

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



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

**El basamento metamórfico de la parte alta del complejo del
macizo de Chiapas entre Custepec y Monterrey (Municipio de
La Concordia) - geología, petrografía y métodos isotópicos**

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

Presenta:

Elí Nathanael Rivera Moreno

Ensenada, Baja California, México
2021

Tesis defendida por
Elí Nathanael Rivera Moreno

y aprobada por el siguiente Comité

Dr. Bodo Weber
Director de tesis

Dra. María Daniela Tazzo Rangel

Dr. Luis Alberto Delgado Argote

Dr. Oscar Sosa Nishizaki



Dr. Javier Alejandro González Ortega
Coordinador del Posgrado en Ciencias de la Tierra

Dra. Rufina Hernández Martínez
Directora de Estudios de Posgrado

Elí Nathanael Rivera Moreno © 2021

Queda prohibida la reproducción parcial o total de esta obra sin el permiso formal y explícito del autor y director de la tesis.

Resumen de la tesis que presenta Elí Nathanael Rivera Moreno como requisito parcial para la obtención del grado de Maestro en Ciencias en Ciencias de la Tierra con orientación en Geología.

El basamento metamórfico de la parte alta del complejo del macizo de Chiapas entre Custepec y Monterrey (Municipio de La Concordia) - geología, petrografía y métodos isotópicos

Resumen aprobado por:

Dr. Bodo Weber
Director de tesis

El Complejo Macizo de Chiapas (CMC), ubicado en el sur del Bloque Maya es un basamento cristalino compuesto principalmente por rocas ígneas y metaígneas permo-triásicas. Además de estas rocas afloran diversas unidades litodémicas en el CMC: al noroeste se encuentra la Unidad La Sepultura compuesta principalmente por metapsamitas y metagrauvas; La Unidad Custepec en el centro, compuesta por anfibolitas, gneises, mármoles, rocas calcisilicatadas y cuarcitas; y en el sureste, el Complejo el Triunfo conformado por la Unidad Candelaria constituida por anfibolitas, gneises y migmatitas, las anortositas masivas y rocas asociadas de Soconusco-Mariscal y la Unidad Jocote de origen metasedimentario. El Complejo el Triunfo se distingue además por un evento metamórfico ordovícico y una suite magmática de la misma edad. En el presente estudio se amplía el conocimiento del basamento metamórfico en el centro del CMC. A través de edades Sm-Nd (granate – roca total) se corroboró el metamorfismo pérmico en la parte alta de la sierra y se determinó por primera vez una edad triásica tardía para un evento de anatexis en una muestra al sur del área cartografiada. Edades de Rb-Sr (mica blanca – roca total) del Jurásico inferior reflejan el enfriamiento posterior a la fusión parcial en la misma zona. Este evento mesozoico posiblemente esté asociado a la extensión durante el inicio de la ruptura de Pangea. La cartografía geológica arrojó como resultado el descubrimiento de la nueva Unidad Catarina, compuesta principalmente por gneises hornbléndicos intercalados con anfibolitas que en ocasiones presentan evidencia de anatexis, misma que está intrusionada por granitoides. La Unidad Catarina se caracterizó en este estudio también a través de isótopos de Sm-Nd en roca total, arrojando las edades modelo T_{DM} más antiguas del CMC entre 1.76-2.21 Ga. Dichas edades modelo paleoproterozoicas, que no tienen precedente en el Bloque Maya, indican que la Unidad Catarina proviene de una fuente cortical más antigua de origen cratónico (Báltica o Amazonia), diferente al resto de las rocas del sur México conocidas hasta el momento.

Palabras clave: Complejo Macizo de Chiapas, Edades Modelo, Geocronología

Abstract of the thesis presented by Elí Nathanael Rivera Moreno as a partial requirement to obtain the Master of Science degree in Earth Science with orientation with orientation in geology

The metamorphic basement of the upper part of the Chiapas Massif Complex between Custepec and Monterrey (Municipality of La Concordia) - Geology, petrography and isotopic methods.

Abstract approved by:

Dr. Bodo Weber
Thesis Director

The Chiapas Massif Complex (CMC), located in the south of the Maya Block, is a crystalline basement mainly composed of igneous and metaigneous Permo-Triassic rocks. Additionally to these rocks, several lithodemic units emerge in the CMC: in the northwest is the Sepultura Unit composed mainly of metapsamites and greywacke; the Custepec Unit in the center, composed of amphibolites, gneisses, marbles, calc-silicate rocks and quartzites; and in the southeast, the El Triunfo Complex formed by the Candelaria Unit constituted by amphibolites, gneisses and migmatites, the massive anorthosite and associated rocks of Soconusco-Marshal and the Jocote Unit of metasedimentary origin. The El Triunfo Complex is also distinguished by an Ordovician metamorphic event and a magmatic suite of the same age. In this work, the understanding of the metamorphic basement the center of the CMC is expanded. Throughout ages Sm-Nd (garnet - whole rock) the Permian metamorphism was corroborated in the upper part of the sierra and a late Triassic age was determined for the first time an anatexis event for a sample in the south of the mapped area. Early Jurassic Rb-Sr (white mica - whole rock) ages exhibits cooling after partial fusion in the same area. This Mesozoic event is possibly associated with extension during the beginning of the Pangaea rupture. Geological cartography resulted in the discovery of the new Catarina Unit, composed mainly of hornblendic gneisses intercalated with amphibolites that sometimes presents evidence of anatexis which is intrusive by granitoids. The Catarina Unit was characterized in this study also through Sm-Nd isotopes in whole rock, yielding the oldest TDM-model ages of the CMC between 1.76-2.21 Ga. These Paleoproterozoic model ages, which have no precedent in the Maya Block, indicate that the Catarina Unit comes from an older cortical source of cratonic origin (Baltica or Amazonia), different from the rest of the rocks of southern Mexico known so far.

Keywords: Chiapas Massif Complex, Model Ages, Geochronology

Dedicatoria

Este trabajo está dedicado a:
todas esas personas que siempre
anteponen el bienestar común al
personal, a todos aquellos que
siempre dan más de lo que reciben,
a todas esas personas que te dan
la mano sin esperar nada a cambio.

A todos ustedes gracias.

Agradecimientos

Agradezco a:

Dios por todo lo que me ha dado

Al pueblo de México.

Al Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada (CICESE) especialmente la División de Ciencias de la Tierra y todos mis profesores que a lo largo de este ciclo me dotaron de conocimiento.

Al CONACyT por otorgarme la beca con la cual pude fondear mi estancia en Ensenada y culminar de manera exitosa mis estudios de posgrado (CVU 903539)

A mi director de tesis el Dr. Bodo Weber por todo el apoyo, confianza, paciencia y conocimiento que me ha dado, es para mí un honor haber trabajado con usted. A mis sinodales el Dr. Luis Delgado, Dr. Oscar Sosa por todo el apoyo a lo largo de este camino y a la Dra. Daniela Tazzo por apoyarme especialmente durante los procesos en laboratorio.

A Sergio Padilla por el apoyo en el Ultralimpio y a Susana Rosas por todo el apoyo en el laboratorio de separación de minerales. A mis compañeros de campo: Gabriel Rendón por sus consejos y apoyo, a Tatiana Valencia por todos los consejos durante la salida de campo y por todas las enseñanzas y el apoyo brindado durante el procesamiento de muestras.

A todas las personas que me apoyaron en la logística en campo: A la Biól. Janette González y al personal de la Biosfera El Triunfo. A Armando Polenz de la Finca Custepec, a Oswaldo Gutiérrez de la Finca Buenos Aires y a todas las personas que me apoyaron en el Ejido Monterrey especialmente a mi colegancia el Sr. Juan Hernández por todo su apoyo, sin usted esta tesis no sería lo que es.

A la MC Eliana Rosas por el apoyo, por motivarme siempre, por impulsarme a dar este paso en mi vida, por ayudarme a crecer en todos los aspectos y por estar siempre en las buenas y las malas, te amo.

A mi familia, en especial a mis padres Laila y Raúl, a mi hermana Nidia por todo el apoyo que nos has dado y a mi hermano Asael te agradezco mucho por todas tus enseñanzas, a ambos les agradezco mucho los sacrificios que han hecho y que jamás podré resarcir.

A mis amigos Alfred, Fer, Jaime, José Luis por todos estos años de amistad y por todo el apoyo y animo que me han dado. A mis amigos del CICESE, Adhara, Dianita, Erick, Jacque, Kari, Manolo, Mayra, Nacho, Sebas y a todos aquellos que de una u otra forma me apoyaron. Un agradecimiento Especial al Dr. Raúl Silva (muchas gracias por rescatarme en el Tepeyac).

A todos los tesisistas e investigadores que hicieron de la verada un camino a través de sus trabajos de investigación facilitando mi andar por el recorrido de la investigación.

Finalmente quiero declarar que este no es un logro personal, sino que es una victoria colectiva, en la cual todos aportamos algo.

Tabla de Contenido

Resumen en español	ii
Resumen en inglés	ii
Dedicatoria	iv
Agradecimientos	v
Lista de figuras	ix
Lista de tablas.....	xiii
Capítulo 1. Introducción	1
1.1 Planteamiento del problema.....	1
1.2 Objetivos y justificación.....	4
1.2.1 Objetivo general	4
1.2.2 Objetivos particulares.....	5
1.2.3 Justificación	5
1.3 Hipótesis	6
Capítulo 2. Antecedentes: Marco geológico	7
2.1 Los Terrenos del Sur de México y Centro América	7
2.1.1 Terreno Zapoteco	7
2.1.1.1 Complejo Oaxaqueño	8
2.1.2 Complejo Chuacús	8
2.1.3 El Bloque Maya	9
2.1.3.1 Complejo Guichicovi.....	11
2.1.3.2 Montañas Maya	12
2.1.3.3 Complejo Macizo de Chiapas	12
2.2 Las unidades litológicas pre-batolíticas del CMC	14
2.2.1 Noroeste del CMC: Unidad Sepultura.....	14
2.2.2 Centro del CMC (Unidad Custepec).....	15
2.2.3 Sureste del CMC (Complejo El Triunfo)	17
2.2.3.1 Unidad Candelaria	18
2.2.3.2 Unidad Jocote.....	18

2.2.3.3	Anortositas masivas Soconusco – Mariscal.....	20
2.2.3.4	Plutones ordovícicos	21
2.3	Evidencias de la continuidad del microcontinente Oaxaquia hacia el CMC	22
Capítulo 3.	Marco teórico.....	24
3.1	Geocronómetros isotópicos	24
3.2	El sistema Rb-Sr	28
3.3	El sistema Sm-Nd.....	30
3.3.1	Parámetro ϵ_{Nd}	31
3.3.2	Edades Modelo	33
3.3.2.1	Reservorio Condritico Uniforme (Chondritic Uniform Reservoir, T_{CHUR})	34
3.3.2.2	Edades Modelo de Manto Empobrecido (T_{DM})	35
3.4	Temperatura de cierre (termocronología)	37
Capítulo 4.	Metodología.....	40
4.1	Campañas de campo	40
4.2	Cartografía geológica.....	40
4.3	Petrografía.....	42
4.4	Preparación de muestras y determinación de relaciones isotópicas.....	43
4.4.1	Separación física	43
4.4.2	Desintegración de muestras y separación química de elementos	46
4.4.3	Mediciones de relaciones isotópicas	50
4.4.3	Isócronas, ϵ_{Nd} y Edades Modelo.....	53
Capítulo 5.	Resultados	56
5.1	Campaña de campo.....	56
5.2	Resultados de la cartografía	58
5.2.1	Anfibolita con o sin granate.....	60
5.2.1.1	Petrografía de las anfibolitas.....	61
5.2.1.2	Anfibolitas con granate	61
5.2.1.3	Anfibolita sin granate	63
5.2.2	Gneis hornbléndico.....	65
5.2.2.1	Petrografía del gneis hornbléndico	66
5.2.3	Gneis cuarzo-feldespático	67

5.2.3.1	Petrografía del gneis cuarzo-feldespático.....	68
5.2.4	Metagranitoides y diques.....	69
5.2.5	Milonitas.....	71
5.3	Geocronología e isótopos.....	72
5.3.1	. Isócronas roca total-mica blanca con el método Rb-Sr	74
5.3.2	Isócronas roca total-granate con el método Sm-Nd	76
5.3.3	Isótopos de Sm-Nd en roca total	79
Capítulo 6.	Discusión y conclusiones	83
6.1	Edades de isócrona.....	83
6.2	Edades Modelo T_{DM}	85
6.3	La Unidad Catarina, un basamento antiguo y su posible procedencia	88
6.4	Conclusiones.....	91
Literatura citada		93
Anexos		100
Anexo 1	Tabla con coordenadas de las muestras analizadas petrográficamente	100
Anexo 2.	Tabla con el tipo de roca y mineralogía identificada durante el análisis petrográfico	101

Lista de figuras

- Figura 1.** Mapa de subdivisión de la corteza continental mexicana en 13 dominios litotectónicos de acuerdo a la composición y la edad de su basamento cristalino expuesto o inferido. Modificado de Ortega-Gutiérrez et al. (2018).1
- Figura 2.** Vista general de la tectónica de placas de América Central y México, donde se pueden ver terrenos peri-gondwánicos con afloramientos de basamento Meso a Neoproterozoico. G= Complejo Guichicovi, H=Gneis Huiznopala, M= Bloque Maya, N= Gneis el Novillo, O=Complejo Oaxaqueño, T= Complejo el Triunfo. Modificado de Weber et al. (2020).2
- Figura 3.** a) Descripción general de la placa tectónica de América Central que muestra los bloques de Oaxaquia, Maya y Chortis, así como el Complejo Acatlán y las principales exposiciones del basamento del Proterozoico de los Andes. b) Mapa geológico de las rocas pre-Mesozoicas expuestas en el sur de México y América Central. Abreviaturas: ACu = Altos Cuchumatanes, BVFZ = Zona de falla de Baja Verapaz, CMC = Complejo del Macizo de Chiapas, CUI = Terreno de Cuicateco, CHA = Terreno de Chatino, JCFZ = Zona de falla Jocotlán-Chamaleón, M = Terreno Mixteca, MFZ = Zona de falla Motagua, MM = Montañas Maya, PFZ = Zona de falla Polochic, Z = Terreno Zapoteco. Modificado de Weber et al. (2018).10
- Figura 4.** Mapa geológico simplificado del sur de Chiapas, modificado del Servicio Geológico Mexicano 1: 250,000, Tuxtla Gutiérrez (Martínez-Amador et al., 2005) y Huixtla (Jiménez-Hernández et al., 2005). Modificado de Weber et al. (2018).13
- Figura 5.** Estratigrafía simplificada pre-Mesozoica del CMC, Guatemala y Belice. Tomada de González-Guzmán (2016).22
- Figura 6.** Relación $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ vs Tiempo. La línea negra gruesa representa la evolución del CHUR, la línea negra delgada representa la evolución del manto empobrecido (DM) y finalmente la línea roja representa la evolución de una muestra hipotética cuya relación $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ es extrapolada hacia las curvas del CHUR y DM. La pendiente de esta última depende de la relación Sm/Nd. Nótese que la edad CHUR es notablemente más joven que la edad DM. Modificado de White (2013). 35
- Figura 7.** Diagrama de flujo que muestra de manera simplificada los pasos a seguir y elementos para lograr la diferenciación litológica en un mapa geológico.42
- Figura 8.** Diagrama de flujo para llevar a cabo la separación de minerales, elaboración de láminas delgadas y polvos para geoquímica e isotopía.45
- Figura 9.** Diagrama de flujo general para realizar la desintegración de muestras, separación química de elementos y realizar la determinación de las relaciones isotópicas.49
- Figura 10.** Mapa topográfico de la parte central del CMC. Los triángulos magenta (estación) denotan los sitios donde se recolectaron muestras, mientras que los cuadros en negro (puntos de control) representan la localización de los puntos de control litológico donde sólo se realizaron descripciones macroscópicas. El rectángulo verde corresponde al área donde se realizó el mapa geológico de este estudio (Figura 11). El mapa geológico de ubicación relativa en la esquina superior derecha corresponde al CMC (Figura 4) y el rectángulo en negro es el área del mapa principal. Mapa generado con imágenes descargadas del satélite ALOS y su sensor PALSAR, de la

Agencia Japonesa de Exploración Aeroespacial. El perfil topográfico A-A' está basado en la litología reportada por Weber et al. (2020).57

Figura 11. a) Mapa geológico del área de estudio. Fueron identificadas cuatro litologías predominantes. b) perfil geológico esquemático B-B' generado a partir de las litologías y estructuras identificadas. Las fallas cerro de la Campana y E-W son fallas cartografiadas en campo mientras que los lineamientos son de la cartografía del SGM disponible.59

Figura 12. Afloramientos y muestra de mano de anfibolitas en el área de estudio. a) Estación CH19-57 anfibolita con granate, tomada a las orillas de un río. Los granates se concentran en cúmulos de aproximadamente 5 cm. Algunos de los granates están marcados con círculos rojos. b) Estación CH19-54 anfibolita con granate en cúmulos de aproximadamente 2 cm el afloramiento se encuentra cloritizado. c) Estación CH20-05. Esta muestra tomada de las orillas de una cascada es una anfibolita masiva con cristales de anfíbol de aproximadamente 5 mm de largo embebidos en una matriz fina y no fueron observados otros rasgos como anatexis o fracturamiento. Al centro de la foto se observa un marro de ~90 cm como escala. d) Muestra de mano tomada de la estación CH19-70 de anfibolita migmatizada con granate indicados en círculos rojos, mientras que las bandas de neosoma están marcadas en azul.60

Figura 13. Microfotografías tomadas con nicoles paralelos con el objetivo 5x del grupo de las anfibolitas con granate. (a) muestra CH19-52a se observa un cristal de granate subhedral y fracturado en contacto con cristales opacos y que está rodeado por cristales de hornblenda de mayor tamaño. (b) CH19-57 el campo visual está dominado por un porfiroblasto de granate de 14 mm de largo, cuyas fracturas están rellenas de minerales opacos de grano fino y forma tabular y los bordes del granate se encuentran cloritizados. (c) CH19-54 se puede observar un cristal de anfíbol de 5 mm de largo con inclusiones de cuarzo, también hay cristales de anfíbol de menor tamaño que representan una segunda generación de este mineral. Algunos bordes de los anfíboles se encuentran cloritizados. (d) muestra CH20-06 en la que se observan cristales de granate en contacto con cristales de plagioclasa y hornblenda; nótese que muchos de estos cristales de hornblenda están cloritizados en los bordes.62

Figura 14. Microfotografías de la muestra CH20-11 b tomadas con nicoles cruzados y objetivo de 5x. En (a) se observan cristales de granate, plagioclasa que en ocasiones está alterada a sericita y cristales de cuarzo que muestra extinción ondulatoria. En (b) se observa del lado izquierdo de la imagen una banda clara constituida por cristales de plagioclasa y cuarzo y en el resto del campo visual hay cristales de clinopiroxeno (Cpx).63

Figura 15. Microfotografías del grupo de las anfibolitas sin granate tomadas con el objetivo de 5x. (a) tomada con nicoles cruzados, (b-d) con nicoles paralelos. a) Muestra Ch19-63b se observa un mosaico de cristales de anfíbol en contacto con algunos cristales de cuarzo y plagioclasa que en ocasiones se encuentra sericitizada. b) Muestra CH19-62b se observan cristales de hornblenda de color verde en contacto con plagioclasa a través de bordes difusos. Los cristales de anfíbol presentan algunas grietas rellenas de epidota que creció a expensas del anfíbol. c) Muestra CH20-05 se observan en la parte inferior de la imagen algunos cristales de hornblenda, el centro de la imagen está dominado por pequeños cristales de plagioclasa alterada, clorita y minerales opacos mientras que en la parte superior se encuentran cristales de epidota. d) CH20-12 se observan grandes cristales de hornblenda en contacto con cristales de menor tamaño de epidota, plagioclasa y cuarzo.64

Figura 16. (a) y (b) afloramiento de gneis hornbléndico CH19-64. En (a) se pueden ver las intercalaciones composicionales siendo las partes máficas más potentes que las claras. En (b) se observan

estructuras de boudinage con el gneis hornbléndico como roca encajonante; la elongación es paralela al bandeamiento composicional. (c) y (d) corresponden al afloramiento CH19-52; en (c) se observan bandas de leucosoma producto de anatexis y además se observa plegamiento. Es evidente que la anatexis ocurrió antes del evento de deformación ya que la banda de leucosoma, marcada en azul, también se encuentra plegada mientras que en (d), las bandas de leucosoma no son tan evidentes debido al intemperismo y al fracturamiento presente (líneas rectas azules).
.....66

Figura 17. Microfotografías del grupo de los gneises hornblendicos, tomadas con nícoles cruzados y el objetivo 5x. a) CH20-02 se observan cristales hornblenda de grano medio en contacto con cristales más finos de cuarzo y plagioclase. Las plagioclases no se encuentran severamente alteradas o con evidencia de deformación dúctil ya que sus maclas se son rectas. b) CH20-13 se puede observar cristales de plagioclase de mayor tamaño que los cristales de hornblenda, los cristales de plagioclase se encuentran alterados en muchas ocasiones.67

Figura 18. (a) Estación CH19-61 la roca en el afloramiento presenta bandeamiento composicional denotando una incipiente textura gnéisica; las bandas son milimétricas del orden de 5 mm. (b) La imagen corresponde a la muestra de mano del afloramiento CH20-07, que posee textura gnéisica; el bandeamiento es rítmico y uniforme con un espesor del orden de 1 mm. (c) Estación CH19-40, en la imagen se puede observar que la muestra tiene textura gnéisica y las bandas de minerales máficos son menos potentes con relación a las porciones félsicas.....68

Figura 19. Microfotografías tomadas con nícoles paralelos y el objetivo 5x. (a) Muestra CH19-52b; se trata de un gneis cuarzo feldespático en donde las bandas máficas se constituyen de hornblenda verde con bordes cloritizados. La plagioclase se encuentra sericitizada. (b) Muestra CH19-53a; gneis cuarzo feldespático donde las bandas félsicas son anchas, mientras que las máficas son generadas por listones delgados de minerales máficos. Los cristales de plagioclase son de gran tamaño y se encuentran alterados.69

Figura 20. (a) Muestra de mano CH19-43c, es una porción de leucosoma con granate (encerrado en azul). (b) Estación CH19-43; se observan intercalaciones de bandas centimétricas oscuras y claras; hay evidencia de migmatización en el afloramiento. (c) Estación CH19-45. Se trata de un granito de grano medio a grueso con foliación; las bandas son onduladas y van desde unos 5 mm en el caso de las bandas félsicas compuestas de Qtz y Pl hasta unos 4 cm en bandas máficas. (d) Estación CH20-14, en este afloramiento existen dos litologías un granito rosa de grano grueso y diques máficos con dirección N-S (señalados en azul). d) Estación CH19-40 (15.667, 92.995 W) granitoide (marcado en azul) en contacto con gneises cuarzo feldespáticos, el granitoide no parece tener deformación.....70

Figura 21. Microfotografías tomadas con el objetivo de 5x, (a) en nícoles cruzados y (b) en nícoles paralelos. a) muestra CH19-59, se puede observar un porfiroclasto de Kfs de aproximadamente 1.5 mm con una inclusión de Qtz embebido en una matriz cuarzo y plagioclase que esta demarcada por Bt y una generación nueva de Hbl. b) muestra CH20-01, en la imagen se observan cristales de Grt que han sido rotados y triturados, envueltos por filosilicatos y embebidos en una matriz cuarzo feldespática.....71

Figura 22. Mapa regional del CMC en su parte central y sur. La cartografía y los perfiles geológicos están basados en el mapa regional simplificado de Weber et al. (2020). En el mapa se plasman las edades de Rb-Sr calculadas para las muestras NIQ-02b, HOR-01 y CH19-14 (rombos rojos) y las edades de Sm-Nd calculadas para las muestras CH19-43c, CH19-57 y CH19-70 (triángulos turquesa); con esta misma simbología se observan las muestras CB45 (Estrada-Carmona et al.,

- 2009) y 705 (Weber et al., 2008). Se muestran edades ^{40}Ar - ^{39}Ar en muscovita de las muestras NIQ02-b y HOR-01 y (González-Guzmán, 2016) y en hornblenda para la muestra CB-53A (Estrada-Carmona et al., 2012). Por último son plasmadas edades de U-Pb con cuadros de color azul (Weber et al., 2007), verdes (Weber et al., 2008), rojo (Estrada-Carmona et al., 2012) y negros (Weber et al., 2018).....73
- Figura 23.** Diagramas de isócrona $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ vs $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$. a) Muestra CH19-14, se trata de un metagranito; b) y c) corresponden a pegmatitas. Las alícuotas excluidas de las regresiones se indican en (rojo). El error en las edades reportadas es 2σ76
- Figura 24.** Diagrama de isócrona $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ vs. $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$. a) Muestra CH19-43c. b) Muestra CH19-57; se excluyó la alícuota que no se lixivió (cuadro rojo) para generar una edad más confiable. c) Muestra CH19-70. Se indica el ácido o ácidos utilizados en el lixiviado de alícuotas. Para el cálculo de las isócronas se utilizó como error en los puntos individuales la reproducibilidad externa promedio de laboratorio de 0.003% para $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ y 0.1% para $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$, siempre y cuando el error 2 s.e. en la medición (ver Tabla 15) era más pequeño. El error en las edades reportadas es 2σ78
- Figura 25.** Localización de 13 muestras a las cuales se les realizaron análisis de roca total. Con la clave de cada muestra se presenta la edad T_{DM} conforme a DePaolo (1981), las edades se presentan en Ga. Las edades en color verde, son consideradas en este estudio como edades jóvenes, las azules como edades intermedias y las edades en rojo se consideran como edades viejas.79
- Figura 26.** Diagrama ϵNd vs T_{DM} donde se muestran las edades de residencia cortical y las líneas de evolución para 16 muestras de roca del CMC. Las líneas negras gruesas corresponden a los valores de CHUR y DM con valores según Bouvier et al. (2008) y Liew y Hofmann (1988), respectivamente. Debajo de la gráfica se muestra un par de recuadros, el del lado izquierdo corresponde a los grupos de edades T_{DM1} y donde los colores del encabezado corresponden a los colores en la gráfica. En el recuadro de la derecha, se muestran los grupos de edades propuestos para las edades T_{DM2} de acuerdo con Liew y Hofmann (1988).82
- Figura 27.** Diagrama de cajas apiladas donde se comparan las de edades modelo T_{DM1} calculadas en el presente estudio con las reportadas en algunos estudios previos para el basamento cristalino del CMC y el Complejo Guichicovi. (1) Complejo el Triunfo según González-Guzmán, (2016) y (2) según Estrada-Carmona, (2013), (3) Unidad Custepec según Estrada-Carmona et al., (2009), (4) Edades para el CMC en diversas localidades según Schaaf et al., (2002) y (5) Complejo Guichicovi según Weber y Köhler, (1999). Las edades calculadas para este estudio se muestran en color magenta. Edades modelo tan antiguas como las paleoproterozoicas obtenidas en este estudio no tienen precedentes en el Bloque Maya.....87
- Figura 28.** Mapa simplificado de Rodinia (~1 Ga). La posición de Oaxaquia (cuadro rojo) en esta reconstrucción paleográfica se encuentra en la parte inferior de la imagen. Previo a que Oaxaquia quedara atrapada entre Laurencia, Amazonia y Báltica. Modificado de Li et al. (2008).....89
- Figura 29.** Modelo paleogeográfico y tectónico de Oaxaquia y bloques continentales adyacentes. Tomado de Weber et al. (2010). Abreviaturas: Am-Amazonia, BA-Báltica, C-Congo, CA-Andes colombianos, Ch-Chortís, G-Groenlandia, K-Kalahari, Lau-Laurencia, Oax-Oaxaquia, R-Río de la Plata, SF-Sao Francisco, T-Telemarkia, WA-África occidental. En (D), H representa la posible posición del Gneis Huiznopala. Para detalles ver el texto (Sección 6.3).91

Lista de tablas

Tabla 1. Edad y configuración tectónica de los orógenos metamórficos pre-Mesozoicos representados por 22 complejos de México. Según Ortega Gutiérrez et. al (1992) el área expuesta mapeada representa 26,556 km ² que es equivalente a 1.4% del territorio continental mexicano. Modificado de (Ortega-Gutiérrez et al., 2018).	3
Tabla 2. Isótopos del Sm y el Nd con sus respectivas abundancias en porcentaje, tomado de Faure y Mensing (2005).	31
Tabla 3. Parámetros del manto empobrecido (DM) reportado por diversos autores.	36
Tabla 4. Termocronómetros comúnmente utilizados en diversos minerales y sus respectivas temperaturas de cierre aproximadas.	39
Tabla 5. Tamaño de malla a partir del cual tuvo lugar la separación de minerales en este estudio, adicionalmente se muestra la litología de cada una de las muestras.	44
Tabla 6. Pasos para la separación química de Rb, Sr y REE por cromatografía de intercambio iónico.	47
Tabla 7. Tipo de ácido, volumen, tiempo y temperatura de para la disolución parcial de granate.	48
Tabla 8. Separación de Sm y Nd en columnas LN Spec ®	49
Tabla 9. Configuración de las copas para la medición de Nd en roca total y en granates en el espectrómetro de masas de ionización térmica (TIMS) Nu-TIMS (copas en letras cursivas negritas configuradas con preamplificador de 10 ¹² ohmios).....	51
Tabla 10. Configuración de copas para la medición de Sm en el espectrómetro de masas de ionización térmica Nu-TIMS®	52
Tabla 11. Configuración de las copas para la medición de Sr en espectrómetro de masas de ionización térmica Nu-TIMS ®	52
Tabla 12. Configuración de las copas para la medición de Rb en un espectrómetro de masas con plasma acoplado inductivamente (MC-ICP-MS NeptunePlus®).....	53
Tabla 13. Concentraciones y relaciones isotópicas de Rb y Sr en mica y roca total para rocas seleccionadas del CMC.....	74
Tabla 14. Concentraciones de Sm y Nd así como las relaciones isotópicas para roca total y granate de tres diferentes muestras de roca del CMC. Además, en la columna lixiviado se especifica el tratamiento que recibió cada alícuota.	77
Tabla 15. Concentraciones de Sm y Nd, relaciones ¹⁴⁷ Sm/ ¹⁴⁴ Nd y ¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd, εNd ₍₀₎ , εNd _(250 Ma) , T _{DM1} y T _{DM2} para 17 muestras	81
Tabla 16. Tabla con coordenadas de las muestras analizadas petrográficamente	100
Tabla 17. Tabla con el tipo de roca y mineralogía identificada durante el análisis petrográfico.	101

Capítulo 1. Introducción

1.1 Planteamiento del problema

La geología metamórfica pre-mesozoica de México puede ser descrita en más de 20 complejos metamórficos individuales que en conjunto conforman 11 sistemas orogénicos profundos que se extienden en edades que van desde el Paleoproterozoico hasta el Pérmico medio (Ortega-Gutiérrez et al., 2018).

La anatomía de la litósfera actual de México está compuesta por fragmentos corticales de diversas entidades geológicas comúnmente llamadas terrenos tectonoestratigráficos (Keppie, 2008). En la **Figura 1** se muestra un mapa donde se plasma la arquitectura de los terrenos tectonoestratigráficos en 13 dominios.



Figura 1. Mapa de subdivisión de la corteza continental mexicana en 13 dominios litotectónicos de acuerdo a la composición y la edad de su basamento cristalino expuesto o inferido. Modificado de Ortega-Gutiérrez et al. (2018).

A pesar de que los complejos pre-mesozoicos son pequeños y poco abundantes, su estudio resulta sumamente importante debido a que su registro geológico proporciona información clave, no sólo para la reconstrucción tectónica de nuestro país, sino de la Tierra misma. La información geológica que se obtiene del estudio de estos complejos metamórficos tiene influencia en la comprensión del proceso de ensamblaje y disgregación de los supercontinentes que resulta ser aparentemente cíclico (Nance et al., 2014), tales como Rodinia y Pangea, que existieron durante el Meso-Neoproterozoico y Paleozoico, respectivamente.

Posterior a la ruptura de Rodinia durante el Neoproterozoico se formó el supercontinente Gondwana (Schmitt et al., 2018) durante la orogénesis Pan-Africana-Brasiliana. Dicho supercontinente incluye la mayoría de las masas continentales con excepción de Laurentia. En México se distinguen claramente los bloques continentales que formaron parte de Laurentia (I y II en **Figura 1**) y aquellos asociados a Gondwana (terrenos peri-gondwánicos en la , Weber et al., 2020).

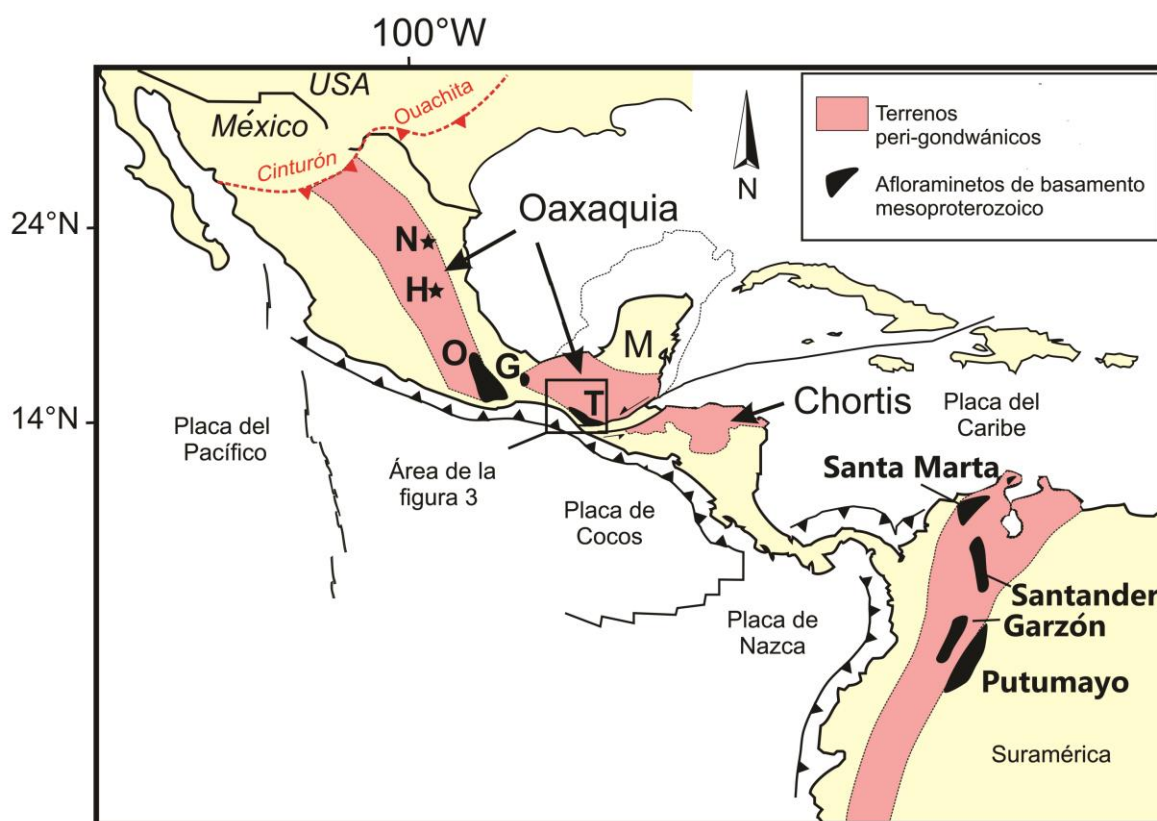


Figura 2. Vista general de la tectónica de placas de América Central y México, donde se pueden ver terrenos peri-gondwánicos con afloramientos de basamento Meso a Neoproterozoico. G= Complejo Guichicovi, H=Gneis Huiznopala, M= Bloque Maya, N= Gneis el Novillo, O=Complejo Oaxaqueño, T= Complejo el Triunfo. Modificado de Weber et al. (2020).

La configuración del basamento pre-Mesozoico de México es resultado de una compleja historia tectónica, representada por eventos de acreción, orógenos de colisión, arcos de islas y formación de cuencas sedimentarias. En la **Tabla 1** se enlistan las unidades metamórficas pre-Mesozoicas y las orogenias a las cuales están asociadas. Las litologías metamórficas constituyentes del basamento son muy variadas e incluyen desde facies de esquistos verdes propios de baja temperatura y presiones moderadas, hasta facies de granulitas de alta temperatura y presión intermedia, que contienen escasos afloramientos con rocas de alta presión como los esquistos azules o rocas de alta relación presión/temperatura, como son las eclogitas.

El Bloque Maya (Dengo, 1985) representa la parte sur de los terrenos tectonoestratigráficos que abarca la península de Yucatán, partes de la planicie costera del Golfo de México y en el sureste de México desde el istmo de Tehuantepec hasta Guatemala. La mayor exposición del basamento del Bloque Maya es el Macizo de Chiapas, que es una cadena montañosa elongada con dirección NW-SE (Schaaf et al., 2002) compuesta principalmente por granitoides y ortogneises deformados (Weber et al., 2007) del Pérmico tardío al Triásico temprano.

Tabla 1. Edad y configuración tectónica de los orógenos metamórficos pre-Mesozoicos representados por 22 complejos de México. Según Ortega Gutiérrez et. al (1992) el área expuesta mapeada representa 26,556 km² que es equivalente a 1.4% del territorio continental mexicano. Modificado de (Ortega-Gutiérrez et al., 2018).

Rango de edad orogénica de las unidades metamórficas	Unidades metamórficas pre-Mesozoicas y eventos relacionados	Evento tectonotermal
Paleoproterozoico, 1.7-1.63 Ga	Complejo Bámbori y Esquisto el Píal: <i>Ivanpah/Yavapai</i> y <i>Mazatzal</i> , respectivamente	Colisiones arco-arco y arco-continente
Mesoproterozoico- Neoproterozoico Temprano, 1.2-0.97 Ga	Unidades Cerro El Carrizalillo-Rancho Los Filtros: Grenvilliana. Oxaquia: Olmeca y Zapoteca	Arco-continente y continente-continente
	Complejo El Triunfo (Unidad de Candelaria): Grenvilliana	Arco-continente y continente-continente
		Colisión continente – continente (?)
Ediacariano- Cámbrico temprano, 600-500 Ma	Basamento cristalino del norte Maya: Brasiliano-Panafriana	Colisión continente-continente
	Complejo El Triunfo (unidad Jocote): Famatiniana(?)	Colisión Arco-Continente (?)
Paleozoico medio temprano, 480-350 Ma	Complejo Acatlán: Acádica y Herciana, localmente llamados Acatecan y Caltepeense	Colisión continente-continente y/o tectonismo acrecional
Paleozoico tardío, 330-252 Ma	Orogenia Ouachita-Marathon-Sonora: Marathon-Ouachita	Colisión continente -Continente
	Cinturón Orogénico Huasteco: Herciana	Colisión continente -Continente (?)
	Complejo Juchatengo: sin nombre	Colisión arco/oceánico-continente
	Complejo del Macizo del norte de Chiapas: sin nombre	Tectonismo acrecional (?)

Dentro del Complejo Macizo de Chiapas (CMC) (Weber et al., 2008) afloran diversas unidades litodémicas cuyas expresiones tienen lugar en el sur, centro y norte del mismo. El estudio de cada una de estas es importante ya que se ha demostrado en numerosos trabajos que no comparten una misma historia geológica, presentando diferencias fundamentales en su génesis, lo que permiten hacer más robustas las hipótesis de cómo se llegó a la configuración actual del CMC.

El presente trabajo se realizó con la finalidad de ampliar el conocimiento actual acerca del basamento metamórfico del CMC, enfocándose en la parte alta de este basamento entre las localidades Custepec y Monterrey, pertenecientes al municipio de La Concordia (entre 15°45', 92°55' y 15°41', 92°48'), del estado de Chiapas.

