



Universidad Nacional Autónoma de México
Instituto de Geología
Posgrado en Ciencias de la Tierra

Historia de la deformación de la margen oriental de la Plataforma Guerrero-Morelos.

T E S I S

Que para obtener el grado de:

Maestro en Ciencias de la Tierra

Presenta:

Daniel Ruiz Arriaga

Asesora:

Dra. Elisa Fitz Díaz
Instituto de Geología

Miembros del comité tutor:

Dr. Gilberto Silva Romo (Facultad de Ingeniería)
Dr. Gustavo Tolson Jones (Instituto de Geología)
Dr. Luigi Solari Lovati (Centro de Geociencias)
Dr. Michelangelo Martini (Instituto de Geología)



Universidad Nacional
Autónoma de México



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

Quiero agradecer a mi asesora, la Dra. Elisa Fitz Díaz, por su compromiso, apoyo y por compartir conmigo sus conocimientos en las aulas y en el campo. Sus grandes consejos y su perseverancia fueron una parte importante de mi formación personal y académica.

A mis sinodales por su gran ayuda, observaciones y enseñanzas, que enriquecieron de manera substancial este trabajo, los Doctores: Gilberto Silva, Gustavo Tolson, Luigi Solari y Michelangelo Martini.

A mi familia, mis padres María y Rodolfo, y mi hermana Claudia, por su incondicional apoyo y cariño. Gracias por ayudarme a seguir adelante en todos los aspectos.

A mi queridísima Diana Carolina por el amor y la ayuda que siempre me ha otorgado. El tiempo y la distancia nunca han sido un obstáculo para amarte.

A la Universidad Nacional Autónoma de México, el Posgrado en Ciencias de la Tierra y el Instituto de Geología, por darme la oportunidad y las herramientas necesarias para realizar una maestría, así como por ayudarme a realizar enriquecedores viajes al extranjero.

A los técnicos y académicos del Posgrado en Ciencias de la Tierra, cuyo apoyo hizo posible este trabajo: Consuelo Macías y Teodoro Hernández por la ayuda y paciencia durante la separación de minerales. Joaquín Aparicio por la enorme ayuda durante la laminación. Nora Ahuatzín, María Luisa, Gloria Alba, Araceli Chaman y Erika Ulloa por su amabilidad y apoyo con las cuestiones administrativas.

Al Dr. Fernando Ortega por sus grandes enseñanzas y ayuda durante mi formación académica. Al Dr. Alex Correa, por la ayuda con los modelos estadísticos. Al Dr. Mario Ramos por su amistad y conocimientos de la Suite Piaxtla. Y agradezco al Dr. Thierry Calmus por su ayuda con las edades de trazas de fisión.

Al Dr. Daniel Stockli de la Universidad de Austin en Texas, por su hospitalidad y apoyo con los fechamientos en circón y apatito; así como al Dr. Bernard Guest de la Universidad de Calgary por su hospitalidad y apoyo con los fechamientos de apatito.

A la pandilla de estructurólogos, por su gran ayuda y amistad: Maestro Rodrigo, Maestra Marisina, Maestro Rogelio, Ing. Fausto, y próximos ingenieros Adrián y Katya.

A los cuates del posgrado con quienes compartí campañas de campo, clases, estrés, cervezas, sonrisas, chismes y *bulling*: Jesús "Chucho" Salgado, Carlos Jaramillo, Miguel Cabrera, Carlos Luna, Ismael Luna, Luis Javier "Javis", Atzhíri, Isela, Brenda, Lizbeth, Hermes, Cristina, Mildred, Carlitos, Mario Boisseauneau "Wasa", Urenia, Miguelón "Pantalón", emérito Dr. César Aguilar, Alexia, Cecilia, Huong, Edith, Arturo y Francisco.

Esta tesis se desarrolló con ayuda del proyecto Conacyt 240662, junto con el apoyo del *GSA 2016 Research Grant* de la Sociedad Geológica de América (*Geological Society of America*). Agradezco al Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología por otorgarme una beca de maestría.

Historia de la deformación de la margen oriental de la Plataforma Guerrero-Morelos

Índice

Resumen	1
Abstract	2
Capítulo 1. Introducción	3
1.1. Ubicación geográfica	5
1.2. Antecedentes	6
1.2.1. Historia del estudio de la margen oriental de la Plataforma Guerrero-Morelos	6
1.3. Marco tectónico	7
1.4. Estratigrafía local	9
1.4.1. Paleozoico	9
1.4.2. Jurásico	12
1.4.3. Cretácico	13
1.4.4. Cenozoico	16
1.5. Geología estructural	17
1.5.1. Deformación en cinturones de pliegues y cabalgaduras	17
1.5.2. Estructuras regionales	18
Capítulo 2. Problemática y objetivo de estudio	22
2.1. Planteamiento del problema	22
2.2 Hipótesis	22
2.3. Objetivo	23
Capítulo 3. Metodología	24
3.1. Trabajo de campo	24
3.1.1. Revisión bibliográfica	24
3.1.2. Campañas de campo	25
3.2. Análisis de laboratorio	26
3.2.1. Preparación de muestras	26
3.2.2. Análisis de (U-Th)/He	27
3.2.3. Fechamiento doble He-Pb	31
3.2.4. Modelado Inverso	32
Capítulo 4. Resultados	33
4.1. Mapa Geológico	33
4.2. Secciones estructurales	33
4.2.1 Sección A-A'	35
4.2.1.1. Cabalgadura de Papalutla	35
4.2.1.2. Deformación en el Litodema Cosoltepec	36
4.2.1.3. Deformación en la Formación Zicapa	38
4.2.1.4. Deformación en la Formación Morelos	39
4.2.1.5. Deformación en la dacita Los Laureles	41
4.2.1.6. Deformación en las Formaciones Balsas y Oapan	42
4.2.2. Sección B-B'	43
4.2.2.1. Zona de Cizalla La Encinera	43
4.2.2.2. Deformación en el litodema Coacalco	44
4.2.2.3. Deformación en el litodema Tlanipatla	46
4.2.2.4. Deformación en el litodema Cuatlaxtecoma	47
4.2.3. Sección C-C'	48
4.2.3.1. Deformación en el granitoide Teticic	48

4.2.3.2. Deformación en la Formación Cualac	49
4.3. Edades de enfriamiento (U-Th)/He	51
4.4. Fechamiento doble de la Formación Cualac	61
4.5. Modelado inverso de edades de enfriamiento	62
Capítulo 5. Interpretación de los resultados	67
5.1. Historia térmica de las secciones estructurales	67
5.1.1. Historia térmica de la sección A-A'	67
5.1.2. Historia térmica de la sección B-B'	72
5.1.3. Historia térmica de la sección C-C'	73
5.2. Historia de exhumación somera de la margen oriental de la Plataforma Guerrero-Morelos.	75
Capítulo 6. Conclusiones	77
Referencias	78
Anexo I	88
Fechamiento U-Pb de la Formación Cualac	
Anexo II	90
Petrografía	
Anexo III	107
Marco teórico	
III.1 Fundamentos de la termocronología	107
III.1.1. Decaimiento radiactivo	107
III.1.2. Temperatura de cierre	109
III.2 Termocronología de (U-Th)/He	110
III.2.1. Fundamento del método	110
III.2.2. Eyección alfa	111
III.2.3. Difusión	113
III.2.4. Zona de retención parcial	115
III.2.5. Daño por radiación	116
III.2.6. Interpretación de perfiles de edad	118
III.3. Fechamiento doble He-Pb	121
III.4. Termocronómetros	123

Índice de figuras

Figura 1.1. Localización del área de estudio y poblados más cercanos.	5
Figura 1.2. Ubicación de la Plataforma Guerrero-Morelos y sus límites tectónicos.	8
Figura 1.3. Mapas geológicos de la margen oriental de la Plataforma Guerrero-Morelos y la parte occidental del Complejo Acatlán.	10
Figura 1.4. Columna estratigráfica del área de estudio y relaciones de contacto entre las unidades litoestratigráficas.	15
Figura 1.5. Imagen satelital de los elementos fisiográficos principales de México y de las estructuras del CPCM.	18
Figura 1.6. Estructuras geológicas mayores del área de estudio.	19
Figura 1.7. Vista panorámica del Río Papalutla.	20
Figura 1.8. Espectro de ^{40}Ar - ^{39}Ar de edad aparente de muscovita perteneciente a la Zona de Cizalla La Encinera.	21
Figura 3.1. Esquema de la metodología seguida en este trabajo.	24
Figura 3.2. Ubicación de muestras para termocronología de baja temperatura.	25
Figura 3.3. Proceso de separación de circones y apatitos.	26
Figura 3.4. Fotomicrografías de cristales aptos para análisis de termocronología.	27
Figura 3.5. Ejemplos de validación de resultados.	29
Figura 3.6. Modelo de mezcla Gaussiana.	30
Figura 4.1. Mapa geológico de la margen oriental de la Plataforma Guerrero-Morelos.	34
Figura 4.2. Mapa sintético de las localidades estudiadas.	35
Figura 4.3. Cabalgadura de Papalutla.	36
Figura 4.4. Descripción de estructuras, fotomicrografías, y diagramas estereográficos del Litodema Cosoltepec.	37
Figura 4.5. Descripción de estructuras y diagramas estereográficos de la Formación Zicapa.	39
Figura 4.6. Fotomicrografía de muestras de la Formación Zicapa.	39
Figura 4.7. Descripción de estructuras y diagramas estereográficos de la Formación Morelos.	40
Figura 4.8. Descripción de estructuras, fotomicrografías, y diagramas estereográficos de la dacita Los Laureles.	41
Figura 4.9. Descripción de estructuras y diagrama estereográfico de la Formación Oapan.	42

Figura 4.10. Distribución espacial de litologías y muestras en la sección A-A'.	42
Figura 4.11. Descripción de estructuras, fotomicrografías, y diagramas estereográficos de la Zona de Cizalla La Encinera.	44
Figura 4.12. Descripción de estructuras, fotomicrografías, y diagramas estereográficos del litodema Coacalco.	45
Figura 4.13. Descripción de estructuras, fotomicrografías, y diagramas estereográficos del litodema Tlanipatla.	46
Figura 4.14. Descripción de estructuras, fotomicrografías, y diagramas estereográficos del litodema Cuatlaxtecoma.	47
Figura 4.15. Distribución espacial de litologías y muestras en la sección B-B'.	48
Figura 4.16. Descripción de estructuras y diagramas estereográficos del granitoide Teticic.	49
Figura 4.17. Descripción de estructuras, fotomicrografía y diagramas estereográficos de la Formación Cualac.	50
Figura 4.18. Distribución espacial de litologías y muestras en la sección C-C'.	51
Figura 4.19. Edades de enfriamiento de los circones de las muestras Zic01 y Zic03	52
Figura 4.20. Edades de enfriamiento de los circones de las muestras Aca02 y Aca07.	53
Figura 4.21. Edades de enfriamiento de los circones de las muestras Aca04 y Aca14.	54
Figura 4.22. Edades de enfriamiento de los circones y apatitos de las muestra Aca51.	55
Figura 4.23. Edades de enfriamiento de los circones de las muestras MIL30 y LAC01.	56
Figura 4.24. Edades de enfriamiento de los circones de las muestras TLA04 y GRT03.	57
Figura 4.25. Edades de enfriamiento de los circones de las muestras CTX02 y TOM07.	58
Figura 4.26. Edades de enfriamiento de los apatitos de las muestras Zic01 y Aca14.	59
Figura 4.27. Edades de enfriamiento mostradas en un contexto geológico.	60
Figura 4.28. Gráfico de abundancia de circones de la Formación Cualac.	61
Figura 4.29. Gráfico de concordia de la muestra de la Formación Cualac.	61
Figura 4.30. Resultados del fechamiento doble He-Pb de la muestra de la Formación Cualac.	62
Figura 4.31. Resultados del modelado inverso de la muestra Zic01.	63
Figura 4.32. Resultados del modelado inverso de la muestra Zic03.	63
Figura 4.33. Resultados del modelado inverso de la muestra Aca02.	64
Figura 4.34. Resultados del modelado inverso de la muestra Aca07.	64

Figura 4.35. Resultados del modelado inverso de la muestra MIL30.	64
Figura 4.36. Resultados del modelado inverso de la muestra LAC01.	65
Figura 4.37. Resultados del modelado inverso de la muestra TLA04.	65
Figura 4.38. Resultados del modelado inverso de la muestra CTX02.	65
Figura 4.39. Resultados del modelado inverso de la muestra GRT03.	66
Figura 4.40. Resultados del modelado inverso de la muestra TOM07.	66
Figura 4.41. Resultados del modelado inverso de la muestra Aca51.	66
Figura 5.1. Trayectorias térmicas de las muestras asociadas al Litodema Cosoltepec.	68
Figura 5.2. Trayectorias térmicas de las muestras de la Formación Zicapa.	69
Figura 5.3. Trayectoria térmica de la dacita Los Laureles.	70
Figura 5.4. Distribución espacial y temperatura relativa de las muestras de la sección A-A'.	72
Figura 5.5. Trayectorias térmicas de las muestras de la sección B-B'.	72
Figura 5.6. Distribución espacial y temperatura relativa de las muestras de la sección B-B'.	73
Figura 5.7. Trayectorias térmicas de las muestras de la sección C-C'.	74
Figura 5.8. Distribución espacial y temperatura relativa de las muestras de la sección C-C'.	74
Figura 5.9. Trayectorias térmicas de las rocas de la margen oriental de la Plataforma Guerrero-Morelos.	76

Resumen

La Plataforma Guerrero-Morelos (PGM) es un elemento paleogeográfico cretácico que se formó sobre el límite entre los terrenos Guerrero y Mixteco. El límite oriental de la PGM está definido por la Cabalgadura de Papalutla (CP), una estructura regional con orientación NE-SW que sobrepone litologías contrastantes: a) rocas metamórficas paleozoicas del Complejo Acatlán (CA), cuyas estructuras metamórficas muestran una dirección de transporte hacia el oeste; y b) rocas sedimentarias cretácicas de la PGM, cuyas estructuras de piel delgada muestran una dirección de transporte hacia el este. En el bloque de techo de la CP, las rocas del CA están distribuidas en escamas paralelas con orientación NE-SW con distinto grado metamórfico: 1) el Litodema Cosoltepec cuya facies es de sub-esquistos verde; y 2) litodemas en facies de esquistos azul a anfibolita de la Suite Piaxtla. Estos ensamblajes metamórficos están separados por una zona de cizalla del Missisipico, la Zona de Cizalla La Encinera (ZCLE), cuya cinemática inversa indica una dirección de transporte hacia el oeste. Considerando el paralelismo entre la ZCLE y la CP, así como la sobreposición de estructuras frágiles sobre dúctiles, es probable que la ZCLE se reactivara como falla junto con la CP.

Con el fin de comprender la historia de actividad de la CP y fallas asociadas, se realizó un análisis estructural detallado a través de tres secciones que incluyeron rocas de la margen oriental de la PGM y del CA. Para constreñir la edad del último episodio de actividad de la CP se recolectaron muestras de rocas con circones y apatitos para fecharlas utilizando termocronología de baja temperatura. Se recolectaron y analizaron un total de trece muestras: Dos en lavas de la Formación Zicapa en el bloque de piso de la CP; tres muestras del Litodema Cosoltepec en el bloque de techo de la CP; cinco muestras en las rocas de la Suite Piaxtla en el bloque de techo de la ZCLE, una muestra de la base del conglomerado de la Formación Cualac, ubicado sobre la Suite Piaxtla, y una muestra de un intrusivo paleocénico emplazado a lo largo de la ZCLE. Los análisis de (U-Th)/He en apatitos y circones, y el modelado inverso de sus edades, tienen como propósito comparar las edades de enfriamiento de las rocas de la margen oriental de la PGM y asociarlas a eventos tectónicos del sur de México.

En el bloque de piso, las muestras de la lava Zicapa tienen edades de 106 y 80 Ma, indicando una edad de restauración térmica parcial (no superaron los 200°C). Adicionalmente, la edad de (U-Th)/He en apatito de 19 Ma sugiere enfriamiento posterior por debajo de 50°C. En el bloque de techo de la CP, el Litodema Cosoltepec tiene edades de 98, 80 y 66 Ma, en donde la edad más joven corresponde a alteración térmica por la intrusión de cuerpos ígneos en el área. Mientras que las rocas de la Suite Piaxtla tienen edades entre 89 y 75 Ma y los circones de la base de la Formación Cualac tienen una edad de 84 Ma. Estas edades en conjunto, sugieren que las rocas del CA y de la Formación Cualac fueron sepultados hasta rebasar los 160°C, y fueron después exhumadas entre 98 y 78 Ma. Estas edades de enfriamiento sugieren un importante episodio de exhumación del CA a través de la CP y la reactivada ZCLE, lo cual permitió que las rocas se enfriaran por debajo de los 160°C, es decir, se desplazaran verticalmente más de un km. No obstante, la variación de edades entre las muestras, implica exhumación diferencial de las escamas tectónicas que conforman al CA.

El episodio de levantamiento mayor de la CP documentado en este trabajo con termocronología, ocurrió entre el Turoniano y Campaniano, y no en el Paleógeno, como se ha reportado en la literatura. Dicho episodio, postdata el desarrollo de plataformas carbonatadas en la región y coincide con las edades de depósito de la turbidita de la Formación Mezcala al oriente de la PGM, la cual contiene circones detríticos procedentes del CA. El levantamiento más importante del CA, coincide con el primer y mayor episodio de deformación del Orógeno Mexicano del Cretácico-Paleógeno, y no con sus estadios finales, como se consideraba previamente.

Abstract

The Guerrero-Morelos Platform (GMP) is a paleogeographic element formed over the limit between the Guerrero and Mixteco terrains. The western margin of the GMP is defined by the Papalutla Thrust (PT), a NE-SW regional structure that overlaps contrasting lithologies: a) Paleozoic metamorphic rocks of the Acatlán Complex (AC), whose metamorphic structures show a westward transport direction; and b) cretaceous sedimentary rocks of the GMP, whose thin skin structures show an eastward transport direction. On the PT's headwall, the AC rocks are set in parallel NE-SW tectonic scales with different metamorphic grade: 1) the low grade Cosoltepec Lithodeme; and 2) the blueschist to amphibolite grade Piaxtla Suite. These metamorphic rocks are divided by a Mississippian shear zone, the La Encinera Shear Zone (LESZ), whose kinematics shows a westward transport direction. Considering the parallelism between the LESZ and the PT, as well as the overlap of fragile structures over ductile ones, it is probable that the LESZ was reactivated as a fault along with the PT.

In order to understand the activity history of the PT and its related faults, a structural analysis was performed through three cross sections that included rocks from the western margin of the GMP and the AC. With the aim of constraining the age of the last activity episode of the PT, zircon and apatite bearing samples were collected so they could be dated using low temperature thermochronology. A total of thirteen samples were collected and analyzed: two samples from the Zicapa Formation lava in the PT's footwall; three samples from the Cosoltepec Lithodeme in the PT's headwall; five samples from the Piaxtla Suite in the LESZ's headwall; a sample from the base of the Cualac Formation, located above the Piaxtla Suite; and a sample from a Paleocene intrusive emplaced along the LESZ. The analyses performed, apatite and zircon (U-Th)/He dating and inverse modeling of ages, were intended to compare the cooling ages of the western margin of the GMP with each other and relate them to mayor tectonic events of southern Mexico.

On the PT's footwall, the Zicapa samples have cooling ages of 106 and 80 My, showing a partially reset age (they did not reached 200°C). Additionally, the 19 My He apatite age suggests a later cooling below 50°C. On the PT's headwall, the Cosoltepec Lithodeme ages vary between 98, 80 and 66 My, from which the youngest corresponds to partial resetting caused by the emplacement of intrusive bodies. On the other hand, the Piaxtla Suite ages, on the LESZ's headwall, range between of 89 to 75. And finally, the zircon grains ages of the Cualac Formation are 84 My old. All these ages suggest that the AC and the Cualac Formation rocks were buried until they exceeded 160°C, and were later exhumed between 98 and 78 My. The cooling ages suggest an important exhumation episode of the AC through the PT and the LESZ, that allowed the cooling of the rocks below the closing temperature due to vertical motion of more than one kilometer. Nevertheless, the age differences between samples indicate differential exhumation of the tectonic scales that form the AC.

The mayor exhumation episode of the PT, recorded in this work by using low temperature thermochronology, happened through the Turonian-Conacian, in contrast with the Paleogene age previously reported in literature. This episode occurred after the region's calcareous platform development and matches with the depositional ages of the Mezcala Formation turbidite on the western part of the GMP, which contains detrital zircons of the AC. The most important exhumation episode of the AC matches with the first and mayor deformation episode of the Cretaceous-Paleogene Mexican Orogen, and not with its last episodes, as it was thought before.

1. Introducción

Las cadenas montañosas son rasgos geomorfológicos de gran extensión en la superficie terrestre, y son formadas por la convergencia de placas tectónicas en eventos geológicos conocidos como orogenias. Estas orogenias ocurren por la colisión o subducción de placas tectónicas oceánicas y continentales (Dewey y Horsfield, 1970), y sus características son influenciadas por la geometría y competencia reológica de las placas involucradas (Garzanti *et al.*, 2007). Cuando una placa oceánica subduce por debajo de una placa continental, considerables volúmenes de roca se acumulan y acortan la margen de la placa continental (Garzanti *et al.*, 2007) formando prismas acrecionales sobre la placa oceánica (Dickinson, 1974; Dickinson y Seely, 1977). Hacia el antepaís, las rocas se transportan y deforman en la dirección de la subducción formando cinturones orogénicos sobre la placa continental (Dickinson y Snyder, 1978). El acortamiento de la cubierta sedimentaria, en la periferia continental del cinturón orogénico se expresa como una provincia de topografía elevada caracterizada por pliegues y cabalgaduras, conocida como Cinturón de Pliegues y Cabalgaduras (Dickinson y Seely, 1977; Chapple, 1978). Dichos cinturones tienen una gran importancia en la historia de una región, ya que la deformación de las rocas y el incremento en la topografía modifican aspectos locales como el clima y la erosión; así como la distribución de recursos naturales, como petróleo o yacimientos epitermales, importantes para el ser humano.

Dentro de los cinturones de pliegues y cabalgaduras se han observado dos estilos de deformación: deformación de piel delgada y deformación de piel gruesa. La deformación de piel delgada se caracteriza por fallas inversas de bajo ángulo que permiten la imbricación de escamas tectónicas formadas por rocas sedimentarias, o metamórficas de bajo grado. Dichas fallas se conectan a una zona de despegue basal que comúnmente se localiza en rocas poco competentes sobre el basamento cristalino al que sobreyacen (Pfiffner, 2006). Ejemplos de deformación de piel delgada son el Orógeno Sevier (Armstrong, 1968; Yonkee, 1992) ubicado en EUA, y las Rocallosas Canadienses (Bally *et al.*, 1966; Price, 1981). La deformación de piel gruesa se caracteriza por fallas inversas de alta inclinación que cortan toda la corteza superior, y posiblemente la inferior, deformando a la cubierta sedimentaria y al basamento cristalino (Pfiffner, 2006). Un ejemplo de este estilo de deformación es la Provincia de Transpaís de Wyoming (Eardley, 1963) en EUA. Estos estilos de deformación pueden ocurrir en diferentes intervalos de tiempo y en diferentes localidades durante un mismo orógeno (Roeder, 1983; Fitz-Díaz, 2010), y pueden presentar localmente estructuras predominantemente de piel delgada cortadas por estructuras de piel gruesa, como en varias porciones del Orógeno Mexicano del Cretácico-Paleógeno (Fitz-Díaz *et al.*, 2017), dicho orógeno era anteriormente conocido como la continuación sur del Orógeno Laramide (Dickinson y Snyder, 1978).

Debido a la proximidad con la superficie, además de la deformación interna, es común que otros procesos sean involucrados, como el levantamiento superficial, la erosión y, como resultado de estos dos últimos, la exhumación de rocas (Omar *et al.*, 1994; Gallagher *et al.*, 1998; Reiners y Brandon, 2006; Gavillot *et al.*, 2010). Estos procesos describen el movimiento de las rocas en la corteza a través del tiempo y ayudan a comprender la evolución del relieve y la exhumación de

rocas de niveles más profundos a la superficie. El levantamiento superficial describe el movimiento vertical de la superficie terrestre respecto a un punto de referencia, como el nivel del mar (England y Molnar, 1990). Cuando este proceso ocurre, la topografía se eleva y expone a las rocas a diferentes condiciones de intemperismo, haciéndolas más susceptibles a la erosión. Dicha erosión consiste en la remoción superficial de masa del relieve mediante la interacción de procesos físicos y químicos (England y Molnar, 1990), los cuales son comúnmente dominados por el clima y la tectónica. La relación entre la evolución tectónica de una región y la evolución del relieve ha sido estudiada en varios trabajos, incluyendo aquellos de Omar *et al.* (1994), Gallagher *et al.* (1998), Reiners *et al.* (2003), Stockli *et al.* (2003), Makshev *et al.* (2009), Gavillot *et al.* (2010), en diferentes escenarios geológicos.

Para entender la historia de deformación y exhumación en un orógeno se necesita considerar el registro sedimentario de cuencas y marcadores estratigráficos, involucrados en la deformación. Sin embargo, hay ocasiones en que estos elementos no están disponibles o no constriñen de manera precisa toda una sucesión de rocas o un intervalo de interés. Una reciente aproximación utilizada para solucionar este problema es el uso de la termocronología de baja temperatura en rocas de basamento o en cuencas detríticas, la cual permite constreñir edades de enfriamiento y relacionarlas con la exhumación de rocas durante eventos tectónicos (Balestrieri *et al.*, 2003).

La termocronología es la disciplina que estudia la historia térmica de una roca o mineral, apoyándose en el registro evolutivo de un sistema radio-isotópico contenido en un mineral (Berger y York, 1981; Reiners *et al.*, 2005a). Este registro isotópico depende de la temperatura, ya que las variaciones térmicas controlan la tasa de difusión de los isótopos acumulados dentro de un mineral (Dodson, 1973). Por ejemplo, la acumulación de He radiogénico derivado del decaimiento de U y Th en circones y apatitos, ocurre por debajo de los 160°C para circón y 70°C para apatito respectivamente (Reiners *et al.*, 2005a). La difusión del He es controlada por la temperatura, la cual a su vez es controlada por procesos de deformación y erosión. Y a través de esta indirecta relación, la termocronología de baja temperatura puede ser utilizada para reconstruir la historia térmica de la corteza superior durante procesos tectónicos. (Balestrieri *et al.*, 2003; Ehlers y Farley, 2003; Reiners *et al.*, 2005a).

En este trabajo se utilizaron dos sistemas de termocronología de baja temperatura para comprender la historia térmica de una estructura cortical en una porción del Orógeno Mexicano del Cretácico-Paleógeno en el sur de México (Fitz-Díaz *et al.*, 2017). Los sistemas utilizados fueron (U-Th)/He en apatito, cuya temperatura de cierre es de 60 a 80°C (Farley, 2000); y (U-Th)/He en circón, cuya temperatura es de 160 a 200°C (Reiners *et al.*, 2004), dependiendo de la tasa de enfriamiento. Se utilizaron dos sistemas isotópicos con diferentes temperaturas de cierre que permiten analizar un intervalo de exhumación de las rocas entre dos y seis kilómetros de profundidad (asumiendo un gradiente térmico de 25°C/km).

Los métodos previamente descritos se aplicaron a un transecto a través de la Cabalgadura de Papalutla, la cual es una estructura kilométrica de piel gruesa que pone en contacto a rocas metamórficas paleozoicas, de bajo grado, del Complejo Acatlán sobre rocas cretácicas

sedimentarias de la Plataforma Guerrero-Morelos. Dicha estructura acusa un desfase estratigráfico y térmico entre las rocas del bloque de techo y bloque de piso. A pesar de la importancia de esta estructura, con marcadores estratigráficos que acusan un desplazamiento vertical del bloque de techo de al menos tres kilómetros, se desconoce la edad de su actividad.

Para explicar el salto estratigráfico entre las unidades de la Plataforma Guerrero-Morelos y el Complejo Acatlán, se realizó un estudio sobre la actividad de la Cabalgadura de Papalutla a partir de observaciones de campo, análisis de datos estructurales y termocronología de baja temperatura en los bloques de piso y techo de la Cabalgadura de Papalutla, con el objetivo de delimitar una edad inicial de exhumación del Complejo Acatlán relativa a la de las rocas de la Plataforma Guerrero-Morelos y compararla con otros eventos tectónicos del sur de México.

1.1. Ubicación geográfica

La zona de estudio se localiza en la parte nororiental del estado de Guerrero, en los municipios de Atenango del Río, Copalillo y Olinalá; así como en el municipio de Ixcamilpa de Guerrero, Puebla (Fig. 1.1). El área está delimitada por el par de coordenadas $18^{\circ}04'31.57''$ N, $99^{\circ}0'19.02''$ W y $17^{\circ}53'36.91''$ N, $98^{\circ}45'56.17''$ W, y abarca cerca de 500 km^2 . Los poblados más importantes en el área de estudio son Copalillo, Ixcamilpa y Olinalá.

Para llegar a esta zona desde la Ciudad de México, se toma la carretera Cuernavaca-Chilpancingo hasta llegar a la caseta de cobro No. 102 Paso Morelos, en donde se toma la salida hacia Atenango del Río para continuar por la carretera hasta llegar al poblado de Papalutla.

Fisiográficamente, la zona de estudio se localiza en la Sierra Madre del Sur. La altitud mínima es de 600 m.s.n.m. en el cauce del Río Papalutla, afluente del Río del Balsas, y la altitud máxima es de 1950 m.s.n.m. en el Cerro Tomatepec.



Figura 1.1. Localización del área de estudio y poblados más cercanos.

1.2. Antecedentes

1.2.1. Historia del estudio de la margen oriental de la Plataforma Guerrero-Morelos

La Plataforma Guerrero-Morelos (PGM) o Cuenca Morelos-Guerrero (Ontiveros-Tarango, 1973) es un elemento regional paleogeográfico formado por un sistema de plataformas calcáreas cretácicas depositadas parcialmente sobre rocas metamórficas del Paleozoico y sucesiones volcánicas del Cretácico (De-Cserna *et al.*, 1994; Elias-Herrera *et al.*, 2000, Martini *et al.*, 2011; Campa-Uranga *et al.*, 2017). Este elemento paleogeográfico cubre el límite entre tres terrenos tectonoestratigráficos: el Terreno Mixteco al oriente, el Terreno Guerrero al occidente y el Terreno Xolapa al sur (Campa-Uranga y Coney, 1983). La estratigrafía, estructuras geológicas y contenido paleontológico de la PGM y su límite con el Terreno Mixteco han sido ampliamente estudiados. En este apartado, se hace una breve recopilación de los estudios relacionados con las rocas de la margen oriental de la PGM, los cuales se describen de manera cronológica.

El primer estudio de la PGM fue realizado por Carl Fries en 1960, quien cartografió y describió las unidades litológicas y estructuras geológicas al sur de la Cuenca de México, en el estado de Morelos, Guerrero y parte de Puebla. Posteriormente se realizaron estudios por la Universidad Nacional Autónoma de México (Bolívar, 1963; Crespo-Hernández, 1963; Dávila-Alcocer, 1974) y el Instituto Politécnico Nacional (Nájera-Garza, 1965; Olea-Gomezcaña, 1965); en los cuales se detallaron algunas de las sucesiones sedimentarias de la parte central de la PGM.

Por otro lado, en el Terreno Mixteco, Ortega-Gutiérrez realizó en 1978 el estudio pionero sobre la estratigrafía del Complejo Acatlán. En este trabajo, Ortega dividió al Complejo Acatlán en los Subgrupos Acateco y Petlancingo, con base en trabajos anteriores (Aguilera, 1897; Ordoñez, 1906) y observaciones de campo.

En 1980, De-Cserna y colaboradores realizaron uno de los trabajos más importantes del área, en el cual cartografiaron y describieron detalladamente las rocas de la margen oriental de la PGM y de la margen occidental del Complejo Acatlán. Adicionalmente, describen la sobreposición de las rocas paleozoicas del Complejo Acatlán sobre las rocas cretácicas de la PGM a través de la Cabalgadura de Papalutla. Dichos autores realizaron una de las primeras distinciones de facies metamórficas de la margen occidental del Complejo Acatlán.

En 1998, el Servicio Geológico Mexicano realizó la cartografía de detalle de la PGM en las cartas geológicas de Cuernavaca (Rivera-Carranza *et al.*, 1998) y Chilpancingo (Campa-Uranga *et al.*, 1998), donde se describen las estructuras de primer y segundo orden, y se muestran discretas relaciones de corte entre las estructuras de la PGM y del Complejo Acatlán. Adicionalmente, las cartas geológicas muestran continuidad de las rocas calcáreas de la PGM sobre el Complejo Acatlán.

En 2001, Fitz-Díaz, realiza un estudio estructural de la parte oriental de la PGM para su tesis de licenciatura, donde ella cartografía y analiza las estructuras de la cubierta sedimentaria y una pequeña parte del Complejo Acatlán. En este trabajo, Fitz-Díaz (2001) describe con mayor detalle

la Cabalgadura de Papalutla y le asigna una edad paleocénica con base en la estratigrafía y las relaciones de corte con las estructuras de la PGM. La edad propuesta por Fitz-Díaz para la Cabalgadura de Papalutla es posteriormente apoyada por García-Díaz (2004) y por los modelos analógicos de Cerca-Martínez (2004). En todos estos trabajos se asocia a la Cabalgadura de Papalutla al Orógeno Laramídico (Cretácico Temprano-Paléogeno Temprano). Estudios posteriores de la PGM (Aguilera-Franco y Hernández-Romano, 2004; Omaña y Alencáster, 2009; Sierras-Rojas y Molina-Garza, 2014; Ramírez-García, 2016) se enfocaron principalmente en la descripción más detallada de la estratigrafía de las unidades cretácicas, estructuras cenozoicas que deforman de la traza de la falla de Papalutla (Hernández-Marmolejo, 2010); así como la propuesta de una cinemática sinistral de la CP a partir de la correlación estratigráfica de rocas de la PGM con rocas del Bloque Chortis en Honduras (Silva-Romo, 2008).

En el Complejo Acatlán, los estudios complementarios de Ortega *et al.* (1999) ayudan a definir a la Suite Piaxtla (Ramírez-Espinosa, 2001) como el miembro alóctono del Subgrupo Acateco, con base en sus facies de alto grado de metamorfismo, las cuales comprenden facies de esquisto azul, anfibolita y eclogita. Posteriormente, se hacen trabajos complementarios de cartografía, fechamientos isotópicos de U-Pb y ^{40}Ar - ^{39}Ar de litodemas e interpretaciones geológicas de la Suite Piaxtla (Meza-Figueroa *et al.*, 2003; Talavera-Mendoza *et al.*, 2005; Keppie *et al.*, 2006; Ortega-Obregón *et al.*, 2009; Ramos-Arias *et al.*, 2011), así como reclasificación de unidades litoestratigráficas (Keppie *et al.*, 2006; Nance *et al.*, 2007; Ramos-Arias *et al.*, 2008; Keppie *et al.*, 2010; Helbig *et al.*, 2012; Keppie *et al.*, 2012).

Finalmente, en el 2010 en el área que comprende este trabajo, Ramos-Arias y Keppie definen a la Zona de Cizalla La Encinera como la estructura que sobrepone a las rocas ordovícicas de la Suite Piaxtla sobre la metapelita y metapsamita del litodema devónico Cosoltepec. En el 2011, Ramos-Arias *et al.* complementaron los estudios de la Zona de Cizalla La Encinera y la Suite Piaxtla mediante un análisis estructural y fechamientos isotópicos, con el fin de precisar el desarrollo tectono-térmico de las rocas con facies metamórficas de alta presión, y su relación con las rocas del litodema Cosoltepec y la Falla La Encinera, llegando a la conclusión de que esta asociación de rocas y estructuras forman parte de un canal de subducción.

1.3. Marco tectónico

México está formado por un mosaico de bloques litosféricos que han sido clasificados como terrenos tectono-estratigráficos (Campa-Uranga y Coney, 1983; Sedlock *et al.*, 1993). Estos terrenos, delimitados por fallas corticales o por discontinuidades estratigráficas mayores (diferencias en edad y/o litología que no pueden ser fácilmente explicadas por cambios de facies o inconformidades), tienen basamentos cristalinos cuyas características e historias geológicas difieren entre sí. La mayoría de estos terrenos están cubiertos por sucesiones sedimentarias o volcánicas que pueden cubrir los límites tectonoestratigráficos e indicar la edad mínima de acreción de terrenos (Campa-Uranga y Coney, 1983). En este estudio, el enfoque recae en las

unidades de la cubierta sedimentaria que sepultan el límite entre el Terreno Mixteco y el Terreno Guerrero, a esta cubierta se le conoce como la Plataforma Guerrero-Morelos (Fig. 1.2.a).

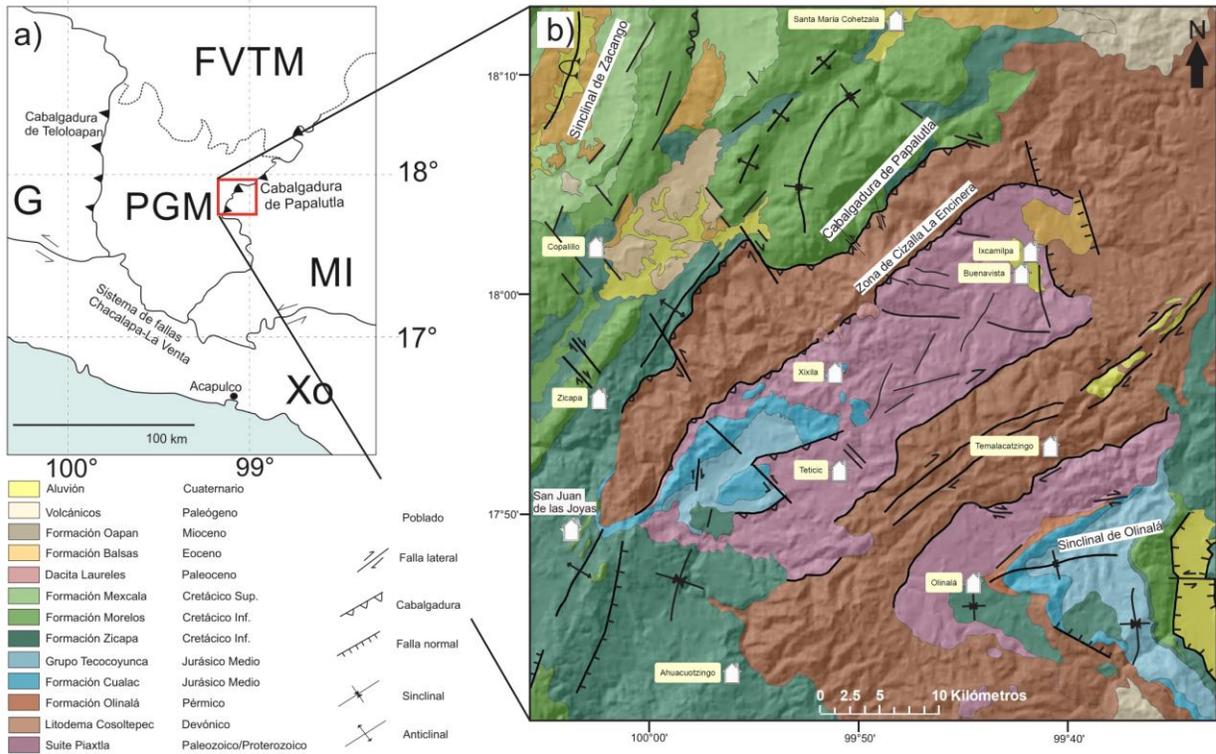


Figura 1.2. a) Ubicación de la Plataforma Guerrero-Morelos y sus límites tectónicos. G: Terreno Guerrero, MI: Terreno Mixteco, FVTM: Faja Volcánica Transmexicana, Xo: Terreno Xolapa. b) Geología regional del área de estudio. Modificado de Campa-Uranga *et al.*, 1998, Rivera-Carranza *et al.*, 1998, y Ortega-Obregón *et al.*, 2009.

La Plataforma Guerrero-Morelos (PGM) es un elemento regional paleogeográfico formado por un sistema de plataformas calcáreas cretácicas depositadas parcialmente sobre rocas metamórficas del Paleozoico y sucesiones volcánicas del Cretácico (De-Cserna *et al.*, 1994; Elias-Herrera *et al.*, 2000, Martini *et al.*, 2011; Campa-Uranga *et al.*, 2017). Esta plataforma se extiende como una banda con orientación norte-sur y tiene cerca de 170 kilómetros de longitud y 80 kilómetros de ancho (Cerca-Martínez, 2004).

La PGM está delimitada por cuatro estructuras principales (Fig. 1.2.a): 1) al occidente por el sistema de cabalgaduras de Teloloapan (Salinas-Prieto, 1994), las cuales sobreponen a las rocas del Terreno Guerrero sobre las rocas de la PGM; 2) al sur por el sistema de fallas Chacalapa–La Venta que pone en contacto a rocas del Complejo Xolapa con las rocas de la PGM (De-Cserna, 1965; García-Díaz, 2004; Tolson, 2005); 3) al oriente por la Cabalgadura de Papalutla (Fig. 1.2.b), que sobrepone a rocas del Terreno Mixteco sobre rocas de la PGM (De-Cserna *et al.*, 1980); 4) y la parte norte de la PGM está cubierta por los productos volcánicos de la Faja Volcánica Transmexicana. Sin embargo, las sucesiones cretácicas que forman parte de la PGM, tienen continuidad espacial hacia el Terreno Mixteco (Fig. 1.2.b).

Las rocas de la PGM fueron depositadas sobre rocas metamórficas de bajo grado del Terreno Guerrero (como el esquisto Taxco; Elias-Herrera *et al.*, 2000) y rocas metamórficas del Terreno Mixteco, como el Litodema Cosoltepec (Campa-Uranga y Coney, 1983; Velez, 1990; Sedlock *et al.*, 1993; Levresse *et al.*, 2007; Centeno-García *et al.*, 2011; Ortega-Gutiérrez *et al.*, 2012).

1.4. Estratigrafía local

La columna estratigráfica que aflora en el área de estudio incluye las unidades de la PGM (Fig. 1.3.a) y aquellas del Complejo Acatlán (Fig. 1.3.b), y comprende elementos desde el Paleozoico hasta el Plioceno (Fig. 1.4). A continuación, se mostrará una breve descripción de las unidades litoestratigráficas, sus componentes, edades y relaciones de contacto.

1.4.1. Paleozoico

Las rocas paleozoicas del occidente del complejo Acatlán (Ortega-Gutiérrez, 1975) están subdivididas en dos ensambles de contrastante grado metamórfico (Keppie *et al.*, 2012). El ensamble de alto grado metamórfico, conocido como Ensamble Piaxtla o Suite Piaxtla, es un ensamble formado por escamas de rocas metamórficas de alta presión y baja temperatura: litodemas Coacalco, Tlanipatla, Cuatlaxtecoma, Buenavista, Zacango y Chicomalá, (Ramírez-Espinosa, 2001; Keppie *et al.*, 2006; Ramos-Arias y Keppie, 2011). Así mismo, la Suite Piaxtla está intrusionada por los granitoides Teticic, Totoltepec (Talavera *et al.*, 2005) y Esperanza (Ortega-Gutiérrez, 1975; Nance *et al.*, 2007; Sanchez-Zavala, 2008). Mientras que el ensamble de bajo grado metamórfico está formado por rocas metamórficas de baja presión: el Litodema Cosoltepec (Sanchez-Zavala, 2008), la Formación Tecomate y el Grupo Patlanoaya.

Litodema Buenavista

El litodema Buenavista (Ramos-Arias y Keppie, 2010) consiste de metapelita y metapsammita intrusionadas por granitoides y diques máficos deformados. Las rocas metasedimentarias se caracterizan por tener micas blancas y bandas de cuarzo elongado. Los granitoides están formados por dominios de cuarzo y feldespatos elongados, y los diques máficos se distinguen por contener hornblenda, clorita y albita como componentes principales.

Estas rocas alcanzaron facies de anfibolita, posiblemente durante el Ordovícico Tardío-Silúrico (Talavera-Mendoza *et al.*, 2005; Vega-Granillo *et al.*, 2009) y posteriormente sufrieron retrogresión a facies de esquisto verde (Ramos-Arias y Keppie, 2010). De acuerdo con sus circones más jóvenes, su edad máxima de depósito es del Neoproterozoico (956 ± 13 Ma, Ramos-Arias y Keppie, 2010).

Esta unidad sobreyace al litodema Cuatlaxtecoma y subyace al litodema Zacango a través de fallas con orientación similar a la ZCLE (Ortega-Obregón *et al.*, 2009; Ramos-Arias y Keppie, 2010).

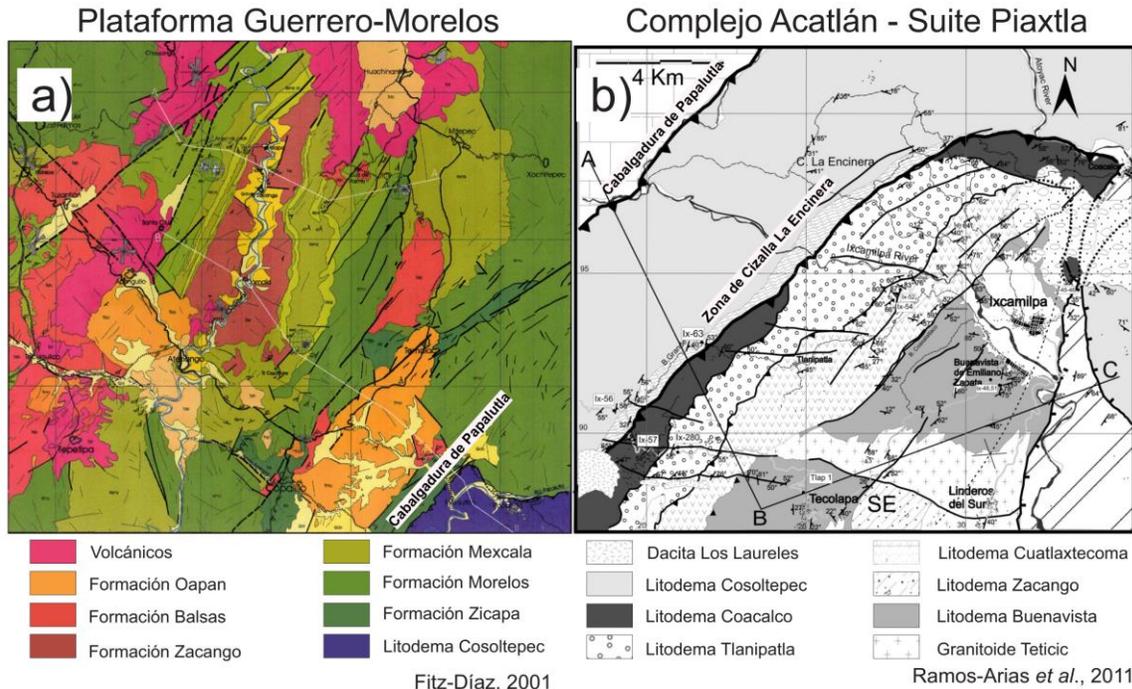


Figura 1.3 . Mapas geológicos de a) la margen oriental de la Plataforma Guerrero-Morelos y b) la parte occidental del Complejo Acatlán. Modificado de Fitz-Díaz, 2001, y Ramos-Arias *et al.* 2011.

Litodema Zacango

El litodema Zacango (Ortega-Obregón *et al.*, 2009) está compuesto por paragneiss, metapsammita y esquisto, intrusionados por anfibolita y granitoides. La metapsammita está compuesta principalmente de cuarzo con mica blanca, feldespato y granates; y la anfibolita está compuesta por dominios cristaloblásticos de anfíboles, epidota, plagioclasa y clorita (Ramos-Arias *et al.*, 2011).

Estas rocas alcanzaron facies de anfibolita de alto y bajo grado (Ortega-Obregón *et al.*, 2009), posiblemente durante el Ordovícico Tardío-Silúrico (Talavera-Mendoza *et al.*, 2005; Vega-Granillo *et al.*, 2009). De acuerdo con sus circones más jóvenes, su edad máxima de depósito es del Neoproterozoico (654 ± 14 Ma, Ortega-Obregón *et al.*, 2009).

Esta unidad sobreyace al litodema Buenavista a través de una falla con orientación similar a la ZCLE, y su límite sureste con el Litodema Cosoltepec se define por una zona de cizalla dextral (Ortega-Obregón *et al.*, 2009; Ramos-Arias *et al.*, 2011).

Litodema Coacalco

El Litodema Coacalco (Ramírez-Espinoza, 2001; Sánchez-Zavala, 2008; Ramos-Arias y Keppie, 2010) tiene una parte meta-volcánica formada por anfibolita con bandas de plagioclasa, epidota, anfíboles y glaucófano; y un parte meta-sedimentaria formada por dominios lepidoblásticos de clorita, mica blanca, clinozoisita y minerales accesorio como rutilo-titanita (Ramos-Arias y Keppie, 2010).

Estas rocas alcanzaron facies de esquistos azul, posiblemente durante el Ordovícico Tardío-Silúrico (Talavera-Mendoza *et al.*, 2005; Vega-Granillo *et al.*, 2009), después siguieron una trayectoria de retrogresión hacia facies de anfibolita (318 ± 4 Ma, Ramos-Arias *et al.*, 2011), y posteriormente de esquistos verde. De acuerdo con sus circones más jóvenes, su edad máxima de depósito es del Ordovícico Medio (<477 Ma, Talavera-Mendoza *et al.*, 2005). Esta unidad sobreyace al Litodema Cosoltepec a través de la ZCLE (Ramos-Arias y Keppie, 2010) y subyace al litodema Tlanipatla a través de una falla con orientación similar a la ZCLE.

Litodema Tlanipatla

El litodema Tlanipatla (Ramos-Arias y Keppie, 2010) está formado por metapsammita y metapelita polideformadas, con horizontes de rocas meta-volcánicas, cuyos principales componentes son cuarzo, feldespato, mica blanca, clorita, epidota, granate y óxidos de hierro (Ramos-Arias y Keppie, 2010).

Estas rocas alcanzaron facies de anfibolita y sufrieron retrogresión a facies de esquistos verde (Ramos-Arias *et al.*, 2011). De acuerdo con sus circones más jóvenes, su edad máxima de depósito es del Ordovícico Medio (450 ± 8 Ma, Ramos-Arias y Keppie, 2010).

Esta unidad sobreyace al litodema Coacalco, al este, y subyace al litodema Cuatlaxtecoma, al oeste, a través de zonas de cizalla con orientación similar a la ZCLE. Adicionalmente, el litodema es intrusionado por el granitoide Teticic y es cubierto discordantemente por depósitos jurásicos de la Formación Cualac.

Litodema Cuatlaxtecoma

El litodema Cuatlaxtecoma (Ramos-Arias y Keppie, 2010) está formado por anfibolitas intercaladas con rocas metasedimentarias. La mineralogía distintiva de la anfibolita consiste en bandas alineadas de anfíboles, plagioclasa y granate, separados por bandas de mica blanca-clorita y epidota (Ramos-Arias y Keppie, 2010). Mientras que las rocas metasedimentarias están constituidas principalmente por cuarzo, muscovita, titanita y turmalina.

Estas rocas alcanzaron facies de anfibolita-eclogita, posiblemente durante el Ordovícico Tardío-Silúrico (Talavera-Mendoza *et al.*, 2005; Vega-Granillo *et al.*, 2009), y siguieron una trayectoria de retrogresión hacia facies de esquistos verde (344 ± 11 Ma; Ramos-Arias *et al.*, 2011). De acuerdo con sus circones más jóvenes, la edad máxima de depósito es del Ordovícico Temprano (<473 Ma, Ramos Arias y Keppie, 2010).

Esta unidad subyace al litodema Buenavista y sobreyace al litodema Tlanipatla a través de zonas de cizalla con orientación similar a la ZCLE.

Granitoide Teticic

El granitoide Teticic (Ramírez-Espinoza, 2001; Talavera-Mendoza *et al.*, 2005; Ramos y Keppie, 2010) está conformado por un conjunto de granitoides y leucogranitos polideformados. Dichos

granitoides están compuestos por grandes cristales deformados de cuarzo y feldespato, alternados con dominios de mica blanca, hornblenda, clorita, titanita y óxidos (Talavera-Mendoza *et al.*, 2005).

Estas rocas pudieron haber alcanzado facies de anfibolita, de acuerdo con la relación de corte intrusiva que tienen con la roca encajonate. Las edades de emplazamiento que se han reportado son del Ordovícico Temprano (478 ± 5 Ma, Talavera-Mendoza *et al.*, 2005; 488 ± 7 Ma, Ramos-Arias y Keppie, 2010).

Estas rocas están intrusionando al litodema Tlanipatla, al litodema Coacalco y al litodema Buenavista; y están cubiertas discordantemente por la Formación Cualac.

Litodema Cosoltepec

El Litodema Cosoltepec (Formación Cosoltepec, Ortega-Gutiérrez, 1975; Formación Zumpango, Ramos-Arias y Keppie, 2010) está formado por una intercalación de cuarcita, filita, y metalava máfica (Ortega-Gutiérrez, 1993; Sanchez-Zavala, 2008), asociadas con vetas de cuarzo polideformadas (Ortega-Gutiérrez, 1993; Malone *et al.*, 2002; Ramos-Arias *et al.*, 2011). La composición observada de la cuarcita consiste de cuarzo, feldespato, sericita y clorita.

