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



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

## Estudio petrogenético del basamento metamórfico proterozoico en la sierra del sur de Chiapas (municipio de Capitán Luis Ángel Vidal y alrededores)

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

Presenta:

Juan Andrés Quintana Delgado

Ensenada, Baja California, México 2021 Tesis defendida por Juan Andrés Quintana Delgado

y aprobada por el siguiente Comité

**Dr. Bodo Weber** Director de tesis

Dr. Luis Alberto Delgado Argote

Dra. María Daniela Tazzo Rangel

Dr. Reneé González Guzmán

Dr. Raúl Rangel Rojo



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

> **Dr. Pedro Negrete Regagnon** Director de Estudios de Posgrado

Juan Andrés Quintana Delgado © 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 **Juan Andrés Quintana Delgado** como requisito parcial para la obtención del grado de Maestro en Ciencias en Ciencias de la Tierra con orientación en Geología.

#### Estudio petrogenético del basamento metamórfico proterozoico en la sierra del sur de Chiapas (municipio de Capitán Luis Ángel Vidal y alrededores)

Resumen aprobado por:

Dr. Bodo Weber Director de tesis

El basamento cristalino que aflora en el sur del Bloque Maya, representado por el Complejo del Macizo de Chiapas (CMC) está compuesto por rocas ígneas y metaígneas del pérmico-triásico que intrusionan rocas metaígneas y metasedimentarias de edades precámbricas a paleozoicas. En este trabajo se presenta geocronología U-Pb en zircón e isotopía Sm-Nd en roca total y granate de las rocas aflorando dentro del municipio de Capitán Luis Ángel Vidal, ubicado en la parte alta de la Sierra de Chiapas, geológicamente localizado entre el Complejo El Triunfo al sureste, compuesto por rocas ígneas y metamórficas del Ordovícico con protolitos neoproterozoicos; y, las unidades Custepec y Catarina del CMC al noroeste, con metamorfismo pérmico y protolitos mesoproterozoicos. Para entender la transición entre las diferentes unidades, la zona de estudio es clave, sin embargo, el acceso es complicado y restringido. Litológicamente, se observan anfibolitas, ortogneises hornbléndicos a cuarzo-feldespáticos y metagranitoides. Isotópicamente (Sm-Nd) se distinguen dos grupos: (1) ortogneises félsicos y máficos con edades modelo  $TDM_{(Nd)}$  paleoproterozoicas (2.3 - 1.8 Ga), y; (2) metagranitoides y gneises hornbléndicos más juveniles (TDM<sub>(Nd)</sub>= 1.3 - 0.9 Ga). Núcleos de zircón de un ortogneis félsico milonitizado indican la edad del protolito ígneo en 1579 ± 49 Ma, mientras que los sobrecrecimientos se dividen entre tonianos (955 ± 28 Ma) y pérmicos (275 ± 6 Ma), ambos relacionados a eventos metamórficos regionales. Estos resultados son, dentro de sus errores, idénticos a los de las rocas metamórficas de la Unidad Catarina que aflora hacia el oeste del área de estudio. Zircones de gneises hornbléndicos estrechamente plegados arrojan tres edades concordantes: silúrica (~424 - 420 Ma), pensilvánica (~305 Ma) y pérmica (~275 - 251 Ma). Imágenes de catodoluminiscencia indican que la edad pensilvánica corresponde al protolito ígneo, probablemente relacionado al arco magmático al norte de Gondwana antes de su colisión con Laurencia, mientras que los zircones silúricos son heredados probablemente del "Complejo El Triunfo", relacionados a la orogenia Famatiniana; los bordes pérmicos son metamórficos, asociados a la amalgamación de Pangea. Una isócrona de granate y roca total (Sm-Nd) de una milonita en el borde de un metagranitoide milonitizado arrojó una edad en 215.4 ± 1.2 Ma, probablemente relacionado a metamorfismo de contacto durante la intrusión triásica y anterior a la deformación dúctil. El tiempo de la deformación está definido por una edad U-Pb en monacita, que arrojó un intercepto con la concordia en 178.6 ± 2.3 Ma, edad que se relaciona con la extensión cortical previa a la apertura del Golfo de México.

**Palabras clave:** Macizo de Chiapas, geocronología, metamorfismo, orógeno, Precámbrico, Paleozoico, extensión triásica-jurásica.

Abstract of the thesis presented **by Juan Andrés Quintana Delgado** as a partial requirement to obtain the Master of Science degree in Earth Science with orientation in Geology.

# Petrogenetic study of the Proterozoic metamorphic basement in the mountain range of south Chiapas (municipality of Capitán Luis Ángel Vidal and surroundings)

Abstract approved by:

Dr. Bodo Weber Thesis Director

The Chiapas Massif Complex represents the crystalline basement of the southern Maya Block. It is composed of metaigneous and metasedimentary rocks of Precambrian to Paleozoic age, intruded by igneous and metaigneous Permo-Triassic rocks. In this work U-Pb geochronology in zircon and Sm-Nd whole rock and garnet isotopes from rocks outcropping in Capitán Luis Ángel Vidal municipality (Chiapas), are presented. The study area is located in the high mountain range of Chiapas, geologically placed between El Triunfo Complex to the southeast, comprised by metamorphic and igneous Ordovician rocks with Neoproterozoic protoliths; and the Catarina and Custepec units to the northwest, constituted by Permian and Precambrian metamorphic rocks with early Mesoproterozoic protoliths. In order to understand the transition between distinct units, the study area is crucial, nevertheless, access is restricted and complicated. Lithologically, the study area is composed of amphibolites, hornblende- to quartzfeldspathic orthogneisses and metagranitoids. Isotopically (Sm-Nd), two groups are distinguished: (1) felsic and mafic orthogneisses with Paleoproterozoic TDM<sub>(Nd)</sub> model ages (2.3 – 1.8 Ga), and; (2) relatively juvenile metagranitoids and hornblende-rich orthogneisses (TDM<sub>(Nd)</sub> = 1.2 - 0.9 Ga). Zircon cores from a mylonitic felsic gneiss suggest an igneous protolith age at  $1579 \pm 49$  Ma, whereas zircon overgrowths are divided into Tonian (955  $\pm$  28 Ma) and Permian (275  $\pm$  6 Ma), both related to regional metamorphic events. The results are, within their uncertainties, identic to the metamorphic rocks on the Catarina Unit, exposed to the northwest of the study area. Zircons from narrowly folded hornblende-orthogneiss yielded three distinct concordant ages: Silurian (~424 – 420 Ma), Pennsylvanian (~305 Ma) and Permian (~275 – 251 Ma). Cathodoluminescence images suggest that the Pennsylvanian age reflects the time of igneous protolith crystallization, probably related to a magmatic arc along Gondwana's northern margin prior to collision with Laurentia, whereas Silurian zircons are probably inherited from the "El Trinfo Complex", related to the Famatinian orogeny. The Permian overgrowths reflects regional metamorphism related to Pangea assembly. Sm-Nd garnet – whole rock dating of a sample from the border of a mylonitic metagranite yielded an isochron age at  $215.4 \pm 1.2$  Ma, probably related to contact metamorphism during the Triassic intrusion prior to ductile deformation. The age of the latter is further defined by a U-Pb monazite age yielding a concordia intercept age at  $178.6 \pm 2.3$  Ma, related to crustal extension during to the opening of the Gulf of Mexico.

**Keywords:** Chiapas Massif, geochronology, metamorphism, orogeny, Precambrian, Paleozoic, Triassic-Jurassic extension.

### Dedicatoria

Para mi Madre y a la memoria de mi Padre cuyo amor y apoyo siempre ha sido incondicional gracias por tanto

### Agradecimientos

Agradezco a mi familia, a mi madre y hermanos que siempre han estado cerca a pesar de la distancia.

A CONACyT por el apoyo económico para la realización de los estudios de posgrado (CVU: 963149).

Al Dr. Bodo Weber por todo su conocimiento compartido, el apoyo, la confianza, su tiempo, paciencia y coscorrones al momento de revisar y corregir este trabajo, muchas gracias.

A los integrantes de mi comité de tesis, Dra. Daniela Tazzo, gracias por compartir su conocimiento y su ayuda al procesar las muestras en laboratorio; al Dr. Reneé González, gracias por los comentarios y el apoyo en la salida de campo; Dr. Luis Delgado y Dr. Raúl Rangel, gracias por sus comentarios y juicio al revisar mi trabajo.

A todo el personal de Ciencias de la Tierra y de CICESE, a Susana, Gabriel, Sergio, Víctor, Porfirio, Vladimir, Luis por compartir su conocimiento y enseñarme a utilizar los equipos y laboratorios, al Dr. Dirk Frei por el análisis de los zircones y monacita.

Al sr. Arsenio por parte de la reserva de la biósfera el Triunfo por la guía en la salida a campo; a Tatiana y Eduardo por la compañía en la salida de campo, los comentarios y las risas; a todos los pobladores de Capitán Luis Ángel Vidal y Santa María, que a pesar de los percances nos trataron maravillosamente y nos apoyaron mucho.

A mis compañeros y amigos, Naye, Fer, Sebas, Paúl, Gabo, Chabela, Héctor, Kari, Lalo, Yaz, Iván, Anne, Dani, Balta por todos los momentos, historias, frustración y risas compartidos, gracias.

A Anju, por todas las pláticas de media noche, las risas interminables y el gran apoyo en los momentos difíciles.

A todos los que me apoyaron de alguna manera durante la realización de mi tesis, ya que no es un trabajo individual, sino el aporte colectivo de su ayuda.

Gracias infinitas a todos.

## Tabla de Contenido

Resumen en español	ii
Resumen en inglés	iii
Dedicatoria	iv
Agradecimientos	v
Lista de Figuras	ix
Lista de Tablas	xv

Capítulo 1.	Introduco	ión1
1.1	Plantea	amiento del problema y situación actual1
1.2	Objetiv	
	1.2.1	Objetivos particulares:4
1.3	Hipóte	sis4
1.4	Justific	ación4
Capítulo 2.	Antecede	ntes y Marco Geológico5
2.1	Las roc	as metamórficas del núcleo precámbrico del centro y noreste de México5
	2.1.1	Gneis Novillo5
	2.1.2	Complejo Oaxaqueño7
	2.1.3	Gneis Huiznopala8
	2.1.4	Oaxaquia "típico"9
2.2	Las roc	as metamórficas pre-mesozoicas del Bloque Maya10
	2.2.1	La Mixtequita (Complejo Guichicovi)11
2.3	El Com	plejo del Macizo de Chiapas11
	2.3.1	Unidad Sepultura13
	2.3.2	Unidad Custepec13
	2.3.3	Unidad Catarina14
2.4	El Com	plejo El Triunfo15
	2.4.1	Unidad Candelaria16
	2.4.2	Anortosita masiva Mariscal y Soconusco17
	2.4.3	Unidad Jocote
	2.4.4	Serie Motozintla18

	2.4.5	Evolución del Complejo el Triunfo	20	
Capítulo 3. F	undame	ntos teóricos	21	
. 3.1	Decain	niento radioactivo y geocronología	21	
3.2	Sistem	a Sm-Nd	23	
	3.2.1	3.2.1 Isócronas Sm-Nd		
	3.2.1	Evolución del sistema isotópico Sm-Nd	26	
	3.2.1	Edades modelo TDM <sub>(Nd)</sub>	29	
3.3	Sistem	a U-Pb	31	
	3.3.1	Geocronología U-Pb en zircón	33	
3.4	Tempe	eraturas de cierre y edades de enfriamiento	35	
Capítulo 4. N	/letodolc	ogía	38	
4.1	Campa	aña de campo		
4.2	Petrog	rafía		
4.3	Cartog	rafía geológica		
4.4	Prepar	Preparación de muestras y separación física de minerales		
4.5	Lixivia	42		
	4.5.1	Columnas de intercambio iónico y separación de Sm y Nd	44	
	4.5.2	Determinación de relaciones isotópicas en TIMS	46	
4.6	Separa	ación y concentración de zircones	49	
Capítulo 5. R	esultado	DS	51	
5.1	Campa	aña de campo	51	
5.2	Cartog	rafía	51	
5.3	Petrog	rafía	53	
	5.3.1	Gneis cuarzo feldespático con biotita y hornblenda	53	
	5.3.2	Metagranitoide milonitizado	56	
	5.3.3	Anfibolitas masivas y gneis hornbléndico	60	
	5.3.4	Metasedimentos	63	
5.4	Estruc	turas y direcciones de movimiento relativo	64	
	5.4.1	Milonitas	65	
	5.5.1	Isócronas de granate y roca total	68	
	5.5.2	Parámetro ɛNd y edades modelo TDM en roca total	71	
5.6	Geocra	onología por U-Pb en zircón	75	

vii

		5.6.1	Gneis cuarzo feldespático con biotita y hornblenda (CH21-02)	75
		5.6.2	Gneis hornbléndico (CH21-07)	79
		5.6.3	Gneis hornbléndico (CH21-08)	80
		5.6.4	Gneis hornbléndico (CH21-13)	82
		5.6.5	Gneis hornbléndico (CH21-15)	84
		5.6.6	Metagranitoide milonitizado con granate	86
Capítulo	o 6. Di	scusión	y conclusiones	89
	6.1	Petrolo	ogía y geología estructural	89
	6.2	Geocro	onología en el sur del CMC	91
		6.2.1	Edades de isócrona Sm-Nd	91
		6.2.2	Geocronología U-Pb	93
	6.3	Edades	s modelo Sm-Nd de manto empobrecido TDM <sub>(Nd)</sub>	96
	6.4	Extensi de Chia	ión de la Unidad Catarina y la evolución tectónica del centro del Complejo del Ma apas	acizo 97
	6.5	Conclu	siones	.104
Literatu	ra cita	ıda		. 106
Anexos				. 119
	Anexc	A. Tabl	as de resultados isotópicos U-Pb	.119
	Anexc	B. Map	a de muestreo	.127

## Lista de figuras

Figura		Página
1	Mapa de dominios litodémicos que componen el territorio mexicano, modificado de Ortega-Gutiérrez et al. (2018)	2
2	(a) Mapa esquemático tectónico de México y el norte de América Central, en el que se muestran los complejos metamórficos asociados a Oaxaquia. (b) Mapa del sureste de México en el que se aprecia el bloque Maya, las rocas metamórficas antiguas, sistemas de fallas y límites entre las mismas. CMC= Complejo del Macizo de Chiapas, MM= Montañas Mayas, SFT= Sistema de fallas Tonalá, SFP= Sistema de Fallas Polochic, BVFZ= Zona de falla Baja-Verapáz, MFZ= Zona de falla Motagua. Modificado de Weber et al. (2018).	6
3	Mapa geológico simplificado de la parte sureste del CMC. SFT= Sistema de Fallas Tonalá, SFP= Sistema de Fallas Polochic. Modificado de Weber et al. (2018)	12
4	Estratigrafía simplificada del CMC comparada con Guatemala y Belice, Tomada de González-Guzmán (2016)	19
5	Diagrama esquemático de la evolución en la relación isotópica <sup>143</sup> Nd/ <sup>144</sup> Nd en la Tierra, con una diferenciación propuesta hace 3 Ga, en azul líneas de evolución de rocas enriquecidas en esta relación (mantélicas) y por otro lado rocas empobrecidas (afinidad cortical). Modificado de DePaolo y Wasserburg (1976)	27
6	Diagrama esquemático de la evolución del parámetro $\varepsilon Nd$ para el CHUR, rocas corticales y rocas mantélicas, modificado de DePaolo y Wasserburg (1976)	28
7	Diagrama esquemático que muestra la evolución del sistema Sm-Nd en el marco del parámetro $\varepsilon Nd$ a través del tiempo en el reservorio del manto empobrecido (línea negra) según el modelo de Liew y Hofmann (1988). La evolución del CHUR (línea naranja, siempre se mantiene en $\varepsilon Nd$ = 0). Además, se indican dos casos de evolución de corteza que se separaron del reservorio hace 1000 Ma y 2700 Ma respectivamente (líneas azules). Modificado de DePaolo (1981)	30

- Diagrama esquemático de curva de concordia de Whetherill en azul, que muestra la correspondencia "natural" de las relaciones <sup>206</sup>Pb\*/<sup>238</sup>U y <sup>207</sup>Pb\*/<sup>235</sup>U a través del tiempo. Los puntos grises muestran un caso hipotético de zircones que se unen en una línea de discordia (magenta) en una edad de intercepto superior cercana a los 3000 Ma (t<sub>1</sub>, probable edad de cristalización). Los puntos que grafican por debajo de la línea de concordia representan zircones que sufrieron pérdida de Pb en el sistema y son discordantes. La edad de intercepto inferior de la línea de discordia es cercana a 1000 Ma (t<sub>2</sub>) y representa la probable edad de metamorfismo en la que ocurrió la pérdida de Pb o un sobrecrecimiento en los cristales. Modificado de Schoene (2014)...
- 9 Diagrama de flujo que describe el procedimiento para la separación mecánica de los concentrados minerales de zircón y granate, y la preparación de polvos de roca total a partir de las muestras de roca....
- 10 . Mapa geológico de la zona de estudio indicando litología y localización de las muestras recolectadas, así como mediciones estructurales. En el recuadro inferior derecho del mapa se muestra la localización de la zona de estudio en el mapa geológico regional, modificado de Weber et al. (2018). Se muestran perfiles realizados indicando la topografía y los cambios litológicos interpretados.....
- a) muestra Ch21-01 cortada en dirección perpendicular a foliación, se pueden observar porfidoblastos de hornblenda y plagioclasa, así como bandas más o menos continuas y boudines de cuarzo-plagioclasa.
  b) muestra CH21-03 con bandas intercaladas pequeñas y continuas de cuarzo-plagioclasa y anfíbol.
  c) y d) muestra de mano CH21-02 y afloramiento respectivamente. Se pueden observar porfidoblastos centimétricos de plagioclasa en donde se perciben estructuras S-C con un movimiento relativo dextral.
- 12 Fotografías de láminas delgadas de gneises con biotita y hornblenda. a), b) y d) en nicoles cruzados, c) en nicoles paralelos. a) muestra CH21-02, se observa porfidoclasto de hornblenda con sombras de presión y movimiento dextral relativo, así como la matriz con textura milonítica de cuarzo-plagioclasa. b) muestra CH21-03 donde se observan bandas intercaladas de anfibol y cuarzo-plagioclasa. c) Vista amplia de muestra CH21-01 en la que observan porfidoclastos de hornblenda alterados a clorita en matriz de cuarzo-plagioclasa. d) muestra CH21-02 en la que se observan porfidoblastos de hornblenda en matriz de cuarzo-plagioclasa con movimiento relativo dextral....
- a) muestra CH21-11, en la que se aprecia la foliación marcada por bandas de plagioclasa y cuarzo, y porfidoblastos de feldespato potásico. b) muestra de afloramiento CH21-05, oxidada. c) muestra Ch21-19 en donde se observan porfidoblastos de plagioclasa y feldespato potásico en matriz de cuarzo microcristalino y anfibol. d) muestra Ch21-06, granitoide milonitizado con cristales de granate milimétricos.

х

34

42

52

54

55

57

- 14 Fotografías de láminas delgadas de metagranitoides, todas con nicoles cruzados. a) muestra CH21-11, se observa un porfidoclasto de feldespato potásico en matriz de cuarzo-plagioclasa con textura milonítica. b) muestra CH21-11, detalle de porfidoclasto de feldespato potásico con maclas típicas de microclina en matriz de cuarzo-plagioclasa; en el círculo rojo se destacan pertitas tipo flama en lo que parece una porción del cristal no completamente recristalizado. c) vista general de muestra CH21-19, se observa un gran porfidoclasto de plagioclasa alterado a sericita en matriz de cuarzo-plagioclasa y anfíbol alterado; la textura general es milonítica. d) muestra CH21-06, cristal fracturado de granate con inclusiones de plagioclasa y cuarzo en matriz milonítica. e) muestra CH21-05, cristales de biotita rodeados de cristales de cuarzo y plagioclasa. f) muestra CH21-06, detalle de un cristal de granate en matriz milonítica de cuarzo y plagioclasa.
- a) afloramiento CH21-07 sobre río Matasano, cercano a Agua Tibia, donde se observan pliegues estrechos en las rocas a escala macroscópica. b) afloramiento CH21-08 en el que se observan bandas máficas y félsicas centimétricas intercaladas.
  c) afloramiento CH21-15 en el que se observa una banda clara delgada entre dos bandas obscuras masivas d) detalle de afloramiento CH21-08 en el que se observan porfidoblastos fracturados de hornblenda y bandas de plagioclasa.....
- 16 Imágenes de láminas delgadas de gneises hornbléndicos y anfibolitas masivas, a), c), d) y e) en nicoles paralelos, b) y f) en nicoles cruzados. a) muestra CH21-07, detalle de un porfidoblasto de hornblenda en matriz de plagioclasa y anfíbol. b) muestra Ch21-14, bandas y boudines intercalados entre hornblenda y cuarzo-plagioclasa en matriz milonítica. c) muestra CH21-07, se observan porfidoblastos de hornblenda rodeados por cristales de menor tamaño de anfíbol en matriz de plagioclasa; se aprecia la deformación alrededor de los cristales más grandes. d) muestra Ch21-08, se observa un cristal de biotita roja aislado y un cristal de zircón dentro de una banda rica en plagioclasa. e) muestra CH21-16, anfibolita masiva casi completamente formada por hornblenda reemplazada a clorita sin orientación preferencial. f) muestra CH21-17, se observa un porfidoclasto de hornblenda en matriz milonítica de plagioclasa y anfíbol alterado a clorita y epidota en colores altos de pleocroísmo....
- 17 a) Afloramiento CH21-09 donde se observan filitas arenosas sobre el camino que baja de Capitán Ángel Vidal hacia la bifurcación a Rancho Bonito. b) Detalle de muestra CH21-09, una filita arenosa en la que se pueden observar capas ondulatorias y algunos clastos....
- 18 Lámina de muestra CH21-09 en nicoles cruzados, se observan granos de cuarzo, y dos tamaños de granos de mica blanca, siendo probablemente el tamaño mayor detrítico (izquierda) y el menor (derecha) producto del metamorfismo de bajo grado que sufrieron estos sedimentos......
- 19 Estereograma de foliaciones y lineaciones de las rocas metamórficas dentro del área de estudio. Nótese la tendencia hacia el nor-noreste y el buzamiento de intermedio a sub vertical. Las flechas rojas indican la dirección de la lineación y el sentido relativo del bloque superior.....

61

62

63

64

65

20	Muestras orientadas en litología de gneis cuarzofeldespático con biotita y hornblenda. Se indican las direcciones de lineación (x) y vertical (z), se pueden observar estructuras S-C en los porfidoclastos de hornblenda como sombras de presión y las bandas de cuarzo a diferentes escalas. a) y c) corte orientado en muestra de mano y lámina respectivamente de muestra CH21-01, con dirección de movimiento relativo dextral; b) y d) corte orientado en muestra de mano y lámina respectivamente de muestra de movimiento relativo dextral; b) y d) corte orientado en muestra de mano y lámina respectivamente de muestra CH21-02, con dirección de movimiento relativo dextral.	66
21	Muestras orientadas en litología de gneis hornbléndico, se indican direcciones de lineación (x) y vertical (z) marcadas, se pueden observar estructuras S-C en los porfidoclastos de hornblenda como sombras de presión y deformación en las bandas de plagioclasa a diferentes escalas. a) y c) corte orientado y lámina respectivamente de muestra CH21-15 con dirección de movimiento relativo sinestral; b) y d) corte orientado y lámina respectivamente de movimiento relativo sinestral; b) y d) corte orientado y lámina respectivamente de movimiento relativo sinestral.	67
22	Diagramas de isócrona <sup>147</sup> Sm/ <sup>144</sup> Nd contra <sup>143</sup> Nd/ <sup>144</sup> Nd de las rocas analizadas por isótopos de Sm-Nd en granate y roca total	71
23	Mapa de localización de muestras y edades modelo calculadas, en amarillo se indica el grupo de rocas con edades corticales más antiguas y en azul las que tienen edades más jóvenes. En la parte de abajo se muestra un diagrama de ɛNd contra el tiempo t(Ga), con dos grupos de rocas, en azul el grupo de metagranitoides más jóvenes, en amarillo el segundo grupo con ortogneises más antiguos. Se muestra también la línea de evolución del manto empobrecido utilizando los parámetros del modelo de Liew y Hofmann (1988).	74
24	Imagen de CL de cristales de zircón de la muestra Ch21-02. En blanco se indica el número de análisis mostrado en la <b>Tabla 7</b> del <b>Anexo A</b> , en amarillo se muestran sitios analizados con dominios de edades aparentes <sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U cercanas a 270-250 Ma, en magenta y verde se muestran los sitios analizados con edades aparentes <sup>207</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb cercanas a 950 y 1500 Ma respectivamente	76
25	Diagramas de concordia de Wetherill de zircones de muestra CH2102. a) Diagrama con todos los puntos analizados. b) Diagrama entre edades de 1600 a 800 Ma en la curva de evolución. c) Diagrama entre edades de 1000 a 200 Ma en la curva de evolución. d) Concordia correspondiente a una edad de 933.3 $\pm$ 11.6 Ma. e) Concordia correspondiente a una edad de 256.9 $\pm$ 3.7 Ma	78
26	Imagen de CL de cristales de zircón de la muestra Ch21-07. En blanco se indica el número de análisis mostrado en la mostrado en la <b>Tabla 8</b> del <b>Anexo A</b> , en amarillo se muestran sitios analizados con edades aparentes ${}^{206}$ Pb/ ${}^{238}$ U ± 2 $\sigma$	79

27	Diagrama de concordia de Wetherill de zircones de la muestra CH21-07 correspondiente a una edad de 267.2 ± 1.7 Ma	80
28	Imagen de CL de cristales de zircón de la muestra Ch21-08. En blanco se indica el número de análisis mostrado en la mostrado en la <b>Tabla 8</b> del <b>Anexo A</b> , en amarillo se muestran sitios analizados con edades aparentes ${}^{206}Pb/{}^{238}U \pm 2\sigma$	81
29	Diagrama de concordia de Wetherill de zircones de la muestra CH21-08 correspondiente a una edad de 248.6 ± 1.8 Ma. Los análisis correspondientes a elipses en gris claro no fueron utilizados en el cálculo de la edad	81
30	Imagen de CL de cristales de zircón de la muestra Ch21-13. En blanco se indica el número de análisis mostrado en la <b>Tabla 9</b> del <b>Anexo A</b> , en amarillo, magenta y verde se muestran los sitios analizados con dominios de edades aparentes <sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U cercanas a 250, 300 y 420 Ma respectivamente	82
31	Diagramas de concordia de Wetherill de zircones de muestra CH21-13 a) Diagrama con todos los puntos analizados e histograma con número de puntos contra edades aparentes <sup>207</sup> Pb/ <sup>238</sup> U (ancho de cajas de 25 Ma). b), c) y d) Diagramas de concordia de Wetherill de diferentes dominios según rectángulos indicados en (a)	83
32	Imagen de CL de cristales de zircón de la muestra CH21-15. En blanco se indica el número de análisis mostrado en la <b>Tabla 9</b> del <b>Anexo A</b> , en amarillo, magenta y verde se muestran los sitios analizados con dominios de edades aparentes <sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U cercanas a 270, 300 y 420 Ma respectivamente	85
33	Diagramas de concordia de Wetherill de zircones de muestra CH21-15 a) Diagrama con todos los puntos analizados e histograma con número de puntos contra edades aparentes <sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U (ancho de cajas de 25 Ma). b), c) y d) Diagramas de concordia de Wetherill de diferentes dominios	86
34	Imagen de CL de cristales de zircón de la muestra CH21-06. En blanco se indica el número de análisis mostrado en las <b>Tablas 10</b> y <b>11</b> del <b>Anexo A</b> , en amarillo se muestran sitios analizados con dominios de edades aparentes <sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U en zircón. En rojo se muestran sitios de análisis sobre minerales ricos en Pb común (monacita) con edades aparentes <sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U cercanas a 180 Ma	87
35	Diagramas de concordia de Wetherill de muestra CH2106. a) Diagrama Wetherill con todos los puntos analizados. b) Diagrama Tera-Wasserburg con los puntos analizados en monacita. En magenta se muestran los análisis realizados en monacita	88
36	Mapa del extremo sureste del CMC, modificado de Weber et al. (2020); y Valencia- Morales et al. (sometido). Se muestran localización y edades en diferentes sistemas isotópicos y minerales reportados por distintos autores	93

xiii

37	Comparación de edades modelo reportadas por distintos autores calculadas con los parámetros propuestos por Liew y Hoffman (1988) para el manto empobrecido y Bouvier et al. (2008) para el CHUR	97
38	Modelos esquemáticos paleogeográfico y tectónico de la evolución de la Unidad Catarina y Oaxaquia durante el Proterozoico. Am: Amazonia, Lau; Laurencia, G: Groenlandia, Bal: Báltica, K: Kalahari, R: Río de la Plata, AO: África Occidental. Modificado de Cawood y Pisarevsky (2017); Pisarevsky et al. (2014); Ibanez-Mejia (2020); Weber et al. (2010); Weber y Schulze (2014); Li et al. (2008)	100
39	Modelo paleogeográfico de evolución tectónica durante el Ordovícico (a), Carbonífero (b), Pérmico (c) y Jurásico (d). LAU = Laurencia, AO = África Occidental, AM = Andes de Mérida, S = Santander, Pu = Putumayo, G = Garzón, Oax = Oaxaquia, A = Complejo Acatlán, F = Florida, Y = Yucatán, M = Bloque Maya, O = Oaxaca, CH = Bloque Chortis, CA = Andes Colombianos. Modificado de Weber et al. (2018), Weber et al. (2020), y Pindell et al (2021)	101
40	Modelo de elevación con ubicación de puntos de control y estaciones en el área de estudio	127

### Lista de tablas

Tabla		Página
1	Compilación de edades datadas por U-Pb y Sm-Nd en granate y roca total asociadas a los eventos orogénicos sufridos por los complejos metamórficos asociados a Oaxaquia	10
2	Abundancias de Sm y Nd en rocas y minerales	24
3	Abundancia de isótopos de Sm y Nd, tomado de Lide y Frederikse (1995)	24
4	Configuración de copas Faraday en equipo Nu-TIMS® para mediciones de Sm y Nd	47
5	Concentraciones de Sm y Nd y relaciones isotópicas de las muestras de roca total y granates analizados para la construcción de las isócronas	69
6	Muestras analizadas por isótopos de Sm y Nd en roca total	72
7	Datos isotópicos U-Pb en zircón por LA-ICP-MS de muestra CH21-02	119
8	Datos isotópicos U-Pb en zircón por LA-ICP-MS de muestra CH21-07	121
9	Datos isotópicos U-Pb en zircón por LA-ICP-MS de muestra CH21-08	122
10	Datos isotópicos U-Pb en zircón por LA-ICP-MS en muestra CH21-13	123
11	Datos isotópicos U-Pb en zircón por LA-ICP-MS en muestra CH21-15	125
12	Datos isotópicos U-Pb en zircón por LA-ICP-MS en muestra CH21-06	126
13	Datos isotópicos U-Pb en monacita por LA-ICP-MS en muestra CH21-06	126

En este capítulo se describe el contexto geológico de México relevante al estudio desarrollado, la problemática por resolver y, la metodología para realizarlo, así como la importancia del mismo y su aporte al conocimiento del Complejo del Macizo de Chiapas.

#### 1.1 Planteamiento del problema y situación actual

De manera general, México ha sido dividido en una serie de bloques litotectónicos con base en la naturaleza de su basamento cristalino (**Figura 1**), resultando en los que tienen su origen mediante procesos orogénicos mesozoicos y los que tienen historias pre-mesozoicas. En particular, los bloques premesozoicos se dividen en dos grupos: (1) los asociados al cratón de Laurencia (noroeste de México) y (2) los que tienen afinidad con Gondwana, también conocidos como terrenos peri-gondwánicos (Centeno-García y Keppie, 1999; Keppie, 2004). Los dos grupos están separados por el cinturón de sutura Ouachita, que marca el trazado donde Gondwana colisionó con Laurencia durante el límite Carbonífero-Pérmico (**Figura 1**). La extensión de los terrenos peri-Gondwánicos con características petrogenéticas e historias tectonotermales similares abarca desde el basamento metamórfico de Tamaulipas, hacia el sureste de México y el norte de América central. Adicionalmente, bloques corticales similares se encuentran también intercalados en Los Andes del Norte de Sudamérica (Cardona el al., 2010, Ibanez-Mejía et al., 2011, 2015; Tazzo-Rangel et al., 2019).

Al analizar las rocas de los basamentos metamórficos de los estados de Oaxaca, Hidalgo y Tamaulipas, que tienen en común edades cercanas a 1000 Ma, Ortega-Gutiérrez et al. (1995) formularon la hipótesis de un microcontinente precámbrico con una historia geológica común, que denominaron Oaxaquia, y con ello fue integrado al debate en cuanto a la distribución y reconstrucción de los paleocontinentes para tiempos previos a Pangea.

Los basamentos de los complejos asociados al microcontinente de Oaxaquia se caracterizan por rocas de la serie AMCG (anortosita – mangerita – charnockita – granito), que se emplazaron en grandes volúmenes hace aproximadamente 1020-1010 Ma, con rocas metasedimentarias y metaígneas como rocas encajonantes que se datan en un intervalo entre 1.25 y 1.15 Ga, con origen propuesto en un ambiente geológico convergente. Posteriormente, todo el conjunto de rocas fue afectado por metamorfismo en

facies de granulita hace ~990 Ma, posiblemente en un ambiente de colisión continental, por lo que se ha planteado que Oaxaquia estuvo involucrado en el ensamble de Rodinia durante la orogenia Grenviliana (Keppie, 2004; Keppie y Ortega-Gutiérrez, 2010; Ortega-Gutiérrez et al., 1995; Solari et al., 2013; Weber et al., 2010).

Las anortositas masivas forman parte de la serie AMCG y se componen de más del 90 % de plagioclasa. Estas rocas se han asociado a edades proterozoicas; generadas en grandes masas de magma basáltico producido durante eventos orogénicos. Estas asociaciones de rocas son importantes trazadores en la reconstrucción de la paleogeografía de Rodinia (Ashwal, 1993, 2010; Li et al., 2008).

Recientemente, rocas con afinidad Grenviliana también fueron descritas en el sureste de Chiapas (Cisneros-de León et al., 2017; Weber et al., 2018), cuyas relaciones con Oaxaquia y evolución durante el Neoproterozoico y Paleozoico, son los principales objetivos del proyecto del que forma parte el presente trabajo.



**Figura 1.** Mapa de dominios litodémicos que componen el territorio mexicano, modificado de Ortega-Gutiérrez et al. (2018).

El bloque Maya se ha descrito como el terreno tectonoestratigráfico en el extremo sur de México y norte de Centroamérica (Dengo, 1985) y se extiende desde el istmo de Tehuantepec, hasta la península de Yucatán, Belice y una parte de Guatemala e incluye también parte de la planicie costera del Golfo de México. El basamento del bloque Maya está representado por el Complejo del Macizo de Chiapas (CMC; Weber et al., 2008), el cual está conformado principalmente por plutones batolíticos del Pérmico tardío que intrusionaron rocas metamórficas de edades precámbricas a paleozoicas (Schaaf et al., 2002; Weber et al., 2018).

Las rocas que afloran en el extremo sureste del CMC en la frontera entre México y Guatemala (Complejo El Triunfo), registran procesos geológicos asociados al ensamblaje y la ruptura de Rodinia entre los cratones de Báltica, Amazonia y Laurencia (Weber et al., 2018; 2020). Asimismo, el Complejo El Triunfo tiene registrados eventos metamórficos e ígneos posteriores, el primero de edad ordovícica con metamorfismo en facies de anfibolita (650 °C y 6.0 kbar; González-Guzmán et al., 2016; Weber et al 2018) en conjunto a la intrusión de una serie de plutones asociados al arco Famatiniano; y el segundo de edad pérmica con metamorfismo en facies de esquito verde y la intrusión de granitoides, asociado a la amalgamación de Pangea durante la colisión entre Laurencia y Gondwana (Estrada Carmona et al., 2012; González-Guzmán et al., 2016; Cisneros-de León et al., 2017; Weber et al., 2018, 2020).

En el centro del CMC (Custepec), las rocas metamórficas se ven afectadas únicamente por el evento tectonotermal pérmico en facies de anfibolita superior, sin ningún registro de los eventos anteriores (Estrada-Carmona et al., 2009; Weber et al., 2007; 2008).

Para poder explicar estas diferencias, se han planteado como opciones que ambas localidades se encuentren separadas por un límite tectónico, o que el CMC sea continuo y las condiciones de metamorfismo cambien gradualmente, indicando cambios en el nivel cortical expuesto (Weber et al., 2018).

#### 1.2 Objetivo

Extender el conocimiento geológico acerca del CMC en el área de Capitán Luis Ángel Vidal (ubicada entre Custepec y el Complejo el Triunfo), definiendo el tipo de basamento involucrado en la zona y resolviendo las interrogantes acerca de la diferencia geológica entre las áreas antes mencionadas.

#### 1.2.1 Objetivos particulares:

- Realizar una cartografía geológica de la zona de estudio, caracterizando petrológicamente las rocas, identificando contactos litológicos, rasgos estructurales y relaciones entre las rocas del basamento metamórfico y las litologías más jóvenes.
- Definir la naturaleza y temporalidad de los eventos que afectan las rocas cristalinas en el área de estudio mediante geocronología de Sm-Nd y U-Pb.
- Estudiar el tipo de basamento involucrado en el área mediante las firmas isotópicas y edades modelo de Nd en roca total.

#### 1.3 Hipótesis

Con base en los antecedentes de las áreas de Custepec y el Triunfo se plantea que el basamento metamórfico en el área de Capitán Luis Ángel Vidal es continuo entre el sur y el centro del CMC, por lo tanto, de origen Proterozoico, y está afectado por un evento tectonotermal de edad Permo-Triásica, registrando así eventos relacionados al ensamble (¿o ruptura?) de los supercontinentes Rodinia y Pangea.

#### 1.4 Justificación

Al sur de la cabecera municipal Capitán Luis Ángel Vidal el Servicio Geológico Mexicano (SGM) ha identificado el límite entre rocas metasedimentarias hacia el norte y rocas metamórficas expuestas hacia el sur, sin embargo, a escala local no existen estudios previos del área, por lo que este trabajo aportará una información importante al conocimiento acerca del CMC y la reconstrucción de su historia geológica. Además, la aplicación de métodos modernos para obtener edades de cristalización y metamorfismo de las rocas expuestas en la zona de estudio y muestras preexistentes del área de Custepec, aportará información valiosa para poder comparar entre ambas zonas y con el Complejo El Triunfo, lo que complementa la investigación del CMC.

En esta sección se describen las características petrológicas, así como el contexto geocronológico y tectónico de las rocas metamórficas asociadas a Oaxaquia en el centro y sur de México. Posteriormente se hace énfasis en el área de estudio, describiendo a detalle las formaciones en el CMC y su historia geológica, así como las asociaciones con otros complejos metamórficos.

### 2.1 Las rocas metamórficas del núcleo precámbrico del centro y noreste de México

Existen diversos afloramientos de complejos metamórficos dispersos en el centro y noreste del país que representan el basamento de México peninsular (Pindell et al., 2021), es decir, con afinidades gondwánicas, de edades mesoproterozoicas a paleozoicas. Estos terrenos existieron como bloques perigondwánicos o terrenos exóticos en el océano Reico y a lo largo del margen de Gondwana antes de que colisionara con Laurencia en el Carbonífero-Pérmico (Viele y Thomas, 1989; Ortega-Gutiérrez et al., 2018, **Figura 2**). A continuación se muestra una breve compilación de los complejos proterozoicos que comprenden el "microcontinente" Oaxaquia (Ortega-Gutiérrez et al., 1995).