Para lograrlo se llevaron a cabo dos salidas de campo, sumando aproximadamente dos meses entre ambas, cuya finalidad fue la recolección de muestras para descripciones petrográficas, análisis isotópicos con los métodos Rb-Sr y Sm-Nd, así como la descripción macroscópica de los diferentes afloramientos que se visitaron. Lo que permitió un mapa geológico (1:50,000) del Ejido Monterrey, y determinar tres edades de isócrona mica blanca-roca total, tres edades de isócrona granate-roca total y 17 análisis de isótopos de Sm-Nd en roca total para obtener edades modelo (T_{DM}) de litologías diferentes.

La preparación de las muestras, así como los análisis petrográficos, fueron realizados en su totalidad en el Departamento de Geología del Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada (CICESE). Por su parte, los análisis isotópicos se realizaron tanto en el CICESE (isótopos de Sm, Nd y Sr), así como en Centro de Geociencias de la Universidad Nacional Autónoma de México, Campus Juriquilla (CEGEO UNAM) (relaciones isotópicas de Rb).

1.2 Objetivos y justificación

1.2.1 Objetivo general

- Ampliar el conocimiento de la extensión del basamento metamórfico en el Complejo Macizo de Chiapas.

1.2.2 Objetivos particulares

- Realizar la cartografía geológica en la parte alta de la Sierra de Chiapas entre los municipios de La Concordia y Jaltenango.
- Descifrar la temporalidad del metamorfismo y enfriamiento de las rocas cristalinas del área de estudio a través de los métodos geocronológicos Rb-Sr y Sm-Nd.
- Estudiar la fuente de las rocas metamórficas del área de estudio a través de los isótopos de Sm-Nd en roca total.

1.2.3 Justificación

Se han reportado diversas exposiciones del basamento metamórfico del CMC, sin embargo, debido a su gran extensión y la complejidad para recorrer el terreno de estudio, una vegetación densa y a una topografía escarpada, son pocos los lugares accesibles y apropiados para el análisis geológico. A pesar de lo anterior, este trabajo se enfoca en una zona que no cuenta con estudios previos, aportando información valiosa sobre el basamento metamórfico y genera antecedentes para trabajos posteriores.

Hasta la fecha, la zona de estudio (Ejido Monterrey, Municipio La Concordia, Chiapas) no contaba con una cartografía geológica a detalle o de un área más extensa donde se incluyera la misma información. Hasta ahora sólo se contaba con la cartografía realizada por el Servicio Geológico Mexicano que resulta ser muy general y esencialmente de fotointerpretación (escala 1:250, 000).

La importancia de realizar cartografía geológica, que nos conduzca a la diferenciación litológica en el área de estudio, es que esta nos permite realizar ciertas suposiciones temporales y espaciales, así mismo, pueden reforzar o modificar hipótesis que se generen a partir de los datos obtenidos de los análisis de laboratorio.

Para conocer la temporalidad de metamorfismo y enfriamiento, en este trabajo se determinaron relaciones isotópicas para los sistemas Sm-Nd y Rb-Sr de concentrados de cristales de granate y mica blanca y de alícuotas de roca total correspondiente a ellos. Los datos obtenidos fueron comparados con datos preexistentes aportando información importante sobre esta zona, en donde nunca se han realizado este tipo de estudios. Y al conocer la edad de eventos geológicos, ya sea de metamorfismo o enfriamiento,

se pueden plantear hipótesis sobre los procesos geológicos que han llevado a la disposición actual de las rocas, así como aquellos que han formado a las mismas. Para descifrar esta temporalidad no sólo se depende de los análisis geocronológicos, sino que también se suman factores como los análisis petrográficos, cartográficos e incluso las descripciones macroscópicas realizadas en campo. Asimismo, la importancia de determinar la fuente de algunas muestras recolectadas a través del sistema Sm-Nd es que, a través de esta determinación podemos definir si la muestra tiene afinidad con el manto o la corteza y gracias a su edad modelo podemos asociarla, o no, a otros complejos metamórficos equivalentes en México.

1.3 Hipótesis

A partir de la revisión de trabajos anteriores en el CMC y las trayectorias planteadas para las campañas de campo en la zona de estudio, se infiere que:

- El basamento metamórfico en el área de Custepec se extiende por la parte alta de la Sierra de Chiapas hacia el sureste en la reserva de la Biosfera del Triunfo y posiblemente es de origen Mesoproterozoico.
- El metamorfismo permo-triásico y el enfriamiento subsiguiente están relacionados a procesos tectónicos posteriores a la formación de Pangea.

Capítulo 2. Antecedentes: Marco geológico

2.1 Los Terrenos del Sur de México y Centro América

La geología de México, así como la de Centro América, está enmarcada en terrenos tectonoestratigráficos. Rocas intrusivas permo-triásicas ocurren a lo largo del territorio mexicano, desde los estados de Chihuahua y Coahuila en el norte, hasta los estados de Puebla, Oaxaca y Chiapas en el sur, y se extienden hasta el noroeste de Sudamérica (Centeno García y Keppie, 1999). Debido a una disposición lineal aparente de la mayoría de estos plutones, se supone que este cinturón de granitoides, incluyendo el CMC, son el resultado de un margen continental activo durante el Pérmico, establecido en el margen Pacífico de Gondwana antes y después del amalgamiento final de Pangea durante la orogenia Ouachita (Weber et al., 2007).

El sur de México ha sido interpretado geológicamente como un collage de terrenos tectonoestratigráficos, cuyas conexiones entre sí y con Norteamérica son inciertas (Sedlock et al., 1993). Los terrenos tectonoestratigráficos que contienen corteza pre-mesozoica en el sur de México y en el norte de América Central son: el Terreno Mixteco con su complejo poli-metamórfico Acatlán de edad paleozoica, el Terreno Zapoteco y su Complejo Oaxaqueño de edad precámbrica, el Terreno Maya (Sedlock et al., 1993) o Bloque Maya (Dengo, 1985), el cual contiene varios afloramientos con rocas pre-mesozoicas destacando el Complejo Guichicovi (Weber y Köhler, 1999) y el Complejo Macizo de Chiapas (Weber et al., 2008; Figura 3).

2.1.1 Terreno Zapoteco

Ubicado en la porción sur de la Sierra Madre del Sur, el Terreno Zapoteco es un fragmento de corteza continental proterozoica principalmente constituida por rocas de basamento cristalino de edad meso- a neoproterozoica (grenvilliana), las cuales están discordantemente cubiertas por rocas sedimentarias paleozoicas (Patoja-Alor, 1970; Gillis et al., 2005). El Terreno Zapoteco está limitado hacia al este con el Terreno Cuicateco por la falla Oaxaca, al oeste con el Terreno Mixteco por la falla Caltepec y al sur con el Terreno Chatino por la falla Chacalapa (Tolson, 2005).

2.1.1.1 Complejo Oaxaqueño

El Complejo Oaxaqueño de edad proterozoica constituye el basamento del Terreno Zapoteco siendo la exposición más extensa de rocas de esta edad en México (Solari et al., 2004). Se localiza en la región central del estado de Oaxaca en el sur de México (Ortega-Gutiérrez et al., 2018), dando su nombre al microcontinente Oaxaquia (Terreno III en la **Figura 1**; Ortega-Gutiérrez et al., 1995) que representa el terreno de basamento metamórfico de facies de granulita de tipo Rodinia más grande en México (Solari et al., 2003) y que abarca la porción del centro, este y sur de México. Oaxaquia incluye otras pequeñas exposiciones de basamento compuesto por granulitas de aproximadamente 0.99 Ga cuyos protolitos son del Mesoproterozoico medio a tardío e incluyen litologías de la suite AMCG (anortosita – mangerita – charnoquita – granito) que formó parte de Rodinia (Li et al., 2008).

El Complejo Oaxaqueño está constituido por paragneises (mármoles, calcisilicatos, gneises cuarzo-feldespáticos, pelíticos y grafíticos) y ortogneises (anortosita, charnockita, anfibolita y pegmatita), estos últimos con edades U-Pb del protolito que van de 1134 a 1150 y ~1012 Ma (Keppie et al., 2003).

La parte norte ha sido dividida en una serie de capas (de la base a la parte superior) compuestas por: (1) Unidad Hitzo que está constituida por rocas de la suite AMCG (~1012 Ma); (2) Unidad El Catrín constituida por ortogneises migmatizados (~1350 Ma) (3) Unidad El Márquez constituida por para y ortogneises migmatizados (~1140 Ma). Estas rocas fueron afectadas por dos eventos tectonotérmicos importantes: El evento Olmeca (1106 Ma) y el evento Zapoteco (1004 Ma) (Solari et al., 2003).

2.1.2 Complejo Chuacús

El complejo el Chuacús (Ortega-Gutiérrez et al., 2004) con rocas metamórficas de alto grado es considerado un terreno limitado por fallas (Motagua y Baja Verapaz), ya que su estratigrafía y grado metamórfico difieren de los terrenos adyacentes (Ortega-Gutiérrez et al., 2007).

La Sierra de Chuacús es una cadena montañosa situada al norte del valle de Motagua, la cual forma un cinturón metamórfico E-W que cruza Guatemala Central desde la frontera con México hasta la costa caribeña. Las rocas metamórficas que lo conforman incluyen filitas, metagrauvas, metaconglomerados, milonitas graníticas, esquistos pelíticos, gneises cuarzo-feldespáticos con mica y epidota que en ocasiones contienen cianita y granate, migmatitas, anfibolitas asociadas a gneises, anfibolitas fuertemente lineadas

asociadas a rocas ultramáficas, cuarcitas, mármoles y calcisilicatos (Martens, Ortega-Obregón, Estrada-Carmona, y Valle, 2007).

El grado metamórfico varía de esquistos verdes a facies de anfibolita, pero también han sido identificadas facies de eclogita por Ortega-Gutiérrez et al. (2004). Dentro de esta sierra, existen intrusiones plutónicas asociadas a intrusiones pegmatíticas menores conocidas como la suite del Granito Rabinal, que son rocas débilmente deformadas en el centro de Guatemala aflorando a lo largo de la traza de la zona de cizalla de Baja Verapaz (Ortega-Obregón et al., 2008). Las intrusiones de granito tipo S de edad ordovícica sugieren una correlación estratigráfica entre los estratos del Paleozoico temprano de Guatemala, estratos de edad similar en las Montañas Mayas en Belice y los metasedimentos del CMC (Unidad Jocote, Weber et al., 2008; Estrada-Carmona et al., 2012, Figura 5).

La edad del Complejo Chuacús es poco conocida ya que los fechamientos varían desde el Precámbrico, Paleozoico tardío hasta el Cretácico según el método utilizado (Ortega-Gutiérrez et al., 2007).

2.1.3 El Bloque Maya

El Bloque Maya (Dengo, 1985) representa el sureste de los territorios mexicanos e incluye la península de Yucatán, partes de la planicie costera del Golfo de México y el sureste de México, desde el istmo de Tehuantepec a Guatemala, incluyendo la parte Norte de Guatemala y Belice (Figura 3). Las rocas pre-Mesozoicas solo afloran en la parte sur (Figura 3), es decir, en el complejo Guichicovi, el Macizo de Chiapas, el centro de Guatemala y las Montañas Mayas de Belice (Weber et al. 2018). La configuración actual del bloque Maya es la consecuencia de las interacciones entre las placas del Caribe, Cocos y América del Norte, así como la apertura del Golfo de México. El límite entre los bloques Maya (Norteamérica) y Chortís (Caribe) está marcado por un sistema arqueado difuso de fallas de tendencia EW (sistema de fallas Polochic-Motagua) (Authemayou et al., 2012).

En el norte del Bloque Maya la península de Yucatán está constituida por una cubierta de carbonatos y evaporitas. En esta zona tuvo lugar el impacto del Chicxulub, que ocurrió hace ~65.5 Ma en el límite Cretácico/Terciario (K/T). Dicho impacto dejó expuestos fragmentos de basamento cristalino en las brechas de impacto, con edades U-Pb en zircón de ~546 Ma (Krogh et al., 1993). Posteriormente, se corroboró la existencia de un basamento granítico con esa edad en una perforación profunda que tuvo

lugar en el cráter (Keppie et al., 2011). Lo anterior se ha tomado como evidencia indirecta de que el bloque Maya en su parte norte tiene un basamento de tipo Pan-Africano-Brasiliano similar a Florida (Martens et al., 2010). Sin embargo, la ausencia de granitos ediacáricos sugiere que antes del Silúrico, la parte Sur del Bloque Maya evolucionó geográficamente separado del noreste de Yucatán y Florida (Weber et al., 2012).

La mayor exposición de basamento cristalino en el Bloque Maya es el Macizo de Chiapas, que se extiende paralelo a la costa Pacífica desde el Istmo de Tehuantepec hasta la frontera con Guatemala. Una descripción a detalle está dada en la sección 2.1.3.3.

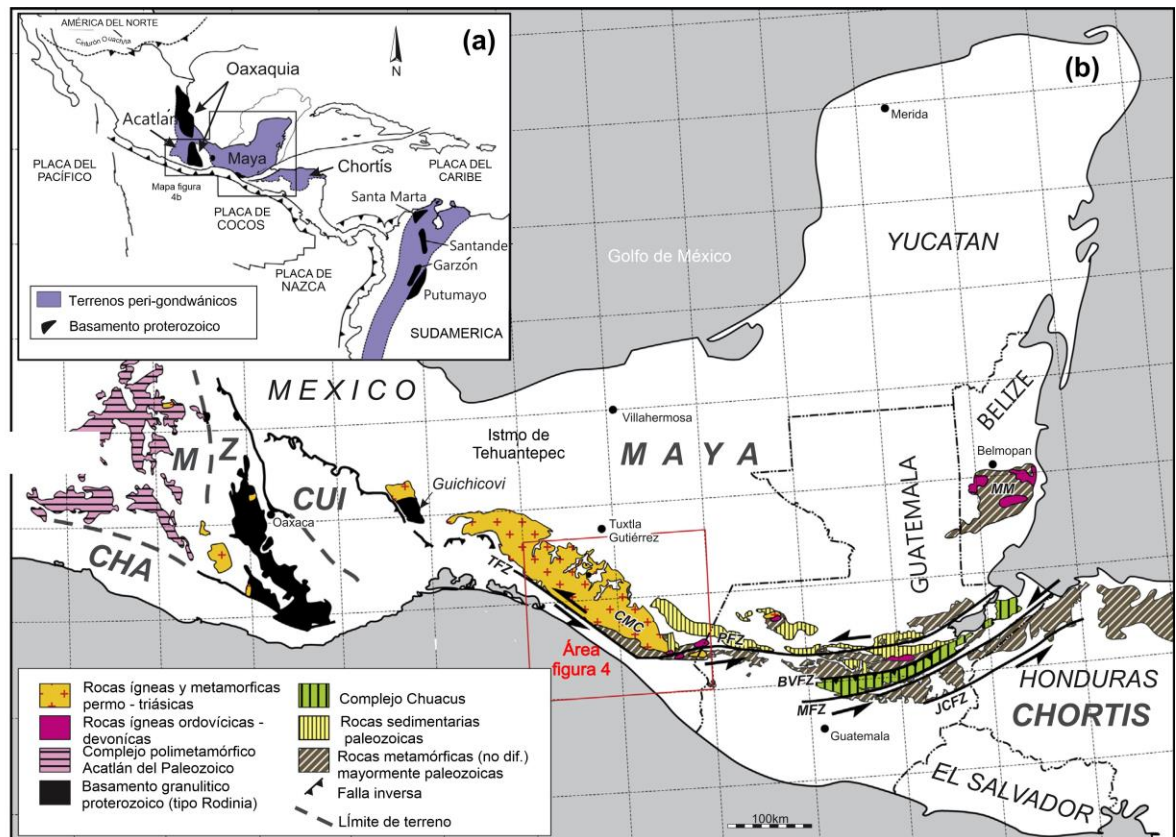


Figura 3. a) Descripción general de la placa tectónica de América Central que muestra los bloques de Oaxaquia, Maya y Chortis, así como el Complejo Acatlán y las principales exposiciones del basamento del Proterozoico de los Andes. b) Mapa geológico de las rocas pre-Mesozoicas expuestas en el sur de México y América Central. Abreviaturas: ACu = Altos Cuchumatanes, BVFZ = Zona de falla de Baja Verapaz, CMC = Complejo del Macizo de Chiapas, CUI = Terreno de Cuicateco, CHA = Terreno de Chatino, JCFZ = Zona de falla Jocotlán-Chamaleón, M = Terreno Mixteca, MFZ = Zona de falla Motagua, MM = Montañas Maya, PFZ = Zona de falla Polochic, Z = Terreno Zapoteco. Modificado de Weber et al. (2018).

2.1.3.1 Complejo Guichicovi

El basamento cristalino del Bloque Maya está restringido al Macizo de Chiapas al este del Istmo de Tehuantepec y al Macizo la Mixtequita al oeste del mismo, el cual está constituido por dos unidades cristalinas distintas: rocas intrusivas permo-triásicas y jurásicas que conforman el batolito la Mixtequita y el complejo Guichicovi edad proterozoica que cubre una área de aproximadamente 800 Km² en el sur del Macizo La Mixtequita (Weber y Hecht, 2003)

Conformando el basamento del Macizo La Mixtequita y siendo el más antiguo que se conoce en el Terreno Maya, el Complejo Guichicovi (Weber y Köhler, 1999) aflora en el estado de Oaxaca. Este complejo está constituido por tres unidades litoestratigráficas: una unidad metasedimentaria conformada por gneises ricos en granate, biotita y grafito, mármoles y calcosilicatos, y dos unidades metaígneas distintas definidas por la Unidad Zacatal compuesta por charnoquitas y ortogneises y por la Unidad Guichicovi Norte constituida por gneises anortosíticos - tonalíticos, granulitas máficas (ferrodioritas) y anfibolitas (Weber y Köhler, 1999; Weber y Hecht, 2003).

La Unidad Zacatal está relacionada con magmatismo de arco, mientras que la génesis de la Unidad Guichicovi Norte es asociada a la fusión parcial del arco magmático, lo cual se sustenta en los patrones de elementos mayores y traza que muestran estas unidades (Weber y Hecht, 2003). Edades U-Pb de ~1.2 Ga fueron asociadas con la edad del protolito y edades de concordia ligadas al pico del evento metamórfico, variando entre 996±6 y 975±36 Ma (Weber y Köhler, 1999; Weber et al., 2010).

Edades de isócrona de Sm-Nd que van desde 933 hasta 911 Ma y edades de Rb-Sr que varían entre 882 y 866 Ma permiten estimar que de los ~990 a 920 Ma tuvo lugar una tasa de enfriamiento moderada de 1.5-2 °C/Ma y posteriormente tuvo lugar un enfriamiento más rápido de ~920 a ~870 Ma con una tasa de enfriamiento del orden de ~8 °C/Ma (Weber y Köhler, 1999). Las edades modelo $T_{DM(Nd)}$ para todas las rocas metaígneas del complejo Guichicovi varían entre 1.4 y 1.6 Ga mientras que los paragneises oscilan entre 1.5 y 2.0 Ga (Weber y Köhler, 1999; Weber y Hecht, 2003).

Petrológica y geocronológicamente el Complejo Guichicovi es indistinguible de otros sitios donde aflora basamentos de tipo Oaxaquia (Weber y Köhler, 1999; Weber y Hecht, 2003), pero su posición actual requiere un importante desplazamiento lateral, para acomodar la apertura del Golfo de México lo que impide una continuación directa entre el Complejo Oaxaqueño y el Complejo Guichicovi (Weber et al. 2020).

2.1.3.2 Montañas Maya

Una de las principales regiones con rocas metamórficas expuestas al norte de la falla Polochic son las Montañas Maya en Belice (Martens et al., 2007). Dixon (1956) definió dos grupos de rocas metasedimentarias en las Montañas Mayas: la Serie Maya compuesta por un ensamble de rocas fuertemente plegadas y la Serie Macal que es correlacionable con el Grupo Santa Rosa de Guatemala y con la Formación Santa Rosa en Chiapas.

Martens et al. (2010) reorganizaron y presentaron una nueva columna estratigráfica que es coherente con el sureste del Bloque Maya donde se incluye además de la Unidad Macal (pensilvanica-pérmica), la formación volcanoclástica Bladen y la Unidad Baldy.

Las Montañas Maya fueron intrusionadas por tres plutones graníticos: el Mountain Pine Ridge, el Humming Bird Mullins y el Cockscomb-Sapote, los cuales generaron aureolas de metamorfismo de contacto en algunas de las rocas circundantes (Martens et al., 2010). Steiner y Walker (1996) obtuvieron edades de cristalización silúricas tardías a devónicas tempranas (420-405 Ma) con el método U-Pb (TIMS) para estos plutones en cristales de zircón y monzonita, posteriormente estas edades fueron corroboradas en otras localidades mediante análisis de U-Pb en zircón (Weber et al., 2012). La Formación Bladen es una unidad volcanosedimentaria compuesta casi en su totalidad de flujos de lava y tobas riolíticas-dacíticas que fueron fechadas usando zircones de una riolita por la técnica de U-Pb, arrojando la misma edad que los plutones graníticos en ~406 Ma (Martens et al., 2010). La Unidad Baldy está conformada por una serie de areniscas y cuarcitas de edad cámbrica a pre-devónica. La edad está restringida por las relaciones geológicas con las unidades sedimentarias más jóvenes y por edades de zircones (Martens et al., 2010).

2.1.3.3 Complejo Macizo de Chiapas

En el sur del Bloque Maya y al este del istmo de Tehuantepec, se encuentra el Complejo Macizo de Chiapas, también conocido anteriormente como “Batolito de Chiapas” a causa del aparente predominio de granitoides (Morán-Zenteno, 1984) (**Figura 4**). Posteriormente, debido a que se descubrió que la cordillera del sur de Chiapas no solo está conformada por una serie cristalina ígnea, sino además de varias unidades litodémicas que constituyen el basamento metamórfico de medio a alto grado que son intrusionadas por

granitoides del Pérmico deformados y no deformados, fue nombrada por Weber et al. (2008) como Complejo del Macizo de Chiapas (CMC).

Esta cadena montañosa cristalina de aproximadamente unos 350×50 km, se extiende en un área mayor a los 20,000 km² y es el complejo batolítico del Pérmico más grande de México (Schaaf et al., 2002; Weber et al., 2005; 2007). La mayoría de los granitoides del CMC están foliados, fuertemente deformados y metamorizados, lo que los diferencia de otras intrusiones permo-triásicas de México. Está dominado por granitoides que van desde débilmente a fuertemente deformados que varían en composición desde granítica a gabrótica (Schaaf et al., 2002).

El principal evento tectonotermal que condujo a la formación del macizo ígneo comenzó con la intrusión de protolitos de ortogneis en el Pérmico temprano (~272 Ma) y culminó con el metamorfismo de medio a alto grado, anatexis y la intrusión de masas magmáticas en el Pérmico tardío (~254 – 250 Ma, Weber et al., 2007).

Las diferentes unidades litodémicas con rocas metamórficas pre-pérmicas (**Figura 4**), han sido definidas por su localización geográfica, sus características petrológicas y su historia geológica: Al NW del CMC se encuentra la Unidad Sepultura, en el centro la Unidad Custepec y en el SE el Complejo el Triunfo que se describen en la siguiente sección.

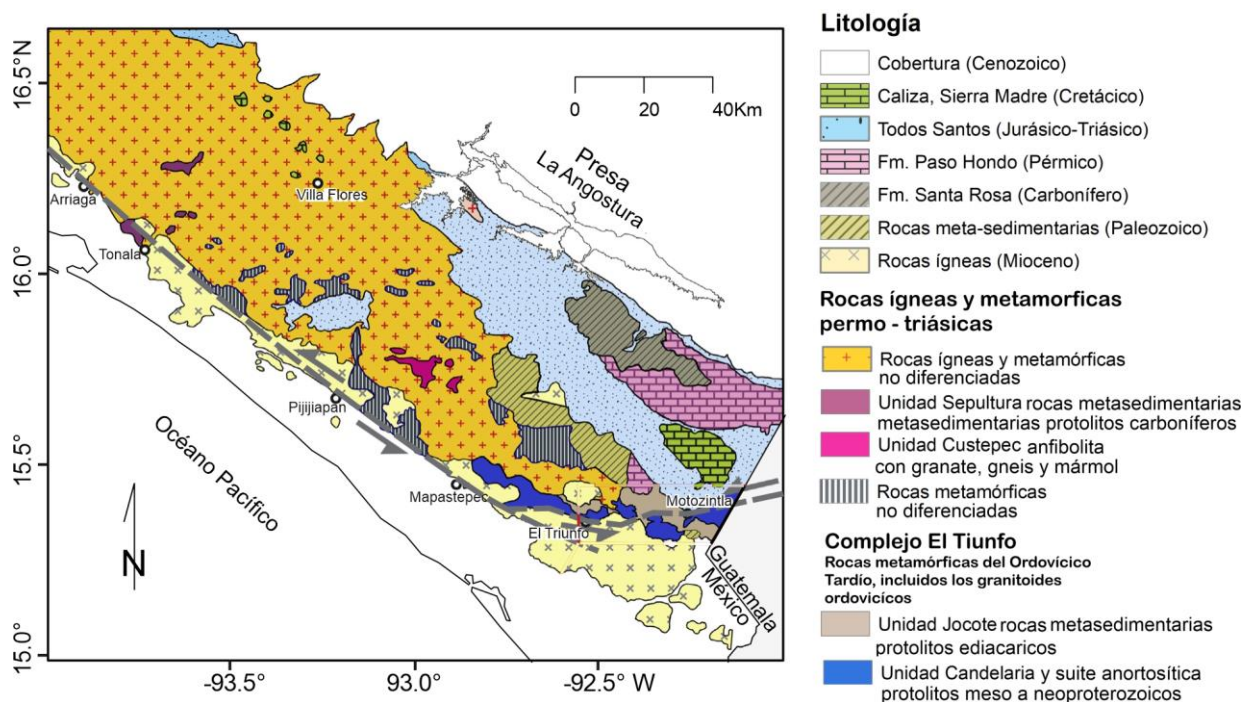


Figura 4. Mapa geológico simplificado del sur de Chiapas, modificado del Servicio Geológico Mexicano 1: 250,000, Tuxtla Gutiérrez (Martínez-Amador et al., 2005) y Huixtla (Jiménez-Hernández et al., 2005). Modificado de Weber et al. (2018).

2.2 Las unidades litológicas pre-batolíticas del CMC

2.2.1 Noroeste del CMC: Unidad Sepultura

La Unidad Sepultura aflora entre las localidades de Villa Flores y Arriaga. Los afloramientos de la localidad tipo de la Unidad Sepultura se encuentran sobre el río Tablón, donde por primera vez se comprobó la existencia de un basamento metasedimentario en el CMC, y están constituidos por metapsamitas y metagrauvas intercaladas con rocas calcisilicatadas y mármoles (Weber et al. 2002).

De acuerdo con Weber et al. (2002) los calcosilicatos no se observan únicamente como inclusiones en migmatitas y paragneises, ya que la parte sur de la unidad está compuesta por una secuencia de estos y pueden ser divididos en función de la presencia o ausencia de wollastonita.

Los calcosilicatos con wollastonita son de color blanco y tienen una textura metamórfica con foliación y minerales alargados y orientados. Contienen hasta 50% de wollastonita y hasta 40% de granate. El clinopiroxeno se encuentra acumulado en pequeñas capas verdes (Weber et al., 2002).

El segundo grupo de calcisilicatos no contienen wollastonita y las rocas son de color café-rojizo o verde. El clinopiroxeno verde conforma hasta el 40% de la roca, sin embargo, el granate puede ser más abundante, cuarzo (10%) y también un poco de carbonato, lo que indica que el granate se formó después de los demás minerales, implicando un aumento de temperatura durante el metamorfismo (Weber et al., 2002).

Las rocas de la Unidad Sepultura tienen una mineralogía que indica un metamorfismo de grado medio a alto, localmente con anatexis (Weber et al., 2007). El termobarómetro de granate-biotita y el geobarómetro GASP arrojaron un pico de metamorfismo de 730-780°C y aproximadamente 5.8 kbar, además hay registro de retrometamorfismo a ~540°C y ~4.5 kbar (Hiller et al., 2004).

La presencia de ortogneises y migmatitas sugiere que los plutones permo-triásicos del CMC intrusionaron a rocas corticales de una corteza pre-Mesozoica, es decir, Paleozoica o Precámbrica (Weber et al., 2002). En la zona de la Unidad Sepultura, la edad de protolitos ígneos de un ortogneis anatóctico fue identificada por medio de zircones con zonamiento oscilatorio que dieron una edad de ~272 Ma, mientras que bordes metamórficos reflejan una edad de metamorfismo en ~250 Ma (Weber et al. 2007). Por otro lado, los núcleos heredados en zircones sugieren protolitos corticales con edades cercanos a 1.0 Ga (Weber et al., 2005). Los datos geocronológicos indican que el primer evento tectonotermal que condujo a la formación

del macizo ígneo comenzó con fusión parcial e intrusión de granitoides durante el Pérmico medio (~ 272 Ma) y culminó con metamorfismo de medio a alto grado, anatexis e intrusión de la mayor masa magmática en el Pérmico tardío (~254-250 Ma) (Weber et al., 2007).

Los patrones de distribución de zircones detríticos tienen edades que corresponden a zonas dominadas por rocas que se formaron durante el ciclo orogénico Pan-Africano-Brasiliano durante el Neoproterozoico, junto con fuentes de edad mesoproterzoica (Grenvilliano), paleoproterozoica, arcaica, así como del Paleozoico temprano; esta distribución es similar a la de la Formación Santa Rosa de origen marino, por lo que Weber et al. (2008) sugirieron que la Unidad Sepultura puede ser correlacionable con esta formación sedimentaria, cuya edad máxima de depósito ha sido definido a través de zircones detríticos entre 335 y 319 Ma (Misisípico tardío a Pensilvánico medio; Weber et al., 2009).

2.2.2 Centro del CMC (Unidad Custepec)

La Unidad Custepec se localiza en el centro sureste del CMC, en los alrededores de la Finca Custepec, municipio La Concordia a unos 27 km al suroeste de Jaltenango de la Paz. Principalmente está compuesta de anfibolitas parcialmente fundidas, intercaladas con gneises cuarzo-feldespáticos y pelíticos, mármoles, rocas calcosilicatadas y cuarcitas.

Estrada-Carmona et al. (2009) describieron y cartografiaron las siguientes litologías:

(1) Anfibolitas: Son las rocas más abundantes y típicamente presentan un bandeamiento composicional que es más evidente a escala macroscópica. Se reconocen dos principales tipos de anfibolita: con granate y sin granate. En la mayoría de las anfibolitas la asociación mineral es hornblenda + plagioclasa + cuarzo ± granate ± biotita. La hornblenda contiene inclusiones de apatito y titanita y en ocasiones presenta zonamiento con núcleos cafés y bordes de color verde olivo.

Las anfibolitas con granate son de grano medio con textura gnéisica. Poseen características de migmatización que se distinguen por neosomas anchos que van desde algunos centímetros hasta decímetros. El neosoma está compuesto por cuarzo, plagioclasa y en menor medida granate. El granate ocurre como poiquiloblastos de hasta 3 cm de diámetro, conteniendo inclusiones de biotita, cuarzo y epidota (Estrada-Carmona et al., 2009).

Por otro lado, las anfibolitas sin granate son rocas con textura granoblástica, de grano medio equigranular y sin una orientación mineral evidente. El cuarzo tiene extinción ondulatoria y se forma clorita a partir de hornblenda y de biotita (Estrada-Carmona, 2006).

(2) Gneises: En la Unidad Custepec se distinguen tres tipos de gneises. (i) gneis de biotita con sillimanita + granate que solo aflora en el río La Rinconada. Este paragneis es de grano medio y la asociación mineral principal es biotita + granate + sillimanita + plagioclasa + cuarzo + feldespato potásico. La foliación está definida por cristales de sillimanita y biotita de 2-3 cm de largo, mientras que el granate es anhedral y se presenta de manera poiquiloblástica con inclusiones de cuarzo, biotita, ilmenita y rutilo. (ii) Gneis cuarzo feldespático con hornblenda intercalados con anfibolitas. Estos gneises presentan textura bandeada, pliegues isoclinales y estructuras de budín conformadas por minerales máficos. (iii) Gneises cuarzo feldespáticos. Estos contienen microclina y poseen una apariencia más homogénea que el grupo de gneises anterior (Estrada-Carmona et al., 2009).

(3) Mármoles y calcosilicatos. Ocurren como lentes en forma de cuña o budines intercalados con las anfibolitas. Los mármoles se componen de calcita de grano grueso, micas, cuarzo, piroxeno y algo de granate (Estrada-Carmona et al., 2009).

(4) Granitoides: la Unidad Custepec está intrusionada por granitoides casi sin deformar, en su mayoría de composición tonalítica hacia el norte y hacia el sur. Xenolitos de decenas de centímetros a metros de anfibolita y gneis de la Unidad Custepec son comunes en los granitoides, especialmente cerca de sus contactos intrusivos (Estrada-Carmona et al., 2009).

Por la distribución de las rocas en el campo, su composición química, la alta abundancia de anfibolitas y la presencia de zircones heredados de 1.2-1.0 Ga y 1.5 Ga, aparentemente detríticos, se interpretó la Unidad Custepec como una probable secuencia volcanosedimentaria, que representa un nivel cortical inferior a la Unidad Sepultura (Weber et al., 2008).

Estrada-Carmona et al. (2009) utilizó los geotermómetros GARB y hornblenda-plagioclasa y los geotermobarómetros GASP, GRAIL y granate-plagioclasa-hornblenda-cuarzo en una metapelita y en una anfibolita para calcular las condiciones de metamorfismo durante el Pérmico, los resultados fueron consistentes e indican que el metamorfismo en la Unidad Custepec alcanzó temperaturas de $\sim 800^{\circ}\text{C}$ y presiones de ~ 9 kbar. Estas condiciones sugieren que estas rocas alcanzaron la transición entre la facies de anfibolita y granulita, entre $\sim 25\text{--}30$ km de profundidad.

La edad del metamorfismo de alto grado en Unidad Custepec es claramente pérmica. Las edades obtenidas a través del sistema isotópico U-Pb que se han reportado han sido consistentes, obteniéndose edades de 252 ± 4 Ma (Weber et al., 2007) y 250 ± 4 Ma (Weber et al., 2008), adicionalmente de una anfibolita con granate en la que se obtuvo una isócrona de granate-roca total por el método Sm-Nd cuya edad es de 268.9 ± 9.4 Ma, sugiriendo posiblemente el metamorfismo progrado (Estrada-Carmona et al., 2009). Posterior al evento de alto grado, se documentó un evento retrógrado de bajo grado, en facies de esquisto verde y la formación de milonitas. Edades modelo $T_{DM(Nd)}$ en el rango de 1-2 1.0 Ga sugieren una mezcla entre corteza antigua y manto empobrecido (Estrada-Carmona, 2006).

2.2.3 Sureste del CMC (Complejo El Triunfo)

El Complejo El Triunfo en el extremo sureste del CMC, se extiende desde la frontera con Guatemala unos 40 km hacia el oeste hasta el Municipio de Acacoyagua (Weber et al., 2018; Cisneros de León et al., 2017). El basamento metamórfico del Complejo El Triunfo se divide en tres unidades esenciales: La Unidad Candelaria constituida por anfibolitas fuertemente deformadas, ortogneises y migmatitas; la Unidad Jocote conformada por rocas metasedimentarias; los complejos anortosíticos Mariscal y Soconusco conformados por anortositas masivas y rocas asociadas (Cisneros de León et al., 2017; Estrada-Carmona, 2013; González-Guzmán, 2016).

El complejo está constituido por un ensamble de rocas de grado medio a alto intrusionado por granitoides no deformados del Ordovícico (Estrada-Carmona et al., 2012; González-Guzmán, 2016). Hacia el sur, el complejo está intrusionado por granitoides del Mioceno, hacia el norte los lechos rojos continentales del Jurásico de la Formación Todos Santos se superponen al complejo y hacia el este y el oeste el complejo esta intrusionado por granitoides pérmicos o limitado por zonas de cizalla (Weber et al., 2018).

El metamorfismo pérmico, que fue de grado medio a alto en la mayor parte del CMC, en el Complejo El Triunfo no alcanzó más que facies de esquisto verde (Estrada-Carmona et al., 2012; Weber et al., 2018), lo que indica que en ese momento se encontraba en un nivel cortical superior, sin embargo aún no se sabe si se trata de una sutura tectónica mayor que separa el Complejo El Triunfo del resto del CMC o si el nivel cortical disminuye hacia el NO del CMC (Weber et al., 2018).

2.2.3.1 Unidad Candelaria

En el cauce del río Candelaria se encuentra la mejor exposición de esta unidad que, recientemente, fue redefinida como estrictamente metaígne, incluyendo anfibolitas, gneises y migmatitas de hornblenda y biotita y gneises félsicos (Weber et al., 2018). Típicamente, las rocas de la Unidad Candelaria (anfibolita y gneis) están bandeadas y plegadas y contienen capas ricas en hornblenda y biotita que definen la foliación penetrativa. Las capas ricas en hornblenda se componen principalmente de hornblenda, zonada de verde parduzco o marrón verdoso en el núcleo a verde oscuro en el borde, que a menudo contienen exsoluciones de minerales opacos (ilmenita o rutilo) (Weber et al., 2018). Dichas exsoluciones de minerales ricos en Ti sugieren que esta hornblenda verde fue probablemente de alta temperatura rica en Ti que se exsolvió durante el metamorfismo regional posterior que alcanzó temperaturas de $\sim 650^{\circ}\text{C}$ y presiones de ~ 6 kbar (Weber et al., 2018).

Edades de U-Pb en bordes de zircón metamórfico tal como en zircón ígneo de neosomas de las migmatitas definen la edad del metamorfismo entre 457 y 444 Ma, contemporáneo a la edad de cristalización de los granitoides ordovícicos, que intrusieron al Complejo El Triunfo (Weber et al. 2018). La edad de protolitos ígneos félsicos, que se observan como budines cuarzo-feldespáticos dentro de anfibolita plegada, arrojaron edades de 1017 ± 4 Ma y 1005 ± 8 Ma, para zircón con crecimiento ígneo. Los bordes de zircón y cristales de zircón netamente metamórfico en otra muestra de gneis representa un evento metamórfico de hace ~ 920 Ma (Weber et al., 2018).

De los protolitos ígneos resalta la distinción de anfibolitas deformadas con características químicas de basaltos tipo E-MORB (basaltos de dorsal oceánica enriquecidos) y relaciones isotópicas de Nd y Hf con valores épsilon positivos, que implican un magmatismo máfico posterior a la formación de los gneises, cuyos valores épsilon de Nd y Hf son negativos (Weber et al., 2018). Recientemente, la edad del magmatismo máfico en el Complejo El Triunfo ha sido determinado en ~ 615 Ma (Weber et al., 2020).

2.2.3.2 Unidad Jocote

La Unidad Jocote fue descrita y mapeada en el área entre Motozintla y Belisario Domínguez por Estrada-Carmona et al. (2012). Es una unidad metasedimentaria compuesta principalmente por esquistos psamíticos a semipelíticos ricos en sillimanita intercalados con bandas de gneises de biotita y hornblenda,

cuarcitas, rocas calcosilicatadas y mármoles localmente intercalados con metabasitas. Las rocas metasedimentarias de la Unidad Jocote dominan el Complejo El Triunfo (González-Guzmán et al., 2016; Weber et al., 2018).

