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

La investigación fue financiada por el CONACYT (Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología).

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

CICESE@ 2022. Todos los derechos reservados

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

---

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

Petrogénesis y evolución tectónica de las rocas ígneas y metamórficas en el Complejo del Macizo de Chiapas: transecto Las Palmas - Toluca

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

Presenta:

Eduardo Monreal Roque

Ensenada, Baja California, México
2022

Tesis defendida por

Eduardo Monreal Roque

y aprobada por el siguiente Comité

Dr. Bodo Weber
Director de tesis

Dr. John Mackrain Fletcher

Dr. Reneé González Guzmán

Dr. Heriberto Márquez Becerra

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

Dr. Pedro Negrete Regagnon
Director de Estudios de Posgrado

Copyright © 2022, Todos los Derechos Reservados, CICESE
Prohibida su reproducción parcial o total sin la autorización por escrito del CICESE

Resumen de la tesis que presenta **Eduardo Monreal Roque** como requisito parcial para la obtención del grado de Maestro en Ciencias en Ciencias de la Tierra con orientación en Geología

Petrogénesis y evolución tectónica de las rocas ígneas y metamórficas en el Complejo del Macizo de Chiapas: transecto Las Palmas - Toluca

Resumen aprobado por:

_____

Dr. Bodo Weber
Director de tesis

La cartografía geológico-estructural a lo largo de un transecto desde la localidad de Las Palmas, en el municipio de Mapastepec, hacia Toluca, en Montecristo de Guerrero, Chis., permitió identificar un basamento metamórfico, así como rocas ígneas y sedimentarias. Para estas rocas, fue realizado un estudio petrogenético, constituido por petrografía, geocronología, geología isotópica y geoquímica; un análisis macro- y micro-estructural fue realizado en el basamento metamórfico. El litodema más antiguo está representado por anfibolitas migmatizadas, con una edad de cristalización U-Pb en circones (LA-ICP-MS) de 1499 ± 64 Ma, con edades de metamorfismo durante el Toniano (952.5 ± 16.5 Ma) y el Pérmico (255 ± 3 Ma). El resto de litodemas corresponden con gneises de biotita y hornblenda, y anfibolitas masivas. A partir del cálculo de edades modelo de Nd, se caracterizaron dos grupos de anfibolitas: 1) anfibolitas migmatizadas con T_{DM} = 1.86 – 2.09 Ga y 2) anfibolitas masivas con T_{DM} = 1.32 – 1.61 Ga. Por su parte, los gneises de biotita y hornblenda muestran T_{DM} = 1.73 – 1.86 Ga, similar a las anfibolitas migmatizadas. La geoquímica de roca total muestra que las anfibolitas con edad modelo más joven, presentan un mayor enriquecimiento en las Tierras Raras Ligeras, respecto a las pesadas, que las anfibolitas migmatizadas con mayor T_{DM}. A partir del conjunto de observaciones geocronológicas, isotópicas y geoquímicas, las anfibolitas migmatizadas fueron asociadas a la Unidad Catarina, mientras, las anfibolitas con textura masiva, fueron asignadas a la Unidad Custepec. Cuatro distintos tipos de intrusivos fueron identificados: 1) granodiorita pérmica (250.4 ±1.2 Ma), 2) granito peraluminoso, posiblemente del Triásico-Jurásico, 3) un sistema de diques graníticos peraluminosos, posiblemente del Pérmico, y 4) un pórfido del Mioceno. El análisis por U-Pb en circones detríticos (LA-ICP-MS) determinó una edad máxima de depósito de 321.8 ± 4.5 Ma para una secuencia sedimentaria que cabalga al basamento en la porción norte, identificándola como parte de la Fm. Santa Rosa. El microanálisis estructural reveló una dirección de transporte tectónico hacia el sur, que fue asociada al desplazamiento del Complejo del Macizo de Chiapas a través de la Falla Transforme del Este de México, durante el Jurásico.

Palabras clave: Geocronología, Geología isotópica, Geoquímica, Geología estructural, Complejo del Macizo de Chiapas

Abstract of the thesis presented **by Eduardo Monreal Roque** as a partial requirement to obtain the Master of Science degree in Earth Sciences with orientation in Geology.

Petrogenesis and tectonic evolution of the igneous and metamorphic rocks in the Chiapas Massif Complex: Las Palmas - Toluca transect

Abstract approved by:

_____

PhD. Bodo Weber
Thesis Director

The geological-structural mapping along a transect from the town of Las Palmas, in the municipality of Mapastepec, to Toluca, in Montecristo de Guerrero, Chis., allowed the identification of a metamorphic basement, as well as igneous and sedimentary rocks. For these, a petrogenetic study was carried out, consisting of petrography, geochronology, isotopic geology, and geochemistry; a macro- and micro-structural analysis was performed on the metamorphic basement. The oldest lithodeme is represented by migmatitic amphibolites, with a U-Pb crystallization age in zircons (LA-ICP-MS) of 1499 ± 64 Ma, with metamorphism during the Tonian (952.5 ± 16.5 Ma) and the Permian (255 ± 3 Ma). The rest of the lithodemes are constituted by biotite and hornblende gneisses, and no-migmatitic amphibolites, with a massive texture. The isotopic analysis allowed to determine depleted mantle model ages of Nd; as result, it was possible to characterize two different groups of amphibolites: 1) migmatitic amphibolites with T_{DM} = 1.86 – 2.09 Ga and 2) massive amphibolites with T_{DM} = 1.32 – 1.61 Ga. On the other hand, the biotite and hornblende gneisses show T_{DM} = 1.73 – 1.86 Ga, similar to the migmatitic amphibolites. Whole-rock geochemistry shows that amphibolites with a younger model age exhibit greater enrichment in Light Rare Earth Elements than Heavy Rare Earth Elements, than migmatitic amphibolites with higher T_{DM}. In the set of geochronological, isotopic, and geochemical observations, the migmatitic amphibolites and biotite and hornblende gneisses, were associated with the Catarina Unit, while massive amphibolites were assigned to the Custepec Unit. For the igneous rocks, four distinct types of intrusives were identified: 1) a Permian granodiorite (250.4 ±1.2 Ma), 2) a peraluminous granite, possibly Triassic-Jurassic, 3) a peraluminous granitic dike system, possibly Permian, and 4) a Miocene porphyry. The U-Pb analysis in detrital zircons (LA-ICP-MS) determined a maximum depositional age of 321.8 ± 4.5 Ma for a sedimentary sequence that thrusts the basement in the northern portion, identifying it as part of the Santa Rosa Formation. Structural microanalysis revealed a tectonic transport direction towards the south, which was associated with the displacement of the Chiapas Massif Complex through the Eastern Mexican Transform Fault, during the Jurassic.

Keywords: Geochronology, Isotopic Geology, Geochemistry, Structural Geology, Chiapas Massif Complex

Dedicatoria

Esta tesis, que me costó mucho más de lo que imaginaba, está dedicada a mis padres, quienes fueron mis primeros maestros. Gracias por enseñarme que ante cualquier situación, con el esfuerzo y compromiso debidos, se puede salir adelante.

A mi “yo” del futuro, que esto nos sirva de recordatorio de lo duro que fue el camino, que estuvimos por rendirnos, y que al final, lo hemos logrado. Recuerda que no todos los caminos son iguales, que no todos los senderos son fáciles de caminar, que a veces es mejor descansar para volver más fuerte.

A mi abue Alicia, gracias por tanto amor a través de los años, por la última plática, y por el último abrazo. Aún vives en mí, y dedico especialmente esto para ti.

Agradecimientos

Agradezco, en primer lugar, al Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada, Baja California, por la oportunidad de estudiar este posgrado y por haber sido parte valiosa de mi formación. En el mismo sentido, agradezco al Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología (CONACYT) por permitirme ser parte del Programa de Becas para Estudios de Posgrado, que incentiva el desarrollo de la capacidad científica, tecnológica, social y humanística del país.

Al Dr. Bodo Weber, no sólo por aceptar ser mi director de tesis, sino por sus constantes enseñanzas dentro del instituto y en el campo. Por la disposición, por el tiempo, y por el compromiso, gracias. También, a los doctores Reneé González, John Fletcher y Heriberto Márquez, miembros de mi comité, por haber aceptado ser parte del mismo, así como por los comentarios constructivos, sugerencias y consultas que otorgaron para nutrir este trabajo de investigación.

A mis compañeros de campo: Andrés, por haberme dado una introducción a la geología de Chiapas mientras atravesábamos el sur de México en auto. A Tatiana y Daniel, por haber compartido conmigo la aventura de cruzar la Sierra de Chiapas a pie, y por las múltiples enseñanzas que fueron más allá de lo académico. En cuanto al apoyo recibido en campo, agradezco a la Reserva de la Biósfera “El Triunfo” por su inmejorable gestión y apoyo para realizar nuestro trabajo, así como a todos los ejidatarios de Las Palmas, San José, y Toluca, por abrir las puertas de su casa, y por compartir su mesa con nosotros.

A Omar, Ximena, Daniel y Epi, por su valiosa amistad, por todos los recuerdos que nunca serán borrados. A todos mis compañeros de generación, porque cada uno, a su forma, dejó una marca en mí; porque estoy seguro de que nuestra generación, la generación de la pandemia, la destinada a ser la más separada, fue una de las más unidas.

A todos los amigos que hice durante este trayecto, con mención a Alejandra, Manuel, Mariana y Abraham, gracias por su amistad, por su apoyo incondicional y desinteresado.

A Ariadna, por permanecer a mi lado a pesar de la distancia y el tiempo, por todo el apoyo que me has dado, aún en los momentos más difíciles.

Por último, y con especial cariño, a mi familia, por apoyarme siempre, por creer en mí, por soportar la distancia. Gracias por estar siempre ahí.

Tabla de contenido

Página

Resumen en español……ii

Resumen en inglés……iii

Dedicatoria ……iv

Agradecimientos ……v

Lista de figuras……x

Lista de tablas……xv

Capítulo 1. Introducción ……1

1.1 Área de estudio …… 3

1.2 Hipótesis …… 4

1.3 Objetivos …… 5

1.3.1 Objetivo general …… 5

1.3.2 Objetivos particulares …… 6

Capítulo 2. Antecedentes: Marco geológico ……7

2.1 Bloques mesoproterozoicos en México y su rol durante el ensamble de Rodinia …… 7

2.2 Bloques paleozoicos peri-Gondwánicos y el Bloque Maya …… 10

2.3 Complejo del Macizo de Chiapas …… 11

2.3.1 Unidad Sepultura …… 12

2.3.2 Unidad Custepec …… 12

2.3.3 Unidad Catarina …… 13

2.4 Complejo El Triunfo …… 14

2.4.1 Unidad Jocote …… 14

2.4.2 Unidad Candelaria …… 15

2.4.3 Complejo de Anortositas Mariscal – Soconusco …… 16

2.5 Provincia Magmática del Centro del Iapetus (CIMP) …… 17

2.6 Evolución Tectónica durante el Mesozoico 18
2.6.1 Zona de Transferencia de Oaxaca Norte (ZTON) 19
2.6.2 Cinturón Milonítico de la Sierra de Juárez (CMSJ) 19
2.6.3 El México Peninsular 20
2.6.4 Granitos post-orogénicos 21
2.6.5 Escenario general 22
2.7 Evolución tectónica durante el Cenozoico 22
Capítulo 3. Metodología 26
3.1 Trabajo de campo 26
3.2 Preparación de láminas delgadas 26
3.3 Descripciones petrográficas 27
3.4 Análisis geoquímico e isotópico 27
3.4.1 Trituración 28
3.4.2 Molienda 28
3.4.3 Preparación química y separación de elementos en el laboratorio ultralimpio 28
3.4.4 Columnas de intercambio iónico para separación elemental 31
3.4.5 Medición de relaciones isotópicas 32
3.4.6 Interpretación de datos 33
3.4.7 Isócrona 33
3.4.7.1 Edad modelo 33
3.4.8 Geoquímica de roca total 34
3.5 Análisis U-Pb en circones 34
3.5.1 Tamizado 35
3.5.2 Mesa Wilfley 35
3.5.3 Separador magnético tipo Frantz® 36
3.5.4 Separación por líquidos pesados 36
3.5.5 Separación Manual 37

3.5.6 Montaje de circones 37
3.5.7 Catodoluminiscencia en circones 37
3.5.8 Medición de relaciones U-Pb en circones 38
3.5.8.1 Circones de rocas metaígneas 38
3.5.8.2 Circones de rocas metasedimentarias 38
3.6 Análisis estructural 39
3.6.1 Balanceo estructural para las unidades pre-Cenozoicas 39
Capítulo 4. Resultados 43
4.1 Campaña de campo 43
4.2 Petrografía 46
4.2.1 Anfibolitas 46
4.2.2 Gneises de hornblenda y biotita 48
4.2.3 Granitoides 50
4.2.4 Pórfidos 52
4.3 Geoquímica de roca total 53
4.3.1 Índices de alteración 53
4.3.2 Clasificación litológica 55
4.3.3 Anfibolitas 56
4.3.4 Granitoides 60
4.3.5 Gneises de biotita y hornblenda 62
4.4 Geología isotópica 64
4.4.1 Sistemática Sm-Nd 64
4.4.2 U-Pb en circones de rocas metaígneas 68
4.4.3 U-Pb en circones detríticos de rocas sedimentarias 72
4.5 Geología estructural 75
4.5.1 Análisis macroscópico 75
4.5.2 Análisis microscópico 76

Capítulo 5. Discusión 83

5.1 Petrogénesis 83

5.1.1 Basamento metamórfico 83

5.1.2 Rocas intrusivas 89

5.2 Evolución tectónica 92

Capítulo 6. Conclusiones 96

Literatura citada 98

Anexos 106

Lista de figuras

Figura Página

1. Mapa geológico general del Complejo del Macizo de Chiapas. Tomado de Weber *et al.* (2018). 2

2. Mapa de ubicación general, con la cartografía litológica elaborada por Weber *et al.* (2020) y Valencia – Morales *et al.* (2022). 3

3. Mapa del área de estudio. En rojo se muestra el transecto realizado durante las campañas de campo. 4

4. Extensión del microcontinente Oaxaquia. Tomado y redibujado de Ortega-Gutierrez *et al*. (1995) 8

5. Evolución de los bloques mesoproterozoicos durante el ensamble de Rodinia. Tomado y redibujado de Valencia- Morales *et al*. (2022) 9

6. Reconstrucción geotectónica del Oeste de Pangea en el Carbonífero Tardío. Tomado y redibujado de Weber *et al.* (2006) 10

7. Evolución tectónica del margen oeste de Pangea. A) Permo-Triásico. B) Jurásico Temprano. C) Jurásico Tardío. Tomado de Coombs *et al.* (2020). 11

8. Configuración tectónica de la Provincia Magmática del Centro del Iapetus durante el Ediacárico. La posición del Complejo El Triunfo está indicada con el número 1. A: Amazonia, B: Báltica, G: Groenlandia, K: Kalahari (Sudáfrica), L: Laurentia, Ox: Oaxaquia, R: Río de la Plata, S: Siberia, W: Oeste de África. La línea roja punteada indica la posición de la superpluma. Tomada de Weber et al. (2020) 18

9. Esquema de la evolución desde una falla transcurrente hacia una falla transtensional 20

10. "El México Peninsular". El bloque rosado corresponde a la región de corteza engrosada, resultado de la colisión continental durante el ensamble de Pangea, mientras que, la línea punteada azul corresponde a la superficie actual de esta región tras su adelgazamiento durante el Jurásico. Tomado de Pindell et al. (2020) 21

11. Datos geotermobarométricos existentes en el CMC. Se presentan datos de huellas de fisión en apatitos (Abdullin *et al.*, 2018; Villagómez y Pindell, 2020), U-Th/He en circones (Villagómez y Pindell, 2020; González-Guzmán, com. Pers.) y U-Th-Sm/He en apatitos (Villagómez y Pindell, 2020). 24

12. Mapa de la geología regional de Chiapas. Se indican las direcciones de echado y su magnitud de la Fm. Todos Santos, así como la distancia aproximada del centro del orógeno a su límite horizontal. Los contactos geológicos y sistemas de fallas fueron tomados de la carta geológico-minera D15-2 "Huixtla" del Consejo de Recursos Minerales (Jiménez-Hernández *et al.,* 2004). 40

13. Esquema del cálculo trigonométrico para estimación del basculamiento de la Sierra durante el Cenozoico. 41

14. Estereograma mostrando los datos de estratificación de la Fm. Todos Santos. 41

15. Estereograma mostrando los polo y plano promedios de estratificación de la Fm. Todos Santos. 42

16. Datos de foliación en gneises, anfibolitas y rocas ígneas foliadas, originales (datos en color negro) vs rotados (datos en color azul)..... 42

17. Mapa geológico-estructural del área de estudio. Se indican los puntos de control litológico para cartografía, los datos estructurales tomados, y las líneas de sección. 44

18. Secciones geológicas 45

19. Afloramientos de anfibolitas. A) y B) Anfibolita masiva de grano medio a grueso (CH21-55). C) Anfibolita masiva de grano grueso (CH21-62). D) Anfibolita migmatizada de grano grueso (CH21-64A). E) Granates en leucosoma deformado de anfibolita (CH21-64A). F) Boudín de anfibolita dentro de granodiorita deformada (CH21-65B). 47

20. Lámina delgada de anfibolita masiva (CH21-55)..... 47

21. Lámina delgada orientada de anfibolita migmatizada (CH21-64A). Las flechas indican el sentido de la lineación (X) y el fondo de la muestra (Z)..... 48

22. Afloramientos de gneises de hornblenda y biotita. A) Gneis de hornblenda y biotita con textura bandeada, deformado (CH21-53). B) Gneis de hornblenda y biotita deformado (CH21-54). C) Gneis de hornblenda y biotita deformado, muestra orientada (CH21-68). D) Gneis de hornblenda y biotita deformado, muestra orientada (CH21-69). 49

23. Microfotografía de sección delgada de gneis de hornblenda y biotita de la muestra CH21-69. Asociación mineral representada por Hbl + Bt + Pl + Qtz ± Ap 49

24. Afloramientos de granitos. A) y B) Granito equigranular en el área de Las Palmas (CH21-52). C) y D) Dique granítico intruyendo a anfibolita migmatizada (CH21-64B). E) Granodiorita (CH21-65A). 50

25. Microfotografía de la muestra CH21-58. Granito deformado. En la figura se muestra la presencia de una biotita fuertemente deformada, reemplazada por clorita. En la porción superior se observa también la presencia de muscovita. 51

26. Microfotografía de la muestra orientada CH21-64B. 51

27. Microfotografía de la muestra orientada CH21-65A. Granodiorita de clorita deformada. 52

28. Afloramientos de pórfidos. A) Dique porfiritíco intruyendo a granitos deformados (CH19-15), B) Pórfido de la muestra CH21-57. C) y D) Pórfido de la muestra CH21-60. 53

29. Microfotografía de lámina delgada del pórfido de la muestra CH19-15. La asociación mineral está representada por Qtz + Kfs + Pl + Ms. 52

30. Diagramas CIA (Nesbitt y Young, 1982) y MFW (Ohta y Arai, 2007)..... 55

31. Diagrama TAS para clasificación de rocas plutónicas (Cox *et al.,* 1979). 56

32. A) Diagrama AFM de Irvine y Baragar (1971) para clasificación de rocas máficas. B) Diagrama de discriminación (Fe+Ti)-Mg-Al de Jensen *et al*. (1976) 57

33. Diagrama de funciones discriminantes DF1 vs DF2 (Agrawal *et al*., 2008). Funciones discriminantes a partir de relaciones de La, Sm, Yb, Nb y Th. (A) DF1a = 0.3518 ln (La/Th) + 0.6013 ln (Sm/Th) – 1.3450 ln (Yb/Th) + 2.1056 ln (Nb/Th) – 5.4763; DF2a = –0.3050 ln (La/Th) – 1.1801 ln (Sm/Th) + 1.6189 ln (Yb/Th) + 1.2260 ln (Nb/Th) – 0.9944. (B) DF1b = 0.3305 ln (La/Th) + 0.3484 ln (Sm/Th) – 0.9562 ln (Yb/Th) + 2.0777 ln (Nb/Th) – 4.5628; DF2b = –0.1928 ln (La/Th) – 1.1989 ln (Sm/Th) + 1.7531 ln (Yb/Th) + 0.6607 ln (Nb/Th) – 0.4384. (C) DF1c = 1.7517 ln (Sm/Th) – 1.9508 ln (Yb/Th) + 1.9573 ln (Nb/Th) – 5.0928; DF2c = –2.2412 ln (Sm/Th) + 2.2060 ln (Yb/Th) + 1.2481 ln (Nb/Th) – 0.8243. (D) DF1d = –0.5558 ln (La/Th) – 1.4260 ln (Sm/Th) + 2.2935 ln (Yb/Th) – 0.6890 ln (Nb/Th) + 4.1422; DF2d = –0.9207 ln (La/Th) + 3.6520 ln (Sm/Th) – 1.9866 ln (Yb/Th) + 1.0574 ln (Nb/Th) – 4.4283. Diagramas con límites del Complejo Acatlán y El Triunfo tomados de Tazzo-Rangel (2019). 58

34. Diagramas tipo Spider para anfibolitas 59

35. Diagramas de anfibolitas. A) Diagrama Nb/Yb vs Th/Yb (Pearce *et al*., 2008). B) Diagrama Nb/Yb vs TiO_2/Yb (Pearce *et al*., 2008). 60

36. Diagramas de clasificación tectónica para granitos. A) Diagrama SiO_2 vs MALI (Frost y Frost, 2008). B) Diagrama Yb vs Tb (Pearce *et al*., 1984). C) Diagrama SiO_2 vs ASI (Frost y Frost, 2008). D) Diagrama Y vs Nb (Pearce *et al*., 1984) 61

37. Diagramas tipo *spider* para granitoides 62

38. Diagramas de clasificación tectónica para gneises de biotita y hornblenda. A) Diagrama SiO_2 vs MALI (Frost y Frost, 2008). B) Diagrama Yb vs Tb (Pearce *et al*., 1984). C) Diagrama SiO_2 vs ASI (Frost y Frost, 2008). D) Diagrama Y vs Nb (Pearce *et al*., 1984). 63

39. Diagramas tipo *spider* para gneises de biotita y hornblenda 64

40. Edades modelo Nd del manto empobrecido para las muestras de granitoides. A) Diagrama t vs $^{143}Nd/^{144}Nd$. La intersección de la evolución de la relación $^{143}Nd/^{144}Nd$ de la muestra con la línea de evolución del manto empobrecido indica la edad modelo. B) Diagrama t vs Epsilon Nd. La posición de cada muestra indica el valor Epsilon Nd (eje Y) al momento de la edad de cristalización (eje X) 65

41. Edades modelo Nd del manto empobrecido para las muestras de anfibolitas. A) Diagrama t vs $^{143}Nd/^{144}Nd$. La intersección de la evolución de la relación $^{143}Nd/^{144}Nd$ de la muestra con la línea de evolución del manto empobrecido indica la edad modelo. B) Diagrama t vs Epsilon Nd. La posición de cada muestra indica el valor Epsilon Nd (eje Y) al momento de la edad de cristalización (eje X) 66

42. Edades modelo Nd del manto empobrecido para las muestras de gneises de biotita y hornblenda. A) Diagrama t vs $^{143}Nd/^{144}Nd$. La intersección de la evolución de la relación $^{143}Nd/^{144}Nd$ de la muestra con la línea de evolución del manto empobrecido indica la edad modelo. B) Diagrama t vs Epsilon Nd. La posición de cada muestra indica el valor Epsilon Nd (eje Y) al momento de la edad de cristalización (eje X). 67

43. Análisis de circones de rocas ígneas y metamórficas. A) Catodoluminiscencia de circones de la muestra CH21-61. B) Análisis estadístico de la muestra CH21-61. C) Catodoluminiscencia de circones de la muestra CH21-64A. D) Análisis estadístico de la muestra CH21-64A. E) Catodoluminiscencia de circones de la muestra CH21-65A. F) Análisis estadístico de la muestra CH21-65A. En texto amarillo se indican las edades de los circones mayores a 900 Ma, mientras en azul los menores a 900 Ma..... 71

44. Análisis estadístico de la muestra de roca sedimentaria CH21-09. A) Diagrama de concordia, B) diagrama radial, y C) Edad de concordia para población más joven de circones. 72

45. Estimación de Densidad de Kernel (KDE) para las edades U-Pb en circones detríticos de la muestra CH21-09. Los picos en conjunto con el histograma muestran la frecuencia de cada población de edades encontradas en el análisis. La línea roja punteada indica la edad máxima de depósito encontrada en el diagrama de concordia. 73

46. Comparación del KDE de la muestra CH21-09 contra la Fm. Santa Rosa (Weber *et al.,* 2006, 2009) 74

47. Datos de foliación medidos en el basamento metamórfico del CMC. Se indica en rojo el plano promedio de foliación (015.7°/33.7°) y en azul el círculo π (114.4°/84.2°). Los polos y planos han sido rotados, corrigiendo el basculamiento ocurrido durante la Orogenia Chiapaneca. . 75

48. Estereograma con los datos de lineación medidos en el basamento metamórfico del CMC. Los datos se encuentran rotados para corregir el basculamiento ocurrido durante la Orogenia Chiapaneca. 76

49. Líneas materiales y Ejes de Esfuerzo Instantáneos (ISA). Tomado de Passchier y Trouw (2005) 77

50. Rotación de líneas materiales en un flujo por cizalla simple. Tomado de Passchier y Trouw (2005) 78

51. Sentido de cizalla en lineaciones minerales en estructura plegada. Tomado de Law *et al.* (2021). 78

52. Dirección de foliaciones y lineaciones en el área de estudio. Los semicírculos representan a la falsilla de Schmidt (áreas iguales), indicando la dirección y magnitud de echado, mientras las flechas negras indican la dirección de las lineaciones minerales, el *plunge* es indicado junto a ellas. 79

53. Estereograma con los datos de lineación recalculados a partir del análisis microestructural. 82

54. Diagramas spider comparando las anfibolitas del área de estudio contras las reportadas para la Unidad Custepec (Estrada-Carmina, 2006) y Unidad Catarina (Valencia-Morales *et al.,* 2022). A) Diagrama de Tierras Raras normalizas a condritas. B) Diagrama multielemental 84

55. Comparación de edades modelo y valores epsilon Nd del área de estudio contra los observados en las unidades Custepec y Catarina por Valencia-Morales *et al.* (2022). Para la Unidad Custepec se señala en verde claro el rango correspondiente a gneises anfibolíticos, y en verde oscuro lo relativo a anfibolitas. 85

56. Diagrama $^{176}Hf/^{177}Hf$ vs tiempo, para rocas asociadas al Complejo El Triunfo. Tomado de Weber *et al*. (2018) 87

57. Edades modelo (TDM_{Nd}), junto a edades de cristalización y metamorfismo (U-Pb en circón) reportadas para la porción centro del Complejo del Macizo de Chiapas. Tomado y modificado de Valencia-Morales *et al.* (2022). Las edades en paréntesis corresponden a una segunda muestra tomada en el mismo punto. El rectángulo blanco indica el área estudiada durante esta investigación, mientras el resto corresponde a la información generada por Valencia-Morales *et al.* (2022). 88

58. Diagramas de Tierras Raras y multielemental de granitos de las muestras CH21-58 y CH21-65A vs Granitos Pérmicos del CMC (González-Guzmán, 2016). 89

59. Esquema que ilustra el rompimiento de una placa oceánica subducida, desprendiéndose de la losa continental, posterior a la colisión continente-continente. Tomado de Neilson et al. (2009). 90

60. Esquema del magmatismo ocurrido en el margen oeste de Gondwana durante su colisión con Laurasia. A) Magmatismo de arco durante el Carbonífero Tardío, con el Océano Réico subduciendo bajo Gondwana. B) Magmatismo anatéctico del Permo-Triásico originado posterior a la colisión. Tomado de Coombs *et al.* (2020). 91

61. Emplazamiento de plutones en una corteza media, con posterior exhumación por adelgazamiento cortical y desarrollo de fallamiento lístrico. Tomado de Pindell et al. (2020)94

62. Reconstrucción paleogeográfica para el Jurásico Medio - Jurásico Tardío. A) Toarciano: El bloque de Chiapas formando parte del México Peninsular, en una posición cercana al Bloque de Yucatán. B) Titoniano: El bloque de Chiapas se ha desplazado hacia el sur, a través de la FTEM; el bloque de Yucatán se encuentra cercano a su posición actual. Esquema simplificado del modelo presentado por Pindell *et al.* (2020) 94

63. A) Desarrollo de tectonitas L-S sin plegamiento. B) Deformación de las tectonitas pre-existentes. En B) se visualiza que la dirección relativa del transporte tectónico, respecto al plano de echado, puede ser dependiente del flanco observado. 95

Lista de tablas

Tabla Página

1. Recopilación de datos de geotermobarometría de baja temperatura en el CMC..... 25

2. Configuración de copas Faraday en equipo Nu-TIMS© para mediciones de Sm 33

3. Configuración de copas Faraday en equipo Nu-TIMS© para mediciones de Nd..... 33

4. Parámetros del eje de rotación para datos estructurales pre-Cenozoicos..... 42

5. Índices de alteración 54

6. Resultados U-Pb en circones a partir de LA-ICP-MS. Incertidumbre reportada como 2σ absoluto..... 69

7. Datos obtenidos del análisis microestructural en láminas delgadas. 80

8. Relación de muestras 106

9. Resultados del análisis geoquímico de elementos mayores, menores y traza en granitoides. 107

10. Resultados del análisis geoquímico de elementos mayores, menores y traza en anfibolitas. 108

11. Resultados del análisis geoquímico de elementos mayores, menores y traza en gneises de Hbl y Bt.. 109

12. Desviaciones estándar (%) para cada elemento medido en los análisis de elementos mayores y trazas 110

13. Resultados del análisis isotópico de Sm-Nd. (*) Edades de cristalización estimadas a partir de las características correlacionables con las unidades con información geocronológica. Edad modelo estimada a partir de los valores del manto empobrecido de Liew y Hoffman (1988). 111

Capítulo 1. Introducción

En México, la mayor parte del territorio está cubierto por rocas correspondientes a sistemas geológicos que estuvieron activos durante el Mesozoico y Cenozoico, y que generalmente cubren a rocas más antiguas. De acuerdo con Ortega-Gutiérrez *et al*. (2018), sólo 1.4 % del territorio nacional corresponde con afloramientos de rocas pre-Mesozoicas. Estos autores han clasificado a las rocas pre-Mesozoicas en 12 sistemas orogénicos, compuestos a su vez por más de 20 complejos metamórficos, que van en edad desde el Paleoproterozoico hasta el Pérmico.

Uno de los sistemas pre-Mesozoicos en el sur de México es el Bloque Maya, que incluye a los territorios de la península de Yucatán, el Istmo de Tehuantepec y el norte de la Planicie Costera del Golfo. Los principales afloramientos de rocas pre-Mesozoicas en el Bloque Maya se han reportado en su extremo sur, en el denominado Complejo del Macizo de Chiapas (CMC) (Weber *et al*., 2007, 2008, 2018,2020).

Con base en la litología, Weber *et al*. (2018) han dividido al CMC en tres principales dominios (Figura 1): 1) una porción noroeste dominada por batolitos intrusionando a la Unidad Sepultura, 2) una porción centro-sureste que consiste de anfibolitas, gneises, calcosilicatos y metapelitas de la Unidad Custepec, y 3) una porción sureste que está representada por el Complejo El Triunfo (CET), constituido a su vez por las Unidades Candelaria, Jocote y los complejos anortosíticos de Mariscal-Soconusco. El estudio de la historia geológica de estos bloques es crucial para entender y reconstruir parte de la evolución de México, así como entender su participación en ensambles supercontinentales como Pangea y Rodinia.

Las porciones noroeste y centro del CMC están caracterizadas por un evento metamórfico en facies de anfibolitas durante el Pérmico (Weber *et al.,* 2007; Estrada-Carmona *et al.,* 2009), mientras que en el CET las condiciones de temperatura y presión en este tiempo no promovieron un metamorfismo mayor a facies de esquistos verdes (Estrada-Carmona *et al.,* 2012). Además, en el CET se ha identificado un evento metamórfico de alta temperatura durante el Ordovícico, así como rocas plutónicas asociadas al arco Famatiniano (González-Guzmán *et al.,* 2016), que no han sido observados en otras porciones del CMC. Lo anterior ha llevado a hipotetizar que el CMC y el CET corresponden a distintos bloques unidos a través de una estructura tectónica mayor, o que corresponden a distintos niveles corticales del mismo bloque (Weber *et al.,* 2018).

En los alrededores de la localidad Toluca (Figura 2), en el municipio de Montecristo de Guerrero, Chiapas, ha sido reportada la ocurrencia de basamento cristalino metamórfico. Por otra parte, en trabajos anteriores han sido estudiadas rocas metamórficas y graníticas en la localidad Las Palmas, en el municipio de Mapastepec, en la región fisiográfica de la costa, mientras otros estudios petrogenéticos han sido elaborados a detalle en el área de Custepec y San Antonio Miramar al oeste de Toluca, y en Luis A. Vidal, al noreste de Toluca (Figura 3). Así, las rocas metamórficas en Toluca son parte clave para entender la transición del CMC hacia el CET.

Por último, las características topográficas de la Sierra de Chiapas hacen complicado el tránsito a pie a lo largo de la sierra, uno de los pocos caminos que permiten hacer una sección transversal a la sierra es el camino local que lleva de la localidad Las Palmas a Toluca, por lo que su reconocimiento geológico y estructural es una oportunidad para observar los cambios geológicos y estructurales a lo largo del frente orogénico.

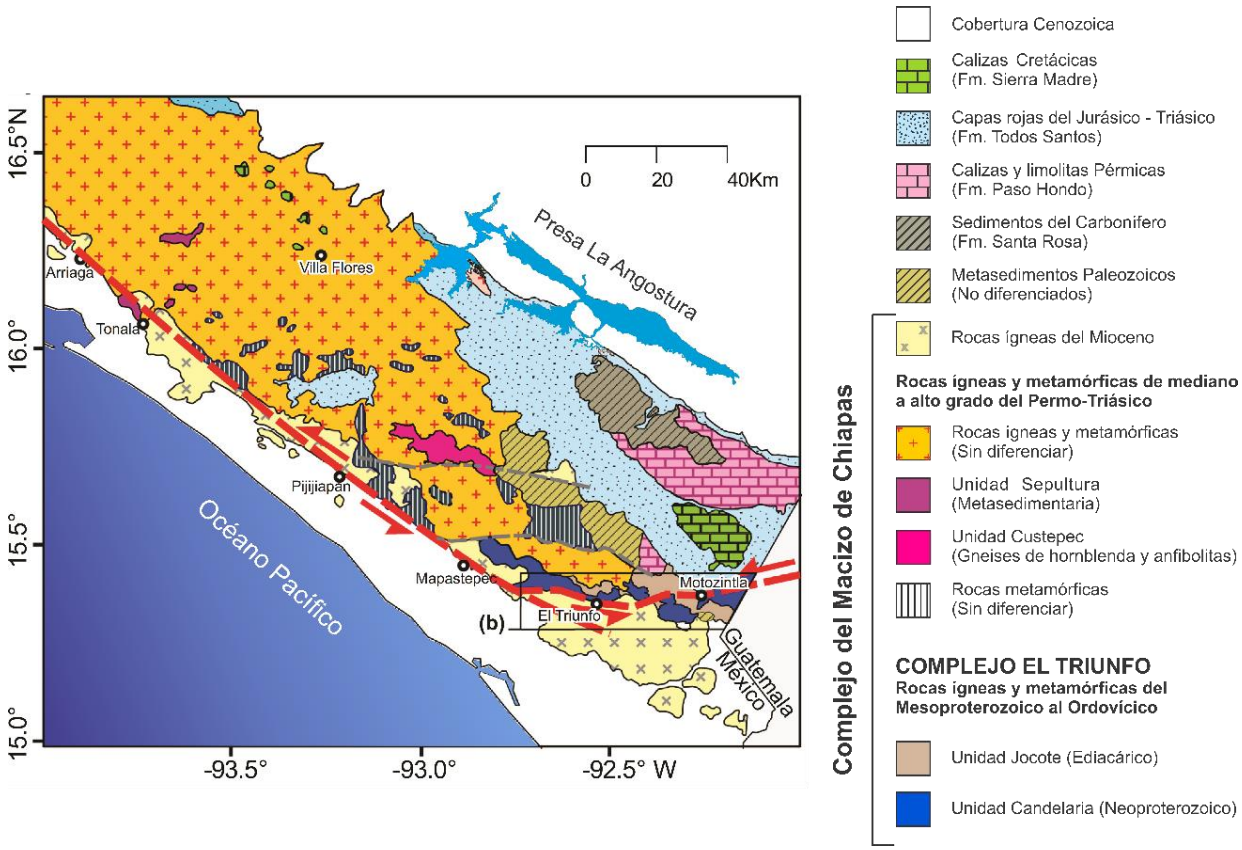

Figura 1. Mapa geológico general del Complejo del Macizo de Chiapas. Tomado de Weber *et al.* (2018).

1.1 Área de estudio

El área de estudio se encuentra en el estado de Chiapas, México; y comprende un transecto entre las localidades de Las Palmas, ubicada en el municipio de Mapastepec, y Toluca, en el municipio Montecristo de Guerrero (Figuras 2 y 3).

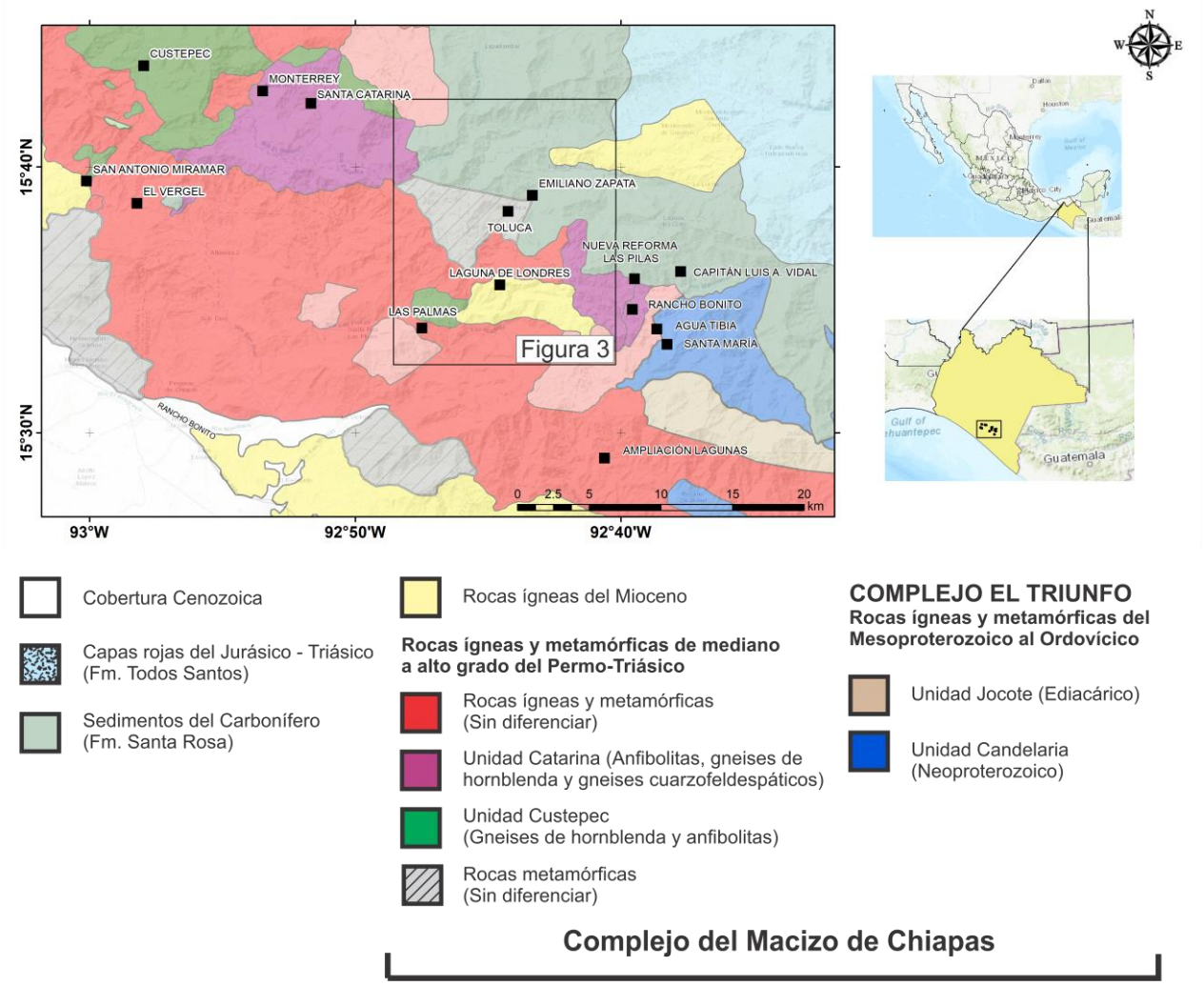

Figura 2. Mapa de ubicación general, con la cartografía litológica elaborada por Weber *et al.* (2020) y Valencia – Morales *et al.* (2022).

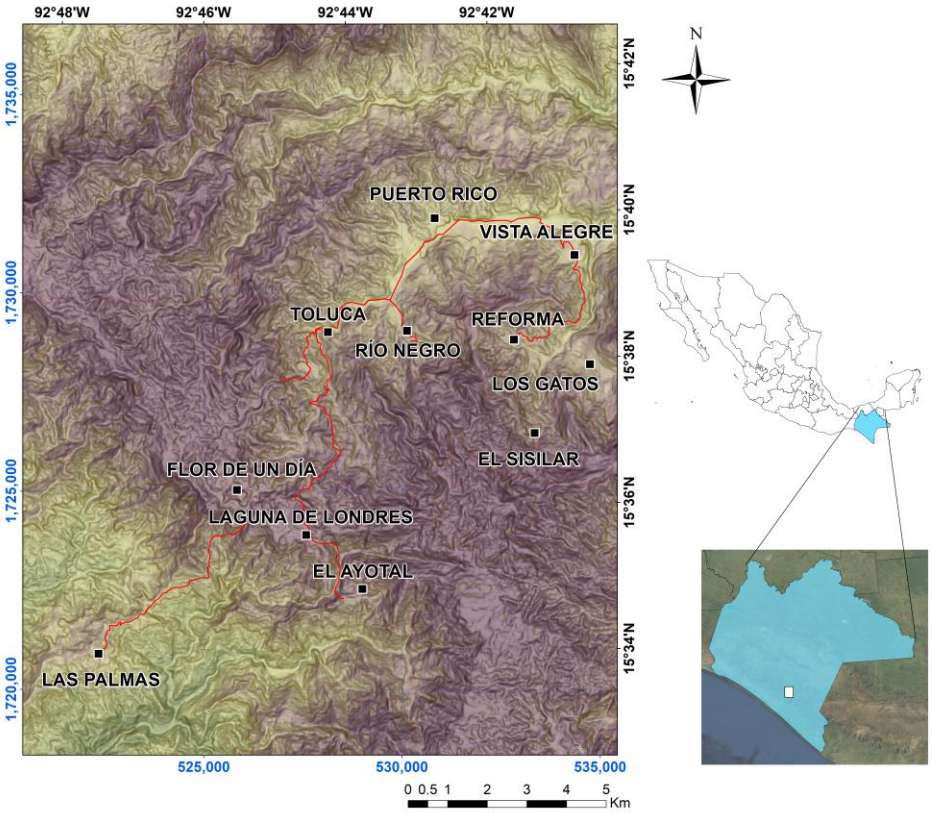

Figura 3. Mapa del área de estudio. En rojo se muestra el transecto realizado durante las campañas de campo.

1.2 Hipótesis

Como parte de los estudios realizados en los últimos 20 años (Schaaf *et al*., 2002; Weber *et al*., 2007, 2008, 2018, 2020) se han identificado unidades litológicas en el CMC que corresponden con un basamento metamórfico cristalino deformado e intrusionado por granitoides ordovícicos, pérmicos y miocénicos, que llevaron a la denominación de este complejo (Weber *et al*., 2008); y que estudios petrogenéticos subsecuentes han permitido identificar la historia evolutiva de sus protolitos durante el Proterozoico, así como eventos metamórficos tectono-termales durante la formación del margen oeste de Pangea en el Paleozoico (Weber *et al*., 2008; González-Guzmán *et al*., 2016; Weber *et al*., 2018, 2020).

En el municipio de Montecristo de Guerrero, en la región de Toluca, se han identificado rocas migmatíticas que exhiben deformación dúctil. Rivera-Moreno (2021) reportó migmatitas con una deformación similar en la comunidad Plan de Ayala, en el municipio de Pjijiapan, al sur del escarpe de la Sierra de Chiapas, al oeste de Toluca (Figura 3). La edad reportada para la fusión parcial de estas migmatitas es de 203.4 ± 4.1 Ma, en el límite Triásico-Jurásico, por lo que la deformación debe ser al menos del Jurásico Inferior –

Jurásico Medio, y que Rivera-Moreno (2021) relaciona con la tectónica extensiva relacionada a la fragmentación de Pangea, de acuerdo con lo interpretado por Pindell *et al*. (2020).

Autores como Alaniz-Álvarez *et al*. (1994), Alaniz-Alvarez *et al*. (1996) y Pindell *et al*. (2020) han identificado rocas miloníticas similares en la Sierra de Juárez, al oeste del CMC, y las han fechado desde el Pérmico Tardío hasta el Cretácico Temprano, con relativa incertidumbre mediante el método U-Pb y con exceso de Ar, en una edad de meseta ^{39}Ar - ^{40}Ar. Pindell *et al*. (2020) sugieren que la milonitización de estas rocas podrían estar relacionadas a un evento de cizallamiento por un evento de *detachment* ocurrido durante el Triásico Medio – Jurásico Temprano, originado como respuesta a un desequilibrio gravitacional promovido por la corteza engrosada originada durante la Orogenia Alleghaniana en el norte de México, posterior a la formación de Pangea, misma que dio lugar a la formación de granitos post-orogénicos, como los reportados en la región del Golfo de México por Coombs *et al.* (2020). Con base en lo anterior, se hipotetiza que la deformación encontrada en el área de estudio podría corresponder con un evento extensivo dominante durante el Mesozoico. Simultáneamente, se espera que las rocas de la región de Toluca puedan haber desarrollado minerales metamórficos (*i.e*. micas) en respuesta a la deformación, cuyo fechamiento pueda proveer información primordial sobre la temporalidad de este evento.

Por último, cabe mencionar que distintos eventos tectono-termales han sido identificados en el CMC. Mientras en las porciones norte y centro domina un evento Pérmico, en la porción sur se ha identificado el dominio de un evento del Ordovícico. El conjunto de estudios petrológicos, geoquímicos e isotópicos a lo largo del transecto puede proveer importante información sobre los límites espaciales de estos eventos, dando mayor claridad a la evolución tectónica del Bloque Maya.

1.3 Objetivos

1.3.1 Objetivo general

Desarrollar un estudio geológico-estructural y petrogenético, de las rocas ígneas y metamórficas del CMC desde Las Palmas hasta Toluca, realizando por primera vez un trabajo de campo en un transecto desde la región de la costa hasta la sierra alta, con la finalidad de definir indicadores geológicos, estructurales y geoquímicos que permitan delimitar con mayor precisión los distintos dominios litológicos observados en el CMC (*i.e.* diferentes grados metamórficos, protolitos y edades modelo).

1.3.2 Objetivos particulares

1. **Identificar los límites espaciales de los dominios litológicos y estructurales reportados en distintas porciones del CMC.**

   El desarrollo de la cartografía geológico – estructural permitirá identificar y plasmar los límites espaciales entre los distintos eventos de cristalización, metamorfismo y deformación reportados en las diferentes regiones del complejo.

2. **Estudiar la cinemática y temporalidad de los eventos de deformación ocurridos en el área de estudio.**

   A partir de la interpretación de datos de foliación y lineación, en conjunto de fechamientos isotópicos y del análisis microestructural, será posible reconstruir la cinemática ocurrida durante los distintos periodos geológicos en el CMC.