#### 2.1.1 Gneis Novillo

Al noreste de México, en el estado de Tamaulipas afloran las rocas del Gneis Novillo, cerca de Ciudad Victoria, descritas en los Cañones del Novillo y La Peregrina (Ortega-Gutiérrez, 1978). Dichas rocas están ubicadas en el núcleo del anticlinorio Huizachal, dentro del cual aflora una secuencia completa del Silúrico al Pérmico, cubriendo el basamento precámbrico (p.ej. Casas-Peña et al., 2021, y referencias citadas).

El complejo del Gneis Novillo consiste de anortosita masiva con bandas de nelsonita y una secuencia bimodal de ortogneises máficos y graníticos que incluyen gneis charnockítico (secuencia AMCG), ambas intrusionadas por diques máficos; así como paragneises pelíticos y algunos calcisilicatos en menor abundancia (Ortega-Gutiérrez et al., 2018). Las rocas están metamorfizadas en facies de granulitas, con zonas milonitizadas y se encuentran en contacto con esquistos del Paleozoico (Ortega-Gutiérrez, 1978). Cameron et al. (2004) dividen las rocas del Gneis Novillo en dos grupos según dataciones por U-Pb en zircón mediante ID-TIMS (Espectrometría de Masas por Ionización Térmica mediante Dilución Isotópica) y afinidad geoquímica:

(1) Las más antiguas son los ortogneises bandeados bimodales con edad de intercepto superior de 1247  $\pm$  48 Ma, posteriormente datados por U-Pb en zircón mediante LA-MC-ICPMS (Espectrometría de Masas de Plasma Acoplado Inductivamente mediante Multi-Colector por Ablación Laser) en 1220  $\pm$  37 Ma (Weber et al., 2010) con afinidad de arco o antearco.



**Figura 2.** (a) Mapa esquemático tectónico de México y el norte de América Central, en el que se muestran los complejos metamórficos asociados a Oaxaquia. (b) Mapa del sureste de México en el que se aprecia el bloque Maya, las rocas metamórficas antiguas, sistemas de fallas y límites entre las mismas. CMC= Complejo del Macizo de Chiapas, MM= Montañas Mayas, SFT= Sistema de fallas Tonalá, SFP= Sistema de Fallas Polochic, BVFZ= Zona de falla Baja-Verapáz, MFZ= Zona de falla Motagua. Modificado de Weber et al. (2018).

(2) Serie AMCG, en la que se dataron zircones de un granito por U-Pb mediante ID-TIMS, con una edad de intercepto superior de 1033 ± 34 Ma, interpretada como aproximada a la de cristalización, mientras que

la edad de concordia que corresponde al metamorfismo en facies de granulitas es de  $982 \pm 6$  Ma (Cameron et al., 2004). El enfriamiento post-granulítico ha sido datado por Sm-Nd en roca total y granate de un ortogneis bandeado en  $904 \pm 4$  Ma (Patchett y Ruiz, 1987).

Se reconocen dos episodios de diques máficos: (1) sin-metamórficos, datados en 990 ± 5 Ma por U-Pb en zircón (Cameron et al., 2004) y (2) post-metamórficos, cuyos protolitos son sub-volcánicos con alteración evidente y una edad de enfriamiento por  $^{40}$ Ar/ $^{39}$ Ar en hornblenda de 546 ± 5 Ma, probablemente relacionado a la alteración secundaria (Keppie et al., 2006). Geoquímicamente, estos diques tienen afinidad con magmatismo intraplaca. Recientemente se logró fechar la edad de cristalización de estos diques por U-Pb en baddeleyita mediante SIMS (Espectrometría de Masas con Iones Secundarios) en 619 ± 9 Ma (Weber et al., 2020). Adicionalmente Patchett y Ruiz (1987) reportaron valores de  $\epsilon$ Nd<sub>(0.9 Ga)</sub> de entre – 1.3 a – 0.6 y edades T<sub>DM(Nd)</sub> de 1.54 a 1.44 Ga utilizando el modelo de DePaolo (1981) para los ortogneises bandeados.

#### 2.1.2 Complejo Oaxaqueño

El complejo Oaxaqueño aflora en el centro del estado de Oaxaca, en el centro–sur de México, extendiéndose por cerca de 290 km irregularmente hacia el norte, limitado por tres sistemas de fallas (Ortega-Gutiérrez et al., 2018): la falla lateral Chacalapa del Mioceno temprano hacia el sur (Tolson, 2005), la falla lateral Caltepec del Pérmico hacia el oeste (Elías-Herrera y Ortega-Gutiérrez, 2002) y la falla Oaxaca del Jurásico Medio (Alaníz-Álvarez et al., 1994; 1996).

Las rocas que afloran en el Complejo Oaxaqueño se componen de paragneises con silimanita, mármol, calcisilicato y gneis cuarzo feldespático; y rocas metaígneas con abundante anortosita masiva, charnockita y otras rocas asociadas de la serie AMCG, que intrusionaron ortogneises migmatizados. Todo el conjunto de rocas alcanzó metamorfismo en facies de granulita (Anderson y Silver, 1971; Ortega-Gutiérrez, 1984), deformados de una manera compleja e intrusionados por abundantes pegmatitas durante la fase de descompresión (Kesler y Heath, 1970; Kesler 1973). Las rocas del complejo Oaxaqueño han sido divididas en tres capas litoestructurales, de piso a techo:

(1) la unidad Huitzo, compuesta por meta-anortosita intercalada con metadiorita, metagabro (fechado en
 990 ± 4 Ma por U-Pb en zircón por ID-TIMS, interpretado como la edad de metamorfismo en facies de

granulita, Keppie et al., 2003) y charnockita (fechada en 1010  $\pm$  3 Ma por U-Pb en zircón, Keppie et al., 2003; y 1006  $\pm$  17 Ma por LA-MC-ICPMS, Weber et al., 2010) interpretada como la edad de cristalización. La edad de enfriamiento post-granulitico datada por Sm-Nd en roca total y granate es de 938  $\pm$  4 Ma (Patchett y Ruiz, 1987). Además, se dató una ortomigmatita por U-Pb en zircón por LA-MC-ICPMS en 1217  $\pm$  9 Ma, que ha sido interpretada como la edad de cristalización del protolito de esta serie (Weber et al., 2010).

(2) La migmatita El Catrín compuesta por gneises migmatizados datados por U-Pb en zircón por ID-TIMS, con edades de protolito y migmatización de 1358  $\pm$  43 y 1106  $\pm$  6 Ma respectivamente (Solari et al., 2003). Las relaciones de campo sugieren que las rocas de la unidad Huitzo intrusionan a estas migmatitas (Solari, 2001). Zircones de la migmatita El Catrín fueron fechados por Weber y Schulze (2014) mediante LA-MC-ICPMS, donde se reconocieron diferentes fases de crecimiento de zircón tal como núcleos heredados de 1.44  $\pm$  0.05 Ga, cristalización del protolito magmático hace 1.27  $\pm$  0.07 Ga y migmatización hace 1.12  $\pm$  0.01 Ga, todo previo al metamorfismo en facies de granulita.

(3) La Unidad El Márquez, compuesta por intercalaciones entre para y ortogneis, metasienita, charnockita y metagabro. De esta unidad fueron fechados zircones por U-Pb (ID-TIMS) en  $1131 \pm 10$  Ma,  $1157 \pm 4$  Ma y  $1257 \pm 71$  Ma, interpretadas como las edades de los protolitos (Keppie et al., 2003), mientras que el tiempo de enfriamiento después del metamorfismo ha sido datado por Sm-Nd en roca total y granate en 963 ± 3 Ma y por Rb-Sr en mica y roca total en 876 ± 9 Ma, ambos en un paragneis (Patchett y Ruiz, 1987).

Una charnockita de la Unidad Huitzo arrojó valores de  $\epsilon Nd_{(0.9 Ga)}$  de -1.5 y edad TDM<sub>(Nd)</sub> de 1.49 Ga mientras que un paragneis de la Unidad el Márquez se reportó un valor de  $\epsilon Nd_{(0.9 Ga)}$  de -2.5 y una edad TDM<sub>(Nd)</sub> de 1.59 Ga, utilizando el modelo de DePaolo (1981, Patchett y Ruiz, 1987).

#### 2.1.3 Gneis Huiznopala

En el centro de México, cerca de Molango, en el pueblo de Huiznopala, Hidalgo afloran las rocas del Gneis Huiznopala (Fries Jr. y Rincón-Orta, 1965).

Lawlor et al. (1999) agruparon las rocas que componen el Gneis Huiznopala en tres suites: (1) una serie de ortogneises, (2) un complejo gabro-anortosítico, y (3) una secuencia bandeada de paragneises (después

nombrada como "Unidad supracortical Huiznopala" por Weber y Schulze, 2014), todas con metamorfismo en facies de granulitas.

Se han datado los protolitos de la suite AMCG por U-Pb en zircón (ID-TIMS) entre 1200 - 1150 Ma asociados geoquímicamente a magmatismo de arco, con un segundo episodio de metamorfismo datado en ~ 1000 Ma, mientras que para los paragneises se encontró una edad de concordia en zircón por U-Pb mediante ID-TIMS de 988 ± 3 Ma en una pegmatita (Lawlor et al., 1999).

Se ha realizado geocronología U-Pb en zircón por LA-MC-ICPMS en diferentes muestras del Gneis Huiznopala: de un Gabro, en el que núcleos magmáticos heredados arrojan una edad de cristalización del protolito ígneo en 1189  $\pm$  52 Ma, con crecimientos en 1015  $\pm$  13 Ma que se interpreta como un evento metamórfico de alto grado; mientras que zircones de un ortogneis migmatizado arrojaron una edad de concordia en 1411  $\pm$  27 Ma interpretada como la edad de cristalización del protolito ígneo. Zircones de un ortogneis charnockitico con granate arrojaron una edad con intercepto superior en 1412  $\pm$  59 Ma, interpretada como la cristalización del protolito ígneo. Las poblaciones de zircones de un paragneis arrojan edades de proveniencia de 1.25 a 1.2 Ga, correspondientes a los protolitos de la serie gabro-anortosítica (Weber y Schulze. 2014). Se ha datado la edad del metamorfismo de alto grado en crecimientos de zircón por LA-MC-ICPMS en 957  $\pm$ 56 Ma (Weber et al., 2010) y el enfriamiento del metamorfismo en la suite de ortorgneises por Sm-Nd en roca total y granate en 910  $\pm$  3 Ma, y por Rb-Sr en roca total y biotita en 827  $\pm$ 8 Ma (Patchett y Ruiz, 1987).

Patchett y Ruiz (1987) reportaron valores de  $\epsilon Nd_{(0.9 Ga)}$  de entre – 1 a + 0.4 y edades TDM<sub>(Nd)</sub> de 1.56 a 1.48 Ga para ortogneises de la suite AMCG utilizando el modelo de DePaolo (1981).

#### 2.1.4 Oaxaquia "típico"

Los afloramientos granulíticos de rocas en el Gneis Novillo, el Complejo Oaxaqueño y el Gneis Huiznopala tienen similitudes y son referidos como Oaxaquia "típico" (Weber et al., 2010), la evolución proterozoica de estas rocas se puede resumir de la siguiente manera: (1) formación de "proto-Oaxaquia" como un arco insular hace ~1.40 Ga, (2) arco magmático en el margen con Amazonia generando los protolitos de Oaxaquia típico hace ~1.25 – 1.20 Ga, (3) intrusión de las rocas serie AMCG hace ~1.02 Ga, (4)

metamorfismo en facies de granulita hace ~990 a 970 Ma (Keppie et al., 2006, 2010; Keppie y Ortega-Gutiérrez, 2010; Li et al., 2008; Weber et al., 2010; Weber y Schulze 2014, **Tabla 1**).

Edad	Gneis Novillo	Gneis Huiznopala	C. Oaxaqueño	C. Guichicovi	СМС	Evento geológico relacionado
~600	3, 4	-	-	-	4, 10	Diques máficos
~900	1	6	6	2	9, 10	Metamorfismo en facies de granulitas
~1000	1	2, 5	2, 7	2, 8	9, 11	Serie de rocas AMCG - Metamorfismo en facies de granulita
~1200	1, 2	2, 5	7	2	-	Cristalización de rocas metaígneas con afinidad de arco magmático

**Tabla 1.** Compilación de edades datadas por U-Pb y Sm-Nd en granate y roca total asociadas a los eventos orogénicos sufridos por los complejos metamórficos asociados a Oaxaquia.

Referencias: 1, Cameron et al., 2004; 2, Weber et al., 2010; 3, Keppie et al., 2006; 4, Weber et al., 2020; 5, Keppie et al., 2003; 6, Patchett y Ruiz, 1987; 7, Lawlor et al., 1999; 8, Weber y Köhler, 1999; 9, Weber et al., 2018; 10, Cisnerosde León et al., 2017; 11, Weber et al., 2005.

#### 2.2 Las rocas metamórficas pre-mesozoicas del Bloque Maya

Las rocas metamórficas proterozoicas asociadas a Oaxaquia que afloran en el Bloque Maya se encuentran en La Mixtequita (Complejo Guichicovi, Weber y Köhler, 1999; Weber y Hecht, 2003) y en el CMC (Schaaf et al., 2002; Weber et al., 2005; 2018). La posición actual del bloque Maya se debe a la interacción entre las placas Cocos, Caribe y Norte América, así como al evento de la apertura del Golfo de México, rotando aproximadamente 45 grados en dirección antihoraria a partir de su posición inicial, posteriormente al Paleozoico (Molina-Garza et al. 1992). La zona de sutura Motagua-Polochic, al sureste de México, se extiende desde el océano Pacífico hasta el mar Caribe a lo largo de 400 km en dirección este-oeste y cerca de 80 km norte-sur y separa el Bloque Maya del Bloque Chortis (Beccaluva, 1995; **Figura 2**).

#### 2.2.1 La Mixtequita (Complejo Guichicovi)

Las rocas del Complejo Guichicovi afloran en la parte sur del Macizo La Mixtequita, un complejo cristalino que se encuentra al oeste del istmo de Tehuantepec, en el sureste de Oaxaca, cerca de la ciudad de Matías Romero (Weber y Köhler, 1999).

El complejo Guichicovi se compone de charnockitas, metagabros y gneises anortosíticos (serie AMCG), paragneises, mármoles y calcisilicatos en facies de granulita (Weber y Köhler, 1999). Es similar litológica y metamórficamente al complejo Oaxaqueño y al Gneis Huiznopala (Ortega-Gutiérrez, 1984; Lawlor et al., 1999). Weber y Hecht (2003) dividen estas rocas en dos unidades según su petrología, relaciones de campo y geoquímica: la unidad norte Guichicovi y la unidad Zacatal.

Se han datado la edad de cristalización y de metamorfismo en estas rocas por distintos métodos y sistemas isotópicos: (1) zircones por U-Pb mediante ID-TIMS de una charnockita masiva con edad de protolito de 991 ± 4.4 Ma, un ortogneis félsico con edad de cristalización de  $1231 \pm 43$  Ma (posteriormente en  $1219 \pm 11$  Ma por LA-MC-ICPMS; Weber et al., 2010) y una edad de metamorfismo de 975 ± 36 Ma, (2) tres granulitas, dos gneises cuarzo feldespáticos y un paragneis con grafito por isótopos de Sm-Nd en roca total y granate arrojando edades de metamorfismo entre 933 ± 6 y 911 ± 12 Ma, (3) un gneis cuarzo feldespático, una capa meta sedimentaria en una charnockita y un mármol por isótopos de Rb-Sr en roca total y biotita, arrojando edades de enfriamiento de entre 883 ± 43 y 866 ± 42 Ma (Weber y Köhler, 1999).

Weber y Köhler (1999) reportaron valores de edades modelo  $TDM_{(Nd)}$  según el modelo de DePaolo (1981) de la serie metaígnea de 1.61 a 1.35 Ga (promedio 1.49 Ga), mientras que para la secuencia metasedimentaria los valores de las edades  $TDM_{(Nd)}$  son de hasta 2.02 Ga, en promedio 1.76 Ga.

Se ha propuesto una historia geológica para el complejo Guichicovi similar a la del resto de complejos metamórficos asociados a Oaxaquia "típico" (Weber y Hecht, 2003; **Tabla 1**).

#### 2.3 El Complejo del Macizo de Chiapas

La mayor exposición de basamento en el Bloque Maya está representada por el CMC (Weber et al., 2008). Anteriormente, con base en fechamientos por K-Ar en hornblenda y biotita (e.g., 271-239 Ma; Damon et al., 1981), el CMC ha sido definido como el complejo batolítico permo-triásico más voluminoso de México (Torres et al., 1999) formado por una cadena montañosa alargada con orientación NW-SE paralela a la costa Pacífico. Se extiende desde el istmo de Tehuantepec hasta la frontera con Guatemala, limitado por la zona de cizalla Tonalá del Mioceno hacia el oeste y el sistema de fallas Motagua-Polochic, en el límite del bloque Maya (Molina-Garza et al., 2015; Schaaf et al., 2002; **Figura 3**).

El CMC se compone de granitos a gabros deformados con edades pérmicas, es de señalar que los plutones más antiguos (~270 Ma) se encuentran deformados, migmatizados y en menor volumen; mientras que los más jóvenes (~250 Ma) son más abundantes y sin deformación; con valores de edades TDM<sub>(Nd)</sub> típicas de 0.94 a 1.56 Ga (según el modelo de DePaolo, 1981) intrusionando ortogneises y anfibolitas proterozoicas y rocas metasedimentarias paleozoicas y mesozoicas (Schaaf et al., 2002; Weber et al., 2007).

Se plantea que el magmatismo que dio origen al batolito está asociado a la amalgamación de Pangea a lo largo de la sutura Ouachita-Maratón, en una zona de subducción en el margen oeste de dicho paleocontinente (Torres et al., 1999). A continuación se describen a detalle las unidades pre-batolíticas que conforman el CMC de noroeste a sureste.



**Figura 3.** Mapa geológico simplificado de la parte sureste del CMC. SFT= Sistema de Fallas Tonalá, SFP= Sistema de Fallas Polochic. Modificado de Weber et al. (2018).

#### 2.3.1 Unidad Sepultura

La Unidad Sepultura aflora en el centro-norte del CMC, entre Villa Flores y Arriaga, descrita en el valle del río El Tablón, cerca de los poblados Los Ángeles y Ricardo Flores Magón, dentro de la biósfera "La Sepultura" de donde se nombra esta Unidad (Weber et al., 2002).

La Unidad Sepultura se compone de calcisilicatos ricos en granate y wollastonita, así como de paragneises con granate, biotita y cordierita metamorfizados en facies de anfibolita con anatexis (Weber et al., 2002).

La edad de metamorfismo de los paragneises ha sido datada por U-Pb en zircón por ID-TIMS en  $252 \pm 14$  Ma, mientras que la edad de intercepto es de  $1058 \pm 29$  Ma (Weber et al., 2005). Posteriormente se dataron mediante LA-MC-ICPMS núcleos de zircones con edades de proveniencia que se distribuyen en dos grupos: (1) un pico en 650 - 500 Ma y poblaciones menores en 400 - 380 Ma, 1.2 - 1.0 Ga, 2.0 - 1.5 Ga y 3.1 a 2.6 Ga; (2) un pico en 1.2 - 1.0 Ga y una población menor en 1.6 - 1.5 Ga (Weber et al., 2008).

Se infieren protolitos terrígenos a carbonosos para las rocas de la Unidad Sepultura y ambientes de metamorfismo pre-batolítico en facies de anfibolita, con un segundo episodio de metamorfismo a presiones someras de entre 3 a 4 kbar (Weber et al., 2002). Se han propuesto condiciones metamórficas mediante el geotermobarómetro granate-biotita de 730-780 °C y ~5.8 kbar, con un metamorfismo retrógrado sobrepuesto en condiciones de ~540 °C y ~4.5 kbar (Hiller et al., 2004).

La interpretación que se ha dado para la Unidad Sepultura la ubica como el margen pasivo o continental de una cuenca, correlacionable con la Formación Santa Rosa (Weber et al., 2008).

#### 2.3.2 Unidad Custepec

La Unidad Custepec aflora en la parte centro-sureste del CMC, cerca de la Finca Custepec, de donde toma su nombre (Weber et al., 2008).

Esta Unidad se compone de gneises anatécticos ricos en hornblenda, cuyo paleosoma es rico en hornblenda, plagioclasa y biotita, mientras que el neosoma está compuesto por cuarzo, plagioclasa,

feldespato potásico, titanita y granate; también afloran anfibolitas, con capas intercaladas de mármoles o calcisilicatos, todo encajonado por el batolito pérmico (Weber et al, 2007).

Zircones detríticos fechados por U-Pb mediante SHRIMP (Microsonda Sensitiva de Iones de Alta Resolución) de un paragneis de la Unidad Custepec tienen dos picos en edades de proveniencia de ~1.5 y 1.0 Ga, mientras que el metamorfismo está fechado en 252 ± 4 Ma (Weber et al., 2007). Una isócrona Sm-Nd en granate y roca total de una anfibolita arroja una edad de metamorfismo de 268 ± 9 Ma (Estrada-Carmona et al., 2012).

Valores  $\epsilon Nd_{(0)}$  de -8.8, con una edad TDM<sub>(Nd)</sub> cercana a 1.2 Ga según el modelo de DePaolo (1981), fueron calculados de una anfibolita de esta Unidad (Estrada-Carmona et al., 2009).

Se han estimado condiciones metamórficas en facies de anfibolita superior para las rocas de la Unidad Custepec por la presencia de hornblenda rica en Ti, condiciones relativamente más altas que la Unidad Sepultura (Weber et al., 2007). Datos de goetermobarometría de la unidad Custepec por geotermómetros GARB (intercambio Fe<sup>+2</sup> - Mg<sup>+2</sup> entre granate-biotita) y hornblenda + plagioclasa; así como geotermobarómetros GASP (granate + aluminosilicato + cuarzo + plagioclasa), GRAIL (granate + rutilo + aluminosilicato + ilmenita) y granate + plagioclasa + hornblenda + cuarzo en una metapelita y una anfibolita indican condiciones máximas de ~800 °C y ~9 kbar alcanzadas hace 254-250 Ma, sugiriendo facies de anfibolita superior a profundidades aproximadas de 25-30 km (Estrada-Carmona et al., 2009, 2012).

Se ha propuesto que las condiciones de metamorfismo de las unidades Sepultura y Custepec tienen origen en una cuña orogénica, donde la Unidad Custepec se encontraba a mayor profundidad que la Unidad Sepultura (Weber et al., 2007). Además, se ha planteado que los protolitos de las rocas metasedimentarias en la Unidad Custepec son más antiguos a Oaxaquia, con probable proveniencia de Amazonia (Weber et al., 2007). Sin embargo, recientemente se ha interpretado que la Unidad Custepec se trata de una mezcla magmática entre corteza antigua y corteza juvenil dada durante procesos orogénicos (Valencia-Morales et al., sometido).

#### 2.3.3 Unidad Catarina

Recientemente se ha reportado un basamento diferente al este del área de Custepec, denominado como la Unidad Catarina (Rivera-Moreno, 2021; Valencia-Morales et al., sometido). La Unidad Catarina se diferencia de la Unidad Custepec en varios aspectos: petrológicamente a escala de afloramiento las anfibolitas en Custepec son masivas (Estrada-Carmona, 2009), mientras que las de la Unidad Catarina son bandeadas o son gneises hornbléndicos (Rivera-Moreno 2021). Petrográficamente, los anfíboles en la Unidad Custepec son color café, mientras que los de la Unidad Catarina son verde olivo (Rivera-Moreno, 2021). La característica más definitiva para aseverar que se trata de un basamento diferente radica en las edades modelo reportadas, tratándose de valores en un intervalo 2.2-1.8 Ga, según el modelo de Liew y Hoffmann (1988), mientras que en la Unidad Custepec los valores son más juveniles, con TDM<sub>(Nd)</sub> entre 1.2-1.0 Ga con el mismo modelo (Rivera-Moreno, 2021).

Se ha propuesto que la Unidad Catarina tiene un origen cratónico antiguo (Báltica o Amazonia), diferente y más viejo que el basamento típico de Oaxaquia (Rivera-Moreno, 2021; Valencia-Morales et al., sometido).

#### 2.4 El Complejo El Triunfo

El Complejo El Triunfo aflora en el extremo más sureste del CMC, en las cercanías de los poblados de Motozintla, Belisario Domínguez y El Triunfo, de donde toma su nombre (González-Guzmán, 2016; **Figura 3**).

Estas rocas fueron descritas y cartografiadas primero por Estrada-Carmona et al. (2012), quienes las dividieron en dos unidades mayores: la Unidad metasedimentaria Jocote y la Unidad metaígnea Candelaria, ambas intrusionadas por granitoides de edad ordovícica (serie Motozintla). Posteriormente se denominó a estas unidades en conjunto con anortositas masivas y rocas asociadas como el Complejo El Triunfo, con la característica particular que el metamorfismo pérmico solo alcanzó facies de esquisto verde, a diferencia del resto del CMC donde el evento tectonotermal de edad similar afectó las rocas en facies de anfibolita (González-Guzmán, 2016; Cisneros-de León et al., 2017).

Las rocas que conforman el Complejo El Triunfo registran procesos de magmatismo, sedimentación y deformación que reflejan condiciones tectónicas diversas a lo largo de una compleja historia geológica (Estrada-Carmona et al., 2012; González-Guzmán et al., 2016; Cisneros-de León et al., 2017; **Figura 4**). Por las diferencias entre las condiciones de metamorfismo Pérmico entre el complejo El Triunfo y el resto del CMC en conjunto a sus características estructurales se ha especulado que probablemente el área de

Custepec fue desplazada del Complejo El Triunfo durante los procesos de amalgamación o separación de Pangea (Weber et al., 2007; Estrada-Carmona et al., 2012; González-Guzmán et al., 2016), o que se encontraba en un nivel cortical superior al resto del CMC durante este tiempo (Weber et al., 2018).

#### 2.4.1 Unidad Candelaria

La unidad Candelaria tiene su localidad tipo sobre el Río Candelaria, al noroeste del poblado de San José Ixtepec y entre los poblados de Belisario Domínguez y Motozintla, en el extremo sureste del CMC, cerca de la frontera con Guatemala (Estrada-Carmona et al., 2012).

Las rocas de esta unidad son anfibolitas bandeadas y plegadas intercaladas con calcisilicatos, mármoles, cuarcitas (que luego se consideraron parte de la Unidad Jocote, González-Guzmán et al, 2016) y gneises de biotita, intrusionadas por metadioritas (serie Motozintla), con un metamorfismo en facies de anfibolita superior y retrogresión en facies de esquistos verdes (Estrada-Carmona et al., 2012). Posteriormente se identificaron en esta Unidad ortogneises félsicos intercalados con gneises máficos con texturas tipo boudinage de hasta 1 m. En afloramientos donde se observa fusión parcial presentan deformación y plegamiento del leucosoma; en algunas áreas migmatizadas el neosoma llega a formar diques de varios metros de espesor, y existe una segunda generación de rocas máficas que intrusionan al basamento (Weber et al., 2018).

Se fecharon zircones de los gneises félsicos de la Unidad Candelaria por U-Pb mediante LA-MC-ICPMS arrojando dos edades concordantes, (1) de 1017-1005 Ma, que se interpreta como la edad del protolito, y (2) de 970-950 Ma, que se ha planteado como un evento metamórfico subsiguiente. La edad del pico metamórfico prominente con condiciones de ~650 °C y 6 kbar se determinó en ~450 Ma (Weber et al., 2018).

Diques máficos que atraviesan las distintas unidades del Complejo El Triunfo han sido datados en zircón metamórfico por U-Pb mediante SIMS (Espectrometría de Masas por Iones Secundarios) en 615 ± 7 Ma (Weber et al., 2020).

#### 2.4.2 Anortosita masiva Mariscal y Soconusco

Las anortositas masivas afloran desde el sureste del CMC, en las cercanías de Acacoyagua hasta el departamento de San Marcos en Guatemala en dos complejos alargados: el complejo Mariscal y el complejo Soconusco, siempre siguiendo los sistemas de fallas Polochic y Tonalá, respectivamente. El complejo Soconusco está limitado por plutones e intrusivos pérmicos y miocénicos, mientras que el complejo Mariscal se encuentra encajonado por la Unidad Candelaria, el gneis Chipilín y el plutón Motozintla. Es probable que ambos complejos anortosíticos, Mariscal y Soconusco, hayan sido un solo macizo que fue separado por los sistemas de fallas laterales del Mioceno Polochic-Tonalá (Cisneros-de León et al., 2017).

Cisneros-de León et al. (2017) indican que ambos complejos se componen de meta-anortosita de grano fino a medio, intercalada con bandas y lentes de hornblendita, anfibolita y nelsonita de espesores variables. Se componen por más del 95 % de plagioclasa (An<sub>28-40</sub>) comúnmente reemplazada por sericita y zoisita; como minerales accesorios se pueden encontrar rutilo, ilmenita, titanita y apatito.

Se dataron zircones por U-Pb mediante LA-MC-ICPMS de muestras de anortositas y rocas asociadas, encontrando edades de 909 ± 27 Ma, ~600, ~450 y ~250 Ma, que se interpretaron como eventos tectonotermales que propiciaron precipitación de zircón (Cisneros-De León et al., 2017).

Mediciones isotópicas en anortositas y rocas asociadas tienen valores de  $\epsilon Nd_{(909 Ma)}$  entre +0.2 a -1.0, con edades TDM<sub>(Nd)</sub> de 1.45 a 1.39 Ga, mientras que para muestras de anfibolitas que las atraviesan se encontraron valores de  $\epsilon Nd_{(600 Ma)}$  entre +3.1 a +3.4 y edades TDM<sub>(Nd)</sub> de 0.97 a 0.93 Ga según el modelo de DePaolo (1981; Cisneros-de León et al., 2017).

#### 2.4.3 Unidad Jocote

La Unidad Jocote, de origen metasedimentario, aflora en el extremo sureste del CMC, en las cercanías de Motozintla, atravesando la frontera con Guatemala (Weber et al., 2008).

La Unidad Jocote se compone de paragneises de silimanita y esquistos de muscovita de composición pelítica a psamítica, intercalados con cuarcitas, mármoles y calcisilicatos. Se encuentra cortada e

intercalada con metabasitas de manera similar a la Unidad Candelaria y las anortositas Mariscal y Soconusco (Weber et al., 2008; Estrada-Carmona et al., 2012; González-Guzmán et al., 2016).

Con base en quimioestratigrafía a partir de la determinación de isótopos de  $\delta^{13}$ C y <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr en muestras de mármoles de calcita limpia, González-Guzmán et al. (2016) estimaron una edad de depositación de la Unidad Jocote de entre 600 a 580 Ma.

Zircones detríticos arrojaron poblaciones de zircón dominantes entre 1.6 a 1.5 Ga y subordinadas de ~1.2 y 1.0 Ga (Weber et al., 2008; González-Guzmán et al., 2016). Isótopos de Nd de la Unidad Jocote arrojan valores  $\epsilon Nd_{(600 Ma)}$  entre -8.1 a -4.0 y edades TDM<sub>(Nd)</sub> entre 1.65-1.32 Ga según el modelo de DePaolo (1981; González-Guzmán et al., 2016).

La edad del metamorfismo se determinó en los bordes de zircón de una muestra de micaesquisto por U-Pb mediante LA-MC-ICPMS en 424 ± 20 Ma (González-Guzmán et al., 2016). Las condiciones de metamorfismo fueron calculadas con los geotermómetros granate-biotita y Ti en muscovita en ~650 °C; y en geobarómetros granate-aluminosilicato-cuarzo-plagioclasa (GASP), granate-muscovita-plagioclasacuarzo (GMPQ) y granate-plagioclasa-biotita-muscovita-cuarzo (GBPQ) arrojando presiones cercanas a ~6 kbar (González-Guzmán et al., 2016).

Se ha propuesto que la Unidad Jocote representa la separación de Rodinia entre Amazonia - Oaxaquia y Báltica durante el periodo Ediacárico, es decir la cuenca de un joven océano lapetus siendo rellenada, con proveniencia de detritos de Río Negro-Jurena en el cratón sudamericano, así como de la provincia Grenviliana (González-Guzmán et al., 2016).

#### 2.4.4 Serie Motozintla

En la parte más sureste del CMC se encuentra la localidad tipo de la Serie Motozintla, en el camino entre El Porvenir y Motozintla, cerca de San José Ixtepec y al norte de Belisario Domínguez (Estrada-Carmona et al., 2012).

El plutón Motozintla en su localidad tipo fue descrito por Estrada-Carmona et al. (2012) como un stock granítico caracterizado por una textura de grano grueso inequigranular, compuesto por cuarzo, feldespato

potásico, plagioclasa, biotita y muscovita. Las texturas mirmequíticas se han interpretado como recristalización a alta temperatura o durante una deformación dúctil.

La serie Motozintla intrusiona las unidades Jocote y Candelaria como diques máficos a félsicos; se han datado zircones de estos cuerpos por U-Pb mediante LA-MC-ICPMS en 480 a 450 Ma (Estrada-Carmona et al., 2012; González-Guzmán 2016).

Los diques máficos de la serie Motozintla fueron analizados por isótopos de Nd y arrojaron valores de  $\epsilon Nd_{(470 \text{ Ma})}$  de +2.7 a -1.4 y edades TDM<sub>(Nd)</sub> cercanas a 1 Ga, mientras que los diques félsicos tienen valores  $\epsilon Nd_{(470 \text{ Ma})}$  de -4.6 a -5.0 y edades TDM<sub>(Nd)</sub> ~ 1.3 Ga. Dos muestras de granito del plutón Motozintla tienen valores de  $\epsilon Nd_{(450 \text{ Ma})}$  de -1.0 a -1.6 (Estrada-Carmona et al., 2012).

La serie Motozintla se ha asociado a un ambiente magmático de arco, temporalmente asociado al arco Famatiniano en Sudamérica. Rocas intrusivas similares afloran en Guatemala, como el Granito Rabinal (Solari et al., 2013) y en los Altos Cuchumatanes (Solari et al., 2010), así como en las montañas Mayas de Belice, donde los intrusivos son más jóvenes, del Silúrico tardío (Martens et al., 2010; Weber et al., 2012, **Figura 4**). Estrada-Carmona et al. (2012) denominó al conjunto de estos intrusivos como Cinturón magmático Ordovícico-Silúrico.



Figura 4. Estratigrafía simplificada del CMC comparada con Guatemala y Belice, Tomada de González-Guzmán (2016).

#### 2.4.5 Evolución del Complejo el Triunfo

La evolución de las rocas que componen el Complejo El Triunfo se puede sintetizar de la siguiente manera: (1) intrusión de los protolitos de la Unidad Candelaria hace ~1.0 Ga durante un magmatismo de arco, (2) un evento metamórfico de alto grado hace ~970 – 920 Ma en un ambiente de colisión continental, (3) intrusión de diques máficos hace ~615 Ma en un ambiente de extensión y ascenso del manto, (4) depositación de la Unidad Jocote hace ~600 – 580 Ma en una cuenca oceánica, (5) intrusión de la serie Motozintla hace ~480 – 450 Ma en un ambiente de arco magmático, (6) intrusión de los plutones pérmicos hace 270 – 254 Ma durante la colisión entre Gondwana y Laurencia, (7) intrusión de cuerpos plutónicos de edad miocénicos asociados a subducción (Estrada-Carmona et al., 2012; Molina-Garza et al., 2015; González-Guzmán 2016; González-Guzmán et al., 2016; Cisneros-de León et al., 2017; Weber et al., 2018, 2020; **Figura 4**).
En este capítulo se revisarán las bases teóricas para obtener los resultados de los objetivos planteados en el primer capítulo de este trabajo. En particular se examinarán los sistemas isotópicos y geocronológicos Sm-Nd y U-Pb, así como los minerales con los que se trabajó, siendo el granate y el zircón, respectivamente. Posteriormente se tratará una sección acerca de temperatura de cierre de los sistemas isotópicos en los minerales mencionados.

## 3.1 Decaimiento radioactivo y geocronología

El decaimiento radioactivo es un fenómeno natural presente en diferentes sistemas isotópicos (pares de elementos) y ha sido utilizado como una poderosa herramienta para datar cristalización de minerales, tasas de levantamientos de orógenos e historias termales de las rocas y fases minerales. Interpretando las edades encontradas, se pueden fechar eventos geológicos como la formación de orógenos durante colisión continental o procesos de magmatismo en la separación de los mismos a lo largo de la historia terrestre (Dickin, 1995; Faure y Mensing, 2005).

La radioactividad es un fenómeno en el que se llevan a cabo transformaciones espontáneas en el núcleo de los átomos e involucra la emisión de partículas y energía. El decaimiento radioactivo conlleva cambios en el número de protones y de neutrones del isótopo padre dando lugar a la transformación de un nucleído en un átomo de otro elemento (hijo) y, liberando energía, este nuevo isótopo hijo puede ser igualmente radioactivo llevando así a una cadena de desintegración radioactiva hasta alcanzar un estado en el que un núcleo estable es producido (Faure y Mensing, 2005).

Es importante señalar que las composiciones isotópicas de un elemento se expresan como un porcentaje, o más propiamente como una relación. Se selecciona un isótopo de referencia y se expresa la cantidad relativa de los otros isótopos con respecto a este (Allegre, 2008). Los isótopos radioactivos de ciertos elementos, al decaer a sus isótopos hijos estables, se acumulan en las rocas y minerales pudiendo proveer información acerca de la edad de estos midiendo las relaciones entre padre e hijo. Existen reservorios naturales (corteza, manto) con diferentes relaciones entre elementos padre e hijo de un sistema radioactivo dado, dependiendo de su composición química y tiempo transcurrido desde su formación, cuyas relaciones isotópicas aportan información valiosa acerca de su evolución en el sistema terrestre. De acuerdo a la ley de la radioactividad la tasa de decaimiento de un nucleído inestable es proporcional al número de átomos (N) que existen en cualquier tiempo (t). La constante de decaimiento ( $\lambda$ ) es característica de cada sistema isotópico y se expresa en valores recíprocos de tiempo, representando la posibilidad de que un átomo decaiga en un periodo establecido. Una vida media de un isótopo inestable se define como el tiempo necesario para que la mitad de los átomos de dicho isótopo decaigan. Expresado matemáticamente en la ecuación (1):

$$-\frac{dN}{dt} = \lambda N \tag{1}$$

Al integrar en ambos lados de la ecuación (1) y con la condición de que  $N=N_0$  cuando t=0, tenemos la ecuación (2):

$$N = N_0 e^{-\lambda t} \tag{2}$$

la cual es la ecuación básica que describe los procesos de decaimiento radioactivo, en la que N es el número de átomos padre radioactivos que existen en un tiempo t a partir de un número original de átomos (N<sub>0</sub>) presentes cuando la condición era t=0 (Faure y Mensing, 2005).

La constante de decaimiento  $\lambda$  de un radionucleido esta relacionada a su vida media (T<sub>1/2</sub>) reordenando los términos de la ecuación (2) se tiene la ecuación (3):

$$T_{1/2} = \frac{ln^2}{\lambda} \tag{3}$$

En una muestra de roca se pueden medir el número de átomos hijos estables (D) y el número de átomos padres radioactivos (N), además de conocer la constante de decaimiento ( $\lambda$ ), mientras que se desconoce (en algunos casos) el número inicial de átomos hijo (D<sub>0</sub>) y se quiere saber el tiempo (t) que ha pasado desde empezó a decaer el sistema, esto es, la formación de la roca o mineral de interés, como se describe en la ecuación (4):

$$D = D_0 + N(e^{\lambda t} - 1) \tag{4}$$

esta es la ecuación fundamental de la geocronología. Si se despeja para t, se tiene la ecuación (5):

$$t = \frac{1}{\lambda} \ln \left( \frac{D - D_0}{N} + 1 \right)$$
(5)

Cuando se realizan análisis del mismo cuerpo rocoso (es decir que idealmente tiene los mismos  $D_0$  y t), y los valores de D y N son graficados en un sistema cartesiano, los puntos forman una línea recta que se denomina isócrona, ya que todos los puntos sobre esta representan rocas o sistemas minerales que tienen la misma edad. De esta manera es posible determinar  $D_0$  haciendo una comparación entre la ecuación (4) y la pendiente de la recta formada por la isócrona, determinando el intercepto, para después sustituir y encontrar t dentro de la ecuación (5). La edad t es válida cuando se cumplen una serie de premisas:

- La roca o el mineral que se está datando no ha ganado o perdido átomos padre o hijo, exceptuando por el decaimiento natural de los átomos padre a los átomos hijo estables.
- La constante de decaimiento del nucleído padre es independiente del tiempo y no se ve afectada por condiciones físicas a las que ha estado sujeto el nucleído, así como su valor es conocido con certeza.
- Se ha utilizado un valor apropiado para D<sub>0</sub> en los cálculos con base en los conocimientos de las propiedades químicas del elemento hijo o su composición isotópica a partir del reservorio del cual la roca se originó.
- Los valores medidos de D y N son precisos y representativos de la roca o minerales datados (Faure y Mensing, 2005).