Está principalmente conformada por micaesquistos ricos en sillimanita de grano fino con o sin granate, definiéndola como una secuencia principalmente metapelítica. Bandas o pequeños pliegues de leucosoma indican fusión parcial durante condiciones metamórficas pico en el Ordovícico. Dos generaciones de mica blanca están presentes: la primera generación se caracteriza por grandes porfidoblastos de fengita, que crecieron después de un evento de deformación y la segunda generación de mica blanca, reemplaza la sillimanita y el feldespato potásico de manera difusa, distinguibles como pequeños cristales dispersos. Las condiciones máximas de metamorfismo estimadas son de $\sim 650^{\circ}\text{C}$ y $\sim 6\text{ kbar}$ (González-Guzmán, 2016).

Las observaciones de campo permiten inferir que la Unidad Jocote se depositó sobre la Unidad Candelaria, ambas fueron intrusionadas por magmas basálticos similares y posteriormente fueron afectadas por deformación y metamorfismo durante el Ordovícico (González-Guzmán et al., 2016).

La edad de depósito de la Unidad Jocote no pudo ser determinada de manera satisfactoria a través del método U-Pb, ya que los zircones detríticos indican una edad máxima de depósito de $\sim 0.9\text{ Ga}$, mientras que la edad mínima de depósito está dada por la intrusión de un dique de granito tipo S con una edad de cristalización de $\sim 482\text{ Ma}$ (Estrada-Carmona et al., 2012). González-Guzmán et al. (2016) utilizaron isótopos de ^{13}C y $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ en mármoles de calcita para estimar la edad de depósito a través de las trayectorias de evolución global de ^{13}C y $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ en el mar. El resultado dio una edad de depósito ediacárica, entre 600 y 580 Ma para estos carbonatos. Estos resultados, junto con los diques máficos tipo E-MORB de edad similar, fueron interpretados como la primera evidencia de la ruptura de Rodinia y apertura del Océano Iapetus en el sur de México (González-Guzmán, 2016).

Los zircones detríticos indican que las fuentes de los sedimentos de la Unidad Jocote tienen edades del Mesoproterozoico temprano, medio y tardío (~ 1.5 , ~ 1.2 y $\sim 1.0\text{ Ga}$) similar a la Unidad Baldy en las Montañas Maya (González-Guzmán, 2016).

2.2.3.3 Anortositas masivas Soconusco – Mariscal

En México, las anortositas y rocas asociadas ocurren a lo largo de una región con dirección N-S dentro de afloramientos aislados. Las exposiciones de anortositas masivas ocurren en el Gneis El Novillo al norte del estado de Tamaulipas (Ortega-gutierrez, 1978; Trainor et al., 2011), en la parte central del estado de Hidalgo en el Gneis Huiznopala (Lawlor et al., 1999), en el sur de Oaxaca en el Complejo Guichicovi (Weber y Köhler, 1999; Weber y Hecht, 2003) y en el Complejo Oaxaqueño (Solari et al., 2003).

El mapeo geológico realizado en el Complejo El Triunfo por Cisneros de León et al. (2017) restringió la extensión de anortositas masivas y rocas asociadas en la porción sur del CMC, principalmente en dos complejos separados aproximadamente por 70 km a lo largo de la falla Polochic y la falla Tonalá. La suite del este se localiza al sur de la falla Polochic y se nombró como el Complejo Anortosítico Mariscal (MAC), mientras que la suite del oeste se encuentra al norte de la falla Tonalá y recibe el nombre de Complejo Anortosítico Soconusco (SAC).

La zona Mariscal se localiza en la frontera este de Chiapas, limitando con el Departamento de San Marcos, Guatemala, e incluye el área de Motozintla, Mazapa de Madero, Las Cruces y El Rosario mientras que la zona del Soconusco, se encuentra en la parte oeste del Complejo El Triunfo, en los municipios de Acacoyagua, Escuintla y El Triunfo (Cisneros de León et al., 2017). Los complejos Mariscal y Soconusco están principalmente compuestos por meta-anortosita con bandas y lentes subordinados de hornblendita, anfibolita, anfibolita rica en oxi-apatita, nelsonita e ilmenita con rutilo libre de apatita de espesor variable (Cisneros de León et al., 2017)

Las anortositas son de color gris a blanco y con tamaño de grano que va de fino a medio, sus texturas varían de acuerdo a la proximidad de las fallas Polochic y Tonalá debido a la creciente deformación dúctil. La textura más común es la blastoequigranular con porfiroclastos de plagioclasa, localmente existe la presencia de texturas protomiloníticas y ultramiloníticas. La mineralogía de las anortositas de ambos complejos está dominada por >95 % de plagioclasa con maclas polisintéticas bien preservadas. El remplazo parcial o total por sericita o zoisita es común. Como minerales accesorios están presentes rutilo, ilmenita, titanita y apatita (Cisneros de León et al., 2017).

La cantidad de rocas máficas intercaladas es variable entre ambos complejos, en términos generales, el complejo anortosítico Mariscal presenta menos abundancia de bandas máficas y mayor abundancia de anortositas en comparación con el complejo anortosítico Soconusco (Cisneros de León et al., 2017).

La edad de intrusión de los complejos anortosíticos Mariscal y Soconusco no se conoce con precisión (Weber et al., 2020). Sin embargo, una media ponderada de un grupo de zircones antiguos arrojó una edad de 940 ± 23 Ma (Estrada-Carmona et al., 2012; Cisneros de León et al., 2017).

2.2.3.4 Plutones ordovícicos

En el límite oeste del borde entre México y Guatemala, hacia el sur de Chiapas, las rocas metasedimentarias son intrusionadas por diques graníticos tipo S del Ordovícico temprano (~ 482 -470 Ma) y por el plutón Motozintla, que varía de granítico a granodiorítico, del Ordovícico tardío (449 ± 7 s 446 ± 6 Ma) (Estrada-Carmona et al., 2012). Estos granitoides se correlacionan con rocas magmáticas análogas en edad y características geoquímicas en Rabinal y los Altos Cuchumatanes en Guatemala (Figura 5) y con granitos similares pero de edad silúrica a devónica en las Montañas Maya de Belice (Estrada-Carmona et al., 2012).

La serie Motozintla está expuesta a lo largo de la carretera Motozintla – Porvenir y al norte de Belisario Domínguez, Chiapas. Esta serie se encuentra conformada por diques y pequeños cuerpos de gabro con hornblenda, pequeñas intrusiones de composiciones entre dioríticas y graníticas (3-30 m), y un granito de dos micas que aflora cercano a la población de Motozintla, denominado el Plutón Motozintla (Estrada-Carmona et al., 2012). El granito se caracteriza por ser de grano grueso y textura inequigranular. Está compuesto por cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa, biotita café y verde, y muscovita en menor proporción. Como minerales accesorios hay zircón, apatito y minerales opacos. La presencia de feldespato potásico con inclusiones de plagioclasa, lamelas de exsolución (pertitas) y mirmequitas sugiere que el feldespato cristalizó inicialmente a alta temperatura y recrystalizó ya sea por enfriamiento lento, deformación dúctil o ambos procesos (Estrada-Carmona, 2013).

De acuerdo con Estrada-Carmona (2012) y González-Guzmán (2016), la serie plutónica Motozintla cristalizó, contemporáneamente con la fusión parcial de la Unidad Candelaria (Ordovícico Tardío).

Además del magmatismo pérmico, el evento tectonotermal ordovícico tardío es por mucho el más importante en el complejo el Triunfo (Weber et al., 2018). González-Guzmán (2016) definió este evento como la Orogenia Mochoniana.

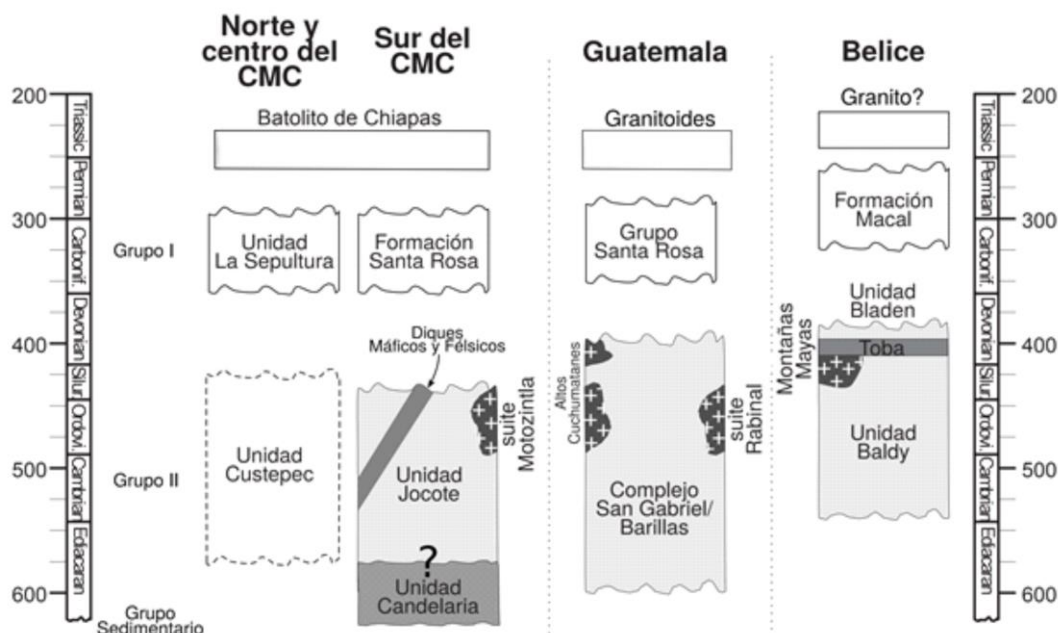


Figura 5. Estratigrafía simplificada pre-Mesozoica del CMC, Guatemala y Belice. Tomada de González-Guzmán (2016).

2.3 Evidencias de la continuidad del microcontinente Oaxaquia hacia el CMC

El ensamble final del supercontinente Rodinia tuvo lugar en el Neoproterozoico cuando la mayoría de las masas terrestres se fusionaron y, de acuerdo a los modelos paleogeográficos, el lugar donde se localizó el microcontinente Oaxaquia fue entre los grandes cratones de Amazonia y Báltica (Li et al., 2008; Weber et al., 2010; Weber y Schulze, 2014). La ruptura final de Rodinia tuvo lugar durante el Ediacárico temprano como consecuencia de una superpluma del manto situada debajo del supercontinente, formando así el Océano Iapetus (Weber et al., 2020; Li et al., 2008)

La evidencia de que el microcontinente Oaxaquia estuvo situado junto a cratones de mayor tamaño como Báltica, Laurentia y Amazonia por encima de la superpluma del manto responsable de la ruptura del supercontinente Rodinia y, en consecuencia, la apertura del Océano Iapetus en nuestro país, está dada por enjambres de diques de la Provincia Magmática Central del Iapetus (CIMP) que son uno de los registros geológicos más contundentes de la ruptura de Rodinia (Weber et al., 2020). Dichos diques máficos están presentes en el Gneis El Novillo, fechados por Weber et al (2019) en 619 ± 9 Ma. Esta edad es similar a las determinadas en los diques análogos encontrados en Báltica (Noruega) y Laurentia (Labrador) favoreciendo la conexión entre ellos (Weber et al., 2020)

Sin embargo estas evidencias no solo se restringen a los diques máficos del Gneis El Novillo, ya que se han identificado diques máficos tipo E-MORB que intrusionaron a los protolitos precámbricos al sur del CMC en el complejo El Triunfo (Weber et al., 2018). Lo anterior no solo corroboran la existencia de estos diques en nuestro país, sino que suponen un área más amplia para el microcontinente Oaxaquia, extendiendo su superficie hacia el sureste del CMC, aumentando también la extensión conocida de la CIMP en México (Weber et al., 2020).

Los diques del Complejo El Triunfo han sido plegados y han sufrido metamorfismo en facies anfibolita durante el Ordovícico y debido a la ausencia de baddeleyita magmática o zircón ocasionado por el intenso poli-metamorfismo, datar los precursores ígneos es complejo (Weber et al., 2020). Sin embargo, Weber et al. (2020), utilizaron espectrometría de masas de iones secundarios (SIMS) para fechar zircons que cristalizaron en anortositas en contactos intrusivos con diques anfibolíticos obteniendo una edad de 615 ± 7 Ma y 608 ± 12 Ma que se interpreta como el tiempo de la intrusión. El magmatismo del Ediacárico temprano en el CMC, confirma la edad de los diques del Gneis Novillo, lo que permite sugerir que el basamento tipo Rodinia en México (Oaxaquia) formó parte de CIMP.

Además de lo anterior, los resultados de las edades U-Pb (~ 1 Ga) de la Unidad Candelaria en el Complejo el Triunfo indican que al menos una parte de esta representa basamento Mesoproterozoico tardío. Asimismo, los datos de Lu-Hf y Sm-Nd de ortogneises y anortositas masivas son isotópicamente similares a las rocas del Mesoproterozoico tardío en Oaxaquia. Estas características son un segundo punto importante, además del Complejo Guichicovi (Weber y Köhler, 1999) (ver 2.1.3.1), para favorecer que todo el Bloque Maya del sur posea basamento tipo Rodinia y considerarlo parte de Oaxaquia (Weber et al., 2019).

Capítulo 3. Marco teórico

3.1 Geocronómetros isotópicos

En geociencias, el fenómeno de decaimiento radiactivo es una herramienta muy utilizada para conocer la edad de diferentes formaciones y procesos geológicos. Esto es posible debido a que la constante de decaimiento (λ) de los núcleos inestables no varía y es conocida para muchos de ellos. Además, el estudio de los radioisótopos es importante como un indicador de procesos químicos involucrados en la formación de las rocas (Depaolo y Wasserburg, 1976)

Los átomos que componen a la materia poseen un número fijo de protones y electrones para cada elemento; sin embargo, un mismo elemento puede tener diferente número de neutrones (Reiners et al., 2017). En donde, un isótopo es cada uno de los diferentes átomos de un mismo elemento con un número de neutrones diferente.

Los isótopos de un elemento se comportan de manera idéntica desde un punto de vista químico, pero la diferencia en sus masas conduce a distintos comportamientos durante los procesos físicos. Los elementos no sólo tienen varios isótopos, sino que algunos de estos isótopos pueden ser inestables (isótopo padre o radioactivo) y convertirse a otros elementos (isótopo hijo o radiogénico) mediante diferentes mecanismos de decaimiento radiactivo (α , β^- , β^+ , captura de un electrón y fisión espontánea; Reiners et al., 2017).

El decaimiento radiactivo es un proceso estadístico, esto significa que, si aisláramos a un átomo de material radioactivo, no sabríamos en qué momento decaería. En cambio, si consideramos una cierta cantidad, por ejemplo, un mol de átomos de ^{87}Rb , en un período de 49.76×10^9 años que corresponde con la vida media para este sistema, la mitad de estos átomos habrán decaído a ^{87}Sr . Y si volvieran a pasar otros 49.76×10^9 años, la mitad de la cantidad de átomos restantes de ^{87}Rb decaería a ^{87}Sr y así sucesivamente, con un comportamiento exponencial. En otras palabras, a medida que continúa la desintegración del isótopo padre en un sistema cerrado, el número de isótopos hijo se acercará al número de átomos padre que existían inicialmente y los isótopos padres se extinguirán (Faure y Mensing, 2005).

Matemáticamente lo anterior se establece en la ecuación (1) como:

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

Donde n representa el número de átomos del isótopo padre y λ es la constante de decaimiento que establece la probabilidad de que un átomo dado del radionúclido decaiga dentro de un tiempo establecido (Dickin, 2005) y dn/dt es la tasa de cambio del número de átomos padre. Se requiere el signo menos porque la tasa disminuye en función del tiempo (Faure y Mensing, 2005).

Al integrar ambos lados de la ecuación 1 desde 0 a t , considerando que $n=n_0$ cuando $t=0$ y realizando los procedimientos matemáticos pertinentes se obtiene como resultado la ecuación (2):

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

donde n representa el número de átomos del isótopo padre que perduran después de un tiempo t a partir del número original de ellos representado por n_0 .

Una forma útil de referirse a la tasa de descomposición de un radionúclido es la vida media ($t_{1/2}$), que es el tiempo que se requiere para que la mitad de los isótopos padres decaiga a isótopos hijos y se representa matemáticamente a través de la ecuación (3):

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

De manera general, la expresión geocronológica para un geocronómetro dado se puede definir a través de la ecuación (4):

$$\left(\frac{D}{D'}\right)_t = \left(\frac{D}{D'}\right)_o + \left(\frac{P}{D'}\right)_t (e^{\lambda t} - 1) \quad (4)$$

Donde P = átomos padres, D = átomos hijos o nucleido radiogénico, D' = átomos de un isótopo estable del mismo elemento y λ = constante de decaimiento; el subíndice 0 hace referencia a la cantidad de isótopos hijo incorporados inicialmente en el sistema y el subíndice t hace referencia a las mediciones actuales.

De la ecuación (4) se puede despejar t , siempre que se conozca la constante de desintegración y se utilice un valor adecuado para $(D/D')_0$; si lo anterior se cumple, entonces al resolver para t en la ecuación (4) se obtiene la ecuación (5):

$$t = \frac{1}{\lambda} \ln \left(\frac{\left(\frac{D}{D'}\right)_t - \left(\frac{D}{D'}\right)_0}{\left(\frac{P}{D'}\right)_t} + 1 \right) \quad (5)$$

Existen diversos pares isotópicos útiles para fechar diversos procesos geológicos, por ejemplo el sistema U-Pb, que puede ser útil para calcular la edad de cristalización de una roca mientras que otros, por ejemplo K-Ar son útiles para conocer la edad de enfriamiento, así los datos que se obtienen a través de los diferentes pares isotópicos nos brindan información de procesos distintos pero no necesariamente excluyentes entre sí, es decir, fechar una misma roca a través de diversos pares isotópicos conduce a la obtención de información distinta, que permite dictaminar entre la temporalidad de diferentes procesos o si hay coherencia entre los resultados y así poder proponer una hipótesis sólida o desecharla.

El rango de edades que pueden calcularse depende principalmente de la vida media del isótopo padre. La datación absoluta de procesos o eventos geológicos con sistemas de desintegración radiactiva se basa en la exactitud y precisión de la constante de desintegración del isótopo padre (e.g., Nebel et al., 2011). El método de fechamiento que se escogerá está determinado principalmente por la edad aproximada de la roca, su composición mineralógica y la información que se desea conocer sobre la roca.

Cuando se analizan varias muestras del mismo cuerpo rocoso, los resultados medidos del número de átomos padre e hijos satisfacen la ecuación (4), siempre y cuando todas las muestras tengan la misma edad y el mismo valor inicial de isótopos radiogénicos, es decir, que se encontraron en equilibrio isotópico en el tiempo inicial. Si lo anterior se cumple, los valores medidos de isótopos radioactivos y radiogénicos definen una línea recta llamada isócrona, porque todos los puntos en ella representan un sistema de rocas o minerales que poseen la misma edad (Nicolaysen, 1961).

La isócrona resulta ser un plano cartesiano en cuyos ejes $X = P/D'$ e $Y = D/D'$, en donde una serie de subsistemas de la misma edad t caerán en una línea recta de pendiente $(e^{\lambda t} - 1)$, cuya intersección con el eje Y sería la relación isotópica inicial $(D/D')_0$, que es igual para todo un sistema inicialmente en equilibrio isotópico (Nicolaysen, 1961).

El método de isócrona es utilizado para la determinación de la edad de diversos sistemas isotópicos, por ejemplo Rb-Sr, Sm-Nd y Lu-Hf. Los valores de P y D calculados son utilizados para generar la isócrona. Los valores de t y la cantidad inicial de isótopo radiogénico inicial son calculados a partir de un proceso estadístico (Faure y Mensing, 2005). La ecuación (4) puede ser análoga a la ecuación de la recta en la forma punto pendiente y representarse como la ecuación (6):

$$y = mx + b \quad (6)$$

Donde b es la intersección de la recta con el eje vertical y representa el valor inicial D_0 mientras que la pendiente $m=e^{\lambda t}-1$ de donde se puede despejar y calcular el valor de t en la ecuación (7), que representa el tiempo en que todas las muestras tuvieron el mismo valor inicial de isótopo hijo:

$$t = \frac{1}{\lambda}(m + 1) \quad (7)$$

De acuerdo con Faure y Mensing (2005) existen diversas condiciones favorables para la datación isotópica, por ejemplo, que no haya existido movilidad de elementos, es decir, que la muestra haya permanecido isotópicamente cerrada. Si estas condiciones favorables se cumplen, los radionúclidos de larga vida y sus hijos radiogénicos estables satisfacen los supuestos para la datación isotópica.

El valor numérico de t es una fecha en el pasado, pero la interpretación de ésta depende de ciertos supuestos de la historia geológica del sistema que se está fechando, los cuales se enlistan a continuación (Faure y Mensing, 2005):

- i. La roca o mineral que se está fechando no ha ganado ni perdido átomos del isótopo padre o hijo, excepto por el decaimiento radioactivo del isótopo radioactivo al isótopo hijo estable.
- ii. La constante de decaimiento del nucleído padre es independiente del tiempo y no se ve afectado por las condiciones físicas a las que el nucleído pudo haber sido sometido y su valor se conoce con precisión.

- iii. Se utiliza un valor apropiado de D_0 en el cálculo basado en el conocimiento de las propiedades químicas del elemento hijo o su composición isotópica en el reservorio terrestre del que se originó la roca o el mineral.
- iv. Los valores medidos de D y N son precisos y representativos de la roca o minerales que se datan.

3.2 El sistema Rb-Sr

El sistema de decaimiento Rb-Sr es un geocronómetro esencialmente utilizado para obtener edades de enfriamiento después de eventos terrestres magmáticos, metamórficos e hidrotermales (Nebel et al., 2011). Este método abarca la mayoría de los principios que se aplican a otros métodos de datación por medio de isótopos radiogénicos (Faure y Mensing, 2005).

El rubidio (Rb) es un metal alcalino del grupo IA, su radio iónico ($1.48 \text{ \AA}$) es similar al del K^+ ($1.33 \text{ \AA}$), lo que permite la sustitución del Rb^+ en minerales que contengan K^+ . El Rb es un elemento disperso y no forma minerales pero ocurre en cantidades considerables en minerales comunes que contienen K, como las micas (muscovita, biotita, flogopita y lepidolita), feldespato potásico y en minerales arcillosos (Faure y Mensing, 2005). El Rb tiene dos isótopos naturales, el ^{85}Rb y el ^{87}Rb , cuyas abundancias son 72.17% y 23.83%, respectivamente (Dickin, 2005).

El estroncio (Sr) es un metal alcalino del grupo IIA. El radio iónico del Sr^{2+} ($1.13 \text{ \AA}$) es ligeramente mayor que el del Ca^{2+} ($0.99 \text{ \AA}$) por lo tanto puede remplazar el Ca en muchos minerales. El Sr es un elemento disperso y se encuentra en minerales que contienen Ca, como la plagioclasa, el apatito y el carbonato de calcio, especialmente la aragonita. El Sr tiene cuatro isótopos naturales ^{88}Sr , ^{87}Sr , ^{86}Sr y ^{84}Sr cuyas abundancias aproximadas son 82.53%, 7.04%, 9.87% y 0.56% respectivamente (Faure y Mensing, 2005). Todos los isótopos de Sr son estables, esto quiere decir que no se desintegran radioactivamente, sin embargo, la abundancia del ^{87}Sr es variable debido al aporte radiogénico.

El ^{87}Rb decae al ^{87}Sr con una constante de decaimiento $\lambda = 1.393 (\pm 0.004) \times 10^{-11} \text{ a}^{-1}$, que tiene una vida media de 49.76×10^9 años (Nebel et al., 2011), por emisión de partícula β^- . Esto se expresa a través de la ecuación (8):



Donde el subíndice indica el número atómico, es decir, el número de protones, el superíndice es el número másico, β^- es la partícula β , $\bar{\nu}$ es un antineutrino y Q es la energía de decaimiento.

La ecuación geocronológica (4) se define para el sistema isotópico Rb-Sr dividiendo entre el número de átomos del isótopo estable ${}^{86}\text{Sr}$ dando lugar a la ecuación (9):

$$\left(\frac{{}^{87}\text{Sr}}{{}^{86}\text{Sr}}\right)_M = \left(\frac{{}^{87}\text{Sr}}{{}^{86}\text{Sr}}\right)_i + \left(\frac{{}^{87}\text{Rb}}{{}^{86}\text{Sr}}\right)_M (e^{\lambda t} - 1) \quad (9)$$

Donde los subíndices M e i significan muestra e inicial, respectivamente.

En un diagrama de las relaciones medidas ${}^{87}\text{Rb}/{}^{86}\text{Sr}$ vs ${}^{87}\text{Sr}/{}^{86}\text{Sr}$, una serie de minerales comagmáticos que tiene la misma relación inicial de Sr (${}^{87}\text{Sr}/{}^{86}\text{Sr}$)_i, incorporado en el mineral en el momento de su formación y que han permanecido como un sistema cerrado, definen una línea de mejor ajuste que se denomina isócrona, la cual se obtiene por regresión mediante un procedimiento estadístico adecuado (Faure y Mensing, 2005). En este tipo de gráficos la pendiente $m = (e^{\lambda t} - 1)$ define la edad de los minerales al resolver para t .

La relación isotópica actual de Sr es medida con un espectrómetro de masas y la relación atómica ${}^{87}\text{Rb}/{}^{86}\text{Sr}$ puede ser calculada a partir de la proporción en peso de Rb/Sr. Si la relación inicial (${}^{87}\text{Sr}/{}^{86}\text{Sr}$)_i es conocida o puede estimarse, entonces t puede determinarse, sujeto a la suposición de que el sistema ha estado cerrado a la movilidad Rb y Sr desde el tiempo t hasta el presente (Dickin, 2005). Si lo anterior se cumple, entonces es posible despejar t de la ecuación (6) dando lugar a la ecuación (10):

$$t = \frac{1}{\lambda} \ln \left(\frac{\left(\frac{{}^{87}\text{Sr}}{{}^{86}\text{Sr}}\right)_M - \left(\frac{{}^{87}\text{Sr}}{{}^{86}\text{Sr}}\right)_i}{\left(\frac{{}^{87}\text{Rb}}{{}^{86}\text{Sr}}\right)_M} + 1 \right) \quad (10)$$

3.3 El sistema Sm-Nd

El samario (Sm) y el neodimio (Nd) son elementos de las tierras raras ligeras (LREE) del grupo de los lantánidos. Son elementos traza que pueden sustituir elementos mayores y por lo tanto encontrarse presentes en una gran variedad de silicatos, fosfatos y carbonatos. El radio iónico del Sm^{+3} es 1.04 Å y el Nd^{+3} es de 1.08 Å. Aunque la diferencia entre sus radios iónicos es en apariencia pequeña, es lo suficientemente grande para que tenga lugar un ligero fraccionamiento (Dickin, 2018) propiciando así que tengan comportamientos distintos durante la fusión parcial, ya que el Nd tiene afinidad por la fase líquida mientras que el Sm por los sólidos, lo que da como resultado que las rocas de la corteza continental se enriquezcan en Nd en comparación al Sm (Faure y Mensing, 2005).

Entre los minerales de silicato formadores de roca, el granate es el único con una alta relación Sm/Nd (0.54) a pesar de que sus concentraciones de Sm (ca. 1.2 ppm) y Nd (ca. 2.2 ppm) son bajas (Faure y Mensing, 2005). Otros minerales formadores de rocas del grupo de los silicatos (p. Ej., K-feldespatos, biotita, anfíbol y clinopiroxeno) tienen concentraciones de Sm y Nd más altas que el granate, pero sus relaciones Sm/Nd son menores a 0.32 en la mayoría de los casos (Faure y Mensing, 2005).

Tanto el samario como el neodimio tienen siete isótopos naturales cada uno que se muestran en la Tabla 2, así como sus respectivas abundancias. El isótopo $^{147}_{60}\text{Sm}$ es radioactivo y decae al isótopo estable $^{143}_{60}\text{Nd}$ a través de un decaimiento α denotado en la ecuación (11), con una vida media $t_{1/2}=1.06 \times 10^{11}$ años y una constante de decaimiento $\lambda=6.54 \times 10^{-12}$ años⁻¹ (Lugmair y Marti, 1978):



Donde ^4_2He es la partícula α y Q es la energía total de decaimiento. A pesar de que la vida media del ^{147}Sm es muy larga, es un sistema útil para fechar rocas terrestres y lunares, así como meteoritos (Faure y Mensing, 2005).

Tabla 2. Isótopos del Sm y el Nd con sus respectivas abundancias en porcentaje, tomado de Faure y Mensing (2005).

Neodimio (Z=60)		Samario (Z=62)	
A (número de masa)	Abundancia %	A (número de masa)	Abundancia %
142	27.1	144	3.1
143	12.2	147	15.0
144	23.9	148	11.2
145	8.3	149	13.8
146	17.2	150	7.4
148	5.7	152	26.7
150	5.6	154	22.8
Total	100	Total	100

La composición isotópica de Nd se expresa mediante la relación $^{143}\text{Nd} / ^{144}\text{Nd}$, que aumenta en función del tiempo debido a la desintegración de ^{147}Sm , lo anterior se denota en la ecuación geocronológica para (11) el sistema Sm-Nd:

$$\frac{^{143}\text{Nd}}{^{144}\text{Nd}} = \left(\frac{^{143}\text{Nd}}{^{144}\text{Nd}} \right)_i + \left(\frac{^{147}\text{Sm}}{^{144}\text{Nd}} \right) (e^{\lambda t} - 1) \quad (12)$$

Esta ecuación, así como la ecuación (9) son análogas a la ecuación de una línea recta y si se una serie de pares ordenados en una gráfica donde el eje de las abscisas es la relación $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ y el eje de las ordenadas es la relación $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ se obtendrá una línea recta donde la intercepción de ésta con el eje vertical es la relación inicial de $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ y de cuya pendiente será posible obtener el valor de t que corresponde a la edad, justo como se explicó para el sistema Rb-Sr.

3.3.1 Parámetro ϵNd

El parámetro ϵNd compara entre el valor $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ medido de una roca y el valor del reservorio condritico uniforme (CHUR, por sus siglas en inglés). CHUR es un valor de referencia introducido por DePaolo y Wasserburg (1976) para el sistema Sm-Nd, que corresponde a materia rocosa no diferenciada del sistema solar y fue obtenido a través de mediciones isotópicas en diferentes meteoritos condriticos. Actualmente, se usan los siguientes valores para CHUR ($t=0$): $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.512630 \pm 11$ y $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} =$

0.1960 ± 4 (Bouvier et al, 2008). El parámetro εNd es especialmente útil debido a que simplifica la comparación entre las relaciones isotópicas por convertir números largos con seis dígitos en números más simples, que pueden ser o positivos o negativos y queda establecido mediante la ecuación (13).

$$\varepsilon(Nd)_0 = \left[\frac{\left(\frac{^{143}Nd}{^{144}Nd} \right)_M^0}{\left(\frac{^{143}Nd}{^{144}Nd} \right)_{CHUR}^0} - 1 \right] \times 10^4 \quad (13)$$

Donde el subíndice M hace referencia a los valores correspondientes de la muestra y el subíndice CHUR se refiere a los valores para el CHUR.

La otra ventaja es que los valores εNd pueden recalcularse a cualquier tiempo en el pasado, lo que permite la comparación entre rocas y el CHUR en algún momento t dado a partir de la ecuación (16). Para lograrlo es necesario recalcular a través de las ecuaciones

(14) y (15), respectivamente, la relación $^{143}Nd/^{144}Nd$ de la muestra en determinado tiempo t y la relación $^{143}Nd/^{144}Nd$ CHUR en ese mismo tiempo.

$$\left(\frac{^{143}Nd}{^{144}Nd} \right)_M^t = \left(\frac{^{143}Nd}{^{144}Nd} \right)_M^0 + \left(\frac{^{147}Sm}{^{144}Nd} \right)_M^0 (e^{\lambda t} - 1) \quad (14)$$

$$\left(\frac{^{143}Nd}{^{144}Nd} \right)_{CHUR}^t = \left(\frac{^{143}Nd}{^{144}Nd} \right)_{CHUR}^0 + \left(\frac{^{147}Sm}{^{144}Nd} \right)_{CHUR}^0 (e^{\lambda t} - 1) \quad (15)$$

Donde el superíndice 0 significa el presente y el superíndice t se refiere a un tiempo en el pasado.

En caso de que el valor numérico obtenido del $\varepsilon(Nd)_0$ sea 0 significa que la relación $^{143}Nd/^{144}Nd$ de la muestra es indistinguible de la del CHUR, en caso de que el valor de $\varepsilon(Nd)_0$ sea positivo indica que la muestra está enriquecida en ^{143}Nd en relación al CHUR y por lo tanto se originó a partir de una fuente empobrecida en Nd en el manto. Caso contrario, si el valor de $\varepsilon(Nd)_0$ es negativo se interpreta como que

la muestra se originó a partir de un magma cuya relación Sm/Nd era menor que la del CHUR, debido a la afinidad que tuvo el Nd hacia el fundido durante el proceso de fusión parcial en el manto. En otras palabras, los valores que sean menores a 0 corresponden a rocas que provienen de la corteza y valores mayores a 0 corresponden a rocas provenientes del manto empobrecido en elementos litófilos.

Comparando las relaciones iniciales de $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ calculadas para un tiempo t de la ecuación (14) de una muestra dada con el valor $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ de CHUR recalculado para el mismo tiempo t de la ecuación (15) resulta en el valor $\varepsilon(\text{Nd})_t$ en un determinado tiempo, según la ecuación (16)

$$\varepsilon(\text{Nd})_t = \left[\frac{\left(\frac{^{143}\text{Nd}}{^{144}\text{Nd}} \right)_M^t - \left(\frac{^{143}\text{Nd}}{^{144}\text{Nd}} \right)_{\text{CHUR}}^t}{\left(\frac{^{143}\text{Nd}}{^{144}\text{Nd}} \right)_{\text{CHUR}}^t} \right] \times 10^4 \quad (16)$$

Donde:

- $\left(\frac{^{143}\text{Nd}}{^{144}\text{Nd}} \right)_M^t$ = la relación inicial $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ de la muestra en el tiempo t calculado de la ecuación (14)
- $\left(\frac{^{143}\text{Nd}}{^{144}\text{Nd}} \right)_{\text{CHUR}}^t$ = relación $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ del CHUR en el tiempo t calculado de la ecuación (15)

De esta manera se puede calcular la relación $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ para cualquier tiempo en el pasado. En un diagrama de $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ versus el tiempo se puede graficar una línea recta que corresponde a la evolución isotópica de la muestra (y CHUR) en el tiempo cuya pendiente está definida por la relación $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ (Figura 6). De manera idéntica se observa en un diagrama εNd versus tiempo, con la diferencia que la evolución de CHUR es una línea horizontal, que separa entre εNd positivo y negativo.

3.3.2 Edades Modelo

Una edad modelo se refiere al tiempo en el pasado cuando una muestra tuvo una composición isotópica idéntica a su fuente de la cual se separó por fusión parcial, cuya composición está dada por el modelo

correspondiente (Arndt y Goldstein, 1987). En la literatura existen diferentes modelos para la composición de la fuente y se aplica el modelo que mejor se ajusta a la situación geológica. Suponiendo que el modelo fue escogido correctamente, la edad modelo corresponde al tiempo en el pasado, cuando una muestra dada fue removida de su fuente de origen, y generalmente se interpreta como la edad de la formación de la corteza a partir de una fuente mantélica.

3.3.2.1 Reservorio Condritico Uniforme (Chondritic Uniform Reservoir, T_{CHUR})

Este modelo supone que el sistema solar en un principio era homogéneo y que en la Tierra existen fuentes cuya relación Sm/Nd no ha cambiado desde su formación. Consecuentemente, la edad modelo T_{CHUR} es aplicable solamente para este tipo de fuentes, que son relativamente raras. En un diagrama $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ versus el tiempo, T_{CHUR} corresponde a la intersección de la línea de evolución de la muestra y la del CHUR (Figura 6).

Para calcular la edad modelo T_{CHUR} , es decir el momento en que la muestra tuvo la misma relación $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ que el CHUR, asumiendo que el sistema se mantuvo isotópicamente cerrado es necesario en primer lugar restar la ecuación (14) de la ecuación (15) dando lugar a la ecuación (17):

$$e^{\lambda t} - 1 = \frac{\left(\frac{^{143}\text{Nd}}{^{144}\text{Nd}}\right)_M^0 - \left(\frac{^{143}\text{Nd}}{^{144}\text{Nd}}\right)_{CHUR}^0}{\left(\frac{^{143}\text{Nd}}{^{144}\text{Nd}}\right)_M^0 - \left(\frac{^{143}\text{Nd}}{^{144}\text{Nd}}\right)_{CHUR}^0} \quad (17)$$

Finalmente al despejar t , se puede conocer el tiempo en que la muestra se separó del CHUR a través de la siguiente ecuación:

$$T_{CHUR} = \frac{1}{\lambda} \ln \left[\frac{\left(\frac{^{143}\text{Nd}}{^{144}\text{Nd}}\right)_M - \left(\frac{^{143}\text{Nd}}{^{144}\text{Nd}}\right)_{CHUR}}{\left(\frac{^{147}\text{Sm}}{^{144}\text{Nd}}\right)_M - \left(\frac{^{147}\text{Sm}}{^{144}\text{Nd}}\right)_{CHUR}} + 1 \right] \quad (18)$$

Aunque se pueden calcular fechas del modelo T_{CHUR} para cada muestra de roca analizada, su relevancia es limitada a regiones donde la fuente mantélica de una roca es totalmente primitiva, como puede ser el caso en cratones arcaicos o paleoproterozoicos muy estables.

3.3.2.2 Edades Modelo de Manto Empobrecido (T_{DM})

La retención preferencial de Sm en los sólidos residuales con respecto a Nd, en procesos como la fusión parcial en el manto, ha provocado que a lo largo del tiempo el manto empobrecido en elementos litófilos, quede enriquecido en ^{143}Nd radiogénico con respecto a CHUR. De tal forma, que si la corteza se formó a partir de un manto empobrecido de esta manera, la edad modelo T_{CHUR} no tiene sentido geológico. Por lo anterior, DePaolo (1981) propuso la edad modelo del manto empobrecido (T_{DM}), en donde se considera que la línea de evolución de la fuente sea distinta a la de CHUR, considerando que la fuente de un magma que se formó por fusión parcial en el manto sea un manto empobrecido (Figura 6).

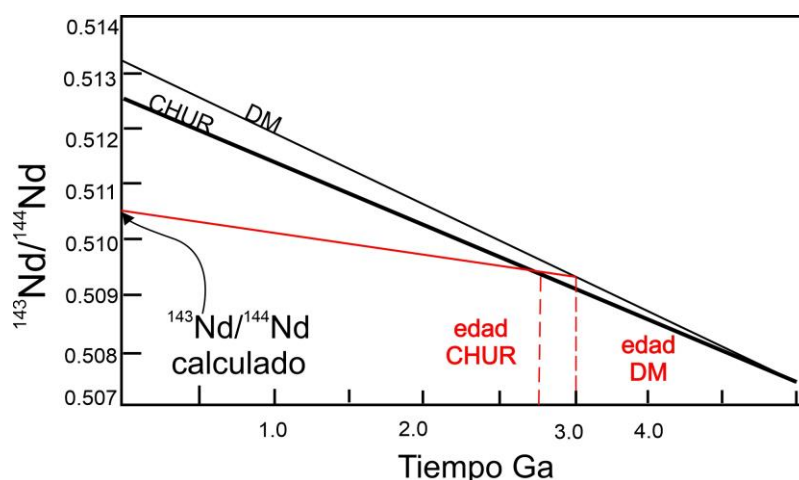


Figura 6. Relación $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ vs Tiempo. La línea negra gruesa representa la evolución del CHUR, la línea negra delgada representa la evolución del manto empobrecido (DM) y finalmente la línea roja representa la evolución de una muestra hipotética cuya relación $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ es extrapolada hacia las curvas del CHUR y DM. La pendiente de esta última depende de la relación Sm/Nd. Nótese que la edad CHUR es notablemente más joven que la edad DM. Modificado de White (2013).