3. **Definir los grados de metamorfismo alcanzados en la región, así como la composición modal de los cuerpos ígneos emplazados.**

   Con base en el estudio de asociaciones y paragénesis minerales será posible establecer las facies metamórficas encontradas en el área de estudio, así como la composición de los protolitos y cuerpos ígneos.

4. **Identificar la temporalidad de las rocas ígneas y metamórficas del área de estudio.**

   El análisis de los pares isotópicos U-Pb en circones permitirá identificar las edades de cristalización y metamorfismo.

5. **Interpretar la afinidad a la corteza o manto, y naturaleza del reservorio desde la cual se formaron las rocas del área de estudio.**

   Las relaciones isotópicas de Sm-Nd medidas en el Espectrómetro de Masas de Ionización Térmica permitirán identificar la naturaleza de las rocas, estableciendo afinidades respecto al reservorio (corteza o manto) desde la cual se formó. Por otro lado, el procesamiento de estos datos es fundamental en el cálculo de la edad modelo, la cual es un indicador del tiempo transcurrido desde la separación de la muestra del reservorio.

6. **Plantear el nivel de relación entre bloques discretos a partir de los datos químicos, isotópicos y estructurales del área de estudio con los de los bloques aledaños.**

   Finalmente, la comparación de los datos geoquímicos obtenidos en las rocas muestreadas, permitirá establecer una relación con la litología reportada en otras porciones del CMC, indispensable para definir los eventos que influenciaron en la evolución geológica y estructural del área de estudio.

Capítulo 2. Antecedentes: Marco geológico

2.1 Bloques mesoproterozoicos en México y su rol durante el ensamble de Rodinia

El Proterozoico (2500 - 541 Ma), es uno de los eones ocurridos durante el Precámbrico; en él, entre los 1300 y 9000 Ma, gran parte de los bloques continentales existentes formaron un supercontinente denominado Rodinia (Li *et al*., 2008). Debido a una insuficiente información paleomagnética, así como datos geológicos y geocronológicos, la configuración geográfica de Rodinia es aún tema de debate. Los estudios petrogenéticos de basamentos, así como de proveniencia sedimentaria, son algunas de las herramientas que permiten caracterizar eventos orogénicos del pasado, así como establecer relaciones espaciales y temporales entre bloques corticales.

En México, afloramientos de un basamento precámbrico han sido identificados y categorizados como parte de un microcontinente denominado "Oaxaquia" (Figura 4; Ortega-Gutierrez *et al*., 1995). Oaxaquia se define como un ensamble de orto- y para-gneisses en facies de granulita, así como anortositas masivas y rocas asociadas como, mangeritas y charnockitas (AMC). Las edades de los protolitos ígneos varían de 1.4 a 1.2 Ga, para granitoides de arco y ~1.02 Ga para la serie AMC, mientras que el pico del metamorfismo en facies de granulita está datado en 990-980 Ma. En México existen cuatro localidades con estas características: (i) el Complejo Oaxaqueño, (ii) el Complejo Guichicovi, ambos en Oaxaca, (iii) el Complejo Novillo en Tamaulipas, y (iv) el Gneis Huiznopala en Hidalgo (Ortega-Gutiérrez *et al*., 2018).

En el sureste del CMC, en el Complejo El Triunfo, han sido reportados ortogneises anfibolíticos, gneises félsicos, rocas metasedimentarias, anortositas y rocas básicas asociadas (Cisneros de León *et al*., 2017; González-Guzmán *et al*., 2016; Weber *et al*., 2018, 2020), con edades de cristalización desde ~1010 Ma similares a las de Oaxaquia, y con metamorfismo toniano (950 – 920 Ma), que identifican a este complejo como otro bloque involucrado durante el ensamblaje y fragmentación de Rodinia.

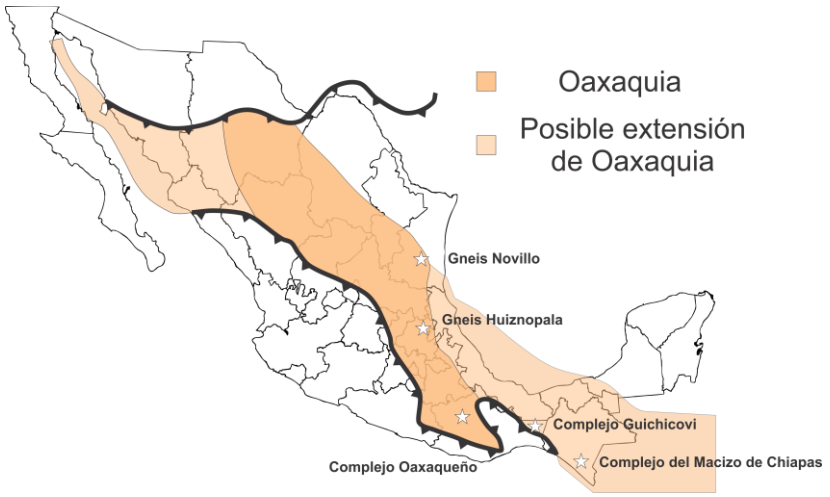

Figura 4. Extensión del microcontinente Oaxaquia. Tomado y redibujado de Ortega-Gutierrez *et al*. (1995)

Por su parte, Valencia-Morales *et al*. (2022) reportaron el hallazgo de un nuevo bloque mesoproterozoico representado por la Unidad Catarina, que corresponde al basamento de las porciones noroeste y centro del CMC, con edades de cristalización del Calimiano, que habría formado parte de un arco continental, previo a la formación de Oaxaquia como arco oceánico.

Con base en las edades obtenidas, y las relaciones con otras provincias proterozoicas, Valencia-Morales *et al.* (2022) establecieron un modelo paleogeográfico que remonta el origen de la Unidad Catarina al supercontinente Columbia (Figuras 5A y 5B), como un margen activo acrecional desarrollado en el borde del cratón de Amazonia, que resultó en la mezcla de manto juvenil con corteza más antigua, que dio lugar a los protolitos ígneos de Catarina. Un proceso de *rollback* en la placa oceánica del Océano de Mirovia propició el desarrollo de un arco de islas correspondientes al proto-Oaxaquia y a la provincia Putumayo (Colombia) (Figuras 5D, 5D y 5E).

Posteriormente, dicho arco fue acrecionado contra el borde de Amazonia, sobre el basamento conformado por la Unidad Catarina, al mismo tiempo que el Océano de Mirovia se cerraba en un margen de doble subducción, llevando a la colisión de Laurencia, Amazonia y Báltica (Figuras 5F y 5G). Dicho evento llevó a un engrosamiento litosférico que sería el responsable del metamorfismo en facies de granulitas experimentado por los basamentos de Oaxaquia y Putumayo entre 1.0 y 0.98 Ga.

Posterior al ensamble de Rodinia (Figuras 5H y 5I) un periodo de levantamiento, colapso gravitacional, y relajamiento, llevaron a la anatexis y magmatismo post-orogénico observado en el CMC y Putumayo entre ~960-920 Ma (Figura 5J).

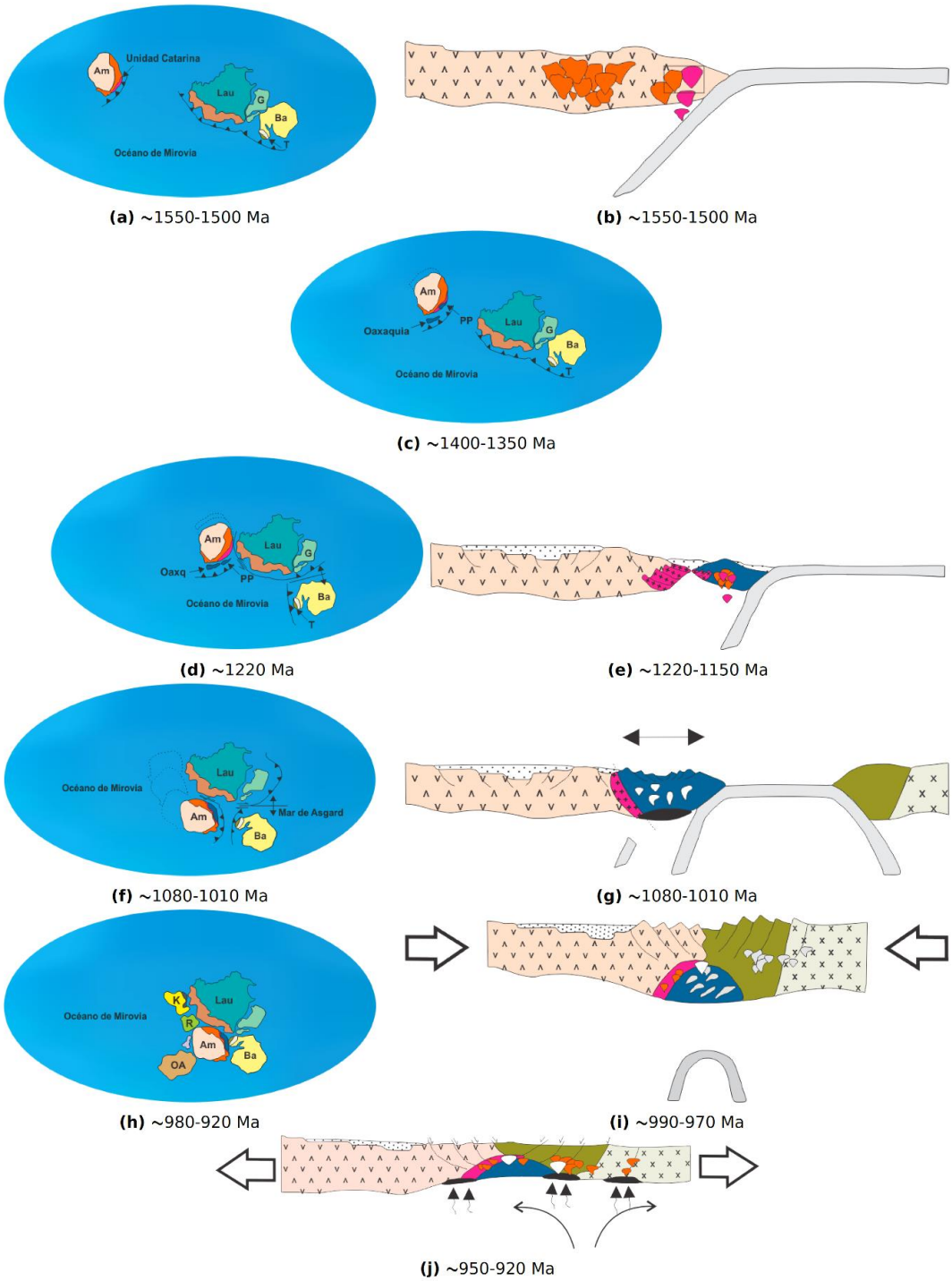

Figura 5. Evolución de los bloques mesoproterozoicos durante el ensamble de Rodinia. Tomado y redibujado de Valencia- Morales *et al*. (2022)

2.2 Bloques paleozoicos peri-Gondwánicos y el Bloque Maya

En el sur de México, una secuencia de rocas metasedimentarias paleozoicas sobreyacen discordantemente a Oaxaquia, algunas de las cuales han sido identificadas como un sistema flysch, resultado del levantamiento orogénico en el margen occidental de Pangea durante la Orogenia Alleghaniana (McKee *et al.,* 1999; Alemán y Ramos, 2000; Weber *et al.*, 2006). El Bloque Maya es un terreno tectonoestratigráfico, descrito inicialmente por Dengo (1969), y que abarca la Península de Yucatán, el Istmo de Tehuantepec y el norte de Guatemala y Belice. Si bien la historia geológica del Bloque Maya es aún tema de discusión, éste está caracterizado litológicamente por un basamento cristalino metamórfico, el cual es suprayacido de forma discordante por una secuencia sedimentaria paleozoica y capas rojas del Jurásico; todas estas unidades son cortadas por granitoides más recientes.

Derivado de los estudios de deformación, metamorfismo y magmatismo en el Bloque Maya Sur, ha sido posible reconstruir parcialmente la paleogeografía de algunos bloques peri-Gondwánicos, como Yucatán, Florida, la Cuenca de Delicias y el Terreno Mérida (Venezuela); todos ellos involucrados en el cierre del Océano Proto- Thetys, con aporte de sedimentos (flysch) del nuevo orógeno. (Figura 6; Weber *et al*., 2006).

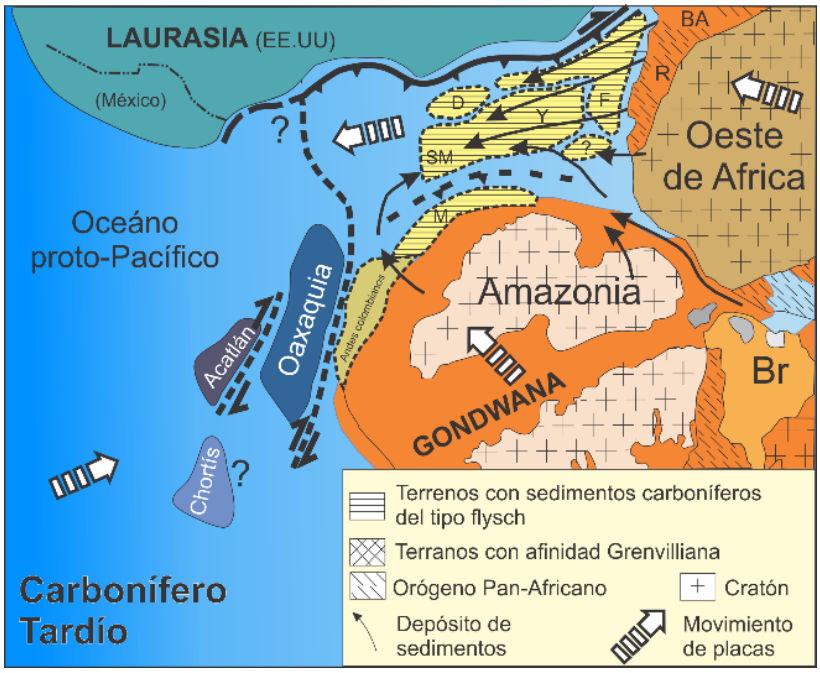

Figura 6. Reconstrucción geotectónica del Oeste de Pangea en el Carbonífero Tardío. Tomado y redibujado de Weber *et al.* (2006)

A partir del análisis U-Pb e isótopos de Hf en circones, en el basamento del oeste del Golfo de México, Coombs *et al.* (2020) identificaron una región magmática formada por anatexis, posterior a la colisión de Laurasia y Gondwana; dicha provincia incluye porciones del arco de Tamaulipas, Tuxpan, Oaxaca, y al Complejo del Macizo de Chiapas (Figura 7A). Durante el Jurásico, a la par de la apertura del Golfo de México, esta región desarrolló un sistema de fallas laterales (Figuras 7B y 7C), propiciando el desplazamiento de los bloques de Oaxaca y Chiapas hacia el sur.

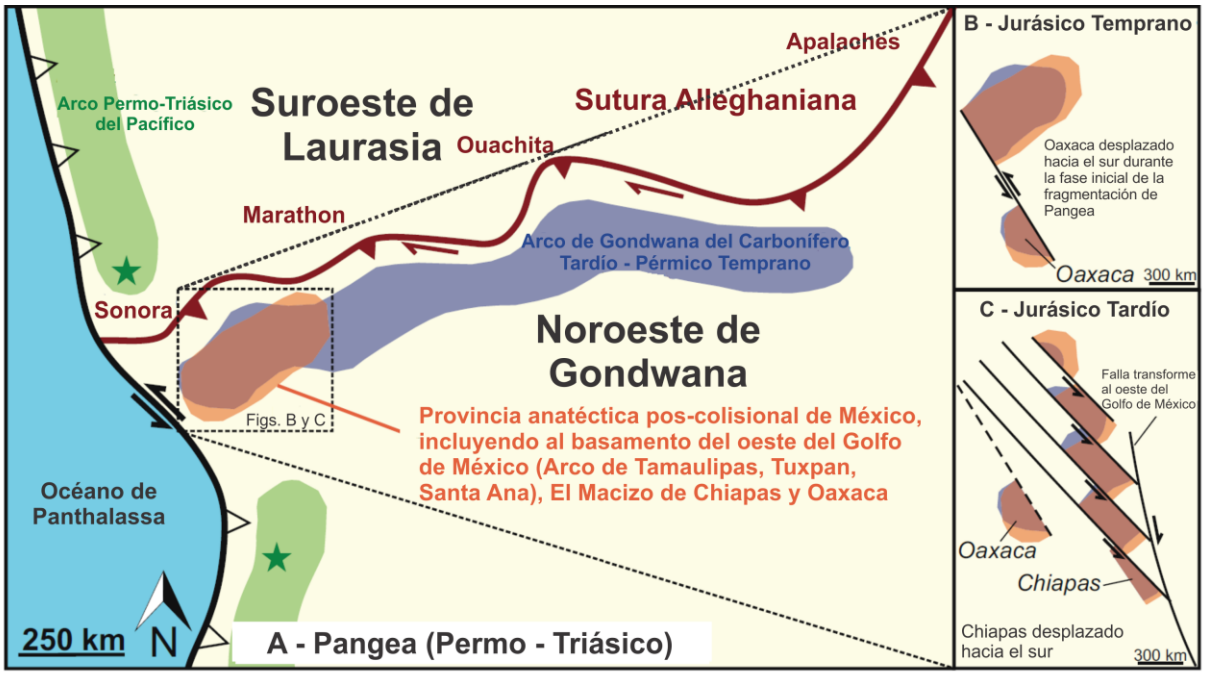

Figura 7. Evolución tectónica del margen oeste de Pangea. A) Permo-Triásico. B) Jurásico Temprano. C) Jurásico Tardío. Tomado de Coombs *et al.* (2020).

2.3 Complejo del Macizo de Chiapas

El CMC forma parte del basamento cristalino del Bloque Maya Sur, y cubre un área cercana a los 20,000 km^2 (Weber *et al*., 2018) con rocas plutónicas que van en composición de granitos a gabros, de edad ordovícica a miocénica; que intrusionan a ortogneises, migmatitas, anfibolitas y rocas metasedimentarias precámbricas (Figura 1). Estas rocas ígneas representan un evento tectonotermal del Pérmico, relacionado al ensamblaje y fragmentación de Pangea (Weber *et al*., 2007, 2018); algunos de los granitoides del CMC están foliados, altamente deformados y metamorfoseados. A su vez, estas rocas metaígneas están intercaladas con rocas metasedimentarias, que proveen información prebatolítica del Bloque Maya (Weber *et al*., 2007).

Algunos datos de geotermobarometría han sido reportados en el noroeste del CMC, con temperaturas de 730 – 780 °C y ~5.8 kbar (Hiller *et al.,* 2004), mientras que en la porción centro se han reportado 720 °C y ~8 kbar de presión (Estrada-Carmona *et al.,* 2009). A diferencia de las porciones noroeste y centro del CMC, la fracción sureste, denominada Complejo El Triunfo, alcanzó únicamente facies de esquistos verdes durante el evento metamórfico del Pérmico, con temperaturas máximas de ~500 °C (Weber *et al*., 2018).

2.3.1 Unidad Sepultura

Descrita inicialmente por Weber *et al*. (2002, 2007), la Unidad Sepultura es una secuencia metasedimentaria que aflora en la porción noroeste del CMC en los municipios de Villaflores y Arriaga, dentro de la Reserva de la Biósfera "La Sepultura", de donde toma nombre; está constituida por metapelitas y metapsamitas con intercalaciones de rocas calcosilicatadas, mármoles y metagrauvacas, que registran un evento metamórfico de mediano a alto grado con anatexis parcial durante el Pérmico.

Weber *et al*. (2002) describen la existencia de paragneises con anatexis, con neosomas de cuarzo y feldespato alcalino, cuya deformación da paso a la existencia de pliegues isoclinales y ptygmáticos. La deformación dúctil en estas rocas muestra una cizalla dextral N-S. Las condiciones máximas de metamorfismo fueron estimadas por Weber *et al*. (2007) a partir del geotermómetro granate-biotita y el geobarómetro GASP (granate - aluminosilicato - cuarzo y plagioclasa), obteniendo valores de ~730°C - ~780°C y ~5.8 kbar. Weber *et al*. (2008) interpretan a la Unidad Sepultura como un posible equivalente metamórfico de la Fm. Santa Rosa, con edad del Carbonífero.

2.3.2 Unidad Custepec

La Unidad Custepec se presenta principalmente en la porción centro del CMC, y fue inicialmente identificada a los alrededores de la localidad de Custepec, a 52 km al suroeste de la cabecera municipal de La Concordia, Chis. Está conformada por anfibolitas y gneises anatécticos ricos en hornblenda, con un neosoma rico en cuarzo, plagioclasa, feldespato potásico, titanita y granate, con ocasional ocurrencia de mármoles y calcosilicatos (Weber *et al*., 2007).

Estrada-Carmona *et al*. (2009) definieron un pico metamórfico para esta unidad de ~800°C y ~9 kbar, correspondiente a una transición de facies anfibolita-granulita, a partir de un geotermómetro para metapelitas de intercambio de iones Fe^{+2}-Mg entre granate y biotita (GARB), y un geobarómetro GASP y

GRAIL (granate + rutilo + aluminosilicato + ilmenita + cuarzo). Por otra parte, en anfibolitas fue empleado un geotermómetro hornblenda - plagioclasa, junto a un geobarómetro de granate - plagioclasa - hornblenda - cuarzo, que proveen una temperatura estimada de ~720° C y ~8 kbar de presión.

Weber *et al*. (2007) sugirieron un origen sedimentario o vulcanosedimentario para esta unidad, atribuido a una fuerte estratificación composicional, a la presencia de circones heredados de ~1.0 y 1.5 Ga en circones pérmicos, y a la presencia de los mármoles y calcosilicatos.

Recientemente, Valencia-Morales *et al.* (2022) señalaron que 1) no se han encontrado rocas metasedimentarias o calcosilicatadas correlacionables fuera del área de Custepec, 2) la litología dominante de la Unidad Custepec corresponde a rocas máficas e intermedias, y 3) la nueva información de edades modelo de Nd para la recién denominada Unidad Catarina, y para la Unidad Custepec, así como las edades de cristalización U-Pb en circones del Calimiano y Toniano reportadas para la Unidad Catarina, son mejor soportados bajo un modelo de asimilación del basamento de Catarina durante el Pérmico, en un posible evento de magmatismo del tipo *underplating*.

2.3.3 Unidad Catarina

Valencia-Morales *et al.* (2022) identificaron en las cercanías de la Finca Catarina, en el municipio de Monterrey, Chis, un conjunto de gneises graníticos bandeados, anfibolitas y gneises cuarzofeldespáticos de biotita, diferenciables de la Unidad Custepec principalmente a partir de edades modelo TDM_{Nd} (~1.8-2.0 Ga), edades U-Pb de protolitos magmáticos en núcleos de circón de ~1.5 Ga y edades U-Pb de sobrecrecimientos en bordes de circón indicando evidencia de un evento metamórfico en el Toniano entre los 0.96 - 0.94 Ga que promovió anatexis en los protolitos máficos, y dio lugar a las intrusiones graníticas. En estas rocas fue identificado también el metamorfismo pérmico dominante en el CMC.

Los mismos autores atribuyen el desarrollo de estos eventos a un ambiente tectónico de margen activo acrecional en uno de los bordes del cratón amazónico durante el Calimiano, donde, posterior a la acreción del arco juvenil de Oaxaquia, y al ensamblaje de Rodinia hace ~1.0-0.98 Ga, una fase de relajación, levantamiento y colapso gravitacional, llevaron al ascenso del manto y anatexis de la Unidad Catarina durante el Toniano.

2.4 Complejo El Triunfo

En este apartado se describirán brevemente las unidades que constituyen el Complejo El Triunfo (CET): 1) Unidad Candelaria, 2) Unidad Jocote, 3) Complejo anortosítico Mariscal – Soconusco, y 4) la suite plutónica Motozintla (descritas a continuación). Además, un conjunto de diques del Ediacárico han sido reportados intrusionando a las primeras tres unidades. Este complejo es, además cortado por rocas plutónicas del Pérmico, así como granitoides foliados del Mioceno, mientras al norte se encuentra cubierto por las capas rojas de la Fm. Todos Santos del Jurásico, la Formación Santa Rosa, o bien, cabalgada por las calizas cretácicas de la Fm. Sierra Madre. A su vez, afloran rocas ígneas no deformadas del Ordovícico (suite Motozintla), que indican que algunas unidades metamórficas foliadas y deformadas son pre-Ordovícicas (Estrada-Carmona *et al*., 2012), con excepción de las rocas deformadas asociadas a la falla Polochic, en las cercanías de esta.

Los fechamientos isotópicos de U-Pb de estas rocas han resultado en edades cercanas a 1.0 Ga, indicando que las rocas del Complejo El Triunfo están relacionadas al ensamblaje y fragmentación de Rodinia (Weber *et al.*, 2018). Weber *et al*. (2020) interpretaron las anfibolitas E-MORB como diques o dique-estratos que intrusionaron al basamento en el Ediacárico (615 ± 7 Ma a 608 ± 12 Ma).

A diferencia de las porciones centro y noroeste del CMC, las rocas del Complejo El Triunfo exhiben un metamorfismo de alta temperatura durante el Ordovícico, mientras que, en el Pérmico, el metamorfismo en facies de anfibolitas dominante en el resto del CMC se presenta apenas en condiciones de esquistos verdes (Weber *et al.,* 2018.) El contraste de las condiciones de presión y temperatura durante el Pérmico han llevado a hipotetizar que el Complejo El Triunfo puede ser un bloque alóctono respecto al CMC, o bien, que consiste de un nivel cortical de menor profundidad que el resto del CMC (Weber *et al.,* 2020).

2.4.1 Unidad Jocote

Weber *et al*. (2008) definió a la Unidad Jocote como un conjunto de rocas metasedimentarias compuesta por esquistos micáceos pelíticos y psamíticos, con cuarzo, calcosilicatos y, localmente, mármoles, mientras que Estrada-Carmona *et al.* (2012) la describieron como una secuencia de esquistos psamíticos a semi-pelíticos, intercalados con bandas de gneises de biotita y hornblenda, con una foliación NW-SE, sin plegamiento, y con una asociación mineral representada por biotita + muscovita + cuarzo + plagioclasa ± cordierita.

González-Guzmán *et al*. (2016) describieron a la Unidad Jocote como una secuencia principalmente metapelítica, formando esquistos ricos en silimanita con y sin granate, con condiciones estimadas de metamorfismo de ~6 kbar y ~650 °C, y que presenta una foliación penetrativa (S2) que sobreimprime a una foliación (S1) con bandeamiento. Además, calcularon una edad de depósito de ~600-580 Ma, comparando isótopos de Sr y C de mármoles puros de la Unidad Jocote contra los de los patrones de evolución del agua de mar globales, interpretando un ambiente de depósito en un clima de cálido a templado. Los autores determinaron que los mármoles y la secuencia pelítica tienen un origen común, a partir de patrones de Tierras Raras y elementos traza. Las relaciones [La/Yb], [La/Sm], [Gd/Yb] y Eu/Eu∗ permitieron interpretar un margen pasivo. Por último, distinguieron la presencia de capas de anfibolitas subparalelas a la foliación que fueron interpretadas como lavas basálticas sin-sedimentarias, parte de un sistema de diques gabróicos post-sedimentarios; los autores interpretaron esta unidad en términos de la apertura del Océano Iapetus en el Ediacárico como consecuencia de la fragmentación de Rodinia.

2.4.2 Unidad Candelaria

Definida por Estrada-Carmona *et al*. (2012) como una secuencia de anfibolitas bandeadas y plegadas, intercaladas con rocas calcosilicatadas, mármoles, cuarcitas, y en menor ocurrencia, gneises de biotita, y que presentan una mineralogía representada por la asociación hornblenda + plagioclasa + epidota + cuarzo ± biotita ± titanita, que indican facies de anfibolita. Un metamorfismo retrógrado a facies de esquistos verdes es evidenciado por la presencia de clorita y actinolita reemplazando hornblenda. Los mismos autores identificaron tres importantes pulsos de magmatismo en el área del Triunfo: 1) un magmatismo correspondiente a las anfibolitas foliadas pre-Ordovícicas, 2) diques graníticos y gabroicos de ~480 - 470 Ma intrusionando a la Unidad Jocote y Unidad Candelaria, y 3) un stock granítico de ~450 Ma correspondiente al plutón Motozintla. Considerando que la foliación de las anfibolitas pre-Ordovícicas no está presente en la Unidad Jocote, Estrada-Carmona *et al*. (2012) concluyeron que la Unidad Candelaria era más antigua que la Unidad Jocote, y que su metamorfismo fue anterior al depósito de esta última.

Weber *et al*. (2018) reportaron el hallazgo de ortogneises félsicos intercalados con gneises de hornblenda y biotita, además de encontrar evidencias de fusión parcial con la presencia de leucosoma deformado y plegado, redefiniendo a la Unidad Candelaria como una secuencia de ortogneises bandeados, constituidos principalmente por anfibolitas y gneises de hornblenda y biotita, con un grado variable de migmatización, así como ortogneises cuarzofeldespáticos.

Estructuralmente, Estrada-Carmona *et al*. (2012) reportaron una tendencia de la foliación hacia el NW, con una lineación mineral promedio de (122/44). Por su parte, Weber *et al*. (2018) describieron la presencia de capas leucocráticas con pliegues isoclinales mayormente subparalelas a la foliación, describiendo en la porción oeste de su área de estudio una foliación general hacia el sur, variando de SW a SE. Los autores sugieren que esta variación está ligada a la presencia de un segundo evento de deformación D2, con un plano axial con vergencia hacia el SE (130°/30°). Mientras tanto, en la porción oriental del área de estudio, en el SE de Motozintla, reportan la presencia de ortogneises con pliegues tipo chevrón, con ángulos interflancos apretados (<30°), pliegues ptygmáticos y planos de foliación subverticales, con una tendencia E-W a NE-SW. Debido a los rasgos estructurales observados en la porción este, así como la relación espacial que estos guardan con las anortositas del complejo Mariscal - Soconusco, Weber *et al*. (2018) distinguieron a estos litodemas como parte del gneis Chipilín (Cisneros de León *et al*., 2017).

2.4.3 Complejo de Anortositas Mariscal – Soconusco

Descritas inicialmente por Cisneros de León (2015), son rocas compuestas casi en su totalidad por plagioclasa, con una fuerte alteración.

Cisneros de León *et al*. (2017) describen ambos complejos como meta-anortositas con bandas y lentes de hornblendita, anfibolita y nelsonita, con una foliación E-W con 40-90° de echado hacia el sur.
El Complejo Anortosítico Mariscal se presenta en la porción este del Complejo El Triunfo, y es cortado al norte por la falla Polochic y por la sobreposición discordante de la Formación Todos Santos, mientras al sur está limitado por los gneises bandeados de la Unidad Catarina y del Gneis Chipilín.
El Complejo Anortosítico Soconusco aflora en la porción oeste del Complejo El Triunfo, y es cortado al sur por la falla Tonalá, al mismo tiempo que es intrusionado en distintos puntos por granodioritas pérmicas y miocénicas del Macizo del Soconusco (Molina-Garza *et al*., 2015; Ratschbacher *et al*., 2009).

Cisneros de León *et al*. (2017; 2022) analizaron distintas fases minerales de circonio encontradas en las anortositas y rocas máficas asociadas, entre ellas, baddeleyita (ZrO2), srilankita $(Ti,Zr)O_2$, y circón ($ZrSiO_4$), así como fases de Titanio, al cual el Zirconio puede reemplazar, como högbomita ($(Mg,Fe)_2(Al,Ti)_5º_{10}$) y rutilo (TiO_2). Determinaron que la presencia de las distintas fases de Zr está ligada a los distintos eventos de recristalización y difusión de Zr, relacionados a los múltiples eventos tectónico – termales ocurridos entre el Neoproterozoico y el Mioceno en el CMC. Las edades U-Pb obtenidas en las anortositas se

concentran en dos principales grupos, el primero con una edad ponderada de 609 ± 11 Ma y el segundo de 445 ± 5 Ma.

Recientemente, Cisneros *et al.* (2022) presentaron, a través del estudio de la exsolución de Zr en minerales accesorios en las anortositas del CMC y rocas máficas asociadas, una recopilación de los eventos plutónicos y metamórficos ocurridos en el CMC y el Triunfo, incluyendo: 1) emplazamiento de protolitos de la serie AMCG entre 1010 – 1020 Ma, 2) metamorfismo de alto grado (¿granulitas?) hace ~ 950 Ma, 3) metamorfismo sin-cinemático a ~920 Ma, 4) intrusión de la suite plutónica Motozintla entre 450 – 480 Ma, 5) metamorfismo ordovícico en facies de anfibolita hace ~450 Ma, en el Complejo El Triunfo, 6) intrusión del batolito pérmico entre 250 – 280 Ma, 7) metamorfismo en facies de anfibolita, para el CMC, hace ~250 Ma, 8) un evento metamórfico a los 100 Ma, aún sin estudiar, pero contemporáneo al ocurrido en el Complejo Chuachús, en Guatemala, y 9) la intrusión de granitos miocénicos en el Macizo del Soconusco, hace ~10 Ma.

A partir del Conjunto de información geocronológica, geoquímica de roca total y del análisis isotópico de Sr y Nd, Cisneros *et al*. (2017) determinaron que tanto las anortositas del Complejo Mariscal como las del Complejo Soconusco son parte del mismo macizo, el cual fue fragmentado y desplazado por los sistemas transpresivos del Mioceno, y que, además, son correlacionables con las anortositas reportadas en otros complejos grenvillianos en México, asociados a Oaxaquia (Keppie *et al*., 2012). Así mismo, concluyen que las anfibolitas no son comagmáticas respecto a las anortositas, sino que están más bien relacionados a los diques ediacáricos observados en la Unidad Jocote, asociados a la apertura del Océano Iapetus durante la fragmentación de Rodinia en el Proterozoico (Gonzalez-Guzmán *et al*., 2016).

2.5 Provincia Magmática del Centro del Iapetus (CIMP)

Esta provincia está constituida por los eventos generadores de las Grandes Provincias Ígneas (LIP, por sus siglas en inglés), asociadas a la apertura del Océano Iapetus, durante el Proterozoico (Ernst y Bell, 2010; Weber *et al*., 2020) (Figura 8).

Ernst y Bell (2010) han identificado tres pulsos magmáticos; el primero de ellos ocurrido entre 615-610 Ma y representado por los diques de Labrador, Canadá, y en las Caledonianas. Un segundo pulso ocurrido hace aproximadamente 590 Ma es identificado en el enjambre de diques Grenville-Rideau al este de Laurentia,

y en algunas carbonatitas en Báltica; por último, un tercer pulso fue identificado en Sept-Îles y en las Montañas Catoctin, con una edad de 560-570 Ma (Ernst y Bell, 2010).

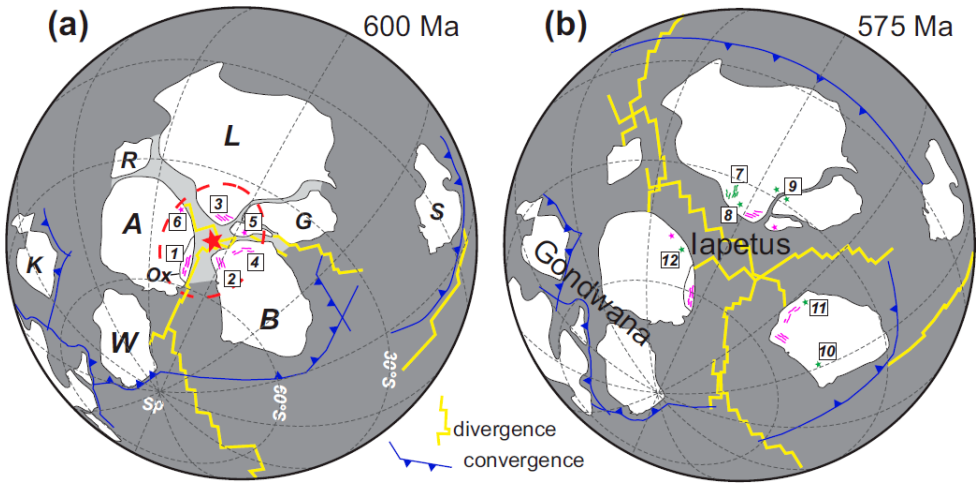

Figura 8. Configuración tectónica de la Provincia Magmática del Centro del Iapetus durante el Ediacárico. La posición del Complejo El Triunfo está indicada con el número 1. A: Amazonia, B: Báltica, G: Groenlandia, K: Kalahari (Sudáfrica), L: Laurentia, Ox: Oaxaquia, R: Río de la Plata, S: Siberia, W: Oeste de África. La línea roja punteada indica la posición de la superpluma. Tomada de Weber et al. (2020)

2.6 Evolución Tectónica durante el Mesozoico

Pindell *et al*. (2020) desarrollaron un modelo de evolución tectónica del Golfo de México durante el Mesozoico, en el cual, el desarrollo de una corteza engrosada producto de la colisión de Laurencia y Gondwana durante el Paleozoico Tardío, con un posterior colapso gravitacional, provocó una tectónica extensional con el subsecuente desarrollo de fallamiento lístrico, mismo que promovió la exposición del basamento. Estos autores estiman que el adelgazamiento de la corteza durante estos eventos fue de casi el 50 %.

Estas fallas tuvieron una componente lateral que promovió el movimiento de los bloques, una de las más relevantes es la denominada Zona de Transferencia de Oaxaca Norte (ZTON), la cual expone basamento del Precámbrico (Complejo Oaxaqueño), y la Sierra de Juárez, que presenta una litología conformada por milonitas, gneises, granulitas y anortositas, con deformación fechada en el Jurásico (Alaniz-Álvarez *et al*., 1994; Alaniz-Alvarez *et al*., 1996).

2.6.1 Zona de Transferencia de Oaxaca Norte (ZTON)

En su modelo de reconstrucción paleogeográfica y evolución tectónica, Pindell *et al*. (2020) abordaron el problema clásico de traslape y huecos en las reconstrucciones paleogeográficas (Bullard *et al.,* 1965), aplicado al caso de la apertura del Golfo de México, con el aparente empalme de territorio mexicano con Colombia hacia antes del Jurásico Tardío. A partir del análisis de la expansión del fondo oceánico en el Golfo de México, y del fechamiento de depósitos salinos relacionados a la apertura del mismo, proponen que el Bloque de Oaxaca tuvo que formar parte de un desplazamiento litosférico de corteza continental del centro y sur de México. Del mismo modo, sugieren que la traza de dicha zona de desplazamiento está indicada por la discontinuidad litológica del basamento del Bloque de Oaxaca y del área de Tampico-Misantla, respecto al basamento del Cinturón Cuicateco.

2.6.2 Cinturón Milonítico de la Sierra de Juárez (CMSJ)

Alaniz-Álvarez *et al*. (1994) definieron este cinturón como una estructura NNW-SSE de más de 150 km de longitud y 10 a 15 km de ancho, en la porción oeste del Cinturón Cuicateco, y compuesta por rocas miloníticas con protolitos gnéisicos, granulíticos, anortosíticos y mármoles, así como granitos milonitizados, gabros, hornblenditas y rocas básicas volcánicas. Como parte del mismo estudio, realizaron análisis de K-Ar en muscovitas, determinando una edad de milonitización de 180 ± 4 Ma, situando al evento de deformación entre el Pérmico Tardío y el Jurásico Medio, con condiciones metamórficas de facies de esquistos verdes y anfibolitas a temperaturas cercanas a 500°C.

Otros intentos por obtener la edad de deformación para la Sierra de Juárez fueron realizados por Alaniz-Alvarez *et al*. (1996); estos autores obtuvieron una edad U-Pb en circones de 165 Ma de un granito milonitizado, sin embargo, su edad es discordante y las edades concordantes muestran una edad de 145 Ma (Cretácico Temprano). Alaniz-Álvarez *et al*. (1996) realizaron a su vez fechamientos ^{39}Ar - ^{40}Ar, obteniendo edades de 169 Ma; sin embargo, el procedimiento de calentamiento por pasos arrojó sólo dos saltos, que no pueden ser interpretados como una edad de meseta confiable.

Por su parte, Pindell *et al*. (2020) obtuvieron una edad de 147 Ma para una inyección granítica asociada a las migmatitas, sugiriendo que dicha edad es atribuible a la fusión parcial de la migmatización. Estos autores proponen que la milonitización es producto del cizallamiento por un *detachment* de bajo ángulo durante el Jurásico Tardío – Cretácico Temprano, y, dada la dirección S-SSW de la lineación, hipotetizan

que el respectivo esfuerzo fue provocado por un movimiento hacia el SSW de una zona de cizalla sinestral, buzante hacia el oeste.

Alaniz-Álvarez *et al*. (1994) y Alaniz-Alvarez *et al*. (1996) relacionaron la cinemática de las milonitas con la apertura del Golfo de México, y especularon que era paralela a la falla Transforme del Este de México. Por otra parte, Pindell *et al*. (2020) señalaron que esta hipótesis no explica el actual buzamiento al oeste de las milonitas, sugiriendo que la foliación tuvo que ser rotada hacia el este durante la deformación subsecuente.

El modelo general propuesto por Pindell *et al*. (2020) sugiere que el CMSJ fue originado a partir de una falla de transtensión sinestral de bajo ángulo, que permitió al basamento del Complejo Oaxaqueño "despegarse" tectónicamente de los esquistos del basamento Cuicateco. Como parte de este trabajo, fueron analizadas también milonitas en la Falla de Villa Alta, indicando planos de foliación subverticales NW-SE, con una lineación sub-horizontal; a partir de esta observación, Pindell *et al*. (2020) propusieron que el evento que dio lugar a las milonitas del Cinturón Cuicateco pudo evolucionar desde una transcurrencia pura (Falla de Villa Alta) hasta una cinemática transtensional (CMSJ) (Figura 9).

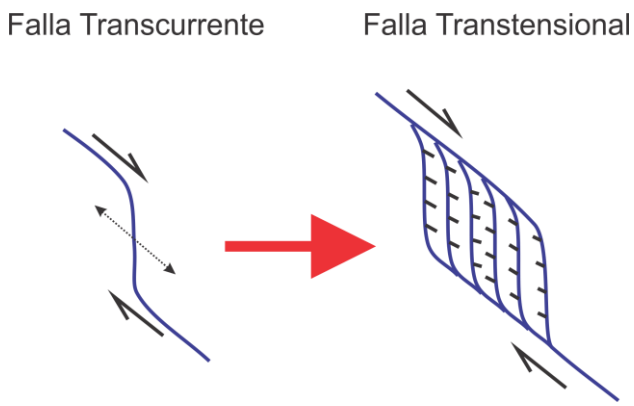

Figura 9. Esquema de la evolución desde una falla transcurrente hacia una falla transtensional

2.6.3 El México Peninsular

Pindell *et al*. (2020) denominaron "México Peninsular" a una región continental correspondiente principalmente al este de México, que fue engrosada durante la orogenia Ouachita-Marathón durante el Pérmico, y que fue adelgazada durante el *rifting* del Jurásico Medio – Cretácico (Figura 10), delimitada al este por la Cuenca del Golfo de México, al oeste por la Sutura de Arperos, al norte por el Cinturón Ouachita – Marathón, y al sur por la ZTON.

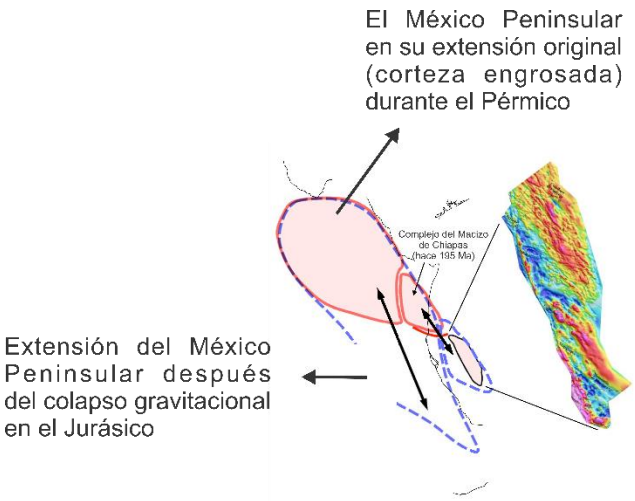

Figura 10. "El México Peninsular". El bloque rosado corresponde a la región de corteza engrosada, resultado de la colisión continental durante el ensamble de Pangea, mientras que, la línea punteada azul corresponde a la superficie actual de esta región tras su adelgazamiento durante el Jurásico. Tomado de Pindell et al. (2020)

2.6.4 Granitos post-orogénicos

A pesar de que diversos autores han sugerido un origen de arco para los granitos del Pérmico-Triásico en México (Torres *et al*., 1999; Keppie, 2004; Arvizu y Iriondo, 2011), Coombs *et al*. (2020) propusieron la existencia de tres fases de magmatismo de distinta naturaleza, desde el Pérmico hasta el Jurásico: 1) Magmatismo del Pérmico Temprano (294-274 Ma) correspondiente con un ambiente de arco continental, 2) Magmatismo post-colisional por anatexis durante el Pérmico Tardío - Triásico Temprano (263-243 Ma), y 3) Magmatismo del Jurásico Temprano (188-164 Ma) asociado al arco Nazas. Por su parte, Schaaf *et al*. (2002) y Weber *et al*. (2005, 2007) han identificado magmatismo anatéctico para los granitos del CMC.

Pindell *et al*. (2020) proponen que la atenuación cortical durante el Triásico Temprano– Jurásico Medio fue la responsable de la exhumación de granitos anatécticos durante la separación de América del Norte y América del Sur. A la vez, proponen que las condiciones a las cuales fueron generados estos granitos fueron de una corteza continental profunda a temperaturas de al menos 650°C y hasta más de 800°C según las condiciones de hidratación, y que fueron emplazados en una corteza media. Por su parte, Hiller *et al.* (2004) estimaron condiciones de metamorfismo de 730 – 780°C y ~5.8 kbar para la porción noroeste del CMC, en la Unidad Sepultura, con un metamorfismo retrógrado de ~540°C y ~4.5 kbar. Estrada-Carmona *et al*. (2009) realizaron un estudio equivalente en las anfibolitas de la Unidad Custepec, en el centro del CMC, obteniendo condiciones de ~720 °C y ~8 kbar durante el Pérmico Tardío.

2.6.5 Escenario general

El modelo tectónico de Pindell *et al*. (2020) propone que:

1. La colisión de Laurencia y Gondwana durante el Pérmico Temprano llevó a un engrosamiento cortical de casi 50 km, con la mayor expresión topográfica situada en el norte de México.

2. En respuesta al engrosamiento cortical, tuvo lugar la formación de granitos anatécticos durante el Pérmico Tardío, que fueron emplazados y cristalizados a una profundidad de casi 15 km.

3. El punto anterior se vio manifestado también en el área del CMC, el cual se hipotetiza estuvo adherido al México Peninsular antes de ser desplazado durante la apertura del Golfo de México a través de la falla Transforme del Este de México (TEM).

4. La extensión producida durante el Triásico Medio – Jurásico Temprano produjo un adelgazamiento cortical del 50 %, promoviendo una corteza de 25 km de espesor, anterior al depósito de las capas rojas.

5. La producción de fallas lístricas asociadas a la extensión del Triásico – Jurásico llevó a la exhumación de corteza media y exposición del basamento.

2.7 Evolución tectónica durante el Cenozoico

Diversos eventos han sido identificados en el CMC durante el Cenozoico, la nueva información geotermobarométrica revela: 1) un periodo orogénico entre el Cretácico Tardío-Paleoceno posiblemente relacionado a la Orogenia Laramide (Abdullin *et al*., 2018), 2) un lapso de aparente inactividad orogénica en el CMC durante el Oligoceno - Mioceno Temprano (Abdullin *et al*., 2018; Villagómez y Pindell, 2020), a pesar del marco tectónico regional en el cual el Bloque de Chortís se desplazó hacia el Golfo de Tehuantepec (Ratschbacher *et al*., 2009) y 3) un intenso levantamiento durante el Mioceno Medio al Mioceno Tardío (16-7 Ma) (Witt *et al*., 2012; Villagómez y Pindell, 2020), denominado propiamente ”Orogenia Chiapaneca”.