# 3.2 Sistema Sm-Nd

El samario (Sm) y el neodimio (Nd) son elementos pertenecientes a las tierras raras ligeras (LREE), cuyas propiedades químicas son similares. Se pueden encontrar en todas las rocas, y en minerales tanto en silicatos formadores de rocas, como en fosfatos y carbonatos. La relación Sm/Nd en rocas félsicas es relativamente homogénea, mientras que es más variable para las rocas máficas. Por lo que el sistema Sm-Nd es más apropiado para fechar este último tipo de rocas (**Tabla 2**). Ninguno de los dos elementos es soluble en fluidos acuosos, por lo que no se movilizan durante los procesos de metamorfismo o meteorización (Faure y Mensing, 2005).

	Sm (ppm)	Nd (ppm)	Sm/Nd		Sm (ppm)	Nd (ppm)	Sm/Nd		
Rocas	Rocas Sedimentarias								
Komatita	1.14	3.59	0.317	Lutita	10.40	49.80	0.209		
MORB	3.30	10.30	0.320	Grauvaca	5.03	25.50	0.197		
Basalto continental	5.32	24.20	0.220	Arenisca	8.93	39.40	0.227		
Basalto Calco alcalino	6.07	32.60	0.186	Caliza	2.03	8.75	0.232		
Traquita	14.10	73.20	0.192	Roca fosfatada	341.00	1228.00	0.266		
Andesita	3.90	20.60	0.185	Agua marina	0.545 x 10 <sup>-6</sup>	2.580 x 10 <sup>-6</sup>	0.211		
Dacita	5.05	24.90	0.202	Minerales					
Riolita	4.65	21.60	0.215	Allanita	990.00	9000.00	0.110		
Rocas	Apatito	64.61	113.50	0.569					
Ultramáficas	0.58	2.28	0.255	Biotita	8.63	48.90	0.176		
Gabro	1.78	7.53	0.236	Titanita	128.00	265.00	0.483		
Diorita	5.65	26.20	0.215	Granate	5.25	1.44	3.646		
Granito	8.22	43.50	0.188	Clinopiroxeno	4.25	17.75	0.239		
Granulitas (metamórficas)	4.96	31.80	0.156	Anfibol	6.42	22.00	0.292		
Sienita	9.50	86.00	0.110	Monacita	2859.00	3726.00	0.767		
Carbonatita	38.70	178.80	0.216						

Tabla 2. Abundancias de Sm y Nd en rocas y minerales.

Faure y Mensing, 2005; Futa, 1981; Dobosi y Kurat, 2002; Corrie y Kohn, 2008; Yurimoto et al., 1990; Bodinier et al., 1987, y referencias en los mismos.

Los minerales poseen cierta selectividad en cuanto a admitir REE dentro de sus estructuras; sin embargo, los radios iónicos (Sm=1.04 Å, Nd=1.08 Å), en conjunto a la carga de estos elementos, son ideales para reemplazar a elementos mayores dentro de muchas fases minerales, por ejemplo en rocas básicas con granate y piroxeno (Faure y Mensing, 2005).

Neodimio (núme	ero atómico=60)	Samario (número atómico = 62)				
Número másico	Abundancia (%)	Número másico	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			
Sumatoria	100.0		100.0			

Tabla 3. Abundancia de isótopos de Sm y Nd. Tomado de Lide y Frederikse (1995).

El Sm tiene siete isótopos que existen en la naturaleza (**Tabla 3**), de los cuales <sup>147</sup>Sm y <sup>148</sup>Sm son radioactivos, este último con una vida media enormemente larga (del orden de 10<sup>15</sup> años), por lo que no

existen los suficientes isótopos hijo para medir con precisión y ser utilizado como geocronómetro (Dickin, 1995).

#### 3.2.1 Isócronas Sm-Nd

El <sup>147</sup>Sm decae radioactivamente a <sup>143</sup>Nd estable mediante un decaimiento alfa, emitiendo espontáneamente núcleos de <sup>4</sup>He (partículas  $\alpha$ ) y energía. Aunque la vida media de este sistema es relativamente grande (T<sub>1/2</sub>= 1.06 x 10<sup>11</sup> años,  $\lambda$ = 6.54 x 10<sup>-12</sup> años<sup>-1</sup>) es muy útil para datar rocas terrestres, meteoritos y rocas lunares. La ecuación (6) representa el decaimiento del sistema isotópico Sm-Nd:

$${}^{147}_{60}Sm \to {}^{143}_{60}Nd + {}^{4}_{2}He + E \tag{6}$$

donde E es energía liberada (Faure y Mensing, 2005; Faure, 1986).

El método de datación fue presentado por Notsu et al. (1973), y luego desarrollado por Lugmair (1974), y Lugmair et al. (1975, 1977), estos últimos determinando edades de meteoritos acondritas y basaltos lunares.

La composición de Nd es expresada por la relación <sup>143</sup>Nd/<sup>144</sup>Nd, que incrementa en función del tiempo por el decaimiento de <sup>147</sup>Sm según la ecuación (7) de isócrona:

$$\frac{{}^{143}Nd}{{}^{144}Nd} = \left(\frac{{}^{143}Nd}{{}^{144}Nd}\right)_i + \frac{{}^{147}Sm}{{}^{144}Nd} \left(e^{\lambda t} - 1\right)$$
(7)

donde  $\lambda$  corresponde a la constante de decaimiento del sistema isotópico,  $\frac{143}{144}Nd$  y  $\frac{147}{144}Nd$  corresponden a mediciones de las relaciones isotópicas realizadas en las rocas o minerales,  $\left(\frac{143}{144}Nd\right)_i$  es la relación isotópica inicial del sistema, y t representa el tiempo transcurrido desde que el sistema quedó isotópicamente cerrado (Faure y Mensing, 2005).

Las concentraciones de Sm y Nd en minerales fosfatados (apatito, monacita) y en carbonatitas llegan a ser altas, pero con variabilidad reducida. Entre los silicatos formadores de rocas el granate es el único con relaciones Sm/Nd altas (**Tabla 2**); otros minerales (biotita, anfíboles y clinopiroxeno) tienen concentraciones más altas de Sm y Nd que el granate, pero sus relaciones Sm/Nd son pequeñas en la mayoría de los casos (Faure y Mensing, 2005).

La vida media larga del <sup>147</sup>Sm ha sido útil datando rocas precámbricas, revelando que el sistema Sm-Nd es resistente a las perturbaciones del sistema provocadas por eventos metamórficos posteriores, comparado con sistemas como Rb-Sr y K-Ar. En rocas con metamorfismo de medio a alto grado (facies de granulita), la mayoría de los sistemas isotópicos tienden a ser sistemas abiertos, de esta manera perturbándose (se "resetean") dentro de las mismas, arrojando edades diferentes a las de cristalización al datarlas. Este inconveniente se ha podido minimizar al datar con isócronas de Sm-Nd en roca total o con minerales metamórficos de alto grado (granate) ya que se conservan las relaciones isotópicas del sistema Sm-Nd sin perturbación, dando lugar a isócronas más confiables (Dickin, 1995); esto se trata con mayor detalle en la sección 3.4.

Por otra parte, el granate es uno de los minerales más importantes para obtener información acerca de la temperatura y presión en rocas metamórficas de medio a alto grado, además se puede obtener información geocronológica de este mineral con el sistema Sm-Nd. El granate es uno de los pocos minerales que prefiere HREE ante LREE dentro de su estructura y es el único mineral común formador de rocas en litologías metamórficas que discrimina lo suficiente entre Sm y Nd, con lo que se obtiene una precisión mayor al 1% en isócronas determinadas en alícuotas precámbricas (Mezger et al., 1992, Baxter y Scherer, 2013).

#### 3.2.1 Evolución del sistema isotópico Sm-Nd

Durante los procesos magmáticos el par isotópico Sm-Nd es incompatible. Sin embargo, dada la pequeña diferencia entre radios iónicos el Sm es ligeramente más compatible que el Nd, es decir, se concentra preferentemente en la fase líquida (la corteza), configurando el fraccionamiento Sm/Nd en rocas y minerales. (Faure y Mensing, 2005).

El reservorio conocido como CHUR (Chondritic Uniform Reservoir) se traduce como el reservorio condrítico uniforme (DePaolo y Wasserburg, 1976), cuyos valores han sido determinados compilando análisis en meteoritos condríticos, es decir, no diferenciados (las relaciones isotópicas actuales son <sup>143</sup>Nd/<sup>144</sup>Nd= 0.512638 y <sup>147</sup>Sm/<sup>144</sup>Nd= 0.196, Bouvier et al., 2008).

La evolución isotópica de la relación <sup>143</sup>Nd/<sup>144</sup>Nd en la tierra silicatada como un todo (Bulk Silicate Earth) es equivalente a la relación <sup>143</sup>Nd/<sup>144</sup>Nd de las condritas. Sin embargo, existe heterogeneidad isotópica en las rocas corticales, implicando así que ha existido una diferenciación durante la fusión parcial del manto primitivo, dando lugar a una corteza con una relación isotópica Sm/Nd menor que el CHUR, mientras que el manto residual posee una relación Sm/Nd mayor a la del CHUR (DePaolo y Wasserburg, 1976, **Figura 5**).



**Figura 5.** Diagrama esquemático de la evolución en la relación isotópica <sup>143</sup>Nd/<sup>144</sup>Nd en la Tierra, con una diferenciación propuesta hace 3 Ga, en azul líneas de evolución de rocas enriquecidas en esta relación (mantélicas) y por otro lado rocas empobrecidas (afinidad cortical). Modificado de DePaolo y Wasserburg (1976).

La notación épsilon Nd ( $\varepsilon Nd$ ), desarrollada por DePaolo y Wasserburg (1976), es utilizada para comparar las mediciones del sistema isotópico Sm-Nd en las rocas con una referencia en común (CHUR) y así estimar una afinidad mantélica o cortical. La notación épsilon Nd se calcula según la ecuación (8):

$$\varepsilon Nd = \left[\frac{\binom{1^{43}Nd}{1^{44}Nd}}{\binom{1^{43}Nd}{1^{44}Nd}} - 1\right] x \ 10000 \tag{8}$$

donde  $\binom{143}{144}Nd_{muestra}$  corresponde a la medición isotópica realizada en la muestra y  $\binom{143}{144}Nd_{THA}$  corresponde a la relación isotópica del CHUR en el presente. De manera análoga se puede determinar  $\varepsilon Nd_T$  para cualquier momento en el pasado, indicando con el subíndice que se trata de hace tiempo T, quedando la ecuación (9):

$$\varepsilon Nd_T = \left[\frac{\binom{143_{Nd}}{144_{Nd}}}{\binom{143_{Nd}}{144_{Nd}}}_{CHUR_T} - 1\right] x \ 10000 \tag{9}$$

esto es útil, ya que, si se conoce la edad de cristalización de la roca, o un estimado de la misma, se puede calcular  $\varepsilon Nd$  para esa edad y realizar una comparación con los valores del CHUR para ese tiempo (DePaolo y Wasserburg 1976).

Los valores  $\varepsilon Nd$  pueden ser positivos, negativos o cero. Al graficar en un sistema cartesiano la edad contra la notación  $\varepsilon Nd$  se puede observar una línea recta que representa la evolución de la relación <sup>143</sup>Nd/<sup>144</sup>Nd en la roca, cuya pendiente está directamente relacionada a la relación Sm/Nd de la roca, la cual es diferente entre las rocas mantélicas y las rocas corticales (diferenciación manto – corteza, DePaolo y Wasserburg, 1976, **Figura 6**).



**Figura 6.** Diagrama esquemático de la evolución del parámetro  $\varepsilon Nd$  para el CHUR, rocas corticales y rocas mantélicas. Modificado de DePaolo y Wasserburg (1976).

En otras palabras, si la roca tiene un valor positivo significa que el Nd dentro de la muestra está enriquecido en <sup>143</sup>Nd radiogénico en relación al CHUR y de esta manera la fuente donde se originó la roca correspondería a un magma proveniente del manto empobrecido, mientras que si el resultado es negativo el Nd fue originado por un magma cuya relación Sm/Nd era menor a la del CHUR como resultado de la fusión parcial del manto (corteza), o de ser cero su relación es idéntica a la del CHUR, pero sin relación genética. En resumen las rocas con un valor  $\varepsilon Nd$  positivo son derivadas del manto, mientras que las rocas con  $\varepsilon Nd$  negativo son derivadas de la corteza (DePaolo y Wasserburg, 1976).

#### 3.2.1 Edades modelo TDM(Nd)

Se puede calcular la relación <sup>143</sup>Nd/<sup>144</sup>Nd del CHUR para cualquier tiempo t en el pasado mediante la ecuación (10):

$$\left(\frac{^{143}Nd}{^{144}Nd}\right)_{CHUR}^{0} = \left(\frac{^{143}Nd}{^{144}Nd}\right)_{CHUR}^{t} + \left(\frac{^{147}Sm}{^{144}Nd}\right)_{CHUR}^{0} \left(e^{\lambda t} - 1\right)$$
(10)

Donde el superfijo 0 significa el presente (*t*=0), y el superfijo *t* se refiere a un momento en el pasado (hace *t* años). Así, se puede usar el modelo CHUR para obtener una fecha de rocas en la corteza continental determinando el tiempo en el cual el Nd que contienen se separó del reservorio condrítico. De esta manera, utilizando los valores de las relaciones Sm/Nd del CHUR y comparándolos con los valores obtenidos de las muestras se puede resolver para t según la ecuación (11) (Faure y Mensing, 2005):

$$t = \frac{1}{\lambda} \ln \left[ \frac{\binom{143}{144} \binom{143}{144}}{\binom{147}{144} \binom{147}{muestra}} -0.512630}_{muestra} + 1 \right]$$
(11)

Al comparar con el CHUR en la mayoría de los casos no existe relación con algún evento geológico, ya que como se discutió existe diferenciación entre las rocas terrestres. Sin embargo, se puede estimar la edad cuando el material se separó de un reservorio mantélico empobrecido en elementos litófilos al calcular la edad modelo (T<sub>DM</sub>), la cual se interpreta como una edad de residencia cortical. Observando las rocas derivadas del manto, se planteó un modelo de manto empobrecido (DM por sus siglas en inglés, DePaolo, 1981).

Las edades modelo (T<sub>DM</sub>) según el modelo de manto empobrecido, desarrollado por DePaolo y Wasserburg (1976) y DePaolo (1981), permiten extrapolar la línea de evolución de Nd radiogénico en las rocas hacia la intersección con la línea de evolución de un manto empobrecido, es decir la edad en la que tenían la misma composición que este reservorio residual del cual se extrajo magma que formó la corteza hace tiempo t (Dickin, 1995; **Figura 7**).



**Figura 7.** Diagrama esquemático que muestra la evolución del sistema Sm-Nd en el marco del parámetro  $\varepsilon Nd$  a través del tiempo en el reservorio del manto empobrecido (línea negra) según el modelo de Liew y Hofmann (1988). La evolución del CHUR (línea naranja, siempre se mantiene en  $\varepsilon Nd$ = 0). Además, se indican dos casos de evolución de corteza que se separaron del reservorio hace 1000 Ma y 2700 Ma respectivamente (líneas azules). Modificado de DePaolo (1981).

Se tiene la premisa de que la corteza está enriquecida en Nd con respecto a Sm, mientras que el manto se encuentra empobrecido en esta relación, lo que conlleva a que el manto con relación Sm/Nd más elevada se vuelva más radiogénico con el tiempo, mientras que la corteza acumula menos Nd radiogénico (Dickin, 1995). Las edades modelo con relación al manto empobrecido se calculan según la ecuación (12):

$$T_{DM} = \frac{1}{\lambda} ln \left[ \frac{\binom{143}{M}}{\binom{147}{M}muestra} - \binom{143}{M} - \binom{143}{M$$

donde  $\binom{^{143}Nd}{^{144}Nd}_{muestra}$  y  $\binom{^{147}Sm}{^{144}Nd}_{muestra}$  son mediciones de las relaciones isotópicas de las muestras,  $\binom{^{143}Nd}{^{144}Nd}_{DM}$  y  $\binom{^{147}Sm}{^{144}Nd}_{DM}$  son datos establecidos en la bibliografía a partir de modelos del manto empobrecido y  $T_{DM}$  es la edad en la que el magma se separó del reservorio empobrecido (Dickin, 1995).

Se han propuesto diversos modelos del manto empobrecido con diferentes parámetros, Goldstein et al. (1984) proponen relaciones isotópicas actuales de <sup>143</sup>Nd/<sup>144</sup>Nd=0.51316 y <sup>147</sup>Sm/<sup>144</sup>Nd=0.214, con una edad de diferenciación de 3.86 Ga. Michard et al. (1985) proponen <sup>143</sup>Nd/<sup>144</sup>Nd=0.513114, <sup>147</sup>Sm/<sup>144</sup>Nd=0.222 y edad de diferenciación de 2.5 Ga, mientras que Liew y Hofmann (1988) <sup>143</sup>Nd/<sup>144</sup>Nd=0.513151, <sup>147</sup>Sm/<sup>144</sup>Nd=0.219 y una edad de diferenciación de 3.1 Ga.

#### 3.3 Sistema U-Pb

El decaimiento del uranio (U) a isótopos estables de plomo (Pb) es de gran importancia para diversos métodos de datación geocronológica. El U es miembro de la serie de los Actínidos con un radio iónico de 1.05 Å. En condiciones oxidantes el uranio forma el ion uranilo  $(UO_2^{2+})$  en el que el uranio posee una valencia de +6. El uranilo forma compuestos que son solubles en agua, por lo que el U es un elemento móvil bajo condiciones de oxidación. En la fusión parcial del manto de la Tierra, el U se ve concentrado en la fase líquida y de esta manera se incorpora dentro de los materiales ricos en sílice. En la corteza, el U ocurre preferentemente en minerales accesorios en los que sustituye a otros elementos, tales como el zircón, allanita, monacita, apatito, xenotima y titanita (Faure y Mensing, 2005).

El U tiene tres isótopos naturales, <sup>238</sup>U, <sup>235</sup>U y <sup>234</sup>U, los tres radioactivos. Los isótopos <sup>235</sup>U y <sup>238</sup>U decaen radioactivamente mediante una cadena de emisión de partículas  $\alpha$  y partículas  $\beta$ , dando lugar a una serie de isótopos hijos igualmente radioactivos (de los cuales el <sup>234</sup>U forma parte) generando como resultado final isótopos estables de Pb. Los decaimientos de los sistemas isotópicos se pueden resumir según las ecuaciones (13 y 14):

$${}^{238}_{92}U \rightarrow {}^{206}_{82}Pb + 8{}^{4}_{2}He + 6\beta^{-} + E$$
(13)

$${}^{235}_{92}U \rightarrow {}^{207}_{82}Pb + 7{}^{4}_{2}He + 4\beta^{-} + E$$
(14)

donde E es energía liberada y  $\beta^-$  es una partícula beta liberada, por emisión de electrones. Las vidas medias de los productos intermedios generados en las cadenas de decaimiento cumplen la condición para el equilibrio secular, que establece que, en la cadena, las tasas de decaimiento de los hijos intermedios son equivalentes a las de sus isótopos padres respectivamente. Por tanto, la tasa de producción del isótopo hijo estable con el que termina la cadena de decaimiento es equivalente a la tasa de decaimiento de su isótopo padre al principio de la cadena. De esta manera se puede describir el incremento de Pb radiogénico (normalizado con <sup>204</sup>Pb, ya que es el único isótopo estable de este elemento que no es producto del decaimiento radioactivo) por medio de ecuaciones (15 y 16) similares al sistema Sm-Nd (Faure y Mensing, 2005):

$$\frac{{}^{206}Pb}{{}^{204}Pb} = \left({}^{206}Pb}{{}^{204}Pb}\right)_i + \frac{{}^{238}U}{{}^{204}Pb}\left(e^{\lambda_1 t} - 1\right)$$
(15)

$$\frac{{}^{207}Pb}{{}^{204}Pb} = \left(\frac{{}^{207}Pb}{{}^{204}Pb}\right)_i + \frac{{}^{235}U}{{}^{204}Pb} \left(e^{\lambda_2 t} - 1\right)$$
(16)

donde  $\lambda_1$ =1.55125 x 10<sup>-10</sup> corresponde a la constante de decaimiento de <sup>238</sup>U con una vida media de 4.468 x 10<sup>9</sup> años, y  $\lambda_2$ =9.8485 x 10<sup>-10</sup> corresponde a la constante de decaimiento de <sup>235</sup>U con una vida media de 0.7038 x 10<sup>9</sup> (Steiger y Jaeger, 1977).

El valor aceptado para la relación <sup>238</sup>U/<sup>235</sup>U por la subcomisión de geocronología del servicio geológico estadounidense es de 137.88. El hecho de que existan dos sistemas isotópicos para un par de elementos es de gran utilidad para datar las rocas, ya que ambos padres e hijos comparten propiedades químicas similares, sin embargo, sus vidas medias son muy distintas (Allegre, 2008).

El efecto de pérdida de Pb en las edades U-Pb cuando el sistema es perturbado puede ser minimizado calculando una edad <sup>207</sup>Pb/<sup>206</sup>Pb, ya que una posible pérdida de Pb del mineral posee la misma composición isotópica que el Pb remanente en el mismo (el fraccionamiento de los isótopos es despreciable). Si se combinan las ecuaciones (15 y 16) de decaimiento de ambos sistemas se obtiene la ecuación (17):

$$\frac{\frac{207}{204}}{\frac{206}{204}} - \left(\frac{207}{204}\right)_{i}}{\frac{206}{204}} = \frac{235}{238} \frac{e^{\lambda_{2} t} - 1}{238}}{\frac{e^{\lambda_{2} t} - 1}{238}}$$
(17)

si se tiene la constante antes mencionada <sup>238</sup>U/<sup>235</sup>U=137.88, no se requieren las concentraciones de U y Pb, sino solamente las relaciones isotópicas de Pb, quedando la ecuación (18):

$$\frac{{}^{207}Pb}{{}^{204}Pb} - \left(\frac{{}^{207}Pb}{{}^{204}Pb}\right)_{i}}{{}^{206}Pb} = \left(\frac{{}^{207}Pb}{{}^{206}Pb}\right)^{*} = \frac{1}{137.88} \left(\frac{e^{\lambda_{2} t} - 1}{e^{\lambda_{1} t} - 1}\right)$$
(18)

donde  $\left(\frac{2^{07}Pb}{2^{06}Pb}\right)^*$  es la relación de Pb radiogénico presente. No es posible resolver esta ecuación para t por métodos algebraicos, sin embargo, se puede resolver por iteración o por interpolación (Faure y Mensing, 2005).

Si se grafican los valores de <sup>206</sup>Pb\*/<sup>238</sup>U contra los valores de <sup>207</sup>Pb\*/<sup>235</sup>U para diferentes valores establecidos de t y se unen los puntos se puede construir el diagrama de concordia de Wetherill (Wetherill, 1956, 1963) en el que la curva representa la evolución "normal" de los sistemas isotópicos de U-Pb. Al graficar puntos de relaciones isotópicas medidas en minerales se puede interpretar una edad de formación si los puntos grafican sobre la curva de concordia o, en caso contrario, cuando los puntos se ubican por debajo de la curva de concordia, se interpreta una pérdida de Pb radiogénico o mezcla de dos (o más) fases de crecimiento. Al unir esta serie de puntos mediante una línea recta se puede trazar una línea de "discordia", la cual puede ser interpolada hacia los puntos donde corta la curva de concordia e interpretar la intersección superior como la edad en cuando se formó la roca (cristalización) y la intersección inferior como la edad cuando el sistema isotópico fue alterado (por ejemplo un evento metamórfico, Faure y Mensing, 2005; **Figura 8**).

#### 3.3.1 Geocronología U-Pb en zircón

El zircón (ZrSiO<sub>4</sub>) es un mineral tetragonal, comúnmente encontrado como cristales prismáticos, bipiramidales, predilecto para extraer información acerca del origen de las rocas magmáticas, metamórficas y sedimentarias, ya que puede esclarecer y dar pistas acerca de la historia de la roca que lo hospeda, así como de la roca original en la que se formó (Corfu et al., 2003). El zircón se encuentra prácticamente en cualquier tipo de roca saturada en sílice. Dada su estabilidad (alta dureza y propiedades térmicas, sección 3.4), es capaz de registrar procesos geológicos diversos, como lo son eventos metamórficos, erosión, diagénesis y anatexis, inclusive en varios ciclos (Speer, 1982). En este sentido, los

cristales de zircón dentro de rocas metamórficas de alto grado o en rocas ígneas tienen texturas internas muy variables, con las cuales es posible revelar la historia geológica del mineral. Por ejemplo, núcleos formados durante la cristalización magmática o recristalización metamórfica, que preceden a los crecimientos circundantes y más externos formados durante eventos posteriores en los que se cristalizó una nueva "capa" de zircón (Faure y Mensing, 2005).



**Figura 8.** Diagrama esquemático de curva de concordia de Whetherill en azul, que muestra la correspondencia "natural" de las relaciones  ${}^{206}Pb*/{}^{238}U y {}^{207}Pb*/{}^{235}U a través del tiempo. Los puntos grises ilustran un caso hipotético de zircones que se unen en una línea de discordia (magenta) en una edad de intercepto superior cercana a los 3000 Ma (t<sub>1</sub>, probable edad de cristalización). Los puntos que grafican por debajo de la línea de concordia representan zircones que sufrieron pérdida de Pb en el sistema y son discordantes. La edad de intercepto inferior de la línea de discordia es cercana a 1000 Ma (t<sub>2</sub>) y representa la probable edad de metamorfismo en la que ocurrió la pérdida de Pb o un sobrecrecimiento en los cristales. Modificado de Schoene (2014).$ 

Este zonamiento es producido por las impurezas de elementos de tierras raras dentro del zircón, aunque también y principalmente por xenotima (YPO<sub>4</sub>) que se comporta como una solución inmiscible e isoestructural en el zircón, lo que vuelve los cristales inhomogeneos. Esto se puede visualizar mediante imágenes de catodoluminiscencia, en las que se realiza un análisis espectral de la luminiscencia que poseen y emiten los cristales al ser bombardeados con electrones, proporcionando información estructural. Los microscopios electrónicos tienen la resolución necesaria para poder determinar los diferentes dominios dentro de los cristales, permitiendo identificar eventos en los que se formaron o heredaron zircones en casos de protolitos sedimentarios (núcleos xenocrísticos), y eventos en los que se dio un sobrecrecimiento o una perturbación en el sistema (metamórficos - magmáticos) (Speer, 1982).

Dentro del zircón las concentraciones de U varían en rango de 5 – 4000 ppm, según la litología de las rocas en cuestión, siendo los granitoides los que contienen valores más altos, mientras que las rocas máficas tienen concentraciones menores (Speer, 1982).

El zircón incorpora U dentro de su estructura, sin embargo, idealmente no incorpora Pb (dentro de los análisis también se mide <sup>204</sup>Pb para conocer la concentración del cristal al formarse y realizar correcciones por plomo común) durante su formación; esto puede ser simplificado en las ecuaciones de isócrona de ambos sistemas U-Pb, removiendo el término de <sup>206</sup>Pb inicial y cambiando por <sup>206</sup>Pb\*, es decir radiogénico, obteniendo las ecuaciones (19 y 20) (Dickin, 1995):

$$\left(\frac{^{206}Pb}{^{204}Pb}\right)^* = \frac{^{238}U}{^{204}Pb} \left(e^{\lambda_1 t} - 1\right)$$
(19)

$$\left(\frac{20^{7}Pb}{20^{4}Pb}\right)^{*} = \frac{23^{5}U}{20^{4}Pb} \left(e^{\lambda_{2}t} - 1\right)$$
(20)

De esta manera se pueden obtener dos edades aparentes midiendo las concentraciones de <sup>206</sup>Pb, <sup>207</sup>Pb, <sup>238</sup>U y <sup>235</sup>U dentro de los zircones, que idealmente deberían ser idénticas, aunque algunas veces son discordantes como se mencionó (Allegre, 2008).

## 3.4 Temperaturas de cierre y edades de enfriamiento

Para un sistema geocronológico la temperatura de cierre (T<sub>c</sub>) se puede definir como la temperatura al momento correspondiente a su edad aparente. Cuando se calcula la edad de una roca o mineral mediante los productos acumulados por decaimiento radioactivo, el resultado idealmente representa el tiempo en el cual el isótopo hijo radiogénico dejó de ser móvil. La movilidad en este contexto se traduce como la difusión del elemento hijo radiogénico en la red cristalina que contiene al isótopo padre, es decir, el isótopo hijo al no "caber" correctamente en la red cristalina debido a las diferencias con el isótopo padre "escapa" de la red que forma el mineral que contiene a este último (Dodson, 1973).

A temperaturas altas, los productos radiogénicos escapan del sistema con la misma velocidad a la que son formados, mientras que a temperaturas bajas esta movilidad es despreciable, por lo que se pueden acumular sin perturbación los isótopos hijos; existe una transición constante de un extremo a otro de temperaturas (Dodson, 1973). Es importante mencionar que la temperatura de cierre no es la misma para todos los minerales ni para los sistemas geocronológicos en los mismos. Factores como el tamaño y forma de los cristales, composición química y tasa de enfriamiento son claves además de las condiciones de presión y la temperatura en sí (Dutch y Hand, 2010). Se debe tener cuidado al interpretar la  $T_c$  en cinturones orogénicos antiguos, ya que sus historias geológicas pueden ser complejas dando situaciones como que las rocas que vemos hoy en superficie pudieron estar largos periodos sepultadas a grandes profundidades, teniendo así una tasa de enfriamiento muy pequeña. Esto se puede traducir como que la  $T_c$  calculada no representaría una edad de formación, sino más bien una edad de metamorfismo y enfriamiento posterior (Dodson, 1973).

Humphries y Cliff (1982) estimaron que la T<sub>c</sub> para el sistema Sm-Nd en los granates está en el rango de 500-700 °C, mientras que Cohen et al. (1988) plantean una T<sub>c</sub> para dicho sistema en granate dentro de granulitas anortosíticas de Noruega de 900 °C; en xenolitos de eclogitas Jagoutz (1988) calculó una T<sub>c</sub> >850 °C. Para cristales de granate de aproximadamente 1 mm de diámetro, Zhou y Hensen (1995), calcularon edades de formación mediante el sistema isotópico Sm-Nd y consideran una temperatura de cierre >700 – 750 °C.

Dentro de granates en una granulita del Arcáico y orógenos Grenvilianos en Canadá y Nueva York, Mezger et al. (1992), compilaron y analizaron datos de goetermobarometría y geocronológicos en zircón, granate, rutilo, monacita, hornblenda, titanita y biotita. Analizaron las composiciones (entre almandino-piropo y grosularia–espesartina) y tamaños de los cristales de granate entre <0.5 cm hasta 5 cm, con los que trazaron la trayectoria P – T – t de estas rocas y calcularon en una metariolita y una metapelita una T<sub>c</sub> para el sistema Sm-Nd de 600-650 °C. Mientras que para una anfibolita los granates con una composición similar arrojaron una T<sub>c</sub> es de 610-520 °C; con lo que concluyen que se puede establecer una T<sub>c</sub> para el sistema Sm-Nd en granate de ~600 °C.

Baxter y Scherer (2013) ilustran la difusión del sistema isotópico Sm-Nd en granate, tomando en cuenta el tiempo de exposición a temperatura y el tamaño de los cristales. Plantean un modelo para determinar cuánto tardarán los isótopos de Nd dentro de los granates en ser reequilibrado completamente (> 95 %), o mínimamente (< 5 %). Por ejemplo, un cristal de granate de 5 mm de diámetro tendrá que ser calentado a 700 °C por 360 Ma para ser reseteado en un 95%, mientras que un cristal de 1 mm de diámetro tan sólo tardará 14 Ma a esta temperatura para conseguir el mismo efecto.

Lee et al. (1997) plantean una temperatura de cierre mayor a 900 °C en zircón para el geocronómetro de U-Th-Pb. Lo que implica que el zircón es un mineral capaz de mantenerse cerrado incluso durante periodos

de metamorfismo de alto grado y fusión parcial. Sin embargo, bajo estas condiciones los cristales de zircón tienden a desarrollar bordes metamórficos e inclusive ígneos (fusión parcial) cuya edad difiere de la del núcleo. La movilidad del Pb radiogénico dentro de los cristales de zircón no solo está regida por la temperatura de cierre, procesos como el daño por radiación, fracturamiento debido a una expansión en su estructura cristalina y liberación de presión, o reacciones químicas y lixiviado causado por alteraciones o fluidos pueden modificar las relaciones iniciales y los componentes radiogénicos que se hayan producido en los cristales.

Cherniak (2010) compila experimentos realizados en cristales de zircón naturales y sintéticos, obteniendo resultados similares a los de Lee et al. (1997) en cuanto a su temperatura de cierre en el sistema isotópico U-Th-Pb. Las variables responsables de la difusión de Pb y REE dentro del zircón son complejas, planteando la posibilidad de que la sustitución de Zr por otros cationes sea un mecanismo responsable de esto. La migración de Pb dentro del zircón debido al daño por radiación es compleja, ya que existen los procesos de difusión y de reparación de la red del zircón ocurriendo simultáneamente. Adicionalmente la difusión puede ser incrementada debido a microestructuras producidas por deformación plástica (Reddy et al. 2006, 2007).

En esta sección se describen los procedimientos y técnicas analíticas utilizados para obtener los resultados en el presente trabajo, incluyendo la toma de muestras, observaciones y mediciones realizadas en campo, el procesamiento de las muestras de roca, separación de minerales, preparación de concentrados y la determinación de las relaciones isotópicas.

## 4.1 Campaña de campo

El área de estudio se encuentra dentro de la región cafetalera de la sierra alta de Chiapas, en donde el clima varía según la temporada, siendo cálido en verano con abundante lluvia, a templado-húmedo el resto del año. La zona se caracteriza por una espesa vegetación selvática a boscosa con abundante desarrollo de suelo. Los afloramientos rocosos están restringidos a los cortes en los caminos, los afluentes de ríos y arroyos, algunos escarpes de la sierra y en pequeñas altiplanicies donde el desarrollo de suelo no es muy potente.

La campaña de campo se realizó en invierno para evitar los deslaves y caminos intransitables provocados por las lluvias. En las comunidades Rancho Bonito y Agua Tibia no se consiguió consentimiento por parte de los pobladores para acceder y tomar muestras dentro de sus terrenos. Sin embargo, se pudieron observar algunos afloramientos a lo largo de los caminos transitados en vehículo y se pudieron tomar puntos de control donde existían cambios evidentes en la litología.

Se realizó una campaña de campo de cuatro días (del 6 al 10 de enero de 2021) dentro de la zona de estudio en la cual se efectuaron descripciones de rocas en caminos, arroyos y afloramientos en las altiplanicies de la sierra. Se recolectaron muestras de roca, procurando siempre que fueran representativas del afloramiento y frescas (sin alteración ni intemperizadas), se tomaron mediciones estructurales de foliación y lineación de las rocas cuando fue posible y notas de plegamientos, así como petrográficas a escala macroscópica en cada estación que se trabajó. Además, se observaron y anotaron los cambios en la litología y contactos geológicos a lo largo de los caminos recorridos.

### 4.2 Petrografía

Las muestras recolectadas en la campaña de campo fueron lavadas y cortadas con una sierra circular dentro de las instalaciones de CICESE. Se cortaron las muestras procurando seguir una dirección perpendicular a la foliación de la roca y paralela a la lineación, para preparar láminas delgadas y destacar las estructuras de deformación dentro de las mismas.

En total se prepararon 28 láminas delgadas, las cuales fueron descritas a detalle con ayuda de un microscopio petrográfico, identificando contenidos aproximados de minerales formadores, fases minerales primarias y secundarias, texturas desarrolladas y, utilizando los datos tomados en campo, se determinó el sentido relativo de la deformación dúctil en las muestras orientadas.

Se tomaron fotografías de los detalles más relevantes de las láminas descritas utilizando un microscopio Leica DM 2700 P<sup>®</sup> instalado en el Sistema de Laboratorios Especializados (SLE) del CICESE.

### 4.3 Cartografía geológica

Para el presente trabajo se realizó un mapa geológico local de la zona de estudio en la parte alta de la sierra de Chiapas, dentro del municipio de Capitán Luis Ángel Vidal, entre los poblados Las Pilas, Rancho Bonito, Agua Tibia y Santa María.

Para realizar el mapa geológico del área se ubicaron las muestras y observaciones de campo con ayuda de un SIG (sistema de información geográfica). Como base se tomó la carta geológica del SGM D-15-2 Huixtla, de donde se tomaron datos estructurales y contactos generales. Se agruparon las muestras con características litológicas similares observadas en lámina delgada y campo, asignando un nombre correspondiente a su litología. Además, analizando el modelo de elevación digital y fotos satelitales, se interpretó la disposición de los contactos geológicos dentro del área.

La mayoría de los contactos fueron inferidos apoyándose en un modelo de elevación con una resolución a cada 30 m generado con imágenes (archivos raster) tomadas del satélite ALOS debido a la corta duración de la campaña de campo, a la logística con los pobladores del lugar y a la topografía y vegetación complicadas en el área de estudio.

# 4.4 Preparación de muestras y separación física de minerales

La preparación de muestras de roca total y concentrados de granate y zircón siguen una serie de pasos similares (**Figura 9**); sin embargo, se ajustan algunos parámetros en ciertas etapas para conseguir la diferenciación deseada. Todos los procedimientos fueron llevados a cabo dentro de las instalaciones de CICESE en los laboratorios de molienda y separación de minerales. En términos generales el procedimiento es el siguiente:

- Se selecciona la muestra de interés (que previamente se revisó macroscópicamente y bajo el microscopio petrográfico) en la que se identificó la fase mineral deseada, ya sea granates o zircones.
- La muestra es lavada con un cepillo de cerdas metálicas y agua destilada para eliminar la capa más externa e intemperizada de la roca. Luego se cortan las zonas alteradas o con imperfecciones no adecuadas para el análisis químico (vetillas, oxidación, fracturas).
- 3. La muestra seca es triturada en una prensa hidráulica de discos de carburo de tungsteno en varias ocasiones para reducir su tamaño, se realiza un cuarteo de los fragmentos resultantes y un total de tres alícuotas bien homogeneizadas se ingresan a una pulverizadora de anillos de carburo de tungsteno para ser pulverizadas una por una. La primera alícuota se ingresa con la finalidad de pre-contaminar la pulverizadora con la muestra, la segunda alícuota es para preparar polvos para análisis químico de elementos mayores y traza (en este estudio sólo se prepararon más no se analizaron) y, finalmente, la tercer alícuota corresponde a la que se analiza por isótopos de Sm y Nd en roca total.
- 4. Los fragmentos restantes al cuarteo son tamizados en cribas con aberturas decrecientes, en los que se selecciona el tamaño o tamaños donde se encuentra el mineral de interés (en este caso para el granate se utilizó el tamaño de abertura de malla <45 y >60 mesh, y para el zircón se procesó lo que pasó la maya de 60 mesh).
- 5. Posteriormente se aprovecha la diferencia de densidad de los minerales para separarlos por métodos gravimétricos. Se ingresa la muestra del tamaño de criba seleccionada a la mesa Wilfley<sup>®</sup>, que utilizando un flujo de agua y movimiento continuo separa los minerales por su diferencia de densidad; en este caso ambos minerales de interés cuentan con densidades altas (zircón = 4.66)

g/cm<sup>3</sup>, granate = 3.4 – 4.3 g/cm<sup>3</sup>) por lo que se recolectó el material que cayó en el recipiente final de la mesa Wilfley<sup>®</sup>, es decir, el que contiene los minerales con mayor densidad. Primero se pasó la fracción <60 mesh para la separación de zircón (y granate pequeño) y luego la fracción de 45 a 60 mesh para la pre-concentración de granate.

