmente positivos, entre 0.2 y +9.9, solo con un valor negativo de -0.5. En general, los valores positivos se encuentran dentro del rango de las rocas del Triásico Tardío estudiadas, por lo que consideramos que pudieron haberse formado en un ambiente tectónico similar.

Nuestros resultados nos permitieron comparar el magmatismo Jurásico en el Complejo Sonobari con rocas contemporáneas en el terreno Alisitos que también cuentan con estudios isotópicos de Hf (Contreras-López et al., 2021). Ya que las propiedades geoquímicas del par isotópico Lu-Hf son similares al par Sm-Nd (Faure y Mensing, 2005), decidimos comparar las rocas Jurásicas en los terrenos Alisitos, Vizcaíno y Guerrero que no cuentan con isotopía de Lu-Hf tomando como referencia la información proporcionada por la sistemática Sm-Nd.

Contreras-López et al. (2021) estudiaron el segmento sur del Cinturón Batolítico Peninsular (CBP) y reportaron seis análisis isotópicos de Lu-Hf para rocas jurásicas: dos anfibolitas, un meta-gabro, un meta-granitoide y dos paragneises de las rocas encajonantes. Las rocas metaígneas básicas-intermedias jurásicas tienen características geoquímicas de toleíticas-calco alcalinas de granitos de arco volcánico, con patrones en forma de zig-zag en diagramas de multielementos, lo que sugiere un origen asociado con subducción. Mientras que los valores de  $\epsilon\text{Hf}_t$  son positivos y varían entre +14.7 y +8.3, lo que sugiere un origen a partir de magmas derivados del manto con poca o nula contaminación de material de afinidad cortical en un ambiente de arco de islas durante el Jurásico (Contreras-López et al., 2021). En comparación, los valores de  $\epsilon\text{Hf}_t$  de las rocas contemporáneas del Complejo Sonobari son más bajos (Figura 35), lo que interpretamos como un ambiente de arco continental, donde los magmas derivados del manto se estancan por debajo de la corteza continental y experimentan diferentes grados de contaminación con dicha corteza, y, por ende, una disminución en los valores de  $\epsilon\text{Hf}_t$ .

Dos paragneises jurásicos del terreno Alisitos (Contreras-López et al., 2021) tienen valores de  $\epsilon\text{Hf}_t$  de -5.7 y -7.7, que también reflejan un origen a partir de detritos derivados del continente. En contraste, dos esquistos analizados en este trabajo, considerados parte de la

Fm. Río Fuerte, presentan composiciones isotópicas mucho más evolucionadas ( $\epsilon_{\text{Hf}_t}$  -10.9 y 16.1) ya que probablemente derivaron de un componente de corteza continental mucho más antiguo, como el basamento precámbrico del bloque Caborca en el NW de México.

