



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO

POSGRADO EN CIENCIAS DE LA TIERRA
INSTITUTO DE GEOLOGÍA UNAM

ANÁLISIS DE LA ESTRUCTURA, MICROESTRUCTURA Y CINEMÁTICA DEL SISTEMA DE ZONAS DE CIZALLA TONALÁ-ESCUINTLA

TESIS

QUE PARA OPTAR POR EL GRADO ACADÉMICO DE:
MAESTRO EN CIENCIAS DE LA TIERRA

PRESENTA:

Gabriel Serrano López

TUTORA:

Dra. Elisa Fitz Díaz
Instituto de Geología UNAM

COMITÉ TUTOR:

Dr. Mario Alfredo Ramos Arias (ESIA Ticomán IPN)
Dra. Mélanie Noury (Instituto De Geología UNAM)
Dr. Dante Jaime Morán Zenteno (Instituto De Geología UNAM)
Dr. Gustave Izard Tolson Jones (Instituto de Geología, UNAM)

MÉXICO, CD. MX., NOVIEMBRE, 2023



Universidad Nacional
Autónoma de México

Dirección General de Bibliotecas de la UNAM

Biblioteca Central



UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

Todo el material contenido en esta tesis esta 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 titular de los Derechos de Autor.

Agradecimientos

Agradezco a mi tutora la Dra. Elisa Fitz por todo su apoyo en el desarrollo, dirección y corrección de este trabajo, por acompañarme al campo, por el apoyo económico, por siempre darme ánimos y por involucrarme en la labor de la docencia. Al Dr. Mario Ramos por todo el apoyo en el planteamiento, desarrollo y revisión de este trabajo, por acompañarme al campo a ver milonitas y por su amistad.

Al CONAHCYT por la beca que me otorgó para apoyar mis estudios de posgrado y al proyecto PAPIIT-UNAM (Bg100922): "Estructura litosférica y evolución reciente de la deformación y magmatismo en el estado de Chiapas" por el financiamiento para realizar trabajo de campo y análisis de laboratorio. Al posgrado en Ciencias de la Tierra, al personal del Instituto de Geología y, especialmente, al departamento de procesos litosféricos por su apoyo técnico y el préstamo de las instalaciones y materiales necesarios para llevar a cabo este trabajo

A los académicos del posgrado en Ciencias de la Tierra por sus clases y su apoyo en la realización de este trabajo, especialmente al Dr. Mattia Parolari por ayudarme con el trabajo de campo, la preparación de muestras, la proyección, discusión e interpretación de los datos, por las pláticas sobre ciencia y por su amistad. A la Dra. Melanie Noury por sus clases, consejos, revisiones, apoyo en el trabajo de campo, discusiones y por estar siempre al pendiente de que saliera este trabajo con la mejor calidad posible. Al Dr. Dante Morán y el Dr. Gustavo Tolson por sus valiosas revisiones y contribuciones que permitieron mejorar este texto.

A Rogelio Hernández y Marco Albán Albarrán Santos por su apoyo durante el trabajo de campo, el muestreo, la cartografía geológica, las pláticas y las comidas por Chiapas. A Hermes y Mar por acompañarme a ver mis láminas al microscopio y ayudarme con el planteamiento de la termobarometría. A Alberto Vázquez por su ayuda con la estimación y discusión de los parámetros cuantitativos sobre la deformación.

Al personal del laboratorio de fluorescencia de rayos X del Instituto de Geología conformado por el Quím. Rufino Lozano, Rafael y Samantha por su apoyo con la preparación de las muestras y el procesamiento de los datos. A Joaquín por su ayuda en la preparación de láminas delgadas en el taller de laminación del Instituto de Geología. Al Ing. Carlos Linares del Laboratorio Universitario de Petrología por su ayuda en la obtención de datos en la microsonda electrónica. Al Dr. Fabrice Barou del laboratorio de microscopía óptica de la Universidad de Montpellier por su apoyo en la generación

de mapas microestructurales, el tratamiento de los datos la y discusión de los resultados obtenidos con el microscopio de difracción de electrones retrodispersados.

A la Dra. Vanessa Colás por prestarme el microscopio y recibirme en su casa para trabajar y comer durante la pandemia y por compartirme artículos que agregaron valor a este trabajo. A Friedrich y Eloi por darme una nueva perspectiva sobre el estudio de zonas de cizalla a través de sus pláticas.

A las autoridades y a los pobladores de los municipios de Arriaga, Tonalá, Pijijiapan, Mapastepec, Acacoyagua y Escuintla en el estado de Chiapas, por el apoyo durante el trabajo de campo.

A los profesores del posgrado que me enseñaron cosas nuevas para enfocar y desarrollar este trabajo, especialmente a Christina Siebe, Pierre Lacan, Thierry Calmus, Jesús Solé y Barbara Martiny. A mis compañeros de la maestría, con los cuales no pude convivir presencialmente pero que nos apoyamos en este proceso, en particular a Mariana, Kathleen y Alex. A los alumnos que tuve la oportunidad de darles clase de geología estructural por escucharme e impulsarme a aprender más.

A mis amigos del grupo de Geología Estructural del Instituto de Geología por todos estos años compartiendo aventuras, comida, canciones y nuestro gusto particular por las rocas deformadas, gracias a Israel, Marisa, Bethania, Angies, Rodrigo, Bernardo y Jorge.

Gracias a mi familia porque durante la realización de la maestría y de esta tesis en medio de la pandemia pasamos mucho tiempo platicando, comiendo, riendo y disfrutando de la vida. Gracias a mi hermana Carla por hacer un espacio cómodo para trabajar y relajarnos, gracias a mis papás por su apoyo emocional y económico, a mis primos Julián, Renata, Rafa, Rosita, Luis, Joao, Alexia y Fernanda por acompañarme en el camino y a mis abuelas y abuelos por todas sus lecciones.

A mis amigos de la vida por su apoyo, por escucharme, por formar parte de mi familia y por crecer juntos, gracias a Katerin, Leo, Kevin, Isaac, Darío, Richard, Diego, Antonio, Kim, Manuel, Dany, Dámaris, Enrique, Abel, Jess, Jenne, Héctor y Agustín.

A mis amigos de Moro por su apoyo durante la última etapa de este trabajo y por compartir tanto tiempo en la oficina tomando café, comiendo galletas, pan y birria, escuchando música y contando chistes, gracias a Daniel, Emiliano, Charly, Quique, Sotero, Uriel y Raúl.

Para Carla ...



Declaro conocer el Código de Ética de la Universidad Nacional Autónoma de México, plasmado en la Legislación Universitaria. Con base en las definiciones de integridad y honestidad ahí especificadas, aseguro mediante mi firma al calce que el presente trabajo es original y enteramente de mi autoría. Todas las citas de, o referencias a, las obras de otros autores aparecen debida y adecuadamente señaladas, así como acreditadas mediante los recursos editoriales convencionales.



Dra. Elisa Fitz Díaz



Alumno: Gabriel Serrano López 414039931

Índice

	0
AGRADECIMIENTOS	1
ÍNDICE	5
ÍNDICE DE FIGURAS	7
RESUMEN	10
1. INTRODUCCIÓN	12
1.1. Configuración tectónica del estado de Chiapas	14
1.1.1. Evolución tectónica del punto triple entre las placas Norteamérica, Cocos y Caribe	15
1.1.2. Origen de la placa del Caribe	15
1.1.3. Modelos tectónicos propuestos para la configuración actual del punto triple entre las placas norteamericana, del Caribe y de Cocos	17
1.2. Planteamiento del problema:	19
1.2.1. Justificación	19
1.2.2. Hipótesis	19
1.2.3. Objetivo	20
1.3. Ubicación del área de estudio	21
1.4. Geología Regional del sur de Chiapas	23
1.4.1. El complejo del macizo de Chiapas	24
1.4.2. Unidades que afloran a lo largo de la planicie costera de Chiapas previas al Mioceno	24
1.4.3. Suite plutónica de la costa de Chiapas	33
1.4.4. La zona de cizalla de Tonalá	34
2. METODOLOGÍA	35
2.1. Investigación documental	36
2.2. Trabajo de campo	36
2.3. Trabajo de laboratorio	38
2.3.1. Análisis de la cinemática y microestructura de las muestras deformadas	38
2.3.1.1. Análisis de la cinemática del SZCTE	38
2.3.1.2. Análisis de la microestructura, vorticidad, deformación finita y OPC del cuarzo a lo largo del gradiente de deformación	39
2.3.1.3. Petrografía y microestructura	39
2.3.1.4. Análisis de la vorticidad	40
2.3.1.6. Análisis de la orientación preferencial cristalográfica OPC del cuarzo	40
2.3.2. Análisis petrográfico y geoquímico de los plutones sin deformación	42
2.3.2.1. Petrografía	43
2.3.2.2. Geoquímica de elementos mayores	43
2.3.2.3. Termobarometría de Al en Hornblenda	43
2.4. Análisis, síntesis e interpretación de los resultados	43
3. RESULTADOS	44
3.1. Petrografía y geoquímica de la Suite Plutónica de la costa de Chiapas	44
3.1.1. Textura y mineralogía	45
3.1.2. Geoquímica de elementos mayores	48

3.1.2.	Termobarometría	52
3.2.	Estructura, microestructura y cinemática del Sistema de Zonas de cizalla Tonalá-Escuintla	55
3.2.1.	Estructuras mayores	55
3.2.2.	Estructuras desarrolladas durante el Mioceno tardío en la SPCC	57
3.2.3.	Estructuras a mesoescala de la SPCC asociadas con un régimen dúctil	57
3.2.4.	Microestructura a lo largo del gradiente de deformación del SZCTE	65
3.2.5.	Orientación preferencial cristalográfica del cuarzo	70
3.2.6.	Evolución del tamaño del cuarzo y la plagioclasa a medida que incrementa la deformación y estimación de la paleopiezometría	71
3.2.7.	Número de vorticidad cinemática	73
3.2.8.	Variaciones químicas a lo largo del gradiente de deformación	73
3.2.9.	Variaciones mineralógicas a lo largo del gradiente de deformación	74
3.2.10.	Cinemática del SZCTE	75
3.3.	Estructuras de deformación asociadas con un régimen quebradizo: la Falla de Tonalá	77
4.	DISCUSIÓN	81
4.1.	Modelo de evolución de la estructura	81
4.2.	Comparación de la zona de cizalla de Tonalá y la zona de cizalla de Escuintla	94
4.3.	El rol del SZCTE en el desarrollo del punto triple NA-CC-CRB:	98
5.	CONCLUSIONES	109
6.	ANEXOS	112
	Anexo 1: Cinemática del Sistema de zonas de cizalla Tonalá-Escuintla-Compendio de indicadores cinemáticos en lámina delgada	112
	Anexo 2. Marco teórico: Las zonas de cizalla origen, evolución y mecanismos de deformación	115
	Introducción	115
	Definiciones	117
	Clasificación	118
	Geometría	119
	Cinemática	120
	Análisis de la vorticidad	122
	Nucleación de una zona de cizalla	124
	Evolución y crecimiento	125
	Mecanismos de deformación a escala de grano	127
	Recristalización dinámica	129
	Geoquímica aplicada al análisis de zonas de cizalla	131
	Orientación preferencial cristalográfica del cuarzo	132
	REFERENCIAS	135

Índice de figuras

Figura 1. Arquitectura de una zona de cizalla.

Figura 2. Localización de las principales placas tectónicas en México y América Central y de la zona de cizalla de Tonalá (ZCT).

Figura 3. Modelos tectónicos que explican el origen de la placa del Caribe y la posición original del bloque de Chortis.

Figura 4. Modelos tectónicos para explicar la configuración actual del punto triple difuso que existe entre las placas norteamericana, del Caribe y de Cocos.

Figura 5. Localización del área de estudio en el Estado de Chiapas, México.

Figura 6. Mapa de las provincias geológicas del estado de Chiapas.

Figura 7. Mapa que muestra la distribución de las unidades que afloran a lo largo de la planicie costera del Pacífico en Chiapas y la ubicación de las tres zonas que fueron estudiadas en detalle.

Figura 8. Fotografías destacando los principales rasgos estructurales que se observan en la unidad metamórfica Zanatenco.

Figura 9. Fotografías de los principales rasgos estructurales en la anfibolita Coapa.

Figura 10. Mapa geológico-estructural de la zona NW con los puntos de muestreo.

Figura 11. Fotografías de los principales rasgos estructurales en la unidad Custepec.

Figura 12. Afloramientos correspondientes con la unidad ultramáfica La Piñuela.

Figura 13. Fotografías de los principales rasgos estructurales del Batolito pérmico del Macizo de Chiapas.

Figura 14. Mapa geológico-estructural de la zona centro con los puntos de muestreo.

Figura 15. Fotografía de los depósitos metavolcánicos de la Unidad Chontal. Las rocas presentan un clivaje continuo y de geometría anstomosada.

Figura 16. Mapa geológico-estructural de la zona SE con los puntos de muestreo.

Figura 17. Fotografías de plutones miocénicos en una muestra sin deformación y en una muestra deformada.

Figura 18. Diagrama esquemático que resume los pasos seguidos para cumplir con los objetivos planteados en la tesis.

Figura 19. En esta figura se observa: (a y b) la identificación, descripción y medición de los rasgos estructurales que se observan en la zona de cizalla y (c) la toma de muestras orientadas paralelas a la lineación y perpendiculares a la foliación.

Figura 20. Localización de las muestras que se utilizaron para describir la diversidad petrológica de los intrusivos miocénicos.

Figura 21. Estimación del número de vorticidad cinemática.

Figura 22. Fotografías de campo de la Suite Plutónica de la costa de Chiapas.

Figura 23. Microfotografías de los plutones de la Suite Plutónica de la costa de Chiapas.

Figura 24. Diagramas de discriminación de series magmáticas para muestras correspondientes con la SPCC a partir datos propios y datos tomados de Molina-Garza et al. (2015).

Figura 25. Diagramas de Harker que muestran la relación entre el contenido en SiO₂ (asociado a la evolución del sistema magmático) y el contenido de óxidos mayores FeO, TiO₂, Al₂O₃, P₂O₅, CaO, MgO, MnO, Na₂O y K₂O.

Figura 26. En este diagrama se presenta una gráfica de latitud vs. profundidad de emplazamiento (km) de los plutones miocénicos correspondientes con la SPCC.

Figura 27. El sistema Tonalá-Escuintla comprende dos grandes estructuras la zona de cizalla de Tonalá y la zona de cizalla de Escuintla.

Figura 28. Segmento de la sección D-D' con fotografías en donde se muestran las rocas que afloran a lo largo del gradiente de deformación (izquierda) y una fotografía de la unidad Anfibolita Coapa (derecha).

Figura 29. Mapa geológico-estructural acompañado de tres secciones correspondientes al área NW del SZCTE.

Figura 30. Mapa geológico-estructural de la parte central del SZCTE al NE de la ciudad de Pijijiapan, Chiapas. En líneas punteadas se muestran las zonas más deformadas correspondientes con zonas de milonita y/o ultramilonita.

Figura 31. Mapa geológico-estructural de la zona sur del SZCTE al norte de las ciudades de Escuintla y Acacoyagua, Chiapas. En líneas punteadas se muestran las zonas más deformadas correspondientes con zonas de milonita y/o ultramilonita.

Figura 32. Fotografías de afloramiento que muestran las texturas de distintos dominios estructurales a lo largo del SZCTE, asociados a distintos grados y estilos de deformación.

Figura 33. Fotografías y fotomicrografías de algunas de las estructuras y microestructuras presentes en las rocas deformadas correspondientes con el SZCTE.

Figura 34. Fotomicrografías que corresponden rocas graníticas con poca o nula deformación.

Figura 35. A, C, y E fotografías con luz polarizada en nicols cruzados, de las muestras PI-3 (dominio de protomilonita), ES-2 (dominio de milonita) y PI-1 (dominio de ultramilonita), respectivamente. B, D, y F, mapas microestructurales obtenidos con EBSD, donde se muestra en colores el eje cristalográfico paralelo al eje IPF Z, con la adquisición de datos como se muestra en la simbología. B, D, y F se corresponden con muestras PI-3, ES-2 y PI-1, respectivamente.

Figura 36. Diagramas de polo del hemisferio superior en donde se proyecta la orientación del eje <c> del cuarzo en distintos dominios estructurales, lo cual permite visualizar la activación de distintos sistemas de deslizamiento indicados en la sección a diferentes grados de deformación.

Figura 37. Estimación del esfuerzo de flujo a partir de la ecuación de Stipp y Tullis (2003).

Figura 38. Se muestran las variaciones en el contenido modal de distintas fases minerales a lo largo del gradiente de deformación. Se puede observar

Figura 39. Síntesis de los resultados del análisis cinemático del SZCTE en donde se muestra que el segmento Tonalá está dominado por una cinemática siniestral y el segmento Escuintla está dominado por una cinemática siniestral inversa.

Figura 40. A) Banda de cataclasita a escala de afloramiento, B) zona de flujo cataclástico en lámina delgada, C) orientación de las bandas de cataclasita en las zonas NW, centro y SE de la Falla de Tonalá.

Figura 41. Fracturas de bajo ángulo formadas en las rocas graníticas correspondientes a la SPCC en el río Zanatenco al este de la ciudad de Tonalá, Chiapas.

Figura 42. 1) Ejemplo de fracturas formadas sobre rocas correspondientes con el Batolito pérmico del Macizo de Chiapas; 2) Orientación de las fracturas en las porciones NW, centro y SE del SZCTE.

Figura 43. Vetas de clorita y epidota de ~30 cm de espesor, cerca de Huixtla, Chiapas.

Figura 44. Diagramas esquemáticos que explican nuestras observaciones e interpretaciones sobre el desarrollo del SZCTE.

Figura 45. Evolución de la estructura, microestructura y las condiciones de deformación a lo largo del tiempo.

Figura 46. C) Posterior al emplazamiento de los plutones se desarrolló una zona de cizalla ancha que favoreció la formación de dominios de milonita y protomilonita.

Figura 47. Posterior a la disminución de la temperatura, en las condiciones de deformación, fueron favorecidos los mecanismos de deformación quebradiza durante la exhumación de la SPCC.

Figura 48. Sismos someros (2-24 km) cuyo epicentro se reportó a lo largo de la planicie costera de Chiapas entre 1991 y 2021.

Figura 49. Esquemas en donde se muestran los modelos que se analizan en este trabajo y los resultados que se esperaban obtener para comprobar cada una de las hipótesis propuestas por Authemayou et al. (2012).

Figura 50. Modelo de evolución del SZCTE a lo largo del tiempo.

Figura 51. Elementos tectónicos del sur de México.

Figura 52. Direcciones de máximo acortamiento y estiramiento obtenidas a partir de estaciones de GPS en la zona correspondiente al norte de Guatemala y el sur de México.

Figura 53. Modelo de subducción oblicua para la tectónica de la región Chiapas durante el Mioceno tardío.

Figura 54. Evolución del SZCTE en el tiempo.

Figura A1. Diagrama esquemático de una zona de cizalla.

Figura A2. Zona de cizalla de cinemática lateral dextral formada a los costados de una fractura preexistente en un protolito granítico.

Figura A3. Fotografías de un gradiente de deformación a partir de un mismo protolito granodiorítico.

Figura A4. En este esquema se muestra la geometría general de una zona de cizalla y la nomenclatura que se utiliza para describir algunos rasgos que las componen. (tomado de Passchier y Trouw, 2005).

Figura A5. En esta figura se representan esquemáticamente los indicadores cinemáticos más comunes que se pueden encontrar en una zona de cizalla. (tomado de Passchier y Trouw, 2005).

Figura A6. Representación gráfica del concepto de vorticidad y número de vorticidad cinemática. estimación de W_k . W -vector-matriz de vorticidad de flujo, EIE-eje instantáneo de estiramiento.

Figura A7. Esquema que muestra como ocurre el crecimiento de las zonas de cizalla en longitud al conectarse distintos segmentos.

Figura A8. Modelos propuestos para explicar la evolución del espesor de una zona de cizalla a medida que acumula desplazamiento.

Figura A9. En este diagrama se muestran de manera esquemática los distintos mecanismos deformación activos en zonas de cizalla.

Figura A.10. Sistemas de deslizamiento del cuarzo (abajo) y su interpretación a partir de estereogramas que muestran la orientación preferencial del eje cristalográfico $\langle c \rangle$ (arriba).

Figura A.11. Sistemas de deslizamiento del cuarzo (abajo) y su interpretación a partir de estereogramas que muestran la orientación preferencial del eje cristalográfico $\langle c \rangle$ (arriba).

Tabla 1. En la tabla se muestra la mineralogía que presentan 13 muestras sin deformación, colectadas a lo largo de la SPCC, así como su clasificación determinada con el diagrama QAP.

Tabla 2. Geoquímica de elementos mayores de las muestras correspondientes con la SPCC.

Tabla 3. Cálculo de la profundidad de emplazamiento calculada a partir de los barómetros de Johnson y Rutherford (1989) y de Schmidt (1992) y cálculo de la temperatura a partir del termómetro de Ridolfi (2010).

Tabla 4. Tamaño promedio de grano del cuarzo recristalizado, tamaño promedio de la plagioclasa y rango de tamaño de los porfidoclastos de plagioclasa.

Tabla 5. Número de vorticidad cinemática a partir del ángulo máximo de las bandas de cizalla C' .

Tabla 6. Geoquímica de elementos mayores de tres muestras a lo largo de un gradiente de deformación en la sección DD' cerca de Pijijiapan.

Tabla 7. Tabla comparativa de las características principales de las zonas de cizalla de Tonalá y de Escuintla.

Tabla A1. Resumen de indicadores cinemáticos.

Resumen

El límite suroeste del complejo ígneo-metamórfico del Macizo de Chiapas está definido por la falla de Tonalá, la cual se sobrepone a una fábrica milonítica correspondiente con una serie de zonas de cizalla dúctiles exhumadas agrupadas en este trabajo como el Sistema de zonas de cizalla Tonalá Escuintla (SZCTE). Esta estructura se desarrolló durante el Mioceno tardío y es contemporánea al emplazamiento de una serie de rocas graníticas englobadas como la Suite Plutónica de la Costa de Chiapas (SPCC), a lo largo de la cual se localizó la deformación. En este trabajo se presenta un estudio detallado sobre la estructura, microestructura y cinemática del SZCTE apoyado en cartografía y secciones geológicas, petrografía, termobarometría de Al en hornblenda y un análisis de indicadores cinemáticos en más de cuarenta muestras colectadas a lo largo y ancho de la estructura. A partir de los resultados se propone un modelo que explica su nucleación y evolución y se discute su rol en la configuración tectónica regional en el contexto del punto triple que existe entre las placas Norteamericana, Caribe y Cocos.

EL SZCTE ha sido dividido en dos segmentos: el segmento Tonalá y el segmento Escuintla. El segmento Tonalá, al NW, presenta una orientación $N30^{\circ}W$, lineaciones subhorizontales, fábricas dominantes de tipo L-S y una cinemática siniestral, mientras que el segmento Escuintla, al SE, presenta una orientación $N60^{\circ}W$, lineaciones tanto subhorizontales como subverticales, fábricas predominantemente S-L y una cinemática siniestral con componente inversa. A mesoescala, la zona de cizalla presenta granitoides sin deformación bordeados por una red de zonas tabulares altamente deformadas con una textura de milonita a ultramilonita. Entre las zonas de granitoide y ultramilonita, existe un gradiente de deformación en donde las rocas muestran texturas que incluyen granito foliado, protomilonita, milonita y ultramilonita.

Se observó, que a medida que incrementa la deformación existe un cambio en los mecanismos de deformación activos en el cuarzo. En los dominios de granito foliado, el cuarzo se deformó por migración de borde de grano de alta temperatura, en los dominios de protomilonita y milonita el cuarzo se deformó por rotación de subgranos, mientras y en los dominios de ultramilonita el cuarzo se deformó por flujo granular/arrastre por difusión. En consecuencia, se observó una disminución del tamaño de grano del cuarzo por recristalización dinámica. Así mismo, a medida que incrementa la deformación hay un enriquecimiento en el contenido en fases minerales con un bajo coeficiente de fricción interna como mica blanca, biotita, clorita y epidota y disminuyen otras fases como anfíbol,

feldespato y piroxeno en los dominios de mayor deformación. La disminución del tamaño de grano y la neoformación de filosilicatos favorece un incremento en el esfuerzo de flujo y la localización de la deformación hacia los dominios de ultramilonita. Esto es consistente con una zona de cizalla de tipo II, es decir, que tiende a disminuir su espesor a medida que evoluciona. A partir de estimaciones del número de vorticidad cinemática y el esfuerzo de flujo, se determinó que la componente de cizalla simple incrementa a medida que aumenta la deformación. Ambas zonas de cizalla se formaron a una temperatura de $\sim 450^{\circ}\text{C}$ y a profundidades corticales entre 6 y 11 km.

La zona de cizalla de Tonalá ha sido invocada en distintos modelos que explican la configuración tectónica del punto triple difuso entre las placas Norteamericana, Cocos y Caribe. De acuerdo con los resultados presentados en este trabajo, se observó que el modelo del zipper puede ser válido para tiempos recientes, sin embargo, para el Mioceno tardío, el modelo del *pull-up* es más congruente con las observaciones realizadas a lo largo del SZCTE, sin embargo, esto ocurrió a una menor escala de lo propuesto anteriormente.

1. Introducción

Las fallas geológicas son zonas más o menos tabulares en donde se localiza el desplazamiento asociado al movimiento relativo entre dos bloques con poca o nula deformación y pueden ocurrir desde la escala submilimétrica hasta de cientos de kilómetros. Comúnmente las fallas tienen trazas lineales sobre la superficie de la tierra, lo cual sugiere que localizan el desplazamiento sobre planos discretos. Sin embargo, en la corteza media e inferior, la deformación suele distribuirse en zonas estrechas, a las cuales nos referimos como “zonas de cizalla”. Estas zonas contienen volúmenes de roca altamente deformados que separan bloques con poca o nula deformación y se presentan en ambientes extensionales, de acortamiento y transcurrentes (Fossen, 2016). Las zonas de cizalla son la contraparte en profundidad de las fallas y la principal diferencia entre ambas es que, debido al incremento de temperatura y del confinamiento en profundidad, las rocas en las zonas de cizalla se deforman de manera dúctil y sin pérdida de cohesión contrario a las fallas como se puede observar en el bloque diagramático de la Figura 1. Sin embargo, debido a que la deformación en dichas zonas produce anisotropía mecánica y reológica en la corteza, estas zonas suelen debilitarse después de la deformación y ser susceptibles a su reactivación (Fossen y Cavalcante, 2016).

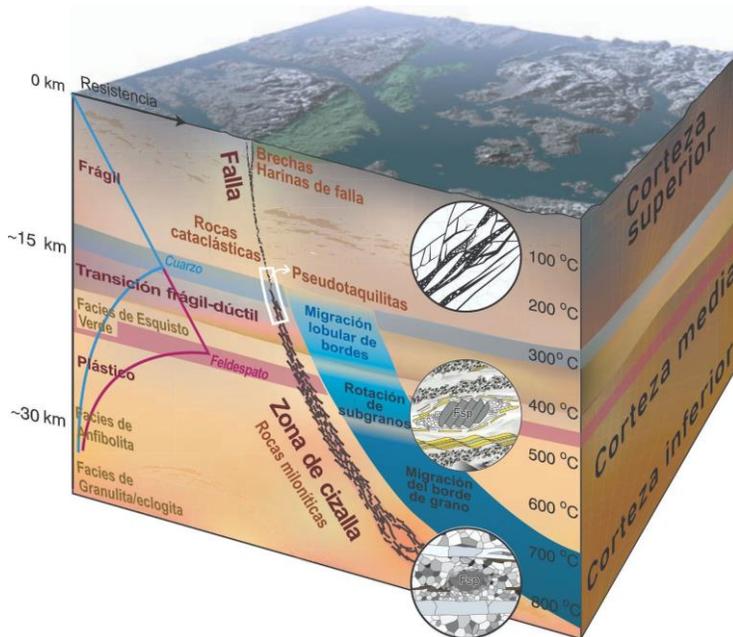


Figura 3. Arquitectura de una zona de cizalla. Se muestra como varía el tipo de rocas de falla a medida que aumenta la profundidad y la temperatura en la corteza. En la parte superior se muestra que en condiciones de baja temperatura y presión las rocas tienden a romperse, formando rocas como las brechas y salbandas de falla. A medida que incrementa la profundidad, se forman rocas cohesivas como las cataclásitas y las pseudotaquilitas. A al pasar los 300 °C la temperatura favorece la deformación cristal-plástica de minerales como el cuarzo y se forman zonas amplias en rocas conocidas como pseudotaquilitas. Modificada de Fossen (2016).

Las zonas de cizalla, al ser discontinuidades mecánicas en la corteza, muy a menudo facilitan el emplazamiento de magmas y sirven como conductos de algunos sistemas volcánicos. Se ha establecido a partir de evidencias petrográficas y texturales que el emplazamiento de volúmenes de magma en zonas de cizalla produce un incremento en la temperatura de las rocas, lo cual favorece la activación de mecanismos de deformación cristal-plástica, lo cual involucra una reducción del tamaño de grano de minerales como el cuarzo y en consecuencia la localización de la deformación en estas rocas (Hutton, 1988; Neves et al., 1995; Stipp et al., 2002; Fossen y Cavalcante, 2016; Boffadossi et al., 2021). De manera que existe una estrecha relación entre la localización de la deformación y el emplazamiento del magma en la litósfera. Esta relación se puede estudiar en las zonas de cizalla de Tonalá y Escuintla en el sur de Chiapas, motivo de esta tesis.

Las zonas de cizalla Tonalá (ZCT) y de Escuintla (ZCE) conforman el límite SW del complejo ígneo-metamórfico del macizo de Chiapas (Schaaf *et al.*, 2002; Molina-Garza et al., 2015), y son dos grandes zonas de cizalla dúctiles exhumadas con orientación N30°W y N50°W, respectivamente, y afloran por más de 200 km desde el istmo de Tehuantepec hasta la frontera entre México y Guatemala (Figura 2). Aunque ambas zonas parecen ser dos segmentos de la misma traza, no es claro si están conectadas, si se forman de manera contemporánea, o si se transponen. De acuerdo con edades de Ar-Ar en cristales de biotita, mica blanca y anfíbol que fueron recristalizados durante la deformación, la ZCT se formó durante el Mioceno tardío (~10 Ma; Molina-Garza *et al.*, 2015), y se desconoce la edad de la ZCE. A lo largo de la ZCT se emplazó una serie de intrusivos con firma de arco agrupados como la Suite Plutónica de la costa de Chiapas (SPCC; Molina-Garza *et al.*, 2015). De acuerdo con edades de U-Pb en zircón, los plutones de la SPCC tienen una edad de ~10 Ma, y por lo tanto se consideran plutones sintectónicos a la ZCT (Molina-Garza *et al.*, 2015 y 2021).

Se ha interpretado que, durante su actividad, la ZCT fungió como el límite tectónico transcurrente entre la placa Norte Americana y el bloque de Chortis (porción norte de la placa del Caribe, Figura 2) (Molina-Garza *et al.*, 2015). Se ha interpretado, por la edad de la deformación, que la actividad de la ZCT no solo acomodó el desplazamiento relativo entre bloques, sino también el levantamiento del macizo de Chiapas y, en consecuencia, del Cinturón de Pliegues y Cabalgaduras de Chiapas durante el Mioceno tardío, durante la orogenia Chiapaneca (Figura 2; Meneses-Rocha, 2001; Witt *et al.*, 2012; Molina-Garza *et al.*, 2015).

En este trabajo se presenta un análisis estructural detallado para poder establecer la anatomía de la estructura a escala regional, su microestructura y cinemática a lo largo y ancho de la zona de

cizalla, los mecanismos de deformación dominantes y las condiciones P y T durante su formación. El análisis integral de todas estas fuentes de información permitirá lograr una mejor interpretación sobre el desarrollo de la ZCT y su posible continuación en la ZCE, así como su implicación en los modelos más vigentes que se han utilizado para explicar la configuración y evolución del punto triple entre las placas de Cocos, Norte América y del Caribe.

1.1. Configuración tectónica del estado de Chiapas

El área estudiada se ubica en el estado de Chiapas en el sureste mexicano. Representa la porción SW del terreno tectono-estratigráfico Maya conocida como el complejo del macizo de Chiapas (Campa y Coney, 1983; Sedlock *et al.*, 1993), aunque en la reciente revisión de los terrenos tectono-estratigráficos de México por parte de Ortega-Gutierrez *et al.* (2018), se ubica al complejo del macizo de Chiapas como una entidad geológica independiente del terreno Maya. La configuración tectónica actual de esta región es muy compleja, ya que se encuentra en el punto de contacto triple entre las placas: de Norteamérica, del Caribe y de Cocos. En el contexto tectónico actual de esta región la placa de Cocos subduce por debajo de las placas de Norteamérica y del Caribe a lo largo de la trinchera Mesoamericana, mientras que el límite entre la placa de Norteamérica y la del Caribe está definido por el sistema de Fallas Polochic-Motagua (Figura 2; Pindell *et al.*, 1988; Ross, *et al.*, 1988; Guzmán Speziale *et al.*, 2000).

El sistema de fallas Polochic-Motagua es un sistema de fallas activas de orientación E-W y de cinemática siniestral que se extiende desde la frontera entre México y Guatemala hacia el este por más de 500 km, atravesando Guatemala. A lo largo de este sistema de fallas se acomoda el movimiento relativo que existe entre la placa de Norteamérica y la placa del Caribe. Sin embargo, al oeste, el sistema de fallas Polochic-Motagua se pierde en un límite difuso sobre la zona de subducción de la placa de Cocos y no corta ni desplaza a la trinchera Mesoamericana (Authemayou *et al.*, 2011), por lo cual se ha interpretado que toda la deformación se ha acomodado en las placas que la sobreyacen. En este contexto, se ha considerado a la falla o zona de cizalla de Tonalá como la prolongación hacia el oeste de la Falla de Polochic (Guzmán-Speziale, 2010; Figura 2).

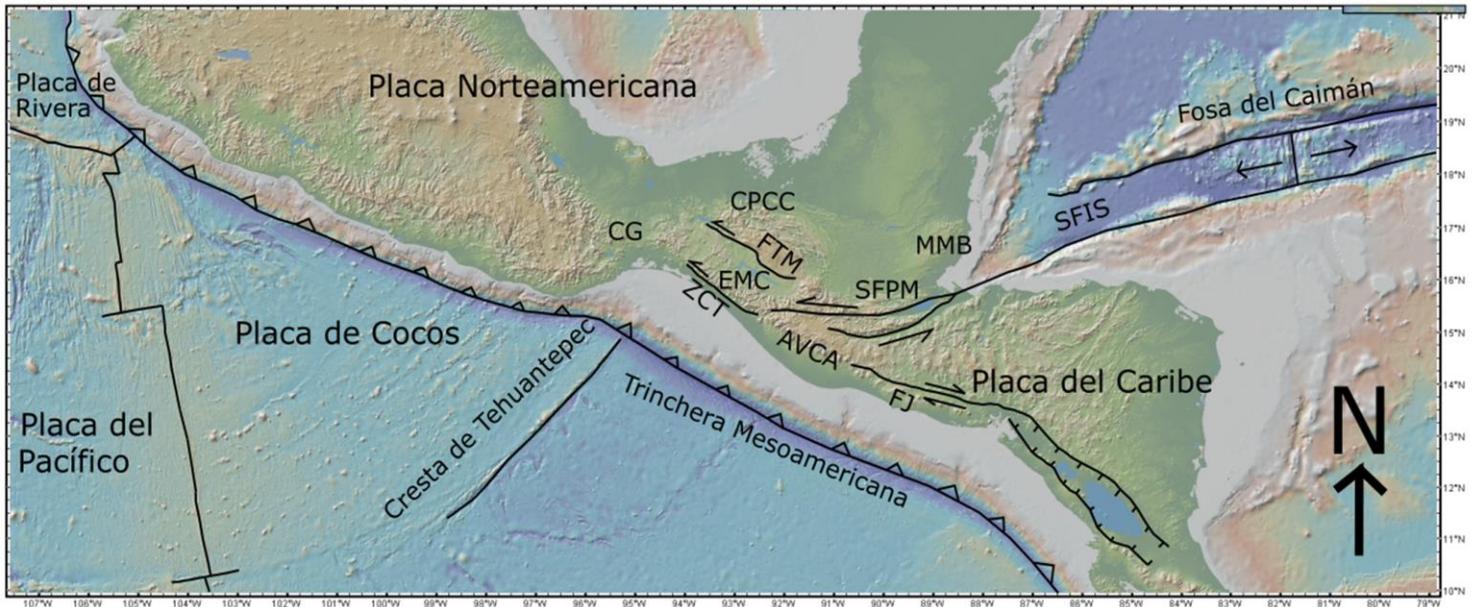


Figura 4. Localización de las principales placas tectónicas en México y América Central y de la zona de cizalla de Tonalá (ZCT). AVCA-arco volcánico Centroamericano, CG-complejo Guichicovi, CPCC-cinturón de pliegues y cabalgaduras de Chiapas, MC-macizo de Chiapas, FJ-falla Jalpatagua, FTM-falla Tuxtla-Malpaso, MMB-Montañas Maya de Belice, SFIS-sistema de fallas Islas Swan, SFPM-sistema de fallas Polochic Motagua, ZCT-zona de cizalla de Tonalá.

1.1.1. Evolución tectónica del punto triple entre las placas Norteamérica, Cocos y Caribe

1.1.2. Origen de la placa del Caribe

Se han propuesto dos hipótesis para explicar el origen de la placa del Caribe y su posterior evolución, ambas son vigentes y son tema de debate actualmente. Un modelo sugiere su origen como un fragmento de corteza continental en el océano Pacífico central (Malfait y Dinkelman, 1972), mientras que el otro sugiere que es un remanente de la placa de Farallón, ubicada originalmente a un costado de la costa pacífica mexicana en el Cretácico temprano (Ross y Scotese, 1988).

El primer modelo, basado en información estructural, edades del magmatismo, y la ubicación de las cuencas, sugiere que la placa del Caribe, la placa de Cocos y la placa Nazca formaban parte de la placa Paleopacífica hasta el Cretácico temprano, la cual se desplazaba en dirección NW, formando formando un límite transformante con respecto a la placa Norteamericana. En el Oligoceno temprano, la placa Paleopacífica experimentó un cambio de cinemática en dirección al oriente, lo cual ocasionó que se desmembrara en las tres placas actuales (Caribe, Cocos y Nazca). Posteriormente, la placa del Caribe se trasladó hacia el este, hasta su posición actual, estando limitada al este y al oeste por dos zonas de subducción y al norte y al sur por dos límites transformantes. Durante el desplazamiento del bloque y asociados a las dos zonas de subducción,

se activaron el arco de las Antillas y el arco volcánico centroamericano (Figura 3a; Malfait y Dinkelman, 1972). El segundo modelo está basado en una reconstrucción realizada con técnicas computacionales de reconstrucción paleogeográfica a partir de observaciones de las anomalías en el piso oceánico y el desplazamiento total de grandes estructuras que limitan a las tres placas, principalmente, en estudios derivados de la fosa del Caimán. Este modelo propone que la placa del Caribe formaba parte de la placa de Norteamericana durante el Jurásico al Cretácico temprano y se encontraba frente a las costas del Pacífico, cerca de Jalisco. Posteriormente, este fragmento se separó de la placa Norteamericana y migró de manera paralela a la costa de México hasta su posición actual (Figura 3b; Ross y Scotese, 1987; Pindell *et al.*, 1988).

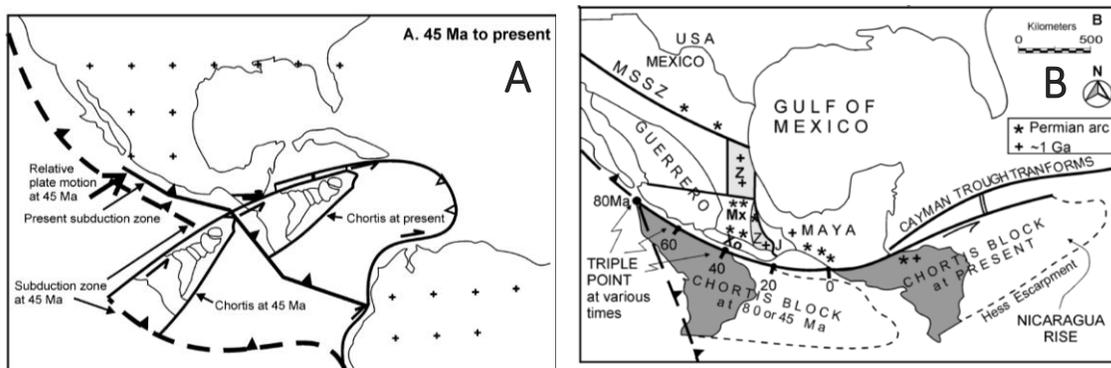


Figura 3. Modelos tectónicos que explican el origen de la placa del Caribe y la posición original del bloque de Chortis. A) Un primer modelo coloca a la placa del Caribe en el Pacífico Central (Malfait y Dinkelman, 1972). B) Un segundo modelo coloca a la placa del Caribe frente a las costas del Pacífico mexicano. (Ross y Scotese, 1988). Figura tomada de Keppie y Morán-Zenteno (2005).

Ambas hipótesis han sido apoyadas por varios grupos de investigación. Sin embargo, el segundo modelo es el más aceptado, debido a que se sustenta en datos paleomagnéticos que indican que la rotación que experimentó el bloque de Chortis (porción norte de la placa del Caribe en Guatemala) es cinemáticamente compatible con aquella del macizo de Chiapas (Molina-Garza *et al.*, 2019). Además, a lo largo de la línea de costa del Pacífico, desde Jalisco hasta Chiapas, hay una serie de plutones con firma de arco y diversas zonas de cizalla de cinemática siniestral como la zona de cizalla de Tierra Colorada, la zona de cizalla de Chacalapa y la zona de cizalla de Tonalá (Tolson, 2005; Leon *et al.*, 2007; Molina-Garza *et al.*, 2015), cuyas edades disminuyen de NW a SE, lo que sugiere la migración de un arco asociado al paso del bloque de Chortis (Pindell, 1990 y 2009). Sin embargo, existen cuatro puntos que no son compatibles con este modelo: 1) la aparente ausencia de deformación en los reflectores sísmicos del Golfo de Tehuantepec (Sánchez-Barreda, 1981; Keppie y Morán-Zenteno, 2005); 2) no se ha encontrado una estructura que ligue el sistema de fallas Polochic Motagua con la Trinchera Mesoamericana (Johnson, 1984); 3) la presencia de rocas

volcánicas paleocénicas en el sur de Chiapas (Burkart, 1983), podría indicar que el arco se estableció desde el Paleoceno en Chiapas, refutando la migración del magmatismo; y 4) la ausencia de algunos ensambles ígneos-metamórficos en el bloque de Chortis equivalentes a los terrenos del sur de México (Zapoteco, Mixteco, Juárez, Maya), lo cual sugiere que no hay una correspondencia entre las dos placas (Keppie y Morán-Zenteno, 2005). Recientemente, se ha propuesto que el bloque que corresponde con la plataforma no deformada al frente de Chiapas y en el Golfo de Tehuantepec puede corresponder con un fragmento del bloque de Chortis, así justificando la falta de deformación en este bloque (Villagómez, *et al.*, 2020).

1.1.3. Modelos tectónicos propuestos para la configuración actual del punto triple entre las placas norteamericana, del Caribe y de Cocos

Se han propuesto varios modelos tectónicos para explicar la configuración actual del punto triple difuso que existe entre las placas norteamericana, de Cocos y del Caribe, los cuales se describen a continuación. (A) El primero sugiere que la deformación del límite transformante Norteamérica/Caribe, antes de alcanzar la Trinchera Mesoamericana (TMA), se reparte en tres zonas: (a) a lo largo del sistema de fallas Polochic-Motagua (SFPM), donde acomoda desplazamiento sinistral; (b) al sur del SFPM, en Guatemala, donde acomoda extensión; y (c) a lo largo de la falla Jalpatahua (FJ) y el arco volcánico centroamericano, donde acomoda desplazamiento dextral (Figura 2 y Figura 4A; Plafker, 1976; Gordon y Muehlberger, 1994). (B) La deformación fue repartida al norte del SFPM en Chiapas por acortamiento y al sur, en Guatemala, por extensión, dando lugar a las provincias de fallas transcurrentes y de pliegues y cabalgaduras en Chiapas y a los pilares y fosas tectónicas en Guatemala (Figura 4B; Guzmán-Speziale y Meneses-Rocha, 2000). (C) La placa de Cocos es muy rígida, por lo cual no se deforma en el punto triple, de manera que se desarrolla una escama tectónica de antearco paralela a la trinchera (Figura 4C; Morgan *et al.*, 2008). (D) En modelos más recientes, se ha interpretado que hay un bajo grado de acoplamiento mecánico entre la escama tectónica que se encuentra en el límite Cocos/Caribe, mientras que hay un alto grado de acoplamiento mecánico en el límite Cocos/Norteamérica, por lo cual se consideran dos escamas tectónicas independientes, una al sur de la zona de cizalla de Tonalá y una al sur de la falla Jalpatahua (Figura 4D; Álvarez-Gómez, 2008; Rodríguez *et al.*, 2009) (E) La geometría curva de la falla Motagua modifica el ángulo del movimiento de la placa de Norteamérica generando extensión hacia el oriente y acortamiento al poniente del SFPM (Figura 4E; Demets *et al.*, 2000; Roger y Mann, 2007).

Recientemente, Authemayou *et al.* (2012) y Andreani *et al.* (2016) propusieron dos modelos que combinan las propuestas antes mencionadas: (a) El modelo del *pull-up* sugiere que, a medida que la placa del Caribe acumula desplazamiento, un bloque perteneciente a la placa Norteamericana, limitado al oeste por la trinchera Mesoamericana es arrancado y arrastrado hacia el límite entre las placas Norteamericana y del Caribe y pasa a formar parte de esta última (figura 4F); consecutivamente, se forman nuevos bloques que también son arrastrados. (b) El modelo de *zipper*, sugiere que el SFPM, de cinemática sinistral y de orientación E-W, y la falla Jalpatahua, de cinemática dextral y orientación N45°W son un sistema conjugado de fallas que convergen al NW en la zona de cizalla de Tonalá de cinemática siniestral-inversa (Figura 4G). A medida que el bloque del Caribe avanza al E, el espacio que queda libre en el punto de convergencia de estas tres fallas se sutura. El punto de sutura migra al SE de la misma forma que un *zipper* mientras que el punto triple migra al E con toda la placa del Caribe. Aunque los dos modelos son vigentes, aún no hay un consenso sobre cuál de los dos modelos es dominante, ello debido en parte a la carencia de estudios detallados sobre la cinemática de las fallas.

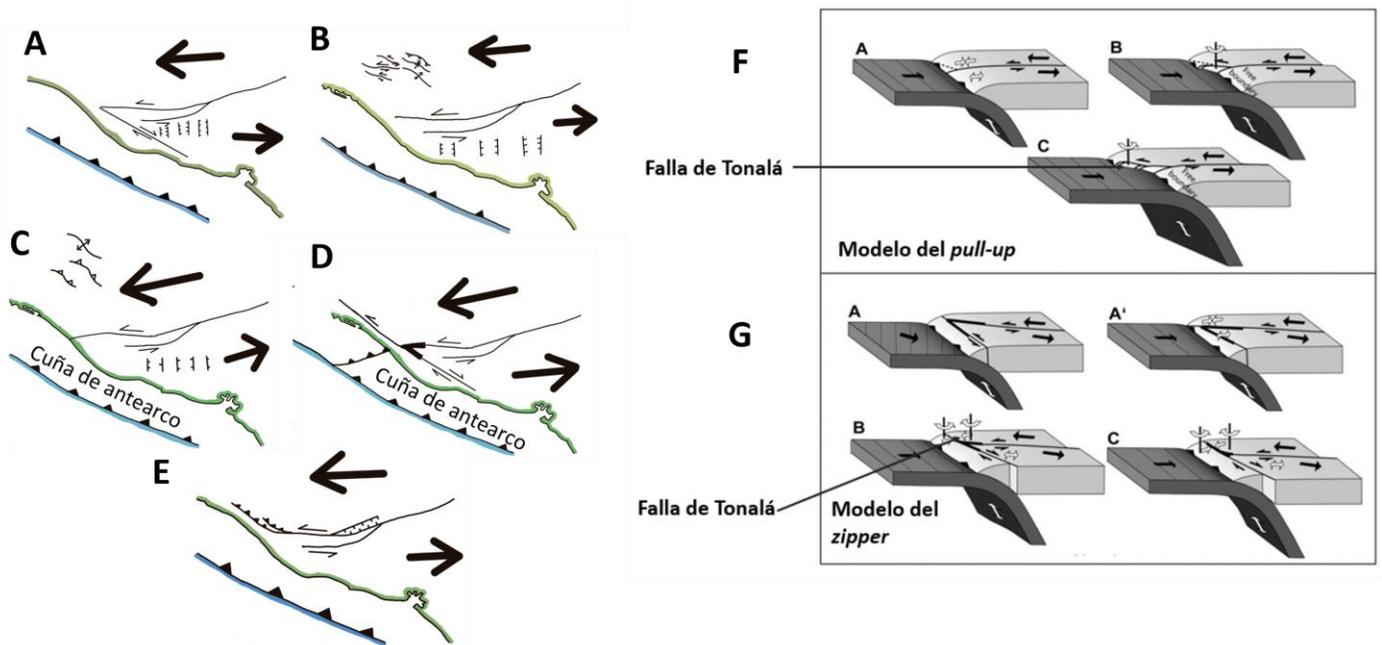


Figura 4. Modelos tectónicos para explicar la configuración actual del punto triple difuso que existe entre las placas norteamericana, del Caribe y de Cocos. A) Plafker (1976), indica que parte de la deformación ocurre como extensión al norte de Guatemala, B) Guzmán-Speziale (2000), indica que parte de la deformación se localiza en el cinturón de pliegues y cabalgaduras de Chiapas y en la provincia de fallas transcurrentes, C) Morgan (2008) propone la formación de una cuña de antearco que se comporta de manera independiente, D) Álvarez-Gómez (2008) y Rodríguez (2009), indican que la cuña de antearco presenta diferentes grados de acoplamiento mecánico con la placa del Caribe y la placa Norteamericana E) Demets *et al.* (2000), y Roger y

Mann (2007), muestran que hay extensión al este y acortamiento al oeste debido a la geometría curva de la falla Motagua, F y G) Modificado de Authemayou (2012), modelo del pull-up en donde distintos bloques son arrancados de la placa Norteamericana y son arrastrados hacia la placa del Caribe y modelo del zipper, en donde el SZCTE funge como una estructura de sutura en donde convergen el SFPM y la falla Jalpatagua.

1.2. Planteamiento del problema:

A pesar de que la ZCT y la ZCE juegan un papel muy importante en la tectónica reciente del sur de México, existen pocos trabajos enfocados a caracterizar su deformación a pequeña y a gran escala. Tampoco hay estudios sistemáticos de su cinemática ni de sus condiciones de deformación a lo largo de la traza, los cuales permitan examinar su papel en la evolución del punto triple entre las placas norteamericana, de Cocos, y del Caribe y discriminar entre los modelos tectónicos antes mencionados. Este trabajo busca llenar este hueco en el conocimiento geológico.

1.2.1. Justificación

Documentar las zonas de cizalla de Tonalá y Escuintla permite dilucidar la historia de deformación reciente del sureste de México y aporta nuevos datos para constreñir los modelos tectónicos vigentes que abordan la configuración del punto triple difuso entre las placas Norteamericana, de Cocos y del Caribe.

1.2.2. Hipótesis

De acuerdo con lo establecido en trabajos previos (Authemayou *et al.*, 2012; Molina-Garza *et al.*, 2015; Andreani *et al.*, 2016) se han propuesto dos modelos dinámicos que incorporan a los modelos previos propuestos para la zona y que explican la configuración del punto triple difuso en el que interactúan las placas Norteamericana, del Caribe y de Cocos, en el cual también convergen las zonas de cizalla de Tonalá y Escuintla: el modelo de zipper y el de pull-up. El primer modelo, implica la extrusión hacia el este de la placa del Caribe asistida por la sutura de dos sistemas de fallas: la falla de Tonalá y la falla de Jalpatagua (Figura 4G, mientras que el segundo modelo sugiere que existen bloques que son arrancados de la placa Norteamericana y son arrastrados al límite tectónico entre las placas Norteamericana y del Caribe pasando a formar parte de la placa del Caribe (Figura 4F). Si el modelo de zipper fuera el correcto, las evidencias que soportarían esta hipótesis serían la presencia de indicadores cinemáticos derechos al sur, e izquierdos al norte de la parte media de la zona de cizalla con desplazamientos variables y con condiciones de deformación similares. En cambio, si el modelo de pull-up fuera correcto, se debería observar una cinemática

dominantemente izquierda, con componente inversa, y un gradiente de desplazamiento creciente hacia la porción SE de la zona de cizalla. Dichos desplazamientos deben ser consistentes con un incremento en las condiciones de P y T de la deformación a lo largo de la falla hacia el SE, así como con el desplazamiento relativo entre los bloques adyacentes. De esta manera, un estudio sistemático de cinemática y termobarometría a lo largo y ancho de la zona de cizalla, puede ayudar a probar cual modelo se aproxima mejor al comportamiento de la zona de cizalla.

1.2.3. Objetivo

Comprender la estructura, cinemática y condiciones termobarométricas de la deformación de las zonas de cizalla de Tonalá y Escuintla al suroeste de Chiapas y proponer un modelo que explique su desarrollo, en el cual los fenómenos del magmatismo y la deformación se transponen.

Objetivos particulares:

1. Determinar las características estructurales regionales y el estilo de deformación a meso-escala de la ZCT y la ZCE, haciendo hincapié en sus diferencias.
2. Diferenciar las variaciones estructurales, microestructurales y mineralógicas en las rocas correspondientes al Mioceno tardío, debido a que estas registran el último evento de deformación, asociado a la orogenia Chiapaneca.
3. Estimar el número de vorticidad cinemática a lo largo de un gradiente de deformación y clasificar la ZCT y la ZCE de acuerdo con estos parámetros.
4. Conocer las condiciones de deformación de la ZCT y la ZCE a partir de parámetros cuantitativos y cualitativos.
5. Proponer un modelo que explique la nucleación y evolución de la ZCT y la ZCE con la información estructural y microestructural obtenida.
6. Reconocer el rol que jugaron la ZCT y la ZCE en la tectónica del Caribe durante el Mioceno tardío y su reflejo en la configuración actual del punto triple entre las placas Norte Americana, del Caribe y de Cocos. Proponer un modelo que explique el desarrollo y evolución de la ZCT y la ZCE en su contexto tectónico.

Metas

- Realizar un mapa geológico general de la planicie costera de Chiapas y tres planos a semidetalle al NW, centro y SE de la planicie costera de Chiapas acompañadas de secciones geológico-estructurales.
- Determinar la cinemática de la ZCT y la ZCE a partir de observaciones y mediciones en campo acompañadas de 43 láminas delgadas orientadas paralelas a la lineación y perpendiculares a la foliación.
- Revisar la estructura, microestructura, orientación preferencial cristalográfica del cuarzo y mecanismos de deformación, geoquímica y mineralogía a lo largo de gradientes de deformación observados en la ZCT y la ZCE.
- Proponer un modelo geológico y un modelo tectónico que considere los resultados obtenidos.

1.3. Ubicación del área de estudio

Con el fin de estudiar la deformación de los plutones miocénicos que afloran en el límite sur de la Sierra Madre de Chiapas, se revisaron las zonas que comprenden los piedemontes y los cerros bajos que se encuentran entre la planicie costera de Chiapas y parte de Oaxaca, y la Sierra Madre de Chiapas desde San Pedro Tapanatepec, Oax., hasta al norte de Huixtla, Chis. (Figura 5 y Figura 7). En esta zona afloran los plutones miocénicos afectados por zonas de cizalla de acuerdo con las cartas del Servicio Geológico Mexicano y con los trabajos de Molina-Garza *et al.* (2015 y 2021). De toda el área, se cartografiaron tres zonas a semidetalle, en las inmediaciones de las poblaciones de Tonalá (al NW), Pijijiapan (al centro) y Escuinta (al SE). En estas tres zonas se presentan abundantes afloramientos en donde las rocas se encuentran bien preservadas y afloran de manera continua, por lo cual su descripción y muestreo es posible. Se obtuvieron 56 muestras y se colectaron 1408 datos estructurales de foliación, lineación, fracturas y fallas los cuales fueron analizados con fines del estudio.

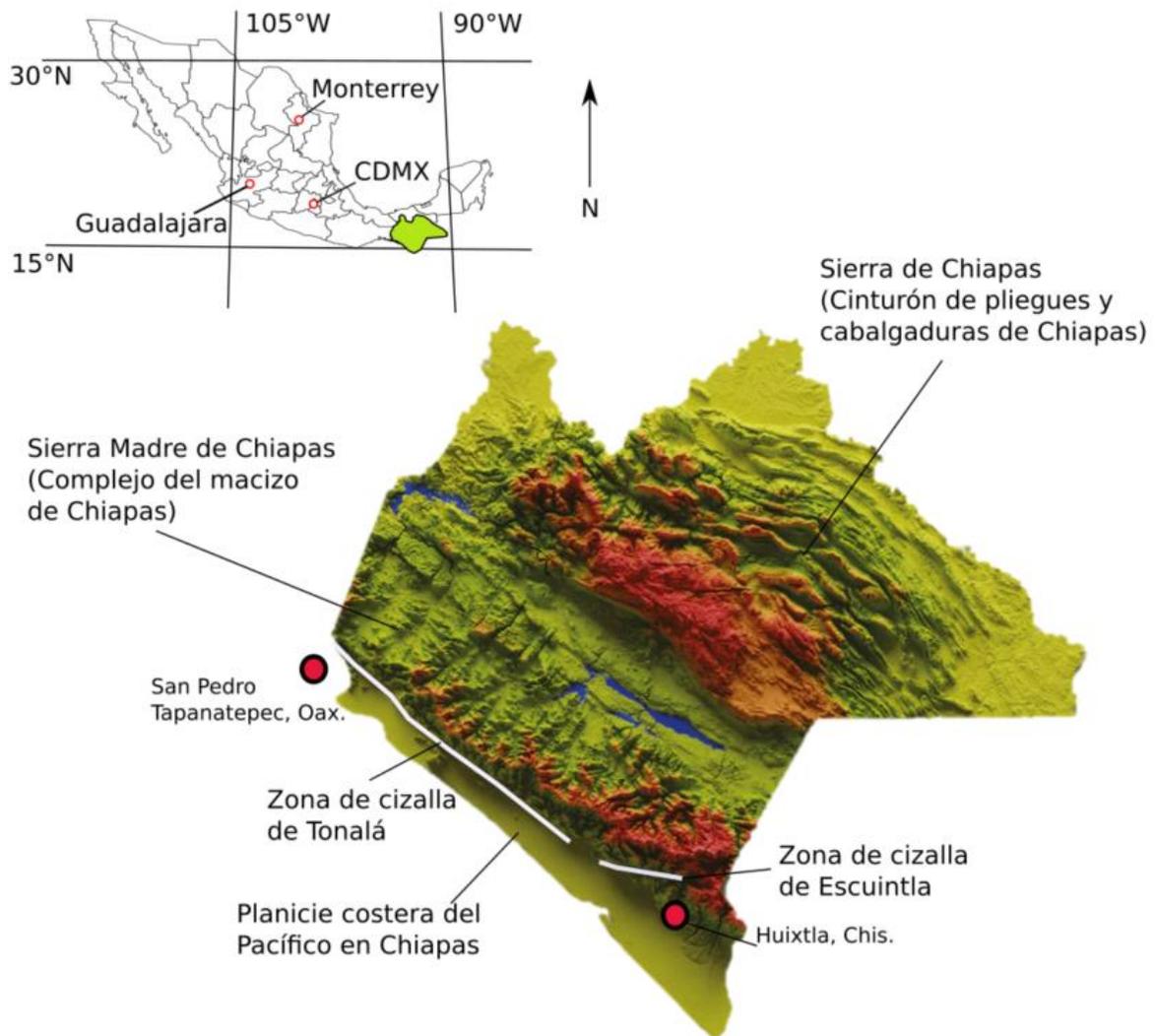


Figura 5. Localización del área de estudio en el Estado de Chiapas, México. En el mapa superior izquierdo se muestra la localización del Estado de Chiapas en México en color verde. En el mapa inferior derecho se muestra la traza de la zona de cizalla de Tonalá y de la zona de cizalla de Escuintla. Así mismo, se muestran algunos puntos que sirven de referencia geográfica como la Sierra Madre de Chiapas, la Sierra de Chiapas y las poblaciones de San Pedro Tapanatepec, Oax. Y Huixtla, Chis.