Estas rocas alcanzaron facies de sub-esquisto verde a esquisto verde (Ramos-Arias *et al.*, 2011; Malone *et al.*, 2002; Sánchez-Zavala, 2008). Su edad de depósito no está bien definida (Ortega-Gutiérrez *et al.*, 1999; Campa-Uranga y López-Martínez, 2000; Cerca-Martínez, 2004; Gacía-Díaz, 2004; Talavera-Mendoza *et al.*, 2005; Sanchez-Zavala, 2008; Ortega-Obregón *et al.*, 2009; Zepeda-Martínez, 2017), pero las edades de los circones más jóvenes de la localidad más cercana sugieren una edad del Devónico tardío al Misissípico (379 ± 2 Ma, 348.1 ± 1 Ma, Ortega-Obregón *et al.*, 2009).

Hacia el occidente, el litodema sobreyace a las rocas de la PGM a través de la Cabalgadura de Papalutla, y al oriente subyace al litodema Coacalco a través de la ZCLE. Adicionalmente, la diorita Los Laureles intrusiona al Litodema Cosoltepec en zonas proximales a la ZCLE.

1.4.2. Jurásico

Formación Cualac

La descripción de la Formación Cualac en el área de estudio no ha sido realizada previamente. Debido a esto, se consideraron inicialmente las descripciones realizadas por Corona-Esquivel (1983) en la región de Olinalá, la cual es la región más cercana.

La Formación Cualac (Guzmán, 1950; Erben 1956) está compuesta por capas gruesas de conglomerado, arenisca y limolita constituidos mayormente por clastos de cuarzo metamórfico, esquisto, e ignimbrita en menor cantidad (Corona-Esquivel, 1983). Los clastos del conglomerado están mal clasificados, tienen tamaños de guijarros a arenas y contienen fragmentos de filita,

esquistos e ignimbrita hacia la base. El espesor reportado de la formación en el área de Olinalá varía de 30 a más de 200 metros.

La edad de depósito de la formación fue determinada con base en restos de plantas y se ubica en el Bajociano (Erben, 1956; Alencaster, 1963; Silva-Pineda y Gonzáles-Gallardo, 1988).

En la región de Olinalá el conglomerado sobreyace discordantemente a las rocas del Complejo Acatlán, a la ignimbrita Las Lluvias y la caliza de la Formación Olinalá (Fig. 1.2.b); mientras que en el área de estudio (Fig. 1.2.b), el conglomerado cubre discordantemente a las rocas de la Suite Piaxtla en el poblado de El Refugio, y al Litodema Cosoltepec al norte del poblado de San Juan de las Joyas (como lo reportan en sus cartas geológicas Campa-Uranga *et al.*, 1998, y Sierras-Rojas y Molina-Garza, 2014). La Formación Cualac cambia hacia la cima de manera progresiva al Grupo Tecocoyunca Inferior (García-Díaz; 2004).

Grupo Tecocoyunca Inferior

El Grupo Tecocoyunca Inferior está formado por las Formaciones Zorrillo, Taberna y Simón (Guzmán, 1950; Erben, 1956; Esquivel-Corona, 1983; Durán-Aguilar, 2017). Este grupo está representado por una sucesión de depósitos continentales en la base, los cuales cambian a depósitos marinos hacia la cima (García-Díaz, 2004). Su litología comprende conglomerado, arenisca, lutita de color morado con vetillas de yeso, lodolita, caliza y marga (Corona-Esquivel, 1981; Cerca-Martínez, 2004). Su espesor varía de 250 a 500 m (Cerca-Martínez, 2004). La edad de depósito del Grupo Tecocoyunca Inferior fue determinada a partir de amonitas y flora, ubicando a la formación en el Bajociano-Batoniano (Erben, 1956; Silva-Pineda y Gonzáles-Gallardo, 1988).

En el área de estudio, el Grupo Tecocoyunca Inferior cubre transicionalmente a la Formación Cualac y se encuentra discordantemente por debajo de los depósitos continentales de la Formación Zicapa (Campa-Uranga *et al.*, 1998; Cerca-Martínez, 2004).

1.4.3. Cretácico

Formación Zicapa

La Formación Zicapa (De-Cserna *et al.*, 1980) está constituida por estratos de limolita roja, arenisca, conglomerado con fragmentos de cuarcita, biostroma de caliza y lava andesítica (Fitz-Díaz, 2001; Figueroa-Catalán y Gómez-Martínez, 2010; Sierras-Rojas y Molina-Garza, 2014). De-Cserna *et al.* (1980) calcularon un espesor aproximado de 700 metros en su localidad tipo.

La edad máxima de depósito de las sucesiones detríticas de la parte media de la Formación Zicapa es de 133 ± 1.3 Ma (Valanginiano) de acuerdo con el análisis de U-Pb de circones detríticos (Sierra-Rojas y Molina-Garza, 2014). Sin embargo, los análisis U-Pb en circones y ^{40}Ar - ^{39}Ar en roca total en las partes volcánicas indican una posible actividad volcánica en la Formación Zicapa con edades de 122 a 141 Ma (Fitz-Díaz, 2001; Sierras-Rojas y Molina-Garza, 2014).

En la PGM y sobre el Complejo Acatlán, la cima de la Formación Zicapa es transicional con la caliza de la Formación Morelos (De-Cserna *et al.*, 1980; Cerca-Martínez, 2004; Sierras-Rojas y Molina-Garza, 2014). Hacia la base, sobreyace de manera discordante a los depósitos jurásicos y a rocas del Complejo Acatlán (Fig. 1.2.b). Además, la Formación Zicapa subyace a las rocas del Complejo Acatlán a través de la Cabalgadura de Papalutla.

Formación Morelos

La Formación Morelos (Fries, 1960) está constituida por gruesas capas de caliza de plataforma arrecifal, estratos de dolomía y nódulos de pedernal (Fries, 1960, De-Cserna *et al.*, 1980; Hernández-Romano *et al.*, 1997; Fitz-Díaz, 2001; Cerca-Martínez, 2004; García-Díaz, 2004). Las facies de esta formación cambian progresivamente a facies someras hacia el este de la PGM (Hernández-Romano *et al.*, 1997). Su espesor en la zona de estudio alcanza más de 700 metros (Fitz-Díaz, 2001).

La edad de depósito de la formación es del Albiano Tardío (Fries, 1960; Hernández-Romano *et al.*, 1997) al Turoniano (Fitz-Díaz, 2001) con base en su contenido fósil.

En la PGM y en Complejo Acatlán (en el área de Olinalá, Fig. 1.2.b), la Formación Morelos sobreyace a la Formación Zicapa de manera transicional (Hernández-Romano, 1997; Fitz-Díaz, 2001), y hacia la cima, subyace de manera concordante a la Formación Mezcala en la PGM (Hernández-Romano, 1997). Además, la Formación Morelos es cabalgada por las rocas del Complejo Acatlán a través de la Cabalgadura de Papalutla.

Formación Mezcala

La Formación Mezcala (Fries, 1960) está formada por una sucesión rítmica de arenisca y lutita calcárea con intercalaciones de conglomerado y estratos de caliza. Los estratos de arenisca están formados por clastos de caliza, cuarzo metamórfico y feldespatos (Fitz-Díaz, 2001). De manera similar a las rocas de la Formación Morelos, las facies de esta unidad son más someras hacia el este de la plataforma (Hernández-Romano *et al.*, 1997). Debido a que los estratos se encuentran muy deformados o afectados por fallas, la estimación más cercana de su espesor es de 500 a 2600 metros (Fitz-Díaz, 2001; Lang y Frerichs, 1998).

La edad de esta formación ha sido inferida a partir de su contenido fósil, ubicándola desde el Turoniano al Maestrichtiano (Fries, 1960; De-Cserna *et al.*, 1980; Dávila-Alcocer, 1974; González-Pacheco, 1988, Hernández-Romano, 1999; Fitz-Díaz, 2001). Mientras que su edad máxima de depósito, de acuerdo con análisis de U-Pb, es de 107 Ma (Salgado-Nuñez, comunicación personal) en la región que comprende al Sinclinorio Zacango, a 2.5 km al este de la CP. De acuerdo con varios autores (Fries, 1960; Ontiveros-Tarango, 1973; Lang *et al.*, 1996; Lang y Frerichs, 1998; Hernández-Romano, 1999) el depósito de la Formación Mezcala es interpretado como una cuenca sintectónica asociada a los primeros pulsos de la Orogenia Laramídica, actualmente conocida como Orogenia Mexicana del Cretácico-Paleógeno (Fitz-Díaz *et al.*, 2017).

En la PGM, la base de la Formación Mezcala es transicional con la caliza Morelos (Fries, 1960; Hernández-Romano, 1999; Fitz-Díaz, 2001; Cerca-Martínez, 2004; García-Díaz, 2004), mientras que su cima es discordante con los conglomerados de la Formación Balsas (Fitz-Díaz, 2001), las capas rojas de la Formación Zacango (Fitz-Díaz, 2001) y la Formación Tetelcingo (Ortega-Gutiérrez, 1980; Cerca-Martínez, 2004).

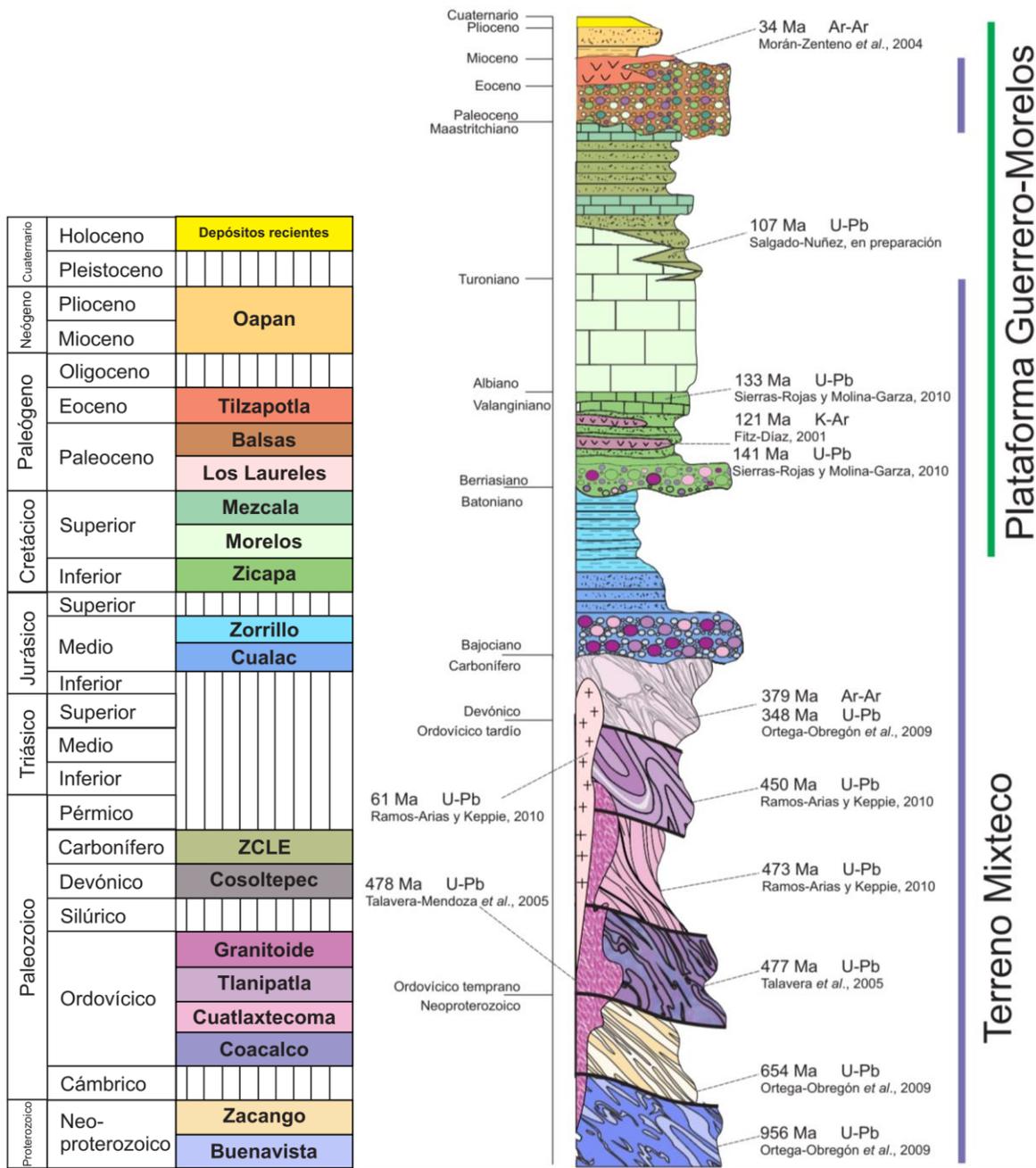


Figura.1.4. Columna estratigráfica del área de estudio y relaciones de contacto entre las unidades litoestratigráficas.

1.4.4. Cenozoico

Diorita Los Laureles

La diorita Los Laureles (Ortega-Obregón *et al.*, 2009) está formada por cuerpos aislados de diorita que intrusionan a los litodemas Coacalco y Cosoltepec a lo largo de la traza de la Zona de Cizalla la Encinera (Figura 1.2). La edad de emplazamiento de esta diorita, obtenida a partir de análisis U-Pb en sus circones, es del Paleoceno (61 Ma; Ramos-Arias y Keppie, 2010). La edad de esta unidad es relativamente más joven que las rocas volcánicas de la Formación Tetelcingo, la cual tiene una edad entre 66 y 68 Ma (Ortega-Gutiérrez, 1980; Cerca-Martínez, 2004), y aflora al occidente del área.

Formación Balsas

La Formación Balsas (Fries, 1960; De-Cserna, 1965) está compuesta por conglomerado de caliza, conglomerado volcánico, arenisca tobácea, caliza lacustre, limolita y rocas volcánicas. Su espesor, en el área de estudio, varía de 200 a 300 metros (Fitz-Díaz, 2001), aunque puede alcanzar más de 1000 m en otras localidades (Fries, 1960; García-Díaz, 2004).

La edad de depósito de estas rocas es del Paleoceno hasta el Eoceno (Fries, 1960; Grajales-Nishimura y López-Infanzón, 1983; Fitz-Díaz, 2001; Cerca-Martínez, 2004) con base en la comparación de las edades de la Formación Tilzapotla (Morán-Zenteno *et al.*, 2004).

El contacto inferior de la Formación Balsas es discordante erosivo con las rocas paleozoicas, jurásicas y cretácicas de la PGM y del occidente del Terreno Mixteco (Fries, 1960; García-Díaz, 2004), mientras que el contacto superior es transicional con las rocas volcánicas de la Formación Tilzapotla (Fitz-Díaz, 2001).

Formación Oapan

La Formación Oapan (Nájera-García, 1965) está compuesta por capas delgadas de travertino, limolita, arenisca con vetillas de yeso e ignimbrita. Su espesor estimado en el área de estudio es de 100 a 150 metros (Fitz-Díaz, 2001). De acuerdo con su posición respecto a los productos volcánicos de la Formación Tilzapotla, la edad de estas rocas pertenece al Mioceno-Plioceno (Fitz-Díaz, 2001).

La Formación Oapan sobreyace discordantemente a la Formación Balsas en la PGM (Cerca-Martínez, 2004) y está cubierta por depósitos del Cuaternario.

Depósitos recientes

Estos depósitos se distribuyen en los valles y cauces de ríos de la PGM, los cuales están formados por aluviones y flujos de escombros sin consolidar pertenecientes al Plioceno y Cuaternario.

1.5. Geología Estructural

La geología estructural es la rama de la geología que involucra la descripción e interpretación de estructuras de la litósfera a diferentes escalas (Fossen, 2010), desde pliegues y fallas kilométricas, hasta foliaciones y dislocaciones intra-cristalinas en minerales observables a través de una lámina delgada. La clasificación de estas estructuras, formadas por estratos o dominios mineralógicos, y las relaciones de corte que tengan entre sí, nos ayuda a interpretar las condiciones y el orden en el que las rocas fueron deformadas.

1.5.1 Deformación en cinturones de pliegues y cabalgaduras

Los cinturones de pliegues y cabalgaduras son rasgos estructurales muy comunes en los cinturones orogénicos (Chapple, 1978). Estos se forman en ambientes convergentes donde existe un importante acortamiento de la corteza. Y a pesar de que hay variaciones naturales considerables en los muchos de los cinturones de pliegues y cabalgaduras estudiados, hay varias características principales que parecen compartir (Chapple, 1978): 1) Son de piel delgada, es decir, la deformación solo afecta a la cubierta sedimentaria sobre un basamento cristalino. 2) Tienen una zona de despegue localizada en un horizonte de roca poco competente. 3) La geometría del prisma sedimentario es el de una cuña, definida por una superficie de despegue en la base y una superficie topográfica en la cima. 4) Las rocas que forman a la cuña están más deformadas en la parte trasera y menos deformadas en la parte frontal.

Durante la formación de las cuñas orogénicas, la transferencia de los esfuerzos compresivos puede producir deformación de piel delgada y de piel gruesa (Madritsch *et al.*, 2008). Ambos estilos de deformación pueden ocurrir de manera sincrónica o en episodios y cada uno de ellos genera estructuras particulares (Giambiagi *et al.*, 2008; Nemcock *et al.*, 2013). En la deformación de piel delgada se observa un acortamiento de la cubierta sedimentaria por arriba de una superficie de despegue, principalmente como una serie de cabalgaduras de bajo ángulo con geometrías de rampas y *flats* (Coward, 1994). Mientras que en la deformación de piel gruesa se observa deformación y exhumación del basamento cristalino que yace debajo de la cubierta sedimentaria, esta última a través de cabalgaduras de alto ángulo (Coward, 1994; Pfiffner, 2006; Madritsch *et al.*, 2008). La deformación del basamento requiere la existencia previa de discontinuidades a nivel cortical que permitan la transferencia de esfuerzos compresivos (Lacombe y Mouthereau, 2002; Madritsch *et al.*, 2008; Pfiffner, 2006).

El entendimiento de la interacción temporal y espacial de estos estilos de deformación es de gran importancia para la descripción de la historia de la deformación del antepaís en un cinturón orogénico, y en particular, el entendimiento de la evolución del Cinturón de Pliegues y Cabalgaduras Mexicano (CPCM; Coney, 1981; Campa, 1985; Fitz-Díaz *et al.*, 2017). Dicho rasgo tectónico, es el más extenso de México (Fig. 1.5.a), con manifestaciones claras desde el Istmo de Tehuantepec, en Oaxaca, hasta el noroeste de Sonora. Este cinturón fue formado en la parte externa del antepaís del orógeno Mexicano, el cual es la expresión mexicana del sistema orogénico Cordillerano (Fitz-Díaz *et al.*, 2017).

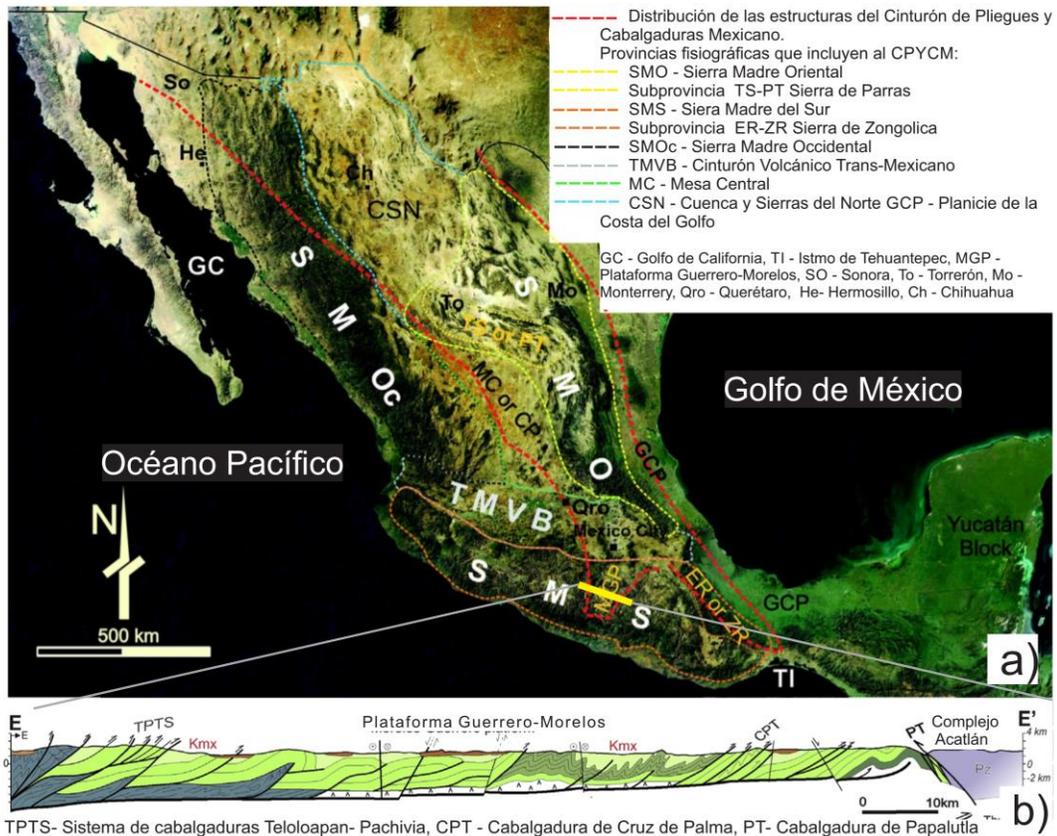


Figura 1.5. a) Imagen satelital Landsat mostrando la distribución de los elementos fisiográficos principales de México y la distribución de las estructuras del CPCM (rojo). b) Sección estructural de la PGM, en el sur del CPCM. Modificado de Fitz-Díaz *et al.*, 2017.

Las estructuras que componen a este cinturón son pliegues y cabalgaduras en sucesiones cretácicas y paleógenas (De-Cserna, 1965; Suter, 1984; Gray y Lawton, 2011; Fitz-Díaz *et al.*, 2014), así como levantamiento local de bloques de basamento (Chávez- Cabello, 2005; Mauel *et al.*, 2011). Sus estructuras tienen una orientación general NW-SE y E-W cerca de la saliente de Monterrey. Sin embargo, en su parte sur, el CPCM se bifurca en dos cinturones: uno que continúa hacia la PGM (Fig. 1.5.b), la cual se orienta NNE-SSW, y otro que continúa en la Sierra de Zongolica con orientación NW-SE, de tal manera que rodea un alto de basamento.

1.5.2. Estructuras regionales

Las estructuras geológicas mayores de la margen oriental de la PGM han sido previamente estudiadas debido a las contrastantes características que tienen (Sedlock *et al.* 1993; Fitz-Díaz, 2001; Cerca-Martínez, 2004; Ramos-Arias *et al.*, 2011). En la PGM, las estructuras son de piel delgada y tienen una dirección de transporte hacia el este, mientras que las estructuras del Complejo Acatlán son de piel gruesa y tienen una dirección de transporte hacia el oeste. Estas características se pueden apreciar en imágenes satelitales y cartas geológicas regionales, como las

cartas geológicas de Chilpancingo y Cuernavaca, escala 1:250,000, del Servicio Geológico Mexicano (SGM; Rivera-Carranza *et al.*, 1998; Campa-Uranga *et al.*, 1998).

En la PGM, la mayoría de las estructuras son pliegues y cabalgaduras con orientación NNE-SSW (Fig. 1.6). Los pliegues son abiertos a cerrados y son evidentes en las secuencias cretácicas (Formación Zicapa, Morelos y Mezcala), y no son evidentes en las secuencias cenozoicas (Formación Balsas y Oapan). Algunos de pliegues abiertos en rocas cretácicas se observan localmente sobre las rocas del Complejo Acatlán, aunque no preservan la geometría y orientación de las estructuras de piel delgada de la PGM ni de los pliegues que se observan en el centro de México (Figura 1.5).

En el Complejo Acatlán, las principales estructuras son antiguas zonas de cizalla que fueron reactivadas como cabalgaduras, fallas normales (Ramos-Arias *et al.*, 2011) o fallas laterales (Ortega-Obregón, 2009), las cuales sobreponen escamas de roca con diferente grado metamórfico (Fig. 1.6). Estas zonas de cizalla presentan una foliación penetrativa y lineaciones minerales, a las cuales se les sobrepone una textura cataclástica asociada a su reactivación.

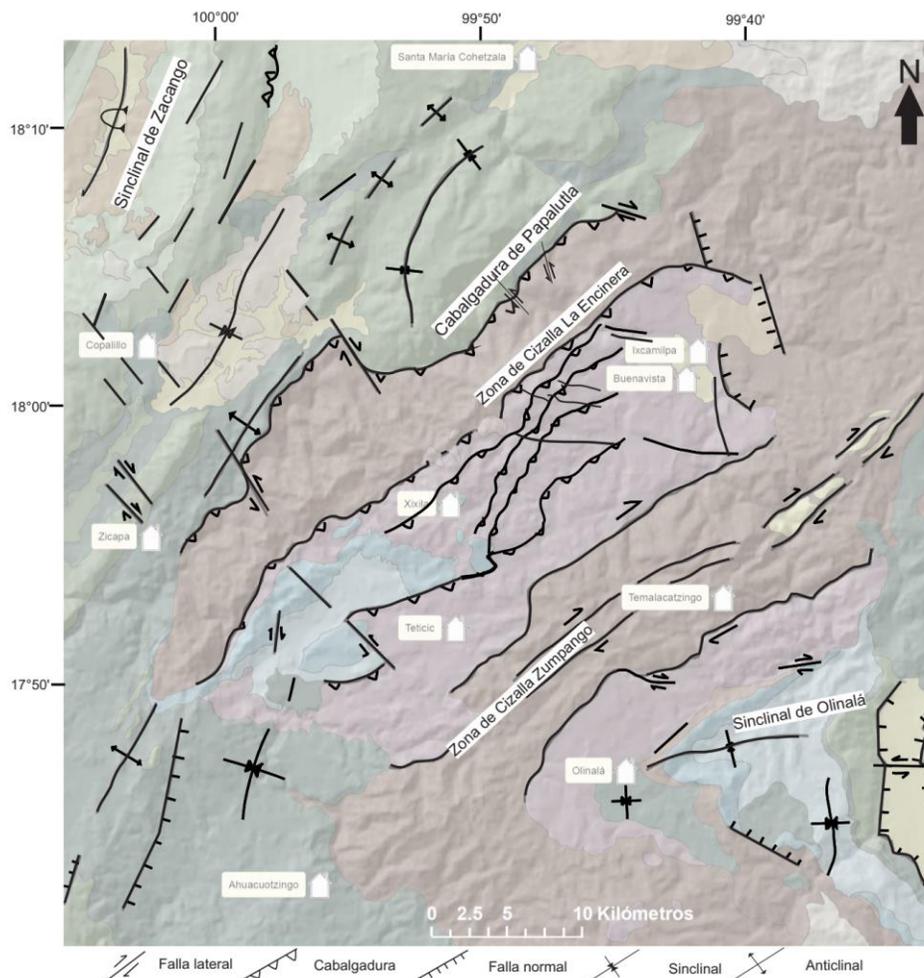


Figura. 1.6. Estructuras geológicas mayores del área de estudio. Modificado de Campa-Uranga *et al.* (1998), y Rivera-Carranza *et al.* (1998).

De estas zonas de cizalla, dos son de gran relevancia para este estudio: 1) la Cabalgadura de Papalutla, que sobrepone a rocas del Complejo Acatlán sobre rocas de la PGM, y 2) La Encinera, que sobrepone a las rocas de alto grado metamórfico de la Suite Piaxtla sobre rocas de bajo grado del Litodema Cosoltepec.

Cabalgadura de Papalutla

La Cabalgadura de Papalutla (CP; De-Cserna *et al.*, 1980) es una estructura regional frágil con una longitud de más de 40 kilómetros y al menos 100 m de espesor, tiene una orientación NE-SW (Fig. 1.6) y se inclina entre 25 y 60 grados hacia el SE (Fitz-Díaz, 2001). Esta cabalgadura se prolonga varios kilómetros fuera del área de estudio hacia el NE hasta coincidir con la Sierra de Tentzo, en Puebla, mientras que hacia el suroeste, la cabalgadura culmina en un pliegue anticlinal que involucra al basamento y a la cubierta sedimentaria jurásico-cretácica (Rivera-Carranza *et al.*, 1998; Sierras-Rojas y Molina-Garza, 2014). En el área de estudio, la traza de la CP pasa a lo largo del Río Papalutla y forma un cambio topográfico que se aprecia a ambos lados del cauce del río (Fig. 1.7).

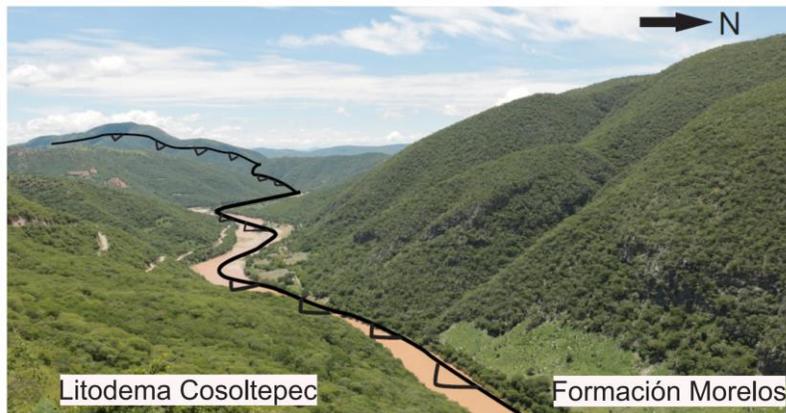


Figura 1.7. Vista panorámica del Río Papalutla que expone un cambio en la topografía debido a la Cabalgadura de Papalutla. Fotografía tomada en la carretera Papalutla-Xixila.

La Cabalgadura de Papalutla ha sido previamente considerada como una estructura de edad paleocénica (Fitz-Díaz, 2001; Cerca-Martínez, 2004; García-Díaz, 2004), con base en la deformación por acortamiento con la misma dirección de transporte que la CP, observado en las rocas sedimentarias y volcánicas del Paleógeno, y no en las rocas volcánicas del Oligoceno.

Zona de Cizalla La Encinera

La Zona de Cizalla La Encinera (ZCLE; Ramos-Arias y Keppie, 2010) es una estructura regional dúctil-frágil paralela a la CP, de al menos 80 km de longitud y con un espesor de 100 a 300 metros (Ramos-Arias *et al.*, 2011). Tiene una orientación NE-SW (Fig. 1.6), y se inclina cerca de 45° hacia el SE (Ramos-Arias *et al.*, 2011). Esta zona de cizalla contiene una filonita, roca de apariencia filítica formada por milonitización (Sander, 1911; Knopf, 1931), ligeramente alterada por hidrotermalismo.

La cinemática principal de la ZCLE es inversa con una componente dextral y su grado metamórfico incrementa de oeste a este (Ramos-Arias *et al.*, 2011). Su edad fue constreñida por Ramos-Arias y colaboradores (2011), quienes la restringen al Mississípico (335 ± 2 Ma) con base en edades de ^{40}Ar - ^{39}Ar en muscovita autigénica y edades de depósito de la caliza pérmica de la Formación Olinalá. Sin embargo, el espectro de ^{40}Ar - ^{39}Ar de edad aparente de la muscovita fechada tiene una meseta que representa una posible apertura del sistema (350°C), y posible reactivación de la ZCLE, con una edad de 230 Ma (Fig. 1.8).

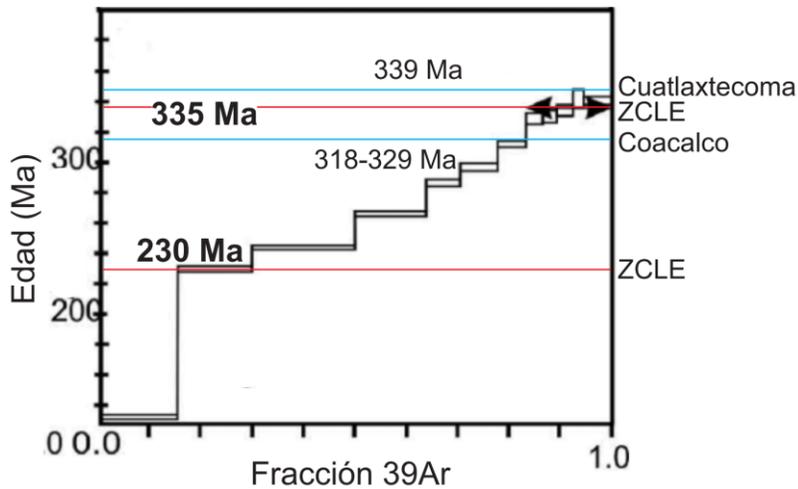


Figura 1.8. Espectro de ^{40}Ar - ^{39}Ar de edad aparente de muscovita perteneciente a la Zona de Cizalla La Encinera. El espectro presenta varias mesetas que indican la múltiple apertura del sistema isotópico. Se muestran las edades del último evento metamórfico de los litodemas Cuatlaxtecoma y Coacalco con fines comparativos. Modificado de Ramos-Arias *et al.*, 2011.

Estructuras cenozoicas

Las estructuras previamente mencionadas son afectadas por fallas laterales con orientación NW-SE y fallas normales y laterales con orientación NNW-SSE (Fig. 1.6). Las fallas y fracturas con orientación NW-SE se describen como parte del sistema de fallas y fracturas Iguala, con base en sus relaciones de corte con la Formación Tilzapotla se les asignó en el área una edad oligocénica (Fitz-Díaz, 2001). Posteriormente, Nieto-Samaniego *et al.* (2006) asociaron estas fallas laterales a un cambio en el régimen tectónico posterior al Orógeno Mexicano, cuya dirección de acortamiento es NE-SW y cuya deformación migró de oeste al este desde el Eoceno hasta el Mioceno. Para los fines de este trabajo, se le asignará el sobrenombre de episodio de deformación por acortamiento del Eoceno-Mioceno (DEM).

Las fallas normales son las estructuras más jóvenes y se observan como límites de cuencas cenozoicas o como reactivaciones de fallas anteriores (Nieto-Samaniego *et al.*, 2006). Este sistema de fallas y fracturas, de orientación NE-SW, fue descrito por Fitz-Díaz (2001) como el Sistema de Fallas Tuzantlán y se relaciona a un evento de régimen extensional, con direcciones de máxima extensión NE-SW y que ocurrió durante el Oligoceno-Mioceno (Fitz-Díaz, 2001; Alaniz-Álvarez *et al.*, 2002; Cerca-Martínez, 2004; Nieto-Samaniego *et al.*, 2006). Para los fines de este trabajo, se le asignará el sobrenombre de episodio de deformación por extensión del Oligoceno-Mioceno (DOM).

2. Problemática y objetivo de estudio

2.1. Planteamiento del problema

La Cabalgadura de Papalutla es una estructura regional, muy importante de la tectónica del sur de México, que produjo un levantamiento de al menos tres kilómetros de rocas del Complejo Acatlán sobre la Plataforma Guerrero-Morelos, con base en la similitud y ausencia por erosión de las rocas jurásicas y cretácicas de la Plataforma Guerrero-Morelos y el occidente del Terreno Mixteco.

La diferencia en estilo de deformación, la vergencia opuesta y las relaciones de corte de las estructuras de acortamiento de la margen oriental de la Plataforma Guerrero-Morelos, indican que las rocas de la margen oriental de la Plataforma Guerrero-Morelos han sido afectadas por al menos dos eventos de deformación por acortamiento durante el Cretácico Tardío-Paleógeno: uno de piel delgada representado por el plegamiento de las sucesiones cretácicas y otro de piel gruesa representado por la Cabalgadura de Papalutla. Sin embargo, no se han realizado estudios que permitan acotar la edad absoluta del episodio de deformación de la Cabalgadura de Papalutla.

La Zona de Cizalla La Encinera es una estructura regional mississípica de piel gruesa del Complejo Acatlán que sobrepone a rocas de alto grado metamórfico (Suite Piaxtla) sobre rocas de bajo grado metamórfico (Litodema Cosoltepec). Su orientación es paralela a la Cabalgadura de Papalutla y presenta evidencias de posibles episodios de reactivación que podría compartir con la historia de la Cabalgadura de Papalutla. Sin embargo, no se han realizado estudios que permitan acotar la edad absoluta del último episodio de deformación de la Zona de Cizalla La Encinera.

2.2. Hipótesis

La ausencia de unidades sedimentarias de la Plataforma Guerrero-Morelos en el occidente del Terreno Mixteco indicaría una exhumación de las rocas del complejo metamórfico de al menos tres kilómetros a través de la Cabalgadura de Papalutla. El proceso de exhumación de rocas y el enfriamiento que conlleva, pudieron haber controlado la retención del He radiogénico en los cristales de apatito y circón, en los bloques de techo y de piso de la Cabalgadura de Papalutla y de la Zona de Cizalla La Encinera, formando un registro térmico del proceso de exhumación en las rocas que contienen estos minerales.

Debido a la existencia de un registro térmico ligado a la exhumación de rocas, se plantea realizar estudios de termocronología de baja temperatura con (U-Th)/He, con el fin de determinar las edades de enfriamiento de los bloques de techo y piso de la Cabalgadura de Papalutla y de la Zona de Cizalla La Encinera, y asociarlos con eventos tectónicos previamente fechados para comprender la actividad de estas estructuras en la historia regional del sur de México.

2.3. Objetivo

Este trabajo tiene como objetivo caracterizar las estructuras mayores que delimita la margen oriental de la Plataforma Guerrero-Morelos y acotar la edad de su último evento de exhumación mediante el uso de termocronología de baja temperatura, y proponer un modelo de evolución de la Cabalgadura de Papalutla.

Para la realización de este objetivo se plantearon los siguientes objetivos específicos:

Caracterizar la cinemática y las relaciones espaciales de la Cabalgadura de Papalutla y de la Zona de Cizalla La Encinera mediante secciones geológicas.

Conocer la edad de exhumación del Complejo Acatlán a través de fechamientos termocronológicos en apatitos y circones en el bloque de techo y piso de la Cabalgadura de Papalutla y de la Zona de Cizalla La Encinera.

Conocer posibles trayectorias térmicas para las edades de enfriamiento mediante modelado inverso.

Generar un modelo geológico para la edad de exhumación de la margen oriental de la Plataforma Guerrero-Morelos.

3. Metodología

La metodología que se siguió en este trabajo incluye tres etapas principales: trabajo de campo, análisis de laboratorio y análisis de resultados (Fig. 3.1).

La primera etapa consistió en la revisión bibliográfica enfocada en la descripción de los rasgos estructurales que competen a este estudio, la Cabalgadura de Papalutla y la Zona de Cizalla La Encinera, la litología del área y los fechamientos previamente realizados. Posteriormente, se llevaron a cabo varias campañas de campo cuyos objetivos principales fueron la documentación de estructuras geológicas y la recolección de muestras para los análisis de termocronología.

La segunda etapa consistió de la descripción, preparación y fechamiento de las muestras colectadas con el método de (U-Th)/He y fechamiento doble He-Pb (*Double Dating*). Después de obtener las edades de enfriamiento, se realizó una validación de resultados mediante un análisis estadístico.

Finalmente, en la tercera etapa, se realizaron las interpretaciones de las edades de las muestras considerando la geología regional y los resultados del modelado inverso obtenidos con el programa *HeFTy*. La simulaciones en el programa *HeFTy* se realizaron para determinar las trayectorias de enfriamiento mas probables de cada muestra y con ello determinar o corroborar los principales eventos de enfriamiento.

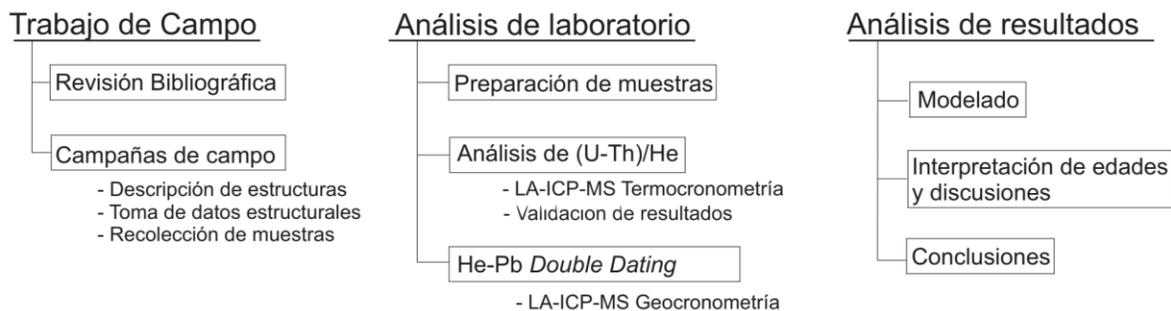


Figura 3.1. Esquema de la metodología seguida durante el desarrollo de este trabajo.

3.1. Trabajo de Campo

3.1.1. Revisión bibliográfica

Para la elaboración y verificación cartográfica se utilizaron las cartas geológicas de De-Cserna *et al.* (1980), del Servicio Geológico Mexicano E14-9 y E14-12 (escala 1:250,000; Campa-Uranga *et al.*, 1998; Rivera-Carranza *et al.*, 1998), Fitz-Díaz (2001), Ramos-Arias y Keppie (2010), Ramos *et al.* (2011), y Ramírez-García (2016). La información contenida fue complementada usando imágenes satelitales y observaciones en campo.

3.1.2. Campañas de campo

El trabajo de campo consistió principalmente de la documentación de las estructuras geológicas observadas en el área de estudio. Para realizar este registro, se tomaron datos estructurales de los rasgos que afloraban en las carreteras que conectan los poblados del área, así como en algunas cañadas del Río Papalutla.

La recolección de muestras se realizó a lo largo de tres secciones estructurales, dando prioridad a la posición estructural de la muestra y su altitud (Fig. 5.2). Para la sección A-A', se tomaron dos muestras en el bloque de piso de la CP para comparar su historia térmica con las muestras del bloque de techo. Mientras que las tres muestras colectadas en el techo de la CP se recolectaron en intervalos de 500 m de altitud, con el fin de comparar las edades de enfriamiento de una sola litología a diferentes paleo-profundidades y definir una posible tasa de enfriamiento o exhumación.

En la sección B-B' y C-C', se recolectaron un total de seis muestras, dos muestras de cada escama estructural, con el fin de comparar entre sí las edades de enfriamiento utilizando como criterio la proximidad de las muestras con la ZCLE.

Finalmente, se seleccionó una muestra de la base de la Formación Cualac para fechamiento doble He-Pb con el fin de conocer la procedencia de sus sedimentos y la edad de exhumación de los bloques que los proporcionaron.

La continuidad en la recolección de muestras de las litologías restantes al sureste de la zona de estudio fue interrumpida debido a limitantes financieras y de tiempo, pero se retomará en estudios posteriores.

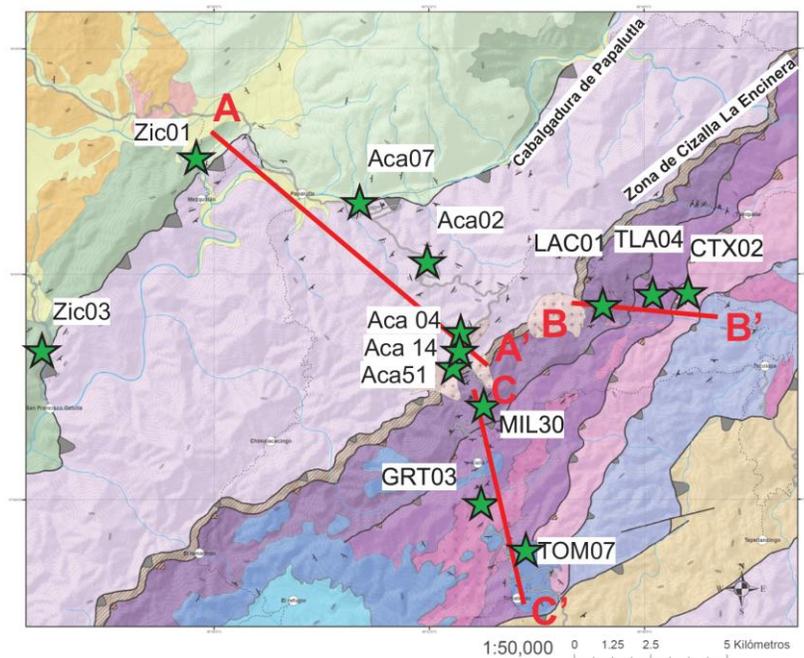


Figura 3.2. Ubicación de muestras para termocronología de baja temperatura.

3.2. Análisis de laboratorio

A continuación, se hace una breve descripción de la preparación de las muestras para los análisis de (U-Th)/He en apatito y circón, y fechamiento doble He-Pb. Adicionalmente, se hace una breve descripción del fundamento y características de los métodos utilizados. Las particularidades teóricas de cada método se describen en el Anexo III.

3.2.1. Preparación de muestras

Para preparar las muestras colectadas se siguió la metodología de separación de minerales pesados de Macías-Romo (2003)(Fig. 3.3). La preparación de muestras se realizó en las instalaciones del Instituto de Geología de la U.N.A.M.



Figura 3.3. Proceso de separación de circones y apatitos.

La separación manual consistió en seleccionar circones y apatitos aptos para los análisis de termocronología. Los factores que se consideraron para la selección de cristales adecuados son los siguientes:

- Los cristales deben tener un ancho de entre 75 μm y 200 μm , el espesor medido del cristal debe ser ortogonal al eje C (Fig. 3.4). Los cristales demasiado pequeños son más

propensos a correcciones importantes y los cristales demasiado grandes requieren un ataque químico más prolongado.

- b) La forma de los cristales debe ser euhedral (Fig. 3.4.a, Fig. 3.4.c). Si los cristales son detríticos, éstos deben ser lo menos esféricos posible (Fig. 3.4.b). En caso de tener escasos cristales completos, solo aquellos con una sola fractura ortogonal al eje C pueden ser seleccionados (Fig. 3.4.d).
- c) Los cristales de circón deben estar libre de inclusiones sólidas importantes. Mientras que los cristales de apatito deben estar libres de cualquier inclusión. Se deben de excluir las inclusiones en apatitos debido al uso de ácidos más débiles (HNO_3), en comparación con aquellos utilizados para el circón (HF). Para verificar la ausencia de inclusiones, se revisaron los cristales minuciosamente con un microscopio de luz polarizada.
- d) Se deben evitar circones con texturas metamórficas.

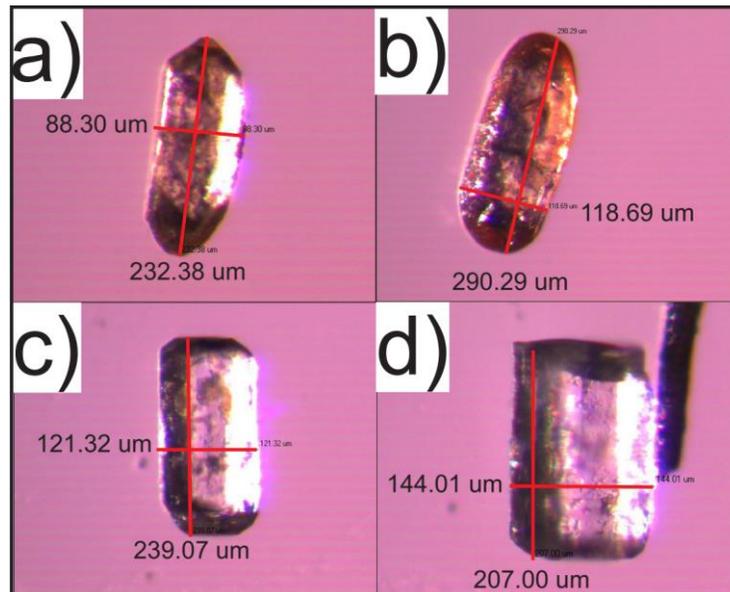


Figura 3.4. Fotomicrografía de cristales adecuados para análisis de termocronología. a) Circón euhedral. b) Circón erosionado. c) Apatito euhedral. d) Apatito fracturado.

3.2.2. Análisis de (U-Th)/He

El fechamiento con el sistema (U-Th)/He (Rutherford, 1905; Strutt, 1905; Zietler *et al.*, 1987) se basa en la acumulación de ^4He (partículas alfa) producidas por el decaimiento alfa del ^{238}U , ^{235}U , ^{232}Th y ^{147}Sm en un mineral. La acumulación del ^4He en el mineral depende de la difusión de las partículas de ^4He fuera del cristal debido al incremento de la temperatura. La cuantificación del ^4He permite determinar la edad a la cual el sistema isotópico disminuyó su temperatura por debajo de la temperatura de cierre y empezó a retener He; aprovechando la incompatibilidad de los gases nobles para formar compuestos silicatados (Harrison y Zietler, 2005).

Las ventajas que tiene el fechamiento por (U-Th)/He son la rápida evolución del sistema a través del tiempo, sus bajas temperaturas de cierre, la fácil adquisición de muestras con U y Th, la fácil medición de sus isótopos y la baja probabilidad de contaminación atmosférica (Zietler *et al.*, 1987; Wolf *et al.*, 1998; Farley, 2002; Harrison y Zietler, 2005; Reiners, 2005).

Las desventajas de este fechamiento son la posible alteración de edades por variaciones térmicas, la influencia de las inclusiones minerales en la edad, las imperfecciones cristalinas y el manejo de ácidos fuertes (ácido fluorhídrico) durante el análisis de los minerales (Strutt, 1905; Farley, 2002; Farley y Stockli, 2002; Reiners, 2005).

En este estudio se utilizó el sistema (U-Th)/He en apatito y circón debido a sus bajas temperaturas de cierre y a la poca profundidad que éstas temperaturas representan.

La temperatura de cierre para el sistema (U-Th)/He en apatito es de entre 55° y 80 °C (Zeitler *et al.* 1987; Farley 2000) aproximadamente, la cual hace que el sistema sea sensible a procesos tectónicos de baja profundidad y a procesos de erosión. Este rango de temperatura ayuda a conocer características térmicas de los últimos dos a tres kilómetros de profundidad (dependiendo del gradiente geotérmico).

La temperatura de cierre para el sistema (U-Th)/He en circón varía de 160° a 200 °C (Hurley 1952; Damon, 1957; Reiners *et al.* 2004) dependiendo de la tasa de enfriamiento y la magnitud del dominio de difusión (Reiners, 2005). Este rango de temperatura ayuda a conocer características térmicas de los últimos cinco a ocho kilómetros de profundidad (dependiendo del gradiente geotérmico).

Procedimiento

La técnica utilizada para fechar mediante (U-Th)/He combina la cronometría de helio con calentamiento láser y dilución isotópica. Estos análisis de laboratorio se realizaron en el Laboratorio (U-Th)/He y U-Pb de Geo-Termocronometría, en la Universidad de Texas en Austin, E.U.A.; en colaboración con el Dr. Daniel Stockli, Profesor del Departamento de Geociencias de la Escuela Jackson de Geociencias (*Jackson School of Geosciences*).

Una vez que se seleccionaron los cristales adecuados, se siguieron los siguientes pasos:

- 1) Cada uno de los cristales fue medido (Fig. 3.4) y empaquetado en un tubo de platino de 1x1 mm, 0.025 mm de espesor y 99.99% de pureza. Los paquetes posteriormente fueron colocados en una cámara de cobre de alto vacío.
- 2) Los paquetes fueron calentados con un láser Nd-YAG por 10 minutos a 1000°C para apatito y 1300 °C para circón (1064 nm, <1 W, onda continua; House y Stockli, 2000). La temperatura fue estimada midiendo la luminiscencia del paquete con un pirómetro

óptico. El proceso de calentamiento y desgasificación de cristales se repitió hasta que los valores de He extraído eran similares a los valores de fondo (<1% del valor previo).

- 3) El ^4He radiogénico extraído fue combinado con un trazador de ^3He (*spike*) en una línea de ultra alto vacío, y posteriormente fueron separados de otros gases con un sistema de purificación criogénica bajo una temperatura de 16-37 °K. La mezcla final fue analizada con un espectrómetro de masa cuadrupolar *Blazers Prisma QMS-200* para conocer las tasas de $^3\text{He}/^4\text{He}$. La precisión del He medido es del 0.3-0.5%.
- 4) Después de la desgasificación, los cristales fueron disueltos en ácidos junto con trazadores para determinar sus concentraciones de U, Th y Sm. Los procedimientos de disolución varían con el mineral. En el caso del apatito, las muestras fueron trazadas (*spike* ^{230}Th , ^{235}U , ^{149}Sm) y disueltas en ácido nítrico (30% HNO_3) a 90°C por una hora. Mientras que los circones fueron extraídos de su empaque de platino, trazados (*spike* ^{230}Th , ^{235}U , ^{149}Sm) y disueltos en ácidos (HF-HNO_3 y HCl) a 180°C por cuatro días.
- 5) Las soluciones trazadas fueron analizadas con ayuda de un espectrómetro de masas *Thermo Element2 HR-ICP-MS* con nebulizador micro-concéntrico (error <1-2%). Las edades de He de las muestras, y sus correcciones, fueron calculadas con un software propio del laboratorio. Los errores de edad son de 6%, 2σ para Ap y 8%, 2σ para Zr.