- 6. Después de secar las fracciones pesadas, la fracción <60 mesh se pasó por una malla de nylon desechable de un tamaño de 143 μm, para reducir la cantidad de la muestra a procesar, ya que normalmente las muestras que se procesaron en este trabajo no tienen zircón de tamaño superior a esta malla.</p>
- 7. Partiendo de la premisa de que los minerales cuentan con diferentes propiedades y comportamiento a la exposición a un campo magnético, se utilizó primero un imán de mano de neodimio para remover magnetita y esquirlas de metal y después un separador magnético Frantz<sup>®</sup> para separar los minerales por su comportamiento magnético.
- 8. Para zircón se ingresa la muestra tamizada por la malla < 143 μm al separador magnético Frantz<sup>®</sup> en tres pasos, con condiciones de inclinación de 15 ° y con un amperaje de 0.4 A; posteriormente se cambia a 1.0 A con la misma inclinación y, finalmente a 5 ° y 2.0 A. Los cristales caen en la fracción no magnética por las características del zircón.
- 9. Para el granate, se pasa la fracción del tamiz < 60 mesh aumentando el amperaje poco a poco a inclinación de 25°, revisando en cada ciclo la fracción en que se concentran los cristales de granate ya que esto varía de muestra a muestra dada la diferente composición química de los granates.</p>
- 10. Opcionalmente, según la mineralogía la muestra, se utilizó un líquido pesado (politungstato), en el que se agregan los cristales a una mezcla líquida con densidad de alrededor de ~3.5 g/cm<sup>3</sup> para separar los zircones más densos (que caerán al fondo) de los demás minerales que idealmente flotarán. Este procedimiento solo fue necesario para la muestra CH21-06.
- 11. Para finalizar la separación mecánica, los granos individuales tanto de granate como de zircón fueron separados manualmente con ayuda de un microscopio binocular, cuidando seleccionar los cristales más adecuados, es decir, libres de adherencias, impurezas y, en la medida de lo posible, sin inclusiones.

Para este estudio se separaron zircones de seis muestras. La metodología para analizar químicamente estas muestras se describe a detalle en la sección 4.6. Adicionalmente, se separaron granates de cuatro muestras y se dividieron en 3 alícuotas por cada muestra (cerca de 50 µg por alícuota). También se prepararon polvos de roca total de 15 muestras para análisis por isótopos de Sm y Nd (sección 4.5).



**Figura 9.** Diagrama de flujo que describe el procedimiento para la separación mecánica de los concentrados minerales de zircón y granate, y la preparación de polvos de roca total a partir de las muestras de roca.

# 4.5 Lixiviación, desintegración de granate y separación química de Sm y Nd

Una vez preparados los polvos de roca total y concentrados de granate, el procesamiento de las muestras

continua en el Laboratorio Ultralimpio en CICESE, llevándose a cabo en este los procedimientos de lixiviación y desintegración de granate y, posteriormente la separación de Sm y Nd elemental.

Para la lixiviación y digestión de granates se siguió el procedimiento de disolución parcial descrito por Pollington y Baxter (2010) y Baxter et al. (2002), con algunas modificaciones realizadas con la finalidad de eliminar las adherencias e inclusiones que pudieran existir en los granates y, de esta manera conseguir un concentrado de alta pureza. Los pasos a seguir son los siguientes:

- 1. Baño en ultrasonido con agua destilada varias veces, posteriormente con acetona y secado.
- 2. Se rompen los cristales, procurando no pulverizarlos, en un mortero de ágata para facilitar que los ácidos entren en contacto y eliminen las inclusiones que puedan existir dentro de los granates.
- 3. Se separan alícuotas de ~50 mg en recipientes Savillex y se pesan en una balanza analítica.
- Se agrega HNO<sub>3</sub> concentrado por 3 horas a 90 °C, para remover inclusiones como fosfatos (xenotima), sulfuros y óxidos.
- 5. Se decanta y se lava con agua desionizada en baños con ultrasonido varias veces.
- 6. Se deja secar las muestras. Posteriormente se agrega HF concentrado 50 minutos a 90 °C, para remover silicatos como clorita, epidota entre otras (incluyendo algo del granate mismo).
- 7. Se decanta y se lava la muestra con HCl en baños con ultrasonido varias veces.
- Se añade HClO₄ y se deja 10 horas a 100 °C, posteriormente se cambia a 115 °C por 7 horas, para remover fluoruros que se formaron por la disolución de silicatos con HF.
- 9. Se agrega HCl y se deja 15 minutos a 90 °C.
- 10. Se decanta y se lava con agua desionizada en baños con ultrasonido varias veces.
- Se deja secar la muestra. Posteriormente, se vuelve a pesar el recipiente Savillex, para poder calcular la pérdida por el proceso de lixiviado y se añaden 50 μl de un spike enriquecido en <sup>149</sup>Sm

y <sup>150</sup>Nd (LMU diluido) y se pesa tanto el recipiente Savillex como la botella del spike antes y después en una balanza analítica de 5 dígitos (resolución de 0.01 mg).

12. Las muestras pasan a ser digeridas con una mezcla de ácidos (HF + HNO<sub>3</sub>) en proporción 4 a 1, junto con 2 gotas de HClO<sub>4</sub>, por aproximadamente 30 horas a 95 °C. Posteriormente se destaparon por alrededor de 35 horas a 95 °C hasta secar completamente.

Los concentrados de granate de las muestras con las que se trabajó fueron separados en tres alícuotas y tratados con diferentes procedimientos de lixiviación; a dos de las tres alícuotas de granate se les añadió HF y HNO<sub>3</sub>, mientras que al alícuota restante únicamente se le añadió HNO<sub>3</sub>. Esto fue realizado con la finalidad de llegar a diferentes grados de pureza del granate y de esta forma agrandar la distancia entre los puntos a lo largo de la isócrona para tener una edad más precisa.

La digestión para las muestras de polvos de roca total se lleva a cabo en el sistema Picotrace DAS<sup>®</sup>, en el que se agregan ~100 mg de polvo de la muestra junto con una mezcla de HF, HNO<sub>3</sub> y HClO<sub>4</sub> en una bomba de teflón y se colocan en una placa calentadora cubierta de teflón a una temperatura de 215 °C por cinco días. Después las muestras son evaporadas y equilibradas agregando 6 N HCl y se deja evaporar nuevamente.

#### 4.5.1 Columnas de intercambio iónico y separación de Sm y Nd

Para la separación de Sm y Nd elemental se utilizó la técnica de cromatografía de extracción, con ayuda de columnas de intercambio iónico con resinas catiónicas Dowex<sup>®</sup> para separar las REE de la matriz, y posteriormente aniónicas LN-Spec<sup>®</sup> para separar el Sm y Nd elemental, en las que, según las características de la resina, se sigue una serie de pasos predeterminados (las columnas se encuentran calibradas) agregando cierto volumen de HCI a diferentes normalidades. El procedimiento para las muestras de roca total y granate es el siguiente:

- Se centrifuga la muestra digerida previamente agregando 1.0 ml de 2.0 N HCl a temperatura ambiente por treinta minutos a 10 000 rpm con la finalidad de separar cualquier sólido residual.
- 2. Se acondiciona la columna Dowex<sup>®</sup> agregando 15 mililitros de 2.0 N HCl.

- 3. Se agrega la muestra.
- 4. Se limpian los restos de muestra que pudieran haber quedado en las paredes de la columna, agregando en cuatro ocasiones 1 mililitro de 2.0 N HCl.
- 5. Se agregan 16 mililitros de 2.0 N HCl, y posteriormente 60 mililitros de 2.0 N HCl.
- 6. Se cambia de normalidad/molaridad y se agregan 5 mililitros de 6.0 N HCl.
- 7. En este paso se colecta el Sr de ser el caso (para las muestras del presente estudio no fue la intención), agregando 10 mililitros y colectando en un vaso de teflón.
- Se colectan las REE, agregando 18 mililitros para las alícuotas de roca total (25 ml para las alícuotas de granate) de 6.0 N HCl, colectando en un vaso de Teflón<sup>®</sup>-PFA el cual se pone a evaporar en una placa calentadora cubierta por Teflón<sup>®</sup>.
- 9. Se limpian las columnas agregando 100 mililitros de ~6 N HCl.
- 10. Una vez secas las alícuotas de REE, se pasa a las columnas con resina LN-Spec<sup>®</sup>. Primero se acondiciona la columna agregando 7 mililitros de 0.18 N HCl.
- 11. Se agrega la muestra disuelta en 250  $\mu$ l de 0.18 N HCl.
- 12. Se limpian las paredes de la columna, agregando en tres ocasiones 250 µl de 0.18 N HCl.
- 13. Se agregan 13 mililitros de 0.18 N HCl.
- 14. Se cambia de normalidad, se agregan 2.5 mililitros de 0.4 N HCl, para colectar el Nd en un recipiente Savillex<sup>®</sup> de 15 ml y se deja evaporar en una placa calentadora cubierta por teflón junto con una gota de H<sub>3</sub>PO<sub>4</sub> diluido.
- 15. Se agregan 2.5 mililitros de 0.4 N HCl.
- Se agregan 3 mililitros de 0.4 N HCl y se colecta el Sm en otro recipiente Savillex<sup>®</sup>, el cual se deja evaporar con una gota de H<sub>3</sub>PO<sub>4</sub> diluido.

17. Se limpian las columnas agregando 10 mililitros de ~6 N HCl.

#### 4.5.2 Determinación de relaciones isotópicas en TIMS

Las relaciones isotópicas fueron determinadas mediante espectrometría de masas por ionización térmica con el equipo de Nu Instruments<sup>®</sup> (Nu-TIMS<sup>®</sup>) instalado en el Departamento de Geología del CICESE. El método se basa en calentar la muestra hasta la ionización para generar un haz de iones que pasará por la influencia de un campo magnético generado por un electroimán, lo que provocará la separación de los iones y el cambio en su trayectoria en función de su masa. Al final del trayecto se encuentran contadores Faraday que colectan las partículas, lo que se traduce en la producción de una corriente eléctrica, que puede ser a su vez ser interpretada como una cantidad de átomos, y así, determinar las relaciones isotópicas de la muestra en cuestión.

Las muestras líquidas, con una gota de H<sub>3</sub>PO<sub>4</sub>, son cargadas sobre filamentos de Re; posteriormente los filamentos con la muestra (filamento para evaporación) son montados en un magazine (turret) junto con otro filamento (para ionización), que se ingresa en una cámara al alto vacío dentro del TIMS. El filamento de ionización es calentado pasando un amperaje controlado que va aumentando poco a poco hasta alcanzar una temperatura de aproximadamente 1750-1800 °C (4,500 A), luego se calienta el filamento de evaporación junto con la muestra hasta que se detecta una señal (~1,900-2,000 A) y se enfoca la señal con una serie de lentes electromagnéticos hasta alcanzar la señal máxima. Para la adquisición de los datos se trata de tener una señal de 6.0 voltios en la masa 144, lo que típicamente se alcanza entre 2,450 y 2,550 A en el filamento de evaporación.

El equipo de Nu-TIMS<sup>®</sup> cuenta con una óptica patentada (*zoom optics*<sup>®</sup>), que enfoca el haz de iones del elemento analizado automáticamente, ajustando los parámetros dentro de la interfaz con el usuario. El equipo también cuenta con 12 colectores Faraday fijos, con los cuales se pueden determinar varias masas a la vez sin necesidad de ajustar las copas Faraday mecánicamente, como es el caso en otros instrumentos del mercado. Las condiciones de operación y temperatura de ionización varían de una muestra a otra, por lo que es necesario monitorear la señal obtenida en la interfaz gráfica del software del equipo.

Cabe mencionar que el equipo Nu-TIMS<sup>®</sup> cuenta con preamplificadores intercambiables entre 10<sup>11</sup> y 10<sup>12</sup> Ohmios en cuatro colectores Faraday. Los colectores con mayor resistencia tienen mejor sensibilidad para medir señales bajas como es el caso para los granates, ya que las cargas absolutas de Nd en los filamentos son típicamente diez veces menores que en roca total (~40 ng vs. ~400 ng).

Las mediciones fueron realizadas en modo estático, es decir sin cambiar los parámetros del imán, con 8 bloques de 10 ciclos cada uno con integraciones de 16 segundos y 60 segundos de *baseline* antes de cada bloque. La configuración de las copas es diferente para el análisis de roca total y para el análisis de los granates, ya que en estos últimos se utilizaron los preamplificadores. Las configuraciones de copas utilizadas se muestran en la **Tabla 4**.

Configuración de copas Faraday para medición de Sm en granates y roca total														
Copa Faraday	H8	H7	H6	H5	H4	H3	H2⁵	H1⁵	Ax <sup>b</sup>	L1 <sup>b</sup>	$IC_0^{a}$	L2	$IC_1{}^a$	L3
Masa	154	152	151	150	149	148	147	146	145	144		142		
lsótopo	<sup>154</sup> Sm <sup>154</sup> Gd	<sup>152</sup> Sm <sup>152</sup> Gd		<sup>150</sup> Nd <sup>150</sup> Sm	<sup>149</sup> Sm	<sup>148</sup> Nd <sup>148</sup> Sm	<sup>147</sup> Sm	<sup>146</sup> Nd	<sup>145</sup> Nd	<sup>144</sup> Nd <sup>144</sup> Sm		<sup>142</sup> Nd <sup>142</sup> Ce		
Configuración de copas Faraday para medición de Nd en roca total														
Copa Faraday	H8	H7	H6	H5	H4	H3	H2⁵	H1⁵	Ax <sup>b</sup>	L1 <sup>b</sup>	$IC_0{}^{a}$	L2	$IC_1^{a}$	L3
Masa		150	149	148	147	146	145	144	143	142				
lsótopo		<sup>150</sup> Nd <sup>150</sup> Sm	<sup>149</sup> Sm	<sup>148</sup> Nd <sup>148</sup> Sm	<sup>147</sup> Sm	<sup>146</sup> Nd	<sup>145</sup> Nd	<sup>144</sup> Nd <sup>144</sup> Sm	<sup>143</sup> Nd	<sup>142</sup> Nd <sup>142</sup> Ce				
Configuración de copas Faraday para medición de Nd en granate														
Copa Faraday	H8	H7	H6	H5	H4	H3	H2⁵	H1⁵	Ax <sup>b</sup>	L1 <sup>b</sup>	$IC_0^{a}$	L2	$IC_1{}^a$	L3
Masa			150	149	148	147	146	145	144	143	142			
lsótopo			<sup>150</sup> Nd <sup>150</sup> Sm	<sup>149</sup> Sm	<sup>148</sup> Nd <sup>148</sup> Sm	<sup>147</sup> Sm	<sup>146</sup> Nd	<sup>145</sup> Nd	<sup>144</sup> Nd <sup>144</sup> Sm	<sup>143</sup> Nd	<sup>142</sup> Nd <sup>142</sup> Ce			

Tabla 4. Configuración de copas Faraday en equipo Nu-TIMS® para mediciones de Sm y Nd.

<sup>a</sup>: Contador de iones (ion counter). <sup>b</sup>: copas que cuentan con preamplificadores con resistencias intercambiables entre 10<sup>11</sup> y 10<sup>12</sup> Ohmios, usadas en la configuración para medir Nd en granate.

La determinación de las relaciones isotópicas con la técnica utilizada (dilución isotópica) consiste en agregar una solución enriquecida artificialmente en isótopos del elemento conocidos (spike) a la muestra de interés que contiene una composición isotópica natural; al mezclarse cantidades conocidas de ambas soluciones, la composición isotópica resultante puede ser utilizada para determinar la concentración del elemento en la muestra y su composición isotópica, según la ecuación (21):

$$N = S \left[ \frac{Ab_S^A - R_m Ab_S^B}{R_m Ab_N^B - Ab_N^B} \right]$$
(21)

donde N se refiere al número de átomos en la muestra de interés, S es el número de átomos en el spike agregado,  $Ab_S^A$  corresponde a la abundancia del isótopo A en el spike,  $Ab_S^B$  es la abundancia del isótopo B en el spike,  $Ab_N^A$  es la abundancia del isótopo A en la muestra,  $Ab_N^B$  es la abundancia del isótopo B en la muestra, y  $R_m$  se refiere a la relación isotópica A/B en la mezcla spike/muestra. Lo que se puede reescribir como la ecuación (22) considerando los pesos atómicos:

$$N = \frac{S_W \times W_N}{W_S} \left[ \frac{Ab_S^A - R_m Ab_S^B}{R_m Ab_N^B - Ab_N^A} \right]$$
(22)

donde  $S_W$  es la masa atómica de la muestra,  $W_N$  se refiere a la masa atómica natural, y  $W_S$  es la masa atómica del spike.

Las correcciones por interferencias isobáricas, fraccionamiento isotópico y por el spike son realizadas en una hoja de cálculo que cuenta con un formato predeterminado, en la cual se exportan los datos crudos para realizar el procesamiento de los mismos y calcular las relaciones isotópicas de interés.

Al realizar *N* mediciones de un dato *x*, y graficarlas en un histograma agrupándolas en clases, cuando *N* es un número lo suficientemente grande y los resultados están dispersos de manera aleatoria, la mejor estimación del valor verdadero de x es calculando la media de los valores medidos ( $\bar{x}$ ). Para estimar la incertidumbre asociada a este procedimiento se considera la dispersión de las mediciones realizadas calculando la diferencia de la media para cada medición realizada y promediando el valor obtenido; en la práctica se calcula la sumatoria de las desviaciones cuadradas ( $\sum_i (x_i - \bar{x})^2$ ) y se divide entre N - 1 para calcular la varianza; si al valor encontrado de varianza se le calcula su raíz cuadrada se obtendrá la desviación estándar ( $\sigma_x$ ), como se describe en la ecuación (23):

$$\sigma_x = \sqrt{\frac{\sum_i (x_i - \bar{x})^2}{(N-1)}} \tag{23}$$

El resultado de la desviación estándar estará dado en unidades de x, por lo que es necesario dividirlo entre el promedio de las mediciones ( $\bar{x}$ ) para poder expresar la desviación estándar en porcentaje ( $\sigma$ ), como se expresa en la ecuación (24):

$$\sigma = \frac{\sigma_x}{\bar{x}} \tag{24}$$

Cuando existen factores difíciles de determinar pero que afectan las mediciones y provocan que estas se desvíen de su valor verdadero, se aplica la estadística teórica, en la que, en un número infinito de mediciones aleatorias, los valores se distribuyen alrededor de un valor en una distribución normal o Laplace-Gauss.

En una distribución normal, el valor de  $\sigma_x$  corresponde a la distancia entre el punto de inflexión y la media  $(\bar{x})$ , con lo que la máxima desviación estándar es  $\pm 3\sigma_x$ , lo que engloba el 99.7% de las mediciones. En la práctica, las incertidumbres son expresadas en valores de  $\pm 2\sigma$ , lo que abarca el 95% de las mediciones realizadas. La reproducibilidad externa promedio en el Laboratorio Ultralimpio en las instalaciones de CICESE reportada es de 0.1 % para <sup>147</sup>Sm/<sup>144</sup>Nd y de 0.003 % para <sup>143</sup>Nd/<sup>144</sup>Nd (2s.e. = *2 standard error* por sus siglas en inglés, Weber, com. pers.).

### 4.6 Separación y concentración de zircones

Se separaron cerca de 40 a 100 cristales individuales de zircón de cada una de las seis muestras seleccionadas auxiliándose de un microscopio binocular. Los cristales fueron montados sobre una resina epóxica en un anillo de baquelita, que posteriormente fue pulida para exponer la superficie de los minerales.

La resina pulida fue recubierta con carbono y se tomaron imágenes de catodoluminiscencia con un microscopio Jeol JSM35C<sup>®</sup> dentro de las instalaciones de CICESE, con la finalidad de estudiar los cristales individuales con sus núcleos y bordes, determinando dominios para ser analizados por geocronología U-Pb.

Los zircones fueron analizados por isótopos de U-Pb para determinar sus edades mediante LA-ICPMS en las instalaciones de la universidad de Stellenbosch en Sudáfrica.

Se utilizó un espectrómetro de masas Thermo-Scientific Element 2<sup>®</sup> acoplado a un sistema de ablación laser ultravioleta NewWave<sup>®</sup> UP213 ( $\lambda$  = 213 nm, f = 10 Hz), siguiendo los métodos analíticos para el análisis y procesamiento de datos descritos a detalle por Gerdes y Zeh (2009, 2006).

Los puntos de ablación realizados son de 30  $\mu$ m de diámetro, con profundidades de entre 15 – 20  $\mu$ m. Se utilizó como material de referencia el zircón GJ-1 (608.5 ± 0.4 Ma, Jackson et al., 2004). Las mediciones fueron verificadas utilizando estándares de fragmentos de zircón de Plešovice (337.1 ± 0.4 Ma, Sláma et al., 2008), 91500 (1065.4 ± 0.3 Ma, Wiedenbeck et al., 1995), Temora 1 (416.8 ± 1.1 Ma, Black et al., 2003), y M127 (524.4 ± 0.2 Ma, Nasdala et al., 2016), arrojando edades de concordia de 337.8 ± 1.1 Ma (2 $\sigma$ , n = 37, MSWD = 0.47), 1065.4 ± 3.2 Ma (2 $\sigma$ , n = 53, MSWD = 0.81), 416.3 ± 4.1 Ma (2 $\sigma$ , n = 7, MSWD = 0.31), y 530.6 ± 7.3 Ma (2 $\sigma$ , n = 4, MSWD = 0.27), respectivamente.

Las correcciones por señal de background, Pb común, fraccionamiento inducido por el láser, discriminación instrumental de masas y fraccionamiento elemental de U/Pb dependiente del tiempo fueron realizadas utilizando una hoja de cálculo de Excel (Gerdes y Zeh, 2006).

En este capítulo se enlistan los resultados obtenidos de la campaña de campo y petrografía, los cuales son compilados en el mapa geológico. Además, se muestran los resultados encontrados en laboratorio y los cálculos y modelos realizados con ellos.

# 5.1 Campaña de campo

Se recolectaron en total 24 muestras de diversas litologías en localidades distintas durante la campaña de campo. Todas las muestras recolectadas se describieron petrográficamente, se seleccionaron 15 muestras para analizar por isótopos de Sm-Nd en polvos de roca total. Solo en una roca se encontró granate, por lo que únicamente de esta muestra se separó y concentró este mineral para análisis isotópicos por Sm-Nd. Se seleccionaron seis muestras para separar cristales de zircón y analizarlos por métodos geocronológicos U-Pb. Los puntos de control y estaciones en donde se realizaron observaciones, mediciones y toma de muestras están indicados en la **Figura 40** del **Anexo B**.

# 5.2 Cartografía

El mapa geológico representa la zona central del CMC, al sureste de Jaltenango, en la sierra alta del sur de Chiapas, dentro del municipio de Capitán Luis Ángel Vidal, en las cercanías del poblado homónimo y las comunidades de Las Pilas, Agua Tibia y Santa María, entre las coordenadas geográficas de latitud 92° 40″ W y 92° 37″ W, y longitud 15° 33″ N y 15° 36″ N, cubriendo aproximadamente 20 km<sup>2</sup>.

Dentro del mapa se indican los rasgos estructurales (foliación y lineación) tomados en las estaciones y puntos de control donde fue posible. Se realizaron dos perfiles que cortan el área: uno en dirección noroeste – sureste, y otro en dirección suroeste – noreste, en los que se pueden apreciar los cambios en la topografía, congruentes con los cambios en la litología presente y con los contactos tectónicos identificados, como lo es al noreste del área donde se encuentran los metasedimentos de la formación Santa Rosa (Carbonífero) en contacto tectónico con las rocas metamórficas del basamento metamórfico (**Figura 10**).





La zona más suroeste del área de estudio se indica como rocas metamórficas no diferenciadas, ya que no fue posible recorrerla, debido a que no se contó con permiso de los pobladores y tampoco fue suficiente el tiempo de la salida de campo, de solo cuatro días.

### 5.3 Petrografía

Las litologías encontradas se clasificaron en: (1) gneis cuarzo feldespático con biotita y hornblenda, (2) metagranitoide, (3) anfibolita masiva, (4) gneis hornbléndico, y (5) metasedimentos. A continuación se describen los detalles de las litologías observadas macroscópicamente y en lámina delgada.

#### 5.3.1 Gneis cuarzo feldespático con biotita y hornblenda

En la zona noroeste del área de estudio se observan estas rocas, en el Río Las Pilas y sobre el camino que lleva al poblado homónimo, también en la zona oeste, en las cercanías al poblado Rancho Bonito. Se tomaron puntos de control en los caminos que llevan a los poblados y se colectaron tres muestras cercanas a Las Pilas (CH21-01, CH21-02 y CH21-03).

El tamaño de grano de estas rocas va de grueso a medio, con textura foliada, bandeada y milonítica, son de color gris claro, con bandas o budines de feldespato y cuarzo, con biotita y plagioclasa en una matriz de cuarzo-feldespato con porfidoblastos de hornblenda. Los cristales de hornblenda van de tamaños de un par de centímetros a pocos milímetros. Los porfidoblastos de plagioclasa llegan a ser de varios centímetros y se observa el desarrollo de estructuras S-C que indican movimiento dextral, con foliaciones sub-verticales. Los afloramientos se observan alterados (principalmente con clorita-epidota), con algo de oxidación y vetillas de cuarzo (**Figura 11**).

La asociación mineral de estas rocas es de Qz + PI + Hb ± Bt. En lámina delgada se observa textura pórfidonematoblástica, foliación marcada por bandas intercaladas de cuarzo-plagioclasa, y de anfiboles, con porfidoclastos de hornblenda, biotita y plagioclasa (**Figura 12**). Por las características de los minerales se interpreta que estuvieron sujetas a metamorfismo en facies de anfibolita y, posteriormente, pasaron por un evento metamórfico retrógrado en facies de esquistos verdes.



**Figura 11.** a) muestra Ch21-01 cortada en dirección perpendicular a foliación, se observan porfidoblastos de hornblenda y plagioclasa, así como bandas más o menos continuas y boudines de cuarzo-plagioclasa. b) muestra CH21-03 con bandas intercaladas pequeñas y continuas de cuarzo-plagioclasa y anfíbol. c) y d) muestra de mano CH21-02 y afloramiento respectivamente. Se pueden observar porfidoblastos centimétricos de plagioclasa en donde se perciben estructuras S-C con un movimiento relativo dextral.

Los cristales de cuarzo van de algunas decenas a varios cientos de micrómetros, son anhedrales a subhedrales, con extinción ondulatoria y se observa recristalización dinámica por deformación dúctil. Son comunes las texturas mirmequíticas (intercrecimientos entre feldespato y cuarzo), lo que posiblemente indica temperaturas suficientemente altas propicias para la recristalización de los feldespatos.

La plagioclasa es incolora a gris claro, comúnmente alterada a sericita, con dos tamaños predominantes (microcristalino recristalizado en matriz y de varios cientos de micrómetros como porfidoclastos con maclas polisintéticas), indicando diferentes eventos ígneos y metamórficos (**Figura 12c y d**).



**Figura 12.** Fotografías de láminas delgadas de gneises con biotita y hornblenda. a), b) y d) en nicoles cruzados, c) en nicoles paralelos. a) muestra CH21-02, se observa porfidoclasto de hornblenda con sombras de presión y movimiento dextral relativo, así como la matriz con textura milonítica de cuarzo-plagioclasa. b) muestra CH21-03 donde se observan bandas intercaladas de anfibol y cuarzo-plagioclasa. c) Vista amplia de muestra CH21-01 en la que observan porfidoclastos de hornblenda alterados a clorita en matriz de cuarzo-plagioclasa. d) muestra CH21-02 en la que se observan porfidoblastos de hornblenda en matriz de cuarzo-plagioclasa con movimiento relativo dextral.

La hornblenda varía de color marrón a verde olivo, como porfidoclastos alargados y orientados de varios cientos de micrómetros, alterada a clorita verde claro a azul metálico y, ocasionalmente epidota, comúnmente con inclusiones de cuarzo y plagioclasa; en algunos casos se pueden observar sombras de presión a los costados de los porfidoclastos que indican la dirección del movimiento relativo (**Figura 12a, c y d**).

La biotita no es muy abundante, sin embargo, los cristales que se observan son pequeños y de color rojizo, indicando que pudiera tratarse de flogopita (alta temperatura). Como minerales accesorios se encuentra zircón, magnetita, apatito, titanita y calcita probablemente retrógrada.

#### 5.3.2 Metagranitoide milonitizado

Hacia el sur de Capitán Luis Ángel Vidal, siguiendo el río Matasano, en la parte noreste del área de estudio, existe un contacto tectónico entre metasedimentos que se relacionan posiblemente con la formación Santa Rosa del Carbonífero y rocas foliadas de tonalidades claras. Se observaron estas rocas entre los caminos que van de Capitán Luis Ángel Vidal a la desviación hacia Rancho Bonito y hasta la comunidad Agua Tibia y sus cercanías, donde afloran rocas plutónicas milonitizadas muy félsicas que se pueden observar en el cauce del Río Matasano saliendo de Agua Tibia río arriba.

En el camino de Capitán Luis Ángel Vidal hacia Agua Tibia se colectaron las muestras CH21-19 y CH21-11, y en un terreno que se pudo acceder en Agua Tibia se recolectaron las muestras Ch21-04, Ch21-05 y Ch21-06.

Las rocas son de color gris claro a crema – rojizo. Las rocas están milonitizadas en diferentes grados, desde proto milonitas (Ch21-04, Ch21-05, **Figura 13b**), milonitas (Ch21-06, Ch21-19, **Figura 13c y d**) y ultra milonitas (Ch21-11, **Figura 13a**); mineralógicamente son muy similares, únicamente distinguiendo en dos afloramientos el contenido de granate (CH21-06) y de hornblenda (Ch21-19).

En las muestras menos deformadas (CH21-04 y Ch21-05) las composiciones van de granito a granodiorita. El tamaño de grano de estas rocas varía de muy fino a grueso, con foliaciones marcadas por porfidoblastos de tamaños centimétricos a varios milímetros de plagioclasa y feldespato potásico en matriz con abundante cuarzo y plagioclasa. En los afloramientos las rocas se observan silicificadas, oxidadas (con hematita) y atravesadas por vetillas de cuarzo. Cerca de Agua Tibia, en el cauce del Río Matasano, existe una expresión de actividad hidrotermal, la cual es posiblemente la causa de las alteraciones en estas rocas.

En un afloramiento cerca del contacto entre el granitoide y el gneis hornbléndico intercalado con anfibolita, se encontró un metagranitoide milonitizado con porfidoclastos de granate de tamaño milimétrico a < 1mm (muestra CH21-06). Esta muestra se encuentra foliada, con una composición mineral similar a la de los granitoides; tiene una textura milonítica la cual puede haberse desarrollado posiblemente durante la intrusión en un contacto tectónico. Con la finalidad de obtener una edad de cristalización, se separaron granates de esta muestra para analizarlos por isótopos de Sm-Nd (sección 5.5.1).


**Figura 13.** a) muestra CH21-11, en la que se aprecia la foliación marcada por bandas de cuarzo - plagioclasa y porfidoblastos de feldespato potásico. b) muestra de afloramiento CH21-05, oxidada. c) muestra Ch21-19 en donde se observan porfidoblastos de plagioclasa y feldespato potásico en matriz de cuarzo microcristalino y anfibol. d) muestra Ch21-06, granitoide milonitizado con cristales de granate milimétricos.

La asociación mineral de estas rocas es Qz + PI + Kfs ± Hb ± Grt ± Bt. En lámina delgada se observa una textura porfidoblástica marcada por grandes porfidoclastos de feldespato potásico y plagioclasa en matriz de cuarzo - plagioclasa (milonítica), con ocasionales bandas de anfibol (**Figura 14c**). Por la textura de los minerales se interpreta que estas rocas estuvieron sujetas a deformación dúctil y a un metamorfismo progrado en facies altas de esquistos verdes o bajas de anfibolita, marcado por la clorita y la recristalización del feldespato potásico, retrógrado probablemente a clorita y mica blanca.

El cuarzo es muy abundante, va de cristales muy pequeños (decenas de micras) a algunos de tamaño intermedio (entre 60 y 80 micras), subhedrales a anhedrales, recristalizados, con extinción ondulatoria. Se observan cristales en bandas y en la matriz de la roca, rodeando los porfidoclastos de feldespato potásico y plagioclasa, así como el anfíbol cuando está presente. Hay desarrollo de mirmequitas, lo que sugiere que la temperatura durante la deformación fue suficientemente alta para la recristalización de feldespato con movilidad de K y Na (**Figura 14a y b**).

La plagioclasa está presente como grandes porfidoclastos fracturados, con algunas maclas polisintéticas distinguibles e inclusiones de epidota y hornblenda. También existen cristales pequeños de una segunda generación dentro de la matriz, incoloros y sin maclas. Generalmente se encuentra medianamente a muy alterada a sericita (**Figura 14c**).

Los feldespatos potásicos se forman en dos sistemas cristalinos diferentes (monoclínico y triclínico) según el grado de orden en su estructura atómica, lo cual depende directamente de la temperatura. La ortoclasa es típica de plutones graníticos (formándose a ~720-900 °C), que al enfriarse lentamente propician el ordenamiento atómico, mientras que la microclina, con una estructura enrejada, se forma a temperaturas más bajas (~500-600 °C) siendo resultado comúnmente de la recristalización durante el metamorfismo (Best, 2003 y referencias dentro del mismo).

El feldespato potásico se presenta como grandes porfidoclastos, de tamaño centimétrico a varios milímetros, a veces fracturados, recristalizado a microclina, aunque también como ortoclasa anhedral a subhedral, ocasionalmente con texturas de pertitas en flama desarrolladas por estrés desviatorio, lo que puede indicar recristalización del feldespato potásico durante la deformación, sugiriendo temperaturas superiores a los 500 °C (**Figura 14a y b**).

La hornblenda solo se encontró en la muestra CH21-19, es de color marrón a verde olivo, forma pequeñas bandas de cristales alargados que marcan la foliación y rodean los porfidoclastos de feldespato potásico y plagioclasa. Los cristales de hornblenda de mayor tamaño tienen ocasionalmente inclusiones de plagioclasa, cuarzo y algunos minerales opacos, alterada en los bordes y a veces completamente a clorita y epidota (**Figura 14c**).

El granate solo se encontró en la muestra Ch21-06, se observa bien formado, a veces fracturado, sin zonamiento ni alteración de los cristales (**Figura 14d y f**).

La biotita es de color marrón, como pequeños cristales de decenas de micras, a veces alterados a clorita en sus bordes y en contacto con minerales opacos (**Figura 14e**). Como minerales accesorios se pueden encontrar zircón, apatito, titanita y opacos.



**Figura 14.** Fotografías de láminas delgadas de metagranitoides, todas con nicoles cruzados. a) muestra CH21-11, se observa un porfidoclasto de feldespato potásico en matriz de cuarzo-plagioclasa con textura milonítica. b) muestra CH21-11, detalle de porfidoclasto de feldespato potásico con maclas típicas de microclina en matriz de cuarzo-plagioclasa; en el círculo rojo se destacan pertitas tipo flama en lo que parece una porción del cristal no completamente recristalizado. c) vista general de muestra CH21-19, se observa un gran porfidoclasto de plagioclasa alterado a sericita en matriz de cuarzo-plagioclasa y anfíbol alterado; la textura general es milonítica. d) muestra CH21-06, cristal fracturado de granate con inclusiones de plagioclasa y cuarzo en matriz milonítica. e) muestra CH21-05, cristales de biotita rodeados de cristales de cuarzo y plagioclasa. f) muestra CH21-06, detalle de un cristal de granate en matriz milonítica de cuarzo y plagioclasa.

#### 5.3.3 Anfibolitas masivas y gneis hornbléndico

Las litologías de anfibolita masiva y gneis hornbléndico son las más abundantes en el área de estudio, afloran al este y sureste, en las cercanías de los poblados Santa María, Agua Tibia y en el cauce del río Matasano.

Los afloramientos consisten de secuencias de intercalaciones entre anfibolitas masivas de grano fino a grueso y rocas foliadas con tamaño de grano medio a grueso, compuestas por bandas o boudines ricos en plagioclasa de pocos a decenas de centímetros, y bandas oscuras centimétricas compuestas principalmente de hornblenda plegadas de forma estrecha a isoclinal (**Figura 15a y b**).

Las rocas son de color gris oscuro, verdoso o a veces inclusive algo rojizas. Se componen de cristales de pocos milímetros de plagioclasa y hornblenda en matriz de anfíbol y con bandas continuas o boudines de plagioclasa y poco cuarzo (**Figura15c**). En los afloramientos las rocas se observan fuertemente cloritizadas, con algo de oxidación y ocasionalmente atravesadas por vetillas de cuarzo y calcita, además de que algunas muestras cercanas a Agua Tibia se encuentran mineralizadas con considerables cantidades de pirita y pirrotita diseminada, probablemente debido a la actividad hidrotermal presente en las cercanías, de donde toma el nombre el poblado.

La asociación mineral de estas rocas es Hb + Pl + Qz ± Bt ± Cal. En lámina delgada el gneis hornbléndico presenta textura pórfido-nematoblástica marcada por porfidoblastos de plagioclasa y hornblenda en matriz compuesta de bandas de plagioclasa intercaladas con bandas de anfíboles (**Figura 16c**). Las anfibolitas masivas presentan una textura grano-nematoblástica compuestas casi exclusivamente por hornblenda, con plagioclasa ocasional, sin una foliación bien definida (**Figura 16e**). La asociación mineral encontrada sugiere que estas rocas alcanzaron condiciones de presión y temperatura hasta llegar a facies de anfibolita, luego en un evento retrógrado fueron afectadas a facies de esquistos verdes.

La hornblenda es el mineral con mayor abundancia; en el gneis hornbléndico forma bandas continuas de cristales alargados y orientados, mientras que granos de mayor tamaño ocurren como porfidoblastos, de color marrón a verde olivo. Se encuentran alteradas a clorita, epidota y ocasionalmente a actinolita en los bordes o a veces completamente, con inclusiones de plagioclasa y biotita (**Figura 16c, f**). En la anfibolita masiva la hornblenda es de menor tamaño y ocurre como cristales dentro de una matriz de plagioclasa sin orientación preferencial, color marrón a verde olivo con abundante alteración a clorita y epidota (**Figura 16e**).



**Figura 15.** a) afloramiento CH21-07 sobre río Matasano, cercano a Agua Tibia, donde se observan pliegues estrechos en las rocas a escala macroscópica. b) afloramiento CH21-08 en el que se observan bandas máficas y félsicas centimétricas intercaladas. c) afloramiento CH21-15 en el que se observa una banda clara delgada entre dos bandas obscuras masivas d) detalle de afloramiento CH21-08 en el que se observan porfidoblastos fracturados de hornblenda y bandas de plagioclasa.

La plagioclasa dentro del gneis hornbléndico es abundante en la matriz y en las bandas como cristales pequeños sin maclas, ocasionalmente, formando porfidoclastos con algunas maclas polisintéticas aún reconocibles y también como inclusiones en los anfíboles. La alteración de los cristales de plagioclasa va de moderada a muy alterada a sericita (**Figura 16a y b**). En la anfibolita masiva la plagioclasa se encuentra como pequeños cristales sin maclas que forman la matriz.