1.4. Geología Regional del sur de Chiapas

Para simplificar el estudio de la geología del estado de Chiapas, Meneses-Rocha (2001) propuso una división del territorio en cinco provincias geológicas de acuerdo con su litología y estilo de deformación: (1) la provincia de fallas transcurrentes, (2) el Cinturón de pliegues y cabalgaduras de Chiapas, (3) la sierra monoclinial, (4) el Cinturón plegado de Chicomuselo y (5) el complejo del macizo de Chiapas (Figura 6). Las primeras tres provincias incluyen rocas sedimentarias y volcánicas que van del Jurásico al Pleistoceno, mientras que el cinturón plegado de Chicomuselo está conformado por rocas sedimentarias que van del Carbonífero al Pérmico. Por otra parte, la presente disertación se enfoca en el complejo del macizo de Chiapas, un ensamble ígneo metamórfico que aflora a lo largo de una franja de más de 270 km al SW de Chiapas y que corresponde al basamento cristalino de las otras cuatro provincias. Las zonas de cizalla de Tonalá y Escuintla limitan al macizo de Chiapas al SW, a lo largo de este límite se emplazaron los plutones miocénicos que corresponden con la SPCC.

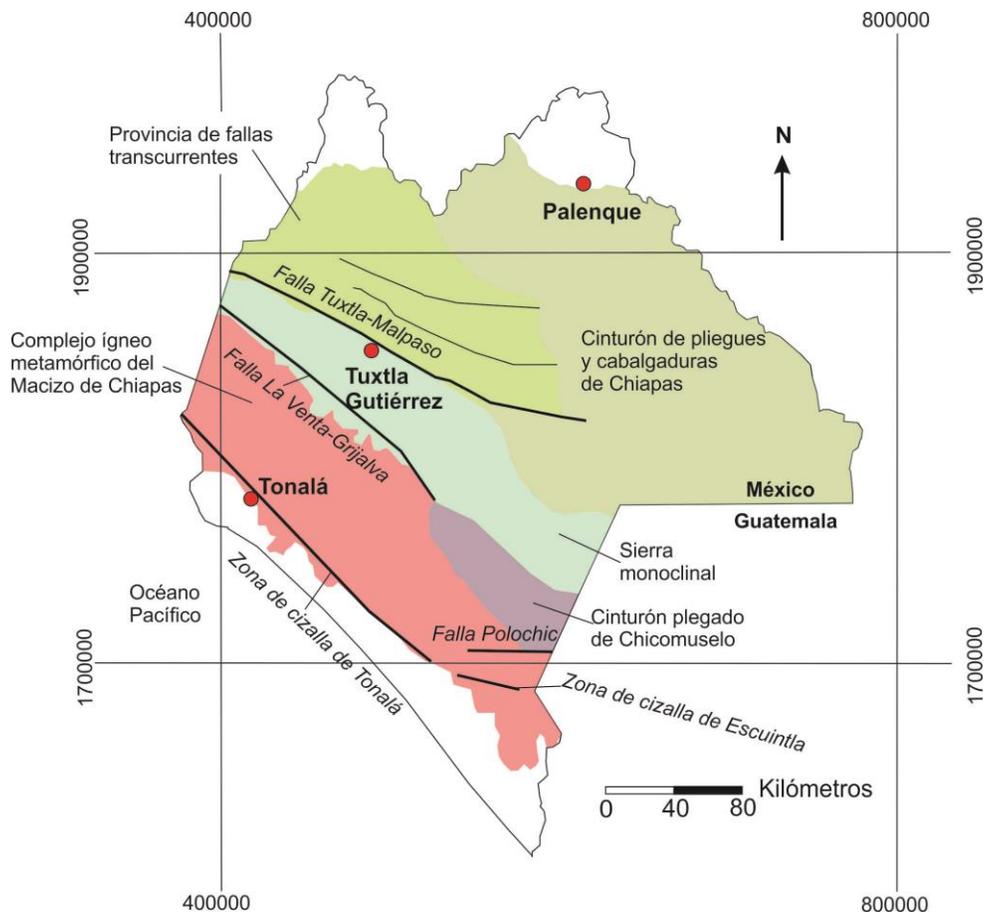


Figura 6. Mapa de las provincias geológicas del estado de Chiapas. En rojo se destaca el bloque que corresponde al macizo de Chiapas, en morado el cinturón plegado de Chicomuselo y en verde la cubierta sedimentaria del Mesozoico y Cenozoico.

1.4.1. El complejo del macizo de Chiapas

El complejo del macizo de Chiapas es un ensamble ígneo-metamórfico que aflora en un área de 20000 Km² paralela a la costa pacífica de Chiapas y corresponde fisiográficamente con la Sierra Madre de Chiapas. Su límite NE está definido por el sistema de fallas La Venta-Grijalva, mientras que el límite SE corresponde con la traza de la zona de cizalla de Tonalá. En general, la historia geológica del macizo de Chiapas se puede describir en tres etapas: (1) entre el Mesoproterozoico tardío y el Pérmico se depositaron al menos tres unidades metasedimentarias (Sepultura, Custepec y Jocote) y algunas unidades metaígneas de protolitos independientes (Anortosita Soconusco, Anortosita Mariscal, Unidad Candelaria, Suite plutónica Motozintla, Anfibolita Coacalco, etc.), las cuales alcanzaron un pico metamórfico durante el Pérmico tardío (Weber *et al.*, 2008, este trabajo). (2) Posteriormente, durante el Pérmico medio a tardío se emplazaron plutones voluminosos en estas unidades metamórficas, formando el batolito de del macizo de Chiapas (Weber *et al.*, 2008). (3) Durante el Mioceno medio y tardío, el macizo de Chiapas fue deformado en su límite SE por una zona de cizalla de varios kilómetros de ancho conocida como la zona de cizalla de Tonalá, a lo largo de la cual se emplazaron plutones con firma de arco, los cuales cortan tanto a las unidades metamórficas como a los intrusivos pérmicos (Molina-Garza *et al.*, 2015). A continuación, se describen las diferentes unidades metamórficas correspondientes al complejo del macizo de Chiapas que afloran a lo largo de la planicie costera de Chiapas y posteriormente, se describe a los intrusivos pérmicos.

1.4.2. Unidades que afloran a lo largo de la planicie costera de Chiapas previas al Mioceno

Para caracterizar la litología y estructura de las unidades que afloran a lo largo de la planicie costera de Chiapas, estas fueron descritas en tres áreas (Figura 7). Las áreas A y B comprenden las porciones NW y centro y corresponden geográficamente con los alrededores de las ciudades de Tonalá y Pijijiapan, Chiapas, respectivamente. La estratigrafía de ambas zonas fue dividida en 5 grupos para su estudio: 1) Unidades metaígneas en facies de anfibolita, nombradas en este trabajo como: unidad metamórfica Zanatenco (zona de Tonalá) y Anfibolita Coapa (zona de Pijijiapan), las cuales han sido cartografiadas como unidades metamórficas no identificadas por el Servicio Geológico Mexicano; 2), unidades metasedimentarias de bajo grado metamórfico: Unidad Sepultura (en la zona norte) y Unidad Custepec (en la zona centro) (Weber, *et al.*, 2007); 3) rocas graníticas, ortogneiss y migmatita del batolito pérmico del Macizo de Chiapas (Weber *et al.*, 2002); 4), rocas metavolcánicas del complejo Chontalpa (Molina-Garza *et al.*, 2021), y 5) intrusivos miocénicos de la SPCC.

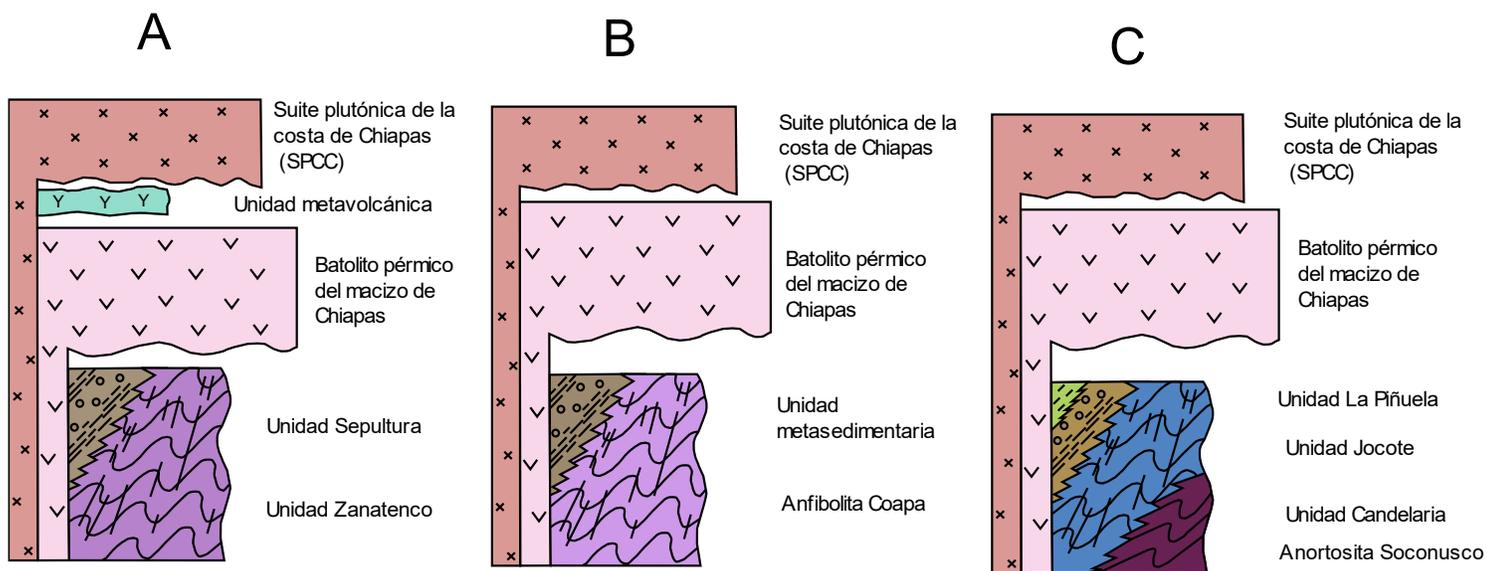
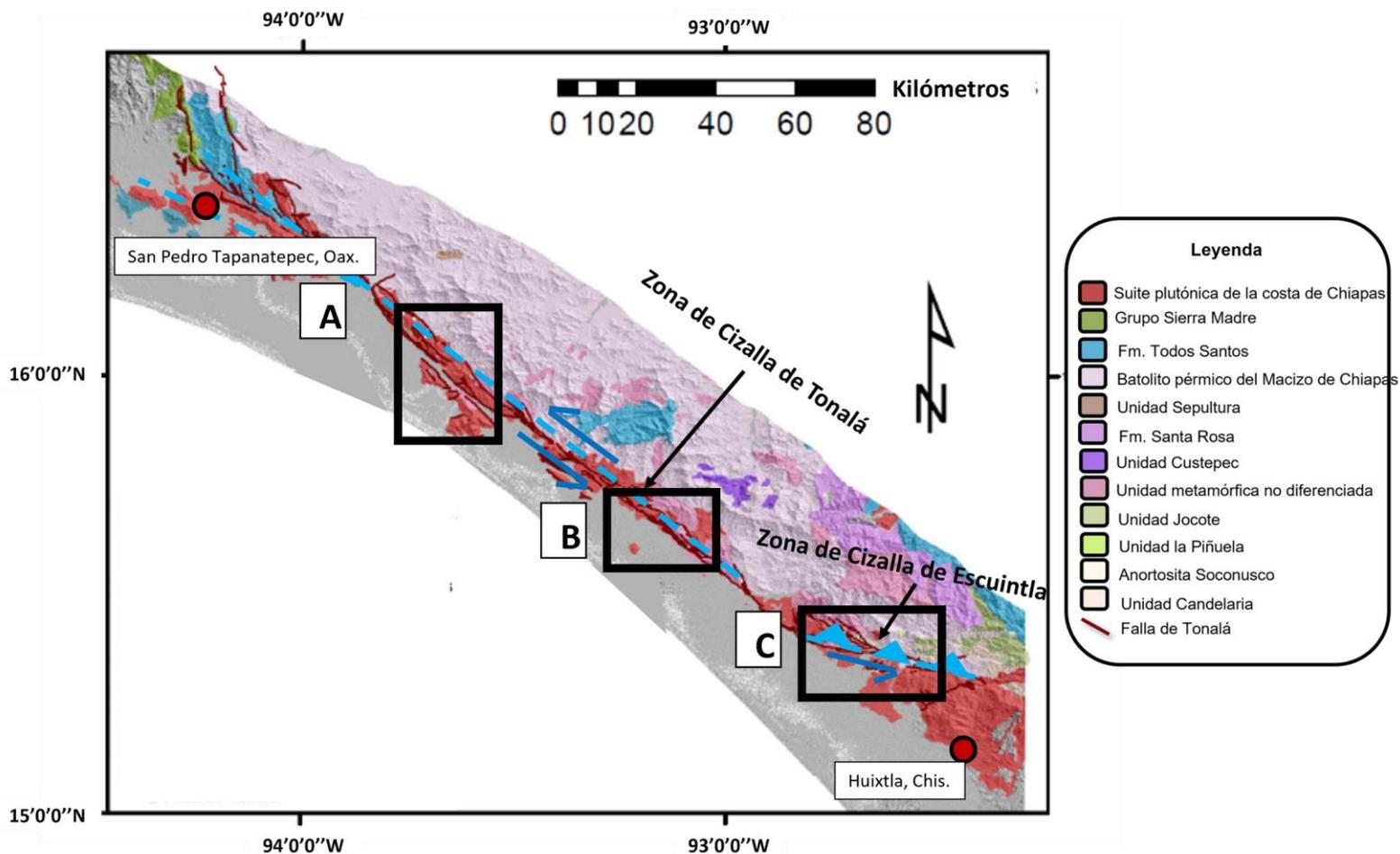


Figura 7. Mapa que muestra la distribución de las unidades que afloran a lo largo de la planicie costera del Pacífico en Chiapas y la ubicación de las tres zonas que fueron estudiadas en detalle. Abajo se presentan tres columnas litoestratigráficas esquemáticas de las unidades que afloran en las áreas A-NW, B-centro y C-SE del Sistema de zonas de cizalla Tonalá-Escuintla.

Por otra parte, el área C corresponde con la zona SE, en donde se pueden agrupar los diferentes tipos de rocas que afloran en cinco unidades: 1) rocas metaígneas de las unidades anortosita Soconusco y unidad Candelaria (anfíbolita) de edad Proterozoico; 2) rocas metasedimentarias de edad ediacariana de la unidad Jocote; 3) rocas plutónicas ordovícicas de la suite plutónica Motozintla y pérmicas del batolito del Macizo de Chiapas; 4) la unidad ultramáfica la Piñuela de edad desconocida; y 5) intrusivos miocénicos de la SPCC. A continuación, se describen las principales características de las unidades previas al Mioceno tardío. En su porción SE, la configuración estructural del macizo de Chiapas es más compleja debido a deformación cenozoica del basamento, lo cual ha dado lugar a patrones complejos de fallamiento, actividad hidrotermal y mineralización.

A. Unidades metaígneas: unidad Zanatenco (UMZ), anfíbolita Coapa (AC), anortosita Soconusco (AS) y unidad Candelaria

Las unidades metaígneas corresponden con las rocas más viejas del área. En cuanto a las rocas que afloran en los sectores NW y centro (Figura 7 A y B), estas han sido agrupadas por el Servicio Geológico Mexicano (Cartas Huixtla y Tuxtla 1:250000) como unidad metamórfica no diferenciada, por lo cual no se conoce su edad ni su extensión. En este trabajo se propone el nombre de unidad metamórfica Zanatenco para las rocas metaígneas que se encuentran en el sector NW y anfíbolita Coapa para las que se encuentran en la porción central. Ambas unidades consisten en anfíbolita de protolito básico, presentan una foliación nematoblástica de grano grueso y están compuestas por anfíbol, plagioclasa y biotita (Figura 8 y Figura 9). Estas unidades se encuentran en grandes lentes interdigitados con los plutones miocénicos de la SPCC y son oblicuos a la ZCT. La unidad Zanatenco aflora de manera discontinua a lo largo del río Zanatenco cerca de Tonalá, Chiapas (lentes color lila en Figura 10) y la anfíbolita Coapa a lo largo del río Coapa (lentes color lila en Figura 14).

La unidad Zanatenco presenta una foliación disyuntiva con un rumbo promedio $N30^{\circ}W/85^{\circ}$, aunque varía entre $N60^{\circ}W$ y $N10^{\circ}W$ (Figura 10). Mientras que la anfíbolita Coapa presenta una foliación anastomosada de orientación $N33^{\circ}W/80^{\circ}$ con variaciones entre $N80^{\circ}W$ y $N10^{\circ}E$. La foliación está definida por dominios formados por biotita y, en algunos sectores, bordea cristales de anfíbol y plagioclasa formando objetos σ que acusan una cinemática sinistral, por lo cual se considera una foliación milonítica (Figura 9). Atravesando la foliación, se observan diques de aplita paralelos y oblicuos a la foliación, los últimos forman pliegues similares e isoclinales de longitud de onda de centímetros a algunos decímetros y cuyo plano axial es paralelo a la foliación (Figura 8a).

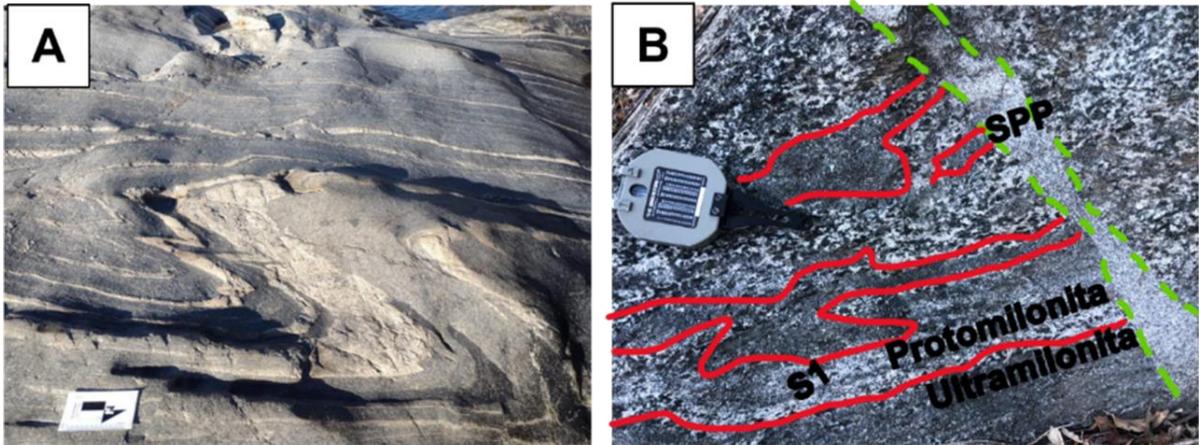


Figura 8. Fotografías destacando los principales rasgos estructurales que se observan en la unidad metamórfica Zanatenco: A) pliegues similares paralelos a la foliación milonítica en ortogneis, B) dominios de foliación intercalados de protomilonita y milonita, cortados por un dique perteneciente a la SPCC.

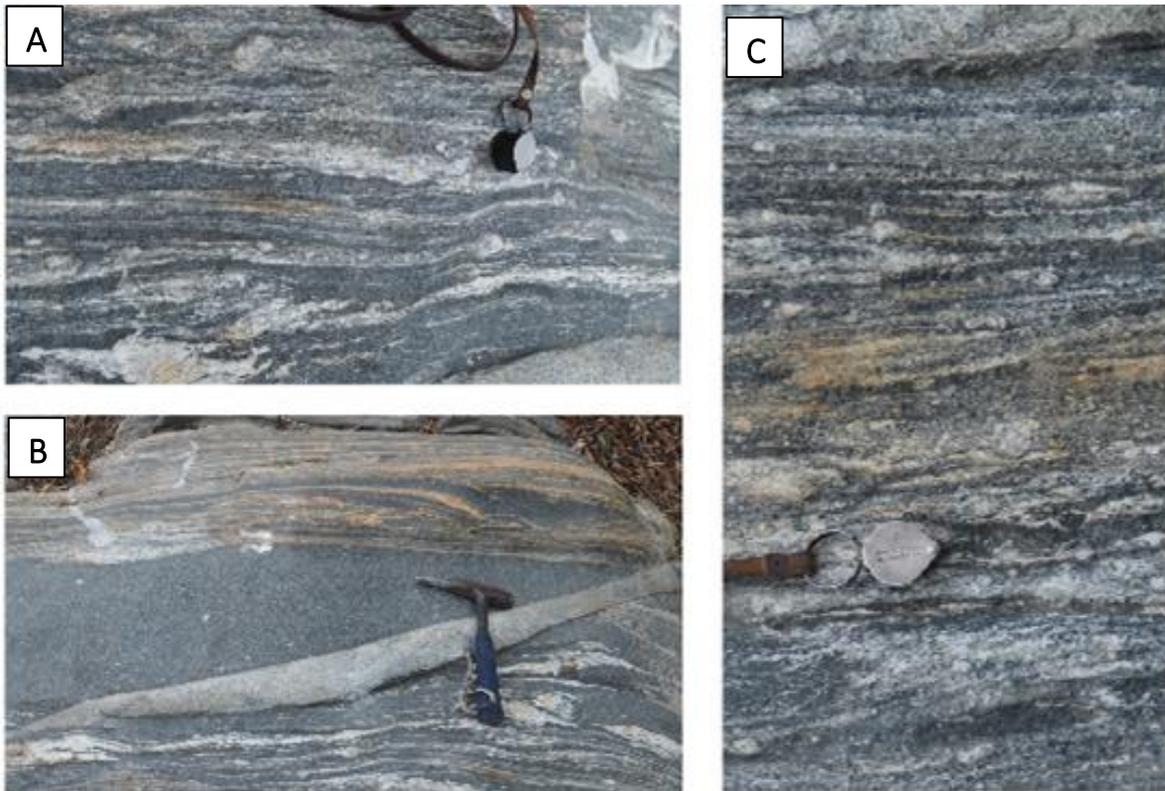


Figura 9. Fotografías de los principales rasgos estructurales en la anfibolita Coapa. A), foliación gnéisica de bandas leucocráticas y melanocráticas. B), dique perteneciente a la Suite plutónica de la costa de Chiapas oblicuo a la foliación de la anfibolita Coapa sin deformación aparente. C), foliación formada por dominios leucocráticos y melanocráticos intercalados bordeando porfidoclastos de plagioclasa.

Finalmente, en la porción SE afloran dos unidades metaígneas: la unidad Candelaria (Estrada-Carmona, *et al.*, 2012; Weber, *et al.*, 2015) y la unidad anortosita Soconusco (Cisneros de León *et al.*, 2017), ambas de edad greenvilliana (~1 Ga). La Unidad Candelaria corresponde con metagabro

en facies de anfibolita con dominios de leucosoma que sugieren anatexis del protolito. Por otra parte, la anortosita Soconusco corresponde con lentes de anortosita intercalados con anfibolita y nelsonita (Cisneros de León, *et al.*, 2017). La Unidad Candelaria presenta una foliación disyuntiva marcada por dominios ricos en anfíbol y biotita y varía entre S30°E/43° y S60°W/70°. Por otra parte, la anortosita Soconusco presenta un bandeamiento gnéssico de orientación N35°W/68° (Figura 16).

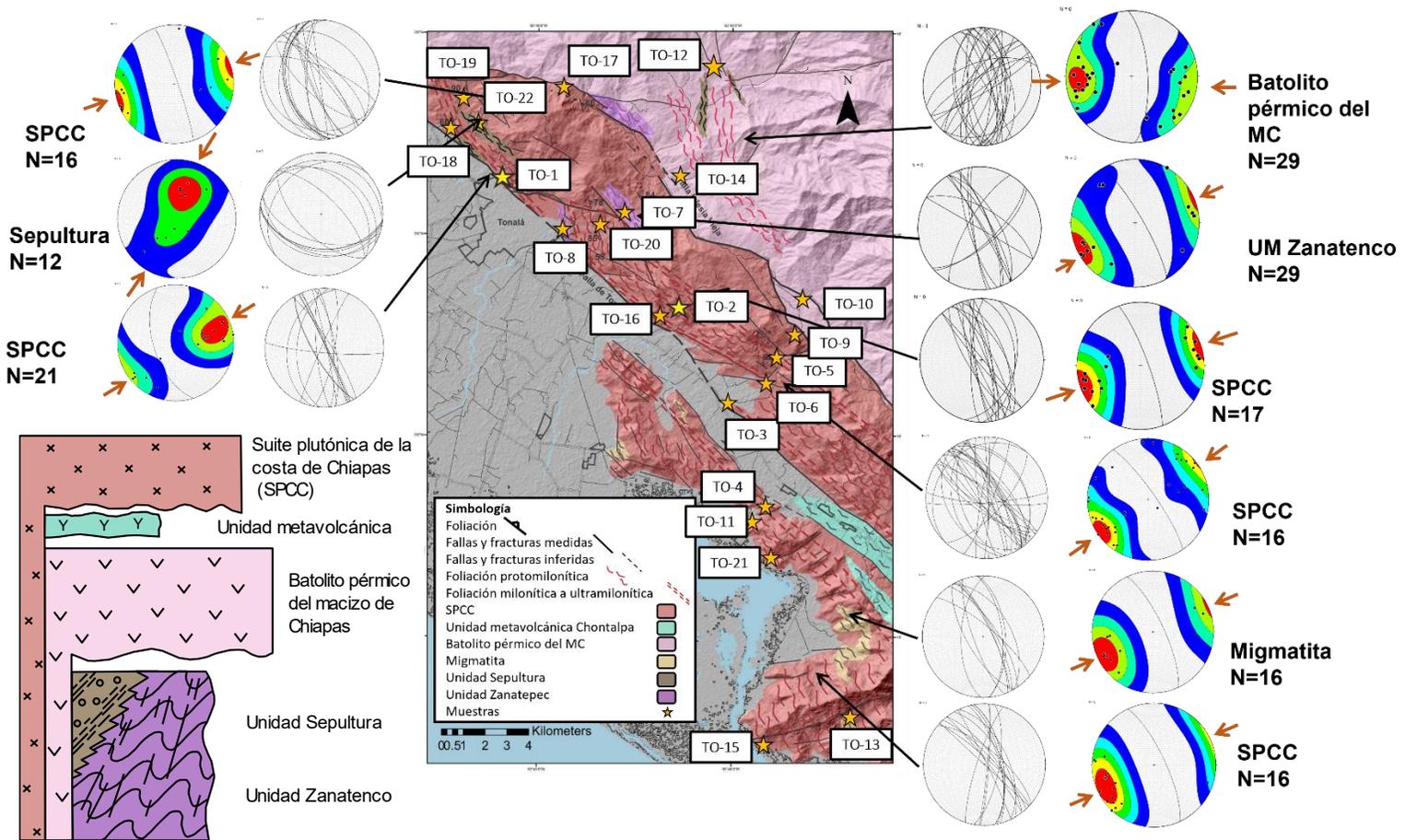


Figura 10. Mapa geológico-estructural de la zona NW con los puntos de muestreo (estrella amarillas), una columna estratigráfica esquemática y diagramas de polo que sintetizan la orientación promedio de la foliación de las distintas unidades que afloran en el área, así como la dirección perpendicular a la foliación, correspondiente con la dirección de máximo acortamiento.

B. Unidad Sepultura, Unidad Custepec y Unidad Jocote

La Unidad Sepultura y la Unidad Custepec son unidades metasedimenarias que afloran en las áreas A y B (NW y centro), respectivamente, y fueron reportadas por Weber *et al.* (2007). La unidad Sepultura consiste en meta-arenisca, metapelita, cuarcita y rocas calco-silicatadas, las cuales alcanzaron su pico metamórfico durante el Pérmico tardío ($T=730^{\circ}\text{C}-780^{\circ}\text{C}$, $P= 5.8 \text{ kBar}$) (Weber *et al.*, 2007). Por otra parte, la unidad Custepec consiste en anfibolita de granate, rocas calco-

silicatadas y metapelita, las cuales alcanzaron un pico metamórfico durante el Pérmico Tardío ($T > 800^{\circ}\text{C}$, $P = 9\text{kbar}$) (Estrada-Carmona, 2009).

Estas unidades forman lentes sigmoidales paralelos y ligeramente oblicuos a la zona de cizalla de Tonalá (lentes color marrón en las Figuras 10 y 14). La Unidad Sepultura tiene una estratificación subhorizontal ($7\text{-}15^{\circ}$) de orientación $\text{N}55^{\circ}\text{W}$, y sobrepuesto, presenta un clivaje de orientación $\text{N}85^{\circ}\text{W}$ marcado por planos de presión solución. Por otra parte, la Unidad Custepec presenta una estratificación de orientación $\text{N}15^{\circ}\text{W}/60^{\circ}$ y un clivaje pizarroso de orientación $\text{N}20^{\circ}\text{W}/70^{\circ}$.

Por otra parte, la unidad Jocote está conformado por rocas metapelíticas-metapsamíticas y calcosilicatadas de edad ediacarana, las cuales registran un evento de metamorfismo en facies de anfibolita durante el Ordovícico-Devónico y otro evento de metamorfismo en facies de esquistos verde durante el Pérmico ($T < 500^{\circ}\text{C}$) (Weber *et al.*, 2018; González-Guzmán *et al.*, 2016). Estas rocas presentan un clivaje de orientación $\text{N}60^{\circ}\text{W}/70^{\circ}\text{NE}$.

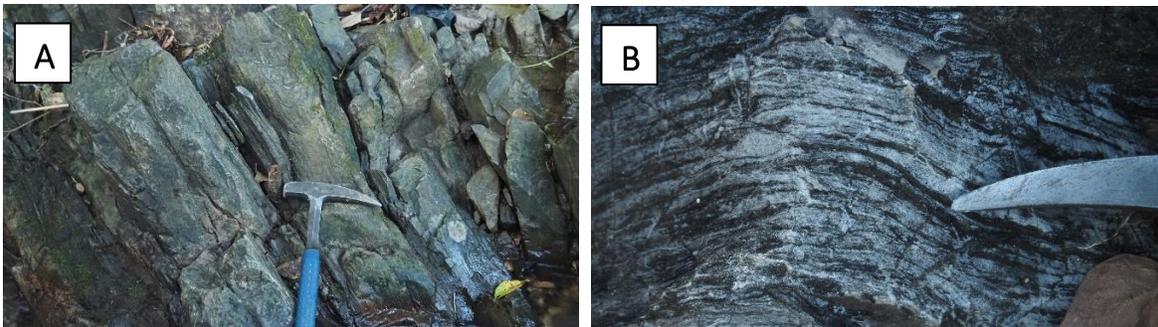


Figura 11. Fotografías de los principales rasgos estructurales en la unidad Custepec A) estratos de cuarcita y pizarra y B) calci-milonita.

C. Unidad ultramáfica La Piñuela

En el área C (al SE) aflora una unidad ultramáfica reportada por Cisneros de León *et al.* (2017) como unidad La Piñuela. Esta unidad presenta bloques rígidos de peridotita y piroxenita rodeados por una matriz de serpentinita. La matriz presenta una foliación continua y una fábrica arcillo-escamosa de geometría anastomosada a plano-paralela de orientación E-W a NW-SE. No se conoce la edad de la unidad. Sin embargo, debido a su naturaleza y relaciones de corte, puede estar temporalmente asociada con la unidad Candelaria (Figura 12).

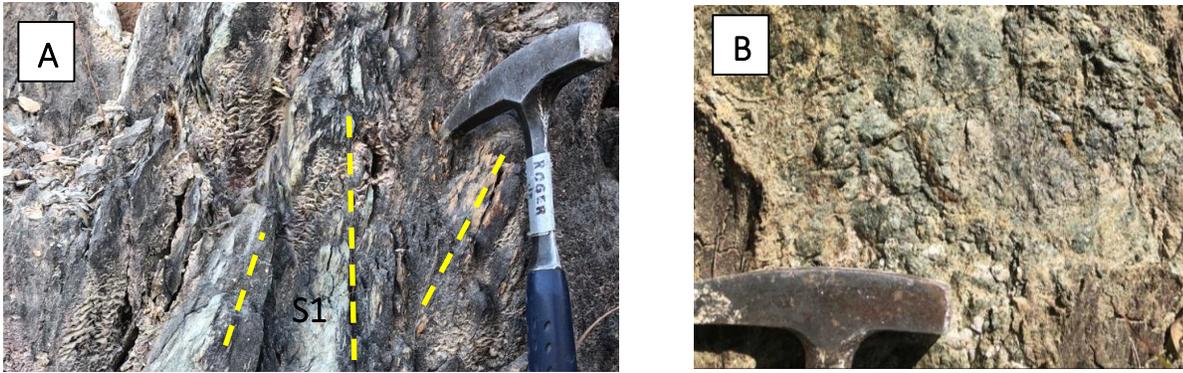


Figura 12. Afloramientos correspondientes con la unidad ultramáfica La Piñuela. A), se observa un dominio de serpentinita con una foliación continua y anastomosada; B), lentes de peridotita con fracturas y alteración hidrotermal.

D. Batolito pérmico del Macizo de Chiapas y Suite Plutónica ordovícica de Motozintla

El batolito pérmico de Chiapas es el complejo batolítico más voluminoso de México (Weber *et al.*, 2018) y amalgama a los diferentes ensambles metamórficos que constituyen al complejo ígneo y metamórfico del macizo de Chiapas (MC). Las rocas que se encuentran en esta provincia son en su mayoría plutones deformados en un rango de composición que va de granito a gabro, así como algunos lentes de migmatita (Schaaf *et al.*, 2002; Weber *et al.*, 2007). El ensamblaje se ha asociado a un evento tectono-termal en un contexto de arco que ocurrió entre el Pérmico temprano y el Pérmico tardío (272-250 Ma) y que generó localmente (en las unidades Sepultura, Custepec, Candelaria y Jocote) un metamorfismo termal de mediano a alto grado (Weber, 2018).

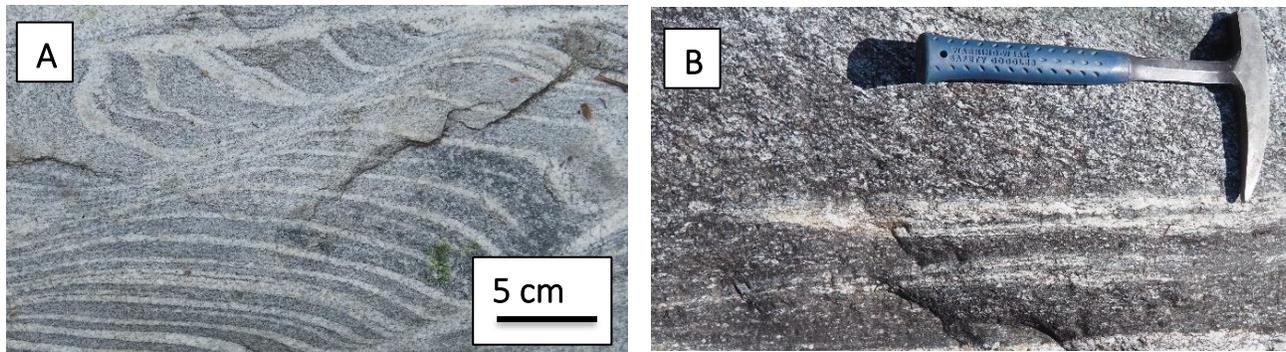


Figura 13. Fotografías de los principales rasgos estructurales del Batolito pérmico del Macizo de Chiapas. A) migmatita con bandeamiento estromático y estructuras tipo schlieren y B) zona de cizalla dúctil de cinemática siniestral con una deflexión de la foliación.

En esta unidad los plutones presentan foliación, foliación milonítica y bandeamiento gnéssico de orientación N15°E (Figura 10, 13a y 14), con variaciones entre N20°W y E-W. De acuerdo con bandas de cizalla *C'*, porfidoclastos de plagioclasa y la deflexión de la foliación, se ha interpretado una cinemática sinistral para la foliación milonítica (Figura 13B). De acuerdo con la variabilidad textural de las rocas que conforman esta unidad, se han definido tres dominios texturales: plutones con texturas magmáticas, plutones con foliación. Esta unidad está expuesta en la porción norte de las tres zonas y amalgama a todas las unidades metamórficas previas al Mioceno (Figuras 10, 14 y 16).

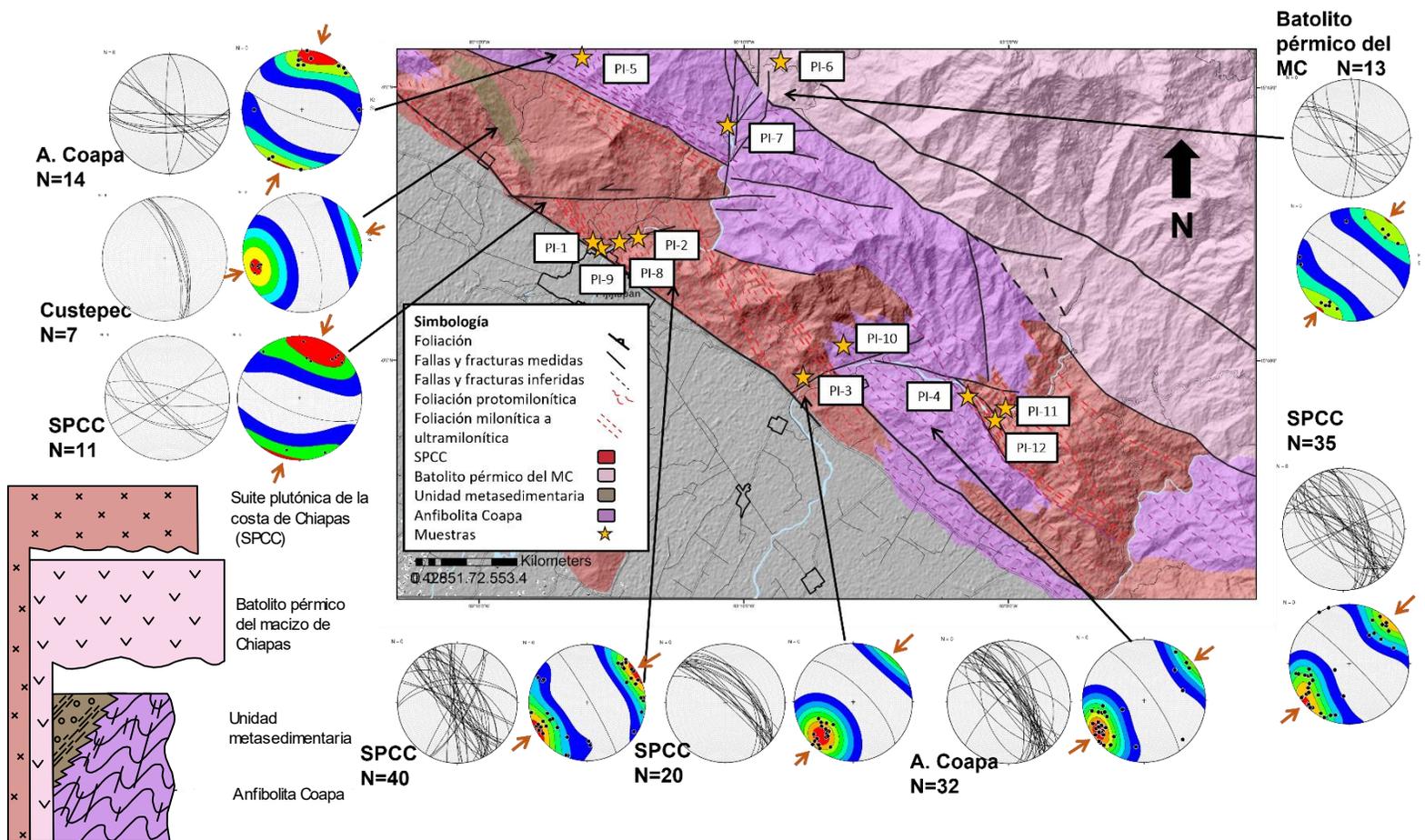


Figura 14. Mapa geológico-estructural de la zona centro con los puntos de muestreo (estrella amarillas), una columna estratigráfica esquemática y diagramas de polo que sintetizan la orientación promedio de la foliación de las distintas unidades que afloran en el área, así como la dirección perpendicular a la foliación, correspondiente con la dirección de máximo acortamiento.

E. Depósitos metavolcánicos Jurásicos

En la porción NW se encuentran depósitos meta-volcanoclásticos, los cuales, han sido reportados como parte del arco Chontalpa definido por Molina-Garza *et al.* (2021). La unidad presenta un metamorfismo de bajo grado y se dispone en lentes elongados del orden de kilómetros. Esta unidad aflora desde el sur de Tonalá, Chiapas, hasta General Pascual Fuentes, Oaxaca. Dichos depósitos presentan una fuerte alteración hidrotermal por lo cual es difícil conocer su textura y mineralogía original. Esta unidad presenta un clivaje penetrativo de orientación N12°W/45°. (figuras 10 y 15).



Figura 15. Fotografía de los depósitos metavolcánicos de la Unidad Chontal. Las rocas presentan un clivaje continuo y de geometría anastomosada.

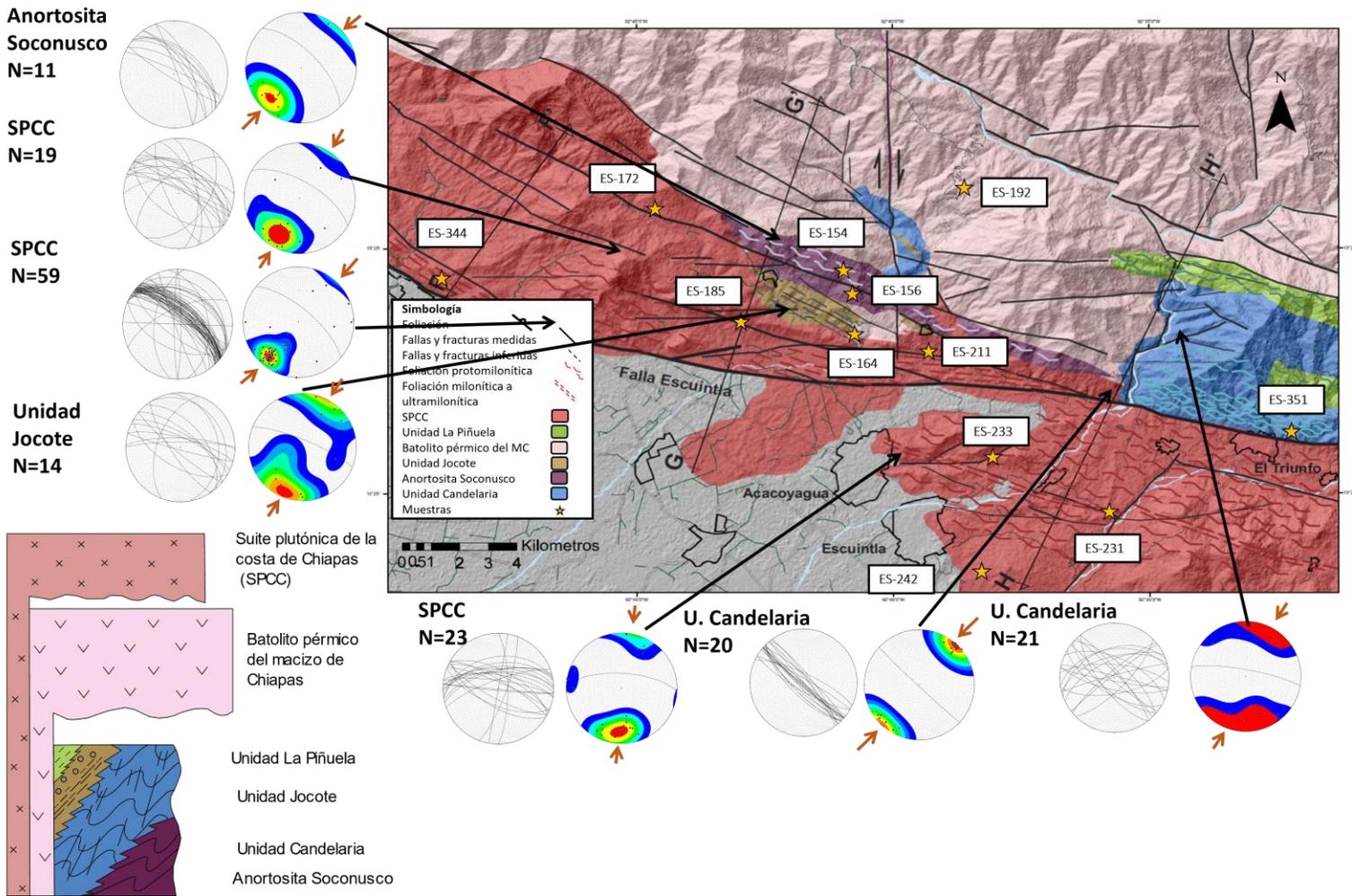


Figura 16. Mapa geológico-estructural de la zona SE con los puntos de muestreo (estrella amarillas), una columna estratigráfica esquemática y diagramas de polo que sintetizan la orientación promedio de la foliación de las distintas unidades que afloran en el área así como la dirección perpendicular a la foliación, correspondiente con la dirección de máximo acortamiento.

1.4.3. Suite plutónica de la costa de Chiapas

A lo largo de la planicie costera del Pacífico en Chiapas, se despliegan una serie de intrusivos de composición intermedia a félsica que se han interpretado como las raíces de un arco magmático extinto asociado a la subducción de la placa de Cocos (Molina-Garza *et al.*, 2015 y 2020) (Figura 7). Las rocas que componen a estos plutones consisten en cuarzo-monzonita, granodiorita, tonalita, y diorita (Figura 17a) formadas principalmente por plagioclasa>cuarzo>feldespato k>biotita>>óxidos de Fe y Ti y en algunos casos hornblenda (Molina-Garza *et al.*, 2015). Estos intrusivos son ligeramente peraluminosos y tienen una firma geoquímica típica de arco, es decir, están enriquecidos en elementos de gran radio iónico (Rb, Sr, Cs, Ba) y elementos de tierras raras ligeras (La, Ce, Eu) con respecto a elementos de tierras raras pesadas (Gd, Tb, Lu) y tienen anomalías negativas en Nb y Ta (Molina-Garza *et al.*, 2015).

1.4.4. La zona de cizalla de Tonalá

Los plutones miocénicos de la costa de Chiapas se encuentran emplazados a lo largo de una franja de orientación N30°W de 3-4 km de ancho por más de 200 km de longitud desde de San Pedro Tapanatepec, Oaxaca, hasta el norte de Huixtla, Chiapas (figuras 5, 6 y 7). Dentro de esta franja, los intrusivos y sus encajonantes presentan texturas de protomilonita a ultramilonita (Figura 17 b) con una foliación subvertical que varía en orientación de N40°W a N70°W, con lineaciones y algunos indicadores cinemáticos que sugieren una cinemática siniestral como propone Molina-Garza *et al.* (2015). Debido a sus características texturales, se le ha otorgado el nombre de zona de cizalla de Tonalá a esta franja que limita al SW al Macizo de Chiapas (Molina-Garza *et al.*, 2015 y 2021).

Durante los últimos años se ha especulado que esta zona de cizalla funcionó como el límite tectónico entre las placas norteamericana y del Caribe durante la migración al SE de la placa del Caribe durante el Eoceno al Mioceno tardío (Ratsbacher *et al.*, 2009; Molina-Garza *et al.*, 2015 y 2021). Además, se ha propuesto que esta zona corresponde con una zona de sutura de una estructura tipo zipper en donde convergen el sistema de fallas Polochic-Motagua y la falla Jalpatagua de Guatemala (Authemayou *et al.*, 2011). Sin embargo, la configuración estructural de la zona de cizalla de Tonalá, así como su posible reactivación en la actualidad, no ha sido estudiada detalladamente.

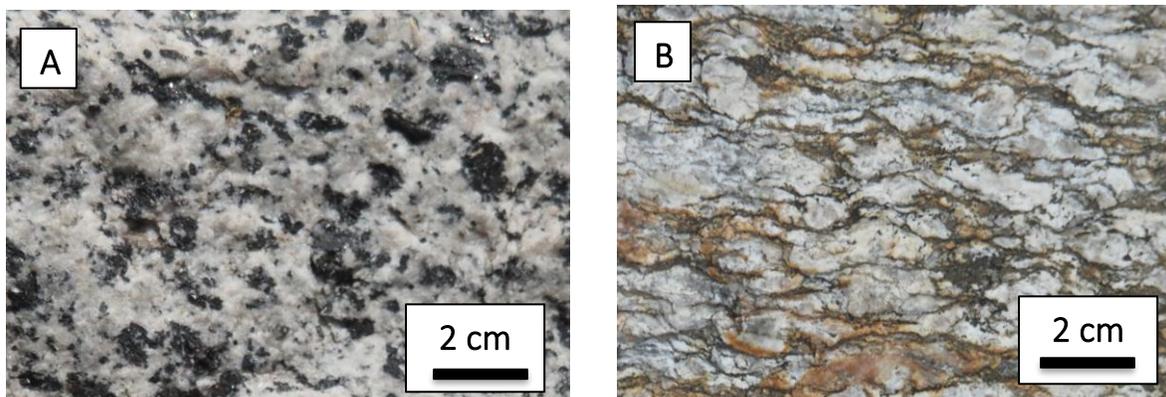


Figura 17. Fotografías de los plutones miocénicos de la SPCC en una muestra sin deformación y en una muestra deformada. A) Granodiorita correspondiente a los intrusivos miocénicos de la SPCC de textura fanerítica con fenocristales de biotita, feldespato y plagioclasa. B) Granodiorita de la SPCC con foliación milonítica correspondiente al SZCTE.

2. Metodología

Con el propósito de establecer un modelo geológico que explique el desarrollo de las zonas de cizalla de Tonalá y Escuintla y dilucidar su papel en la tectónica del sureste de México, se siguieron varios pasos que pueden ser divididos en cuatro grandes bloques (Figura 18): a) investigación documental y planteamiento de los objetivos del trabajo; b) trabajo de campo y cartografía del área; c) preparación de muestras, análisis de la microestructura, cinemática, mecanismos de deformación, vorticidad y orientación preferencial cristalográfica del cuarzo en rocas deformadas y petrografía, geoquímica y termobarometría de rocas no deformadas; y d) integración, análisis, interpretación y discusión de los datos considerando los modelos tectónicos vigentes y la teoría sobre el desarrollo de zonas de cizalla. A continuación, se describen los detalles de los métodos que se llevaron a cabo y sus consideraciones.

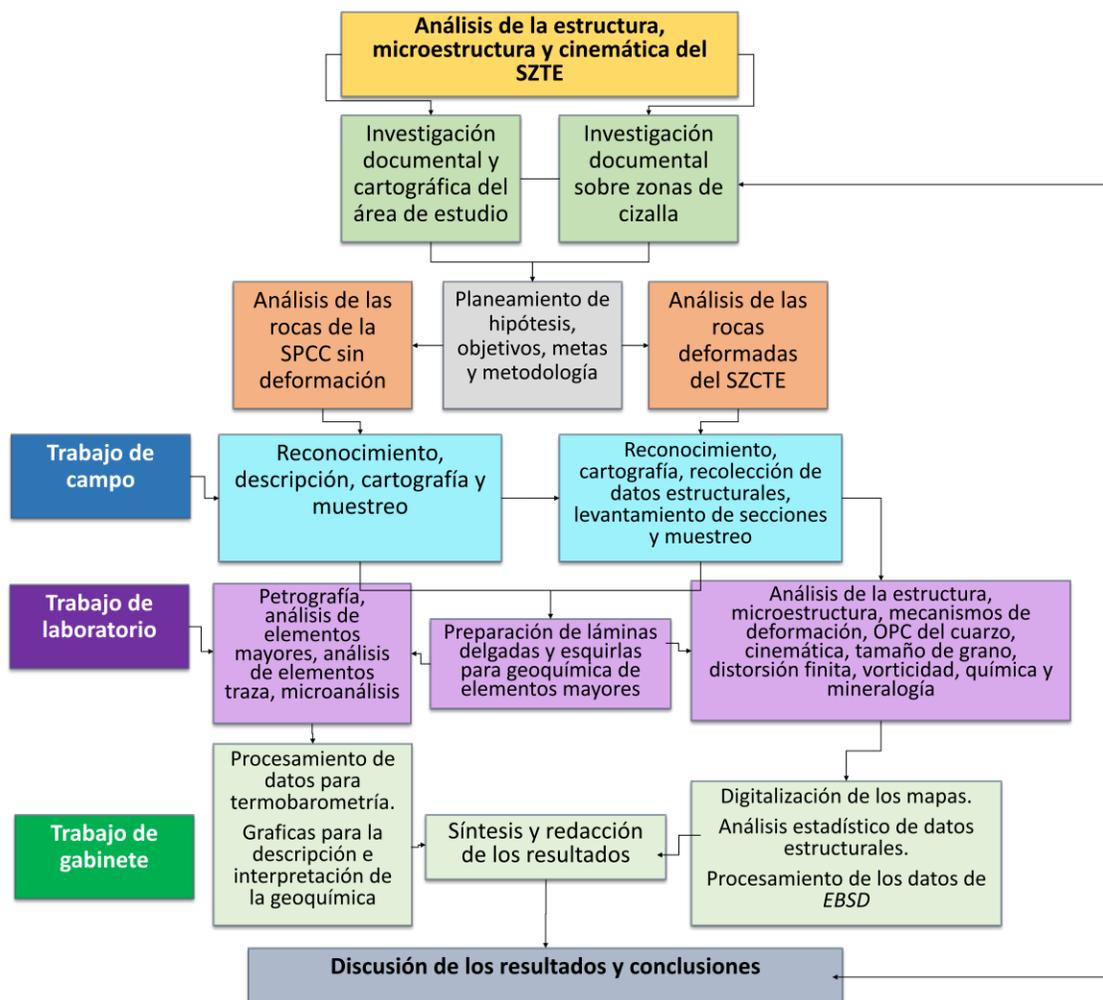


Figura 18. Diagrama esquemático que resume los pasos seguidos para cumplir con los objetivos planteados en la tesis, se dividen en cuatro segmentos: investigación documental, trabajo de campo, laboratorio y trabajo de gabinete.

2.1. Investigación documental

El primer paso en la realización de este trabajo fue llevar a cabo una recopilación documental y lectura sobre la información geológica disponible sobre la planicie costera de Chiapas, así como los modelos tectónicos vigentes sobre la evolución del sur de México, Centroamérica y el Caribe. A partir de la lectura de los trabajos se planteó una hipótesis de trabajo y se propusieron los métodos que podrían llevarse a cabo para comprobar o refutar la hipótesis propuesta. Con los mapas disponibles se realizaron y analizaron mapas de lineamientos y se marcaron algunos contactos propuestos por algunos autores para utilizarlos como mapas base antes de la salida de campo.

Así mismo, se realizó una revisión de los artículos más destacados sobre el estudio de zonas de cizalla, los cuales se sintetizaron en el capítulo del marco teórico y fueron utilizados para la descripción e interpretación de los datos.

2.2. Trabajo de campo

Se realizó una salida a campo de reconocimiento a principios de febrero de 2021, luego otra del 27 de octubre al 15 de noviembre de 2021, y finalmente, una del 13 al 19 de febrero de 2022, en las cuales se revisó el área de la planicie costera de Chiapas, pasando por los municipios de Arriaga, Cintalapa, Jiquipilas, Tonalá, Pijijiapan, Mapastepec, Acacoyagua, Acapetahua, Escuintla, Siltepec y Villa Comatitlán, Chiapas; y por el municipio de San Pedro Tapanatepec, Oaxaca.

Durante la campaña se reconocieron las distintas unidades que afloran en el área y se realizó una carta geológico-estructural a escala regional del SZCTE y tres cartas de semi-detalle de las zonas NW (en los alrededores de la ciudad de Tonalá, Chis.), centro (en los alrededores de Pijijiapan, Chis.) y SE (al norte de Escuintla y Acacoyagua, Chis.), con el fin de comparar el estilo de deformación en cada área. Durante los recorridos se colectaron datos estructurales de todos los rasgos planares y lineares presentes en las rocas, como bandeamiento magmático, foliaciones, lineaciones, ejes de pliegues y planos axiales, estructuras S-C y C-C', diques, vetas, fallas con lineaciones, pseudotaquillitas, fracturas, clivaje de fracturamiento y pseudotaquillitas (Figura 19 a y b). Así mismo, se levantaron cinco secciones geológicas en donde se proyectaron los principales rasgos que se observan en el área y las relaciones de contacto entre las diferentes unidades.

A lo largo de secciones estructurales de las áreas seleccionadas al norte, centro y sur de la ZCT se realizó un muestreo sistemático de rocas que presentaban distintos grados de deformación análisis más detallados. Con el objetivo de poder extraer posteriormente la información microestructural, las muestras se tomaron orientadas (Figura 19c).