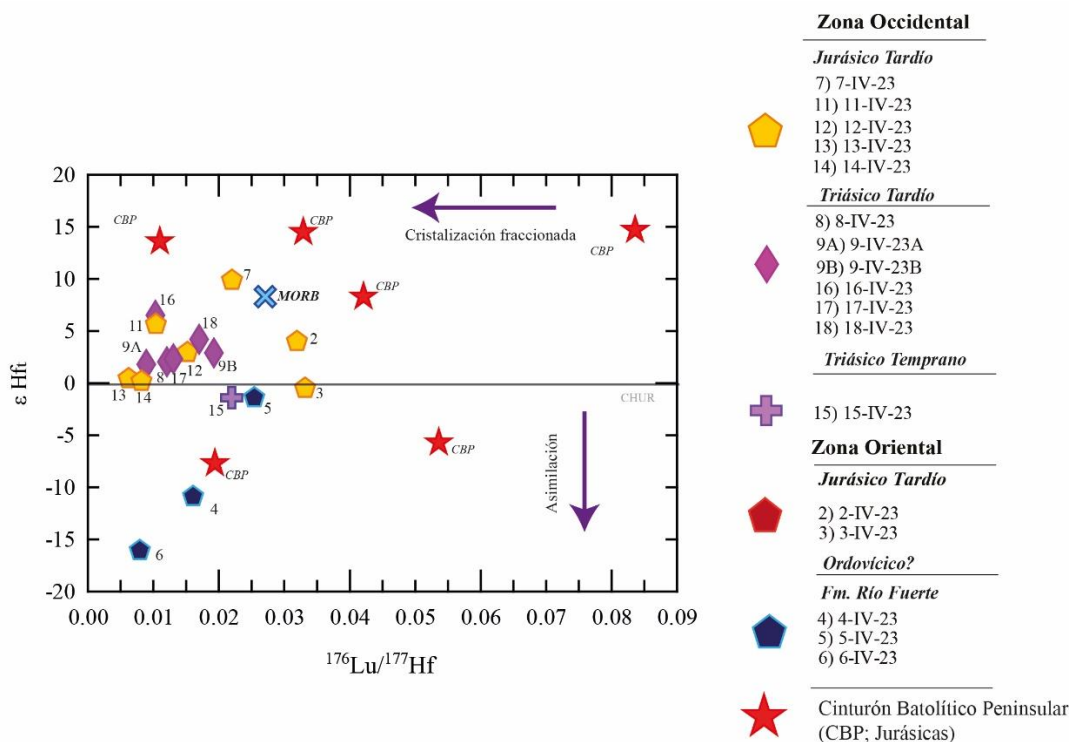


Figura 35. Diagrama de  $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$  vs  $\epsilon_{\text{Hf}_t}$  de las rocas triásico y jurásicas del Complejo Sonobari (Superterreno Guerrero, este trabajo) y rocas jurásicas de la parte sur del Cinturón Batolítico Peninsular (terreno Alisitos, Contreras-López et al., 2021).

En el estudio que realizaron Sarmiento-Villagrana et al. (2018) del Complejo Sonobari Occidental y Oriental, donde obtuvieron que los ortogneises de edad Triásica y Jurásica tienen una variación composicional desde gabro hasta granito. Los diagramas de multielementos normalizados al manto primitivo muestran un enriquecimiento de elementos litófilos de radio iónico grande con respecto a los elementos de alta carga iónica. En los diagramas de tierras raras, la mayoría de las rocas están enriquecidas en tierras raras ligeras con respecto a las tierras raras pesadas. Excepto por una roca máfica que muestra un patrón relativamente plano, obtuvimos resultados similares en este trabajo. La mayoría de las rocas del Jurásico Tardío de Sarmiento-Villagrana et al. (2018) muestran anomalías negativas de Eu, mientras que en este trabajo solo la muestra 3-IV-23 presenta ese comportamiento. Con respecto a los análisis isotópicos, los valores de  $\epsilon_{\text{Nd}}$  para las rocas triásico-jurásicas del

Complejo Sonobari tienen valores de  $\epsilon\text{Nd}$  que oscilan entre -5.7 y -0.7, lo que sugiere la incorporación de material de afinidad continental en la génesis de estas rocas. Comparando estos valores con nuestros resultados isotópicos de hafnio, encontramos que los valores positivos de  $\epsilon\text{Hf}$  sugieren la participación de magmas derivados del manto, por lo tanto, coincidimos con la propuesta de Sarmiento-Villagrana et al. (2018) en donde las rocas del Triásico-Jurásico se formaron en un ambiente de arco continental.

Torres-Carrillo et al. (2020) estudiaron rocas jurásicas en la Península de Vizcaíno e Isla de Cedros. Las composiciones varían entre dioritas, granodioritas y granitos. En los patrones de tierras raras se observa que son diferentes, ya que muestras patrones ligeramente fraccionados con un enriquecimiento en las tierras raras ligeras y patrones semi-cóncavos en las tierras raras media. En los resultados isotópicos de Nd se obtuvieron valores de  $\epsilon\text{Nd}$  principalmente positivos, entre +9.0 y +5.6, sugiriendo que derivan de una fuente de manto empobrecido sin asimilación cortical, lo cual fue interpretado por los autores como un ambiente de arco de islas durante el Jurásico Medio.

En el trabajo de Schaaf et al. (2020) presentaron análisis isotópicos de Nd de rocas jurásicas encajonantes del Batolito de Puerto Vallarta (subterreno Zihuatanejo). De manera general, rocas meta-ígneas de la región de Cuale arrojaron valores de  $\epsilon\text{Nd}$  entre -6.5 y +3.0. Estos resultados son similares a los obtenidos en el Bloque de los Cabos ( $\epsilon\text{Nd}$  entre -4.3 y -3.9) y las Islas Marías ( $\epsilon\text{Nd}$  entre -5.5 y +2.8), donde las rocas metaígneas tienen valores de  $\epsilon\text{Nd}$  dentro del rango definido por la región de Cuale, Schaaf et al. (2020).