El cuarzo en el gneis hornbléndico es poco abundante y se presenta como cristales muy pequeños, recristalizados y con extinción ondulatoria dentro de las bandas continuas en conjunto con plagioclasa. En la anfibolita masiva el cuarzo es aún menos abundante, presente solo como cristales pequeños dentro de la matriz, con extinción ondulatoria.

La biotita es escasa, se presenta ocasionalmente como pequeños cristales euhedrales de pocas decenas de micras aislados de color rojizo (**Figura 16d**), en contacto con minerales opacos o como inclusiones en hornblenda. Como minerales accesorios se pueden encontrar zircón, titanita, apatito, magnetita, pirita, pirrotita y vetillas de calcita (**Figura 16d**).



**Figura 16.** Imágenes de láminas delgadas de gneises hornbléndicos y anfibolitas masivas, a), c), d) y e) en nicoles paralelos, b) y f) en nicoles cruzados. a) muestra CH21-07, detalle de un porfidoblasto de hornblenda en matriz de plagioclasa y anfíbol. b) muestra Ch21-14, bandas y boudines intercalados entre hornblenda y cuarzo-plagioclasa en matriz milonítica. c) muestra CH21-07, se observan porfidoblastos de hornblenda rodeados por cristales de menor tamaño de anfíbol en matriz de plagioclasa; se aprecia la deformación alrededor de los cristales más grandes. d) muestra Ch21-08, se observa un cristal de biotita roja aislado y un cristal de zircón dentro de una banda rica en plagioclasa. e) muestra CH21-16, anfibolita masiva casi completamente formada por hornblenda reemplazada a clorita sin orientación preferencial. f) muestra CH21-17, se observa un porfidoclasto de hornblenda en matriz milonítica de plagioclasa y anfíbol alterado a clorita y epidota en colores altos de pleocroísmo.

### 5.3.4 Metasedimentos

Estas rocas afloran en las cercanías de los poblados Capitán Luis Ángel Vidal, Nueva Reforma – Las Pilas, y en el camino a la bifurcación hacia Rancho Bonito y Agua Tibia – Santa María, en la zona norte y noreste del área de estudio.

Los afloramientos consisten de rocas color claro, crema a rojizo o inclusive verdosas, terrosas, arcillosas y deleznables, con una estratificación marcada y distinguible con estratos centimétricos, en las que se puede observar abundante cuarzo, arcillas y algunos óxidos. Posiblemente son correlacionables con la Formación Santa Rosa compuesta por pizarras, filitas y metasedimentos carbonosos sucios (**Figura 17**).



**Figura 17.** a) Afloramiento CH21-09 donde se observan filitas arenosas sobre el camino que baja de Capitán Ángel Vidal hacia la bifurcación a Rancho Bonito. b) Detalle de muestra CH21-09, una filita arenosa en la que se pueden observar capas ondulatorias y algunos clastos.

La asociación mineral de estas rocas es Qz + PI ± Kfs ± Ms ± Cal ± Bt. En lámina delgada presentan una textura clástica con abundante cuarzo, granos de mica blanca, plagioclasa y feldespato potásico ocasionales. La matriz está compuesta de minerales arcillosos y pueden observarse fragmentos líticos de mayor tamaño de redondeados a angulosos, la calcita se presenta en vetillas. Las rocas se pueden clasificar como litoarenitas a metagrauvacas, o filitas arenosas a carbonosas, con un metamorfismo de muy bajo a bajo grado marcado por la clorita y la mica blanca microcristalina.

El cuarzo varía de tamaño, de cientos a decenas de micras, redondeados, ocasionalmente con extinción ondulatoria y en capas divididas por pequeñas bandas de arcillas y mica blanca.

La mica blanca se presenta en dos tamaños, el más pequeño de probable origen metamórfico rellenando los huecos entre los granos de cuarzo o marcando una foliación incipiente, el segundo es de cristales más grandes con forma reconocible, posiblemente detríticos (**Figura 18**). Existen cristales de plagioclasa sericitizados. Entre los minerales accesorios se encuentran zircón y minerales opacos.



**Figura 18.** Lámina de muestra CH21-09 en nicoles cruzados, se observan granos de cuarzo, y dos tamaños de granos de mica blanca, siendo probablemente el tamaño mayor detrítico (izquierda) y el menor (derecha) producto del metamorfismo de bajo grado que sufrieron estos sedimentos.

## 5.4 Estructuras y direcciones de movimiento relativo

Se midieron rasgos estructurales de foliación y lineación en los afloramientos de rocas metamórficas, concentrándose en un par de zonas: al noroeste del área de estudio en el gneis cuarzo feldespático con biotita y hornblenda, cerca de la comunidad Las Pilas y, hacia el centro – sur, alrededor de Agua Tibia y Santa María en el gneis hornbléndico. La distribución de las mediciones fue debido a las restricciones logísticas que hubo en la zona. En general las rocas de la zona están foliadas y bandeadas o con boudines, tienen pliegues isoclinales a estrechos, aunque en ocasiones son más amplios.

Se graficaron las orientaciones del buzamiento y las lineaciones en un estereograma (**Figura 19**) y se interpretó con base en las observaciones en lámina delgada y en las mediciones realizadas en campo, que el bloque que contiene las rocas de la zona tiene un movimiento relativo hacia el sur – sureste.

Analizando los datos recopilados se puede observar una tendencia del buzamiento hacia el nor-noreste, con direcciones de lineación sureste, dentro de los afloramientos y las láminas delgadas orientadas se pueden observar estructuras S-C y plegamiento a escalas macro y microscópicas (descritas a detalle en la sección 5.4.1).



**Figura 19.** Estereograma de foliaciones y lineaciones de las rocas metamórficas dentro del área de estudio. Nótese la tendencia hacia el nor-noreste y el buzamiento de intermedio a sub vertical. Las flechas rojas indican la dirección de la lineación y el sentido relativo del bloque superior.

## 5.4.1 Milonitas

Las milonitas son abundantes en la zona y fueron identificadas en las litologías de gneis cuarzo feldespático con biotita y hornblenda, metagranitoide y dentro del gneis hornbléndico.

Las muestras de mano y en lámina delgada fueron marcadas con una "X" indicando la dirección de la lineación y "Z" indicando la dirección vertical perpendicular a la foliación (hacia el interior de la Tierra)

(Figura 20). De esta manera son apreciables las estructuras formadas entre los porfidoclastos, la matriz y las bandas de anfíbol o cuarzo que se desarrollan en el ambiente dúctil, recalcando que cortando en dirección a la lineación se muestra el verdadero sentido del movimiento. Esto se observa especialmente en las muestras de gneis cuarzo feldespático con biotita y hornblenda, es decir las muestras con mayor contenido de cuarzo.



**Figura 20.** Muestras orientadas en litología de gneis cuarzofeldespático con biotita y hornblenda. Se indican las direcciones de lineación (x) y vertical (z), se pueden observar estructuras S-C en los porfidoclastos de hornblenda como sombras de presión y las bandas de cuarzo a diferentes escalas. a) y c) corte orientado en muestra de mano y lámina respectivamente de muestra CH21-01, con dirección de movimiento relativo dextral; b) y d) corte orientado en muestra de mano y lámina respectivamente de muestra CH21-02, con dirección de movimiento relativo dextral.

En la litología de gneis cuarzo feldespático con biotita y hornblenda las muestras CH21-01, CH21-02 y CH21-03 fueron identificadas como milonitas en campo; en las dos primeras muestras se pudo medir la

lineación de los minerales y observar en lámina delgada porfidoclastos de hornblenda con sombras de presión desarrolladas identificándose un movimiento relativo dextral (**Figura 20**).



**Figura 21.** Muestras orientadas en litología de gneis hornbléndico, se indican direcciones de lineación (x) y vertical (z) marcadas. Se pueden observar estructuras S-C en los porfidoclastos de hornblenda como sombras de presión y deformación en las bandas de plagioclasa a diferentes escalas. a) y c) corte orientado y lámina respectivamente de muestra CH21-15 con dirección de movimiento relativo sinestral; b) y d) corte orientado y lámina respectivamente de muestra CH21-17 con dirección de movimiento relativo sinestral.

En el gneis hornbléndico fue más complicado determinar la dirección de la lineación. Dada la casi ausencia de cuarzo y su comportamiento de recristalización dúctil, se pueden enmascarar estructuras como sombras de presión o bandas recristalizadas que revelen mayor evidencia acerca de la dirección del movimiento, la cual se logró identificar en las muestras CH21-07, CH21-08, CH21-14, Ch21-15 y Ch21-17.

En esta litología las direcciones de movimiento relativo varían, encontrando movimiento tanto dextral como sinestral (**Figura 21**), sin embargo, al graficar en el estereograma se observan de manera congruente las direcciones de movimiento relativo del respectivo bloque superior hacia el N-NW (contrario a las direcciones de lineación, ya que éstas indican el movimiento relativo del bloque inferior, como se indica en la **Figura 19**).

## 5.5 Isótopos Sm-Nd

En el presente trabajo se analizaron isótopos de Sm-Nd por dilución isotópica de un total de 15 muestras de roca total del área de estudio más diez concentrados de granate de una total de cuatro muestras, siendo una muestra perteneciente a la zona de estudio (metagranitoide milonitizado, muestra CH21-06) y las tres restantes colectadas en campañas de campo anteriores cercanas a la zona de Custepec, al centro del CMC y noroeste del área de estudio de este trabajo (CH19-52, CH19-54 y CH19-63a; **Tabla 5**).

#### 5.5.1 Isócronas de granate y roca total

Las isócronas fueron generadas con IsoplotR (Vermeesh, 2018) utilizando las opciones de 2se (%) para las incertidumbres, con el modelo "1. Maximum Likehood". El valor del MSWD (promedio de la suma de las desviaciones ponderadas, por sus siglas en inglés) indica la bondad del ajuste de la línea recta que atraviesa los puntos de la isócrona. El valor numérico del MSWD depende del número de muestras y la magnitud de los errores analíticos que determinan los valores ponderados, y su valor límite o adecuado es variable según la muestra y los criterios geológicos, aunque por lo general un valor indicado está cerca de 1, reflejando la bondad del mismo y el equilibrio entre las incertidumbres y la dispersión de los datos (Faure y Mensing, 2005).

Se analizaron tres alícuotas de granate más la roca total de la muestra CH21-06, que corresponde a un metagranitoide milonitizado con granate cercano al poblado de Agua Tibia. Los granates ligeramente molidos en mortero de ágata fueron lixiviados con HF y HNO<sub>3</sub> (dos alícuotas con ambos ácidos y una solamente con HF), con el fin de eliminar inclusiones dentro de los granates que pudieran afectar las relaciones entre Sm y Nd tal como clorita o epidota, teniendo en cuenta que existe un metamorfismo en

facies de esquistos verdes en la zona. Los valores de <sup>147</sup>Sm/<sup>144</sup>Nd de la muestra CH21-06 varían desde 0.1119 (roca total) y 3.0652 (granate lixiviado con HF), mientras que las relaciones isotópicas correspondientes <sup>143</sup>Nd/<sup>144</sup>Nd van de 0.512238 a 0.516387 (**Tabla 5**). Los cuatro puntos caen sobre una línea recta en un diagrama de isócrona cuya pendiente corresponde a una edad de 215.38 ± 0.54 Ma ( $2\sigma$ , Triásico Superior), con un valor <sup>143</sup>Nd/<sup>144</sup>Nd<sub>(0)</sub> de 0.512081 que corresponde a un valor ɛNd de -5.3. Para esta muestra se utilizaron valores de incertidumbre analíticos (2 s.e. = *standard error*, por sus siglas en inglés), debido a su ajuste significativo que se ve reflejado en un MSWD de 0.38, indicando que las incertidumbres fueron sobreestimadas en este caso, recalcando el grado de precisión que puede obtenerse gracias al proceso de lixiviado (**Figura 22a**).

Muestra (alícuota)	Lixiviado	Sm (ppm)	Nd(ppm)	<sup>147</sup> Sm/ <sup>144</sup> Nd	s.e. (%)*	<sup>143</sup> Nd/ <sup>144</sup> Nd	s.e. (%)*
CH19-52a (WR2)	-	9.18	39.30	0.14129	0.0131	0.511988	0.0008
CH19-52b (WR1)	-	4.86	21.91	0.13424	0.0058	0.511993	0.0006
CH19-52b Grt	HF + HNO3	4.59	2.06	1.34595	0.0074	0.514015	0.0027
CH19-63a (WR1)	-	5.75	32.87	0.10579	0.0134	0.511767	0.0008
CH19-63a-RP (WR2)	-	7.06	42.1	0.10140	0.008	0.511749	0.0006
CH19-63a Grt1	HF + HNO3	5.20	7.38	0.76833	0.0346	0.512897	0.0014
CH19-63a Grt2	HF + HNO3	3.71	7.96	0.72860	0.0075	0.512816	0.0025
CH19-63a-Grt3	HF	5.69	3.42	1.00682	0.0169	0.513303	0.0052
CH19-54 (WR)	-	9.07	45.06	0.12166	0.0146	0.512353	0.0006
CH19-54 Grt1	HF + HNO3	4.81	4.92	0.59251	0.0067	0.513114	0.0018
CH19-54 Grt2	HF + HNO3	4.40	3.53	0.75794	0.0062	0.513397	0.0019
CH19-54 Grt3	HF	3.46	2.61	0.80042	0.0123	0.513456	0.0024
CH21-06 (WR)	-	1.06	5.75	0.11188	0.0034	0.512238	0.0005
CH2106-Grt1	HF	10.29	2.03	3.06524	0.04487	0.516387	0.0036
CH2106-GRT2	HF + HNO3	10.64	2.20	2.92250	0.02571	0.516192	0.0023
CH2106-Grt3	HF + HNO3	9.97	10.49	0.57467	0.02164	0.512884	0.0026

 Tabla 5. Concentraciones de Sm y Nd y relaciones isotópicas de las muestras de roca total y granates analizados para la construcción de las isócronas

**s.e. (%)\*** se refiere a la incertidumbre generada calculando dos veces la desviación estándar dividida por la raíz cuadrada del número de integraciones durante la medición (típicamente 75-78), para estos cálculos de los errores en <sup>147</sup>Sm/<sup>144</sup>Nd se propagaban los errores 2 s.e. en <sup>150</sup>Nd<sub>spike</sub>/<sup>144</sup>Nd<sub>natural</sub> y <sup>149</sup>Sm<sub>spike</sub>/<sup>147</sup>Sm<sub>natural</sub> medidos.

La muestra CH19-52a corresponde a una anfibolita migmatizada y milonitizada con granate cercana a la zona de Custepec, con coordenadas de latitud 15.724° y longitud -92.879°. De esta muestra únicamente se obtuvo un concentrado de granate ya que las condiciones no permitieron una separación ideal (tamaño de grano muy fino, cristales muy alterados con bastantes inclusiones y, comportamiento similar entre densidad y magnetismo de la hornblenda y el granate). Se construyó la isócrona únicamente con tres

puntos, leucosoma y neosoma de la roca total y la alícuota de granate que fue tratada con HF + HNO<sub>3</sub>, misma que arrojó valores de <sup>147</sup>Sm/<sup>144</sup>Nd de 1.3460 con <sup>143</sup>Nd/<sup>144</sup>Nd de 0.514015. Junto con el leucosoma y el melanosoma (WR1 y WR2 en la **Tabla 5**) se calculó una isócrona con una pendiente correspondiente a una edad de 256.6 ± 2.4 Ma (2 $\sigma$ , Pérmico tardío), con un valor <sup>143</sup>Nd/<sup>144</sup>Nd<sub>(0)</sub> de 0.511760 que corresponde a un valor ɛNd de -10.6. El valor de MSWD de 2.4 (**Figura 22b**) puede no ser muy confiable por incluir solo tres puntos; sin embargo; los resultados concuerdan con los encontrados para muestras similares dentro del área. Para esta muestra se utilizaron valores de incertidumbre de reproducibilidad externa promedio en el laboratorio (no los analíticos) de 0.1 % para <sup>147</sup>Sm/<sup>144</sup>Nd y de 0.003 % para <sup>143</sup>Nd/<sup>144</sup>Nd (2s.e.).

La muestra CH19-54 corresponde a una anfibolita con granate cercana a la zona de Custepec, con coordenadas de latitud 15.730° y longitud -92.967°. De esta muestra se separaron tres alícuotas de granate (dos de las cuales se trataron con HF + HNO<sub>3</sub>, y la restante sólo con HF) y una de roca total. Los valores encontrados para las relaciones <sup>147</sup>Sm/<sup>144</sup>Nd van de 0.1217 (roca total) a 0.8004 (Grt3), y las relaciones <sup>143</sup>Nd/<sup>144</sup>Nd van de 0.512353 (roca total) a 0.513456 (Grt3). La pendiente la isócrona corresponde a una edad de 249.8 ± 4.3 Ma (2 $\sigma$ , Pérmico tardío – Triásico temprano), con un valor <sup>143</sup>Nd/<sup>144</sup>Nd<sub>(0)</sub> de 0.512153 que corresponde a un valor  $\epsilon$ Nd de -3.1, con un MSWD de 0.83 (**Figura 22c**); las incertidumbres utilizadas para esta muestra fueron las de reproducibilidad externa.

La muestra Ch19-63a corresponde a un gneis hornbléndico milonitizado con granate cercana a la zona de Custepec, con coordenadas de latitud 15.726° y longitud -92.852°. De esta muestra se separaron tres alícuotas de granate (dos tratadas con HF + HNO<sub>3</sub> y una sólo con HF) y dos de roca total. Los valores encontrados para <sup>147</sup>Sm/<sup>144</sup>Nd van de 0.1014 (roca total) a 1.0068 (Grt3), mientras que las relaciones <sup>143</sup>Nd/<sup>144</sup>Nd van de 0.511749 (roca total) a 0.513303 (Grt3). La pendiente de la isócrona corresponde a una edad de 261.7 ± 2.8 Ma (2 $\sigma$ , Pérmico medio – superior), con un valor <sup>143</sup>Nd/<sup>144</sup>Nd<sub>(0)</sub> de 0.511580 que corresponde a un valor  $\epsilon$ Nd de -13.9, con un MSWD de 0.91 (**Figura 22d**); las incertidumbres utilizadas para esta muestra fueron las de reproducibilidad externa.



**Figura 22(a-d)**. Diagramas de isócrona <sup>147</sup>Sm/<sup>144</sup>Nd contra <sup>143</sup>Nd/<sup>144</sup>Nd de las rocas analizadas por isótopos de Sm-Nd en granate y roca total.

## 5.5.2 Parámetro ɛNd y edades modelo TDM en roca total

Con las relaciones isotópicas de Sm y Nd obtenidos de las 15 muestras de roca total del área de estudio se calcularon los valores de épsilon Nd y la edad modelo para manto empobrecido (TDM<sub>Nd</sub>) con el modelo basado en los parámetros de Liew y Hofmann (1988), con <sup>147</sup>Sm/<sup>144</sup>Nd=0.219 y <sup>143</sup>Nd/<sup>144</sup>Nd=0.513151. Los parámetros para el reservorio condrítico uniforme (CHUR) utilizados en este trabajo son los propuestos por Bouvier et al. (2008), con <sup>147</sup>Sm/<sup>144</sup>Nd = 0.1960 y <sup>143</sup>Nd/<sup>144</sup>Nd = 0.512630. Los resultados están listados

en la **Tabla 6** y las localizaciones con las edades modelo TDM correspondientes se encuentran en el mapa geológico de la **Figura 23**.

Muestra	Litología	Sm	Nd	<sup>147</sup> Sm/ <sup>144</sup> Nd	s.e. (%)*	<sup>143</sup> Nd/ <sup>144</sup> Nd	s.e. (%)*	εNd (0)	εNd (250)	εNd (900)	TDM <sub>(Nd)</sub> (Ga)
		ppm	ppm								
CH21-01	G. QFs	1.53	32.30	0.12643	0.0102	0.511960	0.0008	-13.1	-11.0	-5.2	2.0
CH21-02	G. QFs	4.66	21.19	0.13281	0.0055	0.511965	0.0006	-13.0	-11.1	-5.8	2.1
CH21-03	G. QFs	2.52	38.50	0.17440	0.0101	0.512384	0.0006	-4.8	-4.3	-2.4	2.6
CH21-06	M. G.	1.06	5.75	0.11188	0.0034	0.512238	0.0005	-7.7	-5.1	2.0	1.3
CH21-07	G. Hb	8.74	46.74	0.11308	0.0130	0.512521	0.0005	-2.1	0.4	-	0.9
CH21-08	G. Hb	1.17	4.38	0.16196	0.0028	0.512331	0.0005	-5.8	-4.9	-2.0	2.2
CH21-11	M. G.	0.25	5.90	0.11323	0.0023	0.512301	0.0006	-6.4	-3.9	-	1.2
CH21-12	Metagabro	6.29	30.86	0.12313	0.0068	0.512350	0.0006	-5.5	-3.3	2.9	1.3
CH21-13	G. Hb	1.90	10.19	0.11263	0.0042	0.511917	0.0006	-13.9	-11.4	-4.4	1.8
CH21-14	G. Hb	1.08	4.15	0.15694	0.0036	0.512339	0.0006	-5.7	-4.6	-1.3	2.0
CH21-15	G. Hb	1.40	5.37	0.15799	0.0026	0.512218	0.0006	-8.0	-7.0	-3.7	2.3
CH21-16	G. Hb	7.05	25.66	0.16618	0.0068	0.512454	0.0007	-3.4	-2.6	-0.1	2.0
CH21-17	G. Hb	3.30	13.61	0.14670	0.0039	0.512222	0.0009	-8.0	-6.5	-2.4	2.0
CH21-18	G. Hb	5.28	25.84	0.12350	0.0100	0.512314	0.0007	-6.2	-4.0	2.1	1.3
CH21-19	M. G	7.18	38.57	0.11252	0.0072	0.512467	0.0005	-3.2	-0.7	-	1.0

Tabla 6. Muestras analizadas por isótopos de Sm y Nd en roca total.

. **s.e. (%)\*** se refiere a la incertidumbre generada calculando dos veces la desviación estándar dividida por la raíz cuadrada del número integraciones durante la medición (típicamente 75-78), para estos cálculos de los errores en <sup>147</sup>Sm/<sup>144</sup>Nd se propagaban los errores 2 s.e. en <sup>150</sup>Nd<sub>spike</sub>/<sup>144</sup>Nd<sub>natural</sub> y <sup>149</sup>Sm<sub>spike</sub>/<sup>147</sup>Sm<sub>natural</sub> medidos. **T**<sub>DM(Nd)</sub> se refiere a la edad modelo calculada con el modelo de manto empobrecido de Liew y Hofmann (1988). G. Q-KFs – gneis cuarzo feldespático con biotita y hornblenda, G. Hb – gneis hornbléndico, M.G. – metagranitoide.

Al graficar las muestras en un diagrama ɛNd contra el tiempo se observa la tendencia evolutiva y edad similar entre muestras, lo que fue agrupado en 2 conjuntos:

 El primer grupo se compone de seis muestras: tres metagranitoides (CH21-06, CH21-11, CH21-19), un rodado de metagabro encontrado en la localidad de Santa María (CH21-12), un gneis hornbléndico estrechamente plegado (CH21-07), y una anfibolita masiva (CH21-18), con edades de residencia cortical de entre 1.3 a 0.9 Ga. Los valores de <sup>147</sup>Sm/<sup>144</sup>Nd de estas rocas van de 0.11188 a 0.12350, mientras que los valores de las relaciones <sup>143</sup>Nd/<sup>144</sup>Nd tienen un rango de 0.512238 a 0.512314. Los valores de εNd<sub>(hoy)</sub> de este grupo de rocas van de -7.8 a -2.3 (Figura 23) y recalculado a la edad del evento tectonotermal dominante en el CMC hace ~250 Ma los valores εNd<sub>(250Ma)</sub> varían entre -5.0 a +0.5. 2. El segundo grupo consiste de nueve muestras, seis gneises hornbléndicos (CH21-08, CH21-13, CH21-14, CH21-16, CH21-15 y CH21-17) y, tres muestras de gneis cuarzo feldespático con biotita y hornblenda (CH21-01, CH21-02 y CH21-03), con edades modelo TDM<sub>Nd</sub> de entre 2.6 a 1.8 Ga. Los valores de <sup>147</sup>Sm/<sup>144</sup>Nd de estas rocas van de 0.12643 a 0.17440, mientras que los valores de las relaciones <sup>143</sup>Nd/<sup>144</sup>Nd tienen un rango de 0.511960 a 0.512384, con edades modelo TDM correspondientes de entre 2.6 y 1.8 Ga (**Tabla 6**). Debido a que el valor <sup>147</sup>Sm/<sup>144</sup>Nd de 0.17440 se encuentra muy por encima de los valores recomendados por Liew y Hofman (1988), se descarta esta muestra para calcular una edad modelo, por lo que se restringe el rango entre 2.3 y 1.8 Ga. Los valores de εNd<sub>(hoy)</sub> de este conjunto de rocas va de -14.1 a -3.6 y εNd<sub>(900Ma)</sub> varían entre -5.8 a -0.1 (**Figura 23**).



Pie de Figura en la siguiente página

**Figura 23.** Arriba: mapa de localización de muestras y edades modelo calculadas; en amarillo se indica el grupo de rocas con edades corticales más antiguas y en azul las que tienen edades más jóvenes. Abajo: diagrama de ɛNd contra el tiempo (Ga), con dos grupos de rocas, en azul el grupo de metagranitoides más jóvenes, en amarillo el segundo grupo con ortogneises más antiguos. Se muestra también la línea de evolución del manto empobrecido utilizando los parámetros del modelo de Liew y Hofmann (1988).

## 5.6 Geocronología por U-Pb en zircón

Las estructuras internas de los zircones se pueden observar en las imágenes de catodoluminiscencia (CL) y revelan procesos complejos de magmatismo y metamorfismo en las rocas analizadas. La ubicación de las muestras se puede observar en el mapa de la **Figura 10**. Todas las incertidumbres están reportadas con dos veces la desviación estándar (2σ) para los datos individuales y 95 % nivel de confianza para las edades calculadas (concordia, intersección con concordia y promedio ponderado). Los resultados se encuentran enlistados en las **Tablas 7 - 13** del **Anexo A**. A continuación se describen las características y resultados obtenidos en las rocas analizadas.

### 5.6.1 Gneis cuarzo feldespático con biotita y hornblenda (CH21-02)

Se analizó una muestra de esta litología (CH21-02) colectada en las cercanías del poblado Las Pilas, en el cauce del río homónimo (**Figura 10**). De esta muestra se montaron 54 cristales con coloración transparente a ligeramente rosada con terminaciones bipiramidales en su mayoría, aunque en algunos casos pueden ser redondeados, con pocas inclusiones distinguibles bajo el microscopio binocular. De los zircones montados se analizaron 42 puntos de 18 cristales, ubicando el haz del láser en núcleos y diferentes zonas de crecimiento.

En las imágenes de CL de los cristales (**Figura 24**) se observan dos a tres dominios distinguibles, a veces con zonación oscilatoria marcada o difusa, estructuras desarrolladas típicamente en zircón metamórfico. Muchos de los análisis mayores a 500 Ma de edad aparente <sup>207</sup>Pb/<sup>206</sup>Pb son discordantes, pudiendo tratarse de edades mezcladas entre núcleo heredado, sobrecrecimiento y pérdida de Pb por uno o más eventos metamórficos (**Figura 25a**).

Los núcleos son anhedrales, entre alargados y redondeados con edades aparentes <sup>207</sup>Pb/<sup>206</sup>Pb en un rango de 1530 a 1190 Ma. Se observan oscuros en las imágenes (baja a mediana respuesta a CL). Las relaciones Th/U de estos puntos varían de 0.22 a 0.47, a excepción de los puntos 3, 28 y 40 con relaciones bajas (0.08 a 0.13) y los puntos 36 y 27 con relaciones altas (0.83 y 0.89).

Existen núcleos redondeados a prismáticos, bipiramidales, con edades aparentes <sup>206</sup>Pb/<sup>207</sup>Pb en un rango de 1087 a 856 Ma más claros (media CL). Las relaciones Th/U de estos puntos son variantes y en general abarcan del rango de 0.08 a 0.65, con excepción de dos análisis con relaciones bajas (punto 30 con 0.01 y punto 11 con 0.04).

Los crecimientos metamórficos más externos son pequeños y generalmente se desarrollan como los picos de las pirámides del zircón, con edades aparentes <sup>238</sup>U/<sup>206</sup>Pb que van de 279 a 246 Ma, con baja a moderada CL. Las relaciones Th/U de estos puntos son bajas de 0.02 a 0.05, con excepción del análisis 31 con 0.21.



**Figura 24.** Imagen de CL de cristales de zircón de la muestra Ch21-02. En blanco se indica el número de análisis mostrado en la **Tabla 7** del **Anexo A**, en amarillo se muestran sitios analizados con dominios de edades aparentes <sup>206</sup>Pb/<sup>238</sup>U cercanas a 270-250 Ma, en magenta y verde se muestran los sitios analizados con edades aparentes <sup>207</sup>Pb/<sup>206</sup>Pb cercanas a 950 y 1500 Ma respectivamente.

Al observar la complejidad de las características de los zircones y las edades aparentes de los distintos dominios en los cristales, se decidió construir dos diagramas Wetherill calculando diferentes discordias y dos calculando edades de concordia con un respectivo grupo de resultados similares (**Figura 25**).

En el primer diagrama de concordia con las edades más antiguas se consideraron 18 puntos (1, 3, 4, 5, 9, 12, 13, 23, 27, 30, 33, 34, 35, 38, 39, 40, 41 y 42) para el cálculo de la discordia con sus respectivas intersecciones con la concordia (**Figura 25b**). Esto fue realizado al observar las imágenes de CL y considerar puntos que pudieran tener dominios mezclados, ya fuera naturalmente o por el diámetro del haz realizado para el análisis, y también al observar los puntos graficados y su tendencia, así como el parámetro MSWD. Este diagrama arrojó una edad de intercepto superior en 1579.2 ± 48.7 Ma, y un intercepto inferior correspondiente a 879.0 ± 26.2 Ma, con varios zircones graficando entre estas dos edades y un valor de MSWD de 1.1 (**Figura 25b**). La intersección superior con la concordia se interpreta como la mejor aproximación a la edad de cristalización del protolito ígneo de esta roca durante el Mesoproterozoico temprano (Calymaniano). La intersección inferior en este caso no tiene significado geológico, debido a la pérdida de plomo posterior de estas zonas de crecimiento exteriores.

Para el segundo diagrama de concordia se utilizaron 19 puntos (4, 7, 8, 9, 10, 13, 14, 19,21, 22, 24, 29, 30, 31, 33, 34, 35, 37, 39) con edades aparentes  $^{206}$ Pb/ $^{207}$ Pb menores a 1000 Ma, tomando en cuenta los mismos criterios mencionados anteriormente. En esta discordia se calculó un intercepto superior en 955 ± 28 Ma, y un intercepto inferior con edad en 240.9 ± 18.5 Ma, con pocos zircones graficando entre estas dos edades, y un MSWD de 0.98 (**Figura 25c**). La edad de intersección superior corresponde al primer metamorfismo o bien la migmatización de la roca durante el Toniano temprano, la intersección inferior al metamorfismo durante el Pérmico-Triásico.

Adicionalmente, seis análisis concordantes de un grupo de zircones tonianos arrojaron una edad de concordia de 933.3 ± 11.6 Ma, con un MSWD de 1.0 (**Figura 25d**), la cual podría considerarse como mejor aproximación al evento Toniano.

Los siete puntos analizados sobre los bordes metamórficos arrojaron una edad de concordia en 256.9  $\pm$  3.7 Ma, con un MSWD de 2.5 (**Figura 25e**), lo que refleja la dispersión de los resultados. Estos puntos corresponden a los crecimientos metamórficos con baja respuesta de CL (**Figura 24**).



**Figura 25.** Diagramas de concordia de Wetherill de zircones de muestra CH2102. a) Diagrama con todos los puntos analizados. b) Diagrama entre edades de1600 a 800 Ma en la curva de evolución. c) Diagrama entre edades de 1000 a 200 Ma en la curva de evolución. d) Concordia correspondiente a una edad de 933.3 ± 11.6 Ma. e) Concordia correspondiente a una edad de 256.9 ± 3.7 Ma.

La muestra CH21-07 fue colectada en el área cercana a Agua Tibia, en el cauce del río Matasano. De esta muestra se separaron alrededor de 120 cristales de color claro a transparente, entre redondeados y alargados, algunos bipiramidales. Se analizaron un total de 30 puntos entre bordes y núcleos de 21 cristales.

En las imágenes de CL los cristales se observan zonados oscilatoriamente y en ocasiones de manera difusa, con tonos gises intermedios en la respuesta de CL (**Figura 26**). No se observan núcleos heredados con excepción de un grano que tiene un núcleo con una edad aparente  ${}^{206}$ Pb/ ${}^{238}$ U de 968 ± 35 Ma. Todas las demás edades aparentes  ${}^{206}$ Pb/ ${}^{238}$ U de los análisis realizados varían de 274 a 255 Ma. Los resultados individuales están dentro de sus errores concordantes, por lo que se calculó una edad de concordia con los 29 análisis pérmicos en 267.2 ± 1.7 Ma, con un MSWD de 0.41 (**Figura 27**). La edad encontrada es congruente con el evento metamórfico pérmico que afecta ampliamente el CMC. Las relaciones Th/U de los análisis se encuentran en un rango de 0.33 a 1.25, con excepción de dos análisis con valores bajos 0.04 y 0.02, respectivamente (23 y 25).



**Figura 26.** Imagen de CL de cristales de zircón de la muestra Ch21-07. En blanco se indica el número de análisis mostrado en la **Tabla 8** del **Anexo A**, en amarillo se muestran sitios analizados con edades aparentes <sup>206</sup>Pb/<sup>238</sup>U ± 2 $\sigma$ .



**Figura 27.** Diagrama de concordia de Wetherill de zircones de la muestra CH21-07 correspondiente a una edad de 267.2 ± 1.7 Ma

#### 5.6.3 Gneis hornbléndico (CH21-08)

La muestra CH21-08 fue recolectada en el camino que va de Agua Tibia hacia Santa María. De esta muestra se separaron alrededor de 100 zircones de color claro a transparente, la mayoría redondeados y ocasionalmente alargados bipiramidales. Se analizaron 36 puntos entre núcleos y bordes de 23 cristales.

En las imágenes de CL los cristales se observan oscilatoriamente zonados, difusos, en tonos grises intermedios en respuesta de CL (**Figura 28**).

Existen cuatro análisis altamente discordantes (**Tabla 8** del **Anexo A**), con menos del 69 % de concordancia y edades <sup>207</sup>Pb/<sup>206</sup>Pb de 1878 a 757 Ma, todas las demás edades aparentes <sup>206</sup>Pb/<sup>238</sup>U de los puntos analizados están en un rango de 259 a 240 Ma. Al construir el diagrama de concordia se decidió no utilizar los puntos discordantes antes mencionados para los cálculos, adicionalmente a tres puntos con alta incertidumbre en sus edades aparentes <sup>207</sup>Pb/<sup>235</sup>U, con lo que se encontró una edad de concordia con 26 análisis en 248.6 ± 1.8 Ma, con un MSWD de 0.71 (**Figura 29**). Al igual que la muestra CH21-07, esta edad es similar al evento metamórfico Pérmico que afecta el CMC. Las relaciones Th/U de los análisis se encuentran distribuidas ampliamente en un rango de 0.02 a 0.52.



**Figura 28.** Imagen de CL de cristales de zircón de la muestra Ch21-08. En blanco se indica el número de análisis mostrado en la **Tabla 8** del **Anexo A**, en amarillo se muestran sitios analizados con edades aparentes  ${}^{206}Pb/{}^{238}U \pm 2\sigma$ .



**Figura 29.** Diagrama de concordia de Wetherill de zircones de la muestra CH21-08 correspondiente a una edad de 248.6 ± 1.8 Ma. Los análisis correspondientes a elipses en gris claro no fueron utilizados en el cálculo de la edad.

## 5.6.4 Gneis hornbléndico (CH21-13)

La muestra CH21-13 fue colectada sobre el camino que lleva de Agua Tibia a Santa María; de esta roca se separaron 60 cristales de color claro a transparentes, en su mayoría redondeados, aunque ocasionalmente alargados bipiramidales, de los cuales se analizaron 36 puntos entre bordes y núcleos de 21 cristales.

En las imágenes de CL los zircones se observan zonados a veces oscilatoriamente, con varios dominios distinguibles e incluso existen cristales difusos posiblemente de origen metamórfico (**Figura 30**). Todos los puntos analizados dieron resultados concordantes dentro de sus incertidumbres, con tres grupos claramente distinguibles por sus edades (**Figura 31a**).



**Figura 30.** Imagen de CL de cristales de zircón de la muestra Ch21-13. En blanco se indica el número de análisis mostrado en la **Tabla 9** del **Anexo A**, en amarillo, magenta y verde se muestran los sitios analizados con dominios de edades aparentes <sup>206</sup>Pb/<sup>238</sup>U cercanas a 250, 300 y 420 Ma respectivamente.

Un grupo de cinco zircones en general anhedrales y redondeados con CL relativamente alta y de apariencia manchada, arrojaron edades aparentes <sup>206</sup>Pb/<sup>238</sup>U entre 430 y 412 Ma. Los valores de Th/U de estos



análisis son cercanos a 0.01, lo que sugiere que son de origen metamórfico. Una edad de concordia de este grupo silúrico arrojó una edad de 419.8 ± 6.7 Ma, con un MSWD de 0.38 (Figura 31b)

**Figura 31.** Diagramas de concordia de Wetherill de zircones de muestra CH21-13 a) Diagrama con todos los puntos analizados e histograma con número de puntos contra edades aparentes <sup>207</sup>Pb/<sup>238</sup>U (ancho de cajas de 25 Ma). b), c) y d) Diagramas de concordia de Wetherill de diferentes dominios según rectángulos indicados en (a).

El segundo grupo de zircones tiene edades aparentes <sup>206</sup>Pb/<sup>238</sup>U entre 314 y 284 Ma, resaltando por su zonamiento oscilatorio, probablemente por crecimiento magmático, aunque en ocasiones estos zircones

tienen sobrecrecimientos metamórficos. Los valores de las relaciones Th/U de estos análisis están en un rango de 0.17 a 0.81, con excepción de algunos análisis con valores bajos (puntos 31, 29, 22 y 17, con 0.01, 0.01, 0.02 y 0.09 respectivamente). Los 14 puntos de este grupo arrojaron una edad de concordia de 305.9 ± 2.8 Ma con un MSWD de 0.59 (**Figura 31d**).

Los 14 puntos restantes tienen edades aparentes <sup>206</sup>Pb/<sup>238</sup>U entre 259 y 248 Ma corresponden a crecimientos o bordes metamórficos, o algunos cristales con zonamiento oscilatorio, con CL media a baja. Los valores de las relaciones Th/U de estos análisis están en un rango de 0.07 a 0.13, con excepción de dos puntos (34 < 0.01 y 06 con 0.24). Este grupo arrojó una edad de concordia de 251.2  $\pm$  2.3 y un MSWD de 0.24 (**Figura 31c**).

#### 5.6.5 Gneis hornbléndico (CH21-15)

La muestra CH21-15 fue colectada en un camino que se interna en los sembradíos de cafetales que parte del camino que va de Agua Tibia hacia Santa María, en una zona cercana a una falla normal identificada en un corte del camino. De esta muestra se separaron cerca de 50 cristales de zircón, que se aprecian transparentes, redondeados y algunos bipiramidales bajo el microscopio. Se analizaron 30 puntos entre bordes y núcleos de 19 cristales.

En las imágenes de CL los zircones se observan zonados, pocas veces de manera oscilatoria, con al menos dos dominios distinguibles (**Figura 32**). Un par de análisis grafican por debajo de la curva de concordia evidenciando pérdida de Pb, pero la mayoría de los análisis están dentro de tres grupos de edades bien definidos (**Figura 33a**).