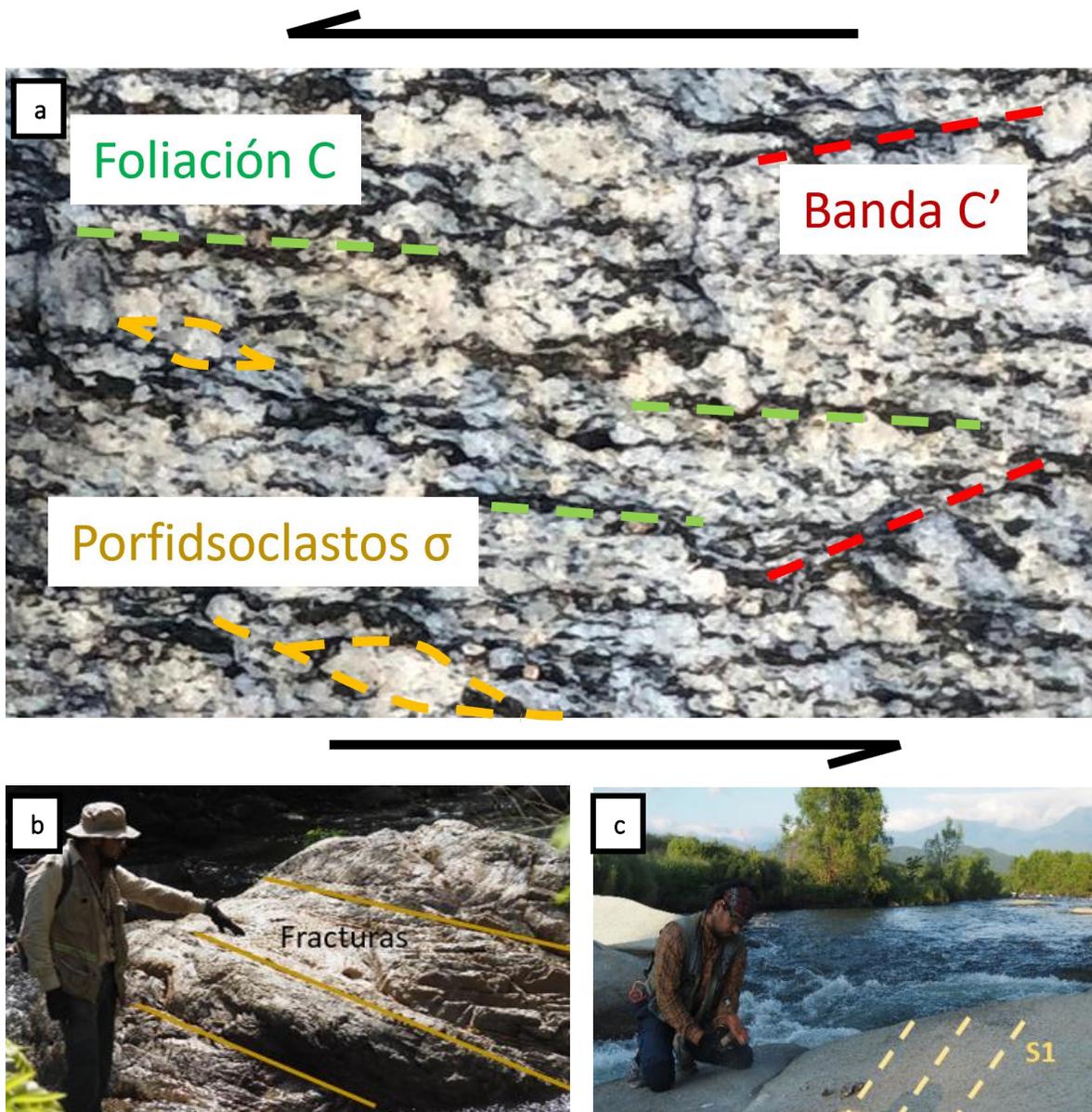


Figura 19. En esta figura se observa: (a y b) la identificación, descripción y medición de los rasgos estructurales que se observan en la zona de cizalla y (c) la toma de muestras orientadas paralelas a la lineación y perpendiculares a la foliación.

Por otra parte, para conocer la variabilidad geoquímica, mineralógica y textural de los intrusivos, así como las variaciones en la profundidad de emplazamiento, se tomaron 13 muestras de granitoides frescos, homogéneos y sin deformar a lo largo de la planicie costera de Chiapas desde Huehuetán, Chiapas, hasta Santo Domingo Zanatepec, Oaxaca. Dichas muestras fueron interpretadas junto con los datos de geoquímica publicados por Molina-Garza *et al.*, (2015) (Figura 20).

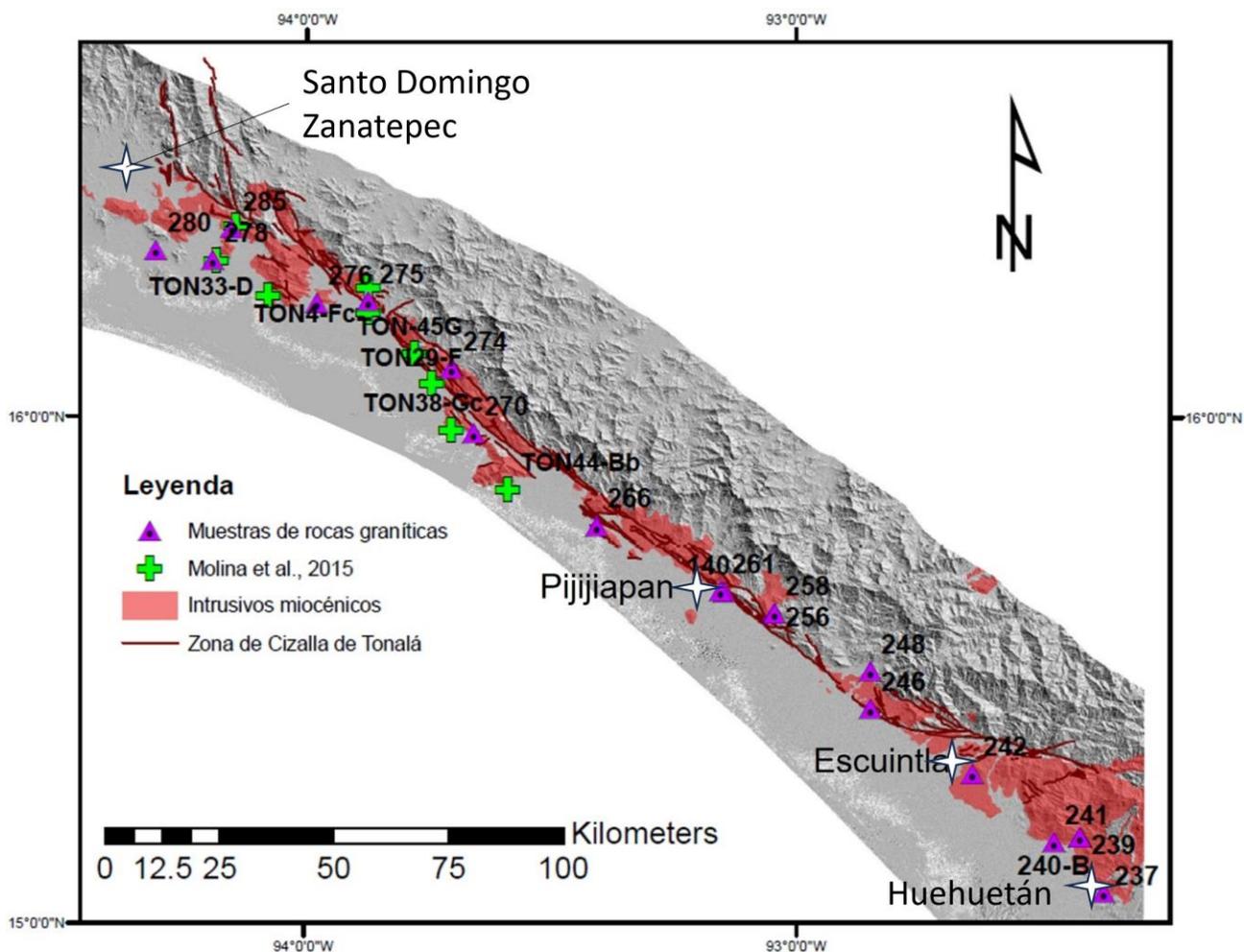


Figura 20. Localización de las muestras que se utilizaron para describir la diversidad petrológica de los intrusivos miocénicos. Con triángulos morados se proyectaron las muestras reportadas en este trabajo, mientras que con cruces verdes se colocaron las muestras reportadas por Molina-Garza et al. (2015).

2.3. Trabajo de laboratorio

2.3.1. Análisis de la cinemática y microestructura de las muestras deformadas

Preparación de las muestras de rocas deformadas

Para el análisis de la cinemática del SZCTE se seleccionaron muestras que corresponden con distintas litologías y que presentan distintos grados de deformación y se realizaron cuarenta y tres láminas delgadas orientadas en el plano X/Z de los ejes de deformación (perpendicular a la foliación y paralelo a la lineación). De las muestras: treinta corresponden con la ZCT y trece con la ZCE.

2.3.1.1. Análisis de la cinemática del SZCTE

Para llevar a cabo el análisis de la cinemática del SZCTE se documentaron entre ocho y veinte indicadores cinemáticos por muestra y se asignó la cinemática con mayor representatividad. Los

indicadores que se consideraron de mayor utilidad para el conteo fueron: las bandas de cizalla C' , la foliación S , la orientación preferencial cristalográfica del cuarzo, la foliación oblicua de los agregados de cuarzo, los porfidoclastos de tipo manto-núcleo de geometría sigma y delta y peces de mica. De dichas muestras se consideró su localización, la orientación de la foliación y lineación, la litología, el grado de deformación y los mecanismos de deformación.

Después de observarlas al microscopio, se seleccionaron diez muestras de plutones de la SPCC que presentan distintos grados de deformación para el análisis detallado de su microestructura, la orientación preferencial del cuarzo con EBSD y la deformación finita. Dichas muestras fueron preparadas con pulido espejo en el taller de laminación de *Geosciences Montpellier*. Debido al alto vacío que se consigue en el laboratorio de EBSD, no fue necesario cubrir las muestras con carbono ni otro material.

Para el análisis la estimación del número de vorticidad cinemática todas las láminas fueron fotografiadas y escaneadas en el Instituto de Geología de la UNAM.

2.3.1.2. Análisis de la microestructura, vorticidad y OPC del cuarzo a lo largo del gradiente de deformación

Dentro de las rocas que pertenecen al Mioceno tardío (SPCC) se observó un gradiente de deformación de rocas con poca deformación a rocas altamente deformadas. Para su análisis en detalle, se eligieron 10 muestras, 6 de la ZCT y 4 de la ZCE. Para dichas muestras se realizó una descripción petrográfica de su microestructura, mecanismos de deformación y se estimó el tamaño promedio del cuarzo recrystalizado. Posteriormente, se realizó una estimación del número de vorticidad cinemática a partir de fotografías orientadas de las láminas delgadas. Y finalmente, se realizó un análisis de la orientación preferencial cristalográfica (OPC) del cuarzo con la técnica de EBSD (*Electron Backscattered Diffraction*-Difracción de electrones retrodispersados). A continuación, se explican las consideraciones que se tuvieron para aplicar los distintos métodos.

2.3.1.3. Petrografía y microestructura

Las láminas delgadas se observaron en el microscopio petrográfico en el Laboratorio de Microscopios Francisco J. Fabregat del Instituto de Geología de la UNAM. Se describió la textura y mineralogía de las muestras, así como su microestructura, destacando los elementos geométricos que dan indicio sobre los mecanismos de deformación a escala de grano y la presencia de indicadores cinemáticos con su cinemática correspondiente.

2.3.1.4. Análisis de la vorticidad

Cómo se mencionó en el marco teórico, existen diversos métodos para estimar el número de vorticidad cinemática instantáneo Wm de acuerdo con la relación angular entre distintos elementos geométricos dentro de zonas de cizalla (Xypolias, 2010). Para este trabajo se utilizó el método de las bandas C' propuesto por Kurz y Northrup (2008). El método considera que las bandas de cizalla sintéticas C' nuclean paralelas a la bisectriz aguda de las apófisis de flujo y luego rotan lentamente hacia el plano de cizalla. Por lo tanto, se considera que el ángulo máximo entre las bandas C' y la foliación milonítica corresponde con la bisectriz del ángulo α en la fórmula:

$$Wm = \cos\alpha = \cos 2C'$$

Para llevar a cabo el método, se midieron entre 12 y 40 relaciones angulares entre la foliación principal C y bandas de cizalla C' como se muestra en la Figura 21.

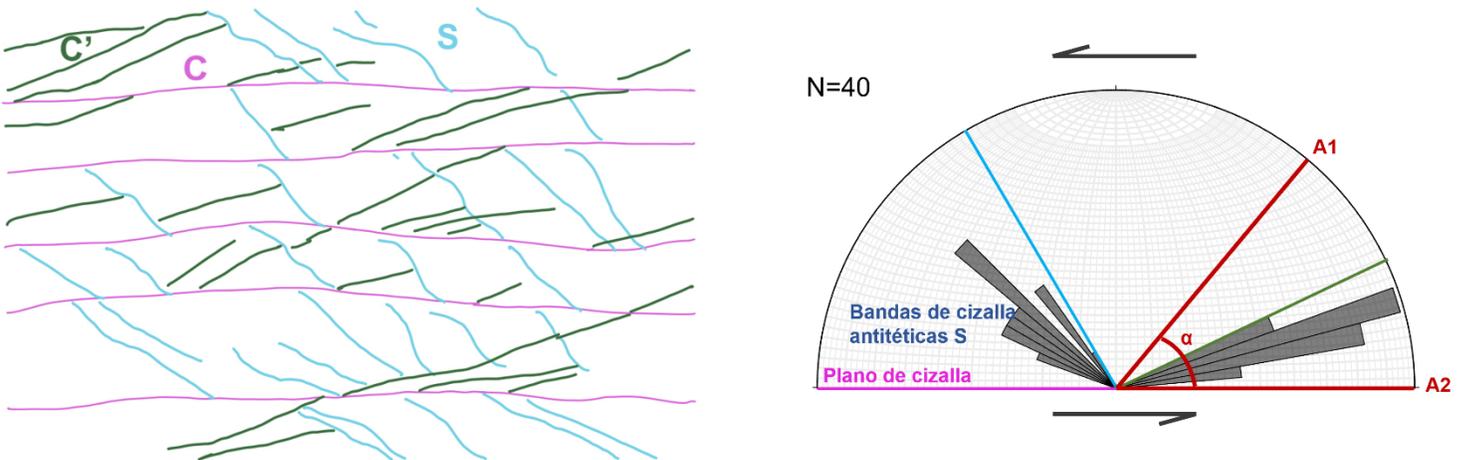


Figura 21. Estimación del número de vorticidad cinemática a partir del ángulo máximo de las bandas de cizalla C' aplicado en la muestra PI-1. En rosa se muestra la foliación principal, en azul claro las foliación oblicua S y en verde oscuro las bandas de cizalla C' .

2.3.1.6. Análisis de la orientación preferencial cristalográfica OPC del cuarzo

El método analítico de Difracción de Electrones Retrodispersados o *EBS*D, por sus siglas en inglés (*electron backscatter diffraction*), es una de las técnicas más novedosas y utilizadas recientemente para el estudio de la microestructura de las rocas, especialmente porque permite conocer la orientación de los ejes cristalográficos de cada cristal individual en un agregado cristalino y sus variaciones composicionales. El detector de electrones retrodispersados funciona en conjunto con un microscopio de barrido electrónico o *SEM* (*scanning electron microscope*), por lo cual se puede

analizar simultáneamente la orientación cristalográfica de los granos y su composición. En este apartado se explica el fundamento teórico y la instrumentación del método.

El *EBSD* forma parte de los métodos de análisis con microscopía electrónica por lo cual tiene como fuente de energía un haz de electrones. El haz de electrones incide sobre la muestra, la cual se encuentra inclinada 70° dentro de una cámara con alto vacío. Al interactuar con la muestra algunos electrones son absorbidos, otros son reflejados, y otros son retrodispersados, es decir, que interactúan con un volumen de muestra y luego son reflejados. Los electrones retrodispersados forman un patrón conocido como patrón de difracción de Kikuchi, el cual es capturado con una pantalla fluorescente de fósforo con una cámara y óptica acoplada para observar el patrón generado. El patrón obtenido es característico de la estructura cristalina y orientación de la región de la muestra en donde fue generado. A partir del patrón de difracción se puede determinar la orientación de un cristal, discriminar entre distintas fases minerales y caracterizar bordes de grano. Al medir un agregado cristalino con el haz de electrones y el detector a lo largo de una rejilla, se genera un mapa que permite visualizar la morfología, orientación y bordes de los granos.

Las 10 muestras fueron procesadas con la técnica de difracción de electrones retrodispersados (*EBSD*) en el laboratorio *Geosciences Montpellier* usando el sistema *CamScan X500FE Crystal Probe SEM* equipado con el instrumento de Oxford *Nordlys®* y el detector *Symmetry® EBSD*, junto con el microscopio de barrido electrónico *Jeol 5600 SEM* equipado con el detector de Oxford *NordlysNano EBSD*. Los patrones de difracción fueron adquiridos con una distancia de trabajo de 25 mm, con una aceleración de voltaje de 20 kV, y con una corriente de 10 nA. La resolución espacial de cada análisis se escogió en función del tamaño promedio de los granos más pequeños de cada muestra, los cuales variaron entre 8 y 20 μm (resolución promedio de 10 μm). El mapeo de láminas delgadas se realizó en áreas entre 30 y 110 mm^2 .

Procesamiento de los datos

La adquisición y el procesamiento inicial de los datos para obtener los mapas elementales y los mapas de orientación de los cristales se realizó en el software de la Universidad de Oxford *AZtec*. Por otra parte, el procesamiento y visualización de los mapas se realizó con el software *Tango – Maps* y los diagramas de polo calculados para el cuarzo, plagioclasa y feldespato fueron realizados con el software *Mambo – pole figures*, ambos softwares fueron desarrollados por la Universidad Oxford. Las muestras fueron montadas en el software de información geográfica *ArcMap* para el análisis e interpretación de las imágenes. Para su representación se reportaron los datos de un

punto por grano de entre 500 y 1000 granos en un estereograma equiareal en su hemisferio superior.

2.3.2. Análisis petrográfico y geoquímico de los plutones sin deformación

Preparación de muestras de rocas no deformadas De las trece muestras colectadas a lo largo de la planicie costera de Chiapas, se realizó una lámina delgada para realizar petrografía. De las trece muestras se eligieron cinco que presentaran plagioclasa y anfíbol en equilibrio, bajo grado de deformación y una distribución geográfica equidistante a lo largo del área de muestreo para realizar termobarometría de baja temperatura.

Por otra parte, para conocer la variabilidad geoquímica y el ambiente tectónico asociado a los plutones de la Suite plutónica de la costa de Chiapas se realizó un análisis de elementos mayores de las trece muestras por fluorescencia de rayos X. Las muestras fueron preparadas en el laboratorio de molienda del Instituto de Geología, UNAM. Cabe mencionar que durante la preparación de las muestras se tuvo especial cuidado en mantener un espacio de trabajo impecable en cada paso de la preparación para prevenir la contaminación entre cada muestra. Para preparar las muestras se llevaron a cabo los pasos descritos a continuación:

Preparación de esquirlas

1. Se descostraron las muestras con ayuda de cincel, marro y cortadora de disco, para asegurar que la muestra estaba fresca.
2. Se molieron las muestras con una prensa y se obtuvieron ~100 g de esquirlas de roca de tamaño < 5 mm.
3. Se lavaron las esquirlas con agua desionizada y un ultrasonido, hasta que no tuvieran polvo en su superficie; posteriormente se secaron durante una noche a una temperatura de ~60 °C en un horno de flujo laminar para eliminar la humedad de las muestras. De las esquirlas obtenidas se tomaron ~20 g para su pulverización y posterior análisis y se guardó el resto como testigo.
4. Con un mortero de ágata se redujo la muestra a un tamaño < 75 µm. Se procesó una primera fracción para pre-contaminar el mortero, la cual se desechó. Luego se molió otra fracción de muestra para su posterior análisis. Entre cada muestra se limpiaron todos los instrumentos para disminuir el riesgo de contaminación.
5. Las muestras se cuartearon para obtener una muestra homogénea y disminuir el sesgo asociado al muestreo y se separaron ~10 g.

6. De los ~10 g se tomó 1g de muestra en polvo, el cual se mezcló con 9 g de fundente ($\text{Li}_2\text{B}_4\text{O}_7$ 50% y LiBO_2 50%) y se colocó en un crisol de una aleación de Pt con 5% de Au.
7. Cada muestra se calentó a 1100°C en un hornillo equipado con quemadores Fisher y moldes para la preparación de perlas. También se colocó 1g de la muestra sin fundente para medir la pérdida por calcinación (*lost on ignition, LOI por sus siglas en inglés*).
8. Se obtuvieron perlas de cada muestra, las cuales fueron analizadas en el laboratorio de fluorescencia de Rayos X, en el Instituto de Geología.

2.3.2.1. Petrografía

Se analizaron trece láminas delgadas en un microscopio petrográfico en el Laboratorio de Microscopios Francisco J. Fabregat del Instituto de Geología de la UNAM. Se describió la textura, la abundancia modal, la geometría, el tamaño y la distribución espacial de cada especie mineral.

2.3.2.2. Geoquímica de elementos mayores

Se llevo a cabo un análisis cuantitativo de elementos mayores de las trece muestras de intrusivos sin deformar que afloran en a lo largo de la costa de Chiapas en el Laboratorio de Fluorescencia de Rayos X (FRX) del Instituto de Geología de la UNAM. Se utilizó un espectrómetro secuencial de rayos X Rigaku Primus II, equipado con un tubo de rodio y ventana de berilio de 30 μm . Se determinó la concentración de Si, Ti, Al, Fe, Mn, Mg, Ca, Na, K y P con errores menores al 1%.

2.3.2.3. Termobarometría de Al en Hornblenda

Para determinar las condiciones P/T del emplazamiento de los plutones se realizaron análisis cuantitativos puntuales en cristales de anfíbol, plagioclasa, ortopiroxeno y clinopiroxeno. Las mediciones se llevaron a cabo en el Laboratorio Universitario de Petrología (LUP), UNAM con una microsonda electrónica JEOL JXA-8900R operando a 15 kV y 10 nA. Para dichos análisis se midieron SiO_2 , TiO_2 , Al_2O_3 , FeO_T , MnO, MgO, Na_2O , K_2O , CaO, SrO y BaO.

2.4. Análisis, síntesis e interpretación de los resultados

Se proyectaron los datos estructurales en redes estereográficas tomados en cada zona y se interpretan en su contexto estructural. Por otra parte, se presentan los datos obtenidos de la petrografía y el análisis de vorticidad en mapas que permiten su interpretación en un contexto regional. Así mismo, se reportan los resultados de geoquímica, microscopio electrónico y difracción de electrones retrodispersados, y se grafican en distintos diagramas que permiten su visualización e interpretación. Finalmente, se discutieron los resultados obtenidos por distintas técnicas y se interpretaron para dar respuesta a las hipótesis planteadas inicialmente.

3. Resultados

3.1. Petrografía y geoquímica de la Suite Plutónica de la costa de Chiapas

A lo largo de la planicie costera de Chiapas se encuentra emplazada una serie de plutones con edad de ~10 Ma (Mioceno tardío), los cuales han reportados y agrupados previamente por Damon y Montesinos (1979) y Molina-Garza et al. (2015) como la Suite Plutónica de la costa de Chiapas (SPCC). Dichos plutones afloran desde las inmediaciones de San Pedro Tapanatepec, Oaxaca, hasta la frontera entre México y Guatemala, en una franja casi continua de ~5 km de espesor al SW de la Sierra Madre de Chiapas. Topográficamente, dichos plutones forman cerros de geometría elongada, con una relación axial promedio de 1:2.8 y una orientación NW-SE. A continuación, se describen las principales características petrográficas, geoquímicas y la profundidad de emplazamiento de la SPCC.

Tabla 1. En la tabla se muestra la mineralogía que presentan 13 muestras sin deformación, colectadas a lo largo de la SPCC, así como su clasificación determinada con el diagrama QAP.

Número de muestra	Tipo de roca	Fases mayores				Fases accesorio						Fases traza y de alteración				
		Plg %	Cz%	Fld K %	Bio	Anf	Opx	Cpx	Ttn	Olv	Ap	Zr	Mg	Mu	Ep	Cl
TO-237	Granodiorita	60%	25%	15%	X	X	-	-	X	-	X	X	X	X	-	-
TO-241	Gabrodiorita	100%	0%	0%	X	-	X	X	-	-	X	-	X	-	-	-
TO-242	Sienogranito	15%	25%	60%	X	X	-	-	-	-	X	X	X	X	-	X
TO-246	Tonalita	75%	20%	5%	X	X	-	-	-	-	X	X	X	-	X	-
TO-256	Monzogranito	30%	50%	20%	X	X	-	-	X	-	X	X	X	X	-	X
TO-266	Tonalita	90%	10%	0%	X	X	-	-	X	-	-	X	X	-	X	-
TO-270	Cuarzodiorita	80%	15%	5%	X	X	X	-	X	-	X	X	X	-	-	X
PI-140	Anortosita	100%	0%	0%	X	X	X	X	-	X	X	-	X	-	-	-
TO-275	Cuarzomonzonita	20%	15%	65%	X	X	-	-	X	-	X	X	X	X	X	X
TO-280	Cuarzodiorita	90%	7%	3%	X	X	-	-	X	-	X	X	X	X	X	X
TO-276	Granito	10%	65%	25%	X	-	-	-	-	-	X	X	X	X	X	X
TO-274	Cuarzo-monzonita	45%	15%	40%	X	X	X	-	X	-	X	X	-	-	X	-
TO-248	Sienogranito	10	60%	30%	X	X	-	-	-	-	X	X	X	X	X	X

3.1.1. Textura y mineralogía

Las rocas que conforman la SPCC presentan una textura predominantemente fanerítica de grano medio a grueso (300 μm a 3 mm), aunque en algunas localidades las rocas presentan una textura porfídica. Macroscópica y microscópicamente se observa una foliación magmática marcada por cristales de anfíbol, plagioclasa y biotita alineados, además de lentes de enclaves máficos de grano fino y de geometría elongada (Figura 22). La mineralogía está conformada principalmente por plagioclasa, cuarzo, biotita, titanita, apatito, zircón y magnetita. En algunas muestras también se encontró feldespato potásico, anfíbol, ortopiroxeno, clinopiroxeno, mica blanca y biotita rica en Fe. Notablemente en las muestras con conspicuo clino y ortopiroxeno el cuarzo es mucho menos abundante o está totalmente ausente. Como minerales de alteración, se observan clorita, epidota y sericita. En la Tabla 1 se muestra la paragénesis mineral de 13 muestras colectadas a lo largo de toda la suite plutónica.

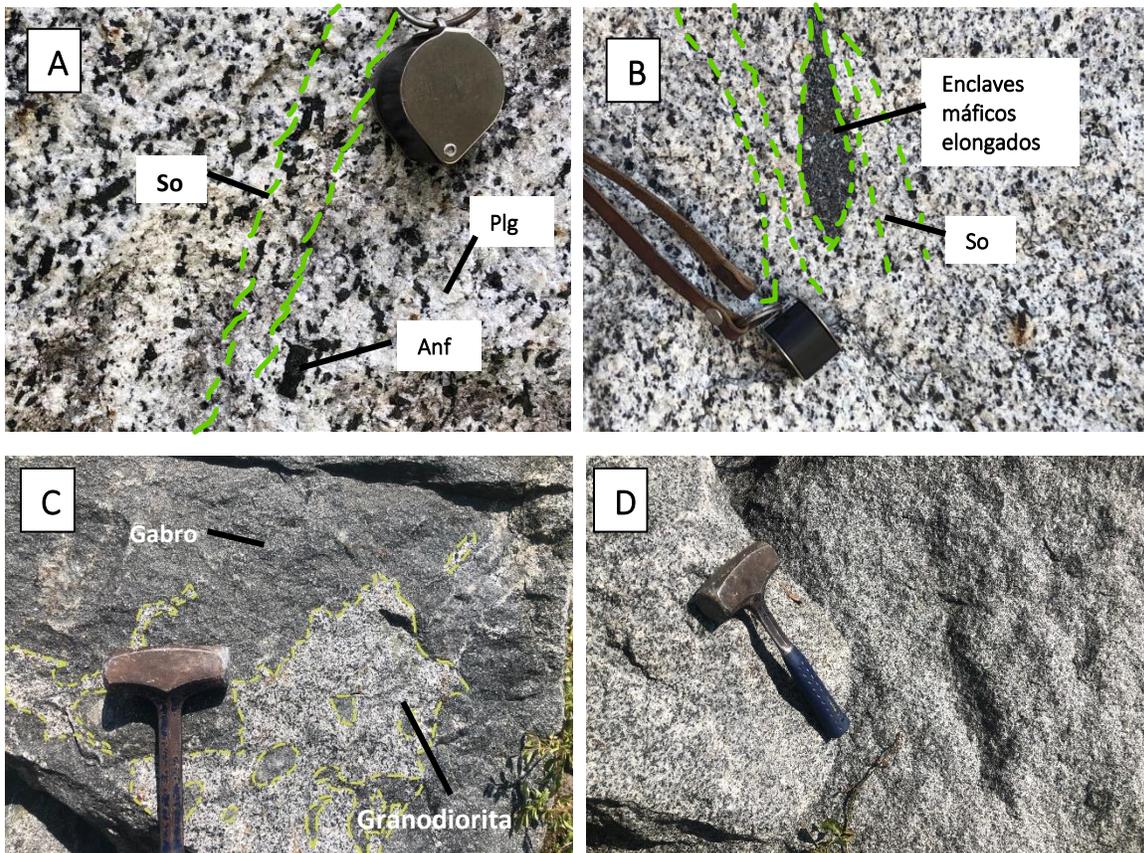


Figura 22. Fotografías de campo de la Suite Plutónica de la costa de Chiapas. Arriba se observa una foliación magmática “So” definida por cristales de anfíbol (A) y enclaves máficos elongados (B). En (C) se encuentran en contacto dos magmas de diferente composición, uno más máfico que el otro, ambos incluyen enclaves del otro magma. En (D) se presenta un afloramiento de tonalita de grano grueso.

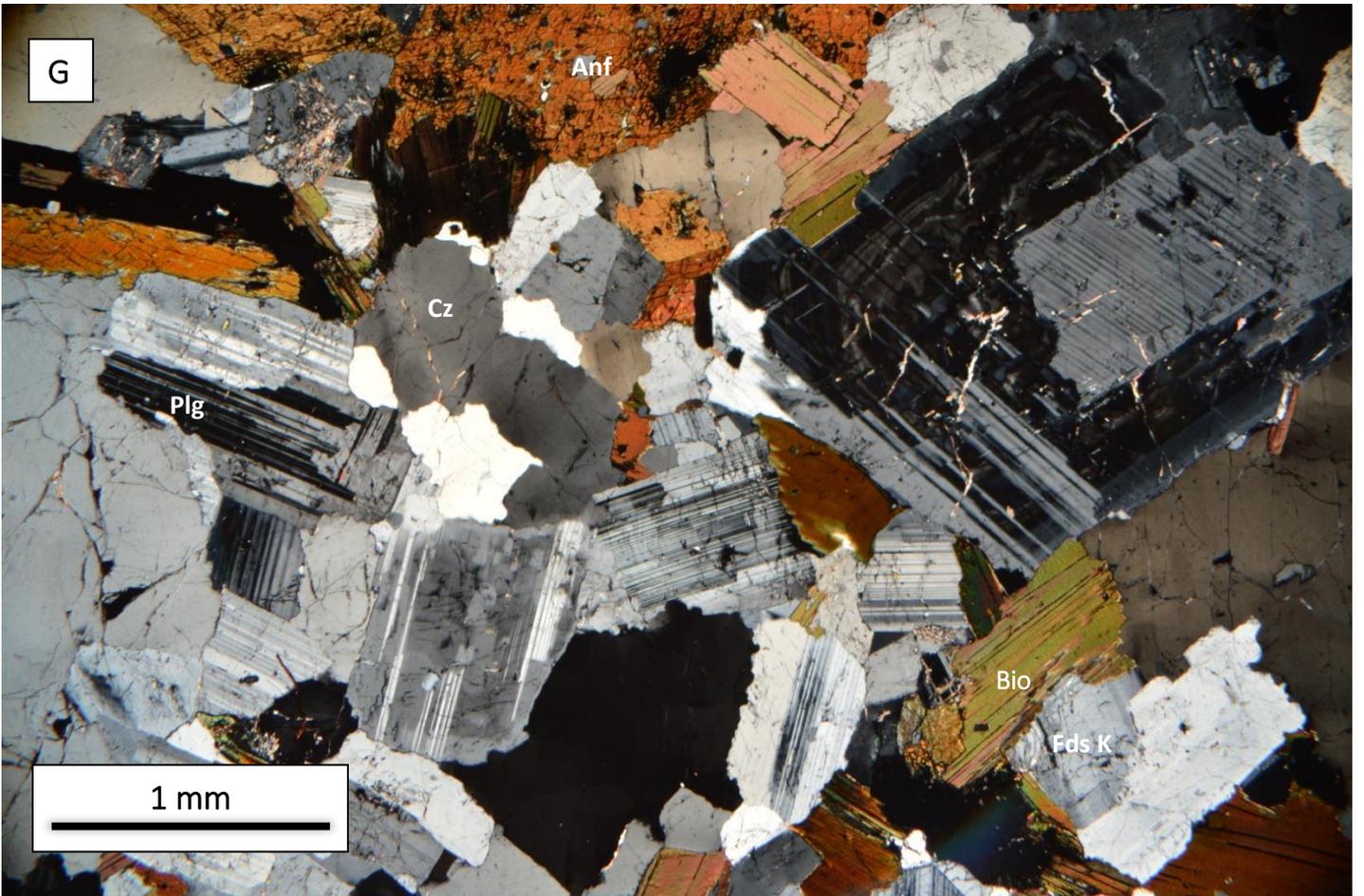
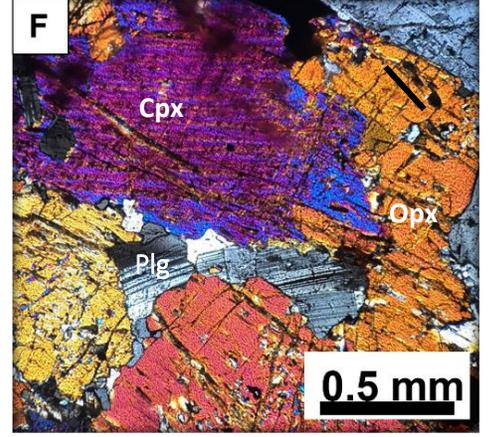
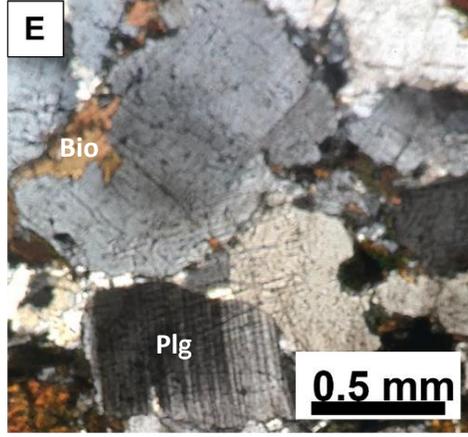
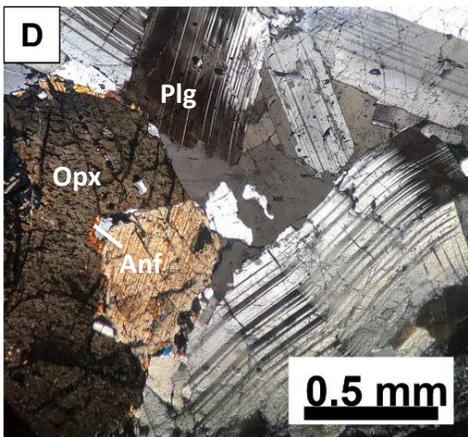
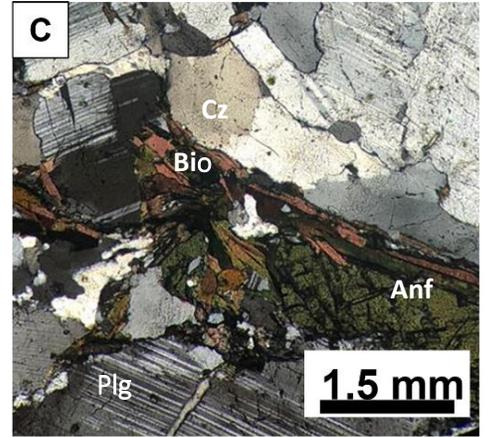
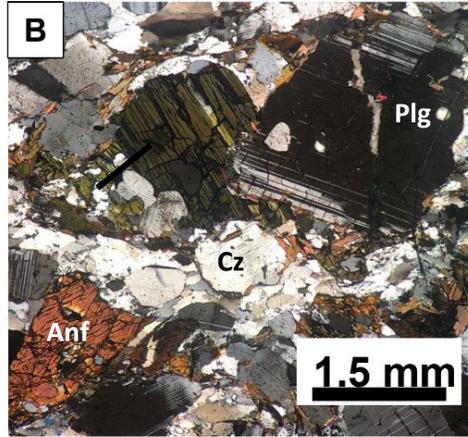
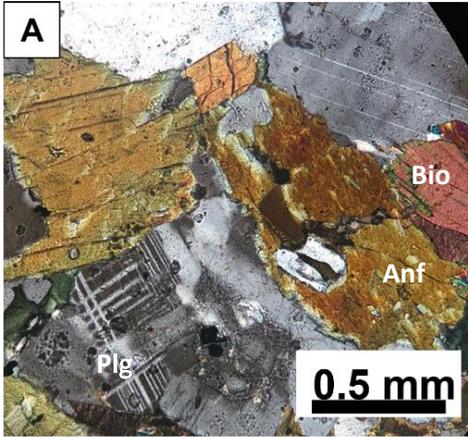


Figura 23. Microfotografías de los plutones de la Suite Plutónica de la costa de Chiapas en nicoles cruzados con aumento de 4.5 y 10X. A, B, C y G) paragénesis típica de la SPCC, la cual consiste en cristales de plagioclasa, cuarzo, biotita y titanita + anfíbol y feldespato potásico en algunas muestras; D y E) cristales de plagioclasa con formación de pequeños subgranos en sus bordes, extinción ondulosa y maclado mecánico; F) cristal de clinopiroxeno (azul) con lamelas de exsolución y con coronas de reacción a ortopiroxeno (amarillo). Plg-plagioclasa, Cz-cuarzo, Fds K-feldespato potásico, Bio-biotita, Anf-anfíbol, Cpx-clinopiroxeno, Opx-ortopiroxeno.

La plagioclasa cálcica-sódica representa la fase mineral más abundante en las muestras observadas (50-70%). Generalmente se encuentra en cristales subedrales a euedrales de entre 0.5 y 3 mm (Figura 23.D, E, G), adicionalmente, algunos cristales presentan zonamiento concéntrico, macla polisintética, macla de Carlsbad, macla de deformación, *lamellaes* de exsolución y extinción ondulante y parchosa. De acuerdo con el ángulo de extinción y el método de Michel Levy, el tipo de plagioclasa varía entre albita, oligoclasa y andesina. La mayor parte de los cristales de plagioclasa están fracturados y están parcialmente sericitizados. Por otra parte, la abundancia de cuarzo es muy variable en las muestras y representa hasta el 35% del contenido modal. Por lo general, se encuentra en pequeños cristales anedrales (~300 μm) y en algunos cristales presenta extinción ondulante, textura de tablero de ajedrez, migración de borde de grano de alta temperatura y formación de subgranos, generando agregados policristalinos (Figura 23.B, C, G). El feldespato potásico está presente solo en algunas muestras y representa hasta el 15% de la mineralogía. Se observa en cristales subedrales de ~500 μm a 2 mm y presenta generalmente extinción ondulante y *lamellaes* de exsolución.

La biotita y el anfíbol están presentes en la mayor parte de las muestras, donde representan el ~5-15% de la mineralogía. Los cristales de ambas fases presentan un tamaño muy variable que va de 200 μm a 1.5 mm y por lo general, se encuentran asociadas espacialmente (Figura 23. A, B, C, G). La biotita presenta un color de interferencia rojizo y un pleocroísmo que va de verde a marrón oscuro por lo cual se consideró biotita rica en Fe. Así mismo, el anfíbol presenta colores de interferencia verde oscuro y marrón oscuro, de acuerdo con análisis *in-situ* el tipo de anfíbol presente varía entre magnesio-hastingsita, ferri-tschermakita, grunerita potásica rica en Ti, grunerita y magnesio-ferri-hornblenda. En cuatro muestras (TO-241, PI-140, TO-270 y TO-274) se observan cristales subedrales de ortopiroxeno (probablemente enstatita) de ~800 μm con evidentes bordes de reacción con el anfíbol. Por otra parte, en las muestras PI-140 y TO-241 se observan cristales de clino y ortopiroxeno (probablemente augita y enstatita), en donde el clinopiroxeno presenta coronas de reacción y *lamellaes* de exsolución de ortopiroxeno (Figura 23.F). Finalmente, se observan algunos cristales de clorita intercrecidos con cristales de biotita, así como cristales de titanita, titanio-magnetita, apatito y zircón. De acuerdo con los porcentajes de plagioclasa, cuarzo y feldespato potásico y el esquema

QAP las rocas varían entre tonalita, monzonita, monzogranito, cuarzdiorita, diorita, sienogranito, cuarzo monzonita y granodiorita.

3.1.2. Geoquímica de elementos mayores

A continuación, se presentan las principales características geoquímicas de las 13 muestras colectadas a lo largo de la SPCC, las cuales se describen en conjunto con 9 muestras reportadas previamente por Molina-Garza *et al.* (2015). En la figura 20 se observa la localización de las muestras analizadas, mientras que en la Tabla 2 se presentan los resultados obtenidos para los elementos mayores.

De los resultados obtenidos de los análisis de elementos mayores se observó que los rangos de abundancia en wt. % de los distintos óxidos mayores fueron los siguientes: SiO₂ de 52.8 a 73.8, TiO₂ de 0.17 a 1.18, Al₂O₃ de 14.26 a 19.68, FeO_{tot} de 1.40 a 6.08, MnO de 0.027 a 0.164, MgO de 0.35 a 4.91, CaO de 1.70 a 8.99, Na₂O de 2.81 a 5.33, K₂O de 1.12 a 4.98 y P₂O₅ de 0.048 a 0.33. Anómalamente, la muestra PI-140 contiene 45.5 wt.% de SiO₂ y en general, su composición se desvía de la tendencia general de las demás muestras con un alto contenido de Ca, Mg y Al y bajo contenido de K, Na y P. Esta muestra está formada por 90% de plagioclasa y algunos cristales de clinopiroxeno, ortopiroxeno, olivino y óxidos de Fe, por su alto contenido en plagioclasa esta roca fue clasificada como una anortosita y pudiera representar un cumulado o un fundido residual del sistema magmático por lo cual no fue considerada en la interpretación general de esta suite plutónica.

De acuerdo con el diagrama TAS (Maitre *et al.*, 2002) y el diagrama ternario An-Ab-Or, propuesto por O'Connor *et al.* (1965), las rocas que conforman la SPCC abarcan una gran variabilidad petrológica que va desde gabro hasta granito, aunque la mayor parte corresponden con tonalita, granodiorita y granito (Figura 24 a y b). Así mismo, las muestras pertenecen casi por completo al campo de las rocas subalcalinas, con excepción de las muestras TO-274 y TO-275 (Figura 24 a), las cuales presentan un alto contenido en feldespatos potásicos.

Las rocas subalcalinas pueden, a su vez, ser divididas en dos tendencias: calci-alcalina y toleíica. Para discriminar entre ambas tendencias las muestras fueron graficadas en un diagrama AFM (figura 24 c) y en un diagrama de FeO_T/MgO vs SiO₂ (Figura 24 d). En ambos diagramas se observa una evidente tendencia calcialcalina en la mayor parte de las muestras

Muestra	PI-140	TO-237	TO-241	TO-242	TO-246	TO-248	TO-256	TO-266	TO-270	TO-274	TO-275	TO-276	TO-280
Localidad	Pijijiapan	Huehuetán	Huixtla	Escuintla	Mapastepec	La Esperancita	Puente Margaritas	Espiritu Santo	La Polka	San Ramón	Arriaga	El Nanchito	Guachaco
Tipo de roca	Cumulato de plagioclasa	Granodiorita	Gabro-diorita	Sieno-granito	Tonalita	Sieno-granito	Monzo-granito	Tonalita	Cuarzo-diorita	Cuarzo-monzonita	Cuarzo-monzonita	Granito	Cuarzodiorita
Edad estratigráfica	Mioceno	Mioceno	Mioceno0	Mioceno	Mioceno	Mioceno	Mioceno	Mioceno	Mioceno	Mioceno	Mioceno	Mioceno	Mioceno
Longitud	-93.14708	-92.37622	-92.4775	-92.6428	-92.8501	-92.8496	-93.0454	-93.4072	-93.6581	-93.70337	-93.8734	-93.9794	-94.202893
Latitud	15.65682	15.06291	15.16302	15.29808	15.42783	15.5014	15.61672	15.78821	15.97117	16.09888	16.23064	16.22697	16.289931
SiO ₂	45.507	63.153	52.858	59.808	59.095	72.066	72.031	63.418	63.074	58.374	68.564	73.796	56.249
TiO ₂	0.19	0.704	1.178	0.653	0.806	0.166	0.27	0.58	0.583	1.095	0.426	0.198	1.19
Al ₂ O ₃	25.855	16.379	16.374	18.335	18.29	15.695	14.898	17.042	17.273	19.682	16.034	14.26	16.965
Fe ₂ O ₃ ^{tot}	4.534	5.694	11.52	6.216	6.209	1.558	1.913	4.746	4.868	5.887	2.737	1.667	8.024
FeO ^{tot}	4.076	5.119	10.356	5.588	5.582	1.401	1.720	4.267	4.376	5.292	2.461	1.499	7.213576
MnO	0.063	0.093	0.164	0.104	0.093	0.054	0.027	0.079	0.074	0.084	0.053	0.043	0.096
MgO	6.093	2.016	4.914	2.6	2.781	0.36	0.45	2.168	2.145	1.99	0.789	0.35	4.476
CaO	16.44	4.817	8.987	5.645	7.167	2.691	1.934	4.994	5.277	4.934	2.218	1.895	7.605
Na ₂ O	1.045	4.023	2.81	4.267	3.605	4.083	3.157	3.481	3.763	5.25	4.029	3.504	3.035
K ₂ O	0.02	2.448	1.124	1.755	1.427	2.866	4.98	2.979	2.416	1.945	4.309	3.78	1.492
P ₂ O ₅	0.007	0.153	0.291	0.168	0.158	0.051	0.068	0.132	0.135	0.329	0.142	0.048	0.16
PPI	0.24	0.52	-0.22	0.45	0.37	0.41	0.27	0.38	0.39	0.43	0.7	0.46	0.71
Suma	99.994	100	100	100.001	100.001	100	99.998	99.999	99.998	100	100.001	100.001	100.002

Tabla 2. Geoquímica de elementos mayores de las muestras correspondientes con la SPCC.

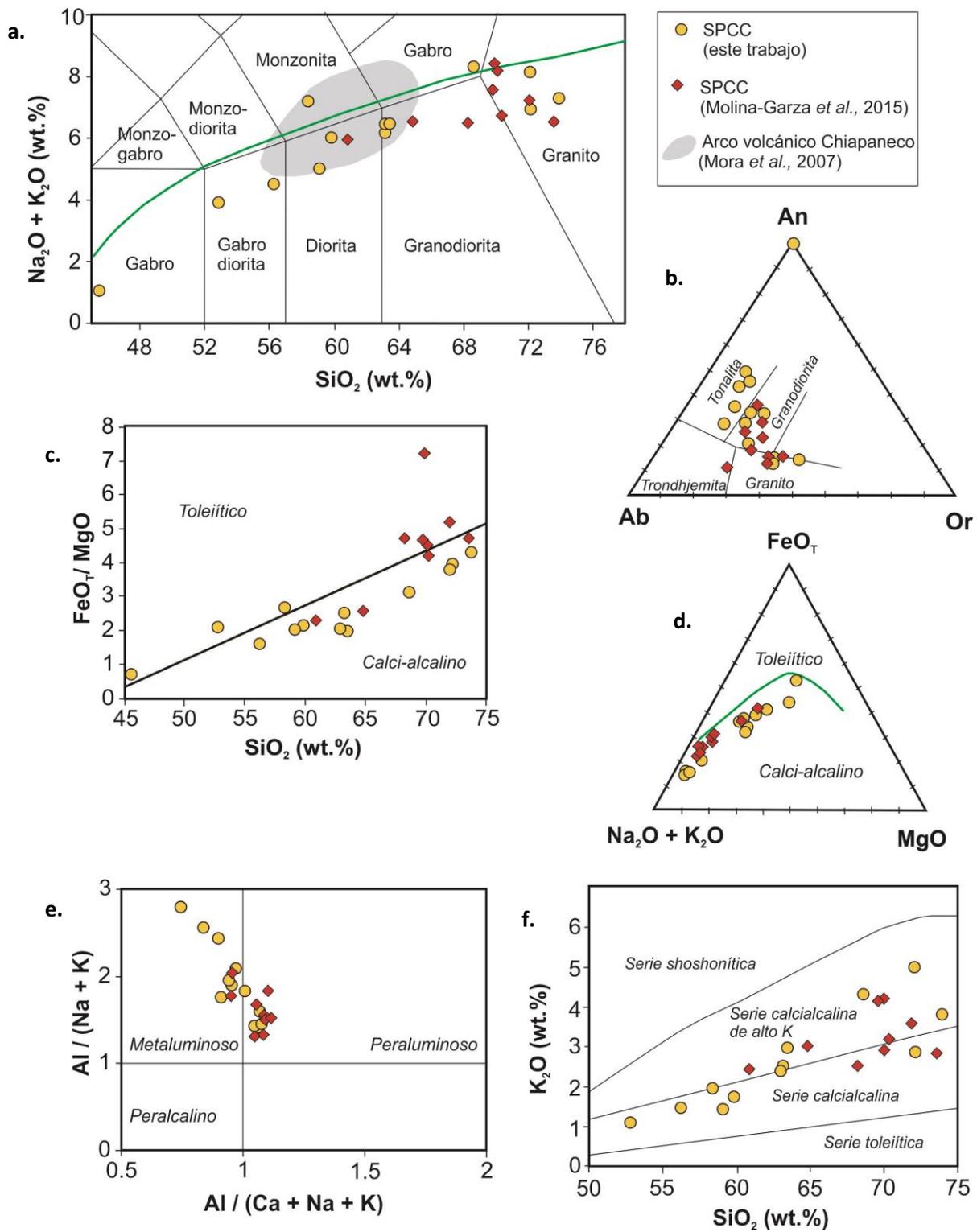


Figura 24. Diagramas de discriminación de series magmáticas para muestras correspondientes con la SPCC a partir datos propios y datos tomados de Molina-Garza et al. (2015).

Finalmente, las muestras fueron subclasificadas de acuerdo con su contenido en Al y K proyectándolas en un diagrama de aluminosidad en donde se proyecta $Al/(Na + K)$ vs $Al/(Ca + Na + K)$ (Figura 24 e) y un diagrama de K_2O vs SiO_2 (Figura 24 f). En cuanto a su contenido de aluminio, se observó que las muestras con un contenido en SiO_2 igual o menor a 63.153 wt.% tienen un comportamiento metaluminoso, mientras que las muestras que superan este contenido tienen un comportamiento peraluminoso. Por otra parte, de acuerdo con el contenido de potasio en las muestras, la mitad cayeron dentro de la serie calcialcalina y la otra mitad dentro de la serie calcialcalina de alto potasio.

En conclusión, las rocas correspondientes con la SPCC corresponden con magmas subalcalinos de la serie calcialcalina y la serie calcialcalina de alto potasio y, finalmente, algunas muestras coinciden con magmas metaluminosos, mientras que otras con magmas peraluminosos. Las características antes mencionadas corresponden típicamente con magmas de arco, de acuerdo con la literatura.

Debido a que el incremento en el contenido de SiO_2 en las rocas ígneas está típicamente asociado a la evolución de un sistema magmático por distintos procesos, se graficó el contenido de cada óxido mayor con respecto al contenido de SiO_2 (diagramas de Harker; Figura 25). En dichas gráficas se puede observar que la concentración en óxidos de Fe, Ti, Mg, Ca, P y Mn decrece notablemente con el incremento de SiO_2 , mientras que el contenido de Al también decrece, pero de manera menos marcada. Por otra parte, la abundancia en óxidos de Na y K incrementa con el aumento en SiO_2 .

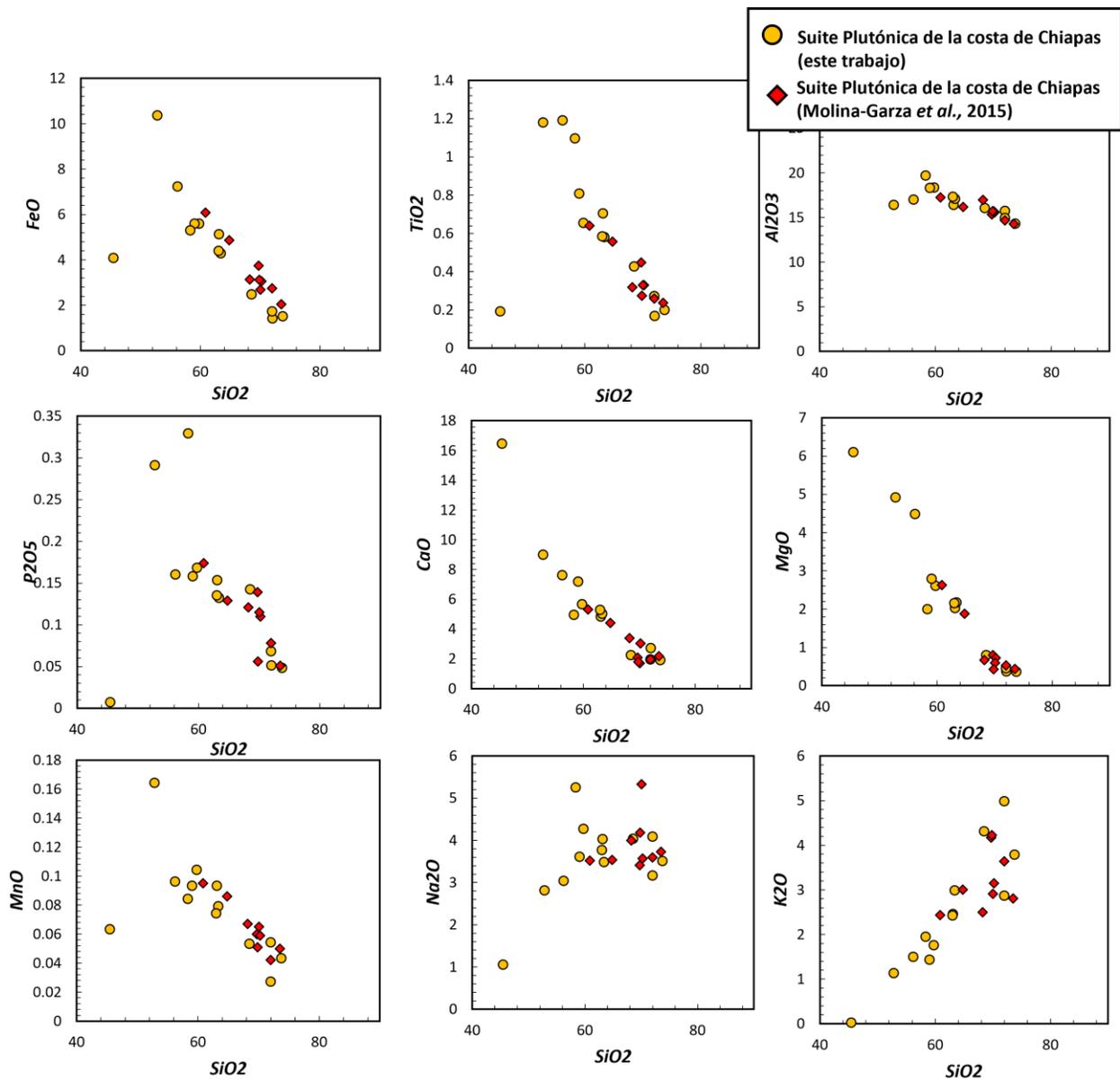


Figura 25. Diagramas de Harker que muestran la relación entre el contenido en SiO₂ (asociado a la evolución del sistema magmático) y el contenido de FeO, TiO₂, Al₂O₃, P₂O₅, CaO, MgO, MnO, Na₂O y K₂O.

3.1.2. Termobarometría

Para conocer la profundidad de emplazamiento de los plutones de la SPCC y su variación en función de la latitud, se realizó un análisis de termobarometría basado en la composición del anfíbol en cinco de las trece muestras descritas previamente, ubicadas en los bloques de piso correspondientes con la ZCT y la ZCE. Se eligieron muestras distribuidas de manera equidistante a lo largo de la planicie costera de Chiapas. En la Tabla 3 se muestra la ubicación de las muestras y los resultados de la profundidad y temperatura de cristalización estimadas.

Tabla 3. Cálculo de la profundidad de emplazamiento calculada a partir de los barómetros de Johnson y Rutherford (1989) y de Schmidt (1992) y cálculo de la temperatura a partir del termómetro de Ridolfi (2010).

Muestra	Longitud °E	Latitud °N	Johnson y Rutherford (1989)		Schmidt (1992)		Ridolfi et al. (2010)	
			Profundidad (km)	Error	Profundidad (km)	Error	Temperatura °C	Error
TO-280	-94.309	16.329	7.67	1.9	11.97	2.13	918.20	32
TO-270	-93.658	15.971	9.80	2.01	14.37	2.27	921.03	21
TO-266	-93.407	15.788	5.74	0.65	9.80	0.73	895.68	26
TO-246	-92.850	15.428	11.81	1.2	16.63	1.42	1011.78	29
TO-237	-92.376	15.063	2.04	1.04	5.63	1.17	870.45	22

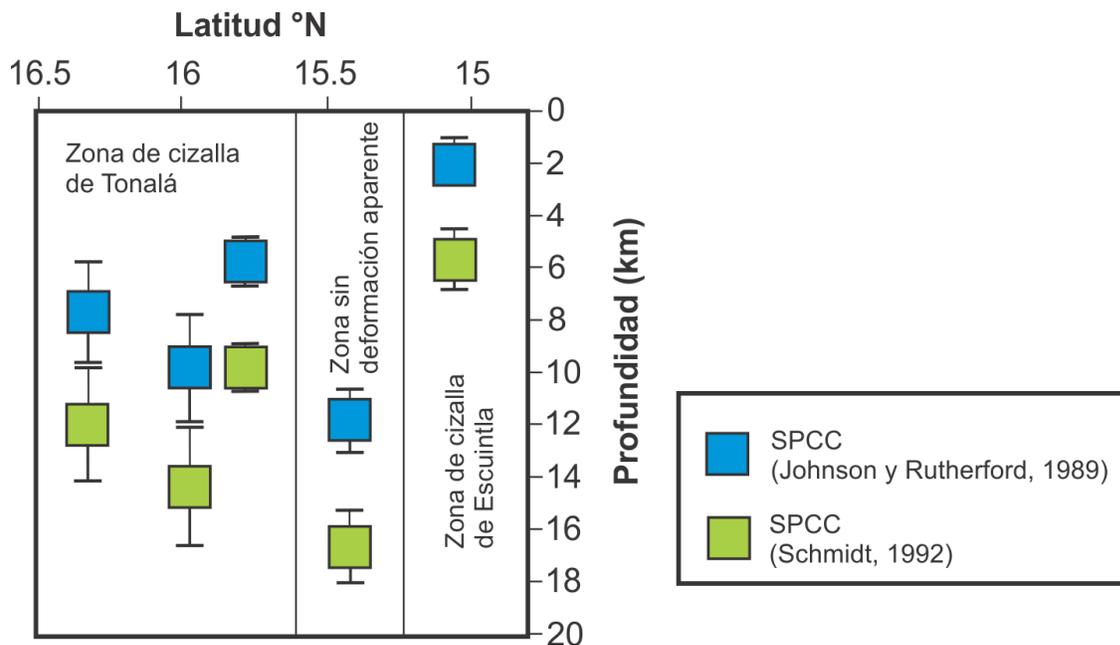


Figura 26. En este diagrama se presenta una gráfica de latitud vs. profundidad de emplazamiento (km) de los plutones miocénicos correspondientes con la SPCC y se dividió el gráfico en tres segmentos: uno para los datos que corresponden con los protolitos de la ZCT, otro para la zona sin deformación aparente y otro para los plutones afectados por la ZCE.