Dos principales modelos tectónicos han sido propuestos para el desarrollo de la Orogenia Chiapaneca; el primero de ellos sugiere que el levantamiento de la Sierra de Chiapas y el desarrollo del respectivo Cinturón de Pligues y Cabalgaduras estuvieron ligados al establecimiento de la zona de subducción de la placa de Cocos (Keppie y Morán-Zenteno, 2005; Mandujano-Velazquez y Keppie, 2009), mientras, el segundo, sugiere que estos elementos estructurales fueron propiciados por los sistemas de fallamiento transpresivos de Polochic-Motagua (Witt *et al*., 2012).

Villagómez y Pindell (2020) presentaron nueva información de huellas de fisión en apatitos, así como (U-Th)/He en apatitos y circones; a partir de estos datos, y en conjunto con la información reportada previamente para el CMC (Bock, 2004; Ratschbacher *et al*., 2009; Witt *et al*., 2012; Molina-Garza *et al*., 2015; Abdullin *et al*., 2016), establecieron 4 periodos principales de enfriamiento y exhumación para la región durante el Cenozoico, estimando tasas de exhumación para cada evento: 1) un periodo de 40-25 Ma con bajos niveles de enfriamiento y exhumación, a ~3°C/ Ma y ~0.1 mm/año, y para el cual proponen dos posibles orígenes; el primero sugiere el desarrollo de una cabalgadura buzante hacia el norte, por debajo del CMC, desarrollada sobre la traza de la paleo-falla Motagua, y que explicaría el acortamiento registrado en la porción central de la Sierra de Chiapas; mientras, el segundo modelo sugiere que el levantamiento fue promovido por isostasia, como respuesta al engrosamiento cortical dúctil a profundidad del CMC ocurrido durante el paso del Bloque de Chortís, 2) un periodo de relativa estabilidad con una exhumación y enfriamiento casi nulos de 25 a 14 Ma, que los autores interpretan como el paso de la última fracción del bloque de Chortís, correspondiente a los terrenos acrecionados a éste, y que habrían presentado un comportamiento reológico menos rígido, incapaces de transferir un esfuerzo compresional hacia el Macizo de Chiapas. Diversos autores (Abdullin *et al*., 2018; Villagómez y Pindell, 2020; Guzmán-González, comunicación personal) han obtenido edades de enfriamiento de baja temperatura con huellas de fisión en apatitos (AFT), U-Th/He en circones y U-Th-Sm/He en apatitos, para diferentes regiones del CMC (Figura 11; Tabla 1), los cuales evidencían distintas tasas de exhumación y edades de enfriamiento para las regiones noroeste-centro, y del sureste del CMC, que Villagómez y Pindell (2020) interpretan como evidencia de la existencia de un bloque tectónico independiente en la región sureste.

Figura 11. Datos geotermobarométricos existentes en el CMC. Se presentan datos de huellas de fisión en apatitos (Abdullin *et al.*, 2018; Villagómez y Pindell, 2020), U-Th/He en circones (Villagómez y Pindell, 2020; González-Guzmán, com. Pers.) y U-Th-Sm/He en apatitos (Villagómez y Pindell, 2020).

Tabla 1. Recopilación de datos de geotermobarometría de baja temperatura en el CMC

	Ubicación geográfica			Edades de enfriamiento						
Muestra	**X**	**Y**	**Z**	**Ma**	**1σ abs (-)**	**1σ abs (+)**	**Método**	**Temperatura de cierre**	**Autor**	**Región**
P-1	412273	1859210	630	38	2	2	AFT	120-60°C	Abdullin *et al*. (2018)	Suroeste (Arriaga-Mirador)
P-2	431514	1832066	570	48	1	1	AFT	120-60°C	Abdullin *et al*. (2018)	Suroeste (Arriaga-Mirador)
P-3	425048	1822131	580	30	2	2	AFT	120-60°C	Abdullin *et al*. (2018)	Suroeste (Arriaga-Mirador)
P-4	408305	1810364	690	17	1	1	AFT	120-60°C	Abdullin *et al*. (2018)	Suroeste (Arriaga-Mirador)
5-4-5ª	471289	1795980	579	25	2.8	3.2	AFT	120-60°C	Villagómez y Pindell (2020)	Noreste (Villaflores)
5-4-5B	471289	1795980	579	26.9	2.8	3.1	AFT	120-60°C	Villagómez y Pindell (2020)	Noreste (Villaflores)
5-5-2	452904	1788618	671	21.4	2.2	2.5	AFT	120-60°C	Villagómez y Pindell (2020)	Noreste (Villaflores)
5-5-9	427429	1814436	640	23.1	2.1	2.3	AFT	120-60°C	Villagómez y Pindell (2020)	Noreste (Villaflores)
5-5-5	440482	1785834	942	9.2	2.1	2.7	AFT	120-60°C	Villagómez y Pindell (2020)	Suroeste (Arriaga-Mirador)
5-5-6	445391	1787797	764	10.4	1.1	1.2	AFT	120-60°C	Villagómez y Pindell (2020)	Suroeste (Arriaga-Mirador)
5-5-11	408478	1805314	661	7	0.7	0.8	AFT	120-60°C	Villagómez y Pindell (2020)	Suroeste (Arriaga-Mirador)
5-5-12	408120	1803143	440	8.3	1.4	1.8	AFT	120-60°C	Villagómez y Pindell (2020)	Suroeste (Arriaga-Mirador)
5-6-3	407193	1801151	275	7.3	1.4	1.8	AFT	120-60°C	Villagómez y Pindell (2020)	Suroeste (Arriaga-Mirador)
5-6-4	408148	1802336	370	6.3	0.8	0.9	AFT	120-60°C	Villagómez y Pindell (2020)	Suroeste (Arriaga-Mirador)
5-6-6	561891	1677469	135	10	1.2	1.4	AFT	120-60°C	Villagómez y Pindell (2020)	Sur (Huixtla-Motozintla)
5-6-7	563133	1683281	392	11.3	1.7	2	AFT	120-60°C	Villagómez y Pindell (2020)	Sur (Huixtla-Motozintla)
5-6-8	565574	1689779	629	6.4	0.9	1	AFT	120-60°C	Villagómez y Pindell (2020)	Sur (Huixtla-Motozintla)
5-7-4B	571946	1700578	2190	9	1.3	1.5	AFT	120-60°C	Villagómez y Pindell (2020)	Sur (Huixtla-Motozintla)
03-1ª	562062	1702455	1634	7.84	0.19	0.19	(U-Th) /He Circón	130-200°C	González-Guzmán (Com. Pers.)	Sur (Huixtla-Motozintla)
PE01	552464	1700354	1173	3.38	0.11	0.11	(U-Th) /He Circón	130-200°C	González-Guzmán (Com. Pers.)	Sur (Huixtla-Motozintla)
B120311-3	562353	1698364	1173	4.2	0.85	0.85	(U-Th) /He Circón	130-200°C	González-Guzmán (Com. Pers.)	Sur (Huixtla-Motozintla)
R0206	553306	1699891	974	5.34	0.21	0.21	(U-Th) /He Circón	130-200°C	González-Guzmán (Com. Pers.)	Sur (Huixtla-Motozintla)
B120511-3	553756	1700389	963	6.68	0.09	0.09	(U-Th) /He Circón	130-200°C	González-Guzmán (Com. Pers.)	Sur (Huixtla-Motozintla)
B120511-1b	549326	1698308	481	3.51	0.01	0.01	(U-Th) /He Circón	130-200°C	González-Guzmán (Com. Pers.)	Sur (Huixtla-Motozintla)
R0103	549325	1698308	481	1.59	0.1	0.1	(U-Th) /He Circón	130-200°C	González-Guzmán (Com. Pers.)	Sur (Huixtla-Motozintla)
VE01	554366	1695797	480	0.38	0.02	0.02	(U-Th) /He Circón	130-200°C	González-Guzmán (Com. Pers.)	Sur (Huixtla-Motozintla)
R0401-b	553370	1696863	468	2.44	0.07	0.07	(U-Th) /He Circón	130-200°C	González-Guzmán (Com. Pers.)	Sur (Huixtla-Motozintla)
R0401	553370	1696863	468	2.55	0.39	0.39	(U-Th) /He Circón	130-200°C	González-Guzmán (Com. Pers.)	Sur (Huixtla-Motozintla)
5-4-5B	471289	1795980	579	177.5	3.8	3.8	(U-Th) /He Circón	130-200°C	Villagómez y Pindell (2020)	Noreste (Villaflores)
5-6-6	561891	1677469	135	12.8	0.2	0.2	(U-Th) /He Circón	130-200°C	Villagómez y Pindell (2020)	Sur (Huixtla-Motozintla)
5-6-4	408148	1802336	370	6.6	0.4	0.4	(U-Th-Sm)/He Apatito	90-30°C	Villagómez y Pindell (2020)	Suroeste (Arriaga-Mirador)
5-6-6	561891	1677469	135	8.5	0.2	0.2	(U-Th-Sm)/He Apatito	90-30°C	Villagómez y Pindell (2020)	Sur (Huixtla-Motozintla)
5-6-7	563133	1683281	392	6.3	0.4	0.4	(U-Th-Sm)/He Apatito	90-30°C	Villagómez y Pindell (2020)	Sur (Huixtla-Motozintla)
5-5-9	427429	1814436	640	11.8	0.4	0.4	(U-Th-Sm)/He Apatito	90-30°C	Villagómez y Pindell (2020)	Noreste (Villaflores)
CB35	484886	1741414	286	28.4	1.3	1.3	Ar/Ar Hbl	450-550°C	Ratschbacher *et al*. (2009)	Suroeste (Arriaga-Mirador)
CB31	474091	1750304	1104	15.5	1.2	1.2	Ar/Ar Hbl	450-550°C	Ratschbacher *et al*. (2009)	Suroeste (Arriaga-Mirador)
CB34	421545	1790309	957	11	1.8	1.8	Ar/Ar Hbl	450-550°C	Ratschbacher *et al*. (2009)	Suroeste (Arriaga-Mirador)
PI28-1	498698	1727603	603	8.1	0.3	0.3	Ar/Ar Hbl	450-550°C	Ratschbacher *et al*. (2009)	Suroeste (Arriaga-Mirador)
PA3-4	491077	1733000	482	8.8	1.5	1.5	Ar/Ar Hbl	450-550°C	Ratschbacher *et al*. (2009)	Suroeste (Arriaga-Mirador)
TON-38	431178	1775590	315	12.34	0.1	0.1	Ar/Ar Hbl	450-550°C	Molina *et al.* (2015)	Suroeste (Arriaga-Mirador)
PATOS-CHIS	444474	1764478	287	10.39	0.1	0.1	Ar/Ar Mica blanca	300-420°C	Molina *et al*. (2015)	Suroeste (Arriaga-Mirador)
PI28-1	498698	1727603	603	8	0.5	0.5	Ar/Ar Bt	250-320°C	Ratschbacher *et al*. (2009)	Suroeste (Arriaga-Mirador)
PA3-4	491077	1733000	482	8.5	0.3	0.3	Ar/Ar Bt	250-320°C	Ratschbacher *et al*. (2009)	Suroeste (Arriaga-Mirador)
TON-38	431178	1775590	315	9	0.1	0.1	Ar/Ar Bt	250-320°C	Molina et *al.* (2015)	Suroeste (Arriaga-Mirador)
TON-36	389149	1805515	200	9.56	0.1	0.1	Ar/Ar Bt	250-320°C	Molina *et al.* (2015)	Suroeste (Arriaga-Mirador)
CB35	484886	1741414	286	8.2	0.1	0.1	Ar/Ar Bt	250-320°C	Ratschbacher *et al*. (2009)	Suroeste (Arriaga-Mirador)
34-TEP	384149	1826232	844	9.92	0.1	0.1	Ar/Ar Kfelds	170-380°C	Molina *et al.* (2015)	Suroeste (Arriaga-Mirador)

La ubicación geográfica de las muestras está expresada en coordenadas WGS1984 UTM Zona 15N. *La temperatura de cierre es estimada, siendo esta independiente para cada grano y cuyo cálculo requiere un análisis más detallado

Capítulo 3. Metodología

El presente trabajo fue realizado en diversas etapas, de las cuales destacan la toma de datos y muestras en el área de estudio, procesamiento de muestras y datos, análisis de la información y descripción petrográfica. A continuación, se detalla cada una de las etapas.

3.1 Trabajo de campo

Se llevaron a cabo dos campañas de campo del 18 al 30 de abril de 2020, y del 18 al 30 de enero de 2021, en las cuales se realizaron descripciones petrográficas macroscópicas, toma de muestras y datos estructurales de foliación y lineación. En los afloramientos en que se presentaron los rasgos estructurales anteriormente mencionados, se marcó el rumbo de la foliación y lineación, para poder obtener secciones delgadas orientadas en el sentido de la lineación. Todas las muestras se tomaron en afloramientos *in-situ*, seleccionando las porciones menos intemperizadas.

En la primera campaña se realizó un transecto a pie desde la comunidad Las Palmas, en el municipio de Mapastepec, Chis., hacia Laguna de Londres, una de las expresiones topográficas más altas de la región; se destinaron dos días a inspeccionar la geología de la región a esta altitud, posteriormente se continuó el transecto hacia Toluca, en el municipio de Montecristo de Guerrero, Chis., donde se destinaron también dos días para recorrer la región; durante el camino se tomaron puntos de control, muestras y fotografías de los afloramientos.

En la segunda campaña se revisitó el área de Toluca, y se amplió la zona de estudio hacia Río Negro, y Vista Alegre, en Montecristo de Guerrero (Figura 2); fueron tomados nuevos puntos de control, muestras y se amplió la base de datos de foliación y lineación para esta porción.

3.2 Preparación de láminas delgadas

Fueron realizadas un total de 33 láminas delgadas, correspondientes a 24 muestras; 15 de ellas orientadas, y 18 sin orientar. Para ello, se realizaron cortes en las muestras con una sierra eléctrica con disco de

diamante, elaborando un prisma rectangular de ~4 cm x ~2.5 cm x ~1 cm, que fue posteriormente pegado a un portaobjetos petrográfico, recortado y pulido hasta un espesor aproximado de 3 mm. Para las láminas orientadas el corte fue realizado perpendicular a la foliación, y paralelo a la lineación, indicando los ejes "x" (paralelo a la lineación) y "z" (en dirección a la profundidad) en el testigo, mismos que fueron marcados en la lámina delgada.

3.3 Descripciones petrográficas

Para cada lámina delgada se detalló la mineralogía presente, asociación mineral, grado de metamorfismo y texturas. Para las láminas orientadas se describieron las texturas cinemáticas observadas, además de realizarse un conteo modal de los indicadores cinemáticos para obtener la dirección del desplazamiento registrado por la lineación. Para llevar a cabo la descripción microscópica se empleó un microscopio OLYMPUS BH-2 con polarizador de luz, con aumentos de 4x, 10x y 20x.

3.4 Análisis geoquímico e isotópico

Para este fin, 12 muestras fueron procesadas mecánicamente, en una primera etapa de trituración, y una subsecuente etapa de molienda.

Las muestras procesadas para análisis geoquímico corresponden a anfibolitas (CH21-55, CH21-62, CH21-64A y CH21-65B), gneises de biotita y hornblenda (CH21-54 y CH21-69), granitos (CH21-58, CH21-64B y CH21-65A) e intrusivos máficos que cortan a anfibolitas y gneises (CH21-63 y CH21-66). Para el análisis isotópico las mismas muestras fueron utilizadas, salvo la muestra CH21-66 que fue descartada por corresponder a una brecha con clastos de distinta composición, y la muestra CH22-01, correspondiente a una anfibolita, que fue agregada tras la segunda campaña de campo.

A continuación, se detallan los procesos físicos y químicos seguidos para desarrollar ambos tipos de análisis.

3.4.1 Trituración

Para la trituración primaria, la muestra es sometida a esfuerzo mediante el uso de una prensa hidráulica, hasta llevarla al punto de quiebre. Este proceso es repetido continuamente hasta que el tamaño de las partículas sea ∼2.5 cm.

Para el análisis químico e isotópico, se seleccionaron los fragmentos de roca menos alterados, a fin de ser obtener una mayor representatividad en los resultados; posteriormente, a esta selección le fue aplicado un cuarteado, del cual, una porción fue destinada al molino de discos para la etapa de precontaminación, otra porción fue resguardada para utilizarse en el proceso de separación de circones, y las últimas dos fracciones fueron destinadas a los análisis geoquímico e isotópico, respectivamente.

3.4.2 Molienda

Tras la trituración, la fracción cuarteada y destinada para la precontaminación fue colocada en un molino de discos de acero, y molida durante aproximadamente 1.5 minutos. Una vez concluido el proceso de molido, los polvos generados fueron removidos del molino y desechados.

El proceso de molido fue repetido para las fracciones asignadas a los análisis geoquímico e isotópico, y almacenadas en contenedores etiquetados para cada muestra.

3.4.3 Preparación química y separación de elementos en el laboratorio ultralimpio

El laboratorio ultralimpio de CICESE es un sitio diseñado para la desintegración de muestras y separación de elementos para el análisis isotópico. Está equipado con filtros de aire que permiten trabajar por debajo de 1000 partículas (>0.5µm) por ft^3 (clase 1000 según la *Federal* Standard 209E, y clase 6, de acuerdo con la ISO 14644-1) en las áreas generales, mientras en las estaciones de trabajo de flujo laminar permite trabajar por debajo de 10 partículas por ft^3 (clase 100 según la Fed-Std-209E, y clase 4 de acuerdo con la ISO 14644-1), además de contar con un sistema de purificación de agua (Milli-Q). El laboratorio está equipado con una balanza analítica con 5 dígitos de precisión (0.00001g).

El método de análisis químico cuantitativo empleado fue el de dilución isotópica, cuyo propósito es

medir la cantidad existente de un elemento en una muestra. El método consiste en medir la relación isotópica de dos isótopos A y B de determinado elemento, contenido en una muestra que es resultado de la mezcla de dos soluciones. Estas soluciones son la muestra disuelta en ácidos, cuya concentración del elemento analizado es desconocida, y una solución conocida como trazador, que posee una relación isotópica conocida, y que está artificialmente enriquecida en uno de los isótopos.

Las siguientes ecuaciones indican cómo obtener la concentración de un elemento en una determinada muestra a partir de dilución isotópica:

$$\mathrm{R}_m = \frac{Ab_N^A\, N + Ab_S^A\, S}{Ab_N^B\, N + Ab_S^B\, S} \tag{1}$$

Donde R_m es la relación de dos isótopos A y B de un elemento, N y S son los números de átomos en un elemento normal, y en un trazador enriquecido artificialmente (spike), respectivamente. Así, Ab^A_N y Ab^B_N representan la abundancia del isótopo A y B en el elemento natural, y Ab^A_S y Ab^B_S en el trazador.

En la ecuación 1, R_m es medido en un espectrómetro de masas, de modo que es posible calcular el número de átomos del elemento natural "N" mediante la ecuación 2:

$$N = \mathrm{S}\left[\frac{Ab_S^A - R_m Ab_S^B}{R_m Ab_N^B - Ab_N^A}\right] \tag{2}$$

Con el número de Avogadro (A) y el peso atómico del elemento analizado (W_N y W_S) es posible calcular el peso en gramos de N y S:

$$\begin{gathered} \mathrm{N}_W = \frac{N\, x\, W_N}{A};\ \mathrm{S}_W = \frac{S\, x\, W_S}{A} \\ N = \frac{N_W\, A}{W_N}; S = \frac{S_W\, A}{W_S} \end{gathered} \tag{3}$$

Al reemplazar las ecuaciones de (3) en la ecuación 1 el número de Avogadro es cancelado, y se obtiene la relación:

$$\frac{\mathrm{N}_W}{W_N} = \frac{\mathrm{S}_W}{W_S}\left[\frac{Ab_S^A - R_m Ab_S^B}{R_m Ab_N^B - Ab_N^A}\right] \tag{4}$$

Así, es posible obtener el peso de N_W mediante la siguiente expresión.

$$\mathrm{N}_W = \mathrm{S}_W\left(\frac{W_N}{W_S}\right)\left(\frac{Ab_S^A - R_m Ab_S^B}{R_m Ab_N^B - Ab_N^A}\right) \tag{5}$$

Una vez que es obtenido N_w, este es dividido entre la masa de la muestra para obtener la concentración. En la ecuación 6 se presenta la ecuación utilizada en el Laboratorio de Espectrometría de Masas por Ionización Térmica de Ensenada, en CICESE, para obtener la concentración de Nd.

$$ConcNd_m = \left[\frac{S_W \times Conc^{150}Nd_S}{\left[\frac{\left(^{150}Nd\right)_S}{\left(^{144}Nd\right)_N}\right] \times Peso_{muestra}}\right] \times \left[\left\{\left(\frac{^{143}Nd}{^{144}Nd}\right)_{IC+MB+CS} \times W^{143}Nd + K_{Nd}\right\}\right] \quad (6)$$

* K_{Nd} = (^{142}Nd/^{144}Nd * W^{142}Nd) + (W^{144}Nd) + (^{145}Nd/^{144}Nd * W^{145}Nd) + (^{146}Nd/^{144}Nd * W^{146}Nd) + (^{148}Nd/^{144}Nd * W^{148}Nd) + (^{150}Nd/^{144}Nd * W^{150}Nd).

Donde la IC, MB y CS corresponden a las correcciones por interferencia isobárica, mass bias (desviación instrumental, debida a que los iones más pesados se transmiten de mejor manera), y por spike.

Para iniciar la separación elemental, de cada muestra se colocaron entre 50 y 150 mg de los polvos obtenidos en molienda en una bomba de digestión de Politetrafluoroetileno (teflón), al que fue agregado también el trazador isotópico. Posteriormente, fueron llevados a un Sistema de Desintegración de Muestras (Picotrace DAS ©), donde fue adicionada una mezcla de ácidos fuertes (HF, HNO3, HClO4), y fueron sometidos a un proceso de calentamiento a temperaturas de 160° C - 165 °C por aproximadamente 2 días, una vez culminada la digestión, se acopló un sistema de evaporación a través de un programa de calentamiento por pasos. Después de que la muestra fue evaporada en su totalidad, se agregó ~ 15 ml HCl 6N para convertir los percloratos resultantes en cloruros, se dejó mínimo 12 horas para equilibrarse la muestra con el *spike* antes de volverla a evaporar.

Posteriormente, a cada bomba le es adicionada 1ml HCl 2N y transferida a una cápsula de plástico que es centrifugada a una velocidad de 10,000 rpm durante 30 minutos. Una vez realizado este procedimiento, se procede a la separación de elementos por medio del método de cromatografía de extracción, el cual consiste en separar las sustancias con base en sus coeficientes de partición entre una fase estacionaria (resina) y una fase móvil (ácidos).

3.4.4 Columnas de intercambio iónico para separación elemental

La técnica utilizada para separar elementos químicos es la de la cromatografía de intercambio iónico, la cual está basada en el comportamiento de las cargas eléctricas de las moléculas.

La cromatografía de intercambio iónico se compone de dos fases: una fase estacionaria y una fase móvil. La fase estacionaria contiene en su superficie cargas electrostáticas fijas, que, según su carga, puede ser un intercambiador aniónico o catiónico, conteniendo cargas positivas o negativas, respectivamente, al atraer moléculas de carga opuesta de la fase móvil.

Las columnas de intercambio iónico llevan a cabo la separación a través de cuatro etapas: equilibrio, aplicación de la muestra, elusión, y regeneración. La etapa de equilibrio consiste en acondicionar la resina de la fase estacionaria a un pH específico, agregando un ácido a determinada normalidad. La segunda etapa consiste en aplicar la muestra que se desea filtrar, junto a la cual se aplica ácido con el mismo pH y fuerza iónica que el de la etapa de equilibrio para que todas las moléculas cargadas se unan al intercambiador. La elución ocurre al agregar un ácido de distinta concentración, lo que provoca que las moléculas captadas por la fase estacionaria se desplacen de forma secuencial, de modo que las moléculas con menor densidad de carga son extraídas antes, y las de mayor densidad de carga tienen un mayor tiempo de retención. Por último, mediante la adición del mismo ácido utilizado para la elución, se remueven las partículas aún asociadas a la resina.

Para la separación de Tierras Raras fue utilizada una serie de columnas rellenas con resina catiónica Dowex® AG50WX8, y los ácidos utilizados para el equilibrio y elusión fueron HCl a 2.0 N y 6.0 N, respectivamente.

Posterior a la recuperación de las Tierras Raras en vasos de teflón, estos fueron calentados en una plancha para su evaporación.

Para llevar a cabo la separación de Sm y Nd, las columnas de intercambio iónico utilizadas fueron rellenas con resina de intercambio aniónico de marca LN-Spec®, utilizando como ácido acondicionador HCl 0.18 N, y HCl 0.40 N para la elusión. De acuerdo con su tiempo de retención, fue recolectado primero el Nd y después el Sm.

3.4.5 Medición de relaciones isotópicas

Para realizar las mediciones de los isótopos de Sm y Nd se utilizó un espectrómetro de masas con fuente de ionización térmica TIMS (*Thermal Ionization Mass Spectrometer*) instalado en el Departamento de Geología en CICESE.

Dicho espectrómetro realiza la medición de relaciones isotópicas a través de la ionización térmica de la muestra, la cual posteriormente es acelerada a través de un campo magnético que, según la intensidad del mismo y el peso atómico de los isótopos, desvía las partículas a diferentes receptores (copa Faraday) según su masa atómica, cada copa detecta una corriente eléctrica (~10^{-11}A) causadas por el choque de estas y lo traduce – a través de una resistencia (pre-amplificador) de 10^{11} Ohmios – a una tensión eléctrica, típicamente entre 1 y 8 Voltios. Las relaciones isotópicas se obtienen dividiendo los respectivos voltajes de cada masa, medida simultáneamente.

Para introducir las muestras de Sm y Nd al espectrómetro, estas son colocadas en estado líquido, junto con un activador (H_3PO_4) sobre un filamento de Renio (filamento de evaporación), que está acompañado de un filamento de ionización paralelo. El arreglo de doble filamento es implementado debido a que la temperatura de ionización para el Sm y Nd es mayor a la temperatura de evaporación de estos elementos, por lo que sólo el segundo filamento es calentado, permitiendo la ionización, sin riesgo de evaporar toda la muestra. El proceso de evaporación de la muestra se lleva a cabo con aumentos de temperatura lentos y prolongados, permitiendo una señal estable de larga duración, mientras, en el filamento de ionización, se requiere una mayor temperatura para garantizar una buena ionización. Cuando el filamento de evaporación es calentado, la muestra es capaz de liberar un electrón hacia el filamento, formando iones positivos que son impulsados y enfocados a través de un conjunto de lentes electrostáticos, posteriormente los iones son desviados por un imán de acuerdo a su relación masa/carga, llegando finalmente a un detector. El TIMS de CICESE cuenta con 12 detectores de tipo Faraday, las cuales consisten en copas de metal diseñadas para atrapar partículas cargadas en el vacío y detectar las corrientes eléctricas provocadas por el impacto de los iones, además, posee un multiplicador de iones secundarios y un multiplicador de fotones.

Cada copa está destinada a detectar una partícula en particular de acuerdo a su masa; para el caso del Sm el arreglo es el siguiente:

Tabla 2. Configuración de copas Faraday en equipo Nu-TIMS© para mediciones de Sm

Copa Faraday	H8	H7	H6	H5	H4	H3	H2	H1	Ax	L1	IC_0	L2	IC_1	L3
Masa	154	152	151	150	149	148	147	146	145	144				
Isótopo	^{154}Sm	^{150}Sm		^{150}Nd	^{149}Sm	^{148}Nd	^{147}Sm	^{146}Nd	^{145}Nd	^{144}Nd			^{142}Nd	
	^{154}Gd	^{150}Gd		^{150}Sm		^{148}Sm				^{144}Sm			^{142}Ce	

Para el caso del Neodimio, la configuración de copas es la siguiente:

Tabla 3. Configuración de copas Faraday en equipo Nu-TIMS© para mediciones de Nd

Copa Faraday	H8	H7	H6	H5	H4	H3	H2	H1	Ax	L1	IC_0	L2	IC_1	L3
Masa		150	149	148	147	146	145	144	143		142			
Isótopo		^{150}Nd	^{149}Sm	^{148}Nd	^{147}Sm	^{146}Nd	^{145}Nd	^{144}Nd	^{143}Nd		^{142}Nd			
		^{150}Sm		^{148}Sm							^{142}Ce			

3.4.6 Interpretación de datos

Diversos indicadores, relaciones y notaciones numéricas permiten visualizar de manera más rápida y práctica el significado de algunas relaciones isotópicas. Rollinson y Pease (2021) describen algunos de ellos:

3.4.7 Isócrona

Un diagrama de isócrona es un diagrama de dos dimensiones donde se representan las relaciones del isótopo padre vs las relaciones del isótopo hijo de distintas muestras o de diferentes alícuotas de una misma muestra. Si el arreglo de las distintas muestras es linear, se dice que es una isócrona, y la pendiente de la línea es proporcional a la edad de las muestras.

3.4.7.1 Edad modelo

La edad modelo es la medida del tiempo que ha pasado desde que una muestra fue separada del manto desde la cual fue originalmente derivada y puede ser calculada a partir de los pares isotópicos Sm-Nd, con las relaciones de referencia de Nd del manto empobrecido.

El modelo del manto empobrecido surge de la observación de que las relaciones isotópicas iniciales de terrenos Precámbricos indican que la corteza continental evolucionó de un manto con relaciones Sm/Nd mayores que las del Reservorio Condrítico Uniforme (CHUR), por lo tanto, las edades modelo para corteza continental suelen ser calculadas con respecto al Manto Empobrecido. El cálculo de las edades modelo respecto al Manto Empobrecido para Nd se expresa como:

$$T_{DM} = \frac{1}{\lambda}\, ln \left[\frac{\left(\frac{^{143}Nd}{^{144}Nd}\right)_{Muestra\ hoy} - \left(\frac{^{143}Nd}{^{144}Nd}\right)_{DM\ hoy}}{\left(\frac{^{147}Sm}{^{144}Nd}\right)_{Muestra\ hoy} - \left(\frac{^{147}Sm}{^{144}Nd}\right)_{DM\ hoy}} + 1 \right] \quad (7)$$

Los valores utilizados para este trabajo corresponden a los reportados para el manto empobrecido por Liew y Hoffman (1988) ($^{147}Sm/^{144}Nd = 0.219$ y $^{147}Nd/^{144}Nd = 0.513151$), y para el CHUR por Bouvier *et al.* (2008) ($^{147}Sm/^{144}Nd = 0.196$ y $^{147}Nd/^{144}Nd = 0.513099$).

3.4.8 Geoquímica de roca total

Al igual que para el análisis isotópico, las muestras seleccionadas para geoquímica fueron procesadas en el Departamento de Geología de CICESE, y fueron enviadas para su análisis para elementos mayores y trazas del *Central Analytical Facilities* en la universidad de Stellenbosch, Sudáfrica.

Los elementos mayores fueron medidos por fluorescencia de rayos X en un espectrómetro Malvern Panalytical Axios WDXRF© (W*avelenght Dispersive X-ray Fluorescence*), el cual contiene un tubo de Rodio, con una potencia de 3 kilowatts. Los elementos menores y trazas fueron obtenidos a través de un espectrómetro de masas por plasma acoplado inductivamente Agilent 7700®, conectado a un sistema de ablación láser de 193 nm Resolution M50 LR Excimer® (LA-ICP-MS). Este láser posee un diámetro de ablación de 30 µm, con una frecuencia de 8 hz y una densidad de energía de 4.5 J/cm^2; el periodo de ablación por muestra fue de 45 s. Los estándares utilizados para la medición de elementos mayores y traza, así como la desviación estándar de las mediciones para cada elemento, son mostrados en la tabla 12.

3.5 Análisis U-Pb en circones

Fueron seleccionadas 4 muestras para análisis de circones: dos anfibolitas migmatizadas (CH21-61 y CH21-64A), un granito milonitizado (CH21-65A), y una roca metasedimentaria (CH21-09) para análisis

de procedencia. La metodología inició con el proceso de trituración, y le siguieron los pasos descritos a continuación.

3.5.1 Tamizado

A diferencia del procedimiento seguido para los análisis geoquímicos e isotópicos, las muestras no fueron llevadas al proceso de molido, de manera que se trituraron hasta obtener clastos finos, con el fin de separar mecánicamente los minerales, sin dañar físicamente a los mismos.

El material triturado fue colocado en una columna de tamices, conformada por las mallas de diámetro 2.54 cm, 1 mm, 711 µm, 355 µm y 250 µm. Dicha columna de tamices fue colocada en una mesa vibratoria durante 10 minutos, a fin de cribar adecuadamente el material; los productos de cada malla fueron resguardados en bolsas individuales y etiquetados.

El proceso fue repetido hasta obtener una adecuada cantidad de material <250 µm, en función del tipo de roca, necesitando mayor cantidad para las rocas máficas que para las félsicas, en acuerdo con su contenido de circón.

3.5.2 Mesa Wilfley

La fracción <250 µm fue llevada a la mesa vibratoria con flujo de agua tipo Wilfley, donde las especies minerales fueron separadas de acuerdo a la diferencia de sus densidades.

Fue llevada a cabo una primera etapa de precontaminación con una pequeña fracción de la muestra; una vez culminada esta fase, fueron colocados 5 botes con bolsas de plástico, donde fueron recuperadas las distintas fracciones de muestra.

La inclinación de la mesa Wilfley fue ajustada en función de la muestra, a 10-15° para rocas de protolito félsico y 25° para rocas de origen máfico. Una vez terminado el proceso de separación, los botes fueron recuperados, lavando sistemáticamente la muestra con agua destilada y acetona, dejándola secar a 50°C por 24 horas en una mufla.

3.5.3 Separador magnético tipo Frantz®

El bote correspondiente a la fracción de mayor densidad fue sometido a un proceso de separación magnética, el cual consistió en pasar la muestra a través de un Separador Magnético tipo Frantz, modificando sistemáticamente la intensidad del campo magnético y la inclinación del separador.

Como paso inicial, la muestra fue sometida a un proceso de separación magnética manual, con ayuda de un imán de neodimio, retirando sustancialmente las especies minerales con mayor susceptibilidad magnética.

Las intensidades de corriente utilizadas para cada paso fueron de 0.4 A, 1.0 A y 1.8 A, a 15° de inclinación; y, por último, 1.8 A, a 4°. En cada paso, el material de mayor susceptibilidad magnética fue resguardado en bolsas etiquetadas, mientras el de menor susceptibilidad fue colocado de nuevo en el alimentador de muestra para la siguiente variación de campo.

Finalmente, el material de menor susceptibilidad magnética que resultó del campo de 1.8 A y 4°, fue tamizado en una malla de 147 µm.

3.5.4 Separación por líquidos pesados

La separación por líquidos pesados consiste en el uso de un líquido más pesado que el agua, capaz de separar minerales en función de su densidad; así, los minerales más ligeros que el líquido pesado flotan, mientras los más pesados se hunden. El líquido pesado utilizado para este fin fue el politungstato de sodio con una densidad de 3.0 g/m^3.

Para la separación de circones la muestra fue colocada en un tubo de ensaye de plástico, al cual le fue añadido el líquido pesado en una proporción de 2 a 3 veces la altura de la muestra.

Una vez que el material pesado fue separado de lo ligero, la porción inferior fue sumergida en nitrógeno líquido para congelarla. Realizado esto se procedió a trasvasar la porción superior (material ligero) en un matraz acoplado a un embudo de cristal con papel filtro, con el fin de recuperar el politungstato de sodio; una vez que se descongeló la porción inferior del tubo de ensayo, se trasvasó dicho material en otro matraz. Una vez que se recuperó la mayor cantidad posible de politungstato de sodio en el matraz, se reservó en otro recipiente, agregando posteriormente agua destilada y

acetona a los papeles filtros con muestra para retirar el excedente de politungstato. Por último, los papeles filtro con muestra fueron colocados dentro de una mufla para su secado.

3.5.5 Separación Manual

Una vez que fueron realizados los pasos anteriores, y fue separada la mayor porción posible de otras fases minerales, se procedió a la separación manual de los circones en microscopio.

Para ello, la fracción pesada obtenida en la separación de líquidos pesados fue colocada en una caja de petri de plástico, a la cual se le añadió etanol con el fin de permitir una adecuada movilidad de los granos minerales. Realizado esto, con apoyo de una pala de plástico, se procedió a la selección de los granos a analizar. Para los circones de muestras ígneas y metamórficas, fueron seleccionados aquellos cristales con mejor desarrollo y con poca o nula metamictización, mientras que para la muestra metasedimentaria CH21-09, fueron escogidos de forma aleatoria, a fin de evitar sesgo en el análisis de procedencia.

3.5.6 Montaje de circones

Los circones seleccionados fueron montados en un cristal con cinta adhesiva de doble vista, al que finalmente le fue adherido un anillo de baquelita. Posteriormente, se vació sobre el anillo de baquelita una resina epóxica Petropoxy 154®, que fue previamente preparada con un agente solidificante en relación 10 a 1, y calentada a 30 °C en una mufla por ~8 hrs. Una vez que los circones estuvieron acoplados al anillo de baquelita con la resina, estos fueron pulidos secuencialmente con abrasivos hasta exponer aproximadamente la mitad del espesor de los circones, y finalmente pulidos con pasta de diamante.

3.5.7 Catodoluminiscencia en circones

Fueron realizadas imágenes por catodoluminiscencia (CL) a través de un microscopio electrónico de barrido JEOL JSM-35c con un detector CL acoplado en las instalaciones del Departamento de Ciencias de la Tierra en CICESE, con el fin de visualizar la estructura de los circones, y en su caso, determinar anillos de sobrecrecimientos, metamórficos o ígneos, así como núcleos o circones heredados.

El análisis por CL es una técnica no invasiva que consiste en bombardear una muestra con un haz de electrones, generando una respuesta luminosa en función de la estructura y contenido de U de los circones.

3.5.8 Medición de relaciones U-Pb en circones

3.5.8.1 Circones de rocas metaígneas

La información U-Pb de los circones de las muestras CH21-61, CH21-64A y CH21-65A fue adquirida a través de LA-ICP-MS, en el *Central Analytical Facilities* (CAF) de la Universidad de Stellenbosch en Sudáfrica.

El procedimiento utilizado corresponde al establecido por Frei y Gerdes (2009), y fue llevado a cabo con un láser Resolution M50 LR Excimer® con un haz de 30 µm, y con un periodo de ablación de 12 s, que resulta en una profundidad de excavación de ∼10 µm; el láser posee una longitud de onda de 193 nm, una taza de repetición de 8 Hz, una energía de pulso de 0.025 mJ y una densidad de energía de 3.5 J/cm^2. Una vez que el material es ablasionado, es transportado por un gas de He hacia un espectrómetro de masas por plasma acoplado inductivamente, de campo sectorial (ICP-SFMS) Thermo-Scientific® Element 2.

En el ICP-SFMS fueron medidas las masas ^{238}U, ^{232}Th, ^{208}Pb, ^{207}Pb, ^{206}Pb y ^{204}(Pb+Hg), así como la ^{202}Hg para sustraer la interferencia del Hg en la copa 204 (relación ^{202}Hg/^{204}Hg = 4.36). Como referencia, fue utilizado el estándar GJ-1, con una edad TIMS de 608.5 ± 0.4 Ma (Jackson *et al*., 2004).

Por último, fue empleada la hoja de cálculo de Excel introducida por Gerdes y Zeh (2006) para la reducción de datos.

3.5.8.2 Circones de rocas metasedimentarias

La información pertinente al análisis de procedencia de circones de la muestra CH21- 09 fue obtenida en el LaserChron Center de la Universidad de Arizona, mediante LA- ICP-MS a través de un

espectrómetro Thermo-Scientific® Element 2 acoplado a un láser Photon Machines Analyte G2 Excimer, siguiendo la metodología de Gehrels *et al*. (2008) y Johnston *et al*. (2009).

El láser posee una densidad de energía de 10.16 J/cm^2 y una energía constante de 7.0 mJ, previo al análisis se realiza un paso de pre-ablación, con un total de tres disparos a ∼40 µm, mientras que durante el análisis se realizan 110 disparos a ∼20 µm con una duración de 15 s. Entre cada análisis se realiza una medición de 28 s del ruido de fondo.

Para recuperar la muestra producto de la ablación se utiliza una corriente de gas de He, que pasa a través de trampas para Hg, constituidas por perlas de cuarzo recubiertas de oro, para reducir la interferencia del ^{204}Hg con el ^{204}Pb (Pullen *et al*., 2018).

El espectrómetro es capaz de detectar las masas ^{202}Hg, ^{204}Pb, ^{206}Pb, ^{207}Pb, ^{208}Pb, ^{232}Th, ^{235}U y ^{238}U.

Como referencia, fueron utilizados los estándares FC-1(ID-TIMS 1099 ± 0.6 Ma; Paces y Miller, 1993), R33 (ID-TIMS 419.3 ± 0.4 Ma; Black *et al*., 2004) y SL2 (ID-TIMS 563.2 ± 4.8 Ma; Gehrels *et al*., 2008).

3.6 Análisis estructural

Para representar los datos estructurales de foliaciones y lineaciones, fue utilizada la convención de la "mano derecha", con la notación Dipdir/Dip, y Trend/Plunge, respectivamente. La principal fuente de datos estructurales corresponde a gneises y granitos foliados, encontrados principalmente en la porción norte del área de estudio en los alrededores de Toluca.

3.6.1 Balanceo estructural para las unidades pre-Cenozoicas

En el área de estudio puede observarse un basculamiento general de las unidades litodémicas y sedimentarias, principalmente evidenciado en la inclinación de las capas rojas del Jurásico de la Fm. Todos Santos hacia el norte. Este basculamiento es atribuido al levantamiento de la sierra durante la orogenia Chiapaneca.

Con el fin de obtener un valor de la dirección e inclinación del basculamiento promedio, se realizaron dos análisis. El primero de ellos corresponde con un cálculo trigonométrico, en el cual se consideró como eje

horizontal la distancia del centro del orógeno al límite de su expresión topográfica y litológica, y como eje vertical la magnitud de levantamiento orogénico, calculada a partir de las tasas de exhumación estimadas por Villagómez y Pindell (2020) (Figuras 12 y 13).

Así, para la estimación del basculamiento se calculó:

$$\alpha = tan^{-1} \frac{30{,}000\ m}{9{,}200\ m} = 71.71° \quad (8)$$

El ángulo estimado de basculamiento, correspondiente al ángulo complementario β (Figura 13), es de 18.29°.

El segundo acercamiento a la estimación de basculamiento fue realizado a través del análisis estadístico de los datos de echado de la Fm. Todos Santos, para ello, los datos de estratificación recopilados de la carta geológico-minera D15-2 del Consejo de Recursos Minerales (Jiménez-Hernández *et al.*, 2004) fueron graficados en un estereograma (Figura 14).

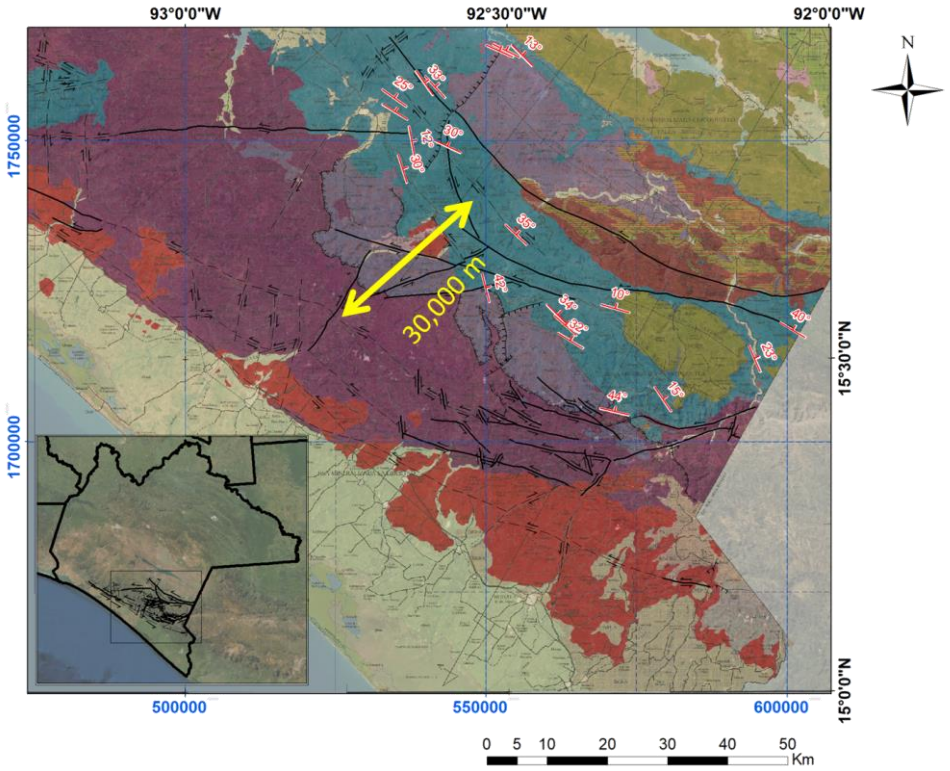

Figura 12. Mapa de la geología regional de Chiapas. Se indican las direcciones de echado y su magnitud de la Fm. Todos Santos, así como la distancia aproximada del centro del orógeno a su límite horizontal. Los contactos geológicos y sistemas de fallas fueron tomados de la carta geológico-minera D15-2 "Huixtla" del Consejo de Recursos Minerales (Jiménez-Hernández *et al.,* 2004).

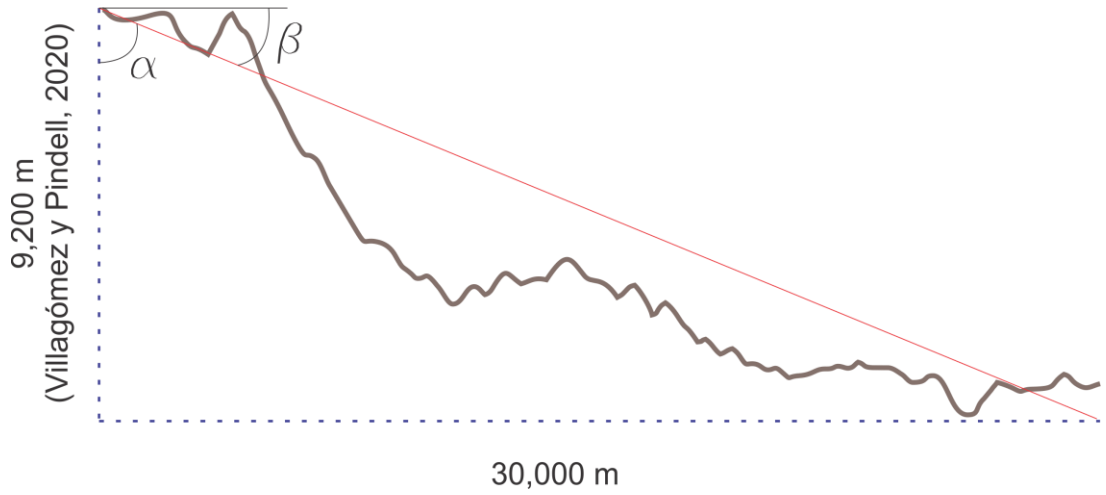

Figura 13. Esquema del cálculo trigonométrico para estimación del basculamiento de la Sierra durante el Cenozoico.