Contreras-López et al. (2022) sugieren que las variaciones en las composiciones geoquímicas e isotópicas del magmatismo jurásico en los terrenos Alisitos-Vizcaíno-Guerrero corresponden con heterogeneidades latitudinales de un mismo sistema de subducción y no requiere de la existencia de dos arcos activos durante el Jurásico, un arco de islas (Vizcaíno-Alisitos) y otro continental (Guerrero-Complejo Sonobari). En este trabajo se considera que el magmatismo Triásico-Jurásico del Complejo Sonobari se formó en un ambiente de arco continental correlacionable con rocas del Superterreno Guerrero y que, probablemente corresponde con la continuidad hacia el sur del arco Triásico-Jurásico del Sur de California. Mientras que el magmatismo Jurásico de arco de islas en los terrenos Alisitos-Vizcaíno corresponde con una parte del mismo sistema de subducción.



## Capítulo VI. Conclusiones

En este trabajo se llevaron a cabo estudios petrográficos, geoquímicos e isotópicos de Hf en un grupo de 17 muestras del Complejo Sonobari distribuidas geoespacialmente en el norte de Sinaloa y sur de Sonora. Con base en los resultados alcanzados se llegaron a las siguientes conclusiones:

1. En este trabajo se identificaron lineamientos rectilíneos interpretados como fracturas o fallas de dos zonas de estudio del Complejo Sonobari: (1) zona oriental y (2) zona occidental, por lo cual se generó un mapa con información de la geología estructural utilizando técnicas de análisis de imagen, como realces espaciales y radiométricos, aplicadas a imágenes multiespectrales en áreas con cobertura vegetal densa y climas húmedos, como el área de estudio.
2. Las direcciones predominantes de los lineamientos se han validado mediante análisis geométrico y se han contrastado con la fotointerpretación. Los resultados indican que la zona ha estado sujeta a una deformación que ha generado estructuras orientadas principalmente hacia el NE-SW con azimut de 45° principalmente. Mientras que algunos rasgos principales de fallas se orientan hacia Norte-Sur.
3. Las rocas con edades del Triásico Temprano, Triásico Tardío y Jurásico Tardío tienen composiciones geoquímicas de elementos mayores y traza que indican un origen en una zona de subducción.
4. Las composiciones isotópicas de Hf de las rocas triásico-jurásicas analizadas sugieren un origen a partir de magmas juveniles y un componente de corteza continental, lo cual asociamos a un ambiente de arco continental desde el Triásico Temprano hasta el Jurásico Tardío.
5. Con base en la comparación de nuestros resultados con datos de la literatura, se considera que el magmatismo Triásico-Jurásico del Complejo Sonobari se formó en un ambiente de arco continental correlacionable con rocas del Superterreno Guerrero y que, probablemente corresponde con la continuidad hacia el sur del arco Triásico-Jurásico del Sur de California. Mientras que el

magmatismo Jurásico de arco de islas en los terrenos Alisitos-Vizcaíno  
corresponde con una parte del mismo sistema de subducción.