Por una parte, la temperatura obtenida se calculó a partir del termómetro propuesto por Ridolfi et al. (2010), basado en el contenido de Si, Al, Ti, Fe, Mg, Ca y Na y su posición estequiométrica en el anfíbol. Por otra parte, para calcular la profundidad de cristalización se consideró el barómetro propuesto por Johnson y Rutherford (1989). Se eligió este barómetro debido a que está calibrado a partir de rocas de composición tonalítica, de tendencia calciocalina, las cuales contienen plagioclasa, cuarzo, anfíbol, biotita y titanita en equilibrio y presentan temperaturas de cristalización $\geq 750^{\circ}\text{C}$. Así mismo, se contrastaron los resultados con los obtenidos a partir del barómetro propuesto por

Schmidt (1992), calibrado en rocas con temperaturas de cristalización $\leq 700^{\circ}\text{C}$, para observar si las muestras seguían la misma tendencia (Figura 26).

Se obtuvo una temperatura media de 923°C dentro de un rango entre 870 y 1011°C . La muestra TO-246 representa el magma que cristalizó a mayor temperatura ($1011 \pm 29^{\circ}\text{C}$), dicha muestra se ubica cerca del poblado de Mapastepec, Chiapas y corresponde con la zona de intersección entre la zona de cizalla de Tonalá y la zona de cizalla de Escuintla, en donde no hay deformación aparente. Por otra parte, la muestra TO-237 presenta la menor temperatura de cristalización ($870 \pm 22^{\circ}\text{C}$), ésta se colectó cerca de la ciudad de Tapachula y se ha asociado al protolito de la zona de cizalla de Escuintla.

En cuanto a la profundidad de emplazamiento, se agruparon los datos en tres zonas. Por una parte, los plutones que fungen como protolito de la zona de cizalla de Tonalá (al NW) presentan profundidades de emplazamiento entre 5.7 y 9.8 km. Los plutones más someros (5.7 ± 0.6 km) corresponden con los emplazados al SE de la ZCT en la localidad de Espíritu Santo, y los más profundos (9.8 ± 2 km), son aquellos emplazados en la porción central de la ZCT, en la localidad de la Polka. Por otra parte, en la localidad de Mapastepec, en donde no hay deformación aparente, se encuentran los plutones emplazados a mayor profundidad 11.8 ± 1 km. Y finalmente, los plutones emplazados al SE, cerca de Tapachula Chiapas, corresponden con los plutones más someros, con una profundidad de 2 ± 1 km, dichos plutones se han asociado en este trabajo con el protolito de la ZCE.

3.2. Estructura, microestructura y cinemática del Sistema de Zonas de cizalla Tonalá-Escuintla

3.2.1. Estructuras mayores

Fisiográficamente, la planicie costera de Chiapas presenta un frente de montaña rectilíneo de orientación N50°W que define el límite SW de la Sierra Madre de Chiapas. A lo largo de este frente de montaña los cerros presentan geometrías elongadas en dirección NW-SE, con facetas triangulares, escarpes de falla de algunos metros de altura, abanicos aluviales que se desprenden de éstos y sistemas fluviales que se desarrollan más abajo. Debido a lo anterior, este rasgo lineal se ha considerado como una zona de falla, la cual recibe el nombre de Falla de Tonalá y es una estructura que limita al complejo del Macizo de Chiapas en su flanco SE. En los alrededores de Mapastepec, Chis., la Falla de Tonalá tiene una ligera deflexión hacia el W y presenta una orientación N75°W. Esta gran zona de falla se desarrolló sobre rocas que presentan una foliación milonítica ligeramente oblicua a la falla, que corresponden con zonas de cizalla dúctiles exhumadas para las cuales se propone el nombre de Sistema de Zonas de Cizalla Tonalá-Escuintla (SZCTE).

El SZCTE incluye dos segmentos mayores, en los cuales las rocas presentan rasgos que sugieren mayor deformación en comparación con las rocas aledañas, el segmento Tonalá (ZCT) al NW y el segmento Escuintla (ZCE) al SE (Figura 27). El segmento Tonalá tiene una orientación N30°W y una longitud de ~180 km, su espesor varía entre 1 y 6.5 km y aflora desde las inmediaciones de San Pedro Tapanatepec, Oaxaca hasta el NW de Mapastepec, Chiapas. Presenta una foliación subvertical con lineaciones subhorizontales y buza preferencialmente al NE (Figura 27). Por otra parte, el segmento Escuintla tiene una orientación N50°W, una longitud de 40 km, un espesor promedio de 1 km a 500 m y se extiende desde el SE de Mapastepec y al este de Belisario Domínguez, Chiapas (Figura 27). Este segmento presenta una foliación subvertical que buza preferencialmente al norte, con lineaciones oblicuas.

Este apartado se centra en el análisis de la estructura, microestructura y cinemática del SZCTE a partir de cartografía geológica, análisis estructural y análisis microestructural con microscopía óptica y un análisis de la orientación preferencial cristalográfica del cuarzo (OPC) realizado a partir de muestras colectadas en tres zonas (Figura 27). En el marco geológico se describe la estructura y las unidades formadas previas al Mioceno y en el siguiente apartado se muestran las estructuras de deformación quebradiza desarrolladas posteriores al Mioceno tardío.

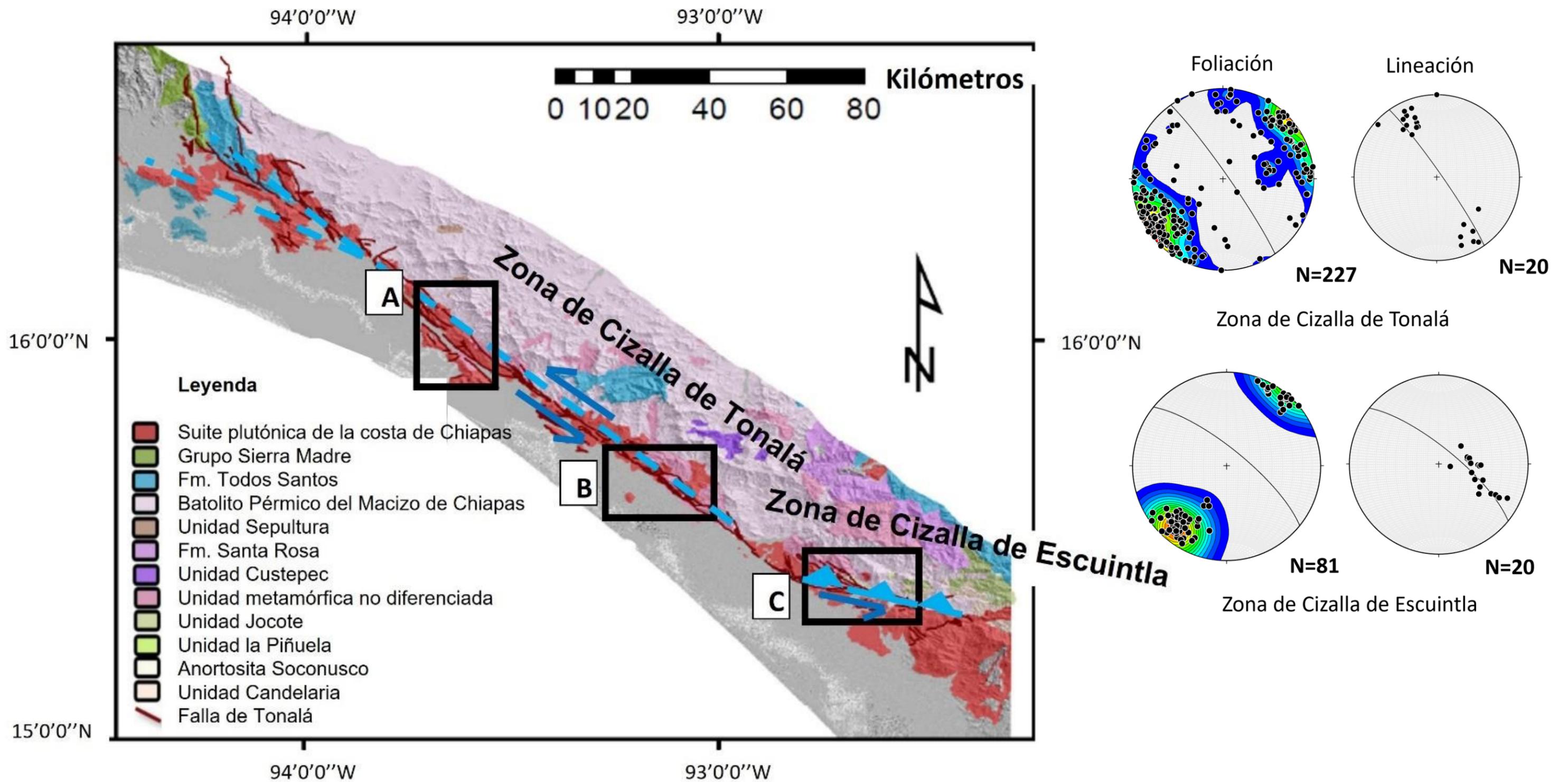


Figura 27. El sistema Tonalá-Escuintla comprende dos grandes estructuras la zona de cizalla de Tonalá y la zona de cizalla de Escuintla. En el mapa de la izquierda se presenta el mapa regional del área basado en una recopilación documental y observaciones de campo. Los rectángulos negros muestran las tres áreas en donde se realizó la cartografía a semidetalle. A la derecha se presentan dos diagramas de polo que representan la orientación promedio de la foliación milonítica de las zonas de cizalla de Tonalá y Escuintla y dos estereogramas que indican la orientación de las lineaciones por extensión de ambas estructuras.

3.2.2. Estructuras desarrolladas durante el Mioceno tardío en la SPCC

Los plutones de la Suite Plutónica de la Costa de Chiapas (SPCC), descritos detalladamente en el apartado previo, contienen la mayor parte del SZCTE y ambos, la estructura y los plutones, se encuentran temporal y espacialmente asociados (Molina-Garza et al., 2015). De manera regional, el segmento Tonalá (ZCT) consiste en bloques kilométricos con poca o nula deformación bordeados por zonas de cizalla de geometría anastomosada a rectilínea en donde se localiza la deformación y desplazamiento relativo entre bloques (figuras 29 y 30). En cambio, en el segmento Escuintla (ZCE) la deformación se concentra en una franja discreta, lineal y angosta donde la deformación disminuye hacia los bordes (Figura 31).

Entre los bloques con poca o nula deformación y las zonas más deformadas se observa un gradiente de deformación que incrementa hacia el frente de montaña al SE (Figura 28). Dicho gradiente es evidente por variaciones estructurales, texturales y mineralógicas, y el estudio detallado de rocas con distintos grados de deformación permite dilucidar los mecanismos de deformación y los procesos asociados con la nucleación y evolución de ambas zonas de cizalla. A continuación, se describe una sección que muestra un gradiente de deformación que sintetiza las variaciones en la deformación en secciones al NW, centro y SE del SZCTE (Figuras 29, 30 y 31).

3.2.3. Estructuras a mesoescala de la SPCC asociadas con un régimen dúctil

A mesoescala, la estructura más prominente es la foliación, la cual varía en su espaciamiento y textura a lo largo y ancho de la zona de cizalla. Considerando el tipo de foliación (magmática o por deformación en estado sólido), el espaciamiento de los dominios de clivaje, y el grado de milonitización, se distinguieron cinco dominios: 1) granitoides sin deformación; 2) granitoides con foliación magmática y deformación incipiente; 3) protomilonita augegneiss y protomilonita con dominios de flujo cataclástico; 4) milonita; y 5) milonita con bandas de ultramilonita. Enseguida se describen las características de cada dominio.

1) Granitoides sin deformación

Los plutones sin deformación presentan enclaves máficos de algunas decenas de centímetros y con razones axiales de 1 a 2.5. Los enclaves son melanocráticos y de grano fino (Figura 32a). Así mismo, se observan diques aplíticos y pegmatíticos de 1 a 20 cm de espesor de orientación N30°W, N30°E, N-S y E-W. En muestra de mano los plutones tienen una textura fanerítica equigranular conformada por cristales de plagioclasa > cuarzo > feldespatos > biotita + anfíbol + titanita + titanomagnetita.

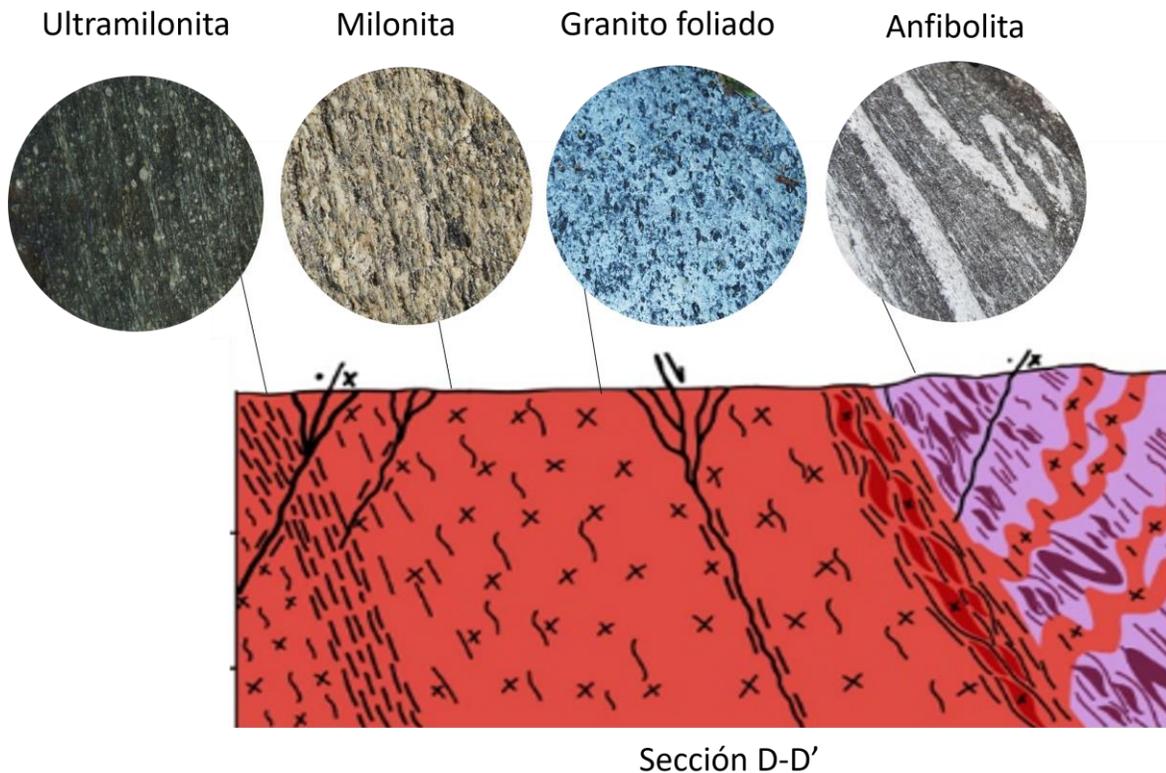


Figura 28. Segmento de la sección D-D' con fotografías en donde se muestran las rocas que afloran a lo largo del gradiente de deformación (izquierda) y una fotografía de la unidad Anfibolita Coapa (derecha).

2) Granitoides con foliación magmática y con foliación incipiente

La mayoría de los plutones sin deformación evidente muestran una foliación magmática subparalela a la foliación de las zonas de cizalla. Dicha foliación está marcada por una orientación preferencial de los cristales de anfíbol y plagioclasa. Los ejes mayores de los enclaves máficos son paralelos a la foliación magmática (Figura 32b). Por otra parte, en las zonas aledañas a la zona de cizalla, se desarrolla una foliación incipiente definida por dominios de clivaje espaciado, discontinuo y de geometría anastomosada. Estos dominios acumulan micas, óxidos y minerales de grano muy fino, y bordean porfidoclastos de plagioclasa de grano grueso (Figura 32c). Dentro de ellos se observa una trama de tipo S-C poco desarrollada.

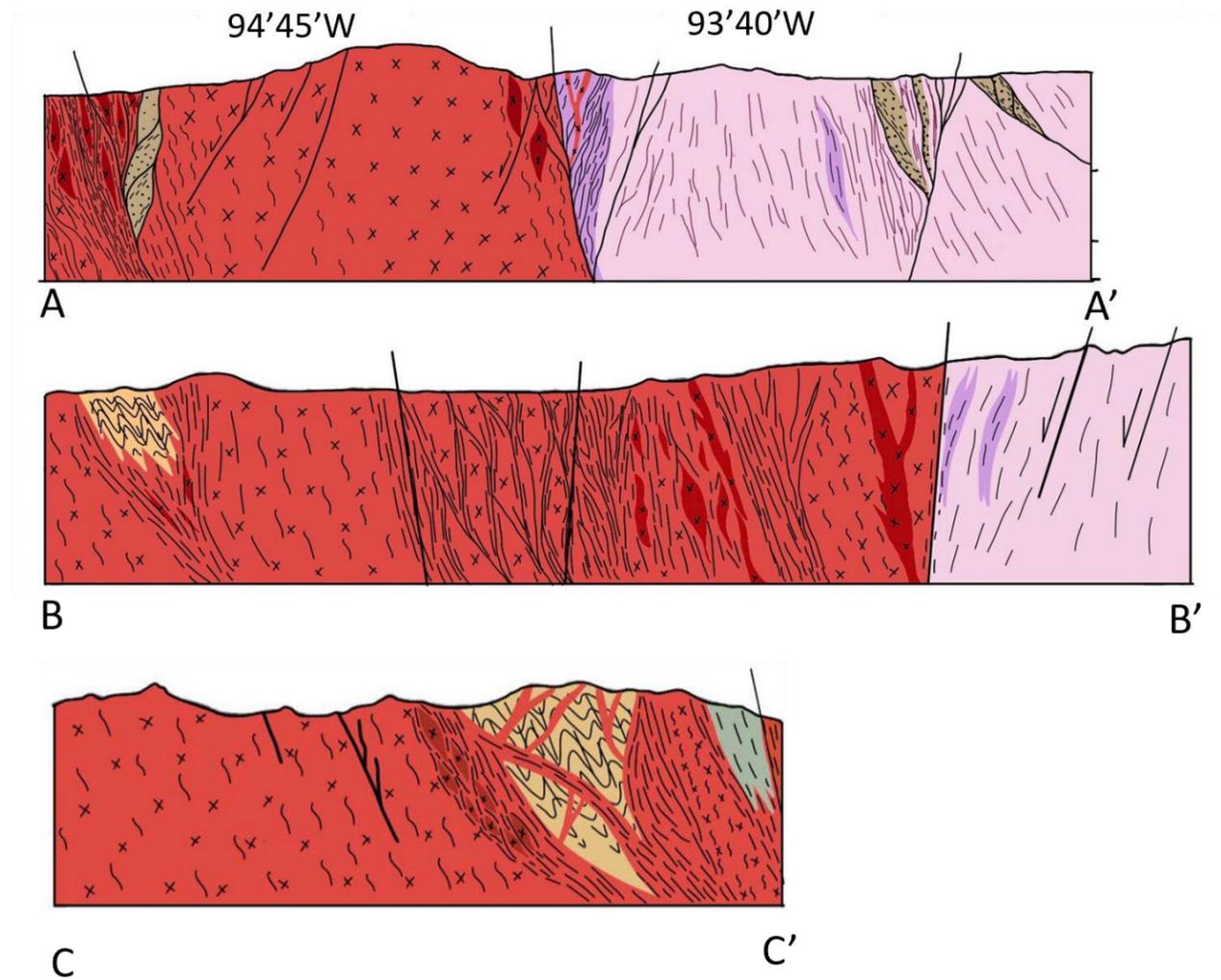
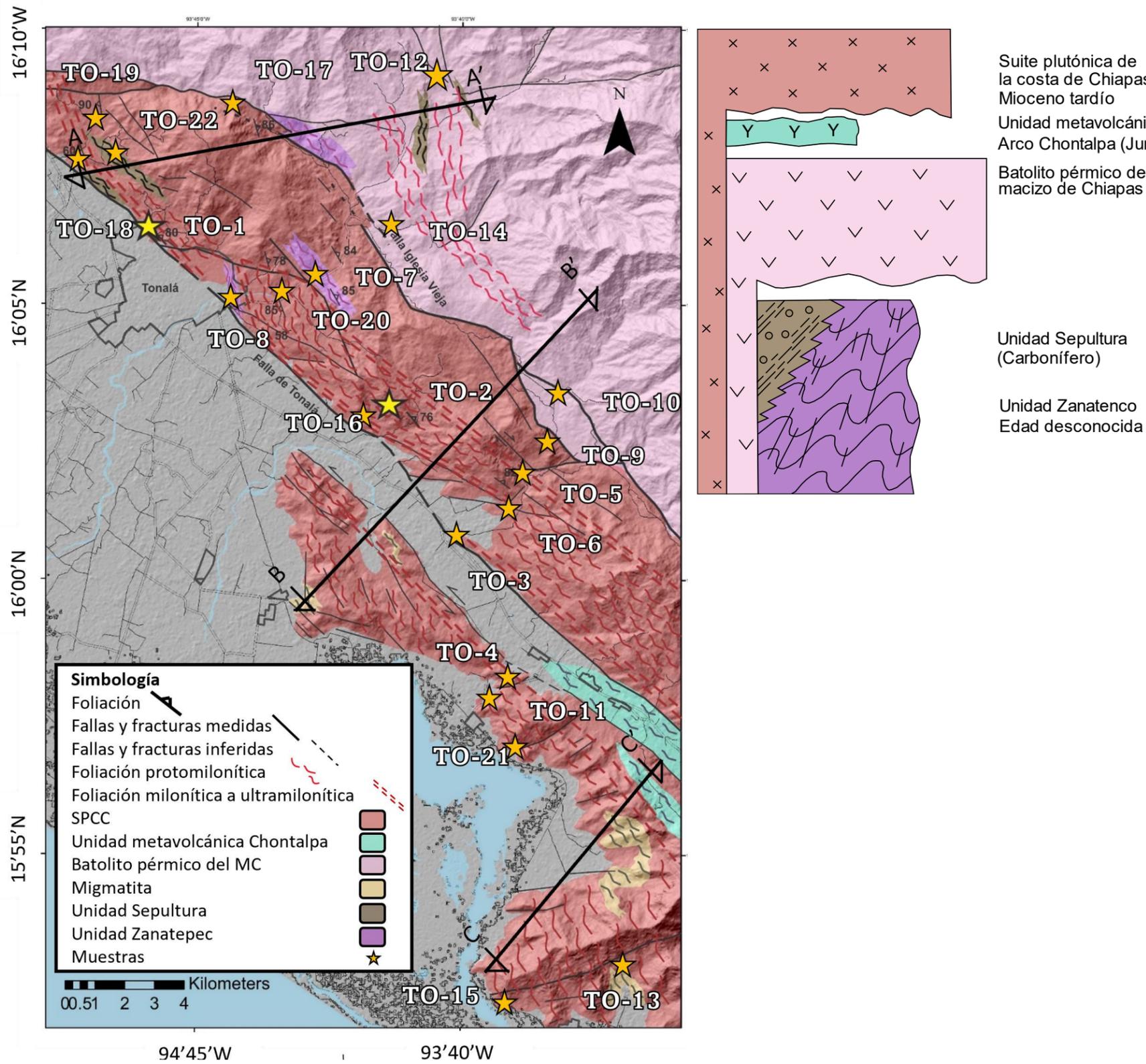


Figura 29. Mapa geológico-estructural acompañado de tres secciones correspondientes al área NW del SZCTE. Las líneas rectas y punteadas representan las zonas en donde se localiza la deformación, mientras que las zonas con líneas curvas representan zonas de protomilonita espaciada y anastomosada y granito foliado.

3) Dominio de protomilonita

El dominio de protomilonita corresponde con zonas en donde la matriz representa entre el 10 y el 50% del volumen total de la roca y volumétricamente comprende la mayor parte del SZCTE. En este dominio las rocas presentan tres tipos de textura: a) cuando el protolito está dominado por cuarzo la protomilonita presenta una foliación anastomosada y espaciada entre 2 y 3 mm, la cual está definida por dominios de biotita con sigmoides formados por agregados de cuarzo y pequeños porfidoclastos alargados de plagioclasa, (Figura 32e); b) cuando el protolito presenta abundantes cristales de plagioclasa y feldespato, la protomilonita presenta una textura de augengneiss, con porfidoclastos de plagioclasa de hasta 1 cm de diámetro y de geometría sigmoidal (Figura 32f); y c) en dominios con un protolito formado por abundante plagioclasa, los cristales de plagioclasa presentan fracturamiento intenso y flujo cataclástico (Figura 32d). De manera general, los tres tipos de protomilonita se caracterizan por presentar una foliación milonítica, espaciada y anastomosada marcada por agregados de cuarzo, mica y óxidos. Los agregados de cuarzo y biotita se encuentran estirados formando lineaciones sobre los planos de foliación. La foliación bordea a cristales de plagioclasa de grano grueso formando porfidoclastos de tipo σ (Figura 33a). La foliación principal presenta una trama S-C y bandas de cizalla sintéticas C' incipientes. De acuerdo con su trama, las rocas del segmento Tonalá se clasifican como tectonitas tipo L-S, mientras que en el segmento Escuintla son tectonitas tipo S-L.

4) Dominio de milonita

Los dominios de milonita incluyen a rocas deformadas en donde el volumen de matriz va del 50 al 90%. Las porciones del SZCTE que corresponden con este dominio se encuentran aledaños o dentro de los núcleos o zonas de mayor deformación localizada cerca del frente de montaña al SE. A mesoescala, este dominio presenta una foliación continua, de grano medio y de geometría anastomosada a plano-paralela con lineaciones de agregados. La foliación bordea porfidoclastos de plagioclasa de geometría σ y δ . En este dominio se observan bandas de cizalla C' dominantes respecto a la foliación oblicua S. Otro rasgo típico de este dominio es la presencia de vetas de cuarzo paralelas y a 45° con respecto a la foliación principal. Los diques de aplita y la foliación forman pliegues similares de algunos centímetros con planos axiales orientados a 30° con respecto a la foliación principal (Figura 33b). De acuerdo con la trama que desarrollan, se consideran tectonitas L-S aquellas que componen al segmento Tonalá, mientras que, las que conforman al segmento Escuintla son tectonitas S-L.

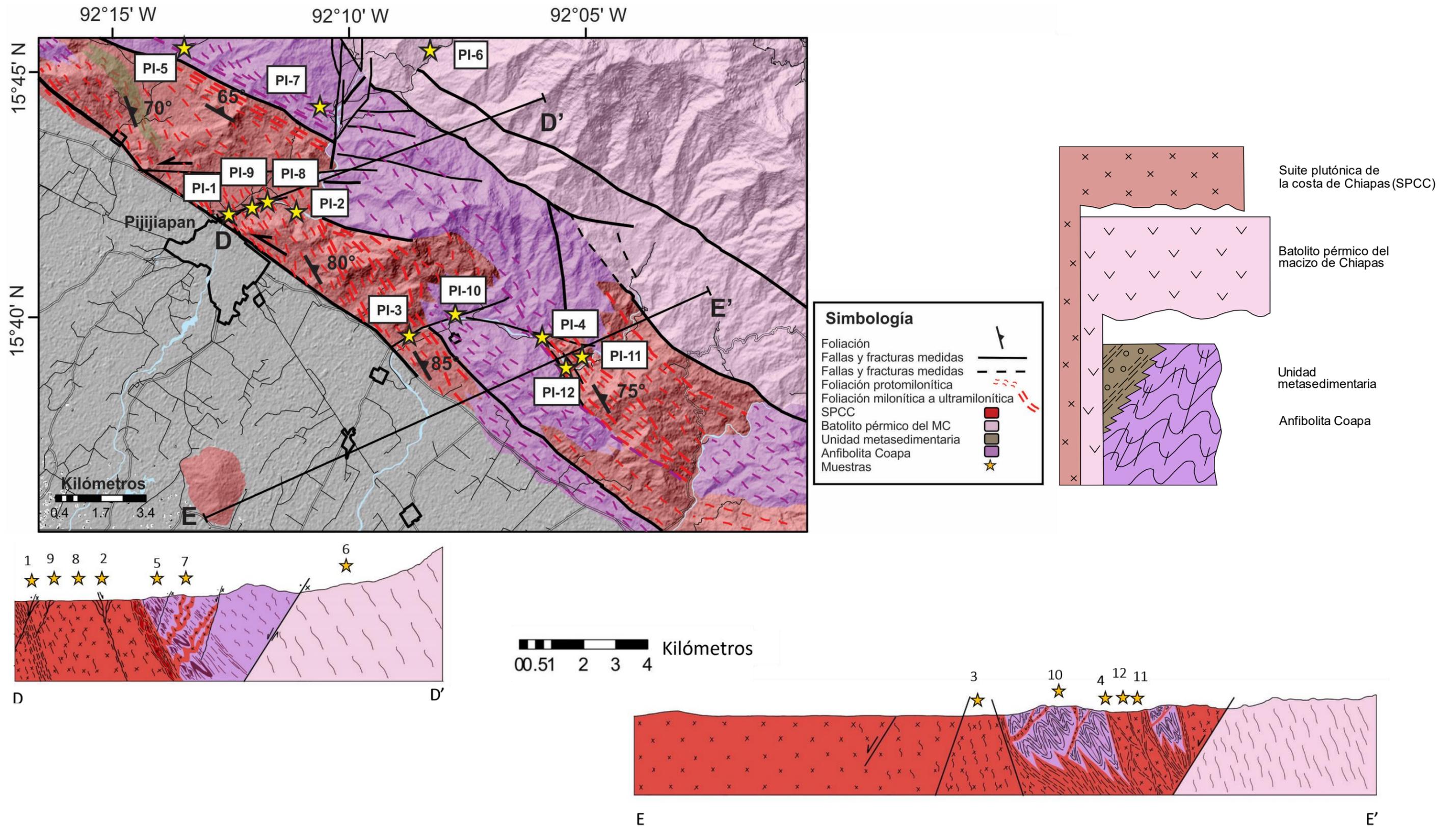


Figura 30. Mapa geológico-estructural de la parte central del SZCT al NE de la ciudad de Pijijiapan, Chiapas. En líneas punteadas se muestran las zonas más deformadas correspondientes con zonas de milonita y/o ultramilonita

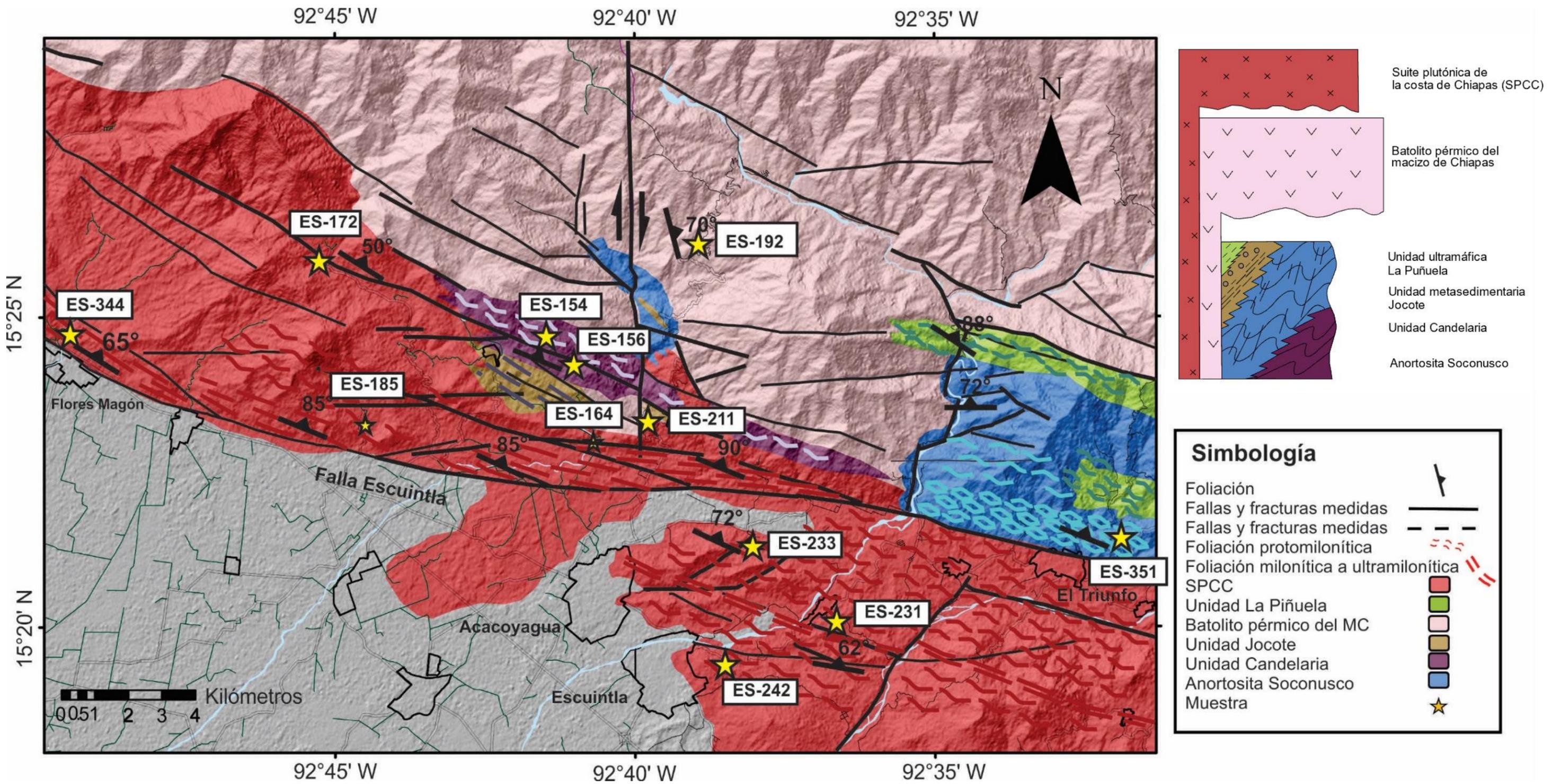


Figura 31. Mapa geológico-estructural de la zona sur del SZCTE al norte de las ciudades de Escuintla y Acacoyagua, Chiapas. En líneas punteadas se muestran las zonas más deformadas correspondientes con zonas de milonita y/o ultramilonita

5) Dominio de milonita con bandas de ultramilonita

Las zonas de mayor deformación localizada consisten de una intercalación de bandas de milonita, protomilonita y ultramilonita en varias proporciones que forman patrones irregulares a sigmoidales entre sí (Figura 32h). Debido al alto contraste reológico entre las diferentes bandas, este dominio presenta pliegues isoclinales con planos axiales subparalelos a la foliación. Así mismo, presenta una foliación milonítica penetrativa, de grano fino a grueso, con lineación por extensión, porfidoclastos de plagioclasa más finos que en los dominios anteriores, y bandas de cizalla C', predominantemente. Tanto en el segmento Tonalá como en el segmento Escuintla, estos dominios presentan una trama de tectonita S-L.

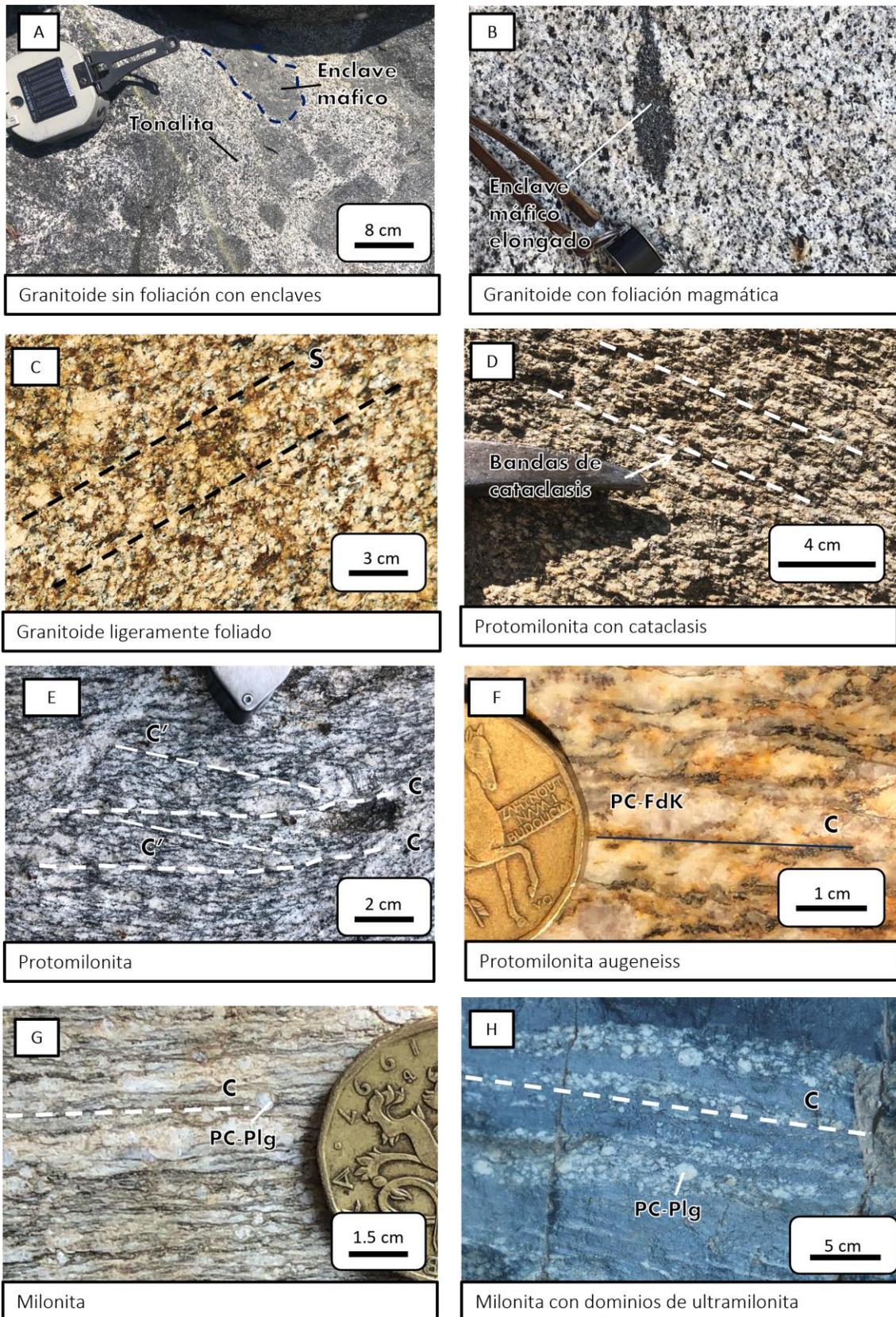


Figura 32. Fotografías de afloramiento que muestran las texturas de distintos dominios estructurales a lo largo del SZCTE, asociados a distintos grados y estilos de deformación.

3.2.4. Microestructura a lo largo del gradiente de deformación del SZCTE

Se seleccionaron diez muestras correspondientes con cuatro dominios estructurales definidos a partir del grado y estilo de deformación, de las cuales: las muestras PI-2 y ES-3 corresponden con el dominio de granitoide foliado, las muestras TO-2, PI-3, ES-1 y ES-4 corresponden con el dominio de protomilonita, las muestras TO-1 y ES-2 corresponden con el dominio de milonita y las muestras PI-1 y PI-4 corresponden con el dominio de ultramilonita. A continuación, se describen los rasgos microestructurales que tienen en común las muestras que corresponden con los distintos dominios estructurales.

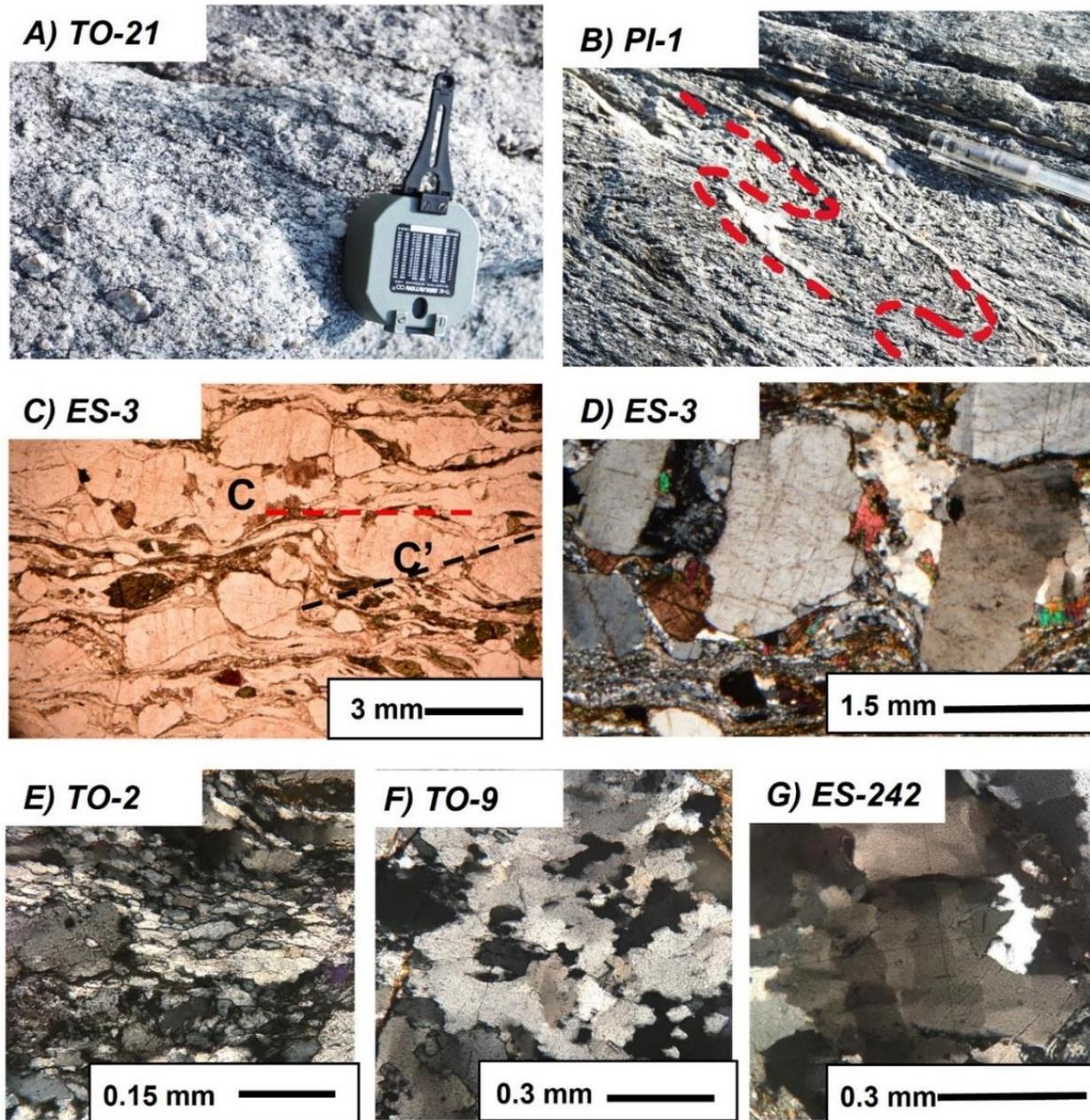


Figura 33. Fotografías y fotomicrografías de algunas de las estructuras y microestructuras presentes en las rocas deformadas correspondientes con el SZCTE. Las figuras corresponden con las siguientes estructuras: A) foliación milonítica bordeando a porfidoclastos de plagioclasa en protomilonita; B) vetas de cuarzo plegadas con planos axiales inclinados 30° con respecto a la foliación; C) foliación milonítica a microescala bordeando porfidoclastos de plagioclasa y con bandas de cizalla C' ; D) porfidoclastos de plagioclasa con tres núcleos unidos en un mismo manto, formando una estructura de pinch and swell; E), F) y G) diferentes texturas que presenta el cuarzo asociados con distintos mecanismos de deformación: rotación de subgranos (e), migración de borde de grano de alta temperatura (f) y cuarzo tablero de ajedrez (g).

1) Dominio de granitoide con foliación incipiente

Las rocas correspondientes con este dominio muestran una foliación espaciada, discontinua y anastomosada definida por dominios de cuarzo, biotita y clorita, los cuales bordean a cristales subhedrales de plagioclasa, anfíbol, ortopiroxeno y titanita de grano grueso. Los cristales de plagioclasa presentan maclado mecánico y nucleación de pequeños subgranos en sus bordes, asociados con migración lobular de borde de grano (Figura 33c y 34c). Así mismo, los cristales de mayor tamaño se encuentran inclinados por rotación de cuerpo rígido. El cuarzo presenta textura de tablero de ajedrez (Figura 33g), así como migración de borde de grano formando lóbulos grandes en comparación con el tamaño promedio de los cristales, similar a lo descrito por Stipp *et al.* (2002) como migración de borde de grano de alta temperatura (Figura 33f). Dichos cristales no presentan orientación preferencial cristalográfica (Figura 34d). Los cristales de biotita se acumulan en zonas de baja presión formando mantos alrededor de plagioclasa (Figura 34b).

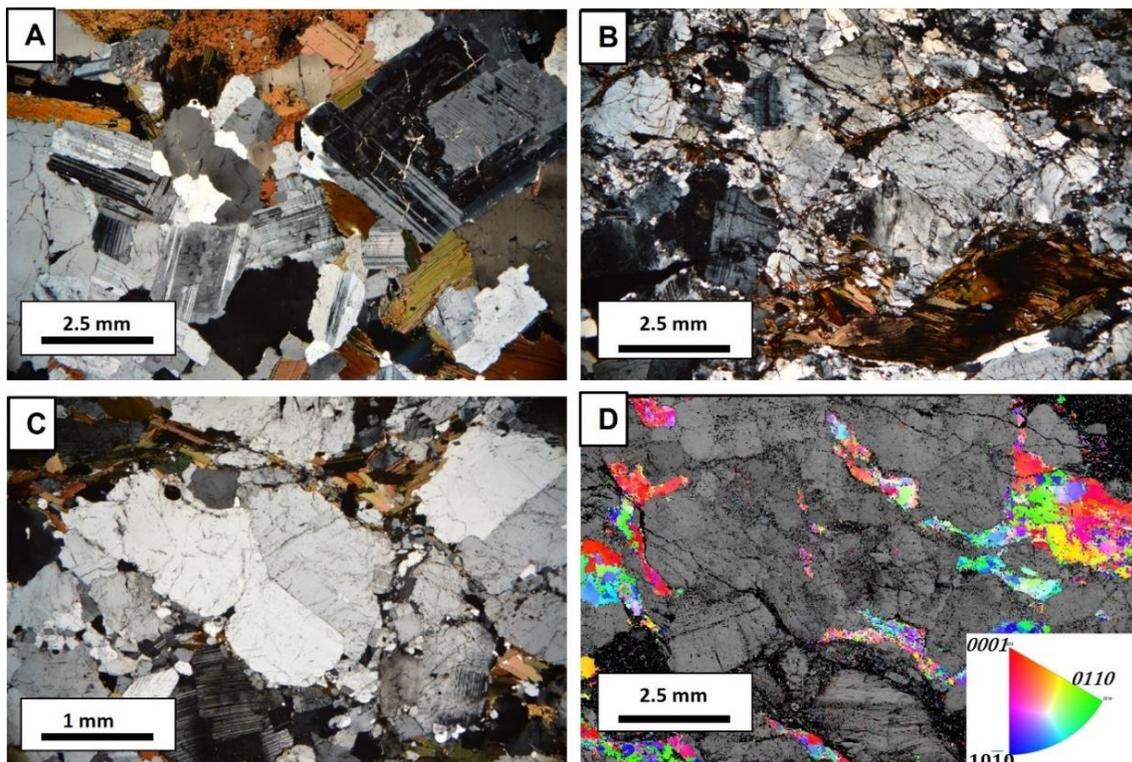


Figura 34. Fotomicrografías que corresponden rocas graníticas con poca o nula deformación. A) Fotografía en nícoles cruzados en donde se aprecia la textura fanerítica y equigranular del protolito compuesto por cristales de plagioclasa, cuarzo, anfíbol y biotita; B) textura de un granito foliado, se observan cristales de plagioclasa con fracturamiento y maclado mecánico, dominios de filonita compuestos de biotita y clorita; C) cristales de plagioclasa con desarrollo de subgranos en los bordes; y D) mapa microestructural realizado con EBSD, en gris se muestra un mapa de contraste de bandas de las diferentes fases minerales que integran la roca y en colores se muestra el cuarzo, el color representa el eje cristalográfico alineado con el eje IPF Z de la adquisición de datos, es decir, de un eje que es perpendicular a la página, en este caso no se observa una OPC.

b) Dominio de protomilonita

Las rocas que conforman a este dominio presentan una foliación anastomosada marcada por dominios de filonita y agregados de cuarzo, los cuales bordean a porfidoclastos de plagioclasa, feldespato y titanita (Figura 35a y b). Los dominios de filonita están compuestos por cristales de biotita y clorita paralelos entre sí y formando geometrías sigmoidales. Por otra parte, los agregados de cuarzo se encuentran formados por cristales de geometría elongada y listones de cuarzo, similar a lo reportado por Stipp et al. (2002) como recristalización por rotación de subgranos (Figura 33e). Alrededor de los porfidoclastos hay nucleación de pequeños granos producidos por migración de borde de grano. Dichos agregados, presentan una foliación oblicua a la foliación principal. Finalmente, los porfidoclastos de plagioclasa presentan maclado mecánico, extinción ondulante y fracturamiento. Así mismo, hay estructuras de manto y núcleo, con el manto está formado por cristales de plagioclasa recristalizados, agregados de cuarzo, biotita, clorita y epidota (Figura 35a).

c) Dominio de milonita

Este dominio presenta una matriz con foliación continua con dominios de filonita, agregados de cuarzo recristalizado y bandas de epidota. La foliación rodea porfidoclastos de plagioclasa, hornblenda, feldespato y titanita, desarrollando una geometría anastomosada y micropliegues alrededor de los porfidoclastos (Figura 35c). Los dominios de filonita están formados por biotita, clorita y mica blanca y algunos cristales de peces de mica con geometría sigmoidal. Los agregados de cuarzo están compuestos por cristales equidimensionales y de geometría elongada formando una foliación oblicua "S", oblicua a la foliación principal (Figura 33d). Dichos cristales presentan un tamaño de grano menor que en el dominio de protomilonita. De acuerdo con las características del cuarzo recristalizado, los agregados son similares a lo descrito por Stipp *et al.* (2002) como rotación de subgranos. Por otra parte, los cristales de plagioclasa presentan rotación de cuerpo rígido, maclado mecánico, extinción ondulante y fracturamiento (Figura 35C). Los porfidoclastos presentan estructuras de manto-núcleo de geometría sigmoidal de cinemática sinistral. El núcleo consiste en

un cristal redondeado de plagioclasa, mientras que el manto contiene pequeños cristales de cuarzo, mica blanca, biotita, epidota y plagioclasa. Los mantos de los porfidoclastos se unen formando estructuras de *pinch and swell* (Figura 33d). La foliación principal está discolacada por bandas de cizalla C' . Cabe mencionar que a meso y microescala, se observa un contraste reológico mayor entre el cuarzo y la plagioclasa en el segmento Escuintla que en el segmento Tonalá, es decir, que en las milonitas de la ZCE la plagioclasa presenta mayor fracturamiento y maclado y el cuarzo recrystalizado presenta un menor tamaño de grano con respecto a las milonitas de la ZCT, lo cual podría deberse a temperaturas menores de la deformación.

d) Dominio de ultramilonita

Las rocas que corresponden con el dominio de ultramilonita presentan una matriz con foliación continua y anastomosada a plano-paralela, la cual bordea a porfidoclastos de plagioclasa, titanita, epidota y anfíbol (Figura 35 e). La matriz consiste de una mezcla de cristales de cuarzo rutilado y plagioclasa con un tamaño de grano homogéneo, intercalados con cristales más pequeños de biotita, clorita y mica blanca. Los granos de cuarzo y plagioclasa en la matriz tienen forma alargada y geometría romboidal a rectangular con los ejes largos paralelos a la foliación. El cuarzo presenta rotación de subgranos, en concordancia a lo descrito por Stipp *et al.* (2002) para estos dominios. El cuarzo tiene una orientación preferencial cristalográfica más caótica que los dominios de milonita y protomilonita. Por otra parte, los porfidoclastos de plagioclasa son prácticamente paralelos a la foliación milonítica y tienen maclado mecánico, extinción ondulante, migración lobular de borde de grano y fracturas rellenas de cuarzo. Los porfidoclastos presentan estructuras de manto-núcleo de geometría sigmoidal y de cinemática preferentemente sinistral. Los mantos de los porfidoclastos tienen granos de plagioclasa, cuarzo, feldespato, mica blanca y epidota de granulometría homogénea. La foliación principal está desplazada por bandas de cizalla sintéticas C' y en menor medida, por bandas de cizalla S .

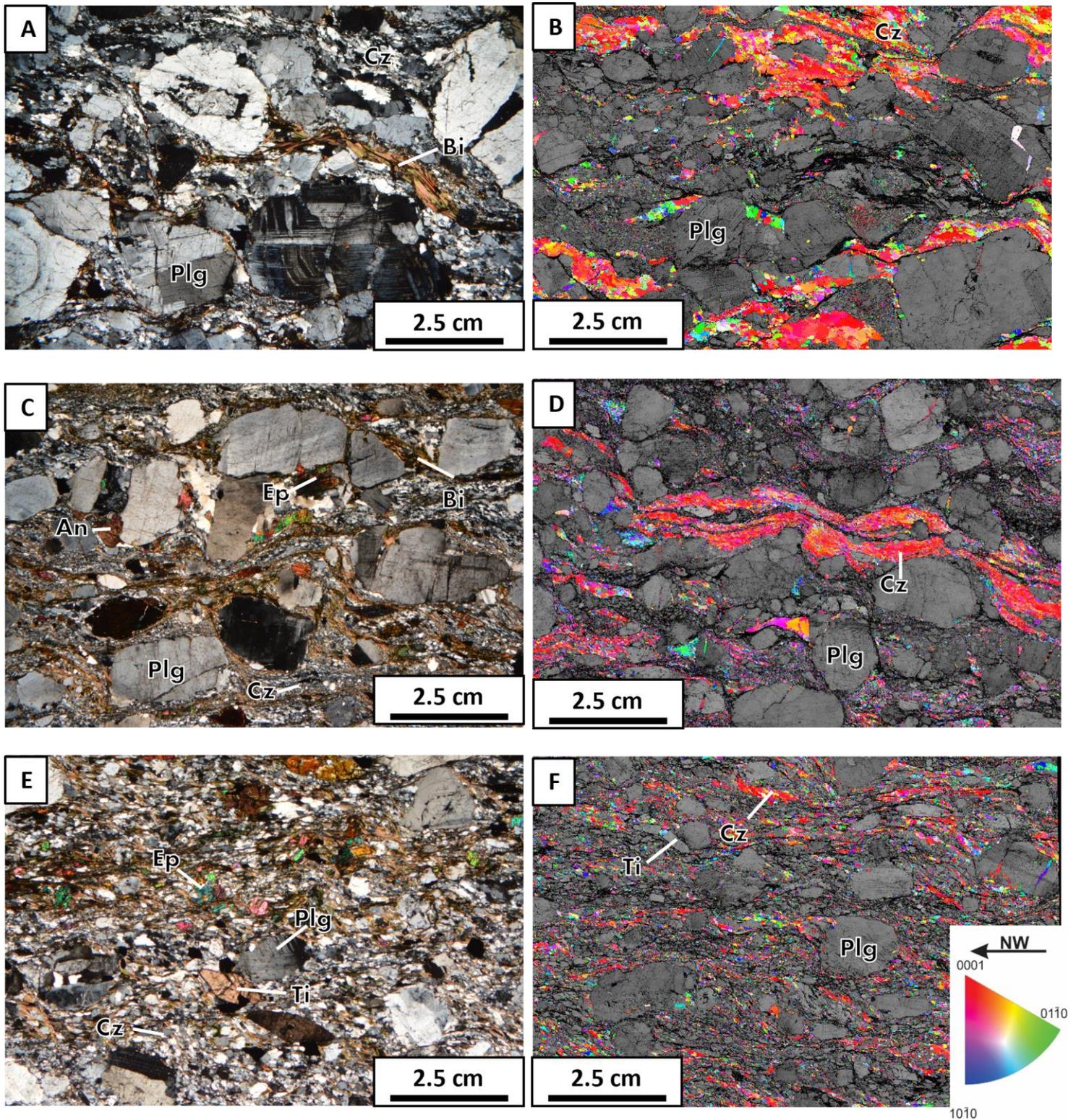


Figura 35. A, C, y E fotografías con luz polarizada en nicos cruzados, de las muestras PI-3 (dominio de protomilonita), ES-2 (dominio de milonita) y PI-1 (dominio de ultramilonita), respectivamente. B, D, y F, mapas microestructurales obtenidos con EBSD, donde se muestra en colores el eje cristalográfico paralelo al eje IPF Z, con la adquisición de datos como se muestra en la simbología. B, D, y F se corresponden con muestras PI-3, ES-2 y PI-1, respectivamente.

3.2.5. Orientación preferencial cristalográfica del cuarzo

Los mecanismos de deformación cristal-plástica incluyen arrastre de dislocaciones, migración de borde de grano, arrastre por difusión y deslizamiento de borde de grano. El arrastre de dislocaciones ocurre en una dirección y a lo largo de un plano específico conocido como sistema de deslizamiento. Los sistemas de deslizamiento están asociados a la energía elástica almacenada, la deformación permanente acumulada y la temperatura de la deformación. La técnica de *EBSD* permite conocer la orientación preferencial cristalográfica (OPC) del cuarzo en rocas deformadas para posteriormente interpretar la orientación de los sistemas de deslizamiento activos durante la deformación.

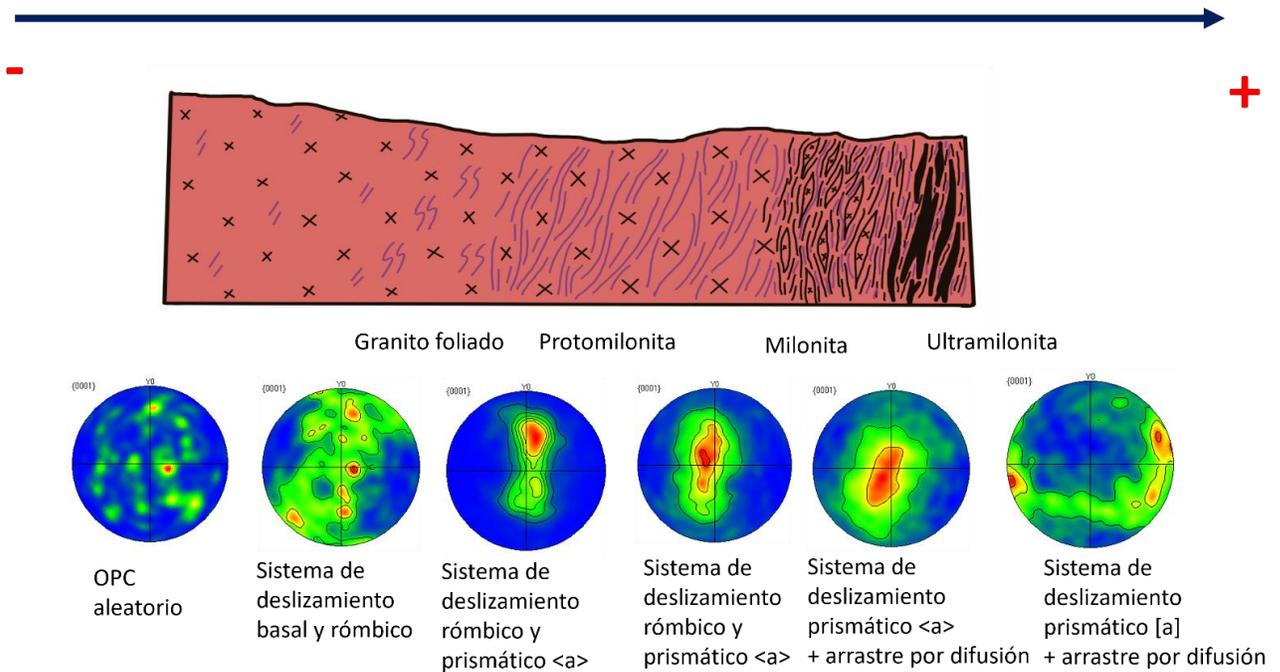


Figura 36. Diagramas de polo del hemisferio superior en donde se proyecta la orientación del eje $\langle c \rangle$ del cuarzo en distintos dominios estructurales, lo cual permite visualizar la activación de distintos sistemas de deslizamiento indicados en la sección a diferentes grados de deformación.