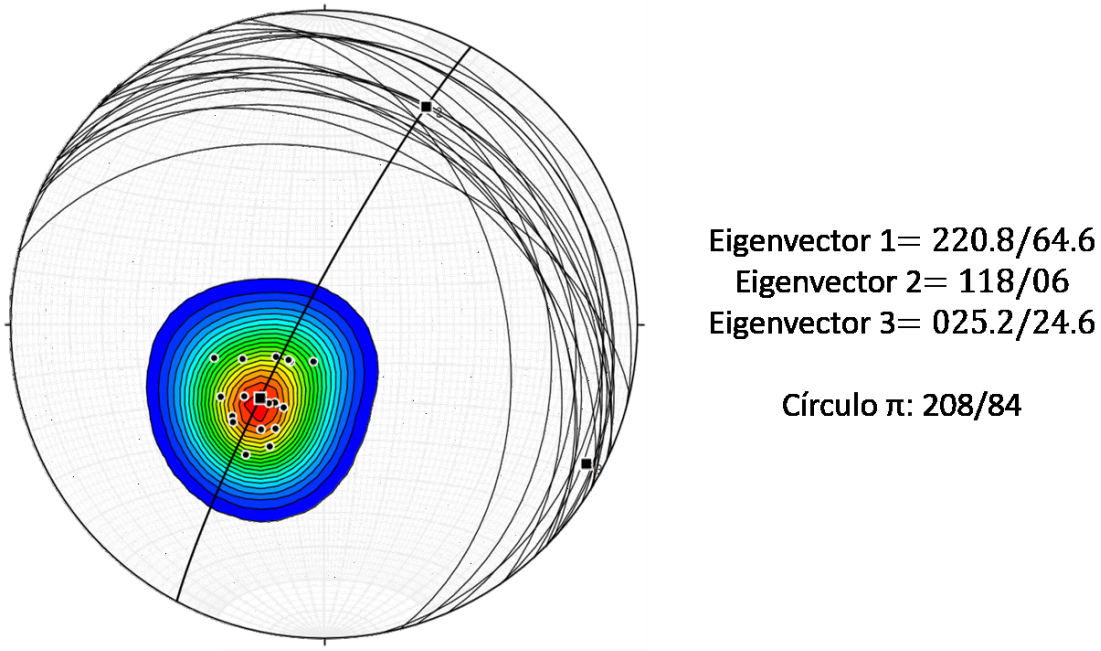

Figura 14. Estereograma mostrando los datos de estratificación de la Fm. Todos Santos.

A partir del eigenvector 1, se calculó un plano promedio de echado, que permite inferir un basculamiento promedio de 25.4° con un rumbo de 310.8° (DipDir/Dip = 040.8/25.4) (Figura 15).

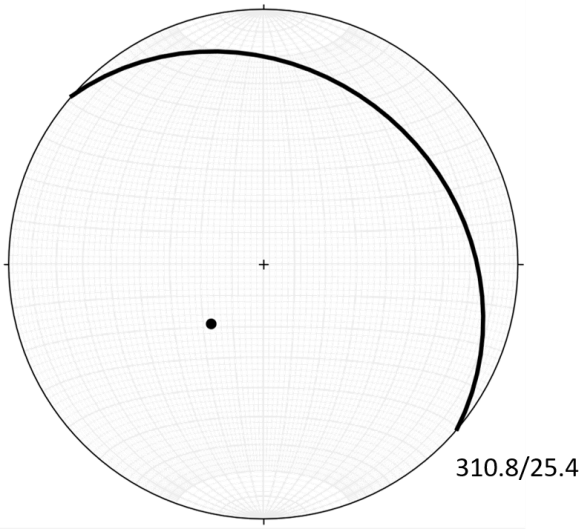

Figura 15. Estereograma mostrando los polo y plano promedios de estratificación de la Fm. Todos Santos.

A partir de este valor, fue posible rotar todos los datos estructurales pre-Cenozoicos (Figura 16), con un vector de rotación con los parámetros mostrados en la Tabla 4.

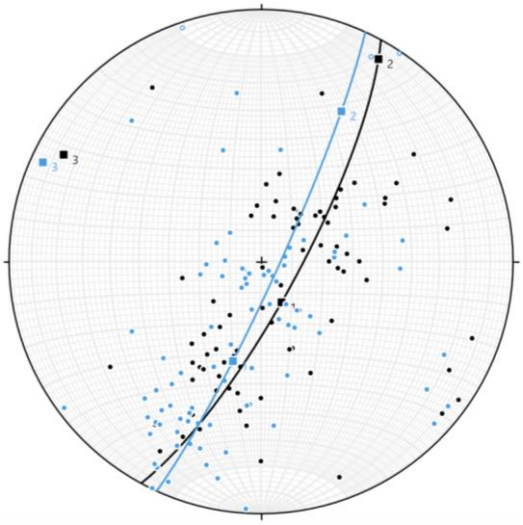

Figura 16. Datos de foliación en gneises, anfibolitas y rocas ígneas foliadas, originales (datos en color negro) vs rotados (datos en color azul).

Tabla 4. Parámetros del eje de rotación para datos estructurales pre-Cenozoicos

Azimut del eje de rotación	***Plunge* del eje de rotación**	**Magnitud de rotación**
310.8	0	-25.4

Capítulo 4. Resultados

4.1 Campaña de campo

Durante las dos campañas de campo se tomaron múltiples puntos de control litológico para cartografía, 25 muestras, datos de foliación y de lineación (Figura 17). En cada afloramiento fueron realizadas descripciones macroscópicas, en donde se describieron las estructuras primarias (foliación, tamaño de cristales, existencia de migmatización, deformación, etc.), se midieron los datos estructurales existentes, y en el caso de los afloramientos donde se presentó foliación y lineación, fueron marcados en la muestra ambos elementos estructurales para poder realizar la sección delgada en la dirección de la lineación.

De las observaciones realizadas en campo se determinó que la litología dominante está conformada por un basamento que consta de anfibolitas con migmatización variable y gneises que varían en composición de lo máfico a lo félsico, que son cortados por granitoides que pueden estar o no deformados, así como por diques máficos. En la porción septentrional del área de estudio, al norte de Toluca, una secuencia metasedimentaria cubre de forma discordante al basamento.

A partir del trabajo de cartografía realizado, se desarrolló un mapa geológico-estructural (Figura 17), en el cual se visualiza la existencia de un complejo metamórfico-batolítico en la porción sur, y una secuencia sedimentaria cabalgando al complejo metamórfico en la porción norte.

El complejo metamórfico está representado por tres litodemas: anfibolitas migmatizadas, anfibolitas masivas, y gneises de biotita y hornblenda.

Por último, fueron elaboradas dos secciones geológicas a partir del mapa geológico. (Figura 18).

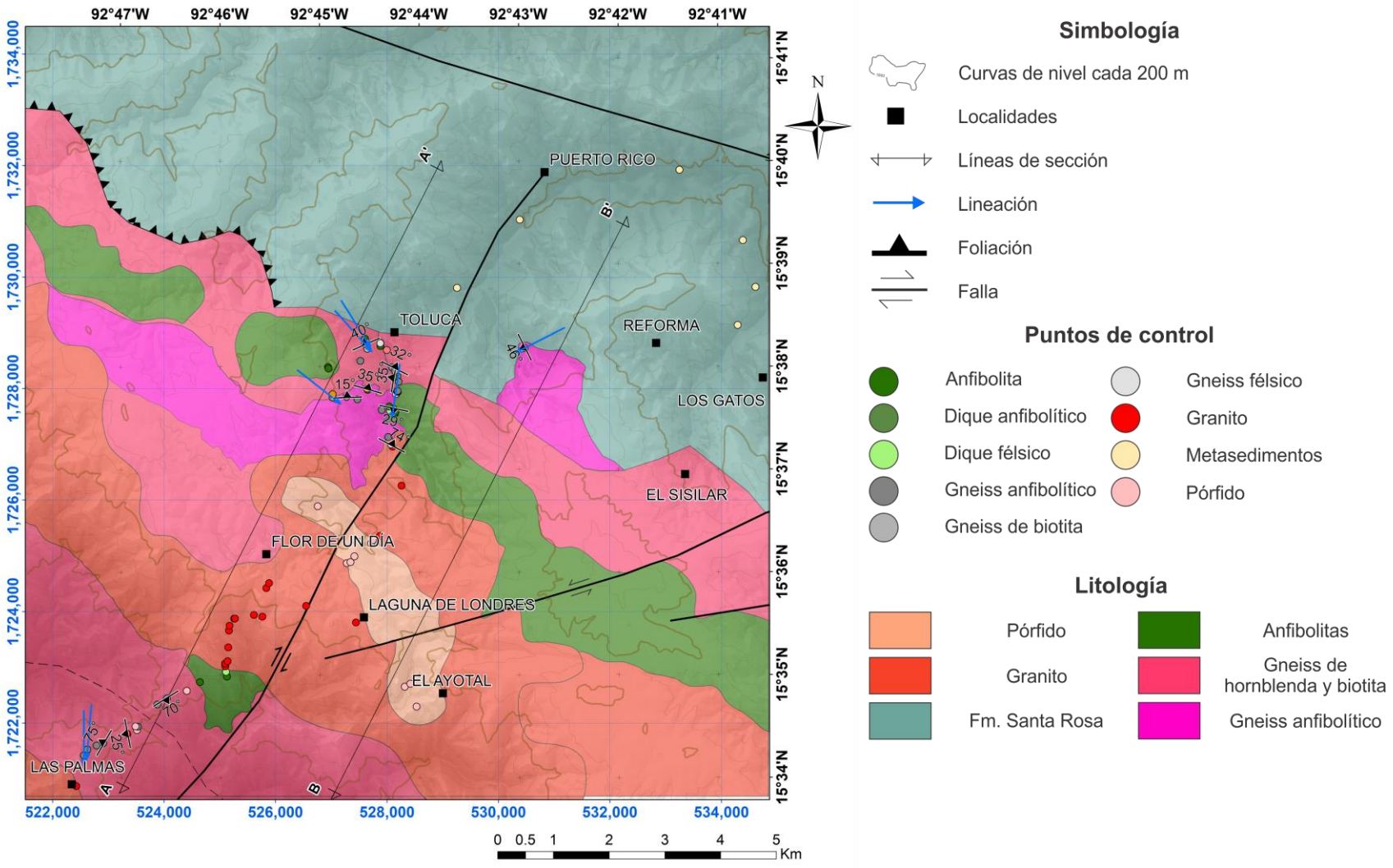

Figura 17. Mapa geológico-estructural del área de estudio. Se indican los puntos de control litológico para cartografía, los datos estructurales tomados, y las líneas de sección.

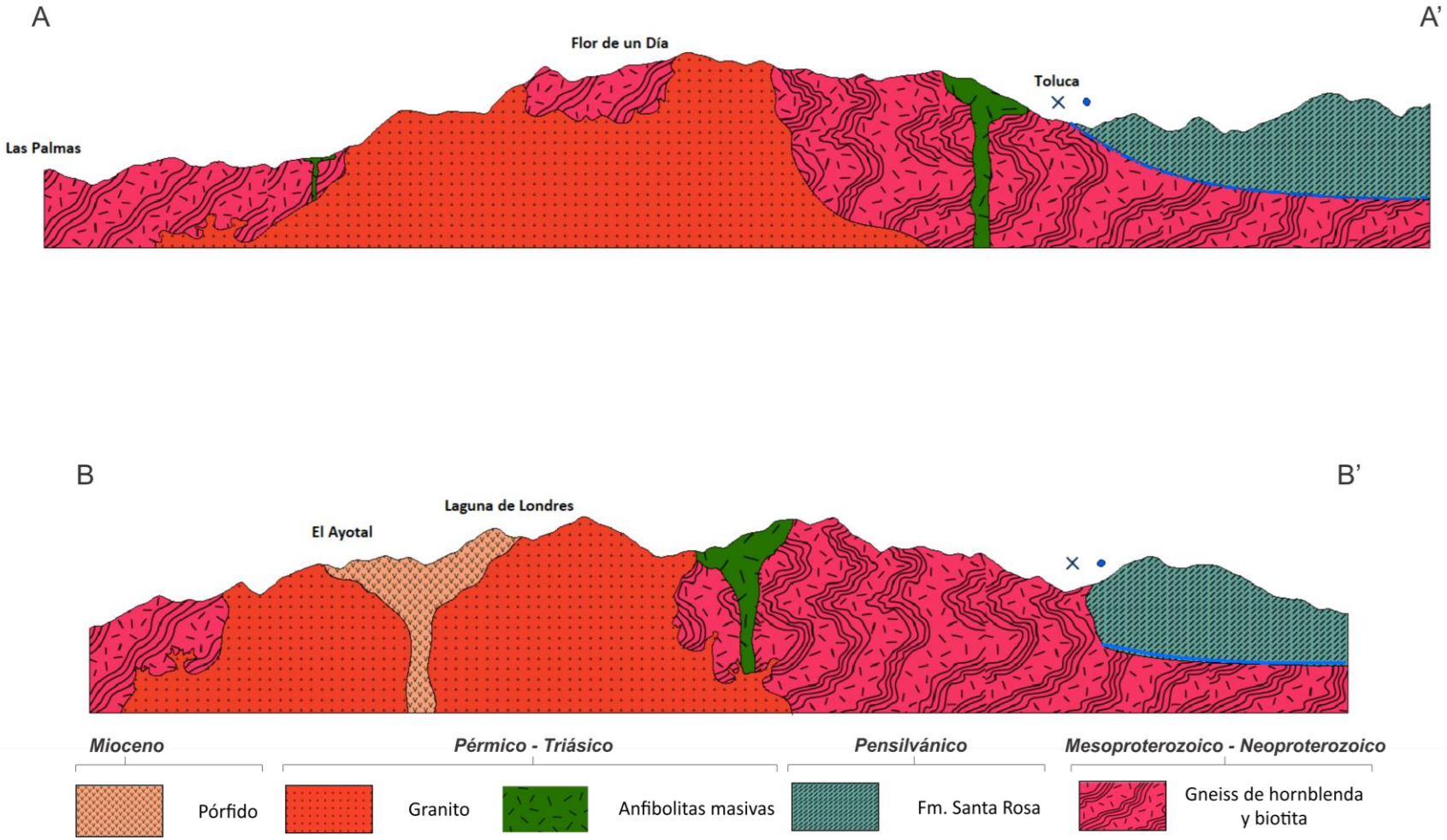

Figura 18. Secciones geológicas

4.2 Petrografía

4.2.1 Anfibolitas

Se presentan como rocas melanocráticas de grano medio a grueso, con texturas que van de lo masivo (Figuras 19A, 19B y 19C) a lo gnéisico (Figuras 19D y 19E), en algunas ocasiones con migmatización; cuando existe, el neosoma llega a encontrarse deformado.

En lámina delgada, se observa una asociación mineral Hbl + Pl ± Ap ± Qtz ± Grt, indicador de facies de anfibolita, con minerales de epidota y clorita que evidencían una regresión a esquistos verdes. El granate, cuando está presente, se encuentra en las bandas de neosoma deformadas.

En las anfibolitas de roca masiva, como las muestras CH21-55, CH21-62 y CH21-65B, domina una textura granoblástica conformada principalmente por fases máficas (Figura 20), con granos de tamaño medio a grueso, sin la presencia de un plano preferencial de orientación. Así mismo, se presenta una textura poiquilítica, dada por la presencia de cadacristales de apatito dentro de oikocristales de hornblenda.

Las hornblendas presentan un fuerte pleocroísmo que va de verde claro a verde oscuro, con un fuerte clivaje en dos direcciones a (56°/124°) en las secciones transversales del cristal, o en una sola dirección en las secciones longitudinales. En nícoles cruzados muestran colores de interferencia entre el primer y segundo orden, con extinción oblicua a los planos de clivaje. Por su parte, los cristales de cuarzo evidencian deformación al mostrar una extinción ondulatoria, y a la formación de subgranos con migración de bordes.

Las anfibolitas migmatizadas, como las muestras CH21-64A y CH22-01, presentan una textura granoblástica con granos de tamaño grueso sin una orientación preferencial, con cristales de cuarzo y plagioclasa recristalizados, y con hornblendas en contacto grano a grano. En la muestra CH21-64A (Figura 21) se presentan clinopiroxenos, que en lámina delgada presentan débil pleocroísmo que va de incoloro a verde pálido, mostrando una sola dirección de clivaje en el sentido del eje más largo del cristal, y con colores de interferencia del segundo orden.

Figura 19. Afloramientos de anfibolitas. A) y B) Anfibolita masiva de grano medio a grueso (CH21-55). C) Anfibolita masiva de grano grueso (CH21-62). D) Anfibolita migmatizada de grano grueso (CH21-64A). E) Granates en leucosoma deformado de anfibolita (CH21-64A). F) Boudín de anfibolita dentro de granodiorita deformada (CH21-65B).

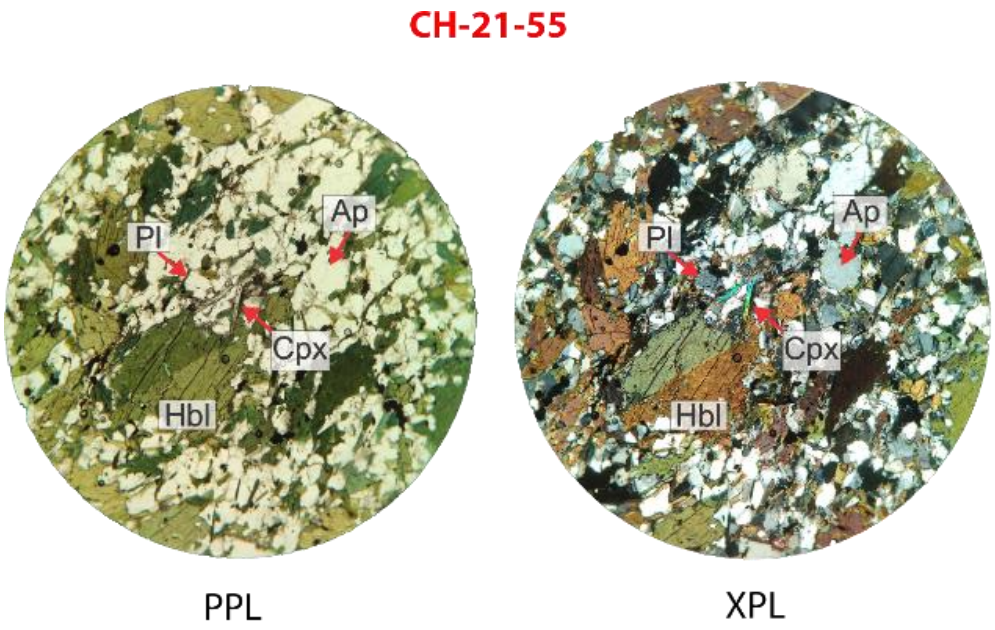

Figura 20. Lámina delgada de anfibolita masiva (CH21-55).

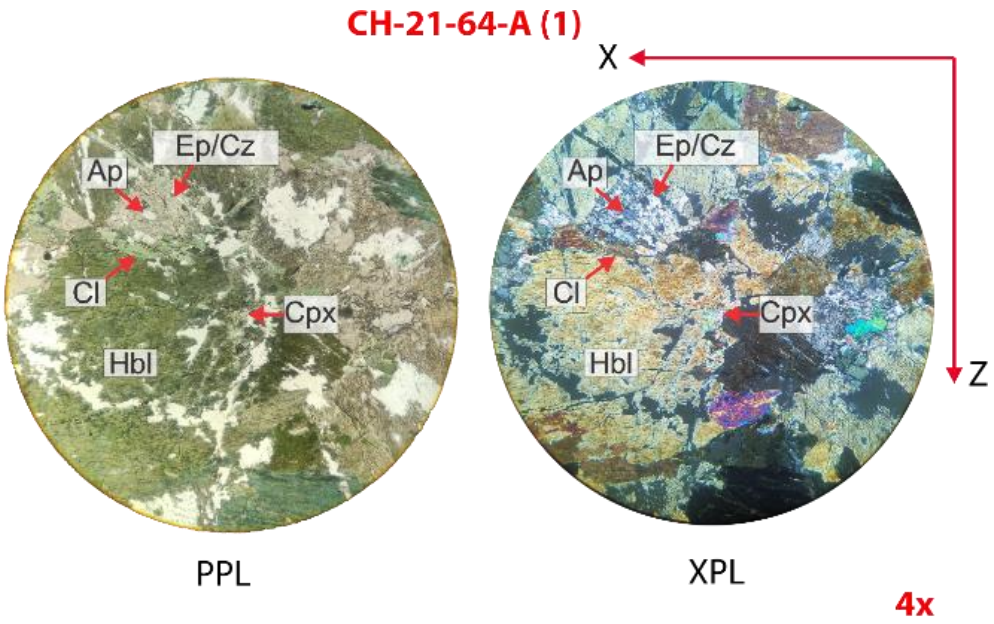

Figura 21. Lámina delgada orientada de anfibolita migmatizada (CH21-64A). Las flechas indican el sentido de la lineación (X) y el fondo de la muestra (Z).

4.2.2 Gneises de hornblenda y biotita

Las muestras CH21-53, CH21-54, CH21-67, CH21-68 y CH21-69 se presentan como rocas foliadas, con textura bandeada y deformadas (Figura 22). Su asociación mineral está conformada por Hbl + Bt + Kfs + Pl + Qtz, (Figura 23) que coinciden con una facies de metamorfismo en anfibolitas, con minerales de epidota y clorita como regresión a facies de esquistos verdes. Similar a las encontradas en las anfibolitas, las hornblendas presentan un fuerte pleocroismo de verde pálido a verde oscuro, con colores de interferencia del primer orden, con inclusiones de apatitos.

En cuanto a deformación, los cristales de cuarzo presentan recristalización dinámica, en contacto grano a grano, con extinción ondulatoria y bordes suturados, mientras que los feldespatos se encuentran deformados de forma dúctil, evidenciando una temperatura mayor a 500°C durante la deformación. Las hornblendas y las biotitas se presentan orientadas de acuerdo con el plano de foliación, encontrándose deformadas parcialmente de acuerdo a una cizalla que, de acuerdo a la dirección de la lineación, indica una dirección de transporte tectónico del bloque superior hacia el sur.

Figura 22. Afloramientos de gneises de hornblenda y biotita. A) Gneis de hornblenda y biotita con textura bandeada, deformado (CH21-53). B) Gneis de hornblenda y biotita deformado (CH21-54). C) Gneis de hornblenda y biotita deformado, muestra orientada (CH21-68). D) Gneis de hornblenda y biotita deformado, muestra orientada (CH21-69).

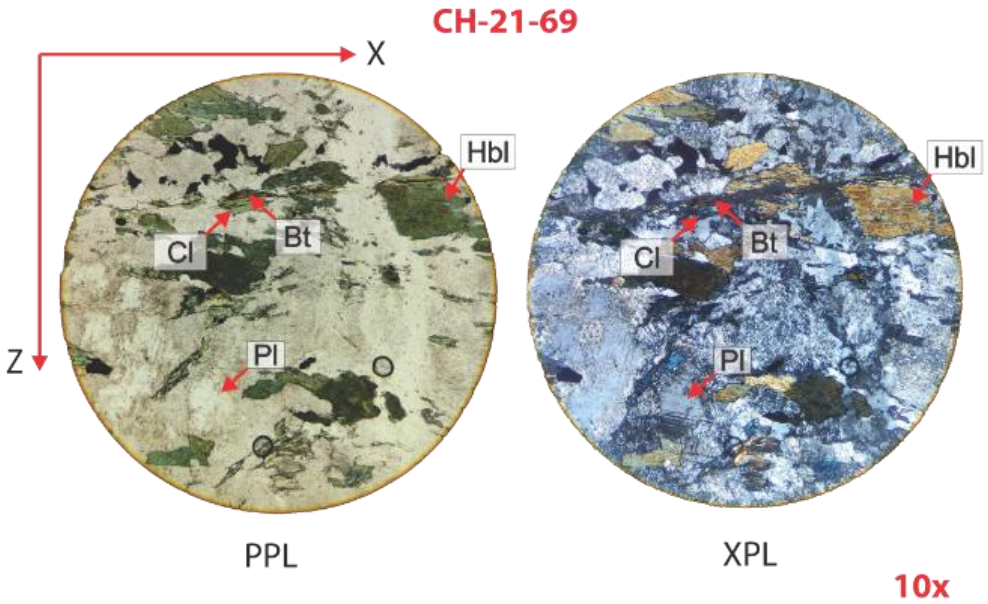

Figura 23. Microfotografía de sección delgada de gneis de hornblenda y biotita de la muestra CH21-69. Asociación mineral representada por Hbl + Bt + Pl + Qtz ± Ap

4.2.3 Granitoides

En campo se presentan como rocas ígneas equigranulares de color blanco con alteración de color ocre a rojizo (Figuras 24A y 24B), compuestas mayormente de cuarzo, feldespato potásico y plagioclasa, con presencia de biotita.

En la descripción petrográfica de la muestra CH21-58 se observó la ocurrencia de muscovita, así como la presencia de clorita, epidota, clinizoisita y titanita. Los cristales de cuarzo presentan recristalización dinámica, evidencia de deformación dúctil. Por su parte, los feldespatos presentan textura pertítica, mientras las micas exhiben deformación dúctil (Figura 25).

Un sistema de diques graníticos (CH21-64B; Figuras 24C y 24D) intrusionan a la anfibolita migmatizada de la muestra CH21-64A (Figuras 19D y 19E). En lámina delgada se observa una asociación mineral representada por Qtz + Kfs + Pl + Bt ± Chl ± Ep (Figura26). La orientación promedio de los diques es de 125°/64°.

Figura 24. Afloramientos de granitos. A) y B) Granito equigranular en el área de Las Palmas (CH21-52). C) y D) Dique granítico intruyendo a anfibolita migmatizada (CH21-64B). E) Granodiorita (CH21-65A).

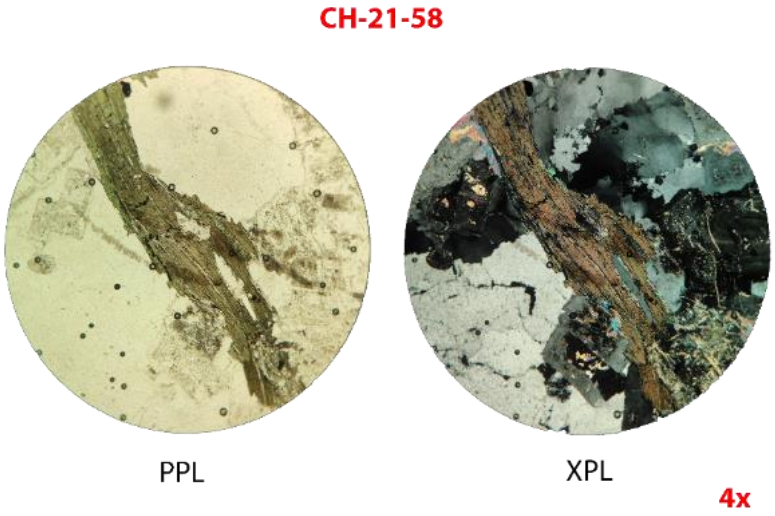

Figura 25. Microfotografía de la muestra CH21-58. Granito deformado. En la figura se muestra la presencia de una biotita fuertemente deformada, reemplazada por clorita. En la porción superior se observa también la presencia de muscovita.

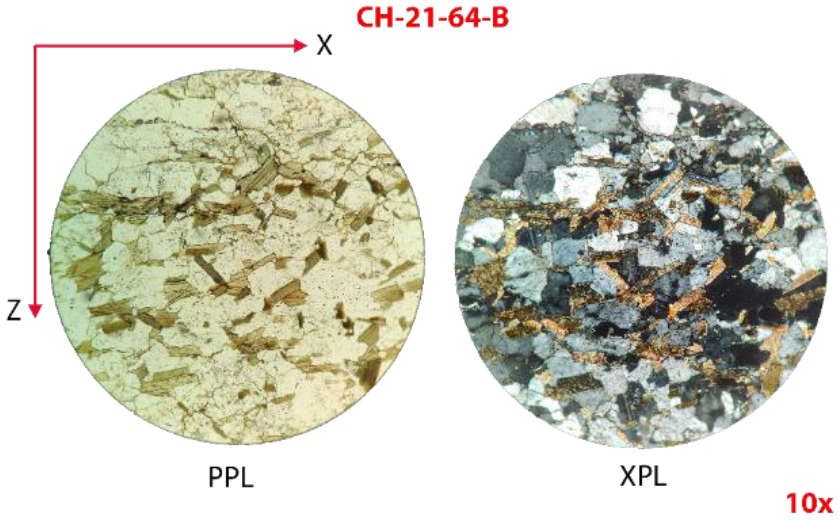

Figura 26. Microfotografía de la muestra orientada CH21-64B.

La muestra CH21-65A corresponde a una granodiorita con textura lepidoblástica, representada por la alineación de biotitas (fuertemente alteradas a clorita), de acuerdo con un plano principal de foliación buzante hacia el noreste (S1 = 024/38), y que, producto de una deformación más joven, desarrollan planos de crenulación buzantes al noroeste (S2 = 302/82). La asociación mineral está representada por Qtz + Pl + Kfs + Bt ± Chl ± Ep, que representa a un metamorfismo en facies de esquistos verdes.

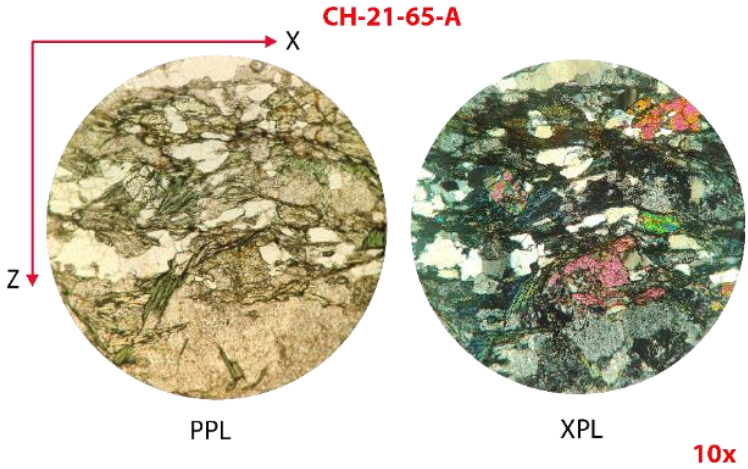

Figura 27. Microfotografía de la muestra orientada CH21-65A. Granodiorita de clorita deformada.

4.2.4 Pórfidos

Ocurren como rocas ígneas porfiríticas, constituidas por granos de tamaño medio a grueso embebidos en una mesostásis afanítica, principalmente constituidos por cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa y muscovita (Figura 29). Valencia-Morales (comunicación personal) asignó una edad U-Pb en circones de 5.77 ± 0.08 Ma para esta unidad. Los pórfidos afloran principalmente en el área de Las Palmas (no cartografiable) y en las inmediaciones de las localidades de Laguna de Londres y El Ayotal (Figura 28, ver mapa en la Figura 17).

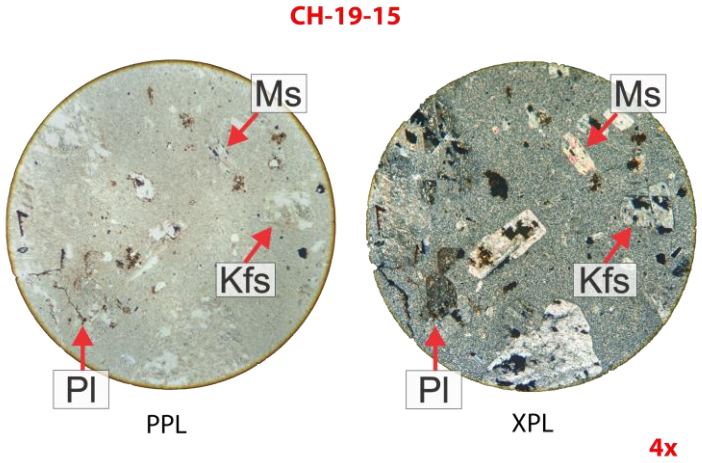

Figura 28. Microfotografía de lámina delgada del pórfido de la muestra CH19-15. La asociación mineral está representada por Qtz + Kfs + Pl + Ms.

Figura 29. Afloramientos de pórfidos. A) Dique porfiritíco intruyendo a granitos deformados (CH19-15), B) Pórfido de la muestra CH21-57. C) y D) Pórfido de la muestra CH21-60.

4.3 Geoquímica de roca total

En este capítulo se interpretan los resultados de los análisis geoquímicos en roca total de las distintas litologías presentes en el área de estudio, sintetizando en diagramas de clasificación litológica y tectónica cada grupo de rocas.

4.3.1 Índices de alteración

Durante el metamorfismo, los elementos mayores tienden a movilizarse, por lo que es importante asegurarse de que las muestras son representativas y favorables para desarrollar un análisis geoquímico. Para ello, fueron calculados el CIA (Índice de alteración química; Nesbitt y Young, 1982), y MFW (Rocas Máficas – Rocas Félsicas – Alteración; Ohta y Arai, 2007). Para ambos parámetros fue necesario el cálculo del CaO*, que corresponde al CaO contenido en los silicatos, a través de la fórmula CaO* = (CaO – 3.3 P_2O_5) con el fin de eliminar el CaO aportado por apatito.

Para el cálculo del CIA fue utilizada la siguiente ecuación:

$$CIA = Al_2O_3 * \frac{100}{(Al_2O_3 + CaO^* + Na_2O - K_2O)}$$

Para el diagrama MFW, fueron calculados en primera instancia los valores “M”, “F” y “W” mediante las siguientes relaciones:

$$\mathrm{M} = -0.395\ln(SiO_2) + 0.206\ln(TiO_2) - 0.316\ln(Al_2O_3) + 0.160\ln(Fe_2O_3) + 0.246\ln(MgO) + 0.368\ln(CaO^*) + 0.073\ln(Na_2O) - 0.342\ln(K_2O) + 2.266$$

$$\mathrm{F} = 0.191\ln(SiO_2) - 0.397\ln(TiO_2) + 0.020\ln(Al_2O_3) - 0.375\ln(Fe_2O_3) - 0.243\ln(MgO) + 0.079\ln(CaO^*) + 0.392\ln(Na_2O) - 0.333\ln(K_2O) - 0.892$$

$$\mathrm{W} = 0.203\ln(SiO_2) + 0.191\ln(TiO_2) + 0.296\ln(Al_2O_3) + 0.215\ln(Fe_2O_3) - 0.002\ln(MgO) - 0.448\ln(CaO^*) - 0.464\ln(Na_2O) + 0.008\ln(K_2O) - 1.374$$

Los resultados de estos coeficientes fueron empleados como exponentes del número de Euler (e^M, e^F, e^W), y normalizados al 100% para ser graficados en un diagrama ternario (Figura 30). En dicho diagrama se disponen en el borde “MW” facies de alteración, que se enlistan a continuación: rocas frescas (facies 1), medianamente intemperizadas (facies 2), extensamente intemperizadas (facies 3) y suelo (facies 4). A la vez, en el borde “FW” se representa el cambio gradual de la densidad de la roca, que disminuye conforme ésta se intemperiza.

En la Figura 30 se visualizan los índices de alteración CIA y MFW (Tabla 5) de las muestras analizadas por geoquímica de roca total. En ambos diagramas se observa que las rocas del área de estudio muestran un débil intemperismo, con un CIA que va del 46% al 65%, y un MFW en facies 1 (roca fresca).

Tabla 5. Índices de alteración

Muestra	CIA	F	M	W
CH21-54	62%	47%	29%	24%
CH21-55	64%	9%	78%	13%
CH21-58	63%	79%	13%	8%
CH21-62	46%	2%	90%	7%
CH21-63	61%	25%	59%	16%
CH21-64A	56%	5%	88%	7%
CH21-64B	65%	47%	41%	12%
CH21-65A	62%	28%	55%	18%
CH21-65B	62%	8%	77%	15%
CH21-66	61%	5%	83%	12%
CH21-69	64%	19%	61%	20%
CH22-01	56%	5%	84%	11%

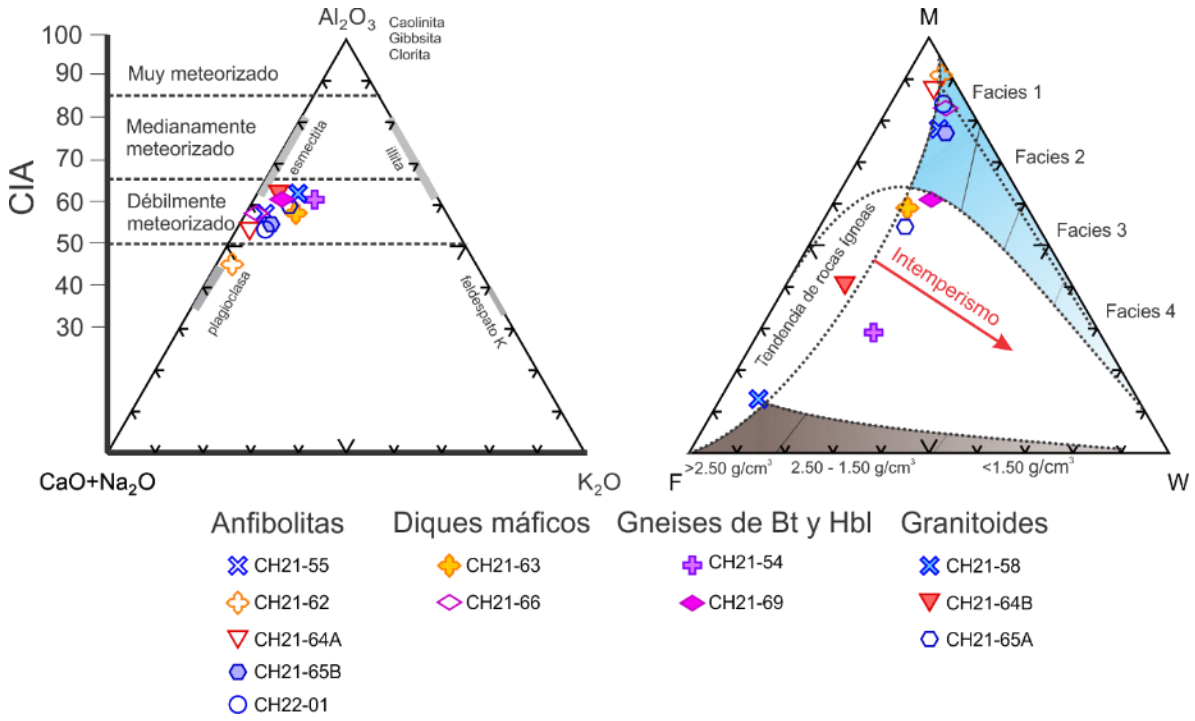

Figura 30. Diagramas CIA (Nesbitt y Young, 1982) y MFW (Ohta y Arai, 2007).

4.3.2 Clasificación litológica

A partir del análisis geoquímico de óxidos mayores es posible clasificar litológicamente a las rocas ígneas. Cox *et al.* (1979) propusieron un diagrama de clasificación para rocas plutónicas a partir del total de SiO_2 y la suma de álcalis (Figura 31).

En el diagrama TAS, se observa una distribución de los diques máficos en una serie de gabros (CH21-66) a dioritas alcalinas (CH21-63), mientras, los granitoides abarcan un rango composicional desde dioritas (CH21-65A, CH21-64B) a granitos (CH21-58). En cuanto a las rocas metamórficas, las anfibolitas se disponen en el campo de los gabros (o basaltos, en su equivalente extrusivo), mientras los gneises de biotita y hornblenda se encuentran en los campos de granodioritas (CH21-69) y granitos (CH21-54).

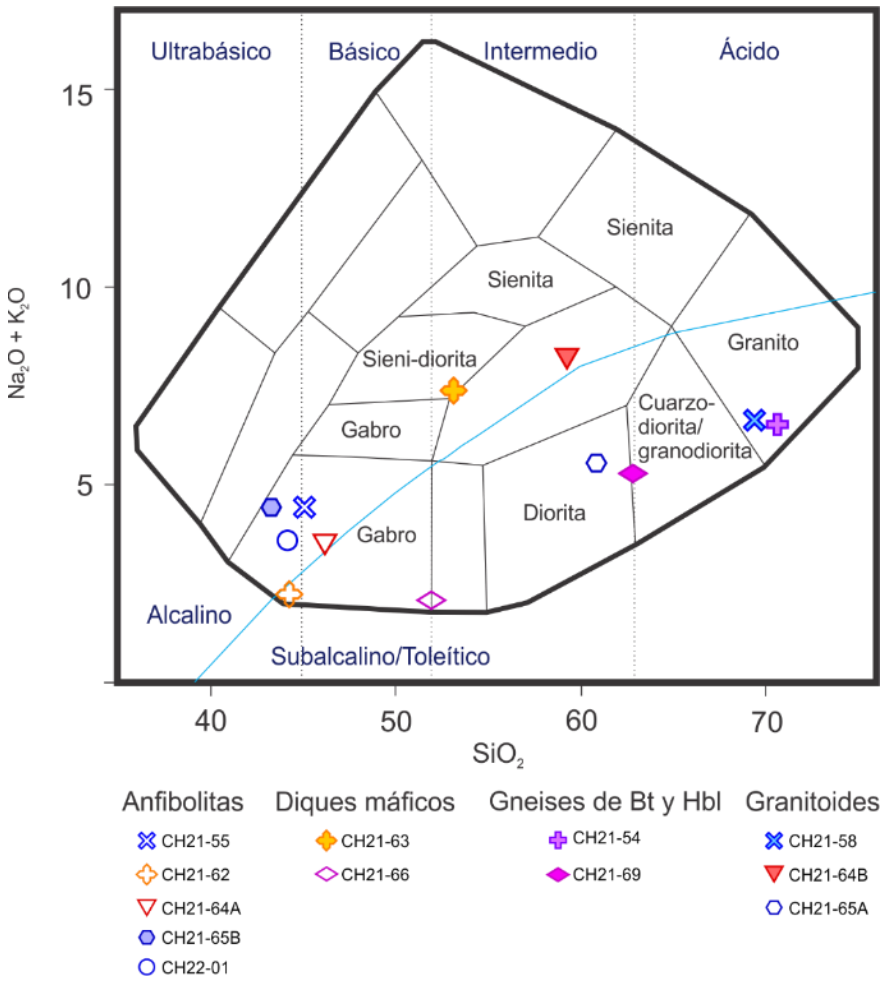

Figura 31. Diagrama TAS para clasificación de rocas plutónicas (Cox *et al.,* 1979).

4.3.3 Anfibolitas

La composición química de las cinco anfibolitas analizadas, en general, está constituida por un porcentaje en peso de SiO_2 de 43 a 46%, Al_2O_3 de 11 a 19%, Fe_2O_3 de 13 a 15%, MgO de 4.5 a 12.3% y TiO_2 de 1 a 1.5%.

En un diagrama TAS (Figura 32A; Irvine y Baragar, 1971) fueron graficadas las muestras correspondientes a anfibolitas, fueron Jensen *et al.* (1976) elaboraron un diagrama de clasificación para rocas volcánicas, considerando si la roca es más rica en Fe y Ti, o en Mg. En la Figura 32 se observa que los protolitos de las anfibolitas corresponden a basaltos toleíticos ricos en Fe.

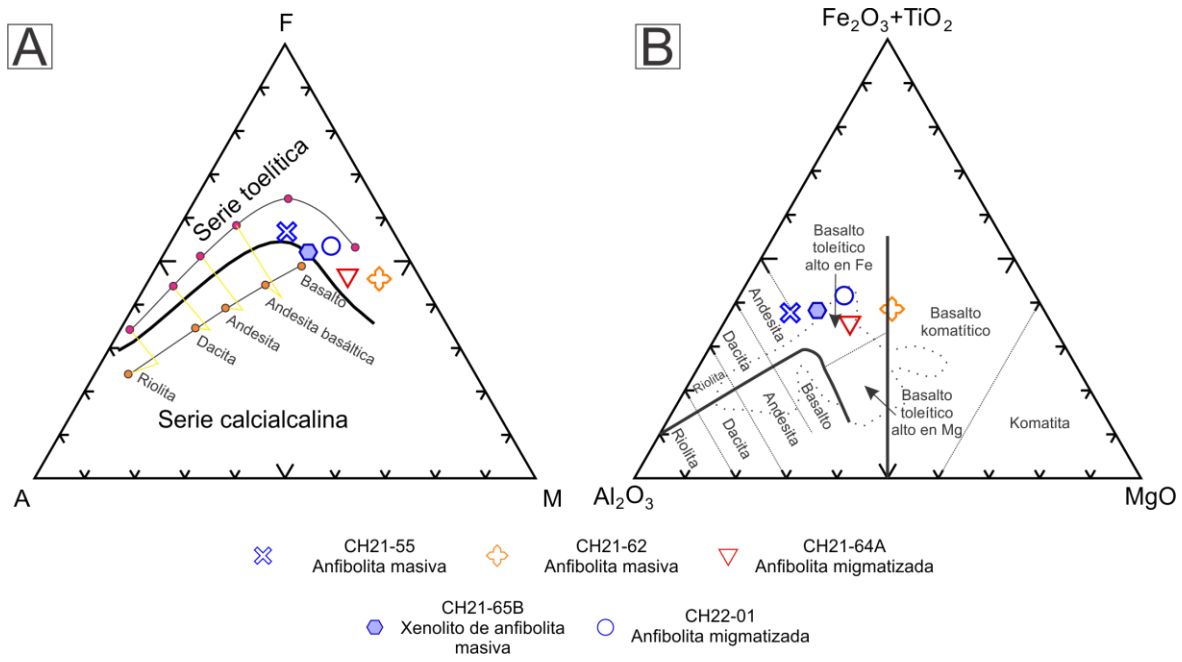

Figura 32. A) Diagrama AFM de Irvine y Baragar (1971) para clasificación de rocas máficas. B) Diagrama de discriminación (Fe+Ti)-Mg-Al de Jensen *et al*. (1976)

Agrawal *et al.* (2008) construyeron diagramas de clasificación a partir de funciones discriminantes, que consisten en logaritmos naturales de elementos del grupo de los HFSE (La, Sm, Yb, Nb y Th), los cuales se consideran inmóviles durante el metamorfismo y alteración, y en el cual separan ambientes tectónicos de borde de placa (arco de islas y dorsal meso-oceánica) y los ambientes intraplaca (isla oceánica y rift continental).

En la Figura 33 se muestran dichos diagramas de discriminación tectónica, donde las anfibolitas se grafican entre los campos de MORB e Isla Oceánica-Rift Continental, sin mostrar un claro patrón de interacción entre ambientes (descrito como un arreglo perpendicular al límite entre los ambientes involucrados, según Agrawal *et al.,* (2008), ni una clara similitud con las anfibolitas del Complejo El Triunfo ni las del Complejo Acatlán, de acuerdo con los límites identificados por Tazzo-Rangel (2019).