Un grupo de siete zircones anhedrales y redondeados con respuesta baja de CL tienen edades aparentes  $^{206}$ Pb/ $^{238}$ U entre 432 a 418 Ma. Los valores de las relaciones Th/U de estos análisis están en un rango de 0.01 a 0.06, lo que sugiere un origen metamórfico. Una edad de concordia considerando 13 puntos arrojó 424.2 ± 7.9 Ma, con un MSWD de 0.12 (**Figura 33b**).

El segundo grupo consiste de cuatro zircones redondeados anhedrales y ligeramente oscilatorios, con respuestas de CL de bajas a intermedias, con edades aparentes <sup>206</sup>Pb/<sup>238</sup>U que van de 312 a 296 Ma. Los valores de las relaciones Th/U en estos análisis están en un rango de 0.08 a 0.13, lo que podría indicar que

se trata de zircones magmáticos. La edad de concordia al graficar seis puntos es de 304.9 ± 8.8 Ma, con un MSWD de 0.15 (**Figura 33d**).



**Figura 32.** Imagen de CL de cristales de zircón de la muestra CH21-15. En blanco se indica el número de análisis mostrado en la **Tabla 9** del **Anexo A**, en amarillo, magenta y verde se muestran los sitios analizados con dominios de edades aparentes <sup>206</sup>Pb/<sup>238</sup>U cercanas a 270, 300 y 420 Ma respectivamente.

El tercer grupo de seis zircones redondeados, anhedrales y difusos tiene respuesta alta en las imágenes de CL, con edades aparentes  $^{206}$ Pb/ $^{238}$ U que van de 278 a 273 Ma. Los valores de las relaciones Th/U de estos análisis están en un rango de 0.15 a 0.24 (magmáticos posiblemente). Este último grupo arrojó una edad de concordia de 274.8 ± 8.5, con un MSWD de 0.017 (**Figura 33c**).



**Figura 33.** Diagramas de concordia de Wetherill de zircones de muestra CH21-15 a) Diagrama con todos los puntos analizados e histograma con número de puntos contra edades aparentes <sup>206</sup>Pb/<sup>238</sup>U (ancho de cajas de 25 Ma). b), c) y d) Diagramas de concordia de Wetherill de diferentes dominios.

## 5.6.6 Metagranitoide milonitizado con granate

Se analizó una muestra correspondiente a esta litología (CH21-06), siendo la misma de la que se separó granate (sección 5.5.1). Esta muestra fue colectada cerca del poblado Agua Tibia, junto al cauce del Río Matasano. La separación de los zircones de esta muestra fue difícil ya que los cristales son muy pequeños

o poco abundantes. Se logró separar 13 cristales redondeados a bipiramidales, de los cuales únicamente tres son zircones, mientras que los cristales restantes son de monacita, mineral con alto contenido de Th y Pb común. Se analizaron ocho puntos dentro de los tres cristales de zircón entre bordes y núcleos. Los cristales de monacita tienen formas variadas, desde casi bipiramidales a completamente anhedrales. Se analizaron 12 puntos dentro de ocho cristales.

En las imágenes de CL de los cristales de zircón se observan dos a tres dominios distinguibles, zonados oscilatoriamente, con texturas metamórficas (**Figura 34**). Algunos de los análisis son discordantes pudiendo tratarse de cristales afectados por pérdida de Pb o mezcla de dominios (**Figura 35a**). Los cristales de monacita son completamente oscuros en las imágenes de CL (**Figura 34**). La mayoría de los análisis son discordantes debido al alto contenido en Pb común (**Figura 35a**).



**Figura 34.** Imagen de CL de cristales de zircón de la muestra CH21-06. En blanco se indica el número de análisis mostrado en las **Tablas 10** y **11** del **Anexo A**, en amarillo se muestran sitios analizados con dominios de edades aparentes <sup>206</sup>Pb/<sup>238</sup>U en zircón. En rojo se muestran sitios de análisis sobre minerales ricos en Pb común (monacita) con edades aparentes <sup>206</sup>Pb/<sup>238</sup>U cercanas a 180 Ma.

En los zircones las edades aparentes <sup>206</sup>Pb/<sup>238</sup>U van de 1311 a 229 Ma, y sus relaciones Th/U están en un rango de 0.07 a 0.52. Los cristales de zircón y análisis no son suficientes para asociar las edades encontradas con algún evento geológico, aunque parecen tener consistencia con las edades encontradas en las otras muestras analizadas, por lo que podrían tratarse de cristales con historias geológicas similares; sin embargo, no es posible comprobarlo con los resultados obtenidos. Todos los puntos en los cristales de monacita arrojan edades aparentes <sup>206</sup>Pb/<sup>238</sup>U en un rango de 212 a 176 Ma y las relaciones Th/U de los mismos están en un rango de 25.90 a 199.61.

Se decidió construir un diagrama de concordia de Wetherill (**Figura 35a**) en el que se graficaron todos los puntos analizados tanto en zircones como en monacita, y un segundo diagrama de Tera-Wasserburg (**Figura 35b**) en el que únicamente se graficaron los puntos analizados en los cristales de monacita.

En el primer diagrama de concordia se observan los análisis de zircón concordantes cerca de ~990, ~420 y ~250 Ma, así como análisis discordantes cerca de ~900 y ~800 Ma. En los cristales de monacita, algunos son concordantes cerca de ~180 Ma y el resto discordantes, con una tendencia definida (**Figura 35a**).

En el segundo diagrama, de Tera Wasserburg, se graficaron todos los cristales de monacita, este diagrama arrojó una edad de intercepto de 178.6 ± 2.3 Ma, con varios análisis graficando a lo largo de la línea de discordia y un MSWD de 0.69 (**Figura 35b**).



**Figura 35.** Diagramas de concordia de Wetherill de muestra CH2106. a) Diagrama Wetherill con todos los puntos analizados. b) Diagrama Tera-Wasserburg con los puntos analizados en monacita. En magenta se muestran los análisis realizados en monacita.

# Capítulo 6. Discusión y conclusiones

En este capítulo se discutirán los resultados obtenidos y la interpretación de los mismos, su relación con el marco geológico del CMC y su asociación más amplia en el contexto e historia tectónica del CMC, México, Oaxaquia, Pangea y Rodinia.

# 6.1 Petrología y geología estructural

Existe un metamorfismo retrógrado en facies de esquistos verdes que afecta las rocas del área de estudio en Capitán Luis Ángel Vidal. En ninguna de las unidades litológicas se encontraron fases minerales desarrolladas en condiciones de metamorfismo más altas que facies de anfibolita (tal como clino- u ortopiroxenos) o evidencia de anatexis, lo que sugiere que esas fueron las condiciones de metamorfismo más altas que afectan a la zona. El granate se encontró únicamente en la muestra CH21-06 de un granito milonitizado aflorando a un costado de la población Agua Tibia, desarrollado en un contacto tectónico; esta fase, sin embargo, bien puede tener un origen magmático, creciendo en un granito peraluminoso (sección 6.2).

Estas aseveraciones pueden sostenerse a partir de las observaciones realizadas en lámina delgada. En el metagranitoide milonitizado (muestra CH21-06) los porfidoblastos de granate se observan como cristales milimétricos rodeados por una matriz milonitizada de cuarzo y plagioclasa, con poca mica blanca, lo que apunta a que el granate se formó previamente a la deformación sufrida por la roca en la que se desarrolló la textura milonítica. En los ortogneises, los porfidoblastos de plagioclasa y hornblenda tienen sombras de presión de cuarzo recristalizado, y a su vez, una segunda generación de anfíbol y plagioclasa, teniendo que haberse formado primero los porfidoblastos de hornblenda (condiciones de anfibolita) y ocurrir después el evento de deformación en el que recristalizaron los minerales que los rodean.

Las fases minerales dentro de los metagranitoides indican condiciones de metamorfismo no más altas que la facies de esquistos verdes alta a anfibolitas baja (mica blanca y hornblenda ocasionales), lo que implica que el evento que provocó la facies de anfibolitas en los ortogneises fue anterior o contemporáneo a la intrusión de los protolitos de los metagranitoides. La recristalización de los porfidoclastos de feldespato potásico (T > 500 °C; Best, 2003) en los metagranitoides se sugiere que está relacionada con la deformación dúctil a la que estuvieron sujetas estas rocas (sección 6.2.2).

Se propone una historia compleja para las rocas de la zona por las fases minerales observadas en lámina delgada y las texturas miloníticas desarrolladas, comenzando por los ortogneises, que sufrieron metamorfismo en facies de anfibolita, posiblemente durante el Pérmico tardío en un ambiente de arco (Torres et al., 1999), mientras que los protolitos de los metagranitoides intrusionaron de manera contemporánea. Posteriormente, los ortogneises y plutones intrusionados sufrieron un metamorfismo retrógrado en facies de esquistos verdes (posiblemente durante los procesos de exhumación) y estuvieron sometidos a esfuerzos en un régimen dúctil, lo que provocó su foliación, plegamiento y el desarrollo de texturas miloníticas como se observa actualmente.

Estrada-Carmona et al. (2009) reportan en el área de Custepec una tendencia en los planos de foliación gnéisica (S<sub>1</sub>) buzando hacia el W-NW (295/80), con la foliación plegada isoclinalmente a escala centimétrica en direcciones dispersas, indicando al menos tres episodios de deformación. Existen estructuras miloníticas en las que se determinó un sentido dextral de movimiento, indicando un movimiento del bloque del alto hacia el E-NE.

Schaaf et al. (2002) reportan en el área de Villa Flores (Unidad Sepultura) dos fases de deformación dúctil, la primera con planos de foliación y zonas milonitizadas con sentido de movimiento dextral en dirección N-S, la segunda con zonas de deformación milonítica con sentido sinestral en dirección E-W.

Las mediciones realizadas y el número de muestras orientadas no son tan numerosas ni abarcan un área suficientemente amplia para realizar un estudio estructural a detalle. La tendencia general de las muestras en el área de estudio es N-NW, buzando hacia el NE y, las lineaciones en las milonitas sugieren un movimiento dextral en la mayoría de los casos y un movimiento del bloque superior hacia el N-NW., por lo que se sugiere que el bloque que contiene a las rocas dentro de la zona de Capitán Luis Ángel Vidal es distinto al de la zona de Custepec y Villa Flores, probablemente desplazado durante los procesos de amalgamación o ruptura de Pangea y, posteriormente durante la apertura del Golfo de México.

Las muestras CH21-15 y Ch21-17 tienen tendencias E-W, diferentes a la mayoría. Estas muestras corresponden a gneises hornbléndicos estrechamente plegados y, cerca del área donde se tomaron las mediciones se observó fallamiento. Lo que sugiere que posiblemente el bloque que contiene a estás rocas pueda estar desplazado.

## 6.2 Geocronología en el sur del CMC

Las rocas dentro del área de estudio registran episodios y condiciones de magmatismo y metamorfismo variables, revelados por las edades encontradas tanto en isócronas de granate y roca total como en los cristales de zircón analizados.

Las edades de isócrona en roca total y granate por isótopos de Sm-Nd calculadas en este estudio se pueden interpretar como el tiempo de enfriamiento del metamorfismo en condiciones de T ~ 600 °C (Mezger et al., 1992), mientras que las edades U-Pb en zircón reflejan la edad de cristalización de una zona dada por crecimiento ígneo o metamórfico, siempre y cuando no haya habido pérdida de plomo secundaria y/o reciente (por metamorfismo o intemperismo). Sin embargo, estos efectos secundarios se tienen controlados a través de la concordancia de las edades U-Pb observadas. Una recopilación de edades calculadas en diferentes sistemas isotópicos y minerales en las diferentes Unidades del CMC se muestra en la **Figura 36.** 

### 6.2.1 Edades de isócrona Sm-Nd

La muestra CH21-06 corresponde a un metagranitoide milonitizado con granate. La edad calculada de 215.4  $\pm$  0.5 Ma puede interpretarse como el enfriamiento del cuerpo plutónico, desarrollándose el granate en el contacto tectónico con las rocas metamórficas encajonantes, debido a su temperatura de cierre superior a los 600 °C, muy cercana a la de cristalización del granitoide. Villagómez et al. (2020) proponen con base en edades por huellas de fisión en zircón y <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar en feldespato, que durante las etapas de rift y post rift que comenzaron alrededor de 216 Ma en el evento de la apertura del Golfo de México, el CMC junto con Yucatán pudieron ser bloques inferiores producto de *detatchments* tectónicos. En este contexto el metagranitoide milonitizado de Agua Tibia pudo haber intrusionado sintectónicamente como consecuencia del adelgazamiento y fallamiento de la corteza. En este escenario el ascenso del manto litosférico a niveles más someros induce fusión parcial de la corteza continental formando granitoides tipo S, de composición peraluminosa que pueden contener fases como granate y/o mica blanca. Sin embargo, como se mencionó, en ninguna otra muestra de metagranitoide con características similares se encontró granate y los análisis geoquímicos de las rocas que pudieran corroborar esa posibilidad no pudieron realizarse.

Las muestras CH19-52a, CH19-54 y CH19-63a son cercanas al área de Custepec y Monterrey, con edades de 256.6  $\pm$  2.4, 249.8  $\pm$  4.3 y 261.7  $\pm$  2.8 Ma respectivamente, las cuales son idénticas dentro de sus incertidumbres. Considerando que el pico metamórfico en el área de Custepec tuvo lugar hace 254-250 Ma, en condiciones de ~800 °C y 9 kbar (Estrada-Carmona et al., 2009) caben dos posibilidades para explicar la diferencia en edades considerando la T<sub>c</sub> del granate:

La primera posibilidad es que las condiciones de P y T de ~800 °C y 9 kbar sean sobreestimadas. Para calcular las condiciones de equilibrio en un gneis con granate-silimanita y biotita Estrada-Carmona et al. (2009) utilizaron los geobarómetros GASP (granate + aluminosilicato + cuarzo + plagioclasa) y GRAIL (granate + rutilo + aluminosilicato + ilmenita); y el geotermómetro GARB (intercambio Fe<sup>2+</sup>-Mg entre granate-biotita); resultando en ~800 °C y 8.6-9.3 kbar. Para una anfibolita con granate se utilizaron el geobarómetro granate + plagioclasa + hornblenda + cuarzo; y el geotermómetro hornblenda + plagioclasa; las condiciones de equilibrio calculadas en los núcleos de los minerales fueron de 718 °C y 8.2 kbar, mientras que en los bordes de los minerales fueron 680 °C y 7.8 kbar. Las condiciones más cercanas a la T<sub>C</sub> considerada para el granate son las reportadas en anfibolita con granate, por lo que se sugiere que estas condiciones sean más cercanas a las de las muestras analizadas.

La segunda posibilidad es que la T<sub>c</sub> de 600 °C esté subestimada, ya que como se mencionó (sección 3.4) ésta depende de muchos factores. En la anfibolita con granate (condiciones de ~720 °C y 8.2 kbar), los cristales están fracturados, con inclusiones y alterados, con tamaños variables que pueden llegar hasta los 3 cm. Estrada-Carmona et al. (2009) reportan una edad de isócrona por Sm-Nd en granate y roca total en 267.9 ± 9.4 Ma y plantean que ésta sea más antigua que una edad reportada en zircón metamórfico y anatéctico (252 ± 4 Ma; Weber et al., 2007) debido a que el Sm y Nd en el granate se comportaron como un sistema cerrado durante el metamorfismo de alto grado, mientras que el zircón cristalizó a temperaturas por debajo del pico metamórfico. En este escenario es probable que las edades de las muestras CH19-52a, CH19-54 y CH19-63a sean representativas del metamorfismo de alto grado en condiciones de ~720 °C y ~8 kbar reportadas en la anfibolita con granate, y los granates tengan una T<sub>c</sub> cercana a ~700 °C.

Las edades de granate-roca total obtenidos con el método Sm-Nd de las muestras CH19-52a, Ch19-54 y Ch19-63a coinciden con el metamorfismo pérmico de alto grado reportado en la zona. Sin embargo, la muestra CH21-06 con edad Triásica (215.4  $\pm$  0.5 Ma) es parecida, aunque significativamente más antigua, que la edad de 203  $\pm$  8 Ma (Sm-Nd, granate-roca total), reportada por Rivera-Moreno (2021; **Figura 36**).


**Figura 36.** Mapa del extremo sureste del CMC, modificado de Weber et al. (2020) y Valencia-Morales et al. (sometido). Se muestran localización y edades en diferentes sistemas isotópicos y minerales reportados por distintos autores.

#### 6.2.2 Geocronología U-Pb

La muestra CH21-02, que corresponde a un ortogneis félsico milonitizado en la parte oeste de la zona de estudio, contiene zircones complejos que muestran al menos tres zonas de crecimiento y/o pérdida de plomo. Los núcleos antiguos, que arrojan una edad de intercepto superior Calymaniano (1.58 ± 0.05 Ga) se interpretan como la edad de la cristalización del protolito ígneo, interpretación soportada también por las relaciones Th/U > 0.3 y texturas oscilatorias en CL (magmáticas). El segundo evento registrado en los zircones por sobrecrecimientos o recristalización metamórfica, corresponde al Toniano (933 ± 12 Ma). Con ambos resultados se concluye que el ortogneis félsico forma parta de la Unidad Catarina, recientemente definida en su localidad tipo a unos 15 km al noroeste de la zona de estudio (Valencia-Morales et al.,

sometido). Los protolitos ígneos de Unidad Catarina son más antiguos que Oaxaquia y pueden haberse formado en un arco magmático activo en el margen de Amazonia durante del Calymaniano, mientras que el evento metamórfico de alto grado durante el Toniano se relaciona con el inicio de la extensión posterior a la colisión entre Amazonia y Báltica durante el ensamble de Rodinia (Valencia-Morales et al., sometido). Los sobrecrecimientos con edad pérmica (257 ± 3 Ma) son congruentes con el evento metamórfico ampliamente registrado en el CMC, con relaciones Th/U < 0.05 y texturas metamórficas típicas como crecimientos redondeados difusos (Corfu et al., 2003).

En el área cartografiada como intercalación entre gneis hornbléndico y anfibolita masiva (**Figura 10**), los zircones de dos muestras, Ch21-07 y Ch21-08, arrojaron edades de concordia de 267.2 ± 1.7 Ma y 248.5 ± 1.8 Ma, respectivamente. Los zircones de la muestra CH21-07 con relaciones de Th/U en su mayoría > 0.5 y cristales euhedrales bipiramidales a redondeados, indican su origen magmático y, consecuentemente, la edad corresponde a la cristalización durante el Pérmico medio (Guadalupano). Los zircones de la muestra CH21-08 tienen relaciones Th/U más variables, con rango de 0.15 a 0.52, y en las imágenes en CL los cristales se observan difusos, anhedrales, con algunos núcleos heredados (discordantes de origen precámbrico), sugiriendo recristalización metamórfica de zircón durante el Triásico inferior.

En las dos muestras Ch21-13 y Ch21-15, que provienen de la misma zona cartografiada al norte de la población de Santa María (**Figura 10**), se encontraron zircones con dominios con tres edades distintas.

El primer grupo tiene edades de concordia de 420 ± 7 Ma y 424 ± 8 Ma, respectivamente, con relaciones Th/U bajas <0.06, sugiriendo un origen metamórfico, probablemente tratándose de cristales heredados del metamorfismo Ordovícico-Silúrico identificado dentro del Complejo El Triunfo al sureste del área (e.g. Weber et al., 2018). Resalta que de la muestra Ch21-13 solo cinco de los 34 puntos analizados definen la edad silúrica mientras que de la muestra Ch21-15 fueron la mitad (13 de 26) de los puntos analizados.

El segundo grupo tiene edades de concordia de 306 ± 3 Ma (n=14) y de 305 ± 9 Ma (n=6), para las muestras CH21-13 y Ch21-15, respectivamente con texturas de zonamiento oscilatorio magmático (Corfu et al., 2003). Mientras que en la muestra CH21-13 este grupo de zircones es dominante y tiene Th/U >0.1 (promedio 0.31), en la muestra Ch21-15 solo pocos zircones definen este grupo teniendo Th/U promedio <0.1. Estas diferencias observadas en los zircones, tanto en composición, en apariencia y en abundancia de ambas muestras, son evidencia de que la edad de cristalización ígnea de la muestra CH21-13 es del Pensilvánico Superior, mientras que el gneis hornbléndico Ch21-15, solo sufrió metamorfismo (¿posiblemente de contacto?) durante el Pensilvánico. El protolito ígneo de esta muestra es más antiguo

que Silúrico, probablemente precámbrico como lo indican las edades modelo TDM<sub>(Nd)</sub> (sección 6.3). Sin embargo, no se observan relictos de zircón magmático heredado. Rocas ígneas pensilvánicas no son muy abundantes en el Bloque Maya, solo se han reportado de los Altos Cuchumatanes en Guatemala (Solari et al., 2010) y en núcleos perforados en al cráter de impacto de Chicxulub (Zhao et al., 2020); se propone un origen en un arco magmático en al margen norte de Gondwana previo a la colisión con Laurencia y formación de Pangea para este magmatismo (**Figura 39b**).

El tercer grupo corresponde a los bordes de los zircones o zircones neoformados durante el evento tectonotermal Permo-Triásico con edades de concordia de  $251 \pm 2$  Ma y  $275 \pm 9$  Ma para las muestras Ch21-13 y Ch21-15, respectivamente. Las relaciones Th/U son variables, siendo mayormente <0.1 (metamórfico) para la muestra Ch21-13 y mayormente >0.1 (magmático) para la muestra Ch21-15, aunque en valor informativo de la distinción entre zircón ígneo y metamórfico (e.g. Rubatto et al., 2009) es muy limitada (e.g. Möller et al., 2003; Weber et al., 2020). Sin embargo, la diferencia significativa entre las dos edades, junto con las diferencias en Th/U puede interpretarse de manera que los zircones de ~251 Ma de la muestra Ch21-13 reflejan metamorfismo y los zircones de ~275 Ma de la muestra Ch21-15 en representan anatexis. La temporalidad y la interpretación de estos dos eventos pérmicos es consistente con lo reportado por Weber et al. (2007) de un gneis anatéctico en el noroeste del CMC.

De un granito félsico milonitizado (CH21-06) los cristales de zircón separados no fueron suficientes para resolver alguna edad en particular, por lo que no tienen relevancia geológica en este estudio. Por el otro lado, se separaron cristales de monacita, que arrojaron una edad de intersección inferior en 179 ± 2 Ma, considerablemente más joven que la edad de granate y roca total (215.4 ± 0.5 Ma) de la misma muestra (sección 6.2.1). Este resultado es sorprendente, debido a que la temperatura de cierre para la difusión de Pb en monacita se considera de cerca de ~700 °C (e.g. Köppel y Grünenfelder, 1979; Mezger et al., 1991; Parrish, 1990), mayor o igual que la Tc para granate en el sistema Sm-Nd, lo que no es consistente con las edades observadas en esta muestra. Por el otro lado, la monacita hidrotermal se caracteriza por concentraciones de Th inferiores a 1 wt% (Schandl y Gorton, 2004), lo que no es el caso para la monacita de la muestra Ch21-06, cuyas concentraciones de Th, entre 3 y 11 wt% (Tabla 11 del Anexo A), la definen claramente como ígnea. Una explicación viable par esta supuesta contradicción la describen Prent et al. (2020), quienes reportaron edades U-Pb en monacita de una proto milonita (ortogneis), que indican un completo reinicio del sistema U-Pb durante la deformación dúctil. En este sentido, mientras que el sistema Sm-Nd en los porfidoclastos de granate no se vio afectado por la deformación dúctil, el sistema U-Pb en monacita fue reiniciado durante la recristalización dinámica de cuarzo y feldespato potásico observado en lámina delgada. Es por ello, que se relaciona la edad de la monacita en la muestra Ch21-06 directamente con la deformación dúctil durante el Jurásico, consistente con el desplazamiento del Bloque Maya durante la apertura del Golfo de México (e.g. Pindell y Kennan, 2009; Pindell et al., 2021, **Figura 39d**).

### 6.3 Edades modelo Sm-Nd de manto empobrecido TDM<sub>(Nd)</sub>

Las edades modelo TDM<sub>(Nd)</sub> calculadas para las muestras de roca total de la zona de Capitán Luis Ángel Vidal, se pueden agrupar en dos conjuntos bien definidos.

En el centro de la zona de estudio en una franja que va de norte a sur (**Figura 23**) dominan metagranitoides, gneises hornbléndicos y anfibolitas con edades modelo de 1.3 a 0.9 Ga. Schaaf et al. (2002) y Weber et al. (2007) reportan valores TDM<sub>(Nd)</sub> similares para rocas ígneas y metamórficas pérmicas del CMC, por lo que se determina que esta franja se trata de una mezcla entre el basamento precámbrico y el manto empobrecido durante la generación de las rocas ígneas.

El segundo grupo de muestras se compone de ortogneises félsicos a máficos, con edades TDM<sub>(Nd)</sub> paleoproterozoicas (2.3-1.8 Ga). Estos valores son más antiguos que los reportados para las rocas metaígneas de Oaxaquia y del CMC (**Figura 37**). Los zircones de la muestra Ch21-02, con protolito ígneo calymaniano, más antiguo que el basamento de Oaxaquia, sugieren que los gneises cuarzo-feldespáticos del Río de las Pilas forman parte de la Unidad Catarina con semejantes edades modelo TDM<sub>(Nd)</sub> y edades de U-Pb en zircón (Rivera-Moreno, 2021; Valencia-Morales et al., sometido).

Las edades modelo TDM<sub>(Nd)</sub> de los gneises hornbléndicos y anfibolitas del sureste del área de estudio entre las poblaciones Agua Tibia y Santa María (**Figura 23**) son también paleoproterozoicas (2.3-1.8 Ga) en el mismo rango que la Unidad Catarina. Sin embargo, las edades obtenidas en zircón de tres muestras de este grupo de rocas son muy diferentes, reflejando distintos eventos paleozoicos (sección 6.2.2), sin evidencia de herencia precámbrica, a excepción de cuatro análisis discordantes de núcleos de zircón en la muestra Ch21-08, lo que se explica como la asimilación del basamento de la Unidad Catarina durante los eventos anatécticos paleozoicos registrados en los zircones, con poco aporte del manto empobrecido, sin rejuvenecimiento así de sus edades TDM<sub>Nd</sub>. En la Unidad Candelaria, en El Complejo El Triunfo se reportan edades Ordovícicas en zircón (Estrada-Carmona 2012; González-Guzmán 2016; **Figura 36**), por lo que cabe la posibilidad de que estas rocas estén asociadas directamente y, la franja de metagranitoides marque el límite entre El Complejo El Triunfo y el centro del CMC.



**Figura 37.** Comparación de edades modelo reportadas por distintos autores calculadas con los parámetros propuestos por Liew y Hoffman (1988) para el manto empobrecido y Bouvier et al. (2008) para el CHUR.

# 6.4 Extensión de la Unidad Catarina y la evolución tectónica del centro del Complejo del Macizo de Chiapas

La Unidad Catarina ha sido definida recientemente en las cercanías de Monterrey, el Palmar y la Finca Catarina, al este y sureste del área de Custepec (**Figura 36**), con una litología que comprende de gneises graníticos bandeados, anfibolitas y gneises cuarzofeldespáticos con biotita, anfíbol y granate. Ya que las relaciones de campo son difíciles de establecer, se ha distinguido de otras unidades en el CMC principalmente por sus edades TDM<sub>(Nd)</sub>, con rango de entre 2.0 a 1.8 Ga (Valencia-Morales et al., sometido), considerablemente más antiguas que lo típicamente observado en el CMC (Schaaf et al., 2002; González-Guzmán, 2016; Rivera-Moreno, 2021, **Figura 37**).

Las edades TDM<sub>(Nd)</sub> de la Unidad Catarina son más antiguas que las rocas metaígneas del basamento mesoproterozoico de Oaxaquia de entre 1.75 a 1.24 Ga (Patchett y Ruiz, 1987; Ruiz et al., 1988; Valencia-Morales, 2017; Schulze, 2011; Weber y Köler, 1999; Alemán-Gallardo et al., 2019; Cameron et al, 2004; Weber et al., 2010; Lawlor et al., 1999). Geocronología U-Pb en zircón mediante LA-ICPMS de diferentes rocas de la Unidad Catarina arrojó edades de intersección superior en 1578 ±48 a 1550 ±30 Ma, lo que

implica cristalización de sus protolitos ígneos durante el Calymaniano, edad nunca reportada en Oaxaquia (Valencia-Morales et al., sometido).

La edad del pico metamórfico en la Unidad Catarina es de entre 963 ± 26 a 941 ± 21 Ma, que es considerablemente más joven que el metamorfismo en facies de granulita en Oaxaquia (Valencia-Morales et al., sometido). Se ha asociado a la Unidad Catarina con rocas de la Provincia Putumayo en el noroeste de Sudamérica, donde se reportaron edades de cristalización (U-Pb en zircón por LA-ICPMS) en grupos de ~1.61 – 1.59 Ga, ~1.53 – 1.50 Ga y de ~1.46 Ga. Sin embargo, las edades de modelo TDM<sub>(Nd)</sub> varían en el rango de 1.8 a 1.6 Ga (Cuadros et al., 2014; Ibanez-Mejia et al., 2015; 2011), indicando una corteza más juvenil que la Unidad Catarina (Valencia-Morales et al., sometido).

El descubrimiento de la Unidad Catarina ha requerido una reinterpretación del origen de la Unidad Custepec, originalmente interpretada como vulcanosedimentaria, debido a la presencia de metapelitas y calcisilicatos intercalados con anfibolitas, junto con diferentes poblaciones de núcleos de zircón entre ~1.5 y ~0.97 Ga, interpretado como posibles fuentes de detritos (Weber et al., 2007; Estrada-Carmona et al., 2009). Al abarcar mayor área de campo sin encontrar rocas metasedimentarias y reconociendo la Unidad Catarina como basamento metaígneo con edades de ~1.5 y ~0.97 Ga, es evidente que zircones heredados con estas edades en la Unidad Custepec son interpretados de mejor manera como asimilados del basamento de la Unidad Catarina en magmas de una fuente mantélica. Por consiguiente, se propone que la Unidad Custepec representa una mezcla magmática entre basamento antiguo y corteza juvenil generada durante procesos orogénicos, probablemente durante el Pérmico. Al analizar las edades de residencia cortical TDM<sub>(Nd)</sub> de la Unidad Custepec (en un rango de 1.70 a 1.23 Ga, modelo de Liew y Hoffmann, 1988) y compararlas con las reportadas para en la Unidad Catarina de (2.3 a 1.8 Ga) se aprecia una importante diferencia entre ambas (**Figura 37**).

Recientemente se han propuesto dos opciones distintas para explicar el origen y evolución de la Unidad Catarina, tomando en cuenta las edades de cristalización mesoproterozoicas, núcleos heredados y las edades TDM<sub>(Nd)</sub> de residencia cortical: (1) la Unidad Catarina es el resultado de una corteza juvenil separada de una fuente del manto empobrecido durante el Paleoproterozoico (hace 2.0 a 1.8 Ga), o (2) es resultado de la mezcla de un manto juvenil con una corteza más antigua, máfica, posiblemente de edad paleoproterozoica. Ambos escenarios sugieren un ambiente de arco continental para la Unidad Catarina durante el Calymaniano, posiblemente en el margen de Amazonia (Valencia-Morales et al., sometido). El modelo paleotectónico se puede sintetizar de la siguiente manera:

- Durante el Calymaniano (1.58 1.50 Ga) Amazonia se encontraba frente a Laurencia y Báltica (Cawood y Pisarevsky, 2017; Pisarevsky et al, 2014), o junto a Báltica (D' Angrella-Filho et al., 2016), en cualquier caso, como un margen convergente con un arco magmático a lo largo del margen de Amazonia en el que se llevó a cabo la mezcla de magma juvenil proveniente del manto empobrecido con la corteza más antigua del continente. En este panorama se propone la génesis y evolución de los protolitos de la Unidad Catarina, junto con los protolitos de algunos ortogneises de la Provincia Putumayo, intrusionando y asimilando corteza continental más antigua (Figura 38a).
- Entre ~1.47 1.35 Ga la extensión en el arco continental generó una cuenca ante arco, con abundante magmatismo proveniente principalmente del manto empobrecido, formando un arco de islas (magmatismo proto-Oaxaquia/Putumayo; Figura 38b), que para ~1.25-1.15 Ga ya era un arco maduro (magmatismo típico Oaxaquia/Putumayo, Ibanez-Mejia, 2020; Weber et al., 2010, Weber y Schulze, 2014).
- 3. La acreción del arco Oaxaquia/Putumayo con el borde de Amazonia (incluyendo la Unidad Catarina) tuvo lugar entre ~1.11 1.05 Ga (Ibanez-Mejia et al., 2011; Solari et al., 2003; Weber et al., 2010), seguida de la colisión continente-continente entre Báltica y Amazonia durante el ensamblaje de Rodinia, probablemente involucrando subducción en ambas direcciones (Cawood y Pisarevsky, 2017; Li et al., 2008; Figura 38c).
- Engrosamiento de la corteza y consecuentemente el metamorfismo en facies de granulita (990 -970 Ma) registrado en los basamentos de Oaxaquia/Putumayo (Cameron et al., 2004; Ibanez-Mejia et al., 2011; Solari et al 2003; Figura 38d).
- 5. El orógeno formado entró en un periodo de relajación, involucrando levantamiento, colapso gravitacional y fomentando la intrusión de material proveniente del manto empobrecido, a su vez desarrollando anatexis y magmatismo post orogénico, observados en la exposición de basamento en Los Andes y en el CMC, representado por sobrecrecimientos en los zircones en ~960 920 Ma (Cisneros-de León et al., 2017, Ibanez-Mejia et al., 2011; Piraquive et al., 2021; Urbani et al., 2015, Valencia-Morales, sometido; Figura 38e).

Por otro lado, durante el Paleozoico episodios de magmatismo y metamorfismo durante el Ordovícico asociados al Arco Famatiniano, en el que la corteza del océano lapetus subdujo a lo largo del margen

noroeste de Gondwana. Para este tiempo, fragmentos corticales de México y Centroamérica existían como bloques unidos al margen del paleocontinente (Weber et al., 2007; Weber et al., 2012; Weber et al., 2018; Solari et al., 2011; Ortega-Gutiérrez 2018; **Figura 39a**).



**Figura 38.** Modelos esquemáticos paleogeográfico y tectónico de la evolución de la Unidad Catarina y Oaxaquia durante el Proterozoico. Am: Amazonia, Lau; Laurencia, G: Groenlandia, Bal: Báltica, K: Kalahari, R: Río de la Plata, AO: África Occidental. Modificado de Cawood y Pisarevsky (2017); Pisarevsky et al. (2014); Ibanez-Mejia (2020); Weber et al. (2010); Weber y Schulze (2014); Li et al. (2008).

En el Complejo Iglesias en Los Andes de Mérida se ha asociado ortogneises al Arco Famatiniano, en los que núcleos de zircón entre ~487 a ~458 Ma se han interpretado como la cristalización de los protolitos, mientras que existe metamorfismo sintectónico para estas rocas en sobrecrecimientos de zircón en ~467 a 458 Ma, así como un metamorfismo silúrico adicional en ~435 a ~420 Ma y, finalmente, los crecimientos más externos se interpretan como metamorfismo en ~ 230 Ma (Tazzo-Rangel et al., 2019). En el bloque Maya, se han asociado al Arco Famatiniano las rocas ígneas de la serie Motozintla y el metamorfismo en las unidades Candelaria y Jocote, todas en el Complejo El Triunfo, con edades ordovícicas entre ~480 a ~440 Ma (Estrada-Carmona et al., 2012; González-Guzmán, 2016; Weber et al., 2018); también rocas plutónicas (Pine Ridge) y volcánicas félsicas (Bladen) con edades silúricas hasta devónicas (~415-400 Ma) en las Montañas Mayas en Belice (Weber et al., 2012; Martens et al., 2010); en Guatemala en el granito Rabinal en 479.8 ± 1.7 y 454.3 ± 1.6 Ma, y los Altos Cuchumatanes en 457.1 ± 1.0 Ma (Juárez-Zúñiga et al., 2019). Más recientemente, en Tamaulipas se han reportado edades de cristalización de zircón en la Tonalita Peregrina en 448.8 ± 2.9 Ma (Alemán-Gallardo et al., 2019); y en el complejo Acatlán en 470.0 ± 1.0 Ma (Juárez-Zúñiga et al., 2019) que se han asociado al Arco Famatiniano.



**Figura 39.** Modelo paleogeográfico de evolución tectónica durante el Ordovícico (a), Carbonífero (b), Pérmico (c) y Jurásico (d). LAU = Laurencia, AO = África Occidental, AM = Andes de Mérida, S = Santander, Pu = Putumayo, G = Garzón, Oax = Oaxaquia, A = Complejo Acatlán, F = Florida, Y = Yucatán, M = Bloque Maya, O = Oaxaca, CH = Bloque Chortis, CA = Andes Colombianos. Modificado de Weber et al. (2018), Weber et al. (2020), y Pindell et al (2021).

Es ampliamente aceptado que durante el Carbonífero al Pérmico temprano ocurrió de manera diacrónica la colisión entre Gondwana y Laurencia, comenzando en el noreste (Europa y África, Bussien et al., 2011) y culminando en el oeste (USA-México, Pindell y Dewey, 1982; **Figura 39b**). Existen granitoides de edad carbonífera a pérmica que se asocian a este evento en Las Delicias, Coahuila en ~331 a 270 Ma (López, 1997), un granitoide perforado en un pozo en el extremo oeste del Golfo de México, Tamaulipas en ~294 a 274 Ma (Coombs et al., 2020), en un granitoide en el bloque Maya en Yucatán en ~326 Ma (Zhao et al., 2020), en los granitos pensilvánicos en Los Altos Cuchumatanes en Belice en ~317 a 312 Ma (Solari et al., 2010), el plutón granítico Toltepec, en el este del Complejo Acatlán en Oaxaca, en ~306 a 289 Ma (Kirsch et al., 2012), en el Plutón Cuanana en ~311 Ma y en el batolito Honduras en ~290 Ma (Ortega-Obregón et al., 2014), el granito Maxala en Hidalgo ~327 Ma (Martínez-Sánchez, 2016), y la Riolita Aserradero en Tamaulipas, en 347.7± 2.7 a 340.7 ± 3.6 Ma (Ramírez-Fernández et al., 2021).

Otro grupo de granitoides con edades pérmicas tardías a triásicas tempranas se extiende en un cinturón que abarca desde el margen noroeste hacia el extremo este y sureste a lo largo de México (Torres et al., 1999). Existen dos modelos que asocian estos granitoides al límite noroeste de Gondwana (Figura 39c). En el primero Torres et al. (1999) proponen que los granitoides se formaron en un ambiente de arco magmático, donde la placa oceánica fue subducida bajo el margen oeste de Pangea buzando hacia el este. Otros autores han utilizado este modelo para explicar la existencia de granitoides carboníferos a pérmicos (Solari et al., 2001; Keppie et al., 2004; Kirsch et al., 2012; Ortega-Obregón et al., 2014). Recientemente, con geocronología U-Pb e isotopía Lu-Hf en zircones de granitoides en el oeste del Golfo de México, Coombs et al. (2020) proponen un modelo en el que plantean tres etapas magmáticas reemplazando y retrabajando la corteza en el margen de Gondwana asociadas a distintas disposiciones tectónicas: (1) un arco continental en el Pérmico temprano (294 – 274 Ma) formado por la subducción de la corteza del océano Reico bajo Gondwana, previo a la completa amalgamación de Pangea, (2) magmatismo anatéctico post colisional debido al colapso gravitacional del orógeno formado durante la amalgamación de Pangea en el Pérmico tardío al Triásico temprano (263-243 Ma), similares a los granitoides triásicos observados en Oaxaca y el CMC, (3) un arco continental en el Jurásico temprano (188-164 Ma) interpretado como parte del arco de Nazas.