A lo largo del gradiente de deformación del SZCTE, se observan distintos patrones en los diagramas de polo que representan la OPC del cuarzo en los diferentes dominios estructurales como se describe a continuación (Figura 36). En el granito foliado se observa un arreglo aleatorio y no hay una OPC, en la interfaz entre este dominio y el de protomilonita, se observa un ligero desarrollo de OPC en dos sistemas: uno de deslizamiento basal $(0001) \langle 11\bar{2}0 \rangle$ y uno de deslizamiento rómbico $(10\bar{1}1) \langle 11\bar{2}0 \rangle$. Por otra parte, en el dominio de protomilonita hay dos sistemas de deslizamiento: uno principal de tipo rómbico $(10\bar{1}1) \langle 11\bar{2}0 \rangle$ y uno subordinado de tipo prismático paralelo al eje

$\langle a \rangle$ ($10\bar{1}0$) $\langle 11\bar{2}0 \rangle$. El dominio de milonita presenta un sistema de deslizamiento prismático paralelo al eje $\langle a \rangle$ ($10\bar{1}0$) $\langle 11\bar{2}0 \rangle$ con un sistema rómbico ($10\bar{1}1$) $\langle 11\bar{2}0 \rangle$ subordinado. Y finalmente, en el dominio de ultramilonita el sistema de deslizamiento varía en las dos muestras analizadas: para la muestra PI-1 el sistema de deslizamiento es prismático paralelo al eje $\langle a \rangle$ ($10\bar{1}0$) $\langle 11\bar{2}0 \rangle$, mientras que en la muestra PI-4 el sistema de deslizamiento es prismático paralelo al eje $\langle c \rangle$ ($10\bar{1}0$) [0001].

3.2.6. Evolución del tamaño del cuarzo y la plagioclasa a medida que incrementa la deformación y estimación de la paleopiezometría

Dentro de la mayoría de las zonas de cizalla, existe una disminución del tamaño de grano a medida que incrementa la deformación. Una de las implicaciones de la reducción del tamaño de grano es que el tamaño promedio del cuarzo recristalizado está directamente relacionado con los esfuerzos diferenciales asociados al flujo dentro de una zona de cizalla: a menor tamaño de grano los esfuerzos diferenciales aumentan y viceversa (Twiss, 1977; Stipp y Tullis, 2003). Por otra parte, la activación de los mecanismos de deformación de arrastre por difusión y deslizamiento de borde de grano son favorecidos por el aumento de temperatura y por la reducción y homogeneización del tamaño de grano de las fases que componen el sistema (Oliot *et al.*, 2014). Por esta razón, se realizó una estimación del tamaño promedio del cuarzo recristalizado, del tamaño promedio de la plagioclasa y de los porfidoclastos de plagioclasa a partir de la información obtenida de los análisis de *EBSD* como se reporta en la Tabla 4.

Tabla 4. Tamaño promedio de grano del cuarzo recristalizado, tamaño promedio de la plagioclasa y rango de tamaño de los porfidoclastos de plagioclasa. Se presenta una estimación del esfuerzo de flujo a partir de la ecuación propuesta por Stipp y Tullis (2003) para los regímenes II y III de deformación por recristalización dinámica.

Dominio estructural	Granito foliado	Protomilonita	Milonita	Ultramilonita
Tamaño promedio de grano del cuarzo recristalizado	Ton.: $36 \pm 9 \mu\text{m}$ Esc.: $50 \pm 12 \mu\text{m}$	Ton.: $28 \pm 15 \mu\text{m}$ Esc.: $36 \pm 21 \mu\text{m}$	Ton.: $24 \pm 5 \mu\text{m}$ Esc.: $25 \pm 5 \mu\text{m}$	$23 \pm 6 \mu\text{m}$
Tamaño promedio de la plagioclasa	Ton.: $112 \mu\text{m}$ Esc.: $170 \mu\text{m}$	Ton.: $65 \mu\text{m}$ Esc.: $75 \mu\text{m}$	Ton.: $46 \mu\text{m}$ Esc.: $40 \mu\text{m}$	$45 \mu\text{m}$
Tamaño de grano de porfidoclastos de plagioclasa	Ton.: $65\text{-}2490 \mu\text{m}$ Esc.: $240\text{-}2634 \mu\text{m}$	Ton.: $165\text{-}2479 \mu\text{m}$ Esc.: $215\text{-}2077 \mu\text{m}$	Ton.: $130\text{-}1654 \mu\text{m}$ Esc.: $140\text{-}1390 \mu\text{m}$	$120\text{-}1194 \mu\text{m}$
Esfuerzo de flujo	Ton.: $38 \pm 9 \text{MPa}$ Esc.: $30 \pm 3 \text{MPa}$	Ton.: $50 \pm 12 \text{MPa}$ Esc.: $38 \pm 12 \text{MPa}$	Ton.: $54 \pm 8 \text{MPa}$ Esc.: $53 \pm 7 \text{MPa}$	$52 \pm 13 \text{MPa}$

Por una parte, se observó que el tamaño promedio del cuarzo recristalizado disminuye de $\sim 36 \mu\text{m}$ (para Tonalá) y $50 \mu\text{m}$ (para Escuintla) en el granito foliado hasta $\sim 23 \mu\text{m}$ en el dominio de ultramilonita. Por otra parte, el tamaño promedio de los cristales de plagioclasa varía de $\sim 112 \mu\text{m}$ (Tonalá) y $170 \mu\text{m}$ (Escuintla) en las rocas menos deformadas, hasta $\sim 45 \mu\text{m}$ en el dominio de ultramilonita. Así mismo, el tamaño de los porfidoclastos de plagioclasa disminuye desde $165\text{-}2634 \mu\text{m}$ en las rocas menos deformadas, hasta $120\text{-}1194 \mu\text{m}$ en las rocas más deformadas. De manera general se observa que los granos de cuarzo y plagioclasa disminuyen su tamaño de grano de manera significativa hasta alcanzar un tamaño de grano similar en el dominio de milonita, el cual se mantiene en el dominio de ultramilonita.

Finalmente, de acuerdo con la ecuación propuesta por Stipp y Tullis (2003), el esfuerzo de flujo (σ) aumenta a medida que disminuye el tamaño de grano (D) como se muestra en las ecuaciones 1 y 2, por lo cual, los dominios de grano fino favorecen la localización de la deformación. Las ecuaciones son diferentes dependiendo de si la deformación del cuarzo ocurre por bulgging (1) o por rotación de subgranos y migración del borde de grano de alta temperatura (2).

$$(1) D(\mu\text{m}) = 78\sigma(\text{MPa})^{-0.61}$$

$$(2) D(\mu\text{m}) = 3631\sigma(\text{MPa})^{-1.26}$$

Para cada dominio estructural, el esfuerzo de flujo varía en los siguientes rangos: $27\text{-}62 \text{ MPa}$ para los dominios de granito foliado y protomilonita y $39\text{-}65 \text{ MPa}$ para los dominios de milonita y ultramilonita (Figura 37). Aparentemente, el esfuerzo de flujo estimado fue mayor para el segmento Tonalá que para el de Escuintla, aunque parecen ser similares dentro del error, por lo cual quizás se necesiten más mediciones.

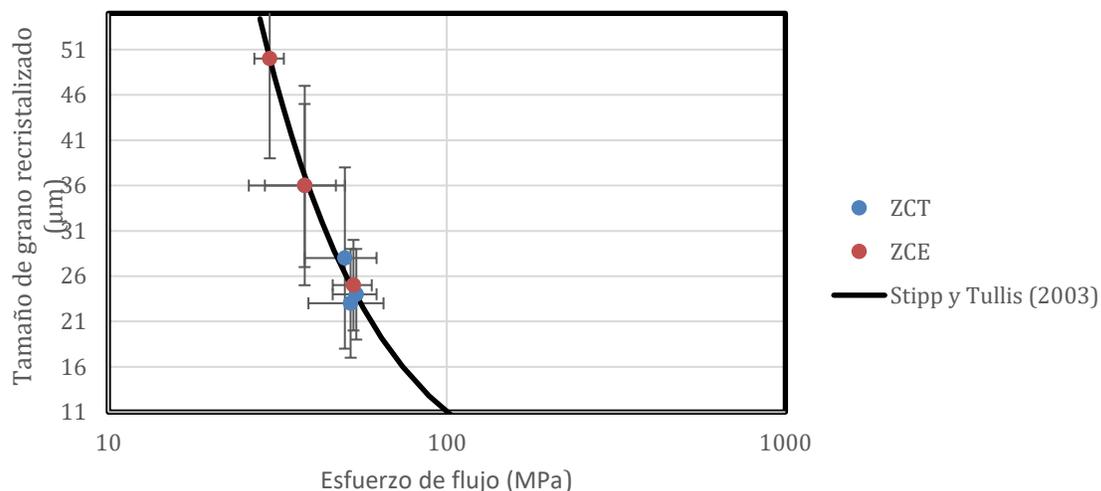


Figura 37. Estimación del esfuerzo de flujo a partir de la ecuación de Stipp y Tullis (2003).

3.2.7. Número de vorticidad cinemática

Para conocer el grado de co-axialidad de la deformación en los distintos dominios estructurales y comparar ambas zonas de cizalla, se realizó un análisis del número de vorticidad cinemática a partir del ángulo máximo que forman las bandas de cizalla sintéticas C' con respecto a la foliación milonítica, el cual se considera la bisectriz del ángulo agudo entre las apófisis de flujo. A continuación, se describen los resultados obtenidos de este análisis, los cuales se resumen en la Tabla 5.

En una muestra del dominio de granito deformado el Wm es de 0.64 en el segmento Tonalá, mientras que para el segmento Escuintla Wm es de 0.77. Por otra parte, para el dominio de protomilonita, Wm varía entre 0.79 y 0.83 en el segmento Tonalá, mientras que en el segmento Escuintla Wm varía entre 0.44 y 0.52. Así mismo, para el dominio de milonita Wm tiene un valor de 0.69 para el segmento Tonalá y un valor de 0.84 para el segmento Escuintla. Finalmente, para el dominio de ultramilonita el valor de Wm varía entre 0.84 y 0.88 en el segmento Tonalá mientras que para el segmento Escuintla no se obtuvieron estimaciones en este dominio debido a que no se observaron bandas de cizalla C' claras.

Tabla 5. Número de vorticidad cinemática a partir del ángulo máximo de las bandas de cizalla C'

Muestra	Rumbo de la foliación	C' (°)	Wk- Wm	Litología	Tectonita
Zona de Cizalla de Tonalá					
PI-2	N35°W	25	0.64	Granito foliado	L-S
TO-2	N40°W	19	0.79	Protomilonita	L
PI-3	N45°W	17	0.83	Protomilonita	L-S
TO-1	N30°W	23	0.69	Milonita	L-S
PI-1	N40°W	16	0.84	Ultramilonita	S-L
PI-4	N15°W	14	0.88	Ultramilonita	S-L
Zona de Cizalla de Escuintla					
ES-3	N60°W	20	0.77	Granito foliado	S-L
ES-4	N35W	29	0.53	Protomilonita	S-L
ES-1	N70W	32	0.44	Protomilonita	S-L
ES-2	N90E	16	0.85	Milonita	S-L

3.2.8. Variaciones químicas a lo largo del gradiente de deformación

De acuerdo con Goncalves *et al.* (2012) y Oliot *et al.* (2012), las zonas de cizalla dúctiles se comportan como sistemas abiertos en donde existe movilización o intercambio de elementos favorecida por un

desequilibrio químico entre las rocas más y menos deformadas y por la presencia de gradientes de potencial químico. La ganancia o pérdida de ciertos elementos en las zonas más deformadas favorece el desarrollo de nuevas fases minerales en sistemas isobáricos e isotérmicos, los cuales pueden jugar un rol importante en la localización de la deformación. Por esta razón, se analizó la composición química de tres muestras a lo largo de un gradiente de deformación de ~150 m, representado por las muestras PI-2 (granito foliado), PI-9 (milonita) y PI-1 (ultramilonita). En general, se observa un enriquecimiento de Mg, Fe, P, Mn, Ti y Ca, mientras que hay un empobrecimiento en K, Si y Na en las rocas más deformadas (Tabla 6). En el siguiente apartado se describen los cambios en la mineralogía en el mismo gradiente de deformación, para discutir posteriormente el efecto de los cambios en la química en la neoformación de minerales y su implicación en el desarrollo de la zona de cizalla.

3.2.9. Variaciones mineralógicas a lo largo del gradiente de deformación

Las variaciones químicas a lo largo del gradiente de deformación favorecen algunas reacciones químicas que dan lugar a la neoformación de fases minerales. Por esta razón, se realizó un análisis cuantitativo de las fases minerales presentes en dos muestras: PI-2 (granito foliado) y PI-1

Tabla 6. Geoquímica de elementos mayores de tres muestras a lo largo de un gradiente de deformación en la sección DD' cerca de Pijijiapan.

Componente	PI-2(granito foliado)	PI-9 (milonita)	PI-1 (ultramilonita)
SiO ₂	70.29	65.48	66.60
TiO ₂	0.3627	0.5028	0.5912
Al ₂ O ₃	16.19	18.02	16.21
Fe ₂ O ₃	2.217	3.367	3.876
MnO	0.0421	0.0603	0.0622
MgO	0.5877	1.072	1.855
CaO	3.193	4.479	4.182
Na ₂ O	4.531	4.864	4.113
K ₂ O	2.441	1.964	2.369
P ₂ O ₅	0.1316	0.1890	0.1465
Suma	100	100	100

(ultramilonita), las cuales definen un gradiente de deformación de ~150 m. En general, se observa que hacia las zonas con mayor deformación se incrementa el contenido en plagioclasa rica en Ca, mica blanca, epidota y clorita, mientras que el sistema se empobrece en fases como ortopiroxeno, anfíbol y feldespato. La mica blanca y la clorita son fases que presentan un bajo coeficiente de fricción interna, por lo cual su neoformación puede favorecer la localización de la deformación (Figura 38).

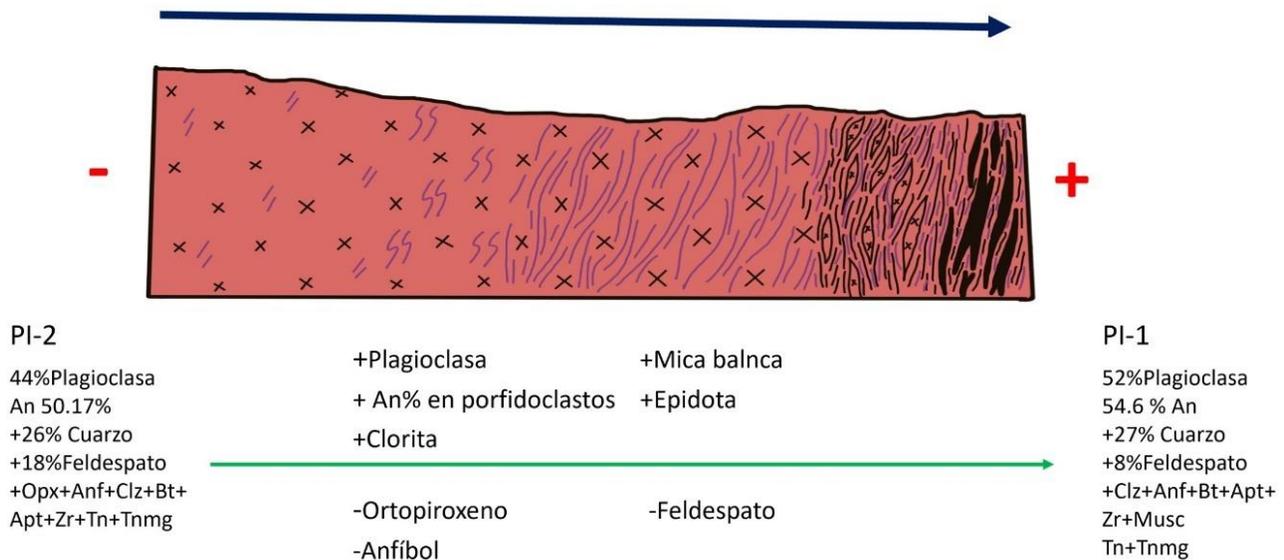
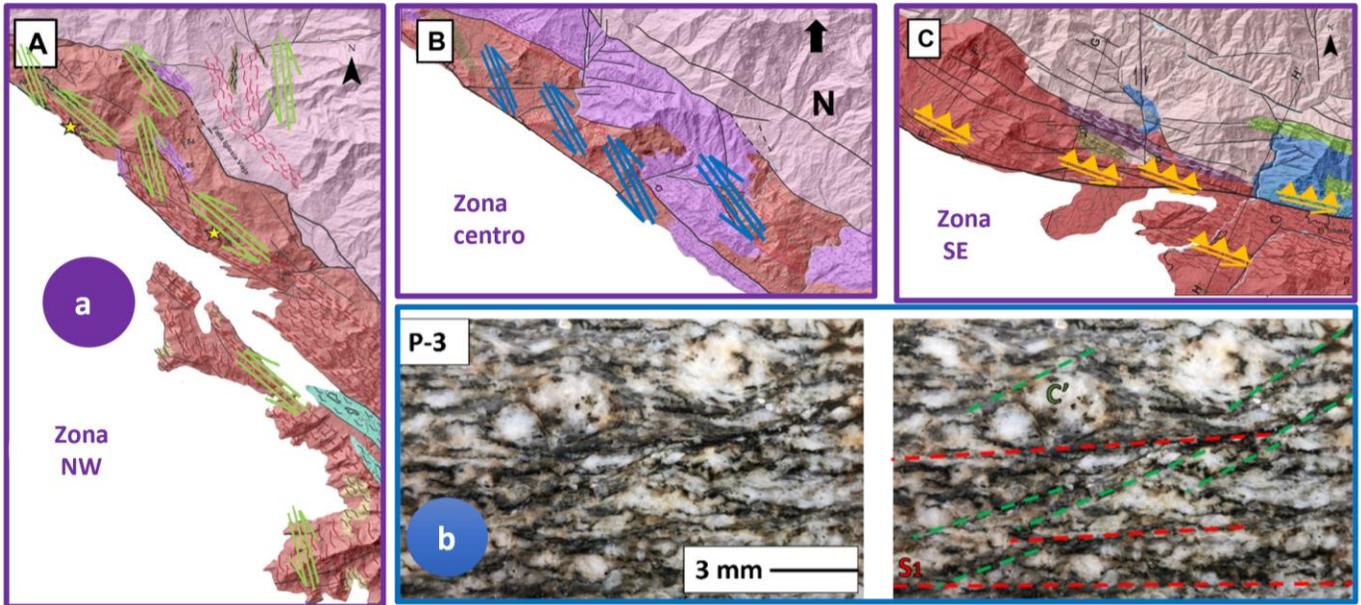


Figura 38. Se muestran las variaciones en el contenido modal de distintas fases minerales a lo largo del gradiente de deformación. Se puede observar

3.2.10. Cinemática del SZCTE

A partir de la observación y cuantificación detallada de ocho a 15 indicadores cinemáticos en 43 muestras de rocas deformadas a lo largo y ancho del SZCTE (Anexo 1), se realizó un análisis de la cinemática de ambas zonas de cizalla. En general se consideraron cuatro indicadores cinemáticos principales: bandas de cizalla C' y la foliación oblicua S , porfidoclastos de tipo σ y δ , y el diagrama de polos de la OPC del eje $\langle c \rangle$ del cuarzo. Se consideró la cinemática dominante de cada muestra y la orientación de la foliación y la lineación. De manera general, a partir del análisis realizado, se obtuvo una cinemática preferentemente siniestral para del segmento Tonalá, mientras que para del segmento de cizalla Escuintla se obtuvo una cinemática preferentemente siniestral con una fuerte componente inversa. En la Figura 39 se muestran fotos de algunos indicadores utilizados en el análisis (Figura 39a), así mismo, se muestra la orientación de algunos planos de foliación y su cinemática correspondiente en los mapas correspondientes con las zonas NW, centro y SE del área de estudio (Figura 39a). Finalmente, se agrega una tabla con ejemplos de diez muestras de las cuales se obtuvo su cinemática (Figura 39c).



Muestra	Orientación de la muestra	Indicadores cinemáticos	Cinemática
TO-1	N40°W	Bandas de cizalla SC y C', porfidoclastos tipo sigma de plagioclasa, foliación oblicua, sigmoides de cuarzo, figura de polo del cuarzo	Izquierda
TO-2	N30°W	Bandas de cizalla C', porfidoclastos tipo sigma de plagioclasa y titanita, foliación oblicua, figura de polo del cuarzo	Izquierda
PI-1	N45°E	Bandas de cizalla SC y C', foliación oblicua, porfidoclastos (núcleo/manto)	Dextla-Sinistral
PI-2	N40°W	Fábrica SC y C' por bandas, foliación oblicua	Sinistral (C'), dextral (OPC del cuarzo)
PI-3	N35°W	Porfidoclastos con manto de geometría sigma, bandas de cizalla C', figura de polo del cuarzo, foliación oblicua del cuarzo	Dextral-Sinistral
PI-4	Vertical N15°E	Bandas de cizalla C', figura de polo del cuarzo, foliación oblicua	Dextral-Inversa
ES-1	N70W	Bandas de cizalla C', porfidoclastos tipo sigma, figura de polo del cuarzo	Sinistral
ES-2	N90E	Estructuras de <i>pinch and swell</i> , porfidoclastos tipo sigma, bandas de cizalla C', foliación oblicua, porfidoclastos de titanita, figura de polo del cuarzo	Sinistral (porfidoclastos)-Dextral (OPC del cuarzo)
ES-3	N60°W	Bandas de cizalla sintéticas C', porfidoclastos	Sinistral
ES-4	N35W	Bandas de cizalla sintéticas C', porfidoclastos, foliación oblicua, figura de polo del cuarzo	Dextral

Figura 39. Síntesis de los resultados del análisis cinemático del SZCTE en donde se muestra que el segmento Tonalá está dominado por una cinemática siniestral y el segmento Escuintla está dominado por una cinemática siniestral inversa.

3.3. Estructuras de deformación asociadas con un régimen quebradizo: la Falla de Tonalá

Sobrepuestas a las estructuras asociadas con un régimen de deformación dúctil, se desarrollaron estructuras que acusan deformación quebradiza asociadas con la Falla de Tonalá., las cuales fueron agrupadas en cuatro grupos: planos de falla discretos con indicadores cinemáticos, bandas de cataclasita, vetas de clorita + epidota y fracturas. A continuación, se presenta la orientación de las principales familias de cada grupo de estructuras en las zonas NW, centro y SE de la Falla de Tonalá.

Fallas

En las tres zonas al NW, centro y SE de la Falla de Tonalá se desarrollaron planos de falla que acusan un cinemática normal, inversa, lateral izquierda y lateral derecha de acuerdo con estrías de falla y fibras de clorita + epidota. De acuerdo con los análisis de fracturas y observaciones de campo se determinó la orientación de las principales familias de fallas en cada zona.

En cuanto a las fallas de desplazamiento vertical, en las tres zonas se presentan familias de fallas normales de orientación: 1) N45°W en la zona NW; 2) N10°W y N50°W en el área central; y 3) N60°E y N30°E en el área SE. Mientras que, en las zonas NW y centro existen tres familias de fallas inversas de orientación E-W, N70°W y N30°E. Por otra parte, en cuanto a las fallas de desplazamiento a rumbo, se presentan fallas de cinemática lateral derecha de orientación: 1) N70°E, N45°W y N30°E en la zona NW; 2) N45°W, N-S, E-W, N70°W y N45°E en el área central; y 3) E-W y N30°W en el área SE. Finalmente, en cuanto a las fallas de cinemática lateral izquierda, existen distintas familias de orientación: 1) E-W y N30°W en área NW; 2) E-W y N45°E en el área central; y 3) E-W y N60°W en la zona SE.

Cataclasitas

Sobrepuestas a la foliación milonítica, se observan zonas estrechas que presentan un clivaje de fracturamiento intenso y bandas de algunos milímetros a algunos centí metros en donde se localiza deformación. Dentro de estas zonas se da una reducción del tamaño de grano y se observan fábricas que acusan cataclasis. Dichas zonas son consideradas zonas de cataclasis en este trabajo (Figura 40).

En la zona NW, las bandas de cataclasita tienen una orientación preferencial N65°E, aunque hay otras bandas de cataclasita en dirección E-W, N30°E, N30°W y N60°W. Por otra parte, en la zona

centro, las bandas de cataclasita tienen una orientación N70°E, N70°W y N15°E. Finalmente, en la zona sur, las bandas de cataclasita se agruparon en tres familias en dirección N60°W, E-W y N60°E.

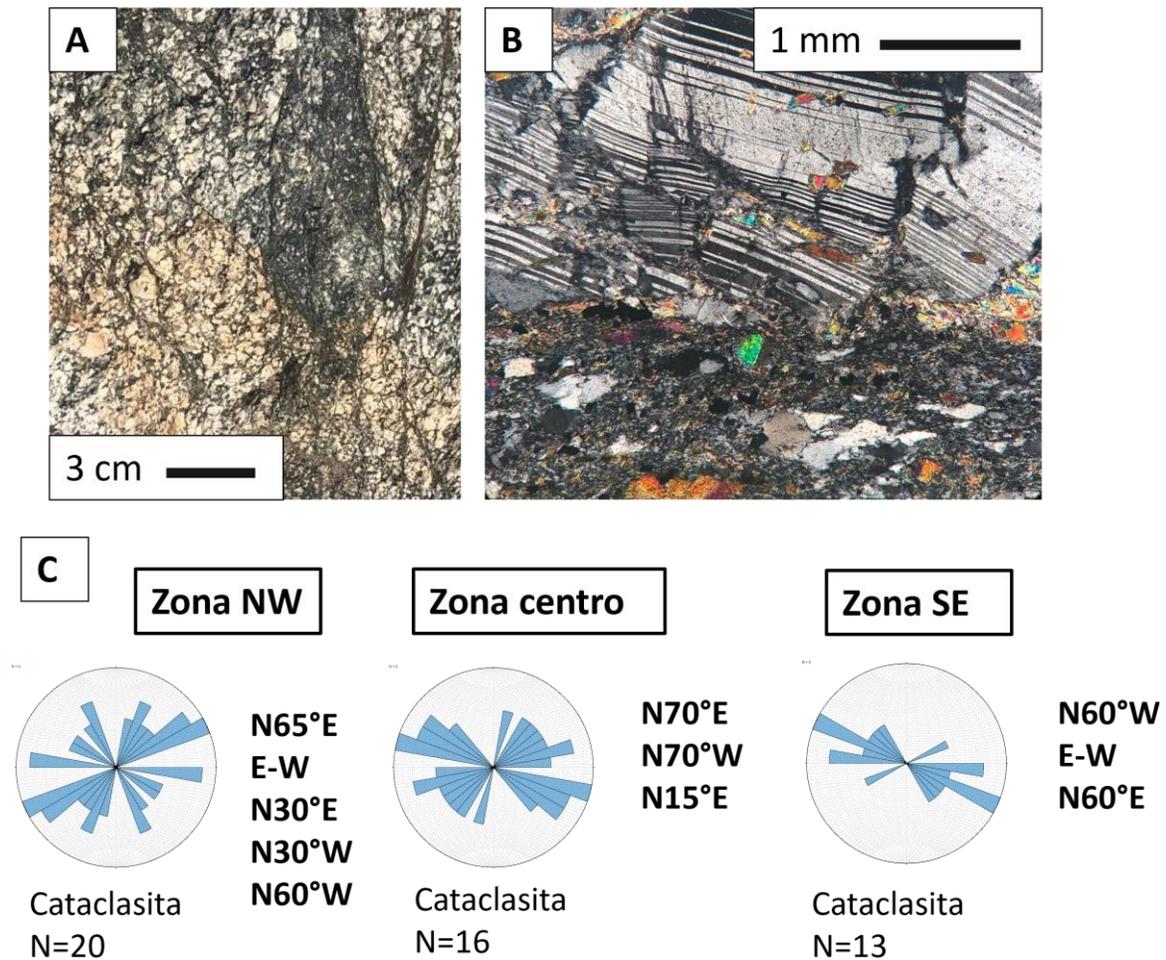


Figura 40. A) Banda de cataclasita a escala de afloramiento, B) zona de flujo cataclástico en lámina delgada, C) orientación de las bandas de cataclasita en las zonas NW, centro y SE de la Falla de Tonalá.

Fracturas

De manera subordinada a las fallas y zonas de cataclasis, una gran cantidad de fracturas afectan todas las unidades (Figura 41), sin embargo, raramente es posible definir su consistencia cinemática con las fallas mayores. El análisis conjunto y estadístico de fracturas permite reconocer la orientación de los sistemas principales de fracturamiento y su relación con estructuras mayores descritas previamente. De manera general, en la porción NW las familias principales de fracturas tienen una orientación: N45°E, E-W, N45°W, N-S, N70°E y N70°W (Figura 42a). Por otra parte, las principales familias de fracturas reconocidas en el sector central presentan una orientación: N45°W,

N45°E, E-W, N-S, N30°E, N60°E y N70°W (Figura 42b). Finalmente, las principales familias de fracturas que afectan las rocas que corresponden con el sector SW presentan una orientación: E-W, N-S, N45°E, N30°E, N60°E, N30°W y N60°W (Figura 42c).



Figura 41. Fracturas de bajo ángulo formadas en las rocas graníticas correspondientes a la SPCC en el río Zanatenco al este de la ciudad de Tonalá, Chiapas.

Vetas clorita y epidota

A lo largo de la Falla de Tonalá, se observan una serie de vetas de < 1 cm a 45 cm de espesor rellenas por clorita, epidota, cuarzo y sulfuros, las cuales afectan principalmente a las rocas miocénicas de la SPCC. Las vetas tienen una orientación preferencial N45°W, y adicionalmente, se organizan en dirección N70°W, N30°E y N70°E (Figura 43).

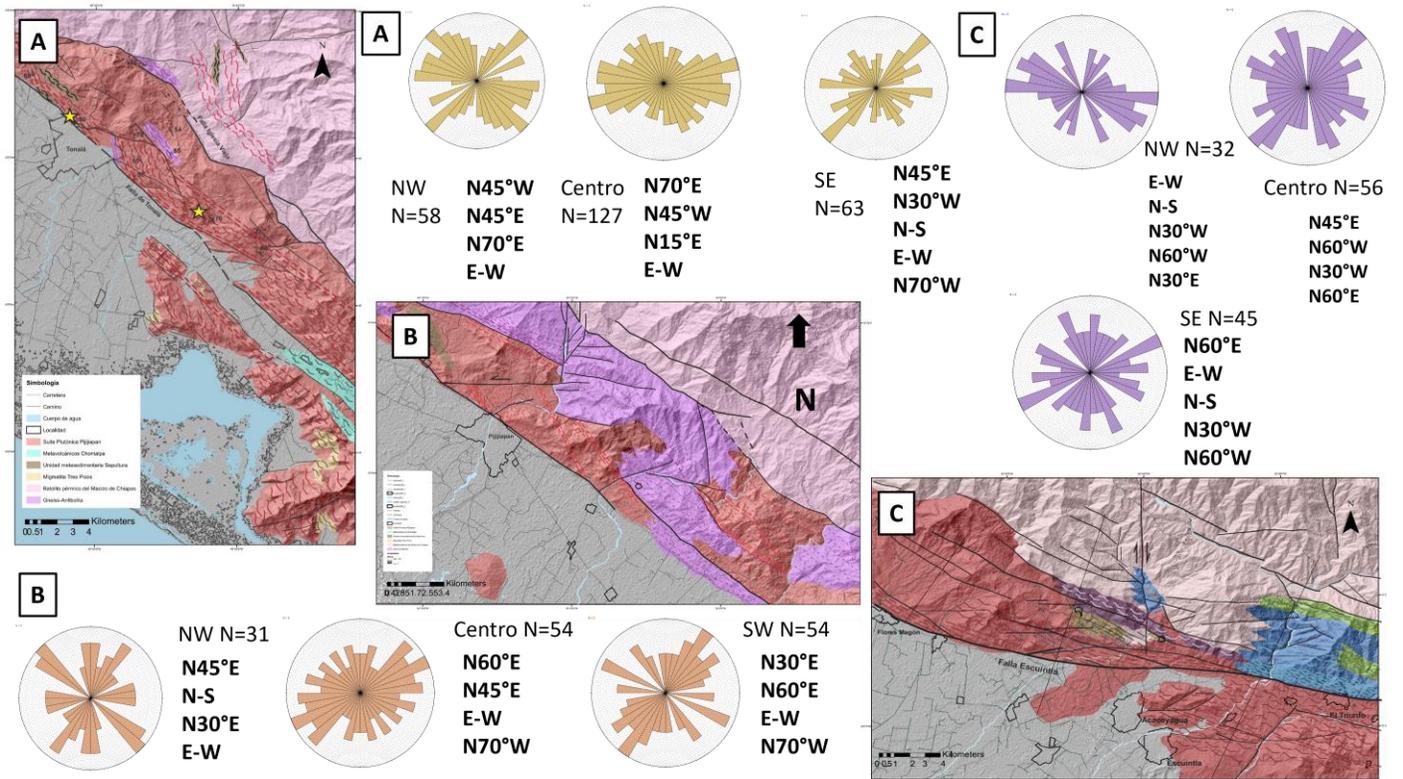


Figura 42. 1) Ejemplo de fracturas formadas sobre rocas correspondientes con el Batolito pérmico del Macizo de Chiapas; 2) Orientación de las fracturas en las porciones NW, centro y SE del SZCTE.

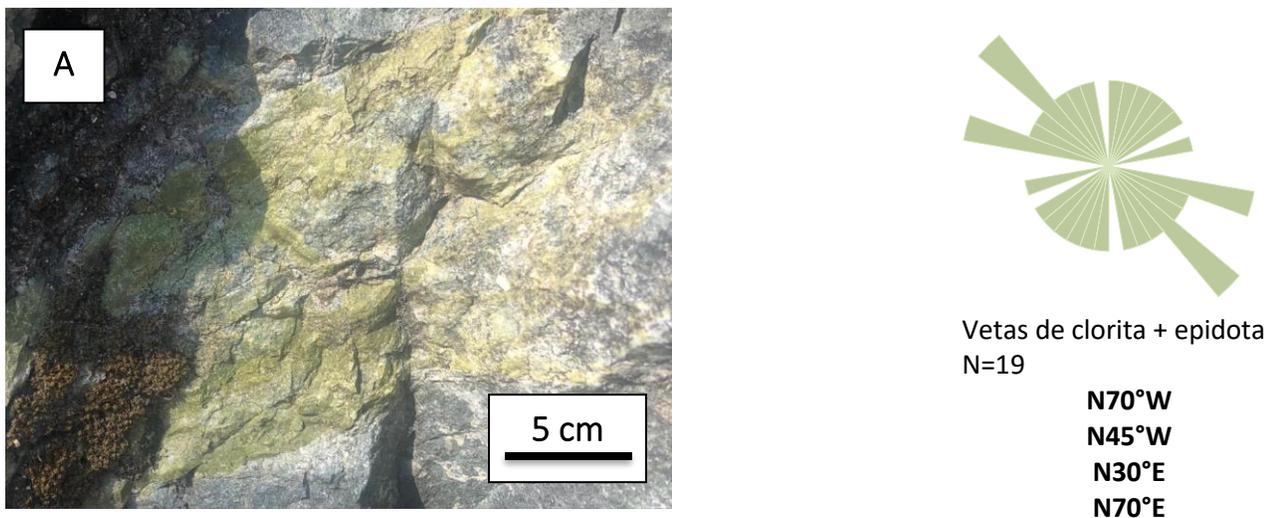


Figura 43. Vetas de clorita y epidota de ~30 cm de espesor, cerca de Huixtla, Chiapas.

4. Discusión

4.1. Modelo de evolución de la estructura

Gradiente de deformación

A partir de las observaciones de la deformación a macro, meso y microescala, así como la estimación de algunos parámetros cuantitativos de la deformación, en conjunto con el análisis de la geoquímica de elementos mayores y la mineralogía, se propone un modelo de evolución geológica para el desarrollo del SZCTE. De acuerdo con las edades de deformación obtenidas por Molina-Garza et al. (2005) de Ar-Ar en biotita recristalizada y edades de cristalización de U-Pb en zircón, tanto el magmatismo como la deformación en estado sólido ocurrieron de forma simultánea, por lo cual, en el modelo se tomó en cuenta el traslape de ambos fenómenos.

Recordemos que tanto la ZCT como la ZCE presentan zonas con poca deformación (dominios de granito y granito foliado) y zonas altamente deformadas (dominios de ultramilonita), entre ambas zonas se observan gradientes a lo largo de los cuales aumenta la deformación. La componente de cizalla simple varía entre 45% (dominio de granito foliado) hasta 68.5% (dominio de ultramilonita; Tabla 5), lo cual indica un aumento en la componente de cizalla simple a medida que incrementa la deformación.

A partir de las observaciones microestructurales, la OPC del cuarzo y la estimación de la evolución del tamaño de grano, se interpretaron los mecanismos de deformación asociados a cada dominio estructural. En el dominio de granito foliado el cuarzo se deforma por migración de borde de grano de alta temperatura lo cual desarrolló una ligera orientación preferencial cristalográfica de esta fase, mientras que la plagioclasa se deforma por migración lobular de borde de grano y maclado mecánico.

A medida que incrementa la deformación, se puede observar en los dominios de protomilonita y milonita que el cuarzo acumula deformación permanente por rotación de subgranos, lo cual es evidenciado por el desarrollo de agregados policristalinos de granos elongados de cuarzo y una orientación preferencial cristalográfica que acusa un sistema de deslizamiento de tipo prismático paralelo al eje $\langle a \rangle$. Así mismo, algunos cristales de cuarzo presentan arreglos poligonales que evidencian migración del área de borde de grano asociados con un proceso de recuperación (*recovery*). Por otra parte, la plagioclasa se deforma por rotación de cuerpo rígido, fracturamiento y maclado mecánico.

Finalmente, en el dominio de ultramilonita, la reducción del tamaño de grano de ambas fases favorece el desarrollo de cristales alargados de geometría romboidal a rectangular, lo cual se interpreta como arrastre por difusión y deslizamiento de borde de grano, así mismo algunos agregados de cuarzo se deforman por rotación de subgranos, mientras que la plagioclasa se deforma por difusión sobre el borde de grano, maclado mecánico, migración lobular de borde de grano y rotación de cuerpo rígido.

De acuerdo con los resultados obtenidos de la termobarometría, los plutones se emplazaron a profundidades menores a 12 km (Tabla 3), por lo cual la temperatura necesaria para favorecer deformación por rotación de subgranos en el cuarzo ($>450^{\circ}\text{C}$) no fue asistida por el gradiente geotérmico natural ($\sim 30^{\circ}\text{C}/\text{km}$). En cambio, la temperatura pudo deberse a advección por el emplazamiento del magma y su posterior enfriamiento. El cambio en el mecanismo de deformación de migración del borde de grano a rotación de subgranos en el cuarzo, al pasar del dominio de granito foliado al dominio de protomilonita, puede asociarse con una disminución en la temperatura posterior al magmatismo o una mayor distancia con respecto al centro de emisión del magma y favorece un aumento en la tasa de deformación al disminuir el tamaño de grano del cuarzo recristalizado (Stipp *et al.*, 2002). Mientras que el cambio de mecanismo de deformación de rotación de subgranos a deslizamiento a lo largo del borde de grano pudo deberse a la disminución del tamaño de grano del cuarzo y la plagioclasa por recristalización dinámica, y a un aumento en la circulación de fluidos (Goncalves *et al.*, 2014) Oliot *et al.*, 2014). A partir de las evidencias descritas en este apartado, a continuación, se proponen los pasos que pudo haber seguido la evolución del SZCTE.

De manera general, se observa que al aumentar la deformación el eje $\langle c \rangle$ del cuarzo tiende a orientarse perpendicular a la lineación y paralelo a la foliación, favoreciendo un sistema de deslizamiento prismático paralelo al eje $\langle a \rangle$ del cuarzo. Este sistema de deslizamiento suele activarse a condiciones de temperatura media a alta (450°C - 550°C) correspondiente con la transición entre facies de esquistos verdes y facies de anfibolita (Passchier y Trouw, 2005). Sin embargo, otros factores como la presión de confinamiento, el contenido de H_2O , la distorsión finita acumulada y la tasa de deformación pueden haber favorecido la activación de este sistema de deslizamiento.

Así mismo, al aumentar la deformación incrementan la relación matriz/porfiroclastos, el porcentaje en peso de elementos inmóviles (TiO_2 , FeO , MgO , CaO , MnO y P_2O_5 ; Tabla 6) y el contenido modal de clorita, mica blanca, epidota y plagioclasa (Figura 38). Por otra parte, a medida que aumenta la

deformación, disminuye el contenido de porfidoclastos, el porcentaje en peso de SiO_2 , K_2O y Na_2O (Tabla 6), el contenido modal de ortopiroxeno, anfíbol y feldespato (Figura 41), así como el tamaño de grano del cuarzo recristalizado y la plagioclasa (Tabla 4). Asociado con la disminución del tamaño de grano del cuarzo, se calculó el esfuerzo de flujo dentro de la zona de cizalla y se determinó que hacia los dominios de mayor deformación incrementan los esfuerzos diferenciales durante la deformación (Figura 38), lo cual refleja un incremento en la tasa de deformación de la zona de cizalla (Stipp y Tullis, 2003).

Deformación previa al emplazamiento del magmatismo miocénico

A continuación, se destacan algunos de los rasgos estructurales de las unidades previas al Mioceno y se discute si éstas fueron deformadas antes, durante o después de la actividad del SZCTE y su rol en el emplazamiento de los plutones miocénicos y/o en la localización de la deformación.

A escala regional, a lo largo de la planicie costera de Chiapas afloran unidades metasedimentarias y unidades metaígneas, las cuales son unidades pre-pérmicas (Weber *et al.*, 2018), rocas ultramáficas parcialmente serpentinizadas de edad desconocida, rocas metaígneas correspondientes con el batolito pérmico que amalgama al complejo ígneo y metamórfico macizo de Chiapas (MC) (Schaaf *et al.*, 2002; Weber *et al.*, 2007), así como a rocas metavolcánicas de edad supuestamente jurásica (Molina-Garza *et al.*, 2020). En conjunto, estas unidades encajonan a las rocas ígneas correspondientes con la Suite Plutónica de la costa de Chiapas (SPCC).

Se puede observar que la distribución espacial de los plutones de la SPCC se encuentra estrechamente restringida a la margen sureste del macizo de Chiapas al igual que las unidades metasedimentarias y metaígneas de edad previa y posterior al Pérmico. Mientras que la porción noroeste, está conformada predominantemente por ortogneisses de edad pérmica (Figura 7). En la margen SE, los plutones de la SPCC presentan una foliación milonítica bien desarrollada subparalela a los lentes de las rocas encajonantes, con las cuales se interdigita (figuras 29, 30 y 31). En cuanto a su orientación, los ortogneisses pérmicos del macizo de Chiapas presentan un bandeamiento gnésico de orientación N-S, mientras que el resto de las unidades ígneas y metamórficas tienen una foliación subparalela a las zonas de cizalla de Tonalá ($\text{N}30^\circ\text{W}$) y de Escuintla ($\text{N}50^\circ\text{W}$) (figuras 10, 14 y 16). Así mismo, estas unidades, muestran porfidoclastos de tipo σ y δ , cuya cinemática es consistente con la del SZCTE.

A partir de estas observaciones, se interpreta que las unidades metaígneas y metasedimentarias que presentan edades previas y posteriores al Pérmico, pero previas al Mioceno tardío, habían

desarrollado previamente una foliación que fungió como una anisotropía planar que facilitó la localización del magmatismo en una franja delgada de entre 1 y 7 km (figuras 29, 30 y 31, 44A). Debido a la falta de información geomcronológica, se desconoce la edad de deformación de estas unidades, sin embargo, el paralelismo entre la foliación de estas unidades y la del SZCTE, así como la consistencia cinemática entre los porfidoclastos podría indicar que la foliación se reactivó durante el desarrollo del SZCTE en el Mioceno tardío. Sin embargo, es necesario obtener información geocronológica nueva sobre estas unidades con criterios microestructurales con el fin de constreñir mejor su rol en el desarrollo del SZCTE.

Magmatismo y estructuras asociadas

Durante el Mioceno, las unidades metamórficas que componen al ensamble del macizo de Chiapas fueron atravesadas por una serie de plutones correspondientes con la Suite Plutónica de la costa de Chiapas (Molina-Garza et al., 2015). Los plutones presentan una gran variabilidad petrológica y composicional que va de gabro a granito, aunque la mayor parte corresponden con tonalita, cuarzo diorita y granodiorita (Tabla 1 y Figura 24). La paragénesis de dichos plutones incluye plagioclasa, cuarzo, feldespato potásico, biotita, anfíbol, titanita, titanomagnetita, apatito y zircón, aunque algunas muestras contienen orto y clinopiroxeno. Dichos plutones pertenecen al campo de los magmas sub-alcálinos y presentan una tendencia calci-alcálica y calci-alcálica de alto potasio por lo que se han asociado con magmas emplazados en un arco (Figura 24; Winter, 2013). Así mismo, su contenido en Al indica que las rocas corresponden con magmas metaluminosos a peraluminosos, lo cual puede estar influenciado por cristalización fraccionada, asimilación cortical o mezcla de magmas.

A escala de afloramiento, las rocas presentan una textura fanerítica con algunos dominios de textura porfídica con megacristales. Además, las rocas se encuentran atravesadas por diques aplíticos y enclaves máficos de grano fino a medio. En la porción que corresponde con la ZCT, los enclaves máficos presentan geometría elongada y se alinean con cristales de anfíbol y biotita, definiendo una foliación magmática subparalela a la ZCT. Por lo que se interpreta que los plutones se emplazaron bajo el mismo campo de esfuerzos en el cual se desarrollaron la ZCT y la ZCE (figuras 44B y 44A). Durante la formación del reservorio magmático los cristales y el fundido se encuentran en una configuración de *crystal-mush* (Cooper, 2017) en un estado semisólido. En este estado, los cristales de anfíbol y biotita, así como los enclaves máficos, pudieron alinearse perpendicularmente a la dirección de máximo acortamiento, desarrollando una foliación magmática durante la cristalización.

Esto se ha observado en ejemplos similares, tales como el cinturón Dom Feliciano en el sur de Brasil (Tomassi et al., 1994), el cratón de Pilbara en Australia occidental (Pawley y Collins, 2002) y la zona de cizalla de Rosy Finch en el oeste de Estados Unidos (Tikoff y de Saint Blanquat, 1997).

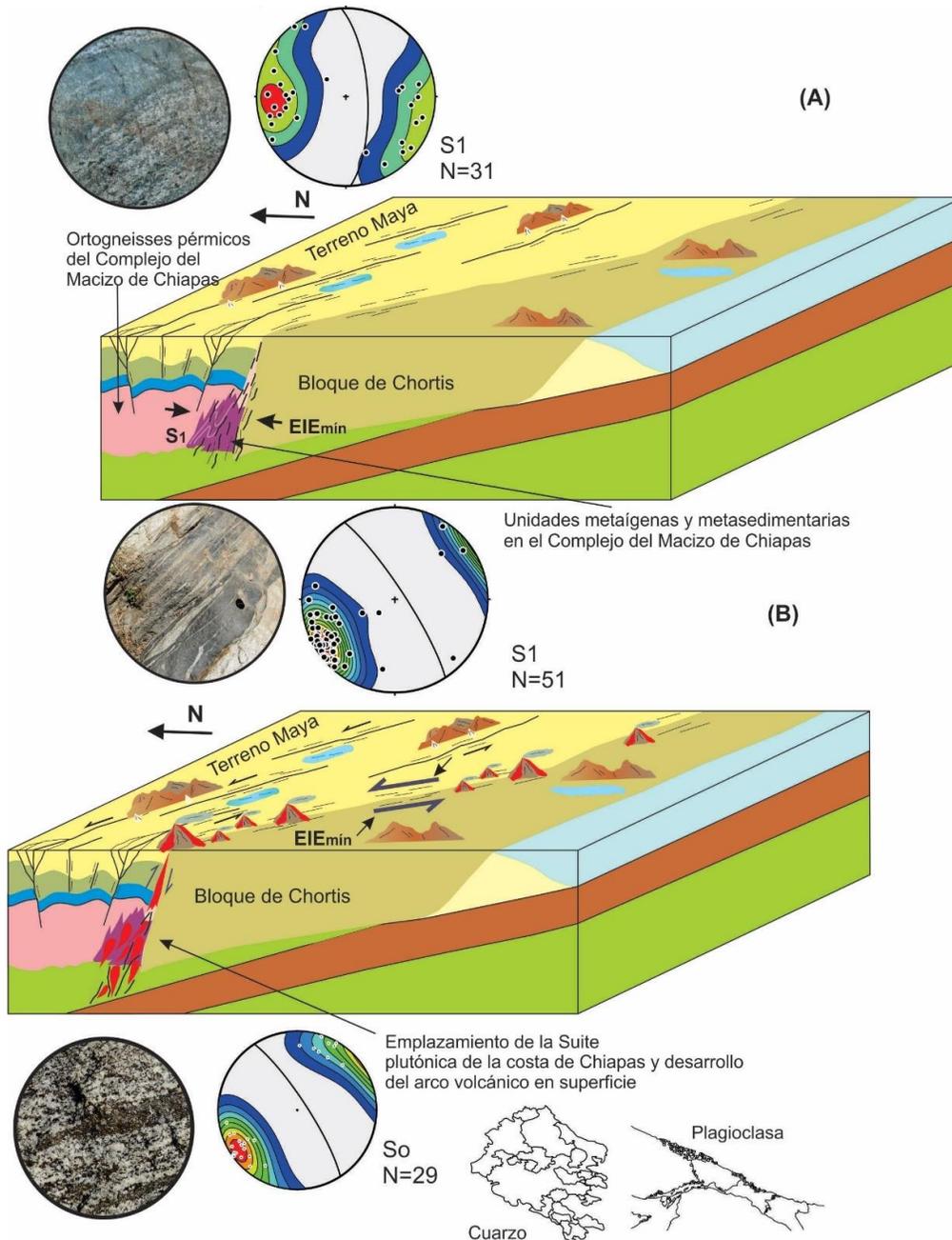


Figura 44. Diagramas esquemáticos que explican nuestras observaciones e interpretaciones sobre el desarrollo del SZCTE: A) un escenario previo al emplazamiento de la SPCC en donde se desarrolló una foliación de las rocas metamórficas, la cual pudo fungir como una anisotropía en la corteza que facilitó la intrusión del magma; y B) emplazamiento del arco magmático de la costa de Chiapas, el cual utiliza a la foliación de las rocas metamórficas como una zona de debilidad en la corteza.

Por otra parte, en dichos plutones se observó bajo el microscopio que el cuarzo presenta migración de borde de grano de alta temperatura, y una textura de tablero de ajedrez, así como cristales de plagioclasa con migración lobular de borde de grano. Los mecanismos de deformación del cuarzo y la plagioclasa en estas rocas acusan deformación en condiciones de alta temperatura (~600 °C) y baja tasa de deformación (Stipp et al., 2002). Por lo tanto, los plutones con poca o nula deformación registran evidencias del inicio de la deformación asociada a la zona de cizalla durante el enfriamiento del magma (Figura 45A).

Nucleación

De acuerdo con Molina-Garza *et al.* (2015), el magmatismo y la deformación presentan edades similares. De esta de esta forma, se puede establecer que, posterior al emplazamiento y cristalización de los magmas de la SPCC se desarrolló en estas rocas deformación en estado sólido, dando lugar a una serie de zonas de cizalla dúctiles. En este apartado se discute como nuclearon estas zonas de cizalla, es decir, a través de qué proceso o procesos se localizó la deformación. Las zonas de cizalla suelen iniciar a lo largo de anisotropías planares preexistentes en las rocas, por ejemplo, planos de foliación. Sin embargo, las rocas graníticas no contienen grandes anisotropías planares, por lo cual se han propuesto tres modelos para explicar la nucleación de zonas de cizalla en estas rocas: 1) la nucleación dinámica *sensu-stricto* (Gueydan *et al.*, 2001), 2) la nucleación a partir de fases débiles en arreglos anastomosados (Ingles et al., 1999; Oliot *et al.*, 2010), y 3), la nucleación a partir de rasgos heredados (fracturas, diques, microfisuras, etc).

En la nucleación dinámica *sensu-stricto*, la deformación se localiza de forma aleatoria en una zona paralela al esfuerzo de cizalla máximo, lo cual puede ser favorecido por la formación de fases minerales débiles (filosilicatos) (Gueydan y Leroy, 2003), o por una disminución del tamaño de grano (Oliot *et al.*, 2014). A lo largo del gradiente de deformación se observa una disminución gradual del tamaño de grano, marcando un cambio en el mecanismo de deformación de migración de borde de grano a rotación de subgranos. Este cambio puede deberse a una disminución local en la temperatura o a un aumento en la tasa de deformación (Stipp *et al.*, 2002). Con esto, se plantea que las regiones que primero se enfriaron, después de la cristalización, favorecieron el cambio de mecanismo de deformación y la consecuente disminución del tamaño de grano del cuarzo (Figura 45a y b). La formación de dominios de grano fino favoreció la nucleación de zonas de cizalla al incrementar el esfuerzo de flujo. Sin embargo, existen elementos estructurales previos a la

deformación que también pudieron asistir la nucleación como diques de aplita, enclaves máficos y la foliación magmática.

El modelo de nucleación por patrones anastomosados indica que en que al inicio de la deformación se forman dominios de geometría anastomosada compuestos por fases minerales con un bajo coeficiente de fricción interna, minerales de grano fino o pequeñas gotas de fundido, los cuales funcionan como inestabilidades mecánicas. A medida que aumenta la deformación, estos dominios se interconectan formando redes anastomosadas que permiten el crecimiento de la estructura (Fossen et al., 2016 y 2017). En el SZCTE, se observó que los dominios de granito foliado y protomilonita, presentan rasgos anastomosados compuestos por biotita, clorita y agregados de cuarzo de grano fino (figuras 35 a y b, 47b y 49 a). Hacia los dominios más deformados incrementa la interconexión de los dominios anastomosados, mientras que, hacia las zonas menos deformadas, tienden a desaparecer. Esto podría indicar que éste fue el mecanismo que dominó el avance de la deformación y el ensanchamiento de la estructura durante un periodo. Sin embargo, es difícil saber si estos rasgos fueron los responsables de la nucleación.

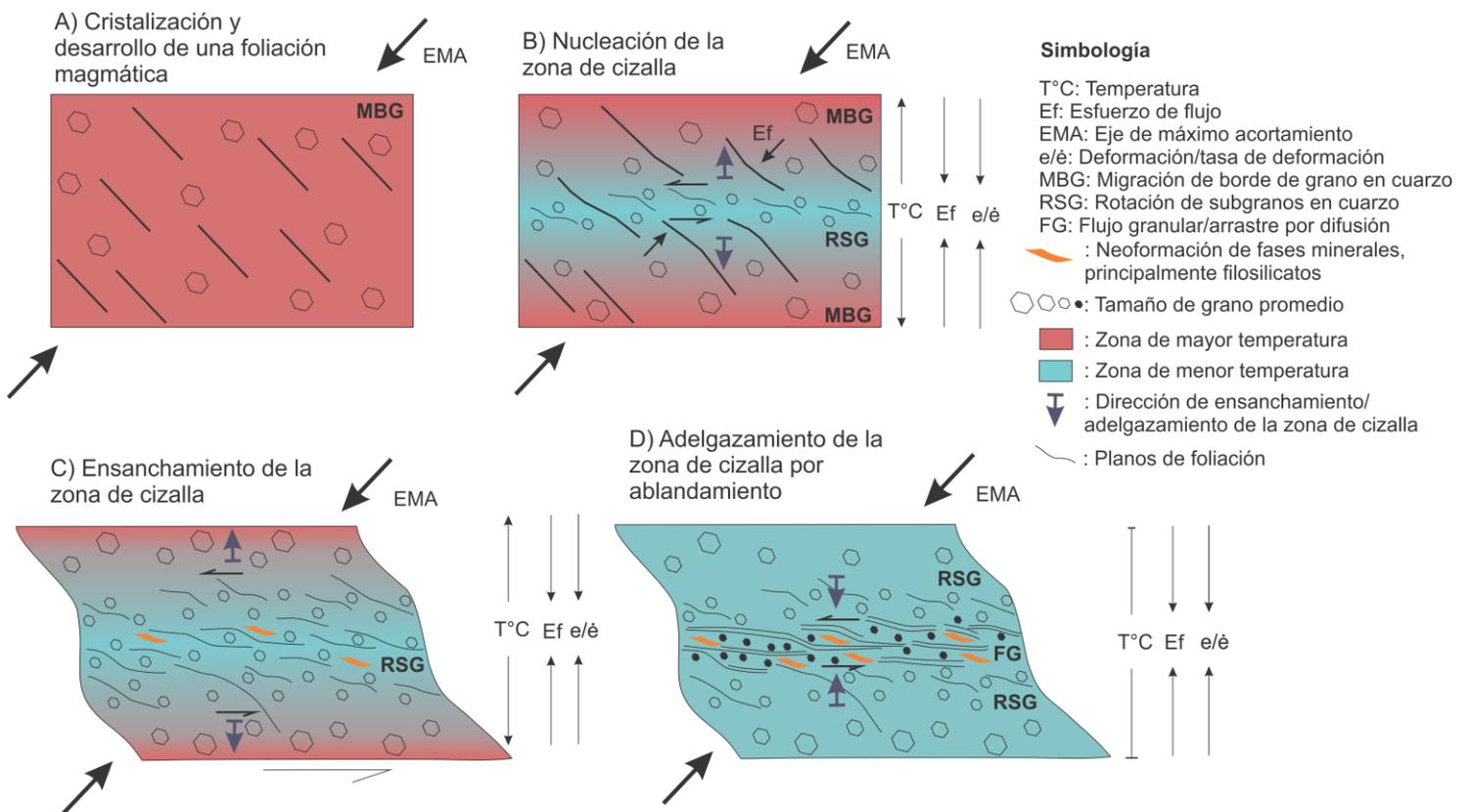


Figura 45. Evolución de la estructura, microestructura y las condiciones de deformación a lo largo del tiempo. A) Durante la cristalización se desarrolló una foliación magmática y poco después se acumuló deformación en estado sólido a altas temperaturas; B) Posteriormente, lejos de los centros de emisión, en las zonas que primero

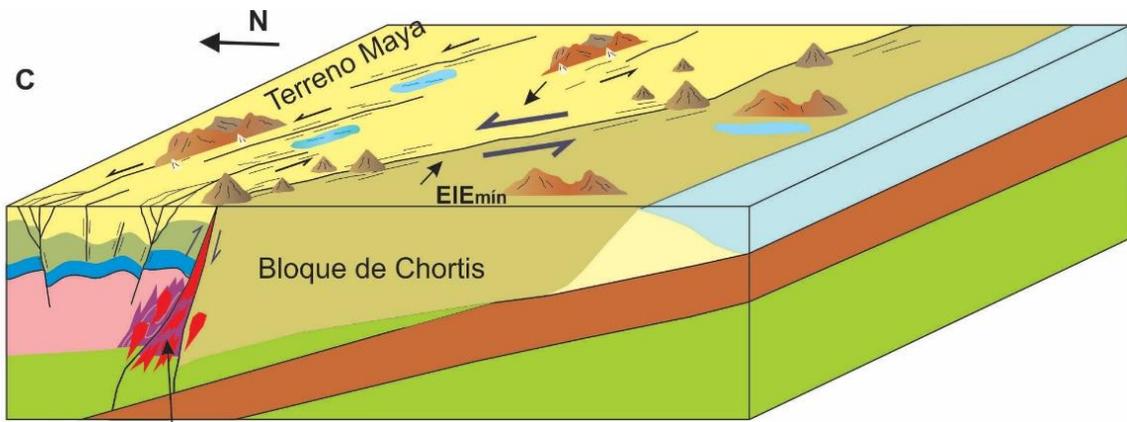
se enfriaron disminuyó el tamaño de grano del cuarzo por recristalización dinámica e inició la localización de la deformación; C) A medida que el enfriamiento avanzó, también incrementó el tamaño de grano del cuarzo en otras zonas, ensanchando la estructura; D) el cambio en el mecanismo de deformación de rotación de subgranos a flujo granular en las zonas con mayor disminución de tamaño de grano favoreció la localización de la deformación y el adelgazamiento de la estructura.