La curva propuesta por DePaolo (1981) para representar la evolución del manto empobrecido en elementos litófilos es una curva cuadrática según la ecuación (19) que comienza en la línea de evolución del CHUR en el Arcaico Temprano, pero diverge progresivamente hasta el día de hoy (Dickin, 2018).

$$\varepsilon Nd^{DM}(T) = 0.25T^2 - 3T + 8.5 \quad (19)$$

Posterior al desarrollo de esta curva se han realizado varias propuestas alternativas para la evolución de los reservorios empobrecidos utilizados para calcular la edad modelo de Nd a través de la ecuación (20), como por ejemplo los modelos propuestos por Michard et al. (1985) y Arndt y Goldstein (1987). En la Tabla 3 se presentan los valores de los parámetros $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ y $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ del manto empobrecido reportados por diferentes autores.

$$T_{Dm} = \frac{1}{\lambda} \text{Ln} \left[\frac{\left(\frac{^{143}\text{Nd}}{^{144}\text{Nd}} \right)_M - \left(\frac{^{143}\text{Nd}}{^{144}\text{Nd}} \right)_{Dm}}{\left(\frac{^{147}\text{Sm}}{^{144}\text{Nd}} \right)_M - \left(\frac{^{147}\text{Sm}}{^{144}\text{Nd}} \right)_{Dm}} + 1 \right] \quad (20)$$

Como se ha mencionado, existen diversos modelos para determinar la edad T_{DM} . El modelo comúnmente utilizado es el de DePaolo (1981), sin embargo, la elección del modelo a seguir se debe basar en las características geológicas observadas en campo, por lo que en este estudio, además del propuesto por DePaolo (1981) también se utilizó el modelo de Liew y Hofmann (1988). Utilizar este modelo resulta más apropiado en rocas con evidencia de migmatización.

Tabla 3. Parámetros del manto empobrecido (DM) reportado por diversos autores.

Autor	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$
Goldstein et al. (1984)	0.51316	0.214
Michard et al. (1985)	0.513114	0.222
Liew y Hofmann (1988)	0.513151	0.219
Schaaf et al. (1990)	0.513089	0.2128

En este modelo se toma en cuenta el tiempo en el cual existió una perturbación en el sistema que condujo al fraccionamiento de tierras raras según la ecuación (21), probablemente por fusión parcial. El modelo es eficaz cuando ha existido un cambio considerable en la relación Sm-Nd. La edad que se considera para el evento de perturbación puede ser asignada con base en estudios geocronológicos previos o incluso a través de correlaciones geológicas sólidas (Liew y Hofmann, 1988).

$$T_{Dm} = \frac{1}{\lambda} \ln \left[\frac{\left(\frac{^{143}\text{Nd}}{^{144}\text{Nd}} \right)_M - (e^{\lambda t} - 1) \left\{ \left(\frac{^{147}\text{Sm}}{^{144}\text{Nd}} \right)_M - \left(\frac{^{147}\text{Sm}}{^{144}\text{Nd}} \right)_{CC} \right\} - \left(\frac{^{143}\text{Nd}}{^{144}\text{Nd}} \right)_{Dm} + 1}{\left(\frac{^{147}\text{Sm}}{^{144}\text{Nd}} \right)_{CC} - \left(\frac{^{147}\text{Sm}}{^{144}\text{Nd}} \right)_{Dm}} \right] \quad (21)$$

Con $(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_{Dm}=0.513151$, $(^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd})_{Dm}=0.219$ y donde la relación $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ típica de la corteza continental (CC) es igual $(^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd})_{CC}=0.12$.

3.4 Temperatura de cierre (termocronología)

La termocronología abarca el estudio de las historias térmicas de minerales y rocas (Reiners et al., 2005). Las fechas de diferentes minerales, determinadas con diferentes métodos isotópicos, que corresponden a diferentes temperaturas alcanzadas en el pasado, pueden ser relacionados al tiempo y la velocidad de la exhumación o, en su caso, a un evento termotectónico posterior a la formación de la roca (Ganguly y Tirone, 2009).

Cuando la edad de una roca o mineral se calcula a partir de sus productos acumulados de desintegración radiactiva, el resultado ideal representa un punto en el tiempo en que un producto hijo completamente móvil se volvió completamente inmóvil (Dodson, 1973); a este momento se le conoce como temperatura de cierre (T_c).

En otras palabras la T_c para un mineral, es la temperatura por debajo de la cual la difusión de isótopos padre e hijo es prácticamente nula. Cabe mencionar que T_c no es la misma para todos los sistemas isotópicos (Tabla 4), ya que algunos sistemas son más sensibles y tendrán una temperatura de cierre relativamente baja con respecto a otros, y además varios factores juegan un papel importante en la T_c , por ejemplo el tamaño de grano y la naturaleza de los minerales en la matriz (Jenkin et al., 2001).

Algunos elementos como por ejemplo el Ar o Sr son evidentemente móviles en algunos minerales a temperaturas inferiores a las de su cristalización por tal motivo se debe tener en cuenta que la T_c varía entre cada mineral a pesar de que se utilice el mismo sistema isotópico. La historia del enfriamiento se puede elucidar usando determinaciones de edad de minerales que eran sistemas abiertos y posteriormente pasaron por sus respectivas temperaturas de cierre durante el enfriamiento (Spear y Parrish, 1996).

En termocronología, conocer la edad de formación de las fases minerales suele ser de menor importancia que la velocidad ($v=e/t$) de los procesos geológicos, mientras que los valores numéricos de las edades termocronológicas pueden tener poca o ninguna importancia en procesos como cristalización (Reiners et al., 2005), en otras palabras, en termocronología debido a que nos interesa conocer el tiempo en cual un mineral se encontró por debajo de su T_c , conocer su edad de formación puede ser de interés secundario y si lo que se desea saber es la edad de cristalización de un mineral existen otras aplicaciones geocronológicas como U-Pb en zircón.

Para que la temperatura correspondiente a la datación de un mineral nos brinde información acerca de la historia de enfriamiento no basta con la obtención de la edad a través de un solo sistema, ya que para poder realizar hipótesis sobre la historia térmica será necesario comparar con las fechas obtenidas a través de otros sistemas y o minerales. Por lo tanto, la edad obtenida de un sistema de decaimiento particular, corresponde a la edad del pico metamórfico o a una edad de enfriamiento, lo cual dependerá de la T_c del sistema isotópico para ese mineral.

Tabla 4. Termocronómetros comúnmente utilizados en diversos minerales y sus respectivas temperaturas de cierre aproximadas.

Sistema isotópico	Mineral	Temperatura de cierre (°C)
(U-Th) /Pb	Zircón	>800 ¹
	Titanita	500-600 ¹
	Monacita	~700 ¹
	Apatita	425-500 ¹
K-Ar	Hornblenda	530 ± 40 ²
	Biotita	280 ± 40 ²
	Muscovita	350 ± 50 ²
	Feldespato potásico	150-350 ¹
Huellas de fisión	Titanita	380-420
	Zircón	320-350 ¹
	Apatito	90-120 ¹
(U-Th)/He	Titanita	160-220 ¹
	Zircón	160-200 ¹
	Apatito	55-80 ¹
Rb-Sr	Muscovita	500 ± 50 ^{6,7}
	Biotita	300±50 ^{6,7}
Sm-Nd	Granate	700-750 ^{3, 4, 5}

Referencias: [1]Reiners et al. (2005) y las referencias citadas en el mismo, [2] Spear y Parrish, (1996), [3] (Hensen y Zhou, 1995), [4] Scherer et al. (2000), [5] Dutch y Hand (2010), [6] Jäger y Hunziker (1979),..[7]Jenkin et al. (2001)

Capítulo 4. Metodología

En esta sección se describe de manera breve la metodología que se llevó a cabo para realizar:

- i. Campaña de campo
- ii. Cartografía geológica
- iii. Petrografía
- iv. Preparación de muestras
- v. Determinación de relaciones isotópicas
- vi. Obtención de isócronas, ϵNd y edades T_{DM}

4.1 Campañas de campo

Se efectuaron dos campañas de campo con el objetivo de realizar descripciones litológicas macroscópicas sistemáticas útiles para generar un mapa geológico, tomar datos estructurales, identificar contactos geológicos y recolección de muestras para realizar análisis petrográficos e isotópicos. La primera campaña de campo se realizó del 17 de noviembre al 14 de diciembre de 2019, mientras que la segunda campaña se llevó a cabo del 9 al 22 de enero de 2020.

En todo momento se procuró tomar las muestras menos alteradas y que fueran representativas de los afloramientos. En el caso de que la muestra presentara características específicas, por ejemplo, evidencia de fusión parcial, se tomó el registro correspondiente y se empaquetó en contenedores diferentes el neosoma del paleosoma.

4.2 Cartografía geológica

En el presente trabajo se realizaron dos mapas principales, uno regional donde se muestra la porción central y sur del CMC basado en los trabajos de Weber et al. (2020) y un mapa geológico de mayor detalle (1:50,000) de la parte alta del CMC localizada en el ejido Monterrey, Municipio La Concordia, en el cual se

utilizaron como base las cartas del Servicio Geológico Mexicano D15-B21 (Samuel León Brindis) y D15-B11 (Jaltenango de la Paz).

Debido a la topografía abrupta y a la espesa vegetación que complican o impiden el acceso a los afloramientos, para el mapa de menor extensión la mayoría de los contactos litológicos fueron inferidos a partir de cambios litológicos observados, del análisis de imágenes satelitales y del estudio de mapas topográficos generados a través de un modelo digital de elevación, que permite analizar geomorfológicamente el terreno. Los archivos ráster para la creación de este modelo fueron descargados del satélite y sensor ALOS PALSAR, de la Agencia Japonesa de Exploración Aeroespacial, ya que son los archivos de acceso gratuito con mayor resolución espacial disponibles para esta área.

Para la realización de la cartografía geológica fueron necesarios los siguientes elementos y procesos:

- i) Acopio de la información preexistente: información vectorial de las cartas topográficas del INEGI (1:50, 000), cartografía geológica preexistente que fue digitalizada y modelo digital de elevación con una resolución de 12.5 m (Alos Palsar).
- ii) Inclusión de la información recabada durante las salidas de campo: rumbos, echados, foliaciones y descripciones litológicas macroscópicas.
- iii) Interpretación geológica de imágenes satelitales.
- iv) Resultados de análisis petrográficos.

Para generar los mapas, todos los elementos mencionados fueron incorporados en un Sistema de Información Geográfica (SIG). Como resultado de la unión de estos elementos fue posible determinar las diferentes litologías en el área de estudio. La **Figura 7** representa de manera simplificada los elementos que fueron necesarios para llevar a cabo la cartografía geológica.

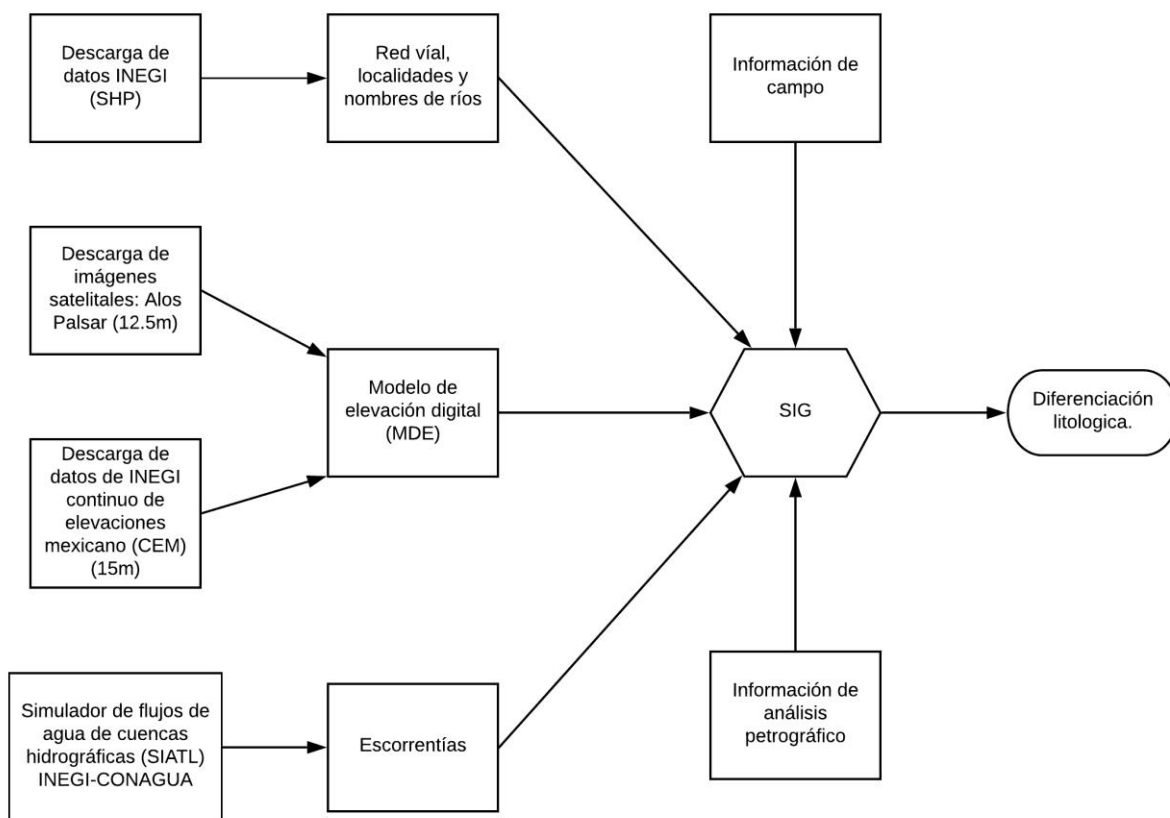


Figura 7. Diagrama de flujo que muestra de manera simplificada los pasos a seguir y elementos para lograr la diferenciación litológica en un mapa geológico.

4.3 Petrografía

Los análisis petrográficos fueron realizados en el laboratorio de petrografía del CICESE. Dichos análisis consistieron en la descripción metódica de láminas delgadas de diferentes rocas del área de estudio. En total se analizaron 55 láminas delgadas correspondientes a 41 muestras de roca cuyas coordenadas se pueden consultar en el anexo 1 y en el anexo 2 se pueden consultar los minerales identificados en cada una de estas muestras, con la finalidad de determinar su paragénesis mineral, estructuras y, de ser posible, determinar el orden cronológico de la aparición de facies.

Las microfotografías fueron adquiridas con un microscopio Leica DM 2700 P en el Sistema de Laboratorios Especializados (SLE) del CICESE.

4.4 Preparación de muestras y determinación de relaciones isotópicas

La preparación de muestras para su posterior determinación de relaciones isotópicas puede ser dividida de manera general en separación física de fases minerales y en separación química de elementos.

4.4.1 Separación física

Los procesos para llevar a cabo la separación física comienzan con la limpieza de la muestra en el laboratorio de procesamiento de muestras. Para llevar a cabo esta limpieza en primer lugar se lava la muestra con agua y jabón, posteriormente con ayuda de una sierra circular se cortan las partes más intemperizadas.

Para aquellas muestras que fueron seleccionadas para el análisis petrográfico, después de lavar y eliminar las partes más intemperizadas, se cortan prismas de roca, a partir de las cuales se obtuvieron láminas delgadas.

El procedimiento para las muestras seleccionadas para los análisis isotópicos comienza con la trituration de la roca con ayuda de una prensa hidráulica. Una porción representativa del total de la muestra es seleccionada para realizar polvos con los cuales se harán los análisis geoquímicos y de roca total, dicha porción es pulverizada en un molino de anillos de carburo de tungsteno. Si la muestra fue seleccionada para determinar las relaciones isotópicas en roca total y minerales, entonces otra porción de la muestra se utilizó para la separación física de los minerales de interés y la preparación de polvos.

En el presente estudio se separaron cristales de mica blanca de tres rocas diferentes para el fechamiento con el método isotópico Rb-Sr y cristales de granates de otras tres rocas diferentes para fechamiento con el método isotópico Sm-Nd. Además, se procesaron 17 muestras para análisis de Sm-Nd en roca total.

Para separar los minerales, después de la trituration en la prensa hidráulica, la muestra fue tamizada. El tamaño de malla o fracción donde se encuentren los minerales de interés en mejor estado (es decir, menos alterados y libres de impurezas o adherencias) se selecciona con ayuda de un microscopio binocular (**Tabla 5**).

Para el sistema Rb-Sr se separaron alícuotas de mica blanca de las muestras CH19-14, NIQ-02b y HOR-01. Para las dos últimas no se utilizó la prensa hidráulica, ya que al tener cristales de micas de gran tamaño fue posible seleccionarlos a mano. Posteriormente todos los cristales fueron molidos con suavidad en un mortero de ágata para liberar impurezas entre las capas de los filosilicatos y seleccionar las mejores fracciones minerales. Para el sistema Sm-Nd se separaron alícuotas de granate de las muestras CH19-43c, CH19-57 y CH19-70.

Tabla 5. Tamaño de malla a partir del cual tuvo lugar la separación de minerales en este estudio, adicionalmente se muestra la litología de cada una de las muestras.

Clave	Litología	Sistema	Mineral	Tamaño de malla
CH19-14	Metagranito	Rb-Sr	Mica blanca	-45 y +60
NIQ-02b	Pegmatita	Rb-Sr	Mica blanca	-45 y +60
HOR-01	Pegmatita	Rb-Sr	Mica blanca	-46 y +60
CH19-43c	Neosoma	Sm-Nd	Granate	-25 y +45
CH19-57	Anfibolita	Sm-Nd	Granate	-45 y +60
CH19-70	Gneis de Hbl	Sm-Nd	Granate	-60, +80 y -80

Una vez que se ha seleccionado el tamaño de malla, la muestra se lava con agua destilada, se seca en un horno a 75°C, se utiliza un imán manual para eliminar las fracciones más magnéticas y posteriormente se utiliza el separador isodinámico Frantz® que separa la muestra en fracciones magnéticas y menos magnéticas.

Las condiciones de operación del separador magnético fueron 15° de inclinación en todos los casos, el amperaje comenzó a 0.25 A, una vez que toda la muestra fue procesada a este amperaje se repitió el proceso aumentando gradualmente el amperaje hasta que se determinó, en función de cada muestra, que se alcanzó la mayor separación posible en el instrumento.

El material separado fue lavado con agua destilada en una tina de lavado de ultrasonido, después con acetona y finalmente se secó en un horno a ~60°C.

Todos los procesos de separación mencionados elevaron la concentración del mineral de interés en la muestra. Si la mineralogía de la muestra remanente fue adecuada, se utilizó la técnica de líquidos pesados, que consiste en suspender la muestra en una solución de politungstato con una densidad de ~3.5 g/cm³.

La técnica consiste en agregar la muestra a un embudo de separación con politungstato (líquido pesado) y de ese modo los cristales cuya densidad sea mayor a la del líquido se precipitan al fondo y aquellos con una densidad igual o menor quedan suspendidas hacia la superficie del líquido. Esta técnica sólo fue utilizada para las muestras CH19-57 y CH19-70. Después se recupera la fracción pesada (granates) y la muestra es lavada y secada varias veces con agua destilada y acetona.

Al finalizar todos los procesos anteriores es posible separar las alícuotas del mineral de interés bajo el microscopio binocular separando fases minerales no deseadas y escogiendo los mejores cristales. De este modo, al eliminar los cristales con adherencias, alteraciones o inclusiones visibles se mejora la pureza del concentrado mineral, lo que a su vez aumenta la diferencia entre las relaciones isotópicas de la roca total y el alícuota de los minerales, contribuyendo a una mejor precisión en la línea recta de la isócrona y por ende en la edad resultante. Aparte, si las inclusiones o impurezas son más jóvenes que el mineral a fechar, puede resultar en una edad erróneamente joven. La Figura 8 es un diagrama de flujo donde se muestra de manera simplificada los procesos de separación física.

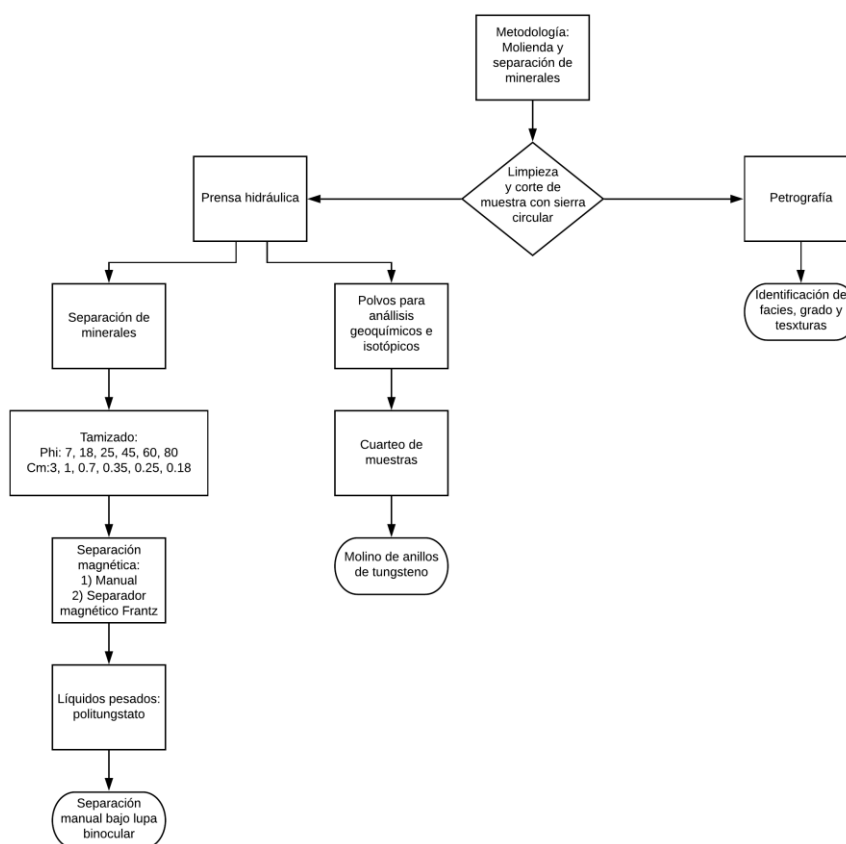


Figura 8. Diagrama de flujo para llevar a cabo la separación de minerales, elaboración de láminas delgadas y polvos para geoquímica e isotopía.

4.4.2 Desintegración de muestras y separación química de elementos

La separación química de elementos se llevó a cabo en el laboratorio ultralimpio del Departamento de Geología del CICESE. Para la determinación de las relaciones isotópicas se utilizó la técnica de dilución isotópica, que consiste en añadir a la muestra con un peso conocido una sustancia enriquecida en el isótopo menos abundante de la cual también se conoce su peso. Esta sustancia dopada es conocida como *spike*. Si se mide la composición isotópica de la mezcla muestra-*spike*, es posible determinar la concentración del elemento de interés en la muestra (Dickin, 2005).

Para realizar esta separación química, en primer lugar, las muestras se pesaron junto al *spike* dentro de bombas de teflón en una balanza analítica. Las alícuotas tienen un peso promedio de ~50 mg en el caso de las micas blancas, ~80 mg para los granates y finalmente para las muestras de roca total se pesaron ~100 mg de polvo de roca.

La digestión a presión de los polvos de roca con *spike* añadido se llevó a cabo en el sistema Picotrace DAS®, agregando HF, HNO₃ y HClO₄ a cada bomba y colocándolas sobre una placa calentadora con superficie de teflón a una temperatura de 215 °C por cinco días. Después, las muestras fueron evaporadas en el mismo sistema DAS en un programa que eleva la temperatura por pasos hasta los 115 °C y, posteriormente, las muestras son equilibradas al dejarlas por una noche con 6 N HCl, para después evaporarlas nuevamente.

A continuación, se agrega 2.0 N HCl a cada bomba y con precaución, se vierte dentro de una cápsula de plástico que es centrifugada a una velocidad de 10, 000 rpm durante 30 minutos, con la finalidad de decantar los sólidos residuales y que estos no lleguen a las columnas de intercambio iónico.

La separación de elementos se lleva a cabo a través de la cromatografía de extracción. Este término se refiere a cualquier método de separación que involucre la distribución de algún componente entre una fase fija y una móvil. Por otro lado, la elución es un proceso mediante el cual los componentes se mueven a lo largo de una columna junto con la fase móvil (también llamada eluyente). En la cromatografía de columnas, las sustancias se separan debido a las diferencias en sus coeficientes de partición o distribución entre la fase estacionaria en la columna (se trata de una resina) y la fase móvil que fluye a lo largo de ésta (diferentes ácidos) (Estrada-Carmona, 2013).

En el caso de las micas se utilizaron columnas de intercambio catiónico Dowex® AG50WX8 y se llevó a cabo una serie de pasos bien establecida en el laboratorio ultralimpio del CICESE que consiste en agregar

diferentes ácidos en diferentes volúmenes para finalmente recolectar una fracción con Rb y Sr (**Tabla 6**). Debido al gran contenido de Rb en las muestras de mica blanca, es necesario realizar un paso adicional para limpieza de Sr en columnas, que se rellenan con resina Sr Spec®, que es un material cromatográfico de extracción selectiva. Este proceso consiste en cargar en las columnas la muestra con 1 ml de 8N HNO₃, posteriormente se agrega un volumen de 0.6 ml de 8N HNO₃ seguido de 2.5 ml de 3N HNO₃ y 0.5 ml de 0.3N HNO₃ para finalmente agregar 3 ml agua MQ y colectar el Sr. Una vez que se ha colectado la muestra esta se coloca en una plancha hasta que se evapora.

Este paso suele ser necesario para evitar la interferencia isobárica de ⁸⁷Rb durante las mediciones de Sr (Nebel *et al.*, 2011). Finalmente se obtiene los concentrados de Rb y Sr y se pueden entonces realizar las mediciones isotópicas de Rb y Sr.

Tabla 6. Pasos para la separación química de Rb, Sr y REE por cromatografía de intercambio iónico.

Separación química Rb, Sr y REE en columna Dowex		
Tipo de ácido y normalidad	Paso	Volumen (ml)
2N HCl	Acondicionar	15
	Agregar muestra	1
	Limpiar	1(4)
	Agregar	16
	Agregar	30
	Recolectar Rb	12
	Agregar	34
6N HCl	Agregar	5
	Colectar Sr	10
	Colectar REE	18*
~6N HCl	Limpiar	100

*25 ml para alícuotas de granate

En el caso de los granates, se pesaron varias alícuotas de 80 mg en promedio en recipientes Savillex de 10 ml y previo a la digestión se realizó un proceso de lixiviado y disolución parcial basado en las metodologías de Baxter *et al.* (2002) y Pollington y Baxter (2010). La lixiviación tiene como finalidad eliminar la mayor cantidad de impurezas, como inclusiones o adherencias, antes de la digestión mejorando así la calidad de las isócronas de Sm-Nd, al generar una mayor distancia entre granates y rocas total (mayor diferencia en relaciones ¹⁴⁷Sm/¹⁴⁴Nd).

Para llevar a cabo dicha limpieza y disolución se procedió de la siguiente manera:

- i) Se vertió cada alícuota en un mortero de ágata, se molió con cuidado la muestra, procurando no perder material, con la finalidad de dejar expuestas la mayor cantidad de inclusiones y desprender la mayor cantidad de adherencias.
- ii) Las distintas alícuotas de las diferentes muestras tuvieron a partir de este punto un tratamiento diferente en función las observaciones registradas durante el momento de la separación bajo el microscopio binocular.

Algunas alícuotas fueron tratadas con ~ 1 ml de ácido nítrico (HNO_3) para eliminar los fosfatos y óxidos, a otras se les adicionó ~ 1 ml de ácido fluorhídrico (HF) y unas gotas de ácido perclórico (HClO_4) para eliminar silicatos de fácil digestión y fluoruros secundarios respectivamente. Otras alícuotas fueron tratadas primero con HNO_3 y luego con HF mientras que otro grupo de alícuotas no fue lixiviado.

- iii) Aquellas muestras a las cuales se les adicionó algún ácido se dejaron sobre una plancha caliente durante unos minutos y a una determinada temperatura (Tabla 7) para finalmente ser lavadas varias veces con agua desionizada y además, en el caso de las alícuotas tratadas con HF, se agregó ácido clorhídrico (HCl) y finalmente fueron evaporadas.

Tabla 7. Tipo de ácido, volumen, tiempo y temperatura de para la disolución parcial de granate.

Ácido	Volumen (ml)	Tiempo (minutos)	Temperatura (°C)
HNO_3	1	180	90
$\text{HF}+\text{HClO}_4$	1+una gota	50	105
$\text{HNO}_3 + (\text{HF}+\text{HClO}_4)$	1+(1+una gota)	180,50	90,105

Una vez que el proceso de lixiviado culminó, se pesaron nuevamente las alícuotas de granate y se realizó el proceso de digestión que consistió en agregar HF, HNO_3 y HClO_4 . Posteriormente se dejó en una placa caliente por 20 horas hasta alcanzar los 210 °C, y después por 30 horas a 160 °C.

Para la separación elemental de las REE se utilizó una columna de intercambio rellena con resina Dowex[®] AG50WX8 en un proceso similar a la separación de Rb y Sr (Tabla 7) y posteriormente el Sm y Nd fueron separados en columnas rellenas de resina LN-Spec[®] (**Tabla 8**).

Tabla 8. Separación de Sm y Nd en columnas LN Spec ®

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

En la Figura 9 se muestra de manera simplificada, a través de un diagrama de flujo, la metodología para la separación química de elementos.

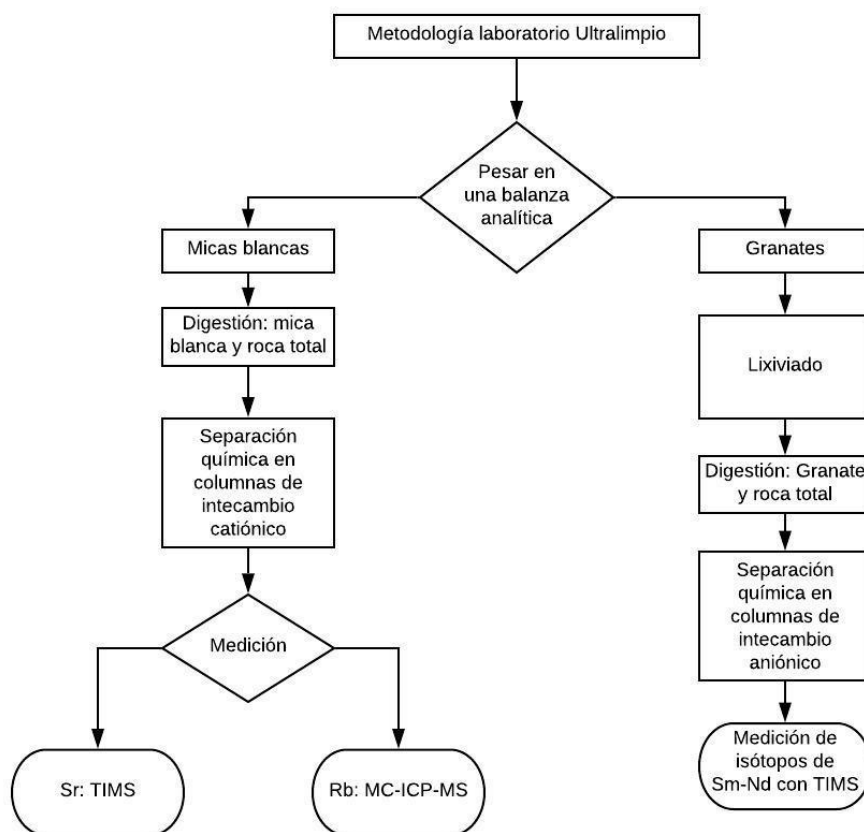


Figura 9. Diagrama de flujo general para realizar la desintegración de muestras, separación química de elementos y realizar la determinación de las relaciones isotópicas.

4.2.3. Mediciones de relaciones isotópicas

Las relaciones isotópicas de Sm, Nd y Sr se midieron mediante espectrometría de masas de ionización térmica (TIMS) con el equipo *Nu* TIMS que se encuentra en el Departamento de Geología del CICESE.

De manera general se puede decir que la espectrometría de masas se fundamenta en la separación de isótopos por su diferente masa. El proceso de la espectrometría de masas comprende básicamente cuatro etapas:

- i. Ionización de la muestra.
- ii. Aceleración de los iones por un campo eléctrico.
- iii. Dispersión de los iones según su masa/carga.
- iv. Detección de los iones y producción de la correspondiente señal eléctrica.

Para la técnica de TIMS se coloca una muestra líquida químicamente purificada sobre un filamento metálico que luego se calienta para evaporar el solvente. Los iones de la muestra cargados individualmente se forman por el efecto de ionización térmica. La ionización de la muestra purificada se logra calentando el filamento para liberar un electrón; luego se aceleran los iones positivos con un voltaje negativo de 6000 voltios. Este tipo de espectrómetro genera un haz de iones que pasa a través de un campo magnético, donde es separado en función de la relación de masa/carga de los iones, y luego se dirigen a un detector Faraday donde se convierte en voltaje. Los diferentes voltajes detectados en cada detector Faraday se utilizan para calcular las relaciones isotópicas entre las diferentes masas.

El equipo Nu-TIMS® incorpora tecnología multi-colectores de dispersión variable que mejora la versatilidad y el desempeño general de esta técnica analítica. Utiliza un sistema patentado de lentes de zoom que garantiza la alineación de picos de señal sin la necesidad de mover los detectores Faraday asegurando su estabilidad y linealidad ya que no posee partes móviles en el colector. El equipo cuenta con 12 detectores Faraday, un multiplicador de iones secundarios y un multiplicador de fotones (detector Daly).

La muestra fue cargada en un filamento que se encuentra dentro de una caja de acrílico donde hay una campana de extracción. Los filamentos pueden ser sencillos o dobles, y la utilización de uno u otro depende

de la energía de ionización de cada elemento. La técnica TIMS con doble filamento se utiliza para analizar muestras que se evaporan a una temperatura inferior a la que se ioniza.

Las diferentes cargas son montadas de manera intermitente en un *turret* que se coloca dentro del equipo de ionización térmica y después de calibrarlo es posible comenzar a realizar las mediciones.

En los análisis de Sm y Nd se utilizó un filamento doble de renio y las alícuotas fueron cargadas con H_3PO_4 . Las condiciones de operación para la medición del Nd variaron en función del tipo de muestra. Para las muestras de roca total se utilizaron preamplificadores de 10^{11} Ohmios en todas las copas, las mediciones fueron realizadas en modo estático con ocho bloques de 10 ciclos cada uno con 16 segundos de integración. En el caso de los análisis de Nd en granate los preamplificadores de las copas L1, Ax, H1 y H2 se configuraron a 10^{12} Ohmios. La configuración de las copas se indica en la **Tabla 9**.

Por su parte las mediciones de Sm se llevaron a cabo en modo estático mediante dos bloques de 20 ciclos con ocho segundos de integración. La configuración se muestra en la **Tabla 10**.

Para realizar las correcciones por interferencia isobárica y fraccionamiento isotópico para Sm y Nd los datos crudos se exportaron a una hoja de cálculo EXCEL y posteriormente se realizaron las correcciones en modo fuera de línea. También se realiza una corrección por *spike* que requiere cálculos por iteración.

Tabla 9. Configuración de las copas para la medición de Nd en roca total y en granates en el espectrómetro de masas de ionización térmica (TIMS) Nu-TIMS (copas en letras cursivas negritas configuradas con preamplificador de 10^{12} ohmios).

Configuración de Nd para roca total (Nu-TIMS ®)														
Copa Faraday	H8	H7	H6	H5	H4	H3	H2	H1	Ax	L1	IC _D	L2	IC ₁	L3
Zero		149.5	148.5	147.5	146.5	145.5	144.5	143.5	142.5	141.5				
Masa		150	149	148	147	146	145	144	143	142				
Isótopo		¹⁵⁰ Nd	¹⁴⁹ Sm	¹⁴⁸ Nd ¹⁴⁸ Sm	¹⁴⁷ Sm	¹⁴⁶ Nd	¹⁴⁵ Nd	¹⁴⁴ Nd ¹⁴⁴ Sm	¹⁴³ Nd	¹⁴² Nd ¹⁴² Ce				
Configuración de Nd para granates (Nu-TIMS ®)														
Copa Faraday	H8	H7	H6	H5	H4	H3	<i>H2</i>	<i>H1</i>	<i>Ax</i>	<i>L1</i>	IC _D	L2	IC ₁	L3
			149.5	148.5	147.5	146.5	145.5	144.5	143.5	142.5	141.5			
Masa			150	149	148	147	146	145	144	143	142			
Isótopo			¹⁵⁰ Nd	¹⁴⁹ Sm	¹⁴⁸ Nd ¹⁴⁸ Sm	¹⁴⁷ Sm	¹⁴⁶ Nd	¹⁴⁵ Nd	¹⁴⁴ Nd ¹⁴⁴ Sm	¹⁴³ Nd	¹⁴² Nd ¹⁴² Ce			

Tabla 10. Configuración de copas para la medición de Sm en el espectrómetro de masas de ionización térmica Nu-TIMS®

Configuración de Sm (Nu-TIMS®)													
Copa Faraday	H8	H7	H6	H5	H4	H3	H2	H1	Ax	L1	IC _D	L2	IC ₁ L3
Zero	153.5	151.5	150.5	149.5	148.5	147.5	146.5	145.5	144.5	143.5		141.5	
Masa	154	152	151	150	149	148	147	146	145	144		142	
Isótopo	¹⁵⁴ Sm	¹⁵² Sm				¹⁴⁸ Nd						¹⁴² Nd	
	¹⁵⁴ Gd	¹⁵² Gd		¹⁵⁰ Nd	¹⁴⁹ Nd		¹⁴⁷ Sm	¹⁴⁶ Nd	¹⁴⁵ Nd	¹⁴⁴ Nd		¹⁴² Ce	

Para llevar a cabo los análisis de Sr en el espectrómetro de ionización térmica (TIMS) Nu-TIMS® en primera instancia la muestra es cargada en un filamento sencillo de renio con activador de Ta. Las mediciones se realizaron cada segunda copa en modo estático a partir de ocho bloques de 10 ciclos cada uno con un tiempo de integración de 16 segundos. La configuración de copas se muestra en la **Tabla 11**.

Las correcciones por interferencia isobárica y fraccionamiento isotópico para Sr se realizaron mediante el software del equipo Nu-TIMS® (Nu-Instruments calculation editor ver 2.01).

Tabla 11. Configuración de las copas para la medición de Sr en espectrómetro de masas de ionización térmica Nu-TIMS®

Configuración de Sr (Nu-TIMS®)													
Copa Faraday	H8	H7	H6	H5	H4	H3	H2	H1	Ax	L1	IC _D	L2	IC ₁ L3
Zero		87.5		86.5		85.5		84.5		83.5			
Masa		88		87		86		85		84			
Isótopo				⁸⁷ Sr									
		⁸⁸ Sr		⁸⁷ Rb		⁸⁶ Sr		⁸⁵ Rb		⁸⁴ Sr			

Debido a que el Rb tiene sólo dos isótopos estables (87 y 85), de los cuales uno se utiliza como trazador isotópico, no se puede medir directamente el fraccionamiento de las masas que ocurre durante la medición en el instrumento ya que esta relación está alterada por la adición de *spike*. La determinación de

Rb se llevó a cabo en un espectrómetro de masas con plasma acoplado inductivamente (MC-ICP-MS NeptunePlus®) instalado en el Laboratorio de Estudios Isotópicos (LEI) del Centro de Geociencias de la UNAM, campus Juriquilla. La configuración de copas se muestra en la Tabla .