## Bibliografía

- Alexander Ariza. (2013). *Productos LDCM - Landsat 8*.
- Almanza García, C. E. (2023). *Petrogénesis de los diques emplazados en el Cañón Jamatay, Valle de Guadalupe, Baja California* [(Master dissertation)]. Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada, Baja California.
- Benammi, M. , Centeno-García, E. , Martinez-Hernandez, E. , Morales-Gamez, M. , Urrutia-Fucugauchi, J. , & Tolson, G. . (2005). Presencia de dinosaurios en la Barranca Los Bonetes en el sur de México (Región de Tiquicheo, Estado de Michoacán) y sus implicaciones cronoestratigráfica. *Revista Mexi Cana de Ciencias Geológicas*, 22, 429–435.
- Centeno Garcia, E., Corona Chavez, P., Talavera Mendoza, O., & Iriondo, A. (2003). Geology and tectonic evolution of the western Guerrero terrane; a transect from Puerto Vallarta to Zihuatanejo, Mexico. *Instituto de Geología, Universidad Nacional Autónoma de México*, 201–228.
- Centeno-García, E. , Anderson, T. H. , Nourse, J. A. , McKee, J. W. , & Steiner, M. B. (2005). Review of upper Paleozoic and lower Mesozoic stratigraphy and depositional environments, central and west Mexico: Constraints on terrane analysis and paleogeography. In *The Mojave-Sonora Megasear Hypothesis: Development, Assessment, and Alternatives* (pp. 233–393).
- Centeno-García, E., Busby, C., Busby, M., & Gehrels, G. (2011). Evolution of the Guerrero composite terrane along the Mexican margin, from extensional fringing arc to contractional continental arc. *Geological Society of America Bulletin*, 123(9–10), 1776–1797. <https://doi.org/10.1130/B30057.1>
- Centeno-García, E., Guerrero-Suastegui, M., & Talavera-Mendoza, O. (2008). The Guerrero Composite Terrane of western Mexico: Collision and subsequent rifting in a supra-subduction zone. In *Special Paper 436: Formation and Applications of the Sedimentary Record in Arc Collision Zones* (pp. 279–308). Geological Society of America. [https://doi.org/10.1130/2008.2436\(13\)](https://doi.org/10.1130/2008.2436(13))
- Cherniak, D. J., & Watson, E. B. (2001). Pb diffusion in zircon. *Chemical Geology*, 172(1–2), 5–24. [https://doi.org/10.1016/S0009-2541\(00\)00233-3](https://doi.org/10.1016/S0009-2541(00)00233-3)
- Contreras-López, M., Delgado-Argote, L. A., Weber, B., Torres-Carrillo, X. G., Frei, D., Gómez-Alvarez, D. K., Tazzo-Rangel, M. D., & Schmitt, A. K. (2021). Geochemistry, U Pb geochronology, and Sr-Nd-Hf isotope systematics of a SW-NE transect in the southern Peninsular Ranges batholith, Mexico: Cretaceous magmatism developed on a juvenile island-arc crust. *Lithos*, 400–401, 106375. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2021.106375>
- Faure, G. , & Mensing, T. M. (2005). *Principles and applications*. John Wiley & Sons, Inc.
- Faure, G., & Mensing, T. M. (2005). *Isotopes: Principles and Applications (3a ed.)*. (3a ed.). John Wiley & Sons Inc.

- Freydier, C., Lapiere, H., Tardy, M., Coulon, C., Martinez-Reyes, J., & Orsini, J. B. (1995). Les formations magmatiques de Porohui (Sinaloa): témoins de l'évolution géodynamique mésozoïque et tertiaire des Cordillères mexicaines. *Comptes rendus de l'Académie des sciences. . Sciences de La Terre et Des Planètes*, 321(6), 529–536.
- Freydier, C., Lapiere, H., Ruiz, J., Tardy, M., Martinez-R, J., & Coulon, C. (2000). The Early Cretaceous Arperos basin: an oceanic domain dividing the Guerrero arc from nuclear Mexico evidenced by the geochemistry of the lavas and sediments. *Journal of South American Earth Sciences*, 13(4–5), 325–336. [https://doi.org/10.1016/S0895-9811\(00\)00027-4](https://doi.org/10.1016/S0895-9811(00)00027-4)
- 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>
- Gómez, R. A. (2009). *Conceptos de Geomática y estudios de caso en México*.
- González-Guzmán, R., Weber, B., Tazzo-Rangel, M. D., & Solari, L. (2016). Validation of digestion and element separation methods and a new data reduction program (IsotopeHf®) for Lu-Hf isotope dilution analysis by MC-ICP-MS. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 33(2), 254–269.
- Grajales, M., & López, M. . (1984). *Estudio petrogenético de las rocas ígneas y metamorfi cas en el Prospecto Tomatlan-Guerrero-Jalisco: .*
- Hawkesworth, C. J., & Kemp, A. I. S. (2006). Evolution of the continental crust. *Nature*, 443(7113), 811–817. <https://doi.org/10.1038/nature05191>
- Hildebrand, R. S., & Whalen, J. B. (2014). Arc and Slab-Failure Magmatism in Cordilleran Batholiths II – The Cretaceous Peninsular Ranges Batholith of Southern and Baja California. *Geoscience Canada*, 41(4), 399. <https://doi.org/10.12789/geocanj.2014.41.059>
- Irvine, T. N., & Baragar, W. R. A. (1971). A Guide to the Chemical Classification of the Common Volcanic Rocks. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 8(5), 523–548. <https://doi.org/10.1139/e71-055>
- Keppie, J. D., Dostal, J., Miller, B. V., Ortega-Rivera, A., Roldán-Quintana, J., & Lee, J. W. K. (2006). Geochronology and Geochemistry of the Francisco Gneiss: Triassic Continental Rift Tholeiites on the Mexican Margin of Pangea Metamorphosed and Exhumed in a Tertiary Core Complex. *International Geology Review*, 48(1), 1–16. <https://doi.org/10.2747/0020-6814.48.1.1>
- MacKenzie, W. S., Donaldson, C. H., & Guilford, C. (1982). *Atlas of igneous rocks and their textures*. Longman Group Ltd.
- Mendoza, O. T., & Suastegui, M. G. (2000). Geochemistry and isotopic composition of the Guerrero Terrane (western Mexico): implications for the tectono-magmatic evolution of southwestern North America during the Late Mesozoic. *Journal of South American Earth Sciences*, 13(4–5), 297–324. [https://doi.org/10.1016/S0895-9811\(00\)00026-2](https://doi.org/10.1016/S0895-9811(00)00026-2)