Finalmente, el modelo de rasgos preexistentes establece que las zonas de cizalla nuclean a partir de rasgos desarrollados previos a la deformación, los cuales inducen anisotropías planares en las rocas. En las rocas de la SPCC se observan cinco rasgos que pudieron haber facilitado la nucleación: 1) enclaves máficos elongados, 2) diques de aplita, 3) foliación magmática 4) contactos litológicos con otras unidades, y 5) fracturas rellenas de clorita y epidota. Los enclaves presentan una mayor deformación con respecto a las rocas que los contienen y los diques forman cuerpos tabulares con poca deformación bordeados por rocas altamente deformadas. En el caso de la foliación magmática, la orientación preferencial de forma de los minerales favorece el arrastre de dislocaciones de forma efectiva en una dirección y por lo tanto la reducción del tamaño de grano por rotación de subgranos. Se consideró que las fracturas rellenas de clorita y epidota y los contactos litológicos no contribuyeron a la nucleación debido a que no se observa deformación localizada cerca de los contactos ni de las fracturas.

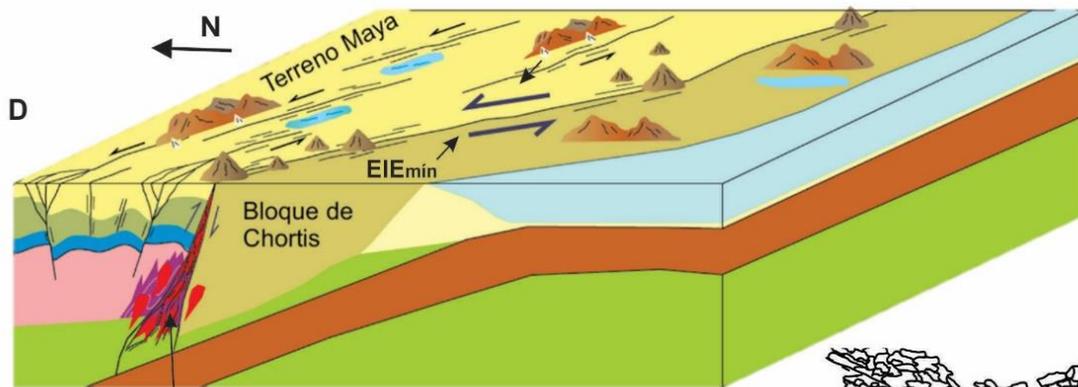
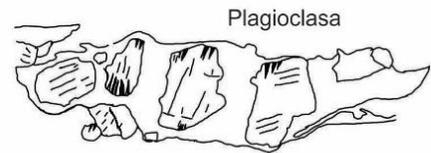
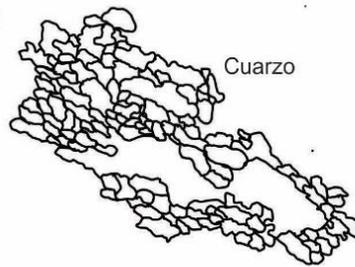
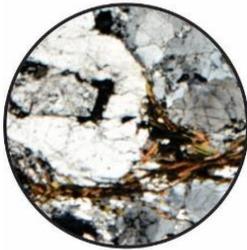
En resumen, el modelo de nucleación dinámica y el de rasgos preexistentes son los que mejor se funcionan para explicar la nucleación de las zonas de cizalla que conforman el SZCTE. En cuanto al modelo de nucleación en patrones anastomosados, hay evidencias de que este mecanismo tuvo lugar durante la deformación, aunque no está claro que esto ocurrió durante la nucleación de la zona de cizalla.

Evolución de la estructura

Posterior a la nucleación de la estructura se acumuló deformación y desplazamiento a lo largo del SZCTE. El crecimiento de zonas de cizalla en longitud se ha interpretado que ocurre a través de la interconexión entre segmentos de distintas zonas de cizalla más pequeñas. Sin embargo, la evolución del espesor a lo largo del tiempo varía para cada zona de cizalla y existen distintos modelos que explican como ocurre esto. En este trabajo se propuso un modelo en donde la zona de cizalla tiende a ensancharse y luego a adelgazarse (Figura 45). A continuación, se explican las evidencias que apoyan este modelo.



Desarrolló de una zona de cizalla ancha dominada por cizalla pura formando dominios de protomilonita y milonita



Desarrollo de zonas de ultramilonita en donde se localiza la deformación y se adelgaza la zona de cizalla



Figura 46. C) Posterior al emplazamiento de los plutones se desarrolló una zona de cizalla ancha que favoreció la formación de dominios de milonita y protomilonita; D) la disminución del tamaño de grano por recristalización dinámica, así como la neoformación de mica blanca y clorita favorecieron la localización de la deformación en zonas estrechas formando los dominios de ultramilonita.

A lo largo del gradiente de deformación se observa que del dominio más deformado al menos deformado los rasgos anastomosados formados por filonita y agregados de cuarzo de grano fino se vuelven cada vez más escasos y espaciados entre sí hasta llegar a la zona en donde los granitoides presentan poca o nula deformación. Así mismo, se observa una disminución en el tamaño de grano hacia las zonas más deformadas. Los mecanismos asociados al desarrollo de dominios anastomosados conformados por fases débiles y la disminución del tamaño de grano se han asociado al ensanchamiento de las zonas de cizalla (Goncalves *et al.* 2012 y 2016; Montesi, 2013) Debido a lo anterior, es posible interpretar que durante un periodo de tiempo la estructura incrementó su espesor hasta alcanzar algunos kilómetros de espesor (1-6 km) (figuras 30 D-D', 48C y 49C). Así mismo, los dominios con bajos grados de deformación presentan valores del número de vorticidad cinemática de ~ 0.6 , lo cual indica una fuerte componente de cizalla pura durante la deformación asociada con este periodo de ensanchamiento. En estos dominios el mecanismo de deformación dominante en las rocas es la rotación de subgranos, el cual está asociado con temperaturas de $\sim 450^{\circ}\text{C}$ y tasas de deformación de $1 \times 10^{-11} \text{s}^{-1}$, lo cual corresponde a un comportamiento visco-plástico de las rocas durante la deformación.

Posterior al ensanchamiento de la zona de cizalla se favoreció el adelgazamiento y la localización de la deformación (Figura 46D). La primera evidencia de esto está dada por la formación de rasgos anastomosados en fases débiles y de grano fino, las cuales terminan gradualmente contra las rocas sin deformación, lo cual indica que en un momento el ensanchamiento paró. La segunda evidencia es el cambio en los mecanismos de deformación en los núcleos de la zona de cizalla con respecto al resto de los dominios a medida que disminuye el tamaño de grano por recristalización dinámica (Figura 45D): de rotación de subgranos (arrastre de dislocaciones) a deslizamiento de borde de grano (arrastre por difusión/arrastre asistido por el tamaño de grano; Figura 46D). Las principales evidencias de este cambio en los mecanismos de deformación son los siguientes: una disminución y homogeneización en el tamaño de grano de todas las fases, una mezcla de todas las fases dentro de la matriz, la geometría elongada y en forma de rectángulo/diamante de los cristales de cuarzo y plagioclasa, la presencia de un solo sistema de deslizamiento activo durante la deformación (prismático paralelo al eje $\langle a \rangle$ del cuarzo) y una homogeneidad química en los dominios formados por plagioclasa de grano fino, lo cual acusa difusión en estado sólido. Este fenómeno genera un cambio en el comportamiento reológico de las zonas de cizalla de un comportamiento viscoso a un comportamiento plástico o superplástico, lo cual permite mantener la tasa de deformación a lo largo de la zona de cizalla sin requerir un incremento de los esfuerzos diferenciales (Langdon, 1995;

Hippert *et al.*, 1998). Finalmente, en estos dominios el número de vorticidad cinemática es de alrededor de ~ 0.9 , por lo cual se considera que en estos dominios se localiza deformación con una mayor componente de cizalla simple.

En resumen, después de la nucleación de la zona de cizalla, la estructura incrementó su espesor durante un periodo, durante el cual, las rocas se deformaron por arrastre de dislocaciones, mostrando un comportamiento visco-plástico. Posteriormente, la intensa disminución del tamaño de grano en algunas porciones (Tabla 4) y la mezcla de fases minerales en la matriz (cuarzo, plagioclasa, feldespato, biotita, mica blanca, epidota; Figura 35 E y F) favorecieron un cambio en el mecanismo de deformación activo a arrastre asistido por el tamaño de grano (*grain size sensitive creep*), lo cual favoreció un cambio en la reología del material de un comportamiento visco-plástico a un comportamiento plástico y se favoreció la localización de la deformación y el adelgazamiento de la estructura como han sugerido que ocurre en otras zonas de cizalla (Hippert *et al.*, 1998; figuras 48D y 49D).

Actividad actual de la falla de Tonalá

El SZCTE está conformado por estructuras y microestructuras que sugieren deformación por debajo del límite quebradizo-dúctil. Sin embargo, no se conoce con certeza la cinemática actual de la falla de Tonalá ni el grado de actividad que presenta. Este trabajo no se enfocó en el estudio de la estructura quebradiza de la falla de Tonalá, no obstante, durante el trabajo de campo se midieron fracturas y fallas cuya orientación y cinemática aportan información sobre la cinemática actual de la estructura. A continuación, se discuten brevemente los resultados obtenidos del análisis de fallas y fracturas, así como la ocurrencia de sismos recientes en la zona.

De acuerdo con los análisis de roseta presentados en el capítulo 3.3, el sistema principal de fracturas que afecta a las rocas de la costa de Chiapas en la porción NW y centro de la falla de Tonalá presenta una orientación N45°W, la cual corresponde con la orientación del frente de montaña de la Sierra Madre de Chiapas y por lo tanto con la traza de la falla de Tonalá. Las fallas con esta orientación presentan estrías y fibras de clorita que sugieren una cinemática dextral-normal, la cual puede corresponder con la cinemática actual de la falla de Tonalá. Otra familia de fracturas importante en el área presenta una orientación N-S y una cinemática dextral-normal, lo cual es consistente cinemáticamente con una cinemática dextral de la falla de Tonalá (Figura 47). Esto puede ser apoyado por el hecho de que las estaciones GPS: ESPO y CONC han registrado extensión en dirección ENE a lo largo de la falla de Tonalá (Andreani y Gloaguen, 2016; figuras 50 y 55).

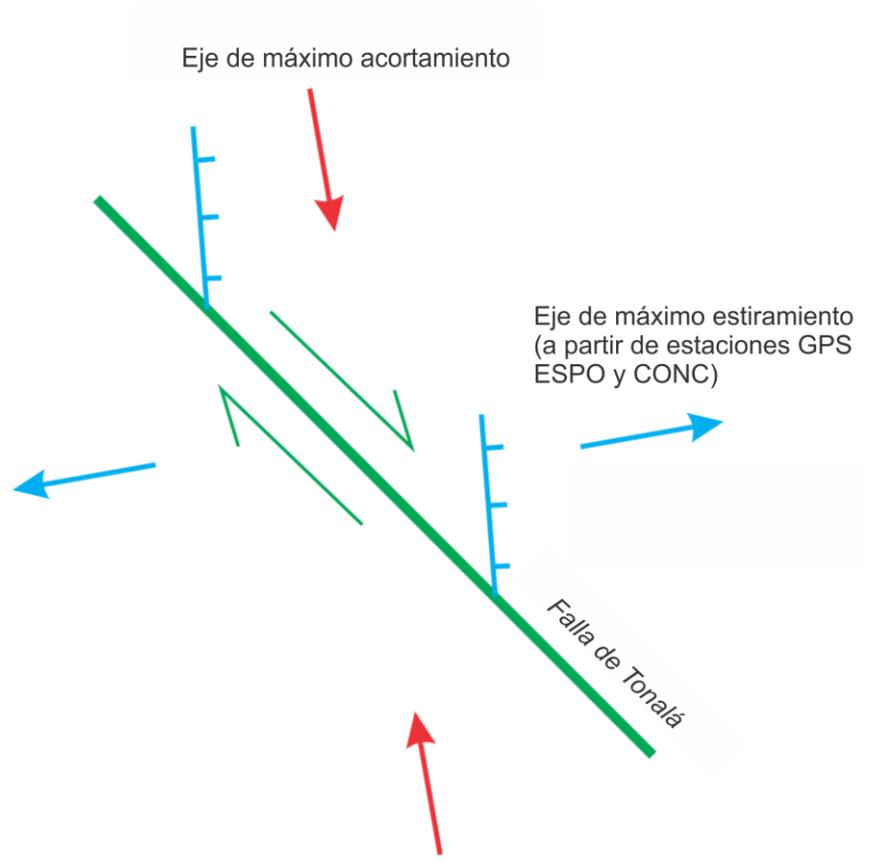
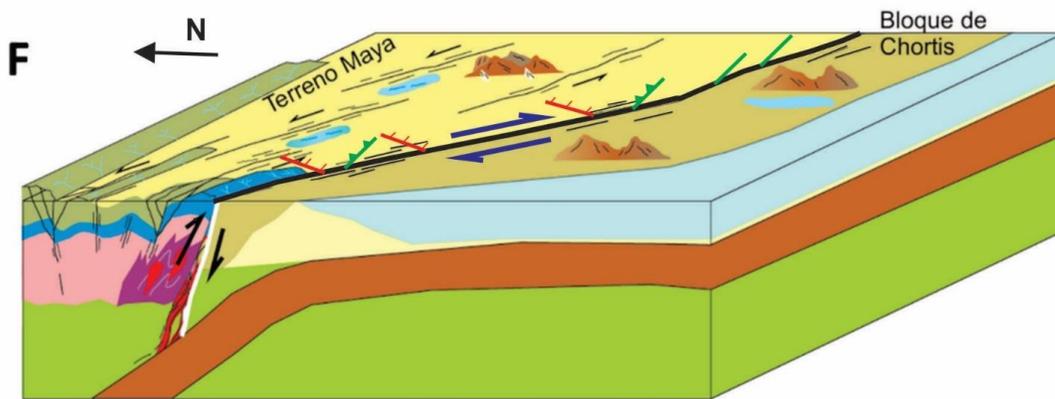


Figura 47. Posterior a la disminución de la temperatura, en las condiciones de deformación, fueron favorecidos los mecanismos de deformación quebradiza durante la exhumación de la SPCC. De acuerdo con los indicadores cinemáticos encontrados en planos de falla paralelos a la traza de la Falla de Tonalá, la presencia de fallas normales de orientación N-S y la dirección de extensión máxima registrada en los satélites actualmente en dirección ENE, se interpretó que la Falla de Tonalá puede tener una cinemática dextral actualmente.

En cuanto a los sistemas de fallas que afectan a la zona SE de la falla de Tonalá, se observaron dos sistemas de fallas principales: uno de orientación N60°W (subparalelo a la foliación de la ZCE) de cinemática siniestral-normal, y otro de orientación E-W con estrías que indican una cinemática tanto

sinistral como dextral. El primer sistema (N60°W) tiene asociados grandes ríos, facetas triangulares, escarpes de falla y abanicos aluviales, lo cual podría sugerir que el sistema se encuentra activo actualmente; mientras que el segundo sistema (E-W) es paralelo a un gran escarpe de falla con abanicos aluviales desplazados y facetas triangulares, lo cual podría indicar que actualmente se trata de una falla activa. Finalmente, existen dos sistemas de fallas importantes en la región, uno de orientación N-S y uno de orientación N30°W, ambos de cinemática dextral- normal.

Por otra parte, se realizó un mapa correspondiente a la parte central de la falla de Tonalá, en donde se proyectaron los epicentros de los sismos recientes someros (<24 km) que han ocurrido en la zona de la planicie costera de Chiapas desde 1980 obtenidos del catálogo de sismos del Servicio Sismológico Nacional del Instituto de Geofísica de la UNAM (Figura 48). Se ha establecido que en la región de la costa la placa de Cocos se encuentra a una profundidad de ~100 km, por lo cual se consideraron como sismos someros, y no relacionados con la zona de subducción, a aquellos cuyos hipocentros se localizaron a profundidades menores a los 24 km.

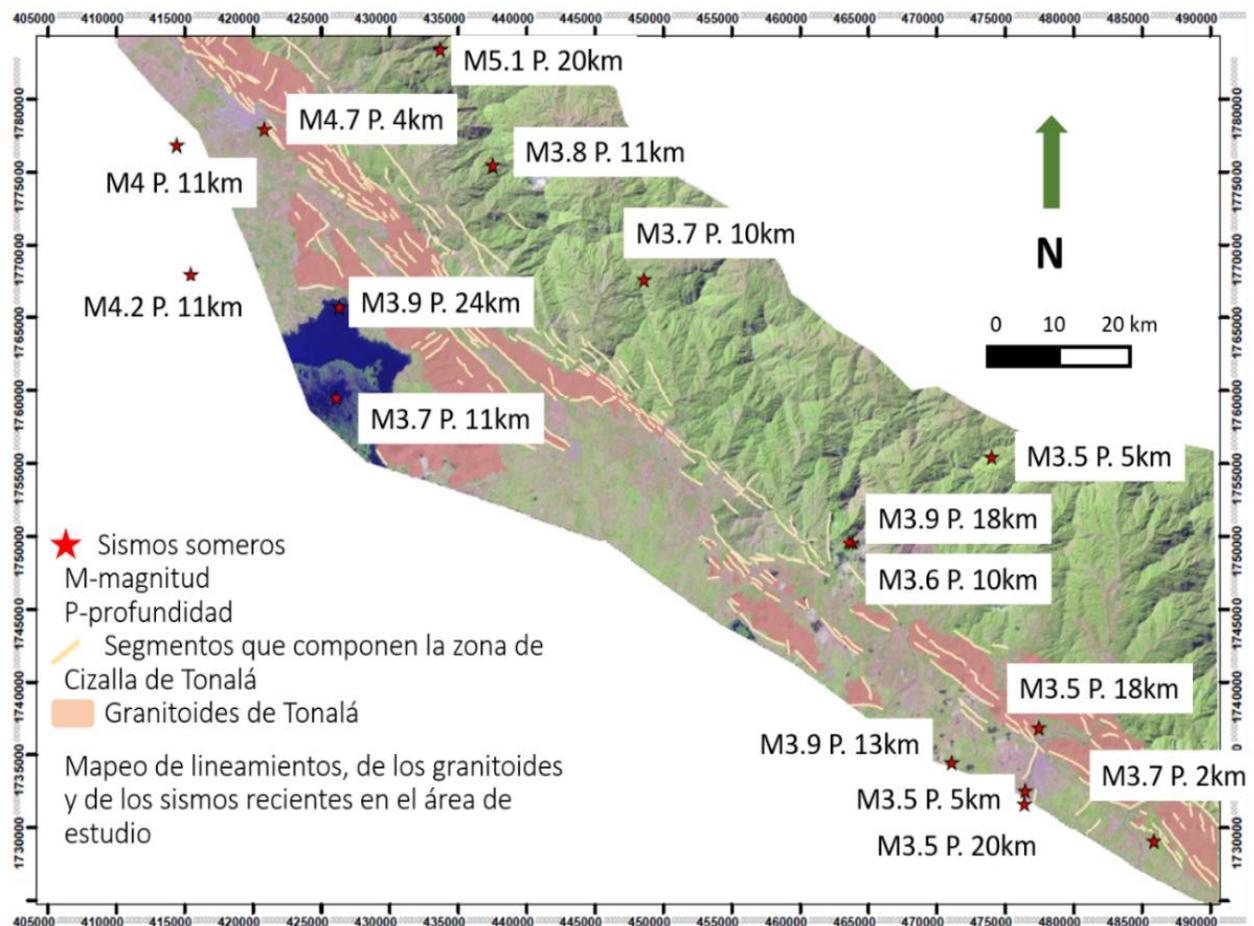


Figura 48. Sismos someros (2-24 km) cuyo epicentro se reportó a lo largo de la planicie costera de Chiapas entre 1991 y 2021.

De acuerdo con la presencia de sismos someros a lo largo de la traza de la falla de Tonalá, se puede considerar que algunos segmentos de la falla aún presentan actividad. Sin embargo, debido a la falta de mecanismos focales reportados para estos sismos no es claro cuál es su cinemática actual. A pesar de esto, la presencia de un frente de montaña casi rectilíneo, escarpes de falla y facetas triangulares, así como la formación de abanicos aluviales y cuencas fluviales elongadas perpendiculares al frente de montaña, es posible asociar una componente de desplazamiento vertical, probablemente normal, a la cinemática actual de la falla.

4.2. Comparación de la zona de cizalla de Tonalá y la zona de cizalla de Escuintla

El SZCTE está constituido, de manera regional, por dos segmentos mayores: la zona de cizalla de Tonalá (ZCT) al NW y la zona de cizalla de Escuintla (ZCE) al SE, ambas presentan características en común y rasgos que las distinguen. A continuación, se realiza una comparativa de ambas estructuras en función de sus dimensiones, geometría, cinemática, trama, régimen de deformación y edad con el fin de justificar su división en dos segmentos y destacar sus similitudes y diferencias (Tabla 7).

Tabla 7. Tabla comparativa de las características principales de las zonas de cizalla de Tonalá y de Escuintla.

	Zona de cizalla de Tonalá	Zona de cizalla de Escuintla
Dimensiones	Longitud ~180 KM Ancho ~4-6 km	Longitud ~45 KM Ancho ~1 km
Geometría	Bloques con poca o nula deformación bordeados por zonas altamente deformadas de geometría anastomosada	Zona de cizalla estrecha y tabular en donde se localiza la deformación
Protolito	SPCC	SPCC
Microestructura	Dominios de filinota y agregados de cuarzo rodeando porfidoclastos de plagioclasa, anfíbol y titanita.	Dominios de filinota y agregados de cuarzo rodeando porfidoclastos de plagioclasa, anfíbol y titanita. Hay un mayor contraste reológico entre cuarzo y plagioclasa.
Cinemática	Sinistral	Sinistral-Inversa
Fábrica	Tectonitas L-S	Tectonitas S-L
Edad	Mioceno tardío	Desconocida (probablemente Mioceno tardío)
Condiciones de deformación	T 430 - 520°C P conf 150 – 260 MPa (5.7 y 9.8 km) Esfuerzos diferenciales 52 MPa	T 430 - 520°C P conf 420 MPa (15.8 km) Esfuerzos diferenciales 53 MPa

Dimensiones y geometría

A escala regional la ZCT presenta una longitud de ~180 km y un espesor de ~4.5 km, lo cual corresponde con casi cuatro veces el tamaño de la ZCE. La longitud y el espesor de una zona de cizalla se encuentran estrechamente relacionados con su desplazamiento neto acumulado (Ramsay y Allison, 1980; Pennacchioni, 2005), lo cual permite inferir que la ZCT acumuló ~4 veces el desplazamiento que acumuló la ZCE, al haberse desarrollado en el mismo protolito y bajo condiciones de deformación similares. La ZCT presenta una foliación milonítica de orientación N30°W, mientras que la foliación milonítica de la ZCE se orienta hacia N50°W, es decir, son oblicuas entre sí 20°. Topográficamente se observa una curvatura en la traza de la Falla de Tonalá en la zona que correspondería con la intersección entre ambas estructuras dúctiles. Sin embargo, a escala de afloramiento las rocas no presentan deformación dúctil aparente en esta zona, por lo cual se consideraron estructuras independientes. Debido a la falta de información geocronológica se desconoce la edad de la deformación de la ZCE y su relación temporal con la ZCT, por lo que no se descarta una probable interacción entre ambas estructuras ni su actividad simultánea.

En cuanto a su echado, ambas presentan trazas subverticales, aunque la ZCE se encuentra ~15° menos inclinada. En ambos casos, la foliación buza hacia el NE, por lo cual el bloque de techo corresponde geomorfológicamente con la Sierra Madre de Chiapas (al NE), y delimita al sur al complejo ígneo y metamórfico macizo de Chiapas (MCh). En general, la foliación de la ZCT se localiza en bandas con texturas de milonita a ultramilonita bordeando bloques con poca o nula deformación, formando patrones de geometría anastomosada, mientras que en la ZCE la foliación milonítica se presenta en una zona discreta y continua en donde se localiza la mayor parte de la deformación y las rocas adyacentes son ligeramente deformadas. A meso-escala, ambas estructuras presentan características similares: se encuentran definidas por una foliación milonítica de geometría anastomosada formada por dominios de biotita, clorita, titanio-magnetita, plagioclasa y cuarzo de grano fino bordeando porfidoclastos de plagioclasa, titanita y anfíbol y presentan enclaves máficos deformados, diques aplíticos, bandas de cizalla C' y pliegues similares e isoclinales.

Cinemática

Sobre los planos de foliación se midieron lineaciones de agregados, las cuales son subhorizontales en el caso de la ZCT, mientras que en la ZCE presentan inclinaciones variables entre subverticales a subhorizontales (Figura 27). En cuanto a su cinemática, la ZCT presenta una cinemática preferencialmente sinistral con pocas variaciones a rumbo, mientras que la ZCE presenta una

cinemática sinistral con una componente inversa, la cual varía en función de la inclinación de las lineaciones de agregados.

En ambas zonas de cizalla se observan porfidoclastos de tipo σ y δ que indican cinemáticas contradictorias, lo cual es normal considerando que una zona de cizalla se comporta como un continuo de flujo en donde localmente el flujo cambia su dirección. Sin embargo, otras estructuras tales como la foliación oblicua del cuarzo, la cual se forma paralela al eje de máximo estiramiento y las bandas de cizalla sintéticas C' , las cuales se forman a un bajo ángulo con respecto a la foliación milonítica C indican cinemática predominantemente sinistral.

Trama y régimen de deformación

La ZCT está formada por tectonitas de tipo L y L-S en los dominios de protomilonita y milonita y de tipo S-L en los dominios de ultramilonita, lo cual sugiere una distorsión por constricción. Las tectonitas L y L-S suelen formarse por deformación dominada por cizalla simple, cizalla simple confinada al plano, o transpresión dominada por cizalla simple, dando lugar a zonas de cizalla que tienden a adelgazarse (Yang *et al.*, 2019). Mientras que la ZCE está compuesta esencialmente por tectonitas tipo S-L con algunos dominios de tectonitas tipo L-S, lo cual indica un régimen de deformación finita dominada por aplastamiento. El predominio de tectonitas S-L suele ser un indicador de un régimen de transpresión dominada por cizalla simple (Yang *et al.*, 2019).

A escala microscópica, ambas zonas de cizalla presentan rasgos en común: 1) en los dominios con poca deformación (granito foliado y granito con foliación magmática), el cuarzo se deforma por migración de borde de grano de alta temperatura y la plagioclasa por migración lobular de borde de grano; 2), en los dominios de protomilonita y milonita la plagioclasa se deforma por maclado mecánico, extinción ondulante, rotación de cuerpo rígido, fracturamiento y difusión a lo largo del borde de grano y el cuarzo por rotación de subgranos; y 3), en el dominio de ultramilonita tanto el cuarzo como la plagioclasa se deforman por arrastre susceptible al tamaño de grano (*grain sensitive creep*). Además, la plagioclasa se deforma por rotación de cuerpo rígido y difusión de borde de grano y el cuarzo por rotación de subgranos (Tabla 8).

En ambas estructuras, en los dominios de milonita, el cuarzo se deformó asistido por arrastre de dislocaciones a lo largo de un sistema de deslizamiento romboidal y un sistema prismático paralelo al eje $\langle a \rangle$, lo cual sugiere temperaturas de deformación similares entre 430 y 520°C (Passchier y Trow, 2005). La única diferencia notable entre ambas estructuras es el contraste reológico

observado entre el cuarzo y la plagioclasa, en la ZCT el contraste reológico entre ambas fases es menor que en la ZCE, por lo cual el tamaño de grano tiende a homogenizarse de manera más eficiente en la ZCT que en la ZCE durante la deformación. Así mismo, la diferencia en el tamaño de grano entre el cuarzo (fino) y la plagioclasa (grueso) en las milonitas que conforman la ZCE podría deberse a condiciones de menor temperatura que las de la ZCT, aunque también a diferencias de tamaño de grano en el protolito.

Edad

Tanto la ZCT como la ZCE se desarrollaron principalmente en rocas plutónicas del neógeno correspondientes con la SPCC. Molina-Garza *et al.* (2015) determinaron la edad de la SPCC a partir del método U(Th)-Pb en zircón medido con la técnica *SHRIMP-RG* en dos muestras, y se obtuvo una edad de ~10 Ma para la porción que va desde San Pedro Tapanatepec, Oaxaca hasta Pijijiapan, Chiapas, y que corresponde con la ZCT. Así mismo, determinaron edades de la deformación con el método de Ar-Ar en biotita, anfíbol, feldespato K y mica blanca presentes en rocas con evidencias de recristalización dinámica, con un rango de edad entre 9 y 10 Ma. Por otra parte, las rocas graníticas ubicadas en la porción SE de la SPCC, correspondiente con la ZCE, han sido fechadas por Múgica (1987) y García-Palomo *et al.* (2004) a partir de cristales de biotita por los métodos K-Ar y Ar-Ar, respectivamente. Las edades encontradas han sido divididas en dos grupos: una serie de intrusivos emplazados entre los 29 y los 39 Ma (Eoceno-Oligoceno) y una serie de intrusivos con edades entre 12 y 20 Ma (Mioceno). Adicionalmente, fue reportada una edad de U-Pb en circones de un cuerpo intrusivo de 64 Ma (Villagómez y Pindell, 2020) al norte de Huixtla, Chiapas.

De acuerdo con las edades de cristalización reportadas de U-Pb en zircón, los plutones correspondientes a la SPCC se emplazaron hace ~10 Ma, mientras que de acuerdo con las edades de Ar-Ar en biotita, hornblenda y feldespato potásico, se ha interpretado que la deformación ocurrió también a los ~10 Ma, por lo cual se ha considerado que el magmatismo y el desarrollo de la zona de cizalla ocurrieron de forma simultánea. Así mismo, la orientación N-S de la foliación magmática, es cinemáticamente congruente con la orientación N30°W de la ZCT y su cinemática siniestral, considerando un eje de máximo estiramiento también N-S. Por otra parte, el cuarzo presenta una textura de tablero de ajedrez y migración de borde de grano en algunas muestras de granito que no presentan deformación a escala de muestra de mano, lo cual indica deformación a temperaturas muy altas, probablemente cerca de la temperatura de emplazamiento. A partir de estas evidencias, se ha interpretado que los plutones fueron emplazados sintectónicamente, y las zonas de cizalla de Tonalá y Escuintla pudieron haber tenido actividad de forma simultánea. Sin embargo, las edades

de las rocas correspondientes con el sector SE son escasas y su interpretación se vuelve difícil al discernir si corresponden con edades de cristalización o de deformación debido a que fueron obtenidas por los métodos de K-Ar y Ar-Ar en biotita. Debido a esto, es necesario llevar a cabo más análisis que aporten información sobre la edad del magmatismo, la deformación y la exhumación de la SPCC.

Así mismo, algunas de las rocas encajonantes de la SPCC, las cuales incluyen rocas metaígneas y metasedimentarias con edades entre el Mesoproterozoico y el Cretácico (García-Palomo *et al.*, 2006; Cisneros de León *et al.*, 2017; Molina *et al.*, 2020), presentan una foliación milonítica subparalela a la del SZCTE por lo cual no se descarta la idea de que la estructura sea más antigua que los plutones de la SPCC y que estos registren únicamente su último periodo de actividad, considerando la dimensión y longevidad del SFPM. Sin embargo, esta hipótesis debería ser abordada posteriormente utilizando observaciones de campo, petrográficas y geocronológicas.

Las edades de ambas zonas de cizalla coinciden con el último periodo de mayor desplazamiento de la falla Polochic, la cual tuvo lugar entre los 15 y los 5 Ma (Ratschbacher *et al.*, 2009), por lo cual, es probable que ambos sistemas de fallas estén conectados entre sí o que hayan interactuado durante su periodo de actividad. Se estima que durante este periodo (5-15 Ma) se acumularon 100 km de desplazamiento a lo largo de la falla Polochic, mientras que a lo largo de la Falla Motagua se acumularon 300 km de desplazamiento (Ratschbacher *et al.*, 2009). Así mismo, se ha calculado, que entre los 40 y los 15 Ma se acumularon ~700 km de desplazamiento a lo largo del Sistema de Fallas Polochic Motagua (SFPM), contando el desplazamiento de la Falla de las Islas Swan en el mar Caribe (Ratschbacher *et al.*, 2009).

4.3. El rol del SZCTE en el desarrollo del punto triple NA-CC-CRB:

La configuración tectónica actual del sureste de México está dominada por la interacción de tres placas tectónicas: la Norteamericana, la del Caribe y la de Cocos, las cuales forman un punto triple de tipo subducción-subducción-transformante, en donde el límite transformante, correspondiente al SFPM, no corta directamente a la trinchera ni la desplaza por lo cual se considera un límite difuso (Figura 2; Guzmán-Speziale *et al.*, 1999; Plafker, 1976). De acuerdo con diversos autores (Guzmán-Speziale *et al.*, 1999; Authemayou *et al.*, 2012), gran parte de la deformación asociada con este límite tectónico se ha repartido en distintos elementos tectónicos, de los cuales destacan estructuras como: los sistemas de pilares y fosas al norte de Guatemala (Plafker, 1976), el Cinturón de pliegues y cabalgaduras de Chiapas (Guzmán-Speziale y Meneses-Rocha, 1999), la falla de

Jalpatagua y su continuación a lo largo del Arco volcánico centroamericano (Authemayou et al., 2012), y la falla de Tonalá a lo largo de la planicie costera de Chiapas (Authemayou et al., 2012; Molina-Garza et al., 2015).

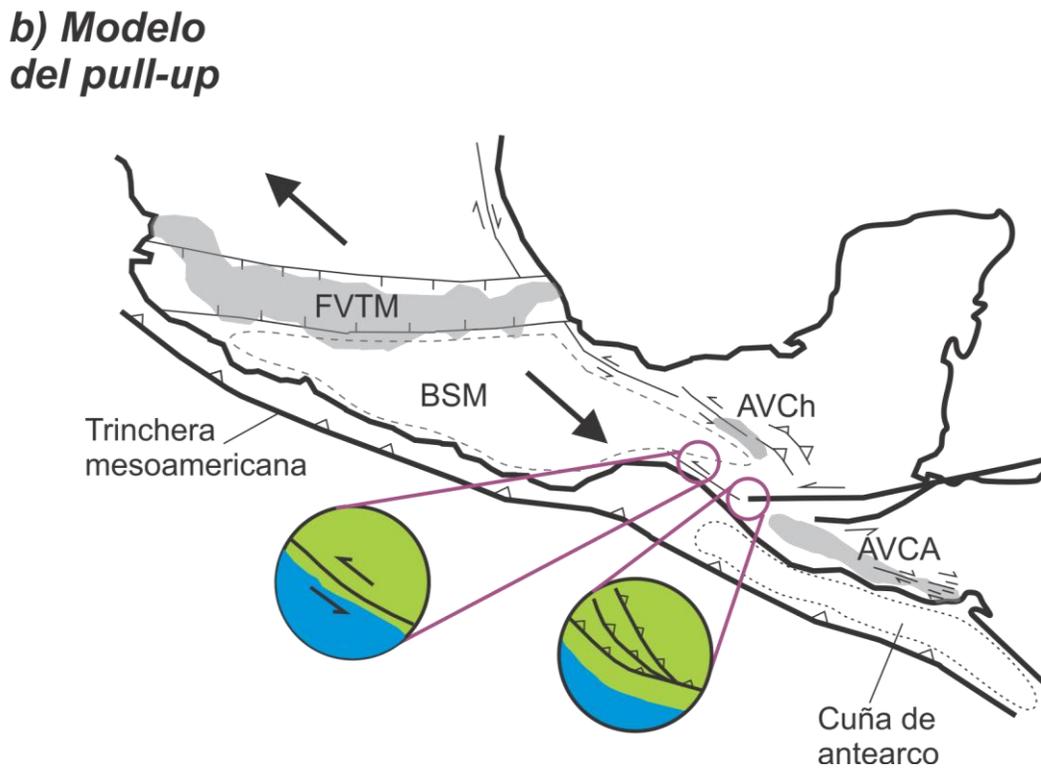
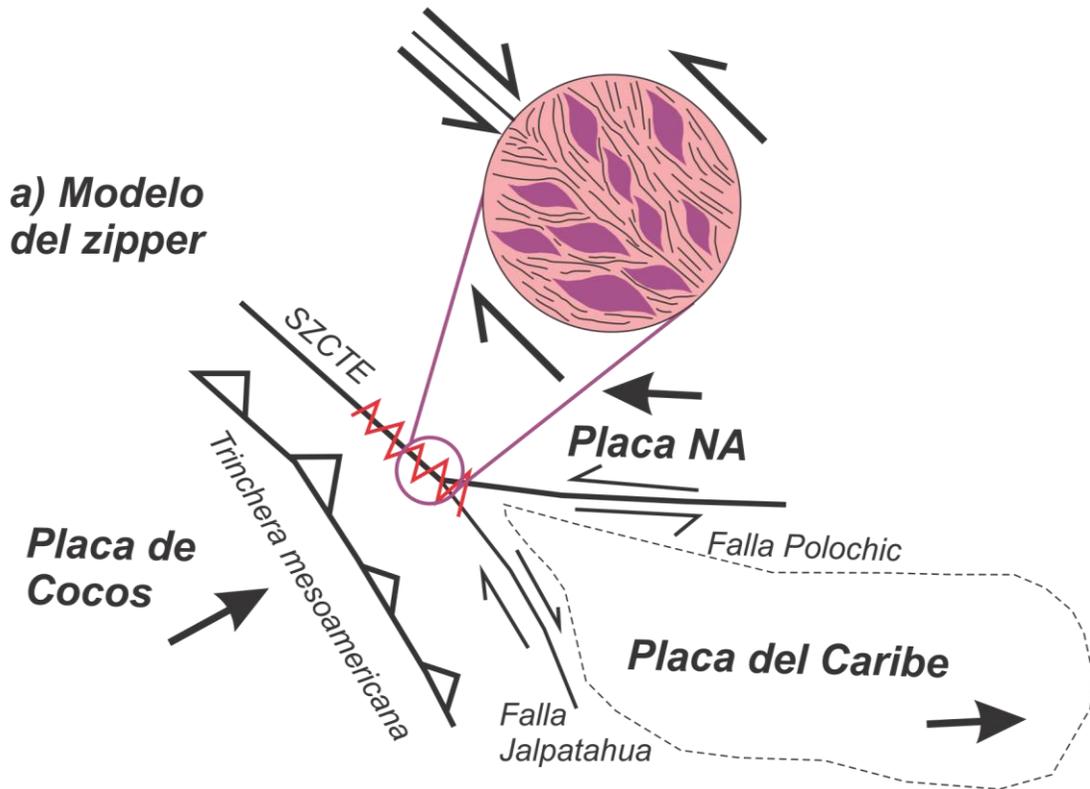


Figura 49. Esquemas en donde se muestran los modelos que se analizan en este trabajo y los resultados que se esperaban obtener para comprobar cada una de las hipótesis propuestas por Authemayou et al. (2012): A) modelo del zipper y B), modelo del pull-up. AVCA-Arco volcánico Centroamericano, AVCh-Arco volcánico de Chiapaneco, BSM-Bloque sur de México, FVTM-Faja volcánica Transmexicana, NA-Placa de Norteamérica.

En este contexto, Morgan *et al.* (2008) proponen otro elemento tectónico que juega un papel importante en la tectónica regional: una cuña de antearco que corresponde geográficamente con la plataforma marina que se encuentra entre la trinchera mesoamericana y la línea de costa (Figura 49b). De acuerdo con estos autores, la paca de Cocos es mecánicamente muy resistente y tiende a romperse, en su lugar, se favorece el desarrollo de una cuña de antearco y deformación intraplaca por detrás de la cuña. La cuña de antearco se comporta como un bloque rígido independiente (Rodríguez *et al.*, 2009). Además, a partir de modelación numérica de información sísmica y de GPS, se ha observado que la porción de la cuña de antearco contigua a la placa Norteamérica tiene un fuerte acoplamiento mecánico con la paca en subducción (la placa de Cocos), mientras que la porción que colinda con la placa del Caribe tiene un bajo acoplamiento mecánico (Franco *et al.*, 2009).

En este contexto, la falla de Tonalá ha sido invocada en dos modelos tectónicos: el modelo del zipper y el modelo del pull-up. Ambos se basan en información de campo recabada en Guatemala, un análisis geomorfológico e investigación documental. A continuación, se discuten los resultados más relevantes presentados en este trabajo para dilucidar cual modelo es más consistente con la cinemática del SZCTE.

El modelo del zipper

El modelo del zipper establece que, a medida que la placa del Caribe se desplaza hacia el este, el Sistema de fallas Polochic-Motagua (de cinemática siniestral) y la falla Jalpatahua (de cinemática dextral) convergen y se suturan en una estructura mayor: el SZCTE, el cual crece hacia el SE a medida que la placa del Caribe acumula desplazamiento. Bajo esta premisa, al estudiar la cinemática a lo ancho del SZCTE se esperaba determinar un desplazamiento puramente lateral y con una cinemática preferentemente siniestral al NE y una cinemática preferentemente dextral al SW, tal como se muestra en la Figura 49A.

En este trabajo, se observó que la ZCT presenta una cinemática preferentemente siniestral con algunos indicadores de cinemática dextral con una distribución aleatoria. Los indicadores que presentaron una cinemática dextral fueron los porfidoclastos de tipo σ y δ . Sin embargo, de acuerdo con la foliación oblicua del cuarzo, la OPC del cuarzo y las bandas de cizalla sintéticas C', la

cinemática es izquierda. Por su parte, la ZCE, presenta una cinemática siniestral con una componente de desplazamiento inverso (Figura 39).

Estas observaciones son incompatibles con el modelo del *zipper*, sin embargo, la presencia de granitoides deformados cercanos a la costa podría indicar que la mitad meridional de la zona de falla, donde debería dominar la cinemática dextral, no está expuesta. Así mismo, de acuerdo con Passchier y Platt (2017), en un sistema de fallas tipo *zipper*, la cinemática de la estructura en la que convergen dos estructuras menores de cinemática contraria va a estar dominada por la cinemática de la estructura de mayor orden (Raschbacher *et al.*, 2009). En este caso, la falla que ha acumulado mayor desplazamiento es el SFPM de cinemática siniestral en comparación con la Falla Jalpatagua, lo cual podría explicar la cinemática preferentemente siniestral que muestra la parte expuesta de la SZCTE. Por otro lado, de acuerdo con la teoría sobre los sistemas tipo *zipper*, se debería cumplir que la falla que funciona como un *zipper*, en este caso el SZCTE, se desactivara a medida que las otras dos acumulan desplazamiento, por lo cual, la edad de la ZCT y la ZCE debería disminuir progresivamente hacia el sur (Passchier y Platt, 2016). Así mismo, se debería cumplir que la falla de *zipper* acomode un desplazamiento igual a la suma del desplazamiento de las dos fallas que se están suturando (Passchier y Platt, 2016).

En cuanto a la edad de la deformación de los tres sistemas de fallas, de acuerdo con Ratsbacher *et al.* (2009), tanto el SZCTE como la falla Polochic tuvieron su mayor desplazamiento durante el Mioceno medio a tardío (15-5 Ma). Por otra parte, de la falla de Jalpatagua no se tienen edades de la deformación, pero se sabe que afecta principalmente a rocas pertenecientes al Arco Volcánico Centroamericano (AVCA) y se obtuvo una edad de Ar-Ar en biotita de 10 Ma de un dique granítico cortado por esta falla sin deformación dúctil aparente (Garnier *et al.*, 2020), por lo cual esta edad puede representar la edad máxima de deformación.

Sin embargo, existen algunas evidencias que sugieren que la falla de Jalpatagua tiene un desarrollo más reciente comparado con la actividad del SZCTE, las cuales se mencionan a continuación: 1) la falla de Jalpatagua actualmente presenta una tasa de desplazamiento de 7.1 ± 1.8 mm/año con mecanismos focales de cinemática dextral mientras que la falla de Tonalá no registra actividad reciente registrada por mecanismos focales ni estaciones de GPS, 2) la falla de Jalpatagua corta a rocas del AVCA depositadas recientemente mientras que el SZCTE afecta principalmente a rocas del Mioceno medio a tardío, 3) la falla de Jalpatagua acomoda parte del movimiento entre la cuña de antearco y la placa del Caribe actualmente, y 4) sus fallas menores asociadas controlan parte de la extensión E-W dentro de la placa del Caribe así como el desarrollo de rasgos geomorfológicos como

cuencas *pull-apart* activas (Garnier *et al.*, 2020). Debido a esto, la actividad simultánea del SZCTE y la falla Jalpatagua en un sistema de *zipper* es poco probable.

Por otra parte, de acuerdo con Molina-Garza *et al.* (2015) y Raschbacher *et al.* (2009), el desplazamiento acumulado a lo largo del SFPM y la falla de las Islas Swan (~1000 km) es equivalente al desplazamiento acumulado por las zonas de cizalla dúctiles que afectan a los plutones que se encuentran a lo largo de la costa del Pacífico mexicano: la zona de cizalla de Tierra Colorada, la zona de cizalla de Chacalapa, la zona de cizalla de Tonalá y la zona de cizalla de Escuintla (~1000 km). Por otra parte, la falla Jalpatagua acumuló entre 6.5 y 8.6 km de desplazamiento (Authemayou *et al.*, 2011). De existir un sistema de *zipper*, el SZCTE debió acomodar mayor deformación que el SFPM debido a que incluiría el desplazamiento acumulado por la falla de Jalpatagua, sin embargo, el SZCTE por sí solo (sin contar las zonas de cizalla de Chacalapa y de Tierra Colorada) acumuló menos desplazamiento que el SFPM. Así mismo, el desplazamiento a lo largo de la falla de Jalpatagua es de mucho menor orden que el de los otros dos sistemas de fallas, por lo cual su participación en un sistema tipo *zipper* podría no estar reflejado en la cinemática de las fallas mayores.

En cuanto a su cinemática y geometría actual, la falla de Jalpatagua presenta una traza de 70 km y un rumbo N65°W. No se han reportado afloramientos *in situ* de la zona de falla, por lo cual su cinemática ha sido determinada a partir de un análisis de marcadores geomorfológicos (Authemayou *et al.*, 2011), mecanismos focales, información geodésica de estaciones de GPS (Ellis *et al.*, 2019) y de un análisis de fallas secundarias asociadas a este sistema (Garnier *et al.*, 2020). A partir de estos análisis se determinó que la falla presenta una cinemática dextral, acomodando extensión en dirección E-W a lo largo de fallas normales de orientación N-S. Sus terminaciones al NW y al SE consisten en sistemas extensionales dominados por fallas normales de orientación N-S en la zona de la caldera de Atitlán al NW y en el *graben* de la ciudad de Guatemala al sur. Su límite norte coincide con el término difuso de la falla Motagua, por lo cual se ha interpretado que esta zona de extensión representa la interacción y término de ambas estructuras (Garnier *et al.*, 2020). Debido a esto, se ha descartado la conexión de la falla Jalpatagua con las fallas Polochic y Tonalá (Garnier *et al.*, 2020; este trabajo).

En resumen, la falla de Jalpatagua se desarrolló posterior e independientemente al SZCTE (Figura 50; Garnier *et al.*, 2020), por lo cual, es poco probable que evolucionaran de forma simultánea en un sistema de *zipper*. Por otra parte, el SZCTE y la falla Polochic tuvieron una actividad simultánea (Raschbacher *et al.*, 2009), con una cinemática similar y un desplazamiento equivalente, lo cual sugiere que ambas estructuras pudieron estar conectadas o funcionar como relevos (Figura 50).

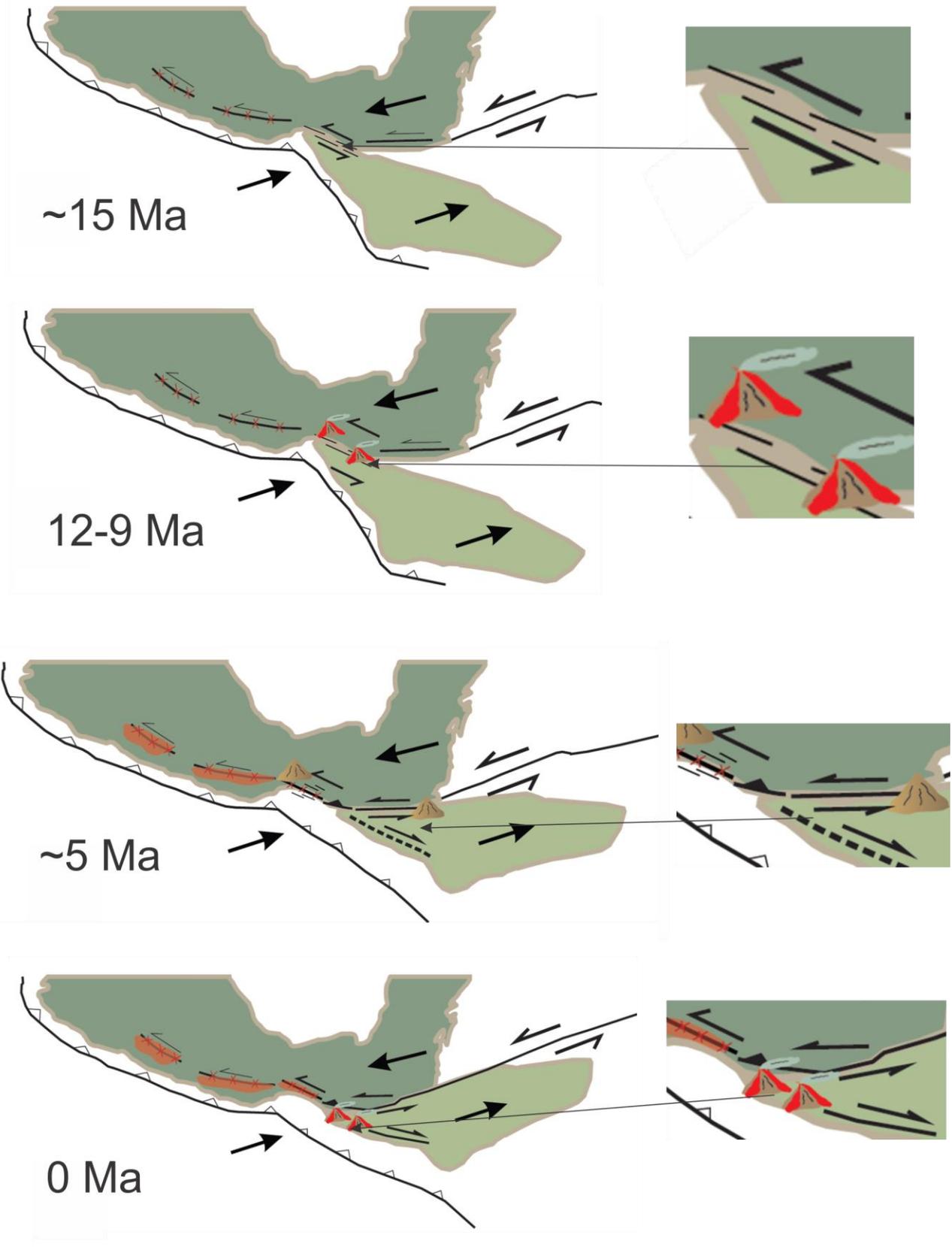


Figura 50. Modelo de evolución del SZCTE a lo largo del tiempo. A los 15 Ma, las rocas que se encontraban en la zona correspondiente a la planicie costera de Chiapas presentaban una foliación que fue reactivada o reorientada y fungió como una anisotropía planar que favoreció el emplazamiento del magma en esta zona. A los 10 Ma, ocurrió el emplazamiento de la SPCC y se localizó deformación dúctil en esta zona correspondiente al SZCTE. A los 5 Ma, la zona de cizalla fue sellada por el enfriamiento de los cuerpos de rocas graníticas y a medida que la placa del Caribe se movió hacia el este, se formó la falla de Jalpatagua de forma incipiente. Actualmente, la mayor parte de la deformación ocurre a lo largo del SFPM y de la falla Jalpatagua, la cual, localiza también el vulcanismo correspondiente al Arco volcánico centroamericano.

Un fenómeno que podría explicar la disminución en la actividad del SZCTE y la transferencia del desplazamiento hacia la falla Jalpatagua sería que debido al enfriamiento de los plutones correspondientes con la SPCC, estos pasaron de favorecer la localización de la deformación a sellar la falla, favoreciendo un comportamiento reológico rígido. Al detenerse el desplazamiento a lo largo del SZCTE, y continuando con el avance la placa del Caribe hacia el este, la deformación pudo haberse transferido a las fallas de Jalpatagua y Motagua y a los sistemas de pilares y fosas al norte de Guatemala a finales del Mioceno (Figura 50).

Bajo este modelo, se debería considerar que la cuña de ante arco que se encuentra entre la trinchera mesoamericana y las fallas de Jalpatagua y Tonalá formaba parte de la placa del Caribe hasta que se desarrolló la falla de Jalpatagua, separando ambos bloques corticales. (Figura 50) Tomando eso en cuenta, el fuerte acoplamiento mecánico entre la cuña de antearco y la placa de Cocos en la región que colinda con la placa de Norte América (Franco *et al.*, 2019) también podría explicar el cese de la actividad a lo largo del SZCTE en Chiapas y la transferencia de la deformación hacia el SE.

Modelo del *pull-up*

El segundo modelo del *pull-up* o del bloque arrancado establece que a medida que la placa del Caribe se desplaza hacia el E, un bloque cortical perteneciente a la placa norteamericana y delimitado por la trinchera mesoamericana al oeste y una falla de cinemática lateral izquierda al este se desprende y es arrastrado a lo largo del límite transformante entre las placas de Norteamérica y la del Caribe, es decir, a lo largo del SFPM. Posteriormente, este bloque pasa a formar parte de la placa del Caribe. Subsecuentemente, otros bloques son arrancados de la placa norteamericana, son arrastrados a lo largo del SFPM, y finalmente son incorporados a la placa del Caribe (Authemayou *et al.*, 2012). De acuerdo con este modelo, durante el Mioceno tardío, la actividad del SFPM y del SZCTE fue transferida a los sistemas de fallas laterales que se encuentran al norte en el estado de Chiapas, como la falla Tuxtla-Malpasó, la falla Chicoasén-San Cristóbal, etc. (Figura 51; Raschbacher *et al.*, 2009). Estos sistemas se extienden a lo largo de los estados de

Chiapas y Veracruz hasta coincidir con las fallas normales que afectan a las rocas que conforman la Faja volcánica Transmexicana (FVTM), delimitando un bloque litosférico definido como el Bloque sur de México por Andreani *et al.* (2008) (Figura 49b). Authemayou *et al.* (2012) consideran que el bloque sur de México es el bloque perteneciente a la placa de Norte América que está siendo arrancado y arrastrado hacia la placa del Caribe en su modelo del *pull-up* (Figura 49b).

Considerando la enorme cantidad de fallas litosféricas que bisectan el sur de México (p/ej. Oaxaca, Vista Hermosa, Motozintla, Tuxtla-Malpaso, Chacalapa, Tierra Colorada, Caltepec, etc.; Figura 51) es poco factible que exista un bloque litosférico del tamaño que sugieren Andreani *et al.* (2008), el cual se transporta íntegramente hacia el sur. Sin embargo, es posible que este fenómeno haya ocurrido o esté ocurriendo a menor escala, es decir, afectando a bloques más pequeños, como se discute a continuación.