Validación y reducción de resultados

La validación de edades de He consistió en comparar las edades obtenidas con su contenido de U, Th y Sm (Ue, Uranio efectivo), para discernir entre edades representativas y edades con errores analíticos, debidos a pérdida de material (Fig. 3.5.a), y/o alteraciones composicionales como metamictización o inclusiones (Fig. 3.5.b).

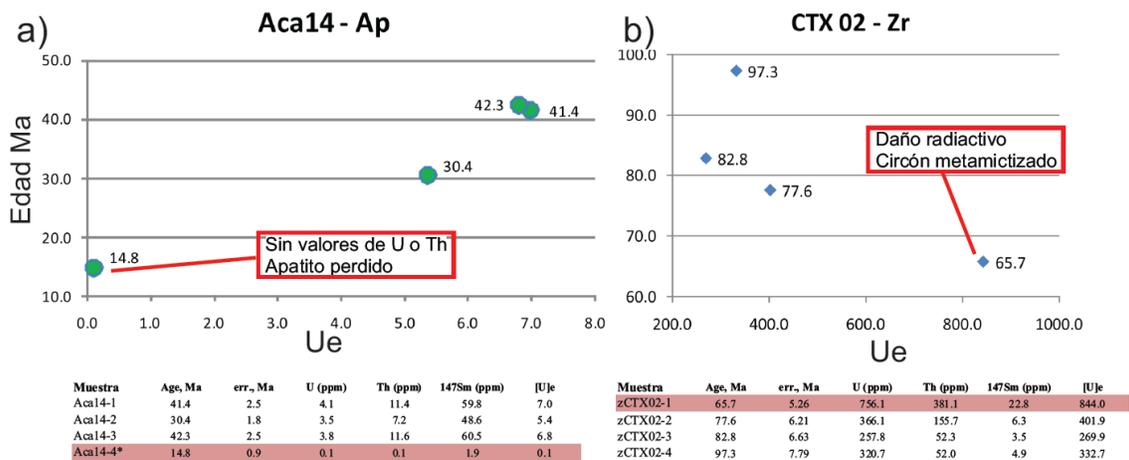


Figura 3.5. Ejemplos de validación de resultados para a) circón y b) apatito mediante su correlación con el contenido de uranio efectivo Ue.

Después de que las edades fueron depuradas, se observó que las edades de He pertenecientes a una sola muestra, tienen una gran similitud entre sí. La inevitable dispersión de los valores representa un rango de edad que, si se consideran las incertidumbres (error), puede sobrestimar o subestimar la edad de enfriamiento de una muestra. Para poder acotar una edad de enfriamiento que sea representativa de todas las edades y sus incertidumbres, se generó una edad combinada a partir de un modelo de mezcla Gaussiana, considerando a las edades como funciones de densidad.

Una función de densidad describe la probabilidad relativa para la cual una variable aleatoria puede tomar un determinado valor (Bolker, 2008). La probabilidad de que la variable aleatoria tenga un valor perteneciente a una región específica del espacio de posibilidades dependerá del área definida por la integral de la densidad contenida entre los valores de incertidumbre (Fig. 3.6.a).

Un modelo de mezcla Gaussiana es el modelo probabilístico utilizado para representar la presencia de subpoblaciones en una sola población (Bolker, 2008). La ventaja de este modelo es que puede representar la distribución de probabilidad de una observación en la población general y puede ser utilizado para realizar inferencias estadísticas y aproximaciones con base en las propiedades (edad e incertidumbre) de las subpoblaciones, sin necesidad de identificarlas o ponderarlas (Fig. 3.6.b).

El modelo de mezcla utilizado en este trabajo combina estadísticamente las edades de He considerando la incertidumbre de cada una de ellas. El resultado de esta mezcla es una edad definida por una densidad de población máxima, es decir la edad más factible (Fig. 3.6.c), y cuya incertidumbre asimétrica está en función de las edades consideradas y de sus incertidumbres. Los límites de probabilidad de edad que se consideraron en este trabajo corresponden al 90% de la población ya que proveen un margen de edad suficientemente representativo.

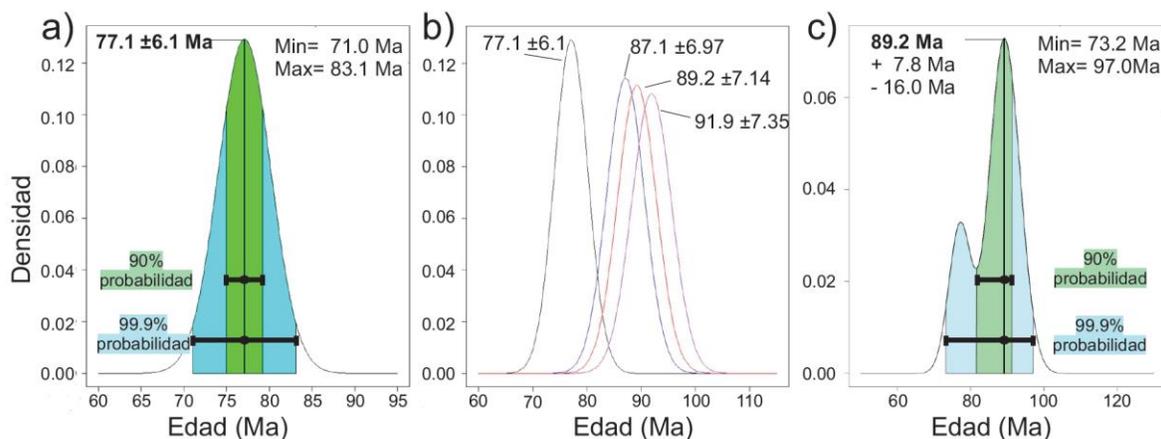


Figura 3.6. Modelo de mezcla Gaussiana. a) Representación de una edad de enfriamiento como función de densidad. En esta representación, la incertidumbre es simétrica. b) Funciones de densidad de varias edades de enfriamiento de una misma muestra. c) Modelo de mezcla de edades de enfriamiento. La edad resultante tiende a ajustarse a edades muy similares o a edades con menor incertidumbre. En esta representación, la incertidumbre ya no es simétrica.

Aquellas familias de edades con valores sumamente dispersos fueron combinadas parcialmente para evitar un innecesario incremento de la incertidumbre, el cual ya no es representativo de una edad de enfriamiento relacionada a un evento tectónico. Sin embargo, todas las edades se consideraron para la interpretación geológica de las muestras.

3.2.3. Fechamiento doble He-Pb

El fechamiento doble He-Pb (*He-Pb Double dating*, Reiners *et al.*, 2005b) es la técnica que aplica los métodos de fechamiento U-Pb y (U-Th)/He en un solo cristal de circón que pertenece a una población. El fin de este método es caracterizar y diferenciar la distribución de frecuencia de edades de cristalización de una población de circones.

La caracterización de grupos de circones, con el método (U-Th) /He, cuya distribución de frecuencia de edad de cristalización se conoce mediante el fechamiento U-Pb, tiene como objetivos (Reiners *et al.*, 2005b): 1) mejorar la resolución de los estudios de procedencia, 2) constreñir las edades de depósito en rocas sedimentarias, y 3) mejorar la comprensión de las historias térmicas de las rocas que aportaron los circones.

Para los estudios de procedencia, la capacidad de poder diferenciar las edades de enfriamiento permite inferir las características térmicas de la fuente de los sedimentos, por ejemplo, distinguir entre dos fuentes de sedimentos con edades de cristalización similares que fueron exhumadas en intervalos de tiempo diferentes, o distinguir entre dos fuentes de sedimentos diferentes que fueron exhumadas de manera sincrónica.

Procedimiento

La técnica utilizada para el fechamiento doble combina la técnica de (U-Th)/He, previamente descrita, con la técnica de ablación laser para el fechamiento por U-Pb. Estos análisis de laboratorio se realizaron en el Laboratorio (U-Th)/He y U-Pb de Geo-Termocronometría, en la Universidad de Texas en Austin.

Una vez que los circones fueron separados, se siguieron los siguientes pasos:

- 1) Se adhirieron los circones (sin pulir) en una base utilizando cinta adhesiva, para posteriormente ser mapeados. A partir de las imágenes utilizadas en el mapeo, se seleccionaron 150 circones de manera aleatoria.
- 2) Los cristales seleccionados fueron analizados mediante un sistema de ablación láser, mientras que los análisis composicionales fueron realizados utilizando un láser (*PhotonMachine Analyte G.2*) acoplado a un espectrómetro de masas cuadrupolar (*Thermo Element 2 ICP-MS*). El diámetro de la ablación fue de 30 μm de ancho y 16 μm de profundidad (Hart *et al.*, 2016).
- 3) Los datos de los análisis fueron reducidos y graficados usando el software *lolite*®.

3.2.4. Modelado Inverso

Los sistemas termocronológicos comparten tres características: isótopos padre, isótopos hijo y uno o más procesos dependientes del tiempo y temperatura mediante los cuales se pierden isótopos hijo. Si dichos isótopos y procesos se miden en el laboratorio y su comportamiento se extrapola en el tiempo geológico, entonces es posible construir modelos de predicción que indiquen como es que una parte del sistema evoluciona de acuerdo a un arreglo isotópico inicial y condiciones conocidas de temperatura a través del tiempo (Ketcham, 2005). El modelado predictivo para el sistema (U-Th)/He consiste en buscar las posibles soluciones numéricas de acumulación de He a partir de una trayectoria térmica, dicha acumulación de He considera la producción por decaimiento y la pérdida por difusión (Dunai, 2005). Por el contrario, el modelado inverso consiste en buscar las trayectorias térmicas a partir de una condición isotópica inicial y una condición final.

En general, debido a la falta de información, la precisión limitada de mediciones y un número de singularidades del sistema, más de una historia térmica es consistente con la condición final. Como resultado, el modelado inverso usualmente consiste en simular, mediante modelado Monte Carlo aplicado a las ecuaciones de edad de (U-Th)/He y de difusión, un conjunto de trayectorias térmicas que son consistentes con los datos medidos, y cuya veracidad se basa en métodos estadísticos como la calidad de ajuste (*GOF, Goodness of Fit*). La calidad de ajuste indica la probabilidad de que los datos modelados sean justificados por los datos observados, ya sea de manera aceptable ($GOF > 0.05$) o buena ($GOF > 0.5$).

En este trabajo, se utilizó el programa *HeFTy* (Ketchman, 2005) para obtener la máxima cantidad de información posible con los datos termocronológicos a través del modelado inverso con el fin de conocer las posibles trayectorias térmicas de las muestras y compararlas con las interpretaciones geológicas. El programa está diseñado para poder definir trayectorias térmicas probables a partir de la edad de He en circon, la concentración de U y Th, y los intervalos de tiempo para los cuales se conoce la temperatura relativa (por ejemplo, la temperatura superficial de sedimentos de una cuenca durante su depósito, o el pico de P y T durante un evento metamórfico).

4. Resultados

4.1. Mapa Geológico

El primer logro de este trabajo fue la realización de un mapa geológico-estructural (Fig. 4.1), de escala 1:50,000, de la margen oriental de la PGM a partir de la recopilación de trabajos anteriores (Campa-Uranga *et al.*, 1998; Fitz-Díaz, 2001; Ramos-Arias y Keppie, 2010; Ramos-Arias *et al.*, 2011), imágenes satelitales y observaciones en campo. En este mapa, se plasman con mayor detalle la distribución espacial de los diferentes tipos de rocas que hay en los bloques de techo y de piso de la CP y de la ZCLE, así como la geometría de las estructuras kilométricas de la región.

A lo largo del área, se hicieron observaciones estructurales para construir tres secciones que ilustran la geometría de las estructuras y la distribución a profundidad de las unidades litológicas del área. Estas secciones sirvieron como base para comprender la disposición estructural de las unidades litoestratigráficas y ubicar las localidades de muestreo óptimas para los análisis termocronológicos.

Debido a la extensión del área de estudio y el tiempo establecido para la realización de este trabajo, los litodemas Buenavista y Zacango no pudieron ser incluidos. Futuros estudios se enfocarán a complementar y ampliar las caracterizaciones estructurales de los litodemas restantes de la Suite Piaxtla.

4.2. Secciones estructurales

En este apartado se muestran las características estructurales de las rocas que forman parte de la margen oriental de la PGM. Los resultados que se presentan fueron obtenidos a partir del registro de estructuras en campo (Fig. 4.2), así como observaciones de lámina delgada. Los pliegues que se documentaron se describen usando la clasificación de Ramsay (1967).

Los resultados del análisis estructural del área se muestran en tres secciones estructurales: la sección A-A', cuyas rocas pertenecen al bloque de techo y de piso de la CP; y las secciones B-B' y C-C', cuyas rocas pertenecen al bloque de techo de la ZCLE. En la sección A-A' se comparan las estructuras de la PGM y el Litodema Cosoltepec, mientras que en las secciones B-B' y C-C' se comparan las estructuras de los litodemas de la Suite Piaxtla.

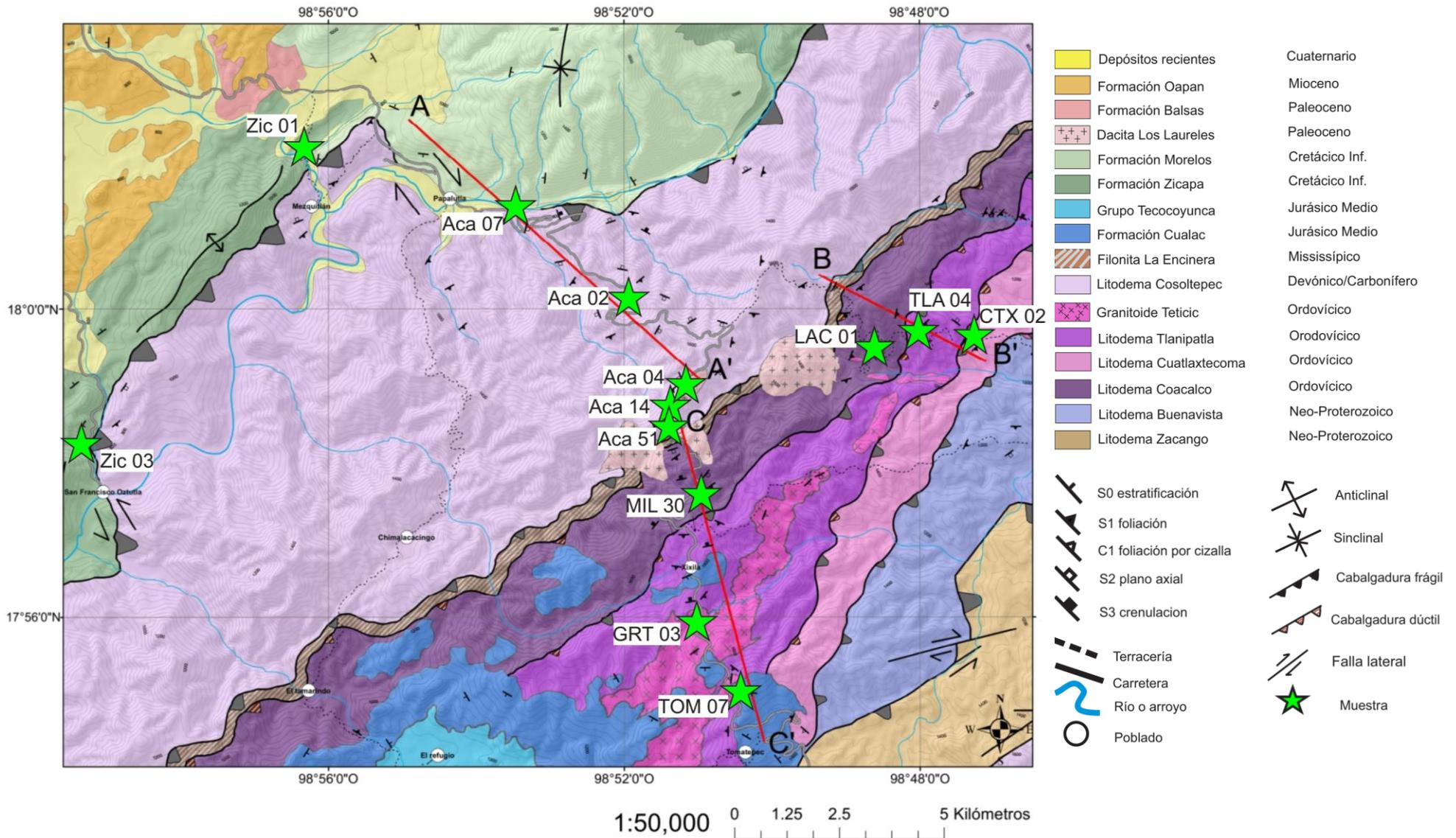


Figura 4.1. Mapa geológico de la margen oriental de la Plataforma Guerrero-Morelos. Recopilado de los trabajos de Campa-Uranga *et al.*, 1998; Fitz-Díaz, 2001; Ramos-Arias y Keppie, 2010; Ramos-Arias *et al.*, 2011.

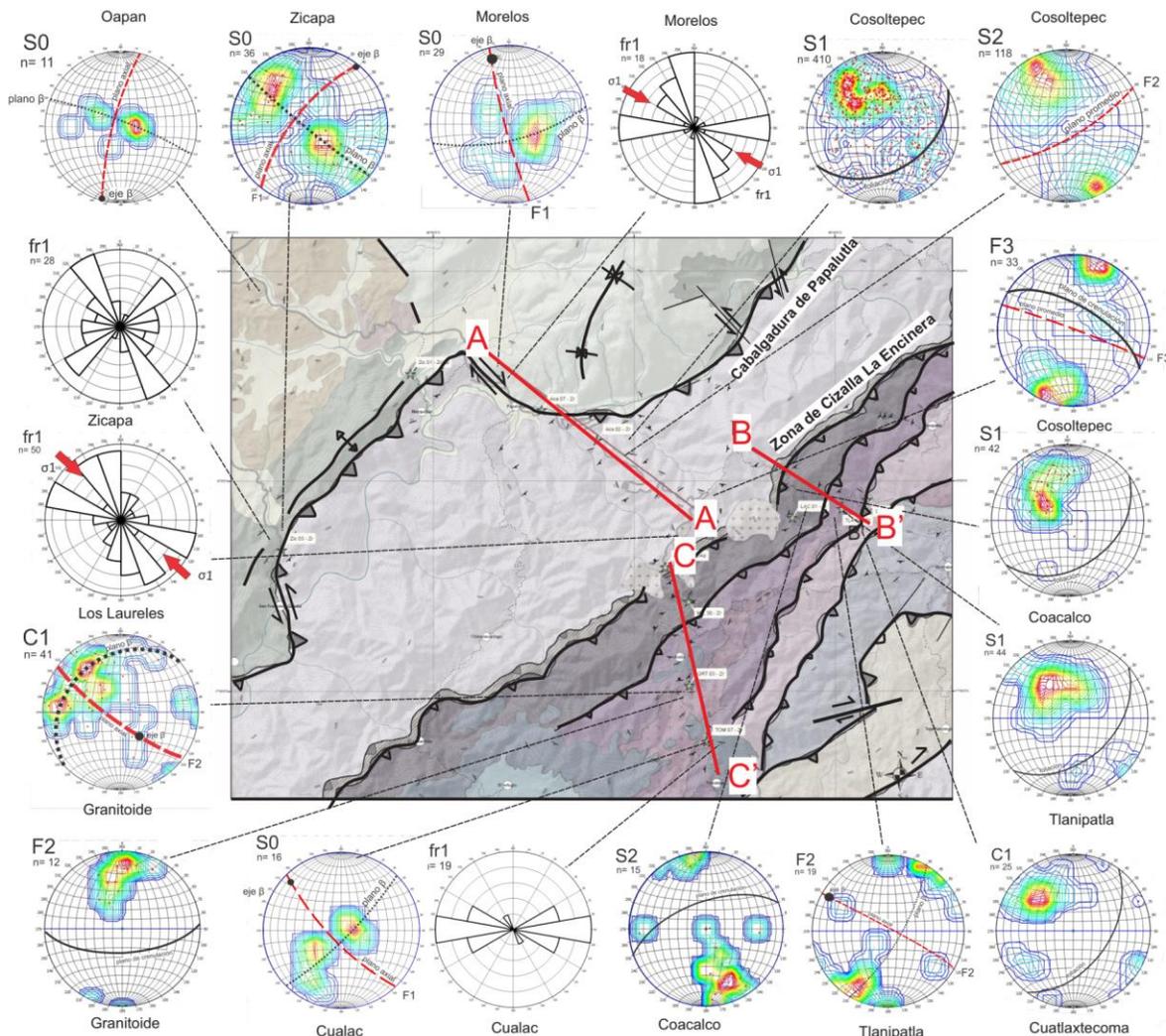


Figura 4.2. Mapa sintético de las localidades estudiadas, a partir de las cuales se obtuvieron los datos estructurales mostrados en los diagramas estereográficos de polos que rodean al mapa. S0= estratificación, Fx= planos axiales, S1= foliación penetrativa, S2= foliación/crenulación sobrepuesta, C1= foliación por cizalla, fr1= fracturas.

4.2.1. Sección A-A'

En esta sección se documentaron las estructuras y relaciones de corte del Litodema Cosoltepec, las formaciones Zicapa y Morelos, la dacita Los Laureles y la Cabalgadura de Papalutla.

4.2.1.1. Cabalgadura de Papalutla

El mejor afloramiento de la CP se encuentra al noroeste del poblado de San Francisco Oztutla, en donde se puede observar la sobreposición del Litodema Cosoltepec sobre los estratos de la Formación Zicapa, a través de la CP. La roca que se encuentra entre el litodema paleozoico y la

formación cretácica es una brecha de falla de espesor variable (Fig. 4.3.a) formada por fragmentos angulosos a sub-redondeados de arenisca, cuarcita, filita y cuarzo metamórfico, contenidos en una matriz de salbanda rojiza, rica en óxidos de hierro (Fig. 4.3.b).

A escala de lámina delgada (Fig. 4.3.c), la brecha que pone en contacto a la Formación Zicapa y el Litodema Cosoltepec consiste de fragmentos de roca volcánica cloritizada, filita, cuarcita y cristales fracturados de cuarzo contenidos en una matriz de óxido (Aca40, Anexo II).

La deformación frágil adyacente a la CP se puede apreciar en zonas de cataclasita y brechas afectando a las Formaciones Morelos y Zicapa. Sin embargo, no es tan evidente en el Litodema Cosoltepec debido al paralelismo de la cabalgadura con la foliación de la cuarcita.

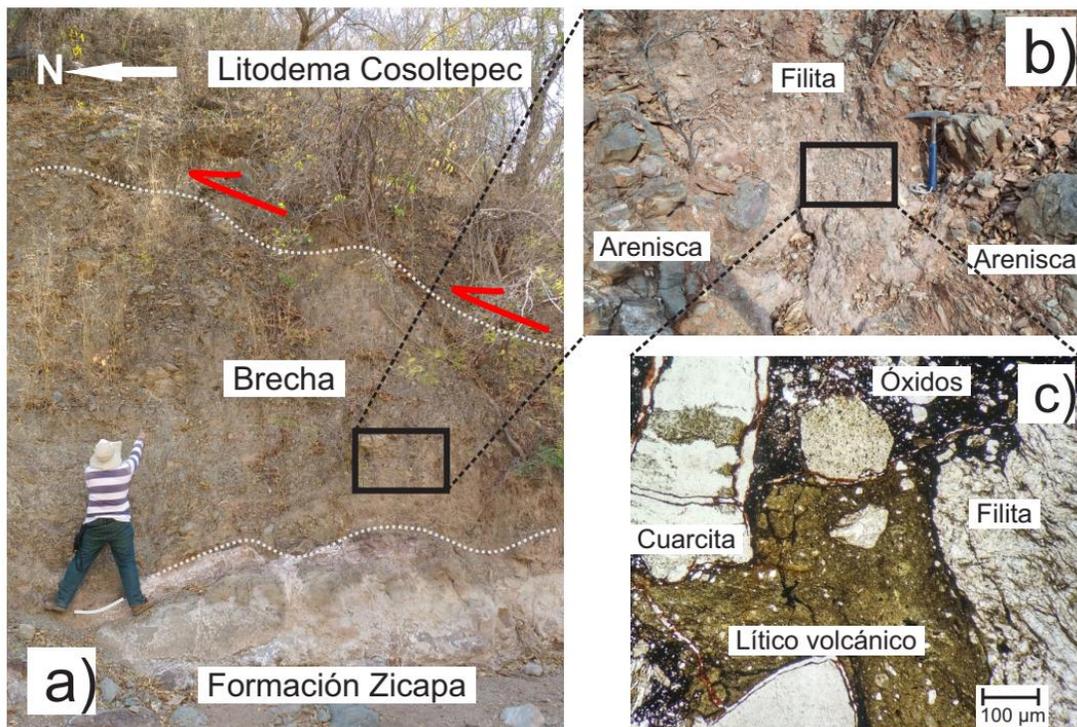


Figura 4.3. a) Cabalgadura de Papalutla. b) Fragmentos de filita y arenisca contenidos en la brecha de la Cabalgadura de Papalutla. c) Fotomicrografía de la brecha de falla (Aca40, Anexo II).

4.2.1.2. Deformación en el Litodema Cosoltepec

El Litodema Cosoltepec tiene la mayor cantidad de estructuras expuestas. Su textura es dependiente del tamaño de grano, presentando texturas con foliación continua en rocas de grano fino (Fig. 4.4. a y d) y foliación espaciada intercalada con bloques, en rocas de grano grueso (Fig.4.4. b y c). A escala de afloramiento, la foliación S1 está definida por la orientación de micas blancas y granos de cuarzo ligeramente aplastados; mientras que a escala de lámina delgada, S1 está definida por la orientación de micas y cuarzoes elongados en microlitones deformados de cuarcita (AcaCg 02, Anexo II). La foliación S1 es de plano axial ya que se observaron estructuras de

acortamiento como pliegues isoclinales, lentes de deformación simétricos, ganchos y charnelas dislocadas (Fig.4.4. a y c; AcaCg04, Anexo II).

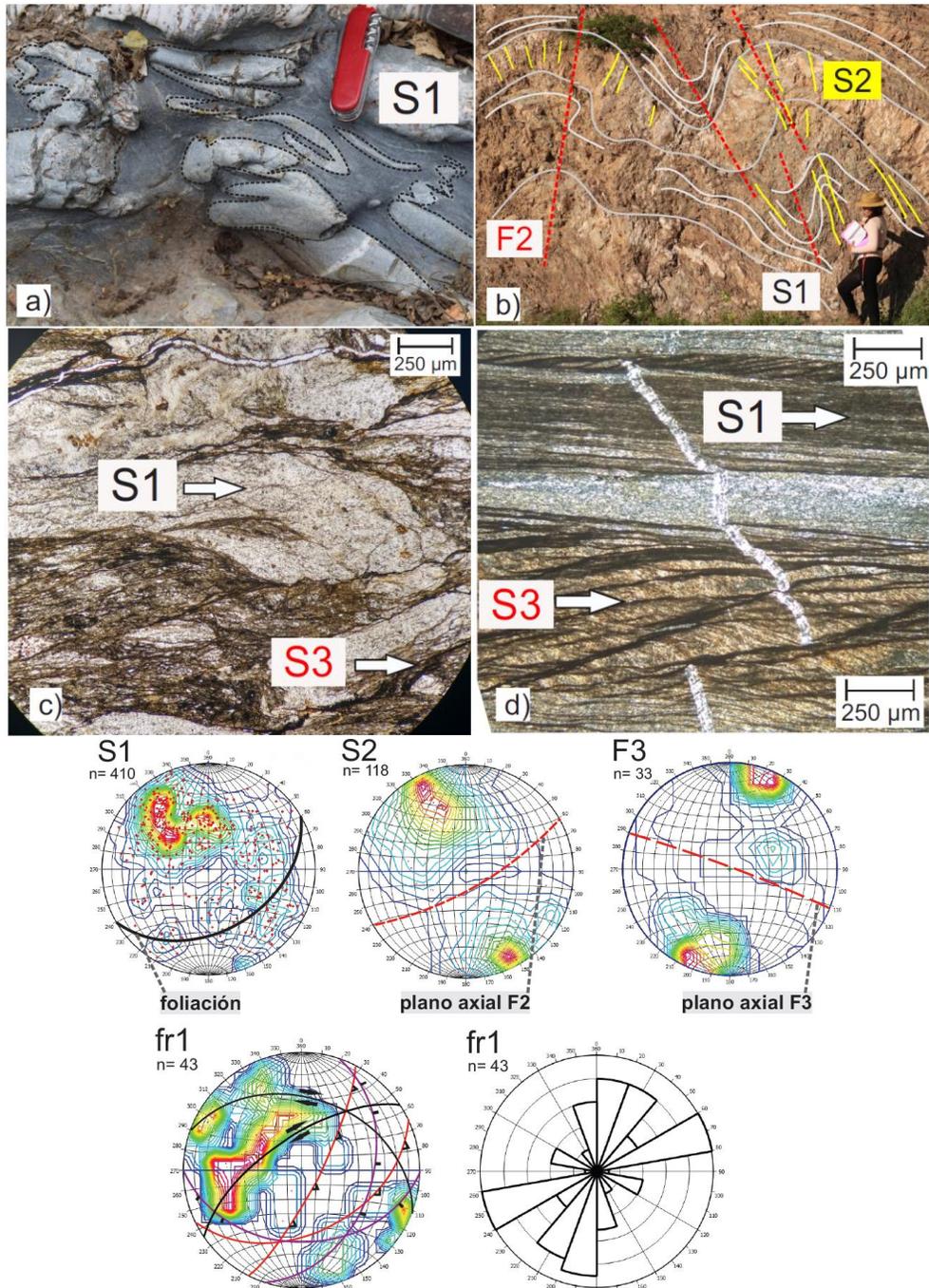


Figura 4.4. a) Pliegues isoclinales y ganchos en cuarcita con horizontes de filita. b) Cuarcita de grano grueso con foliación plegada. c) Fotomicrografía de microlitón de cuarcita formando un gancho paralelo a S1. A S1 se le sobrepone un incipiente clivaje de crenulación S3. d) Fotomicrografía de la foliación de filita S1 deformada por clivaje de crenulación S3. Abajo. Diagramas estereográficos de polos de las tectonitas S y fracturas. S1=planos de foliación. S2=foliación y planos axiales asociados a F2. F3=planos axiales y planos de crenulación asociados a F3 (ángulo interflanco 152°). fr1=planos de fracturas y fallas, y orientación preferencial de fracturas.

La foliación tiene una orientación promedio de N60°E y se inclina hacia el SE. Además, está deformada en pliegues F2, cerrados a abiertos, y sub-verticales, tipo 1B y 1C de Ramsay (Fig. 4.4.b); así como crenulaciones centimétricas a milimétricas F3 (Fig. 4.4.d). Los pliegues F2 con orientación N60°E se observan mayormente en las zonas donde domina la cuarcita, mientras que en las zonas filíticas (Fig. 4.4., S2) es más común observar pliegues suaves. Además, se observa una tercera generación de pliegues abiertos F3 con orientación S110°E, sobrepuestos casi ortogonalmente a F2.

En el Litodema Cosoltepec se observaron estructuras de régimen dúctil como pliegues, foliaciones y lineaciones, lentes de deformación; y estructuras frágiles como vetas de óxidos *en echelon*, fracturas, brechas de falla de decenas de metros de espesor con orientación paralela a S1, y fallas con orientaciones cercanas a S1, que pueden ser interpretadas como estructuras de reactivación (Fig. 4.4., fr1).

Finalmente, cerca del contacto con la diorita Los Laureles, se encontró una brecha tectónica con hidrotermalismo, localizada en filita y formada por fragmentos sub-redondeados de cuarcita y filita contenidos en una matriz de óxidos (Aca14, Anexo II). La mineralogía de la brecha hidrotermal incluye circones y apatitos.

4.2.1.3. Deformación en la Formación Zicapa

Las observaciones de la deformación de la Formación Zicapa se realizaron en las cercanías de la CP (Fig. 4.2). Ello permitió documentar pliegues desarrollados en esta unidad y analizar su relación de corte con la CP. Las observaciones en campo y el diagrama estereográfico de polos a los estratos de la Formación Zicapa permite caracterizar un pliegue anticlinal asimétrico, abierto con orientación N40°E y con un plano axial inclinado hacia el NW (Fig. 4.5., S0), indicando una dirección de máximo acortamiento NW-SE y una posible dirección de transporte hacia el SE.

Además, los estratos tienen varias fracturas y fallas (Fig. 4.5), de las cuales se pueden distinguir dos orientaciones preferenciales: NW-SE y NE-SW. Las fallas con orientación NE-SW, muestran una cinemática inversa (Fig. 4.5., fr1), con dirección de transporte hacia el NW, opuestas a la vergencia del pliegue y similares en orientación y transporte a la CP. Mientras que las fracturas con orientación NW-SE coinciden con la orientación principal del sistema de fallas de Iguala (Fitz-Díaz, 2001).

A escala de lámina delgada, en las lavas ubicadas al norte del Poblado de Mezquitlán, la roca presenta una textura porfídica con microfracturas rellenas de calcita y xenolitos de cuarcita y filita (Fig. 4.6.b; Zic02, Anexo II). Además, la roca presenta fases mineralógicas de alteración, como clinzoisita y biotita, así como texturas de reemplazamiento (Fig. 4.6.a; Zic01, Anexo II).

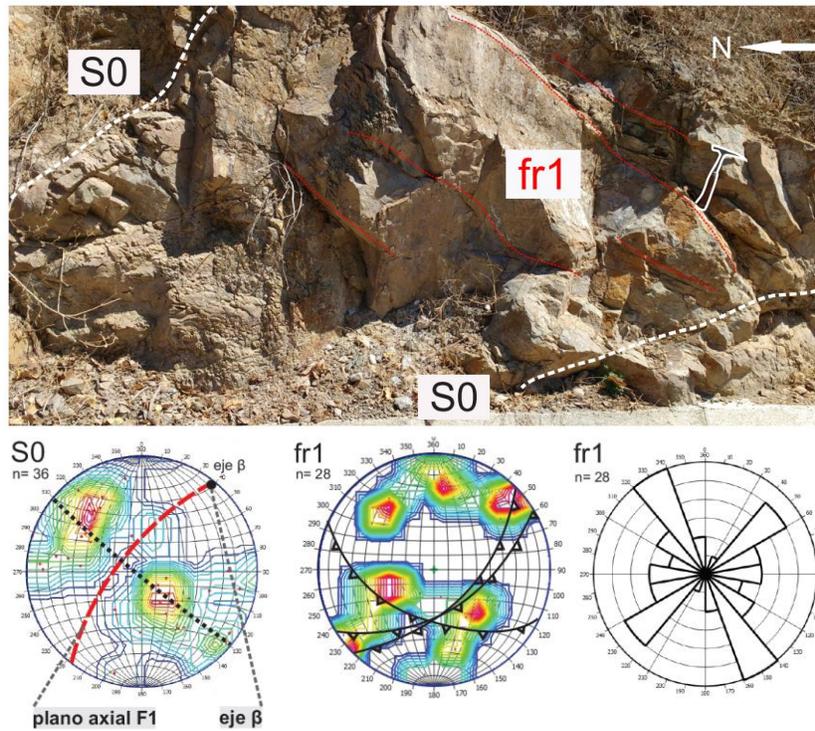


Figura. 4.5. Brecha y fracturas oblicuas a la estratificación de la arenisca Zicapa. Abajo. Esquemas estereográficos de polos: S0) Planos de estratificación, plano axial de y eje β con su respectivo plano (ángulo interflanco: 84°). fr1) Planos de fracturas y fallas, y roseta de orientaciones.

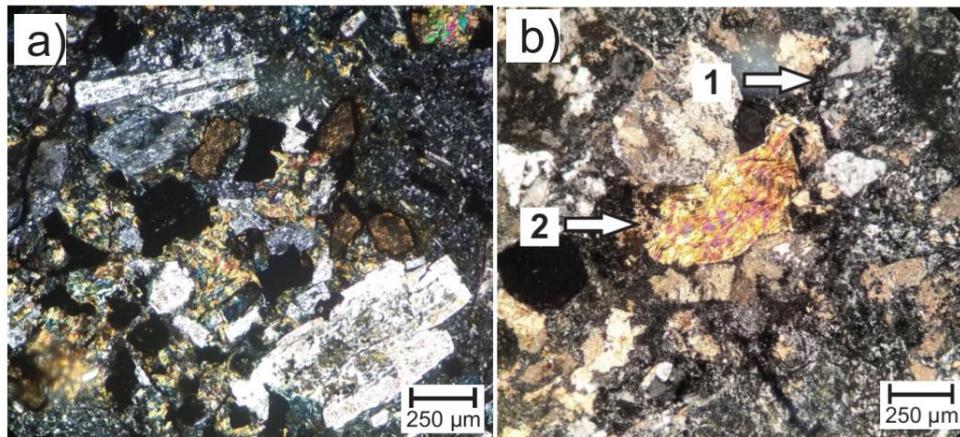


Figura 4.6. a) Fotomicrografía de cristales no deformados de clinozoisita, epidota, biotita y plagioclasa reemplazada por epidota. Nícoles cruzados. b) Fotomicrografía de xenolitos de cuarcita (1) y filita (2) redondeados. La filita tiene un clivaje de crenulación. Nícoles cruzados.

4.2.1.4. Deformación en la Formación Morelos

En capas gruesas de caliza de la Formación Morelos se observan tres tipos de estructuras en las inmediaciones de la CP: pliegues, fallas paralelas a la CP, y una falla lateral con orientación NW-SE.

Los pliegues en estas rocas tienen dimensiones de centenas de metros a kilómetros. Las mediciones para caracterizar la geometría de los pliegues, se realizaron en las proximidades de la CP, lo cual permitió caracterizar las relaciones de corte entre ambas estructuras. El diagrama estereográfico de polos de la estratificación define un pliegue anticlinal cerrado con orientación $N10^{\circ}W$ y cuyo plano axial está ligeramente inclinado hacia el SW (Fig. 4.7., S0). La orientación, e inclinación de este pliegue es diferente respecto al pliegue documentado en la Formación Zicapa y a la tendencia general de los pliegues de la PGM, aunque también tiene vergencia hacia el Este.

Adicionalmente, en las laderas del Río Papalutla, se pueden observar rampas, imbricaciones y pliegues por propagación de falla (Fig. 4.7.a), las cuales acusan una dirección de transporte hacia el SE. Es decir, tienen una geometría y cinemática similar a otras estructuras mayores en la margen oriental de la PGM, como aquellas observadas en Temalac, Miltepec y Cruz de Palma (Fitz-Díaz, 2001).

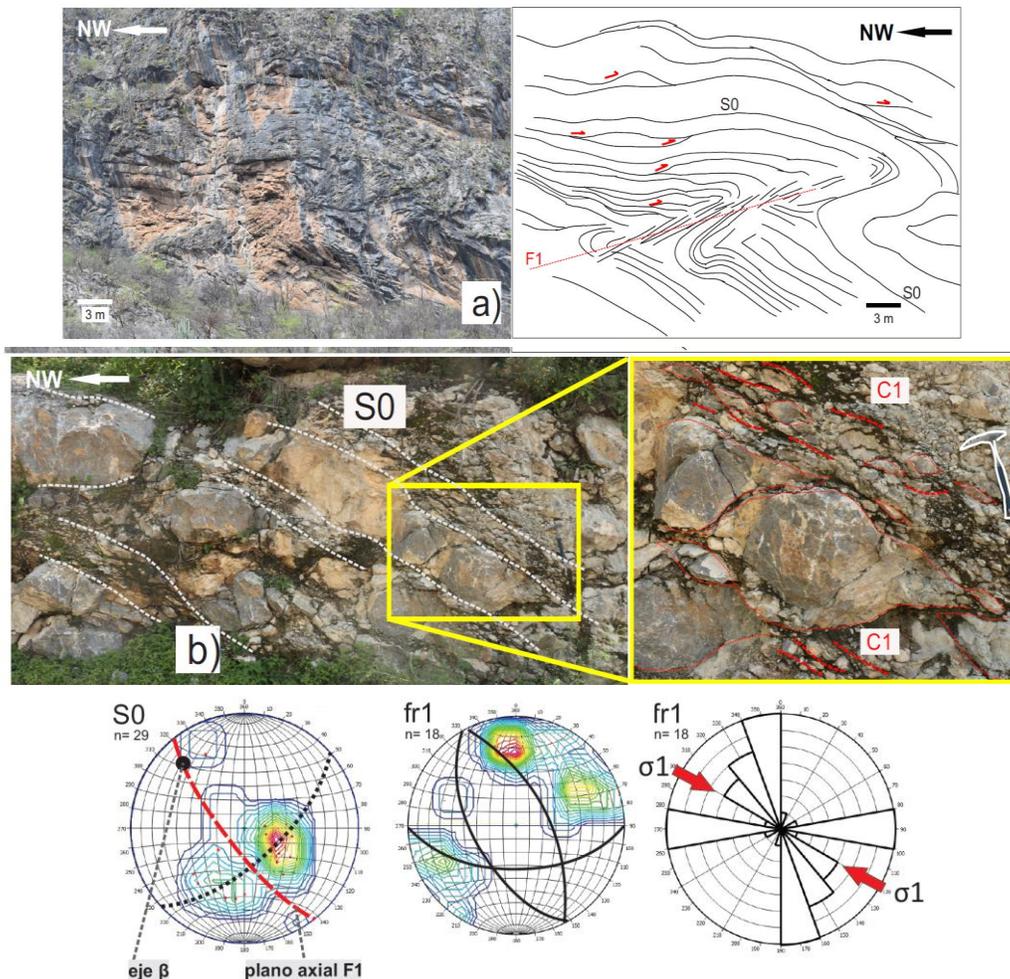


Figura 4.7. a) Pliegue por propagación de falla en caliza de la Formación Morelos. b) Cataclasita de caliza cerca de la Cabalgadura de Papalutla, al norte de San Francisco de Oztutla. Abajo, diagramas estereográficos de polos de: S0=planos de estratificación, plano axial y eje β con su respectivo plano (ángulo interflanco: 56°); fr1=planos de fracturas y roseta de orientaciones de pares conjugados de fracturas con orientación de esfuerzo principal σ_1 .

Por otro lado, cerca del poblado de San Francisco de Oztutla (Fig. 4.2), se observaron estructuras frágiles, tales como zonas de falla con cataclasitas localizadas en estratos de caliza orientados con la CP, además de lentes de deformación imbricados que indican una dirección de transporte hacia el NE, también consistentes con la CP (Fig. 4.7.b).

Por último, en la carretera hacia el poblado de Papalutla, se exponen en una zona de brecha de decenas de metros de espesor, fracturas que cortan a estratos basculados de caliza. Dichas fracturas tienen una orientación NW-SE (Fig. 4.7., fr1) y forman pares conjugados entre sí, indicando que la orientación de máximo esfuerzo es subhorizontal, con dirección NW-SE. Debido al desplazamiento que esta zona de brecha causa en la CP, a la cual corta, se interpreta una cinemática dextral.

4.2.1.5. Deformación de la dacita Los Laureles.

La dacita Los Laureles es la única litología que no está plegada y que solo tiene estructuras de carácter frágil. La dacita tiene dos conjuntos de fracturas: a) Fracturas tipo I (Fossen, 2010) sub-verticales con orientación NE-SW, y b) fracturas tipo II (Fig. 4.8.a) con orientación NW-SE cuya inclinación varía desde horizontal hasta sub-verticial y en ocasiones las superficies de fractura tienen fibras de calcita. Este último grupo de fracturas forma un par conjugado que acusa una dirección de acortamiento NW-SE (Fig. 4.8. d). A escala de lámina delgada (Fig. 4.8. b), la dacita solo presenta fracturas rellenas de calcita, xenolitos de filita y xenocristales de cuarzo metamórfico (Aca50, Anexo II).

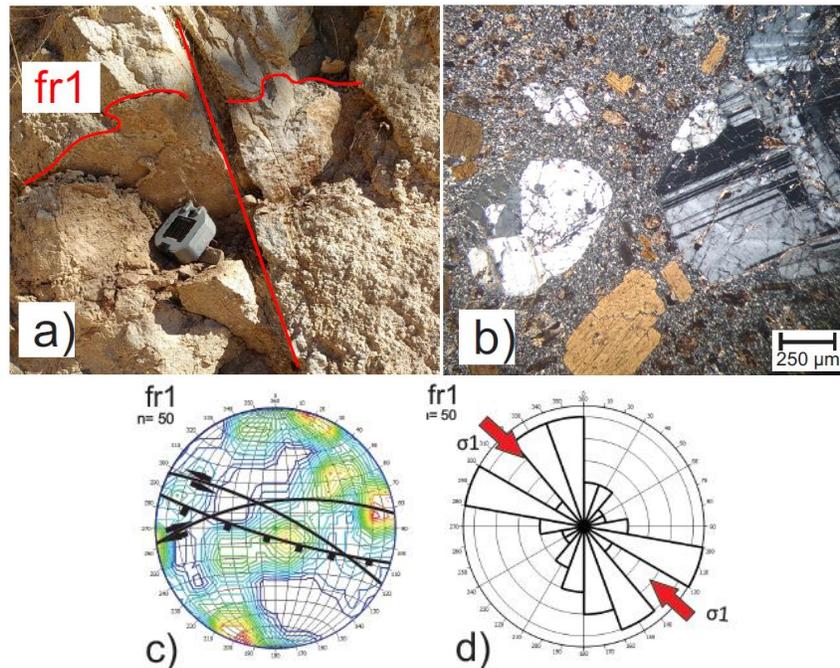


Figura 4.8. a) Fracturas sub-verticales tipo II en dacita. b) Fotomicrografía de cristales fracturados de plagioclasa, cuarzo y biotita. c) Diagrama estereográfico de polos de fracturas y fallas. d) Roseta de orientaciones preferenciales de fracturas con orientación de posible esfuerzo principal σ_1 .

4.3.1.6. Deformación en las Formaciones Balsas y Oapan

En este trabajo se agrupa la deformación de las rocas sedimentarias de las formaciones Balsas y Oapan, debido a que tienen un rango de edad cercano, además que sus estructuras comparten el mismo estilo de deformación. A escala regional (Fig. 4.2.a), los estratos forman pliegues cerrados con orientación NE-SW, similar al Sinclinal de Zacango (Fitz-Díaz, 2001). De manera local, los estratos de la Formación Oapan (Fig.4.9) forman un pliegue cerrado F1 de orientación N15°E, el cual acusa una dirección de máximo acortamiento NW-SE.



Figura. 4.9. Estratos inclinados de la Formación Oapan, medidos al occidente de la Cabalgadura de Papalutla, y diagrama estereográfico de polos de la estratificación, plano axial y eje β con su respectivo plano (ángulo interflanco: 47°).

En resumen, el rasgo principal de la sección A-A' es la sobreposición del Litodema Cosoltepec sobre la Formación Morelos y Zicapa a través de la CP (Fig. 4.10). En el bloque de piso de la CP, las rocas sedimentarias forman cabalgaduras, rampas y pliegues con una vergencia hacia el SE (no se aprecia claramente debido a la orientación semi-paralela de la sección).

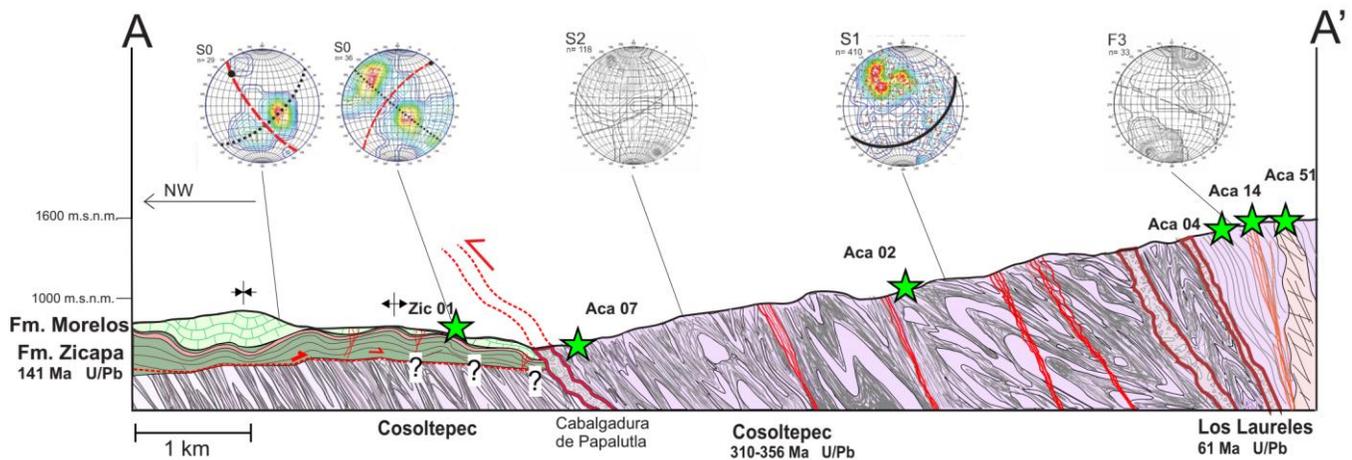


Figura 4.10. Distribución espacial de litologías y muestras (estrellas) en la sección A-A'. Arriba. Diagramas estereográficos de polos de planos de: S0= planos de estratificación; S1= planos de foliación más penetrativa; S2=planos axiales asociados a F2; F3= planos axiales asociados a F3.

En el bloque de techo de la CP, el Litodema Cosoltepec tiene como rasgo distintivo una foliación S1, la cual varía debido al plegamiento sobrepuesto F2/F3, los cuales son significativamente menos penetrativos que F1. En la parte sur de la sección se puede apreciar mejor la sobreposición del plegamiento en la filita. Adicionalmente, en este bloque se encuentran varias zonas de debilidad, representadas por conjuntos de fallas (rojo) y zonas de brecha, de espesores variables.

4.2.2. Sección B-B'

En esta sección se documentaron las estructuras y relaciones de corte de los litodemas de alto grado metamórfico: Coacalco, Tlanipatla, y Cuatlaxtecoma; así como la Zona de Cizalla La Encinera.

4.2.2.1. Zona de Cizalla La Encinera

La ZCLE se puede reconocer en campo por el cambio en el relieve (menos abrupto que el de las rocas adyacentes), la presencia de la diorita Los Laureles, y a menor escala, un cambio en la textura de la roca. La ZCLE está caracterizada por la presencia de una filonita, una roca con abundante contenido de mica resultado de milonitización. Dicha roca tiene una foliación ondulosa continua formada por micas, lentes de vetas de cuarzo y lentes de deformación de metapelitas, los cuales son bordeados por la foliación (Fig. 4.11. a).

A escala de lámina delgada se pueden apreciar texturas lepidoblásticas y granolepidoclásticas (Fig. 4.11.d) con sobreposición de micro-estructuras, evidencias con microlitones plegados (Fig. 4.11.c), sigmoides y porfidoclastos ϕ y σ , micro-plegues de arrastre, bandas de crenulación y microfracturamiento que indican posible deformación sobrepuesta a la fábrica original de la filonita (MIL24, Aca43, Aca49, Anexo II).

Además de las estructuras dúctiles sobrepuestas a la filonita de la ZCLE, se observan planos de fallas inversas sobrepuestas a la foliación, los cuales que le confieren una textura cataclástica a los bordes de la zona de cizalla. Los bordes de la zona de cizalla contienen bloques métricos imbricados de cuarcita y filita en su parte norte (Fig. 4.11.b), y bloques de esquisto azul en su parte sur. Debido a esto, se considerará como Falla La Encinera (FLE) a las estructuras de carácter quebradizo sobrepuestas a la ZCLE.

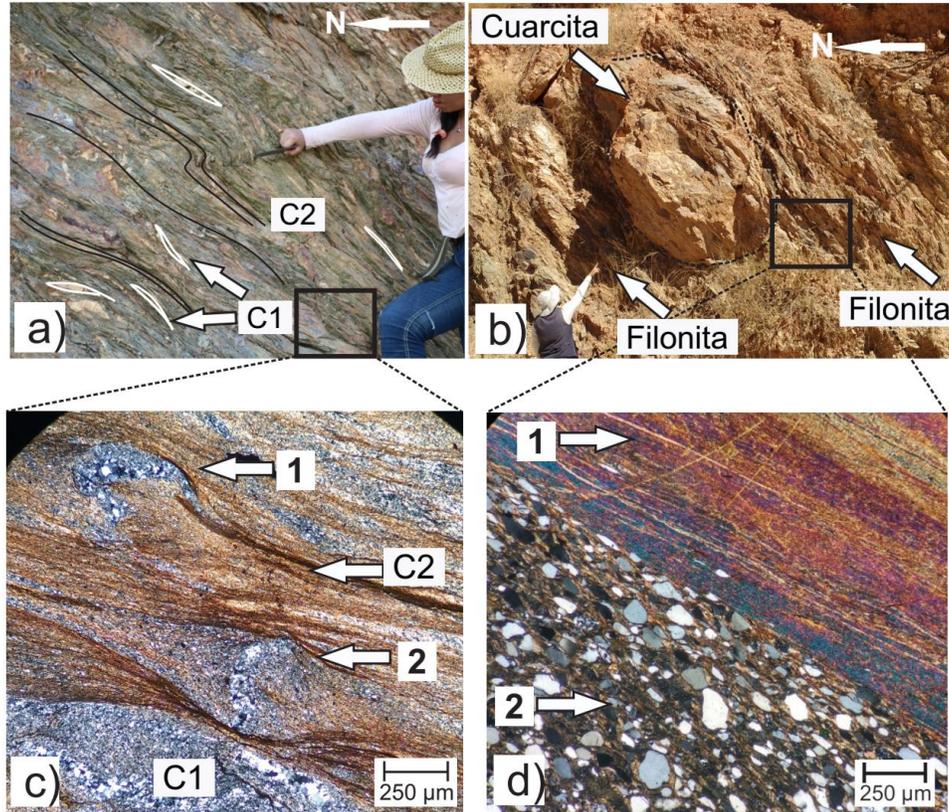


Figura 4.11. a) Filonita de la ZCLE que presenta una foliación C2 deformada y lentes de cuarzo deformados que representan la foliación más antigua. b) Bloque de cuarcita rodeado por la filonita con la misma orientación que la foliación más penetrativa. c) Micro-fotografía de la filonita en donde se pueden apreciar microlitones plegados que aún preservan la foliación C1 (1), porfidoclastos (2) y la foliación C2 (Aca43, ver Anexo II). d) Micro-fotografía de dominios lepidoblásticos (1) y granulepidoclásticos (2) en la filonita (Aca49, Anexo II).