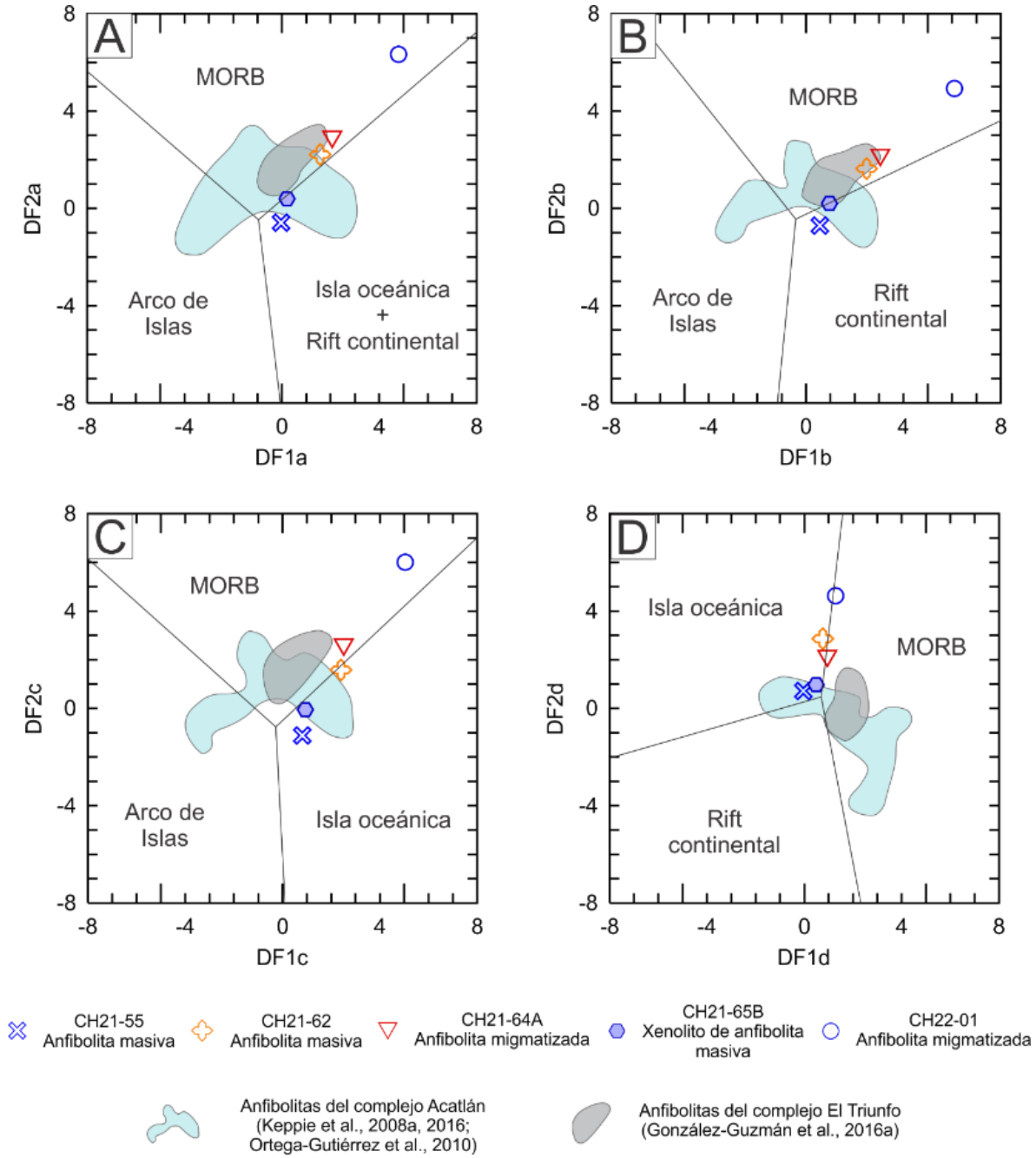

Figura 33. Diagrama de funciones discriminantes DF1 vs DF2 (Agrawal *et al*., 2008). Funciones discriminantes a partir de relaciones de La, Sm, Yb, Nb y Th. **(A)** DF1a = 0.3518 ln (La/Th) + 0.6013 ln (Sm/Th) – 1.3450 ln (Yb/Th) + 2.1056 ln (Nb/Th) – 5.4763; DF2a = –0.3050 ln (La/Th) – 1.1801 ln (Sm/Th) + 1.6189 ln (Yb/Th) + 1.2260 ln (Nb/Th) – 0.9944. **(B)** DF1b = 0.3305 ln (La/Th) + 0.3484 ln (Sm/Th) – 0.9562 ln (Yb/Th) + 2.0777 ln (Nb/Th) – 4.5628; DF2b = –0.1928 ln (La/Th) – 1.1989 ln (Sm/Th) + 1.7531 ln (Yb/Th) + 0.6607 ln (Nb/Th) – 0.4384. **(C)** DF1c = 1.7517 ln (Sm/Th) – 1.9508 ln (Yb/Th) + 1.9573 ln (Nb/Th) – 5.0928; DF2c = –2.2412 ln (Sm/Th) + 2.2060 ln (Yb/Th) + 1.2481 ln (Nb/Th) – 0.8243. **(D)** DF1d = –0.5558 ln (La/Th) – 1.4260 ln (Sm/Th) + 2.2935 ln (Yb/Th) – 0.6890 ln (Nb/Th) + 4.1422; DF2d = –0.9207 ln (La/Th) + 3.6520 ln (Sm/Th) – 1.9866 ln (Yb/Th) + 1.0574 ln (Nb/Th) – 4.4283. Diagramas con límites del Complejo Acatlán y El Triunfo tomados de Tazzo-Rangel (2019).

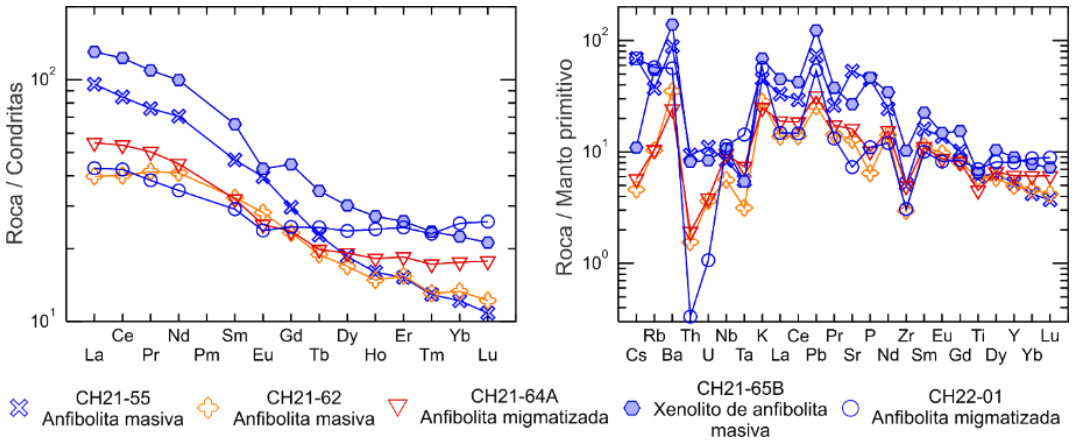

Figura 34. Diagramas tipo Spider para anfibolitas

En la Figura 34A se muestra la relación de tierras raras de las anfibolitas con valores normalizados a condritas (Sun y McDonough, 1995), donde se observa un fraccionamiento variable de las Tierras Raras Ligeras respecto a las pesadas, con un índice $[La/Yb]_N$ = ~1.60 y un patrón casi plano con $[Gd/Yb]_N$ = 0.95 en las anfibolitas migmatizadas, mientras las anfibolitas masivas muestran un mayor fraccionamiento con $[La/Yb]_N$ = ~7.45, y una mayor pendiente con $[Gd/Yb]_N$ = ~2.38.

En cuanto al Eu, en las anfibolitas masivas de las muestras CH21-55 y CH21-62 se observa una ligera anomalía positiva (Eu/Eu* = 1.02-1.07), mientras en el resto de las muestras se presenta una anomalía negativa (Eu/Eu* = 0.79 – 0.91).

Para cuantificar la anomalía de Eu fue utilizado el parámetro Eu/Eu* propuesto por Taylor y McLennan (1985):

$$\frac{\mathrm{Eu}}{Eu*} = \frac{Eu_N}{\sqrt{(Sm_N * Gd_N)}} \tag{7}$$

Donde el subíndice N se refiere al valor normalizado del elemento respecto a las condritas. Si el coeficiente obtenido es mayor a 1.0, la anomalía de Eu se considera positiva, mientras, si es inferior a 1.0, se considera negativa.

En la Figura 34B se muestra un diagrama multielemental, donde se pueden visualizar algunos patrones de LILE's (Elementos Litófilos de Ion Grande), Tierras Raras y HFSE (Elementos de Campo Fuerte) que son discutidos en el siguiente capítulo.

Pearce *et al.* (2008) propusieron diagramas de clasificación para basaltos a partir de elementos traza, donde identifican los patrones de MORB (Basaltos de dorsal meso-oceánica, por sus siglas en inglés) y de OIB (Basaltos de isla oceánica, por sus siglas en inglés). En la Figura 35 se visualiza que el total de las anfibolitas se disponen en el campo de la serie MORB, con una tendencia a los E-MORB.

En el diagrama de la Figura 35A no se visualiza la muestra CH22-01 por su bajo contenido en Th. En la Figura 35B, las anfibolitas con textura masiva muestran una posición más cercana hacia el arreglo de los OIB, mientras las anfibolitas migmatizadas presentan una mayor afinidad a los E-MORB. La muestra CH21-65B es un xenolito inmerso en la granodiorita triásica de la muestra CH21-65A, y exhibe también un dominio hacia los E-MORB, no obstante, en el diagrama Nb/Yb vs Th/Yb muestra una influencia por la interacción con corteza, con una mayor tendencia hacia a un arreglo de arco.

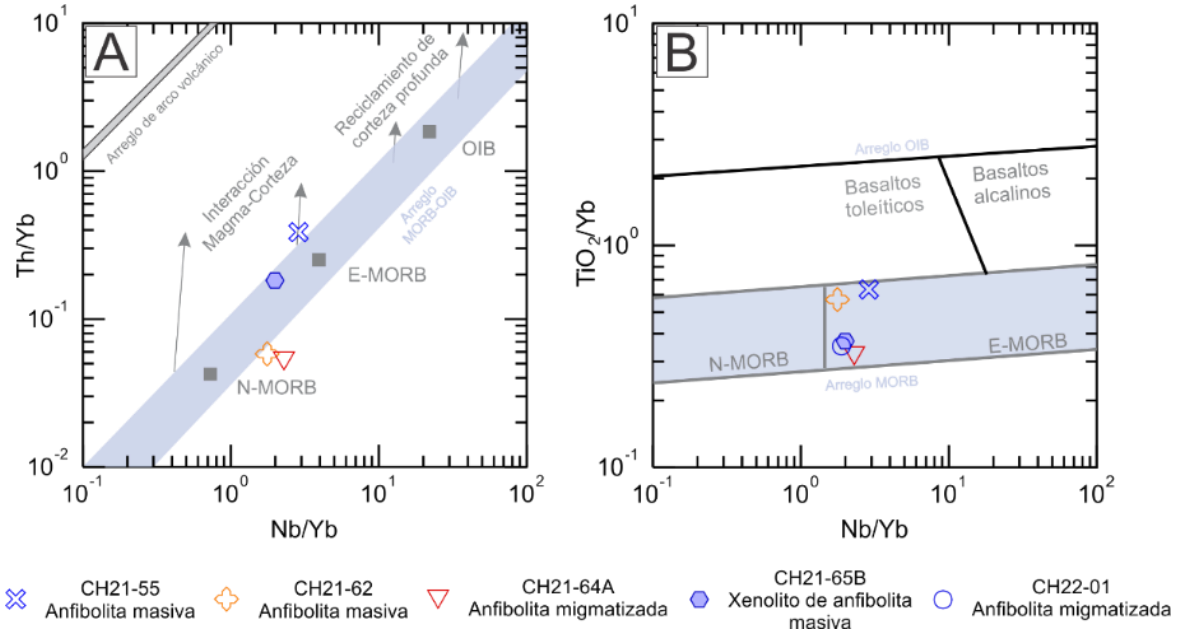

Figura 35. Diagramas de anfibolitas. A) Diagrama Nb/Yb vs Th/Yb (Pearce *et al*., 2008). B) Diagrama Nb/Yb vs TiO_2/Yb (Pearce *et al*., 2008).

4.3.4 Granitoides

Fueron analizados tres granitoides por elementos mayores, menores y trazas, entre ellos una granodiorita milonitizada del Triásico (CH21-65A), un granito con muscovita (CH21-58) y un dique granítico (CH21-64B) que intruye a la anfibolita migmatizada de la muestra CH21-64A.

En la Figura 36A se muestra un diagrama de clasificación para granitos con base en su contenido alcalino, a partir del índice de Calco-Alúmina Modificado (MALI) propuesto por Frost y Frost (2008) (MALI = Na_2O + K_2O – CaO), que permite distinguir entre las series cálcicas, calco-alcalinas, alcalino-cálcicas y alcalinas. De acuerdo con Frost y Frost (2008) el MALI está controlado principalmente por la ocurrencia de las fases minerales de feldespato potásico, albita y nefelina, y que, en rocas con alto contenido de SiO_2, el MALI depende de la composición de los feldespatos cristalizados, mientras en rocas de bajo SiO_2, el MALI tiende a aumentar como un efecto de la cristalización y extracción de augita durante la diferenciación magmática del magma padre. El granito de la muestra CH21-58 grafica entre las series cálcica y calcialcalina, mientras la granodiorita de la muestra CH21-65A está situada en la serie cálco-alcalina. Por último, el dique granítico de la muestra CH21-64B grafica dentro del campo de la serie alcalina.

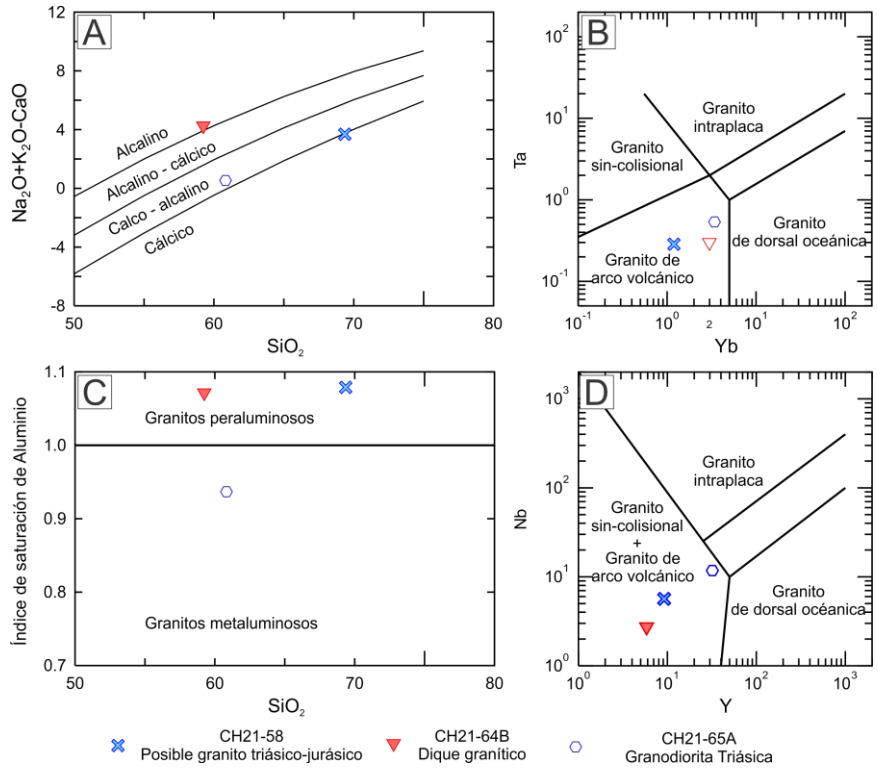

Figura 36. Diagramas de clasificación tectónica para granitos. A) Diagrama SiO_2 vs MALI (Frost y Frost, 2008). B) Diagrama Yb vs Tb (Pearce *et al*., 1984). C) Diagrama SiO_2 vs ASI (Frost y Frost, 2008). D) Diagrama Y vs Nb (Pearce *et al*., 1984).

En el mismo trabajo, Frost y Frost (2008) propusieron el índice de saturación de aluminio (ASI = Al/ (Ca – 1.67P + Na + K) que permite distinguir a los granitos metaluminosos (ASI < 1.0) de los peraluminosos (ASI > 1.0). En la Figura 36C se observa que la granodiorita CH21-65A exhibe un carácter metaluminoso, mientras que el granito con muscovita (CH21-58) y el dique granítico (CH21-64B) tienen un índice peraluminoso.

Por su parte, Pearce *et al.* (1984) construyeron un diagrama de clasificación tectónica para distinguir entre granitos de dorsal oceánica, arco volcánico, intraplaca y colisionales, a partir del comportamiento del Rb, Y, Nb, Yb y Ta. En las Figuras 36B y 36D se presentan diagramas Yb vs Ta e Y vs Nb, en ambos diagramas se presenta una afinidad de las tres muestras a un ambiente de arco volcánico.

En cuanto a la fraccionación de Tierras Raras (Figura 37), las muestras CH21-58 y CH21-65A muestran patrones muy similares, con una relación $[La/Yb]_N$ = ~7.2, y un comportamiento ligeramente convexo hacia abajo, con una pendiente suave de $[Gd/Yb]_N$ = 1.1 – 1.5. En contraste, la muestra CH21-64B exhibe un fraccionamiento mucho mayor, con $[La/Yb]_N$ = 145, y una pendiente $[Gd/Yb]_N$ = 5.07. La muestra CH21-65A presenta una anomalía negativa de Eu, con Eu/Eu* = 0.72, mientras, las muestras CH21-58 y CH21-64B presentan una anomalía positiva Eu/Eu* igual a 1.16 y 1.29, respectivamente.

En la Figura 37B se presenta un diagrama spider multielemental, donde destacan las anomalías negativas de Nb y Ta, típicamente asociadas a ambientes de arco.

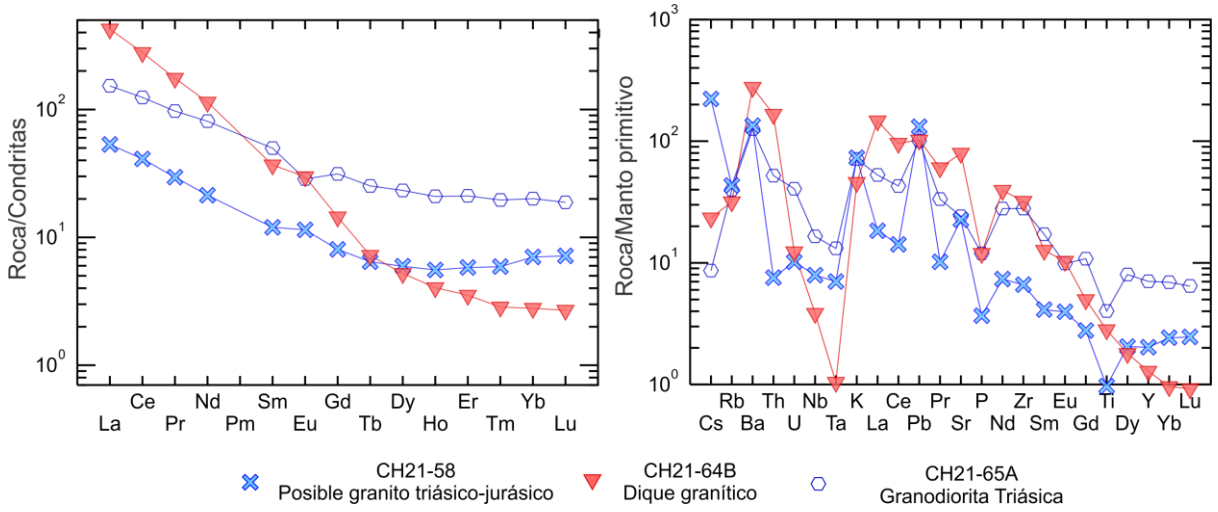

Figura 37. Diagramas tipo *spider* para granitoides

4.3.5 Gneises de biotita y hornblenda

En el diagrama TAS para clasificación de rocas ígneas (Figura 31) se muestra que los protolitos de los gneises de biotita y hornblenda tienen una afinidad composicional a granodioritas y granitos, por lo que en este subcapítulo son analizados con los diagramas de Frost y Frost (2008) y Pearce *et al.* (1984).

En la Figura 38A se observa que los gneises de la muestra CH21-54 (Las Palmas) y CH21-69 (Toluca) se encuentran dentro de la serie calco-alcalina; por otra parte, en la Figura 38C se exhibe que el gneis CH21-54 se sitúa en el campo peraluminoso, mientras el gneis CH21-69 se grafica en el límite metaluminoso-peraluminoso. En los diagramas de Pearson *et al.* (1984) (Figuras 38B y 38D) ambas muestras grafican dentro del campo de arco volcánico.

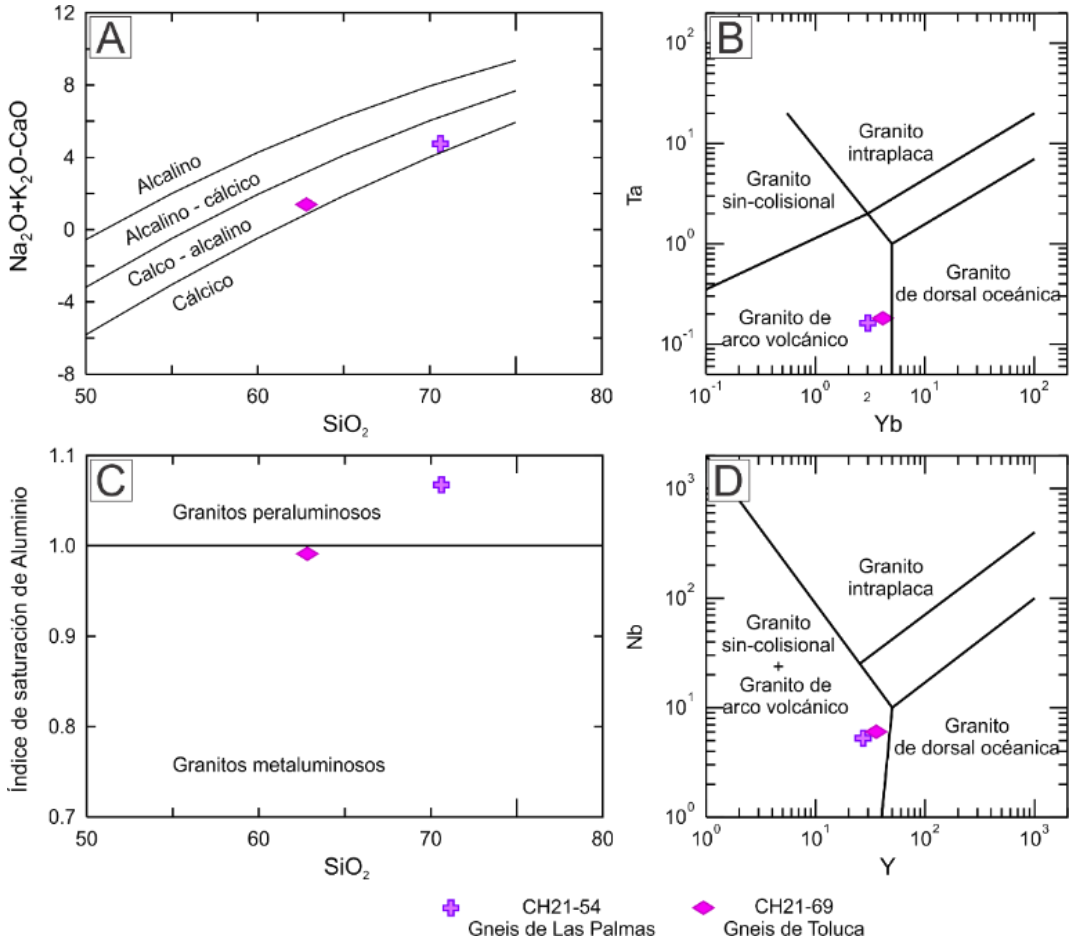

Figura 38. Diagramas de clasificación tectónica para gneises de biotita y hornblenda. A) Diagrama SiO_2 vs MALI (Frost y Frost, 2008). B) Diagrama Yb vs Tb (Pearce *et al*., 1984). C) Diagrama SiO_2 vs ASI (Frost y Frost, 2008). D) Diagrama Y vs Nb (Pearce *et al*., 1984).

Ambas muestras presentan un patrón muy similar en los diagramas de tierras raras normalizados a condritas, y en el diagrama multielemental normalizado al manto primitivo (Figuras 39A y 39B). En general, presentan un ligero enriquecimiento en las tierras raras ligeras respecto a las pesadas, con un $[La/Yb]_N$ = 6.42 para la muestra CH21-54, y de 4.01 para la muestra CH21-69, con una pendiente $[Gd/Yb]_N$ casi plana, con valores de 1.46 y 1.23, respectivamente. En cuanto a la anomalía Eu/Eu*, ambas presentan una anomalía negativa, con un valor de 0.85 para el gneis de Las Palmas, y de 0.86 para el de Toluca.

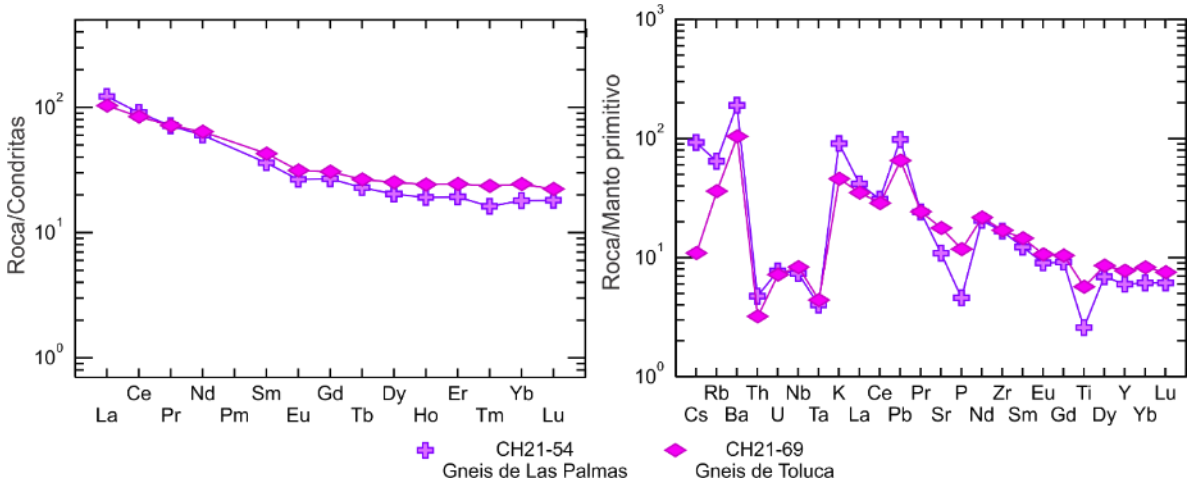

Figura 39. Diagramas tipo *spider* para gneises de biotita y hornblenda

4.4 Geología isotópica

4.4.1 Sistemática Sm-Nd

Fueron medidas relaciones isotópicas de $^{143}Nd/^{144}Nd$ y $^{147}Sm/^{144}Nd$ (Tabla 13) por dilución isotópica en roca total para 11 muestras (CH21-54, CH21-55, CH21-58, CH21-61, CH21-62, CH21-63, CH21-64A, CH21-65A, CH21-65B y CH21-69).

Los dos granitoides (CH21-58 y CH21-65A), exhiben edades modelo Nd del manto empobrecido, según Liew y Hoffman (1988), de 1.20 y 1.40 Ga (Figura 40A), respectivamente. Las relaciones $^{143}Nd/^{144}Nd$ de ambas muestras fueron recalculadas a 250 Ma, de acuerdo con la edad de cristalización U-Pb en circones obtenida para la muestra CH21-65A, obteniendo así para un valor $\varepsilon Nd_{250\ Ma}$ = -5.5 para esta, y $\varepsilon Nd_{250\ Ma}$ = -4.6 para la muestra CH21-58, con una afinidad cortical (Figura 40B).

Dos anfibolitas migmatizadas (CH21-61 y CH21-64A) muestran las edades modelo más antiguas, con 1.86 y 2.09 Ga (Figura 41A). Las dos muestras, recalculadas a su edad de cristalización (1390 y 1499 Ma) exhiben valores de $\varepsilon Nd_{1390\ Ma}$ = 0.13 y $\varepsilon Nd_{1499\ Ma}$ = -0.13 (Figura 41B), con poca diferenciación respecto al CHUR. Por otro lado, tres anfibolitas masivas (CH21-55, CH21-62 y CH21-65B), muestran edades modelo de 1.32, 1.61 y 1.43 Ga, con un valor recalculado de acuerdo a su génesis estimada durante el evento tectonotermal del Pérmico-Triásico, de $\varepsilon Nd_{250\ Ma}$ = -2.49, -2.56 y -5.31, con una afinidad mayormente continental.

Fueron analizados también dos gneises de hornblenda y biotita (CH21-54 y CH21-69), los cuales mostraron edades modelo de Nd de manto empobrecido de 1.86 y 1.73 Ga (Figura 42A), respectivamente. En cuanto a valores de εNd actual exhiben valores de -22.44 y -18.00 (Figura 42B), aunque no se cuenta con geocronología de estas unidades, debido a su edad modelo parecen relacionadas genéticamente a las anfibolitas de las muestras CH21-61 y CH21-64A; no obstante, al recalcular εNd para una edad similar a estas, se obtienen valores de $\varepsilon Nd_{1390\ Ma}$ = 0.1 para CH21-54 y $\varepsilon Nd_{1390\ Ma}$ = 2.08 para CH21-69. Debido al carácter intermedio a félsico que estas muestras presentan en la petrografía de lámina delgada y en la geoquímica, una afinidad mantélica no parece coherente, por lo que se asume que ambas rocas deben haber cristalizado en edades más recientes que las anfibolitas, de acuerdo a la línea de evolución presentada en la Figura 40B, con un $\varepsilon Nd_{edad\ de\ cristalización} < 0$.

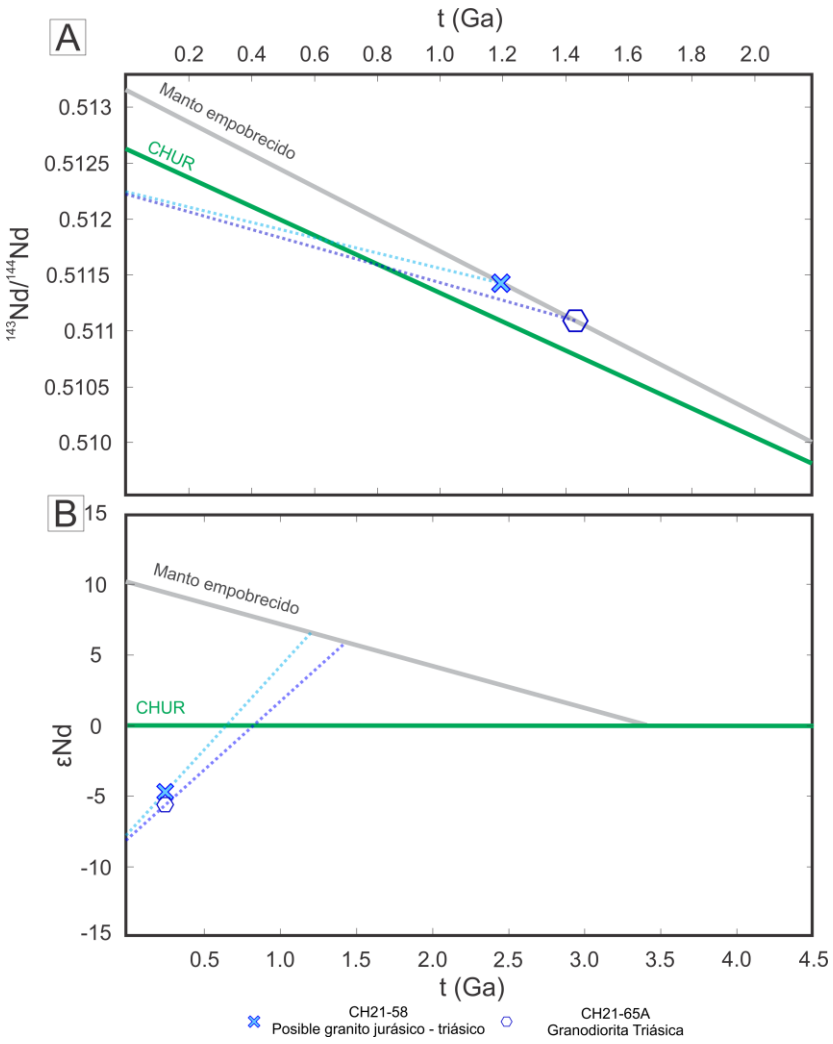

Figura 40. Edades modelo Nd del manto empobrecido para las muestras de granitoides. A) Diagrama t vs $^{143}Nd/^{144}Nd$. La intersección de la evolución de la relación $^{143}Nd/^{144}Nd$ de la muestra con la línea de evolución del manto empobrecido indica la edad modelo. B) Diagrama t vs Epsilon Nd. La posición de cada muestra indica el valor Epsilon Nd (eje Y) al momento de la edad de cristalización (eje X).

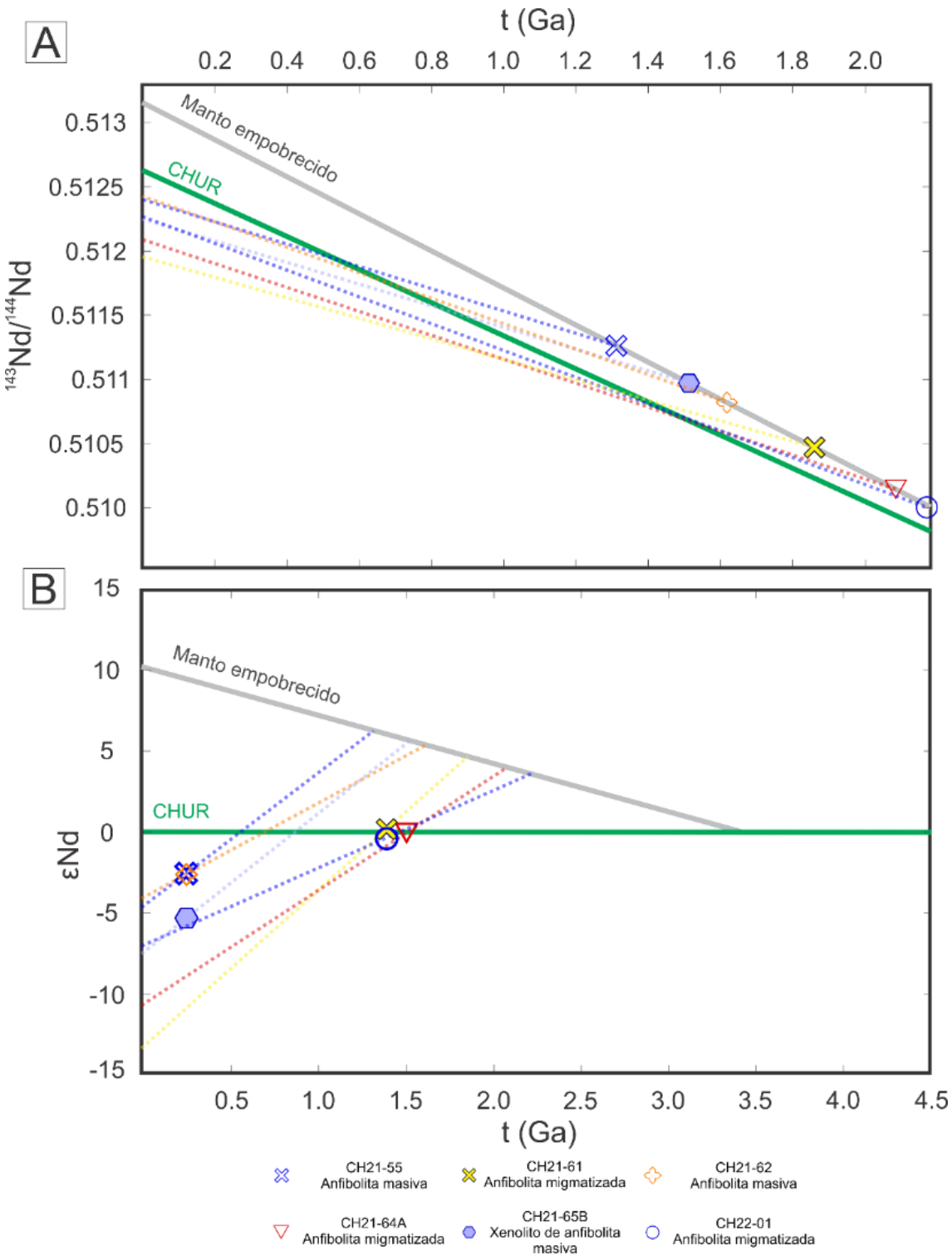

Figura 41. Edades modelo Nd del manto empobrecido para las muestras de anfibolitas. A) Diagrama t vs $^{143}Nd/^{144}Nd$. La intersección de la evolución de la relación $^{143}Nd/^{144}Nd$ de la muestra con la línea de evolución del manto empobrecido indica la edad modelo. B) Diagrama t vs Epsilon Nd. La posición de cada muestra indica el valor Epsilon Nd (eje Y) al momento de la edad de cristalización (eje X).

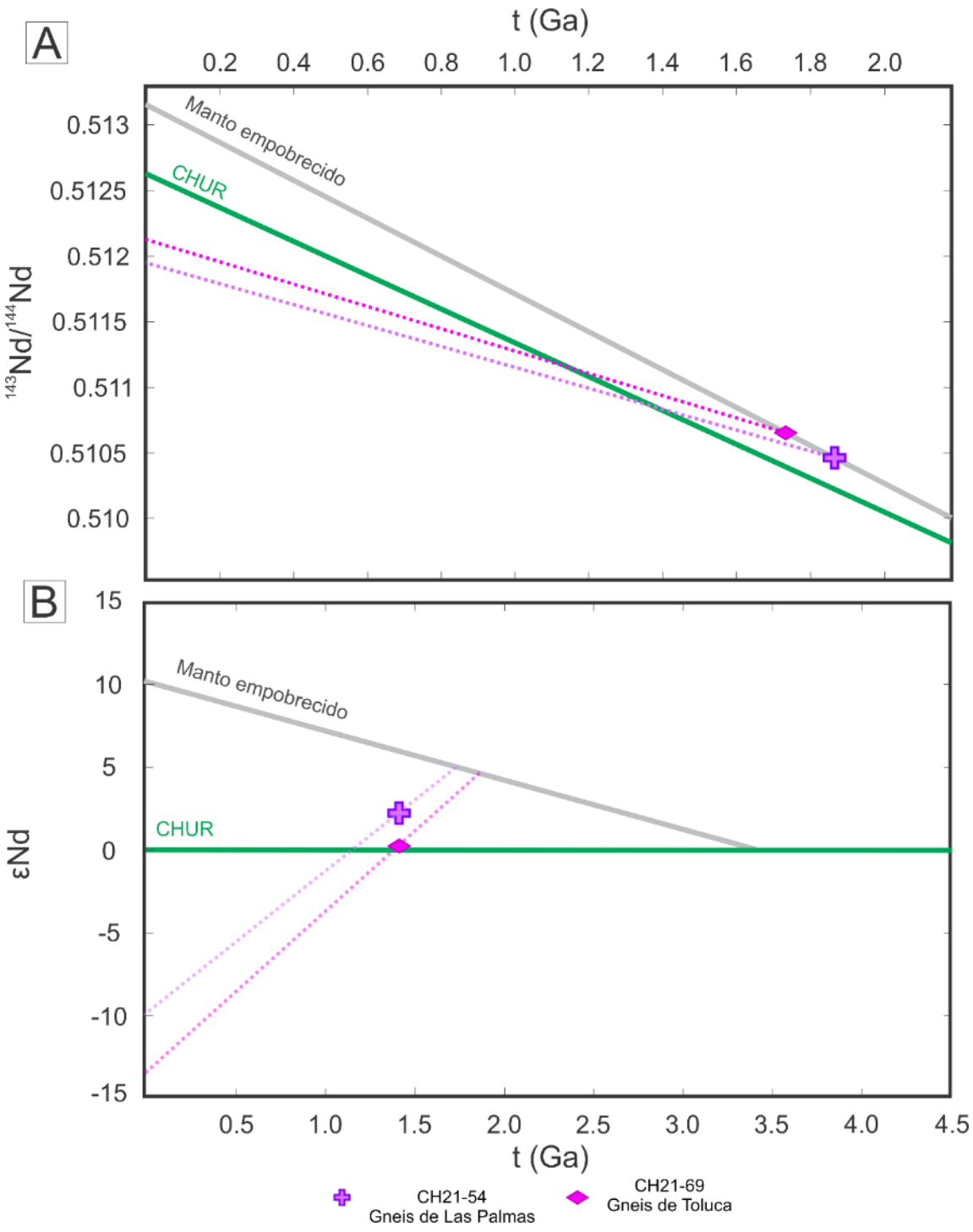

Figura 42. Edades modelo Nd del manto empobrecido para las muestras de gneises de biotita y hornblenda. A) Diagrama t vs $^{143}Nd/^{144}Nd$. La intersección de la evolución de la relación $^{143}Nd/^{144}Nd$ de la muestra con la línea de evolución del manto empobrecido indica la edad modelo. B) Diagrama t vs Epsilon Nd. La posición de cada muestra indica el valor Epsilon Nd (eje Y) al momento de la edad de cristalización (eje X).

4.4.2 U-Pb en circones de rocas metaígneas

Los circones de las muestras CH21-61, CH21-64A y CH21-65A fueron examinados a través de imágenes de catodoluminiscencia (Figura 43). En dichas imágenes se puede observar que las anfibolitas correspondientes a las muestras CH21-61 y CH21-64A (Figuras 43A y 43C) presentan el desarrollo de bordes recristalizados, así como de núcleos de cristalización. Por su parte, en la muestra CH21-65A se visualizan sólo circones ígneos, sin bordes de recristalización.

El análisis por LA-ICPMS de los circones permitió calcular las relaciones $^{206}Pb^*/^{238}U$, $^{207}Pb^*/^{235}U$ y $^{207}Pb^*/^{206}Pb^*$, (Tabla 6) a partir de los cuales fue posible calcular las respectivas edades aparentes. La mejor edad para cada análisis fue tomada como la $^{206}Pb/^{238}U$ para edades menores a 900 Ma, y la $^{207}Pb/^{206}Pb$ para las mayores a 900 Ma. En la Figura 43 se muestra la ubicación de cada análisis, así como la edad aparente de cada punto; se indica la concordancia de la medición para los granos con dicho parámetro menor al 85%.

La anfibolita migmatizada de la muestra CH21-61 (Figuras 43A y 43B) presenta edades aparentes desde ~250 Ma en el Pérmico Tardío-Triásico Temprano, hasta ~1400 Ma, en el Calimiano. Las edades grafican dos grupos de discordia separados, la primera de ellas se grafica desde un intercepto superior a los 935.3 ± 32.2 Ma (error presentado como 2σ), hacia un intercepto inferior a 258.9 ±13.4 Ma; la segunda discordia está representada por un intercepto superior a los 1390.1 ± 77.6 Ma, y un intercepto inferior a los 911.0 ± 43.3 Ma. Una mejor estimación de la edad del intercepto inferior fue realizada mediante la obtención de una edad de concordia de la población más joven de circones, con una edad de 260.3 ± 3.3.

La muestra CH21-64A (Figuras 43C y 43D) presenta de manera similar dos grupos de discordia, con el primer grupo conformado por un intercepto superior a los 952.5 ± 16.5 Ma y un intercepto inferior a los 243.4 ± 21.0 Ma, mientras el segundo grupo posee un intercepto superior a los 1498.6 ± 64.0 Ma y un intercepto inferior a los 942.3 ± 26.1 Ma. Para esta muestra fue calculada también una edad de concordia para los circones más jovenes, con una edad de 255.30 ± 2.62 Ma.

Por último, la muestra CH21-65A (Figuras 43E y 43F) presenta sólo circones ígneos, con edades concordantes y sin evidencias de pérdida de Plomo. La edad de concordia calculada para esta granodiorita es de 250.45 ± 1.2 Ma.

Tabla 6. Resultados U-Pb en circones a partir de LA-ICP-MS. Incertidumbre reportada como 2σ absoluto.

							Relaciones isotópicas							Edades aparentes						Concordia
Muestra	Análisis	U [ppm]	Pb [ppm]	Th [ppm]	$^{206}Pb/^{204}Pb$	Th/U	$^{207}Pb/^{235}U$	2 σ	$^{206}Pb/^{238}U$	2 σ	rho	$^{207}Pb/^{206}Pb$	2 σ	$^{207}Pb/^{235}U$	σ	$^{206}Pb/^{238}U$	σ	$^{207}Pb/^{206}Pb$	σ	%
CH21-61	61-01	52	2	8	10947	0.16	0.307	0.028	0.0432	0.0016	0.42	0.0515	0.0042	272	12	**273**	**5**	262	93	104
CH21-61	61-02	38	2	5	198	0.12	0.297	0.025	0.0414	0.0016	0.44	0.0520	0.0039	264	11	**262**	**5**	284	87	92
CH21-61	61-03	57	2	7	11452	0.12	0.293	0.021	0.0409	0.0015	0.51	0.0519	0.0032	261	9	**258**	**5**	281	71	92
CH21-61	61-04	28	1	7	5435	0.24	0.288	0.078	0.0403	0.0016	0.15	0.0519	0.0139	257	35	**255**	**5**	280	306	91
CH21-61	61-05	205	31	187	153208	0.91	1.484	0.063	0.1532	0.0053	0.81	0.0702	0.0018	924	20	919	16	**935**	**26**	98
CH21-61	61-06	340	81	73	395475	0.21	2.930	0.123	0.2384	0.0082	0.82	0.0891	0.0022	1390	29	1378	24	**1407**	**23**	98
CH21-61	61-07	110	26	16	128406	0.15	2.908	0.147	0.2392	0.0085	0.70	0.0882	0.0032	1384	35	1382	25	**1386**	**34**	100
CH21-61	61-08	33	6	20	27599	0.60	1.763	0.088	0.1722	0.0061	0.70	0.0743	0.0026	1032	26	1024	18	**1049**	**36**	98
CH21-61	61-09	257	11	8	53222	0.03	0.301	0.014	0.0425	0.0015	0.73	0.0514	0.0017	267	6	**268**	**5**	258	38	104
CH21-61	61-10	244	34	91	163693	0.37	1.321	0.060	0.1374	0.0048	0.77	0.0697	0.0020	855	19	830	14	**920**	**30**	90
CH21-61	61-11	89	4	2	18134	0.03	0.297	0.017	0.0416	0.0015	0.61	0.0518	0.0024	264	8	**263**	**5**	274	54	96
CH21-61	61-12	121	27	59	129890	0.49	2.555	0.110	0.2197	0.0076	0.81	0.0844	0.0021	1288	28	1280	22	**1301**	**25**	98
CH21-61	61-13	319	49	224	236741	0.70	1.473	0.064	0.1520	0.0053	0.79	0.0703	0.0019	919	20	912	16	**937**	**27**	97
CH21-61	61-14	212	36	114	157623	0.54	1.842	0.078	0.1719	0.0059	0.81	0.0777	0.0019	1060	22	1023	18	**1139**	**25**	90
CH21-61	61-15	209	32	121	157943	0.58	1.474	0.068	0.1548	0.0054	0.75	0.0691	0.0021	920	21	928	16	**901**	**32**	103
CH21-61	61-16	16	1	4	211	0.28	0.574	0.049	0.0642	0.0025	0.47	0.0649	0.0049	460	20	**401**	**8**	769	79	52
CH21-61	61-17	14	1	5	825	0.40	0.989	0.333	0.0875	0.0092	0.31	0.0820	0.0262	698	118	541	28	**1245**	**313**	43
CH21-61	61-18	23	1	4	774	0.19	0.289	0.039	0.0407	0.0016	0.30	0.0515	0.0066	258	17	**257**	**5**	263	147	98
CH21-61	61-19	51	2	6	10066	0.11	0.291	0.024	0.0406	0.0015	0.46	0.0521	0.0037	260	10	**257**	**5**	288	82	89
CH21-61	61-20	54	2	1	11281	0.01	0.307	0.046	0.0430	0.0016	0.25	0.0519	0.0075	272	20	**271**	**5**	279	166	97
CH21-61	61-21	39	6	26	1391	0.66	1.452	0.074	0.1517	0.0054	0.70	0.0694	0.0025	911	23	910	16	**912**	**37**	100
CH21-61	61-22	28	1	9	136	0.31	0.631	0.126	0.0519	0.0020	0.19	0.0881	0.0172	496	50	326	6	**1384**	**188**	24
CH21-61	61-23	40	4	15	20795	0.38	1.107	0.108	0.1070	0.0038	0.37	0.0750	0.0068	757	37	655	12	**1069**	**91**	61
CH21-61	61-24	24	4	15	17903	0.61	1.469	0.133	0.1530	0.0056	0.41	0.0697	0.0057	918	41	917	17	**919**	**85**	100
CH21-61	61-25	73	3	5	230	0.07	0.293	0.020	0.0412	0.0015	0.53	0.0516	0.0030	261	9	**260**	**5**	268	66	97
CH21-61	61-26	48	2	5	286	0.11	0.287	0.023	0.0404	0.0015	0.46	0.0514	0.0037	256	10	**255**	**5**	260	82	98
CH21-61	61-27	194	30	132	19389	0.68	1.466	0.073	0.1525	0.0054	0.71	0.0697	0.0025	916	23	915	16	**920**	**36**	99
CH21-61	61-28	272	52	148	7886	0.55	2.049	0.091	0.1912	0.0066	0.78	0.0777	0.0022	1132	25	1128	20	**1140**	**28**	99
CH21-61	61-29	52	2	6	350	0.12	0.298	0.023	0.0414	0.0015	0.48	0.0523	0.0035	265	10	**261**	**5**	296	77	88
CH21-61	61-30	54	2	2	259	0.04	0.292	0.029	0.0411	0.0015	0.37	0.0516	0.0048	260	13	**259**	**5**	269	107	96
CH21-64A	64A-01	717	123	219	515127	0.31	1.890	0.064	0.1710	0.0044	0.76	0.0802	0.0018	1078	18	1018	13	**1201**	**22**	85
CH21-64A	64A-02	836	130	64	544981	0.08	1.526	0.052	0.1552	0.0040	0.76	0.0713	0.0016	941	16	930	12	**966**	**23**	96
CH21-64A	64A-03	347	54	27	226034	0.08	1.486	0.052	0.1550	0.0040	0.74	0.0696	0.0016	925	16	929	12	**915**	**24**	101
CH21-64A	64A-04	84	3	12	13988	0.14	0.287	0.019	0.0396	0.0011	0.42	0.0525	0.0032	256	9	**250**	**4**	309	69	81
CH21-64A	64A-05	253	36	220	14752	0.87	1.419	0.051	0.1438	0.0037	0.73	0.0715	0.0017	897	16	866	11	**973**	**25**	89
CH21-64A	64A-06	122	15	126	64715	1.03	1.202	0.051	0.1260	0.0034	0.64	0.0692	0.0022	802	17	765	10	**906**	**33**	84
CH21-64A	64A-07	92	4	13	14991	0.14	0.279	0.024	0.0387	0.0011	0.34	0.0523	0.0042	250	11	**245**	**4**	298	91	82
CH21-64A	64A-08	374	58	38	14768	0.10	1.481	0.052	0.1554	0.0040	0.74	0.0691	0.0016	923	16	931	12	**902**	**24**	103
CH21-64A	64A-09	34	1	14	585	0.42	0.289	0.042	0.0405	0.0014	0.25	0.0518	0.0073	258	19	**256**	**5**	276	161	93
CH21-64A	64A-10	612	123	24	36164	0.04	2.211	0.078	0.2007	0.0052	0.74	0.0799	0.0019	1185	21	1179	15	**1194**	**23**	99
CH21-64A	64A-11	96	10	28	41922	0.29	1.010	0.045	0.1046	0.0028	0.61	0.0700	0.0025	709	16	642	9	**929**	**36**	69
CH21-64A	64A-12	38	2	16	1393	0.41	0.292	0.033	0.0410	0.0014	0.31	0.0518	0.0056	260	15	**259**	**5**	274	124	94
CH21-64A	64A-13	231	36	49	150589	0.21	1.518	0.056	0.1553	0.0041	0.71	0.0709	0.0018	938	17	931	12	**954**	**27**	98
CH21-64A	64A-14	420	115	100	4203	0.24	3.587	0.134	0.2730	0.0072	0.71	0.0953	0.0025	1547	29	1556	21	**1534**	**25**	101
CH21-64A	64A-15	21	2	5	9602	0.26	1.106	0.068	0.1108	0.0033	0.48	0.0724	0.0039	756	23	677	10	**997**	**55**	68
CH21-64A	64A-16	764	131	46	9881	0.06	1.844	0.063	0.1720	0.0045	0.76	0.0778	0.0017	1061	18	1023	13	**1142**	**22**	90
CH21-64A	64A-17	124	17	42	73242	0.34	1.351	0.053	0.1410	0.0037	0.67	0.0695	0.0020	868	17	850	11	**914**	**30**	93
CH21-64A	64A-18	101	16	29	1206	0.28	1.480	0.059	0.1546	0.0041	0.67	0.0694	0.0020	922	18	927	12	**912**	**30**	102
CH21-64A	64A-19	30	4	8	452	0.26	1.175	0.064	0.1217	0.0035	0.52	0.0700	0.0033	789	22	740	11	**928**	**48**	80
CH21-64A	64A-20	57	2	10	9690	0.18	0.285	0.045	0.0403	0.0012	0.19	0.0513	0.0080	255	20	**255**	**4**	256	179	100
CH21-64A	64A-21	810	129	75	540743	0.09	1.535	0.056	0.1596	0.0042	0.72	0.0698	0.0017	945	17	954	13	**922**	**26**	103
CH21-64A	64A-22	83	13	28	5401	0.33	1.493	0.060	0.1552	0.0041	0.66	0.0698	0.0021	927	19	930	12	**921**	**31**	101

Tabla 6 (continuación). Resultados U-Pb en circones a partir de LA-ICP-MS. Incertidumbre reportada como 2σ absoluto.