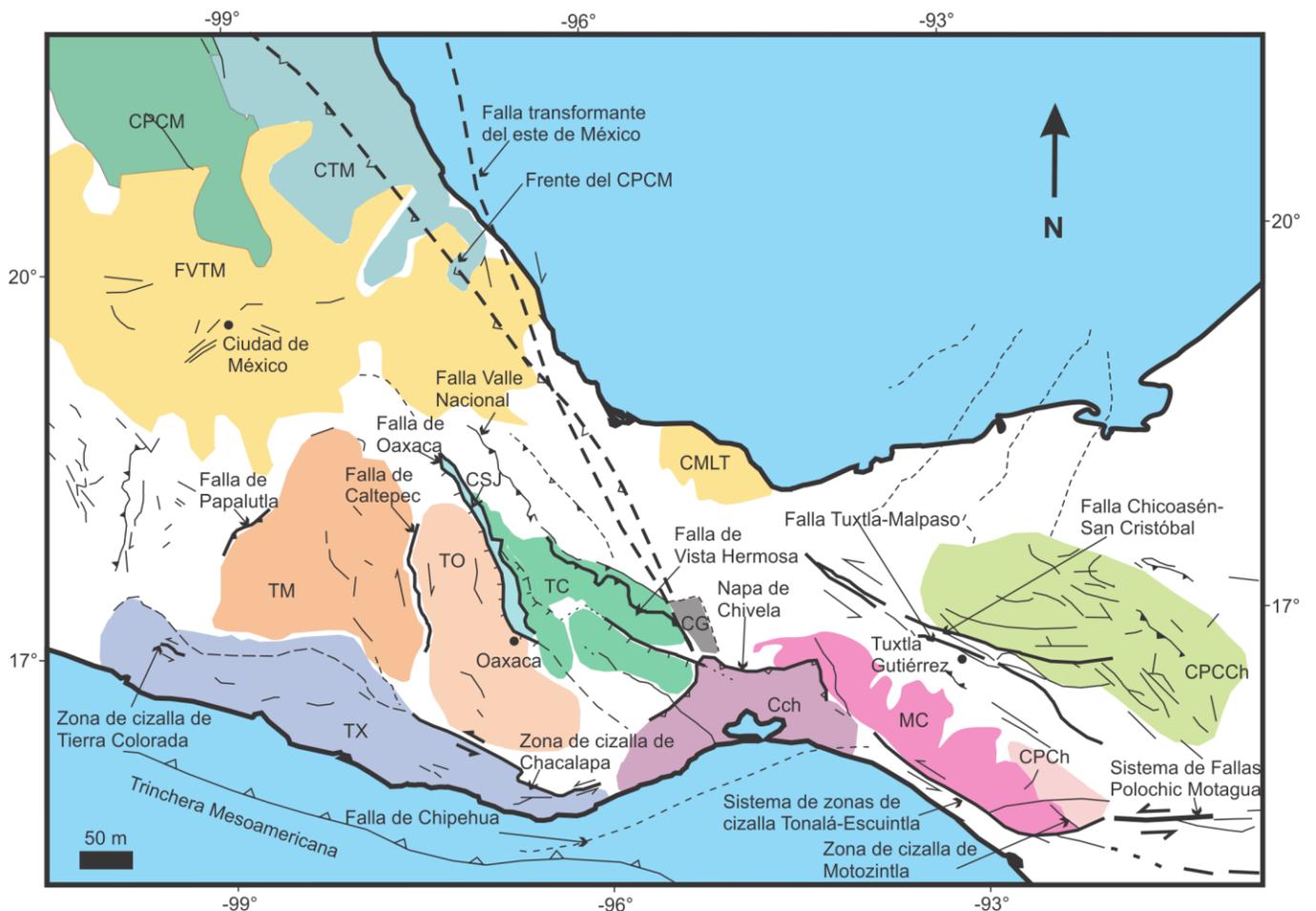


Figura 51. Elementos tectónicos del sur de México destacando los principales sistemas de fallas que bisecan el territorio y funcionan como discontinuidades mecánicas en las rocas. Los acrónimos corresponden con los siguientes elementos tectónicos: Cch-Complejo Chontal, CG-Complejo Guichicovi, CMLT-Campo monogenético Los Tuxtlas, CPCCh-Cinturón de pliegues y cabalgadura de Chiapas, CPCh-Cinturón plegado de Chicomuselo,

CPCM-Cinturón de pliegues y cabalgaduras mexicano, CSJ-Complejo Sierra de Juárez, CTM-Cuenca Tampico-Misantla, FVTM-Faja volcánica Trans-mexicana, MC-complejo del macizo de Chiapas, TC-Terreno Cuicateco, TM-Terreno Mixteco, TO-Terreno Oaxaqueño, TX-Terreno Xolapa. Modificado de Villagómez et al. (2022).

De acuerdo con el modelo del *pull-up*, los bloques que son arrasados deberían estar delimitados por la trinchera mesoamericana al oeste y por una falla lateral izquierda al este. El único bloque que cumple con estas condiciones actualmente es la cuña de antearco que colinda con la placa de Norte América (Figura 49b). Sin embargo, este elemento tectónico se está desplazando relativamente hacia el NW y no hacia el límite transformante al SE, de acuerdo con datos de GPS colectados por Ellis *et al.* (2019), por lo cual el movimiento de este bloque no es consistente con el modelo del *pull-up* actualmente.

Así mismo, la cinemática actual de falla de Tonalá no ha sido totalmente establecida con base en estaciones GPS o con mecanismos focales (Andreani y Gloaguen, 2016; Styron *et al.*, 2020) y se ha asumido que es preferentemente siniestral por su conexión con la falla Polochic (Guzmán-Speziale y Meneses-Rocha, 2000). Sin embargo, existen evidencias que permiten conocer más sobre la cinemática de esta falla en la actualidad: 1) de acuerdo con distintos parámetros morfométricos la falla presenta una cinemática preferentemente inversa en su porción sur, cerca de la zona en donde converge con la falla Polochic (Authemayou *et al.*, 2011; Andreani y Gloaguen, 2016); 2) el relieve se encuentra en equilibrio dinámico hacia el NW, lo cual indica una actividad tectónica nula a muy baja, mientras que al SE existe un rejuvenecimiento del paisaje y los ríos tienen una alta tasa de incisión, lo cual indica una mayor actividad tectónica (Andreani y Gloaguen, 2016); 3) de acuerdo con las estaciones de GPS ESPO y CONC, a lo largo de la falla de Tonalá se acomoda extensión en dirección ENE (Figura 52; Andreani y Gloaguen, 2016), la cual corresponde con una cinemática dextral a lo largo de la traza principal de la falla; 4) en este trabajo se reporta una cinemática dextral para la falla de Tonalá (porción quebradiza) a partir de estrías de falla y fibras de clorita (Capítulo 3.3.); 5) mientras que en este trabajo, en el Capítulo 3.3 se reportan fallas normales de orientación N-S, las cuales coinciden con la dirección de extensión ENE obtenida a partir de información de estaciones GPS y con una cinemática dextral de la falla; y 6) el desplazamiento relativo al NW de la cuña de antearco con respecto a las placas Norteamericana y Caribe coincide con una cinemática dextral.

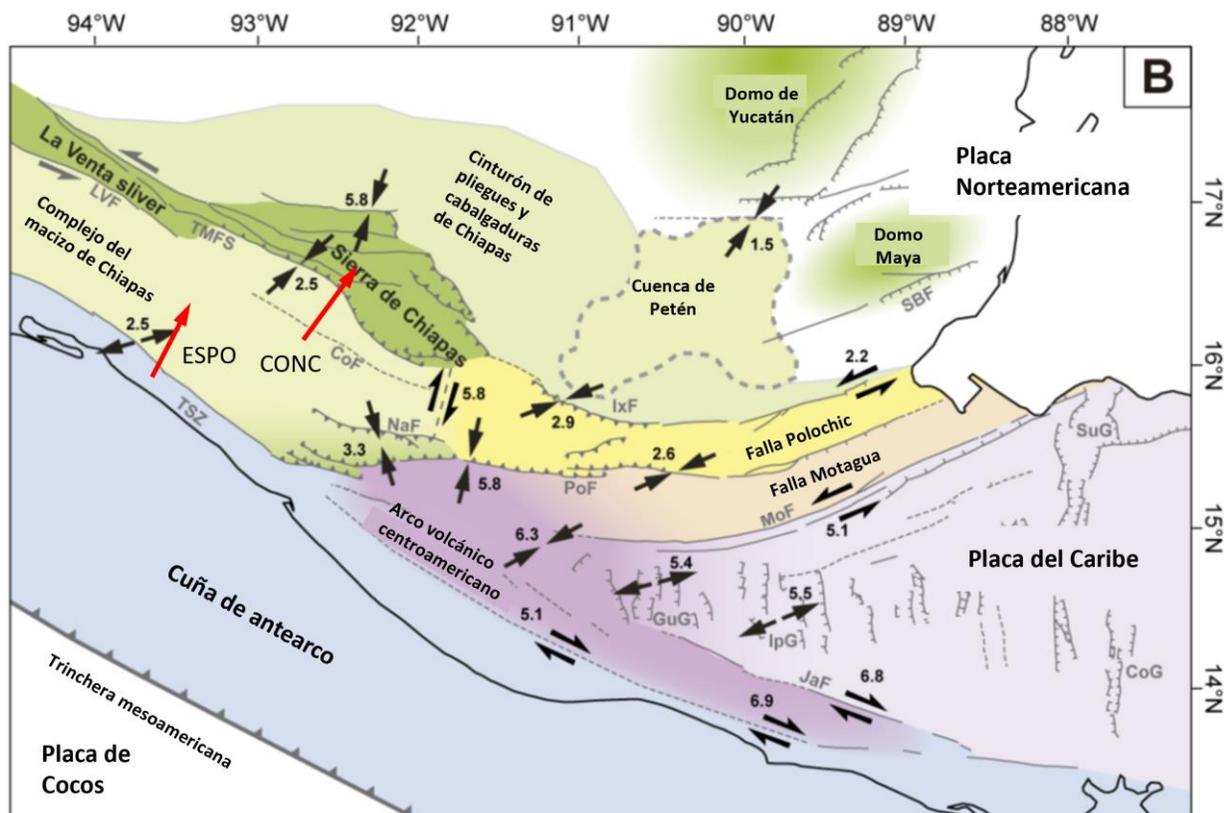


Figura 52. En esta figura se muestran direcciones de máximo acortamiento y estiramiento obtenidas a partir de estaciones de GPS en la zona correspondiente al norte de Guatemala y el sur de México. En el área que coincide con la zona de cizalla de Tonalá se muestra que actualmente hay extensión con una dirección de máximo estiramiento en dirección ENE. Así mismo, se muestran las principales fallas que afectan a las rocas en esta región, las cuales se encuentran ligadas a la configuración del punto triple entre las placas Norteamericana, Caribe y Cocos. También, se muestran en diferentes colores los bloques limitados por las fallas. Modificada de Andreani y Gloaguen (2016).

En resumen, se interpretó una cinemática inversa a la porción sur de la falla asociada con mayor actividad tectónica y una cinemática dextral con poca actividad tectónica hacia la porción norte y centro de la falla. Si se considera una cinemática actual dextral de la falla de Tonalá y una cinemática actual siniestral de la falla Tuxtla-Malpaso (Guzmán-Speziale y Meneses-Rocha, 2000), el bloque de en medio tendería a desplazarse hacia el SFPM como lo describe el modelo del *pull-up* (Figura 51). Sin embargo, este bloque no podría moverse de forma rígida debido a las fallas que lo bisectan (La Venta-Grijalva, Motozintla, etc.; Figura 51).

Por otra parte, existen otros bloques más pequeños delimitados por fallas laterales de cinemática izquierda en Chiapas, los cuales son evidentes en las terminaciones curvadas y ramificadas de la ZCT y la ZCE al oeste, donde bordean bloques de distintas litologías e historias de deformación (figuras 27, 31 y 55). Algunos bloques de unidades meta-ígneas y meta-sedimentarias propias del

macizo de Chiapas dentro de la ZCT y la ZCE tienen foliaciones orientadas NW-SE, lo cual podría indicar que estos bloques fueron arrancados, arrastrados, y reorientados con la zona de cizalla, o bien, que su trama controló la localización de la zona de cizalla posterior.

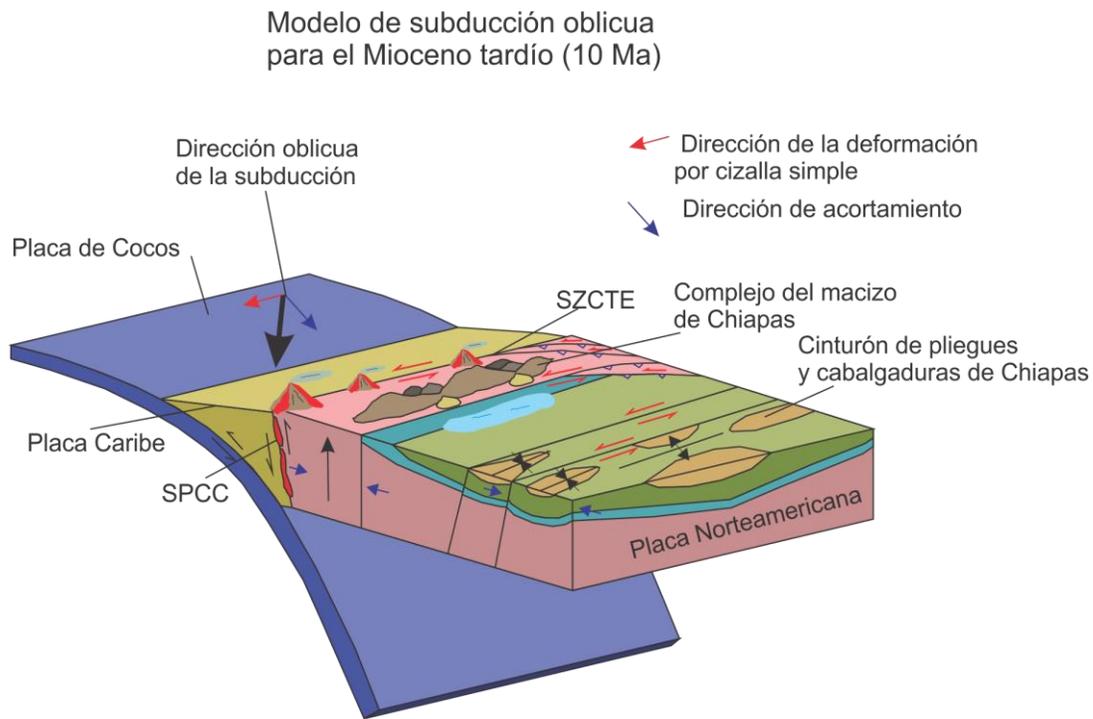


Figura 53. Modelo de subducción oblicua para la tectónica de la región Chiapas durante el Mioceno tardío. En este modelo, la subducción oblicua de la placa de Cocos favorece el desarrollo tanto de zonas dominadas por cizalla simple (flechas en color rojo) como zonas dominadas por acortamiento.

Finalmente, la estructura regional del estado de Chiapas durante el Mioceno tardío pudo estar dominada por una subducción oblicua de la placa de Cocos, más que por la influencia del límite transformante entre las placas Norteamericana y Caribe. En este contexto, la subducción oblicua provocaría que la deformación se reparta tanto en estructuras que acomodan acortamiento como pliegues y fallas como estructuras que acomodan deformación por cizalla simple como fallas laterales y oblicuas (Figura 53). La deformación asociada al acortamiento puede corresponder con el levantamiento del Macizo de Chiapas y el desarrollo del Cinturón de pliegues y cabalgaduras de Chiapas, mientras que la deformación asociada a fallamiento transcurrente correspondería con los sistemas de fallas laterales Tonalá-Escuintla, La Venta-Grijalva, Tuxtla-Malpaso, Chicoasén-San Cristóbal, etc. Sin embargo, esta hipótesis requiere del análisis en conjunto de la orientación, cinemática y edad de todas las estructuras mayores que se encuentran en la región.

5. Conclusiones

La falla de Tonalá limita al suroeste al complejo ígneo-metamórfico del macizo de Chiapas, y se extiende por más de 200 km a lo largo de la planicie costera de Chiapas y el sur de Oaxaca con un rumbo N45°W. Esta estructura localiza fallas de cinemática dextral, inversa y normal y fracturas sobrepuestas a una trama milonítica que corresponde con el Sistema de Zonas de Cizalla Tonalá-Escuintla (SZCTE) de cinemática siniestral/siniestral-inversa y de orientación N30°W-N50°W, el cual se desarrolló durante el Mioceno tardío en rocas plutónicas emplazadas sintectónicamente, agrupadas como la Suite Plutónica de la Costa de Chiapas o SPCC. Esta es una de las fallas con mayor longitud y exposición en todo México.

El SZCTE se compone de dos segmentos: el segmento Tonalá al NW y el segmento Escuintla al SE. El primero tiene un rumbo N30°W y se caracteriza por presentar una foliación subvertical con lineaciones sub-horizontales en una trama dominada por tectonitas L-S, tiene una geometría anastomosada con bloques con poca deformación bordeados por bandas de milonita y ultramilonita que pueden alcanzar un grosor entre 6 y 1 km, con cinemática predominantemente siniestral. El segmento Escuintla presenta una orientación N60°W y se despliega por al menos 35 km y muestra una foliación milonítica inclinada 70° al norte, con una lineación por extensión buzando al SW entre 10 a 85° y su trama está dominada por tectonitas S-L. Este segmento presenta una traza rectilínea y un espesor constante de ~1 km.

Las rocas de la SPCC localizan el SZCTE, el cual tiene una foliación magmática subparalela a la foliación milonítica, por lo cual, en conjunto con las edades presentadas por Molina-Garza et al. (2015), se interpreta que el magmatismo fue sintectónico (Figura 54-1 y 2). La deformación en estado sólido, posterior al magmatismo, ocurrió bajo condiciones de alta temperatura (~500°C) y a una profundidad promedio de 7 km, de acuerdo con el análisis de termobarometría. Durante este periodo, la zona de cizalla tuvo una tendencia a ensancharse (Figura 54-3), de acuerdo con la estimaciones del número de vorticidad cinemática, el análisis de paleopiezometría y la variación en los mecanismos de deformación activos en el cuarzo y la plagioclasa a lo largo de un gradiente de deformación de la zona de cizalla. De acuerdo con los mecanismos de deformación, durante este periodo, la tasa de deformación fue menor con respecto a la deformación que tuvo lugar posteriormente durante el desarrollo de la zona de cizalla.

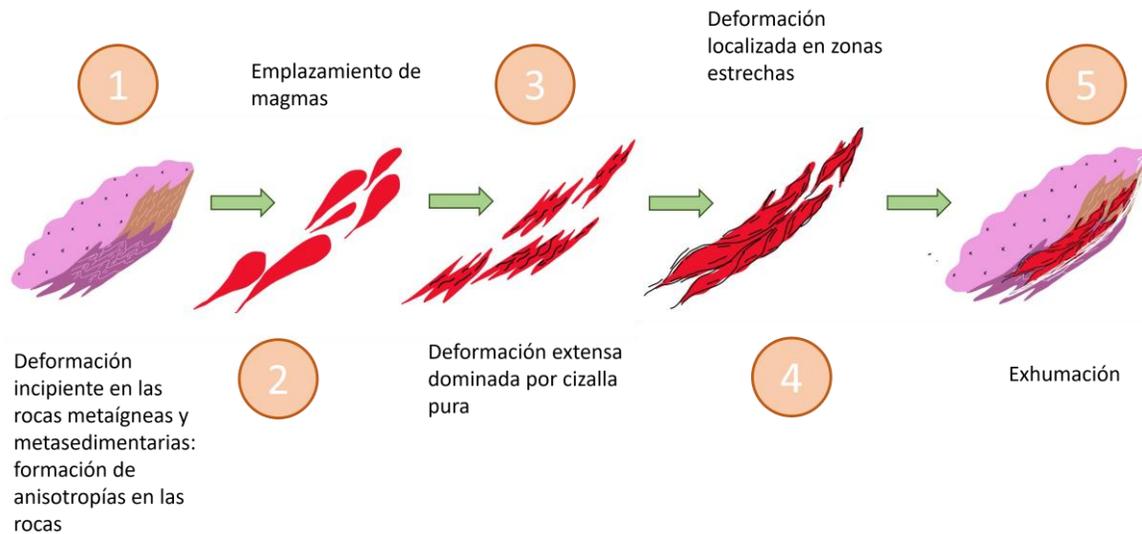


Figura 54. Evolución del SZCTE en el tiempo. Inicialmente, las rocas metaígneas y metasedimentarias del complejo del macizo de Chiapas que presentaban foliación favorecieron el emplazamiento del magmatismo correspondiente a la SPCC (1y 2); posteriormente, por deformación en estado sólido, se desarrolló una zona de cizalla extensa con tendencia a ensancharse (3); la reducción del tamaño de grano favoreció la localización de la deformación en bandas estrechas (4); y, finalmente, durante la exhumación, fue favorecida la deformación quebradiza y el desarrollo de fallas y fracturas.

La nucleación de la zona de cizalla estuvo dominada por 1) la reducción del tamaño de grano asociada a recristalización dinámica, b) la presencia de anisotropías mecánicas previas como enclaves máficos, diques y la foliación magmática, y 3) el desarrollo de bandas de agregados de cuarzo de grano fino, filossilicatos y óxidos formando patrones anastomosados, con una baja competencia mecánica, los cuales se propagaron de forma lateral y longitudinal favoreciendo el ensanchamiento de la zona de cizalla. Este periodo estuvo dominado por una fuerte componente de cizalla pura durante la deformación. Poco después de la cristalización, el enfriamiento del protolito favoreció la activación de mecanismos de deformación asistidos por el arrastre de dislocaciones en el cuarzo, por rotación de subgranos, con la consecuente disminución de su tamaño de grano. A su vez, los cristales de plagioclasa formaron porfidoclastos con núcleos afectados por maclado mecánico y mantos formados por cristales de plagioclasa de grano fino, afectados por disolución por presión. El análisis de paleopiezometría, indica que la disminución del tamaño de grano favoreció el aumento en la tasa de deformación y el adelgazamiento de la zona de cizalla (Figura 54-4). Los mecanismos de deformación y el desarrollo de una OPC del cuarzo de tipo prismática paralela al eje <a> indican condiciones de deformación en la parte alta de la facies de esquistos verdes, a una temperatura alrededor de 450°C. De acuerdo con el número de vorticidad

cinemática, este dominio estuvo dominado por una fuerte componente de cizalla simple con una menor componente de cizalla pura.

Estimaciones geobarométricas sugieren que zona de cizalla se desarrolló a profundidades promedio de 7 km, por lo cual el magmatismo debió asistir la temperatura suficiente para favorecer la activación de mecanismos de deformación dúctil. Al entrar en equilibrio las rocas magmáticas con las rocas encajonantes, la disminución en la temperatura pudo haber asistido el cese de la actividad a lo largo de la zona de cizalla o el cambio a mecanismos de deformación quebradiza (Figura 54-5).

Durante la deformación quebradiza, se formaron bandas de cataclasita, vetas de clorita y epidota y se emplazaron diques de composición intermedia. Las vetas de clorita paralelas a la foliación milonítica indican una cinemática dextral, así mismo, hay evidencias de extensión ENE a lo largo de la zona de cizalla lo cual puede indicar que la reactivación quebradiza de la falla de Tonalá está dominada por una cinemática dextral.

De los modelos que abordan la configuración tectónica del punto triple entre las placas Norteamericana, de Cocos y del Caribe, se concluyó que: debido a que la falla de Tonalá tiene una cinemática preferentemente siniestral y que la longitud y edad de la falla de Jalpatagua sugieren que esta no está conectada con la falla Polochic ni con la falla de Tonalá, el modelo del zipper no es congruentes con estos resultados. De esta forma, se estableció que la falla de Tonalá se encuentra conectada con la falla Polochic y que la deformación migró de NW a SE, lo cual favorece una transferencia del movimiento de la falla de Tonalá a la falla Polochic sin involucrar un sistema de zipper (Figura 50). En cuanto al modelo del *pull-up*, observaciones de campo y la geología regional no sostienen este modelo a la escala que se ha propuesto debido a que el sur de México está disectado por numerosas fallas tales como Tonalá, Motozintla, Polochic, La Venta-Grijalva, Tuxtla-Malpaso, etc., las cuales permitirían la transferencia de bloques más pequeños, antes que la de un bloque regional.

Finalmente, la estructura regional del estado de Chiapas puede estar dominada por una subducción oblicua de la placa de Cocos, la cual provoca que la deformación se haya repartido tanto en estructuras que acomodan acortamiento como pliegues y fallas, como en estructuras que acomodan desplazamiento siniestral como fallas laterales y oblicuas (Figura 53). Sin embargo, esto debe estudiarse de manera más integral.

6. Anexos

Anexo 1: Cinemática del Sistema de zonas de cizalla Tonalá-Escuintla-Compendio de indicadores cinemáticos en lámina delgada

En este apartado se presenta una tabla resumen en donde se mencionan los indicadores cinemáticos en las muestras analizadas en las porciones NW, centro y SE del Sistema de Zonas de cizalla Tonalá-Escuintla. Para algunas muestras en donde la cinemática no era clara se realizó un conteo estadístico de indicadores y se expresa el porcentaje de indicadores encontrados para cada cinemática.

Tabla A1. Resumen de indicadores cinemáticos			
Muestra	Litología	Indicadores cinemáticos	Cinemática
Zona centro-Pijjiapan			
PI-3	Protomilonita de granodiorita	Porfidoclastos con manto y geometría delta y sigma, shear bands sintéticas, figura de polo del cuarzo, foliación oblicua del cuarzo	Dextral-Siniestral
PI-1	Milonita con dominios de ultramilonita	Estructuras SC, shear bands asimétricas, foliación oblicua, porfidoclastos de plagioclasa	Siniestral
PI-2	Protomilonita de granodiorita	Trama S-C-C' y foliación oblicua	Siniestral (C'), dextral, quartz pole figure
PI-4	Ultramilonita	Bandas de cizalla C' sintéticas, figura de polo del cuarzo, foliación oblicua	Dextral-Inversa
PI-9	Milonita	Bandas de cizalla C', foliación oblicua del cuarzo y porfidoclastos de plagioclasa	Siniestral
PI-10	Anfibolita	La roca presenta una textura granoblástica con una foliación definida por la orientación preferencial de forma de los cristales de plagioclasa y anfíbol. En campo, se observaron porfidoclastos de tipo sigma.	Siniestral
PI-8	Protomilonita de granodiorita	Porfidoclastos y trama S-C	Siniestral
PI-5	Meta-arenisca	No se observaron indicadores cinemáticos en muestra de mano ni en lámina delgada.	Sin indicadores cinemáticos
PI-12	Milonita de tonalita de anfíbol		Siniestral inversa
PI-7	Anfibolita	En lámina delgada no se observaron indicadores cinemática, sin embargo, en muestra de mano se observaron porfidoclastos de cinemática siniestral.	Siniestral
PI-6	Meta-granodiorita pérmica	Textura granoblástica/equigranular, no hay indicadores cinemáticos	Sin indicadores cinemáticos
PI-11	Protomilonita de tonalita de anfíbol	Porfidoclastos de anfíbol y plagioclasa	Siniestral inversa
Zona NW-Tonalá			
TO-11	Meta-granito	Peces de mica (biotita) y foliación oblicua del cuarzo	Siniestral

TO-2	Protomilonita de granodiorita	Shear bands, porfidoclastos, foliación oblicua, figura de polo del cuarzo	Izquierda
TO-1	Milonita con dominios de ultramilonita	Trama SC y C', porfidoclastos tipo sigma de plagioclasa, foliación oblicua, sigmoides de cuarzo, figura de polo del cuarzo	Izquierda
TO-18A	Milonita de granodiorita	Porfidoclastos tipo sigma de plagioclasa	Siniestral
TO-18B	Milonita de granodiorita	Porfidoclastos de tipo sigma, foliación oblicua del cuarzo, bandas de cizalla C'	Siniestral
TO-18C	Protomilonita de granodiorita	Porfidoclastos de tipo sigma, foliación oblicua del cuarzo	Siniestral
TO-18D	Ultramilonita de granodiorita	Bandas de cizalla C'	Siniestral
TO-18E	Ultramilonita de granodiorita	Bandas de cizalla C'	Siniestral
TO-16	Ultramilonita de Tonalita	Porfidoclastos de tipo sigma y bandas de cizalla C'	Siniestral
TO-08	Milonita con dominios de ultramilonita	Porfidoclastos de tipo sigma, bandas de cizalla C' y estructuras de <i>pinch and swell</i>	Siniestral
TO-20A	Meta-granito de biotita	Foliación oblicua del cuarzo	Siniestral
TO-20B	Meta-granito	Foliación oblicua del cuarzo, porfidoclastos tipo sigma	Siniestral
TO-07	Meta-tonalita	Trama S-C, indicadores poco confiables	Aparentemente siniestral
TO-10	Protomilonita	Porfidoclastos de plagioclasa	Siniestral
TO-09	Granodiorita de biotita y anfíbol	Sin indicadores cinemáticos	No se encontraron indicadores cinemáticos
TO-05	Protomilonita de granodiorita de biotita y anfíbol	Peces de mica (biotita) y porfidoclastos de plagioclasa	Siniestral
TO-06A	Milonita de tonalita	Porfidoclastos de plagioclasa y bandas de cizalla C'	Siniestral
TO-06B	Protomilonita	Porfidoclastos de plagioclasa, cinemática poco confiable	Dextral
TO-04A	Milonita de granodiorita de biotita y anfíbol	Porfidoclastos tipo sigma de plagioclasa y foliación oblicua del cuarzo	Siniestral
TO-04B	Protomilonita de granodiorita de biotita y anfíbol	Peces de mica, porfidoclastos de plagioclasa y anfíbol y foliación oblicua del cuarzo	Siniestral
TO-15	Meta-tonalita	Porfidoclastos simétricos, cinemática poco confiable	Siniestral (poco confiable)
TO-12	Ortogneis	Deflexión de la foliación (a escala de afloramiento)	Siniestral
TO-14	Protomilonita	Porfidoclastos de plagioclasa	Siniestral
TO-16	Milonita de granodiorita	Shear bands, porfidoclastos, foliación oblicua, figura de polo del cuarzo	Siniestral

TO-19	Micro granodiorita porfídica	Textura seriada	No se encontraron indicadores cinemáticos
TO-22	Milonita de granodiorita	Porfidoclastos de tipo sigma, foliación oblicua del cuarzo, bandas de cizalla C'	Siniestral
TO-17	Meta-monzonita	La muestra presenta principalmente fracturamiento y flujo cataclástico, sin embargo, a escala de afloramiento se observaron porfidoclastos de cinemática siniestral	Siniestral
TO-21	Meta-granodiorita de biotita y anfíbol	Porfidoclastos de plagioclasa y trama S-C	Siniestral
TO-13	Migmatita-Ortogneis	Textura granoblástica	No se encontraron indicadores cinemáticos
TO-03	Protomilonita con pseudotaquilita	Foliación oblicua del cuarzo	Siniestral
Zona SE-Escuintla			
ES-185	Protomilonita de monzonita	Bandas de cizalla C' sintéticas, porfidoclastos tipo sigma, figura de polo del cuarzo	65% Siniestral y 35% dextral
ES-211	Milonita a ultramilonita	Pinch and swell structures, Porfidoclastos rotados al reverso y al frente de geometría sigmoidal, shear bands sintéticas, estructuras C', foliación oblicua, porfidoblastos de titanita, figura de polo del cuarzo	74% siniestral y 26% dextral, con OPC del cuarzo de cinemática dextral
ES-233	Meta-granito	Bandas de cizalla sintéticas C', porfidoclastos	100% siniestral
ES-353	Anfibolita	Bandas de cizalla sintéticas C', porfidoclastos, foliación oblicua, LPO de cuarzo	Dextral
ES-156	Milonita de anortosita	Porfidoclastos de plagioclasa de tipo sigma, estructuras de pinch and swell, bandas C'.	65% de indicadores de cinemática siniestral y 35% de indicadores de cinemática dextral
ES-164	Milonita de granito de biotita, anfíbol y mica blanca	Porfidoclastos de plagioclasa y anfíbol, foliación oblicua del cuarzo, bandas de cizalla C'	68% siniestral y 32% dextral
ES-231	Ultramilonita	Bandas de cizalla C' y OPC del cuarzo	Siniestral
ES-344	Milonita de monzonita	Foliación oblicua del cuarzo, bandas de cizalla C', porfidoclastos	60% Dextral y 40% siniestral
ES-154	Meta-anortosita	Trama S-C poco confiable	Dextral
ES-351	Anfibolita de la unidad Candelaria - milonita	Porfidoclastos de plagioclasa y anfíbol y bandas de cizalla C'	21% siniestral y 79% dextral
ES-172	Meta-granodiorita	Bandas de cizalla C' y sombras de presión	Siniestral
ES-192	Ultramilonita de Tonalita	Porfidoclastos poco claros, cinemática no confiable	Aparentemente dextral

Anexo 2. Marco teórico: Las zonas de cizalla origen, evolución y mecanismos de deformación

Introducción

El estudio de las estructuras de deformación ha permitido comprender la distribución espacial que tienen las rocas en la corteza, su contexto tectónico, la edad y las condiciones de la deformación en la corteza y el manto. Este capítulo está enfocado en revisar los fundamentos teóricos que se consideran en el estudio de las zonas de cizalla dúctiles tomando en cuenta los avances más recientes publicados hasta la fecha.

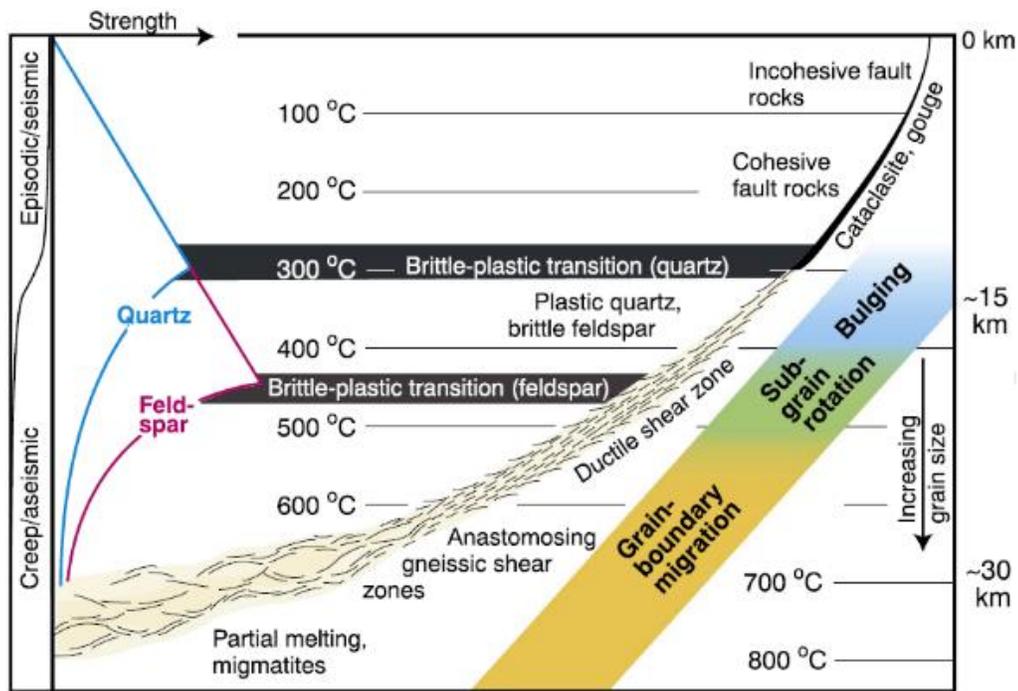


Figura A1. Diagrama esquemático de una zona de cizalla. Al lado izquierdo se colocó el límite en el cual se producen sismos en la corteza, a su derecha se colocaron dos curvas, las cuales indican los límites del comportamiento quebradizo en el cuarzo y en el feldespato. En el resto del esquema se muestra como a medida que incrementa la temperatura cambian los tipos de roca de falla y los mecanismos de deformación activos. Tomada de Fossen y Cavalcante (2017).

En la litósfera la deformación comúnmente tiende a localizarse en zonas estrechas y planares que acomodan el desplazamiento entre bloques con poca deformación. Estas zonas se conocen como zonas de cizalla y de acuerdo con los mecanismos de deformación que operan, una zona de cizalla puede ser: quebradiza, quebradiza-dúctil o dúctil (Figura A1) (Ramsay y Graham, 1970; Sibson, 1977; Ramsay, 1980). Las zonas de cizalla que presentan un comportamiento quebradiza también se conocen como zonas de falla y generalmente se estudian independientemente de las zonas de

cizalla dúctiles. Las zonas de cizalla dúctiles se asocian más íntimamente con el emplazamiento de magmas (Neves, 1995), la circulación de fluidos en la corteza (Goncalves *et al.*, 2012) y con el desarrollo de sistemas orogénicos y sistemas de *rift* (Fossen, 2016).

El estudio de las zonas de cizalla ha permitido entender las condiciones bajo las cuales se forman los límites de placa, ha ayudado a la reconstrucción de la evolución tectono-metamórfica de la litósfera y ha permitido dilucidar los procesos y condiciones bajo las cuales ocurre la deformación en la corteza media e inferior y en el manto (Vauchez *et al.*, 2012; Bercovici y Ricard, 2012; Montési, 2013).

El estudio detallado y cuantitativo de la geometría y cinemática de las zonas de cizalla comenzó hace muy poco con un estudio sistemático publicado por Ramsay (1967), seguidos por una serie de artículos publicados durante los 70's y 80's, entre los que destacan los de Ramsay y Graham (1970), Lister y Williams (1979), Sibson (1977), Ramsay (1980). Estos primeros trabajos estudiaban la evolución geométrica zonas de cizalla considerando únicamente la deformación por cizalla simple en el plano. Posteriormente, se introdujo el concepto de cizalla subsimple para nombrar a la deformación que involucra una componente de cizalla simple y una componente de cizalla pura (Ramberg, 1975; Passchier, 1986; Tikoff y Fossen, 1993; Simpson y De Paor, 1993), lo cual describe la dilatación o contracción de zonas de cizalla. Así mismo, Sanderson y Marchini (1984) introdujeron el análisis tridimensional de las zonas de cizalla en el contexto de los ambientes transpresivos y transtensivos.

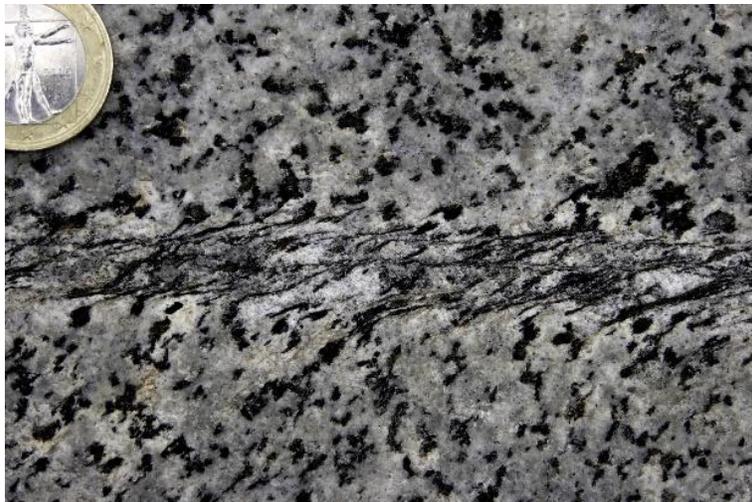


Figura A2. Zona de cizalla de cinemática lateral dextral formada a los costados de una fractura preexistente en un protolito granítico. Fotografía de Manktelow y Pennacchioni del Atlas of Structural Geology (Mukherjee, 2015).

Durante los últimos años, se han publicado diversos artículos y libros sobre modelos analógicos y numéricos que replican la evolución textural de las zonas de cizalla a partir de distintos protolitos (Mancktelow, 2002; Michail *et al.*, 2021), otros enfocados en la nucleación y evolución a lo largo y ancho de zonas de cizalla (Means, 1995; Ingles *et al.*, 1999; Pennacchioni y Mancktelow, 2007; Oliot *et al.*, 2010 y 2014; Pennacchioni, 2018), unos más sobre los mecanismos de deformación a escala de grano que operan en distintas fases minerales en distintas condiciones P/T/ f_{H_2O} (Passchier y Trouw, 2005; Oliot *et al.*, 2014), así como el rol que juegan los fluidos, el metasomatismo, el emplazamiento de magma, la temperatura, la tasa de deformación, la mineralogía y la textura del protolito en el desarrollo de las zonas de cizalla (Goncalves *et al.*, 2012; Montési, 2013; Oliot *et al.*, 2014; Boffadossi *et al.*, 2021); y finalmente, algunos artículos de revisión que sintetizan muchos de los trabajos previos (Xypolias, 2010; Fossen *et al.*, 2016; Oriolo *et al.*, 2018).

Definiciones

Una zona de cizalla puede ser definida como una zona en donde la deformación es claramente mayor que en las rocas que la rodean y cuyos márgenes están definidos por la rotación de marcadores o por la formación de una nueva textura (Fossen *et al.*, 2016). Estas zonas están asociadas con la localización de la deformación por cizalla simple, es decir, que los ejes de máximo acortamiento y estiramiento de la tablkade deformación tienen a rotar a medida que la distorsión interna incrementa. En las zonas de cizalla dúctiles en donde las rocas acumulan deformación permanente sin pérdida de cohesión se forman rocas altamente deformadas y foliadas que se conocen como milonitas, las cuales se describen a continuación.

La palabra milonita proviene del griego “milos” que significa molino, debido a que anteriormente se pensaba que estas rocas se formaban como resultado de la trituración de rocas en zonas estrechas (Lapworth, 1885). Actualmente, se utiliza la palabra para referirse a rocas foliadas, que presentan lineación y que contienen elementos de simetría monoclinica en su textura (Figura A2; Bell y Etheridge 1973; Hobbs *et al.*, 1976). Las milonitas se pueden desarrollar en todo tipo de rocas y ambientes tectónicos, y se han descrito desde la escala submilimétrica hasta de varios kilómetros (Bak *et al.*, 1975; Hanmer 1988).

Clasificación

Las milonitas se pueden clasificar con base en tres parámetros: (a) en función del grado metamórfico durante la deformación, una milonita puede ser de facies de esquistos verdes, anfibolita, esquistos azules, etc., dependiendo de las paragénesis mineral y de los mecanismos de deformación presentes en los minerales que reflejan las condiciones P-T de la deformación; (b) de acuerdo con el protolito, ya sea una roca poliminerálica o monominerálica, por ejemplo, milonita de granodiorita o una calcimilonita cuando el protolito es una roca carbonatada (Burlini y Kunze, 2000); y (c) dependiendo de la cantidad relativa de matriz y porfidoclastos en la muestra. Se considera matriz el material retrabajado tectónicamente (recristalizado, neoformado, pulverizado, etc.), mientras que se consideran porfidoclastos todos aquellos cristales que se preservan del protolito. Cuando las rocas tienen entre 10 y 50% de matriz definen a una protomilonita; cuando hay entre 50 y 90% de matriz se conocen como milonita y cuando hay más de 90% de matriz son ultramilonita (Figura A3; Spry 1969).

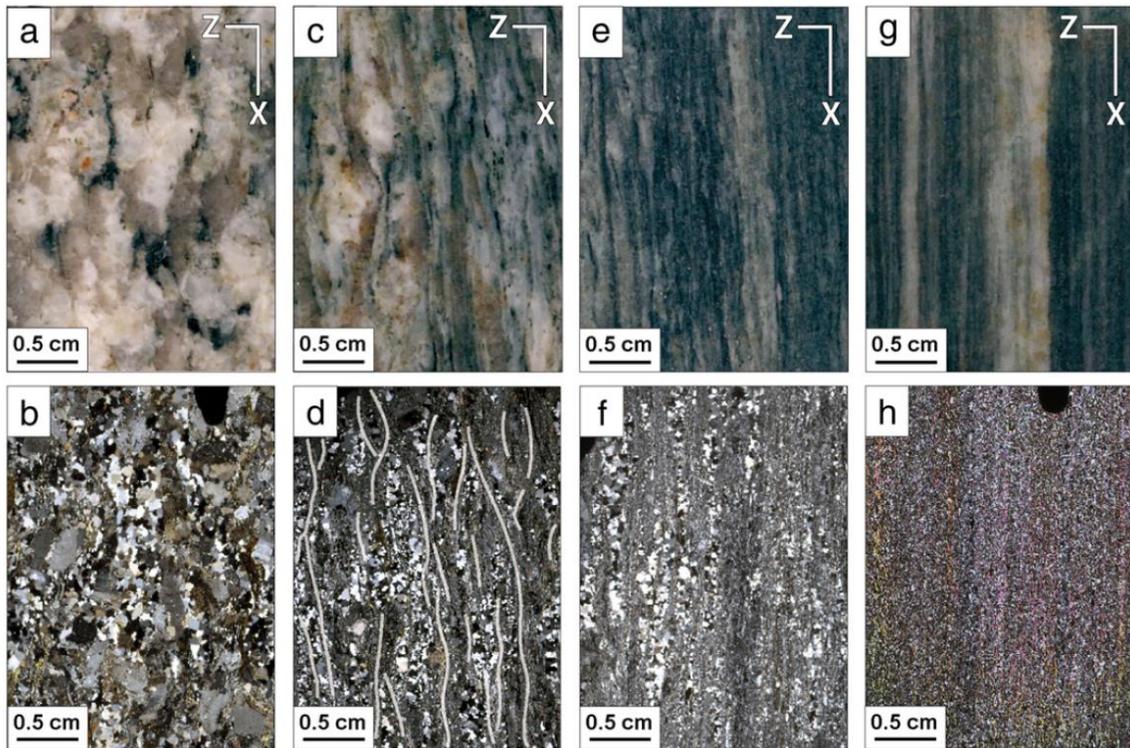


Figura A3. Fotografías (arriba) y microfotografías (abajo) de un gradiente de deformación a partir de un mismo protolito granodiorítico: a y b ortogneiss de granodiorita, c y d protomilonita, e y f milonita y e y h ultramilonita. Modificada de Oliot et al. (2014).

Geometría

Existen distintos elementos geométricos que se pueden encontrar dentro de una zona de cizalla, los cuales permiten identificarlas, describirlas y caracterizarlas. A continuación, se describen algunos de estos.

Comúnmente, las milonitas muestran bandas o lentes de material de grano fino, formados durante la recristalización dinámica de rocas de grano grueso, los cuales tienen geometría de una tabla de surf, con rasgos geométricos planares y lineares a la vez (Passchier y Trouw, 2005). Otro elemento importante es la presencia de porfidoclastos: cristales o agregados policristalinos relictos de fases mecánicamente resistentes del protolito, de un tamaño de grano mayor a los que componen la matriz. Las fases minerales que comúnmente forman porfidoclastos son el feldespato, granate, muscovita, hornblenda, piroxeno y cuarzo. La foliación planar suele rodear los porfidoclastos, volviéndose anastomosada (Figura A4; Passchier y Trouw, 2005).

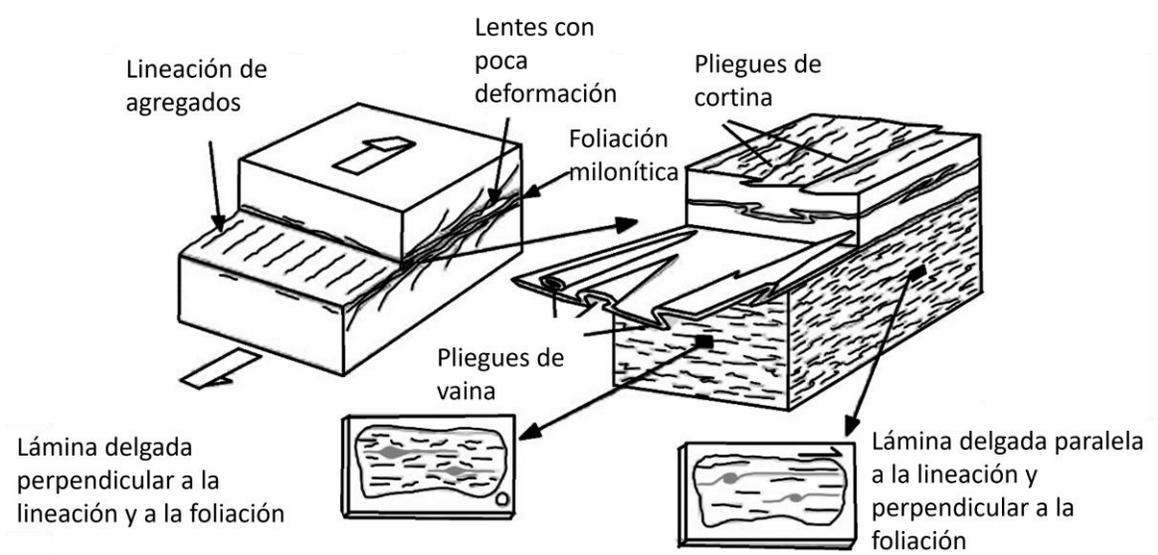


Figura A4. En este esquema se muestra la geometría general de una zona de cizalla y la nomenclatura que se utiliza para describir algunos rasgos que las componen. Se muestran algunos de los tipos de pliegues típicos de las zonas de cizalla. Además, se ilustran las diferencias geométricas de las estructuras en láminas delgadas de cortes paralelos y perpendiculares a la lineación mineral (Passchier y Trouw, 2005).

La trama planar de las milonitas es conocida como foliación milonítica, mientras que la trama lineal se conoce como lineación de granos o de agregados. Por lo general las milonitas pueden desarrollar dos o incluso tres tipos de foliaciones durante un mismo evento de deformación, las cuales hacen un ángulo agudo entre sí y se conocen como foliación C (foliación por cizalla), foliación S (a un ángulo

alto con respecto a la foliación C) y foliación C' (a un ángulo bajo con respecto a la foliación C). La foliación milonítica tiende a rodear bloques con menor deformación que pueden ir desde porfidoclastos milimétricos hasta lentes de escala kilométrica.

Comúnmente, la foliación milonítica forma pliegues similares, isoclinales o muy apretados con planos axiales paralelos a la foliación (Cobbold y Quinquis 1980). También, se pueden desarrollar pliegues de vaina y presentan una estructura tubular paralela a la lineación (Cobbold y Quinquis, 1980; Alsop y Holdsworth 2004). Otros pliegues son pliegues de cortina, los cuales tienen geometría cilíndrica y tienen planos axiales paralelos a la foliación y ejes subparalelos a la lineación, (Hartwig, 1925), estos se caracterizan por disminuir su amplitud y desaparecer lateralmente (Figura A4). A continuación, se describe cómo se puede obtener información a partir de algunos de los rasgos geométricos observados en zonas de cizalla para interpretar su cinemática.

Cinemática

La dirección de desplazamiento a lo largo de una zona de cizalla se observa en una sección perpendicular a la foliación milonítica y paralela a la lineación de agregados o fibras minerales debido a que esta sección corresponde con el plano de mayor flujo durante la deformación y es en donde los rasgos asimétricos que indican la cinemática se encuentran más desarrollados. Tradicionalmente, se utilizaban capas o diques desplazados o la deflexión de la foliación o la estratificación hacia la zona de cizalla para determinar su cinemática. Actualmente, se utiliza la geometría de algunas estructuras y microestructuras, conocidas como “indicadores cinemáticos”, los cuales permiten determinar la cinemática de una zona de cizalla a partir de una lámina delgada, como se ilustra en la Figura A5.

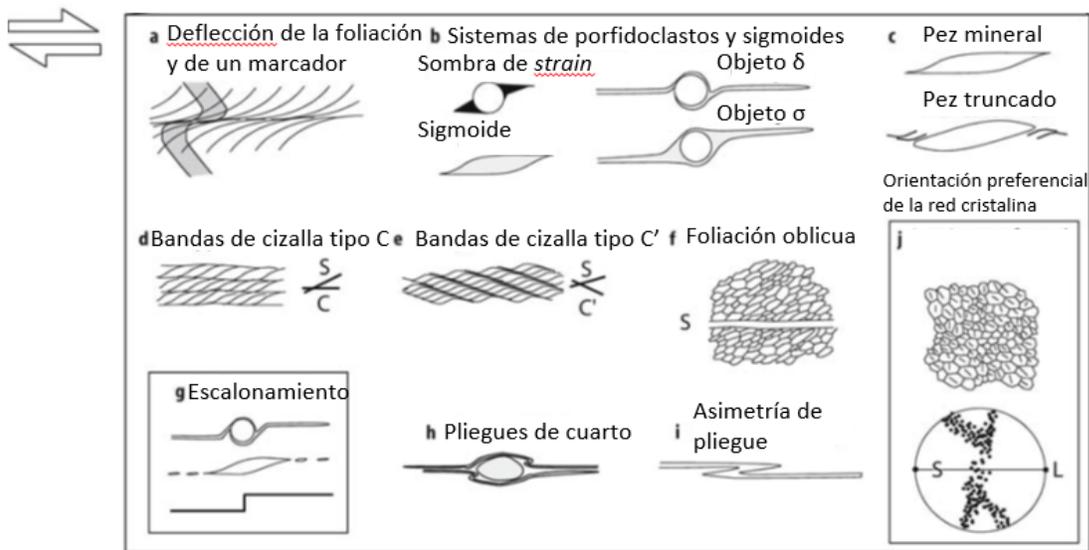


Figura A5. En esta figura se representan esquemáticamente los indicadores cinemáticos más comunes que se pueden encontrar en una zona de cizalla. Todos los indicadores presentan la geometría que se desarrollaría en una zona de cizalla con cinemática dextral. Tomado de Passchier y Trouw (2005).

La principal característica de los indicadores cinemáticos es que presentan una simetría monoclinica, es decir, que son asimétricas. Es importante mencionar, que los marcadores de la deformación tienden a rotar y la dirección de rotación indica la dirección de flujo de la zona de cizalla (Passchier y Trouw, 2005).

Las zonas de cizalla presentan varias foliaciones con un ángulo bajo con respecto a los límites de la zona de cizalla y entre estas mismas. De manera inicial se forma una foliación indicada por la orientación preferencial de los minerales o por un bandeamiento composicional conocida como esquistosidad o foliación S (*schistocitté*) la cual es perpendicular al eje de máximo acortamiento. Posteriormente, en algunas zonas la foliación S tiende a rotar 45° hacia el plano de cizalla que corresponde con la asíntota de flujo de la componente de cizalla simple en donde el esfuerzo de cizalla es máximo. Se desarrolla una nueva foliación denominada con la letra C (*cizaillement*).

Posteriormente, se vuelve a sobreponer la foliación S a la foliación C. En agregados policristalinos, dentro de la foliación C, los granos que componen los agregados presentan una geometría elongada, y desarrollan una orientación preferencial de forma, oblicua a la foliación principal entre 20 y 40°, la cual se conoce como "foliación oblicua" y es paralela a la foliación S. Si la trama de una roca está dominada por ambas foliaciones, esto se conoce como trama S-C. La cinemática que indica la orientación de la foliación oblicua se muestra en la Figura A5f y A5d (Berthé et al., 1979).

Otro indicador cinemático son las bandas de cizalla C' . Cuando la foliación milonítica es disectada por pequeñas zonas de cizalla subparalelas, estas se conocen como “bandas de cizalla”. Y presentan un ángulo entre 15 y 35° con respecto a la foliación por cizalla C y se forman comúnmente en zonas de cizalla altamente deformadas y con alto contenido de micas (Blenkinsop y Treloar, 1995). La cinemática de las bandas de cizalla es sintética con la foliación principal y se observa en la Figura A5e.

Otros indicadores cinemáticos son los clastos envueltos o porfidoclastos de los cuales existen tres tipos: (1) clastos desnudos, si son ecuanes y presentan contacto directo con la matriz; (2) pez mineral, si el porfidoclasto tiene una forma sigmoidal asimétrica; y (3) sistemas de porfidoclastos, si presenta bordes con textura o composición diferente de la matriz (Lafrance y Vernon, 1998). Los porfidoclastos presentan bordes con geometría de alas o colas que se unen a la foliación C y dependiendo la asimetría que desplieguen las alas podemos conocer la cinemática de la zona de cizalla (Passchier y Simpson, 1986). Se distinguen cuatro tipos de porfidoclastos según la geometría de las alas: de tipo Φ , δ , σ y de geometría compleja (Hooper y Hatcher, 1988). Los de tipo Φ presentan simetría ortorrómbica y no son buenos indicadores cinemáticos, los de tipo σ tienen alas anchas con dos caras planas externas y dos caras curvas internas (Figura A5 b), y los de tipo δ se caracterizan por presentar alas estrechas y bahías rellenas de matriz. En la Figura A5 b se puede analizar la geometría de cada uno de ellos y cómo se obtiene la cinemática a partir de los porfidoclastos (Passchier y Trouw, 2005).

Finalmente, existen otras estructuras que permiten la determinación de la cinemática de una zona de cizalla, por ejemplo: (a) los sigmoides, agregados de geometría sigmoidal sin un núcleo (Figura A5 b; Passchier y Trouw, 2005), (b) la orientación preferencial cristalográfica de los minerales, la cual muestra una simetría monoclinica (Figura A5j; O'Brien *et al.*, 1987), (c) la vergencia de trenes de pliegues asimétricos (Figura A5i; Passchier *et al.*, 2005); y (d) la formación de pliegues alrededor de porfidoclastos desnudos (Figura A5h; Hanmer y Passchier, 1991).

Análisis de la vorticidad

Para evaluar el grado de no coaxialidad en la deformación de las rocas, se realiza un análisis de vorticidad, el cual consiste en la determinación del número de vorticidad cinemática W_k para una roca deformada. El W_k es un número adimensional que representa la relación entre la tasa de rotación (componente de cizalla simple $W_k=1$) y la tasa de acumulación de la deformación (componente de cizalla pura $W_k=0$) (Fossen, 2016). Dicho de otra forma, representa el grado de coaxialidad de la deformación. Para su estimación se utilizan distintos marcadores de la

deformación y elementos geométricos dentro de las zonas de cizalla. El método del análisis de vorticidad permite comparar distintas áreas a lo largo y ancho de una zona de cizalla para distinguir regiones donde la deformación se ha acomodado por acortamiento, extensión o por localización de la deformación por cizalla simple. Abajo se explican las bases teóricas sobre el concepto de vorticidad y la estimación de Wk de acuerdo con Xypolias (2010).

Una zona de cizalla puede ser vista como una zona con flujo continuo. El campo de velocidad alrededor de un punto en un continuo de flujo, en cualquier instante de tiempo (Figura A6), puede ser representado por el tensor de flujo o de gradiente de velocidad $L: L = \frac{\partial v_i}{\partial x_j}; i, j = 1, 2, 3$

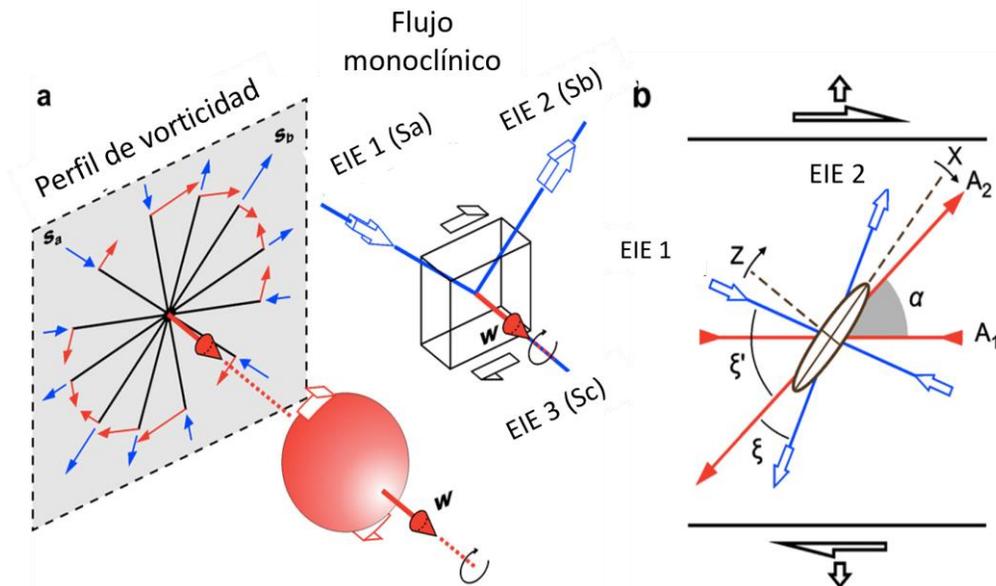


Figura A6. Representación gráfica del concepto de vorticidad y número de vorticidad cinemática (a) se observa la representación gráfica del vector de vorticidad y de los ejes instantáneos de estiramiento (EIE). (b) representación gráfica de las apófisis de flujo en un diagrama de cizalla subsimple en donde se muestra el ángulo α utilizado en la estimación de Wk . W -vector-matriz de vorticidad de flujo, EIE-eje instantáneo de estiramiento.