Para el Triásico al Jurásico hubo extensión asociada a los procesos de rifting, adelgazando la corteza y formación sistemas de grabenes en el Golfo de México, como se infiere por la depositación de lechos rojos de la formación Todos Santos (MacRae y Watkins, 1995; White et al., 1999; Pindell et al, 2021). La apertura del Golfo de México desplazó Yucatán y el CMC (separados para este tiempo), moviéndose a través de la

falla transformante del norte de Oaxaca y a su vez rotando el CMC en dirección antihoraria, llevándolo a su posición actual (Pindell y Kennan, 2009; Pindell et al., 2021, **Figura 39d**).

En el área de estudio, las rocas directamente correlacionables con la Unidad Catarina son los ortogneises cuarzofeldespáticos ubicados en el Río Las Pilas (CH21-01, CH21-02 y CH21-03), en el noroeste del área de estudio. Estas rocas tienen características litológicas similares, edades modelo TDM<sub>(Nd)</sub> (2.1 - 2.0 Ga, **Figura 23**) y eventos magmáticos y metamórficos registrados en los zircones en el Calymaniano, Toniano y Pérmico (sección 6.2.2). Las rocas al este son esencialmente máficas, como gneises hornbléndicos y anfibolitas, las edades modelo son indistinguibles (dentro de sus errores) de los ortogneises cuarzofeldespáticos. Sin embargo, en ninguna de estas rocas (muestras CH21-08, CH21-13 y CH21-15; sección 6.2.2) se encontró zircón Precámbrico, sino solo Silúrico, Pensilvánico y Pérmico, lo que implica que, en todos los eventos ígneos y metamórficos registrados en estas muestras, solo participó material cortical similar a la Unidad Catarina sin aporte mantélico. La ausencia de zircón heredado precámbrico puede explicarse por la composición esencialmente máfica de esta unidad con protolítos ígneos pobres en Zr y Si, o porque no sobrevivieron zircones heredados durante los eventos anatécticos paleozoicos.

Las edades de los grupos de zircón en las muestras CH21-13 y CH21-15 en 420  $\pm$  7 y 424  $\pm$  8 Ma respectivamente, son muy similares a las reportadas por Tazzo-Rangel et al. (2019) para los crecimientos metamórficos en el Complejo Iglesias asociados al Arco Famatiniano, así como las reportadas en las Montañas Mayas en ~415 a 400 Ma (Martens et al., 2010; Weber et al., 2012). Mientras que las edades del segundo grupo de zircones las mismas muestras en 306  $\pm$  3 y 305  $\pm$  9 Ma, respectivamente, son semejantes a las asociadas a las de los plutones graníticos asociados a la orogenia Ouachita. Finalmente, el tercer grupo en los bordes más externos de los zircones de estas muestras con edades en 251  $\pm$  2 y 275  $\pm$  9 Ma son similares a los granitoides asociados al magmatismo anatéctico postcolisional (Coombs et al., 2020).

Es interesante observar que las rocas con edades modelo juveniles se encuentran en una franja que divide las unidades con corteza esencialmente paleoproterozoica (**Figura 23**), por lo que se interpreta que estas rocas fueron formadas en una zona de ruptura entre dos bloques, donde el magma proveniente del manto se mezcló con basamento cratónico asimilado probablemente durante el evento permo-triásico. El hecho de que en esta misma zona intrusionó el metagranitoide durante el Triásico tardío (edad Sm-Nd granate roca total, **Figura 22a**), sugiere que la extensión cortical durante este tiempo causó anatexis dentro de la misma zona de debilidad. Adicionalmente la edad de isócrona en granate y roca total de un metagranitoide milonitizado (muestra CH21-06) en 215.4  $\pm$  0.5 Ma se interpreta como la intrusión del protolito de esta roca en un ambiente extensivo, con adelgazamiento de la corteza y ascenso del manto provocando anatexis durante el rifting y apertura del Golfo de México (MacRae y Watkins, 1995; Pindell et al., 2021), sugiriendo que para este tiempo aún no existía una subducción activa que afectara el CMC, concordante con el modelo de Coombs et al. (2020). Finalmente, la edad encontrada en monacita dentro de la misma muestra en 179  $\pm$  2 Ma es concordante con el modelo propuesto por Pindell et al. (2021), en el que se interpreta que las rocas del área de estudio sufrieron deformación dúctil y recristalizó la monacita en la muestra CH21-06 en un ambiente extensivo.

### 6.5 Conclusiones

- En la zona de estudio al sur de Capitán Luis Ángel Vidal afloran rocas metaígneas de composiciones félsica y máfica bandeadas, con metamorfismo en facies de anfibolita y retrogresión en facies de esquisto verde, así como una deformación dúctil posterior que provocó texturas miloníticas en la mayoría de las rocas.
- Las edades de Sm-Nd en granate y roca total de muestras del área de Custepec corroboran el metamorfismo pérmico entre 263 y 250 Ma. Una isócrona de Sm-Nd en granate y roca total de una muestra tomada en el borde milonitizado de un plutón que intrusionó el basamento metamórfico arrojó una edad triásica (215 ± 0.5 Ma), que se interpreta como edad de enfriamiento seguido a la intrusión del plutón. En el contexto tectónico, este magmatismo estaría relacionado a la extensión y adelgazamiento de la corteza al inicio de la ruptura de Pangea previa a la deformación dúctil.
- En la misma muestra, se encontró monacita que arrojó una edad U-Pb de 179 ± 2 Ma, la que se relaciona con recristalización de este mineral durante la deformación dúctil. La edad es contemporánea con distintas zonas de cizalla en México.
- La geocronología U-Pb en zircón de un gneis félsico en el extremo oeste de la zona de estudio reveló una edad de 1579 ± 49 Ma que corresponde a la cristalización del protolito ígneo, una edad de 955 ± 28 Ma para el primer evento metamórfico y bordes metamórficos de edad pérmica en

256.9 ± 3.7 Ma. Los resultados se correlacionan con la Unidad Catarina, recientemente descubierta entre Custepec y la zona de estudio. Zircones de gneises hornbléndicos se caracterizan por el crecimiento múltiple de zircón durante el Silúrico, el Pensilvánico y el Pérmico, indicando por un lado su asociación con el cinturón Ordovícico-Silúrico (Complejo el Triunfo) y, por el otro lado, comprueban magmatismo hace 307-305 Ma, previo al evento pérmico y previo a la colisión entre Laurencia y Gondwana, probablemente relacionado al margen continental activo de Gondwana.

Edades modelo TDM<sub>(Nd)</sub> indican una separación entre una zona con edades modelo relativamente juveniles de 1.3-0.9 Ga, correspondiente a metagranitoides y gneises hornbléndicos en el centro del área de estudio, y dos zonas con edades modelo significativamente más antiguas de 2.3-1.7 Ga. Éstas últimas corresponden por un lado al basamento mesoproterozoico de la Unidad Catarina, pero también a los gneises hornbléndicos con protolitos silúricos, lo que sugiere que se trata de basamento cratónico reciclado.

- Alaníz-Alvarez, S. A., P. Van Der Heyden, Nieto-Samaniego, A. F., Ortega-Gutiérrez, F. 1996. Radiometric and kinematic evidence for Middle Jurassic strike-slip faulting in southern Mexico related to the opening of the Gulf of Mexico. Geology, 24, pp. 443-446
- Alaniz-Álvarez, S. A., Nieto-Samaniego, A. F., Ortega-Gutiérrez, F. 1994. Structural evolution of the Sierra de Juárez mylonitic complex, state of Oaxaca, México. Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, 11, pp. 147-156.
- Alemán-Gallardo, E. A., Ramírez-Fernández, J. A., Rodríguez-Díaz, A. A., Velasco-Tapia, F., Jenchen, U., Cruz-Gámez, E. M., De León-Barragán, L. y Navarro-De León, I. 2019. Evidence for an Ordovician continental arc in the pre-Mesozoic basement of the Huizachal–Peregrina Anticlinorium, Sierra Madre Oriental, Mexico: Peregrina Tonalite. Mineralogy and Petrology 2019 113:4, Springer, 113(4), pp. 505–525. doi:10.1007/S00710-019-00660-4
- Allègre, C. J. 2008. Isotope geology. Isotope Geology. Cambridge University Press. doi:10.1017/CBO9780511809323
- Anderson, T.H., Silver, L. T. 1971. Age of granulite metamorphism during the Oaxacan orogeny, Mexico. Geological Society of America, 3, pp. 492.

Ashwal, L. D. 1993. Anorthosites. En: Anorthosites. Springer, p. 422.

- Ashwal, L. D. 2010. The temporality of anorthosites. Canadian Mineralogist. doi:10.3749/canmin.48.4.711
- Baxter, E. F., Ague, J. J. y DePaolo, D. J. 2002. Prograde temperature–time evolution in the Barrovian type– locality constrained by Sm/Nd garnet ages from Glen Clova, Scotland. Journal of the Geological Society, Geological Society of London, 159(1), pp. 71–82. doi:10.1144/0016-76901013
- Baxter, E. F. y Scherer, E. E. 2013. Garnet Geochronology: Timekeeper of Tectonometamorphic Processes. Elements, GeoScienceWorld, 9(6), pp. 433–438. doi:10.2113/GSELEMENTS.9.6.433
- Beccaluva L. 1995. The northwestern border of the Caribbean Plate in Guatemala : New geological and petrological data on the Motagua ophiolitic belt. Ofioliti, 20, pp. 1–15. https://ci.nii.ac.jp/naid/10019592899

Best, M. G. 2003. Igneous and Metamorphic Petrology, 752 pp. Blackwell Sci., Malden, Mass.

- Black, L. P., Kamo, S. L., Allen, C. M., Aleinikoff, J. N., Davis, D. W., Korsch, R. J. y Foudoulis, C. 2003. TEMORA
  1: a new zircon standard for Phanerozoic U–Pb geochronology. Chemical Geology, Elsevier, 200(1–2), pp. 155–170. doi:10.1016/S0009-2541(03)00165-7
- Bodinier, J.-L., Fabriès, J., Lorand, J.-P., Dostal, J. y Dupuy, C. 1987. Geochemistry of amphibole pyroxenite veins from the Lherz and Freychinède ultramafic bodies (Ariège, French Pyrenees). Bulletin de

Minéralogie, Persée - Portail des revues scientifiques en SHS, 110(4), pp. 345–358. doi:10.3406/BULMI.1987.8032

- 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, Elsevier, 273(1–2), pp. 48–57. doi:10.1016/J.EPSL.2008.06.010
- Bussien, D., Bussy, F., Magna, T. y Masson, H. 2011. Timing of Palaeozoic magmatism in the Maggia and Sambuco nappes and paleogeographic implications (Central Lepontine Alps). Swiss Journal of Geosciences 2011 104:1, SpringerOpen, 104(1), pp. 1–29. doi:10.1007/S00015-010-0049-6
- Cameron, K. L., López, R., Ortega-Gutiérrez, F., Solari, L., Keppie, J. D., Schulze, C. 2004. U–Pb geochronology and Pb isotope compositions of leached feldspars: constraints on the origin and evolution of Grenvillian rocks from eastern and southern Mexico. Geological Society of America Memoirs, 197: 755–769.
- Cardona, A., Chew, D., Valencia, V. A., Bayona, G., Mišković, A. y Ibañez-Mejía, M. 2010. Grenvillian remnants in the Northern Andes: Rodinian and Phanerozoic paleogeographic perspectives. Journal of South American Earth Sciences, Pergamon, 29(1), pp. 92–104. doi:10.1016/J.JSAMES.2009.07.011
- Casas-Peña, J. M., Ramírez-Fernández, J. A., Velasco-Tapia, F., Alemán-Gallardo, E. A., Augustsson, C., Weber, B., Frei, D. y Jenchen, U. 2021. Provenance and tectonic setting of the Paleozoic Tamatán Group, NE Mexico: Implications for the closure of the Rheic Ocean. Gondwana Research, Elsevier, 91, pp. 205–230. doi:10.1016/J.GR.2020.12.012
- Cawood, P. A. y Pisarevsky, S. A. 2017. Laurentia-Baltica-Amazonia relations during Rodinia assembly. Precambrian Research, Elsevier, 292, pp. 386–397. doi:10.1016/J.PRECAMRES.2017.01.031
- Centeno-Garcia, E. y Keppie, J. D. 1999. Latest Paleozoic-early Mesozoic structures in the central Oaxaca Terrane of southern Mexico: Deformation near a triple junction. Tectonophysics. doi:10.1016/S0040-1951(98)00213-3
- Cherniak, D. J. 2010. Diffusion in Accessory Minerals: Zircon, Titanite, Apatite, Monazite and Xenotime. Reviews in Mineralogy and Geochemistry, GeoScienceWorld, 72(1), pp. 827–869. doi:10.2138/RMG.2010.72.18
- Cisneros de León, A., Weber, B., Ortega-Gutiérrez, F., González-Guzmán, R., Maldonado, R., Solari, L., Schaaf, P. y 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. doi:10.1016/j.precamres.2017.04.028
- Cohen, A. S., O'nions, R. K., Siegenthaler, R. y Griffin, W. L. 1988. Contributions to Mineralogy and Petrology Chronology of the pressure-temperature history recorded by a granulite terrain. Contrib Mineral Petrol, 98, pp. 303–311.

- Coombs, H. E., Kerr, A. C., Pindell, J., Buchs, D., Weber, B. y Solari, L. 2020. Petrogenesis of the crystalline basement along the western Gulf of Mexico: Postcollisional magmatism during the formation of Pangea. Southern and Central Mexico: Basement Framework, Tectonic Evolution, and Provenance of Mesozoic–Cenozoic Basins, Geological Society of America. doi:10.1130/2020.2546(02)
- Corfu, F., Hanchar, J. M., Hoskin, P. W. O. y Kinny, P. 2003. Atlas of Zircon Textures. Reviews in Mineralogy and Geochemistry, GeoScienceWorld, 53(1), pp. 469–500. doi:10.2113/0530469
- Corrie, S. L. y Kohn, M. J. 2008. Trace-element distributions in silicates during prograde metamorphic reactions: implications for monazite formation. Journal of Metamorphic Geology, John Wiley & Sons, Ltd, 26(4), pp. 451–464. doi:10.1111/J.1525-1314.2008.00769.X
- Cuadros, F. A., Botelho, N. F., Ordóñez-Carmona, O. y Matteini, M. 2014. Mesoproterozoic crust in the San Lucas Range (Colombia): An insight into the crustal evolution of the northern Andes. Precambrian Research, Elsevier, 245, pp. 186–206. doi:10.1016/J.PRECAMRES.2014.02.010
- D'Agrella-Filho, M. S., Bispo-Santos, F., Trindade, R. I. F. y Antonio, P. Y. J. 2016. Paleomagnetism of the Amazonian Craton and its role in paleocontinents. Brazilian Journal of Geology, Sociedade Brasileira de Geologia, 46(2), pp. 275–299. doi:10.1590/2317-4889201620160055
- Damon, P. E., Shafiqullah, M. y ClarkL, K. F. 1981. Evolucion de los arcos magmáticos en Mexico y su relacion con la metalogénesis. Revista Instituto de Geología.Universidad Nacional Autonoma de México, 5(2).
- Dengo, G. 1985. Mid America: Tectonic Setting for the Pacific Margin from Southern Mexico to Northwestern Colombia. The Ocean Basins and Margins. doi:10.1007/978-1-4613-2351-8\_4
- DePaolo, D. J. y Wasserburg, G. J. 1976. Nd isotopic variations and petrogenetic models. Geophysical Research Letters. doi:10.1029/GL003i005p00249
- DePaolo, D. J. 1981. A neodymium and strontium isotopic study of the Mesozoic calc-alkaline granitic batholiths of the Sierra Nevada and Peninsular Ranges, California. Journal of Geophysical Research: Solid Earth, John Wiley & Sons, Ltd, 86(B11), pp. 10470–10488. doi:10.1029/JB086IB11P10470

Dickin, A. P. 1995. Radiogenic isotope geology. Cambridge university press. doi:10.5860/choice.33-3330

- Dobosi, G. y Kurat, G. 2002. Trace element abundances in garnets and clinopyroxenes from diamondites a signature of carbonatitic fluids. Mineralogy and Petrology 2002 76:1, Springer, 76(1), pp. 21–38. doi:10.1007/S007100200030
- Dodson, M. I. 1973. Closure Temperature in Cooling Geochronological and Petrological Systems. Contr. Mineral. and Petrol, Springer-Verlag, 40, pp. 259–274.
- Dutch, R. y Hand, M. s/f. 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. doi:10.1007/s00410-009-0418-1

- 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 Geologicas.
- 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. doi:10.1080/00206814.2012.685553
- Faure, G y Mensing, T. M. 2005. Isotopes: Priciples and Applications. John Wiley & Sons, Inc.
- Faure, Gunter. 1986. Isotopes: Principles and Applications. JohnWiley and Sons. Inc., NewYork, NY.
- Fries C. Jr., Rincon-Orta, C. 1965. Nuevas aportaciones geocronologicas y tecnicas empleadas en el Laboratorio de Geocronometria. Universidad Nacional Autónoma de México. Instituto de Geología. Boletín, 73, pp. 57-133.
- Futa, K. 1981. Sm-Nd systematics of a tonalitic augen gneiss and its constituent minerals from northern Michigan. Geochimica et Cosmochimica Acta, Pergamon, 45(7), pp. 1245–1249. doi:10.1016/0016-7037(81)90148-4
- Gary W. White, Steve J. Blanke y Casey Clawson C. F. 1999. Evolutionary Model of the Jurassic Sequences of the East Texas Basin: Implications for Hydrocarbon Exploration. GCAGS Transactions, 49. http://archives.datapages.com/data/gcags/data/049/049001/0488.HTM
- Gerdes, A. y Zeh, A. 2006. Combined U–Pb and Hf isotope LA-(MC-)ICP-MS analyses of detrital zircons: Comparison with SHRIMP and new constraints for the provenance and age of an Armorican metasediment in Central Germany. Earth and Planetary Science Letters, Elsevier, 249(1–2), pp. 47– 61. doi:10.1016/J.EPSL.2006.06.039
- Gerdes, A. y Zeh, A. 2009. Zircon formation versus zircon alteration New insights from combined U–Pb and Lu–Hf in-situ LA-ICP-MS analyses, and consequences for the interpretation of Archean zircon from the Central Zone of the Limpopo Belt. Chemical Geology, Elsevier, 261(3–4), pp. 230–243. doi:10.1016/J.CHEMGE0.2008.03.005
- Goldstein, S. L., O'Nions, R. K. y Hamilton, P. J. 1984. A SmNd isotopic study of atmospheric dusts and particulates from major river systems. Earth and Planetary Science Letters. 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 lapetus active

margin. International Geology Review. doi:10.1080/00206814.2016.1207208

- Hiller, R., Weber, B., Hecht, L., Ortega-Gutiérrez, F., Schaaf, P., y López-Martínez, M. 2004. The 'Sepultura' unit–A medium to high grade metasedimentary sequence in the Chiapas Massif, SE, México. Reunión Nacional de Ciencias de la Tierra, Libro de Resúmenes, Querétaro, México: GEOS, 24(2): 297–298.
- Humphries, F. J. y Cliff, R. A. 1982. Sm–Nd dating and cooling history of Scourian granulites, Sutherland. Nature 1982 295:5849, Nature Publishing Group, 295(5849), pp. 515–517. doi:10.1038/295515a0
- Ibanez-Mejia, M., 2020. The Putumayo Orogen of Amazonia: A synthesis. En: Gómez, J., Mateus–Zabala, D. (Eds.), The Geology of Colombia. Servicio Geológico Colombiano, Publicaciones Geológicas Especiales, Bogotá, pp. 101–131. https://doi.org/https://doi.org/10.32685/pub.esp.35.2019.06
- Ibanez-Mejia, M., Pullen, A., Arenstein, J., Gehrels, G. E., Valley, J., Ducea, M. N., Mora, A. R., Pecha, M. y Ruiz, J. 2015. Unraveling crustal growth and reworking processes in complex zircons from orogenic lower-crust: The Proterozoic Putumayo Orogen of Amazonia. Precambrian Research, Elsevier, 267, pp. 285–310. doi:10.1016/J.PRECAMRES.2015.06.014
- Ibanez-Mejia, M., Ruiz, J., Valencia, V. A., Cardona, A., Gehrels, G. E. y Mora, A. R. 2011. The Putumayo Orogen of Amazonia and its implications for Rodinia reconstructions: New U–Pb geochronological insights into the Proterozoic tectonic evolution of northwestern South America. Precambrian Research, Elsevier, 191(1–2), pp. 58–77. doi:10.1016/J.PRECAMRES.2011.09.005
- Jackson, S. E., Pearson, N. J., Griffin, W. L. y Belousova, E. A. 2004. The application of laser ablationinductively coupled plasma-mass spectrometry to in situ U–Pb zircon geochronology. Chemical Geology, Elsevier, 211(1–2), pp. 47–69. doi:10.1016/J.CHEMGEO.2004.06.017
- Jagoutz, E. 1988. Nd and Sr systematics in an eclogite xenolith from Tanzania: Evidence for frozen mineral equilibria in the continental lithosphere. Geochimica et Cosmochimica Acta, Pergamon, 52(5), pp. 1285–1293. doi:10.1016/0016-7037(88)90282-7
- Juárez-Zúñiga, S., Solari, L. A. y Ortega-Obregón, C. 2019. Ordovician to Silurian igneous rocks in southern Mexico and Central America: geochronologic and isotopic constraints on paleogeographic models. Journal of South American Earth Sciences, Pergamon, 93, pp. 462–479. doi:10.1016/J.JSAMES.2019.04.023
- Keppie, J. D. 2004. Terranes of Mexico revisited: A 1.3 billion year Odyssey. International Geology Review. doi: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, Elsevier, 120(3–4), pp. 365–389. doi:10.1016/S0301-9268(02)00166-3
- Keppie, J. D., Dostal, J., Murphy, J. B. y Nance, R. D. 2008. Synthesis and tectonic interpretation of the westernmost Paleozoic Variscan orogen in southern Mexico: From rifted Rheic margin to active

Pacific margin. Tectonophysics, Elsevier, 461(1–4), pp. 277–290. doi:10.1016/J.TECTO.2008.01.012

- Keppie, J. D., Dostal, J., Nance, R. D., Miller, B. V., Ortega-Rivera, A. y Lee, J. K. W. 2006. Circa 546 Ma plume-related dykes in the ~1 Ga Novillo Gneiss (east-central Mexico): Evidence for the initial separation of Avalonia. Precambrian Research, Elsevier, 147(3–4), pp. 342–353. doi:10.1016/J.PRECAMRES.2006.01.020
- Keppie, J. D. y Ortega-Gutiérrez, F. 2010. 1.3-0.9 Ga Oaxaquia (Mexico): Remnant of an arc/backarc on the northern margin of Amazonia. Journal of South American Earth Sciences. doi:10.1016/j.jsames.2009.07.001
- Keppie, J. D., Sandberg, C. A., Miller, B. V, Sánchez-Zavala, J. L., Nance, R. D. y Poole, F. G. 2004. Implications of Latest Pennsylvanian to Middle Permian Paleontological and U-Pb SHRIMP Data from the Tecomate Formation to Re-dating Tectonothermal Events in the Acatlán Complex, Southern Mexico. International Geology Review, 46, pp. 745–753.
- Kesler, S. 1973. Basement rock structural trends in southern Mexico. Geological Society of America Bulletin, 84(3), pp. 1059-1064.
- Kesler, S. y SA, H. 1970. Structural trends in the southernmost north American precambrian, Oaxaca, Mexico. Geological Society of America Bulletin, 81(8), pp. 2471-2476.
- Kirsch, M., Keppie, J. D., Murphy, J. B. y Solari, L. A. 2012. Permian–Carboniferous arc magmatism and basin evolution along the western margin of Pangea: Geochemical and geochronological evidence from the eastern Acatlán Complex, southern Mexico. GSA Bulletin, GeoScienceWorld, 124(9–10), pp. 1607–1628. doi:10.1130/B30649.1
- Köppel, V. y Grünenfelder, M. 1979. Isotope Geochemistry of Lead. Lectures in Isotope Geology, Springer, Berlin, Heidelberg, pp. 134–153. doi:10.1007/978-3-642-67161-6\_9
- 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, Elsevier, 94(1–2), pp. 73–99. doi:10.1016/S0301-9268(98)00108-9
- Lee, J. K. W., Williams, I. S. y Ellis, D. J. 1997. Pb, U and Th diffusion in natural zircon. Nature 1997 390:6656, Nature Publishing Group, 390(6656), pp. 159–162. doi:10.1038/36554
- Li, Z. X., Bogdanova, S. V., Collins, A. S., Davidson, A., De Waele, B., Ernst, R. E., Fitzsimons, I. C. W., Fuck, R. A., Gladkochub, D. P., Jacobs, J., Karlstrom, K. E., Lu, S., Natapov, L. M., Pease, V., Pisarevsky, S. A., Thrane, K. y Vernikovsky, V. 2008. Assembly, configuration, and break-up history of Rodinia: A synthesis. Precambrian Research. doi: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. doi:10.1007/BF00402106

- Lopez R. 1997. High-Mg Andesites Form the Gila Bend Mountains, Southwestern Arizona, Evidence for Hydrous Melting of Lithosphere During Miocene Extension and The Pre-jurassic Geotectonic Evolution of the Coahuila Terrane, Northwestern Mexico, Grenville Basement, a Late Paleozoic Arc, Triassic Plutonism, and the Events South of the Ouachita Suture. University of California, Santa Cruz. Tesis de Doctorado.
- Lugmair, G. W., Lugmair y W., G. 1974. Sm-Nd ages: a new dating method. Metic, 9, p. 369. https://ui.adsabs.harvard.edu/abs/1974Metic...9..369L/abstract
- Lugmair, G. W. y Marti, K. 1977. Sm Nd Pu timepieces in the Angra dos Reis meteorite. Earth and Planetary Science Letters, Elsevier, 35(2), pp. 273–284. doi:10.1016/0012-821X(77)90131-5
- MacRae, G. y Watkins, J. S. 1995. Early Mesozoic rift stage half graben formation beneath the DeSoto Canyon salt basin, northeastern Gulf of Mexico. Journal of Geophysical Research: Solid Earth, John Wiley & Sons, Ltd, 100(B9), pp. 17795–17812. doi:10.1029/95JB00763
- Manjarrez-Juárez, R. 2013. Basamento grenviliano y orogénesis ordovícica en el sur del Macizo de Chiapas: Implicaciones paleogeográficas para el Bloque Maya Sur en el Paleozoico temprano. Universidad Nacional Autónoma de México. Tesis de Maestría en Ciencias.
- 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. GSA Bulletin, GeoScienceWorld, 122(5–6), pp. 815–829. doi:10.1130/B26405.1
- Martínez-Sánchez, L. E. 2016. Estudio Geológico, Geoquímico y Geocronológico del Granito Maxala, del magmatismo Carbonífero de México (Hidalgo y Veracruz). Instituto Politécnico Nacional, Mexico. Tesis de Licenciatura.
- Mezger, K., Essene, E. J. y Halliday, A. N. 1992. Closure temperatures of the Sm—Nd system in metamorphic garnets. Earth and Planetary Science Letters, Elsevier, 113(3), pp. 397–409. doi:10.1016/0012-821X(92)90141-H
- Mezger, K., Rawnsley, C. M., Bohlen, S. R. y Hanson, G. N. 1991. U-Pb garnet, sphene, monazite, and rutile ages: implications for the duration of high-grade metamorphism and cooling histories, Adirondack Mts., New York. Journal of Geology, 99(3), pp. 415–428. doi:10.1086/629503
- 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. doi:10.1016/0016-7037(85)90051-1
- Molina-Garza, R. S., Van der Voo R., Urrutia-Fucugachi J. 1992. Paleomagnetism of the Chiapas Massif, southern Mexico: Evidence for rotation of the Maya Block and implications for the opening of the Gulf of Mexico. Geological Society of America, v. 104, pp 1156-1168. doi: 10.1130/0016-7606(1992)104<1156:POTCMS>2.3.CO;2.

Molina-Garza, R. S., Geissman, J. W., Wawrzyniec, T. F., Peña Alonso, T. A., Iriondo, A., Weber, B. y Aranda-

Gómez, J. 2015. Geology of the coastal Chiapas (Mexico) Miocene plutons and the Tonalá shear zone: Syntectonic emplacement and rapid exhumation during sinistral transpression. Lithosphere. doi:10.1130/L409.1

- Möller, A., ÓBrien, P. J., Kennedy, A., Kröner, A., Möller, A., ÓBrien, P. J., Kennedy, A. y Kröner, A. 2003. The Use and Abuse of Th-U Ratios in the Interpretation of Zircon. EAEJA, p. 12113. https://ui.adsabs.harvard.edu/abs/2003EAEJA....12113M/abstract
- Nasdala, L., Corfu, F., Valley, J. W., Spicuzza, M. J., Wu, F.-Y., Li, Q.-L., Yang, Y.-H., Fisher, C., Münker, C., Kennedy, A. K., Reiners, P. W., Kronz, A., Wiedenbeck, M., Wirth, R., Chanmuang, C., Zeug, M., Váczi, T., Norberg, N., Häger, T., ... Hofmeister, W. 2016. Zircon M127 A Homogeneous Reference Material for SIMS U–Pb Geochronology Combined with Hafnium, Oxygen and, Potentially, Lithium Isotope Analysis. Geostandards and Geoanalytical Research, John Wiley & Sons, Ltd, 40(4), pp. 457–475. doi:10.1111/GGR.12123
- Notsu, K., Mabuchi, H., Yoshioka, O., Matsuda, J. y Ozima, M. 1973. Evidence of the extinct nuclide146Sm in "Juvinas" achondrite. Earth and Planetary Science Letters, Elsevier, 19(1), pp. 29–36. doi:10.1016/0012-821X(73)90175-1
- Ortega-Gutierrez, F. 1978. El Gneis el Novillo y rocas metamorficas asociadas en los cañones del Novillo y la Peregrina, area de Cidad Victoria, Tamaulipas. Revista Mexicana de Ciencias Geologicas, 19–30.
- Ortega-Gutierrez, F. 1984. Evidence of Precambrian evaporites in the Oaxacan granulite complex of southern Mexico. Precambrian Research, Elsevier, 23(3–4), pp. 377–393. doi:10.1016/0301-9268(84)90051-2
- 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, Elsevier, 183, pp. 2–37. doi:10.1016/J.EARSCIREV.2018.03.006
- Ortega-Gutierrez, F., Ruiz, J. y Centeno-Garcia, E. 1995. Oaxaquia, a Proterozoic microcontinent accreted to North America during the late Paleozoic. Geology. doi:10.1130/0091-7613(1995)023<1127:OAPMAT>2.3.CO;2

Ortega Gutiérrez, F. 1998. Oaxaquia, Historia de un Antiguo Continente. Ciencias.

- Ortega-Obregón, C., Solari, L., Gómez-Tuena, A., Elías-Herrera, M., Ortega-Gutiérrez, F., Macías-Romo, C., Ortega-Obregón, C., Solari, L., Gómez-Tuena, A., Elías-Herrera, M., Ortega-Gutiérrez, F. y Macías-Romo, C. 2014. Permian-Carboniferous arc magmatism in southern Mexico: U-Pb dating, trace element and Hf isotopic evidence on zircons of earliest subduction beneath the western margin of Gondwana. IJEaS, Springer Verlag, 103(5), pp. 1287–1300. doi:10.1007/S00531-013-0933-1
- Parrish, R. R. 1990. U–Pb dating of monazite and its application to geological problems. Canadian Journal of Earth Sciences, GeoScienceWorld, 27(11), pp. 1431–1450. doi:10.1139/E90-152

Patchett, P. J. y Ruiz, J. 1987. Contributions to Mineralogy and Petrology Nd isotopic ages of crust

formation and metamorphism in the Precambrian of eastern and southern Mexico. Contrib Mineral Petrol, 96, pp. 523–528.

- Pindell, J. y Dewey, J. F. 1982. Permo-Triassic reconstruction of western Pangea and the evolution of the Gulf of Mexico/Caribbean region. Tectonics, John Wiley & Sons, Ltd, 1(2), pp. 179–211. doi:10.1029/TC001I002P00179
- Pindell, J. L. y Kennan, L. 2009. Tectonic evolution of the Gulf of Mexico, Caribbean and northern South America in the mantle reference frame: an update. Geological Society, London, Special Publications, Geological Society of London, 328(1), pp. 1–55. doi:10.1144/SP328.1
- Pindell, J., Villagómez, D., Molina-Garza, R., Graham, R. y Weber, B. 2021. 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. Geological Society, London, Special Publications, Geological Society of London, 504(1), pp. 29–76. doi:10.1144/SP504-2020-43
- Piraquive, A., Kammer, A., Gómez, C., Bernet, M., Muñoz-Rocha, J. A., Quintero, C. A., Laurent, O., von Quadt, A. y Peña-Urueña, M. L. 2021. Middle-Late Triassic metamorphism of the Guajira Archbasement: Insights from zircon U–Pb and Lu–Hf systematics. Journal of South American Earth Sciences, Pergamon, 110, p. 103397. doi:10.1016/J.JSAMES.2021.103397
- Pisarevsky, S. A., Elming, S. Å., Pesonen, L. J. y Li, Z. X. 2014. Mesoproterozoic paleogeography: Supercontinent and beyond. Precambrian Research, Elsevier, 244(1), pp. 207–225. doi:10.1016/J.PRECAMRES.2013.05.014
- 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, Elsevier, 293(1–2), pp. 63–71. doi:10.1016/J.EPSL.2010.02.019
- Pompa-Mera, V. 2009. Geoquímica y Geocronología de los Complejos Intrusivos en el sureste de Chiapas. Universidad Nacional Autónoma de México. Tesis de Maestría en Ciencias.
- Prent, A. M., Beinlich, A., Raimondo, T., Kirkland, C. L., Evans, N. J. y Putnis, A. 2020. Apatite and monazite: An effective duo to unravel superimposed fluid-flow and deformation events in reactivated shear zones. Lithos, Elsevier, 376–377, p. 105752. doi:10.1016/J.LITHOS.2020.105752
- Ramírez-Fernández, J. A., Alemán-Gallardo, E. A., Cruz-Castillo, D., Velasco-Tapia, F., Jenchen, U., Becchio, R., De León-Barragán, L. y Casas-Peña, J. M. 2021. Early Mississippian precollisional, peri-Gondwanan volcanic arc in NE-Mexico: Aserradero Rhyolite from Ciudad Victoria, Tamaulipas. International Journal of Earth Sciences 2021 110:7, Springer, 110(7), pp. 2435–2463. doi:10.1007/S00531-021-01992-3
- Reddy, S. M., Nicholas, A. E., Timms, E., Wolfgang, A. E., Ae, P., Trimby, P., Reddy, S. M., Timms, N. E., Pantleon, W. y Trimby, P. 2007. Quantitative characterization of plastic deformation of zircon and geological implications. Contrib Mineral Petrol, 153, pp. 625–645. doi:10.1007/s00410-006-0174-4

- Reddy, S. M., Timms, N. E., Trimby, P., Kinny, P. D., Buchan, C. y Blake, K. 2006. Crystal-plastic deformation of zircon: A defect in the assumption of chemical robustness. Geology, GeoScienceWorld, 34(4), pp. 257–260. doi:10.1130/G22110.1
- Rivera-Moreno, E. N. 2021. 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. Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada, Baja California. Tesis de Maestría en Ciencias.
- Rubatto, D., Hermann, J., Berger, A. y Engi, M. 2009. Protracted fluid-induced melting during Barrovian metamorphism in the Central Alps. Contributions to Mineralogy and Petrology, 6(158), pp. 703–722. doi:10.1007/S00410-009-0406-5
- Ruiz J., Patchett, P. J., Ortega-Gutiérrez F. 1988. Proterozoic and Phanerozoic basement terranes of MExico from Nd isotopic studies. Geological Society of America. Boletín. 100, 2, pp. 274-281. doi:10.1130/0016-7606(1988)100<0274:PAPBTO>2.3.CO;2
- Schaaf, P., Weber, B., Weis, P., Groß, A., Ortega-Gutiérrez, 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. doi:10.1127/njgpa/225/2002/1
- Schandl, E. S. y Gorton, M. P. 2004. A textural and geochemical guide to the identification of hydrothermal monazite: criteria for selection of samples for dating epigenetic hydrothermal ore deposits. Economic Geology, GeoScienceWorld, 99(5), pp. 1027–1035. doi:10.2113/GSECONGEO.99.5.1027
- Schoene, B. 2014. Applications: The Present and Future of U-Th-Pb Geochronology 364 4.10.6.1 Measuring Geologic Time and Earth History 364 4.10.6.2 Integration of Geochronology. doi:10.1016/B978-0-08-095975-7.00310-7
- Schulze, C., 2011, Petrología y geoquímica de las rocas del área de Pluma Hidalgo, Oaxaca e implicaciones tectónicas para el Proterozoico de Oaxaquia. Universidad Autónoma Nacional de México. Tesis de Doctorado.
- Sláma, J., Košler, J., Condon, D. J., Crowley, J. L., Gerdes, A., Hanchar, J. M., Horstwood, M. S. A., Morris, G. A., Nasdala, L., Norberg, N., Schaltegger, U., Schoene, B., Tubrett, M. N. y Whitehouse, M. J. 2008.
  Plešovice zircon A new natural reference material for U–Pb and Hf isotopic microanalysis. Chemical Geology, Elsevier, 249(1–2), pp. 1–35. doi:10.1016/J.CHEMGEO.2007.11.005
- 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, Elsevier, 365(1–4), pp. 257–282. doi:10.1016/S0040-1951(03)00025-8
- Solari, Luigi A., García-Casco, A., Martens, U., Lee, J. K. W. y Ortega-Rivera, A. 2013. Late Cretaceous subduction of the continental basement of the Maya block (Rabinal Granite, central Guatemala): Tectonic implications for the geodynamic evolution of Central America. Bulletin of the Geological Society of America. doi:10.1130/B30743.1

- Solari, Luigi A., Ortega-Gutiérrez, F., Elías-Herrera, M., Gómez-Tuena, A., Schaaf, P., Solari, L. A., Ortega-Gutiérrez, F., Elías-Herrera, M., Gómez-Tuena, A. y Schaaf, P. 2010. Refining the age of magmatism in the Altos Cuchumatanes, western Guatemala, by LA-ICPMS, and tectonic implications. IGRv, 52(9), pp. 977–998. doi:10.1080/00206810903216962
- Solari, Luigi A, Dostal, J., Ortega-Gutiérrez, F. y Keppie, J. D. 2001. The 275 Ma arc-related La Carbonera stock in the northern Oaxacan Complex of southern Mexico: U-Pb geochronology and geochemistry. Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, 18(2), pp. 149–161.
- Solari, Luigi A, Dostal, J., Ortega Gutiérrez, F. y Keppie, J. D. 2001. Sistema de Información Científica. Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, 18(2), pp. 149–161. http://www.redalyc.org/articulo.oa?id=57218204www.redalyc.org
- Speer, A., J. 1982. Zircon. Orthosilicates, 2nd edition. Reviews in Mineralogy, vol.5., Mineralogical Society of America, pp. 67–112. https://ci.nii.ac.jp/naid/10004654257
- Steiger, R. H. y Jäger, E. 1977. Subcommission on geochronology: Convention on the use of decay constants in geo- and cosmochronology. Earth and Planetary Science Letters, Elsevier, 36(3), pp. 359–362. doi:10.1016/0012-821X(77)90060-7
- Stewart J. H., Blodgett R.B., Boucot A.J., Carter J.L., Lopez R. 1999. Exotic Paleozoic strata of Gondwanan provenance near Ciudad Victoria, Tamaulipas, Mexico. Geological Society of America Special Paper, 336, pp 227–252.
- Tazzo-Rangel M.D., Weber, B., González-Guzmán, R., Valencia, V. A., Frei, D., Schaaf, P., Solari, L. A. 2019. Multiple metamorphic events in the Palaeozoic Mérida Andes basement, Venezuela: insights from U–Pb geochronology and Hf–Nd isotope systematics. International Geology Review, 61:13, pp. 1557-1593. DOI: 10.1080/00206814.2018.1522520
- Thomas, W. A. 1988. Early Mesozoic faults of the northern Gulf Coastal Plain in the context of opening of the Atlantic Ocean. Developments in Geotectonics, Elsevier, 22(C), pp. 463–476. doi:10.1016/B978-0-444-42903-2.50024-5
- Tolson, G. y Tolson, G. 2005. La falla Chacalapa en el sur de Oaxaca. Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, Sociedad Geológica Mexicana A.C., 57(1), pp. 111–122. doi:10.18268/BSGM2005V57N1A6
- Torres, R., Ruiz, J., Patchett, P. J. y Grajales, J. M. 1999. Permo-Triassic continental arc in eastern Mexico: Tectonic implications for reconstructions of southern North America. Special Paper of the Geological Society of America, Geological Society of America, 340, pp. 191–196. doi:10.1130/0-8137-2340-X.191
- Urbani, F., Baquero, M., Grande, S., Valencia, V., Martens, U., Pindell, J., Mendi, D., 2015. Nuevas edades U-Pb de rocas Ígneo-Metamórficas del Estado de Yaracuy. Boletin de la Academia de Ciencias Físicas, Matemáticas y Naturales. LXXV, 33–52.
- Valencia-Morales, Y.T., 2017. Geología y Petrología de la Anortosita Cacaotepec, Complejo Oaxaqueño, Sur de México. Universidad Autónoma de México. Tesis de Maestría.