							Relaciones isotópicas							Edades aparentes						Concordia
Muestra	**Análisis**	**U [ppm]**	**Pb [ppm]**	**Th [ppm]**	**$^{206}Pb/^{204}Pb$**	**Th/U**	**$^{207}Pb/^{235}U$**	**2 σ**	**$^{206}Pb/^{238}U$**	**2 σ**	**rho**	**$^{207}Pb/^{206}Pb$**	**2 σ**	**$^{207}Pb/^{235}U$**	**σ**	**$^{206}Pb/^{238}U$**	**σ**	**$^{207}Pb/^{206}Pb$**	**σ**	**%**
CH21-64A	64A-23	284	44	82	184741	0.29	1.531	0.056	0.1553	0.0041	0.72	0.0715	0.0018	943	17	931	12	**972**	**26**	96
CH21-64A	64A-24	43	7	25	1178	0.59	1.528	0.079	0.1568	0.0044	0.55	0.0707	0.0031	942	24	939	13	**949**	**44**	99
CH21-64A	64A-25	112	16	31	1908	0.27	1.384	0.062	0.1437	0.0039	0.61	0.0698	0.0025	882	20	866	12	**923**	**36**	94
CH21-64A	64A-26	122	25	7	3893	0.05	2.421	0.110	0.2089	0.0058	0.61	0.0840	0.0030	1249	28	1223	17	**1293**	**35**	95
CH21-64A	64A-27	140	6	28	24363	0.20	0.296	0.015	0.0416	0.0011	0.53	0.0516	0.0022	264	7	**263**	**4**	270	50	98
CH21-64A	64A-28	46	2	8	7938	0.17	0.286	0.024	0.0409	0.0013	0.39	0.0507	0.0039	255	11	**258**	**4**	228	89	113
CH21-64A	64A-29	112	17	34	69734	0.30	1.435	0.068	0.1487	0.0041	0.58	0.0700	0.0027	904	22	894	12	**928**	**40**	96
CH21-64A	64A-30	22	1	7	3750	0.32	0.295	0.031	0.0411	0.0014	0.33	0.0521	0.0052	262	14	**259**	**5**	288	115	90
CH21-64A	64A-31	645	107	103	447230	0.16	1.646	0.059	0.1662	0.0044	0.73	0.0718	0.0018	988	18	991	13	**981**	**25**	101
CH21-64A	64A-32	136	18	29	73645	0.21	1.226	0.048	0.1301	0.0035	0.67	0.0684	0.0020	813	16	788	10	**880**	**30**	90
CH21-64A	64A-33	404	111	224	460987	0.55	3.622	0.128	0.2735	0.0072	0.74	0.0961	0.0023	1554	27	1559	20	**1549**	**22**	101
CH21-64A	64A-34	99	13	38	54814	0.39	1.284	0.053	0.1334	0.0036	0.66	0.0698	0.0022	839	17	807	11	**923**	**32**	87
CH21-64A	64A-35	630	87	68	5350	0.11	1.332	0.048	0.1386	0.0036	0.73	0.0697	0.0017	860	15	837	11	**921**	**25**	91
CH21-64A	64A-36	29	3	7	273	0.25	0.920	0.056	0.0946	0.0028	0.49	0.0705	0.0037	662	20	583	9	**944**	**54**	62
CH21-64A	64A-37	116	18	19	1796	0.17	1.522	0.071	0.1562	0.0043	0.59	0.0707	0.0026	939	22	936	13	**948**	**38**	99
CH21-64A	64A-38	89	6	28	607	0.31	0.605	0.029	0.0691	0.0019	0.57	0.0635	0.0025	480	12	**431**	**6**	726	42	59
CH21-64A	64A-39	43	3	18	12960	0.42	0.669	0.039	0.0726	0.0021	0.50	0.0669	0.0034	520	15	452	7	**833**	**52**	54
CH21-64A	64A-40	35	1	9	5914	0.27	0.291	0.048	0.0407	0.0018	0.26	0.0518	0.0082	259	21	**257**	**6**	278	180	92
CH21-65A	65A-01	51	2	65	645	1.28	0.287	0.018	0.0394	0.0012	0.47	0.0529	0.0029	256	8	**249**	**4**	323	63	77
CH21-65A	65A-02	79	3	72	2490	0.90	0.286	0.015	0.0395	0.0011	0.53	0.0524	0.0024	255	7	**250**	**4**	304	52	82
CH21-65A	65A-03	50	2	64	11706	1.28	0.285	0.018	0.0392	0.0012	0.46	0.0527	0.0030	254	8	**248**	**4**	317	64	78
CH21-65A	65A-04	29	1	22	1459	0.74	0.288	0.022	0.0411	0.0013	0.41	0.0509	0.0036	257	10	**260**	**4**	234	81	111
CH21-65A	65A-05	78	3	59	90	0.76	1.186	0.049	0.0393	0.0011	0.69	0.2187	0.0066	794	33	**249**	**7**	2971	49	8
CH21-65A	65A-06	49	2	30	11432	0.62	0.279	0.029	0.0392	0.0012	0.28	0.0517	0.0052	250	13	**248**	**4**	273	115	91
CH21-65A	65A-07	42	2	48	2210	1.14	0.282	0.019	0.0396	0.0012	0.44	0.0517	0.0032	252	9	**250**	**4**	273	70	91
CH21-65A	65A-08	45	2	53	740	1.16	0.286	0.029	0.0403	0.0012	0.29	0.0515	0.0050	256	13	**255**	**4**	262	112	97
CH21-65A	65A-09	43	2	24	10074	0.56	0.281	0.019	0.0392	0.0012	0.44	0.0520	0.0032	251	8	**248**	**4**	285	69	87
CH21-65A	65A-10	33	1	25	177	0.77	0.280	0.022	0.0389	0.0012	0.40	0.0522	0.0037	250	10	**246**	**4**	293	81	84
CH21-65A	65A-11	204	8	103	47662	0.51	0.273	0.012	0.0391	0.0011	0.63	0.0507	0.0017	245	5	**247**	**3**	229	39	108
CH21-65A	65A-12	36	1	36	8722	1.00	0.283	0.047	0.0402	0.0012	0.18	0.0510	0.0083	253	21	**254**	**4**	242	188	105
CH21-65A	65A-13	123	5	59	17680	0.48	0.279	0.013	0.0396	0.0011	0.58	0.0512	0.0020	250	6	**250**	**3**	251	45	100
CH21-65A	65A-14	51	2	68	12058	1.32	0.282	0.019	0.0393	0.0012	0.45	0.0520	0.0031	252	8	**248**	**4**	285	67	87
CH21-65A	65A-15	29	1	25	7001	0.86	0.282	0.028	0.0398	0.0012	0.32	0.0515	0.0048	252	12	**251**	**4**	262	108	96
CH21-65A	65A-16	60	2	42	14225	0.71	0.285	0.017	0.0400	0.0012	0.48	0.0516	0.0027	254	8	**253**	**4**	268	60	94
CH21-65A	65A-17	115	5	53	2057	0.46	0.291	0.017	0.0410	0.0011	0.46	0.0516	0.0027	260	8	**259**	**4**	268	61	97
CH21-65A	65A-18	35	1	26	8413	0.74	0.292	0.025	0.0403	0.0012	0.36	0.0525	0.0042	260	11	**255**	**4**	309	91	83
CH21-65A	65A-19	117	5	48	7592	0.42	0.278	0.014	0.0388	0.0011	0.55	0.0521	0.0022	249	6	**245**	**3**	289	48	85
CH21-65A	65A-20	41	2	46	-2171	1.11	0.278	0.022	0.0391	0.0012	0.38	0.0517	0.0038	249	10	**247**	**4**	270	83	92
CH21-65A	65A-21	71	3	41	16827	0.58	0.284	0.021	0.0396	0.0011	0.38	0.0520	0.0036	254	10	**250**	**4**	286	79	87
CH21-65A	65A-22	52	2	51	11874	0.98	0.277	0.017	0.0386	0.0011	0.47	0.0520	0.0029	248	8	**244**	**4**	286	64	85
CH21-65A	65A-23	173	7	84	644	0.48	0.287	0.014	0.0408	0.0011	0.57	0.0510	0.0020	256	6	**258**	**4**	240	46	107
CH21-65A	65A-24	53	2	65	12175	1.23	0.275	0.018	0.0389	0.0011	0.46	0.0514	0.0029	247	8	**246**	**4**	257	65	95
CH21-65A	65A-25	50	2	63	2133	1.26	0.278	0.021	0.0395	0.0012	0.39	0.0510	0.0036	249	9	**250**	**4**	242	81	103
CH21-65A	65A-26	47	2	52	11100	1.09	0.280	0.022	0.0393	0.0012	0.38	0.0516	0.0037	250	10	**248**	**4**	268	82	93
CH21-65A	65A-27	473	19	262	112503	0.55	0.283	0.011	0.0400	0.0011	0.70	0.0513	0.0014	253	5	**253**	**3**	252	32	100
CH21-65A	65A-28	62	2	72	14337	1.17	0.280	0.033	0.0390	0.0011	0.25	0.0522	0.0059	251	15	**246**	**4**	293	129	84
CH21-65A	65A-29	392	15	188	89908	0.48	0.273	0.011	0.0386	0.0010	0.68	0.0513	0.0015	245	5	**244**	**3**	255	33	96
CH21-65A	65A-30	38	2	28	8978	0.73	0.276	0.023	0.0393	0.0012	0.36	0.0509	0.0040	248	10	**249**	**4**	238	91	105
CH21-65A	65A-31	34	1	32	7965	0.94	0.281	0.029	0.0395	0.0012	0.30	0.0516	0.0051	252	13	**250**	**4**	268	113	93
CH21-65A	65A-32	202	8	106	3120	0.53	0.280	0.012	0.0400	0.0011	0.63	0.0508	0.0017	251	6	**253**	**3**	233	40	109
CH21-65A	65A-33	36	1	36	481	1.00	0.281	0.028	0.0400	0.0012	0.30	0.0510	0.0049	251	13	**253**	**4**	239	111	105
CH21-65A	65A-34	655	27	224	158475	0.34	0.290	0.011	0.0407	0.0011	0.71	0.0516	0.0014	258	5	**257**	**3**	268	31	96
CH21-65A	65A-35	52	2	70	12323	1.34	0.282	0.023	0.0398	0.0012	0.36	0.0514	0.0040	252	10	**252**	**4**	257	89	98

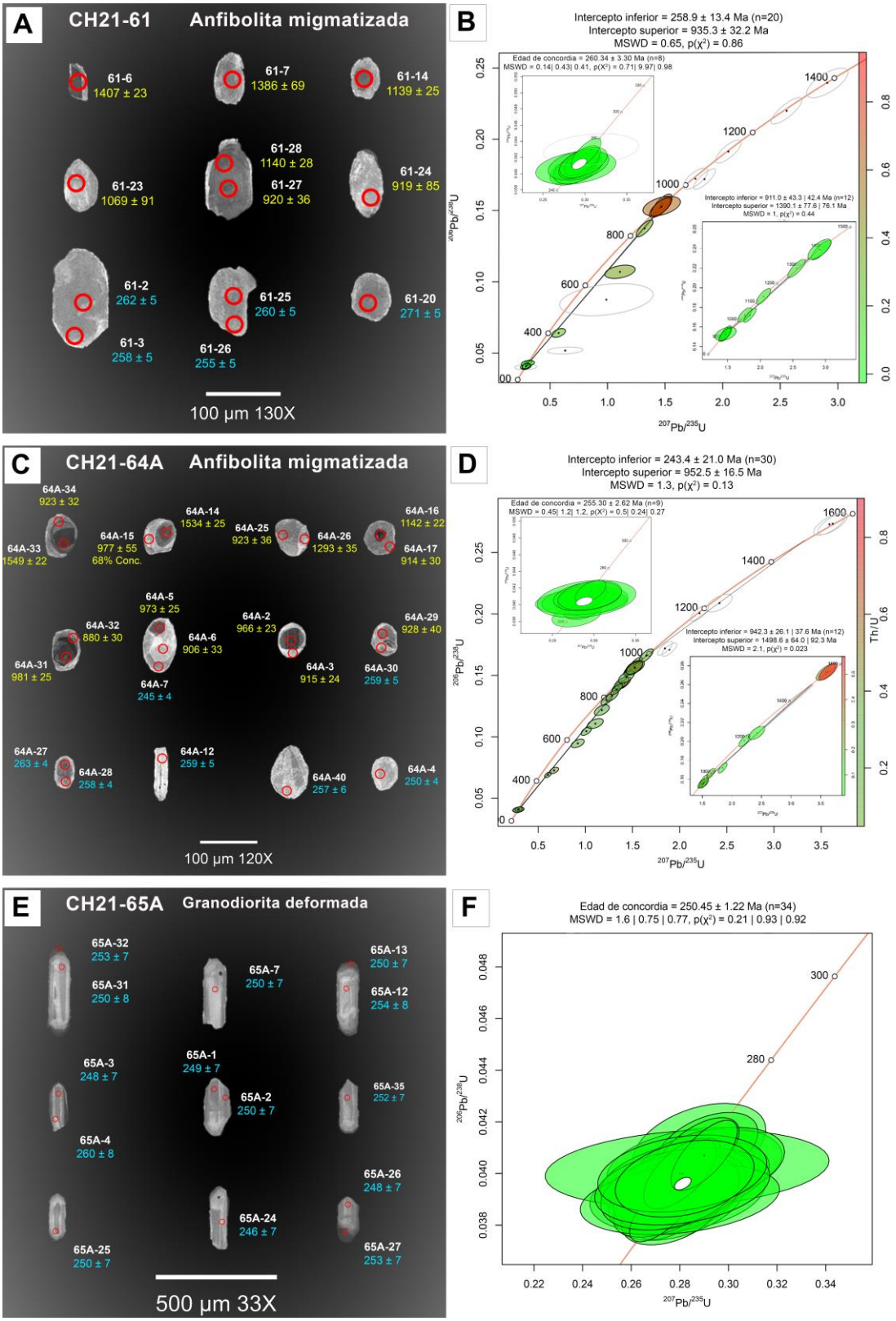

Figura 43. Análisis de circones de rocas ígneas y metamórficas. A) Catodoluminiscencia de circones de la muestra CH21-61. B) Análisis estadístico de la muestra CH21-61. C) Catodoluminiscencia de circones de la muestra CH21-64A. D) Análisis estadístico de la muestra CH21-64A. E) Catodoluminiscencia de circones de la muestra CH21-65A. F) Análisis estadístico de la muestra CH21-65A. En texto amarillo se indican las edades de los circones mayores a 900 Ma, mientras en azul los menores a 900 Ma.

4.4.3 U-Pb en circones detríticos de rocas sedimentarias

Se analizaron por LA-ICP-MS un total de 306 circones detríticos de una arenisca (CH21-09) recolectada en el municipio de Luis Ángel Vidal en una anterior campaña de campo, correlacionable con los sedimentos encontrados al norte de Toluca. En la Figura 44A se muestra un diagrama de concordia donde se muestra la distribución de edades de la muestra, mientras en la Figura 44B se presenta un diagrama radial con las edades U-Pb de cada circón analizado, con una línea recta por debajo del grupo más joven de circones, representando una edad máxima de depósito de 319.80 ± 4.57 Ma, durante el Pensilvánico. Un cálculo más preciso de la edad máxima de depósito fue llevado a cabo mediante el cálculo de una edad de concordia de los cuatro circones más jóvenes, que resultó en una edad de 321.8 ± 2.37 Ma (Figura 44C).

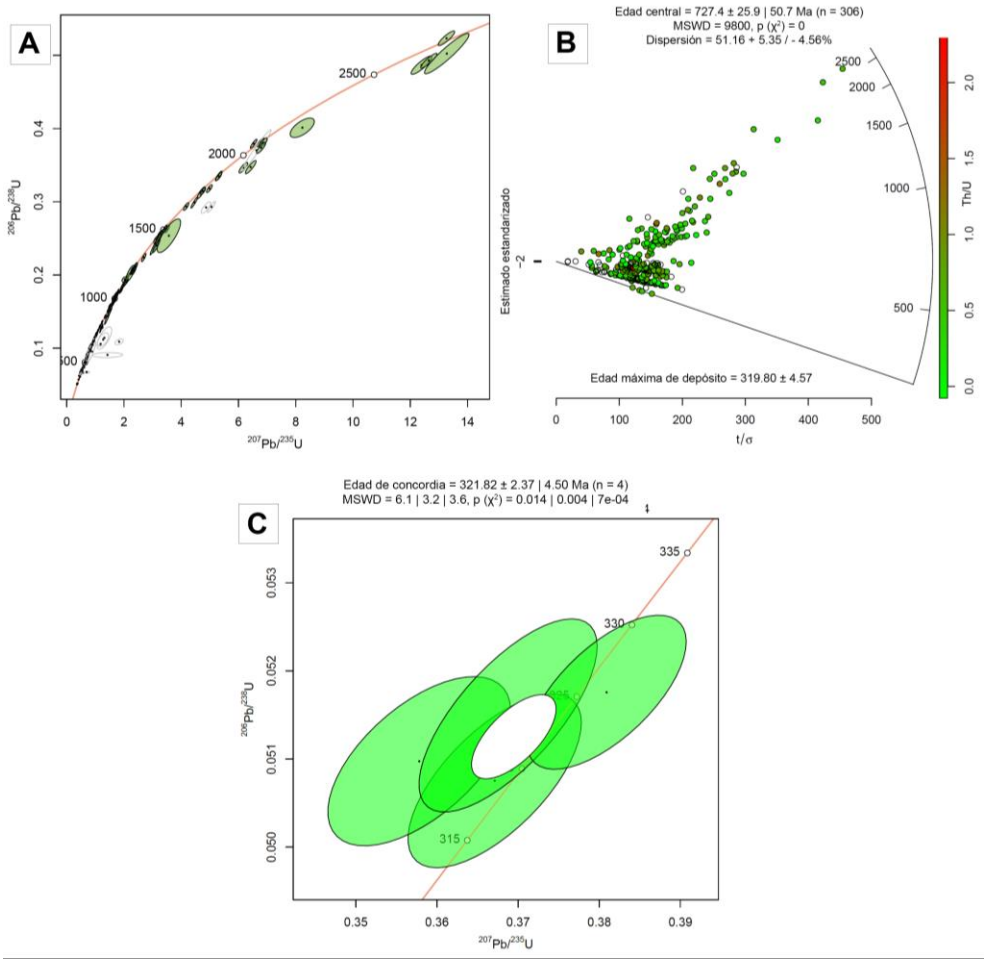

Figura 44. Análisis estadístico de la muestra de roca sedimentaria CH21-09. A) Diagrama de concordia, B) diagrama radial, y C) Edad de concordia para población más joven de circones.

Un diagrama de la Estimación de Densidad de Kernel (KDE) fue construido para representar la distribución de edades encontradas en la muestra (Figura 45). En dicho diagrama se pueden visualizar poblaciones de edades durante los inicios del Paleozoico (Ordovícico), Ediacárico, y del Calimiano al Toniano, así como algunos granos del Paleoproterozoico. En la parte inferior del diagrama se indica la temporalidad de eventos orogénicos que podrían estar relacionados con las poblaciones presentes.

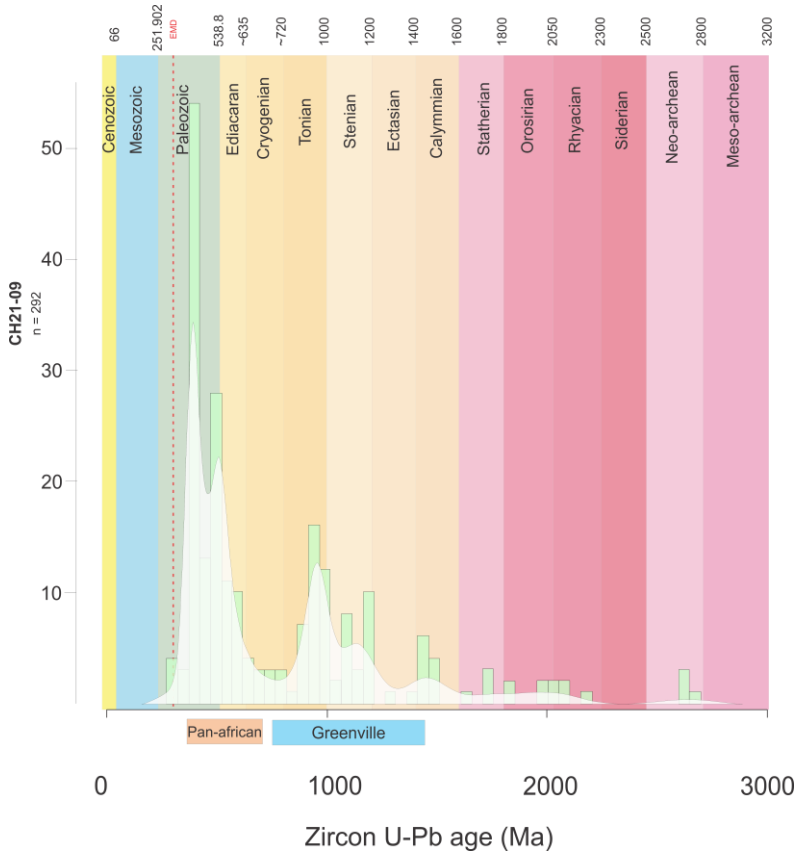

Figura 45. Estimación de Densidad de Kernel (KDE) para las edades U-Pb en circones detríticos de la muestra CH21-09. Los picos en conjunto con el histograma muestran la frecuencia de cada población de edades encontradas en el análisis. La línea roja punteada indica la edad máxima de depósito encontrada en el diagrama de concordia.

El diagrama KDE de la Figura 45 fue comparado contra otros KDE de muestras de rocas sedimentarias identificadas como la Fm. Santa Rosa (Weber *et al.*, 2006, 2009). En la Figura 46 se observa una similitud en los diagramas KDE de la muestra CH21-09 con aquellos reportados para la Fm. Santa Rosa.

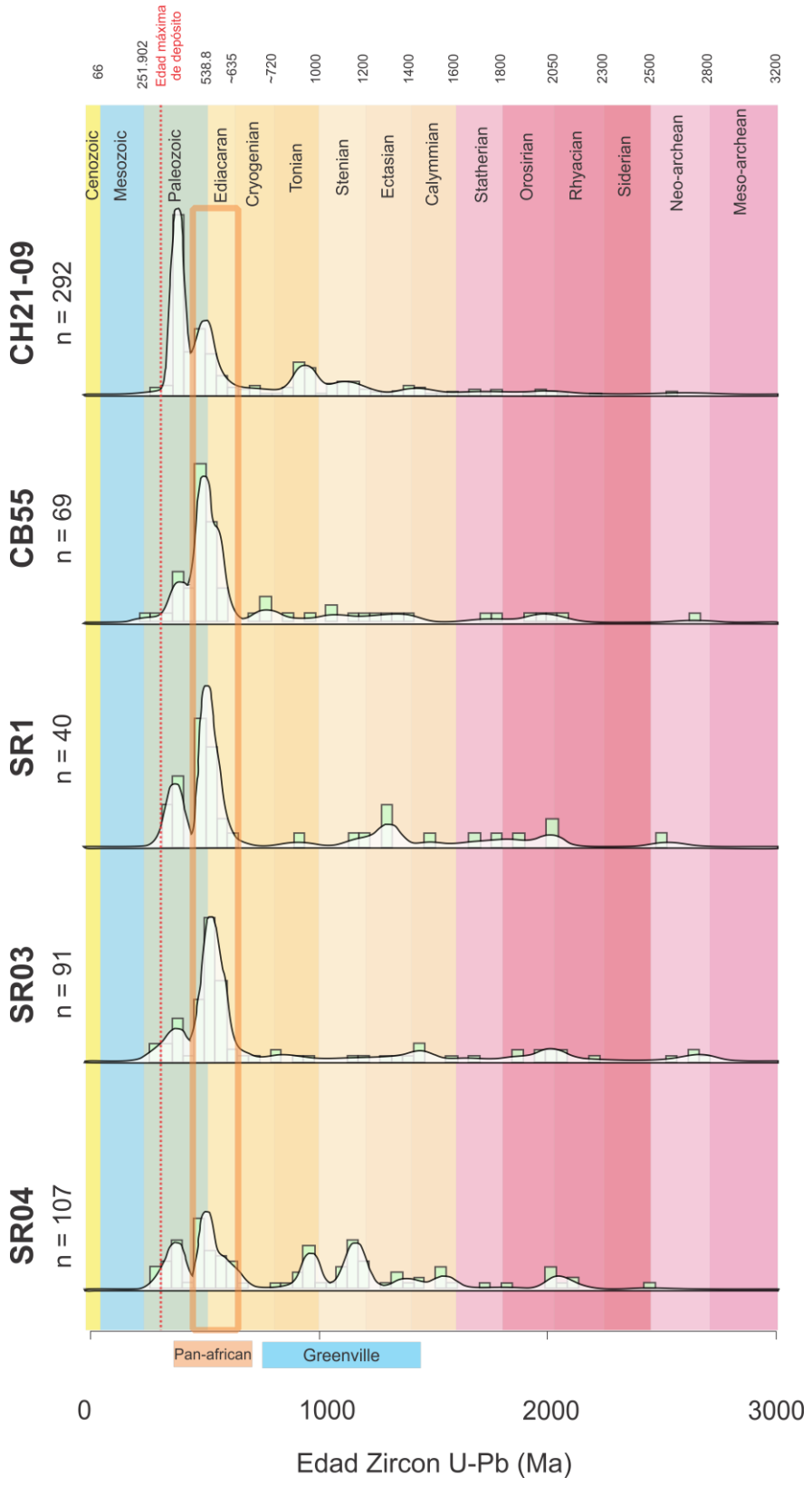

Figura 46. Comparación del KDE de la muestra CH21-09 contra la Fm. Santa Rosa (Weber *et al.,* 2006, 2009)

4.5 Geología estructural

4.5.1 Análisis macroscópico

Datos de foliación y lineación fueron tomados en campo, y posteriormente analizados. A partir del análisis de plegamiento de la Fm. Todos Santos del Jurásico, y con una estimación de la exhumación de la Sierra de Chiapas, fue calculado un eje de rotación (310.8°/0°) para reestablecer los datos medidos en las rocas pre-Jurásicas, los datos fueron rotados 25.4° sobre dicho eje; la metodología llevada a cabo para el cálculo de este vector es detallada en el capítulo 3.6.1.

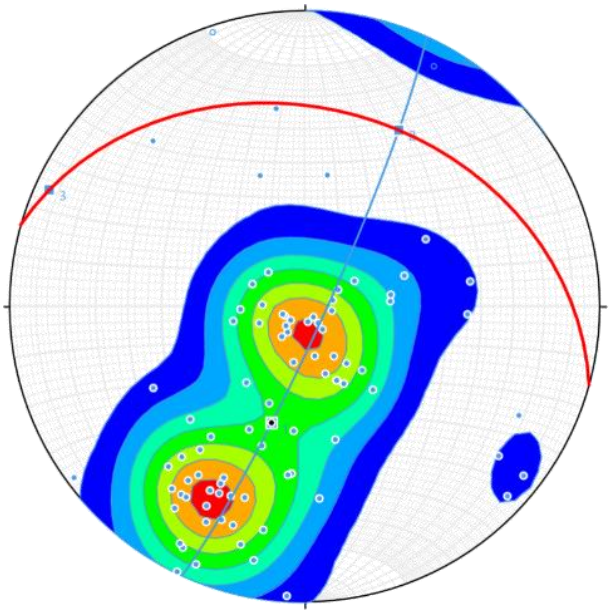

Figura 47. Datos de foliación medidos en el basamento metamórfico del CMC. Se indica en rojo el plano promedio de foliación (015.7°/33.7°) y en azul el círculo π (114.4°/84.2°). Los polos y planos han sido rotados, corrigiendo el basculamiento ocurrido durante la Orogenia Chiapaneca.

La distribución de los polos en la Figura 47 muestran dos grupos de foliaciones, correspondientes a ambos flancos de un pliegue inclinado. En consecuencia, fue medido un ángulo interflanco de 55.4°, que corresponde a un pliegue cerrado, de acuerdo a la clasificación de Fleuty (1964). A partir del promedio de los polos, fue calculado un plano promedio de la foliación de 015.7°/33.7°.

Fueron graficados también datos de lineaciones minerales contenidas en planos de foliación (tectonitas L-S) presentados en el estereograma de la Figura 48, donde se muestra un principal dominio de datos hacia el S-SE. En el mismo diagrama, se observa que los datos de lineación se ajustan a un plano π con un Dipdir/Dir de 224.5°/42.9°, que de acuerdo con Strachan *et al.* (2020) puede deberse a lineaciones formadas durante distintos eventos de deformación, a lineaciones formadas en distintos niveles corticales de un orógeno en un mismo evento, o a un evento de deformación más joven que reorientó a las lineaciones pre-existentes.

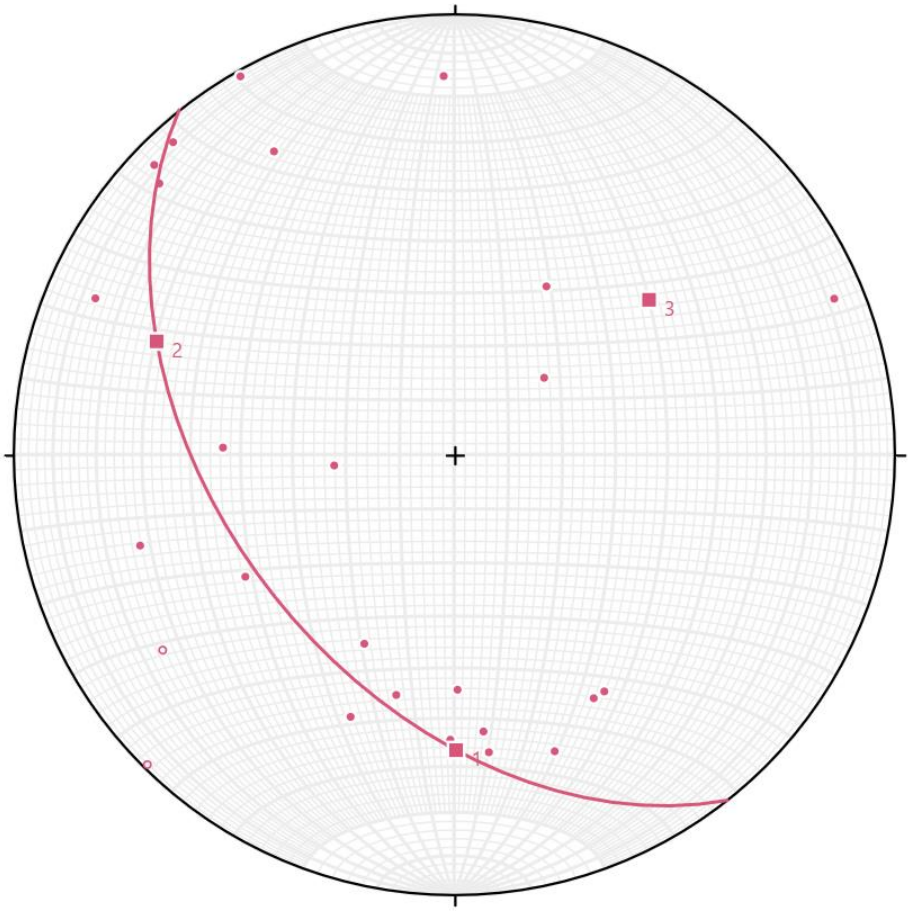

Figura 48. Estereograma con los datos de lineación medidos en el basamento metamórfico del CMC. Los datos se encuentran rotados para corregir el basculamiento ocurrido durante la Orogenia Chiapaneca.

4.5.2 Análisis microscópico

A partir del análisis de muestras orientadas al microscopio, se identificaron fases minerales deformadas, así como la cinemática dominante de cizalla para cada lámina delgada (Tabla 7). Posteriormente, se comparó esta cinemática contra el sentido de cizalla que haría que la cima de la muestra se mueva en el

mismo sentido del echado de la foliación, indicando una dirección de transporte tectónico en dirección de la lineación tomado en campo, si estas dos direcciones coincidían, o tomando el ángulo conjugado como dirección de transporte si ambas cinemáticas eran opuestas.

Debido a que pueden existir indicadores cinemáticos contradictorios en cada lámina, se realizó un conteo modal en cada lámina, contando el número de indicadores sinestrales y dextrales, seleccionando como cinemática dominante aquella con mayor número de conteos. La razón de que existan indicadores cinemáticos en dirección opuesta coexistiendo puede deberse a que, durante los eventos de cizalla simple, las líneas materiales, definidas como las líneas que unen dos marcadores de material en dos etapas subsecuentes de deformación (Figura 49C), que registran una tasa de esfuerzo y una velocidad angular (Figura 49D), rotan en sentido opuesto (Figuras 50B y 50C).

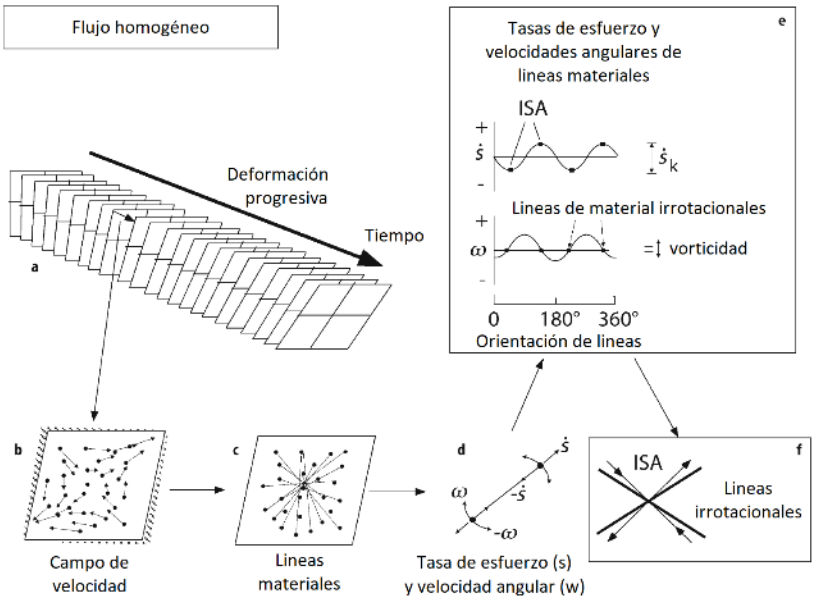

Figura 49. Líneas materiales y Ejes de Esfuerzo Instantáneos (ISA). Tomado de Passchier y Trouw (2005)

Otra explicación para la existencia de indicadores cinemáticos de cizalla contradictorios fue abordada por Law *et al.* (2021), y consiste en la existencia de un plegamiento previo al evento deformacional cizallante, de modo que la cinemática depende de la posición estratigráfica donde fue tomada la medida (Figura 51).

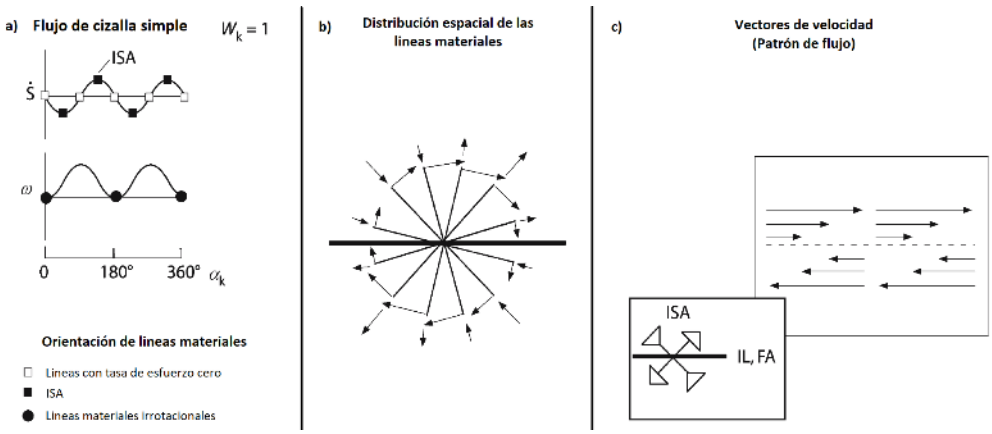

Figura 50. Rotación de líneas materiales en un flujo por cizalla simple. Tomado de Passchier y Trouw (2005)

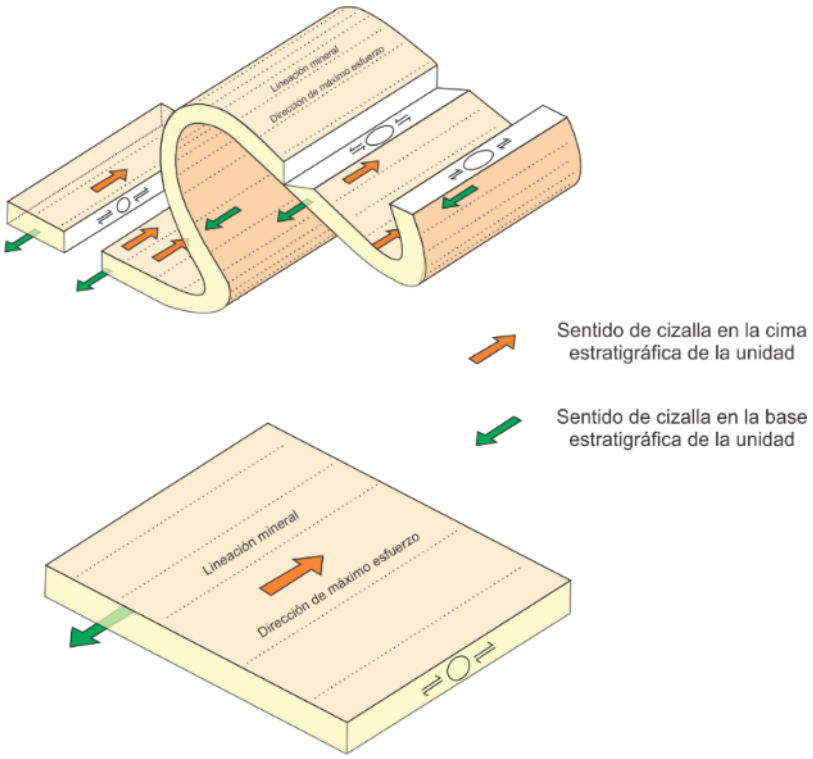

Figura 51. Sentido de cizalla en lineaciones minerales en estructura plegada. Tomado de Law *et al.* (2021).

Con base en este análisis, se identificó que el transporte tectónico registrado por las lineaciones minerales indica un desplazamiento del bloque superior hacia el sur, y que estas son, en general, perpendiculares y contrarias a la dirección de echado de la foliación (Figura 52).

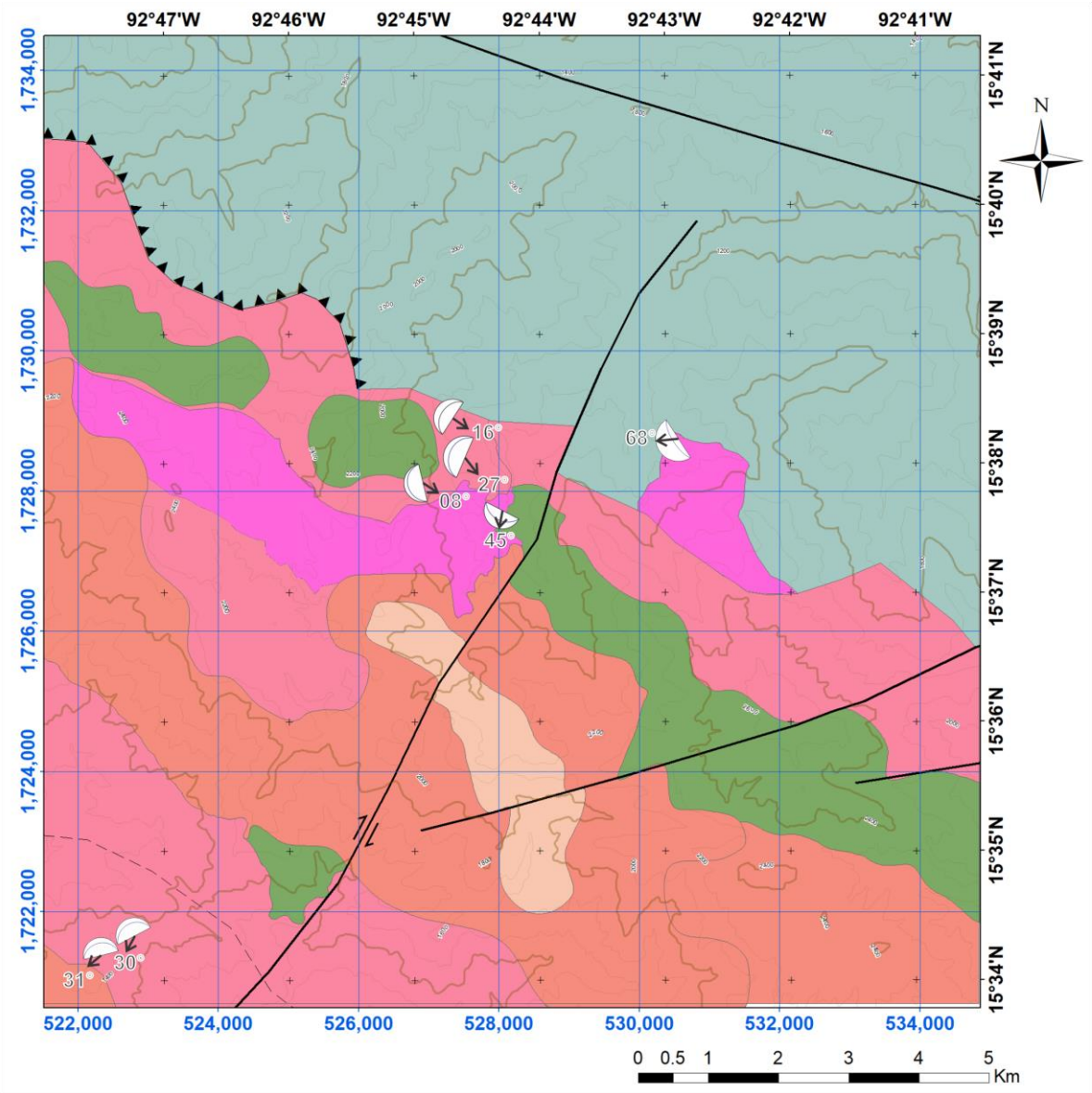

Figura 52. Dirección de foliaciones y lineaciones en el área de estudio. Los semicírculos representan a la falsilla de Schmidt (áreas iguales), indicando la dirección y magnitud de echado, mientras las flechas negras indican la dirección de las lineaciones minerales, el *plunge* es indicado junto a ellas.

Tabla 7. Datos obtenidos del análisis microestructural en láminas delgadas.