4.2.2.2. Deformación en el litodema Coacalco

En los dominios meta-volcánicos del litodema Coacalco se puede observar una foliación continua S1 definida por la alternancia de bandas de anfíboles, plagioclasa y epidota (Fig. 4.12.c; COA08, Anexo II), mientras que en los dominios meta-sedimentarios la foliación está definida por la orientación de micas blancas (Fig. 4.12.d; COA07, Anexo II) y horizontes de titanita (LAC01, Anexo II). La foliación S1 tiene una orientación general N55°E y se inclina hacia el SE (Fig. 4.12.S1). Dicha foliación es de plano axial y se puede corroborar con los pliegues isoclinales F1 y ganchos observados en los afloramientos de los dominios meta-volcánicos (Fig.4.12.a).

A escala de lámina delgada, en los dominios meta-volcánicos, se pueden observar localmente zonas con cizallamiento, rotación de granos y orientación preferencial de microtexturas (COA08, Anexo II); mientras que en los dominios meta-sedimentarios se observa principalmente deformación intracristalina como extinción ondulante y orientación preferencial de micas (LAC01, Anexo II).

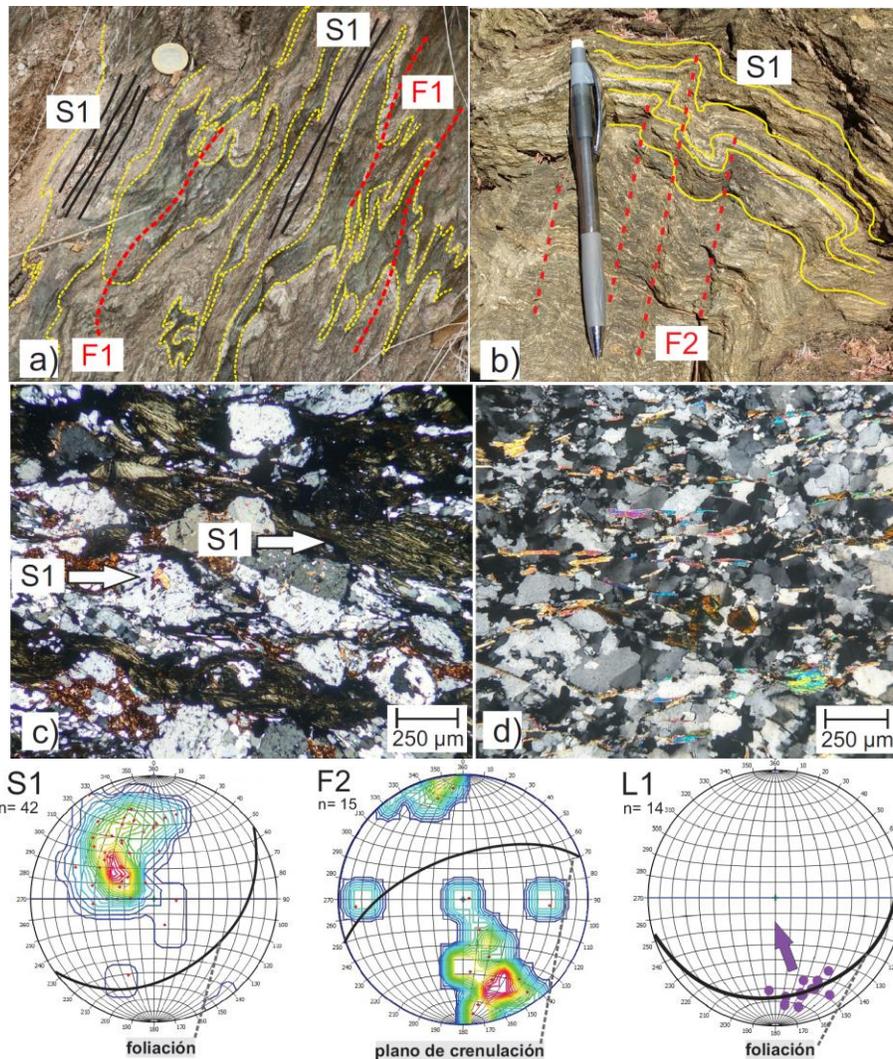


Figura 4.12. a) Pliegues isoclinales y ganchos paralelos a S1. b) Bandas de crenulación F2 que afectan a la foliación S1. c) Fotomicrografía de foliación S1 en dominio meta-volcánico con cristales orientados de plagioclasa, clorita y cuarzo. d) Fotomicrografía de foliación S1 en dominio meta-sedimentario formada por la orientación de cristales de muscovita, clorita y cuarzo con extinción ondulante. Abajo. Diagramas estereográficos de polos de tectonitas S y L. S1= planos de foliación. F2= planos de crenulación. L1= lineación por estiramiento y dirección de transporte en el contacto de los litodemas Coacalco y Tlanipatla.

La foliación S1 además está deformada por bandas de crenulación F2 centimétricas sub-verticales espaciadas (Fig.4.12.b), las cuales tienen una orientación general S70°W, y que indican una dirección de máximo acortamiento con orientación NW-SE (Fig. 4.12.F2).

Adicionalmente, en el contacto con el litodema Tlanipatla, se observan estructuras de estiramiento (L1), como granos alargados y anfíboles orientados, asociadas a la zona de cizalla que une a los litodemas. Las tectonitas L buzan hacia el SE e indican una posible dirección de transporte hacia el NW (Fig. 4.12., L1). Otras estructuras observadas en la zona de cizalla corresponden a imbricaciones de bloques y lentes de deformación.

4.2.2.3. Deformación en el litodema Tlanipatla

En los dominios meta-sedimentarios del litodema Tlanipatla se puede observar una foliación esquistosa S1 deformada definida por la orientación de micas blancas y cloritas (Fig. 4.13.d; TLA01, Anexo II). Mientras que en los dominios meta-volcánicos la foliación S1 está definida por la orientación de cristales de plagioclasa y clorita (Fig. 4.13.c; TLA03, Anexo II). La orientación de la foliación es N50°E, similar al litodema Coacalco, y se inclina hacia el SE (Fig. 4.13., S1). Dicha foliación es de plano axial y corresponde a pliegues isoclinales recostados F1 (Fig. 4.13.a). Adicionalmente, se observaron estructuras de cizalla como porfidoblastos de granate, cuarzo y titanita entre los planos de foliación.

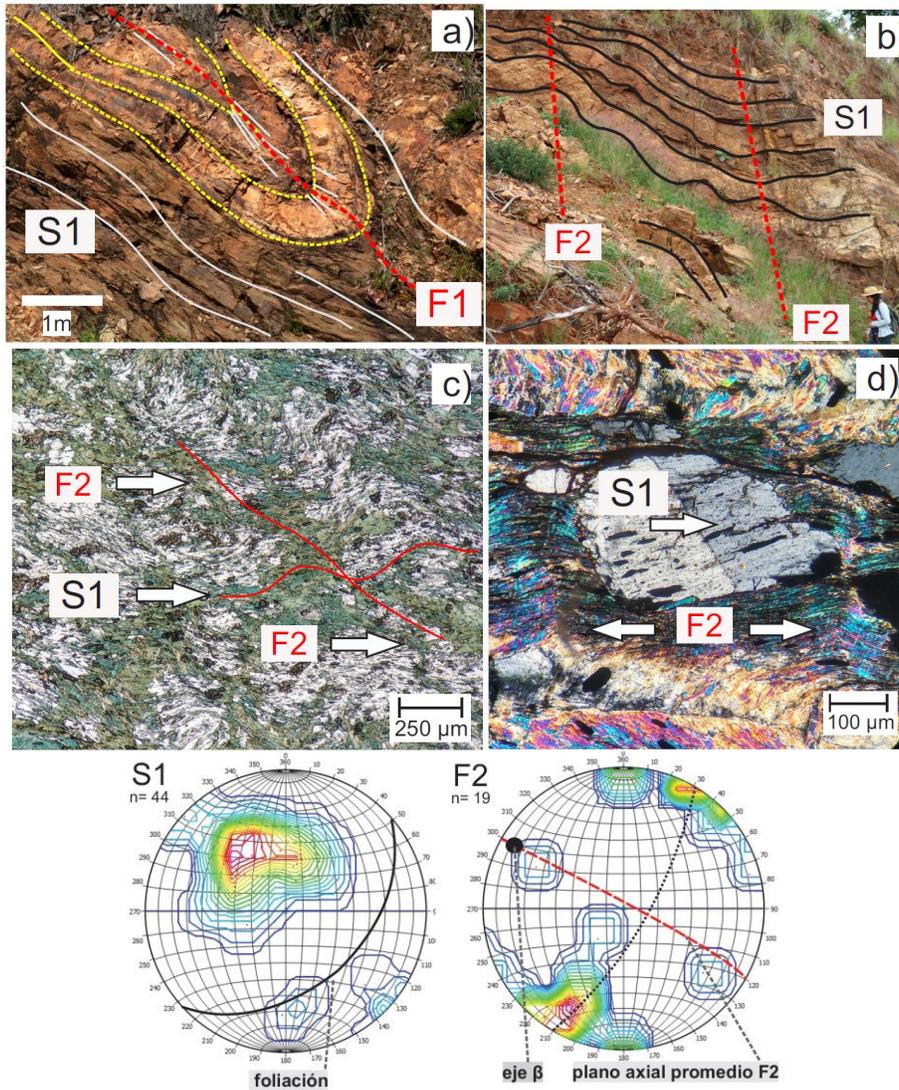


Figura 4.13. a) Pliegue isoclinal y foliación de plano axial S1. b) Plegamiento incipiente F2 de la foliación S1. c) Microfotografía de dominio meta-volcánico y d) dominio meta-sedimentario mostrando una foliación S1 deformada por un clivaje de crenulación F2. Abajo. Diagramas estereográficos de polos de tectonitas S. S1=planos de foliación. F2=planos axiales de pliegues de S1, plano axial promedio y eje β con su respectivo plano

A escala de afloramiento, S1 está ligeramente deformada por pliegues suaves métricos sub-horizontales tipo 1B y bandas de dislocación métricas F2 con orientación NW-SE (Fig. 4.13.b), las cuales acusan una dirección de máximo acortamiento NE-SW. A escala de lámina delgada, el acortamiento F2 se observa en las rocas meta-volcánicas como un clivaje de crenulación que afecta a la foliación S1 (Fig. 4.13.c), mientras que en las metapelitas el clivaje de crenulación solo se puede apreciar en micro-zonas de cizalla (Fig. 4.17.d).

El contacto con el litodema Cuatlaxtecoma está formado por una zona de falla, sobre la cual se localiza una brecha de metros de espesor con fragmentos de ambos litodemas.

4.2.2.4. Deformación en el litodema Cuatlaxtecoma

Las rocas del litodema Cuatlaxtecoma tienen una foliación continua C1, dominada por cizalla simple, la cual está definida por dominios lepidoblásticos de mica blanca y clorita, alternados con bandas de granate, epidota, clorita, plagioclasa y anfíboles orientados (CTX02, Anexo II). C1 tiene una orientación promedio de N38°E y se inclina hacia el SE (Fig. 4.14. C1). Esta foliación es resultado de cizallamiento ya que se observan patrones asimétricos en la disposición de los minerales, así como pliegues tipo 2. A escala de lámina delgada, los cristales de cuarzo presentan migración de borde de grano, se observan además peces de mica y porfidoclastos de turmalina (Fig. 4.14., a y b).

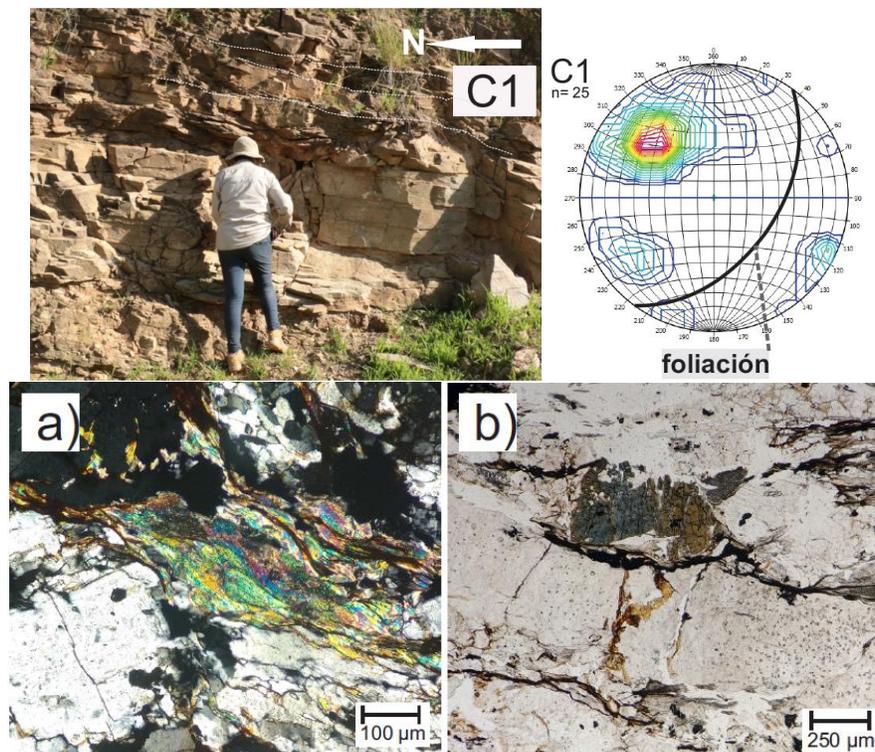


Figura 4.14. Arriba. Foliación penetrativa S1 del litodema Cuatlaxtecoma y diagrama estereográfico de polos de los planos de foliación. Abajo. a) Fotomicrografía de pez de mica. b) Fotomicrografía de porfidoclasto de turmalina.

El rasgo principal de la sección B-B' es el arreglo de las escamas tectónicas de la Suite Piaxtla, las cuales están separadas por zonas de cizalla reactivadas como fallas (Fig. 4.15). La foliación penetrativa de los litodemas es casi paralela entre las escamas, a pesar de que las estructuras de plegamiento posterior son casi ortogonales.

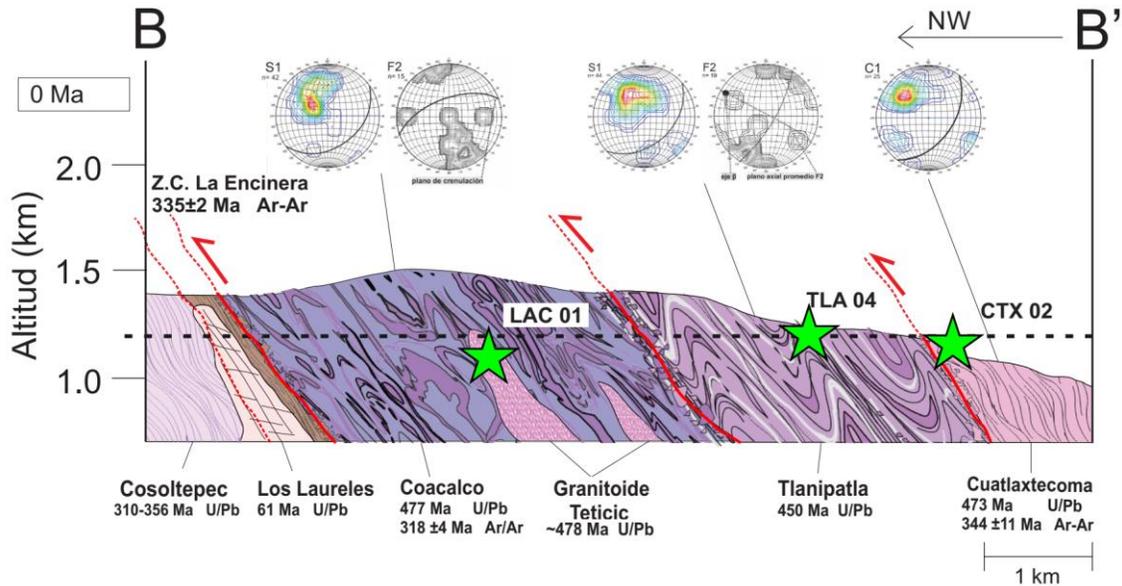


Figura 4.15. Distribución espacial de litologías y muestras (estrellas) en la sección B-B'. Arriba. Diagramas estereográficos de tectonitas S-L de las unidades expuestas. S1= planos de foliación; C1=planos de foliación por cizalla; F2=planos de crenulación.

4.2.3. Sección C-C'

En esta sección se describen las estructuras y relaciones de corte del Granitoide Tetic y la base de la Formación Cualac. Las estructuras del litodema Coacalco y Tlanipatla son similares a las de la sección B-B', y el litodema Cuatlatexcoma no aflora a lo largo de la sección.

4.2.3.1. Deformación en el granitoide Tetic

El granitoide tiene una foliación espaciada anastomosada C1 definida por la localización de zonas miloníticas, en las cuales se observa una alternancia de dominios cuarzo-feldespáticos de grano grueso y horizontes de clorita y mica de grano fino (GRT01, Anexo II). En este caso, la foliación es resultado de la milonitización del granitoide, ya que se pueden observar estructuras que acusan cizallamiento como granos elongados, imbricaciones de escamas de roca, lentes de deformación, fallas inversas, crenulaciones centimétricas (Fig. 4.16.a) y porfidoclastos. Las evidentes crenulaciones sub-verticales sobrepuestas a C1, tienen una orientación promedio E-W e indican una posible dirección de máximo acortamiento N-S (Fig.4.16.S2).

La foliación del granitoide se encuentra deformada al igual que los otros litodemas (como lo indica el diagrama estereográfico de polos de foliación) de tal manera que en las partes centrales se forman pliegues verticales cerrados con una orientación NW-SE (Fig. 4.16., C1) que acusan una dirección de máximo acortamiento NE-SW, mientras que en los límites del granitoide, como en el contacto con la anfibolita Tlanipatla, la foliación es vertical.

Adicionalmente, el granitoide tiene un intenso fracturamiento fr1, en el cual las fracturas forman pares conjugados que acusan una posible dirección de máximo esfuerzo NW-SE (Fig. 4.22., fr1).

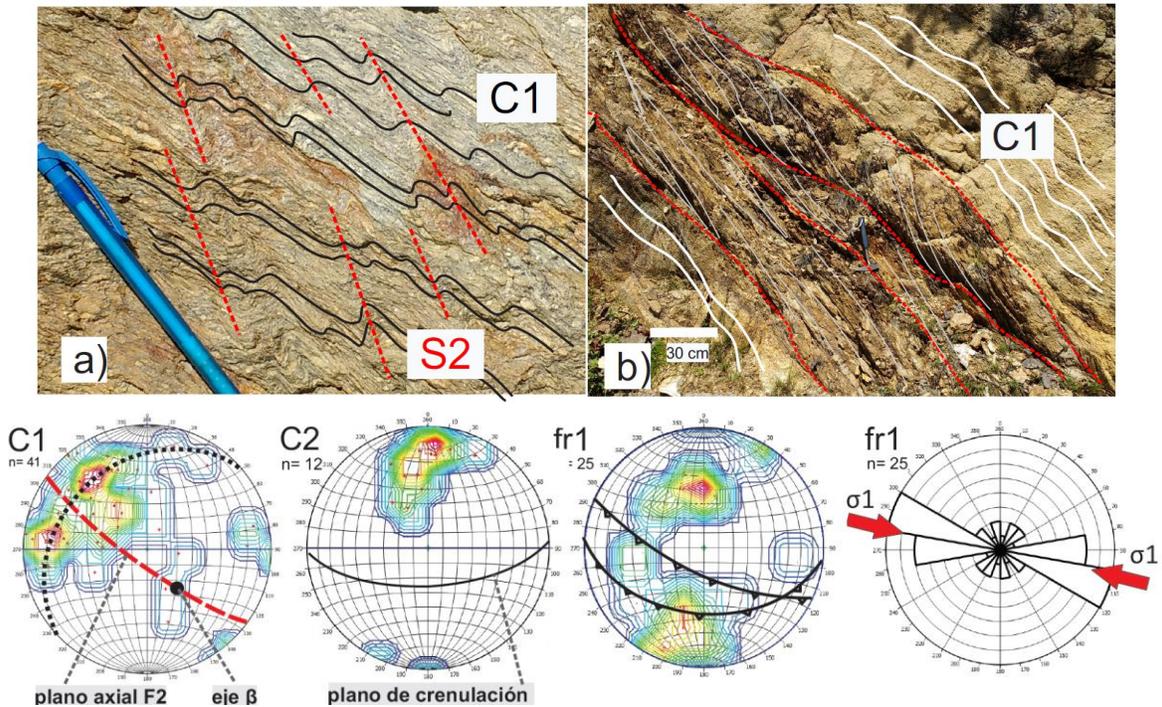


Figura 4.16. a) Deformación de la foliación C1 por planos de crenulación. b) Imbricaciones asociadas a zonas de cizalla. c) Fotomicrografía de dominios de cuarzo, clorita y muscovita ligeramente orientados (GRT01, Anexo II). Abajo. Diagramas estereográficos de polos de tectonitas S-L y roseta de orientaciones preferenciales de fracturas: C1=planos de foliación deformados, plano axial y eje β con su respectivo plano (ángulo interflanco: 35.7°); C2=planos de crenulación; fr1=fracturas y fallas conjugadas, con la orientación de σ_1 .

4.2.3.2. Deformación en la Formación Cualac

La Formación Cualac está formada por gruesos estratos de arenisca y conglomerado que forman pliegues cerrados simétricos tipo 1B (Fig. 4.17.a) con orientación de plano axial NW-SE ligeramente basculados hacia el SE. Este plegamiento llega a formar un clivaje de plano axial en los estratos de arenisca y acusa a una dirección de máximo acortamiento NW-SE.

A escala de lámina delgada (TOM07, Anexo II), los cristales de cuarzo presentan estructuras de deformación intracristalina y recristalización como extinción ondulante y *bulging* en los bordes de

clastos (Fig. 4.17.b), fracturamiento por compresión y ausencia de orientación preferencial de minerales.

Adicionalmente, los estratos contienen fallas laterales sinestrales, centimétricas y fracturas sub-verticales con orientación E-W (Fig. 4.17., fr1), las cuales coinciden con las fracturas del granitoide Teticic sobre el cual está depositado el conglomerado.

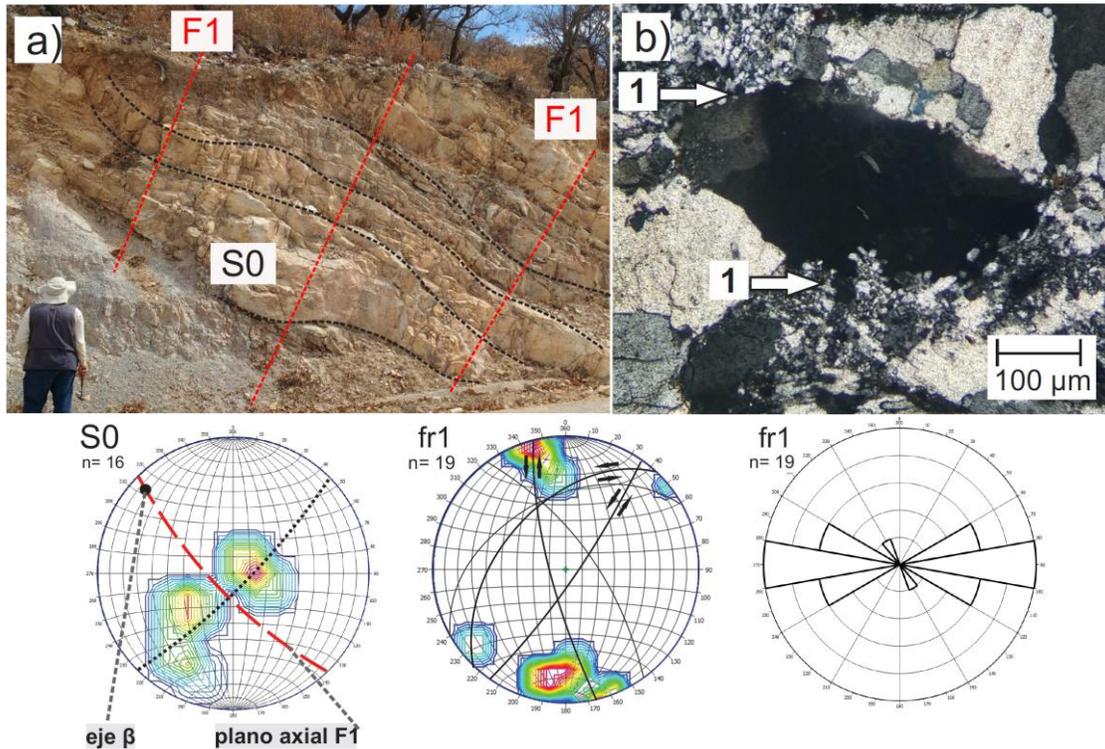


Figura 4.17. a) Estratos S0 de conglomerado plegados. b) Fotomicrografía de clasto de cuarzo con *bulging* (1) en sus bordes, los cuales están en contacto con clastos de grano fino. Abajo. Diagramas estereográficos de polos de: S0) Planos de estratificación, plano axial y eje β con su respectivo plano (ángulo interflanco: 50°); fr1) Planos de fracturas y fallas, y roseta de orientaciones preferenciales.

El rasgo principal de la sección C-C' es la discordancia que existe entre la base de la Formación Cualac con los litodemas de la Suite Piaxtla. Adicionalmente, la zona de cizalla entre los litodemas Cuatlaxteca y Tlanipatla no corta los estratos de la Formación Cualac, indicando que no tuvo actividad posterior al depósito del conglomerado.

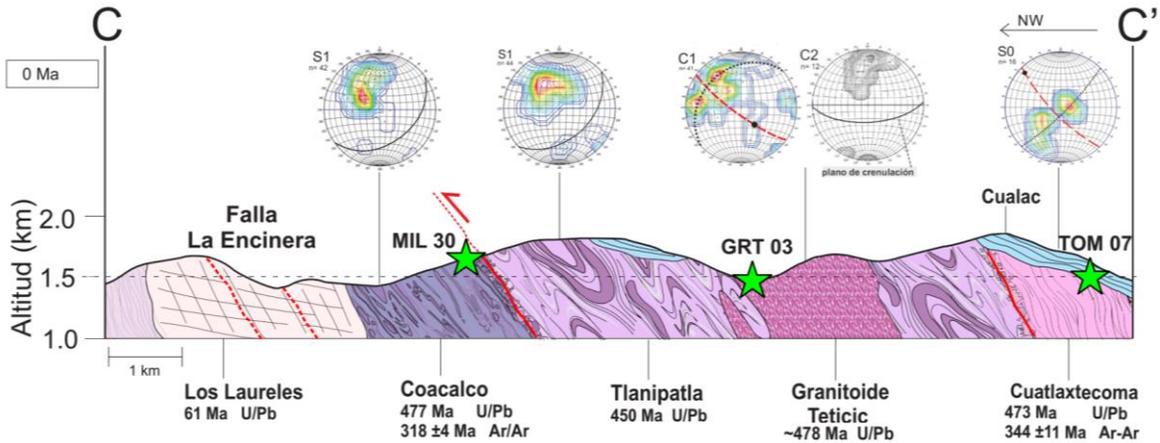


Figura 4.18. Distribución espacial de litologías y muestras (estrellas) en la sección C-C'. Arriba. Diagramas estereográficos de polos de tectonitas S y planos de estratificación de las unidades expuestas. S0= planos de estratificación; S1= planos de foliación; C1=planos de foliación por cizalla; S2=planos de crenulación.

4.3. Edades de enfriamiento (U-Th)/He

El segundo logro de este trabajo fue obtener un acervo importante de edades de enfriamiento del sistema (U-Th)/He para las rocas de la margen oriental de la PGM: dos muestras de circón y una de apatito de la Formación Zicapa en el bloque de piso de la CP, cinco muestras de circón y dos de apatito en el bloque de techo de la CP, y seis muestras de circón en el bloque de techo de la ZCLE.

Las edades de dichas muestras fueron comparadas con el contenido de uranio efectivo ($[U]e = U + 0.235 Th$) del circón o apatito fechado para desechar aquellas edades alteradas por el daño radiactivo que genera las altas concentraciones de U y Th a través del tiempo (ver Anexo III). Esta evaluación gráfica también ayudó a comparar los valores de edad de los diferentes cristales y ponderar su dispersión, la cual puede deberse a una restauración parcial (baja dispersión), o bien, a un enfriamiento lento de la muestra a través de la zona de retención parcial (alta dispersión).

Posteriormente, los conjuntos de edades fueron simplificados mediante el modelo de mezcla gaussiana, para el cual se utilizaron un mínimo de tres observaciones. La edad resultante del modelo de mezcla está definida como una función de densidad cuya incertidumbre asimétrica está en función de las edades consideradas y de sus incertidumbres. Se consideraron los límites de población equivalentes al 90% porque abarcan un rango de edad suficientemente constreñido y representativo. Las edades de enfriamiento medidas, su comparación con su contenido de uranio efectivo (Ue), y las edades resultantes del modelo de mezcla gaussiana se muestran en las figuras 4.19 a 4.26.

Finalmente, en el mapa de la Figura 4.27 se muestra la distribución espacial de las edades de enfriamiento, en planta y en una sección compuesta, en el contexto geológico del área. La distribución espacial de las edades fue incorporada a las secciones estructurales para poder interpretar una historia térmica para cada sección.

Formación Zicapa (Zic01 y Zic03)

a)

Muestra		Edad, Ma	(2σ), Ma	[U]e	U (ppm)	Th (ppm)	Sm (ppm)	He (nmol/g)	masa (ug)	Ft	Comentarios
zZic01-1	Zr	106.0	8.5	157.8	133.2	106.7	2.4	69.8	5.9	0.77	
zZic01-2	Zr	93.3	7.5	325.9	293.9	139.0	1.6	114.5	2.7	0.69	Ligero daño radiactivo
zZic01-3	Zr	107.2	8.6	248.8	218.6	131.2	1.5	100.1	2.4	0.69	
zZic03-2	Zr	104.4	8.4	199.3	169.4	130.0	3.3	92.4	13.5	0.81	
zZic03-3	Zr	79.5	6.4	373.2	326.1	204.8	3.6	127.3	8.5	0.79	
zZic03-4	Zr	82.5	6.6	169.1	145.8	101.1	3.4	59.6	8.4	0.79	

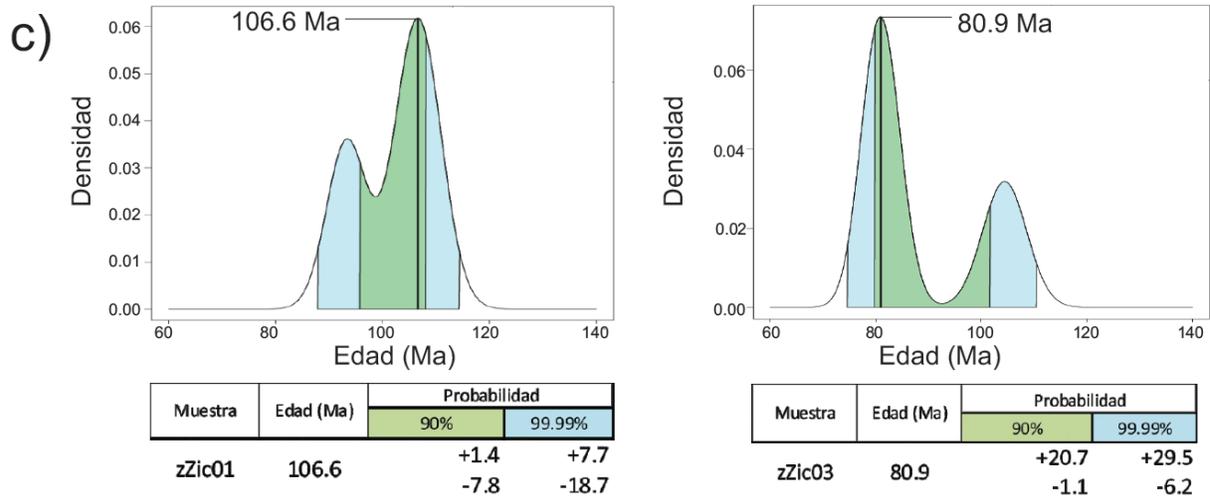
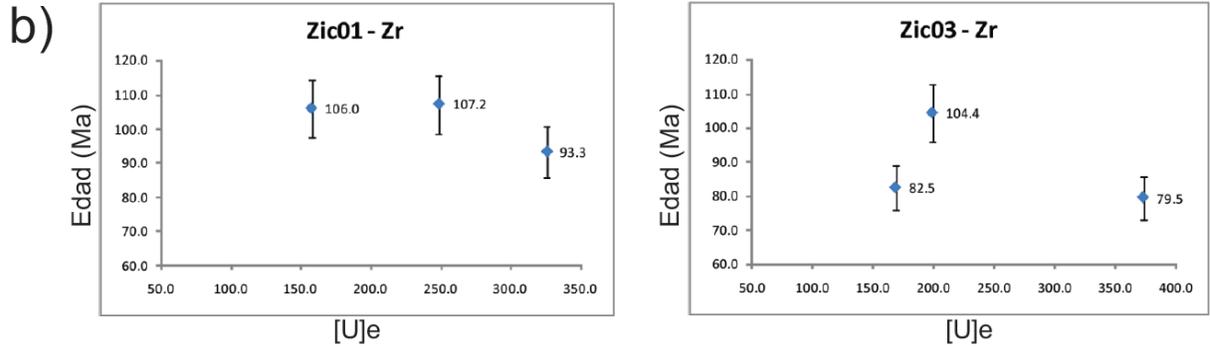


Figura 4.19. a) Edades de enfriamiento, b) comparación de edades con su contenido de uranio efectivo [U]e y c) resultados de mezcla Gaussiana para los circones de las muestras Zic01 y Zic03.

Litodema Cosoltepec (Aca02 y Aca07)

a)

Muestra		Edad (Ma)	2 σ (Ma)	[U]e	U (ppm)	Th (ppm)	Sm (ppm)	He (nmol/g)	masa (ug)	Ft
zAca02-1	Zr	80.3	6.4	331.9	306.1	111.8	1.8	119.6	15.6	0.83
zAca02-2	Zr	81.8	6.5	145.1	126.4	81.1	3.7	54.0	19.0	0.84
zAca02-3	Zr	78.3	6.3	191.3	170.5	90.1	5.2	67.8	16.8	0.83
zAca02-4	Zr	96.2	7.7	253.6	249.3	18.5	1.8	102.7	7.1	0.78
zAca07-1	Zr	85.1	6.8	117.7	115.0	11.6	2.2	47.3	34.5	0.87
zAca07-2	Zr	96.1	7.7	123.4	104.6	81.5	4.4	56.7	47.9	0.88
zAca07-4	Zr	102.5	8.2	103.8	92.5	49.1	2.3	51.5	55.7	0.89

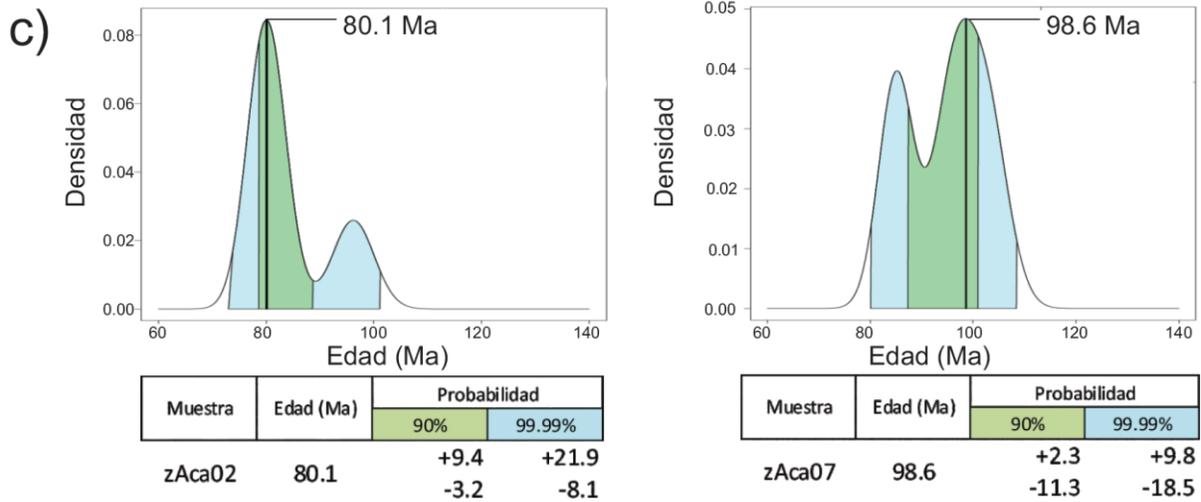
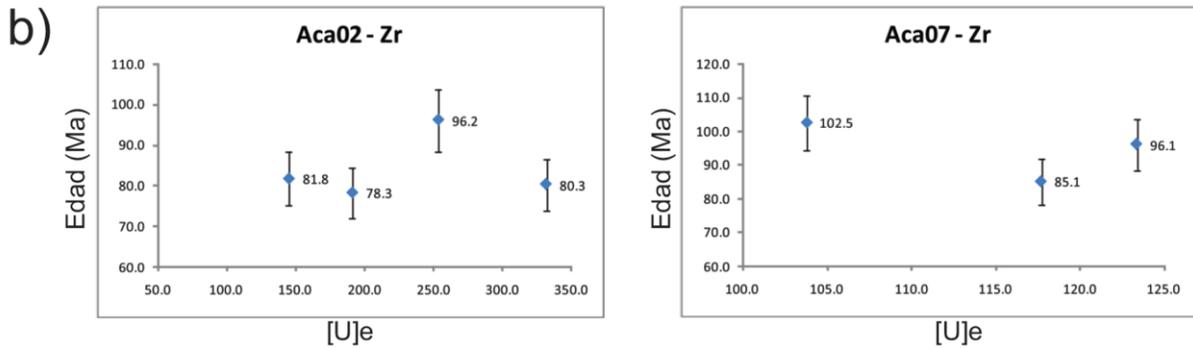
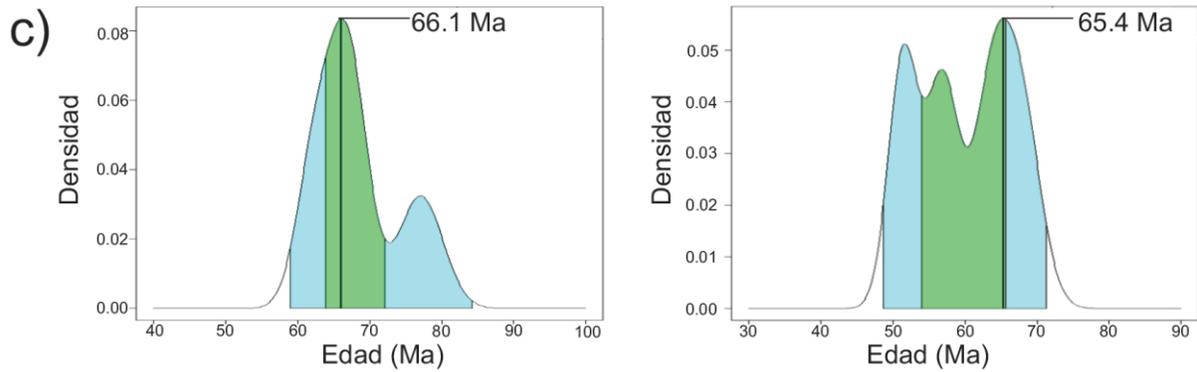
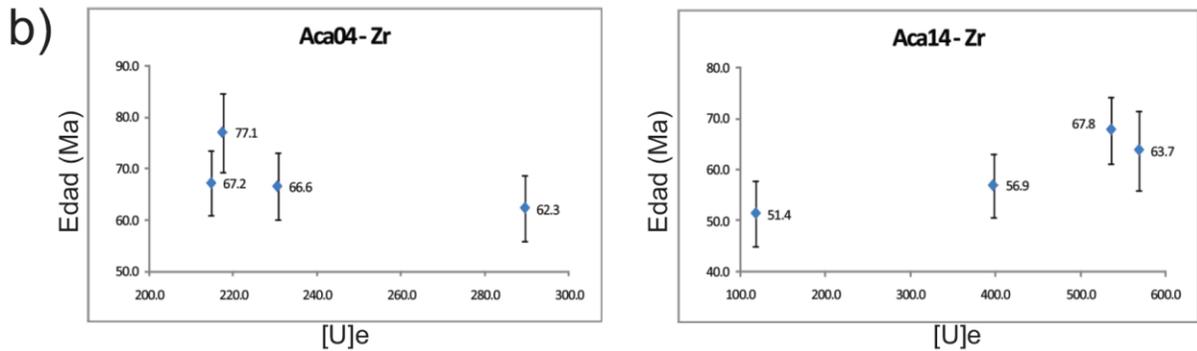


Figura 4.20. a) Edades de enfriamiento, b) comparación de edades con su contenido de uranio efectivo [U]e y c) resultados de mezcla Gaussiana para los circones de las muestras Aca02 y Aca07.

Litodema Cosoltepec (Aca04 y Aca14)

a)

Muestra		Edad (Ma)	2σ (Ma)	[U]e	U (ppm)	Th (ppm)	Sm (ppm)	He (nmol/g)	masa (ug)	Ft	Comentarios
zAca04-2	Zr	62.3	5.0	289.5	280.9	37.3	7.7	66.8	2.1	0.68	Restauración total
zAca04-3	Zr	66.6	5.3	230.6	219.4	48.6	0.7	50.0	1.0	0.60	Restauración total
zAca04-4	Zr	67.2	5.4	214.8	209.8	21.6	0.6	50.3	1.3	0.64	Restauración total
zAca04-5	Zr	77.1	6.2	217.5	208.3	40.2	-0.5	58.1	1.4	0.64	Restauración parcial
zAca14-1	Zr	51.4	4.1	118.4	114.1	18.8	1.4	25.8	6.5	0.78	Restauración total
zAca14-2	Zr	67.8	5.4	536.2	513.6	98.2	1.0	147.4	5.7	0.75	Restauración total
zAca14-3	Zr	56.9	4.6	397.9	378.0	86.3	1.6	92.6	5.8	0.75	Restauración total
zAca14-4	Zr	63.7	5.1	568.8	545.6	100.9	2.1	148.6	5.0	0.76	Restauración total



Muestra	Edad (Ma)	Probabilidad	
		90%	99.99%
zAca04	66.1	+6.0 -2.2	+18.1 -7.1

Muestra	Edad (Ma)	Probabilidad	
		90%	99.99%
zAca14	65.4	+0.3 -11.4	+5.9 -16.7

Figura 4.21. a) Edades de enfriamiento, b) comparación de edades con su contenido de uranio efectivo [U]e y resultados de mezcla Gaussiana para los circones de las muestras Aca04 y Aca14.

Dacita Los Laureles (Aca51)

a)

Muestra		Edad (Ma)	2 σ (Ma)	U (ppm)	Th (ppm)	Sm (ppm)	[U]e	He (nmol/g)	masa (ug)	Ft	Comentarios
zAca51-1	Zr	57.9	4.6	376.1	58.7	1.5	389.6	97.6	8.7	0.80	
zAca51-2	Zr	63.0	5.0	321.9	47.4	2.1	332.8	91.3	12.0	0.80	
zAca51-3	Zr	59.3	4.7	394.2	41.6	3.6	403.8	102.0	10.1	0.79	
zAca51-4	Zr	67.3	5.4	405.8	38.3	1.0	414.7	126.5	19.2	0.84	
Aca51-1	Ap	35.48	2.13	6.07	3.87	50.27	7.22	1.08	8.17	0.76	Daño radiactivo
Aca51-2	Ap	51.89	3.11	3.69	3.30	46.55	4.69	1.05	8.59	0.77	
Aca51-3	Ap	52.28	3.14	4.19	3.07	47.06	5.13	1.08	5.09	0.72	
Aca51-4	Ap	58.28	3.50	3.34	2.94	43.40	4.23	1.07	8.13	0.77	

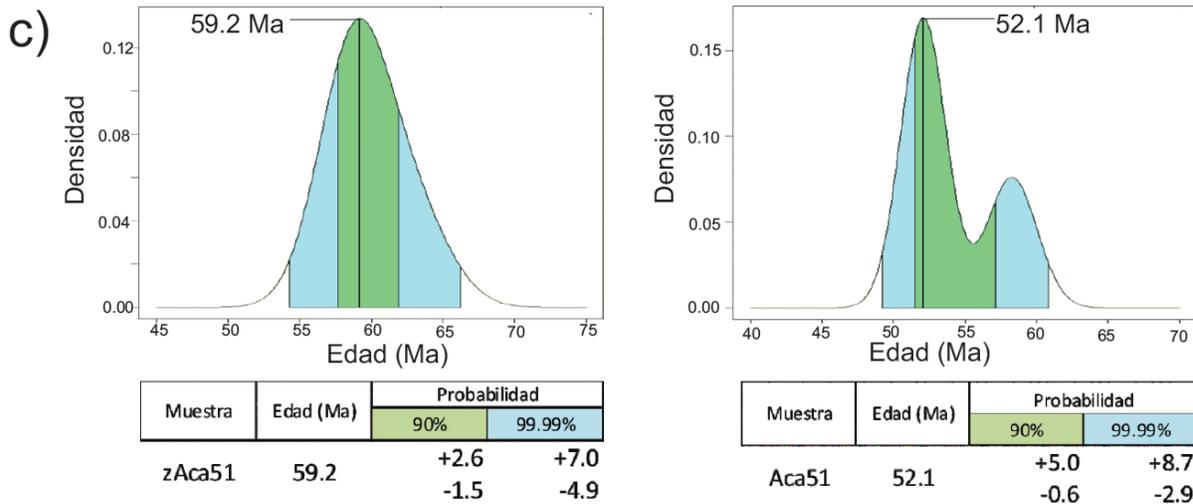
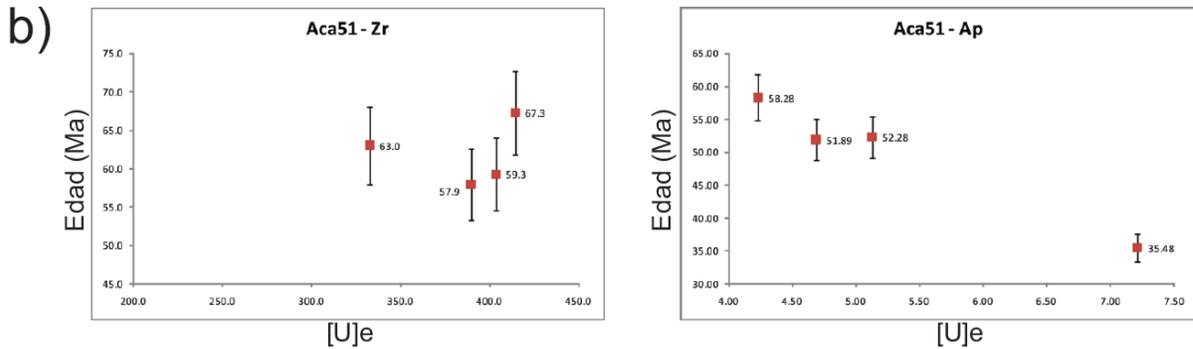


Figura 4.22. a) Edades de enfriamiento, b) comparación de edades con su contenido de uranio efectivo [U]e y c) resultados de mezcla Gaussiana para los circones y apatitos de la muestra Aca51.

Litodema Coacalco (MIL30 y LAC01)

a)

Muestra	mineral	Edad, Ma	err. (2σ), Ma	U (ppm)	Th (ppm)	¹⁴⁷ Sm (ppm)	[U]e	Th/U	He (nmol/g)	masa (ug)	Ft	Comentarios
zLAC01-1	circón	77.1	6.2	63.3	25.3	1.1	69.1	0.40	21.5	4.4	0.74	
zLAC01-2	circón	89.2	7.1	78.6	18.3	2.0	82.8	0.23	31.3	7.6	0.78	
zLAC01-3	circón	87.1	7.0	215.4	65.7	2.0	230.6	0.31	79.2	3.8	0.73	
zLAC01-4	circón	91.9	7.4	104.3	48.2	3.0	115.4	0.46	44.1	6.6	0.77	
zMIL30-1	zircon	72.5	5.8	288.7	70.7	3.1	305.0	0.24	77.4	1.5	0.65	Ligero daño radiacti
zMIL30-2	zircon	65.0	5.2	282.8	227.5	3.9	335.2	0.80	84.5	3.0	0.71	Moderado daño radiac
zMIL30-3	zircon	76.9	6.2	115.6	73.9	1.8	132.6	0.64	38.4	2.2	0.69	
zMIL30-4	zircon	82.1	6.6	160.6	78.1	5.9	178.6	0.49	56.9	3.0	0.72	

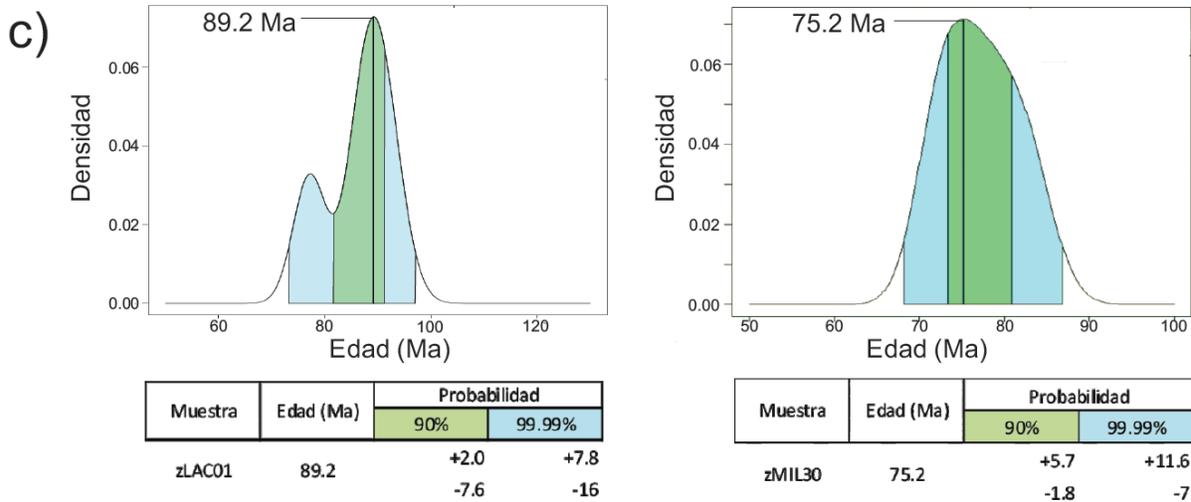
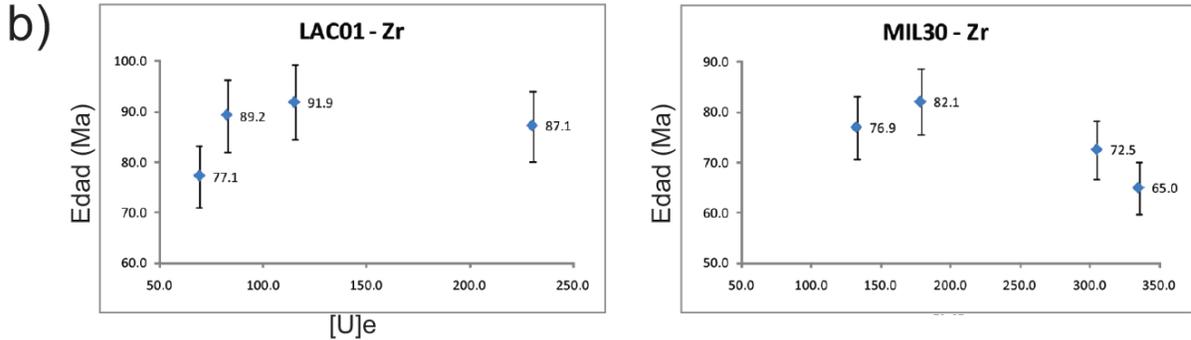


Figura 4.23. a) Edades de enfriamiento, b) comparación de edades con su contenido de uranio efectivo [U]e y c) resultados de mezcla Gaussiana para los circones de las muestras MIL30 y LAC01.