En donde v_i es la velocidad en la coordenada espacial x_j . El tensor de flujo L se puede descomponer en dos matrices: $L = D + W$, en donde D es la matriz del estado de esfuerzos y W la matriz de vorticidad. La primera representa el estado de esfuerzos instantáneo bajo el cual se encuentra el continuo de flujo y sus eigenvectores representan la dirección y magnitud de los ejes instantáneos de estiramiento ($EIE1$, $EIE2$, $EIE3$). Por otra parte, W es un vector-matriz cuya magnitud Wk se define como la vorticidad de flujo, la cual equivale al doble de la velocidad angular ω de las partículas y líneas dentro de un cuerpo que está siendo deformado. El vector de vorticidad W es perpendicular a la dirección de rotación de las partículas y suele ser perpendicular a dos EIE, el máximo ($EIE1$) y el mínimo ($EIE2$), y paralelo al EIE intermedio ($EIE3$). El plano perpendicular al vector se conoce como

el plano de perfil de vorticidad (PPV) y suele ser paralelo a la lineación y perpendicular a la foliación (Figura A6a).

En el estudio de zonas de cizalla se busca calcular el número de vorticidad cinemática W_k , el cual relaciona el vector de vorticidad W con las tasas de estiramiento de los EIE a partir de la fórmula:

$$W_k = w_i [2(S_a^2 + S_b^2 + S_c^2)]$$

En donde w_i es la vorticidad interna de la zona de cizalla y S_a , S_b y S_c son las tasas de deformación en cada uno de los EIE. Cuando el PPV coincide con el plano paralelo a la lineación y perpendicular a la foliación, entonces se puede calcular un número de vorticidad cinemática conocido como el número de vorticidad seccional W_n , el cual está definido por la ecuación: $W_n = \cos\alpha$ en donde α es el ángulo entre las apófisis de flujo de material durante la deformación (Figura A6b). Los valores obtenidos tendrán un valor entre 0 y 1, en donde 0 representa la deformación coaxial y 1 la deformación no coaxial. Es importante considerar, que al ser una función *coseno*, el valor intermedio entre la deformación coaxial y la no coaxial será igual al *coseno* de 45°.

Existen varios métodos para estimar la vorticidad utilizando distintas estructuras y relaciones angulares. En este trabajo se muestrearon los dominios más resistentes, homogéneos y representativos, se asumió que la deformación fue homogénea y continua en dichos dominios, y se aplicaron diferentes métodos a las mismas muestras para comparar los valores de vorticidad obtenidos y su variación en las muestras analizadas. Los métodos más comunes aplicados en zonas de cizalla utilizan la relación angular entre la foliación milonítica C y otros elementos estructurales, tales como: el eje largo de los porfidoclastos, la foliación S, las bandas C', la foliación oblicua en agregados monocristalinos y la orientación cristalográfica preferencial. Los detalles para aplicar cada método se describen en el trabajo de Xypolias (2010).

Nucleación de una zona de cizalla

La nucleación de una zona de cizalla se refiere a la forma en que inicia la deformación localizada en una zona estrecha. Para explicar este fenómeno se han propuesto tres modelos de nucleación basados en modelos analógicos, evidencias de campo y evidencias petrográficas: 1) el modelo de localización heredada propone que las zonas de cizalla nuclean a partir de discontinuidades previas y microfracturas, posteriormente, la disminución del tamaño de grano y la interacción con los fluidos favorecen la deformación cristal-plástica (Austrheim, 1987; Pennacchioni, 2005; Pennacchioni y Mancktelow, 2007; Goncalves *et al.*, 2016). 2) El modelo de ensanchamiento sugiere que las zonas de cizalla pueden nuclear y crecer lateralmente sin necesidad de fracturas previas, en este modelo

algunas micro inestabilidades forman patrones anastomosados al inicio de la deformación y forman zonas de cizalla (Figura A7), este modelo se ha utilizado para explicar los patrones de zonas de cizalla anastomosadas que rodean bloques con menor deformación (Ingles *et al.*, 1999; Oliot *et al.*, 2010; Oliot *et al.*, 2013); y 3) el modelo de localización *sensu stricto* en donde el cambio en las propiedades mecánicas de las rocas durante la deformación induce la localización, este proceso ocurre cuando disminuye el tamaño de grano por recristalización dinámica y la interacción con los fluidos favorece la cristalización de filosilicatos los cuales “ablandan” a las rocas en una dirección preferencial y favorecen la localización de la deformación (Gueydan *et al.*, 2001).

Evolución y crecimiento

Se ha observado que el crecimiento de las zonas de cizalla es similar al crecimiento de las fallas, en donde a medida que se acumula desplazamiento éstas tienden a crecer en longitud y espesor. Sin embargo, no se ha establecido una relación clara entre la longitud y la cantidad de desplazamiento acumulado debido a que las zonas de cizalla tienden a crecer al conectarse con otros segmentos de zonas de cizalla cuando sus colas interactúan, formando redes anastomosadas de zonas de cizalla (Figura A7). Así mismo, se ha determinado que en el núcleo de las zonas de cizalla se acumula la mayor parte del desplazamiento y este disminuye hacia los lados y hacia las terminaciones (Fossen *et al.*, 2016).

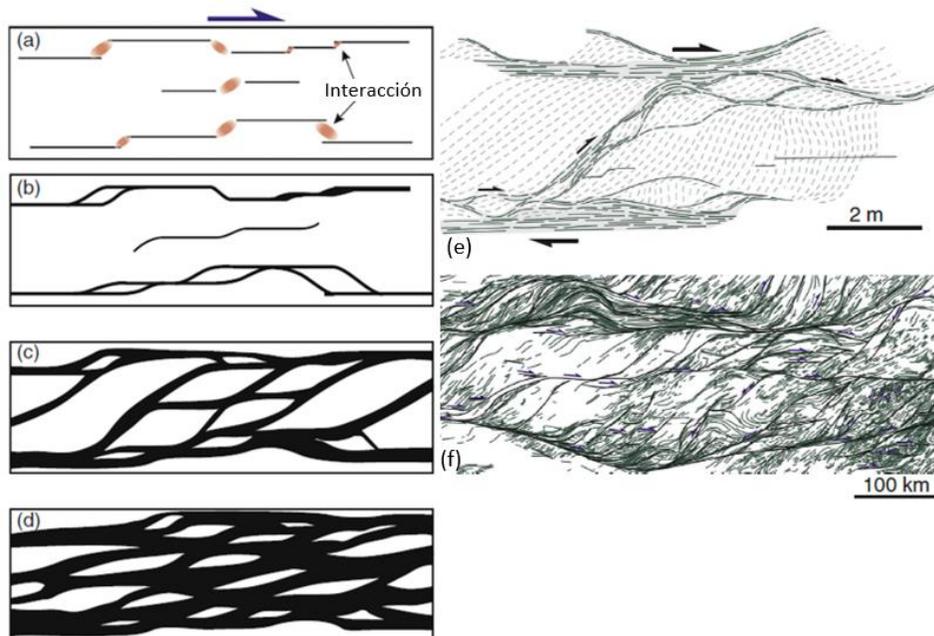


Figura A7. A la izquierda se muestra un esquema que muestra como ocurre el crecimiento de las zonas de cizalla en longitud al conectarse distintos segmentos (a y b) e iniciar la formación de una red anastomosada

de zonas de cizalla (c y d) (Fossen et al., 2016). Del lado derecho se observan dos zonas de cizalla de con distintos grados de desarrollo y a diferente escala. En (e) se observa un afloramiento de escala métrica en Cap de Creus, España (Fusseis et al., 2006), mientras que en (f) La zona de cizalla de Borbonera en Brasil de escala de cientos de km (Fossen et al., 2016).

Por otra parte, un tema debatido en el estudio de las zonas de cizalla es la variación del espesor durante su evolución. La disyuntiva de este tema se debe a que las zonas de cizalla tienden a ensancharse a medida que crecen, lo cual es contradictorio con la idea de que dentro de una zona de cizalla las rocas tienden a ablandarse y se favorece la localización de la deformación y la disminución del espesor. A continuación, se describen los cuatro modelos ideales utilizados para explicar los diferentes caminos de evolución que experimentan las zonas de cizalla, propuestos por: Means (1995).

Las zonas de cizalla de tipo 1 se caracterizan por incrementar su espesor hacia las paredes de la zona de cizalla dejando inactiva la parte central a medida que aumenta la deformación, (Figura A8a). Este tipo de zonas de cizalla se interpretan como el resultado del endurecimiento por deformación del núcleo. Al contrario, las zonas de cizalla de tipo 2, las cuales disminuyen su espesor a medida que incrementa la deformación, lo cual se ha asociado al ablandamiento por deformación y a la localización de la deformación (Figura A8b). Las zonas de cizalla de tipo 3 se caracterizan por mantener un espesor constante, lo cual se ha atribuido al confinamiento de la zona de cizalla en una capa preexistente más débil (Figura A8c). Finalmente, las zonas de cizalla de tipo 4 se caracterizan por incrementar su espesor durante la deformación sin dejar inactivo el núcleo (Figura A8d). Al estudiar zonas de cizalla naturales se debe considerar que estos son modelos ideales que se utilizan como referencia y en la naturaleza dependen de la tasa de endurecimiento y ablandamiento de las rocas por deformación y del número de vorticidad cinemática (Wk) (Vitale y Mazzoli, 2008).

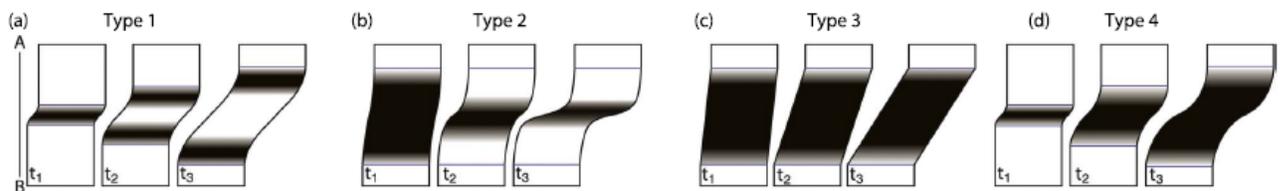


Figura A8. En esta figura se representan los cuatro modelos propuestos para explicar la evolución del espesor de una zona de cizalla a medida que acumula desplazamiento, los cuales presentan las siguientes características: a) el espesor incrementa, pero el núcleo se desactiva; b) el espesor disminuye; c) el espesor se mantiene constante; y d) el espesor incrementa sin desactivarse el núcleo. Fossen (2016).

Los dos fenómenos que ocurren durante la deformación y que determinan la evolución de una zona de cizalla son el ablandamiento, que favorece la formación de zonas de cizalla de tipo 2 y 4, y el

endurecimiento por deformación, el cual favorece la formación de zonas de cizalla de tipo 1 y 2. A continuación, se mencionan algunos procesos que favorecen ambos fenómenos en zonas de cizalla.

Algunos de los procesos que favorecen el ablandamiento por deformación son: (1) la reducción del tamaño de grano (Allison *et al.*, 1979); (2) la recristalización por migración de borde de grano (MBG), en donde cristales muy endurecidos son reemplazados por cristales nuevos y fáciles de deformar (Tullis *et al.*, 1990); (3) el crecimiento de nuevas fases minerales a partir del protolito, por ejemplo, el crecimiento de mica blanca y cuarzo a partir del feldespatos (Hippertt y Hongn, 1998); (4) el ablandamiento geométrico, el cual consiste en el desarrollo de una orientación preferencial cristalográfica de los minerales (Ji *et al.*, 2004); (5) el desarrollo de microfracturas por un incremento de fluido de poro (Rutter, 1976); (6) el desarrollo de bandas de cizalla (Ji *et al.*, 2004); y (7) el debilitamiento “hidrolítico”, asociado con la difusión de agua dentro de la red cristalina de los minerales (Luan y Patterson, 1992). Montési (2013), evaluó distintos parámetros que ocurren en zonas de cizalla y determinó que el factor que tiene un mayor rol en la localización de la deformación es la formación de redes interconectadas de fases débiles como filosilicatos y agregados de grano fino.

Por otra parte, los procesos que habilitan el endurecimiento de las rocas son: (1) la presencia de heterogeneidades dentro de la zona de cizalla, por ejemplo, el crecimiento de fases minerales más resistentes (Fossen *et al.*, 2016); (2) la acumulación de dislocaciones; (3) la deshidratación del núcleo de la zona de cizalla por migración de los fluidos; y (4) cambios en los mecanismos de deformación (Oliot *et al.*, 2010). Existen dos procesos que favorecen el ensanchamiento de las zonas de cizalla sin endurecimiento por deformación: 1) la interconexión de segmentos de zona de cizalla de manera lateral y 2) la interacción de los fluidos con las paredes de la zona de cizalla y la formación de filosilicatos (Finch *et al.*, 2016). En una misma zona de cizalla pueden existir segmentos que se comporten como zonas de cizalla de distintos tipos, por lo cual es necesario un estudio detallado para tener un mayor entendimiento de su evolución.

Mecanismos de deformación a escala de grano

Los mecanismos de deformación a escala de grano explican que ocurre a nivel microscópico con los minerales cuando estos acumulan deformación permanente. En este apartado se describen los mecanismos de deformación más comunes en zonas de cizalla dúctiles, los cuales permiten el

comportamiento plástico o viscoso de las rocas. Dichos mecanismos también son conocidos como mecanismos de deformación cristal-plástica.

La deformación cristal-plástica se asocia a la migración de los “defectos” que existen en las redes cristalinas de los minerales. Dichos defectos han sido clasificados como defectos de punto y defectos de línea o dislocaciones (Passchier y Trouw, 2005). Los defectos de punto son átomos que faltan o sobran en la red cristalina y son llamados vacantes e intersticiales respectivamente. Los defectos de línea se clasifican en dos tipos: dislocaciones de borde y dislocaciones de tornillo. Las primeras se deben a la presencia de un medio plano “extra” en la red cristalina, con un vector de desplazamiento resultante paralelo al plano de dislocación. Por otra parte, las dislocaciones de tornillo son aquellas en donde la red cristalina se encuentra desplazada una unidad de distancia con un vector resultante perpendicular al plano de la dislocación. Durante la deformación, se generan defectos nuevos continuamente en las redes cristalinas de los minerales (Passchier y Trouw, 2005).

El cambio de forma permanente de un mineral ocurre cuando hay un cambio en la posición relativa de los átomos que los constituyen. Esto ocurre mediante el desplazamiento de vacantes y dislocaciones dentro de la red cristalina, la deformación asociada a este proceso se conoce como deslizamiento de dislocaciones (*dislocation glide*) (Hull, 1975; Poirier, 1985; Passchier y Trouw, 2005). Las dislocaciones pueden moverse únicamente en direcciones y planos cristalográficos específicos, que en conjunto se conocen como sistemas de deslizamiento (Passchier y Trouw, 2005). La mayor parte de los minerales tienen distintos sistemas de deslizamiento. El sistema de deslizamiento que se activa durante la deformación depende de la orientación y magnitud del campo de esfuerzos y del esfuerzo de cizalla crítico resuelto (τ_c), particular de cada sistema de deslizamiento. Para que las dislocaciones se desplacen se debe rebasar el (τ_c) (Passchier y Trouw, 2005).

Durante la deformación intracristalina existen dos procesos mediante los cuales se inhibe el desplazamiento de las dislocaciones y los minerales tienden a “endurecerse”. El primer proceso ocurre cuando varios sistemas de deslizamiento se encuentran activos en un cristal y las dislocaciones que migran se interceptan formando un nudo, por lo cual su movimiento queda obstruido. El segundo mecanismo se conoce como *pinning* y ocurre en la interfaz entre dos fases minerales distintas en donde las dislocaciones no se pueden mover, al acumularse las dislocaciones el cristal se vuelve muy difícil de deformar. Existe también, un mecanismo que actúa en contra del endurecimiento y permite la deformación dúctil, este es la migración de vacantes a las líneas de

dislocación, lo cual permite que las dislocaciones “brinquen” un sitio bloqueado y continúen migrando. En conjunto, el deslizamiento de dislocaciones y el “brinco” de sitios bloqueados se conoce como el mecanismo de arrastre de dislocaciones. A continuación, se describen algunos de los principales mecanismos de deformación cristal-plástica que ocurren durante el desarrollo de una zona de cizalla.

Recristalización dinámica

Cada cristal dentro de una roca posee una “energía interna por distorsión”, la cual es mínima cuando un cristal está libre de dislocaciones. Durante la deformación, un cristal adquiere nuevas dislocaciones y aumenta su energía interna. Para reducir la energía interna de un mineral durante la deformación existen dos procesos: la recuperación y la migración de borde de grano, que en conjunto se conocen como recristalización dinámica (Passchier y Trouw, 2005).

La recuperación es el proceso mediante el cual las dislocaciones en un cristal se acumulan en redes planares, las cuales se conocen como bordes de subgrano. Estos bordes separan fragmentos de un mismo cristal conocidos como subgranos, los cuales rotan ligeramente y presentan orientaciones diferentes entre sí (Trepied et al., 1980). Por otra parte, la migración de borde de grano ocurre cuando existen dos cristales contiguos uno con más dislocaciones que el otro. En este caso, el cristal con menos dislocaciones crece a costa del cristal con más dislocaciones, desplazando el borde del grano. Como consecuencia, nuevos granos pequeños reemplazan a los cristales más viejos. En las zonas de cizalla, existen tres mecanismos de recristalización que operan durante la deformación, que se activan dependiendo de la temperatura, la tasa de deformación, el contenido de fluidos y el esfuerzo diferencial: (1) migración lobular del borde de grano, (2) rotación de subgrano y (3) migración del borde de grano, los cuales se explican a continuación.

La migración lobular de borde de grano (MLB), o *bulging* en inglés, es un mecanismo de deformación activo en condiciones de baja temperatura y alta tasa de deformación, y consiste en una migración de borde de grano entre dos cristales con diferente densidad de dislocaciones. El resultado es la formación de nuevos y pequeños granos independientes, libres de dislocaciones, en el contacto entre cristales (Figura A9; Baily y Hirsch, 1962; Stipp *et al.*, 2002). Los cristales viejos suelen presentar lamelas de exsolución, extinción ondulante o microfracturas y suelen estar rodeados de nuevos granos (Gifkins, 1976). El rango de temperatura en el cual actúa este mecanismo de deformación depende del mineral y de la fugacidad de agua en el sistema. Sin embargo, se ha

calibrado que para el cuarzo este rango de temperatura se encuentra entre 300 y 400°C (Stipp *et al.*, 2002).

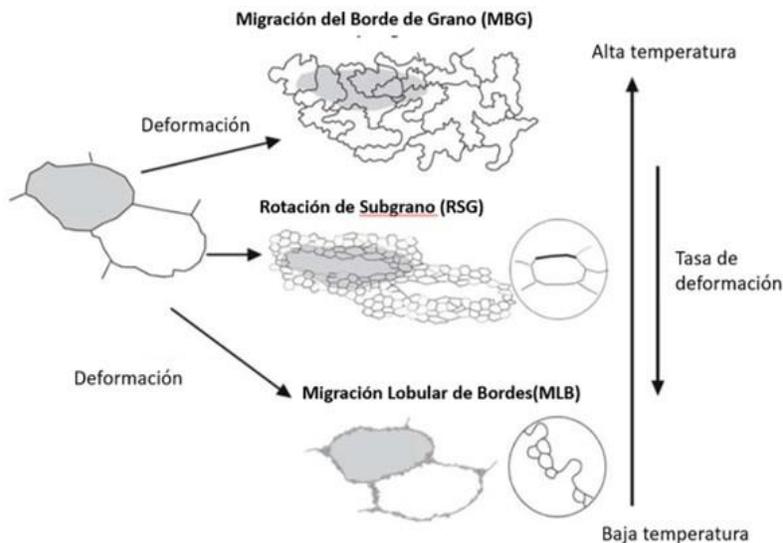


Figura A9. En este diagrama se muestran de manera esquemática los distintos mecanismos de deformación activos en zonas de cizalla.

A mayor temperatura y menor tasa de deformación, se favorece el mecanismo de recristalización por rotación de subgranos (RSG), el cual consiste en la acumulación de dislocaciones en bordes de subgranos (Passchier y Trouw, 2005). Posteriormente, los dos subgranos que se forman rotan uno con respecto al otro hasta alcanzar un ángulo de rotación tan grande que ya no se consideran subgranos. Los cristales originales adquieren una geometría elongada o en forma de listón, con varios subgranos elongados alrededor (Figura A9), y en algunas ocasiones pueden ser completamente reemplazados por subgranos (Passchier y Trouw, 2005). Para el cuarzo se ha estimado que el rango en el que este mecanismo de deformación se activa es entre 400 y 500 °C (Stipp *et al.*, 2002).

Por último, a altas temperaturas y bajas tasa de deformación el mecanismo de deformación que opera es la recristalización por migración del borde de grano (MBG). En este caso, la migración del borde de grano de cristales con pocas dislocaciones puede incluso consumir granos y enteros para disminuir la cantidad de dislocaciones (Guillopé y Poirier, 1979; Urai *et al.*, 1986; Stipp *et al.*, 2002). Los cristales resultantes presentan bordes lobulados o ameboides y el tamaño de grano es variable, aunque por lo general tiende a ser más grueso (Figura A9). Para el cuarzo, se ha estimado que el rango de temperatura en que este mecanismo de deformación está activo es de 500 a 700 °C (Stipp *et al.*, 2002).

Finalmente, existe otro mecanismo de deformación que comúnmente opera en las zonas de cizalla cuando los minerales se deforman a temperaturas mayores que sus temperaturas de fusión y cuando el tamaño de grano es reducido. Este mecanismo de deformación se conoce como arrastre por difusión (AD) o *diffusion creep* en inglés. Este mecanismo tiene dos componentes que actúan de manera simultánea: la transferencia de masas por difusión a escala de grano (TMD) y el deslizamiento de borde de grano (DBG). La TMD consiste en la migración de vacantes a través de la red cristalina y en los bordes de grano (Wheeler, 1992). Mientras que el DBG ocurre en agregados de grano fino cuando los cristales pueden deslizarse uno al lado del otro, dicho proceso es conocido como flujo granular (Langdon, 1995). En el caso de que los granos que se están deformando por flujo granular tengan un tamaño entre 1 y 10 μm y la tasa de deformación sea muy alta, se utiliza el término de deformación superplástica (Rutter *et al.*, 1994).

Geoquímica aplicada al análisis de zonas de cizalla

Uno de los objetivos de la geología estructural es conocer las condiciones de presión, temperatura y fluidos bajo las cuales se desarrollaron las estructuras. En este apartado se menciona el rol de los procesos geoquímicos en el desarrollo de zonas de cizalla y la aplicación de los modelos termodinámicos en su estudio.

Las milonitas pueden ser consideradas rocas metamórficas debido a que existen cambios en la mineralogía y textura del protolito. Comúnmente, los factores que determinan los cambios en la mineralogía son cambios de presión y temperatura y la presencia y composición de fluidos. Sin embargo, se ha demostrado que el metamorfismo en zonas de cizalla ocurre bajo condiciones isobáricas e isotérmicas (Gonclaves *et al.*, 2012). Por lo tanto, se ha propuesto que el motor de los cambios mineralógicos durante el desarrollo de una zona de cizalla está más bien asociado con cambios en la composición química del sistema debido a la interacción de las rocas con los fluidos y su posterior reequilibrio (Goncalves *et al.*, 2012).

Para estudiar los cambios de composición química que ocurren en las zonas de cizalla diversos autores (Yonkee *et al.*, 2003; Bialek, 1999; Hippert, 1998; Oliot *et al.*, 2014) han realizado cálculos de transferencia de masas en gradientes de deformación. El método consiste en tomar muestras a lo largo de un gradiente de deformación, luego se miden los elementos mayores y finalmente se realizan cálculos de balance de masas entre las rocas más deformadas y las menos deformadas. Con los cálculos obtenidos se puede establecer en que elementos está enriquecida y empobrecida la

porción más deformada de la zona de cizalla. Los elementos que se han reportado que se “enriquecen” en la zona de mayor deformación son los elementos inmóviles Fe, Mg, Mn y Ca, mientras que los elementos que más comúnmente se pierden son los elementos móviles Na, K, Si y Al.

En un estudio realizado por Goncalves *et al.* (2012) en un gradiente de deformación en rocas graníticas, se observó que al pasar de las rocas menos deformadas a las más deformadas ocurren dos reacciones: (1) el feldespato, la epidota y la biotita reaccionan al aumentar la cantidad de MgO para formar mica blanca, cuarzo y albita; y (2) la biotita, la epidota y la albita reaccionan al disminuir el CaO para formar clorita.

Orientación preferencial cristalográfica del cuarzo

La orientación preferencial cristalográfica de un mineral se refiere a la posición de sus ejes cristalográficos con respecto a un sistema de referencia de tres dimensiones: IPF-X, IPF-Y e IPF-Z. En rocas que presentan foliación y lineación, el eje IPF-X corresponde con la dirección de máxima cizalla, es decir, es paralelo a la lineación, el eje IPF-Y es perpendicular a la lineación y a la foliación, y el eje IPF-Z es paralelo a la lineación y perpendicular a la foliación.

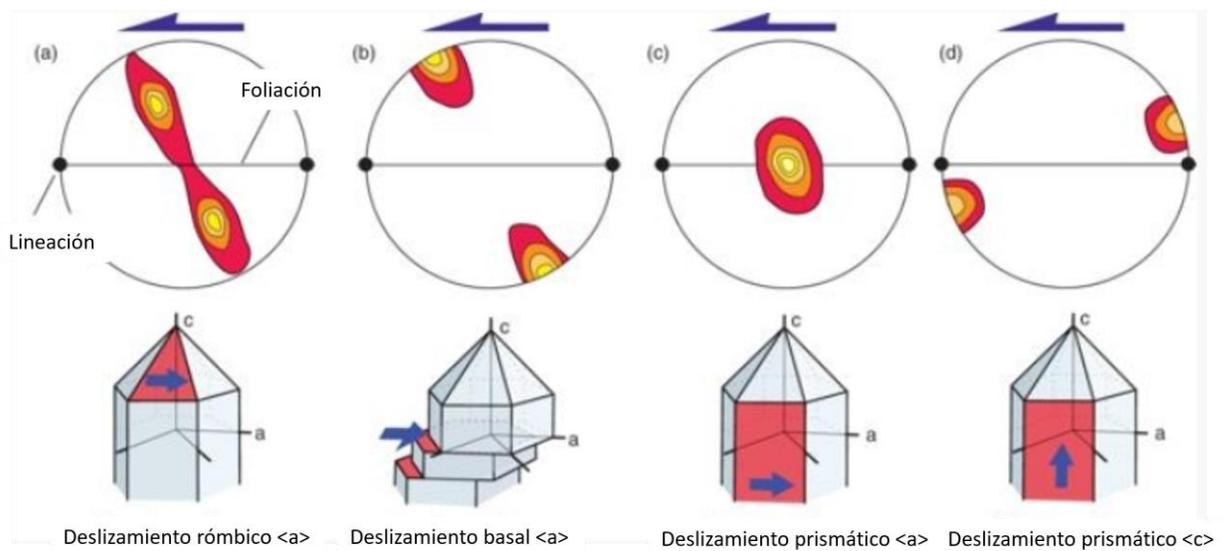


Figura A.10. Sistemas de deslizamiento del cuarzo (abajo) y su interpretación a partir de estereogramas que muestran la orientación preferencial del eje cristalográfico $\langle c \rangle$ (arriba). Modificado de Fossen (2016).

En rocas no deformadas, los granos de una misma fase mineral no suelen presentar una orientación preferencial cristalográfica, su orientación suele ser aleatoria. Sin embargo, durante la deformación cristal-plástica, se activan diferentes sistemas de deslizamiento a través de los cuales las dislocaciones son arrastradas. Los sistemas de deslizamiento corresponden con planos

cristalográficos del mineral y se activan solo aquellos que requieren poca energía para permitir el arrastre de dislocaciones. Debido a esto, durante la deformación asistida por el arrastre de dislocaciones, los ejes cristalográficos de los minerales son reorientados en una dirección preferencial en función del sistema de deslizamiento activo durante la deformación (Prior, 1999). Los sistemas de deslizamiento activos pueden interpretados en función de la fase mineral, la temperatura, la tasa de deformación, la distorsión interna acumulada, la disponibilidad de fluidos, el esfuerzo diferencial, la cinemática de la deformación y su coaxialidad (Heilbronner y Tullis, 2006).

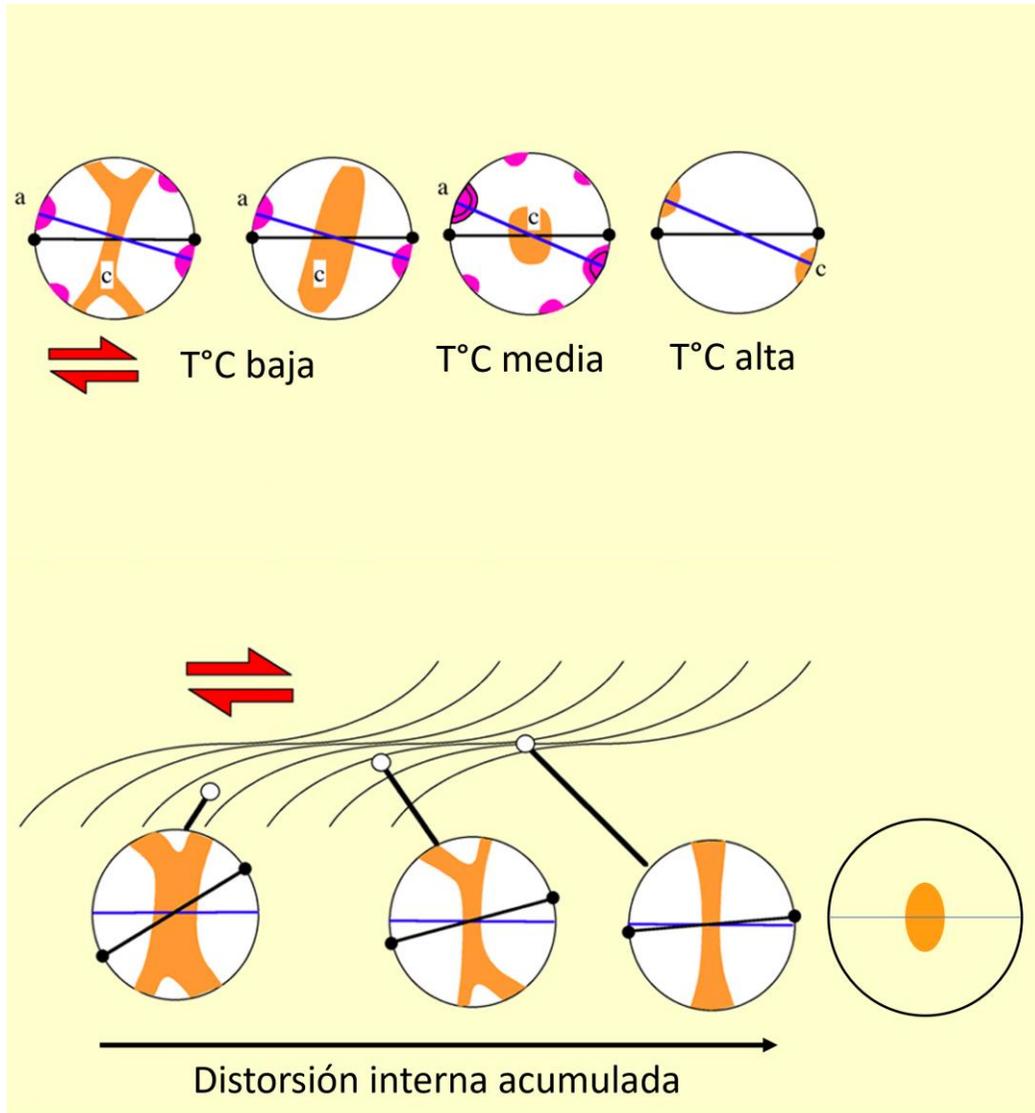


Figura A.11. Sistemas de deslizamiento del cuarzo interpretados con respecto a la temperatura de deformación (arriba) y a la distorsión interna acumulada (abajo). Modificacda de Passchier y Trouw (2023).

El cuarzo es la fase mineral que más estudiada y constreñida debido a su abundancia, por lo cual, es común estimar la orientación preferencial cristalográfica de esta fase en la interpretación de los mecanismos de deformación. Lo que se obtiene son estereogramas en donde cada uno muestra la orientación de un eje cristalográfico para cada uno de los granos de una fase mineral en la muestra. En cada estereograma se realiza un diagrama de polos que muestra la orientación preferencial de cada eje cristalográfico. En el caso del cuarzo se utilizan los ejes cristalográficos $\langle c \rangle$ y $\langle a \rangle$. (Heilbronner y Tullis, 2006).

De manera general, en el cuarzo existen cuatro orientaciones que se pueden formar en función de los sistemas de deslizamiento activos durante la deformación y para interpretarlos se suelen obtener y analizar los estereogramas correspondientes al eje $\langle c \rangle$ del cuarzo (Fossen, 2016). Los cuatro sistemas se ilustran en la Figura A10 y son los siguientes: 1) sistema basal (paralelo al eje IPF Y), 2) sistema rómbico, 3) sistema prismático paralelo al eje a, y 4) sistema prismático paralelo al eje c del cuarzo (Heilbronner y Tullis, 2006). A medida que incrementa la temperatura y/o la distorsión interna se activan los diferentes sistemas de deslizamiento en el orden en que se enumeraron, siendo el sistema basal el que corresponde a las condiciones de deformación de menor temperatura y menor distorsión acumulada y el sistema prismático paralelo al eje $\langle c \rangle$ el de mayor temperatura y distorsión acumulada como se ilustra en la Figura A11.

Existen distintos métodos para realizar la estimación, siendo el más común el *EBSD (electron backscatter diffraction)* o difracción de electrones retrodispersados. Este método utiliza un microscopio electrónico de barrido con un detector de electrones retrodispersados con el cual se obtienen patrones de bandas para cada grano, las cuales se interpretan en función de la orientación preferencial cristalográfica del cristal (Prior, 1999).

Referencias

- Alsop GI, H. R. (2004). The geometry and topology of natural sheath folds: a new tool for structural analysis. *Journal of Structural Geology* 26, 1561-1589.
- Álvarez-Gómez, J. A., Meijer, P. T., Martínez-Díaz, J. J., & Capote, R. (2008). Constraints from finite element modeling on the active tectonics of northern Central America and the Middle America Trench. *Tectonics*, 27.
- Andreani, L., & R., G. (2016). Geomorphic analysis of transient landscapes in the Sierra Madre de Chiapas and Maya Mountains (northern Central America): implications for the North American–Caribbean–Cocos plate boundary. *Earth Surface Dynamics*.
- Andreani, L., Pichon, X. L., Rangin, C., & Martínez-Reyes, J. (2008). The southern Mexico block: main boundaries and new estimation for its Quaternary motion. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 209-223.
- Austrheim, H. (1987). Eclogitization of lower crust granulites by fluid migration through shear zones. *Earth Planet. Sci. Lett.* 81, 221-232.
- Authemayou, C., Brocard, G., Teyssier, C., Simon-Labric, T., Guttiérrez, A., Chiquín, E. N., & Morn, S. (2011). The Caribbean-North America-Cocos Triple Junction and the dynamics of the Polochic-Motagua fault systems: Pull-up and zipper models. *Tectonics*, 30(3).
- Baily, J. &. (1962). The recrystallization process in some polycrystalline metals. *Bulletin of the Royal Society of London A* 267, 11-30.
- Bak, J. K. (1975). A major shear zone within the. *Tectonophysics*, 191-209.
- Basil Tikoff, M. d. (1997). Transpressional shearing and strike-slip partitioning in the Late Cretaceous Sierra Nevada magmatic arc, California. *Tectonics*.
- Bell, T. H. (1973). Microstructure of mylonites and their descriptive terminology. *Lithos* vol. 6, 337-348.
- Bercovici, D. &.p.-d. (2012). Mechanisms for the generation of plate tectonics by two-phase grain-damage and pinning. *Phys. Earth Planet Inter.*, 27-58. .
- Berthé, D. C. (1979). Orthogneiss, mylonite and non-coaxial deformation of granites: the example of the South American Shear Zone. *Journal of Structural Geology*, 31-42.
- Bialek, D. (1999). Chemical changes associated with deformation of granites under greenschist facies conditions: the example of the Zawido´w Granodiorite (SE Lusatian Granodiorite Complex, Poland). *Tectonophysics* 303, 251-261.
- Blenkinsop, T. G. (1995). Geometry, classification and kinematics of S-C fabrics. *Journal of Structural Geology* 17, 397-408.
- Boffadossi, M., Coniglio, J., Maffini, M., Pinotti, L., Radice, S., D'Eramo, J., & Coniglio, J. (2021). Synkinematic interplay between felsic dykes and host rock mylonitization: how magmatism

- assists the formation of ductile narrow shear zones in the Sierra Chica de Córdoba, Argentina. *Journal of South American Sciences*, 1-18.
- Burkart, B. (1983). Neogene north American-Caribbean plate boundary across Northern Central America: Offset along the polochic fault. *Tectonophysics*, 99(2-4), 251-270.
- Burlini, L. (2000). Fabric and seismic properties of Carrara marble mylonite. *Phys. Chem. Earth* 25, 133-139.
- Campa-Uranga, M. F. (1983). Tectono-Stratigraphic terranes and mineral resource distributions in Mexico. *Canadian Journal of Earth Sciences* 26, 1040-1051.
- Cisneros de León, Weber, González-Guzmán (2017). Grenvillian massif-type anorthosite suite in Chiapas, Mexico: Magmatic to polymetamorphic evolution of anorthosites and their Ti-Fe ores. *Precambrian Research* 295, 203-226.
- Choukroune, D. G. (1987). Shear criteria and structural symmetry. *Journal of Structural Geology*, Volume 9, Issues 5-6, 525-530.
- Cobbold, P. R. (1980). Development of sheath folds in shear zones. *Journal of Structural Geology* 2, 119-126.
- Cooper, K. (2017). What Does a Magma Reservoir Look Like? The “Crystal's-Eye” View. *Elements*, 13, Cooper, Kari.
- DeMets, C., Jansma, P., Mattioli, G. S., Dixon, T. H., Farina, F., Bilham, R., . . . Mann, P. (2000). GPS constraints on Caribbean-North America plate motion. *Geophys. Res. Lett.*, 27, 437-440.
- Ellis, C. D.-S.-C. (2019). GPS constraints on deformation in northern Central America from 1999 to 2017, Part 2: Block rotations and fault slip rates, fault locking and distributed deformation. *Geophysical Journal International*, Volume 218, 729-754.
- Estrada-Carmona, J., Weber, B., Martens, U., & 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, 1918-1943.
- Finch, A. A. (1999). The causes and petrological significance of cathodoluminescence emissions from alkali feldspars. *Contribution to Mineralogy and Petrology* 135, 234-243.
- Fossen, H., & Cavalcante, G. C. (2016). Shear zones - A review. *Earth Science Reviews*, 434-455., 434-455.
- Franco, A. E.-C. (2009). Seismicity and crustal structure of the Polochic-Motagua fault system area (Gua-temala). *Seismol. Res. Lett.*, 80, 977-984.
- Gapais D., B. P. (1987). Bulk kinematics from shear zone patterns: some field examples . *Journal of Structural Geology*, 9 , 635 - 646.
- García-Palomo, A., Macías, J. L., Arce, J. L., Mora, J. C., Hughes, S., Saucedo, R., . . . Layer, P. (2006). Geological evolution of the Tacaná Volcanic Complex, México-Guatemala. *GSA SPECIAL PAPERS: Volcanic Hazards in Central America*.

- Garnier, B., Tikoff, B., Flores, O., Jicha, B., DeMets, C., Cosenza-Muralles, B., . . . Hernandez, W. (2020). An integrated structural and GPS study of the Jalpatagua fault, southeastern Guatemala. *Geosphere*.
- Gifkins, R. C. (1976). Grain boundary sliding and its accommodation during creep and superplasticity. *Metal Trans. A* 7A, 1225-1232.
- Goncalves, P., Oliot, E., Marquer, D., & Connolly, J. A. (2012). Role of chemical processes on shear zone formation: an exaple from the Grimsel metagranodiorite (Aar massif central Alps). *Journal of Metamorphic Geology*, 703-722.
- Goncalves, P., Poilvet, J. C., Oliot, E., Trap, P., & Marquer, D. (2016). How does shear zone nucleate? An example from the Suretta nappe (Swiss Eastern Alps). *Journal of Structural Geology*, 166-180.
- Gordon, M. B., & W. R., M. (1994). Rotation of the Chortís block causes dextral slip on the Guayape fault. *Tectonics*, 13, 858-872.
- Gueydan, F. L. (2003). Analysis of continental midcrustal strain localization induced by reaction softening and microfracturing. *J. Geophys. Res.* 108, 2064.
- Gueydan, F., Leroy, Y. M., Jovilet, L., & Agard, P. (2003). Analysis of continental midcrustal strain localization induced by. *JOURNAL OF GEOPHYSICAL RESEARCH, VOL. 108,,* 1-17.
- Guillopé, M. &. (1979). Dynamic recrystallization during creep of single-crystalline halite: an experimental study. *J Geophys Res* 84, 5557-5567.
- Guzmán-Speziale, M., & Meneses-Rocha, J. (2000). The North America-Caribbean plate boundary west of the Motagua-Polochic fault system: A fault jog in Southeastern Mexico. *Journal of South American Earth Sciences*, 459-468.
- Hanmer, S. (1988). Great Slave Lake Shear Zone, Canadian Shield: reconstructed vertical profile of a crustal-scale fault zone. *Tectonophysics*, 245-264.
- Hanmer, S. W. (1995). Modest movements, spectacular fabrics in an intracontinental deep-crustal strike-slip fault: Striding-Athabasca mylonite zone, NW Canadian Shield. *Journal of Structural Geology*, 17, 493-507.
- Hartwig, G. (1925). Praktisch-geologische Beschreibung des Kalisalzbergwerkes "Rössing-Barnten" bei Hildesheim. *Jber NiedersächsGeol.* 24, 1-74.
- Heilbronner, R. and Tullis, J. 2006, Evolution of c axis pole figures and grain size during dynamic recrystallization: results from experimentally sheared quartzite. *Journal of Geophysical Research* 111: doi: 10.1029/2005jb004194.
- Hippert, J. (1998). Breakdown of feldspar, volume gain and lateral mass transfer during mylonitization of granitoid in a low metamorphic grade shear zone. *Journal of Structural Geology* v. 20,, 175-193.
- Hippert, J. R.-S. (2001). Quartz plastic segregation and ribbon development in high-grade striped gneisses. *Journal of Structural Geology*, 67- 80.

- Hippertt, J. F. (1998). Deformation mechanisms in the mylonite/ultramylonite transition. *J Struct Geol* 20, 1435–1448.
- Hobbs, B. E. (1976). *An outline at structural geology*. Nueva York: Wiley.
- Hooper, R. J. (1988). Mylonites from the Towaliga fault zone, central Georgia: products of heterogeneous non-coaxial deformation. *Tectonophysics*, v.15, 1-17. .
- Hull, D. (1975). *Introduction to dislocations*. Oxford: Pergamon Press.
- Hutton, S. C. (1988). The brittle-plastic transition and the depth of seismic faulting. *Geol. Rdsch* 77, 319- 328. .
- Ingles, J. L. (1999). Nucleation of ductile shear zones in a granodiorite in ductile green schists facies conditions, Nouvelle Massif. *Journal of Structural Geology*, 555-576.
- Ji, S. J. (2004). Strain softening and microstructural evolution of anorthite aggregates and quartz-anorthite layered composites deformed in torsion. *Earth Planet Sc Lett* 222, 301-320.
- Johnson MC, R. M. (1989). Experimental calibration of the aluminum-in-hornblende geobarometer with application to Long Valley caldera (California) volcanic rocks. *Geology* 17, 837-841.
- Johnson, K. R. (1984). *Geology of the Gualán and southern Sierra de las Minas quadrangles, Guatemala. Ph.D. thesis*. Binghamton, EUA: State University of New York.
- Keppie, J., & Morán-Zenteno, D. (2005). Tectonic implications of alternative Cenozoic reconstructions for southern Mexico and the Chortis Block. *International Geology Review*, 47(1), 473-491.
- Kurz GA, N. C. (2008). Structural analysis of mylonitic rocks in the Cougar Creek Complex, Oregon-Idaho using the porphyroclast hyperbolic distribution method, and potential use of SC' — extensional shear bands as quantitative vorticity indicators. *J Struct Geol* 30, 1005–1012.
- L. Tokle, G. H. (2023). The effect of muscovite on the microstructural evolution and rheology of quartzite in general shear. *Journal of Structural Geology*, Volume 169.
- Lafrance, B. &. (1988). *Coupled mass transfer and microfracturing*. In Snoke A, Tullis J, Todd VR *Fault related rocks – a photographic atlas*. New Jersey: Princeton University.
- Langdon, T. (1995). The characteristics of superplastic-like flow in ceramics. Bradt RC (ed) *Plastic deformation of ceramics*. Bradt RC (ed) *Plastic deformation of ceramics*, 251-268.
- Lapworth, C. (1885). The highland controversy in British geology. *Nature* 32, 558–559.
- Le Maitre, R.W. (Editor), A. S. (2002). *Igneous Rocks a Classification and Glossary of Terms*. Cambridge, United Kingdom: Cambridge University Press.
- Leon, R., Perez, R., Solari, L., Hernandez, G., Solé Viñas, J., Solis, G., & Hernandez, T. (2007). Tectonic Significance of Cretaceous to Tertiary Magmatic and Structural Evolution of the Northern Portion of the Xolapa Complex, Tierra Colorada-Acapulco Area, Southern Mexico. *Geological Society of America Bulletin*. 119.

- Lister, G. S. (1979). Fabric development in shear zones: theoretical controls and observed phenomena. *Journal of Structural Geology*, 283-297.
- Lister, G. S. (1984). S-C mylonites. *Journal of Structural Geology*, 617-638.
- Luan, F. C. (2001). Preparation and deformation of synthetic aggregates of quartz. *J Geophys Res* 97, 301-320.
- Malfait, B., & Dinkelmann, M. (1972). Circum-Caribbean Tectonic and Igneous Activity and the Evolution of the Caribbean Plate. *Geological Society of America Bulletin*, 83(9), 251–272.
- Mancktelow, N. (2002). Finite-element modelling of shear zone development in viscoelastic materials and its implications for localization of partial melts. *Journal of Structural Geology*, 1045-1053.
- Means, W. D. (1995). Shear zones and rock history. *Tectonophysics*, 157-160.
- Meneses-Rocha, J. (2001). Tectonic evolution of the Ixtapa graben, an example of a strike-slip basin of southeastern Mexico: Implications for regional petroleum systems. *AAPG Memoir*. 75., 183-216.
- Michail, M. R. (2021). Digital image correlation data from analogue modelling experiments addressing magma emplacement along simple shear and transtensional fault zones. *GFZ Data Services*. .
- MJ Pawley, W. C. (2002). The development of contrasting structures during the cooling and crystallisation of a syn-kinematic pluton. *Journal of Structural Geology*, 24, 469-483.
- Molina Garza, R. S., Geissman, J. W., Peña Alonso, T., Aranda Gómez, J., & Wawrzyniec, T. (2021). Structural Setting, Paleomagnetism, and Magnetic Fabric of Miocene Plutons in a Transpressional Sinistral Shear Zone, Tonalá, Chiapas, Mexico: Evidence of Shortening during magma emplacement. *Tectonics*, 1-34.
- Molina-Garza, R. S., Geissman, J. W., Wawrzyniec, T. F., Peña Alonso, T. A., Iriondo, A., Weber, B., & 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), 257-274.
- Montesi, L. ((2013)). Fabric development as the key for forming ductile shear zones and enabling plate tectonics. *Journal of Structural Geology*, 254-266. .
- Montesi, L. (2013). Fabric development as the key for forming ductile shear zones and enabling plate tectonics. *Journal of Structural Geology*, 254-266.
- Morán-Zenteno, D. J., Martiny, B. M., Solari, L., Mori, L., Luna-González, L., & González-Torres, E. A. (2018). Cenozoic magmatism of the Sierra Madre del Sur and tectonic truncation of the Pacific margin of southern Mexico. *Earth-Science Reviews*, 183, 85-114.
- Morgan, J. P., Ranero, C. R., & Vannucchi, P. (2008). Intra-arc extension in Central America: Links between. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 272, 365-371.

- MW, S. (1992). Amphibole composition in tonalite as a function of pressure; an experimental calibration of the Al-in-hornblende barometer. *Contrib Mineral Petrol* 110, 304–310.
- Neves, S. P., Vauchez, A., & Archanjo, C. J. (1995). Shear zone-controlled magma emplacement or magma-assisted nucleation of shear zones? Insights from northeast Brazil. *Tectonophysics*, 349-364.
- O'Connor, J. (1965). A classification for quartz-rich igneous rocks based on feldspar ratios. *US Geological Survey Prof. magmatism and metamorphism of previously depleted crust.*, 79–84.
- Oliot, E. &. (2010). Role of plagioclase and reaction softening in a metagranite shear zone at mid-crustal conditions (Gotthard Massif, Swiss central Alps). *Journal of Metamorphic Geologic*, 849-871.
- Oliot, E. G. (2014). Mid-crustal shear zone formation in granitic rocks: Constraints from quantitative textural and crystallographic preferred orientations analysis. *Tectonophysics*, 63-80.
- Oriolo, S. W. (2018). Geochronology of Shear zones - A review. *Earth Science Reviews*, 665-683.
- Ortega-Gutiérrez, F., Elías-Herrera, M., Morán-Zenteno, D. J., Solari, L., Weber, B., & Luna-González, L. (2018). The pre-Mesozoic metamorphic basement of Mexico, 1.5 billion years of crustal evolution. *Earth Science Reviews*, 2-37.
- Passchier, C. &. (2016). Shear zone junctions: Of zippers and freeways. *Journal of Structural Geology*. 95.
- Passchier, C. (1986). Flow in natural shear zones - the consequences of spinning flow regimes. *Earth Planet Sci.* , 70-80.
- Passchier, C. W. (1986). Porphyroclast systems as kinematic indicators. *Journal of Structural Geology*, 831-844.
- Passchier, C. W. (1986). Porphyroclast systems as kinematic indicators. *Journal of Structural Geology*, 831-844.
- Passchier, C. W. (2005). *Microtectonics*. Berlin: Springer. .
- Pennacchioni, G. &. (2018). Small scale ductile shear zones: Neither extending, nor thickening, nor narrowing. *Earth Science Review*, 1-12.
- Pennacchioni, G. (2005). Control of the geometry of precursor brittle structures on the type of ductile shear zone in the Adamello tonalites, Southern Alps (Italy). *J. Struct. Geol.* 27, 627-644.
- Pennacchioni, G. (2005). Control of the geometry of precursor brittle structures on the type of ductile shear zone in the Adamello tonalites, Southern Alps (Italy). *J. Struct. Geol.* 27, 627-644.
- Pennacchioni, G. &. (2007). Nucleation and initial growth of a shear zone network within compositionally and structurally heterogeneous granitoids under amphibolite facies conditions. *Journal of Structural Geology*, 777-791.

- Pindell, J. L., Cande, S., Pitman, W. C., Rowley, D. B., Dewey, J. F., Labrecque, J., & Haxby, W. (1988). A plate-kinematic framework for models of Caribbean evolution. *Tectonophysics, Volume 155, Issues 1–4*, 121-138.
- Plafker, G. (1976). Tectonic aspects of the Guatemala earthquake of 4 February 1976. *Science*, 93, 1201-1208.
- Porier, J. P. (1985). *Creep of crystals: high-temperature deformation processes in metals, ceramics and minerals*. Cambridge: Cambridge University Press.
- Prior, D.J. et al., 1999, The application of electron backscatter diffraction and orientation contrast imaging in the SEM to textural problems in rocks. *American Mineralogist* 84: 1741–1759.
- Ramberg, H. (1975). Particle paths, displacement and progressive strain applicable to rocks. *Tectonophysics*, 1-37. .
- Ramsay, J. G. (1967). *Folding and fracturing of rocks*. Nueva York: McGraw-Hill.
- Ramsay, J. G. (1970). Strain variation in shear belts. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 786-813.
- Ramsay, J. G. (1980). Shear zone geometry: A review. *Journal of Structural Geology*, 83-99.
- Ramsay, J. G., & Allison, I. (1980). Structural analysis of shear zones in a deformed granite from the Pennine zone, Swiss Alps. *Journal of Structural Geology, Vol. 2, N.*
- Ratschbacher, L., Franz, L., Min, M., Bachmann, R., Martens, U., Stanek, K., . . . Bock, P. (2009). The North American-Caribbean Plate boundary in Mexico-Guatemala-Honduras. *Geological Society Special Publication*, 328, 219–293.
- Richard Styron, J. G.-P. (2020). CCAF-DB: the Caribbean and Central American active fault database. *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.*, 20, 831–857.
- Ridolfi F, R. A. (2010). Stability and chemical equilibrium of amphibole in calc-alkaline magmas: an overview, new thermobarometric formulations and application to subduction-related volcanoes. *Contrib Mineral Petrol* 160, 45-66.
- Riedel, W. (1929). Zur mechanik geologischer brucherscheinungen. *Zentralblatt fur Mineralogie, Geologie und Paleontologie*, 354-368.
- Rodriguez, M. C. (2009). A GPS and modelling study of deformation in northern Central America. *Geophys. J. Int.*, 178, 1733-1754.
- Rogers, R. D. (2007). Transtensional deformation of the western Caribbean-North America plate. *Geol. Soc. Am. Spec. Paper*, 428, 37-64.
- Ross, M. I., & Scotese, C. R. (1988). A hierarchical tectonic model of the Gulf of Mexico and Caribbean region. *Tectonophysics*, 155(1–4), 139-168.
- Rui Yang, D. J. (2019). Constrictional Strain and Linear Fabrics as a Result of Deformation Partitioning: A Multiscale Modeling Investigation and Tectonic Significance. *Tectonics*.

- Rutter, E. H. (1994). Preferred crystallographic orientation development during the plastic and superplastic flow of calcite rocks. *Journal of Structural Geology*, 1431-1446.
- Sánchez-Barreda, L. A. (1981). *Geological*. Austin, Texas: The University of Texas at Austin.
- Sanderson, D. &. (1984). Transpression. *Journal of Structural Geology*, 449-458.
- Schaaf, P., Weber, B., Weis, P., Gross, A., Köhler, H., Ortega-Gutiérrez, F., & Weis, P. (2002). The Chiapas Massif (Mexico) revised: New geologic and isotopic data for basement characteristics. *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie - Abhandlungen*. 225, 1-23.
- Sibson, R. H. (1977). Fault rocks and fault mechanics. *Journal of the Geological Society of London*, 191-212.
- Simpson, C. &. (1993). Strain and kinematics analysis in general shear zones. *Journal of Structural Geology*, 1-20.
- Spry, A. (1969). *Metamorphic textures*. Oxford: Oxford Press.
- Stipp, M. &. (2003). The recrystallized grain size piezometer for quartz. *Geophysical Research Letters*. 30.
- Stipp, M. S. (2002). The eastern Tonale fault zone: a “natural laboratory” for crystal plastic deformation of quartz over a temperature range from 250 to 700 °C. *Journal of Structural Geology*, 1861-1884.
- Stipp, M. S., Heilbronner, R., & Schmid, S. M. (2002). The eastern Tonale fault zone: a “natural laboratory” for crystal plastic deformation of quartz over a temperature range from 250 to 700 °C. *Journal of Structural Geology*, 1861-1884.
- Tikoff, B. &. (1993). Simultaneous pure and simple shear: the unified deformation matrix. *Tectonophysics*, 267-283.
- Tolson, G. (2005). La falla Chacalapa en el sur de Oaxaca. *Bol. Soc. Geol. Mex vol.57 no.1*.
- Tommasi, A. V. (1994). Magma-assisted strain localization in an orogen-parallel transcurrent shear zone of southern Brazil. *Tectonics*, 13(2), 421– 437.
- Trepied, L. D. (1980). Subgrain boundaries in quartz: theoretical analysis and microscopic observations. *Phys. Chem. Miner.* 5, 201-218.
- Tullis, J. D. (1990). Ductile shear zones from brittle precursors in feldspathic rocks: the role of dynamic recrystallization. *Hobbs BE, Heard HC (eds) Mineral and rock deformation: laboratory studies. AGU, Geophys Monogr 56*, 67-81.
- Twiss, R. (1977). Theory and applicability of a recrystallized grain size paleopiezometer. *PAGEOPH* 115, 227–244.
- Urai, J. M. (1986). Dynamic recrystallization of minerals. Heard HC, Hobbs BE (eds) *Mineral and rock deformation: laboratory studies, the Paterson volume. Geophys. Monogr 36*, 161-200.
- Vauchez, A. T. (2012). Faults (shear zones) in the Earth’s mantle. *Tectonophysics*, 1-27.

- Vauchez, A. T. (2012). Faults (shear zones) in the Earth's mantle. . *Tectonophysics*, 1-27.
- Villagómez, C. S.-G. (2022). Tectono-sedimentary evolution of Southern Mexico. Implications for Cretaceous and younger source-to-sink systems in the Mexican foreland basins and the Gulf of Mexico. *Earth-Science Reviews*.
- Villagómez, D., & 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. *The Geological Society of America Special Paper*, 546(17), 1-18.
- Vitale, S. &. (2008). Heterogeneous shear zone evolution: the role of shear strain hardening/softening. *Journal of Structural Geology* 30, 1383-1395.
- Vitale, S. &. (2008). Heterogeneous shear zone evolution: the role of shear strain hardening/softening. *Journal of Structural Geology* 30, 1383-1395.
- Vitale, S. &. (210). Strain analysis of heterogeneous ductile shear zones based on the attitude of planar markers. *J STRUCT GEOL*. 32, 321-329.
- Weber, B., Iriondo, A., Premo, W. R., Hecht, L., & 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, 253-269.
- Weber, B., R., G.-G., R., M.-J., Cisneros de León, A., Martens, W., Solari, L., . . . Valencia, V. (2018). Late Mesoproterozoic to Early Paleozoic history of metamorphic basement from the southeastern Chiapas Massif Complex, Mexico, and implications for the evolution of NW Gondwana. *Lithos*.
- Weber, B., Valencia, V. A., Schaaf, P., Pompa-Mera, V., & Ruiz, J. (2008). Significance of provenance ages from the Chiapas Massif Complex (southeastern Mexico): redefining the Paleozoic basement of the Maya Block and its evolution in a peri-Gondwanan realm. *The Journal of Geology* 116, 619-639.
- Wheeler, J. (1992). Importance of pressure solution and Coble creep in the deformation of polymineralic rocks. *Journal of Geophysical Research*, 4579-4586.
- Whitmeyer, S. J. (2003). High strain-rate deformation fabrics characterize a kilometers-thick Paleozoic fault zone in the Eastern Sierras Pampeanas, central Argentina. *Journal of Structural Geology*, 25, 909-922.
- Witt, C., Brichau, S., & Carter, A. (2012). New constraints on the origin of the Sierra Madre de Chiapas (south Mexico) from sediment provenance and apatite thermochronometry. *Tectonics*, 31(6), 1-15.
- Witt, C., Rangin, C., Andreani, L., Olalez, N., & Martinez, J. (2012). The transpressive left-lateral sierra madre de chiapas and its buried front in the Tabasco plain (southern Mexico). *Journal of the Geological Society*, 169(2), 143-155.
- Xypolias, P. (2010). Vorticity analysis: a review of methods and applications. *Journal of Structural Geology*, 2072-2092.

Yonkee, A. W. (2003). Yonkee, A. W., Parry, W. A., & Bruhn, R. L. (2003). Relations between progressive deformation and fluid rock interaction during shear zone growth in a basement-cored thrust sheet, Sevier orogenic belt, Utha. *American Journal of Science* 303, 1-59.