Tabla 12. Configuración de las copas para la medición de Rb en un espectrómetro de masas con plasma acoplado inductivamente (MC-ICP-MS NeptunePlus®)

Configuración de Rb (Neptune® MC-ICP-MS)									
Copa Faraday	L4	L3	L2	L1	C	H1	H2	H3	H4
Masa	83	85	87	88	90	91	92	94	96
Isótopo	⁸³ Kr	⁸⁵ Rb	⁸⁷ Rb ⁸⁷ Sr	⁸⁸ Sr	⁹⁰ Zr	⁹¹ Zr	⁹² Zr	⁹⁴ Zr	

Aprovechando la ionización simultánea de todos los elementos en una fuente de espectrometría de masas con plasma acoplado inductivamente (ICP-MS), se puede usar una relación de isótopos estables de otro elemento cercano para monitorear el fraccionamiento de masas de los isótopos del elemento de interés (Nebel *et al.*, 2005). Para poder corregir el fraccionamiento entre ⁸⁷Rb y ⁸⁵Rb, cuando ⁸⁷Rb sea alterado por el spike, es posible conocer el fraccionamiento a través de las relaciones isotópicas naturales del elemento Zr (⁹²Zr/⁹⁰Zr), mismo que se agrega a la muestra antes de medirlas por MC-ICPMS.

Para realizar las correcciones por interferencia isobáricas y fraccionamiento isotópico para Rb los datos crudos se exportan en una hoja de cálculo Excel y posteriormente se realizaron dichas correcciones en modo fuera de línea.

4.4.3 Isócronas, εNd y Edades Modelo

Una vez que se contó con los datos isotópicos de Rb-Sr y Sm-Nd se generaron tres diagramas de isócrona para cada uno de estos sistemas con IsoplotR, modo en línea (Vermeesch, 2018). IsoplotR puede ser utilizado en diversos equipos y finalmente al ser un software de libre acceso se encuentra en continua actualización.

En un sentido abstracto IsoplotR es un conjunto de funciones F que toma algunos datos isotópicos, A como entrada y genera una salida numérica/gráfica B (Vermeesch, 2018). Lo anterior queda establecido entonces como una función $B=F(A)$.

De acuerdo con Vermeesch (2018), la propagación del error de B es tan importante como la determinación de B . En su forma más simple, la isócrona se obtiene estableciendo el isótopo radiogénico contra el isótopo radioactivo, ambos normalizados a un isótopo no radiogénico del elemento hijo, y ajustando una línea recta a través de estos puntos por regresión de mínimos cuadrados.

La pendiente y la intersección producen entonces la relación radiogénica hijo-padre y la composición hijo no radiogénica, respectivamente. IsoplotR ofrece tres formas de tratar con datos dispersos (Vermeesch, 2018):

- **Modelo-1: *Maximum likelihood regression*** (regresión con máxima verosimilitud). Utiliza un algoritmo de mínimos cuadrados ponderados por error. Este algoritmo tiene en cuenta las incertidumbres analíticas y las correlaciones de errores, bajo el supuesto de que la dispersión entre los puntos de datos es causada únicamente por la incertidumbre analítica. Si la suposición es correcta, entonces el valor de MSWD debe ser aproximadamente igual a uno. Si $MSWD > 1$, entonces la regresión del modelo supone que las incertidumbres analíticas han sido subestimadas por un factor $\sqrt{MSWD}$.
- **Modelo-2: *Ordinary least squares regression*** (regresión normal con mínimos cuadrados). Para lidiar con la dispersión excesiva simplemente ignora las incertidumbres analíticas y realiza una regresión por mínimos cuadrados ordinarios. Sin embargo, se considera intrínsecamente errónea debido a que solo la variable dependiente está sujeta a dispersión lo que arroja resultados poco confiables.
- **Modelo-3: *Maximum likelihood regression with overdispersion*** (regresión con máxima verosimilitud y sobredispersión). Atribuye la sobredispersión a la dispersión geológica en las edades o en la composición de isótopos no radiogénicos en lugar de atribuir cualquier sobre dispersión ($MSWD > 1$) a incertidumbres analíticas subestimadas. La presencia de incertidumbre geológica se manifiesta como un término de varianza adicional (σ_0).

Para la regresión de un conjunto de datos sobredispersos, IsoplotR informa los resultados de la forma $t \pm x | y | z$ donde:

- t = edad de isócrona
- x = error estándar
- y = intervalo de confianza (95%) sin sobredispersión
- z = intervalo de confianza (95%) con sobredispersión

Para la determinación del parámetro $\epsilon Nd_{(0)}$ y $\epsilon Nd_{(t)}$ se utilizaron las ecuaciones (13) y (16), respectivamente, mientras que para el cálculo de las Edades Modelo T_{DM} (DePaolo, 1981) se resolvió la ecuación (19) a través del complemento Isoplot 4.15 (Ludwig, 2012) en Excel y para las Edades Modelo T_{DM} (Liew y Hofmann 1988) se utilizó la ecuación (21).

Capítulo 5. Resultados

5.1 Campaña de campo

Se recolectaron diversas muestras de roca en distintas localidades durante ambas campañas de campo. La mayoría de las muestras fueron recolectadas para realizar estudios petrográficos mientras que un grupo más pequeño se escogió para realizar análisis isotópicos. Debido a las condiciones adversas, tales como una vegetación densa y pendientes muy escarpadas, las diferentes estaciones muchas veces se limitaron a seguir el borde del cauce de los ríos.

En cada estación se realizaron descripciones macroscópicas y toma de muestra mientras que en los puntos de control litológico solo se realizaron descripciones macroscópicas y no se consideró como estación debido a que a lo largo de estas secciones de caminamientos la litología era invariante o no presentaba rasgos destacables. La **Figura 10** es un mapa topográfico generado a través de un modelo digital de elevación (MDE). Las elevaciones fueron clasificadas cada 100 metros y en él se puede ver la ubicación, tanto de las estaciones como de los puntos de control litológico, asimismo se muestra el área circunscrita en el rectángulo verde.

Durante ambas campañas de campo fue posible reconocer que las litologías dominantes en la zona de estudio son anfibolitas con o sin granate, gneises hornbléndicos y granitoides. En la parte más cercana a la costa del Pacífico ocasionalmente fueron identificadas rocas metasedimentarias como meta-areniscas u horizontes de pedernal (rocas metamórficas no diferenciadas **Figura 4**).

En la siguiente sección, se presenta el mapa geológico a detalle del área de estudio, su extensión se muestra en el rectángulo verde de la Figura 10. Posteriormente se realiza la descripción de las litologías en el área de estudio de manera macroscópica y microscópica.

Se realizó el análisis petrográfico de 41 láminas delgadas de rocas diferentes, para la mayoría de las rocas que se recolectaron durante la segunda campaña de campo se hicieron dos láminas de cada muestra en diferentes secciones con la finalidad de hacer más robusto su estudio al analizar un área diferente de las rocas. El análisis petrográfico permitió validar las descripciones de campo. En general, las rocas fueron agrupadas en anfibolitas con o sin granate, gneises hornbléndicos, gneises cuarzo-feldespáticos y milonitas.

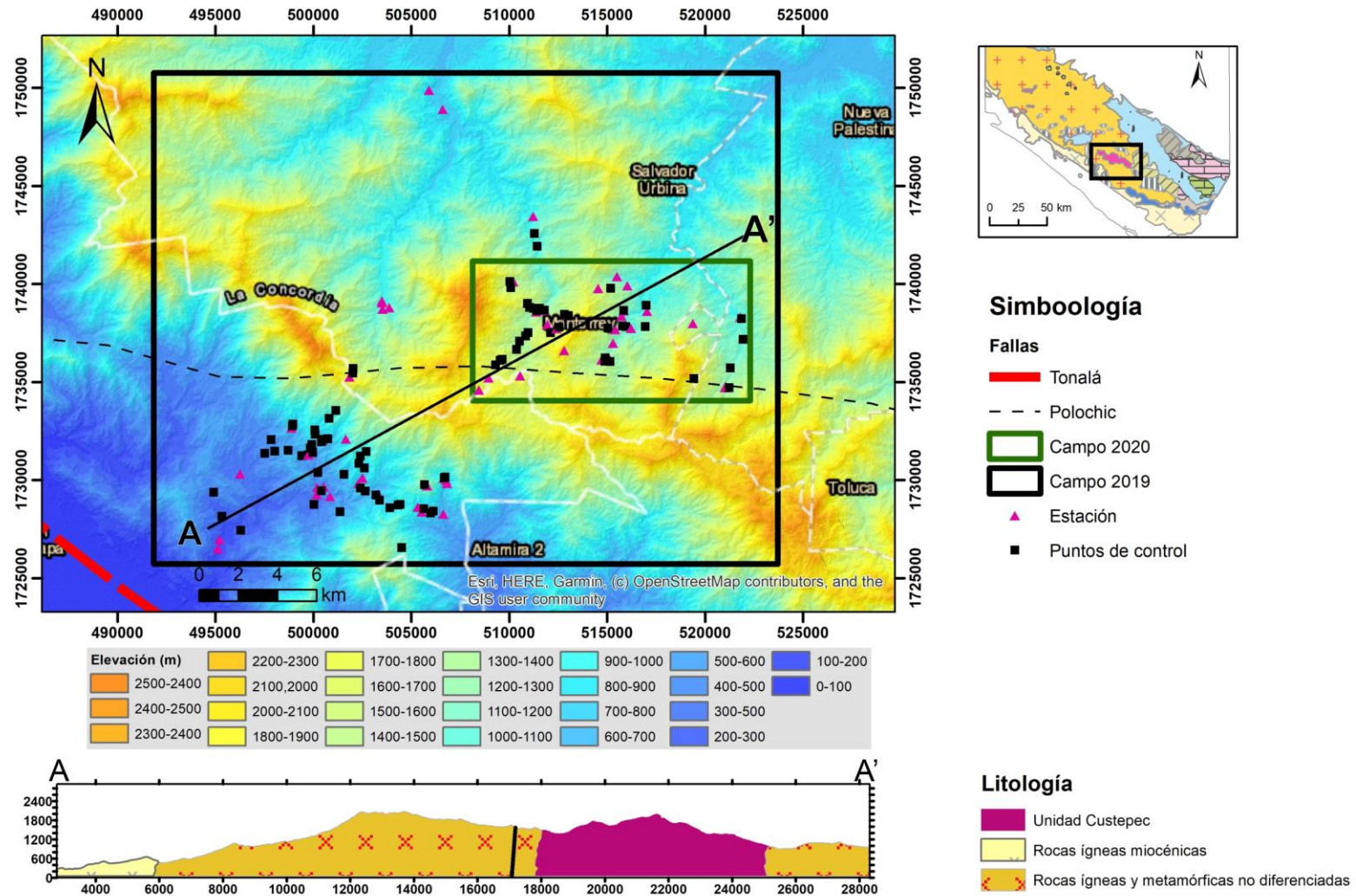


Figura 10. Mapa topográfico de la parte central del CMC. Los triángulos magenta (estación) denotan los sitios donde se recolectaron muestras, mientras que los cuadros en negro (puntos de control) representan la localización de los puntos de control litológico donde sólo se realizaron descripciones macroscópicas. El rectángulo verde corresponde al área donde se realizó el mapa geológico de este estudio (Figura 11). El mapa geológico de ubicación relativa en la esquina superior derecha corresponde al CMC (Figura 4) y el rectángulo en negro es el área del mapa principal. Mapa generado con imágenes descargadas del satélite ALOS y su sensor PALSAR, de la Agencia Japonesa de Exploración Aeroespacial. El perfil topográfico A-A' está basado en la litología reportada por Weber et al. (2020).

5.2 Resultados de la cartografía

El mapa geológico de este trabajo (Figura 11) se enfoca en la parte alta del CMC entre la Finca Custepec y el Ejido de Monterrey en el municipio de La Concordia. La cartografía se realizó a escala 1:50,000.

Los contactos geológicos fueron en su mayoría inferidos debido a la espesa vegetación de la zona de estudio, el avanzado estado de intemperismo de las rocas, una topografía muy variante y a la falta de consentimiento de algunos habitantes para transitar en sus propiedades. Estas inferencias se realizaron considerando cambios litológicos, interpretación de imágenes satelitales, los rasgos estructurales documentados en campo, las fallas mayores reportadas por el Servicio Geológico Mexicano (SGM) y el estudio de mapas topográficos generados a través de un modelo digital de elevación.

La presencia de rocas como anfibolitas con o sin granate, gneises y milonitas con fases minerales máficas sugiere que todas estas rocas se generaron a partir de protolitos ígneos. Las milonitas se presentan solo en horizontes acotados, tanto vertical como horizontalmente. Las litologías presentes en el área de estudio, aunque similares, difieren de la Unidad Custepec, entre otras cosas porque en el área de estudio no existen litologías cuyo protolito sea de origen sedimentario.

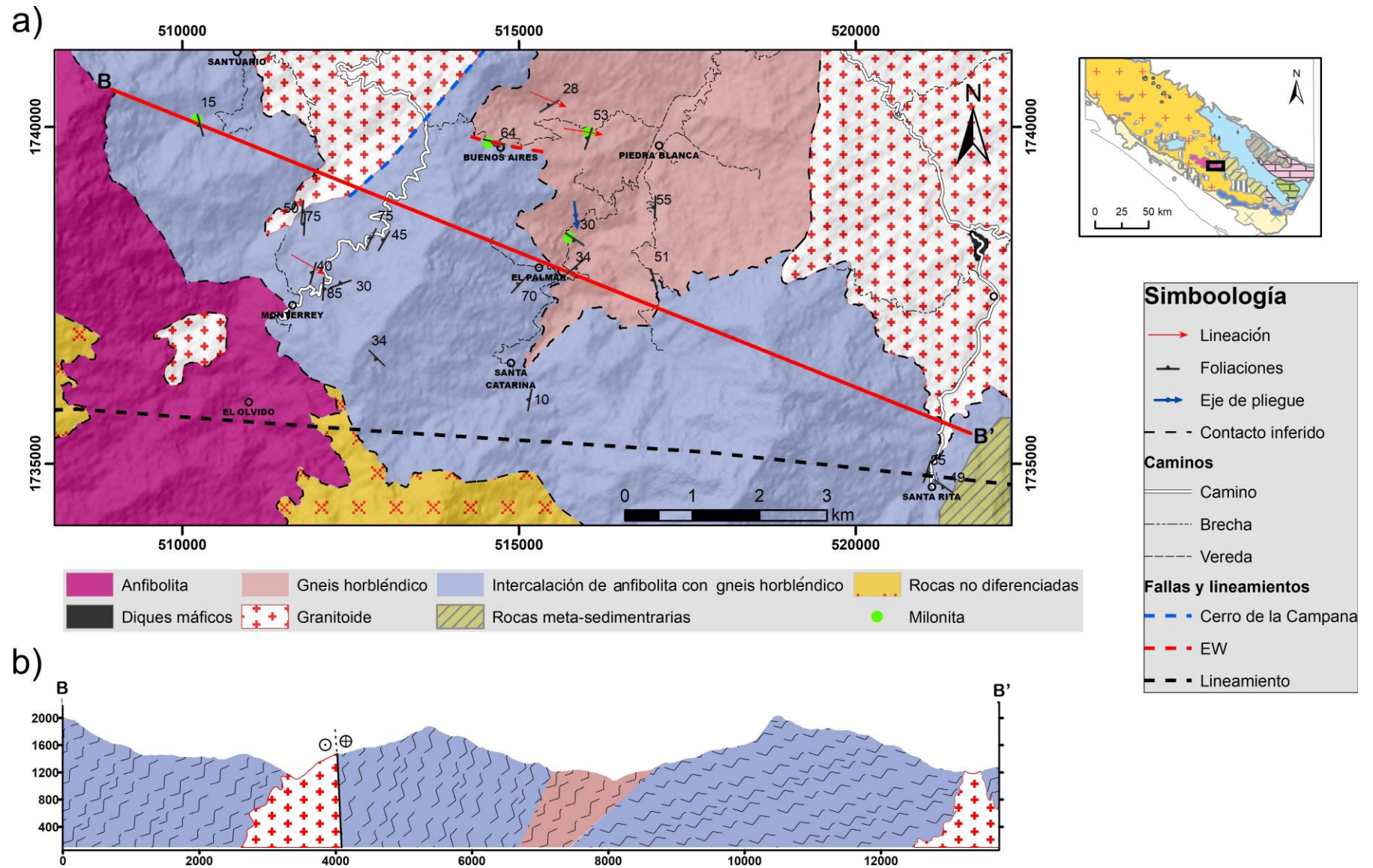


Figura 11. a) Mapa geológico del área de estudio. Fueron identificadas cuatro litologías predominantes. b) perfil geológico esquemático B-B' generado a partir de las litologías y estructuras identificadas. Las fallas cerro de la Campana y E-W son fallas cartografiadas en campo mientras que los lineamientos son de la cartografía del SGM disponible.

5.2.1 Anfibolita con o sin granate

Las anfibolitas son las rocas más abundantes en el área de estudio. Habitualmente son de grano grueso a medio y su textura puede ser masiva o bandeada. La mayoría de los afloramientos se encuentran alterados y han sido expuestas a procesos de retrogresión e intemperismo. (Figura 12a). La mineralogía observada en muestra de mano es principalmente $Hbl+Pl+Qtz\pm Grt$. El granate se encuentra en dimensiones muy variantes, fueron observados cristales milimétricos (3-5 mm) hasta cristales centimétricos de hasta 3 cm (Figura 12b). Otras anfibolitas no poseen granate, son más masivas y se encuentran en afloramientos de mayor tamaño, ocasionalmente en cascadas como es el caso de la estación CH20-05 (Figura 12c) habitual observar que las anfibolitas son intrusionadas por granitoides, posiblemente pérmicos y en algunos afloramientos existe evidencia de anatexis que genera bandas de leucosoma cuyo espesor varía desde unos 2 mm hasta 10 cm (Figura 12d).

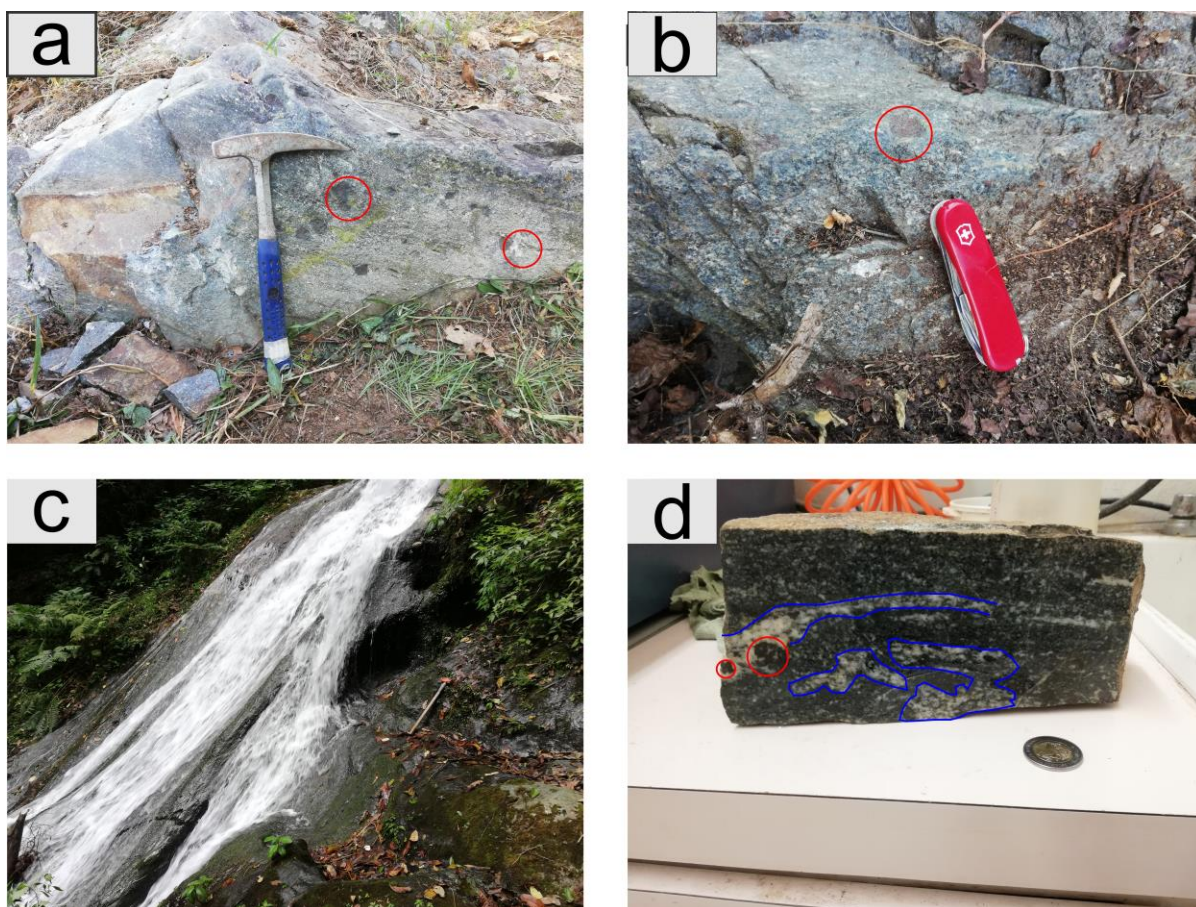


Figura 12. Afloramientos y muestra de mano de anfibolitas en el área de estudio. a) Estación CH19-57 anfibolita con granate, tomada a las orillas de un río. Los granates se concentran en cúmulos de aproximadamente 5 cm. Algunos de los granates están marcados con círculos rojos. b) Estación CH19-54 anfibolita con granate en cúmulos de aproximadamente 2 cm el afloramiento se encuentra cloritizado. c) Estación CH20-05. Esta muestra tomada de las orillas de una cascada es una anfibolita masiva con cristales de anfíbol de aproximadamente 5 mm de largo embebidos en una matriz fina y no fueron observados otros rasgos como anatexis o fracturamiento. Al centro de la foto se observa un marro de ~90 cm como escala. d) Muestra de mano tomada de la estación CH19-70 de anfibolita migmatizada con granate indicados en círculos rojos, mientras que las bandas de neosoma están marcadas en azul.

5.2.1.1 Petrografía de las anfibolitas

De los análisis petrográficos fueron identificadas dos grupos de anfibolitas: con granate y sin granate. Solo la muestra CH20-11 b, posee clinopiroxeno, que permite inferir que en esta zona el evento metamórfico es de mayor grado que en las demás estaciones. Por otro lado la presencia de Ser, Ep y Chl demuestran que posterior al evento metamórfico de alto grado tuvo lugar un evento metamórfico en facies de esquisto verde.

5.2.1.2 Anfibolitas con granate

La asociación mineral de estas rocas es $Hbl+Pl+Qtz\pm Bt\pm Grt$. Están constituidas principalmente por cristales de grano grueso de hornblenda marrón o verde olivo, que se presentan por lo general en cristales tabulares de formas subhedrales que marcan una textura nematoblástica.

En estas rocas los granates están presentes en dimensiones variables desde algunos mm hasta algunos cm. En algunas muestras los cristales de granate de grano fino (Figura 13a) se encuentran rodeados por cristales de hornblenda que son de mayor tamaño, estos granates son anhedral y se encuentran fracturados, mientras que en otros casos los cristales de granate se presentan como porfiroblastos que dominan el campo visual, incluso si se utiliza el objetivo de menor aumento disponible, en general, los granates están fracturados y muestran cloritización en los bordes y en las fracturas (Figura 13b).

Se pueden presentar de manera poiquiloblástica, en cuyo caso las inclusiones minerales son típicamente cuarzo y en menor grado cristales de apatito o minerales opacos. Además existen cristales de granate de grano fino que por lo general son más euhedrales que aquellos que son de gran tamaño.

Existen porfiroblastos de hornblenda con textura poiquiloblástica (Figura 13c) donde las inclusiones son de cuarzo y los cristales de gran tamaño están rodeados por otros anfíboles de menor tamaño y por feldespatos. En muchos casos los bordes de la hornblenda se encuentran cloritizados (Figura 13d) y en contacto difuso con el resto de los cristales.

La plagioclasa es una fase abundante, que por lo general es de grano medio, anhedral, con maclas polisintéticas apreciables y muchas veces se encuentran sericitizadas, generando cúmulos que se asemejan a la muscovita. En otros casos los feldespatos son alterados a arcillas otorgando un aspecto

turbio a las láminas; en los casos más avanzados de alteración, la sustitución es completa dando lugar a pseudomorfos.

Menos abundantes son los cristales de cuarzo y biotita. Los primeros se presentan de forma anhedral, suelen ser de grano fino y en ocasiones presentan extinción ondulatoria, mientras que los cristales de biotita son de color café y también de grano fino. Aparte, en las rocas son habituales otras fases secundarias como epidota o cristales de calcita.

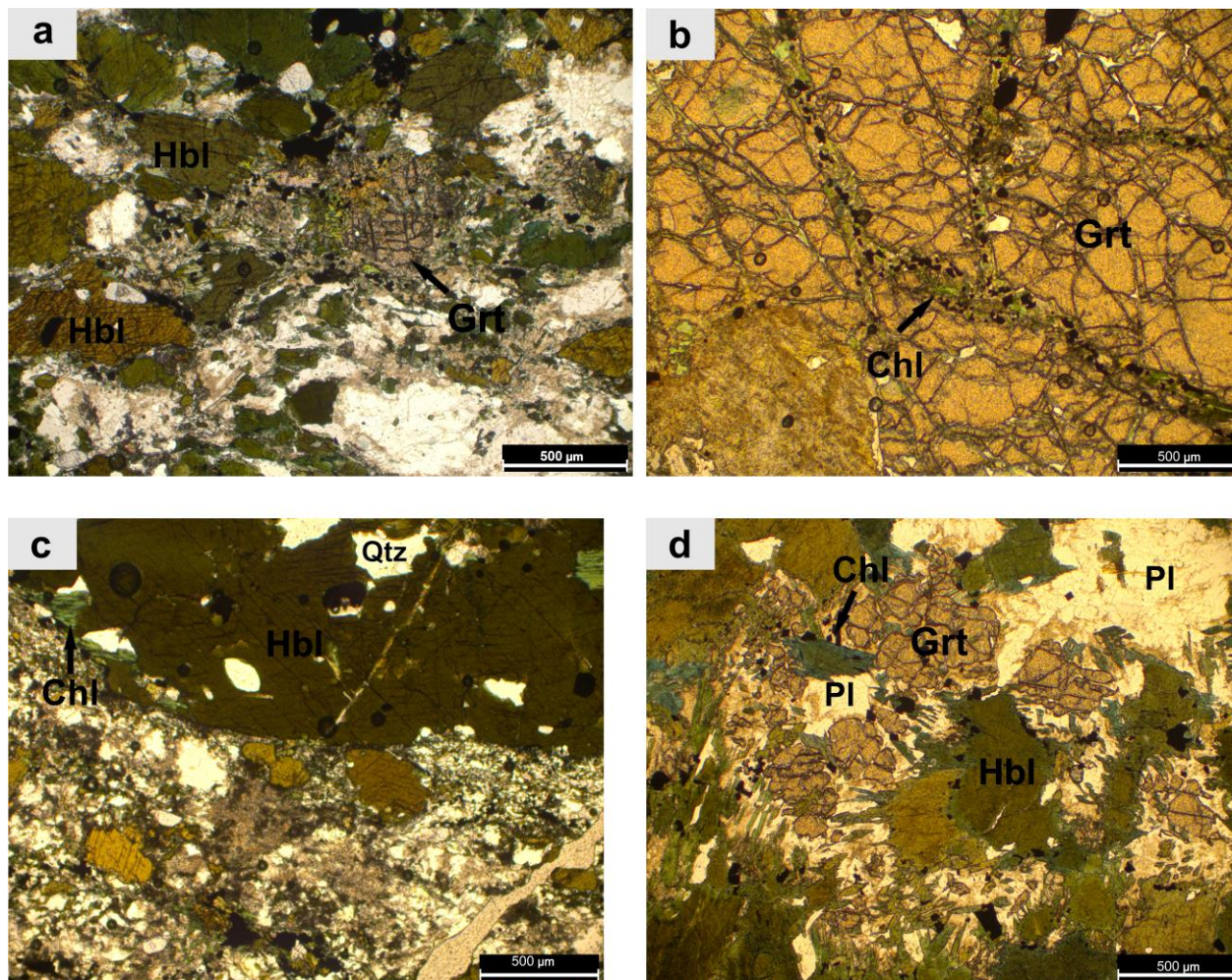


Figura 13. Microfotografías tomadas con nícoles paralelos con el objetivo 5x del grupo de las anfibolitas con granate. (a) muestra CH19-52a se observa un cristal de granate subhedral y fracturado en contacto con cristales opacos y que está rodeado por cristales de hornblenda de mayor tamaño. (b) CH19-57 el campo visual está dominado por un porfiroblasto de granate de 14 mm de largo, cuyas fracturas están rellenas de minerales opacos de grano fino y forma tabular y los bordes del granate se encuentran cloritizados. (c) CH19-54 se puede observar un cristal de anfíbol de 5 mm de largo con inclusiones de cuarzo, también hay cristales de anfíbol de menor tamaño que representan una segunda generación de este mineral. Algunos bordes de los anfíboles se encuentran cloritizados. (d) muestra CH20-06 en la que se observan cristales de granate en contacto con cristales de plagioclase y hornblenda; nótese que muchos de estos cristales de hornblenda están cloritizados en los bordes.

De las anfibolitas con granate resalta la muestra CH20-11b, que aflora aproximadamente a un kilómetro al norte del Ejido Monterrey. Es la única donde fue identificado clinopiroxeno y, por lo tanto, su asociación mineral $Qtz+Pl+Hbl+Cpx+Grt$ indica que el metamorfismo alcanzó facies de anfibolita superior, quizás cercano a la facies de granulita. Esta roca posee un tamaño de grano medio a fino, con apariencia heterogranular. Los anfíboles son de color verde olivo de forma subhedral y se encuentran levemente alterados a clorita. Los granates son euhedrales a subhedral con diámetros que no superan los 0.7 mm (Figura 14a). Las plagioclasas son de diversos tamaños y en ocasiones se encuentran alteradas a sericita. El cuarzo se presenta de forma anhedral, cuyos cristales no superan los 0.3 mm de largo y presentan extensión ondulatoria. El clinopiroxeno se encuentra en forma subhedral y con cristales de color verde que no superan los 0.6 mm, con colores de interferencia verdes y azules de segundo orden, distinguiéndose de la hornblenda debido a su clivaje ortogonal (Figura 14b).

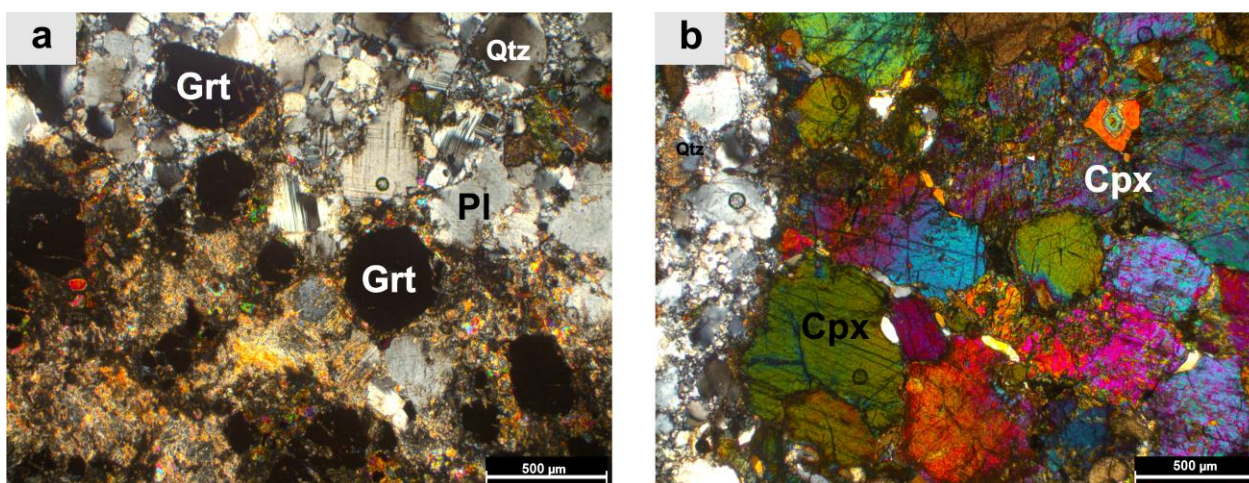


Figura 14. Microfotografías de la muestra CH20-11 b tomadas con nícoles cruzados y objetivo de 5x. En (a) se observan cristales de granate, plagioclasa que en ocasiones está alterada a sericita y cristales de cuarzo que muestra extinción ondulatoria. En (b) se observa del lado izquierdo de la imagen una banda clara constituida por cristales de plagioclasa y cuarzo y en el resto del campo visual hay cristales de clinopiroxeno (Cpx).

5.2.1.3 Anfibolita sin granate

Estas son rocas de grano fino a medio, constituidas por hornblenda de color verde olivo o marrón de forma anhedral a subhedral. En general, la textura es bandeada, formada por horizontes de hornblenda de grano medio a fino y otros de plagioclasa y cuarzo, siendo este último de grano más fino y menos abundante (Figura 15a). Algunas muestras poseen cristales de hornblenda verde de grano grueso, con bordes alterados a clorita y además tienen crecimientos minerales desde el centro de los cristales (Figura 15b). La

plagioclasa se encuentra alterada en muchos casos y se puede encontrar formando puntos triples y con maclas polisintéticas que a veces muestran evidencia de deformación. También existen cristales tabulares de biotita con pleocroísmo entre café oscuro y claro.

En algunos casos los cristales de hornblenda son de grano medio a fino y es evidente que las rocas han sufrido un proceso de retrogresión metamórfica (Figura 15c). En ocasiones las muestras presentan secciones dominadas por cristales de grano grueso de hornblenda que impiden observar la incipiente textura bandeada formada por cristales de hornblenda en contacto con cristales de plagioclasa (Figura 15d).

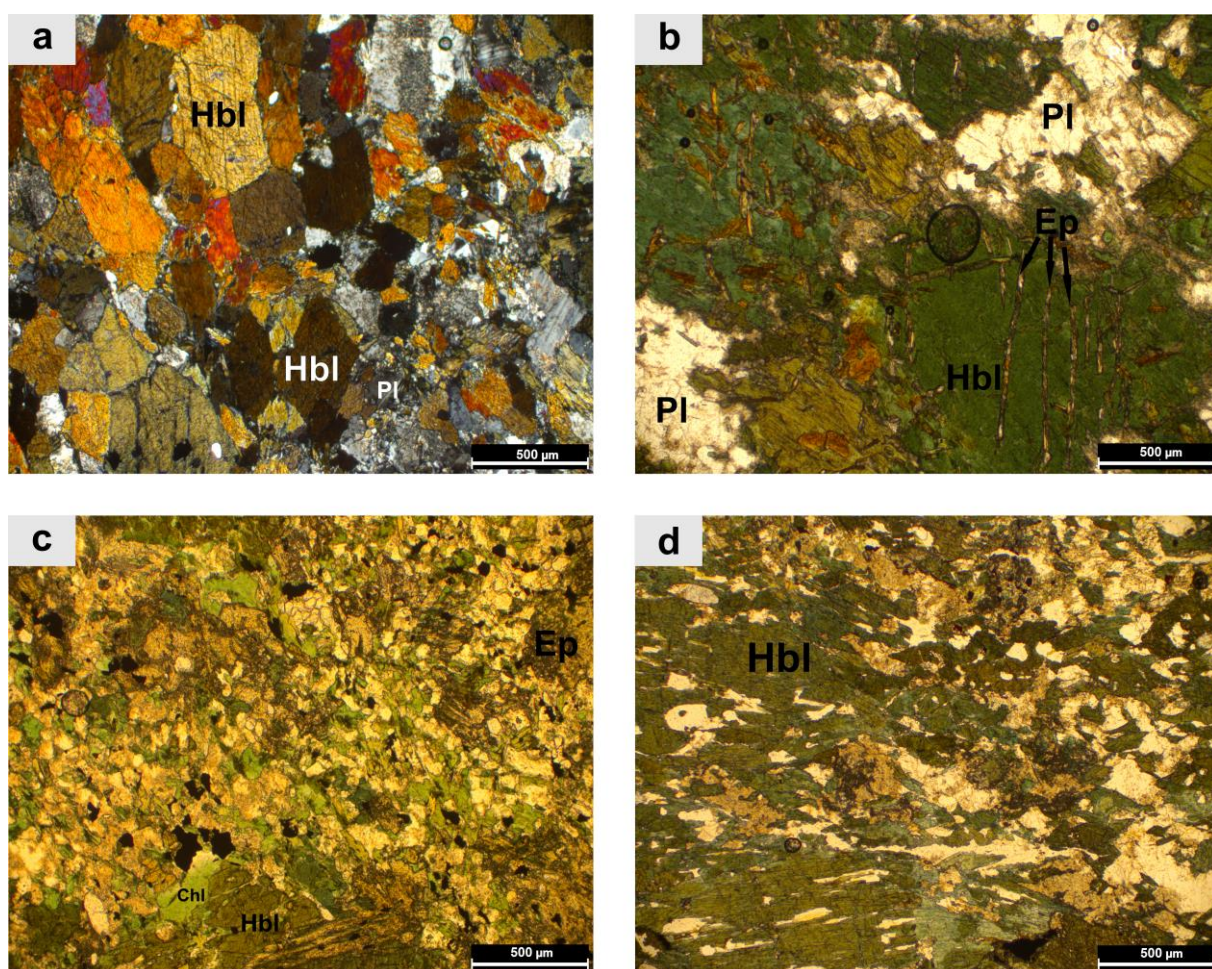


Figura 15. Microfotografías del grupo de las anfibolitas sin granate tomadas con el objetivo de 5x. (a) tomada con nícoles cruzados, (b-d) con nícoles paralelos. a) Muestra Ch19-63b se observa un mosaico de cristales de anfíbol en contacto con algunos cristales de cuarzo y plagioclasa que en ocasiones se encuentra sericitizada. b) Muestra CH19-62b se observan cristales de hornblenda de color verde en contacto con plagioclasa a través de bordes difusos. Los cristales de anfíbol presentan algunas grietas rellenas de epidota que creció a expensas del anfíbol. c) Muestra CH20-05 se observan en la parte inferior de la imagen algunos cristales de hornblenda, el centro de la imagen está dominado por pequeños cristales de plagioclasa alterada, clorita y minerales opacos mientras que en la parte superior se encuentran cristales de epidota. d) CH20-12 se observan grandes cristales de hornblenda en contacto con cristales de menor tamaño de epidota, plagioclasa y cuarzo.

5.2.2 Gneis hornbléndico

Los gneises hornbléndicos identificados en campo se concentran en su mayoría en el centro del área cartografiada (Figura 11), muchas veces en una menor elevación en relación al resto de las litologías.

Se trata de rocas de grano grueso a medio, con intercalación composicional entre minerales máficos y félsicos que van desde unos 2 mm hasta unos 3 cm, siendo por lo general más potentes los horizontes máficos (Figura 16a). En las bandas claras se pudo identificar Qtz+Pl mientras que en las bandas oscuras se observan cristales de Hbl+Bt.