Litodema Tlanipatla (TLA04) y granitoide Teticic (GRT03)

a)

Muestra		Edad (Ma)	2σ (Ma)	[U]e	U (ppm)	Th (ppm)	Sm (ppm)	He (nmol/g)	masa (ug)	Ft	Comentarios
zTLA04-1	Zr	77.7	6.2	268.4	238.0	132.2	6.9	78.0	2.4	0.69	
zTLA04-2	Zr	79.1	6.3	100.1	93.8	27.1	1.3	32.7	5.1	0.76	
zTLA04-3	Zr	96.0	7.7	252.0	222.9	126.4	3.0	95.2	3.5	0.72	
zGRT03-2	Zr	114.0	9.1	102.6	89.9	55.4	1.3	49.9	7.5	0.78	Restauración parcial
zGRT03-3	Zr	159.4	12.7	110.4	97.8	54.4	9.2	77.6	11.4	0.81	Restauración parcial
zGRT03-4	Zr	86.9	7.0	152.5	134.6	77.4	2.4	58.8	11.7	0.82	Restauración total

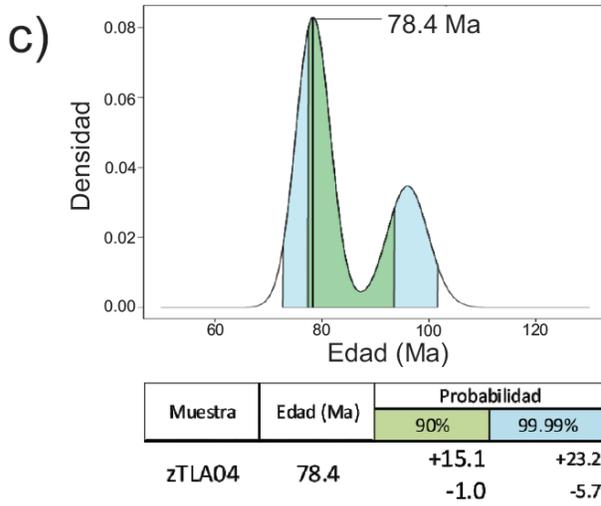
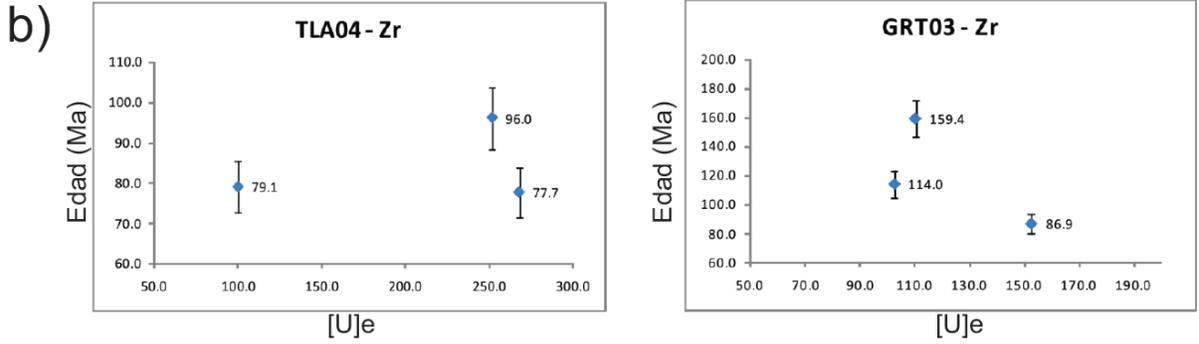


Figura 4.24. a) Edades de enfriamiento, b) comparación de edades con su contenido de uranio efectivo [U]e y c) resultados de mezcla Gaussiana para los circones de las muestras TLA04 y GRT03.

Litodema Cuatlaxtecoma (CTX02) y Formación Cualac (TOM07)

a)

Muestra		Edad (Ma)	2σ (Ma)	U (ppm)	Th (ppm)	Sm (ppm)	[U]e	He (nmol/g)	masa (ug)	Ft	Comentarios
zCTX02-1	Zr	65.7	5.3	756.1	381.1	22.8	844.0	233.8	6.7	0.78	Alto daño radiactivo
zCTX02-2	Zr	77.6	6.2	366.1	155.7	6.3	401.9	125.2	4.6	0.74	
zCTX02-3	Zr	82.8	6.6	257.8	52.3	3.5	269.9	94.5	7.9	0.78	
zCTX02-4	Zr	97.3	7.8	320.7	52.0	4.9	332.7	125.7	3.9	0.72	
zTOM07-01	Zr	89.0	7.1	83.5	34.1	6.5	91.4	36.3	12.8	0.82	
zTOM07-04	Zr	89.7	7.2	119.2	97.4	2.7	141.7	50.7	3.5	0.73	
zTOM07-08	Zr	78.5	6.3	180.5	250.6	77.6	238.5	69.3	1.9	0.68	
zTOM07-10	Zr	83.0	6.6	25.1	20.6	1.8	29.9	10.3	5.1	0.77	
zTOM07-11	Zr	81.0	6.5	53.4	22.0	1.3	58.5	20.5	7.4	0.80	
zTOM07-14	Zr	85.2	6.8	287.2	88.7	0.0	307.7	94.7	1.6	0.67	
zTOM07-18	Zr	88.0	7.0	629.7	52.3	2.2	641.8	247.4	8.4	0.81	
zTOM07-24	Zr	85.3	6.8	146.3	70.5	9.1	162.6	58.1	5.1	0.77	
zTOM07-27	Zr	140.2	11.2	342.9	221.4	4.9	393.9	218.1	3.8	0.72	Restauración parcial
zTOM07-32	Zr	115.9	9.3	283.4	47.2	1.7	294.3	140.1	5.4	0.76	Restauración parcial
zTOM07-38	Zr	82.5	6.6	126.1	52.7	3.1	138.3	48.2	6.1	0.78	
zTOM07-53	Zr	81.5	6.5	129.2	71.9	3.5	145.8	49.3	5.3	0.76	
zTOM07-56	Zr	84.5	6.8	82.8	19.9	1.4	87.4	31.7	6.6	0.79	
zTOM07-61	Zr	73.9	5.9	166.1	128.6	3.0	195.7	56.5	3.1	0.72	
zTOM07-65	Zr	136.3	10.9	75.7	33.1	5.5	83.4	46.8	5.1	0.76	Restauración parcial
zTOM07-70	Zr	80.0	6.4	76.6	30.1	0.0	83.5	27.7	4.6	0.76	
zTOM07-92	Zr	89.0	7.1	182.0	65.5	3.3	197.1	74.2	5.7	0.78	
zTOM07-106	Zr	97.3	7.8	96.3	41.8	2.4	105.9	41.9	3.9	0.75	
zTOM07-108	Zr	87.6	7.0	396.9	167.1	9.8	435.4	163.3	6.7	0.79	
zTOM07-123	Zr	100.5	8.0	76.7	50.2	1.2	88.2	37.9	7.9	0.78	

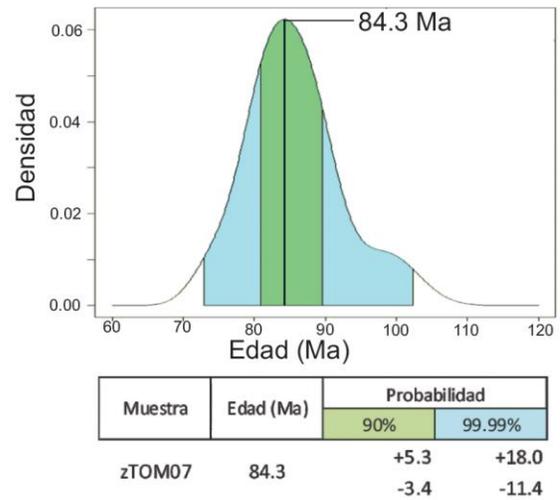
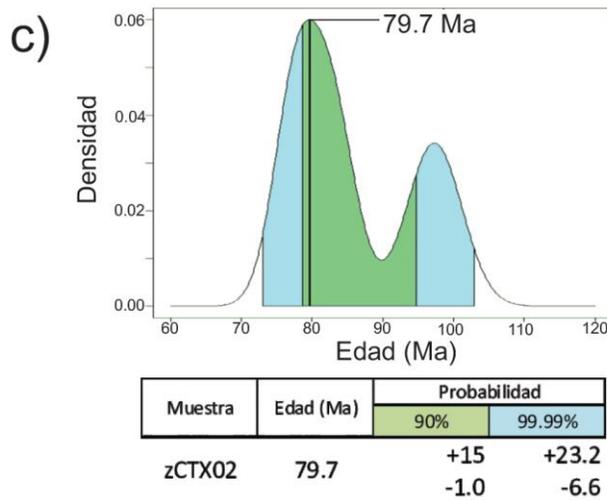
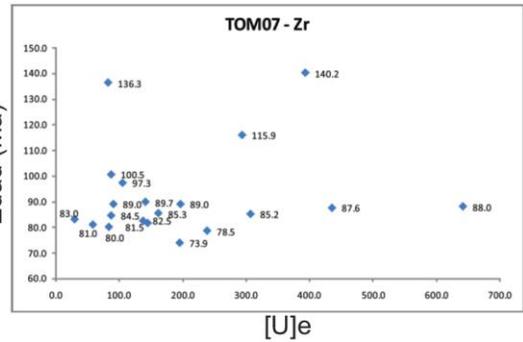
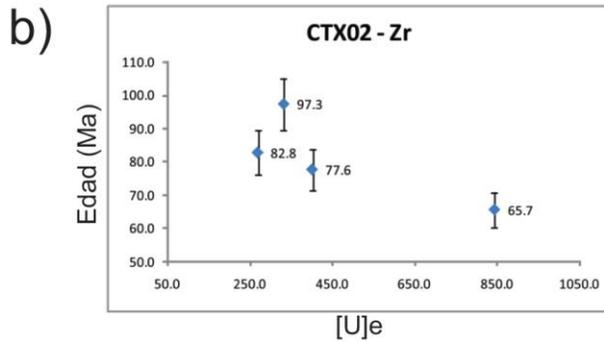


Figura 4.25. a) Edades de enfriamiento, b) comparación de edades con su contenido de uranio efectivo [U]e y c) resultados de mezcla Gaussiana para los circones de las muestras CTX02 y TOM07.

Formación Zicapa (Zic01) y Litodema Cosoltepec (Aca14)

Muestra	Age, Ma	err. (2σ, Ma)	U (ppm)	Th (ppm)	Sm (ppm)	[U]e	Th/U	He (nmol/g)	masa (μg)	Ft	Comentarios
Zic01-2	28.78	1.73	14.16	33.96	236.89	23.16	2.40	2.58	3.63	0.69	
Zic01-3	28.55	1.71	3.17	11.77	138.90	6.58	3.71	0.60	1.22	0.55	
Zic01-4	18.87	1.13	4.65	19.39	163.08	9.93	4.17	0.75	3.75	0.70	
Zic01-5	14.35	0.86	7.21	19.33	167.49	12.49	2.68	0.66	2.02	0.64	
Zic01-6	19.66	1.18	5.97	20.98	141.73	11.51	3.51	0.78	1.38	0.61	
Zic01-7	19.12	1.15	14.20	35.88	275.27	23.83	2.53	1.38	0.84	0.53	
Zic01-8	13.20	0.79	5.92	8.70	160.56	8.72	1.47	0.36	0.83	0.55	

Muestra	Age, Ma	err. (2σ, Ma)	U (ppm)	Th (ppm)	Sm (ppm)	[U]e	Th/U	He (ncc/g)	masa (μg)	Ft	Comentarios
Zic01-B	47.35	3.15	7.42	29.53	N/A	14.36	4.11	67412.33	2.32	0.82	Edad parcialmente restaurada
Zic01-C	28.16	1.83	4.60	16.71	N/A	8.53	3.75	23038.93	1.85	0.79	
Zic01-D	22.83	1.38	13.01	54.55	N/A	25.83	4.33	52815.40	0.81	0.74	

Muestra	Age, Ma	err. (2σ, Ma)	U (ppm)	Th (ppm)	Sm (ppm)	[U]e	Th/U	He (nmol/g)	masa (μg)	Ft	Comentarios
Aca14-1	41.43	2.49	4.08	11.36	59.78	6.99	2.79	1.03	1.90	0.63	
Aca14-2	30.38	1.82	3.47	7.22	48.63	5.37	2.08	0.58	1.76	0.64	
Aca14-3	42.26	2.54	3.83	11.61	60.51	6.81	3.03	1.02	2.02	0.63	
Aca 14-5	50.39	3.02	4.05	6.03	43.76	5.66	1.49	1.23	8.14	0.77	Edad de enfriamiento
Aca 14-7	56.19	3.37	3.58	10.79	48.52	6.31	3.02	1.39	3.48	0.70	Edad de emplazamiento
Aca 14-8	25.96	1.56	3.15	6.49	35.41	4.82	2.06	0.49	3.01	0.70	Edad poco probable

Muestra	Age, Ma	err. (2σ, Ma)	U (ppm)	Th (ppm)	Sm (ppm)	[U]e	Th/U	He (ncc/g)	masa (μg)	Ft	Comentarios
Aca-14-A	54.79	3.65	3.44	7.34	N/A	5.16	2.21	27702.76	2.34	0.81	Edad de emplazamiento
Aca-14-B	38.88	2.56	2.94	7.43	N/A	4.69	2.61	17667.75	2.15	0.80	
Aca-14-E	25.67	1.69	3.83	9.59	N/A	6.09	2.59	15024.59	1.88	0.80	Edad poco probable
Aca-14-F	60.11	3.92	3.85	10.27	N/A	6.26	2.76	36451.16	1.86	0.80	Edad de emplazamiento
Aca-14-G	35.82	2.49	2.22	5.59	N/A	3.53	2.60	13062.54	5.49	0.85	

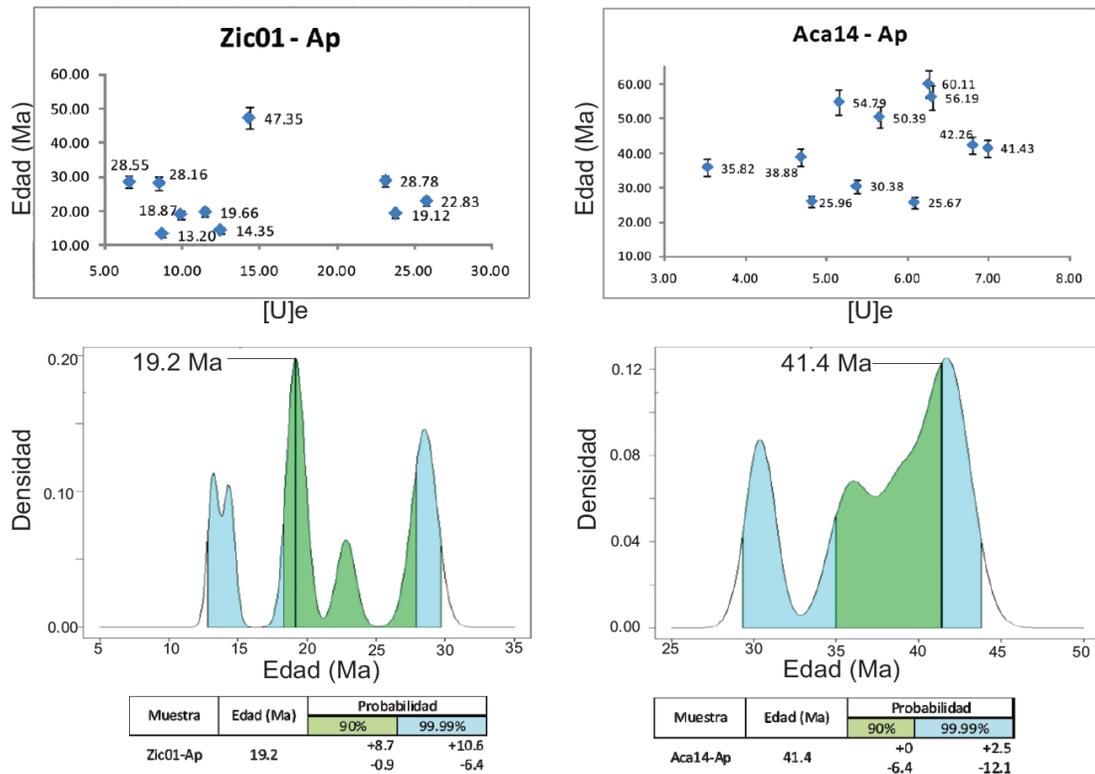


Figura 4.26. a) Edades de enfriamiento, b) comparación de edades con su contenido de uranio efectivo [U]e y c) resultados de mezcla Gaussiana para los apatitos de las muestras Zic01 y Aca14.

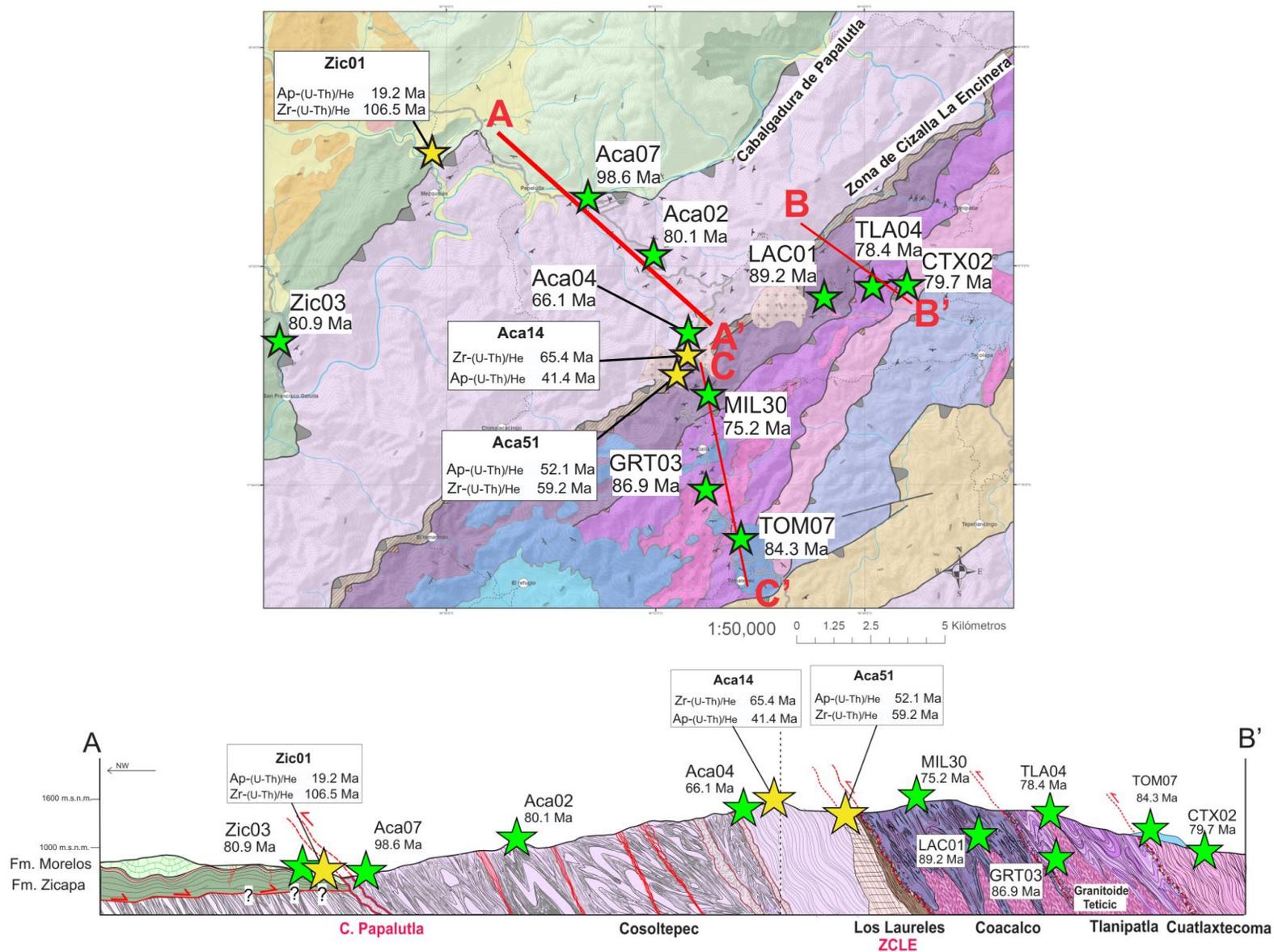


Figura 4.27. Arriba. Edades de enfriamiento, (U-Th)/He en circon y apatito, de las muestras analizadas mostradas en un contexto geológico. Abajo. Sección estructural compuesta A-A' y B-B' en la cual se muestra la distribución espacial de las muestras y edades obtenidas en este trabajo. Las muestras con estrellas amarillas indican edades obtenidas con más de un fechamiento.

4.4. Fechamiento doble de la Formación Cualac

Las edades obtenidas con el sistema U-Pb en circón de la base de la Formación Cualac (Anexo II) abarcan desde el Devónico Medio hasta el Arqueano. Las poblaciones con mayor probabilidad relativa (Fig. 4.28) pertenecen al Devónico (398 Ma), Cámbrico (504-550 Ma) y Proterozoico (612-1818 Ma). Las edades menores a 1000 Ma son mayormente concordantes (promedio de porcentaje de concordancia de 1.2%, Fig. 4.29.a) que aquellas más antiguas (promedio de porcentaje de concordancia de 6.8%, Fig. 6.29.b), la causa de la pérdida de Pb de estos granos no se considerará en este trabajo.

Para esta muestra no existe un grupo de al menos tres circones cuyas edades e incertidumbres se traslapen, por lo que no fue posible determinar una edad máxima de depósito. Los circones más jóvenes de la muestra tienen edades de 380, 398 y 399 Ma.

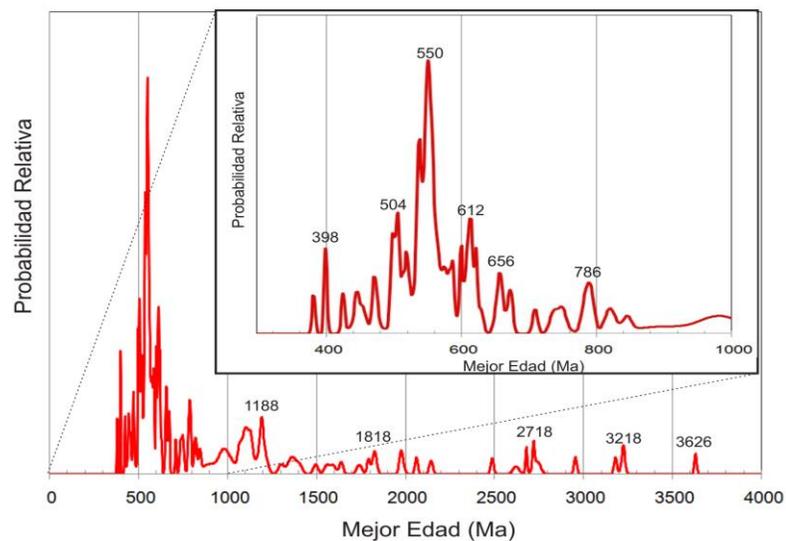


Figura 4.28. Gráfica de abundancia de circones de la muestra de la Formación Cualac (TOM07).

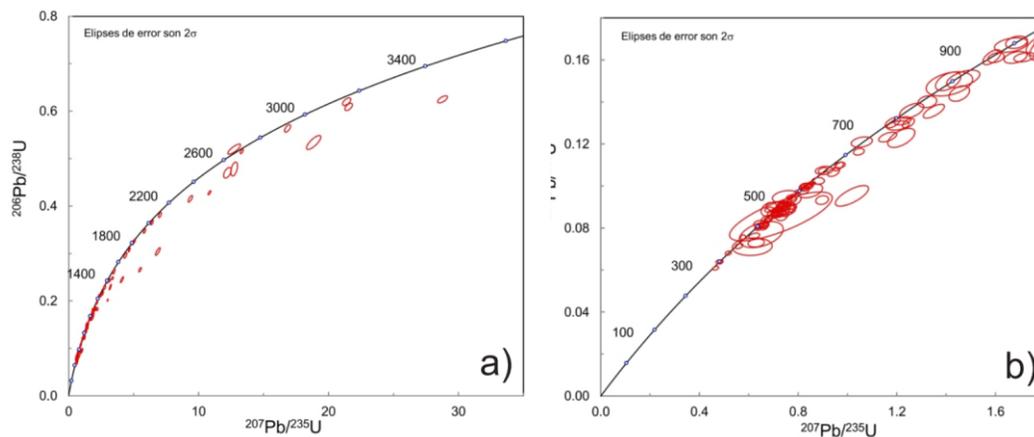


Figura 4.29. Gráfico de concordia para la muestra de la Formación Cualac (TOM07). Las edades menores a a) 1000 Ma tienen un promedio de porcentaje de concordancia de 1.2% y b) las más mayores a 1000 Ma tienen un promedio de porcentaje de concordancia de 6.8%.

Con el fin de comprender mejor la historia térmica de la Formación Cualac y de las rocas que aportaron material durante su depósito, se realizaron análisis de (U-Th)/He en cristales de circón fechados con U-Pb.

El patrón de abundancia de los circones fechados con (Fig. 4.30.a) sirvió como base para seleccionar siete conjuntos de circones con mayor abundancia (Fig. 4.30.b). Las edades de He de los circones seleccionados fueron comparadas con las edades de Pb (Fig. 4.30.c) y se observó que, indistintamente de las distribución de las edades de cristalización, el rango de edad de enfriamiento de la muestra TOM07 es de 73.9 a 140.2 Ma. Posteriormente, se utilizó un modelo de mezcla gaussiana (excluyendo las tres edades más antiguas) para acotar el rango de edad de enfriamiento a 84.3 (+5.3, -3.4) Ma (Fig. 4.30.d). Debido a la abundancia, consistencia de los datos y distribución espacial de la formación, esta edad de enfriamiento sirvió como edad de referencia para comparar y validar las edades de enfriamiento de los litodemas que subyacen a la Formación Cualac.

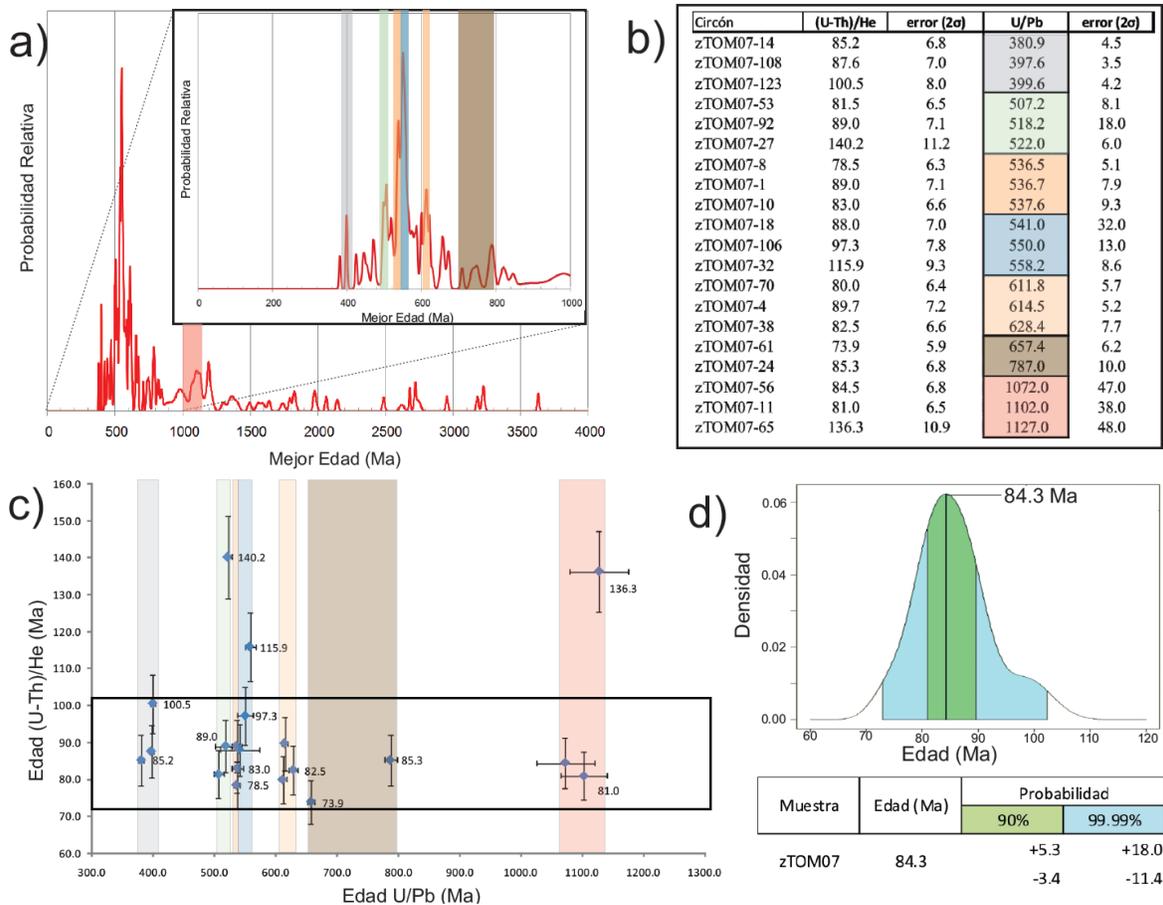


Figura 4.30. Resultados del fechamiento doble He-Pb en la muestra de la Formación Cualac (TOM07). a) Patrón de abundancia relativa de los circones fechados con el sistema U-Pb y selección de intervalos con alta abundancia. b) Edades de He correspondientes a los intervalos de alta abundancia relativa de edad de Pb. c) Comparación de edades de He y Pb y selección de edades para el modelo de mezcla gaussiana (recuadro negro). d) Modelo de mezcla gaussiana de las edades de He.

4.5. Modelado Inverso de edades de enfriamiento

Los datos isotópicos y las edades del sistema (U-Th)/He de las muestras fueron evaluados con el programa *HeFTy* con el fin de conocer las trayectorias térmicas más probables que los minerales fechados pudieron seguir. El modelado inverso se realizó en cada una de las muestras y los diagramas resultantes muestran el rango de posibles trayectorias térmicas de las muestras junto con su edad mínima de enfriamiento (edad

posible más antigua para el inicio del enfriamiento), la trayectoria térmica de mejor ajuste y la temperatura máxima que alcanzaron las muestras durante su calentamiento. Las restricciones que se consideraron en cada simulación, se describen al inicio de cada asociación litológica (Formación Zicapa, Litodema Cosoltepec y Suite Piaxtla).

Formación Zicapa

Se analizaron dos muestras de lava andesítica de la Formación Zicapa, de las cuales se extrajeron circones, y sólo en una de ellas apatito. Para el modelado inverso de edades de enfriamiento, en una de ellas sólo se utilizó la edad de circón (Zic03), mientras que en la otra se consideraron también las edades de apatito (Zic01). De acuerdo con la naturaleza de las muestras analizadas, se describe una historia de enfriamiento que incluye el enfriamiento de la lava, re-calentamiento y posterior enfriamiento rápido en dos estadios, uno en el Cretácico Tardío y otro a los 20 Ma.

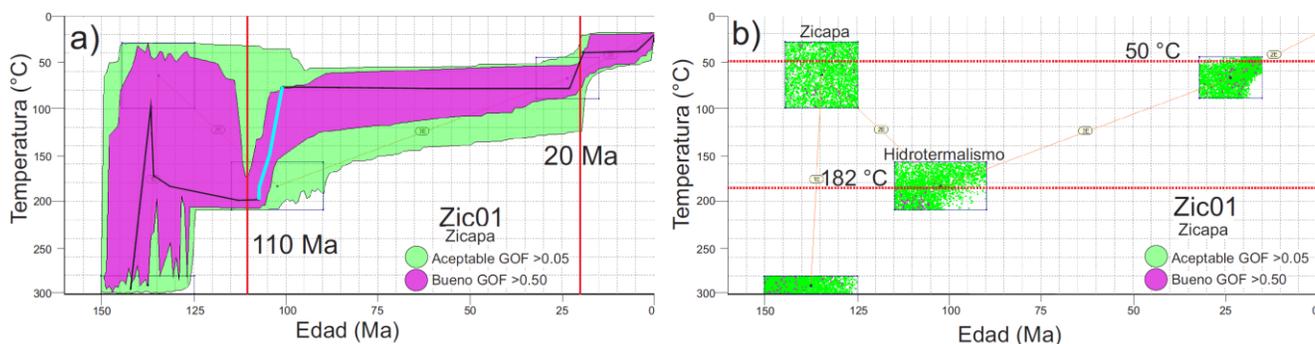


Figura 4.31. a) Trayectorias posibles para la evolución térmica de la muestra Zic01 y edad mínima de enfriamiento. b) Rangos de edad y temperatura de eventos térmicos conocidos. La simulación sugiere que estas muestras se calentaron por arriba de 180°C y luego se enfrió rápidamente.

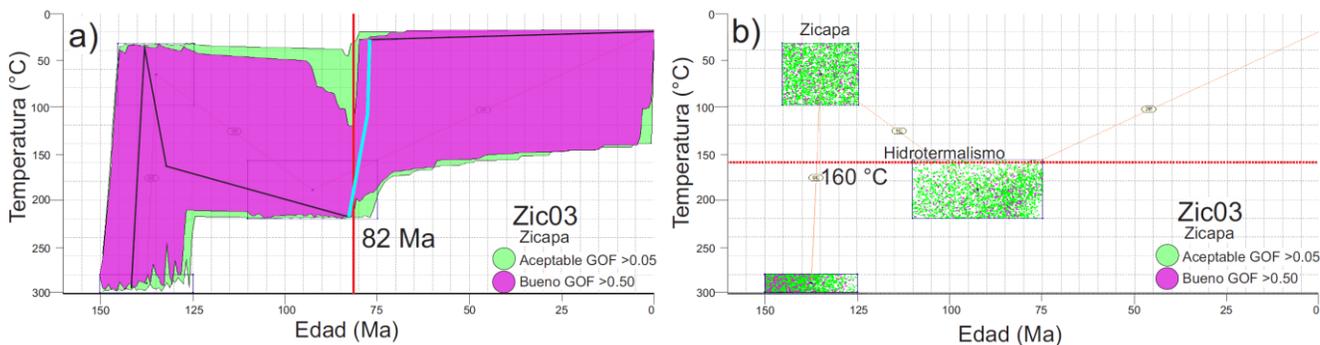


Figura 4.32. a) Trayectorias térmicas posibles durante la evolución térmica de la muestra Zic03 de y edad mínima de enfriamiento. b) La simulación sugiere que esta muestra fue calentada por arriba de 160°C y enfriada rápidamente.

Litodema Cosoltepec

En el caso del Litodema Cosoltepec se analizaron dos muestras (Aca02 y Aca07), basado en edades de He en circón y considerando que después de sufrir metamorfismo, estas rocas se exhumaron a profundidades cercanas a la superficie, antes de ser sepultadas nuevamente para calentarse en un rango de temperatura que permitió la restauración de sus edades. Se excluyó la muestra Aca04 debido a que su edad fue alterada térmicamente por la intrusión de la dacita Los Laureles.

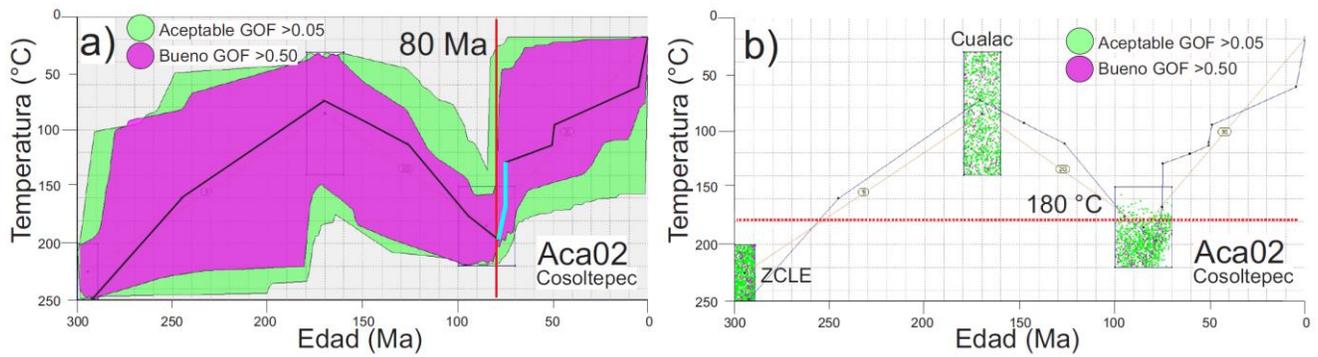


Figura 4.33. a) Trayectorias térmicas posibles para la evolución térmica de la muestra Aca02 y edad mínima de enfriamiento. b) La simulación sugiere que esta muestra fue calentada por arriba de 180°C y posteriormente enfriada rápidamente.

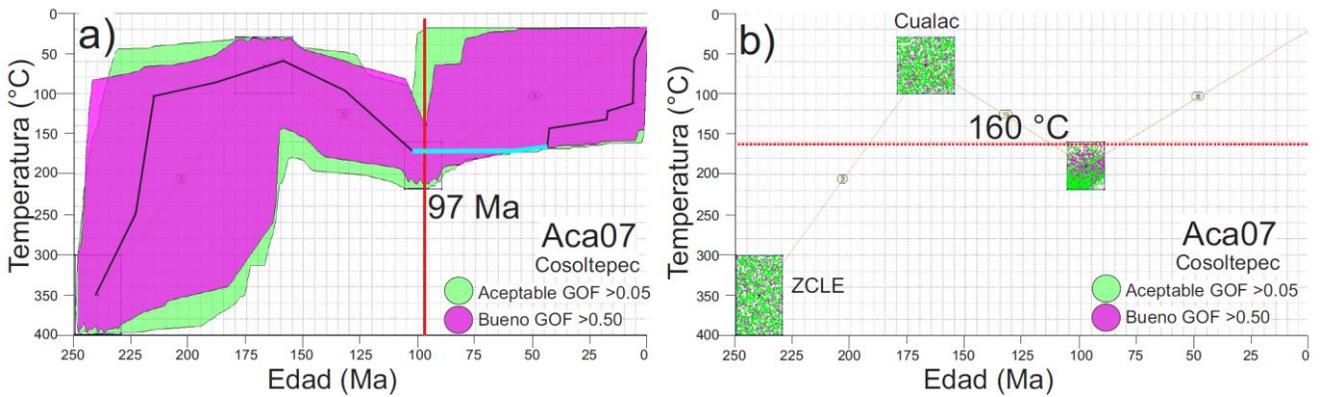


Figura 4.34. a) Trayectorias térmicas posibles para la evolución térmica de la muestra Aca07 y edad mínima de enfriamiento. b) La simulación sugiere que esta muestra fue calentada por arriba de 160°C y posteriormente enfriada lentamente.

Litodema Coacalco

Para el modelado inverso de edades de He en circón de las muestras de alto grado de metamorfismo (MIL30, LAC01, TLA04, CTX02, GRT03) también se consideró que: 1) estas rocas iniciaron su historia de enfriamiento después del evento metamórfico que las transformó en el Carbonífero (Ramos-Arias *et al.*, 2011), 2) alcanzaron profundidades cercanas a la superficie durante el depósito de la Formación Cualac, y finalmente, 3) se sepultaron hasta alcanzar un rango de temperaturas que permitió la restauración parcial o total de sus circones.

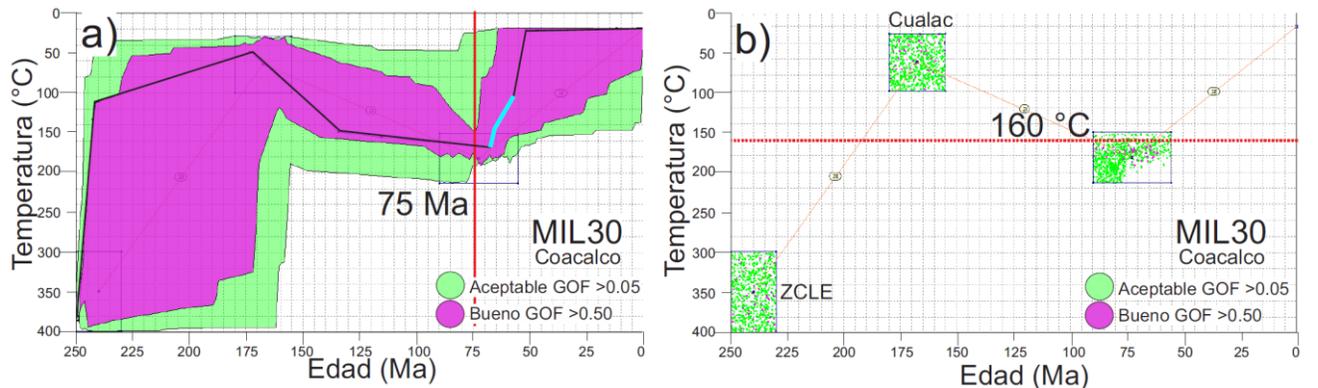


Figura 4.35. a) Trayectorias térmicas posibles para la evolución térmica de la muestra MIL30 y edad mínima de enfriamiento. b) La simulación sugiere que esta muestra fue calentada por arriba de 160°C y posteriormente enfriada rápidamente.

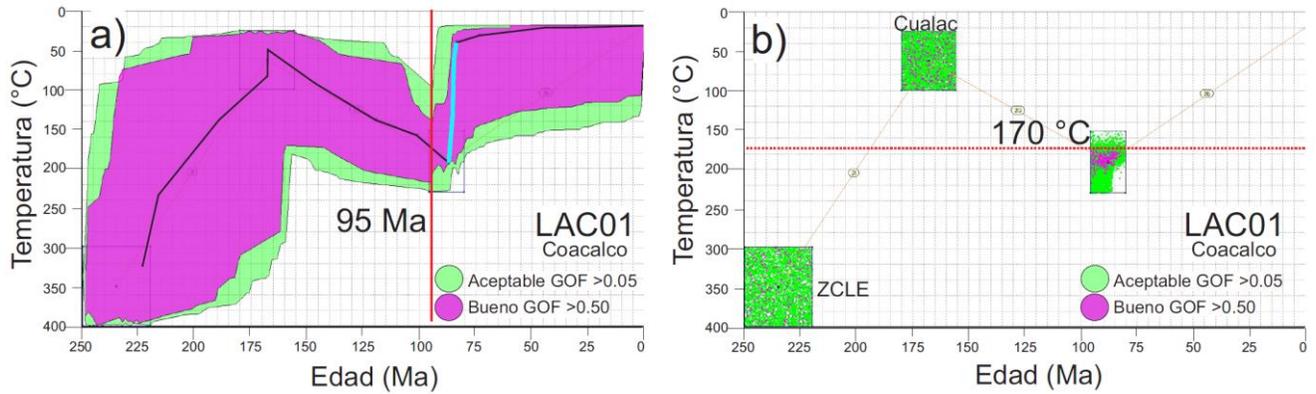


Figura 4.36. a) Trayectorias térmicas posibles para la evolución térmica de la muestra LAC01 y edad mínima de enfriamiento. b) La simulación sugiere que esta muestra fue calentada por arriba de 170°C y posteriormente enfriada rápidamente.

Litodema Tlanipatla

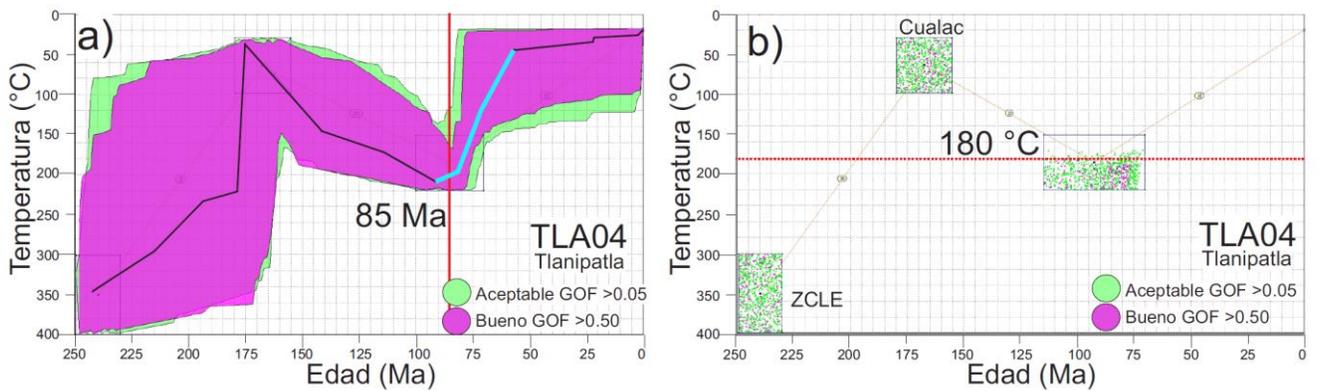


Figura 4.37. a) Trayectorias térmicas posibles para la evolución térmica de la muestra TLA04 y edad mínima de enfriamiento. b) La simulación sugiere que esta muestra fue calentada por arriba de 180°C y posteriormente enfriada rápidamente.

Litodema Cuatlaxtecoma

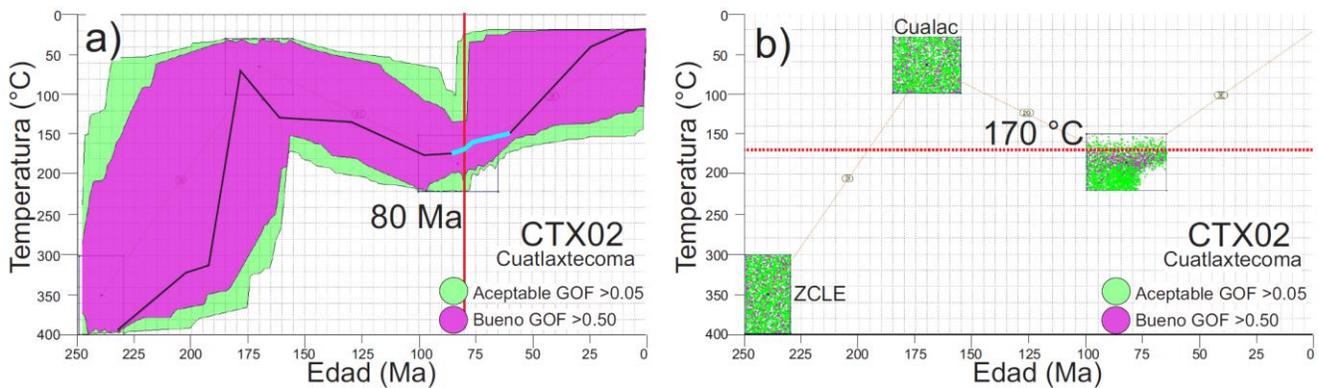


Figura 4.38. a) Trayectorias térmicas posibles para la evolución térmica de la muestra CTX02 y edad mínima de enfriamiento. b) La simulación sugiere que esta muestra fue calentada por arriba de 170°C y posteriormente enfriada rápidamente.

Granitoide Teticic

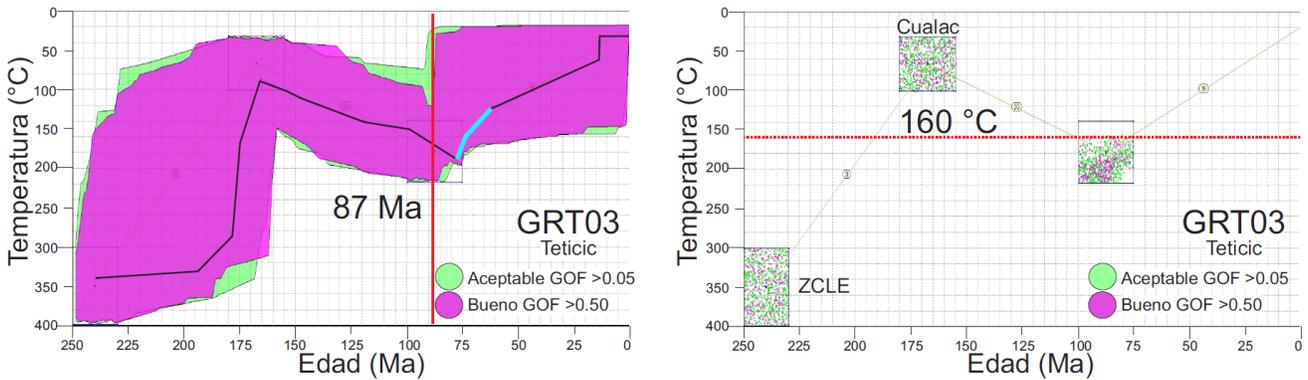


Figura 4.39. a) Trayectorias térmicas posibles para la evolución térmica de la muestra GRT03 y edad mínima de enfriamiento. b) La simulación sugiere que esta muestra fue calentada por arriba de 160°C y posteriormente enfriada rápidamente.

Formación Cualac

Para el modelado inverso de las edades de He-Zr de la Formación Cualac se consideró la historia térmica de los zircones detríticos (en su mayoría metamórficos), los cuales eventualmente fueron erosionados y nuevamente depositados sobre la superficie. Posteriormente, estas rocas fueron enterradas hasta alcanzar temperaturas acordes a una restauración parcial o total, para finalmente exhumarse.

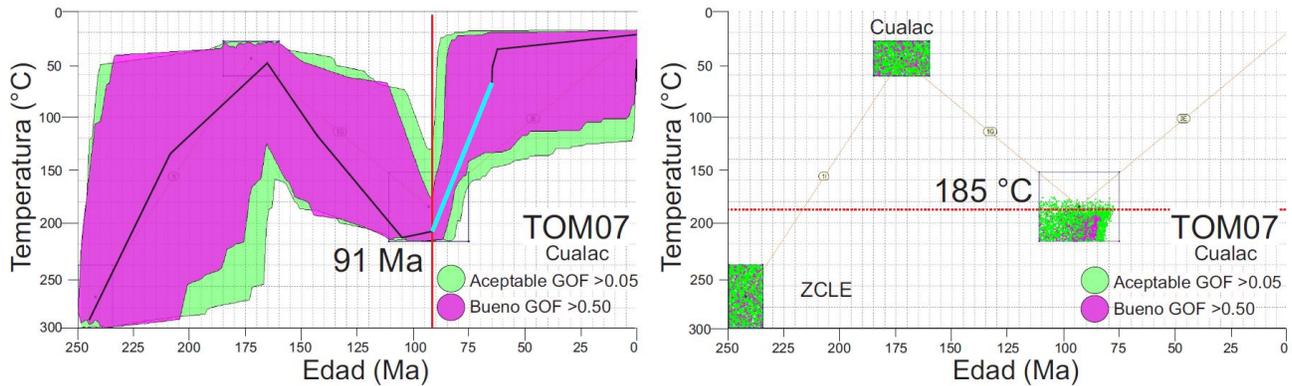


Figura 4.40. a) Trayectorias térmicas posibles para la evolución térmica de la muestra TOM7 y edad mínima de enfriamiento. b) La simulación sugiere que esta muestra fue calentada por arriba de 185°C y posteriormente enfriada rápidamente.

Dacita Los Laureles

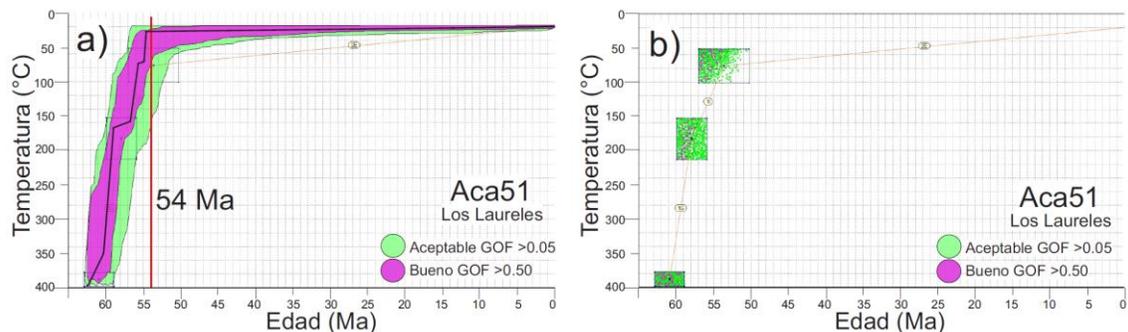


Figura 4.41. a) Trayectorias térmicas posibles para la evolución térmica de la muestra Aca51 y edad mínima de enfriamiento. b) La simulación sugiere que esta muestra se enfrió antes de 54 Ma.

5. Interpretación de los resultados

La interpretación de edades de He en este trabajo sigue parcialmente la metodología utilizada en varios trabajos reportados en la literatura, los cuales consideran la geología regional, la altitud (Fitzgerald *et al.*, 1995; Fitzgerald y Gleadow, 1990; Omar *et al.*, 1994; Belestrieri *et al.*, 2003; Godard *et al.*, 2009; Gavillot *et al.*, 2010), la distribución espacial y estructural de las muestras analizadas (Fitzgerald y Gleadow, 1990; Crowley *et al.*, 2002; Reiners *et al.*, 2003; Stockli y Farley, 2003; Zheng *et al.*, 2006; Clarck *et al.*, 2010), así como la litología (O'Sullivan *et al.*, 1998), para poder interpretar historias de enfriamiento que puedan ser comprendidas en el marco tectónico de una región.