- Michael M. Herron. (1988). Geochemical Classification of Terrigenous Sands and Shales from Core or Log Data. *SEPM Journal of Sedimentary Research*, Vol. 58. <https://doi.org/10.1306/212F8E77-2B24-11D7-8648000102C1865D>
- Mullan, H. S. (1978). Evolution of part of the Nevadan orogen in northwestern Mexico. *Geological Society of America Bulletin*, 89(8), 1175. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1978\)89<1175:EOPOTN>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1978)89<1175:EOPOTN>2.0.CO;2)
- Ortega-Gutiérrez, F., Elías-Herrera, M., Morán-Zenteno, D. J., Solari, L., Luna-González, L., & Schaaf, P. (2014). A review of batholiths and other plutonic intrusions of Mexico. *Gondwana Research*, 26(3–4), 834–868. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2014.05.002>
- Ortiz-Hernandez, E. L. , Acevedo-Sandoval, O. A. , & Flores-Castro, K. . (2003). Early Cretaceous intraplate seamounts from Guanajuato, central México, geochemical and mineralogical data. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 20, 27–40.
- Ortiz-Hernandez, E. L. , Chiodi, M. , L. H. , Monod, O. , & Calvet, P. . (1992). El arco intraoceánico alóctono (Cretácico Inferior) de Guanajuato características petrográficas, geoquímicas, estructurales e isotópicas del complejo filoniano y de las lavas basálticas asociadas, implicaciones geodinámicas. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 9, 126–145.
- Palme, H., & O'Neill, H. St. C. (2014). Cosmochemical Estimates of Mantle Composition. In *Treatise on Geochemistry* (pp. 1–39). Elsevier. <https://doi.org/10.1016/B978-0-08-095975-7.00201-1>
- 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>
- Perera, H., Fernando, S., Gunathilake, M. B., Sirisena, T. A. J. G., & Rathnayake, U. (2022). Evaluation of Satellite Rainfall Products over the Mahaweli River Basin in Sri Lanka. *Advances in Meteorology*, 2022, 1–20. <https://doi.org/10.1155/2022/1926854>
- Poole, F. G. , Amaya-Martínez, R. , Premo, W. R. , Premo, W. R. , Sandberg, C. A. , Roldán-Quintana, J. , & Herrera-Urbina, S. (2010). Age and depositional setting of deep-marine Ordovician Río Fuerte and San José de Gracia formations in northern Sinaloa, Mexico: remnants of the early Paleozoic Iapetus ocean. *Geological Society of America Abstracts with Programs*, 42, 268.
- Poole, F. G., Perry, W. J., Madrid, R. J., & Amaya-Martínez, R. (2005). Tectonic synthesis of the Ouachita-Marathon-Sonora orogenic margin of southern Laurentia: Stratigraphic and structural implications for timing of deformational events and plate-tectonic model. In *The Mojave-Sonora Megashear Hypothesis: Development, Assessment, and Alternatives*. Geological Society of America. <https://doi.org/10.1130/0-8137-2393-0.543>
- Price, N. J., & Cosgrove, J. W. (1991). *Analysis of geological structures*. Cambridge University Press.
- Rahiman, T. I. H., & Pettinga, J. R. (2008). Analysis of lineaments and their relationship to Neogene fracturing, SE Viti Levu, Fiji. *Geological Society of America Bulletin*, 120(11–12), 1544–1555. <https://doi.org/10.1130/B26264.1>