En el afloramiento CH19-64, en una cascada, fueron identificados indicadores cinemáticos como sombras de presión en feldespatos, además de estructuras tipo *boudinage* con dimensiones promedio de 10×60 cm (Figura 16b). Algunos afloramientos muestran evidencia de fusión parcial, tal es el caso de la estación CH19-52 que poseen bandas de leucosoma desde 5 cm hasta 15 cm de espesor, plegadas en pliegues abiertos y cerrados (Figura 16c). Además, estos gneises se encuentran intrusionados por cuerpos máficos o félsicos, dando lugar a metatexitas, donde las bandas de leucosoma son bien definidas y son del orden de ~10 cm. Por otro lado en algunas ocasiones es complicado delimitar las bandas de leucosoma debido a la mayor interacción de las rocas con corrientes de agua, lo que da como resultado un intemperismo más avanzado (Figura 16d)

Las estructuras de *boudinage* revelan la diferencia entre la competencia de dos rocas ante los esfuerzos, siendo más competente la roca que forma el *boudinage* que la roca encajonante. De tal forma que los *boudinage*, que son de composición anfibolítica fueron más competentes durante procesos de deformación que los gneises hornbléndicos en los que se encuentran embebidos. Cabe destacar que para que, por ejemplo, un basalto o gabro (posible protolito de la anfibolita) sea más competente que las rocas más félsicas deben encontrarse en facies anfibolita. Estos budines son asimétricos, y probablemente se formaron por procesos extensionales.

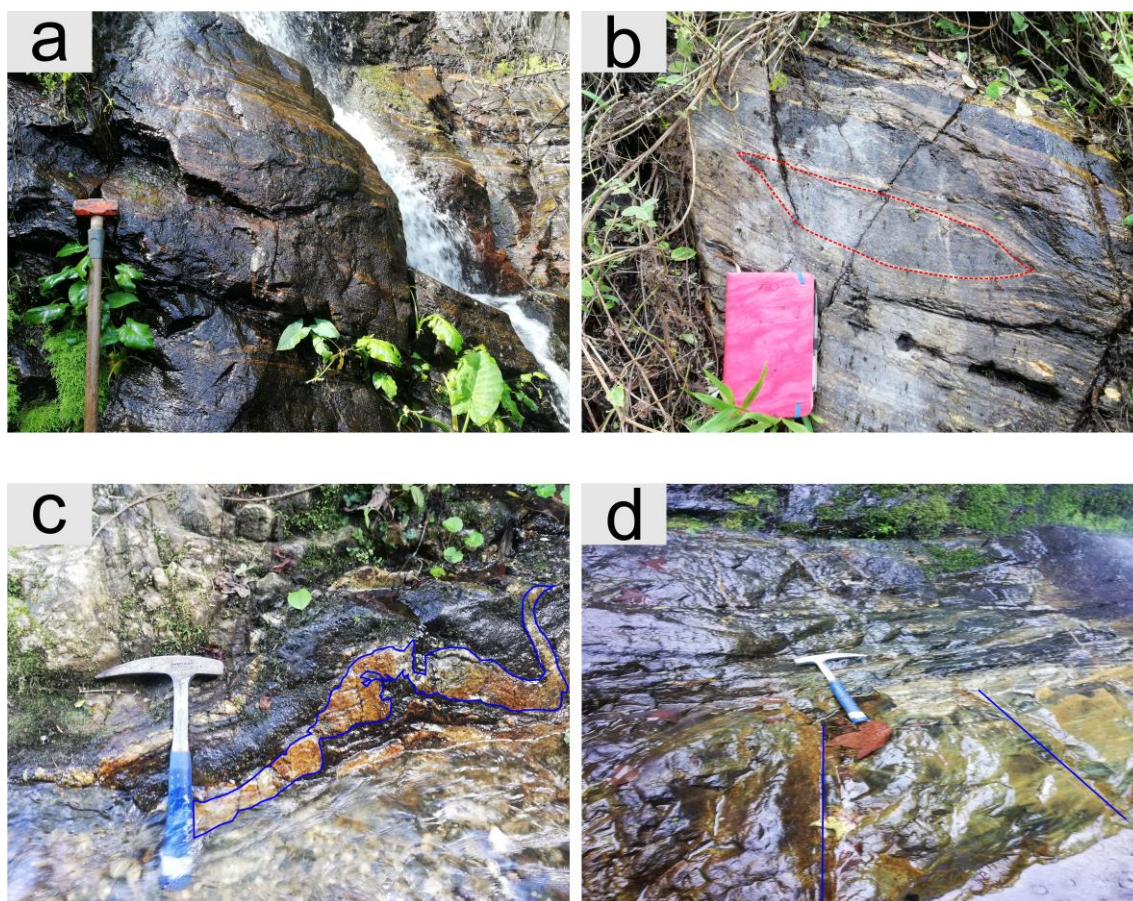


Figura 16. (a) y (b) afloramiento de gneis hornbléndico CH19-64. En (a) se pueden ver las intercalaciones composicionales siendo las partes máficas más potentes que las claras. En (b) se observan estructuras de boudinage con el gneis hornbléndico como roca encajonante; la elongación es paralela al bandeamiento composicional. (c) y (d) corresponden al afloramiento CH19-52; en (c) se observan bandas de leucosoma producto de anatexis y además se observa plegamiento. Es evidente que la anatexis ocurrió antes del evento de deformación ya que la banda de leucosoma, marcada en azul, también se encuentra plegada mientras que en (d), las bandas de leucosoma no son tan evidentes debido al intemperismo y al fracturamiento presente (líneas rectas azules).

5.2.2.1 Petrografía del gneis hornbléndico

Este tipo de rocas son de grano grueso a medio, tienen una textura gnéisica inequigranular que no siempre está bien definida a lo largo de toda la lámina y están constituidos por $Hbl+Pl+Qtz+Bt$. Como fases de retrogresión contienen $Ep+Ser+Chl$ y como accesorios se encuentran Ap y minerales opacos. Las bandas máficas están constituidas mayormente por hornblenda con pleocroísmo de marrón a verde olivo mientras que las bandas félsicas lo están por cristales de plagioclasa y cuarzo siendo menos abundante este último. En ocasiones se pueden observar evidencias de migmatización en cuyo caso las bandas de neosoma están constituidas por cuarzo y plagioclasa.

En muchos casos los cristales de anfíbol son de grano grueso, subhedrales o anhedrales rodeados de plagioclasa, cuarzo y biotita (Figura 17a). En otras muestras, los cristales de anfíbol son de grano medio a fino, agrupándose en forma de listones (Figura 17b). En este tipo de rocas las plagioclasas suelen ser los cristales de mayor tamaño.

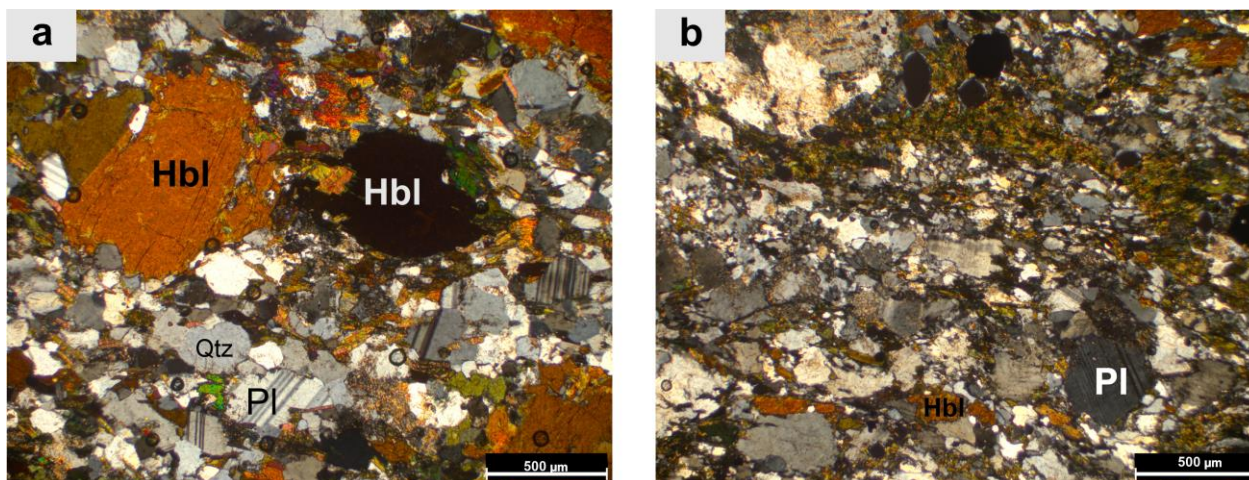


Figura 17. Microfotografías del grupo de los gneises hornblendicos, tomadas con nicoles cruzados y el objetivo 5x. a) CH20-02 se observan cristales hornblenda de grano medio en contacto con cristales más finos de cuarzo y plagioclasa. Las plagioclasas no se encuentran severamente alteradas o con evidencia de deformación dúctil ya que sus maclas se son rectas. b) CH20-13 se puede observar cristales de plagioclasa de mayor tamaño que los cristales de hornblenda, los cristales de plagioclasa se encuentran alterados en muchas ocasiones.

5.2.3 Gneis cuarzo-feldespático

Estos gneises son menos abundantes en el área de estudio en comparación con los gneises hornbléndicos; sin embargo, también están presentes en las elevaciones menores. Poseen una textura bandeada de grano medio, el espesor de las bandas va típicamente de 2 mm hasta unos 4 cm de espesor. Están constituidos por Qtz+Pl+Hbl+Bt y difieren de los gneises máficos debido a la menor cantidad de minerales máficos como Hbl o Bt.

Los afloramientos se están frecuentemente fracturados (Figura 18a) y a veces con plegamiento. Algunos afloramientos se encontraban muy intemperizados, como por ejemplo el CH20-07; a pesar de eso se recolectó una muestra de mano (Figura 18b) debido a la importancia que tenía para realizar el mapa geológico. Algunos afloramientos presentan evidencia de anatexis como bandas de leucosoma que van desde unos 4 mm hasta 15 cm compuestas principalmente por cuarzo y plagioclasa.

En otros afloramientos como el CH19-40 (Figura 18c), el gneis se encuentra en horizontes estrechos de unos 2 metros de espesor, encajonados en rocas máficas y con granito por encima de la secuencia.

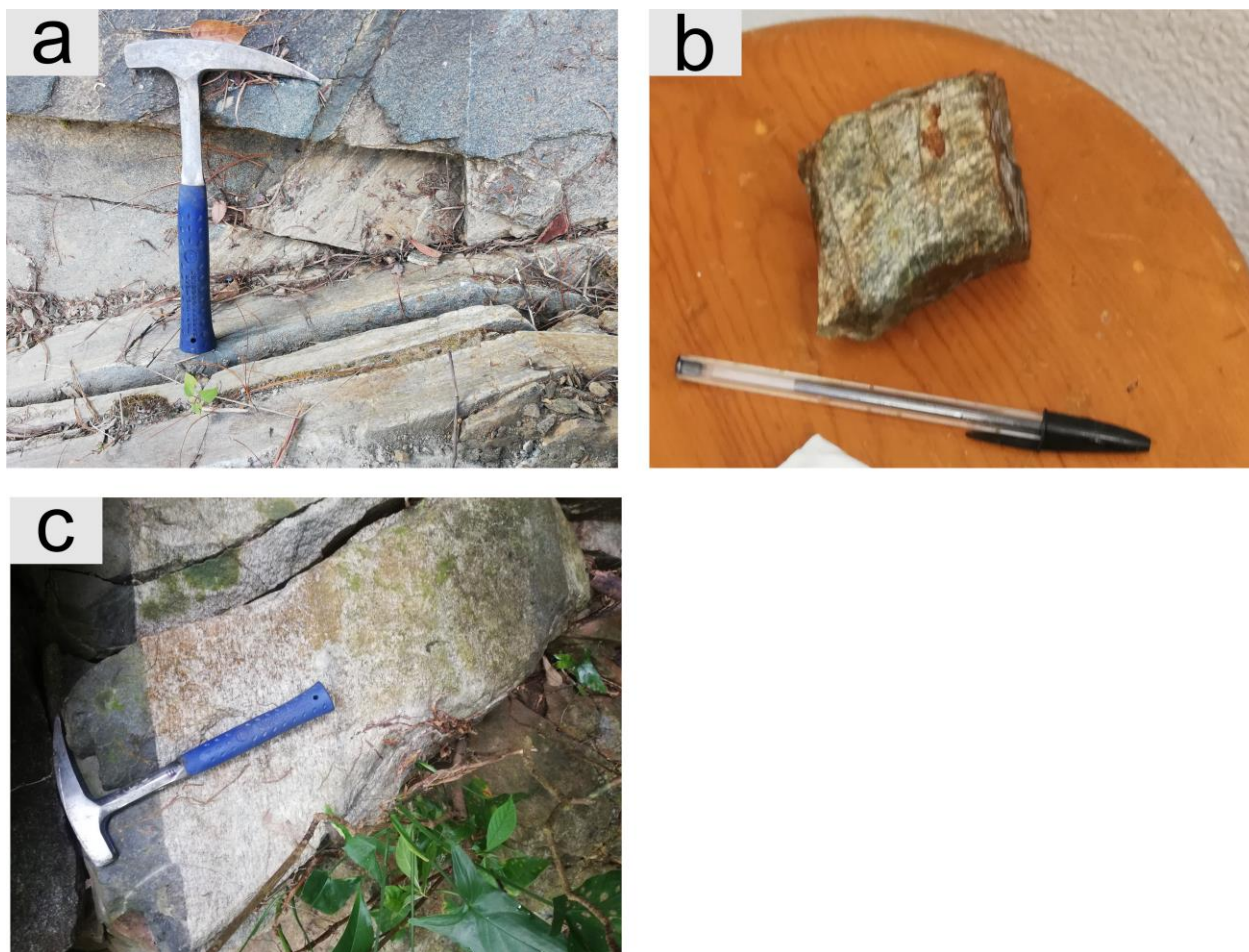


Figura 18. (a) Estación CH19-61 la roca en el afloramiento presenta bandeamiento composicional denotando una incipiente textura gnéisica; las bandas son milimétricas del orden de 5 mm. (b) La imagen corresponde a la muestra de mano del afloramiento CH20-07, que posee textura gnéisica; el bandeamiento es rítmico y uniforme con un espesor del orden de 1 mm. (c) Estación CH19-40, en la imagen se puede observar que la muestra tiene textura gnéisica y las bandas de minerales máficos son menos potentes con relación a las porciones félsicas.

5.2.3.1 Petrografía del gneis cuarzo-feldespático

Este tipo de rocas está constituido principalmente por minerales félsicos como cuarzo y plagioclasa que dominan el campo visual (Figura 19a). Son de grano medio a fino y poseen una textura bandeada, donde las bandas félsicas están generadas por aglomerados minerales o bien, por minerales alargados de espesor variante pero nunca son más delgadas que las bandas máficas. Generalmente las bandas máficas están

constituidas por hornblenda cuyo pleocroísmo va de verde olivo a verde claro; se encuentra en cristales pequeños anhedrales (Figura 19b) que pueden estar fuertemente cloritizados.

En algunas ocasiones las bandas oscuras están definidas por listones de poco espesor de biotita café o minerales opacos, en ambos casos de grano fino. Como fases secundarias existe epidota, clorita, calcita y sericita y como fases accesorias se encuentra apatito y zircón.

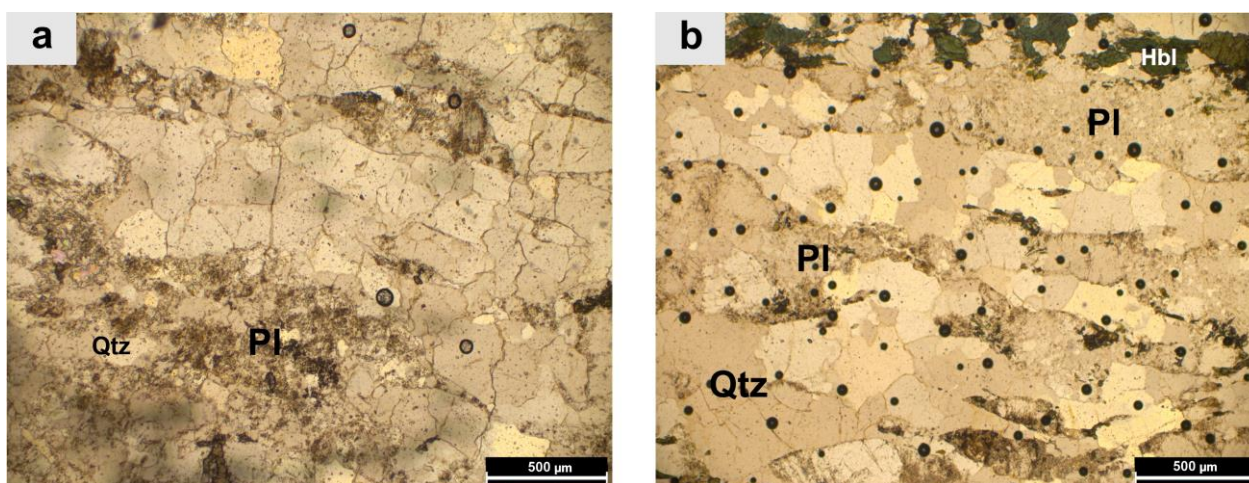


Figura 19. Microfotografías tomadas con nicoles paralelos y el objetivo 5x. (a) Muestra CH19-52b; se trata de un gneis cuarzo feldespático en donde las bandas máficas se constituyen de hornblenda verde con bordes cloritizados. La plagioclasa se encuentra sericitizada. (b) Muestra CH19-53a; gneis cuarzo feldespático donde las bandas félsicas son anchas, mientras que las máficas son generadas por listones delgados de minerales máficos. Los cristales de plagioclasa son de gran tamaño y se encuentran alterados.

5.2.4 Metagranitoides y diques

La abundancia de los metagranitoides probablemente pérmicos es de importancia; porque mayormente están presentes tanto en el oeste como el este de la zona de estudio (Figura 11). Son por lo general de grano grueso y en campo se identificaron $Qtz+Hbl+Bt+Pl\pm Kfs$, en composiciones que varían desde tonalita, granodiorita y granito.

De particular interés es el afloramiento CH19-43, donde un protolito granítico presenta evidencia de migmatización, con bandas de leucosoma de hasta 10 cm de espesor, que incluye granate en el neosoma (Figura 20a). Además, estos granitos se encuentran intrusionados por diques máficos (Figura 20b), que tienen aproximadamente la misma dirección de las bandas de leucosoma, sin embargo, se truncan en cierto punto lo que indican que la intrusión de los diques máficos fue posterior al evento de la

migmatización. El granito generalmente se encuentra foliado como es el caso de la estación CH19-45 (Figura 20c).

Al este de la Figura 11, en la localidad de Santa Rita, son visibles diques máficos de color gris oscuro con orientación N-S; estos diques tienen textura afanítica y son de aproximadamente 2-3 m de espesor y se encuentran intrusionado a granitos de grano grueso y color rosa (Figura 20d). Los granitoides están presentes de forma masiva pero también se llega presentar como diques de espesores diversos que van desde los 60 cm hasta 1.5 metros

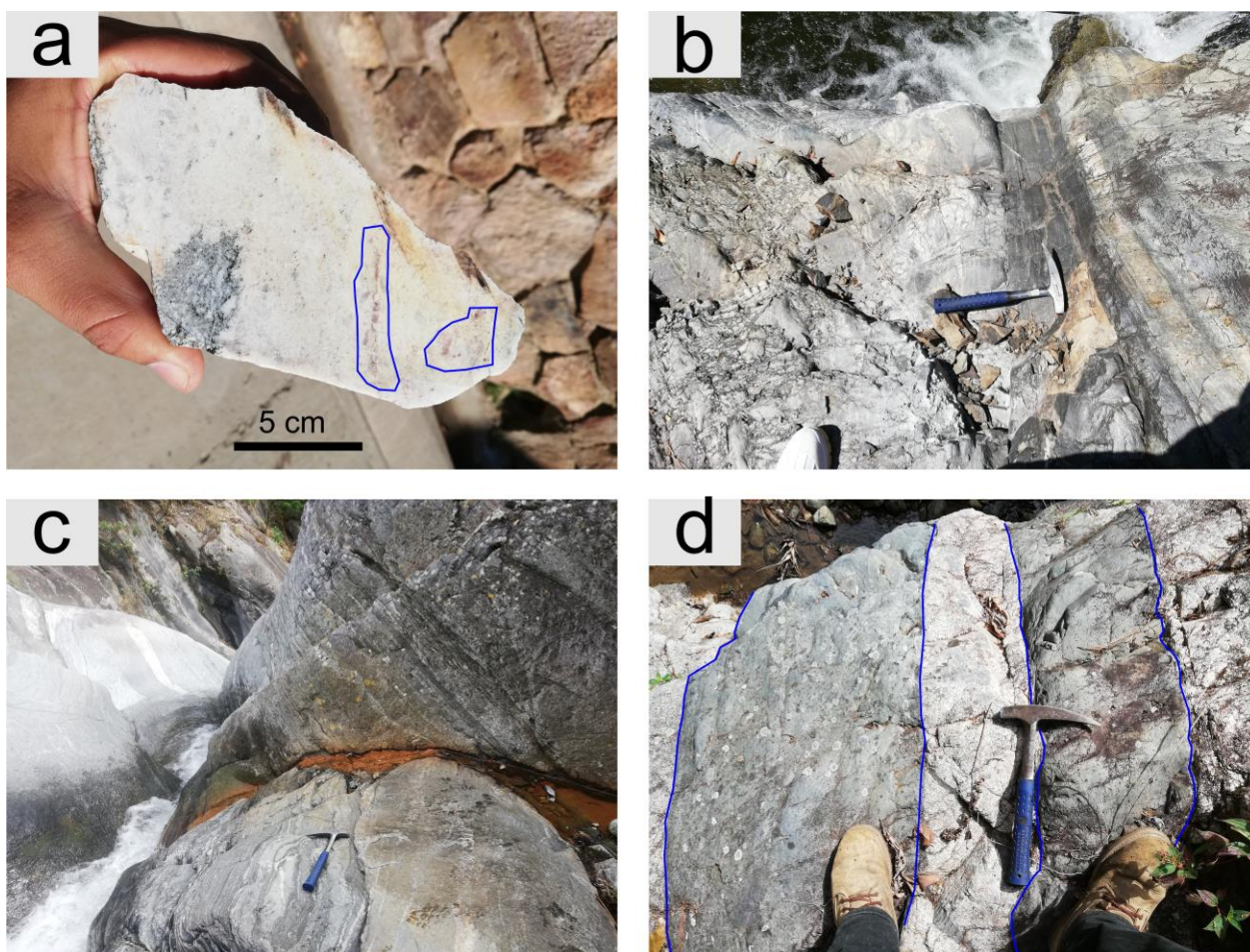


Figura 20. (a) Muestra de mano CH19-43c, es una porción de leucosoma con granate (encerrado en azul). (b) Estación CH19-43; se observan intercalaciones de bandas centimétricas oscuras y claras; hay evidencia de migmatización en el afloramiento. (c) Estación CH19-45. Se trata de un granito de grano medio a grueso con foliación; las bandas son onduladas y van desde unos 5 mm en el caso de las bandas félsicas compuestas de Qtz y Pl hasta unos 4 cm en bandas máficas. (d) Estación CH20-14, en este afloramiento existen dos litologías un granito rosa de grano grueso y diques máficos con dirección N-S (señalados en azul). d) Estación CH19-40 (15.667, 92.995 W) granitoide (marcado en azul) en contacto con gneises cuarzo feldespáticos, el granitoide no parece tener deformación.

5.2.5 Milonitas

Este tipo de rocas solo fue identificado a través de análisis petrográficos. Su aparición en la zona de estudio es frecuente, pero se limitan a pequeños horizontes tanto vertical como horizontalmente. La textura general de estas rocas es milonítica con foliación lepidoblástica marcada por cristales de biotita. En otros casos, la foliación está marcada por una segunda generación de anfíboles de grano fino. La mineralogía presente indica que estas rocas primero sufrieron un evento metamórfico de grado medio a alto, que las llevó a alcanzar facies anfibolita y posteriormente ocurrió el episodio de deformación dúctil.

En la muestra CH19-59 los porfiroclastos son de feldespato potásico con textura poiquiloblástica, donde las inclusiones son de cuarzo (Figura 21a), embebidos en una matriz de cuarzo y plagioclasa. En otros casos, porfiroclastos de granate se encuentran fracturados y rodeados por micas, cuarzo y plagioclasa, en ocasiones como pseudomorfos, donde solo quedan pequeños granates y el resto se convirtió en clorita y mica (Figura 21b). Esto sugiere, que el granate es pre-cinemático y la cloritización y alteración son post-cinemáticas.

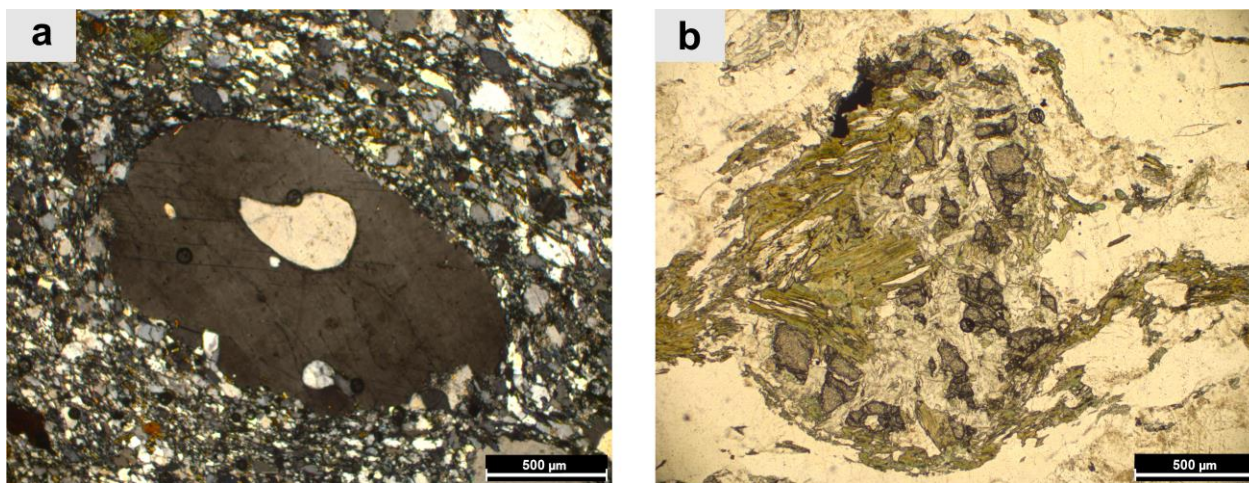


Figura 21. Microfotografías tomadas con el objetivo de 5x, (a) en nícoles cruzados y (b) en nícoles paralelos. a) muestra CH19-59, se puede observar un porfiroclasto de Kfs de aproximadamente 1.5 mm con una inclusión de Qtz embebido en una matriz cuarzo y plagioclasa que esta demarcada por Bt y una generación nueva de Hbl. b) muestra CH20-01, en la imagen se observan cristales de Grt que han sido rotados y triturados, envueltos por filosilicatos y embebidos en una matriz cuarzo feldespática.

5.3 Geocronología e isótopos

Las edades calculadas tanto para el sistema Rb-Sr como para el sistema Sm-Nd se indican en la Figura 22, que corresponde a un mapa basado en la cartografía geológica simplificada para el CMC reportada por Weber et al. (2020). Adicionalmente se plasman edades de los sistemas U-Pb, ^{40}Ar - ^{39}Ar y Sm-Nd reportadas en trabajos previos.

Las edades de Rb-Sr (mica blanca – roca total) calculadas se muestran como rombos de color rojo mientras que las edades de Sm-Nd (granate – roca total) se muestran como triángulos de color turquesa. Las edades de ^{40}Ar - ^{39}Ar de estudios previos se muestran como estrellas y las de U-Pb como cuadros cabe señalar que las edades U-Pb corresponden a eventos de metamorfismo para el basamento, excepto la muestra 705 que corresponde a la edad de la intrusión granítica.

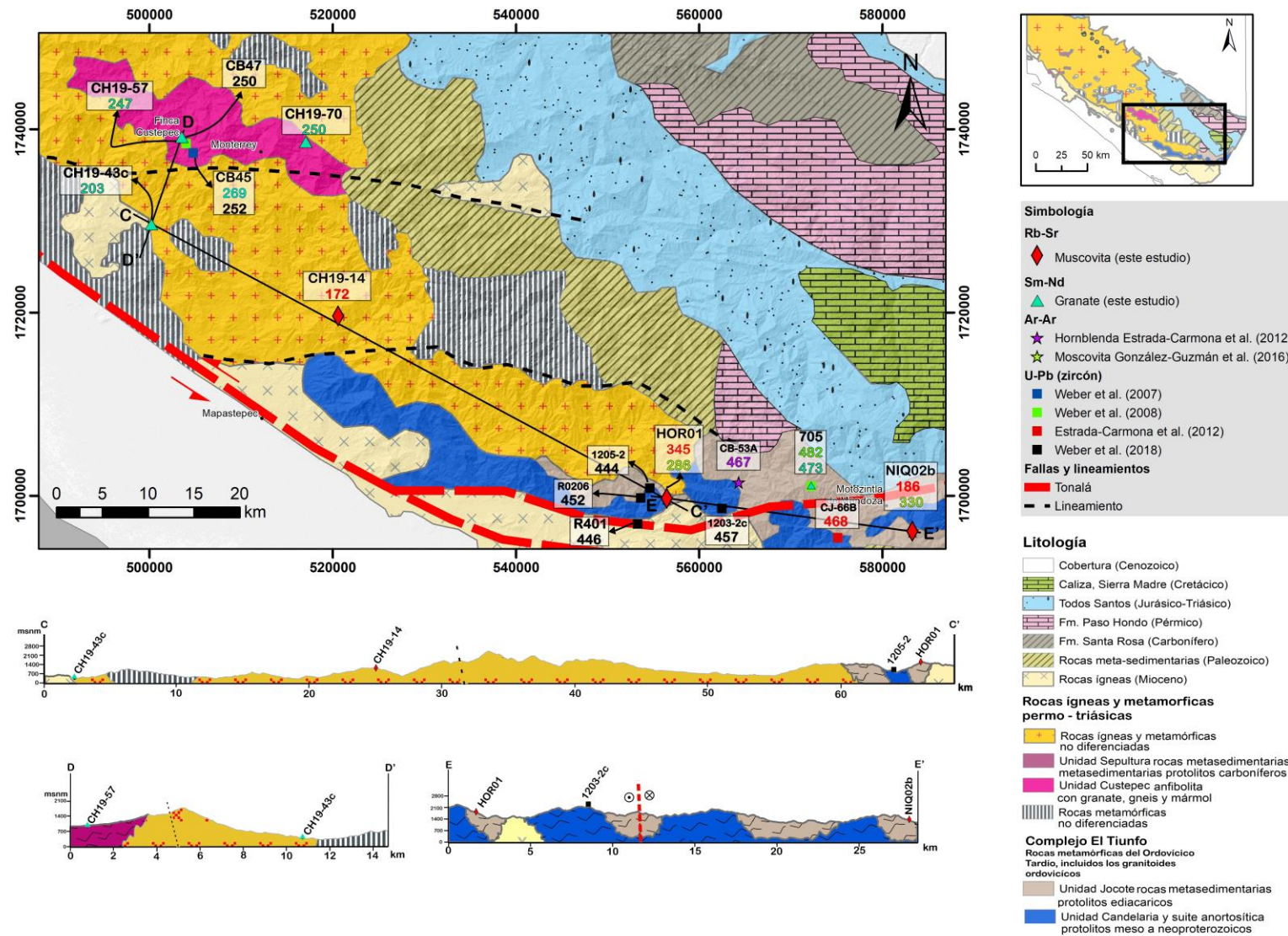


Figura 22. Mapa regional del CMC en su parte central y sur. La cartografía y los perfiles geológicos están basados en el mapa regional simplificado de Weber et al. (2020). En el mapa se plasman las edades de Rb-Sr calculadas para las muestras NIQ-02b, HOR-01 y CH19-14 (rombos rojos) y las edades de Sm-Nd calculadas para las muestras CH19-43c, CH19-57 y CH19-70 (triángulos turquesa); con esta misma simbología se observan las muestras CB45 (Estrada-Carmona et al., 2009) y 705 (Weber et al., 2008). Se muestran edades ^{40}Ar - ^{39}Ar en muscovita de las muestras NIQ02-b y HOR-01 y (González-Guzmán, 2016) y en hornblenda para la muestra CB-53A (Estrada-Carmona et al., 2012). Por último son plasmadas edades de U-Pb con cuadros de color azul (Weber et al., 2007), verdes (Weber et al., 2008), rojo (Estrada-Carmona et al., 2012) y negros (Weber et al., 2018).

5.3.1 . Isócronas roca total-mica blanca con el método Rb-Sr

En esta sección se presentan los resultados de edades de las isócronas de roca total y mica blanca determinadas con el método de Rb-Sr de tres muestras del Macizo de Chiapas, la muestra CH19-14, que corresponde a un metagranito que aflora al NE de Mapastepec (15.554 N, 92.808 W) y las muestras NIQ-02B (15.340 N, 92.224 W) y HOR-01 (15.975 N, 92.473 W) que corresponden a pegmatitas. La muestra NIQ-02B afloran al SE de la localidad de Motozintla, al sur de la falla Polochic, mientras que la muestra HOR-01 aflora al NE de la localidad Ampliación El Triunfo, al norte de la falla Polochic (Figura 22). Los resultados de los análisis isotópicos se presentan en la Tabla 13 y las isócronas calculadas con IsoplotR se muestran en la Figura 23.

Se obtuvieron cuatro alícuotas para la muestra CH19-14, cuatro para HOR-01 y tres alícuotas para la muestra NIQ-02b. Los diagramas de isócrona fueron construidos utilizando IsoplotR (Vermeesch, 2018) y $\lambda^{87}\text{Rb}=1.393\times 10^{-11}\text{ a}^{-1}$ (Nebel et al., 2011)

Tabla 13. Concentraciones y relaciones isotópicas de Rb y Sr en mica y roca total para rocas seleccionadas del CMC

Clave Muestra	Alícuota	Sr [ppm]	Rb [ppm]	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	s.e. ⁽¹⁾ %	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	s.e. ^(1,2) %
CH19-14 (Metagranito)	Roca total 1	787	22.9	0.7062	0.0023	0.084	0.4593
	CH19-14 a	48.3	150	0.7274	0.0035	8.986	0.0668
	CH19-14 b	46.2	142	0.7277	0.0016	8.888	0.0245
	CH19-14 c	46.2	145	0.7276	0.0023	9.085	0.0310
	CH19-14 d	40.0	125	0.7274	0.0021	9.085	0.0231
HOR-01 (Pegmatita)	Roca total 2	379	79.8	0.7251	0.0033	0.611	0.3489
	HOR-01 a	4.14	1705	13.8506	0.0067	2705	0.0060
	HOR-01 b	5.25	2223	13.3620	0.0139	2744	0.0060
	HOR-01 c	4.26	1751	13.3976	0.0290	2666	0.0155
	HOR-01 d	4.05	1748	13.3846	0.0042	2799	0.0065
NIQ-02 b (Pegmatita)	Roca total 3	89.3	56.1	0.7103	0.0046	1.819	0.1893
	NIQ-02b a	3.31	338	1.5188	0.0010	318.9	0.0030
	NIQ-02b b	3.10	338	1.6082	0.0011	344.1	0.0034
	NIQ-02b c	2.88	349	1.5928	0.0013	381.0	0.0033

(1) El error estándar es dos veces la desviación estándar dividida por la raíz cuadrada del número de mediciones.

(2) Incluye la propagación de errores para $^{87}\text{Rb}(\text{spike})/^{85}\text{Rb}(\text{nat})$, $^{84}\text{Sr}(\text{spike})/^{86}\text{Sr}(\text{nat})$ y la reproducibilidad de 0.05 % obtenida a partir de soluciones estándar durante las mediciones.

La isócrona de la muestra CH19-14 (Figura 23a) corresponde a la roca total y a las micas de un metagranito. Las micas tienen una relación $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ que varía de 0.72737 a 0.72767 con una relación $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ correspondiente de 8.986 y 8.888. El diagrama de isócrona está constituido por cinco puntos, cuya línea recta posee una pendiente que arroja una edad del Jurásico medio temprano de 172.0 ± 8.0 Ma.

Las micas de la muestra HOR-01 tienen una relación $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ elevada que varía de 13.36196 a 13.85062 con una relación $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ correspondiente de 2744 y 2705. Sólo se tomaron en cuenta dos de las cuatro alícuotas de muscovita, excluyendo la alícuota HOR-01d y HOR-01b (cuadros rojos en Figura 23b). La exclusión de estas alícuotas se realizó con el fin de disminuir el error, esto debido a un problema en la determinación de Rb. Las alícuotas de mica en conjunto con la roca total definen en el diagrama de isócrona una línea recta que arrojó una edad misisipiana de 344.8 ± 22.1 Ma (Figura 23b).

Finalmente, las micas de la muestra NIQ-02b tienen una relación $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ que varía de 1.51876 a 1.60825 con una relación elevada $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ correspondiente de 318.9 y 344.1. El diagrama de isócrona para esta muestra se generó con tres puntos excluyendo a la alícuota NIQ-02b c (cuadro rojo en Figura 23c), ya que al igual que en la muestra anterior el incluir este valor genera mayor error. La línea recta que definen las micas y la roca total tiene una pendiente cuya edad es del Jurásico temprano de 185.6 ± 33.8 Ma (Figura 23c). La edad de esta muestra es por mucho la más imprecisa ya que a pesar de los esfuerzos para reducir el error, el MSWD es el más alto de las tres muestras.

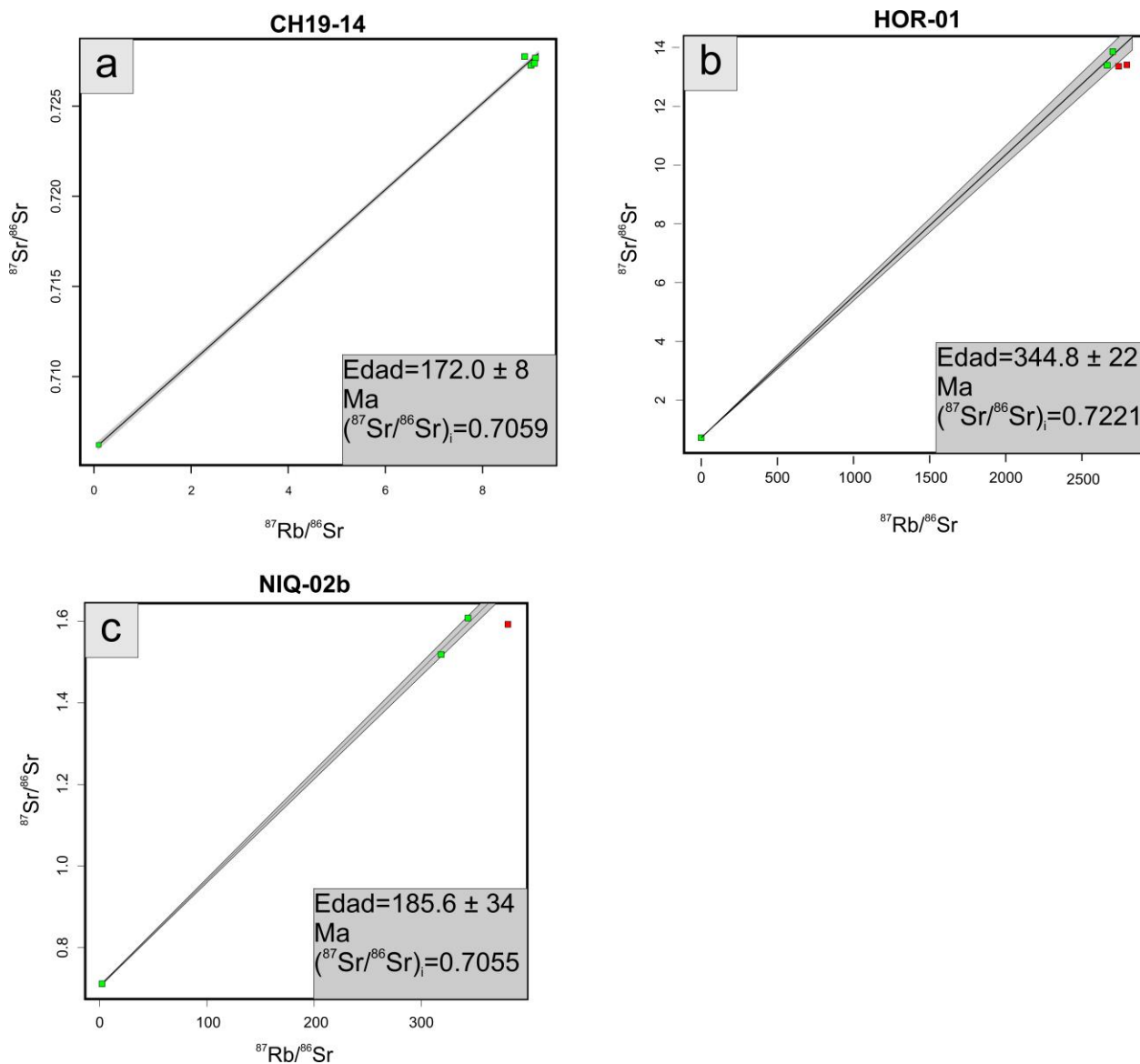


Figura 23. Diagramas de isócrona $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ vs $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$. a) Muestra CH19-14, se trata de un metagranito; b) y c) corresponden a pegmatitas. Las alícuotas excluidas de las regresiones se indican en (rojo). El error en las edades reportadas es 2σ .