Sin embargo, la distribución espacial de las muestras, condicionada por la litología (disposición de circones y apatitos en ellas) y a la complejidad estructural del área, no permite seguir fielmente las metodologías antes mencionadas para la interpretación de edades. Por lo cual, las edades de enfriamiento se analizaron con una aproximación que considera en primera instancia el tipo de roca y su posición estructural (escama tectónica a la que pertenece); y posteriormente considera la altitud a la cual se colectaron las muestras para explicar las variaciones de edades de enfriamiento. Así mismo, se consideraron las edades mínimas de enfriamiento (punto de cambio entre calentamiento y enfriamiento), e incrementos súbitos en la tasa de enfriamiento obtenidas a partir del modelado inverso de edades. Cabe mencionar que en su mayoría las edades mínimas de enfriamiento coinciden con la edad resultante del modelo de mezcla Gaussiana, con excepción de las muestras LAC01 y TOM07 (ello se puede deber a variaciones isotópicas entre los granos de circón).

5.1. Historia térmica de las secciones estructurales

Para poder sintetizar la historia térmica de las muestras estudiadas a escala se las secciones estudiadas, y correlacionar eventos de enfriamiento con eventos de deformación a escala regional, se utilizaron diagramas de temperatura vs. edad, en los cuales se constriñeron etapas de calentamiento y enfriamiento como se describe en la sección anterior. Además, en dicho diagrama de edad vs. temperatura, se graficaron los intervalos de temperatura correspondientes a la Zona de Retención Parcial, PRZ (Reiners *et al.*, 2005a). Este proceso permitió dimensionar la profundidad de exhumación de las muestras, asumiendo un gradiente geotérmico de 25°C/km (el gradiente típico de cinturones orogénicos es de 20-25°C, Condie, 1997) y una temperatura superficial de 30°C (la temperatura superficial para el Cretácico Superior es de 25-30°C, Otto-Bliesner y Upchurch, 1997; Pearson *et al.*, 2001; Wilson *et al.*, 2002).

En las siguientes secciones, se explica la interpretación de los resultados por grupos litoestratigráficos (PGM, Litodema Cosoltepec y Suite Piaxtla), cuyas relaciones estructurales se observan en las secciones geológicas A-A', B-B' y C-C' descritas anteriormente.

5.1.1. Historia térmica de la sección A-A'

Las edades de enfriamiento de los sistemas (U-Th)/He, en circón (He-Zr) y apatito (He-Ap) de las muestras colectadas en los bloques de piso y de techo de la CP se muestran en los diagramas de edad vs. temperatura 5.1 a 5.3, junto con el rango de edad de la Formación Cualac (Corona-Esquivel, 1983) y la edad del último

episodio metamórfico del Litodema Cosoltepec. Dicha edad de metamorfismo es desconocida, pero se infiere que su temperatura era menor o cercana a 300°C después de 240 Ma, de acuerdo con las facies de subesquisto verde observadas en las láminas delgadas (Aca07 y AcaCg02, Anexo II), y con el espectro escalonado de edad aparente en muscovita de la ZCLE obtenida con el método $^{39}\text{Ar}-^{40}\text{Ar}$ (Ramos-Arias *et al.*, 2011), con su respectivo rango de temperatura de cierre de la muscovita ($T_c = 300-350^\circ\text{C}$, Reiners *et al.*, 2005a).

Después de la actividad pérmica de la ZCLE, las rocas del Litodema Cosoltepec alcanzaron profundidades y temperaturas cercanas a la superficie, lo cual se infiere del hecho de que la Formación Cualac contiene abundantes clastos del Litodema Cosoltepec (TOM07, Anexo II) y que se depositó discordantemente sobre éste, al noreste del poblado de San Juan de las Joyas (Campa-Uranga *et al.*, 1998; Sierras-Rojas y Molina-Garza, 2014). Sin embargo, no hay evidencias que indiquen la magnitud del enfriamiento.

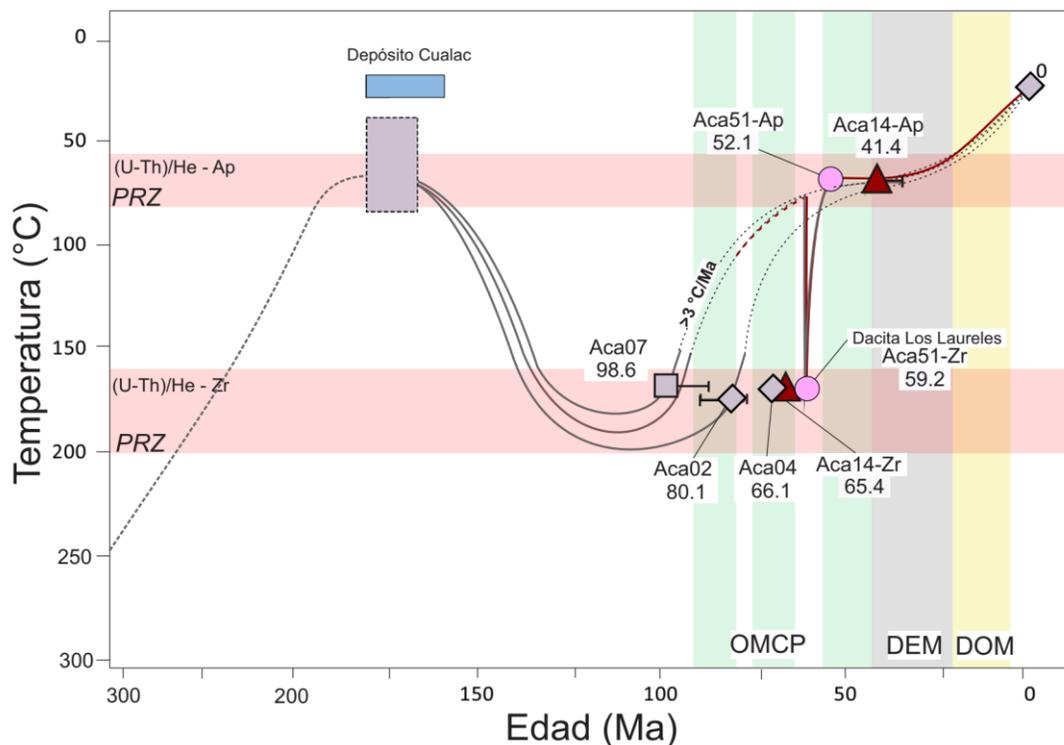


Figura 5.1. Trayectorias térmicas de las muestras asociadas al Litodema Cosoltepec. C.C.A.: Cierre de la Cuenca de Arperos, OMCP: Orógeno Mexicano del Cretácico-Paleógeno, DEM: Deformación del Eoceno-Mioceno, DOM: Deformación del Oligoceno-Mioceno.

Los resultados del modelado inverso de edades de He-Zr de las muestras del Litodema Cosoltepec en el área de Papalutla, indican que las rocas sobrepasaron los 160°C (Fig. 5.1), ya sea por sepultamiento o por una estadía prolongada en la PRZ. Las edades de enfriamiento del Litodema Cosoltepec de 98 (Aca07) y 80 Ma (Aca02), corresponden a una restauración parcial del sistema en el primer caso y total, en el segundo (como lo indica la dispersión de sus edades, Fig. 4.20., y el modelado inverso, figs. 4.33. b y 4.34. b), previo a su enfriamiento por exhumación. La variación de las edades respecto a la altitud a la que fueron colectadas, sugiere que algunas muestras cruzaron la PRZ antes que otras, lo cual se puede deber a que se encuentran en escamas tectónicas distintas dentro del Litodema Cosoltepec. Dichas escamas tectónicas están limitadas por brechas de falla y se desplazaron de manera independiente. El enfriamiento por exhumación de las rocas del Litodema Cosoltepec coincide con el episodio de deformación Turoniano-Campaniano del Orógeno Mexicano, lo cual indica que la

exhumación de dichas rocas a través de la CP está relacionada a una de las etapas principales de desarrollo del orógeno.

La tercera muestra del Litodema Cosoltepec se colectó cerca de la Zona de Cizalla La Encinera, y tiene una edad de 66 Ma (Aca04), la cual se interpreta como resultado de una restauración casi total por recalentamiento, debido a la similitud que hay entre esta edad y la edad de cristalización de 61 Ma de la dacita Los Laureles (Ramos-Arias y Keppie, 2010). Finalmente, la edad de He-Ap de la brecha hidrotermal (Aca14), en el Litodema Cosoltepec, indican que esas rocas se encontraban a una temperatura cercana a los 60°C cerca de los 50 Ma.

Por otro lado, en el bloque de piso de la CP, la evolución térmica de las rocas (Fig. 5.2) comenzó con el emplazamiento y enfriamiento de la lava, sedimentación de la Formación Zicapa, y posterior calentamiento por enterramiento favorecido por el depósito de las Formaciones Morelos y Mezcala, así como por rocas del bloque de techo de la CP.

El modelado inverso de las edades de He-Zr de las dos muestras de la Formación Zicapa (Fig. 5.2), indican una edad mínima de enfriamiento de 110 Ma (Zic01) y 82 Ma (Zic03). Dichas edades son resultado de la restauración parcial del sistema, por calentamiento hidrotermal y posterior enfriamiento rápido (figs. 4.31 y 4.32), ya que las edades de He-Zr son más jóvenes que la edad de actividad volcánica de la Formación Zicapa 141-122 Ma (Sierra-Rojas y Molina-Garza, 2014) y tienen una gran dispersión (Fig. 4.19). Por lo cual se considera que estas edades son ambiguas y no constriñen con claridad enfriamiento rápido asociado a la actividad de la CP.

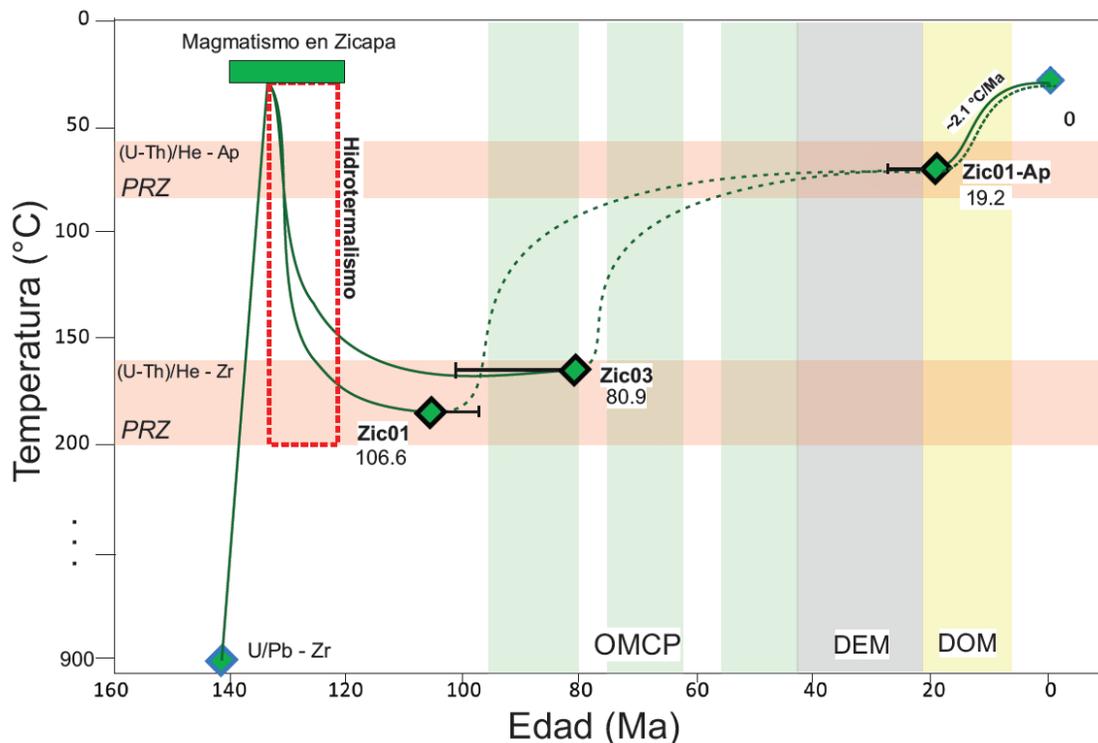


Figura 5.2. Trayectorias térmicas de las muestras de la Formación Zicapa. OMCP: Orógeno Mexicano del Cretácico-Paleógeno, DEM: Deformación del Eoceno-Mioceno, DOM: Deformación del Oligoceno-Mioceno.

Finalmente, hasta los 20 Ma las rocas de la Formación Zicapa se enfriaron por debajo de los 60°C (PRZ-Ap). La exhumación más superficial de las rocas, se estima ocurrió a una tasa aproximada de 10 m/Ma, por lo cual es

probable que los bloques de piso y de techo de la CP pudieron haberse exhumado durante un evento de deformación post-Oligoceno (Fitz-Díaz, 2001; Nieto-Samaniego *et al.*, 2006).

Alrededor de los 61 Ma la dacita Los Laureles intrusión a las rocas del Complejo Acatlán a lo largo de la ZCLE. Su edad de enfriamiento máximo es de 59 Ma (Fig. 5.3) de acuerdo con los resultados del modelado inverso de edades de He-Zr y su trayectoria térmica muestra un enfriamiento muy rápido (400°C/Ma) posterior a su emplazamiento, el cual continuó a una tasa de 15°C/Ma hasta alcanzar una temperatura cercana a 60°C a los 52 Ma (como lo indica la edad He-apatito), para posteriormente enfriarse a una tasa aproximada de 1.15 °C/Ma. Durante su último episodio de enfriamiento, la dacita fue deformada por fracturamiento durante el Oligoceno-Mioceno (DOM), de acuerdo con el paralelismo con fracturas y fallas documentadas en la Formación Morelos, las cuales acusan una dirección de acortamiento NW-SE (Nieto-Samaniego *et al.*, 2006).

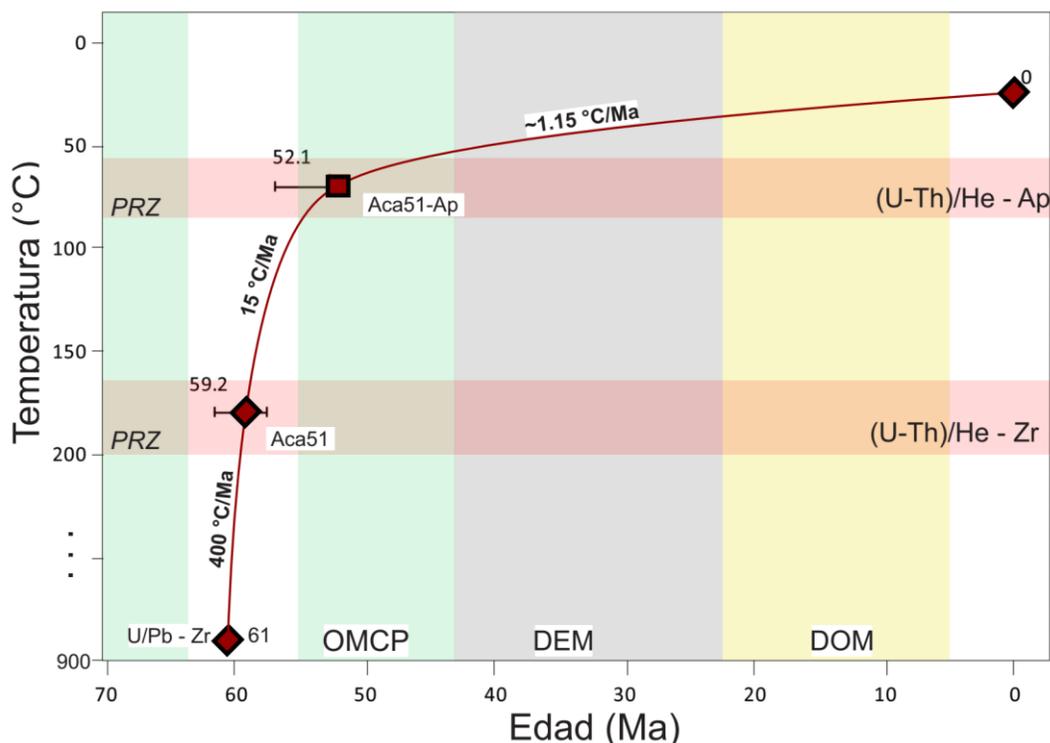
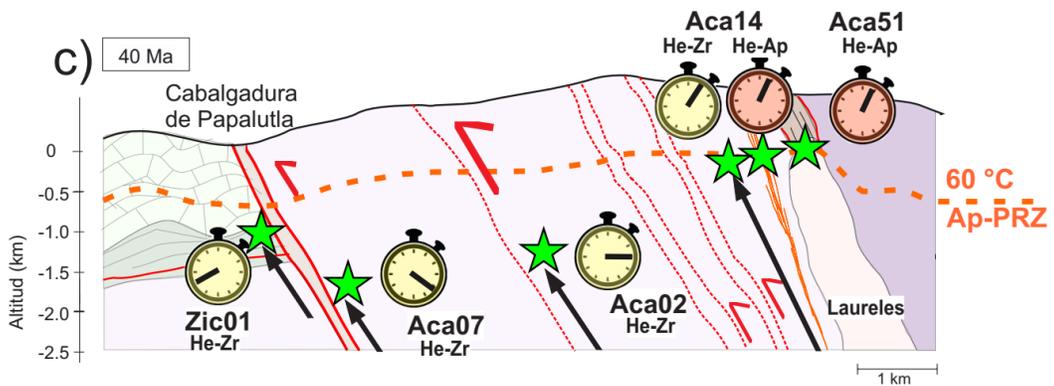
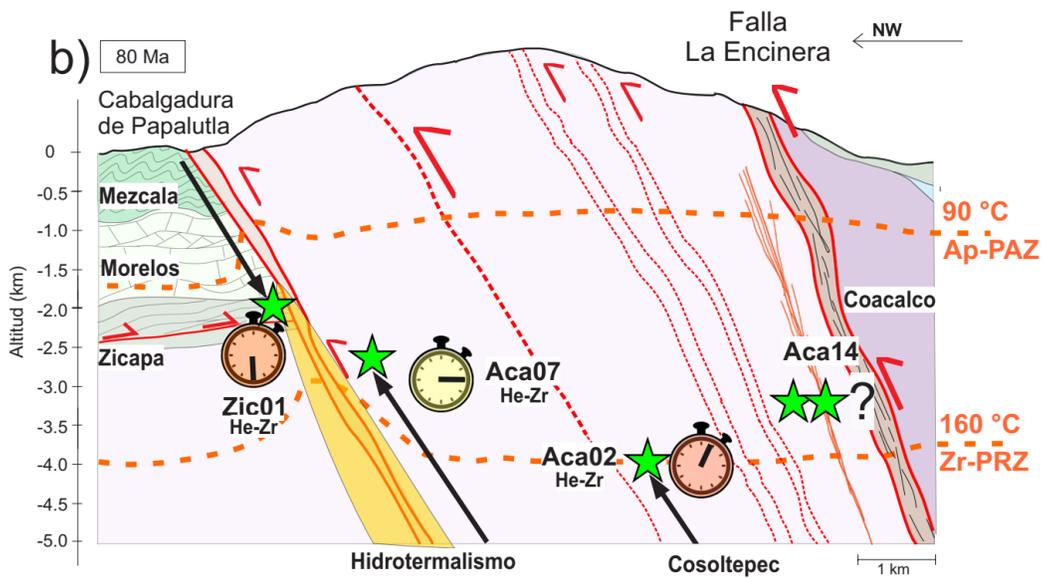
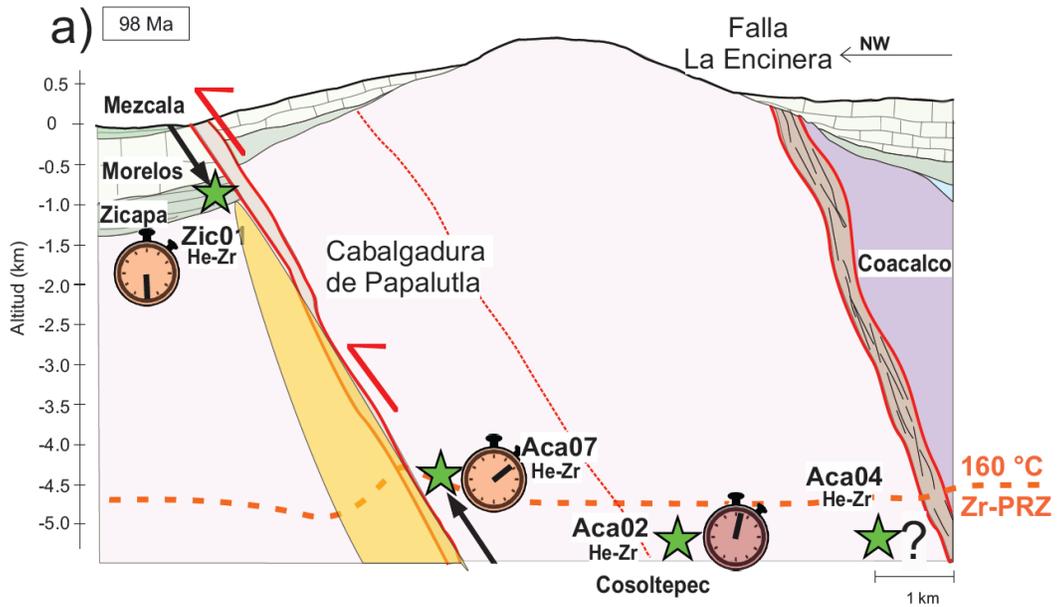


Figura 5.3. Trayectoria térmica de la dacita Los Laureles. Orógeno Mexicano del Cretácico-Paleógeno, DEM: Deformación del Eoceno-Mioceno, DOM: Deformación del Oligoceno-Mioceno.

Por último, se sintetizan las historias térmicas de la Formación Zicapa y del Litodema Cosoltepec en la Figura 5.4, en la cual además se incorporan interpretaciones basadas en las edades de He-Zr y He-Ap en combinación con un gradiente geotérmico de 25 °C/Ma y relaciones de corte de estructuras.



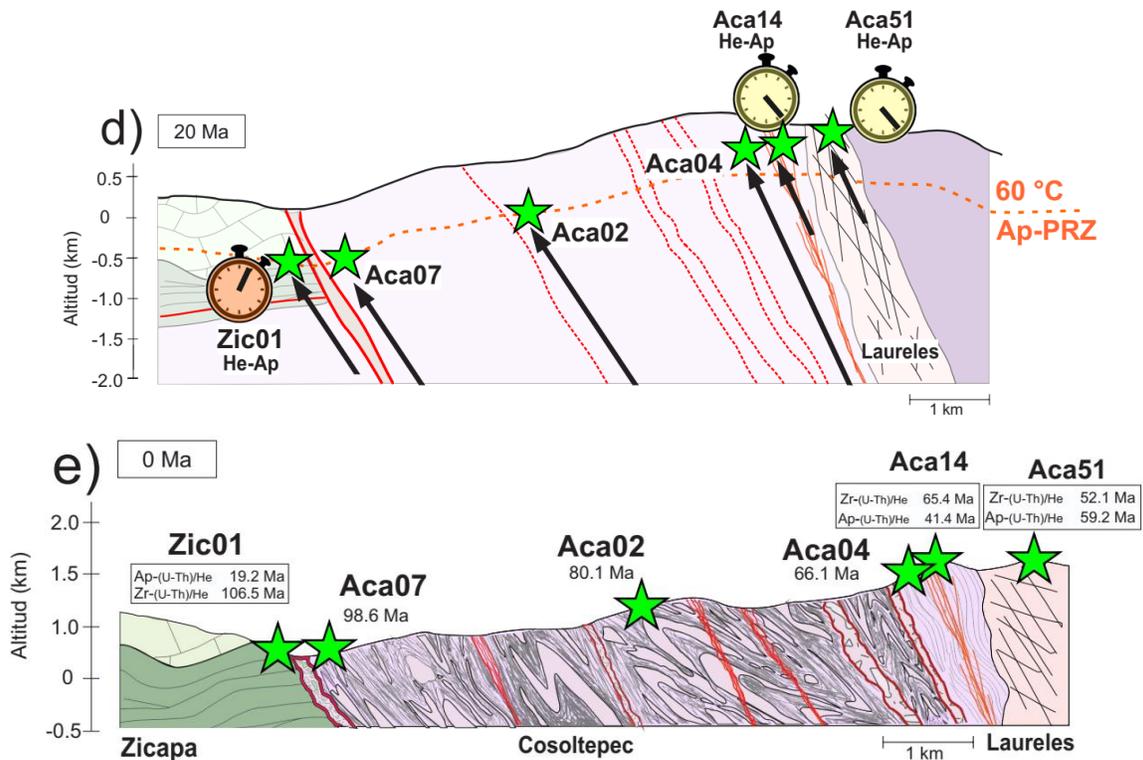


Figura 5.4. Distribución espacial y temperatura relativa de las muestras colectadas en la sección A-A' para el tiempo a) 98 Ma, b) 80 Ma, c) 50 Ma, d) 20 Ma y e) 0 Ma. La temporalidad relativa de exhumación de las rocas fechadas se indica con un reloj rojo cuando $T_m \gg T_c$, un reloj naranja cuando $T_m > T_c$ y con un reloj amarillo cuando $T_m < T_c$. Las flechas negras indican la trayectoria de sepultamiento/exhumación de las rocas.

5.1.2. Historia térmica de la sección B-B'

Las edades de enfriamiento del sistema (U-Th)/He en circón (He-Zr) de las muestras colectadas en el bloque de techo de la ZCLE se muestran en un diagrama de edad vs. temperatura (Fig. 5.5.). Dicho diagrama muestra la edad de la Formación Cualac y la edad de metamorfismo del litodema Cuatlxtecoma, basado en el fechamiento de 339 ± 4 Ma mediante el método ^{39}Ar - ^{40}Ar en anfíbol (Ramos-Arias *et al.*, 2011).

Después del metamorfismo carbonífero del litodema Cuatlxtecoma, las rocas contenidas en la sección B-B' alcanzaron temperaturas superficiales, las cuales son inferidas a partir de la continuidad lateral de los litodemas que subyacen a la Formación Cualac. Una vez que las rocas se encontraban cerca de la superficie, el depósito de la Formación Cualac marcó el inicio del calentamiento por sepultamiento, favorecido por el depósito del Grupo Tecocoyunca y las Formaciones Morelos y Zicapa, hasta que su temperatura sobrepasó los 170°C (de acuerdo con el modelado inverso, figs. 4.36 a 4.38).

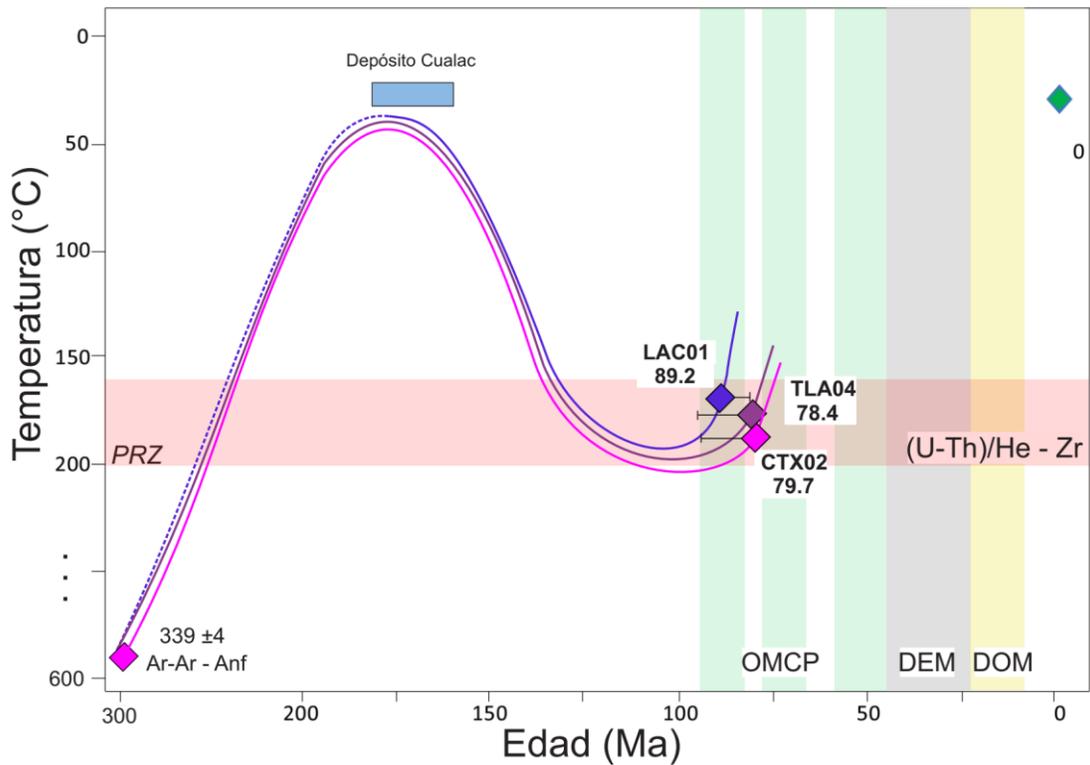


Figura 5.5. Trayectorias térmicas de las muestras localizadas en la sección B-B'. OMCP: Orógeno Mexicano del Cretácico-Paleógeno, DEM: Deformación del Eoceno-Mioceno, DOM: Deformación del Oligoceno-Mioceno.

Las edades de enfriamiento de 89 Ma para el litodema Coacalco, 78 Ma para el litodema Tlanipatla, y 80 Ma para el litodema Cuatlaxtecoma, corresponden a una restauración parcial del sistema, como lo indica la dispersión de sus edades y la presencia de circones con edades más antiguas (figs. 4.23 a 4.25). El enfriamiento por exhumación de los litodemas ocurrió de manera rápida (sin considerar el modelo de la muestra CTX02) y sincrónica, considerando las edades más probables y el margen de error obtenido con el modelo de mezcla Gaussiana. Dicha exhumación pudo haber iniciado desde 95 Ma, de acuerdo a la edad mínima del modelado inverso. La similitud de las edades de enfriamiento indica que los litodemas se comportaron como una gran escama tectónica durante su exhumación, con posibles variaciones menores en el desplazamiento de los litodemas.

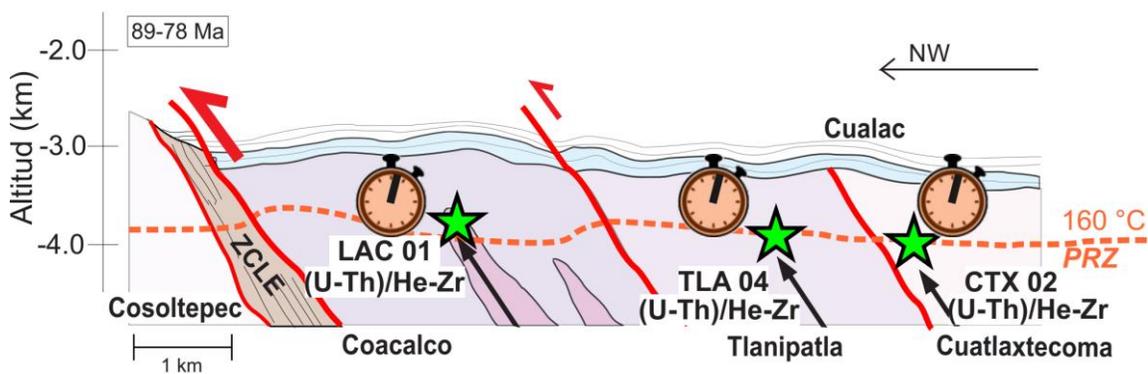


Figura 5.6. Distribución espacial y temperatura relativa de las muestras entre 89 y 79 Ma. La temporalidad relativa de exhumación de las rocas fechadas se indica con un reloj naranja cuando $T_m > T_c$. Las flechas negras indican la trayectoria de desplazamiento de las rocas.

5.1.3. Historia térmica de la sección C-C'

Las edades de enfriamiento del sistema (U-Th)/He en circón (He-Zr) de las muestras colectadas en la sección C-C' se muestran igualmente en un diagrama de edad vs. temperatura (Fig. 5.7.), en el cual se muestra la edad de la Formación Cualac y la edad de metamorfismo de 318 ± 4 Ma del litodema Coacalco como se explica en la sección anterior.

Después del metamorfismo carbonífero del litodema Coacalco, las rocas alcanzaron temperaturas superficiales, las cuales son evidenciadas por el depósito discordante del conglomerado Cualac sobre el granitoide Teticic. Una vez que las rocas se encontraban cerca de la superficie, el depósito de la Formación Cualac marcó el inicio de un incremento de la temperatura por sepultamiento (por parte del Grupo Tecocoyunca y las Formaciones Morelos y Mezcala), hasta sobrepasar una temperatura de 160°C (cima de la PRZ), de acuerdo con el modelado inverso (figs. 4.35, 4.39 y 4.40).

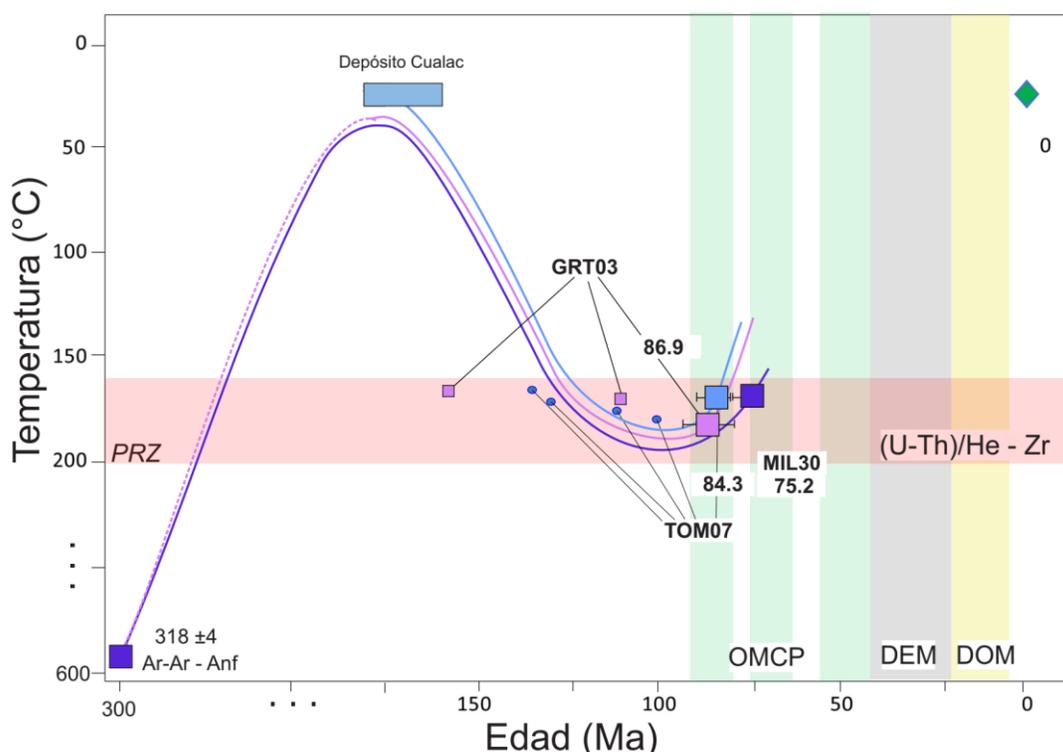


Figura 5.7. Trayectorias térmicas de las muestras localizadas la sección C-C'. C.C.A.: Cierre de la Cuenca de Arperos, OMCP: Orógeno Mexicano del Cretácico-Paleógeno. DEM: Deformación del Eoceno-Mioceno, DOM: Deformación del Oligoceno-Mioceno.

Las edades de enfriamiento de 75 Ma para el litodema Coacalco, 86 Ma para el granitoide Teticic, y 84 Ma para la Formación Cualac, corresponden a una restauración parcial del sistema, como lo indica la gran dispersión de sus edades y la presencia de circones con edades más antiguas (figs. 4.23 a 4.25). El enfriamiento por exhumación de estas rocas ocurrió de manera rápida y en diferentes tiempos, considerando las edades obtenidas con el modelo de mezcla Gaussiana y las trayectorias de mejor ajuste del modelado inverso (figs. 4.35, 4.39, 4.40.). Dicha exhumación pudo haber iniciado desde los 91 Ma, de acuerdo con las edades mínimas del modelado inverso (Fig. 4.40). La diferencia de edades a lo largo de la sección, así como la altitud a la que

fueron recolectadas las muestras, indica que los litodemas se desplazaron de manera independiente a través de zonas de cizalla reactivadas como fallas (Fig. 5.8).

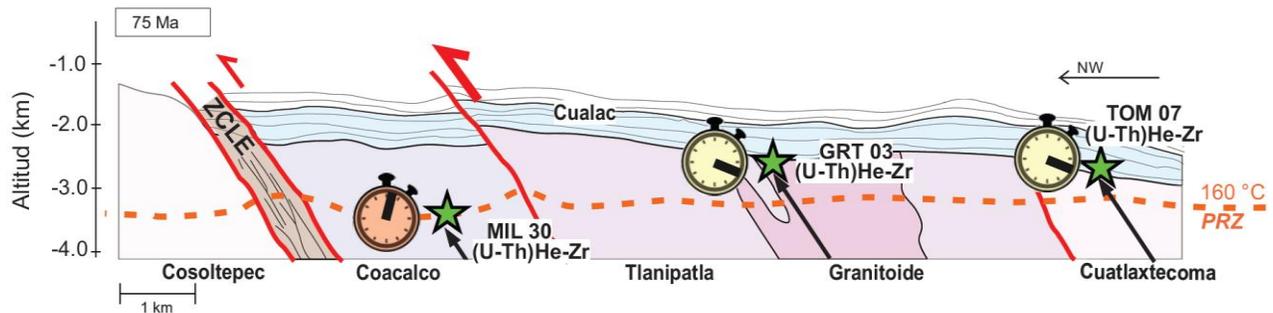


Figura 5.8. Distribución espacial y temperatura relativa de las muestras a los 75 Ma. La temporalidad relativa de la exhumación de las rocas fechadas se indica con un reloj naranja cuando $T_m > T_c$ y con un reloj amarillo cuando $T_m < T_c$. Las flechas negras indican la trayectoria de desplazamiento de las rocas.

En resumen, las rocas en el bloque de techo de la FLE, pertenecientes a las secciones B-B' y C-C', iniciaron su exhumación por arriba de la isoterma de 160°C entre 95 y 75 Ma debido a la actividad de la falla La Encinera. La exhumación por cabalgamiento de los litodemas es sincrónica al primer episodio de deformación del Orógeno Mexicano y a la exhumación del Litodema Cosoltepec, debido a la actividad de la CP, indicando que dichos eventos están relacionados.

5.2. Historia de exhumación somera de la margen oriental de la Plataforma Guerrero-Morelos

La historia de enfriamiento de las rocas de la margen oriental de la PGM, basado en los análisis termocronológicos presentados e integrados con los datos disponibles en la literatura, se muestran en la Figura 5.9, en la cual se puede apreciar que las historias de enfriamiento del Complejo Acatlán y de la PGM tienen historias de enfriamiento diferentes en origen, a pesar de que ambos bloques fueron enfriados por exhumación entre el Cretácico Tardío y el Paleógeno, y que comparten una historia de exhumación similar solamente durante el Mioceno.

Las rocas metamórficas del Complejo Acatlán sufrieron metamorfismo y fueron intensamente deformadas durante el Devónico, luego fueron parcialmente sepultadas desde el Pérmico hasta el Jurásico Tardío por la Formación Olinalá (Flores de Dios y Buitrón, 1982; Corona-Esquivel, 1983; Guerrero-Sánchez y Quiroz-Barroso, 2013), la Formación Cualac y el Grupo Tecocoyunca (Fig. 5.9). Este conjunto de litologías fueron localmente deformadas antes del Cretácico como lo sugiere la discordancia angular entre las sucesiones cretácicas y precretácicas (como el sinclinal de Olinalá, Campa-Uranga *et al.*, 1998). El sepultamiento continuó durante el Cretácico mediante el depósito de las Formaciones Zicapa y Morelos. Esto último pudo permitir que la arenisca y conglomerado de la Formación Cualac alcanzaran profundidades y temperaturas cercanas a la cima de la PRZ, de acuerdo con la restauración parcial de las edades de He-Zr y las estructuras de recristalización del conglomerado (bordes ligeramente suturados y *bulging*, TOM07, Anexo II). El intervalo de temperatura de la PRZ indica que el espesor total de las sucesiones jurásicas y cretácicas, alcanzó de 6.5 a 5 km en el bloque de techo de la CP, si se considera un gradiente geotérmico de 20 a 25°C/km. El origen de este espesor, estratigráfico o estructural, no es claro por los alcances de este estudio.

Después del desarrollo de las plataformas carbonatadas del Cretácico en el área, el episodio de enfriamiento rápido por exhumación más importante de la margen occidental del Complejo Acatlán ocurrió entre 95 y 75 Ma, traslapándose con el primer episodio de deformación del Cinturón de Pliegues y Cabalgaduras Mexicano (Orógeno Mexicano), y siendo contemporáneo al depósito de la turbidita de la Formación Mezcala en la PGM. Estas evidencias indican que la actividad más importante de la CP ocurrió en el Conaciano-Santoniano, lo cual contradice a la edad del Paleógeno que consistentemente se ha reportado en la literatura (Cserna *et al.*, 1980; Fitz-Díaz, 2001; García-Díaz, 2004; Cerca-Martínez, 2004).

La dispersión de las edades de enfriamiento sugiere que la exhumación de las rocas del basamento en el bloque de techo de la CP no fue homogénea y/o que hubo reactivación de zonas de cizalla mayores en el Complejo Acatlán (como la ZCLE). También se reactivaron fábricas y/o estructuras menores en la Suite Piaxtla y en el Litodema Cosoltepec, lo cual habilitó el movimiento de escamas tectónicas independientes en el interior de estos bloques regionales. Dicho movimiento independiente de escamas contradice la teoría de un bloque de basamento rígido, utilizada en el modelo análogo de Cerca-Martínez (2004).

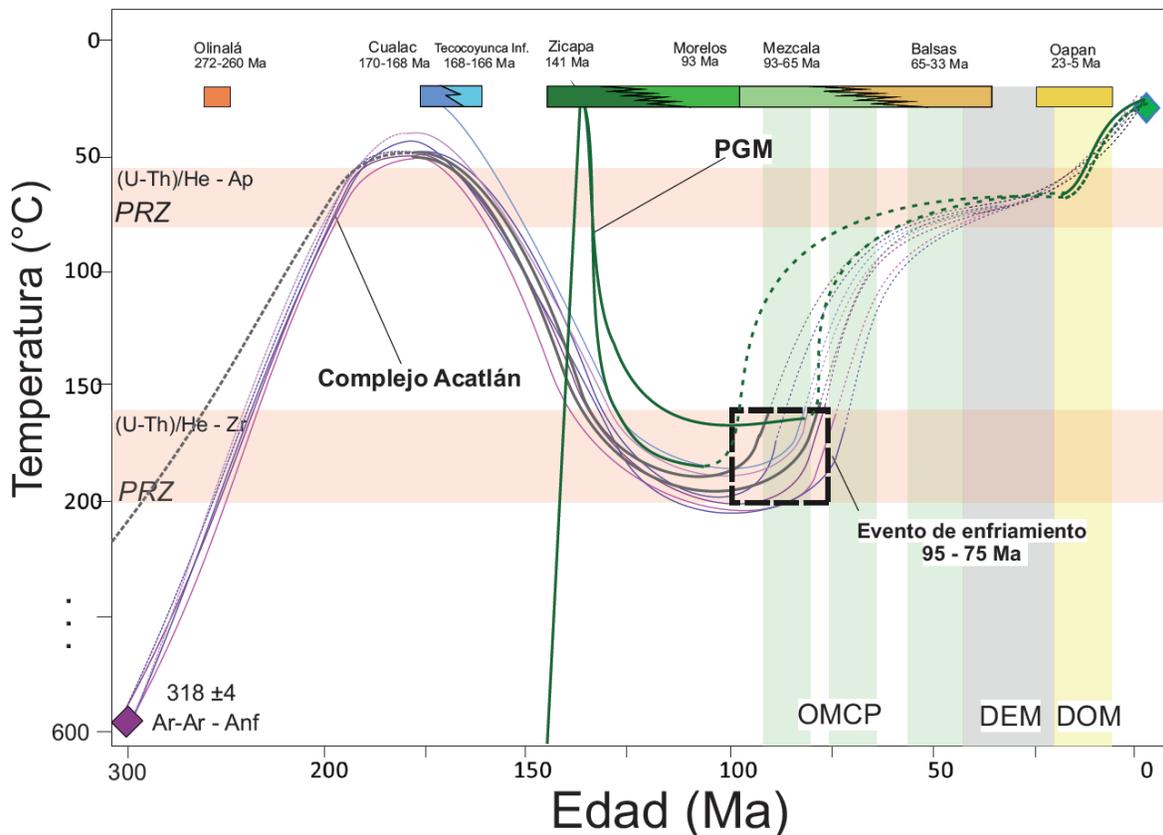


Figura 5.9. Trayectorias térmicas de las rocas de la margen oriental de la Plataforma Guerrero-Morelos. Orógeno Mexicano del Cretácico-Paleógeno, DEM: Deformación del Eoceno-Mioceno, DOM: Deformación del Oligoceno-Mioceno.

Después del desarrollo del Orógeno Mexicano del Cretácico-Paleógeno, se desconoce con certeza la historia térmica de las rocas del Complejo Acatlán. Mientras que en la PGM, las rocas de la Formación Zicapa fueron enfriadas por exhumación a tasas variables relacionadas con el tectonismo de fallamiento lateral y normal regional cenozoico. Esto último es sustentado por la presencia de fallas laterales con orientación NW-SE y NE-SW, las cuales involucran a rocas volcánicas de edad oligocénica en la región (Fitz-Díaz, 2001; Gonzales-Torres *et al.*, 2013), así como el plegamiento de sucesiones miocénicas (Formación Oapan).

6. Conclusiones

La Plataforma Guerrero-Morelos (PGM), es un elemento paleogeográfico del Cretácico delimitado al oriente por la Cabalgadura de Papalutla (CP), la cual es una estructura regional con orientación NE-SW que sobrepone al Litodema Cosoltepec, perteneciente al Complejo Acatlán, sobre sucesiones de la PGM. En el bloque de techo de la CP, a las rocas del Litodema Cosoltepec se le sobreponen rocas de la Suite Piaxtla a través de un límite tectónico conocido como la Zona de Cizalla La Encinera (ZCLE), una estructura subparalela a la CP, en la cual son evidentes múltiples sobreposiciones de falla, predominantemente inversas, sobre la fábrica filonítica original.

En el bloque de piso de la CP, las edades de enfriamiento en circón de 106 y 80 Ma de la Formación Zicapa indican que dichas rocas no sobrepasaron los 200°C; mientras que la edad de enfriamiento de apatito de 19 Ma sugiere un enfriamiento posterior por debajo de 50°C. En el bloque de techo de la CP, el Litodema Cosoltepec tiene edades de enfriamiento en circón de 98, 80 y 66 Ma, indicando que alcanzaron temperaturas cercanas a los 200°C, en donde la edad más joven corresponde a alteración térmica por la intrusión de cuerpos ígneos en el área. La edad de enfriamiento en apatito de 41 Ma en el Litodema Cosoltepec indica un enfriamiento posterior por debajo de 50°C. Por otro lado, las rocas de la Suite Piaxtla tienen edades de 89 y 75 Ma para el litodema Coacalco, 86 Ma para el granitoide Teticic, 78 para el litodema Tlanipatla y 79 Ma para el litodema Cuatlaxtecoma. Adicionalmente, los circones del conglomerado de la base de la Formación Cualac dieron una edad de 84 Ma. Estas edades en conjunto, sugieren que las rocas del CA y de la Formación Cualac fueron sepultados hasta rebasar los 160°C, y fueron después exhumadas entre 98 y 78 Ma.

A partir de las edades obtenidas y sus interpretaciones, se concluye que la exhumación del Complejo Acatlán a lo largo de la CP, después de haber residido cerca de la superficie y sido sepultado por sedimentos del Jurásico-Cretácico Temprano, ocurrió durante el Turoniano-Santoniano, contrario a la edad paleocénica sugerida en la literatura. Dicho intervalo de edad coincide con el primer episodio de deformación del Orógeno Mexicano del Cretácico-Paleógeno y con el inicio del depósito de la Formación Mezcala en el oriente de la PGM, lo cual sugiere que la actividad de la CP resulta de la deformación por acortamiento del principal episodio de actividad en la porción suroccidental del orógeno.

A pesar de que las edades de He en circón obtenidas coinciden sistemáticamente en el Cretácico Tardío, la diferencia en las historias térmicas interpretadas en las escamas tectónicas sugiere que el basamento metamórfico se exhumó de manera heterogénea, con desplazamiento diferencial entre ellas, y no como un macizo rocoso homogéneo. El desplazamiento de las escamas tectónicas fue resultado de la reactivación de zonas de cizalla entre los litodemas de la Suite Piaxtla y texturas metamórficas en el Litodema Cosoltepec.

Referencias

- Abdullin, F., Solé, J., y Solari, L., 2014. Datación mediante trazas de fisión y análisis multielemental con LA-ICP-MS del fluorapatito de Cerro de Mercado (Durango, México). *Revista mexicana de ciencias geológicas*, 31(3), p. 395-406.
- Alaniz-Álvarez, S. A., Nieto-Samaniego, A. F., Orozco-Esquivel, M. T., Vassallo, L. F., y Xu, S., 2002. El sistema de fallas Taxco-San Miguel de Allende: implicaciones en la deformación post-eocénica del centro de México. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 55(1), 12-29.
- Alencaster, G., 1963. Pelecípodos del Jurásico medio del noreste de Oaxaca y noreste de Guerrero. UNAM, Instituto de Geología, *Paleontología Mexicana*, p.15-52.
- Allègre, C. J., 2008. *Isotope geology*. Cambridge: Cambridge University Press. p. 512.
- Aguilera-Franco, N., y Hernández-Romano, U., 2004. Cenomanian–Turonian facies succession in the Guerrero–Morelos Basin, Southern Mexico. *Sedimentary Geology*, 170(3), p. 135-162.
- Aguilera, J. G., 1897. Sinopsis de la geología mexicana: *Inst. Geol. México, Bol*, 4(6), 187-250.
- Armstrong, R. L. 1968. Sevier orogenic belt in Nevada and Utah. *Geological Society of America Bulletin*, 79-4, p. 429-458
- Balestrieri, M. L., Bernet, M., Brandon, M. T., Picotti, V., Reiners, P., y Zattin, M., 2003. Pliocene and Pleistocene exhumation and uplift of two key areas of the Northern Apennines. *Quaternary International*, 101, p. 67-73.
- Bally, A. W., Gordy, P. L., y Stewart, G. A., 1966. Structure, seismic data, and orogenic evolution of southern Canadian Rocky Mountains. *Bulletin of Canadian Petroleum Geology*, 14(3), p. 337-381.
- Berger, G. W., y York, D., 1981. Geothermometry from ^{40}Ar - ^{39}Ar dating experiments. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 45(6), p. 795-811.
- Bolívar, J. M., 1963. Geología del área delimitada por El Tomatal, Huitzoco y Mayanalí, Estado de Guerrero. Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología. *Bol.* 69. p 35
- Bolker, B. M., 2008. *Ecological models and data in R*. Princeton University Press.
- Campa-Uranga, M. F., y Coney, P. J., 1983. Tectono-stratigraphic terranes and mineral resource distribution in Mexico. *Canadian Journal of Earth Sciences*, vol. 20(6), p. 1040-1051.
- Campa-Uranga, M.F., Aguilera-Martínez, M.G., Bustamante-García, J., García-Díaz, J.L., Torreblanca-Castro, T.J., y Vergara-Martínez, A., 1998. Carta Geológico-Minera Chilpancingo E14-8 Guerrero, Oaxaca y Puebla. Servicio Geológico Mexicano. Escala 1:250,000.
- Campa-Uranga, M. F., y Lopez, M., 2000. Lavas maficas del Permico (288 Ma) en el terreno Mixteco. In *Proceedings, Simposio regional sobre el sur de Mexico*. Edited by Union Geofísica Mexicana. GEOS, Puerto Vallarta, Mexico, p. 329.
- Campa-Uranga, M. F., García-Hernández, C. U., Buitrón-Sánchez, B., y de León, R. T. 2017. Formación Chapolapa: El triásico que no era. *Paleontología Mexicana*, 6(1), p. 8.
- Centeno-García, E., Busby, C., Busby, M., y Gehrels, G., 2011. Evolution of the Guerrero composite terrane along the Mexican margin, from extensional fringing arc to contractional continental arc. *Geological Society of America Bulletin*, 123(9-10), p. 1776-1797.
- Cerca-Martínez, M., 2004. Deformación y magmatismo Cretácico Tardío-Terciario Temprano en la zona de la Plataforma Guerrero Morelos: México, D.F., Universidad Nacional Autónoma de México. Tesis Doctoral.
- Chapple, W. M., 1978. Mechanics of thin-skinned fold-and-thrust belts. *Geological Society of America Bulletin*, 89(8), p. 1189-1198.