- Valencia-Morales, Y.T., Weber B., Tazzo-Rangel, M.D., González-Guzmán, R., Frei, D., Quintana-Delgado, J.A., Rivera-Moreno, E. Early Mesoproterozoic inliers in the Chiapas Massif Complex of southern Mexico: implications on Oaxaquia-Amazonia-Baltica configuration. – *Precambrian Reseach*, en revisión.
- Valencia-Morales, Y. T., Weber, B., Tazzo-Rangel, M. D., González-Guzmán, R. y Frei, D. 2021. Calymmian and Tonian basement in the Chiapas Massif Complex, southern Mexico: Implications on Oaxaquia-Amazonia-Baltica connections within Rodinia. GOLDSCHMIDT. https://2021.goldschmidt.info/goldschmidt/2021/meetingapp.cgi/Paper/8182
- Vermeesch, P. 2018. IsoplotR: A free and open toolbox for geochronology. Geoscience Frontiers. doi:10.1016/j.gsf.2018.04.001
- Viele, G. W., and Thomas, W. A., 1989. Tectonic synthesis of the Ouachita orogenic belt. En Hatcher, R. D., Jr., Thomas, W. A., and Viele, G. W., eds. The Appalachian-Ouachita Orogen in the United States: Boulder, Colorado. Geological Society of America: The geology of North America, v. F-2, pp. 695–728.
- Villagómez, D., Pindell, J., Spikings, R. 2020. Thermal history of the crystalline basement from the western and southern Gulf of Mexico: Implications for rifting and later events. En Martens, U., and Molina-Garza, R.S., eds. Southern and Central Mexico: Basement Framework, Tectonic Evolution, and Provenance of Mesozoic-Cenozoic Basins. Geological Society of America Special Paper, 546, 18 p. doi: 10.1130/2019.2546(16).
- 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. doi:10.1016/s0301-9268(99)00012-1
- Weber, B., Cameron, K. L., Osorio, M. y Schaaf, P. 2005. A Late Permian Tectonothermal Event in Grenville Crust of the Southern Maya Terrane: U-Pb Zircon Ages from the Chiapas Massif, Southeastern Mexico. International Geology Review. doi:10.2747/0020-6814.47.5.509
- Weber, B., González-Guzmán, R., Manjarrez-Juárez, R., Cisneros de León, A., Martens, U., Solari, L., Hecht, L. y 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. doi:10.1016/j.lithos.2017.12.009
- Weber B., Gruner B., Hecht L., Molina-Garza R.S., Köhler H. 2002. El descubrimiento de basamento metasedimentario en el macizo de Chiapas: la "Unidad La Sepultura". GEOS 22:2–11
- Weber, B. y Hecht, L. 2003. Petrology and geochemistry of metaigneous rocks from a Grenvillian basement fragment in the Maya block: The Guichicovi complex, Oaxaca, southern Mexico. Precambrian Research. doi:10.1016/S0301-9268(03)00078-0
- Weber, B., 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. doi:10.1007/s00531-006-0093-7

- Weber, B., 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, Elsevier, 312–313, pp. 1– 17. doi:10.1016/J.CHEMGEO.2012.04.010
- Weber, B., 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. doi:10.1016/j.precamres.2010.07.007
- Weber, B., Schmitt, A. K., Cisneros-de León, A., González-Guzmán, R. y Gerdes, A. 2020. Neoproterozoic extension and the Central lapetus 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, Elsevier, 88, pp. 1–20. doi:10.1016/J.GR.2020.06.022
- Weber, B. 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 Geologicas.
- Weber, B., 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. Journal of Geology. doi:10.1086/591994
- Wetherill, G. W. 1963. Discordant uranium-lead ages: 2. Disordant ages resulting from diffusion of lead and uranium. Journal of Geophysical Research, John Wiley & Sons, Ltd, 68(10), pp. 2957–2965. doi:10.1029/JZ068I010P02957
- Wetherill, George W. 1956. Discordant uranium-lead ages, I. Eos, Transactions American Geophysical Union, John Wiley & Sons, Ltd, 37(3), pp. 320–326. doi:10.1029/TR037I003P00320
- Wiedenbeck, M., Allé, P., Corfu, F., Griffin, W. L., Meier, M., Oberli, F., Quadt, A. Von, Roddick, J. C. y Spiegel, W. 1995. Three natural zircon standards for U-Th-Pb, Lu-Hf, Trace element and REE analyses. Geostandards Newsletter, John Wiley & Sons, Ltd, 19(1), pp. 1–23. doi:10.1111/J.1751-908X.1995.TB00147.X
- Yurimoto, H., Duke, E. F., Papike, J. J. y Shearer, C. K. 1990. Are discontinuous chondrite-normalized REE patterns in pegmatitic granite systems the results of monazite fractionation? Geochimica et Cosmochimica Acta, Pergamon, 54(7), pp. 2141–2145. doi:10.1016/0016-7037(90)90277-R
- Zhao, J., Xiao, L., Gulick, S. P. S., Morgan, J. V., Kring, D., Fucugauchi, J. U., Schmieder, M., de Graaff, S. J., Wittmann, A., Ross, C. H., Claeys, P., Pickersgill, A., Kaskes, P., Goderis, S., Rasmussen, C., Vajda, V., Ferrière, L., Feignon, J. G., Chenot, E., ... Yamaguchi, K. 2020. Geochemistry, geochronology and petrogenesis of Maya Block granitoids and dykes from the Chicxulub Impact Crater, Gulf of México: Implications for the assembly of Pangea. Gondwana Research, Elsevier, 82, pp. 128–150. doi:10.1016/J.GR.2019.12.003
- Zhou, B. y Hensen, B. J. 1995. Inherited SmNd isotope components preserved in monazite inclusions within garnets in leucogneiss from East Antarctica and implications for closure temperature studies. Chemical Geology, Elsevier, 121(1–4), pp. 317–326. doi:10.1016/0009-2541(94)00130-Z

# Anexos

## Anexo A. Tablas de resultados isotópicos U-Pb

	CH21-02					Re	elaciones is	otópicas							E	dades apar	entes (Ma)	1		
Grup	Análisis No.	U (ppm)	Pb (ppm)	Th (ppm)	<sup>206</sup> Pb/ <sup>204</sup> Pb	Th/U	<sup>207</sup> Pb/ <sup>235</sup> U	2 s.e. (%)	<sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U	2 s. e. (%)	ρ	<sup>207</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb	2 s.e. (%)	<sup>207</sup> Pb/ <sup>235</sup> U	2 s. e. (%)	<sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U	2 s. e. (%)	<sup>207</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb	2 s. e. (%)	Concordancia (%)
	CH2102-22	88	4	2	26175	0.02	0.311	0.043	0.0442	0.0021	0.34	0.0511	0.0067	275	38	279	13	245	302	114
	CH2102-31	108	4	23	1361	0.21	0.288	0.034	0.0408	0.0015	0.30	0.0511	0.0057	257	30	258	9	245	258	105
	CH2102-37	114	5	3	2273	0.03	0.287	0.017	0.0404	0.0014	0.62	0.0515	0.0023	256	15	255	9	264	104	97
~25(	CH2102-14	70	3	2	18271	0.03	0.277	0.034	0.0389	0.0016	0.35	0.0517	0.0059	248	30	246	10	270	263	91
	CH2102-29	80	3	4	22809	0.05	0.305	0.037	0.0427	0.0023	0.45	0.0519	0.0056	270	33	269	15	279	247	96
	CH2102-10	172	7	9	44871	0.05	0.285	0.017	0.0389	0.0014	0.60	0.0532	0.0026	255	16	246	9	336	111	73
	CH2102-08	72	3	2	483	0.03	0.341	0.069	0.0416	0.0015	0.18	0.0595	0.0118	298	60	262	10	584	432	45
	CH2102-35	35	5	15	5955	0.41	1.333	0.070	0.1431	0.0052	0.68	0.0676	0.0026	860	45	862	31	856	80	101
	CH2102-04	29	4	4	2669	0.15	1.340	0.075	0.1429	0.0052	0.65	0.0680	0.0029	863	48	861	31	869	88	99
	CH2102-19	46	5	6	714	0.14	1.153	0.058	0.1186	0.0042	0.71	0.0705	0.0025	779	39	722	26	943	72	77
	CH2102-30	2120	336	29	42248	0.01	1.543	0.064	0.1585	0.0055	0.85	0.0706	0.0015	948	39	948	33	947	45	100
	CH2102-33	26	4	9	1288	0.36	1.540	0.088	0.1581	0.0058	0.64	0.0706	0.0031	947	54	946	35	947	90	100
	CH2102-34	28	4	2	28791	0.08	1.471	0.076	0.1507	0.0054	0.70	0.0708	0.0026	918	47	905	33	952	75	95
950	CH2102-21	68	9	44	1121	0.65	1.368	0.065	0.1400	0.0050	0.75	0.0709	0.0022	875	41	844	30	954	64	89
ĩ	CH2102-06	31	3	9	19779	0.29	0.917	0.051	0.0937	0.0034	0.65	0.0710	0.0030	661	37	578	21	956	86	60
	CH2102-39	30	5	3	31287	0.09	1.534	0.082	0.1568	0.0057	0.68	0.0710	0.0028	944	51	939	34	956	81	98
	CH2102-09	26	4	6	26389	0.22	1.469	0.085	0.1500	0.0055	0.63	0.0710	0.0032	918	53	901	33	957	92	94
	CH2102-13	26	4	3	27974	0.10	1.547	0.091	0.1580	0.0058	0.63	0.0710	0.0032	949	56	946	35	957	93	99
	CH2102-07	18	2	4	1266	0.23	1.085	0.069	0.1108	0.0041	0.58	0.0710	0.0037	746	48	678	25	958	106	71
	CH2102-24	37	5	7	931	0.18	1.393	0.104	0.1422	0.0056	0.52	0.0710	0.0045	886	66	857	34	958	130	89
	CH2102-25	213	31	88	24972	0.42	1.452	0.061	0.1439	0.0050	0.83	0.0732	0.0017	911	38	867	30	1019	48	85

### Tabla 7. Datos isotópicos U-Pb en zircón por LA-ICP-MS de muestra CH21-02.

	CH2102-11	11	1	0	268	0.04	0.863	0.071	0.0855	0.0034	0.47	0.0732	0.0053	632	52	529	21	1020	148	52
	CH2102-12	597	95	186	27702	0.31	1.626	0.068	0.1590	0.0056	0.84	0.0742	0.0017	980	41	951	33	1046	45	91
	CH2102-23	118	19	64	130132	0.54	1.699	0.073	0.1638	0.0058	0.82	0.0752	0.0019	1008	43	978	34	1075	50	91
	CH2102-18	105	17	68	111534	0.65	1.652	0.078	0.1583	0.0056	0.75	0.0757	0.0024	990	47	948	34	1087	63	87
	CH2102-05	146	26	46	20812	0.32	1.961	0.091	0.1784	0.0063	0.76	0.0797	0.0024	1102	51	1058	38	1190	59	89
	CH2102-36	490	78	405	22404	0.83	1.765	0.074	0.1598	0.0056	0.84	0.0801	0.0018	1033	43	955	33	1200	45	80
	CH2102-01	910	159	391	21178	0.43	1.967	0.080	0.1751	0.0061	0.86	0.0815	0.0017	1104	45	1040	36	1233	41	84
	CH2102-38	242	47	56	318599	0.23	2.276	0.096	0.1959	0.0069	0.83	0.0843	0.0020	1205	51	1153	40	1298	46	89
	CH2102-02	164	29	54	194141	0.33	2.050	0.086	0.1757	0.0062	0.84	0.0846	0.0019	1132	47	1043	37	1307	45	80
	CH2102-42	31	6	7	40595	0.22	2.306	0.111	0.1968	0.0070	0.74	0.0850	0.0027	1214	58	1158	41	1316	62	88
~150	CH2102-32	107	21	50	138151	0.47	2.323	0.100	0.1920	0.0068	0.82	0.0877	0.0022	1219	52	1132	40	1376	47	82
	CH2102-28	104	21	9	138950	0.09	2.442	0.105	0.1991	0.0070	0.82	0.0890	0.0022	1255	54	1170	41	1403	47	83
	CH2102-40	722	169	97	1134682	0.13	2.924	0.127	0.2339	0.0082	0.81	0.0907	0.0023	1388	60	1355	48	1439	49	94
	CH2102-27	122	29	109	193759	0.89	3.020	0.129	0.2360	0.0083	0.82	0.0928	0.0023	1413	60	1366	48	1484	46	92
	CH2102-03	746	189	61	20787	0.08	3.287	0.136	0.2527	0.0089	0.85	0.0943	0.0021	1478	61	1453	51	1515	42	96
	CH2102-41	89	24	32	25325	0.36	3.471	0.152	0.2662	0.0094	0.81	0.0946	0.0024	1521	67	1521	54	1520	49	100
	CH2102-20	162	37	56	4980	0.35	2.989	0.126	0.2280	0.0080	0.83	0.0951	0.0022	1405	59	1324	46	1530	44	87

CH21-07					F	Relaciones	isotópicas								Edades a	parentes	(Ma)		
Análisis No.	U (ppm)	Pb (ppm)	Th (ppm)	<sup>206</sup> Pb/ <sup>204</sup> Pb	Th/U	<sup>207</sup> Pb/ <sup>235</sup> U	2 s.e. (%)	<sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U	2 s. e. (%)	ρ	<sup>207</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb	2 s.e. (%)	<sup>207</sup> Pb/ <sup>235</sup> U	2 s. e. (%)	<sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U	2 s. e. (%)	<sup>207</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb	2 s. e. (%)	(%)
CH2107-01	116	5	80	32485	0.69	0.300	0.016	0.0422	0.0015	0.67	0.0516	0.0021	267	14	267	10	269	92	99
CH2107-02	127	5	140	35484	1.10	0.301	0.018	0.0422	0.0015	0.61	0.0518	0.0024	267	16	266	10	278	107	96
CH2107-03	64	3	32	17506	0.50	0.294	0.032	0.0417	0.0015	0.34	0.0512	0.0052	262	28	263	10	250	234	105
CH2107-04	105	4	102	29332	0.97	0.305	0.024	0.0424	0.0015	0.47	0.0521	0.0036	270	21	268	10	289	156	93
CH2107-05	95	4	79	611	0.84	0.293	0.023	0.0418	0.0015	0.47	0.0508	0.0035	261	20	264	10	233	157	113
CH2107-06	71	3	44	19852	0.62	0.306	0.023	0.0421	0.0015	0.48	0.0527	0.0036	271	21	266	10	317	154	84
CH2107-07	245	10	152	6121	0.62	0.303	0.015	0.0427	0.0015	0.74	0.0515	0.0017	269	13	270	10	263	74	102
CH2107-08	108	5	65	9020	0.60	0.302	0.019	0.0426	0.0015	0.58	0.0515	0.0026	268	17	269	10	261	115	103
CH2107-09	59	3	27	16576	0.45	0.302	0.023	0.0423	0.0016	0.48	0.0519	0.0035	268	20	267	10	279	153	96
CH2107-10	115	5	76	2940	0.66	0.298	0.016	0.0420	0.0015	0.67	0.0515	0.0021	265	14	265	10	262	93	101
CH2107-11	223	10	217	63251	0.97	0.303	0.014	0.0430	0.0015	0.75	0.0512	0.0016	269	13	271	10	250	72	108
CH2107-12	99	16	81	3110	0.82	1.598	0.073	0.1620	0.0058	0.79	0.0716	0.0020	969	44	968	35	973	58	99
CH2107-13	93	4	52	4938	0.56	0.312	0.021	0.0434	0.0016	0.55	0.0522	0.0029	276	18	274	10	292	127	94
CH2107-14	295	13	187	82987	0.63	0.302	0.014	0.0426	0.0015	0.77	0.0515	0.0015	268	12	269	10	261	67	103
CH2107-15	308	13	231	85890	0.75	0.299	0.014	0.0423	0.0015	0.76	0.0513	0.0016	266	12	267	9	255	71	105
CH2107-16	209	9	203	59001	0.97	0.300	0.015	0.0427	0.0015	0.73	0.0509	0.0017	266	13	270	10	235	77	115
CH2107-17	255	11	240	69940	0.94	0.298	0.015	0.0414	0.0015	0.73	0.0521	0.0017	265	13	262	9	289	76	91
CH2107-18	297	13	347	83795	1.17	0.304	0.014	0.0427	0.0015	0.77	0.0517	0.0015	270	12	269	10	273	67	99
CH2107-19	78	3	26	21280	0.33	0.293	0.023	0.0414	0.0016	0.47	0.0514	0.0036	261	21	261	10	258	161	101
CH2107-20	87	4	77	1308	0.89	0.309	0.021	0.0434	0.0016	0.53	0.0517	0.0030	273	19	274	10	270	132	101
CH2107-21	116	5	132	712	1.14	0.303	0.021	0.0425	0.0015	0.52	0.0517	0.0031	269	19	268	10	273	136	98
CH2107-22	241	10	301	1551	1.25	0.299	0.014	0.0418	0.0015	0.75	0.0519	0.0016	266	13	264	9	280	71	94
CH2107-23	39	2	2	764	0.04	0.298	0.047	0.0422	0.0016	0.24	0.0512	0.0078	265	42	266	10	252	351	106
CH2107-24	269	12	318	76724	1.18	0.309	0.015	0.0431	0.0015	0.76	0.0521	0.0016	274	13	272	10	289	70	94
CH2107-25	41	2	1	11030	0.02	0.282	0.037	0.0403	0.0016	0.30	0.0508	0.0063	252	33	255	10	230	286	111
CH2107-26	75	3	43	472	0.57	0.302	0.020	0.0424	0.0016	0.55	0.0517	0.0029	268	18	268	10	273	128	98
CH2107-27	112	5	119	6477	1.06	0.312	0.023	0.0429	0.0016	0.50	0.0527	0.0033	275	20	271	10	316	144	86
CH2107-28	1122	48	467	318830	0.42	0.306	0.013	0.0430	0.0015	0.82	0.0516	0.0013	271	12	271	10	266	57	102

 Tabla 8. Datos isotópicos U-Pb en zircón por LA-ICP-MS de muestra CH21-07.

CH2107-29	183	8	101	50741	0.55	0.297	0.015	0.0419	0.0015	0.69	0.0515	0.0019	264	14	264	9	263	86	100
CH2107-30	122	5	135	34087	1.11	0.302	0.016	0.0423	0.0015	0.68	0.0518	0.0020	268	14	267	10	277	89	96

 Tabla 9. Datos isotópicos U-Pb en zircón por LA-ICP-MS de muestra CH21-08.

CH21-08					F	Relaciones	isotópicas								Edades a	parentes	(Ma)		Concordancia
Análisis No.	U (ppm)	Pb (ppm)	Th (ppm)	<sup>206</sup> Pb/ <sup>204</sup> Pb	Th/U	<sup>207</sup> Pb/ <sup>235</sup> U	2 s.e. (%)	<sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U	2 s. e. (%)	ρ	<sup>207</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb	2 s.e. (%)	<sup>207</sup> Pb/ <sup>235</sup> U	2 s. e. (%)	<sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U	2 s. e. (%)	<sup>207</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb	2 s. e. (%)	(%)
Ch2108-01	52	2	11	128	0.22	0.288	0.049	0.0410	0.0018	0.26	0.0511	0.0085	257	44	259	11	245	381	106
CH2108-02	3	0	1	57	0.18	0.855	0.150	0.0540	0.0030	0.32	0.1149	0.0191	627	110	339	19	1878	300	18
CH2108-03	12	0	1	3195	0.09	0.270	0.067	0.0379	0.0048	0.51	0.0517	0.0111	243	60	240	30	272	490	88
CH2108-04	122	5	49	32180	0.40	0.266	0.020	0.0379	0.0014	0.49	0.0510	0.0033	240	18	240	9	242	147	99
CH2108-05	69	3	21	18700	0.31	0.275	0.026	0.0389	0.0015	0.40	0.0514	0.0045	247	24	246	9	260	202	94
CH2108-06	147	6	62	39549	0.42	0.272	0.015	0.0386	0.0014	0.67	0.0512	0.0020	245	13	244	9	249	91	98
CH2108-07	74	3	24	538	0.32	0.272	0.021	0.0381	0.0015	0.51	0.0519	0.0034	245	18	241	9	279	148	86
CH2108-08	142	6	40	37313	0.28	0.273	0.022	0.0390	0.0015	0.47	0.0509	0.0036	245	20	246	9	234	163	105
CH2108-09	81	3	17	21474	0.22	0.281	0.029	0.0396	0.0015	0.37	0.0516	0.0050	252	26	250	10	267	221	94
CH2108-10	2	0	0	18	0.15	0.285	0.176	0.0398	0.0030	0.12	0.0519	0.0318	255	157	252	19	281	1401	90
CH2108-11	63	2	15	16832	0.23	0.277	0.031	0.0397	0.0015	0.35	0.0507	0.0053	249	27	251	10	227	240	110
CH2108-12	216	9	76	23432	0.35	0.287	0.015	0.0409	0.0015	0.72	0.0510	0.0018	256	13	258	10	239	82	108
CH2108-13	37	1	5	3825	0.13	0.278	0.035	0.0392	0.0015	0.31	0.0515	0.0062	249	32	248	10	263	276	94
CH2108-14	71	3	19	586	0.27	0.274	0.020	0.0390	0.0015	0.52	0.0510	0.0032	246	18	247	9	240	144	103
CH2108-15	93	4	27	798	0.29	0.277	0.019	0.0396	0.0015	0.53	0.0508	0.0030	248	17	250	9	231	137	108
CH2108-16	152	6	40	39810	0.26	0.278	0.026	0.0389	0.0014	0.40	0.0520	0.0044	249	23	246	9	283	193	87
CH2108-18	36	1	8	551	0.22	0.279	0.058	0.0398	0.0021	0.26	0.0509	0.0103	250	52	252	14	237	465	106
CH2108-19	46	2	10	12068	0.22	0.326	0.085	0.0386	0.0016	0.16	0.0611	0.0158	286	75	244	10	643	557	38
CH2108-20	20	1	10	112	0.52	0.292	0.076	0.0407	0.0026	0.24	0.0520	0.0132	260	68	257	16	283	582	91
CH2108-21	33	1	5	407	0.15	0.276	0.028	0.0389	0.0015	0.38	0.0514	0.0049	247	26	246	10	260	219	95
CH2108-22	46	2	9	12455	0.21	0.285	0.023	0.0402	0.0016	0.49	0.0513	0.0036	254	20	254	10	255	160	100
CH2108-23	141	6	6	581	0.04	0.281	0.018	0.0396	0.0015	0.58	0.0515	0.0027	252	16	250	9	262	120	96
CH2108-24	80	3	3	20837	0.04	0.269	0.016	0.0384	0.0014	0.62	0.0509	0.0024	242	15	243	9	237	111	102
CH2108-26	38	1	9	603	0.23	0.270	0.030	0.0381	0.0015	0.35	0.0514	0.0053	243	27	241	9	260	239	93

å	CH21-13					Rela	iciones is	sotópica	s						Ed	ades apa	rentes (N	vla)		Concordancia
Gru	Análisis No.	U (ppm)	Pb (ppm)	Th (ppm)	<sup>206</sup> Pb/	Th/U	<sup>207</sup> Pb/	2 s.e.	<sup>206</sup> Pb/	2 s. e.	ρ	<sup>207</sup> Pb/	2 s.e. (%)	<sup>207</sup> Pb/	2 s. e.	<sup>206</sup> Pb/	2 s. e.	<sup>207</sup> Pb/	2 s. e.	(%)
	CH2113-26	210	8	23	56950	0.11	0.275	0.013	0.0392	0.0014	0.73	0.0509	0.0017	247	12	248	9	237	75	105
	CH2113-12	157	6	18	42423	0.12	0.279	0.015	0.0392	0.0014	0.67	0.0515	0.0021	250	13	248	9	264	92	94
	CH2113-07	178	7	20	1466	0.11	0.278	0.014	0.0393	0.0014	0.72	0.0513	0.0017	249	12	249	9	253	78	98
	CH2113-35	212	8	23	58101	0.11	0.277	0.013	0.0394	0.0014	0.74	0.0510	0.0017	249	12	249	9	242	75	103
	CH2113-36	148	6	13	40422	0.09	0.278	0.016	0.0395	0.0014	0.60	0.0512	0.0024	249	15	250	9	248	108	101
	CH2113-18	118	5	11	32248	0.09	0.280	0.024	0.0396	0.0014	0.42	0.0513	0.0040	251	22	251	9	253	180	99
22	CH2113-15	226	9	26	61986	0.11	0.280	0.014	0.0397	0.0014	0.70	0.0511	0.0018	250	13	251	9	246	83	102
~ C~	CH2113-32	176	7	11	48593	0.07	0.280	0.018	0.0397	0.0014	0.55	0.0511	0.0027	251	16	251	9	246	123	102
	CH2113-20	167	7	17	46014	0.10	0.280	0.015	0.0398	0.0014	0.66	0.0511	0.0021	251	14	252	9	245	93	103
	CH2113-28	161	6	19	769	0.12	0.281	0.015	0.0398	0.0014	0.65	0.0512	0.0021	252	14	252	9	251	95	100
	CH2113-30	147	6	19	40670	0.13	0.282	0.020	0.0398	0.0014	0.50	0.0513	0.0032	252	18	252	9	255	142	99
	CH2113-16	198	8	18	55219	0.09	0.286	0.019	0.0403	0.0014	0.53	0.0514	0.0029	255	17	255	9	260	130	98
	CH2113-06	105	4	25	2493	0.24	0.287	0.030	0.0403	0.0015	0.35	0.0517	0.0050	257	27	255	9	273	222	93
	CH2113-34	315	13	2	1892	0.00	0.290	0.019	0.0409	0.0014	0.53	0.0515	0.0029	259	17	259	9	262	128	99
	CH2113-33	328	15	95	2277	0.29	0.321	0.014	0.0450	0.0016	0.78	0.0517	0.0014	283	13	284	10	273	64	104
	CH2113-29	1303	61	14	60063	0.01	0.338	0.015	0.0466	0.0017	0.82	0.0526	0.0013	295	13	293	11	311	56	94
	CH2113-13	53	3	14	17637	0.27	0.346	0.028	0.0479	0.0018	0.48	0.0525	0.0037	302	24	301	12	306	159	98
	CH2113-17	245	12	22	5908	0.09	0.348	0.018	0.0479	0.0017	0.70	0.0527	0.0019	304	15	302	11	317	83	95
	CH2113-24	283	14	209	8621	0.74	0.348	0.017	0.0480	0.0017	0.74	0.0526	0.0017	303	14	302	11	313	73	96
	CH2113-31	648	31	4	2548	0.01	0.350	0.015	0.0483	0.0017	0.83	0.0526	0.0013	305	13	304	11	310	55	98
8	CH2113-08	237	11	39	1888	0.17	0.349	0.016	0.0484	0.0017	0.77	0.0523	0.0016	304	14	304	11	299	68	102
č	CH2113-10	144	7	30	3280	0.21	0.351	0.020	0.0484	0.0017	0.61	0.0526	0.0024	306	18	305	11	312	104	98
	CH2113-23	312	15	151	104450	0.48	0.354	0.018	0.0484	0.0017	0.67	0.0531	0.0020	308	16	305	11	331	87	92
	CH2113-22	125	6	3	42012	0.02	0.355	0.021	0.0487	0.0017	0.60	0.0528	0.0025	308	18	307	11	321	109	96
	CH2113-05	295	14	123	1532	0.42	0.354	0.019	0.0489	0.0017	0.68	0.0525	0.0020	308	16	308	11	309	88	100
	CH2113-14	58	3	23	3025	0.40	0.359	0.023	0.0492	0.0018	0.56	0.0529	0.0028	312	20	310	11	326	120	95
	CH2113-09	61	3	15	577	0.25	0.360	0.022	0.0499	0.0018	0.60	0.0524	0.0026	312	19	314	11	302	111	104
	CH2113-11	209	10	42	4771	0.20	0.363	0.017	0.0499	0.0018	0.77	0.0528	0.0016	315	14	314	11	318	67	99

 Tabla 10. Datos isotópicos U-Pb en zircón por LA-ICP-MS de muestra CH21-13.

	CH2113-25	166	8	134	2288	0.81	0.364	0.017	0.0500	0.0018	0.74	0.0528	0.0017	315	15	314	11	320	73	98
	CH2113-02	60	4	0	27334	0.01	0.502	0.028	0.0660	0.0024	0.65	0.0552	0.0023	413	23	412	15	420	94	98
-	CH2113-04	15	1	0	6857	0.01	0.520	0.049	0.0669	0.0026	0.41	0.0563	0.0049	425	40	418	16	465	191	90
~420	CH2113-01	57	4	0	26510	0.00	0.516	0.044	0.0673	0.0025	0.43	0.0557	0.0043	423	36	420	16	439	173	96
	CH2113-03	22	2	0	10349	0.01	0.516	0.081	0.0673	0.0027	0.25	0.0557	0.0084	423	66	420	17	439	337	96
	CH2113-21	53	4	0	804	0.01	0.529	0.029	0.0689	0.0025	0.65	0.0557	0.0024	431	24	430	15	439	94	98

od	CH21-15					Rela	ciones is	sotópica	s						Ed	ades apa	rentes (N	/Ia)		Concordancia
Gru	Análisis No.	U (ppm)	Pb (ppm)	Th (ppm)	<sup>206</sup> Pb/	Th/U	<sup>207</sup> Pb/	2 s.e.	<sup>206</sup> Pb/	2 s. e.	ρ	<sup>207</sup> Pb/	2 s.e. (%)	<sup>207</sup> Pb/	2 s. e.	<sup>206</sup> Pb/	2 s. e.	<sup>207</sup> Pb/	2 s. e.	(%)
	CH2115-03	29	1	6	8583	0.20	0.308	0.064	0.0434	0.0021	0.23	0.0514	0.0105	273	57	274	13	260	468	105
	CH2115-06	26	1	5	1777	0.19	0.309	0.032	0.0436	0.0017	0.38	0.0515	0.0049	274	28	275	11	262	219	105
20	CH2115-15	231	10	4	31995	0.02	0.314	0.022	0.0441	0.0017	0.55	0.0516	0.0030	277	19	278	11	267	132	104
C~	CH2115-01	79	3	12	23299	0.15	0.311	0.019	0.0436	0.0016	0.59	0.0517	0.0026	275	17	275	10	271	115	102
	CH2115-09	30	1	7	8601	0.24	0.309	0.026	0.0433	0.0017	0.46	0.0518	0.0039	274	23	273	11	275	173	99
	CH2115-04	26	1	5	7580	0.20	0.310	0.029	0.0432	0.0017	0.41	0.0521	0.0045	275	26	273	11	291	195	94
	CH2115-22	723	35	68	234541	0.09	0.352	0.015	0.0487	0.0017	0.82	0.0524	0.0013	306	13	306	11	305	57	101
	CH2115-25	875	43	115	284296	0.13	0.353	0.015	0.0488	0.0018	0.83	0.0525	0.0013	307	13	307	11	309	55	99
8	CH2115-30	167	8	7	780	0.04	0.356	0.031	0.0490	0.0020	0.46	0.0527	0.0041	309	27	308	12	314	179	98
č	CH2115-21	168	8	18	922	0.11	0.348	0.017	0.0478	0.0017	0.74	0.0528	0.0017	303	15	301	11	321	75	94
	CH2115-26	328	16	28	108235	0.09	0.363	0.033	0.0496	0.0020	0.45	0.0531	0.0042	314	28	312	13	331	181	94
	CH2115-16	234	11	18	1508	0.08	0.345	0.016	0.0470	0.0017	0.77	0.0532	0.0016	301	14	296	11	338	68	88
	CH2115-27	283	19	16	9168	0.06	0.517	0.024	0.0686	0.0025	0.79	0.0547	0.0015	423	19	427	15	400	63	107
	CH2115-24	348	24	10	3201	0.03	0.519	0.027	0.0684	0.0025	0.70	0.0550	0.0020	425	22	427	16	414	83	103
	CH2115-08	1804	106	1	9438	0.00	0.447	0.019	0.0588	0.0021	0.85	0.0551	0.0012	375	16	368	13	417	49	88
	CH2115-10	126	9	4	1259	0.03	0.515	0.025	0.0676	0.0024	0.75	0.0552	0.0018	422	20	422	15	420	71	100
	CH2115-14	300	20	4	136707	0.01	0.518	0.025	0.0680	0.0025	0.76	0.0552	0.0017	424	20	424	15	422	70	101
	CH2115-11	114	8	1	1824	0.00	0.521	0.026	0.0684	0.0025	0.73	0.0553	0.0019	426	21	426	15	425	76	100
120	CH2115-19	1271	88	16	587871	0.01	0.530	0.023	0.0693	0.0025	0.83	0.0555	0.0013	432	19	432	15	433	54	100
2	CH2115-18	438	29	6	192282	0.01	0.503	0.025	0.0657	0.0024	0.73	0.0555	0.0019	414	21	410	15	433	76	95
	CH2115-17	936	63	14	419225	0.02	0.513	0.022	0.0671	0.0024	0.84	0.0555	0.0013	421	18	418	15	434	51	96
	CH2115-20	384	26	18	2879	0.05	0.525	0.027	0.0685	0.0025	0.70	0.0556	0.0020	428	22	427	16	434	82	98
	CH2115-28	2718	184	24	26262	0.01	0.520	0.023	0.0678	0.0024	0.83	0.0557	0.0014	425	18	423	15	438	54	96
	CH2115-12	483	33	13	6748	0.03	0.523	0.023	0.0676	0.0024	0.81	0.0561	0.0014	427	19	422	15	457	57	92
	CH2115-23	891	61	16	70900	0.02	0.528	0.023	0.0682	0.0024	0.83	0.0562	0.0014	431	19	425	15	459	54	93
	CH2115-29	632	43	14	285898	0.02	0.528	0.023	0.0681	0.0025	0.82	0.0562	0.0014	430	19	425	15	461	57	92

 Tabla 11. Datos isotópicos U-Pb en zircón por LA-ICP-MS de muestra CH21-15.

CH2106					R	elaciones iso	tópicas								Edades apare	ntes (Ma	a)	pb/200Pb         s (%)         Conco (%)           267         72         8           1307         48         10           268         67         8           229         64         10									
Análisis No.	U (ppm)	Pb (ppm)	Th (ppm)	<sup>206</sup> Pb/ <sup>204</sup> Pb	Th/U	<sup>207</sup> Pb/ <sup>235</sup> U	s (%)	<sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U	s (%)	ρ	<sup>207</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb	s (%)	<sup>207</sup> Pb/ <sup>235</sup> U	s (%)	<sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U	s (%)	<sup>207</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb	s (%)	(%)								
CH2106-03	807	29	59	4891	0.07	0.258	0.012	0.0362	0.0013	0.76	0.0516	0.0016	233	11	229	8	267	72	86								
CH2106-04	90	20	30	131123	0.34	2.632	0.116	0.2256	0.0082	0.83	0.0846	0.0021	1309	58	1311	48	1307	48	100								
CH2106-05	481	18	116	113960	0.24	0.261	0.012	0.0367	0.0013	0.78	0.0516	0.0015	235	11	232	8	268	67	87								
CH2106-06	997	37	199	6844	0.20	0.263	0.012	0.0376	0.0014	0.80	0.0508	0.0014	237	11	238	9	229	64	104								
CH2106-07	3298	508	437	6481	0.13	1.605	0.068	0.1541	0.0056	0.86	0.0756	0.0016	972	41	924	34	1084	42	85								
CH2106-08	99	7	52	2209	0.52	0.542	0.034	0.0704	0.0027	0.61	0.0559	0.0028	440	28	438	17	448	110	98								

 Tabla 12. Datos isotópicos U-Pb en zircón por LA-ICP-MS en muestra CH21-06.

Tabla 13. Datos isotópicos U-Pb en monacita por LA-ICP-MS en muest	ra CH21-06
--------------------------------------------------------------------	------------

CH2106					Re	laciones isoto	ópicas								Edades apare	entes (M	a)		Concordancia
Análisis No.	U (ppm)	Pb (ppm)	Th (ppm)	<sup>206</sup> Pb/ <sup>204</sup> Pb	Th/U	<sup>207</sup> Pb/ <sup>235</sup> U	s (%)	<sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U	s (%)	ρ	<sup>207</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb	s (%)	<sup>207</sup> Pb/ <sup>235</sup> U	s (%)	<sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U	s (%)	<sup>207</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb	s (%)	(%)
CH2106-09	416	14	52711	103	126.70	0.902	0.039	0.0346	0.0013	0.83	0.1894	0.0046	653	29	219	8	2737	40	8
CH2106-10	678	19	77020	852	113.56	0.246	0.011	0.0286	0.0010	0.82	0.0623	0.0016	223	10	182	7	685	55	27
CH2106-11	571	17	45131	552	79.05	0.302	0.014	0.0294	0.0011	0.82	0.0746	0.0019	268	12	187	7	1057	52	18
CH2106-13	623	21	56757	119	91.07	0.827	0.036	0.0334	0.0012	0.85	0.1798	0.0042	612	26	212	8	2651	38	8
CH2106-15	381	11	25958	414	68.10	0.321	0.015	0.0301	0.0011	0.80	0.0773	0.0022	283	13	191	7	1130	56	17
CH2106-16	772	22	32889	827	42.61	0.254	0.011	0.0288	0.0011	0.82	0.0639	0.0016	229	10	183	7	737	54	25
CH2106-17	715	20	44437	10439	62.19	0.206	0.009	0.0280	0.0010	0.81	0.0533	0.0014	190	9	178	7	342	60	52
CH2106-18	730	21	112210	547	153.70	0.261	0.012	0.0284	0.0011	0.82	0.0665	0.0017	235	11	181	7	822	54	22
CH2106-19	499	17	51607	99	103.37	0.918	0.040	0.0341	0.0013	0.84	0.1954	0.0046	661	29	216	8	2788	39	8
CH2106-20	524	15	75543	1262	144.19	0.204	0.010	0.0282	0.0011	0.80	0.0524	0.0015	189	9	180	7	303	65	59
CH2106-21	355	10	70801	3699	199.61	0.202	0.010	0.0284	0.0011	0.76	0.0516	0.0016	187	9	180	7	269	73	67
CH2106-22	2170	60	56193	28306	25.90	0.191	0.008	0.0277	0.0010	0.84	0.0502	0.0012	178	8	176	6	202	56	87
CH2106-23	1019	29	61801	547	60.64	0.299	0.014	0.0284	0.0011	0.81	0.0764	0.0021	265	12	180	7	1105	54	16

#### Anexo B. Mapa de muestreo



Figura 40. Modelo de elevación con ubicación de puntos de control y estaciones en el área de estudio.