Muestra	Litología	Cuarzo	Feldespato	Otros minerales	T (°C)	Cinemática dominante	Cinemática en que la cima de la muestra se mueve en sentido de la foliación	Datos de foliación y lineación	Transporte tectónico del bloque superior
CH-21-53	Gneis de hornblenda y biotita	Extinción ondulatoria, migración de bordes, subgranos.	Macla deformada, elongación	**Anfíboles:** Distribución no preferencial, deformación dúctil	>500 °	Sinestral	Sinestral	S: 8°/50° ; L: 0° /85°	180°
CH-21-54 (1)	Gneis de hornblenda y biotita	Subgranos, extinción ondulatoria, cristales elongados, migración de bordes.	Elongación, deformación interna	**Micas:** Orientación preferencial, deformación plástica	>500 °	Sinestral	Dextral	S: 0°/45° ; L: 5° /78°	185°
CH-21-54 (2)	Gneis de hornblenda y biotita	Subgranos, extinción ondulatoria, cristales elongados, migración de bordes.	Cristales deformados	**Anfíboles y micas:** Cristales dispuestos según ajuste S-C. **Micas**: Cristales tabulares no deformados (secundarias)	>500 °	Sinestral	Dextral	S: 0°/45° ; L: 5° /78°	185°
CH-21-54 (3)	Gneis de hornblenda y biotita	Subgranos, extinción ondulatoria, cristales elongados, migración de bordes.	Macla deformada, elongación	**Anfíboles:** Distribución no preferencial, deformación dúctil	>500 °	Dextral	Sinestral	S: 0°/45° ; L: 5° /78°	185°
CH-21-54 (5)	Gneis de hornblenda y biotita	Subgranos, extinción ondulatoria, cristales elongados, migración de bordes.	Macla deformada, elongación	**Micas:** Orientación preferencial, deformación plástica	>500 °	Sinestral	Dextral	S: 0°/45° ; L: 5° /78°	185°
CH-21-54 (6)	Gneis de hornblenda y biotita	Subgranos, extinción ondulatoria, cristales elongados, migración de bordes.	Macla deformada, elongación	**Anfíboles:** Distribución no preferencial, deformación dúctil. **Micas:** Deformación dúctil, orientadas en el sentido de la foliación	>500 °C	Sinestral	Dextral	S: 0°/45° ; L: 5° /78°	185°
CH-21-64-A (1)	Anfibolita migmatizada	N/A	Macla deformada, deformación interna	**Anfiboles:** Crecimiento porfidoblástico, sin deformación. **Micas**: Sin deformación.	N/A	N/A	Sinestral	S: 194°/20° ; L: 190° /25°	190°

Tabla 7 (continuación). Datos obtenidos del análisis microestructural en láminas delgadas.

Muestra	Litología	Cuarzo	Feldespato	Otros minerales	T (°C)	Cinemática dominante	Cinemática en que la cima de la muestra se mueve en sentido de la foliación	Datos de foliación y lineación	Transporte tectónico del bloque superior
CH-21-64-A (2)	Anfibolita migmatizada	N/A	Macla deformada, deformación interna, bordes suturados	**Anfiboles:** Crecimiento porfidoblástico, sin deformación. **Micas**: Sin deformación.	N/A	N/A	Dextral	S: 194°/20° ; L: 190° /25°	190°
CH-21-64-A (3)	Anfibolita migmatizada	N/A	Macla deformada, deformación interna, bordes suturados	**Anfiboles:** Crecimiento porfidoblástico, sin deformación. **Piroxenos:** Cristales alargados no deformados. **Micas**: Sin deformación	N/A	N/A	Sinestral	S: 194°/20° ; L: 190° /25°	190°
CH-21-65-A	Granodiorita deformada	Subgranos, extinción ondulatoria, cristales elongados, migración de bordes.	Cristales sin deformación interna	**Cloritas:** Cristales tabulares no deformados, dispuestos en el sentido de la foliación	<500°C	Sinestral	Dextral	S: 19°/45° ; L: 308° /10°	128°
CH-21-68	Gneis de hornblenda y biotita	Subgranos, extinción ondulatoria, cristales elongados, migración de bordes.	Macla deformada	**Anfiboles:** Deformados, orientados de acuerdo a la foliación. **Micas:** Cristales alargados deformados.	>500°C	Dextral	Sinestral	S: 336°/40° ; L: 318° /27°	138°
CH-21-69	Gneis de hornblenda y biotita	Subgranos, extinción ondulatoria, cristales elongados	Macla deformada	**Anfiboles:** Dispuestos según la lineación.	>500°C	Sinestral	Dextral	S: 342°/30° ; L: 328° /10°	148°

Posterior al análisis microestructural, con las direcciones de transporte tectónico corregidas, el estereograma de la Figura 48 fue recalculado, marcando una mayor tendencia hacia el sur (Figura 53). Para el caso de las muestras correspondientes a anfibolitas (CH21-64A), no fue posible medir la dirección de cizallamiento de acuerdo a las fases mineralógicas presentes, por lo que se mantuvo la dirección de la lineación medida en campo como dirección de transporte tectónico.

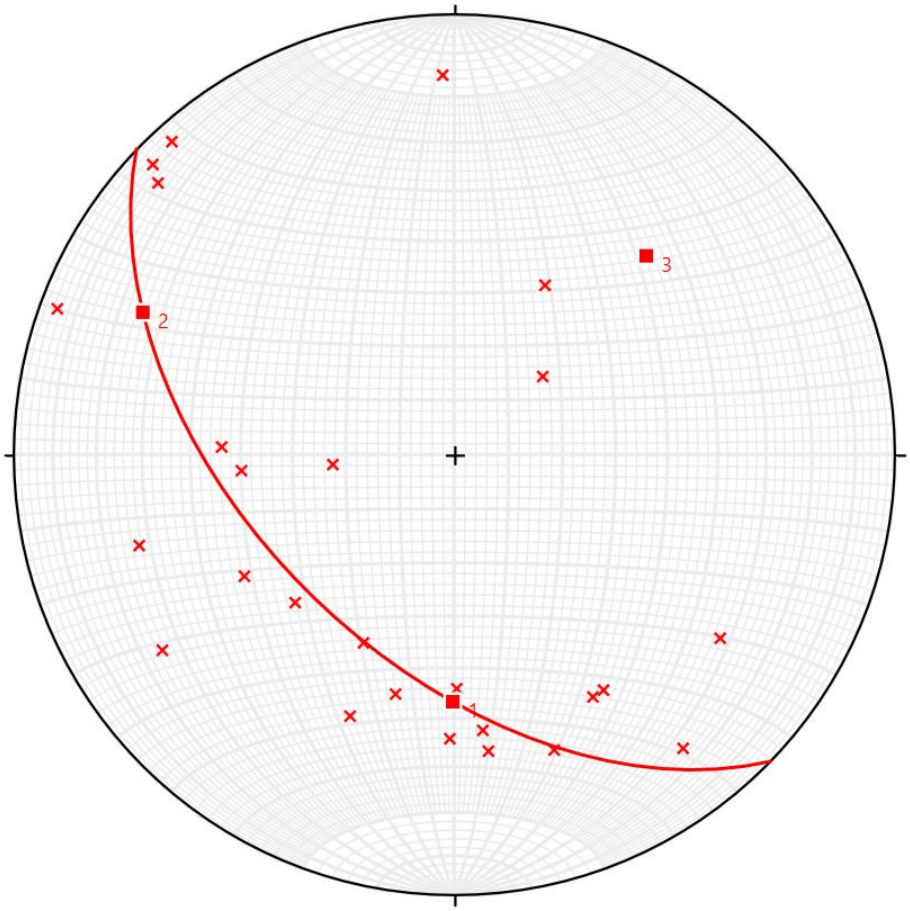

Figura 53. Estereograma con los datos de lineación recalculados a partir del análisis microestructural.

Capítulo 5. Discusión

5.1 Petrogénesis

Con base en el análisis petrográfico, geocronológico, geoquímico e isotópico, se caracterizó el basamento metamórfico del área de estudio, el cual está compuesto por tres principales litodemas: anfibolitas migmatizadas, gneises de biotita y hornblenda, y anfibolitas masivas, enunciados de lo más antiguo a lo más reciente. Estos tres litodemas son intrusionados por los cuerpos ígneos del Pérmico al Jurásico, y del Mioceno, y cabalgados al norte por las rocas sedimentarias de la Formación Santa Rosa (Pensilvánico).

5.1.1 Basamento metamórfico

El análisis petrográfico en secciones delgadas reveló una asociación mineral en las anfibolitas conformada por Hbl + Pl ± Chl ± Ep ± Qtz ± Ap ± Ox ± Cpx, y en los gneises de biotita y hornblenda, una asociación correspondiente a Hbl + Qtz + Kfs + Pl ± Chl ± Ep. La paragénesis mineral conformada por Hbl, Pl sugiere un evento metamórfico en facies de anfibolitas, a más de 600°C. La ocurrencia de clinopiroxenos como relictos dentro de hornblendas es un indicador de que el basamento pudo experimentar condiciones de metamorfismo de mayor grado (facies de anfibolitas superior), probablemente durante el Toniano. Al mismo tiempo, la existencia de anatexis en algunos de estos litodemas, implica que el basamento debió estar expuesto a temperaturas superiores a 650°C, en condiciones de agua mayores al 10%. Los estudios geotermobarométricos realizados en las anfibolitas de la Unidad Custepec, al noroeste del área de estudio, indican condiciones de ~720°C y 8kbar (Estrada-Carmona *et al*., 2009). Por otra parte, la ocurrencia de epidota y clorita, como minerales secundarios, evidencian un metamorfismo retrógrado a facies de esquistos verdes.

En búsqueda de entender la génesis de este basamento, los resultados de geoquímica de roca total de anfibolitas fueron comparados contra los de las anfibolitas estudiadas en la Unidad Custepec (Estrada-Carmona, 2006) y la Unidad Catarina (Valencia-Morales *et al.,* 2022). En la Figura 54A se observa que tanto la Unidad Custepec como la Unidad Catarina muestran patrones de Tierras Raras características de Basaltos de Islas Oceánicas (OIB, por sus siglas en inglés), con un enriquecimiento en las Tierras Raras Ligeras (LREE) respecto a las pesadas (HREE). En la misma figura, en conjunto con la Figura 54B, es visible que la Unidad Custepec presenta un mayor fraccionamiento de las Tierras Raras, que puede ser

interpretado como un producto de la fusión parcial de la Unidad Catarina durante el Pérmico, probablemente como resultado de la asimilación de dicha unidad por magma juvenil del manto, de acuerdo con el modelo propuesto por Valencia-Morales *et al.* (2022).

En las Figuras 54A y 54B, se observa un ajuste de las anfibolitas masivas (CH21-55 y CH21-65B) a la tendencia general de la Unidad Custepec, con excepción de la muestra CH21-62, que muestra un menor enriquecimiento en LREE y Elementos Litófilos de Ion Grande (LILE). Por su parte, las anfibolitas migmatizadas (CH21-64A y CH21-01), muestran una tendencia similar a la expuesta por las anfibolitas de la Unidad Catarina.

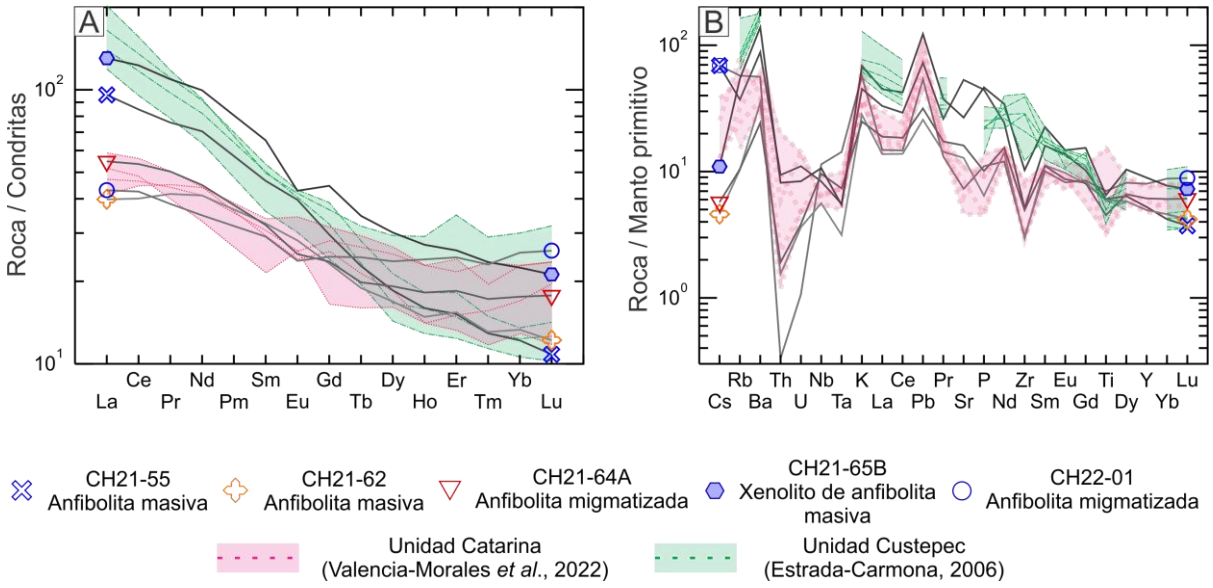

Figura 54. Diagramas spider comparando las anfibolitas del área de estudio contras las reportadas para la Unidad Custepec (Estrada-Carmina, 2006) y Unidad Catarina (Valencia-Morales *et al.,* 2022). A) Diagrama de Tierras Raras normalizas a condritas. B) Diagrama multielemental

Un ejercicio análogo de comparación geoquímica para el Complejo El Triunfo (CET) (Estrada-Carmona *et al.,* 2012; González-Guzmán, 2016) fue descartado, debido a que una amplia porción de estas anfibolitas fue interpretada posteriormente como diques ediacáricos, de acuerdo con su edad de residencia de Hf, y no representan al basamento (Weber *et al.,* 2018; Figura 56).

Para continuar con la discriminación entre las unidades Catarina y Custepec, las edades modelo y valores épsilon Nd de las anfibolitas y gneises de biotita y hornblenda fueron comparados contra los valores observados por Valencia-Morales *et al.* (2022) para las mismas (Figura 55). Las edades modelo de Nd para el manto empobrecido, reportadas por Valencia-Morales *et al.* (2022) para la Unidad Catarina, van de 1.8

a 2.0 Ga, con valores $\varepsilon Nd_{(1.5Ga)}$ de +2.8 a -0.5. Por su parte, la Unidad Custepec, interpretada por los mismos autores como producto del rejuvenecimiento del basamento constituido por la Unidad Catarina, por interacción con magmatismo basáltico tipo *underplating*, presenta edades modelo de 1.23 a 1.45 Ga con $\varepsilon Nd_{(250Ma)}$ de 3.0 a -8.9 para gneises anfibolíticos, y de -2.5 a -4.1 para anfibolitas.

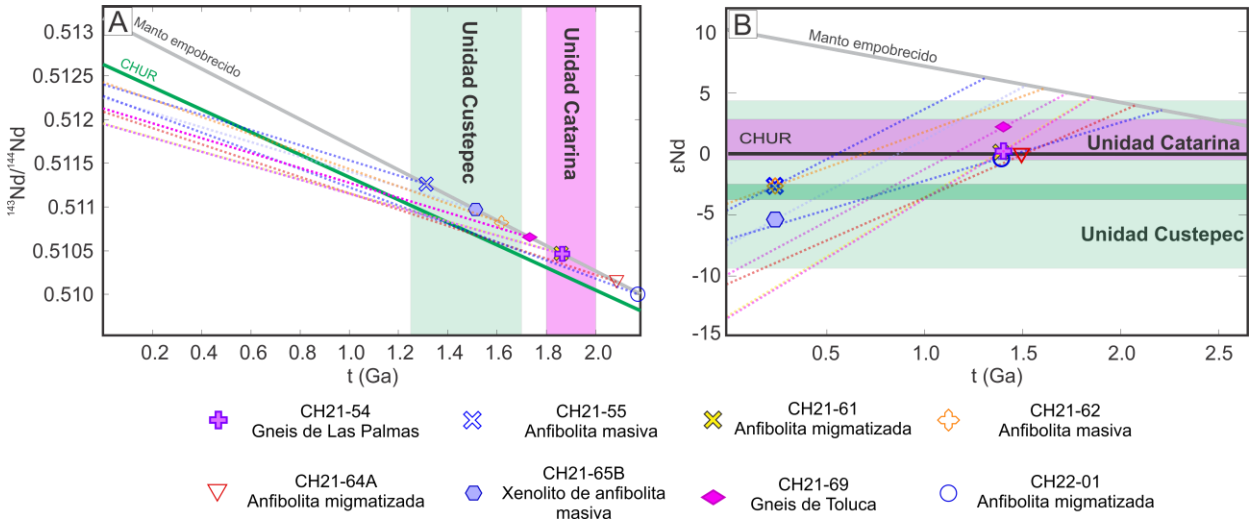

Figura 55. Comparación de edades modelo y valores epsilon Nd del área de estudio contra los observados en las unidades Custepec y Catarina por Valencia-Morales *et al.* (2022). Para la Unidad Custepec se señala en verde claro el rango correspondiente a gneises anfibolíticos, y en verde oscuro lo relativo a anfibolitas.

En la Figura 55A se observa que la anfibolita migmatizada de la muestra CH21-61 (TDM_{Nd} = 1.86 Ga) y el gneis de biotita y hornblenda de la muestra CH21-54 (TDM_{Nd} = 1.86 Ga) se ubican dentro del rango señalado por Valencia-Morales *et al.* (2022) para la Unidad Catarina, mientras que las anfibolitas migmatizadas de las muestras CH21-64A (TDM_{Nd} = 2.1 Ga) y CH22-01 (TDM_{Nd} = 2.2 Ga) presentan edades modelo aún más antiguas que las ya reportadas para esta unidad. Para el caso de las anfibolitas que presentan migmatización, fue importante tener en cuenta que la relación $^{147}Sm/^{144}Nd$ no fuese mayor a 0.16, descartando fuertes fraccionamientos de Sm/Nd durante la anatexis, y para el cual debiera calcularse una edad modelo al manto empobrecido en dos etapas (Liew y Hoffman, 1988), la cual asume una mezcla de distintas fuentes, y corrije a partir de la relación isotópica típica de la corteza ($^{147}Sm/^{144}Nd$ = 0.12), y la edad de cristalización. La relación $^{147}Sm/^{144}Nd$ para las muestras CH21-61, CH21-64A y CH22-01 fueron de 0.121, 0.141 y 0.159, respectivamente. Por otra parte, las anfibolitas masivas de las muestras CH21-55, CH21-62 y CH21-65B, poseen edades modelo correlacionables con las de la Unidad Custepec, mientras el gneis de biotita y hornblenda de la muestra CH21-69 se ubica en un punto intermedio, con una edad modelo de 1.74 Ga.

En cuanto a valores de εNd, en la Figura 55B se muestra que las anfibolitas migmatizadas y gneises se encuentran en el rango reportado para las anfibolitas de la Unidad Catarina, a una edad de cristalización calculada a los 1390 ± 39 Ma para la muestra CH21-61; y a una edad de 1499 ± 62 Ma, para la muestra CH21-61A. Para el resto de anfibolitas migmatizadas, que no cuentan con información geocronológica, fue estimada una edad de cristalización a los 1390 Ma al igual que la muestra CH21-61, usando a la edad modelo Nd como criterio de correlación. Para las muestras de las anfibolitas masivas CH21-55 y CH21-62 se presentan intervalos de εNd que son relacionables a las anfibolitas de la Unidad Custepec a una edad de 250 Ma, mientras la muestra CH21-65B presenta valores por debajo de dicho rango; esta tendencia a valores más negativos puede estar propiciada por la interacción con el magma juvenil de la granodiorita CH21-65A.

Los gneises de biotita y hornblenda muestran valores $\varepsilon Nd_{1390Ma} > 0$, que no son consistentes con su composición intermedia a félsica. Dado que muestran edades modelo por encima de 1.7 Ga, es posible que no estén rejuvenecidos con material mantélico durante el evento del Pérmico como la Unidad Custepec, sino que, podrían tener lugar en el evento tectonotermal del Toniano, donde sus valores $\varepsilon Nd_{940\ Ma}$ se encontrarían entre -2.0 y -4.6, con una afinidad continental, más acorde a su composición.

Algunas edades modelo (TDM_{Hf}) del Paleoproterozoico han sido identificadas también en el Complejo El Triunfo, en circones encontrados en el Gneis Chipilín (Weber *et al.*, 2018; Figura 56); a diferencia de la Unidad Catarina, estos circones presentan edades restringidas al Toniano, probablemente de origen metamórfico; aún es tema de discusión cuál es el grado de relación que puede existir entre los basamentos del CMC y del CET.

Por último, los resultados de geocronología U-Pb en circones de las anfibolitas migmatizadas de las muestras CH21-61 y CH21-64A, terminan por confirmar la caracterización del basamento de Las Palmas y Toluca como parte de la Unidad Catarina, con edades de cristalización del protolito máfico durante el Calimiano-Ectasiano (1390 ± 78 Ma y 1499 ± 64 Ma, respectivamente), con un primer evento metamórfico en el Toniano (935 ± 32 Ma, 952 ± 16 Ma) y un segundo evento metamórfico durante el Pérmico Tardío (260 ± 3 Ma , 255 ± 3 Ma).

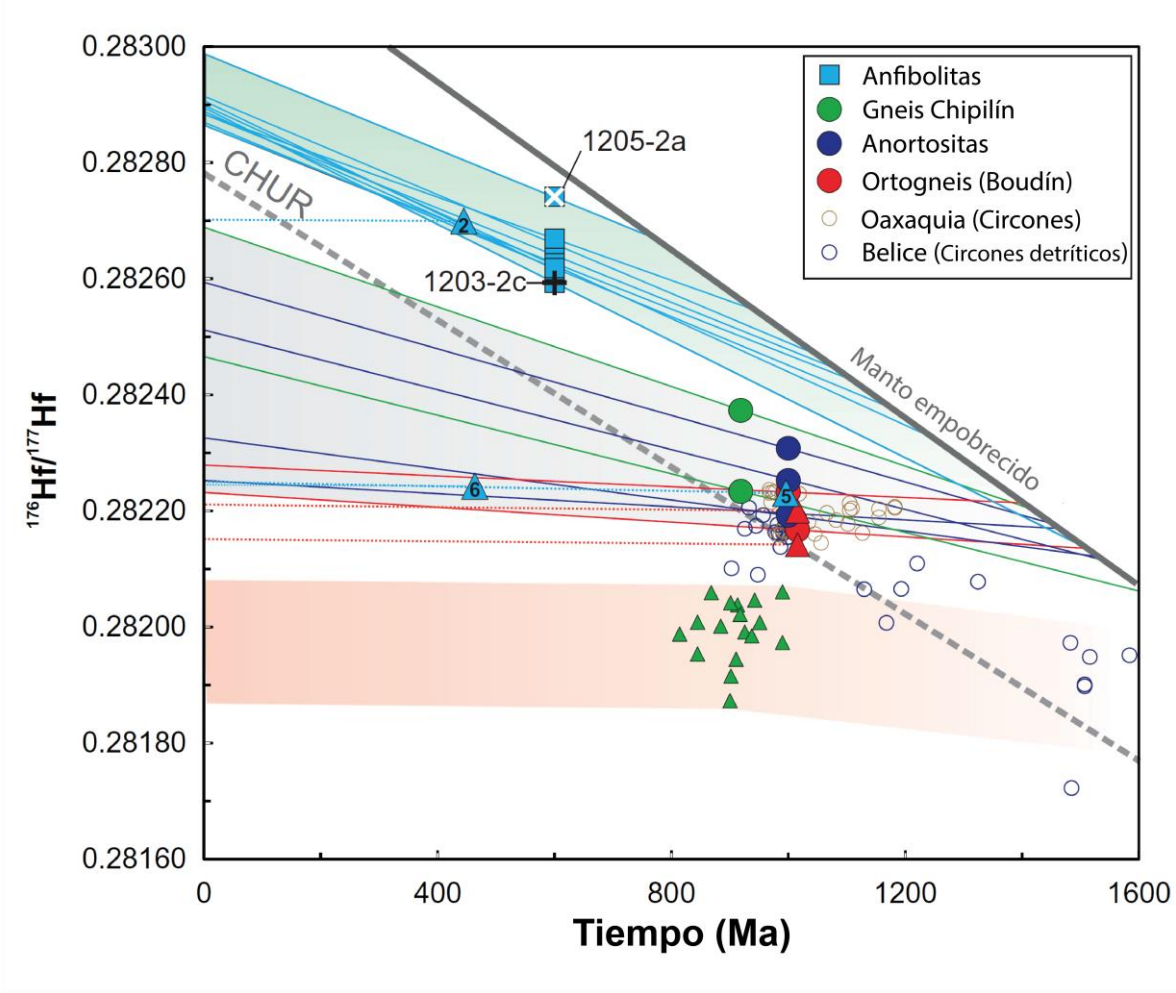

Figura 56. Diagrama $^{176}Hf/^{177}Hf$ vs tiempo, para rocas asociadas al Complejo El Triunfo. Tomado de Weber *et al*. (2018)

Por otra parte, la edad modelo (1.32 Ga) de la muestra CH21-55, ubicada cerca de Las Palmas, identifica a este basamento como parte de la Unidad Custepec, aunque una muestra (CH21-54, $TDM_{(Nd)}$ = 1.86 Ga) tiene firmas isotópicas de Nd similares a las de la Unidad Catarina. Similarmente, las muestras CH21-62 y CH21-65B, ubicadas en las cercanías de Toluca y dentro del área cartografiado como perteneciente a la Unidad Catarina, arrojaron edades modelo $TDM_{(Nd)}$ más jóvenes que las típicamente observadas en la Unidad Catarina, indicando un mayor rejuvenecimiento con aporte de material mantélico durante el Pérmico para estos afloramientos. En conjunto, los nuevos datos indican que la distinción entre basamento con corteza del Mesoproterozoico (Unidad Catarina), y la corteza afectada por aporte mantélico durante el Pérmico (Unidad Custepec) en la zona de estudio de este trabajo, no es tan claro ni definido como en las localidades tipo hacia el oeste del área de estudio (Valencia-Morales et al., 2022), coexistiendo dominios locales con mayor o menor retrabajamiento durante el Pérmico.

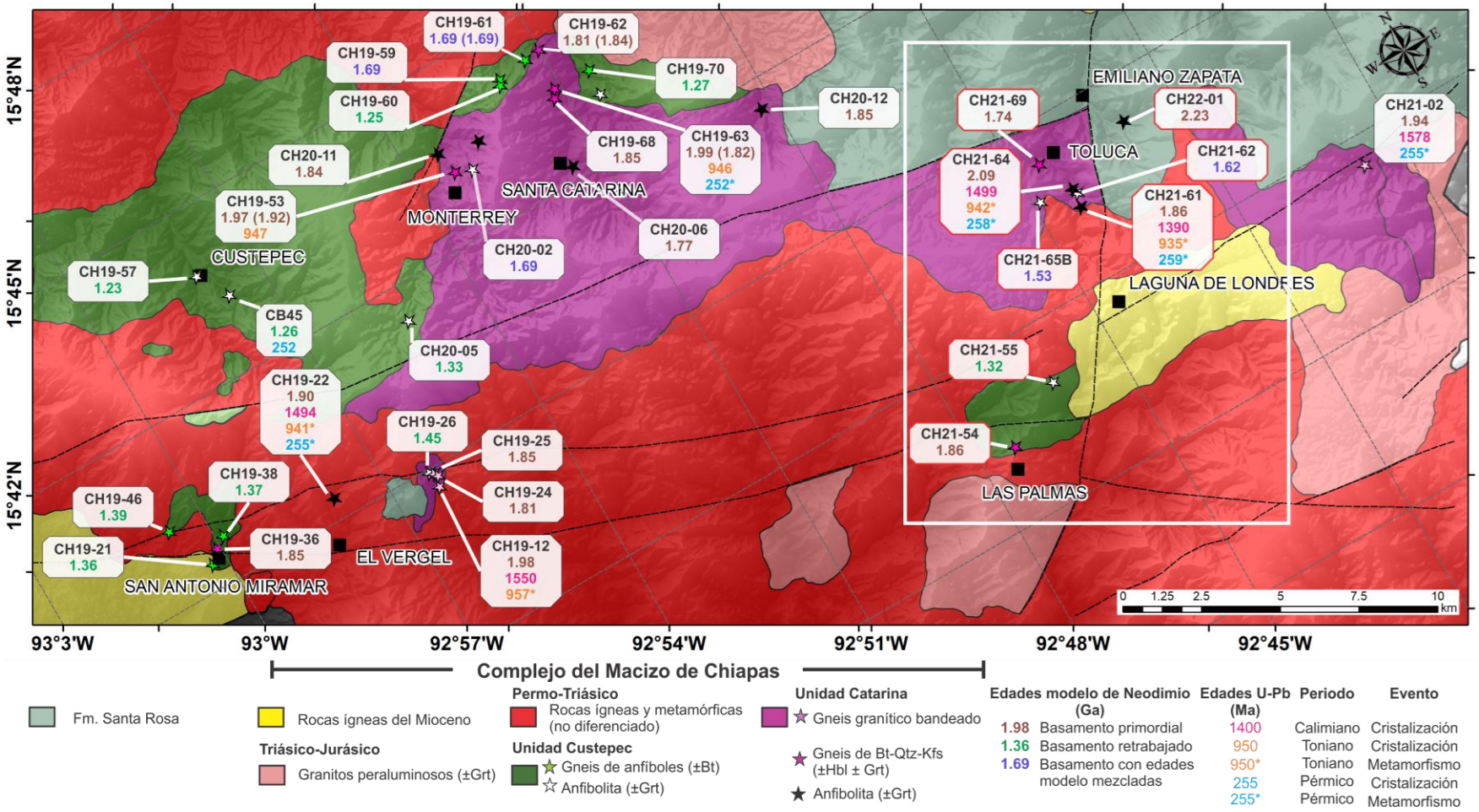

Figura 57. Edades modelo (TDM_{Nd}), junto a edades de cristalización y metamorfismo (U-Pb en circón) reportadas para la porción centro del Complejo del Macizo de Chiapas. Tomado y modificado de Valencia-Morales *et al.* (2022). Las edades en paréntesis corresponden a una segunda muestra tomada en el mismo punto. El rectángulo blanco indica el área estudiada durante esta investigación, mientras el resto corresponde a la información generada por Valencia-Morales *et al.* (2022).

5.1.2 Rocas intrusivas

La granodiorita de la muestra CH21-65A, cuya geocronología U-Pb en circones sitúa en el Triásico Temprano (250.3 ± 1.2 Ma), tiene un comportamiento geoquímico similar a los ya reportados para granitos del Pérmico-Triásico en el CMC por González-Guzmán (2016), con un enriquecimiento en las Tierras Raras Ligeras, respecto a las Tierras Raras Pesadas (Figura 58A); por su parte, en el diagrama multielemental (Figura 58B) se visualizan anomalías positivas de Ba y Sr para las tres muestras de granitoides. En las mismas figuras se presenta la muestra CH21-58, con un comportamiento similar a la CH21-65B, salvo un mayor enriquecimiento en HFSE y una anomalía positiva de Eu (Figura 58A), y una anomalía negativa en Cs (Figura 58B), mientras la muestra CH21-64B presenta, además, un mayor fraccionamiento de las Tierras Raras Ligeras (Figura 58A) y empobrecimiento en las Tierras Raras Pesadas y elementos compatibles (Figura 58B).

Las rocas plutónicas ricas en Ba y Sr fueron descritas por Tarney y Jones (1994) como un grupo distinto a los granitos tipo I, S, y A, que además de una alta concentración de Ba y Sr, presentan bajo Rb, Th, U, Nb e Y, así como HFSE en general. Tarney y Jones (1994) propusieron que el origen de estas rocas ígneas podría estar asociado a 1) una fuente magmática rica en Ba y Sr, como la generada por la subducción de Islas Oceánicas, o basaltos asociados a plumas del manto, 2) que la corteza sea afectada por magmatismo *underplating,* de magmas máficos con esta firma química (que pueden estar asociados también a plumas del manto), o 3) que la litosfera profunda sea alterada por fundidos carbonatíticos de la astenosfera, con alto Ba, Sr y P.

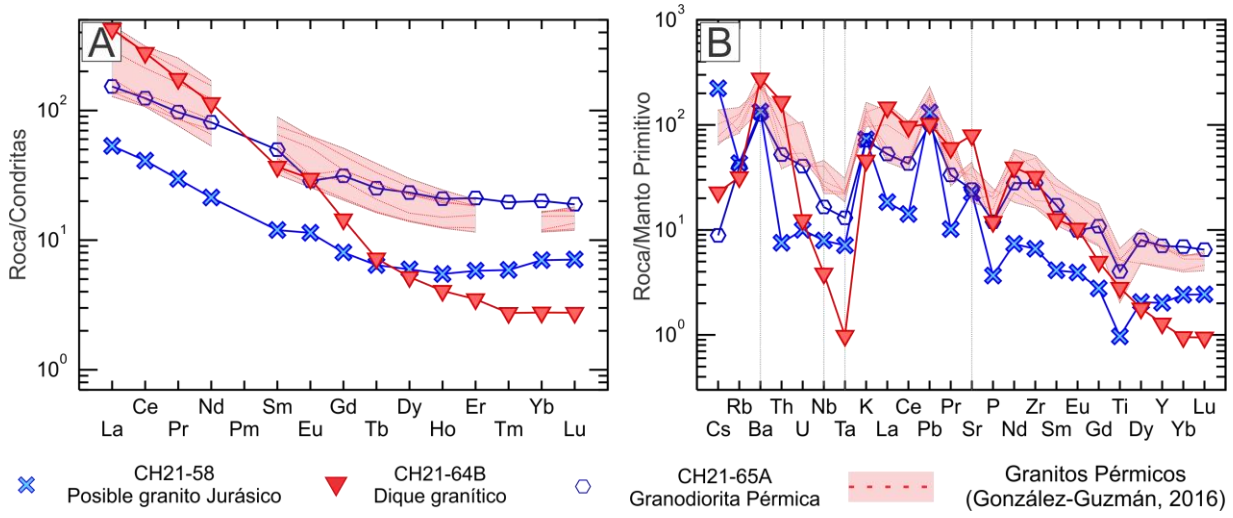

Figura 58. Diagramas de Tierras Raras y multielemental de granitos de las muestras CH21-58 y CH21-65A vs Granitos Pérmicos del CMC (González-Guzmán, 2016).

Por otra parte, se ha observado que algunos LILE, como el Ba y Sr, se enriquecen en los magmas en ambientes de arco como resultado de la interacción de fluidos con la cuña mantélica, producidos durante la deshidratación del slab de subducción (Tatsumi *et al.,* 1986).

Las anomalías positivas de Ba y Sr observadas en los plutones del CMC pueden ser soportadas bajo un modelo de colisión continental, ilustrado en la Figura 59, donde el rompimiento del slab posterior a la colisión continente-continente, da lugar a un flujo astenosférico, que, al entrar en contacto con la litosfera, produce fundidos de composición máfica. Los procesos de diferenciación magmática pueden llevar eventualmente a la generación de fundidos de composición intermedia a félsicos a partir de esta fuente enriquecida en Ba y Sr.

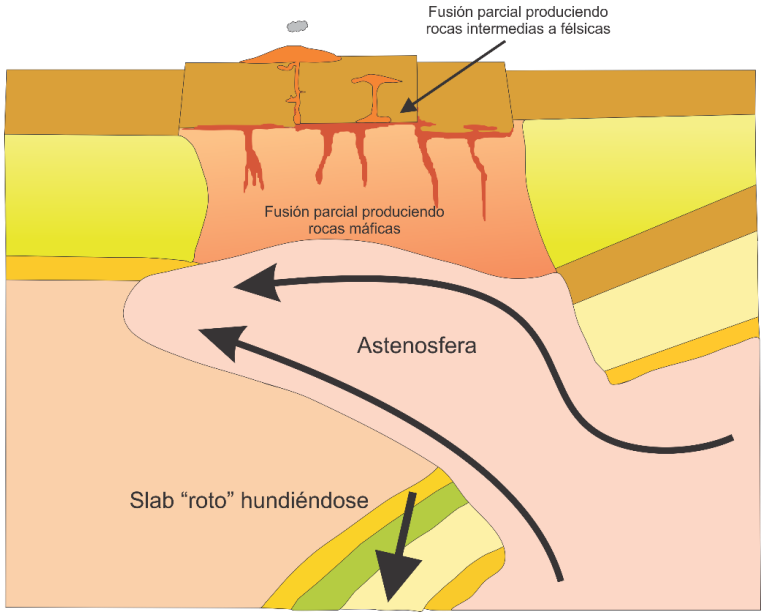

Figura 59. Esquema que ilustra el rompimiento de una placa oceánica subducida, desprendiéndose de la losa continental, posterior a la colisión continente-continente. Tomado de Neilson et al. (2009).

A pesar de que las muestras CH21-65A y CH21-58 poseen un comportamiento geoquímico similar, la segunda muestra resalta por su carácter peraluminoso, con ocurrencia de muscovita. El granito peraluminoso posee, además, una edad modelo $TDM_{(Nd)}$ de 1.20 Ga, más joven que la granodiorita del Triásico temprano (1.43 Ga). Si bien, no existe una evidencia directa (*i.e.* geocronología U-Pb en circones) que afirme una edad de cristalización más joven que la de la muestra CH21-58, la presencia de muscovita, su carácter peraluminosa y su edad modelo $TDM_{(Nd)}$, sugieren que podría corresponder a granítos del Triásico Tardío (~217-206 Ma) recientemente reportados como intrusiones de menor extensión en

distintas localidades del CMC (Quintana-Delgado, 2021; Rivera-Morena, 2021; Rendón-Vázquez, s.f.), los cuales poseen un carácter peraluminoso, con ocurrencia de granate y muscovita, interpretados como producto de fusión parcial de la corteza durante el inicio de la extensión (Weber *et al*., 2022).

En la división de pulsos magmáticos en el margen oeste de Pangea, Coombs *et al.* (2020) propusieron tres eventos durante: 1) Carbonífero al Pérmico Temprano, 2) Pérmico Tardío a Triásico Temprano y 3) Jurásico Temprano, asociados a un ambiente de arco en el sentido estricto, magmatismo post-colisional, y a la apertura del Golfo de México, respectivamente. En dicho trabajo, Coombs *et al.* (2020) asignaron un ambiente de magmatismo post-colisional para el CMC (Figura 60B), tomando como criterio que la edad de cristalización de rocas plutónicas (250 – 270 Ma) sobrepasa la edad máxima de amalgamación de Pangea (~290 – 280 Ma), además de firmas de isótopos de Lu-Hf que muestran que el mecanismo dominante de formación fue el de anatexis. Similarmente a los reportados en este trabajo de investigación, los autores anteriormente mencionados, reportaron firmas geoquímicas características de un arco continental, aunque en conjunto con los dos criterios ya expuestos en este párrafo, concluyen que estas firmas fueron probablemente heredadas de un ambiente de arco antiguo, ocurrido durante el Carbonífero, mientras el Oceano Réico subducía bajo Gondwana (Figura 60A). Este modelo es consistente con el presentado en la Figura 59, con magmatismo originado por fusión parcial de la corteza inferior, propiciado por una cuña astenosférica formada en respuesta al rompimiento del slab de subducción, posterior a la colisión de Laurencia y Gondwana.

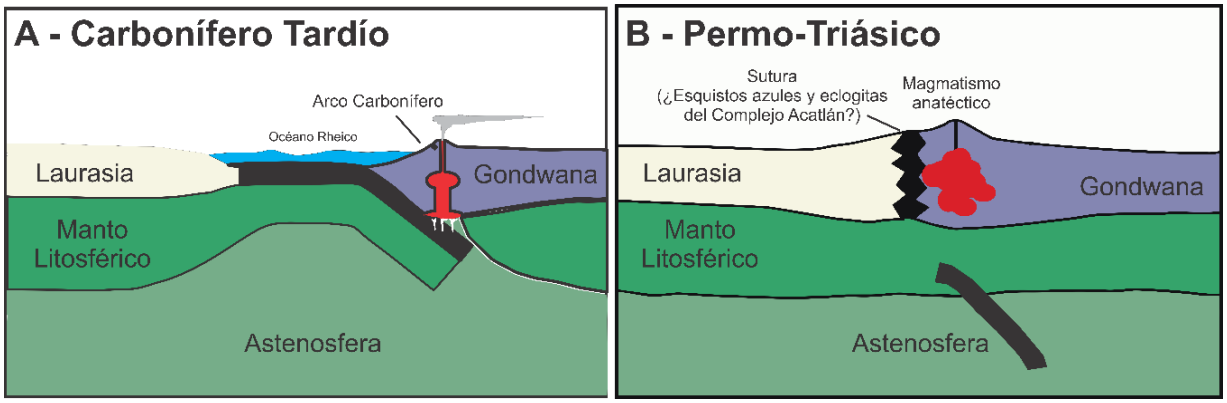

Figura 60. Esquema del magmatismo ocurrido en el margen oeste de Gondwana durante su colisión con Laurasia. A) Magmatismo de arco durante el Carbonífero Tardío, con el Océano Réico subduciendo bajo Gondwana. B) Magmatismo anatéctico del Permo-Triásico originado posterior a la colisión. Tomado de Coombs *et al.* (2020).

5.2 Evolución tectónica

El análisis estructural realizado en el transecto de Las Palmas – Toluca se centró en la deformación dúctil expuesta en el basamento metamórfico, que, de acuerdo con la edad de metamorfismo registrada por la geocronología U-Pb en circones, debe ser más joven que el Pérmico. Los intentos de obtener una edad precisa para la deformación de dicho basamento no fueron exitosos, al no encontrar en él fases minerales adecuadas o con el desarrollo cristalino (tamaño de grano) suficiente para llevar a cabo un análisis isotópico.

Con base en la cinemática observada en el análisis microestructural, se concluyó que la mayoría de las tectonitas del área de estudio exhiben un cizallamiento en la que el bloque superior se desplaza hacia el sur (Tabla 7), con una dirección entre 180° - 190°, mayormente contraria a la dirección de echado de la foliación (Figura 52).

El análisis de los polos de foliación presentado en la Figura 47, muestra dos grupos dominantes contenidos en un círculo π (114/84), correspondientes a distintos flancos de un pliegue, que permiten inferir la existencia de pliegues abiertos (ángulo interlimbo de ~55°), con un eje axial de 196°/56°, referente a un pliegue con vergencia hacia el noreste. Esta deformación compresional con vergencia hacia el NE está posiblemente asociada a la Orogenia Chiapaneca, durante el Cenozoico (Molina-Garza *et al.,* 2015), y sería más reciente que la formación de las tectonitas L-S observadas en el basamento.

Mientras los pliegues observados en la foliación parecen ser producto del evento de deformación más reciente, resulta factible que las lineaciones minerales se hayan formado posterior al evento del Pérmico Tardío, previo al Jurásico, con temperaturas inferiores a 720°C (Estrada-Carmona *et al.,* 2009), que permitieran una deformación en estado sólido.

Por otra parte, evidencias de fusión parcial e intrusión de granitos anatécticos en el CMC, durante el Mesozoico, son las edades Sm-Nd del Triásico (206.1 ± 5.7 Ma) en granates dentro de un leucosoma formado en un granitoide pérmico, en la localidad de Plan de Ayala (Rivera-Moreno, 2021), al oeste del área de estudio; así como granitos peraluminosos con granate, con edades de cristalización Sm-Nd en granate de 215 ± 0.9 Ma (Quintana-Delgado, 2021) y 217.8 ± 0.6 Ma (Rendón-Vázquez, s.f.) en las cercanías de las localidades de Luis Á. Vidal y Ampliación Lagunas, al este del área de estudio. Tanto las leucosomas como los granitos peralumosos se encuentran deformados localmente. En el área de Luis Á. Vidal, una edad U-Pb de monacita en 179 ± 2 Ma fue relacionada a la edad de deformación (Quintana-Delgado, 2021).

Pindell *et al.* (2020) propusieron que los granitos pérmicos post-colisionales del CMC fueron emplazados en una corteza media, cuyo espesor total calculan en 50 km, y que durante los eventos transtensionales asociados a la apertura del Golfo de México en el Triásico – Jurásico, se desarrollaron sistemas de fallamiento de bajo ángulo que, en conjunto con la disminución del espesor de la corteza, producto simultáneo de la extensión, permitieron que granitos anatécticos se emplazaran en una corteza somera (Figura 61). De acuerdo con este modelo, los eventos ocurridos en el CMC durante el Triásico – Jurásico fueron promovidos por dos principales motores: 1) extensión por el colapso del orógeno formado durante el ensamble de Pangea, y 2) una componente lateral asociada a la apertura del Golfo de México.

En el marco del modelo establecido para la apertura del Golfo de México (Pindell *et al.*, 2020), el CMC se desplazó hacia el sur a través de la FTEM hasta aproximarse a su posición actual (Figura 62). Esta dirección de transporte es consistente con la registrada por las lineaciones minerales existentes en el área de estudio. Por otra parte, este modelo considera el desarrollo de fallas de bajo ángulo con componente normal, y un estiramiento y adelgazamiento cortical; la ocurrencia de granitos anatécticos de edad Triásica – Jurásica encontrados en las cercanías del área de estudio son consistentes con esta tectónica extensional.

En contraste, Godinez-Urban *et al.* (2011) reportaron en Chiapas la ocurrencia de rocas volcánicas jurásicas, así como diques máficos, que, de acuerdo a su firma geoquímica, asociaron a un ambiente de arco, concretamente al denominado “Arco Nazas”. Como han expuesto otros autores (Busby *et al.,* 2022; Parolari *et al.,* 2022), la firma geoquímica “de arco” puede ser resultado de contaminación cortical, o de la fusión parcial de cuencas que fueron rellenadas por productos de arcos antiguos, mientras que la ocurrencia de diques máficos a félsicos no está restringida a ambientes de arco. Aún es tema de debate hasta dónde pudo dominar en la región una provincia ígnea de arco durante el Jurásico, o una provincia de *rifting* asociada a la ruptura de Pangea.

En el esquema presentado en la Figura 63A, se modela la generación de tectonitas L-S, con un transporte tectónico hacia el sur, durante el Jurásico, que fue posteriormente deformado (Figura 63B) durante el Cenozoico. En dicho modelo se observa que, según el flanco observado, es posible visualizar un transporte tectónico en sentido contrario, o en el sentido de la foliación.