- Chávez-Cabello, G., 2005. Deformación y magmatismo Cenozoico en el sur de la Cuenca de Sabinas, Coahuila, México. Ph.D thesis. Universidad Nacional Autónoma de México, p.226.
- Condie, K. C. 1997. Plate tectonics and crustal evolution . Fourth Edition. Elsevier.
- Coney, P. J., 1981. Accretionary tectonics in western North America. Relations of Tectonics to Ore Deposits in the Southern Cordillera, ed. WR Dickinson and WD Payne, Ariz. Geol. Soc. Digest, 14, 23-37.
- Corona-Esquivel, R., 1983. Estratigrafía de la región de Olinalá-Tecocoyunca, noreste del Estado de Guerrero. Revista mexicana de ciencias geológicas, 5(1), p. 17-24.
- Coward, M. I. K. E., 1994. Continental collision. Continental deformation, p. 264-288.
- Crespo Hernández, F., 1963. Estudio geológico de la zona Mayanalán-Xalitla, Estado de Guerrero: Universidad Nacional Autónoma de México. Facultad. Ingeniería. Tesis profesional.
- Crowley, K. D., Cameron, M., y Schaefer, R. L., 1991. Experimental studies of annealing of etched fission tracks in fluorapatite. Geochimica et Cosmochimica Acta, 55(5), p. 1449-1465.
- Cserna, Z. D., 1965. Reconocimiento geológico en la Sierra Madre del Sur de México, entre Chilpancingo y Acapulco, estado de Guerrero. Instituto de geología.
- Cserna, Z. D., Ortega-Gutiérrez, F., Palacios-Nieto, M., 1980. Reconocimiento geológico de la parte central de la cuenca del alto Río Balsas, Estados de Guerrero y Puebla: México, D.F. Soc. Geol. Mexicana, Libro-guía de la excursión geológica a la parte central de la cuenca del alto Río Balsas, Estados de Guerrero y Puebla, p. 1-33.
- Cserna, Z. D., Pantoja-Alor, J., Elias-Herrera, M., y Sánchez-Zavala, J. L., 1994. Calc-alkaline volcanic rocks on the pre-Upper Jurassic basement of south-central Mexico—A late Paleozoic–early Mesozoic convergent plate margin. Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, 11(2), p. 253-256.
- Damon, P. E., 1957. Determination of radiogenic helium in zircon by stable isotope dilution technique. Eos, Transactions American Geophysical Union, 38(6), p. 945-953.
- Dávila-Alcocer, V. M., 1974. Geología del área de Atenango del Río, Estado de Guerrero. Tesis profesional. FI-UNAM. p. 100..
- Dewey, J. F., y Horsfield, B., 1970. Plate tectonics, orogeny and continental growth. Nature, 225(5232), p. 521-525.
- Dickin, A. P., 2005. Radiogenic isotope geology. Cambridge University Press. p. 459
- Dickinson, W. R., 1974. Plate tectonics and sedimentation.
- Dickinson, W. R., y Seely, D. R., 1977. Forearc Stratigraphy and Structure. In Offshore Technology Conference. Offshore Technology Conference.
- Dickinson, W. R., y Snyder, W. S., 1978. Plate tectonics of the Laramide orogeny. Geological Society of America Memoirs, 151, p. 355-366.
- Dodson, M. H., 1973. Closure temperature in cooling geochronological and petrological systems. Contributions to Mineralogy and Petrology, 40(3), p. 259-274.
- Dunai, T. J., 2005. Forward modeling and interpretation of (U-Th)/He ages. Reviews in mineralogy and geochemistry, 58(1), p. 259-274.
- Eardley, A. J., 1963. Relation of uplifts to thrusts in Rocky Mountains. Memoir - American Association of Petroleum Geologists, p. 209-219.

- Ehlers, T. A., y Farley, K. A., 2003. Apatite (U–Th)/He thermochronometry: methods and applications to problems in tectonic and surface processes. *Earth and Planetary Science Letters*, 206(1), p. 1-14.
- Elias-Herrera, M., Sánchez-Zavala, J. L., y Macías-Romo, C., 2000. Geologic and geochronologic data from the Guerrero terrane in the Tejupilco area, southern Mexico: New constraints on its tectonic interpretation. *Journal of South American Earth Sciences*, 13(4-5), p. 355-375.
- England, P., y Molnar, P., 1990. Surface uplift, uplift of rocks, and exhumation of rocks. *Geology*, 18(12), 1173-1177.
- Erben, H. K., 1956. Estratigrafía a lo largo de la carretera entre México, D. F. y Tlaxiaco, Oaxaca con particular referencia a ciertas áreas de los Estados de Puebla, Guerrero y Oaxaca. México, D.F., XX Congreso Geológico Internacional, Excursión A-12, p. 11-36.
- Erwing, R.C., 1993. The metamict state: 1993-the centennial. *Nucl Instrum Methods Phys Res B* 91: p. 22-29.
- Farley, K. A., Wolf, R. A., Silver, L. T., 1996. The effects of long alpha-stopping distances on (U- Th)/He ages. *Geochimica et cosmochimica acta*, 60(21), 4223-4229.
- Farley, K.A., 2000 Helium diffusion from apatite: General behaviour as illustrated by Durango fluorapatite. *J. Geophys Res* 105: p. 2903-2914
- Farley, K. A., 2002. (U-Th)/He dating: Techniques, calibrations, and applications. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 47(1), p. 819-844.
- Farley, K. A., y Stockli, D. F., 2002. (U-Th)/He dating of phosphates: Apatite, monazite, and xenotime. *Reviews in mineralogy and geochemistry*, 48(1), p. 559-577.
- Faure G., 1977. Principles of isotope geology. Wiley, New York. p. 5-28.
- Figueroa-Catalan, A., Gomez-Martinez, G.A., 2010, Estratigrafía, Petrografía y Procedencia de la formación Zicapa (Cretácico Temprano) en la Región de Zicapa y San Juan de Las Joyas, Guerrero, México: Taxco, Guerrero. Universidad Autónoma de Guerrero. Tesis de licenciatura. p. 103.
- Fitz-Díaz, E., 2001. Evolución estructural del sinclinorio de Zacango en el límite oriental de la Plataforma Guerrero Morelos. Tesis de licenciatura. Instituto Politecnico Nacional ESIA, p. 103.
- Fitz-Díaz, E., 2010. Progressive deformation, fluid flow and water-rock interaction in the Mexican Fold-Thrust Belt, Central Mexico. University of Minnesota. Master Thesis
- Fitz-Díaz, E., Van der Pluijm, B., Hudleston, P., y Tolson, G., 2014. Progressive, episodic deformation in the Mexican Fold-Thrust Belt (Central Mexico): evidence from isotopic dating of folds and faults. *Int. Geol. Rev.* 56, p. 734–755.
- Fitz-Díaz, E., Lawton, T. F., Juárez-Arriaga, E., y Chávez-Cabello, G., 2017. The Cretaceous-Paleogene Mexican orogen: Structure, basin development, magmatism and tectonics. *Earth-Science Reviews*.
- Fitzgerald, P. G., y Gleadow, A. J., 1990. New approaches in fission track geochronology as a tectonic tool: Examples from the Transantarctic Mountains. *International Journal of Radiation Applications and Instrumentation. Part D. Nuclear Tracks and Radiation Measurements*, 17(3), p. 351-357.
- Fitzgerald, P. G., Sorkhabi, R. B., Redfield, T. F., y Stump, E.. 1995. Uplift and denudation of the central Alaska Range: A case study in the use of apatite fission track thermochronology to determine absolute uplift parameters. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 100(B10), p. 20175-20191.
- Flick, A., 1855. Ueber diffusion. *Ann Phys Chem* 94: p. 59-86.
- Fossen, H., 2010. Structural geology. Cambridge University Press.

- Fries, C., 1960. Geología del Estado de Morelos y de partes adyacentes de México y Guerrero, región central meridional de México. Univ. Nacional Autónoma de México.
- Flores de Dios, A., & Buitrón, B. E. (1982). Revisión y aportes a la estratigrafía de la Montaña de Guerrero. *Universidad Autónoma de Guerrero, serie técnico-científica*, 12, p. 3-28.
- Gallagher, K., Brown, R., y Johnson, C., 1998. Fission track analysis and its applications to geological problems. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 26(1), p. 519-572.
- García-Díaz, J. L., 2004. ETUDE GEOLOGIQUE DE LA SIERRA MADRE DEL SUR AUX ENVIRONS DE CHILPANCINGO ET D'OLINALA, GRO.: Une contribution à la connaissance de l'évolution géodynamique de la marge pacifique du Mexique depuis le Jurassique. Universidad de Savoie. Tesis Doctoral.
- Garzanti, E., Doglioni, C., Vezzoli, G., y Ando, S., 2007. Orogenic belts and orogenic sediment provenance. *The Journal of Geology*, 115(3), p. 315-334.
- Gavillot, Y., Axen, G. J., Stockli, D. F., Horton, B. K., y Fakhari, M. D., 2010. Timing of thrust activity in the High Zagros fold-thrust belt, Iran, from (U-Th)/He thermochronometry. *Tectonics*, 29(4).
- Giambiagi, L., Bechis, F., García, V., y Clark, A. H., 2008. Temporal and spatial relationships of thick-and thin-skinned deformation: A case study from the Malargüe fold-and-thrust belt, southern Central Andes. *Tectonophysics*, 459(1), p. 123-139.
- Gleadow A.J.W., Duddy I.R., Lovering J.F., 1983. Fission track analysis: a new tool for the evaluation of thermal histories and hydrocarbon potential. *Aust Petrol Explor Assoc J* 23: p. 93-102
- González-Pacheco, V., 1988. Estratigrafía y condiciones paleoambientales de la Secuencia Cretácica del área de Atenango del Río, Estado de Guerrero. Universidad Nacional Autónoma de México, Tesis de Licenciatura, p. 102.
- Grajales-Nishimura, J. M., y Lopez-Infanson, M., 1983. Estudio petrogenético de las rocas ígneas y metamórficas de la cuenca de Guerrero. Reporte inédito, IMP Subgerencia de Exploración.
- Gray, G.G., Lawton, T.F., 2011. New constraints on timing of Hidalgoan (Laramide) deformation in the Parras and La Popa basins, NE Mexico. *Bol. Soc. Geol. Mex.* 63, p. 333–343.
- Guenther, W. R., Reiners, P. W., Ketcham, R. A., Nasdala, L., y Giester, G., 2013. Helium diffusion in natural zircon: Radiation damage, anisotropy, and the interpretation of zircon (U-Th)/He thermochronology. *American Journal of Science*, 313(3), p. 145-198.
- Guerrero-Sánchez, M., y Quiroz-Barroso, S. A. 2013. Bivalvos guadalupianos (Pérmico medio) de la Formación Olinalá, Guerrero, México. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 65(3), p. 533-551.
- Guzmán, E. J., 1950. Geología del Noreste de Guerrero. Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros Boletín, v. 2, no. 2, p. 95-136.
- Hart, N. R., Stockli, D. F., y Hayman, N. W., 2016. Provenance evolution during progressive rifting and hyperextension using bedrock and detrital zircon U-Pb geochronology, Mauléon Basin, western Pyrenees. *Geosphere*, 12(4), 1166-1186.
- Harrison, T. M., y Zeitler, P. K., 2005. Fundamentals of noble gas thermochronometry. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 58(1), p. 123-149.
- Helbig, M., Keppie, J. D., Murphy, J. B., y Solari, L. A., 2012. U–Pb geochronological constraints on the Triassic–Jurassic Ayú Complex, southern Mexico: derivation from the western margin of Pangea-A. *Gondwana Research*, 22(3-4), p. 910-927.
- Hernández-Marmolejo, Yoalli Bianii, 2010. Sedimentología: procedencia del relleno clástico y evolución tectosedimentaria de la Cuenca Tepenene, sur de Puebla, México. Tesis de Maestría. U.N.A.M.

- Hernández-Romano, U., Aguilera-Franco, N., Martínez-Medrano, M., y Barceló-Duarte, J., 1997. Guerrero-Morelos Platform drowning at the Cenomanian-Turonian boundary, Huitziltepec area, Guerrero State, southern Mexico. *Cretaceous Research*, vol. 18(5), p. 661-686.
- Hernandez-Romano, U., 1999. Facies, stratigraphy and diagenesis of the Cenomanian-Turonian of the Guerrero-Morelos platform, southern Mexico. Doctoral dissertation, University of Reading.
- Hourigan, J. K., Reiners, P. W., y Brandon, M. T., 2005. U-Th zonation dependent alpha-ejection correction in (U-Th)/He chronometry, Part I: Theory: *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 69, p. 3349–3365.
- House, M. A., Farley, K. A., y Stockli, D., 2000. Helium chronometry of apatite and titanite using Nd-YAG laser heating. *Earth and Planetary Science Letters*, 183(3), p. 365-368.
- Hurley, P. M., y Fairbairn, H. W., 1952. Alpha-Radiation Damage in Zircon. *Journal of Applied Physics*, 23(12), p. 1408-1408.
- Keppie, J. D., Nance, R. D., Fernández-Suárez, J., Storey, C. D., Jeffries, T. E., y Murphy, J. B., 2006. Detrital zircon data from the Eastern Mixteca Terrane, Southern Mexico: evidence for an Ordovician—Mississippian continental rise and a Permian-Triassic clastic wedge adjacent to Oaxaquia. *International Geology Review*, 48(2), p. 97-111.
- Keppie, J. D., Nance, R. D., Ramos-Arias, M. A., Lee, J. K. W., Dostal, J., Ortega-Rivera, A., y Murphy, J. B., 2010. Late Paleozoic subduction and exhumation of Cambro-Ordovician passive margin and arc rocks in the northern Acatlán Complex, southern Mexico: Geochronological constraints. *Tectonophysics*, 495(3), p. 213-229.
- Keppie, J. D., Nance, R. D., Dostal, J., Lee, J. K. W., y Ortega-Rivera, A., 2012. Constraints on the subduction erosion/extrusion cycle in the Paleozoic Acatlán Complex of southern Mexico: Geochemistry and geochronology of the type Piaxtla Suite. *Gondwana Research*, 21(4), p. 1050-1065.
- Ketcham, R. A., 2005. Forward and inverse modeling of low-temperature thermochronometry data. *Reviews in mineralogy and geochemistry*, 58(1), p. 275-314.
- Knopf, E. F. B., 1931. Retrogressive metamorphism and phyllonitization. *American Journal of Science*, (121), p. 1-27.
- Lacombe, O., y Mouthereau, F., 2002. Basement-involved shortening and deep detachment tectonics in forelands of orogens: Insights from recent collision belts (Taiwan, Western Alps, Pyrenees). *Tectonics*, 21(4).
- Lang, H. R., Barros, J. A., Cabral-Cano, E., Draper, G., Harrison, C. G. A., Jansma, P. E., y Johnson, C. A., 1996. Terrane Deletion in Southern Mexico.
- Lang, H. R., y Frerichs, W. E., 1998. New planktic foraminiferal data documenting Coniacian age for Laramide Orogeny onset and paleoceanography in southern Mexico. *The Journal of Geology*, 106(5), 635-640.
- Levrresse, G., Tritlla, J., Deloule, E., y Pinto-Linares, P., 2007. Is there a Grenvillian basement in the Guerrero-Morelos Platform of Mexico?. *Geologica Acta: an international earth science journal*, 5(2).
- Lide, D. R. y Frederikse, H.P.R., 1995. *CRC Handbook of Chemistry and Physics*. 76 Ed. CRC Press, Boca Raton, Florida.
- Lippolt, H.J., Leitz, M., Wernicke, R.S., y Hagedorn, B., 1994. (U-Th)/He dating of apatite: experience with samples from different geochemical environments. *Chem Geol* 112: p. 179-191.
- Macías-Romo, C., 2003. *Métodos de Separación de minerales*. Instituto de Geología UNAM.
- Madritsch, H., Schmid, S. M., y Fabbri, O., 2008. Interactions between thin-and thick-skinned tectonics at the northwestern front of the Jura fold-and-thrust belt (eastern France). *Tectonics*, 27(5).
- Malone, J. R., Nance, R. D., Keppie, J. D., y Dostal, J., 2002. Deformational history of part of the Acatlán Complex: Late Ordovician–Early Silurian and Early Permian orogenesis in southern Mexico. *Journal of South American Earth Sciences*, 15(5), p. 511-524.

- Maksaev, V., Munizaga, F., Zentilli, M., y Charrier, R., 2009. Fission track thermochronology of Neogene plutons in the Principal Andean Cordillera of central Chile (33-35 S): Implications for tectonic evolution and porphyry Cu-Mo mineralization. *Andean Geology*, 36(2).
- Martini, M., Mori, L., Solari, L., y Centeno-García, E., 2011. Sandstone provenance of the Arperos Basin (Sierra de Guanajuato, central Mexico): Late Jurassic–Early Cretaceous back-arc spreading as the foundation of the Guerrero terrane. *The Journal of Geology*, 119(6), 597-617.
- Mauel, D.J., Lawton, T.F., González-León, C., Iriondo, A., y Amato, J.M., 2011. Stratigraphy and age of Upper Jurassic strata in north-central Sonora, Mexico: southwestern Laurentian record of crustal extension and tectonic transition. *Geosphere* 7, p. 390–414.
- Meldrum, A., Boatner, L.A., Weber, W.J., Ewing, R.C., 1998. Radiation damage in zircon and monazite. *Geochim Cosmochim Acta* 62: p. 2509-2520.
- Morán-Zenteno, D. J., Alba-Aldave, L. A., Solé, J., y Iriondo, A., 2004. A major resurgent caldera in southern Mexico: the source of the late Eocene Tilzapotla ignimbrite. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 136(1-2), 97-119.
- Naeser, C. W., Mc Kee, E. H., Johnson, N. M., y MacFadden, B. J., 1987. Confirmation of a late Oligocene-early Miocene age of the Deseadan Salla beds of Bolivia. *The Journal of Geology*, 95(6), p. 825-828.
- Naeser, N. D., Crowley, K. D., Mc Culloh, T. H., y Reaves, C. M., 1990. High temperature annealing of fission tracks in fluorapatite, Santa Fe Springs oil field, Los Angeles Basin, California, *Nucl. Tracks Radiat. Meas.* 17, p. 424
- Nájera-Garza, J. G., 1965. Estudio geológico del área de San Agustín Oapan, Estado de Guerrero. Tesis profesional, ESIA-IPN. P. 46.
- Nance, R. D., Miller, B. V., Keppie, J. D., Murphy, J. B., y Dostal, J., 2007. Vestige of the Rheic ocean in North America: the Acatlan complex of southern Mexico. *SPECIAL PAPERS-GEOLOGICAL SOCIETY OF AMERICA*, 423, 437.
- Nasdala, L., Wenzel, M., Vavra, G., Irmer, G., Wenzel, T., y Kober, B., 2001. Metamictisation of natural zircon: accumulation versus thermal annealing of radioactivity-induced damage. *Contrib Mineral Petrol* 141: p. 125–144.
- Nasdala, L., Reiners, P.W., Garver, J.I., Kennedy, A.K., Stern, R.A., Balan, E., y Wirth, R., 2004. Incomplete retention of radiation damage in zircon from Sri Lanka. *Am Mineral* 89: p. 219-231.
- Nemčok, M., Mora, A., y Cosgrove, J., 2013. Thick-skin-dominated orogens; from initial inversion to full accretion: an introduction. *Geological Society, London, Special Publications*, 377(1), p. 1-17.
- Nieto-Samaniego, A. F., Alaniz-Álvarez, S. A., Silva-Romo, G., Eguiza-Castro, M. H., y Mendoza-Rosales, C. C., 2006. Latest Cretaceous to Miocene deformation events in the eastern Sierra Madre del Sur, Mexico, inferred from the geometry and age of major structures. *Geological Society of America Bulletin*, 118(1-2), p. 238-252.
- O'Sullivan, P. B., Wallace, W. K., y Murphy, J. M., 1998. Fission-track evidence for apparent out-of-sequence Cenozoic deformation along the Philip Smith Mountain front, northeastern Brooks Range, Alaska. *Earth and planetary science letters*, 164(3-4), p. 435-449.
- Olea-Gomezcaña, Néstor, 1965. Estudio geológico del área de Huitziltepec, Guerrero. Instituto Politécnico Nacional. Esc. Superior de Ingeniería y Arquitectura. Tesis profesional.
- Omaña, L., y Alencáster, G., 2009. Lower Aptian shallow-water benthic foraminiferal assemblage from the Chilacachapa range in the Guerrero-Morelos Platform, south Mexico. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 26(3).
- Omar, G. I., Lutz, T. M., y Giegengack, R., 1994. Apatite fission-track evidence for Laramide and post-Laramide uplift and anomalous thermal regime at the Beartooth overthrust, Montana-Wyoming. *Geological Society of America Bulletin*, 106(1), p. 74-85.
- Ontiveros-Tarango, 1973. Estratigrafía Cuenca Guerrero-Morelos ABR-JUN p.190-233

- Ordoñez, Ezequiel, 1906. Las rocas arcaicas de México. Mem. Soc. Científica Antonio Alzate. Vol 22 p 315-331.
- Ortega-Gutiérrez, F., 1975. The pre-Mesozoic geology of the Acatlán area, south Mexico. Tesis Doctoral.
- Ortega-Gutiérrez, F., 1980. Rocas volcánicas del Maestrichtiano en el área de San Juan Tetelcingo, Estado de Guerrero. Sociedad Geológica Mexicana, Libro Guía de la Excursion Geológica a la Parte Central de la Cuenca del Alto Rio Balsas, V Convencion Geológica Nacional, 1980.
- Ortega-Gutiérrez, F., 1993. Tectonostratigraphic analysis and significance of the Paleozoic Acatlán Complex of Southern Mexico. In Terrane geology of southern Mexico. First Circum-Pacific and Circum-Atlantic Terrane Conference, Guanajuato. Universidad Nacional Autónoma de México. Instituto de Geología, Guidebook of field trip B. p. 67-84.
- Ortega-Gutiérrez, F., Elías-Herrera, M., Reyes-Salas, M., Macías-Romo, C., y López, R., 1999. Late Ordovician–Early Silurian continental collisional orogeny in southern Mexico and its bearing on Gondwana-Laurentia connections. *Geology*, 27(8), p. 719-722.
- Ortega-Gutiérrez, F., Elías-Herrera, M., Gómez-Tuena, A., Mori, L., Reyes-Salas, M., Macías-Romo, C., y Solari, L. A., 2012. Petrology of high-grade crustal xenoliths in the Chalcatzingo Miocene subvolcanic field, southern Mexico: buried basement of the Guerrero-Morelos platform and tectonostratigraphic implications. *International Geology Review*, 54(14), p. 1597-1634.
- Ortega-Obregon, C., Keppie, J. D., Murphy, J. B., Lee, J. K. W., y Ortega-Rivera, A., 2009. Geology and geochronology of Paleozoic rocks in western Acatlán Complex, southern Mexico: Evidence for contiguity across an extruded high-pressure belt and constraints on Paleozoic reconstructions. *Geological Society of America Bulletin*, 121(11-12), p. 1678-1694.
- Otto-Bliesner, B. L., y Upchurch Jr, G. R., 1997. Vegetation-induced warming of high-latitude regions during the Late Cretaceous period. *Nature*, 385(6619), p.804.
- Pearson, P. N., Ditchfield, P. W., Singano, J., Harcourt-Brown, K. G., Nicholas, C. J., Olsson, R. K., ... y Hall, M. A. 2001. Warm tropical sea surface temperatures in the Late Cretaceous and Eocene epochs. *Nature*, 413(6855), p. 481.
- Pfiffner, O. A., 2006. Thick-skinned and thin-skinned styles of continental contraction. *Geological Society of America Special Papers*, 414, p. 153-177.
- Price, R. A. 1981. The Cordilleran foreland thrust and fold belt in the southern Canadian Rocky Mountains. *Geological Society of London, Special publication Thrust and Nappe Tectonics*, edited by McClay, M. R. and Price, N. J., p. 427-448
- Ramírez-Espinosa, J., 2001. Tectono-magmatic evolution of the Paleozoic AcatlanComplex in southern Mexico, and its correlation with the Appalachian system.
- Ramírez García, M. G., 2016. Cartografía geológica en el área de Temalac en los estados de Puebla y Guerrero.
- Ramos-Arias, M. A., Keppie, J. D., Ortega-Rivera, A., y Lee, J. W. K., 2008. Extensional late Paleozoic deformation on the western margin of Pangea, Patlanoaya area, Acatlán Complex, southern Mexico. *Tectonophysics*, 448(1), p. 60-76.
- Ramos-Arias, M. A., y Keppie, J. D., 2010. U–Pb Neoproterozoic–Ordovician protolith age constraints for high-to medium-pressure rocks thrust over low-grade metamorphic rocks in the Ixcamilpa area, Acatlán Complex, southern Mexico. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 48(1), p. 45-61.
- Ramos-Arias, M. A., Keppie, J. D., Lee, J. K., y Ortega-Rivera, A., 2011. A Carboniferous high-pressure klippe in the western Acatlán Complex of southern México: Implications for the tectonothermal development and palaeogeography of Pangea. *International Geology Review*, 54(7), p. 779-798.
- Ramsay, J., 1967. Folding and fracturing of rocks.
- Reiners P.W., y Farley K.A., 1999. Helium diffusion and (U-Th)/He thermochronometry of titanite. *Geochim Cosmochim Acta* 63: p. 3845-3859

- Reiners, P. W., Zhou, Z., Ehlers, T. A., Xu, C., Brandon, M. T., Donelick, R. A., y Nicolescu, S., 2003. Post-orogenic evolution of the Dabie Shan, eastern China, from (U-Th)/He and fission-track thermochronology. *American Journal of Science*, 303(6), p. 489-518.
- Reiners P.W., Spell T.L., Nicolescu S., y Zanetti K.A., 2004. Zircon (U-Th)/He thermochronometry: He diffusion and comparisons with Ar-40/Ar-39 dating. *Geochim Cosmochim Acta* 68: p. 1857-1887
- Reiners, P. W., 2005. Zircon (U-Th)/He thermochronometry. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 58(1), p. 151-179.
- Reiners, P. W., Ehlers, T. A., y Zeitler, P. K., 2005a. Past, present, and future of thermochronology. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, vol. 58(1), p. 1-18.
- Reiners, P. W., Campbell, I. H., Nicolescu, S., Allen, C. M., Hourigan, J. K., Garver, J. I., y Cowan, D. S., 2005b. (U-Th)/(He-Pb) double dating of detrital zircons. *American Journal of Science*, 305(4), p. 259-311.
- Reiners, P. W., y Brandon, M. T., 2006. Using thermochronology to understand orogenic erosion. *Annual. Rev. Earth Planet. Sci.*, 34, p. 419-466.
- Rivera-Carranza, E, De La Teja-Segura, M.A., Lemus-Bustos, O., León-Ayala, V., Miranda-Huerta, A., Moctezuma-Salgado, M.D., y Motolín-García, O., 1998. Carta Geológico-Minera Cuernavaca E14-5 Mor., Pue., Gro., Edo. De Méx. y Oax. Servicio Geológico Mexicano. Escala 1:250,000.
- Roeder, D. 1983. Style zonation in fold-thrust belts. *AAPG Bulletin*, 67, p. 542
- Royden, L. H., B. C. Burchfiel, R. W. King, E. Wang, Z. L. Chen, F. Shen, y Y. P. Liu, 1997. Surface deformation and lower crustal flow in eastern Tibet, *Science*, 276, p. 788 – 790.
- Rutherford, E., 1905. Present problems in radioactivity. N.a.
- Salinas-Prieto, J.C., 1994, Etude Structurale du Sud-ouest mexicain (Guerrero): Orleans, Francia, Université d'Orléans. Tesis de doctorado.
- Sánchez-Zavala, J. L., 2005. Estratigrafía, sedimentología y análisis de procedencia de la Formación Tecamate y su papel en la evolución del Complejo Acatlán, sur de México: México, DF, Posgrado en Ciencias de la Tierra, Universidad Nacional Autónoma de México (Doctoral dissertation, Tesis doctoral, 226 p).
- Sander, B., 1911. Über Zusammenhänge zwischen Teilbewegung und Gefüge in Gesteinen. *Zeitschrift für Kristallographie, Mineralogie und Petrographie*, 30(3), p. 281-314.
- Sierras-Rojas, M.I. y Molina-Garza, R.S., 2014. La Formación Zicapa del sur de México: revisión estratigráfica, sedimentología y ambientes sedimentarios. *Revista mexicana de ciencias geológicas*. Vol. 31(2), p. 147-189.
- Sedlock, R. L., Ortega-Gutiérrez, F., y Speed, R. C., 1993. Tectonostratigraphic terranes and tectonic evolution of Mexico. *Geological Society of America Special Papers*, vol. 278, p. 1-153.
- Seitz, F., 1949. On the disordering of solids by action of fast massive particles. *Discussions of the Faraday Society*, 5, p. 271-282.
- Seward, D., Wagner, G. A., y Pichler, H., 1980. Fission track ages of Santorini volcanics (Greece). *Thera and the Aegan World II*, 101-1108
- Silva-Pineda, A., y González-Gallardo, S., 1988. Algunas bennettitales (Cycadophyta) y coniferales (coniferophyta) del Jurásico Medio del área de Cualac, Guerrero. *Revista del Instituto de Geología*, 7(2).
- Silva-Romo, G., 2008. Guayape-Papalutla fault system: A continuous Cretaceous structure from southern Mexico to the Chortis block? Tectonic implications. *Geology*, 36(1), p. 75-78.

- Spotila, J. A., 2005. Applications of low-temperature thermochronometry to quantification of recent exhumation in mountain belts. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 58(1), p. 449-466.
- Stockli, D.F., Farley, K.A., Dumitru, T.A., 2000. Calibration of the (U-Th)/He thermochronometer on and exhumed fault block, White Mountains, California. *Geology* 28: p. 983-986
- Stockli, D. F., Dumitru, T. A., McWilliams, M. O., y Farley, K. A., 2003. Cenozoic tectonic evolution of the White Mountains, California and Nevada. *Geological Society of America Bulletin*, 115(7), p. 788-816.
- Stockli, D.A., y Farley, K.A., 2004. Empirical constraints on the titanite (U-Th)/He partial retention zone from the KTB drill hole. *Chem Geol* 207: p. 223-236
- Strutt, R. J., 1905. On the radioactive minerals. *Proc. Roy. Soc.* A76, p. 88-101
- Suter, M., 1984. Cordilleran deformation along the eastern edge of the Valles–San Luis Potosí carbonate platform, Sierra Madre Oriental fold-thrust belt, east-central Mexico. *Bull. Geol. Soc. Am.* 95, p. 1387–1397.
- Tagami, T., Ito, H., y Nishimura, S., 1990. Thermal annealing characteristics of spontaneous fission tracks in zircon. *Chemical Geology: Isotope Geoscience Section*, 80(2), p. 159-169.
- Talavera-Mendoza, O., Ruiz, J., Gehrels, G. E., Meza-Figueroa, D. M., Vega-Granillo, R., y Campa-Uranga, M. F., 2005. U–Pb geochronology of the Acatlán Complex and implications for the Paleozoic paleogeography and tectonic evolution of southern Mexico. *Earth and Planetary Science Letters*, 235(3), p. 682-699.
- Tolson, G., 2005. La falla Chacalapa en el sur de Oaxaca. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 57(1), p. 111-122.
- Vega-Granillo, R., Talavera-Mendoza, O., Meza-Figueroa, D., Ruiz, J., López-Martínez, M., y Gehrels, G. E., 2009. Pressure-temperature-time evolution of high-pressure rocks of the Acatlán Complex (southern Mexico): Implications for the evolution of the Iapetus and Rheic Oceans: Reply. *Geological Society of America Bulletin*, 121(9-10), p. 1460-1464.
- Velez, S. D. 1990. La cuenca Guerrero: un ejemplo de deformación por transcurrencia en el sur de México. *Asociación Ingenieros Petroleros de México, A. C. Ingeniería Petrolera* 30 (1), 25-35.
- Wagner, G. A., y Reimer, G. M., 1972. Fission track tectonics: the tectonic interpretation of fission track apatite ages. *Earth and Planetary Science Letters*, 14(2), p. 263-268.
- Wagner, G.A., Reimer, G.M., y Jäger, E., 1977. Cooling ages derived from apatite fission track, mica Rb-Sr and K-Ar dating: The uplift and cooling history of the Central Alps. *Mem Inst Geol Mn Univ Padova* 30: p. 1-27
- Wagner, G.A., Van den Haute, P., 1992. Geological Interpretation. In: *Fission-Track Dating*. Solid Earth Sciences Library, vol 6. Springer, Dordrecht.
- Watt, S., y Durrani, S. A., 1985. Thermal stability of fission tracks in apatite and sphene: Using confined-track-length measurements. *Nuclear Tracks and Radiation Measurements* (1982), 10(3), p. 349-357.
- Wilson, P. A., Norris, R. D., y Cooper, M. J. 2002. Testing the Cretaceous greenhouse hypothesis using glassy foraminiferal calcite from the core of the Turonian tropics on Demerara Rise. *Geology*, 30(7), 607-610.
- Wolf, R.A., Farley, K.A., y Silver, L.T., 1996. Helium diffusion and low-temperature thermochronometry of apatite. *Geochim Cosmochim Acta* 60: p. 4231-4240
- Wolf, R.A., Farley, K.A., y Kass, D.M., 1998. Modeling of the temperature sensitivity of the apatite (U-Th)/He thermochronometer. *Chem Geol* 148: p. 105-114
- Yonkee, W. A., 1992. Basement-cover relations, Sevier orogenic belt, northern Utah. *Geological Society of America Bulletin*, 104, p. 280-302.

Zeitler, P. K., Herczeg, A. L., McDougall, I., y Honda, M., 1987. U-Th-He dating of apatite: A potential thermochronometer. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 51(10), p. 2865-2868.

Zepeda-Martínez, Mildred del Carmen, 2017. *Petrología de las areniscas continentales de la localidad Rosario Nuevo, Oaxaca*. México C.D.M.X. Universidad Nacional Autónoma de México. Tesis de Maestría.

Zheng, D., Zhang, P. Z., Wan, J., Yuan, D., Li, C., Yin, G., y Chen, J., 2006. Rapid exhumation at ~ 8 Ma on the Liupan Shan thrust fault from apatite fission-track thermochronology: Implications for growth of the northeastern Tibetan Plateau margin. *Earth and Planetary Science Letters*, 248(1), p. 198-208.

Ziegler J. F., 1977. *Helium: Stopping Powers and Ranges in all Elemental Matter*. Pergamon.

Anexo I Fechamiento U-Pb de la Formación Cualac

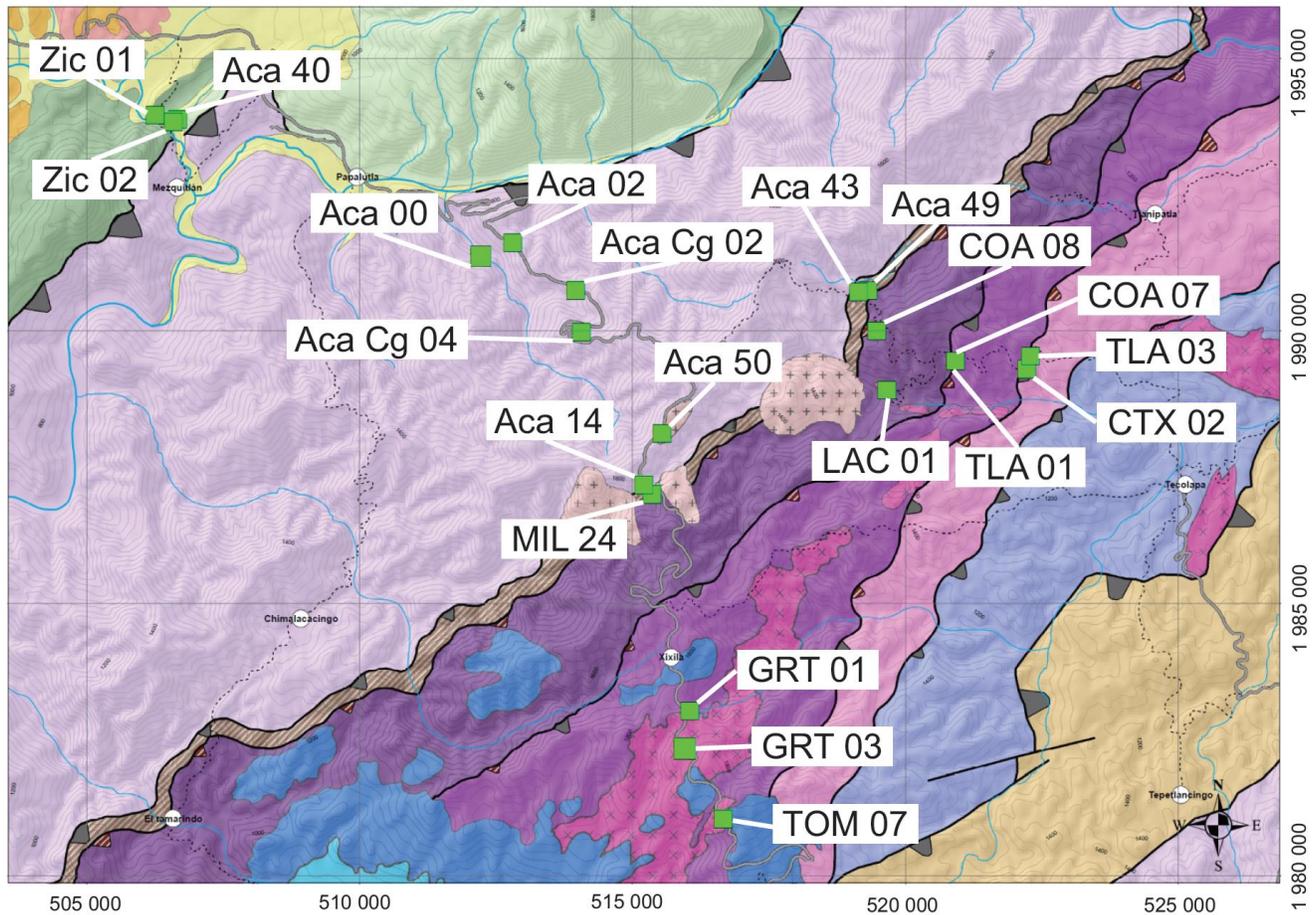
En este apartado se muestran los datos isotópicos correspondientes al fechamiento U-Pb de la Formación Cualac

Muestra	Grano #	[U] ppm	U/Th	207/235				207/235		206/238		207/206		Mejor edad		Discordancia	Borde/Núcleo
				207/235	2σ error	206/238	2σ error	RHO	Edad (Ma)	2σ error	Edad (Ma)	2σ error	Edad (Ma)	Edad (Ma)	2σ error%		
TOM07_1.FIN2	330	33	0.715	0.02	0.0868	0.0013	0.25192	547	12	536.7	7.9	582	536.7	7.9	1.9	Borde	
TOM07_1.FIN2	113.9	1.185	1.223	0.028	0.131	0.0016	0.37891	809	13	793.3	9	839	793.3	9.0	1.9	Núcleo	
TOM07_2.FIN2	549.1	17.33	0.773	0.016	0.09006	0.00095	0.36907	580.6	8.9	555.8	5.6	674	555.8	5.6	4.3		
TOM07_3.FIN2	563	0.698	10.834	0.088	0.428	0.0035	0.73499	2507.9	7.5	2296	16	2678.6	2678.6	9.9	14.3		
TOM07_4.FIN2	285	0.907	0.837	0.012	0.10004	0.00089	0.40855	616.9	6.5	614.5	5.2	619	614.5	5.2	0.4		
TOM07_5.FIN2	449	5.4	3.201	0.068	0.2292	0.0048	0.86083	1457	17	1329	25	1639	1639.0	22.0	18.9		
TOM07_6.FIN2	168	0.732	1.602	0.027	0.1611	0.0019	0.33518	971	11	963	10	986	986.0	34.0	2.3		
TOM07_7.FIN2	329	18.5	0.728	0.012	0.08929	0.00085	0.231	554.7	7	551.3	5	559	551.3	5.0	0.6		
TOM07_8.FIN2	394	3.82	0.707	0.015	0.0868	0.00085	0.18523	543.1	9.1	536.5	5.1	562	536.5	5.1	1.2		
TOM07_9.FIN2	697	1.62	0.964	0.016	0.1093	0.0017	0.62734	684.5	8.1	669	10	742	669.0	10.0	2.3		
TOM07_10.FIN2	36.5	1.48	0.713	0.03	0.087	0.0016	0.044334	547	18	537.6	9.3	561	537.6	9.3	1.7		
TOM07_11.FIN2	78.9	2.377	1.801	0.032	0.1693	0.0019	0.27348	1045	12	1008	11	1102	1102.0	38.0	8.5		
TOM07_12.FIN2	447	2.45	0.851	0.011	0.1009	0.001	0.30114	624.8	5.9	619.7	6.1	636	619.7	6.1	0.8		
TOM07_13.FIN2	460	35	0.682	0.026	0.0889	0.0027	0.30982	527	16	549	16	431	549.0	16.0	-4.2	Borde	
TOM07_13.FIN2	176	0.992	1.857	0.035	0.1758	0.0016	0.30858	1064	12	1043.8	8.9	1097	1097.0	36.0	4.8	Núcleo	
TOM07_14.FIN2	418	2.48	0.4657	0.0097	0.06088	0.00073	0.35047	387.5	6.7	380.9	4.5	416	380.9	4.5	1.7		
TOM07_16.FIN2	261	1.062	9.36	0.14	0.4152	0.0057	0.74861	2372	14	2238	26	2487	2487.0	17.0	10.0		
TOM07_17.FIN2	237.4	25.3	0.759	0.013	0.0921	0.001	0.44965	572.6	7.7	567.6	6.2	590	567.6	6.2	0.9		
TOM07_18.FIN2	2410	25.2	0.734	0.024	0.0875	0.0033	0.185	559	14	541	19	640	541.0	19.0	3.2	Borde	
TOM07_18.FIN2	1548	10.06	12.74	0.21	0.478	0.012	0.44955	2663	17	2515	54	2748	2748.0	32.0	8.5	Núcleo	
TOM07_19.FIN2	102.6	0.86	1.821	0.031	0.1731	0.0023	0.46523	1051	11	1029	13	1097	1097.0	32.0	6.2		
TOM07_21.FIN2	128.4	1.562	1.453	0.034	0.144	0.003	0.39667	907	14	867	17	1003	1003.0	44.0	13.6		
TOM07_22.FIN2	318	1.111	0.708	0.012	0.0874	0.001	0.29373	542.7	7.2	540.2	6	550	540.2	6.0	0.5		
TOM07_23.FIN2	1286	12.77	0.759	0.019	0.0884	0.0024	0.52824	573	11	546	14	685	546.0	14.0	4.7		
TOM07_24.FIN2	308	1.7	1.247	0.02	0.1299	0.0018	0.55069	820.8	8.9	787	10	917	787.0	10.0	4.1		
TOM07_25.FIN2	106	0.908	0.897	0.021	0.0933	0.0017	0.20024	648	11	575	10	911	575.0	10.0	11.3		
TOM07_26.FIN2	50.4	1.051	0.741	0.024	0.0898	0.0014	0.16541	561	14	554.4	8.4	563	554.4	8.4	1.2		
TOM07_27.FIN2	351	0.847	0.678	0.012	0.0844	0.001	0.42126	524.5	7.1	522	6	530	522.0	6.0	0.5		
TOM07_28.FIN2	354	4.87	0.642	0.011	0.08066	0.00096	0.5453	502.5	6.9	499.9	5.7	517	499.9	5.7	0.5		
TOM07_29.FIN2	540	4.36	1.408	0.042	0.1498	0.0036	0.49874	891	18	900	20	878	878.0	57.0	-2.5		
TOM07_30.FIN2	194	17	0.56	0.013	0.0714	0.001	0.38953	450	8.3	444.6	6.3	471	444.6	6.3	1.2		
TOM07_31.FIN2	149.2	0.638	0.827	0.019	0.0996	0.0015	0.29539	610	11	611.8	8.6	615	611.8	8.6	-0.3		
TOM07_32.FIN2	696	3.09	0.737	0.02	0.0905	0.0014	0.53892	560	12	558.2	8.6	570	558.2	8.6	0.3		
TOM07_33.FIN2	48.9	0.284	0.614	0.066	0.0711	0.0034	0.10876	483	42	443	21	650	443.0	21.0	8.3	Borde	
TOM07_33.FIN2	262	0.788	4.1	0.1	0.2448	0.0051	0.8603	1651	20	1411	26	1982	1982.0	24.0	28.8	Núcleo	
TOM07_34.FIN2	33.8	1.49	1.663	0.055	0.1671	0.0028	0.3445	986	21	997	16	945	945.0	67.0	-5.5		
TOM07_35.FIN2	179	1.08	0.765	0.023	0.0898	0.0018	0.164	575	14	554	11	672	554.0	11.0	3.7		
TOM07_36.FIN2	57.4	2.227	2.06	0.042	0.1852	0.0021	0.30642	1132	14	1097	12	1197	1197.0	41.0	8.4		
TOM07_37.FIN2	295	1.377	0.622	0.018	0.0762	0.0011	0.37168	489	11	473.5	6.6	534	473.5	6.6	3.2		
TOM07_38.FIN2	134.4	0.866	0.881	0.021	0.1024	0.0013	0.047691	640	11	628.4	7.7	683	628.4	7.7	1.8		
TOM07_39.FIN2	713	11.9	0.767	0.012	0.09464	0.00087	0.33141	577.5	6.7	582.9	5.2	560	582.9	5.2	-0.9		
TOM07_41.FIN2	54.1	1.22	0.717	0.039	0.0903	0.0018	0.071432	547	22	557	10	460	557.0	10.0	-1.8		
TOM07_42.FIN2	98.8	1.104	1.469	0.055	0.151	0.0034	0.52645	916	23	907	19	931	931.0	69.0	2.6		
TOM07_43.FIN2	124	11.1	0.65	0.073	0.0769	0.0051	0.41233	505	44	477	31	620	477.0	31.0	5.5	Borde	
TOM07_43.FIN2	71.8	0.714	4.365	0.095	0.2958	0.0047	0.66296	1701	18	1669	24	1740	1740.0	29.0	4.1	Núcleo	
TOM07_44.FIN2	273.5	5.47	21.4	0.26	0.62	0.0065	0.59334	3156	11	3108	26	3179	3179.0	16.0	2.2	Núcleo	
TOM07_45.FIN2	202	2.75	12.74	0.4	0.5199	0.0087	0.81023	2653	31	2697	37	2620	2620.0	35.0	-2.9		
TOM07_46.FIN2	143	1.121	0.683	0.015	0.0887	0.001	0.24995	528.6	9.2	547.5	6.1	435	547.5	6.1	-3.6		
TOM07_47.FIN2	188	0.552	2.622	0.046	0.2173	0.0039	0.54154	1304	13	1266	21	1363	1363.0	33.0	7.1		
TOM07_48.FIN2	237.9	0.563	0.822	0.017	0.0976	0.0012	0.31757	607.9	9.6	601.2	7.4	630	601.2	7.4	1.1		
TOM07_49.FIN2	61.71	1.5	2.973	0.056	0.2405	0.0028	0.46519	1397	14	1389	15	1404	1404.0	33.0	1.1		
TOM07_50.FIN2	401	1.562	0.5167	0.0099	0.06804	0.00079	0.21514	422.2	6.6	424.3	4.8	403	424.3	4.8	-0.5		
TOM07_51.FIN2	163	1.332	0.735	0.022	0.0896	0.0016	0.43097	557	13	552.9	9.7	543	552.9	9.7	0.7		
TOM07_52.FIN2	66.7	1.419	16.85	0.19	0.5636	0.0064	0.62644	2925	11	2880	26	2954	2954.0	16.0	2.5		
TOM07_53.FIN2	98.8	1.241	0.649	0.024	0.0819	0.0014	0.05198	506	15	507.2	8.1	470	507.2	8.1	-0.2		
TOM07_54.FIN2	290	1.34	0.745	0.014	0.09	0.0011	0.42939	565.4	8.6	555.5	6.5	596	555.5	6.5	1.8		
TOM07_55.FIN2	386	1.995	6.418	0.072	0.3654	0.0041	0.69496	2032.9	9.8	2007	19	2061	2061.0	16.0	2.6		
TOM07_56.FIN2	171.1	1.383	1.814	0.038	0.1746	0.0032	0.3066	1048	14	1037	17	1072	1072.0	47.0	3.3		
TOM07_57.FIN2	722	1.58	2.327	0.021	0.2114	0.0019	0.64804	1219.6	6.6	1236	10	1192	1192.0	15.0	-3.7		
TOM07_58.FIN2	257	2.396	0.74	0.013	0.09131	0.0009	0.26237	562.3	7.3	563.2	5.3	546	563.2	5.3	-0.2		
TOM07_59.FIN2	19.85	0.689	18.86	0.45	0.534	0.012	0.78287	3028	23	2755	51	3221	3221.0	24.0	14.5		
TOM07_60.FIN2	609	0.5044	0.5765	0.0086	0.07562	0.00088	0.15445	461.6	5.5	469.8	5.3	421	469.8	5.3	-1.8		
TOM07_61.FIN2	232	0.841	0.9	0.015	0.1074	0.0011	0.35227	650.5	7.8	657.4	6.2	619	657.4	6.2	-1.1		
TOM07_63.FIN2	210	13.3	0.775	0.03	0.0929	0.0021	0.41092	581	17	573	12	619	573.0	12.0	1.4	Borde	
TOM07_63.FIN2	150	1.295	2.171	0.039	0.196	0.0023	0.39271	1170	13	1153	13	1208	1208.0	33.0	4.6	Núcleo	
TOM07_64.FIN2	578	2.61	0.7164	0.0096	0.08935	0.00092	0.57959	548	5.7	551.6	5.5	539	551.6	5.5	-0.7		
TOM07_65.FIN2	159.7	3.13	1.959	0.049	0.1819	0.0028	0.31612	1099	17	1077	15	1127	1127.0	48.0	4.4		