5.3.2 Isócronas roca total-granate con el método Sm-Nd

Se analizaron entre tres y cuatro alícuotas de granate más una alícuota de roca total de tres muestras de roca, cuya localización puede visualizarse en la Figura 22. La muestra CH19-43c es un neosoma con granate de una migmatita (Figura 20a) tomado cerca de la localidad Plan de Ayala (15.645 N, 92.998 W), al sur del escarpe principal de la Sierra de Chiapas, mientras que las otras dos muestras CH19-57 y CH19-70 corresponden a anfibolitas con granate tomadas cerca del área de Custepec (15.731 N, 92.967 W) y de la

finca Buenos Aires (15.726 N, 92.841 W), respectivamente. Los resultados de los análisis isotópicos se encuentran en la Tabla 14, y las isócronas están graficadas en la Figura 24.

Tabla 14. Concentraciones de Sm y Nd así como las relaciones isotópicas para roca total y granate de tres diferentes muestras de roca del CMC. Además, en la columna lixiviado se especifica el tratamiento que recibió cada alícuota.

Clave Muestra	Alícuota	Lixiviado	Sm [ppm]	Nd [ppm]	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	s.e. ^(1,2) %	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ d	s.e. ⁽¹⁾ %
CH19-43 c (Neosoma)	Roca total	-	0.84	4.28	0.11891	0.007	0.512294	0.0013
	CH19-43C Grt b	HNO ₃ +HF	9.48	1.61	3.5765	0.023	0.516919	0.0029
	CH19-43C Grt c	HNO ₃	9.27	1.72	3.2799	0.058	0.516366	0.0019
	CH19-43C Grt d	HF	9.61	1.57	3.7332	0.058	0.517162	0.0025
CH19-57 (Anfibolita con granate)	Roca total	-	8.25	40.1	0.12426	0.143	0.512384	0.0008
	CH19-57Grt a	HF	4.08	2.60	0.95498	0.058	0.513723	0.0027
	CH19-57Grt b	-	4.15	3.82	0.65965	0.016	0.513191	0.0039
	CH19-57Grt c	HNO ₃	4.00	2.77	0.87674	0.016	0.513598	0.0014
CH19-70 (Gneis hornbléndico)	CH19-57Grt d	HNO ₃ +HF	4.39	2.88	0.92576	0.016	0.513686	0.0016
	Roca total	-	5.39	28.6	0.11391	0.011	0.512275	0.0009
	CH19-70Grta	HNO ₃ +HF	7.00	6.77	0.62949	0.019	0.513142	0.0021
	CH19-70Grt b	HNO ₃	6.43	4.34	0.90068	0.020	0.513576	0.0037
	CH19-70Grt c	-	6.00	3.89	0.93849	0.026	0.513620	0.0016
(1) El error estándar es dos veces la desviación estándar dividida por la raíz cuadrada del número de mediciones.								
(2) Se considera la propagación de errores de $^{150}\text{Nd}(\text{spike})/^{144}\text{Nd}(\text{nat})$ y $^{149}\text{Sm}(\text{spike})/^{147}\text{Sm}(\text{nat})$.								

Los granates de la muestra CH19-43c, según el lixiviado que se les aplicó (HF, HNO₃ o ambos), arrojaron relaciones $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ muy elevadas entre 3.2799 y 3.7332 con $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ correspondientes entre 0.516366 y 0.517162. Junto con el resultado de la roca total definen una línea recta en un diagrama de isócrona, cuya pendiente corresponde a una edad del Triásico tardío de 203.4 ± 8.0 Ma (2σ , Figura 24a).

Los granates de la anfibolita CH19-57, según el tratamiento que recibieron (HF, HNO₃, ambos o sin lixiviar) arrojan relaciones $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ que varía en el rango 0.65965 y 0.95498 con relaciones $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ correspondientes 0.513598 y 0.513723. La isócrona fue generada con IsoplotR (Vermeesch, 2018) y la pendiente arroja una edad del Triásico temprano de 247.0 ± 7.3 Ma (2σ , Figura 24b). Cabe recalcar que para esta isócrona se excluyó el punto CH19-57Grtb (cuadro rojo en la Figura 24b), que corresponde a la alícuota de granate sin lixiviar, con resultado $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0.65607$ y $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.513191$, ya que los resultados de este granate grafican por debajo de la isócrona y si se toma en cuenta genera un resultado menos preciso y exacto.

El hecho de porqué el granate CH19-57Grt b cae por debajo de la isócrona es atribuible a las inclusiones (epidota, clorita etc.), ya que al no ser tratado con el método lixiviado conserva las inclusiones secundarias, que crecieron posterior al cierre isotópico del granate y por lo mismo grafican por debajo de la isócrona del granate limpio.

Finalmente, los granates de la muestra CH19-70 según el tratamiento que se le dio (lixiviado con HF+HNO₃ o HNO₃) arrojan relaciones $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ que varía en el rango 0.62949 y 0.93949 con relaciones $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ correspondientes 0.513576 y 0.513620. La pendiente de la isócrona arroja una edad del Pérmico tardío-Triásico temprano de 250.5 ± 7.9 Ma (2σ). El diagrama de isócrona está constituido a partir de cuatro puntos (Figura 24b).

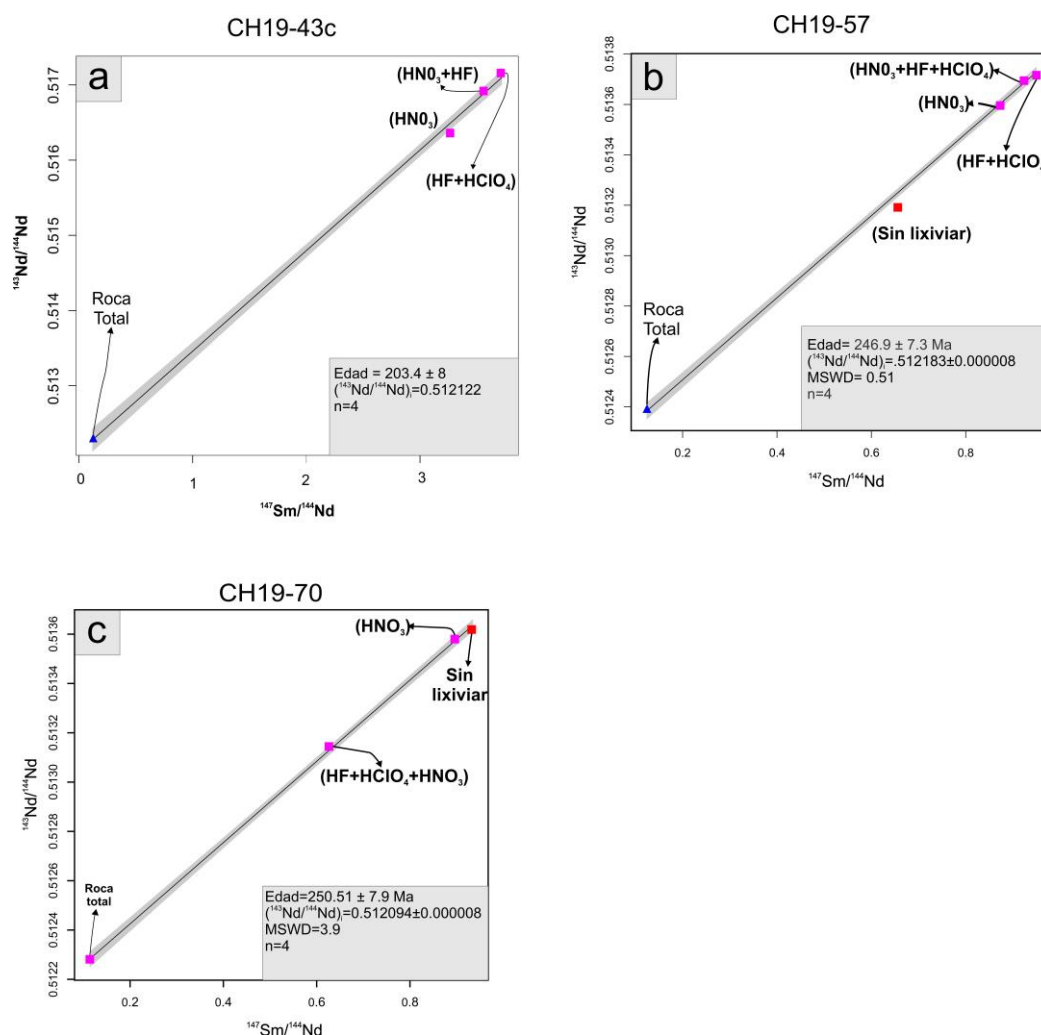


Figura 24. Diagrama de isócrona $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ vs. $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$. a) Muestra CH19-43c. b) Muestra CH19-57; se excluyó la alícuota que no se lixivió (cuadro rojo) para generar una edad más confiable. c) Muestra CH19-70. Se indica el ácido o ácidos utilizados en el lixiviado de alícuotas. Para el cálculo de las isócronas se utilizó como error en los puntos individuales la reproducibilidad externa promedio de laboratorio de 0.003% para $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ y 0.1% para $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$, siempre y cuando el error 2 s.e. en la medición (ver **Tabla 15**) era más pequeño. El error en las edades reportadas es 2σ .

5.3.3 Isótopos de Sm-Nd en roca total

En esta sección se presentan los resultados de análisis isotópicos Sm-Nd de un total de 17 muestras de roca total. La ubicación de la mayoría de las muestras analizadas puede visualizarse en la Figura 25 donde se plasman las edades modelo sobre el mapa geológico del presente estudio (Figura 11). Cabe recalcar que en esta figura las muestras CH19-43a, CH19-43c y CH19-57 con edades T_{DM} de 1.02, 1.20 y 1.12 Ma respectivamente (conforme al modelo de DePaolo, 1981) no se muestran en la Figura 25, pero pueden visualizarse en la Figura 22; esta exclusión se realizó con la finalidad de lograr más detalle en la zona cartografiada. Por otro lado, en la Tabla 15 se muestran los resultados de los análisis de Sm-Nd y los resultados de los cálculos de $\epsilon Nd_{(0)}$, $\epsilon Nd_{(250)}$ y T_{DM} según DePaolo (1981) y Liew y Hofmann (1988).

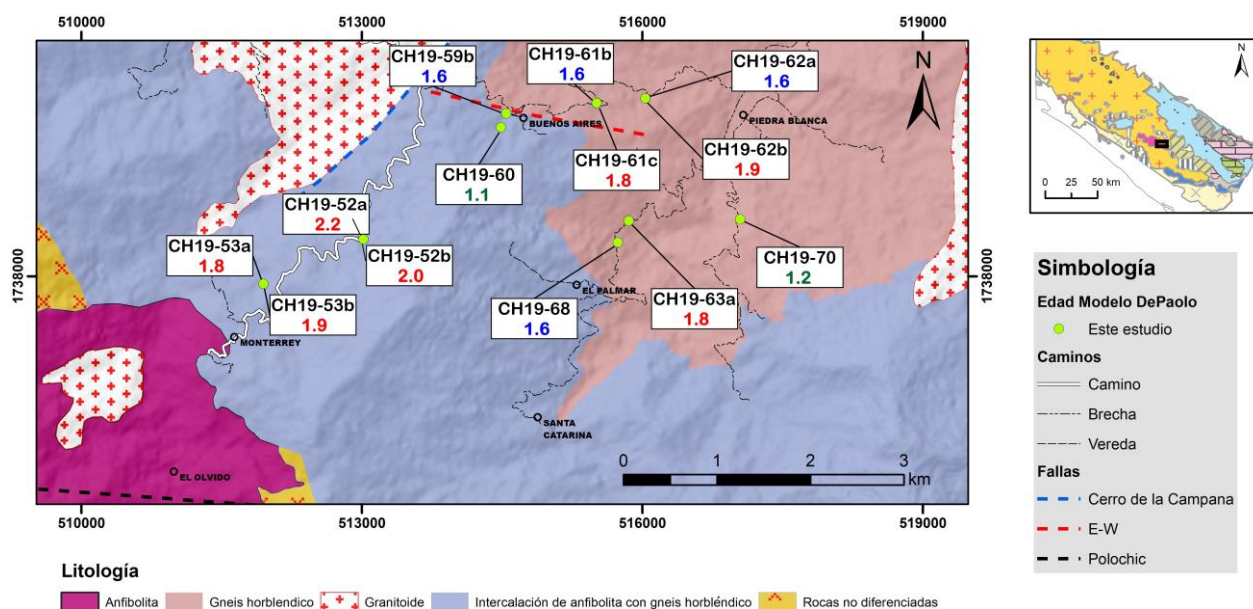


Figura 25. Localización de 13 muestras a las cuales se les realizaron análisis de roca total. Con la clave de cada muestra se presenta la edad T_{DM} conforme a DePaolo (1981), las edades se presentan en Ga. Las edades en color verde, son consideradas en este estudio como edades jóvenes, las azules como edades intermedias y las edades en rojo se consideran como edades viejas.

Existen diversos modelos de manto empobrecido para determinar la edad de residencia cortical de una muestra a partir de sus relaciones isotópicas Sm-Nd. El modelo más utilizado es el propuesto por DePaolo (1981). Sin embargo, este modelo – al igual que otros modelos de evolución de un solo paso – puede ser inadecuado, si las tierras raras de la muestra fueron fraccionadas por algún evento geológico posterior a la separación del manto empobrecido, de manera que su relación $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ haya sido cambiada en el pasado. Para ello, Liew y Hofmann (1988) introdujeron un modelo de dos etapas, T_{DM2} , en el cual se considera un cambio en $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ en el pasado (ver capítulo 3.3.2.2). Este tipo de disturbios no es común

debido al comportamiento químico similar entre Sm y Nd, pero puede suceder en caso de fusión parcial de las rocas. En este estudio, adicional a los cálculos de edad modelo según DePaolo (1981), se calcularon edades modelo en dos pasos según Liew y Hofmann (1988), TDM2 (Tabla 15), que pueden tener más sentido para muestras que tienen clara evidencia de fusión parcial a lo largo de su historia con una edad conocida. El resultado de este ejercicio es que, para diferentes muestras del mismo afloramiento cuyas relaciones $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ y edades modelo en un solo paso resulten muy variadas, se asemejen en las edades modelo en dos etapas, ya que la residencia cortical no puede variar mucho en rocas cogenéticas a escala de afloramiento.

Los resultados de los isótopos de Sm-Nd del presente estudio (Tabla 15) se clasificaron en tres grupos que pueden visualizarse en la Figura 26.

Grupo 1, edades T_{DM1} jóvenes: está conformado por las muestras CH19-43a y -c, CH19-57, CH19-60 y CH19-70 con valores $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ que varían de 0.08135 a 0.12425, relaciones isotópicas $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ de 0.512200 a 0.512384 y valores $\epsilon\text{Nd}_{(250\text{Ma})}$ correspondientes de -5.6 a -2.5 . Las edades modelo TDM1 de este grupo de rocas varían entre 1.20 y 1.02 Ga y las T_{DM2} entre 1.43 y 1.19 Ga.

Grupo 2, edades T_{DM1} viejas: es el más abundante y está conformado por las muestras CH19-52a y -b, CH19-53a y -b, CH19-61c, CH19-62b y CH19-63a. Los valores $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ para este grupo varían de 0.09553 a 0.15691 y las relaciones isotópicas $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ de 0.511767 y 0.512366, con $\epsilon\text{Nd}_{(250\text{Ma})}$ correspondientes de -14.0 a -3.9 . Las edades modelo de este grupo son todas paleoproterozoicas variando ampliamente entre 2.21 y 1.77 Ga para T_{DM1} , mientras que T_{DM2} varía mucho menos entre 1.99 y 1.76 Ga.

Grupo 3, edades T_{DM1} intermedias: está conformado por las muestras CH19-59b, CH19-61b, CH19-62a, CH19-68. Los valores $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ para este grupo varían de 0.09218 a 0.13303 y las relaciones isotópicas $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ entre 0.511775 y 0.512197, que corresponden a valores $\epsilon\text{Nd}_{(250\text{Ma})}$ entre -13.4 y -6.5 . Las edades modelo T_{DM1} de este grupo varían poco entre 1.58 y 1.56 Ga, mientras que T_{DM2} varían considerablemente, entre 1.85 y 1.59 Ga. Así, las muestras CH19-62a, con una edad modelo T_{DM2} de 1.81 Ga ($\epsilon\text{Nd}_{(250\text{Ma})} = -12.6$), siendo del mismo afloramiento que la muestra CH19-62b ($T_{\text{DM2}} = 1.84$ Ga) y la muestra CH19-68, con T_{DM2} de 1.85 Ga ($\epsilon\text{Nd}_{(250\text{Ma})} = -13.4$), genéticamente se pueden incluir al grupo 2, con origen de corteza paleoproterozoica. Solo las muestras CH19-59b y CH19-61b se consideran como muestras con fuentes mezcladas.

Tabla 15. Concentraciones de Sm y Nd, relaciones $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ y $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$, $\epsilon\text{Nd}_{(0)}$, $\epsilon\text{Nd}_{(250\text{ Ma})}$, T_{DM1} y T_{DM2} para 17 muestras

Clave	Sm [ppm]	Nd [ppm]	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	s.e.%(¹)	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	s.e. %(^{1,2})	$\epsilon\text{Nd}_{(0)}$ (³)	$\epsilon\text{Nd}_{(250\text{ Ma})}$	T_{DM1} (⁴) (Ga)	T_{DM2} (⁵) (Ga)	$T_{(\text{Mig})}$ (⁶) (Ma)	Coordenadas N W	
CH19-43a	2.60	19.00	0.081345	0.006	0.512157	0.0008	-9.2	-5.6	1.02	1.43	250	15.645	92.998
CH19-43C	0.84	4.28	0.118907	0.007	0.512294	0.0013	-6.5	-4.1	1.20	1.31	250		
CH19-52a	9.20	39.30	0.141294	0.004	0.511988	0.0008	-12.5	-10.8	2.21	1.99	950	15.724	92.879
CH19-52b	4.86	21.90	0.134236	0.006	0.511993	0.0006	-12.4	-10.5	2.00	1.91	950		
CH19-53a	0.95	3.65	0.156913	0.005	0.512366	0.0015	-5.1	-3.9	1.80	1.56	950	15.720	92.889
CH19-53b	4.55	22.50	0.122174	0.009	0.511898	0.0008	-14.3	-11.9	1.89	1.94	950		
CH19-57	8.25	40.10	0.124256	0.143	0.512384	0.0008	-4.8	-2.5	1.12	1.19	250	15.731	92.967
CH19-59b	4.11	18.70	0.133028	0.019	0.512197	0.0022	-8.5	-6.5	1.58	1.59	950	15.736	92.864
CH19-60	6.34	33.50	0.114516	0.043	0.512296	0.0010	-6.5	-3.9	1.14	1.30	250	15.736	92.864
CH19-61b	1.71	8.83	0.117065	0.049	0.512044	0.0006	-11.4	-8.9	1.56	1.67	950	15.742	92.855
CH19-61c	5.10	23.60	0.130455	0.082	0.512068	0.0007	-11.0	-8.9	1.77	1.76	950		
CH19-62a	9.63	61.00	0.095529	0.015	0.511817	0.0007	-15.9	-12.7	1.57	1.81	950	15.738	92.850
CH19-62b	3.14	14.20	0.133349	0.005	0.512035	0.0006	-11.6	-9.6	1.90	1.84	950		
CH19-63a	5.75	32.90	0.105789	0.013	0.511767	0.0008	-16.8	-14.0	1.79	1.99	950	15.726	92.852
CH19-68	1.04	6.79	0.092180	0.005	0.511775	0.0013	-16.7	-13.4	1.58	1.85	950	15.724	92.853
CH19-69	5.73	16.00	0.216234	0.006	0.512789	0.0006	3.1	2.4	-	0.80	250	15.718	92.849
CH19-70	5.39	28.60	0.113906	0.011	0.512275	0.0009	-6.9	-4.3	1.17	1.33	250	15.726	92.841

(1) El error estándar es dos veces la desviación estándar dividida por la raíz cuadrada del número de mediciones.

(2) Se considera la propagación de errores de $^{150}\text{Nd}(\text{spike})/^{144}\text{Nd}(\text{nat})$ y $^{149}\text{Sm}(\text{spike})/^{147}\text{Sm}(\text{nat})$.

(3) El valor Épsilon Nd (ϵNd) es la desviación $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ de la muestra con respecto al reservorio condritico uniforme (CHUR) multiplicado por 10^4 . El valor actual de CHUR es $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}=0.512630$ (Bouvier et al., 2008).

(4) Edades modelo calculadas según DePaolo (1981)

(5) Edades modelo de dos pasos calculadas según Liew y Hofmann 1988)

(6) Edad que se consideró adecuada para el cambio en la relación $^{147}\text{Sm}-^{144}\text{Nd}$ en el modelo de Liew y Hofmann 1988). Mig= migmatización.

Cabe destacar que el valor de la relación $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0.21623$ de la muestra CH19-69 resulta superior al valor del manto empobrecido que corresponde a una relación isotópica $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.512789$, que da como resultado un valor $\epsilon\text{Nd}_{(250\text{Ma})}$ de +2.5. Por lo tanto, no es posible calcular una edad modelo T_{DM} de esta muestra.

La Figura 26 es un diagrama de la evolución isotópica de Nd con valores de ϵNd en función el tiempo; la edad modelo T_{DM1} se observa donde la línea de evolución de manto empobrecido (según DePaolo, 1981) intercepta la respectiva línea de evolución de las muestras. Para su comparación, se incluye el rango de edades modelo de rocas metaígneas del complejo Guichicovi (Weber y Köhler, 1999) y del Complejo Oaxaqueño (Keppie et al, 2012). En este diagrama se aprecia que las muestras del Grupo 1 provienen de corteza con una componente mucho más juvenil, comparado con las demás muestras y también comparado con Guichicovi y Complejo Oaxaqueño. Las muestras del Grupo 2 en cambio, provienen de una fuente cortical más antigua que Guichicovi o Oaxaquia. Las muestras del Grupo intermedio (3) pueden ser rocas similares a Oaxaquia o Guichicovi o bien podría ser el resultado de la mezcla entre los grupos 1 y 2.

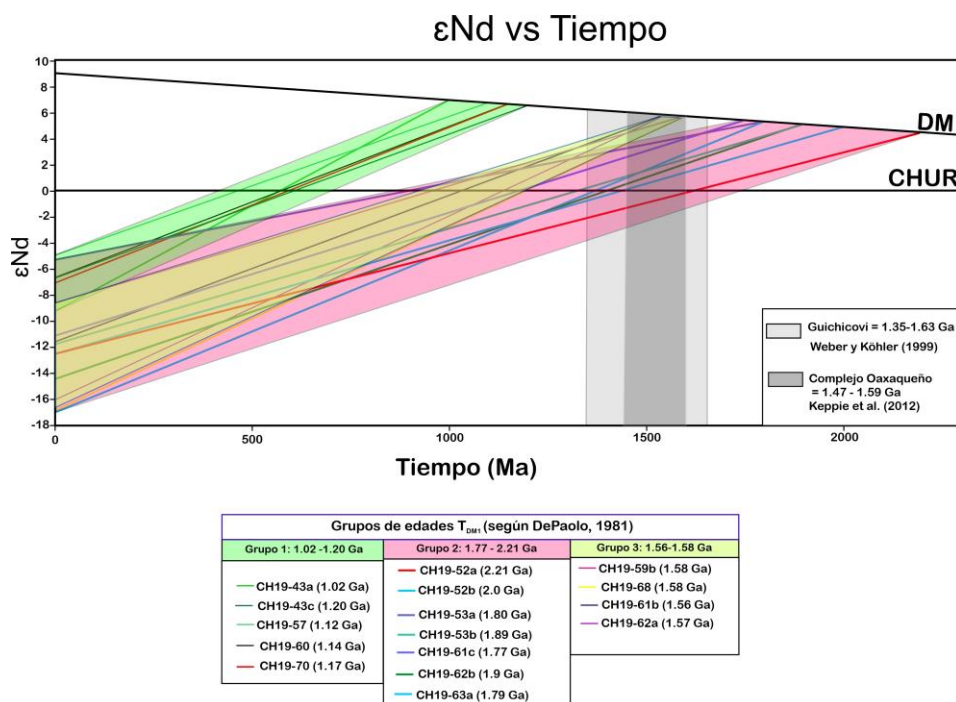


Figura 26. Diagrama ϵNd vs T_{DM} donde se muestran las edades de residencia cortical y las líneas de evolución para 16 muestras de roca del CMC. Las líneas negras gruesas corresponden a los valores de CHUR y DM con valores según Bouvier et al. (2008) y Liew y Hofmann (1988), respectivamente. El recuadro de la parte inferior corresponde a las agrupaciones de las edades modelo calculadas con el modelo de DePaolo (1981).

Capítulo 6. Discusión y conclusiones

6.1 Edades de isócrona

Las edades de Rb-Sr calculadas en este estudio aportan información valiosa acerca del tiempo de enfriamiento de la muscovita por debajo de su temperatura de cierre para el sistema Rb-Sr ($T_c=500\text{ }^{\circ}\text{C}$, Jäger y Hunziker, 1979) y permite inferir los niveles corticales a los cuales se encontraban estas muestras en determinado tiempo.

Cabe mencionar, que para las muestras NIQ02b y HOR01 también se tienen edades de enfriamiento obtenidos por el método $^{40}\text{Ar}-^{39}\text{Ar}$ en muscovita, que corresponden a una temperatura de cierre de $\sim 350\text{ }^{\circ}\text{C}$, mismas que fueron reportados por González-Guzmán (2016). Dichas muestras corresponden a cuerpos pegmatíticos que intrusionan la Unidad Jocote en las cercanías de las localidades de Motozintla y El Triunfo, respectivamente. Además, en la Figura 22 se incluye la edad de enfriamiento $^{40}\text{Ar}-^{39}\text{Ar}$ en hornblenda (cuya temperatura de cierre es de $530\text{ }^{\circ}\text{C}$) de la metabasita CB-53A, reportada por Estrada-Carmona et al. (2012). Este afloramiento se encuentra cerca de la localidad de San Antonio Mirar.

Considerando la edad $^{40}\text{Ar}-^{39}\text{Ar}$ de la muestra CB-53A reportada por Estrada-Carmona et al. (2012) de $467 \pm 40\text{ Ma}$, mientras que la edad de Rb-Sr en muscovita aquí reportada para la muestra HOR01 es de 344.86 ± 11 , considerando las temperaturas de cierre para estos dos sistemas en estos minerales se puede inferir una tasa de enfriamiento para esta zona desde los $\sim 467\text{ Ma}$ a los $\sim 345\text{ Ma}$ de menos de $\sim 0.6\text{ }^{\circ}\text{C}/\text{Ma}$. Por otro lado la muestra HOR01, tiene reportada una edad $^{40}\text{Ar}-^{39}\text{Ar}$ en muscovita de $286 \pm 12\text{ Ma}$ (González-Guzmán, 2016). La edad de Rb-Sr en muscovita aquí reportada es de $344.86 \pm 11\text{ Ma}$ y es congruente con la temperatura de cierre $\sim 150\text{ }^{\circ}\text{C}$ más alta y sugiere una tasa de enfriamiento de $\sim 2.5\text{ }^{\circ}\text{C}/\text{Ma}$ de los $\sim 345\text{ Ma}$ a los $\sim 286\text{ Ma}$, considerando un enfriamiento constante y las temperaturas de cierre previamente mencionadas para estos dos sistemas isotópicos.

Considerando también que el pico metamórfico regional en el Complejo El Triunfo alcanzó temperaturas alrededor de $650\text{ }^{\circ}\text{C}$ hace $\sim 460\text{-}450\text{ Ma}$ (Weber et al., 2018; González-Guzmán et al., 2016) corroborado por las edades U-Pb en las anfibolitas 1205-2, R0206 y 1203c cuyas edades son de $443.9 \pm 2.9\text{ Ma}$, 452.5 ± 2.7 y $457 \pm 20\text{ Ma}$ respectivamente y el gneis R401 de $446.5 \pm 3.8\text{ Ma}$ (Figura 22, Weber et al., 2018), se puede inferir una tasa de enfriamiento de $\sim 1.4\text{ }^{\circ}\text{C}/\text{Ma}$ para esta parte de la trayectoria. Sin embargo, si se supone que dos eventos tectonotermales, uno en el Ordovícico y otro en el Pérmico tenían trayectorias de presión-temperatura-tiempo independientes, también es factible proponer que la muscovita de la

muestra HOR01 no alcanzó la temperatura de cierre para el sistema Rb-Sr durante el Pérmico, pero sufrió una pérdida parcial de Sr radiogénico.

Resulta interesante la muestra NIQ02b, debido a que la edad de Ar-Ar (330 ± 20 Ma) es más que la edad de Rb-Sr (185.63 ± 3.7 Ma), situación que es incongruente con las temperaturas de cierre para estos sistemas, ya que la edad de Rb-Sr indica el momento en que esta muestra estuvo por debajo de los 500 ± 50 °C y por lo tanto la edad de ^{40}Ar - ^{39}Ar , cuya temperatura de cierre es de 350 ± 50 °C, debe ser más joven. Una explicación plausible para este fenómeno es un aporte de Ar radiogénico externo por parte de la roca encajonante, que conduce a relaciones isotópicas que corresponden a edades sin sentido geológico. Este fenómeno se conoce también como exceso de argón.

En la parte sureste de la región que se incluye en el mapa de la Figura 22, cerca de la muestra NIQ02b se muestran edades U-Pb que corroboran el metamorfismo ordovícico en la zona, de la metadiorita CJ-66b con una edad 467 ± 8.7 Ma (Estrada-Carmona et al., 2012) y de la muestra 705 que corresponde a un granito tipo S con una edad de 482 ± 5 Ma, además de una edad Sm-Nd (granate-roca total) de 473 ± 39 Ma (Weber et al., 2008) de la misma muestra que se interpreta como el momento de cristalización del granito. Si se considera la edad Rb-Sr en muscovita de la muestra NIQ02b de 185.63 ± 3.7 Ma una temperatura de cierre para el Sm-Nd en granate de ~ 650 °C y un enfriamiento constante, se puede entonces estimar una tasa de enfriamiento de ~ 1.4 °C/Ma para esta zona.

La muestra CH19-14, que es un metagranito que aflora a unos 15 kilómetros hacia el noroeste de Mapastepec, arrojó una edad Rb-Sr en muscovita de 172.02 ± 2.1 Ma, indicando que en esta zona se alcanzó una temperatura por debajo de los ~ 500 °C durante el Jurásico Medio.

Las muestras analizadas en el presente estudio para edades Sm-Nd en granate y roca total se localizan en el centro del CMC (Figura 22). En esta zona, Estrada-Carmona et al. (2009) reportaron una edad Sm-Nd de granate-roca total de 268.9 ± 9.4 Ma para la CB45 y Weber et al. (2008) determinaron una edad metamórfica por el método U-Pb en bordes de zircón de ca. 250 Ma. La edad de Sm-Nd se interpretó como la nula movilidad de Sm-Nd durante el metamorfismo pérmico; sin embargo, resulta extraño que las edades de Sm-Nd sean más viejas que las edades de U-Pb e implicaría una temperatura de cierre más alta para Sm-Nd en granate que para U-Pb en zircón. Por esto y, debido a que la isócrona reportada por Estrada-Carmona et al. (2009) es de solo dos puntos lo que genera bastante incertidumbre, se volvió a estudiar una muestra de esta área en el presente estudio.

En la Figura 22 se puede observar la muestra CH19-57 (246.98 ± 7.3 Ma) que es una anfibolita con granate que se localiza a unos pocos kilómetros hacia el noreste en los alrededores de la Finca Custepec y la anfibolita con granate CH19-70 (250.51 ± 7.91 Ma) que aflora a unos 12 km hacia el este de muestra CB45. Además, se muestran edades de U-Pb de las anfibolitas CB47 de $250^{+4.9}_{-3.8}$ Ma (Weber et al., 2008) y la anfibolita CB45 con una edad de 251.8 ± 3.8 Ma (Weber et al., 2007). Las edades de granate– roca total calculadas en este estudio son más consistentes con las edades de U-Pb reportadas en esta zona y corroboran el metamorfismo pérmico.

La muestra CH19-43c que se recolectó debajo del escarpe principal de la sierra, posiblemente marcado por una falla normal, tiene una edad de isócrona de 203.4 ± 4.1 Ma. Es importante resaltar que esta muestra proviene de un granito posiblemente pérmico migmatizado y que los cristales de granate a partir de los cuales se determinó esta edad se obtuvieron de una banda de neosoma. Esta edad es de importancia porque indica la edad del evento de alto grado metamórfico con fusión parcial, por lo tanto esta muestra a finales del Triásico debió encontrarse a una profundidad considerable mientras que los afloramientos CH19-57 y CH19-70 debieron encontrarse a un nivel cortical superior.

La edad de 203.38 ± 4.06 Ma para la muestra CH19-43c es coherente con la edad Rb-Sr de 172 ± 02 Ma de la muestra CH19-14 y si se considera una temperatura de cierre mínima para el sistema Sm-Nd en granate de 650 °C y de 500 ± 50 °C para Rb-Sr en mica blanca, entonces se puede estimar una tasa de enfriamiento para esta zona de ~ 5 °C/Ma.

Debido a la ubicación y a la considerable diferencia de edades calculadas en este estudio, se interpreta que la estación CH19-43c puede reflejar un evento local de fusión parcial que posiblemente está asociado con la extensión e inicio de ruptura de Pangea (Pindell et al., 2020).

6.2 Edades Modelo T_{DM}

Las edades modelo T_{DM} , (Figura 26), reflejan el tiempo en el pasado cuando una muestra dada con sus relaciones $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ y $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ medidas, tenía la misma relación $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ que el manto empobrecido ($DM = \text{depleted mantle}$). Esto puede ser posible siempre y cuando el sistema isotópico haya quedado cerrado durante todo este tiempo, es decir, que no hubo cambios en la relación entre Sm y Nd y que el modelo para el manto empobrecido es el correcto para la fuente donde originó esta muestra. Es

poco probable que todas estas premisas se cumplan, y es por ello que la edad T_{DM} por sí misma, reportada típicamente en Ga raras veces corresponde precisamente al tiempo en el pasado cuando ocurrió un evento geológico. Sin embargo, los números reflejan el tiempo promedio que tiene la muestra dada en la corteza terrestre y por ende, las edades modelo funcionan muy bien para mostrar diferencias entre terrenos o bloques corticales o entre rocas juveniles y rocas de fuentes más antiguas. Los resultados presentados en este trabajo representan un muy buen ejemplo de lo anterior donde se demuestra la utilidad de esta sistemática.

En una primera aproximación, se calcularon las edades modelo según la fórmula de DePaolo (1981), que sigue siendo el modelo más utilizado entre la comunidad científica para el sistema Sm-Nd y presenta una manera excelente para comparar los resultados con datos de la literatura (Figura 27). En el área de estudio se pueden distinguir de manera evidente dos grupos de rocas: un grupo “*juvenil*” con T_{DM} del Mesoproterozoico tardío (~1.2-1.0 Ga; n=5) y otro “*antiguo*” con T_{DM} paleoproterozoico (2.2-1.8 Ga; n=7). Comparando estos resultados con los datos reportados del CMC (e.g., Schaaf et al., 2002) y del Complejo Guichicovi (Weber y Köhler, 1999), se puede observar que el grupo juvenil concuerda con la mayoría de las edades modelo publicados de los gneises y granitoides pérmicos del CMC. No obstante, el grupo antiguo tiene edades modelo considerablemente más antiguas que las rocas metaígneas del Complejo Guichicovi ($T_{DM} = \sim 1.6-1.4$ Ga), cuyo basamento granulítico es considerado en muchos aspectos idéntico al Complejo Oaxaqueño. Estos resultados implican que en el área de estudio existen rocas de una corteza más antigua que Oaxaquia, anteriormente considerado como el basamento más antiguo del sur de México. Otro pequeño grupo de cuatro muestras con edades modelo intermedias ($T_{DM} \sim 1.5$ Ga) se asemeja más bien a las edades modelo típicamente observadas en Oaxaquia. El término “Oaxaquia típico” fue acuñado por Weber et al. (2010) para hacer referencia a aquellas rocas del basamento con edades modelo T_{DM} (para el sistema Lu-Hf) que varían de ~1.5-1.65 Ga.

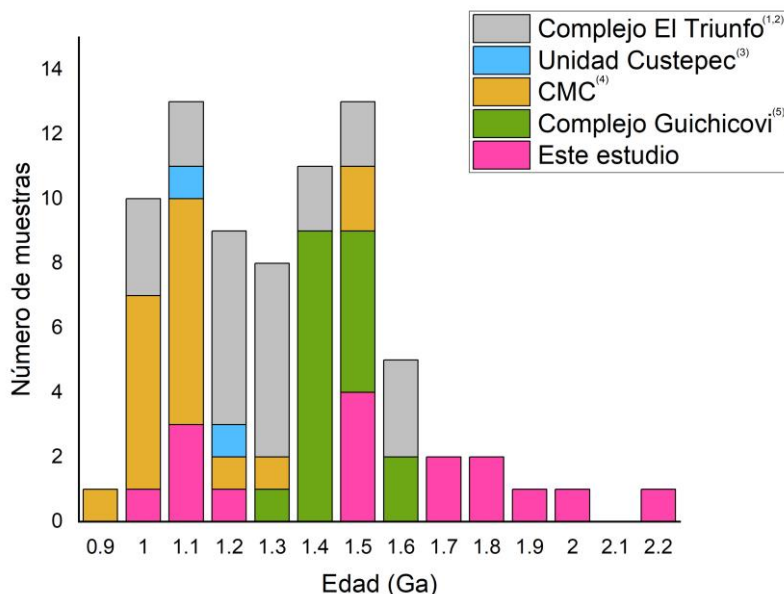


Figura 27. Diagrama de cajas apiladas donde se comparan las de edades modelo T_{DM1} calculadas en el presente estudio con las reportadas en algunos estudios previos para el basamento cristalino del CMC y el Complejo Guichicovi. (1) Complejo el Triunfo según González-Guzmán, (2016) y (2) según Estrada-Carmona, (2013), (3) Unidad Custepec según Estrada-Carmona et al., (2009), (4) Edades para el CMC en diversas localidades según Schaaf et al., (2002) y (5) Complejo Guichicovi según Weber y Köhler, (1999). Las edades calculadas para este estudio se muestran en color magenta. Edades modelo tan antiguas como las paleoproterozoicas obtenidas en este estudio no tienen precedentes en el Bloque Maya.