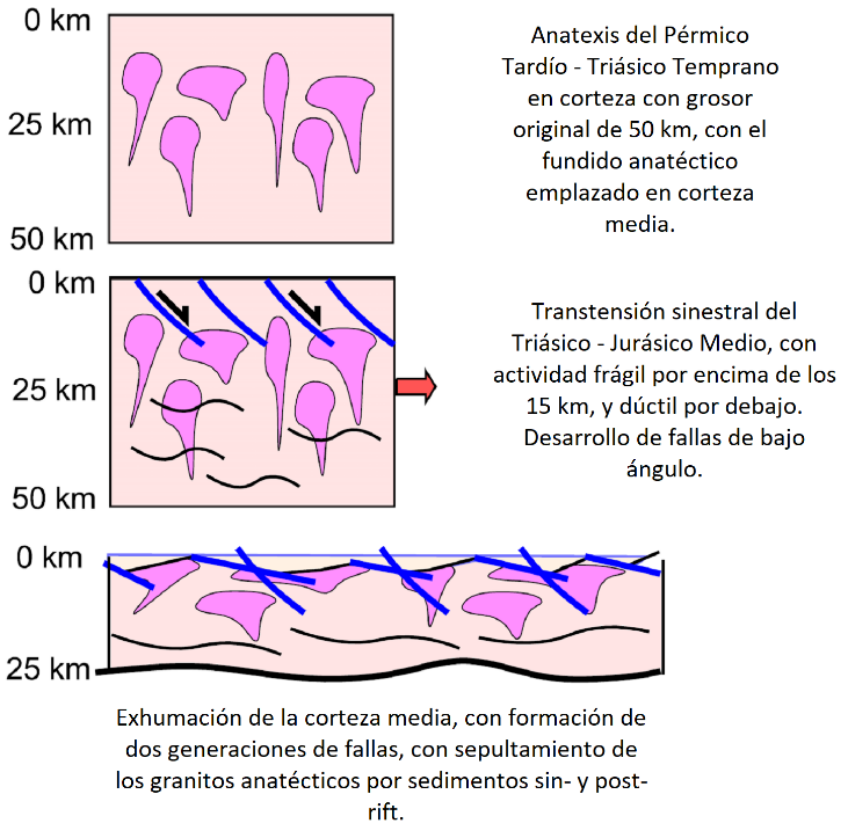

Figura 61. Emplazamiento de plutones en una corteza media, con posterior exhumación por adelgazamiento cortical y desarrollo de fallamiento lístrico. Tomado de Pindell et al. (2020)

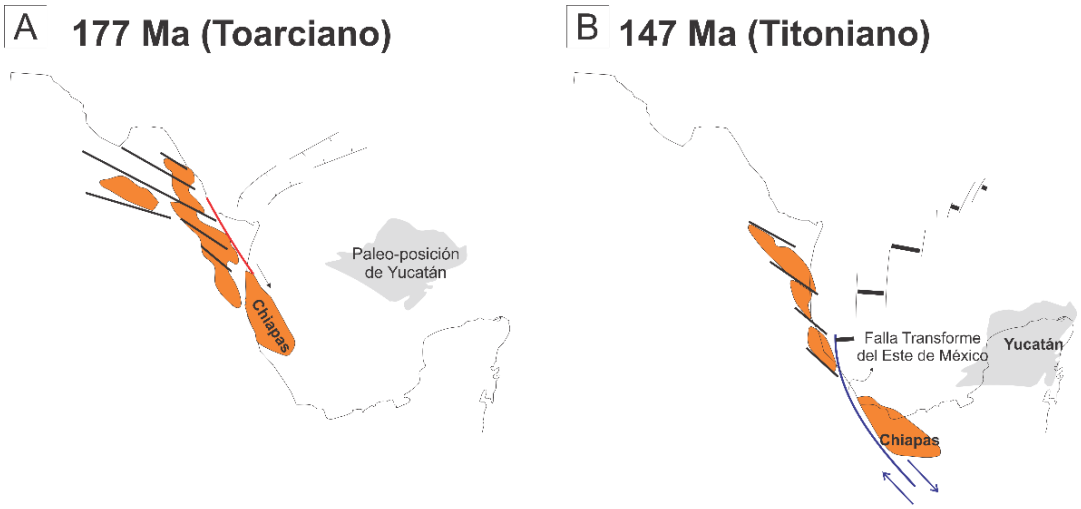

Figura 62. Reconstrucción paleogeográfica para el Jurásico Medio - Jurásico Tardío. A) Toarciano: El bloque de Chiapas formando parte del México Peninsular, en una posición cercana al Bloque de Yucatán. B) Titoniano: El bloque de Chiapas se ha desplazado hacia el sur, a través de la FTEM; el bloque de Yucatán se encuentra cercano a su posición actual. Esquema simplificado del modelo presentado por Pindell *et al.* (2020)

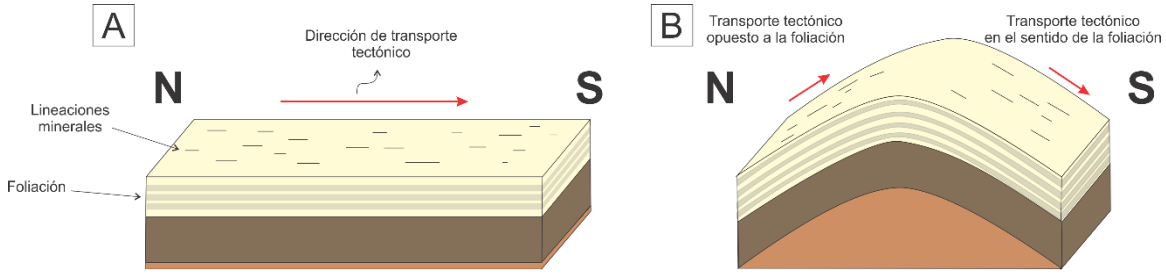

Figura 63. A) Desarrollo de tectonitas L-S sin plegamiento. B) Deformación de las tectonitas pre-existentes. En B) se visualiza que la dirección relativa del transporte tectónico, respecto al plano de echado, puede ser dependiente del flanco observado.

Otro aspecto destacable es el ajuste de los datos de lineación a un plano con dirección NW-SE (Figura 53). De acuerdo con Strachan *et al.* (2020) este patrón puede estar dado por la rotación de las lineaciones promovido por una deformación más reciente; es probable que este patrón haya sido promovido por la rotación de las lineaciones minerales generadas durante el Jurásico, por los sistemas de fallamiento activos como Tonalá o Polochic durante el Mioceno.

En general, el CMC cuenta con una compleja historia tectonotermal que es traducida también en múltiples rasgos estructurales de distinta generación, de modo que, sin una edad precisa de estos eventos de deformación, resulta complicado distinguir entre ellos. Al desconocer la temporalidad absoluta de estos eventos, las observaciones en campo (deformación post-Pérmico), en conjunto con las edades de enfriamiento mesozoicas reportadas cercanas al área de estudio, se vuelven la herramienta con mayor peso para estimar una edad aproximada de la deformación en el Triásico - Jurásico.

Capítulo 6. Conclusiones

El Complejo del Macizo de Chiapas es un bloque que cuenta con una larga historia de evolución, y que registró eventos desde el Calimiano (Mesoproterozoico), hace ~1500 Ma, hasta la actualidad.

Las anfibolitas migmatizadas que afloran en las inmediaciones de Toluca corresponden con los litodemas más antiguos del área de estudio, con edades de cristalización U-Pb en circones, del protolito, de hasta ~1.5 Ga; en el mismo análisis, fueron identificados dos eventos metamórficos, uno entre 942 y 935 Ma, y un segundo entre 260 y 255 Ma. Un segundo litodema está representado por gneises de biotita y hornblenda, los cuales no fueron fechados en este estudio, pero que poseen una edad modelo de Nd similar a las anfibolitas, por lo que se hipotetiza que sus protolitos tienen una edad mesoproterozoica similar. En ambos lados de la sierra, fueron encontradas anfibolitas con textura masiva y de grano grueso, sin migmatización.

A través del análisis isotópico de Nd, fue posible identificar dos grupos de anfibolitas; el primero de ellos corresponde a las anfibolitas migmatizadas, con edades modelo entre 1.86 y 2.09 Ga y valores $\varepsilon Nd_{1.5\text{-}1.3Ga}$ entre -0.13 y 0.13; este conjunto de anfibolitas fue asignado a la Unidad Catarina. El segundo grupo, con menor o nula migmatización, presenta edades modelo más jóvenes, entre 1.32 y 1.61 Ga, con valores εNd_{250Ma} entre -5.31 y -2.49; estas anfibolitas fueron identificadas como parte de la Unidad Custepec.

En complemento a las edades modelo de Nd, la ausencia de zircón ordovícico y la geoquímica de roca total permitieron esclarecer que las rocas de Las Palmas y Toluca están asociadas a las unidades litodémicas del centro del CMC, y no al Complejo El Triunfo. Además, los patrones de Tierras Raras y diagramas multielementales permiten discriminar entre la Unidad Custepec y Unidad Catarina, con un mayor enriquecimiento en los elementos inmóviles y Tierras Raras Ligeras para la primera.

En cuanto a las rocas ígneas, el área de estudio es extensamente intrusionada por granitos desde el Pérmico hasta el Jurásico, y por un pórfido del Mioceno. La geocronología U-Pb en circones realizada en este estudio identificó una granodiorita con una edad concordante de cristalización de 250.3 ± 1.2 Ma. La geoquímica de roca total caracterizó tres distintos granitoides: 1) una granodiorita triásica de carácter metaluminoso, 2) un dique granítico, peraluminoso, posiblemente relacionado al Pérmico-Triásico, y 3) un granito peraluminoso, posiblemente del Triásico - Jurásico. El enriquecimiento en Ba y Sr encontrado en estas rocas, así como la edad de cristalización del Triásico, posterior al ensamble de Pangea, son

consistentes con un origen post-orogénico para los plutones del Pérmico-Triásico en el CMC, y cuya firma geoquímica se habría heredado hacia los magmas más recientes.

Los sedimentos encontrados al norte del área de estudio fueron identificados como parte de la Fm. Santa Rosa, con una edad máxima de depósito calculada en 321.8 ± 4.5 Ma, durante el Pensilvánico, de acuerdo con el análisis U-Pb de circones detríticos.

Por último, a partir del análisis estructural del basamento metamórfico, fue determinada una dirección de transporte tectónico hacia el sur, de acuerdo con la cinemática observada en las secciones delgadas orientadas. Dado que no fue posible obtener una edad de la deformación, ante la ausencia de ocurrencia de fases minerales adecuadas, la mejor estimación para dicha edad está situada durante el Triásico Tardío – Jurásico Temprano, en un ambiente tectónico de extensión, respaldado por los cuerpos plutónicos anatécticos cristalizados en el Triásico Tardío, y deformados durante el Jurásico Temprano, ocurridos en las cercanías del área de estudio, y que es consistente con el modelo de evolución tectónica propuesto por Pindell *et al.* (2020) para la región. Los rasgos estructurales correspondientes a esta deformación, durante el Mesozoico, han sido afectados por los esfuerzos de la Orogenia Chiapaneca, durante el Cenozoico, plegando las estructuras preexistentes; el patrón de rotación observado en las lineaciones minerales es evidencia de la influencia del sistema de fallas de Polochic-Motagua en la región.

Literatura citada

Abdullin, F., Solé, J., Meneses-Rocha, J. d. J., Solari, L., Shchepetilnikova, V., y Ortega- Obregón, C. 2016. LA-ICP-MS-based apatite fission track dating of the Todos Santos Formation sandstones from the Sierra de Chiapas (SE Mexico) and its tectonic significance. International Geology Review, 58(1), pp. 32–48. doi: 10.1080/00206814.2015.1055596.

Abdullin, F., Solari, L., Ortega-Obregón, C., y Solé, J. 2018. New fission-track results from the northern Chiapas Massif area, SE Mexico: trying to reconstruct its complex thermotectonic history. Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, 35(1), pp. 79–92. doi: 10.22201/cgeo.20072902e.2018.1.523.

Agrawal, S., Guevara, M., y Verma, S. P. 2008. Tectonic discrimination of basic and ultrabasic volcanic rocks through log-transformed ratios of immobile trace elements. International Geology Review, 50(12), pp. 1057–1079. doi: 10.2747/0020- 6814.50.12.1057.

Alaniz-Álvarez, S. A., Nieto-Samaniego, Á. F., y 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. Recuperado el 27 de septiembre de 2021, de: http://rmcg.geociencias.unam.mx/index.php/rmcg/article/view/1180/983.

Alaniz-Alvarez, S. A., Van der Heyden, P., Samaniego, A. F. N., y 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(5), pp. 443–446. doi: 10.1130/0091-7613(1996)024<0443:RAKEFM>2.3.CO;2.

Alemán, A., Ramos, V.A., 2000. Northern Andes. En: Cordani, U.G., Milani, E.J., Thomaz Filho, A., Campos, D.A. (eds.), Tectonic Evolution of South America: Rio de Janeiro. 31st International Geological Congress. Servicio Geológico de Brazil (SGB), Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais (CPRM), pp. 453-480. doi: 10.4067/S0716-02082000000200006.

Arvizu, H. E. y Iriondo, A. 2011. Hf isotopic study of zircons from Permian granitoids of NW Mexico: Evidence for mixing of magmas derived from multiple crustal sources. Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, 28(3), pp. 493–518. Recuperado el 2 de enero de 2021, de: https://www.scielo.org.mx/pdf/rmcg/v28n3/v28n3a12.pdf.

Black, L. P., Kamo, S. L., Allen, C. M., Davis, D. W., Aleinikoff, J. N., Valley, J. W., Mundil, R., Campbell, I. H., Korsch, R. J., Williams, I. S., y Foudoulis, C. 2004. Improved $^{206}Pb/^{238}U$ microprobe geochronology by the monitoring of a trace element related matrix effect; SHRIMP, ID–TIMS, ELA–ICP–MS and oxygen isotope documentation for a series of zircon standards. Chemical Geology, 205(1-2), pp. 115–140. doi: 10.1016/j.chemgeo.2004.01.003.

Blenkinsop, T. 2000. Microstructural Shear Sense Criteria. En: Deformation Microstructures and Mechanisms in Minerals and Rocks. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, pp. 65–79. doi: 10.1007/0-306-47543-X.

Bock, P. 2004. Geological Mapping and Apatite Fission-Track Analysis in the Central Chiapas Massif, Mexico. Tesis de Doctorado. Technische Universitat Bergakademie Freiberg, 60 pp.

Bouvier, A., Vervoort, J.D., 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 Planet. Sci. Lett., 273 (1–2), pp. 48–57. doi: 10.1016/j.lithos.2022.106923.

Burg, J.-P., Bale, P., Brun, J.-P., y Girardeau, J. 1987. Stretching lineation and transport direction in the Ibero-Armorican arc during the siluro-devonian collision. Geodina- mica Acta, 1(1), pp. 71–87. doi: 10.1080/09853111.1987.11105126.

Busby, C.J., and Centeno-García, E. 2022. The "Nazas Arc" is a continental rift province: Implications for Mesozoic tectonic reconstructions of the southwest Cordillera, U.S. and Mexico. Geosphere, 18(2), pp. 647–669. doi: 10.1130/ GES02443.1.

Campa, M. F. y Coney, P. J. 1983. Tectono-stratigraphic terranes and mineral resource distributions in Mexico. Canadian Journal of Earth Sciences, 20(6), pp. 1040–1051. doi: 10.1139/e83-094.

Cisneros-de León, A. 2015. Petrogénesis de la anortosita Mariscal-Soconusco y rocas asociadas en el Complejo Macizo de Chiapas. Tesis de Maestría, Universidad Nacional Autónoma de México, 177 pp. Recuperado el 14 de noviembre de 2022, de: https://ru.dgb.unam.mx/handle/DGB_UNAM/TES01000730988.

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, 295, pp. 203–226. doi: 10.1016/j.precamres.2017.04.028.

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. En: Southern and Central Mexico: Basement Framework, Tectonic Evolution, and Provenance of Mesozoic–Cenozoic Basins. Martens, W., Molina-Garza,R.S. (eds.). Geological Society of America Special Paper, 546. doi: 10.1130/2020.2546(02).

Cox, K. G., Bell, J. D., y Pankhurst, R. J. 1979. The Interpretation of Igneous Rocks. Springer Netherlands, London, 459 pp. doi: 10.1007/978-94-017-3373-1

Davison, I., Pindell, J., y Hull, J. 2021. The basins, orogens and evolution of the southern gulf of Mexico and northern caribbean. Geological Society Special Publication, 504(1), pp. 1–27. doi: 10.1144/SP504-2020-218.

Dengo, G. 1969. Problems of tectonic relations between Central America and the Caribbean. Gulf Coast Association of Geological Societies Transactions, 19, pp. 193– 196.

Ernst, R. E. y Bell, K. 2010. Large igneous provinces (LIPs) and carbonatites. Mineralogy and Petrology, 98(1-4), pp. 55–76. doi: 10.1007/s00710-009-0074-1.

Estrada Carmona, J. 2006. Estudio petrogenético del basamento metamórfico en el área de Custepec - Chiapas. Tesis de maestría. Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada, B.C., 319 pp.

Estrada-Carmona, J., Weber, B., Hecht, L., y Martens, U. 2009. P-T-t trajectory of metamorphic rocks from the central Chiapas Massif Complex: the Custepec Unit, Chiapas, Mexico. Revista mexicana de

ciencias geológicas, 26, pp. 243–259. Recuperado el 13 de octubre de 2021, de: https://www.scielo.org.mx/pdf/rmcg/v26n1/v26n1a19.pdf

Estrada-Carmona, J., Weber, B., Martens, U., y López-Martínez, M. 2012. Petrogenesis of Ordovician magmatic rocks in the southern Chiapas Massif Complex: Relations with the early Palaeozoic magmatic belts of northwestern Gondwana. International Geology Review, 54(16), pp. 1918–1943. doi: 10.1080/00206814.2012.685553.

Fleuty, M. J. 1964. The description of folds. Proceedings of the Geologist's. Association. London, 75, pp. 461-492. doi: 10.1016/S0016-7878(64)80023-7.

Frei, D. y Gerdes, A. 2009. Precise and accurate in situ U–Pb dating of zircon with high sample throughput by automated LA-SF-ICP-MS. Chemical Geology, 261(3-4), pp. 261–270. doi: 10.1016/j.chemgeo.2008.07.025.

Frost, B. R. y Frost, C. D. 2008. A Geochemical Classification for Feldspathic Igneous Rocks. Journal of Petrology, 49(11), pp. 1955–1969. doi: 10.1093/petrology/egn054.

Gehrels, G., Valencia, V., y Ruiz, J. 2008. Enhanced precision, accuracy, efficiency, and spatial resolution of U-Pb ages by laser ablation-multicollector-inductively coupled plasma-mass spectrometry. Geochemistry, Geophysics, Geosystems, 9(3), pp. 1-13. doi: 10.1029/2007GC001805.

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, 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, 261(3-4), pp. 230–243. doi: 10.1016/j.chemgeo.2008.03.005.

Gillis, R. J., Gehrels, G. E., Ruiz, J., y de Dios Gonzaléz, L. A. F. 2005. Detrital zircon provenance of Cambrian–Ordovician and Carboniferous strata of the Oaxaca terrane, southern Mexico. Sedimentary Geology, 182(1-4), pp. 87–100. doi: 10.1016/j.sedgeo.2005.07.013.

Godínez-Urban, A., Lawton, T.F., Molina-Garza, R.S., Iriondo, A., Weber, B., and López-Martínez, M. 2011. Jurassic volcanic and sedimentary rocks of La Silla and Todos Santos Formations, Chiapas: Record of Nazas arc magmatism and rift-basin formation prior to opening of the Gulf of Mexico. Geosphere, 7, pp. 121–144. doi: 10.1130 /GES00599.1.

González Guzmán, R.. 2016. Estudio petrogenético del basamento cristalino de la porción sureste del Macizo de Chiapas: Implicaciones tectónicas del Bloque Maya Sur. Tesis de doctorado. Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada, B.C., 302 pp.

González-Guzmán, R., Weber, B., Manjarrez, R., Hecht, L., y Solari, L. A. 2014. Petrogenesis of basement rocks in the Southern Chiapas Massif: Implications on the tectonic evolution of the Maya Block. Goldschmidt Abstracts. Recuperado el 10 de marzo de 2022, de: https://www.researchgate.net/publication/304936639_Petrogenesis_of_basement_rocks_in_the_Southern_Chiapas_Massif_Implications_on_the_tectonic_evolution_of_the_Maya_Blockt

González-Guzmán, R., Weber, B., Manjarrez-Juárez, R., Cisneros-de León, A., Hecht, L., y Herguera-García, J. C. 2016. Provenance, age constraints and metamorphism of Ediacaran metasedimentary rocks from the El Triunfo Complex (SE Chiapas, México): evidence for Rodinia breakup and Iapetus active margin. International Geology Review, 58(16), pp. 2065–2091. doi: 10.1080/00206814.2016.1207208.

Hiller, R., Weber, B., Hecht, L., Ortega-Gutiérrez, F., Schaaf, P., López-Martínez, M. 2004. The 'Sepultura' unit – A medium to high grade metasedimentary sequence in the Chiapas Massif, SE México (resumen), in Reunión Nacional de Ciencias de la Tierra, Libro de Resúmenes, Querétaro, México. GEOS, 24(2), pp. 297-298. Recuperado el 10 de noviembre de 2022, de: http://www.ugm.org.mx/publicaciones/geos/pdf/geos04-2/sesiones_especiales/SE02.pdf

Irvine, T.N.,and Baragar, W.R.A. 1971. A guide chemical classification of the common volcanic rock. Canadian Journal of Earth Sciences, 8(5), pp. 523–548. doi: 10.1139/e71-055

Jackson, S. E., Pearson, N. J., Griffin, W. L., y Belousova, E. A. 2004. The application of laser ablation inductively coupled plasma-mass spectrometry to in situ U–Pb zircon geochronology. Chemical Geology, 211(1-2), pp. 47–69. doi: 10.1016/j.chemgeo.2004.06.017.

Jensen, L. S. 1976. A New Cation Plot for Classifying Subalkalic Volcanic Rocks. Ontario Division Mines. Miscellaneous Paper, 66, pp. 1–22. Recuperado el 5 de mayo del 2021, de: http://www.geologyontario.mndmf.gov.on.ca/mndmfiles/pub/data/imaging/MP066/MP066.pdf

Jimenez-Hernández, A., Jaimez-Fuentes, A., Motolínia-García, O., Pinzón-Salazar, T.C. 2004. Carta Geológico-Minera Huixtla escala 1:250,000. Consejo de Recursos Minerales, Informe técnico, 100 pp. Recuperado el 13 de noviembre de 2022, de: https://mapserver.sgm.gob.mx/InformesTecnicos/CartografiaWeb/T072004JIHA0001_01.PDF.

Johnston, S., Gehrels, G., Valencia, V., y Ruiz, J. 2009. Small-volume U–Pb zircon geochronology by laser ablation-multicollector-ICP-MS. Chemical Geology, 259(3), pp. 218–229. doi: 10.1016/j.chemgeo.2008.11.004.

Keppie, J. D. 2004. Terranes of Mexico revisited: A 1.3 billion year odyssey. International Geology Review, 46(9), pp. 765–794. doi: 10.2747/0020-6814.46.9.765.

Keppie, J. D. y Morán-Zenteno, D. J. 2005. Tectonic Implications of Alternative Cenozoic Reconstructions for Southern Mexico and the Chortis Block. International Geology Review, 47(5), pp. 473–491. doi: 10.2747/0020-6814.47.5.473.

Keppie, J. D., Nance, R. D., Fernández-Suárez, J., Storey, C. D., Jeffries, T. E., y Murphy, J. B. 2006. Detrital zircon data from the eastern Mixteca Terrane, southern Mexico: evidence for an Ordovician—Mississippian continental rise and a Permo-Triassic clastic wedge adjacent to Oaxaquia. International Geology Review, 48(2), pp. 97– 111. doi: 10.2747/0020-6814.48.2.97.

Keppie, J. D., Murphy, J. B., Nance, R. D., y Dostal, J. 2012. Mesoproterozoic Oaxaquia type basement in peri-Gondwanan terranes of Mexico, the Appalachians, and Europe: T_{DM} age constraints on extent and significance. International Geology Review, 54(3), pp. 313–324. doi: 10.1080/00206814.2010.543783.

Li, Z., Bogdanova, S., Collins, A., Davidson, A., De Waele, B., Ernst, R., Fitzsimons, I., Fuck, R., Gladkochub, D., Jacobs, J., Karlstrom, K., Lu, S., Natapov, L., Pease, V., Pisarevsky, S., Thrane, K., y Vernikovsky,

V. 2008. Assembly, configuration, and break-up history of Rodinia: A synthesis. Precambrian Research, 160(1-2), pp. 179– 210. doi: 10.1016/j.precamres.2007.04.021.

Mandujano-Velazquez, J. J. y Keppie, J. D. 2009. Middle Miocene Chiapas fold and thrust belt of Mexico: a result of collision of the Tehuantepec Transform Ridge with the Middle America Trench. Geological Society, London, Special Publications, 327(1), pp. 55–69. doi: 10.1144/SP327.4.

Mawer, C. K. 1992. Kinematic indicators in shear zones. Basement Tectonics 8: Characterization and Comparison of Ancient and Mesozoic Continental Margins. Proceedings of the 8th International Conference on Basement Tectonics, pp. 67–81. doi: 10.1007/978-94-011-1614-5_6.

McDonough, W. F. y Sun, S. 1995. The composition of the Earth. Chemical Geology, 120(3-4), pp. 223–253. doi: 10.1016/0009-2541(94)00140-4.

McKee, J.W., Norris, W.J., Anderson, T.H. 1999. Late Paleozoic and early Mesozoic history of the Las Delicias terrane, Coahuila, Mexico. Geological Society of America, Special Paper, 340, pp. 161-189. doi: 10.1130/0-8137-2340-X.161.

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, 7(3), pp. 257–274. doi: 10.1130/L409.1.

Neilson, J. C., Kokelaar, B. P., y Crowley, Q. G. 2009. Timing, relations and cause of plutonic and volcanic activity of the Siluro-Devonian post-collision magmatic episode in the Grampian Terrane, Scotland. Journal of the Geological Society, 166(3), pp. 545–561. doi: 10.1144/0016-76492008-069.

Nesbitt, H. W. y Young, G. M. 1982. Early Proterozoic climates and plate motions inferred from major element chemistry of lutites. Nature, 299(5885), pp. 715–717. doi: 10.1038/299715a0.

Ohta, T. y Arai, H. 2007. Statistical empirical index of chemical weathering in igneous rocks: A new tool for evaluating the degree of weathering. Chemical Geology, 240(3-4), pp. 280–297. doi: 10.1016/j.chemgeo.2007.02.017.

Ortega-Gutierrez, F., Ruiz, J., y Centeno-Garcia, E. 1995. Oaxaquia, a Proterozoic microcontinent accreted to North America during the late Paleozoic. Geology, 23(12), pp. 1127–1130. doi: 10.1130/0091-7613(1995)023<1127:OAPMAT>2.3.CO;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, 183, pp. 2–37. doi: 10.1016/j.earscirev.2018.03.006.

Paces, J. B. y Miller, J. D. 1993. Precise U-Pb ages of Duluth Complex and related mafic intrusions, northeastern Minnesota: Geochronological insights to physical, petrogenetic, paleomagnetic, and tectonomagmatic processes associated with the 1.1 Ga Midcontinent Rift System. Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 98(88), pp. 13997–14013. doi: 10.1029/93JB01159.

Parolari, M., Martini, M., Gómez-Tuena, A., Ortega-Gutiérrez F., Errázuriz-Henao C., Cavazos-Tovar, J. G. 2022. The petrogenesis of Early–Middle Jurassic magmatism in southern and central Mexico and its role during the break-up of Western Pangaea. Geological Magazine, 159(6), pp. 873-892. doi: 10.1017/S0016756822000061.

Passchier, C. y Trouw, R. 2005. Microtectonics, Vol. 1. 2a ed., Springer-Verlag, Würzburg, Alemania.

Pearce, J. A. 2008. Geochemical fingerprinting of oceanic basalts with applications to ophiolite classification and the search for Archean oceanic crust. Lithos, 100(1-4), pp. 14–48. doi: 10.1016/j.lithos.2007.06.016.

Pindell, J., Villagómez, D., Molina-Garza, R., Graham, R., y Weber, B. 2020. A revised synthesis of the rift and drift history of the Gulf of Mexico and surrounding regions in the light of improved age dating of the Middle Jurassic salt. Geological Society Special Publication, 504(1), pp. 29–76. doi: 10.1144/SP504-2020-43.

Pullen, A., Ibáñez-Mejia, M., Gehrels, G. E., Giesler, D., y Pecha, M. 2018. Optimization of a Laser Ablation-Single Collector-Inductively Coupled Plasma-Mass Spectrometer (Thermo Element 2) for Accurate, Precise, and Efficient Zircon U-Th-Pb Geo- chronology. Geochemistry, Geophysics, Geosystems, 19(10), pp. 3689–3705. doi: 10.1029/2018GC007889.

Quintana Delgado, J. A. 2021. Estudio petrogenético del basamento metamórfico proterozoico en la sierra del sur de Chiapas (municipio de Capitán Luis Ángel Vidal y alrededores). Tesis de Maestría. Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada, B.C., 143 pp.

Ratschbacher, L., Franz, L., Min, M., Bachmann, R., Martens, U., Stanek, K., Stübner, K., Nelson, B. K., Herrmann, U., Weber, B., López-Martínez, M., Jonckheere, R., Sperner, B., Tichomirowa, M., Mcwilliams, M. O., Gordon, M., Meschede, M., y Bock, P. 2009. The North American-Caribbean Plate boundary in Mexico- Guatemala-Honduras. Geological Society Special Publication, 328, pp. 219–293. doi: 10.1144/SP328.11.

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. Tesis de Maestría, Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada, 115 pp.

Rollinson, H. y Pease, V. 2021. Using Geochemical Data. Cambridge University Press, Cambridge, Reino Unido.

Rutherford, E. y Soddy, F. 1903. Radioactive Change. The London, Edinburgh, and Dublin Philosophical Magazine and Journal of Science, 5(29), pp. 576–591. doi: 10.1080/14786440309462960.

Schaaf, P., Weber, B., Weis, P., Grob, A., Ortega-Gutiérrez, F., y Köhler, H. 2002. The Chiapas Massif (Mexico) revised: New geologic and isotopic data and basement characteristics. Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie - Abhandlungen, 225(1), pp. 1–23. doi: 10.1127/njgpa/225/2002/1.

Stacey, J. S. y Kramers, J. D. 1975. Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model. Earth and Planetary Science Letters, 26(2), pp. 207–221. doi: 10.1016/0012-821X(75)90088-6.

Strachan, R. A., Alsop, G. I., Ramezani, J., Frazer, R. E., Burns, I. M., y Holdsworth, R. E. 2020. Patterns of Silurian deformation and magmatism during sinistral oblique convergence, northern Scottish Caledonides. Journal of the Geological Society, 177(5), pp. 893–910. doi: 10.1144/jgs2020-039.

Stracke, A., Scherer, E., y Reynolds, B. 2014. Application of Isotope Dilution in Geochemistry. En: K. Turekian y H. Holland (eds.), Treatise on Geochemistry. Elsevier, 2a ed., pp. 71–86. doi:10.1016/B978-0-08-095975-7.01404-2.

Sun, S. y McDonough, W. F. 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. Geological Society, London, Special Publications, 42(1), pp. 313–345. doi: 10.1144/GSL.SP.1989.042.01.19.

Tarney, J. y Jones, C. E. 1994. Trace element geochemistry of orogenic igneous rocks and crustal growth models. Journal of the Geological Society, 151(5), pp. 855–868. doi: 10.1144/gsjgs.151.5.0855.

Tatsumi, Y., Hamilton, D. L., y Nesbitt, R. W. 1986. Chemical characteristics of fluid phase released from a subducted lithosphere and origin of arc magmas: Evidence from high-pressure experiments and natural rocks. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 29(1-4), pp. 293–309. doi: 10.1016/0377-0273(86)90049-1.

Tazzo-Rangel, M. D. 2019. Origen y evolución del basamento cristalino del Complejo Iglesias en la región central de Los Andes de Mérida, Venezuela. Tesis de Doctorado. Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada, B.C., 241 pp.

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 340: Mesozoic sedimentary and tectonic history of north- central Mexico, pp. 191–196. doi: 10.1130/0-8137-2340-X.191.

Valencia-Morales, Y. T., Weber, B., Tazzo-Rangel, M. D., González-Guzmán, R., Frei, D., Quintana-Delgado, J. A., y Rivera-Moreno, E. N. 2022. Early Mesoproterozoic inliers in the Chiapas Massif Complex of southern Mexico: Implications on Oaxaquia-Amazonia-Baltica configuration. Precambrian Research, 373, pp. 1-25. doi: 10.1016/j.precamres.2022.106611.

Villagómez, D. y Pindell, J. 2020. Cooling and uplift history of the Chiapas Massif and its influence on sedimentation and deformation in the adjacent Sierra de Chiapas Basin. Special Paper of the Geological Society of America, 546. doi: 10.1130/2020.2546(17).

Weber, B., Gruner, B., Hecht, L., Molina-Garza, R., y Kohler, H. 2002. El descubrimiento de basamento metasedimentario en el Macizo de Chiapas: La Unidad La Sepultura. GEOS, 22(1), pp. 2–11. Recuperado el 25 de noviembre de 2020, de: https://www.ugm.org.mx/publicaciones/geos/pdf/geos02-1/Weber02-1.pdf.

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, 47, pp. 509–529. doi: https://doi.org/10.2747/0020-6814.47.5.509

Weber, B., Schaaf, P., Valencia, V. A., Iriondo, A., y Ortega-Gutiérrez, F. 2006. Provenance ages of Late Paleozoic sandstones (Santa Rosa Formation) from the Maya Block, SE Mexico. Implications on tectonic evolution of western Pangea. Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, 23(3), pp. 262–276. Recuperado el 7 de enero de 2021, de: https://www.scielo.org.mx/pdf/rmcg/v23n3/v23n3a2.pdf.

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, 96(2), pp. 253–269. doi: 10.1007/s00531-006-0093-7.

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, 116(6), pp. 619–639. doi: 10.1086/591994.

Weber, B., Valencia, V. A., Schaaf, P., y Ortega-Gutiérrez, F. 2009. Detrital zircon ages from the Lower Santa Rosa Formation, Chiapas: implications on regional Paleozoic stratigraphy. Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, 26(1), pp. 260–276. Recuperado el 7 de enero de 2021, de: https://www.scielo.org.mx/pdf/rmcg/v26n1/v26n1a20.pdf.

Weber, B., González-Guzmán, R., de León, A. C., Manjarrez, R., y Martens, U. 2015. The destruction and growth of lower continental crust along a Paleozoic active margin: An example from Chiapas, Mexico. Goldschmidt Abstracts.

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, 300-301, pp. 177–199. doi: 10.1016/j.lithos.2017.12.009.

Weber, B., Schmitt, A. K., Cisneros de León, A., González-Guzmán, R., y Gerdes, A. 2020. Neoproterozoic extension and the Central Iapetus Magmatic Province in southern Mexico – New U-Pb ages, Hf-O isotopes and trace element data of zircon from the Chiapas Massif Complex. Gondwana Research, 88, pp. 1–20. doi: 10.1016/j.gr.2020.06.022.

Weber, B., Valencia-Morales, Y. T., Quintana-Delgado, J. A., Rendón-Vázquez, J. D., Monreal-Roque, E., González-Guzmán, R., Frei, D. 2022. Late Permian to Early Jurassic evolution of the Chiapas Massif Complex, SE Mexico - from a collisional orogen to continental rift. Geological Society of America Abstracts with Programs, 54(5). doi: 10.1130/abs/2022AM-379467

Winchester, J. y Floyd, P. 1976. Geochemical magma type discrimination: application to altered and metamorphosed basic igneous rocks. Earth and Planetary Science Letters, 28(3), pp. 459–469. doi: 10.1016/0012-821X(76)90207-7.

Witt, C., Rangin, C., Andreani, L., Olaez, N., y Martínez, J. 2012. The transpressive left lateral Sierra Madre de Chiapas and its buried front in the Tabasco plain (southern Mexico) SEA geodynamic research View project Bengal basin View project. Journal of the Geological Society, 169, pp. 143–155. doi: 10.6084/M9.FIGSHARE.3452996.V1.

Zheng, Y. F. 2019. Subduction zone geochemistry. Geoscience Frontiers, 10(4), pp. 1223–1254. doi: 10.1016/j.gsf.2019.02.003.

Anexos

Anexo A. Relación de muestras

Tabla 8. Relación de muestras

Clave	X	Y	Roca	Orientada	Petrografía	Geoquímica	Isotópica	Circones
CH-19-15	523512	1721880	Pórfido		✓			
CH-21-52	522421	1720870	Granito		✓			
CH-21-53	522559	1721420	Gneiss anfibolítico	✓	✓			
CH-21-54 (1)	522624	1721530	Gneiss anfibolítico	✓	✓	✓	✓	
CH-21-54 (2)			Gneiss de anfibol y biotita	✓	✓			
CH-21-54 (3)			Gneiss de anfibol y biotita	✓	✓			
CH-21-54 (5)			Gneiss de clorita, biotita, y anfibol	✓	✓			
CH-21-54 (6)			Gneiss de clorita, biotita, y anfibol	✓	✓			
CH-21-55	524642	1722740	Anfibolita		✓	✓	✓	
CH-21-56	525108	1722920	Metagranodiorita		✓			
CH-21-57	525098	1723020	Granitoide		✓			
CH-21-58	525137	1723110	Metagranito		✓	✓	✓	
CH-21-59	528319	1722652	Pórfido		✓			
CH-21-60	528529	1722297	Pórfido		✓			
CH-21-61	528036	1727086	Anfibolita migmatizada		✓		✓	✓
CH-21-62	528135	1727540	Anfibolita		✓	✓	✓	
CH-21-63	528050	1727610	Metadiorita		✓	✓	✓	
CH-21-64-A (1)	528115	1727640	Ortogneiss anfibolita	✓	✓	✓	✓	✓
CH-21-64-A (2)			Ortogneiss anfibolita	✓	✓			
CH-21-64-A (3)			Ortogneiss anfibolita	✓	✓			
CH-21-64-B	528115	1727640	Metagranito (Falla)	✓	✓	✓		
CH-21-65-A	527023	1727840	Ortogneiss de clorita y epidota	✓	✓	✓	✓	✓
CH-21-65-B	527023	1727840	Anfibolita		✓	✓	✓	
CH-21-65-C	527023	1727840	Leucosoma de gneiss		✓			
CH-21-65D	527023	1727840	Granito		✓			
CH-21-66 (1)	527639	1728000	Metagranodiorita		✓	✓		
CH-21-66 (2.1)			Brecha hidrotermal		✓			
CH-21-66 (2.2)			Brecha hidrotermal		✓			
CH-21-67	527644	1728720	Gneiss de biotita, clorita y hornblenda		✓			
CH-21-68	527603	1728800	Gneiss anfibolítico	✓	✓			
CH-21-69 (1)	527605	1728900	Gneiss de hornblenda, clorita y biotita	✓	✓	✓	✓	
CH-21-69 (2)			Gneiss de hornblenda, clorita y biotita	✓	✓			
CH-22-01	530467	1728726	Anfibolita	✓	✓		✓	
CH-22-02	534611	1729827	Metasedimentos		✓			

Anexo B. Geoquímica de roca total

Tabla 9. Resultados del análisis geoquímico de elementos mayores, menores y traza en granitoides.

Óxido	CH21-58	CH21-64B	CH21-65A
SiO_2	69.36	59.24	60.83
TiO_2	0.21	0.61	0.87
Al_2O_3	16.15	21.00	15.61
Fe_2O_3	2.30	3.94	6.92
MnO	0.08	0.05	0.11
MgO	0.52	1.49	2.22
CaO	2.96	3.95	5.00
Na_2O	4.44	6.83	3.38
K_2O	2.20	1.38	2.15
Cr_2O_3	0.05	0.03	0.04
P_2O_5	0.08	0.26	0.26
LOI	1.96	1.09	2.20
Total	100.31	99.87	99.59
Sc	5.22	5.28	15.51
V	24.99	58.63	134.74
Cr	410.83	233.12	287.73
Co	3.52	6.82	16.47
Ni	12.83	16.82	10.91
Cu	5.09	12.21	25.31
Zn	44.38	35.95	65.74
Rb	27.45	20.16	25.29
Sr	476.01	1679.23	509.35
Y	9.19	5.85	32.03
Zr	74.02	359.04	312.92
Nb	5.65	2.74	11.76
Mo	9.70	5.66	7.24
Cs	1.76	0.18	0.07
Ba	937	1936	878
La	12.62	100.80	36.24
Ce	25.12	170.52	76.02
Pr	2.81	16.66	9.22
Nd	9.95	53.34	37.81
Sm	1.83	5.63	7.62
Eu	0.66	1.73	1.66
Gd	1.65	2.97	6.44
Tb	0.24	0.27	0.94
Dy	1.51	1.32	5.91
Ho	0.31	0.23	1.18
Er	0.96	0.58	3.49
Tm	0.15	0.07	0.50
Yb	1.19	0.47	3.41
Lu	0.18	0.07	0.48
Hf	2.10	7.07	8.07
Ta	0.29	0.04	0.53
Pb	9.34	7.26	7.16
Th	0.64	14.13	4.43
U	0.21	0.26	0.85

Tabla 10. Resultados del análisis geoquímico de elementos mayores, menores y traza en anfibolitas.

Óxido	CH21-55	CH21-62	CH21-64A	CH21-65B	CH22-01
SiO_2	45.07	44.18	46.16	43.25	44.10
TiO_2	1.31	1.29	0.98	1.41	1.52
Al_2O_3	19.31	11.63	15.60	17.18	15.22
Fe_2O_3	13.13	13.72	12.95	13.25	15.23
MnO	0.17	0.25	0.23	0.22	0.29
MgO	4.58	12.33	9.76	6.55	8.32
CaO	9.66	11.66	9.61	9.50	9.36
Na_2O	3.06	1.37	2.77	2.34	1.89
K_2O	1.36	0.85	0.75	2.07	1.71
Cr_2O_3	0.02	0.05	0.07	0.02	0.05
P_2O_5	0.97	0.14	0.22	1.01	0.24
LOI	1.64	1.80	1.58	2.61	2.37
Total	100.28	99.27	100.68	99.41	100.30
Sc	17.96	57.44	34.29	28.12	45.67
V	187.62	362.23	216.24	258.03	326.62
Cr	133.29	337.40	484.77	141.94	319.33
Co	27.02	53.81	44.71	38.76	49.05
Ni	12.86	168.73	155.30	51.38	103.50
Cu	32.93	85.42	18.98	70.87	65.22
Zn	207.32	120.22	121.32	112.86	132.06
Rb	23.60	6.57	6.63	34.53	36.49
Sr	1122.38	270.89	339.88	565.35	154.14
Y	23.88	22.54	27.87	40.69	36.37
Zr	57.42	33.05	55.38	114.82	34.36
Nb	5.95	4.00	6.84	7.59	8.14
Mo	3.24	1.75	1.07	2.01	1.50
Cs	0.54	0.04	0.05	0.09	0.55
Ba	618	245	170	971	394
La	22.70	9.43	12.98	30.89	10.19
Ce	51.88	24.54	32.81	75.17	26.02
Pr	7.21	3.96	4.78	10.38	3.64
Nd	32.96	19.20	20.96	46.51	16.25
Sm	7.12	4.97	4.91	10.00	4.46
Eu	2.30	1.64	1.46	2.48	1.38
Gd	6.09	4.77	4.85	9.17	5.05
Tb	0.85	0.71	0.74	1.30	0.92
Dy	4.71	4.29	4.87	7.66	6.01
Ho	0.90	0.84	1.03	1.54	1.36
Er	2.52	2.55	3.06	4.29	4.05
Tm	0.33	0.33	0.44	0.60	0.59
Yb	2.07	2.26	2.99	3.81	4.33
Lu	0.27	0.31	0.45	0.54	0.66
Hf	1.78	1.31	1.67	3.31	1.22
Ta	0.23	0.13	0.30	0.22	0.58
Pb	5.18	1.83	2.24	8.75	3.83
Th	0.80	0.13	0.16	0.69	0.03
U	0.23	0.08	0.08	0.18	0.02

Tabla 11. Resultados del análisis geoquímico de elementos mayores, menores y traza en gneises de Hbl y Bt..

Óxido	**CH21-54**	**CH21-69**
SiO_2	70.62	62.83
TiO_2	0.56	1.25
Al_2O_3	13.08	14.46
Fe_2O_3	4.85	8.48
MnO	0.04	0.16
MgO	1.53	2.25
CaO	1.76	3.87
Na_2O	3.78	3.86
K_2O	2.73	1.40
Cr_2O_3	0.05	0.04
P_2O_5	0.10	0.26
LOI	1.21	1.52
Total	100.31	100.38
Sc	14.93	20.35
V	73.20	102.69
Cr	408.30	294.51
Co	4.42	15.03
Ni	25.54	24.51
Cu	26.43	38.61
Zn	35.42	76.06
Rb	40.84	23.25
Sr	229.63	379.12
Y	27.20	35.82
Zr	186.58	192.44
Nb	5.25	6.02
Mo	9.36	7.21
Cs	0.73	0.09
Ba	1326	737
La	28.55	24.44
Ce	54.78	51.58
Pr	6.66	6.79
Nd	27.69	29.84
Sm	5.44	6.54
Eu	1.52	1.81
Gd	5.45	6.29
Tb	0.84	0.99
Dy	5.09	6.40
Ho	1.06	1.37
Er	3.14	4.04
Tm	0.41	0.60
Yb	3.02	4.14
Lu	0.45	0.57
Hf	5.45	5.04
Ta	0.16	0.18
Pb	6.95	4.70
Th	0.40	0.28
U	0.16	0.15

Tabla 12. Desviaciones estándar (%) para cada elemento medido en los análisis de elementos mayores y trazas

Óxido/Elemento	BE-N	JB-1	BHVO-1	JG-1	HUSG-1	WITS-G	BCR-2 (vidrio)	BCR-2 (polvo)	BHVO-2 (vidrio)
SiO_2	0.69	0.26	0.89	0.33	1.21	0.06			
TiO_2	1.45	0.77	0.18	0.00	0.30	6.90			
Al_2O_3	2.00	1.66	2.21	2.99	3.38	6.47			
Fe_2O_3	1.43	1.12	0.22	2.06	1.71	5.59			
MnO	1.60	7.10	0.06	0.00	13.08	2.50			
MgO	0.45	0.94	0.47	9.73	2.12	72.50			
CaO	1.33	0.65	0.89	0.14	2.80	0.33			
Na_2O	1.52	6.29	0.09	3.27	7.01	4.55			
K_2O	0.77	1.62	0.08	0.76	0.33	0.06			
Cr_2O_3		4.41		29.08					
P_2O_5	4.03	7.35	5.66	2.06	0.71	25.00			
Sc			1.59				0.34	1.18	9.15
V			1.95				4.02	0.92	2.75
Cr			0.84				12.38	20.81	6.01
Co			3.53				1.59	3.65	1.17
Ni			5.92				1.55	42.77	1.41
Cu			0.65				14.73	42.41	2.28
Zn			13.16				10.36	4.45	15.11
Rb			9.41				0.56	3.44	2.86
Sr			1.51				4.76	2.43	8.34
Y			7.36				9.38	8.12	16.04
Zr			7.57				11.72	6.45	15.72
Nb			7.36				8.18	8.08	11.65
Mo			35.51				5.71	1.09	3.98
Cs			124.53				1.69	3.89	4.30
Ba			2.75				2.58	1.65	6.48
La			0.48				1.77	1.85	8.07
Ce			2.10				3.14	2.71	7.66
Pr			3.03				3.22	3.22	9.72
Nd			1.86				4.87	0.31	9.84
Sm			0.94				4.50	0.32	9.20
Eu			1.18				3.62	4.20	8.76
Gd			1.94				6.81	5.31	10.82
Tb			3.31				4.23	7.05	10.85
Dy			0.13				7.49	1.79	10.90
Ho			2.41				2.89	4.25	10.34
Er			0.03				7.04	2.01	12.13
Tm			5.66				5.77	8.09	12.85
Yb			1.15				4.66	0.74	10.72
Lu			1.14				5.79	1.78	10.68
Hf			1.87				4.30	3.20	9.44
Ta			7.08				10.65	10.78	15.27
Pb			25.09				1.83	5.16	1.61
Th			0.20				4.25	0.54	9.57
U			2.18				1.05	0.11	0.86

Anexo C. Resultados de análisis Sm – Nd en roca total

Tabla 13. Resultados del análisis isotópico de Sm-Nd. (*) Edades de cristalización estimadas a partir de las características correlacionables con las unidades con información geocronológica. Edad modelo estimada a partir de los valores del manto empobrecido de Liew y Hoffman (1988).

Muestra	Edad de Cristalización	Sm (ppm)	Nd (ppm)	$^{147}Sm/^{144}Nd$	$^{143}Nd/^{144}Nd$	εNd actual	εNd crist	T_{DM} (Ga)
Anfibolitas								
CH21-55	250*	7.27	33.26	0.132103	0.512397	-4.54	-2.50	1.32
CH21-61	1390.1	3.40	17.00	0.120993	0.511952	-13.23	0.13	1.86
CH21-62	250*	5.38	21.59	0.150636	0.512424	-4.02	-2.57	1.62
CH21-64A	1498.6	5.17	22.08	0.141494	0.512087	-10.60	-0.13	2.09
CH21-65B	250*	11.39	53.33	0.129088	0.512248	-7.45	-5.32	1.53
CH22-01	1390.1*	4.42	16.79	0.159044	0.512272	-6.99	-0.40	2.23
Gneises de biotita y hornblenda								
CH21-54	1390.1*	5.86	29.35	0.120702	0.511947	-13.32	0.10	1.86
CH21-69	1390.1*	6.40	29.86	0.129484	0.512128	-9.78	2.08	1.74
Granitoides								
CH21-58	250*	2.12	12.32	0.103877	0.512242	-7.57	-4.63	1.20
CH21-65A	250	7.91	39.74	0.120275	0.512222	-7.96	-5.55	1.43