- Rollinson, H. R. , Rollinson, H. , & Pease, V. (2021). *Using geochemical data: to understand geological processes*. (2a ed.). Cambridge University Press.
- Roser, B. P., & Korsch, R. J. (1988). Provenance signatures of sandstone-mudstone suites determined using discriminant function analysis of major-element data. *Chemical Geology*, 67(1–2), 119–139. [https://doi.org/10.1016/0009-2541\(88\)90010-1](https://doi.org/10.1016/0009-2541(88)90010-1)
- Rutter, E. H. (1974). The influence of temperature, strain rate and interstitial water in the experimental deformation of calcite rocks. *Tectonophysics*, 22(3–4), 311–334. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(74\)90089-4](https://doi.org/10.1016/0040-1951(74)90089-4)
- Sarmiento-Villagrana, A., Vega-Granillo, R., Talavera-Mendoza, O., Salgado-Souto, S. A., & Gómez-Landa, J. R. (2018). Geochemical and isotopic study of Mesozoic magmatism in the Sonobari Complex, western Mexico: Implications for the tectonic evolution of southwestern North America. *Geosphere*, 14(1), 304–324. <https://doi.org/10.1130/GES01540.1>
- Sarmiento-Villagrana, A., Vega-Granillo, R., Talavera-Mendoza, O., & Vidal-Solano, J. R. (2016). New age constraints on magmatism and metamorphism of the Western Sonobari Complex and their implications for an earliest Late Cretaceous orogeny on northwestern Mexico. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 33.
- Sarmiento-Villagrana, Alicia. (2018). *Petrología y geocronología del Complejo Metamórfico Sonobari y su implicación para la evolución tectónica del noroeste de México* [(Doctoral dissertation)]. Universidad Nacional Autónoma de México.
- Schaaf, P., Böhnell, H., & Pérez-Venzor, J. A. (2000). Pre-Miocene palaeogeography of the Los Cabos Block, Baja California Sur: geochronological and palaeomagnetic constraints. *Tectonophysics*, 318(1–4), 53–69. [https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(99\)00306-6](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(99)00306-6)
- Schaaf, P., Díaz-López, F., Gutiérrez-Aguilar, F., Solís-Pichardo, G., Hernández-Treviño, T., Arrieta-García, G., Solari, L., & Ortega-Obregón, C. (2020). Geochronology and geochemistry of the Puerto Vallarta igneous and metamorphic complex and its relation to Cordilleran arc magmatism in northwestern Mexico. *Lithos*, 352–353, 105248. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2019.105248>
- Shand, S. J. (1943). Eruptive Rocks: their Genesis, Composition, Classification, and their Relation to Ore-Deposits; with a Chapter on Meteorites. *Nature*, 120(3033), 872–872. <https://doi.org/10.1038/120872a0>
- Sibson, R. H. (1973). Interactions between Temperature and Pore-Fluid Pressure during Earthquake Faulting and a Mechanism for Partial or Total Stress Relief. *Nature Physical Science*, 243(126), 66–68. <https://doi.org/10.1038/physci243066a0>
- Sibson, R. H. (1975). Generation of Pseudotachylite by Ancient Seismic Faulting. *Geophysical Journal International*, 43(3), 775–794. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.1975.tb06195.x>
- Söderlund, U., Patchett, P. J., Vervoort, J. D., & Isachsen, C. E. (2004). The  $^{176}\text{Lu}$  decay constant determined by Lu–Hf and U–Pb isotope systematics of Precambrian mafic intrusions. *Earth and Planetary Science Letters*, 219(3–4), 311–324. [https://doi.org/10.1016/S0012-821X\(04\)00012-3](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(04)00012-3)