En una segunda aproximación se consideró el hecho de que las edades T_{DM} calculadas con el modelo de DePaolo (1981), presentan variaciones significativas entre diferentes muestras de un mismo afloramiento. La estación CH19-52 tiene una diferencia entre la muestra a y b de 210 Ma, la estación CH19-53 tiene una diferencia entre la muestra a y b de 90 Ma, mientras que la muestra CH19-61 tiene una diferencia entre la muestra b y c de 210 Ma y finalmente CH19-62 difiere por 330 Ma entre la muestra a y b. Considerando las observaciones en campo, no es factible que existan estas diferencias en edad cortical a escala de afloramiento. Asimismo, se observan texturas migmatíticas que indican fusión parcial en estos afloramientos. Por lo que es apropiado proponer que el fraccionamiento de tierras raras tuvo lugar durante el momento de la fusión parcial, cambiando la relación Sm-Nd, lo que resulta en esta diferencia de edades entre muestras de un mismo afloramiento. Por lo tanto, es inadecuado aplicar un modelo de evolución continua (por ejemplo, el de DePaolo, 1981) en muestras que han sufrido fraccionamiento elemental en algún momento. El modelo de Liew y Hofmann (1988) ofrece la posibilidad de considerar estos cambios en la relación entre Sm y Nd en el pasado, calculando la edad modelo T_{DM2} en dos pasos, donde se toma en cuenta un cambio en $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ durante el evento de fusión parcial, y para antes de este evento se considera un $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ promedio de la corteza terrestre de 0.12. Las edades T_{DM2}

calculadas parecen ser más apropiadas en algunos afloramientos donde el efecto de fraccionamiento durante la fusión parcial es evidente.

Con base en estudios geocronológicos recientes por el método U-Pb en zircón (Bodo Weber, com. pers.) que reveló dos eventos de fusión parcial en el área, se consideran dos edades distintas para el momento del fraccionamiento elemental, una hace 950 Ma para un grupo de muestras donde (i) no se observa evidencia de zircones con edades pérmicas, lo que significa que no hubo migmatización en ese momento y (ii) edades modelo del grupo más antiguo indican que no hubo aporte de material mantélico que rejuveneciera estas rocas durante el Pérmico. La segunda edad de fusión cortical, que se consideró para el otro grupo de muestras, es de 250 Ma. Esta edad se utilizó para aquellas muestras con edades modelo considerablemente más jóvenes, lo que sugiere un aporte del manto durante la migmatización pérmica.

Ejemplos que sugieren la validez del modelo de dos pasos son el afloramiento CH19-52, donde la diferencia se reduce de 210 Ma ($T_{DM1} = 2.21$ y 2.00 Ga) a 80 Ma ($T_{DM2} = 1.99$ y 1.91 Ga) o el afloramiento CH19-62, donde se reduce de 330 Ma ($T_{DM1} = 1.57$ y 1.90 Ga) a tan solo 30 Ma ($T_{DM2} = 1.81$ y 1.84 Ga). Ambas muestras pertenecen al grupo de las edades modelos paleoproterozoicas (Tabla 15). Por otro lado, el efecto contrario se observa con las dos muestras analizadas del afloramiento CH19-53, donde la diferencia entre las edades modelo es menor con el modelo T_{DM1} de DePaolo (1981) comparado con el de dos pasos. Aunque en el afloramiento CH19-53 la migmatización es evidente, los datos indican que las tierras raras no fueron fraccionadas significativamente durante la fusión parcial hace ~950 Ma.

6.3 La Unidad Catarina, un basamento antiguo y su posible procedencia

El trabajo geológico de campo del presente estudio condujo al hallazgo de diversos afloramientos que difieren claramente de la Unidad Custepec (al oeste del área de este estudio). En el área de estudio no fueron identificadas rocas cuyos protolitos fueran sedimentarios o volcanosedimentarios. Con respecto a las anfibolitas, las de tipo Custepec suelen ser más masivas, mientras que las del área de estudio son típicamente bandeadas o son gneises hornbléndicos. A nivel microscópico, Estrada-Carmona (2006) reportó hornblendas de color café en las anfibolitas del área de Custepec, mientras que las de del área de estudio están constituidas por anfíboles color verde olivo y se presenta en gneises con textura nematoblástica. Las diferencias observadas a nivel macroscópico y microscópico permiten aseverar que la zona de estudio represente una unidad litodémica diferente a la Unidad Custepec. Lo que define la mayor

Uno de los modelos actualmente más aceptados para la evolución de Oaxaquia y su relación con los cratones de Amazonia y Báltica es el propuesto por Weber et al. (2010). Esta reconstrucción comienza hace ~ 1.3 Ga (Figura 29a), cuando Oaxaquia era un arco oceánico. Después a ~ 1.2 Ga, Amazonia colisiona contra Laurentia de manera oblicua, se traslada a lo largo de Laurentia y se acerca a Oaxaquia estableciendo una zona de subducción en su margen continental, cerrando la cuenca oceánica entre Oaxaquia y Amazonia (Figura 29b). Posteriormente, Oaxaquia choca con Amazonia. Después de esta acreción, cuando la subducción cesó, siguió un intervalo extensional, que causó la fusión de la corteza inferior y la intrusión de anortositas masivas hace ~ 1.02 Ga (Figura 29c). Finalmente, tiene lugar la colisión entre Amazonia y Báltica atrapando a Oaxaquia por debajo de ambos cratones (Figura 29d). La deformación y el fallamiento inverso pueden haber emplazado sobre las unidades típicas de Oaxaquia secciones laminares de corteza cratónica más antigua. Weber et al. (2010) y Weber y Schulze (2014) explicaron los descubrimientos hechos en el Gneis Huiznopala en este sentido (Figura 29d), donde los zircones de dos ortogneises dieron edades de cristalización para los protolitos ígneos entre 1.5 y 1.4 Ga, teniendo núcleos heredados de hasta 2.0 Ga, indicando que los cristales de zircón tienen un precursor distinto al resto de Oaxaquia, probablemente del cratón Báltico o de Amazonia. De la misma manera puede explicarse la existencia de corteza Paleoproterozoica, es decir la Unidad Catarina, en el Macizo de Chiapas, solo con varios eventos tectonotermales sobrepuestos. Por el otro lado, en el área de estudio existe otro grupo de rocas que, similar a la Unidad Custepec, tiene edades modelo T_{DM} del Mesoproterozoico medio a tardío (1.3-1.0 Ga). Considerando que en las anfibolitas de la Unidad Custepec se han detectado zircones hasta de ~ 1.5 Ga de edad (Weber et al., 2007), dicha unidad y probablemente también todas las muestras que forman parte de grupo con T_{DM} joven, representan un aporte mantélico masivo en la base de la corteza probablemente durante el evento Pérmico-Triásico, siendo el dominante en la Unidad Custepec (Estrada-Carmona et al., 2009; Weber et al., 2007; 2008). La mezcla de la corteza “tipo Catarina” con magmas basálticos acumulados en la base de la corteza condujo a las edades modelo relativamente jóvenes, pero con presencia de núcleos de zircón más antiguos. En un modelo extensional, posterior a la colisión entre Gondwana y Laurentia al final del Paleozoico, una corteza adelgazada permite el ascenso de fundidos del manto y la fusión parcial de la corteza inferior a media. En esta mezcla entre corteza antigua y juvenil (Unidad Custepec), pueden persistir bloques, que no han sido afectados por los magmas provenientes del manto, lo que sería el caso para la Unidad Catarina. Estos bloques en cambio, muestran fuerte deformación dúctil durante este mismo evento extensional, lo que explica la amplia abundancia de gneises milonitizados en la Unidad Candelaria.

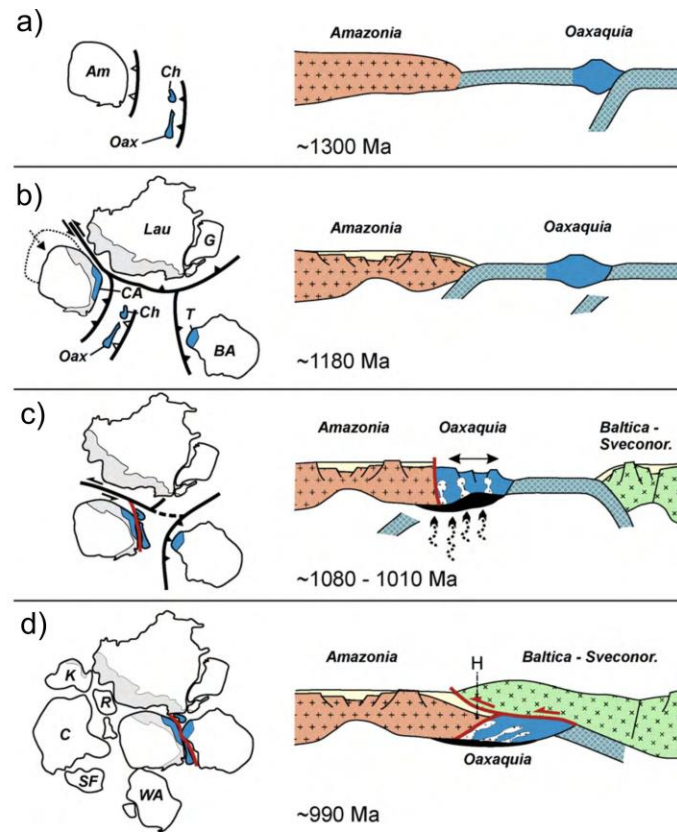


Figura 29. Modelo paleogeográfico y tectónico de Oaxaquia y bloques continentales adyacentes. Tomado de Weber et al. (2010). Abreviaturas: Am-Amazonia, BA-Báltica, C-Congo, CA-Andes colombianos, Ch-Chortís, G-Groenlandia, Lau-Laurencia, Oax-Oaxaquia, R-Río de la Plata, SF-Sao Francisco, T-Telemarkia, WA-África occidental. En (D), H representa la posible posición del Gneis Huiznopala. Para detalles ver el texto (Sección 6.3).

6.4 Conclusiones

- El proceso de disolución parcial o lixiviada mejora significativamente la pureza de los concentrados de granate al eliminar inclusiones, lo que produce una mejor separación de los puntos sobre la isócrona. Aparte, las isócronas de Sm-Nd en granate y roca total de cuatro puntos son más confiables que una edad previamente reportada de solo dos puntos.
- Los granates de las muestras del área de las fincas Custepéc y Buenos Aires (CH19-57 y CH19-70) arrojaron edades Sm-Nd entre 250 y 247 Ma, consistentes con las edades de U-Pb en zircón metamórfico determinadas en estudios previos, corroborando el metamorfismo permo-triásico en esta zona.

- La edad Sm-Nd del Triásico tardío de granate-roca total del leucosoma de la muestra CH19-43c (~203 Ma) corresponde probablemente al evento de fusión parcial local, posiblemente asociado a la extensión durante el inicio de la ruptura de Pangea. Una edad Rb-Sr jurásica de muscovita y roca total de la muestra CH19-14 (~172 Ma) sugiere un enfriamiento de ~5°C/Ma después del evento anatéctico en el Triásico tardío. Además la otra edad de enfriamiento similar (~185 Ma) resultó de la muscovita de una pegmatita al sur de la falla Polochic.
- La edad Rb-Sr de muscovita y roca total de la muestra HOR01 (~344 Ma) es coherente con un enfriamiento lento (<2.5°C/Ma), posterior al metamorfismo ordovícico, o un reseteo incompleto del sistema Rb-Sr durante el Pérmico.
- La muestra NIQ02b probablemente está contaminada con Ar de la roca encajonante, por lo que la edad ^{40}Ar - ^{39}Ar de ~330 Ma no tiene significado geológico.
- En el área de estudio, cartografiada por primera vez, aflora un basamento diferente a las unidades descritas en el pasado. Este basamento se distingue por su litología bandeada (gneises hornbléndicos) y por sus edades modelo T_{DM} paleoproterozoicas (2.2-1.8 Ga). Y se define como la Unidad Catarina de origen cratónico (Báltica o Amazonia), que es más antigua que otras unidades del Complejo Macizo de Chiapas o del basamento típico de Oaxaquia.

Literatura citada

- Arndt, N. T., y Goldstein, S. L. 1987. Use and abuse of crust-formation ages. *ages: Geology*, v. 15, p. 893–895. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1987\)15<893](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1987)15<893)
- Authemayou, C., Brocard, G., Teyssier, C., Suski, B., Cosenza, B., Morán-Ical, S., Holliger, K. 2012. Quaternary seismo-tectonic activity of the Polochic Fault, Guatemala. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 117(7), 1–21. <https://doi.org/10.1029/2012JB009444>
- Baxter, Ague, y Depaolo. (2002). Prograde temperature – time evolution in the Barrovian type – locality constrained by Sm / Nd garnet ages from Glen Clova , Scotland. 159(1985), 71–82.
- Bouvier, A., Vervoort, J. D., y Patchett, P. J. 2008. The Lu-Hf and Sm-Nd isotopic composition of CHUR: Constraints from unequilibrated chondrites and implications for the bulk composition of terrestrial planets. *Earth and Planetary Science Letters*, 273(1–2), 48–57. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2008.06.010>
- Centeno García, Keppie, J. D. 1999. Latest Paleozoic – early Mesozoic structures in the central Oaxaca Terrane of southern Mexico: deformation near a triple junction.
- Cisneros de León, A., Weber, B., Ortega-Gutiérrez, F., González-Guzmán, R., Maldonado, R., Solari, L., ... Manjarrez-Juárez, R. 2017. Grenvillian massif-type anorthosite suite in Chiapas, Mexico: Magmatic to polymetamorphic evolution of anorthosites and their Ti-Fe ores. *Precambrian Research*, 295, 203–226. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2017.04.028>
- Dengo, G. 1985. *Mid America: Tectonic setting for the Pacific margin from southern México to northwestern Colombia*. Springer.
- DePaolo, D. y Wasserburg, G. 1976. Nd isotopic variations and petrogenetic models. *Geophysical Research Letters*, 3(5): 249–252.
- DePaolo, D. J. 1981a. Neodymium isotopes in the Colorado Front Range and crust-mantle evolution in the Proterozoic. *Nature*, 291: 193–196..
- Dickin, A. P. 2005. *Radiogenic isotope geology* (2da. ed.) Cambridge University Press, Ed New York.
- Dickin, A. P. 2018. *Radiogenic Isotope Geology*. In Cambridge University Press (3ra. ed.). New York.
- Dodson, M. H. 1973. Closure temperature in cooling geochronological and petrological systems. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 40(3), 259–274. <https://doi.org/10.1007/BF00373790>
- Duncan Keppie, J., y Ortega-Gutiérrez, F. 1999. Middle American Precambrian basement: A missing piece of the reconstructed 1-Ga orogen. *Special Paper of the Geological Society of America*, 336, 199–210. <https://doi.org/10.1130/0-8137-2336-1.199>

- Dutch, R., y Hand, M. 2010. Retention of Sm-Nd isotopic ages in garnets subjected to high-grade thermal reworking: Implications for diffusion rates of major and rare earth elements and the Sm-Nd closure temperature in garnet. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 159(1), 93–112. <https://doi.org/10.1007/s00410-009-0418-1>
- Estrada-Carmona, J. 2006. Estudio Petrogenético Del Basamento Metamórfico En El Área De Custepec - Chiapas. Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada, Baja California. Tesis de Maestría en Ciencias.
- Estrada-Carmona, J. 2013. Magmatismo ordovícico en el sur del Bloque Maya y metamorfismo de alta presión misisípico en el Terreno Mixteca: Implicaciones para la evolución tectónica del noroeste de Gondwana durante el Paleozoico (Estudio geoquímico e isotópico y geocronometría por U-Pb y Lu-Hf). Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada. Tesis de Doctorado en Ciencias.
- Estrada-Carmona, J., Weber, B., Hecht, L., y Martens, U. 2009. P-T-t trajectory of metamorphic rocks from the central Chiapas Massif Complex: the Custepec Unit , Chiapas , Mexico. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 26(1), 243–259.
- Estrada-Carmona, J., Weber, B., Martens, U., y López-Martínez, M. 2012. Petrogenesis of Ordovician magmatic rocks in the southern Chiapas Massif Complex: relations with the early Palaeozoic magmatic belts of northwestern Gondwana. *International Geology Review*, 54(16), 1918–1943. <https://doi.org/10.1080/00206814.2012.685553>
- Faure, G., y Mensing, T. M. 2005. *Isotopes Principles and Applications*. N. J. W. Hoboken Ed.
- Ganguly, J., y Tirone, M. 2009. Closure Temperature, Cooling Age and High Temperature Thermochronology. In *Physics and Chemistry of the Earth's Interior: Crust, Mantle and Core* (pp. 89–99). https://doi.org/10.1007/978-1-4419-0346-4_5
- Gillis, R. J., Gehrels, G. E., Ruiz, J., y Flores de Dios González, L. A. 2005. Detrital zircon provenance of Cambrian-Ordovician and Carboniferous strata of the Oaxaca terrane, southern Mexico. *Sedimentary Geology*, 182(1–4), 87–100. <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2005.07.013>
- Goldstein, S.L., O’Nions, R.K., Hamilton, P.J., 1984. A Sm-Nd isotopic study of atmospheric dusts and particulates from major river systems. *Earth and Planetary Science Letters*, 70(2), 221–236. doi: 10.1016/0012-821X(84)90007-4.
- González-Guzmán, R. 2016. Estudio petrogenético del basamento cristalino de la porción sureste del Macizo de Chiapas: Implicaciones tectónicas del Bloque Maya Sur. Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada, Baja California. Tesis de Doctorado en Ciencias.
- González-Guzmán, R., Weber, B., Manjarrez-Juárez, R., Cisneros de León, A., Hecht, L., y Herguera-García, J. C. 2016. Provenance, age constraints and metamorphism of Ediacaran metasedimentary rocks from the El Triunfo Complex (SE Chiapas, México): evidence for Rodinia breakup and Iapetus active margin. *International Geology Review*, 58(16), 2065–2091. <https://doi.org/10.1080/00206814.2016.1207208>

- Hensen, B. J., y BO. Zhou. 1995. Retention of isotopic memory in garnets partially broken down during an overprinting granulite-facies metamorphism: implications for the Sm-Nd closure temperature. *Geology*, 23(3), 225–228. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1995\)023<0225:ROIMIG>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1995)023<0225:ROIMIG>2.3.CO;2)
- Jäger, E. 1979, Introduction to geochronology, in Jäger, E., and Hunziker, J. C., eds., *Lectures in isotope geology*: Berlin, Springer-Verlag, p. 1–12.
- Jenkin, G. R. T., Ellam, R. M., Rogers, G., y Stuart, F. M. 2001. An investigation of closure temperature of the biotite Rb-Sr system: The important of cation exchange. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 65(7), 1141–1160. [https://doi.org/10.1016/S0016-7037\(00\)00560-3](https://doi.org/10.1016/S0016-7037(00)00560-3)
- Keppie, J. D. 2008. Terranes of Mexico Revisited: A 1.3 Billion year Odyssey. *International Geology Review*, 46(9), 765–794. <https://doi.org/10.2747/0020-6814.46.9.765>
- Keppie, J. D., Dostal, J., Cameron, K. L., Solari, L. A., Ortega-Gutiérrez, F., y Lopez, R. 2003. Geochronology and geochemistry of Grenvillian igneous suites in the northern Oaxacan Complex, southern Mexico: Tectonic implications. *Precambrian Research*, 120(3–4), 365–389. [https://doi.org/10.1016/S0301-9268\(02\)00166-3](https://doi.org/10.1016/S0301-9268(02)00166-3)
- Keppie, J. D., Dostal, J., Norman, M., Urrutia-Fucugauchi, J., y Grajales-Nishimura, M. 2011. Study of melt and a clast of 546 Ma magmatic arc rocks in the 65 Ma Chicxulub bolide breccia, northern Maya block, Mexico: Western limit of Ediacaran arc peripheral to northern Gondwana. *International Geology Review*, 53(10), 1180–1193. <https://doi.org/10.1080/00206810903545527>
- Keppie, J. D., Murphy, J. B., Nance, R. D., y Dostal, J. 2012. Mesoproterozoic Oaxaquia-type basement in peri-Gondwanan terranes of Mexico, the Appalachians, and Europe: T DM age constraints on extent and significance. *International Geology Review*, 54(3), 313–324. <https://doi.org/10.1080/00206814.2010.543783>
- Krogh, T. E., Kamo, S. L., Sharpton, V. L., Marin, L. E., y Hildebrands, A. R. 1993. U-Pb ages of single shocked zircons linking distal K/T ejecta to the Chicxulub crater. *Nature*, 366(6457), 731–734. <https://doi.org/10.1038/366731a0>
- Lawlor, P. J., Ortega-Gutiérrez, F., Cameron, K. L., Ochoa-Camarillo, H., Lopez, R., y Sampson, D. E. 1999. U-Pb geochronology, geochemistry, and provenance of the Grenvillian Huiznopala Gneiss of eastern Mexico. *Precambrian Research*, 94(1–2), 73–99. [https://doi.org/10.1016/S0301-9268\(98\)00108-9](https://doi.org/10.1016/S0301-9268(98)00108-9)
- Ledbetter, M. T., Nairn, A. E. M., Stehli, F. G., y Uyeda, S. 1986. The Ocean Basins and Margins. Volume 7A, the Pacific Ocean. In *THE OCEAN BASINS AND MARGINS* (Vol. 9, pp. 123–180). <https://doi.org/10.2307/1352136>
- Li, Z. X., Bogdanova, S. V., Collins, A. S., Davidson, A., De Waele, B., Ernst, R. E., ... Vernikovsky, V. 2008. Assembly, configuration, and break-up history of Rodinia: A synthesis. *Precambrian Research*, 160(1–2), 179–210. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2007.04.021>
- Liew, T. C., y Hofmann, A. W. 1988. Precambrian crustal components, plutonic associations, plate

- environment of the Hercynian Fold Belt of central Europe: Indications from a Nd and Sr isotopic study. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 98(2), 129–138. <https://doi.org/10.1007/BF00402106>
- Lugmair, G.W., and Marti, K. 1978, Lunar initial $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$: Differential evolution of the lunar crust and mantle: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 39, no. 3, p. 349–357. doi:10.1016/0012-821X(78)90021-3..
- Martens, U., Ortega-Obregón, C., Estrada-Carmona, J., y Valle, M. 2007. Metamorphism and metamorphic rocks. In *Central America: Geology, Resources and Hazards* (Vol. 1).
- Martens, U., Weber, B., y Valencia, V. A. 2010. U/Pb geochronology of devonian and older paleozoic beds in the southeastern maya block, central America: Its affinity with peri-gondwanan terranes. *Bulletin of the Geological Society of America*, 122(5–6), 815–829. <https://doi.org/10.1130/B26405.1>
- Michard, A., Gurriet, P., Soudant, M., y Albarede, F. 1985. Nd isotopes in French Phanerozoic shales: external vs. internal aspects of crustal evolution. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 49(2), 601–610. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(85\)90051-1](https://doi.org/10.1016/0016-7037(85)90051-1)
- Morán-Zenteno, D. J. 1984. *Geología de la República Mexicana*. INEGI, México, 1–88.
- Nance, R. D., Murphy, J. B., y Santosh, M. 2014. The supercontinent cycle: A retrospective essay. *Gondwana Research*, 25(1), 4–29. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2012.12.026>
- Nebel, O., Mezger, K., Scherer, E. E., y Münker, C. 2005. High precision determinations of $^{87}\text{Rb}/^{85}\text{Rb}$ in geologic materials by MC-ICP-MS. *International Journal of Mass Spectrometry*, 246(1–3), 10–18. <https://doi.org/10.1016/j.ijms.2005.08.003>
- Nebel, Oliver, Scherer, E. E., y Mezger, K. 2011. Evaluation of the ^{87}Rb decay constant by age comparison against the U-Pb system. *Earth and Planetary Science Letters*, 301(1–2), 1–8. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2010.11.004>
- Nicolaysen, L. O. 1961. Graphic Interpretation of Discordant Age Measurements on Metamorphic Rocks. *Annals of the New York Academy of Sciences*, 91(2), 198–206. <https://doi.org/10.1111/j.1749-6632.1961.tb35452.x>
- Ortega-Gutierrez, F. 1978. El Gneis el Novillo y rocas metamórficas asociadas en los cañones del Novillo y la Peregrina, area de Ciudad Victoria, Tamaulipas. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 19–30.
- Ortega-Gutiérrez, F., Elías-Herrera, M., Morán-Zenteno, D. J., Solari, L., Weber, B., y Luna-González, L. 2018. The pre-Mesozoic metamorphic basement of Mexico, 1.5 billion years of crustal evolution. *Earth-Science Reviews*, 183, 2–37. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2018.03.006>
- Ortega-Gutiérrez, F., Solari, L. A., Ortega-Obregón, C., Elías-Herrera, M., Martens, U., Morán-Icál, S., ... Schaaf, P. 2007. The Maya-Chortís boundary: A tectonostratigraphic approach. *International Geology Review*, 49(11), 996–1024. <https://doi.org/10.2747/0020-6814.49.11.996>

- Ortega-Gutiérrez, F., Solari, L. A., Solé, J., Martens, U., Gómez-Tuena, A., Morán-Ical, S., y Reyes-Salas, M. 2004. Polyphase, high-temperature eclogite-facies metamorphism in the chuacús complex, central Guatemala: Petrology, geochronology, and tectonic implications. *International Geology Review*, 46(5), 445–470. <https://doi.org/10.2747/0020-6814.46.5.445>
- Ortega-Obregón, C., Solari, L. A., Keppie, J. D., Ortega-Gutiérrez, F., Solé, J., y Morán-Ical, S. 2008. Middle-Late Ordovician magmatism and Late Cretaceous collision in the southern Maya block, Rabinal-Salamá area, central Guatemala: Implications for North America - Caribbean plate tectonics. *Bulletin of the Geological Society of America*, 120(5–6), 556–570. <https://doi.org/10.1130/B26238.1>
- Pindell, J., Villagómez, D., Molina-Garza, R., Graham, y Weber, B. 2020. A revised synthesis of the rift and drift history of the Gulf of Mexico and surrounding regions in the light of improved age dating of the Middle Jurassic salt.
- Pollington, A. D., y Baxter, E. F. 2010. High resolution Sm – Nd garnet geochronology reveals the uneven pace of tectonometamorphic processes. *Earth and Planetary Science Letters*, 293(1–2), 63–71. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2010.02.019>
- Reiners, P. W., Carlson, R. W., Renne, P. R., Cooper, K. M., Granger, D. E., McLean, N. M., y Schoene, B. 2017. Geochronology and thermochronology. In *Geochronology and Thermochronology*. <https://doi.org/10.1002/9781118455876>
- Reiners, P. W., Ehlers, T. A., y Zeitler, P. K. 2005. Past, Present, and Future of Thermochronology. 58, 1–17. <https://doi.org/10.2138/rmg.2005.58.1>
- Schaaf, P., Weber, B., Weis, P., Gross, A., Köhler, H., y Ortega-Gutiérrez, F. 2002. The Chiapas Massif (Mexico) revised: New geologic and isotopic data for basement characteristics. In H. Miller (Ed.), *Contributions to Latin-American Geology : 17th Latin American Colloquium Stuttgart 2000* (pp. 1–23). Stuttgart: Schweizerbart.
- Schaaf, Peter, Weber, B., Weis, P., Andreas, G., Ortega-gutierrez, F., y Köhler, H. 2002. The Chiapas Massif (Mexico) revised: New geologic and isotopic data and basement characteristics. *Neues Jahrbuch Fur Geologie Und Palaontologie-Abhandlungen*, 22, 1–23.
- Scherer, E. E., Cameron, K. L., y Blichert-Toft, J. 2000. Lu-Hf garnet geochronology: Closure temperature relative to the Sm-Nd system and the effects of trace mineral inclusions. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 64(19), 3413–3432. [https://doi.org/10.1016/S0016-7037\(00\)00440-3](https://doi.org/10.1016/S0016-7037(00)00440-3)
- Schmitt, R. da S., Fragoso, R. de A., y Collins, A. S. 2018. Suturing Gondwana in the Cambrian: The Orogenic Events of the Final Amalgamation. In *Geology of Southwest Gondwana*. https://doi.org/10.1007/978-3-319-68920-3_15
- Sedlock, R. L., Ortega-gutierrez, F., Speed, R. C., y Ortega-gutierrez, F. 1993. Tectonostratigraphic terranes and tectonic evolution of Mexico. In *Special Paper of the Geological Society of America* (Vol. 278). <https://doi.org/10.1130/SPE278-p1>

- Solari, L. A., Keppie, J. D., Ortega-Gutiérrez, F., Cameron, K. L., Lopez, R., y Hames, W. E. 2003. 990 and 1100 Ma Grenvillian tectonothermal events in the northern Oaxacan Complex, southern Mexico: Roots of an orogen. *Tectonophysics*, 365(1–4), 257–282. [https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(03\)00025-8](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(03)00025-8)
- Solari, Luigi A., Keppie, J. D., Ortega-Gutiérrez, F., Cameron, K. L., y Lopez, R. 2004. ~990 Ma peak granulitic metamorphism and amalgamation of Oaxaquia, Mexico: U-Pb zircon geochronological and common Pb isotopic data. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 21(2), 212–225.
- Spear, F. S., y Parrish, R. R. 1996. Petrology and cooling rates of the Valhalla complex, British Columbia, Canada. *Journal of Petrology*, 37(4), 733–765. <https://doi.org/10.1093/petrology/37.4.733>
- Steiner, M. y Walker, J. D. 1996. Late Silurian plutons in Yucatan. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 101(B8): 17727–17735..
- Tolson, G. 2005. La falla Chacalapa en el sur de Oaxaca. *Boletín de La Sociedad Geológica Mexicana*, 57(1), 111–122. <https://doi.org/10.18268/bsgm2005v57n1a6>
- Trainor, R. J., Nance, R. D., y Keppie, J. D. 2011. Tectonothermal history of the mesoproterozoic novillo gneiss of eastern Mexico: Support for a coherent oaxaquia microcontinent. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 28(3), 580–592.
- Vermeesch, P. 2018. IsoplotR: A free and open toolbox for geochronology. *Geoscience Frontiers*, 9(5), 1479–1493. <https://doi.org/10.1016/j.gsf.2018.04.001>
- Weber, B., y Köhler, H. 1999. Sm-Nd, Rb-Sr and U-Pb geochronology of a Grenville Terrane in Southern Mexico: Origin and geologic history of the Guichicovi Complex. *Precambrian Research*, 96(3–4), 245–262. [https://doi.org/10.1016/S0301-9268\(99\)00012-1](https://doi.org/10.1016/S0301-9268(99)00012-1)
- Weber, Bodo, González-Guzmán, R., Manjarrez-Juárez, R., Cisneros de León, A., Martens, U., Solari, L., ... Valencia, V. 2018. Late Mesoproterozoic to Early Paleozoic history of metamorphic basement from the southeastern Chiapas Massif Complex, Mexico, and implications for the evolution of NW Gondwana. *Lithos*, 300–301, 177–199. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2017.12.009>
- Weber, Bodo, Gruner, B., Hecht, L., Molina-Garza, R., y Köhler, H. 2002. El descubrimiento de basamento metasedimentario en el macizo de chiapas : la “ Unidad la Sepultura ”, *EOS*. 22(1), 2–11.
- Weber, Bodo, y Hecht, L. 2003. Petrology and geochemistry of metagneous rocks from a Grenvillian basement fragment in the Maya block: The Guichicovi complex, Oaxaca, southern Mexico. *Precambrian Research*, 124(1), 41–67. [https://doi.org/10.1016/S0301-9268\(03\)00078-0](https://doi.org/10.1016/S0301-9268(03)00078-0)
- Weber, Bodo, Iriondo, A., Premo, W. R., Hecht, L., y Schaaf, P. 2007. New insights into the history and origin of the southern Maya block, SE México: U-Pb-SHRIMP zircon geochronology from metamorphic rocks of the Chiapas massif. *International Journal of Earth Sciences*, 96(2), 253–269. <https://doi.org/10.1007/s00531-006-0093-7>

- Weber, Bodo, y Köhler, H. 1999. Sm–Nd, Rb–Sr and U–Pb geochronology of a Grenville Terrane in Southern Mexico: origin and geologic history of the Guichicovi Complex. *Precambrian Research*, 96(3–4), 245–262. [https://doi.org/10.1016/s0301-9268\(99\)00012-1](https://doi.org/10.1016/s0301-9268(99)00012-1)
- Weber, Bodo, Scherer, E. E., Martens, U. K., y Mezger, K. 2012. Where did the lower Paleozoic rocks of Yucatan come from? A U–Pb, Lu–Hf, and Sm–Nd isotope study. *Chemical Geology*, 312–313, 1–17. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2012.04.010>
- Weber, Bodo, Scherer, E. E., Schulze, C., Valencia, V. A., Montecinos, P., Mezger, K., y Ruiz, J. 2010. U–Pb and Lu–Hf isotope systematics of lower crust from central-southern Mexico - Geodynamic significance of Oaxaquia in a Rodinia Realm. *Precambrian Research*, 182(1–2), 149–162. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2010.07.007>
- Weber, Bodo, Schmitt, A. K., Cisneros de León, A., y González-Guzmán, R. 2019. Coeval Early Ediacaran Breakup of Amazonia, Baltica, and Laurentia: Evidence From Micro-Baddeleyite Dating of Dykes From the Novillo Canyon, Mexico. *Geophysical Research Letters*, 46(4), 2003–2011. <https://doi.org/10.1029/2018GL079976>
- Weber, Bodo, Schmitt, A. K., Cisneros de León, A., González-Guzmán, R., y Gerdes, A. 2020. Neoproterozoic extension and the Central Iapetus Magmatic Province in southern Mexico – New U–Pb ages, Hf–O isotopes and trace element data of zircon from the Chiapas Massif Complex. *Gondwana Research*, 88, 1–20. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2020.06.022>
- Weber, Bodo, y Schulze, C. H. 2014. Early Mesoproterozoic (>1.4 Ga) ages from granulite basement inliers of SE Mexico and their implications on the Oaxaquia concept - Evidence from U–Pb and Lu–Hf isotopes on zircon. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 31(3), 377–394.
- Weber, Bodo, Valencia, V. A., Schaaf, P., y Ortega-Gutiérrez, F. 2009. Detrital zircon ages from the lower Santa Rosa formation, Chiapas: Implications on regional Paleozoic stratigraphy. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 26(1), 260–276.
- Weber, Bodo, Valencia, V. A., Schaaf, P., Pompa-Mera, V., y Ruiz, J. 2008. Significance of Provenance Ages from the Chiapas Massif Complex (Southeastern Mexico): Redefining the Paleozoic Basement of the Maya Block and Its Evolution in a Peri-Gondwanan Realm. *The Journal of Geology*, 116(6), 619–639. <https://doi.org/10.1086/591994>
- White, W. M. 2013. *Geochemistry*, Oxford: Wiley-Blackwell, 672 p.

Anexos

Anexo 1

Tabla 16. Tabla con coordenadas de las muestras analizadas petrográficamente

Estación	Latitud	Longitud
CH19-43a	15.645	-92.998
CH19-43c		
CH19-52a	15.724	-92.879
CH19-52b		
CH19-53a	15.720	-92.889
CH19-53b		
CH19-54	15.730	-92.967
CH19-55	15.727	-92.967
CH19-57	15.731	-92.967
CH19-59a	15.736	-92.864
CH19-59b		
CH19-60	15.736	-92.864
CH19-61b	15.742	-92.855
CH19-61c		
CH19-62a	15.738	-92.850
CH19-62b		
CH19-63a	15.726	-92.852
CH19-63b		
CH19-64	15.708	-92.880
CH19-65	15.711	-92.857
CH19-66	15.717	-92.856
CH19-67	15.719	-92.851

Estación	Latitud	Longitud
CH19-68	15.724	-92.853
CH19-70	15.726	-92.841
CH19-71	15.720	-92.819
CH20-01	15.724	-92.878
CH20-02	15.718	-92.884
CH20-03	15.696	-92.901
CH20-04	15.695	-92.917
CH20-05	15.690	-92.921
CH20-06	15.704	-92.859
CH20-07	15.703	-92.863
CH20-08	15.739	-92.905
CH20-09	15.730	-92.898
CH20-10	15.726	-92.894
CH20-11a	15.726	-92.890
CH20-11b		
CH20-12	15.691	-92.804
CH20-13	15.691	-92.804
CH20-14a	15.723	-92.797
CH20-14b		

Anexo 2.

Tabla 17. Tabla con el tipo de roca y mineralogía identificada durante el análisis petrográfico.

Clave	Tipo	Hbl	Pl	Qtz	Grt	Bt	Ser	Chl	Ep	Ap	Mc	Kfs	Ms	Cal	Cpx	Zrn
CH19-43 a	Gneis cuarzo-feldepático		x	x		x		x			x	x				
CH19-43 c	Leucosoma		x	x	x	x	x		x			x				
CH19-52 a	Anfibolita	x	x	x	x	x	x	x	x					x		
CH19-52 b	Gneis cuarzo-feldepático	x	x	x			x	x	x	x						
CH19-53 a	Gneis cuarzo-feldepático		x	x		x	x	x	x	x	x		x	x		x
CH19-53 b	Gneis anfibolítico	x			x											
CH19-54	Anfibolita	x	x	x	x			x	x							
CH19-55	Gneis cuarzo-feldepático		x	x		x	x	x	x							
CH19-57	Anfibolita	x	x	x	x	x	x	x	x	x						
CH19-59 a	Vulcanosedimentario		x						x							
CH19-59 b	Milonita	x	x	x		x	x	x	x	x		x				x
CH19-60	Gneis cuarzo-feldepático	x	x			x	x	x	x	x				x		x
CH19-61 b	Gneis cuarzo-feldepático		x	x		x	x		x							x
CH19-61 c	Anfibolita	x	x	x					x							
CH19-62 a	Milonita	x	x	x		x	x	x	x	x						
CH19-62 b	Anfibolita	x	x	x		x	x		x	x						
CH19-63 a	Milonita	x	x	x	x	x		x	x				x			x
CH19-63 b	Anfibolita	x	x	x												
CH19-64	Gneis anfibolítico	x	x	x			x	x								
CH19-65	Anfibolita	x	x	x				x	x							
CH19-66	Anfibolita	x											x	x		
CH19-67	Milonita		x	x							x	x				
CH19-68	Milonita		x	x					x							
CH19-70	Anfibolita	x	x	x	x	x	x	x	x	x				x		
CH19-71	Granitoide		x	x		x	x					x				
CH20-01	Milonita		x	x		x							x			
CH20-02	Gneis hornbléndico	x	x	x		x	x		x							
CH20-03	Gneis hornbléndico		x	x	x		x	x	x				x			
CH20-04	Anfibolita	x	x	x			x	x	x							
CH20-05	Anfibolita	x	x	x				x	x	x						
CH20-06	Anfibolita	x	x	x	x			x	x							
CH20-07	Gneis cuarzo-feldepático		x	x				x		x						
CH20-08	Milonita		x	x		x			x	x			x	x		
CH20-09	Vulcanosedimentario	x	x	x		x		x	x							
CH20-10	Granitoide	x	x	x		x				x		x				
CH20-11 a	Anfibolita	x	x	x					x				x			
CH20-11 b	Anfibolita	x	x	x	x				x						x	
CH20-12	Anfibolita	x	x	x			x		x							
CH20-13	Gneis hornbléndico	x	x	x			x	x	x							
CH20-14 a	Dique máfico	x	x						x							
CH20-14 b	Granitoide		x	x								x				