- 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>
- Talavera-Mendoza, O. (2000). Mélanges in southern Mexico: geochemistry and metamorphism of Las Ollas complex (Guerrero terrane). *Canadian Journal of Earth Sciences*, 37(9), 1309–1320. <https://doi.org/10.1139/e00-033>
- Talavera-Mendoza, O. , Ramirez-Espinosa, J. , & Guerrero-Suástegui, M. . (1995). Petrology and geochemistry of the Teloloapan subterranean, a Lower Cretaceous evolved intra-oceanic island-arc. *Geofísica Internacional*, 34, 3–22.
- Torres-Carrillo, X. G., Delgado-Argote, L. A., Weber, B., & Contreras-López, M. (2020). Early to Middle Jurassic San Andrés-Cedros plutonic suite, western coast of Baja California, Mexico: Geochemical and isotopic evidence for an island arc extending to the central peninsula. *Journal of South American Earth Sciences*, 98, 102471. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2019.102471>
- Torres-Carrillo, X. G., Delgado-Argote, L. A., Weber, B., Contreras-López, M., Peña-Alonso, T. A., Avilez-Serrano, P., & Gómez-Álvarez, D. K. (2023). Geologic framework of Cretaceous plutons along a west-to-east transect in the southern Peninsular Ranges batholith, Baja California, Mexico: Insights from geochemical, isotopic, and geochronologic data. *International Geology Review*, 65(5), 779–805. <https://doi.org/10.1080/00206814.2022.2068079>
- Valencia, V. A., Righter, K., Rosas-Elguera, J., López-Martínez, M., & Grove, M. (2013). The age and composition of the pre-Cenozoic basement of the Jalisco Block: implications for and relation to the Guerrero composite terrane. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 166(3), 801–824. <https://doi.org/10.1007/s00410-013-0908-z>
- Vega-Granillo, R., Salgado-Souto, S., Herrera-Urbina, S., Valencia, V., Ruiz, J., Meza-Figueroa, D., & Talavera-Mendoza, O. (2008). U–Pb detrital zircon data of the Rio Fuerte Formation (NW Mexico): Its peri-Gondwanan provenance and exotic nature in relation to southwestern North America. *Journal of South American Earth Sciences*, 26(4), 343–354. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2008.08.011>
- Vega-Granillo R, Vidal-Solano, J. R. , & Herrera-Urbina, S. (2012). Island arc tholeiites of Early Silurian, Late Jurassic and Late Cretaceous ages in the El Fuerte region, northwestern Mexico. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 29, 492–513.
- Vega-Granillo, R., Vidal-Solano, J. R., Solari, L., López-Martínez, M., Gómez-Juárez, O. S., & Herrera-Urbina, S. (2013). Geochemical and geochronological constraints on the geologic evolution of the western Sonobari Complex, northwestern México. *Geologica Acta: An International Earth Science Journal*, 11, 443–463.
- Wilde, S. A., Valley, J. W., Peck, W. H., & Graham, C. M. (2001). Evidence from detrital zircons for the existence of continental crust and oceans on the Earth 4.4 Gyr ago. *Nature*, 409(6817), 175–178. <https://doi.org/10.1038/35051550>

- Winchester, J. A., & Floyd, P. A. (1977). Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. *Chemical Geology*, 20, 325–343. [https://doi.org/10.1016/0009-2541\(77\)90057-2](https://doi.org/10.1016/0009-2541(77)90057-2)
- Wu, F.-Y., Yang, Y.-H., Xie, L.-W., Yang, J.-H., & Xu, P. (2006). Hf isotopic compositions of the standard zircons and baddeleyites used in U–Pb geochronology. *Chemical Geology*, 234(1–2), 105–126. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2006.05.003>
- Zheng, Y.-F., Wu, R.-X., Wu, Y.-B., Zhang, S.-B., Yuan, H., & Wu, F.-Y. (2008). Rift melting of juvenile arc-derived crust: Geochemical evidence from Neoproterozoic volcanic and granitic rocks in the Jiangnan Orogen, South China. *Precambrian Research*, 163(3–4), 351–383. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2008.01.004>