Muestra	Grano #	[U] ppm	U/Th	207/235			206/238			RHO	207/235		206/238		207/206		Mejor edad		Discordancia	Borde/Núcleo
				207/235	2σ error	206/238	2σ error	Edad (Ma)	2σ error		Edad (Ma)	2σ error	Edad (Ma)	Edad (Ma)	2σ error	Edad (Ma)	2σ error			
TOM07_66	FIN2	71.4	1.274	21.55	0.24	0.6089	0.0062	0.58788		3162	11	3064	25	3224	3224.0	15.0	5.0			
TOM07_67	FIN2	166.3	1.547	3.368	0.059	0.2478	0.0024	0.39014		1494	14	1427	13	1593	1593.0	31.0	10.4			
TOM07_68	FIN2	336	2.694	1.183	0.025	0.1302	0.0021	0.56138		791	12	789	12	797	789.0	12.0	0.3			
TOM07_69	FIN2	145	1.345	2.026	0.031	0.1852	0.002	0.29193		1123	10	1095	11	1183	1183.0	33.0	7.4			
TOM07_70	FIN2	312	1.584	0.822	0.011	0.09957	0.00097	0.31189		609.1	6.3	611.8	5.7	600	611.8	5.7	-0.4			
TOM07_71	FIN2	1626	10.61	0.7938	0.0062	0.09738	0.00052	0.48405		593.1	3.5	599	3	577	599.0	3.0	-1.0			
TOM07_72	FIN2	259.5	31	3.484	0.07	0.2618	0.0041	0.62486		1522	16	1499	21	1558	1558.0	30.0	3.8		Borde	
TOM07_72	FIN2	195	0.548	4.935	0.068	0.3222	0.0034	0.4831		1807	12	1800	17	1822	1822.0	22.0	1.2		Núcleo	
TOM07_73	FIN2	239	0.526	2.207	0.029	0.2011	0.0018	0.44708		1181.7	9.1	1180.9	9.5	1191	1191.0	22.0	0.8			
TOM07_74	FIN2	83.2	1.638	1.681	0.038	0.1612	0.0023	0.38701		1000	14	963	13	1079	1079.0	42.0	10.8			
TOM07_75	FIN2	348	4.75	2.761	0.065	0.2287	0.0036	0.42913		1344	18	1328	19	1375	1375.0	42.0	3.4		Borde	
TOM07_75	FIN2	231	0.723	4.665	0.057	0.308	0.0038	0.70233		1760	10	1730	19	1792	1792.0	18.0	3.5		Núcleo	
TOM07_76	FIN2	641	2.286	1.884	0.02	0.1762	0.0011	0.5566		1074.6	6.9	1046.2	6.1	1132	1132.0	18.0	7.6			
TOM07_77	FIN2	350	1.236	0.661	0.012	0.08017	0.00088	0.43135		514.2	7.6	497.1	5.3	583	497.1	5.3	3.3			
TOM07_78	FIN2	225.5	1.58	1.163	0.03	0.1233	0.0019	0.55098		782	14	749	11	868	749.0	11.0	4.2			
TOM07_79	FIN2	176.9	0.881	2.466	0.044	0.2111	0.0023	0.5159		1260	13	1234	12	1299	1299.0	30.0	5.0			
TOM07_80	FIN2	603	0.92	0.638	0.012	0.08009	0.00098	0.25474		500.6	7.3	496.6	5.8	513	496.6	5.8	0.8			
TOM07_81	FIN2	248.5	1.516	0.732	0.013	0.08693	0.00084	0.33016		556.6	7.4	537.3	5	625	537.3	5.0	3.5			
TOM07_82	FIN2	144.8	1.083	0.659	0.014	0.08157	0.00091	0.30683		512.8	8.4	505.4	5.4	526	505.4	5.4	1.4			
TOM07_83	FIN2	86.6	3.17	0.849	0.041	0.0977	0.0027	0.38744		620	23	600	16	674	600.0	16.0	3.2			
TOM07_84	FIN2	279	1.096	0.698	0.014	0.0857	0.0011	0.31561		536.6	8.3	530.2	6.7	556	530.2	6.7	1.2			
TOM07_85	FIN2	282	1.537	1.585	0.03	0.1613	0.0029	0.61711		964	12	963	16	961	961.0	34.0	-0.2			
TOM07_86	FIN2	65.1	1.001	0.748	0.043	0.0949	0.0024	0.2785		563	25	548	14	470	584.0	14.0	-3.7			
TOM07_88	FIN2	115.8	1.573	28.78	0.31	0.6249	0.0061	0.65093		3446	10	3135	24	3629	3629.0	13.0	13.6			
TOM07_89	FIN2	91.4	0.502	2.195	0.045	0.1827	0.0027	0.17697		1177	15	1081	15	1340	1340.0	43.0	19.3			
TOM07_90	FIN2	63.2	0.628	0.63	0.027	0.0729	0.0016	0.19333		492	17	453.4	9.4	648	453.4	9.4	7.8			
TOM07_91	FIN2	867	12.8	2.035	0.066	0.1833	0.0037	0.33914		1127	22	1085	20	1206	1206.0	44.0	10.0		Borde	
TOM07_91	FIN2	484	3.74	5.833	0.071	0.3473	0.0039	0.62465		1950	11	1921	19	1973	1973.0	18.0	2.6		Núcleo	
TOM07_92	FIN2	303.4	2.424	0.678	0.01	0.08371	0.00067	0.005827		525.1	6.1	518.2	4	547	518.2	4.0	1.3			
TOM07_93	FIN2	126.1	1.122	1.324	0.031	0.1401	0.0023	0.17872		855	14	845	13	860	845.0	13.0	1.2			
TOM07_94	FIN2	427	0.779	1.35	0.035	0.1356	0.0027	0.70081		865	15	819	15	975	819.0	15.0	5.3			
TOM07_95	FIN2	127	9.6	1.842	0.085	0.1686	0.0073	0.68835		1056	29	1003	40	1148	1148.0	64.0	12.6		Borde	
TOM07_95	FIN2	208.8	1.47	5.05	0.068	0.3262	0.0033	0.51448		1827	12	1819	16	1830	1830.0	22.0	0.6		Núcleo	
TOM07_96	FIN2	76	0.518	1.828	0.085	0.1682	0.0053	0.54299		1049	30	1001	29	1139	1139.0	80.0	12.1			
TOM07_97	FIN2	83.4	1.476	3.152	0.048	0.2433	0.0026	0.38819		1443	12	1403	13	1495	1495.0	28.0	6.2			
TOM07_98	FIN2	136	2.234	1.685	0.036	0.1684	0.0024	0.29303		1000	13	1003	13	987	987.0	43.0	-1.6			
TOM07_99	FIN2	126.1	1.333	12.22	0.24	0.4701	0.0091	0.5209		2620	18	2483	40	2725	2725.0	33.0	8.9			
TOM07_100	FIN2	93.8	1.013	7.023	0.091	0.3812	0.0045	0.61772		2112	12	2081	21	2143	2143.0	20.0	2.9			
TOM07_101	FIN2321.9		1.226	0.845	0.013	0.0998	0.0012	0.39424		621.3	7	613.2	6.9	644	613.2	6.9	1.3			
TOM07_102	FIN2	236	3.52	1.413	0.077	0.1486	0.0047	0.38351		892	32	893	26	880	880.0	100.0	-1.5			
TOM07_103	FIN2202.5		1.719	0.97	0.017	0.11	0.0011	0.20918		688.2	8.8	672.9	6.4	734	672.9	6.4	2.2			
TOM07_104	FIN2177.1		1.116	1.046	0.018	0.1163	0.0013	0.26093		727.1	9.4	708.9	7.6	776	708.9	7.6	2.5			
TOM07_105	FIN2	786	5.19	0.6644	0.0078	0.08287	0.00075	0.49777		516.9	4.8	513.2	4.4	524	513.2	4.4	0.7			
TOM07_106	FIN2	142	2.98	0.758	0.026	0.0887	0.002	0.22918		571	15	550	13	649	550.0	13.0	3.7		Borde	
TOM07_106	FIN2161.6		2.817	1.205	0.037	0.1288	0.0018	0.3527		801	17	781	10	841	781.0	10.0	2.5		Núcleo	
TOM07_107	FIN2159.5		2.85	1.218	0.045	0.1229	0.0037	0.56703		806	21	747	21	978	747.0	21.0	7.3			
TOM07_108	FIN2	684	1.276	0.4862	0.0071	0.06362	0.00058	0.47182		401.9	4.8	397.6	3.5	429	397.6	3.5	1.1			
TOM07_109	FIN2321.6		17.5	0.776	0.014	0.0933	0.0012	0.40195		582.4	8.1	575	7.2	609	575.0	7.2	1.3			
TOM07_110	FIN2246.4		1.27	0.672	0.019	0.084	0.0017	0.40713		521	12	519.8	9.9	537	519.8	9.9	0.2			
TOM07_111	FIN2	80.8	1.374	1.058	0.035	0.1209	0.002	0.30191		730	17	736	11	703	736.0	11.0	-0.8			
TOM07_112	FIN2	99.1	1.439	1.717	0.035	0.1613	0.0018	0.36907		1013	13	964	10	1117	1117.0	38.0	13.7			
TOM07_113	FIN2	293	2.52	0.943	0.02	0.1065	0.0016	0.44595		672	10	652.2	9.1	744	652.2	9.1	2.9			
TOM07_114	FIN2	900	9.1	0.731	0.019	0.0905	0.0019	0.54229		556	11	558	11	568	558.0	11.0	-0.4			
TOM07_115	FIN2258.1		2.65	1.795	0.031	0.1692	0.0028	0.53332		1042	11	1007	15	1113	1113.0	34.0	9.5			
TOM07_116	FIN2	756	3.12	0.7787	0.0077	0.0954	0.00066	0.43968		584.4	4.4	587.4	3.9	571	587.4	3.9	-0.5			
TOM07_117	FIN2	750	1.158	13.32	0.094	0.5153	0.004	0.65259		2701.9	6.7	2679	17	2719	2719.0	11.0	1.5			
TOM07_118	FIN2240.8		1.703	1.883	0.021	0.1824	0.0014	0.49196		1074.9	7.4	1080.6	7.5	1066	1066.0	20.0	-1.4			
TOM07_119	FIN2	426	2.099	0.857	0.011	0.10128	0.0006	0.22446		627.8	6	621.9	3.5	646	621.9	3.5	0.9			
TOM07_120	FIN2363.8		1.044	0.7077	0.0089	0.08894	0.00064	0.41467		542.8	5.3	549.2	3.8	518	549.2	3.8	-1.2			
TOM07_121	FIN2107.4		0.7583	0.661	0.017	0.0813	0.0012	0.18849		513	10	503.7	7.2	542	503.7	7.2	1.8			
TOM07_122	FIN2	206	3.39	0.826	0.014	0.09879	0.00097	0.23578		611.1	8.2	607.2	5.7	606	607.2	5.7	0.6			
TOM07_123	FIN2163.8		1.74	0.481	0.012	0.06396	0.0007	0.15116		397.5	8.4	399.6	4.2	374	399.6	4.2	-0.5			
TOM07_124	FIN2	61	3.28	0.905	0.029	0.1074	0.0016	0.21141		651	15	657.5	9.6	615	657.5	9.6	-1.0			
TOM07_125	FIN2	240	1.829	0.71	0.016	0.08832	0.00099	0.3065		543.8	9.5	545.5	5.9	525	545.5	5.9	-0.3			
TOM07_126	FIN2	307	1.945	0.71	0.012	0.0885	0.0011	0.33652		543.6	7.2	546.5	6.5	526	546.5	6.5	-0.5			
TOM07_127	FIN2161.1		1.305	0.742	0.018	0.088	0.0014	0.29155		562	11	543.7	8.4	629	543.7	8.4	3.3		Borde	
TOM07_127	FIN2	146	3.19	1.26	0.04	0.1358	0.0029	0.5228		826	18	821	16	831	821.0	16.0	0.6		Núcleo	
TOM07_128	FIN2222.7		0.8238	0.715	0.013	0.08667	0.00081	0.19799		546.7	7.8	535.8	4.8	577	535.8	4.8	2.0			

Anexo II Petrografía

En este apartado se muestran los resultados de los estudios petrológicos realizados en las rocas que se seleccionaron para análisis de termocronología. Los resultados muestran una breve descripción de la roca, su mineralogía, micro-estructuras y orden de sobreposición de fases de deformación. La ubicación de las muestras se presenta en el siguiente mapa:



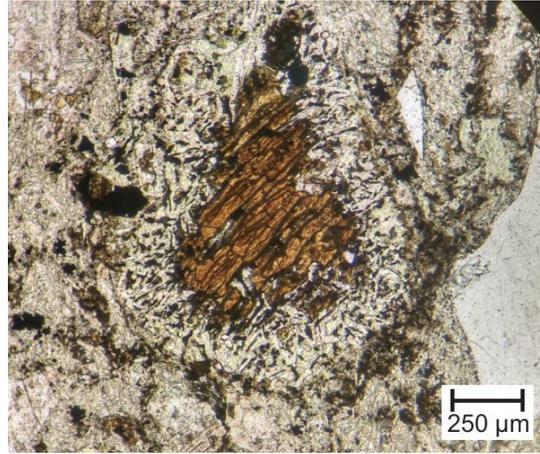
Mapa de ubicación de muestras para análisis petrográficos. Coordenadas en UTM zona 14.

Muestra	Coordenadas UTM	Litología
Zic 01	14Q - 506243.955 m E - 1993965.656 m N	Formación Zicapa
Descripción: Andesita de textura porfídica que presenta reemplazamiento de minerales. Su mineralogía consiste de plagioclasa (Oligoclasa), cuarzo, epidota, titanita, clinozoisita, biotita (alterada a clorita), óxidos, apatito y circón. La roca presenta metamorfismo prógrado en facies de sub-esquistos verde. La matriz y los fenocristales de plagioclasa están siendo reemplazados por epidota, clinozoisita y titanita. Dicho reemplazamiento, junto con la ausencia de deformación intracristalina y la presencia de fracturas rellenas de calcita, indican un metamorfismo por incremento de temperatura asociado que está asociado a interacción de fluidos.		

Zic 01



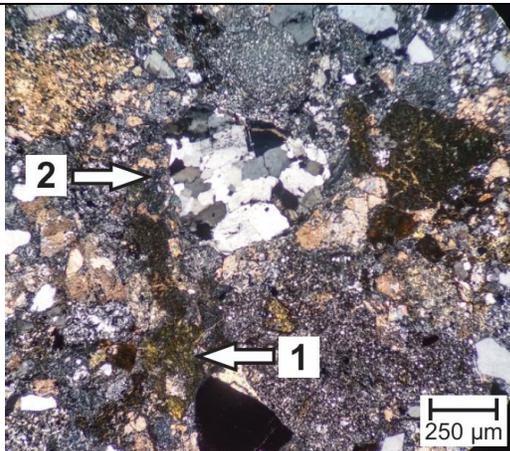
Cristales de plagioclasa, epidota, biotita y óxidos. Nícoles cruzados.



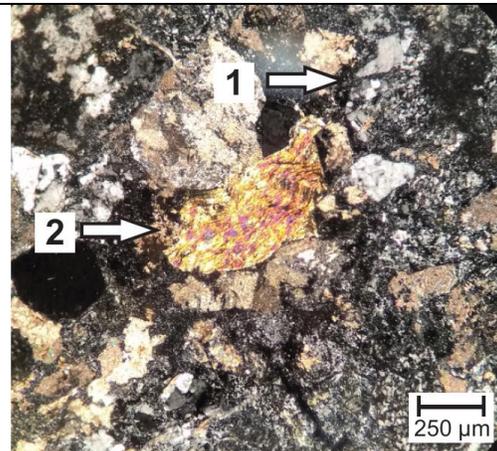
Cristal de titanita creciendo a partir de varios cristales de plagioclasa. Luz paralela.

Muestra	Coordenadas UTM	Litología
Zic 02	14Q - 506,580.044 m E - 1,993,842.179 m N	Formación Zicapa

Descripción: Riolita/andesita de textura porfídica que presenta xenolitos metamórficos y texturas de reemplazamiento. La mineralogía consiste de plagioclasa (Oligoclasa), epidota, clinozoisita, cuarzo, biotita (alterado a clorita), calcita, apatito y circón. La roca presenta metamorfismo prógrado en facies de sub-esquistos verde. Los cristales de plagioclasa son parcialmente reemplazados por epidota, clinozoisita y calcita; mientras que la matriz presenta crecimiento de esferoides de calcita y cavidades rellenas de óxidos. Los xenolitos metamórficos están formados por cuarcita y filita. El reemplazamiento, junto con la ausencia de deformación intracrystalina y la presencia de fracturas rellenas de calcita, indican un metamorfismo por incremento de temperatura asociado que está asociado a interacción de fluidos.



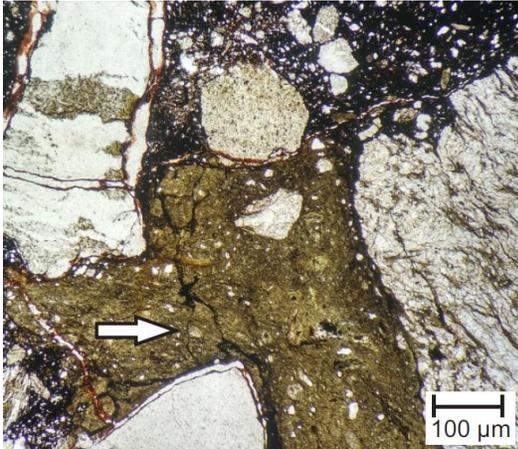
Cristales de epidota (1) reemplazando plagioclasa. Xenolito redondeado de cuarcita (2). Los cristales de cuarzo presentan extinción ondulante y migración de borde de grano. Nícoles cruzados.



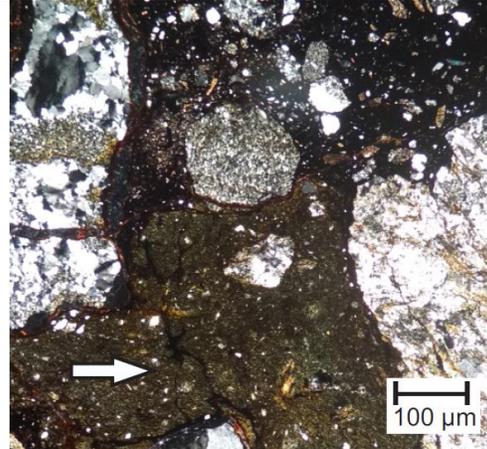
Xenolitos de cuarcita (1) y filita (2) redondeados. La filita muestra un clivaje de crenulación. Nícoles cruzados.

Muestra	Coordenadas UTM	Litología
Aca 40	14Q - 506,660.255 m E - 1,993,889.565 m N	Cabalgadura de Papalutla

Descripción: Brecha de falla con fragmentos de cuarcita y volcánicos, contenidos en una matriz de con alto contenido de óxidos. La mineralogía de los fragmento de cuarcita consiste de cuarzo, feldespato, muscovita y clorita; mientras que los fragmentos volcánicos solo presentan clorita secundaria. La redondez de algunos de los fragmentos acusa a una posible retrabajo por cataclasis.



Fragmento de roca volcánica cloritizada y fragmentos de cuarcita, contenidos en una matriz rica en óxidos. Se distinguen fracturas extensionales rellenas de óxidos. Luz paralela.

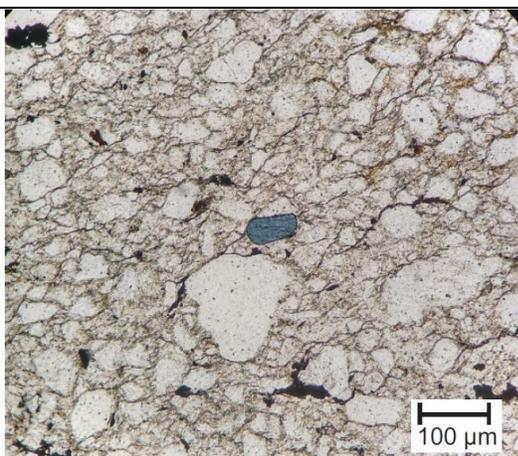


Fragmento de roca volcánica cloritizada y fragmentos de cuarcita, contenidos en una matriz de óxidos. Los cristales de cuarzo de la cuarcita tienen extinción ondulante, migración de borde de grano y *bulging*. Nícoles cruzados

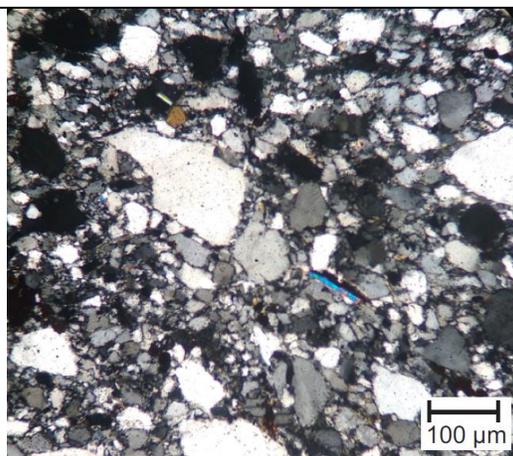
Muestra	Coordenadas UTM	Litología
Aca 02	14Q - 512,814.100 m E - 1,991,421.816 m N	Litodema Cosoltepec

Descripción: Cuarcita de textura granoblástica inequigranular con cristales con ligera orientación preferencial. La mineralogía consiste en cuarzo, muscovita, andesina/oligoclasa (con sericitización), clorita, óxidos, circón y fragmentos de anfíbol. La roca presenta posibles facies de sub-esquisto verde y tiene una incipiente foliación S1 definida por la orientación de cristales de cuarzo, muscovita y dominios de material insoluble. Las micro-estructuras observadas indican una fase de deformación de relativamente baja temperatura y baja tasa de distorsión interna, ya que sólo se observan evidencias de disolución por presión en los bordes de grano, así como estructuras de deformación de la red cristalina como extinción ondulante, *bulging* y algunas lamelas de deformación en cuarzo. Las estructuras frágiles, como fracturas, indican una fase extensional posterior, posiblemente asociada a descompresión.

Aca02



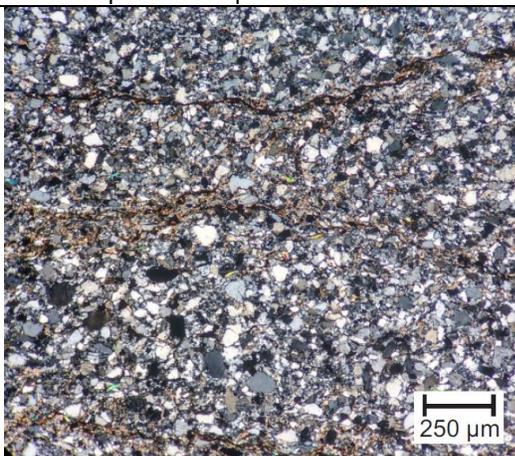
Foliación definida por la orientación preferencial de forma en granos de cuarzo y dominios insolubles. En el centro se distingue un clasto de galucófano. Luz paralela.



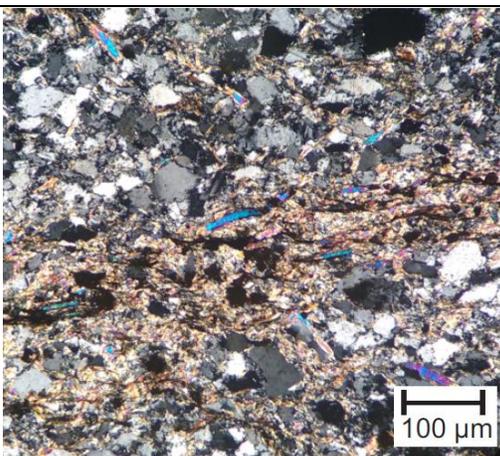
Cristales de cuarzo, mica y biotita. Algunos cristales de cuarzo presentan extinción ondulante. Nícoles cruzados.

Muestra	Coordenadas UTM	Litología
Aca 07	14Q - 510,860.764 n E - 1,992,684.949 m N	Litodema Cosoltepec

Descripción: Cuarcita de textura granoblástica inequigranular con cristales de cuarzo con ligera orientación preferencial. La mineralogía consiste de cuarzo, muscovita, andesina/oligoclasa (con sericitización), clorita, óxidos y circón. La roca presenta posible facies de sub-esquisto verde y tiene una incipiente foliación S1 definida por la orientación preferencial de cristales de cuarzo elongados y muscovita. Las micro-estructuras indican una fase de deformación de baja temperatura y baja tasa de distorsión interna, ya que sólo se observan estructuras de deformación intracristalina como extinción ondulante, así como evidencias de recristalización de baja temperatura (*bulging*) en cuarzo. Las fracturas indican una fase de deformación extensional posterior, posiblemente por descompresión.



Dominios de cristales de cuarzo con incipiente orientación preferencial intercalados con dominios de mica. Nícoles cruzados.

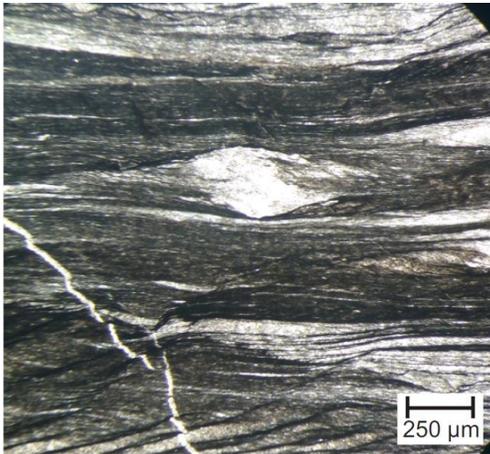


Cristales de cuarzo con extinción ondulante intercalados con cristales de muscovita. Nícoles cruzados.

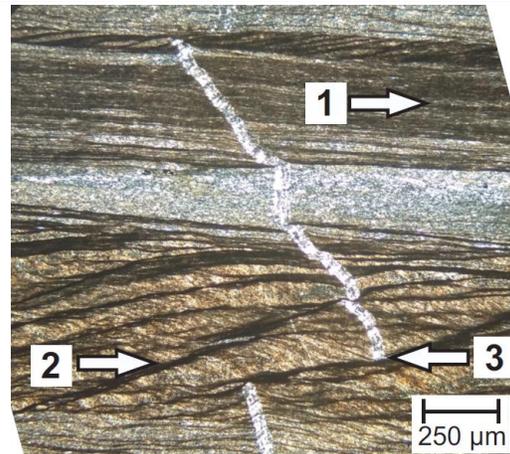
Muestra	Coordenadas UTM	Litología
Aca 00	14Q - 511,942.374 m E - 1,991,688.650 m N	Litodema Cosoltepec

Descripción: Filita de textura lepidoblástica con microlitones de cuarzo. La mineralogía consiste de muscovita, cuarzo, óxidos y fragmentos de clorita. La roca presenta posible facies de esquisto verde y tiene una foliación S1 espaciada definida por dominios de mica y material insoluble, así como microlitones formados por cuarzo elongado. A esta foliación se le sobrepone un clivaje de crenulación asimétrico C1 discontinuo, definido por dominios de material insoluble muy espaciados entre sí.

Las micro-estructuras observadas acusan tres fases de deformación. La primera fase está definida por la foliación S1 que es la más penetrativa, así como por la formación de porfidoclastos tipo ϕ de cuarzo y microlitos de clorita. La segunda fase corresponde al fracturamiento y formación de las vetillas de cuarzo. Y la tercera fase de deformación se asocia con el cizallamiento que produjo el clivaje de crenulación C1 y el desplazamiento de las vetillas de cuarzo. Los cristales de cuarzo presentan deformación intracristalina evidenciada por su extinción ondulante, así como recrystalización mediante diferentes mecanismos: *bulging* y migración de borde de grano. La sobreposición de estructuras dúctiles sobre frágiles en la filita indican variaciones de la profundidad a la cual fue sometida la roca, un ejemplo son las vetillas dislocadas a través de los planos de crenulación.



Porfidoclasto tipo ϕ de cuarzo paralelo a la foliación S1. Luz paralela.



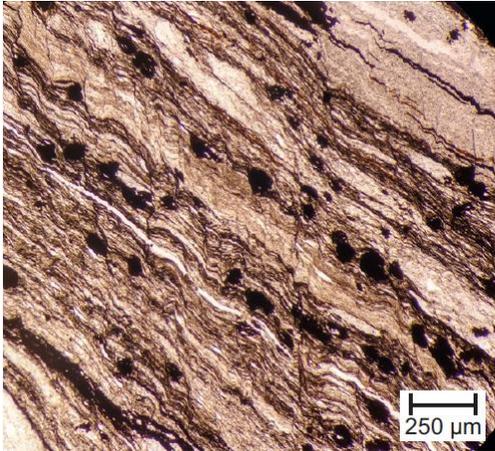
Foliación penetrativa S1 definida por microlitones, mica y dominios de material insoluble (1). S1 y las vetillas de cuarzo (3) están deformadas por un clivaje de crenulación discontinuo C1 (2). Nícoles cruzados

Muestra	Coordenadas UTM	Litología
Aca Cg 02	14Q - 513,956.540 m E - 1,990,748.887 m N	Litodema Cosoltepec

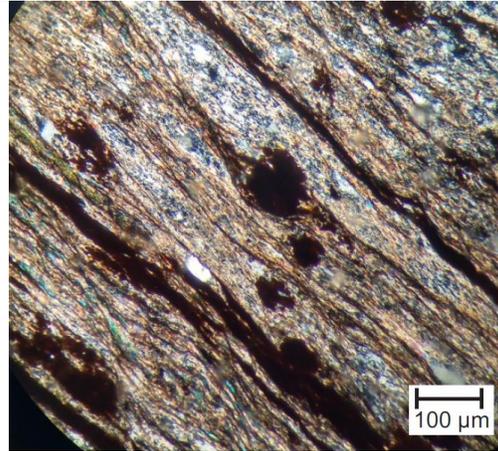
Descripción: Filita de textura lepidoblástica con microlitones deformados de cuarcita. La mineralogía consiste en cuarzo, muscovita y óxidos. La roca presenta posible facies de sub-esquisto verde y tiene una foliación espaciada y ondulosa S1 definida dominios de micas con orientación preferencial, microlitones de cuarzo y dominios de material insoluble. A dicha foliación se le sobrepone un clivaje de crenulación C1 definido por dominios muy espaciados de material insoluble oblicuos a S1.

Las micro-estructuras observadas sugieren dos posibles fases de deformación. La primera fase está definida por la foliación penetrativa S1, sigmoides y lentes de deformación; mientras que la segunda fase es evidenciada por micropliegues asociados a planos de crenulación C1 que deforman a la primera foliación. Algunos horizontes presentan cizallamiento localizado, paralelo a S1, donde se aprecian porfidoclastos tipo δ , σ y ϕ , cuyos núcleos se constituyen por granos oxidados de pirita.

Aca Cg 02



Foliación S1 definida por dominios de material insoluble y microlitones. Un clivaje de crenulación S2 se sobrepone a la foliación inicial. Hay porfidoclastos de óxidos con orientación paralela a S1. Luz paralela.

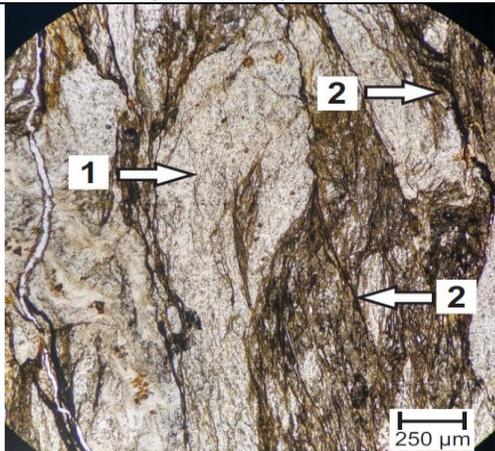


Porfidoclasto tipo δ de óxido con cinemática dextral. Nícoles cruzados.

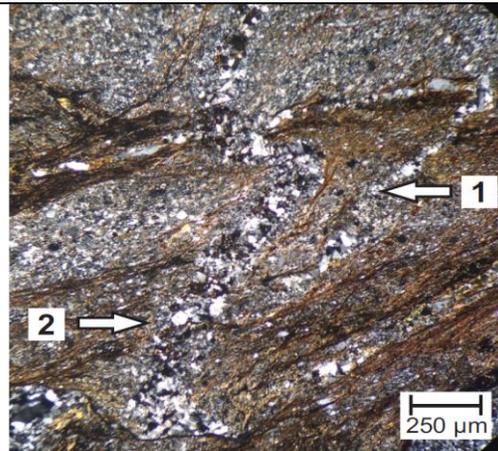
Muestra	Coordenadas UTM	Litología
Aca Cg 04	14Q - 514,062.639 m E - 1,989,976.607 m N	Litodema Cosoltepec

Descripción: Filita de textura lepidoclástica con microlitones plegados de cuarcita. La mineralogía consiste de cuarzo, muscovita, clorita, óxidos y fragmentos de anfíbol. La roca presenta posible facies de esquistos verde y tiene una foliación S1 espaciada y anastomosada definida por dominios de mica con orientación preferencial, dominios de material insoluble y microlitones plegados formados por cristales elongados de cuarzo. A la foliación S1 se le sobrepone un incipiente clivaje de crenulación C1 discontinuo definido por la orientación preferencial de mica pequeña y material insoluble. Los cristales de cuarzo presentan distorsión intracristalina evidenciada por su extinción ondulante. Los cristales también presentan evidencias de recristalización como *bulging* y migración de borde de grano, y estructuras extensionales como microfracturas rellenas de cuarzo.

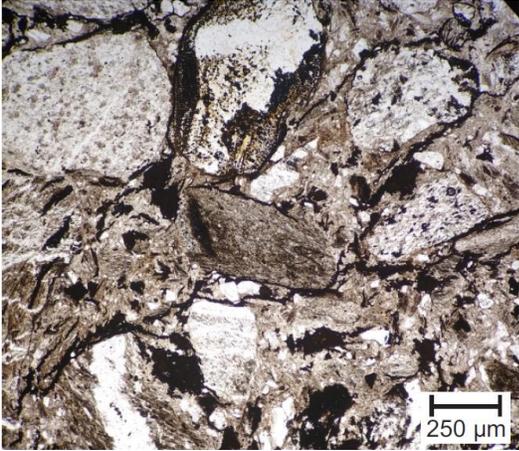
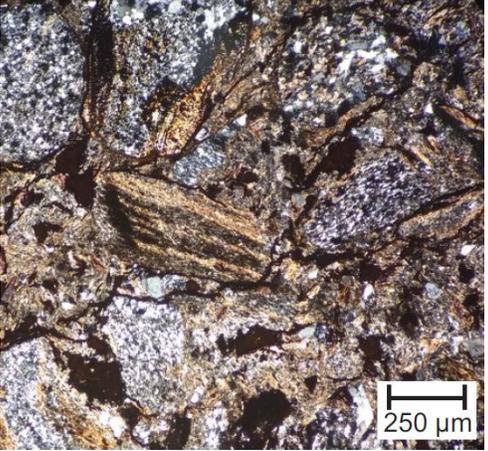
Las micro-estructuras sugieren tres posibles fases de deformación. La primera consiste en acortamiento uniaxial, evidenciado por la foliación penetrativa S1 de plano axial, pliegues isoclinales y ganchos. La segunda fase corresponde al clivaje de crenulación C1, sigmoides y vetillas deformadas; que sugieren un cizallamiento. Finalmente, la tercera fase es representada por fracturas extensionales que cortan a toda la roca.

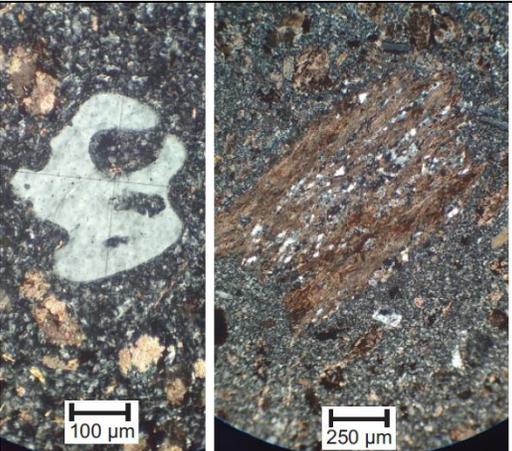


Microlitón de cuarcita formando un gancho (1). Clivaje de crenulación definido por dominios de material insoluble (2). Luz paralela.



Microlitón formando un pliegue cerrado (1) con foliación de plano axial paralela a S1. Vetilla de cuarzo (2), posterior a S1, plegada. Nícoles cruzados.

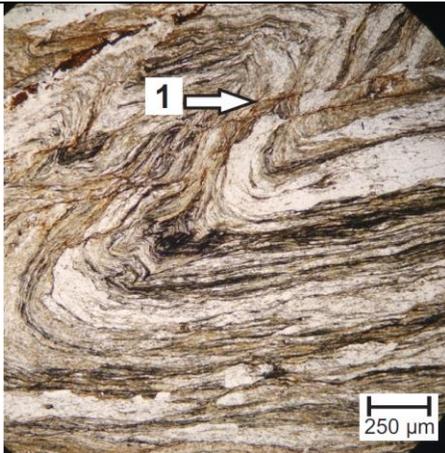
Muestra	Coordenadas UTM	Litología
Aca 14	14Q - 515,205.393 m E - 1,987,179.665 m N	Litodema Cosoltepec
<p>Descripción: Brecha hidrotermal compuesta por fragmentos sub-redondeados de filita y cuarcita en una matriz de óxido. La mineralogía observada consiste en cuarzo, biotita, clorita, feldespato, óxidos, circón y apatito. Los cristales de cuarzo presentan deformación intracristalina evidenciada por su extinción ondulante, así como estructuras de recristalización de tipo <i>bulging</i> y migración de borde de grano. La redondez de los clastos indica retrabajo y posiblemente reactivación de la falla que generó la roca.</p>		
		
Brecha hidrotermal con fragmentos de cuarcita y filita. Luz paralela.	Brecha hidrotermal con fragmentos de cuarcita y filita. Nícoles cruzados.	

Muestra	Coordenadas UTM	Litología
Aca 50	14Q - 515,537.096 m E - 1,988,119.582 m N	Dacita Los Laureles
<p>Descripción: Dacita de textura porfídica con xenolitos y xenocristales. La mineralogía consiste en oligoclasa (con serizitación), biotita (alterándose a clorita), cuarzo, calcita, óxidos, circón y apatito. Los xenolitos son principalmente de filita y los xenocristales son de cuarzo con textura de embahiamiento. Algunos fenocristales tienen fracturas rellanas de calcita.</p>		
		
Fenocristales de plagioclasa y biotita fracturados, contenidos en una matriz de microcristales. Nícoles cruzados	Xenocristal de cuarzo metamórfico y xenolito de filita. Nícoles cruzados.	

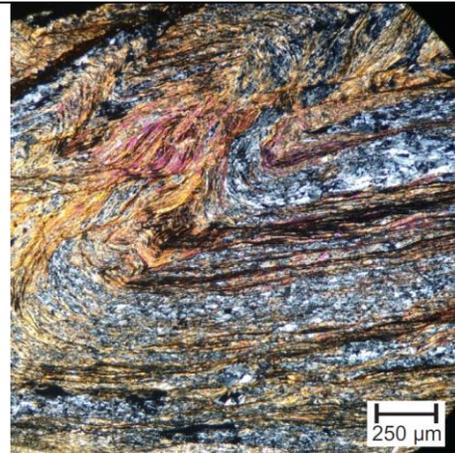
Muestra	Coordenadas UTM	Litología
MIL 24	14Q - 515,360.419 m E - 1,987,006.335 m N	Filonita La Encinera

Descripción: Filonita de textura lepidoblástica, con microlitones plegados de cuarcita. La mineralogía consiste de muscovita, cuarzo y clorita. La roca presenta posible facies de esquisto verde. La roca presenta una foliación C1 discontinua y ondulosa, formada por la orientación paralela de microlitones de cuarcita y dominios de mica y material insoluble. La foliación C1 está localmente plegada, formando pliegues asimétricos y un incipiente clivaje de plano axial C2. Las estructuras anteriores son afectadas por un clivaje de crenulación asimétrico C1 definido por dominios paralelos y espaciados de material insoluble.

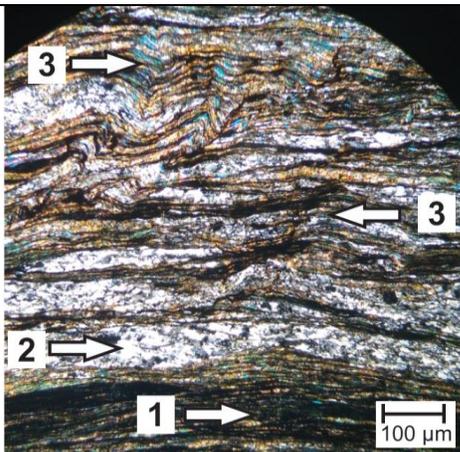
Los cristales de cuarzo presentan estructuras de deformación intracristalina como extinción ondulante y lamelas de deformación, así como estructuras de recrystalización como *bulging*, migración de borde de grano, rotación de sub-grano y evidencias de disolución por presión como sombras de presión alrededor de granos de cuarzo. Las microestructuras observadas sugieren tres fases de deformación. La primera fase está representada por la foliación penetrativa C1, que es resultado de cizallamiento debido a la presencia de sigmoides, peces de mica y rotación de sub-grano de cuarzo de los microlitones. La segunda fase de deformación es evidenciada por el plegamiento local de C1 y el desarrollo de C2. Y la tercera fase de deformación corresponde con los planos de crenulación C3 que cortan a todas las estructuras, esta fase es la de menor penetratividad. Dicha sobreposición de estructuras indica una múltiple reactivación de la filonita.



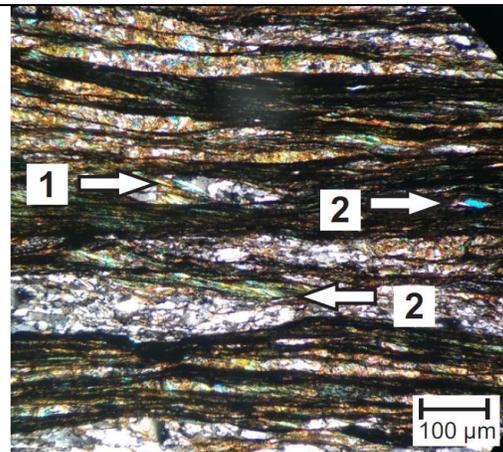
Plegamiento de C1 y posterior deformación en planos de dislocación dextral (1) paralelos a C3. La cinemática del plegamiento es dextral. Luz paralela.



Plegamiento de C1 y posterior deformación en planos de dislocación dextral paralelos a C3. C1 está formado por microlitones de cuarcita, dominios de mica y de material insoluble. Nícoles cruzados.



Foliación C1 formada por dominios de material insoluble (1), mica y microlitones (2). C1 está plegada por bandas de crenulación (3) C3 con cinemática dextral. Nícoles cruzados.

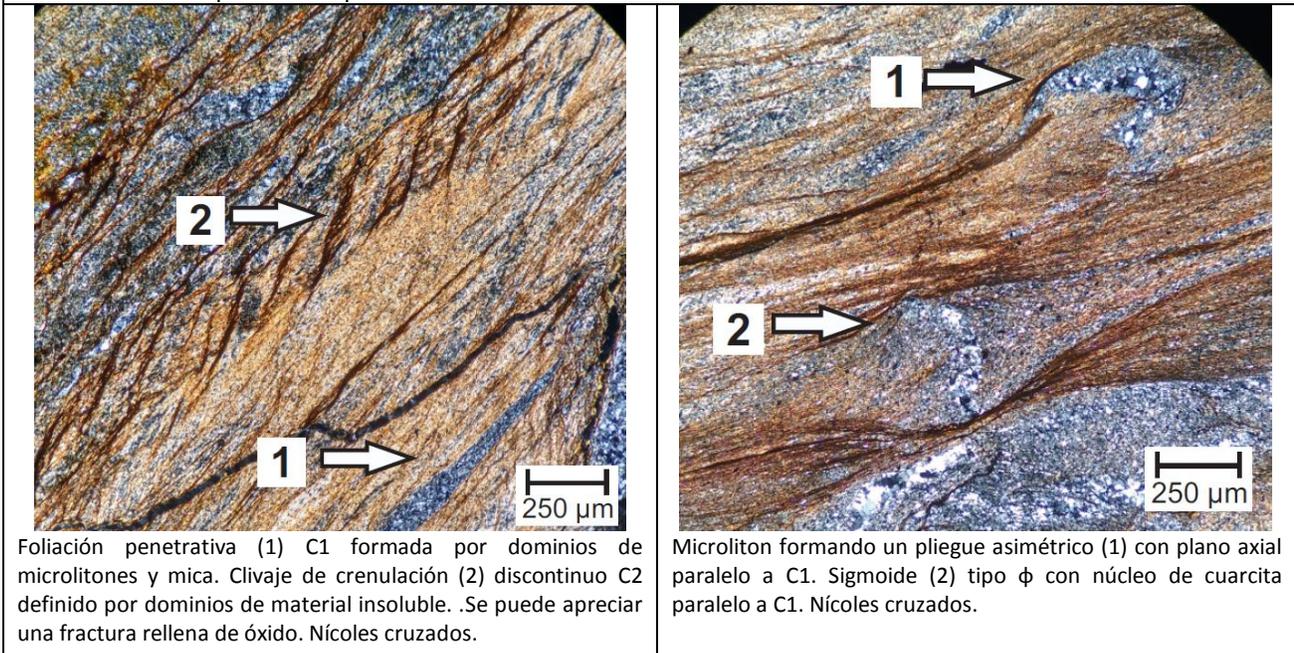


Sigmoides de cuarcita (1) y peces de mica (2) con cinemática sinistral paralelos a C1. Nícoles cruzados.

Muestra	Coordenadas UTM	Litología
Aca 43	14Q - 519,321.110 m E - 1,990,739.712 m N	Filonita La Encinera

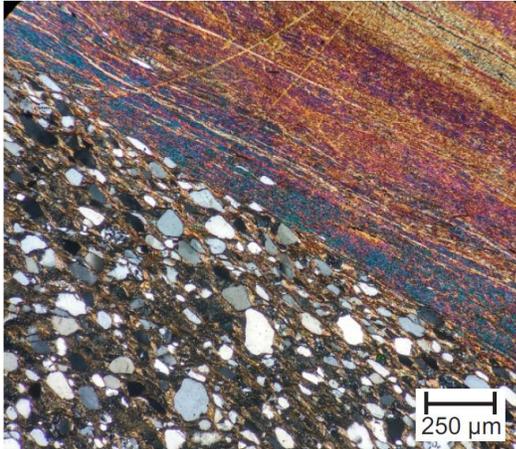
Descripción: Filonita de textura lepidoblástica con microlitones plegados de cuarcita. La mineralogía consiste en muscovita, cuarzo, clorita y óxidos. La roca presenta posible facies de esquisto verde. Esta roca presenta una foliación C1 discontinua definida por la orientación preferencial de cristales de cuarzo en microlitones. La segunda foliación C2, que es la más penetrativa, está definida por la alineación de mica pequeña y material insoluble. Y una tercera foliación C3 discontinua espaciada, que definida por planos de crenulación rellenos material insoluble, que se sobrepone a S1 y C1.

Los cristales de cuarzo presentan deformación intracristalina evidenciada por su extinción ondulante, y estructuras de recrystalización como *bulging* y migración de borde de grano. Las micro-estructuras observadas sugieren cuatro fases de deformación. La primera es evidenciada por la forma elongada de los microlitones. La segunda está representada por estructuras de cizallamiento sinistral como microlitones con forma de sigmoides y pliegues asimétricos. La tercera fase está representada por el clivaje de crenulación que corta a las estructuras anteriores. Y la última fase está representada por las fracturas rellenas de óxido.

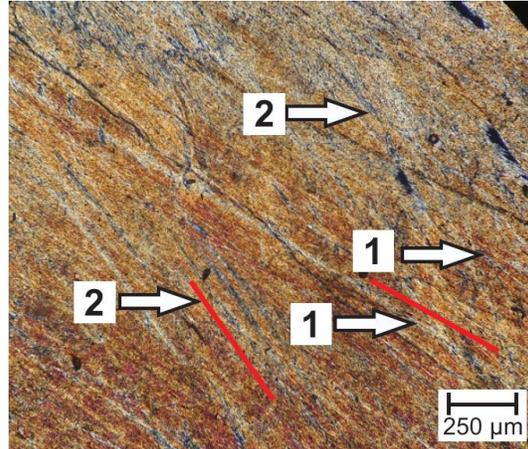


Muestra	Coordenadas UTM	Litología
Aca 49	14Q - 519,140.217 m E - 1,990,718.743 m N	Filonita La Encinera

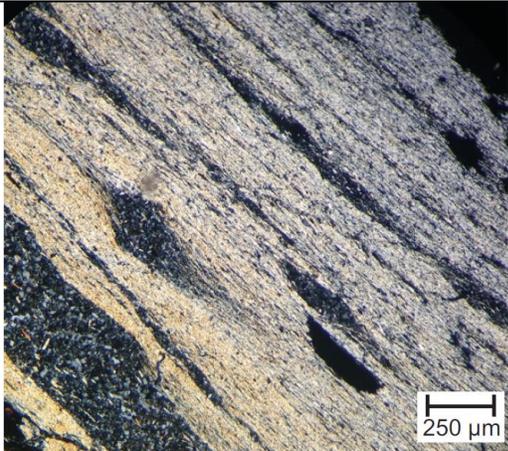
Descripción: Milonita con un dominio lepidoblástico y uno granolepidoclástico: 1) El dominio lepidoblástico está compuesto por muscovita, clorita y microlitones de cuarzo. Tiene una foliación C1 continua paralela definida por la orientación preferencial de micas, a la cual se le sobrepone una foliación incipiente discontinua, C2, definida por la orientación de micas de menor tamaño y material insoluble, y microlitones con formas sigmoidales. Adicionalmente, un clivaje de crenulación, C3, definido por dominios de material insoluble, deforma a las foliaciones anteriores. 2) El dominio granolepidoblástico está formado por fragmentos mal seleccionados de cuarzo, plagioclasa y anfíbol, alternados con dominios de muscovita y clorita. La foliación C1 en este dominio es continua, anastomosada y se conforma por la orientación de micas y cristales elongados de cuarzo. Dicha foliación es deformada por planos de fracturamiento paralelos a C3. Los cristales de cuarzo presentan evidencias de distorsión intracristalina como extinción ondulante y lamelas de deformación, así como estructuras de disolución por presión como sombras de presión. Además se aprecian estructuras de recrystalización como *bulging*, y estructuras de régimen frágil como microfracturas.



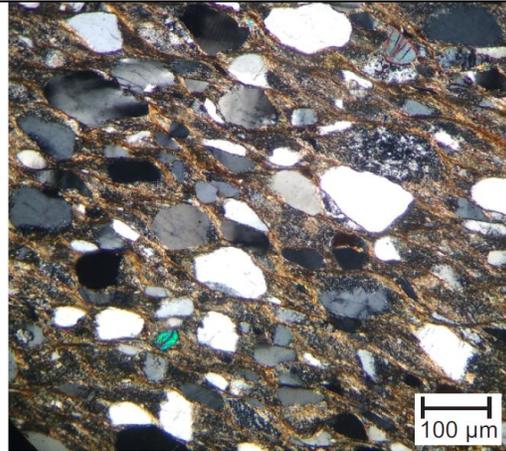
Dominios texturales de la milonita: lepidoblástico (arriba) y granolepidoblástico (abajo). Nícoles cruzados.



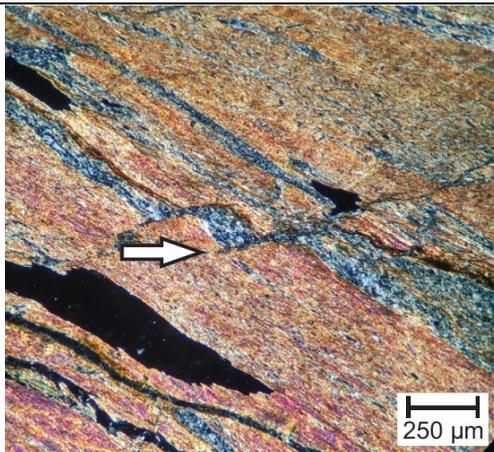
Orientaciones de folaciones C1 y C2. C1 está definida por la orientación preferencial de mica (1), y C2 es definida por microlitones (2) y micas más pequeñas orientadas oblicuamente a C1. Nícoles cruzados.



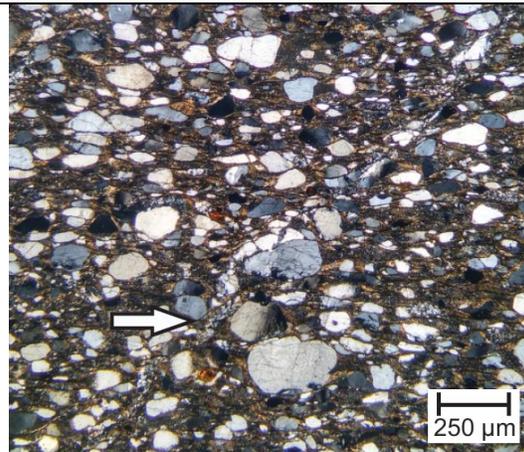
Microlitones con forma de sigmoide. Nícoles cruzados.



Foliación C1 definida por la orientación preferencial de clastos de cuarzo intercalados con dominios de mica. Nícoles cruzados.



Pliegue de arrastre localizado en un plano de dislocación asociado a S3. Nícoles cruzados.

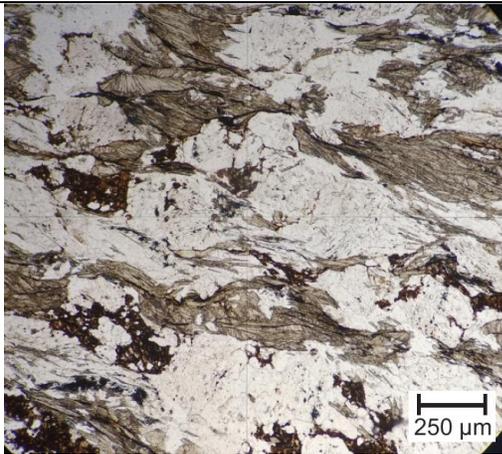


Plano de fractura por cizalla asociado a C3 cortando el dominio granolepidoblastico. Nícoles cruzados.

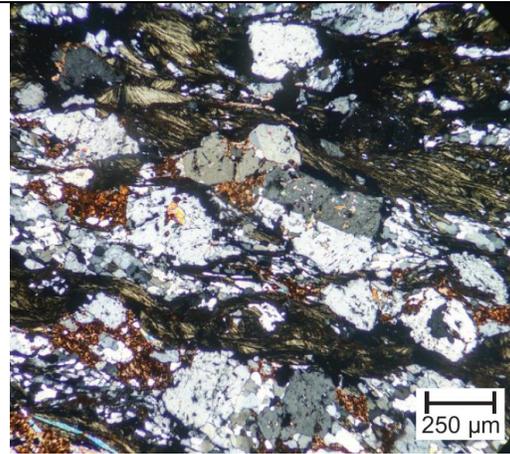
Muestra	Coordenadas UTM	Litología
COA 08	14Q - 520,915.154 m E - 1,989,449.886 m N	Litodema Coacalco

Descripción: Esquisto verde de textura cristalolepidoblástica. La mineralogía consiste en albita/oligoclasa (con textura poikiloblástica deformada y seritización), cuarzo, clorita, muscovita, óxidos y calcita. Los cristales de plagioclasa y de cuarzo tienen deformación intracrystalina, evidenciada por su extinción ondulante, y recrystalización ya que se observan sigmoides y porfidoclastos de plagioclasa con sombras de presión. Los cristales de cuarzo además presentan puntos triples, migración de borde de grano y microfracturas.

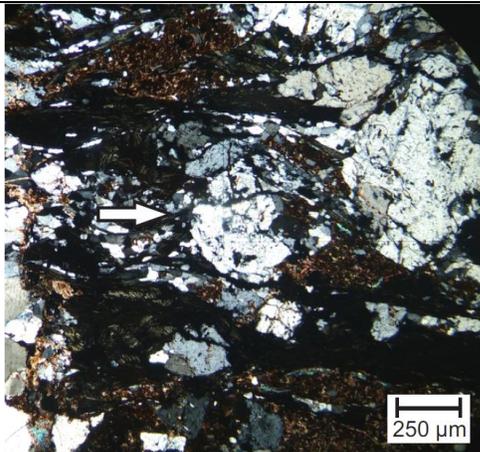
La roca tiene una foliación discontinua, anastomosada, C1, definida por la orientación preferencial de micas, agregados minerales y dominios de óxidos. Las micro-estructuras observadas sugieren dos fases de deformación. La primera fase es evidenciada por la orientación preferencial de los cristales de cuarzo y la orientación de las inclusiones en la plagioclasa C1. La segunda fase de deformación está representada por la rotación de la textura poikiloblástica en los cristales de plagioclasa, los sigmoides y los porfidoclastos; indicando un cizallamiento sinistral C1.



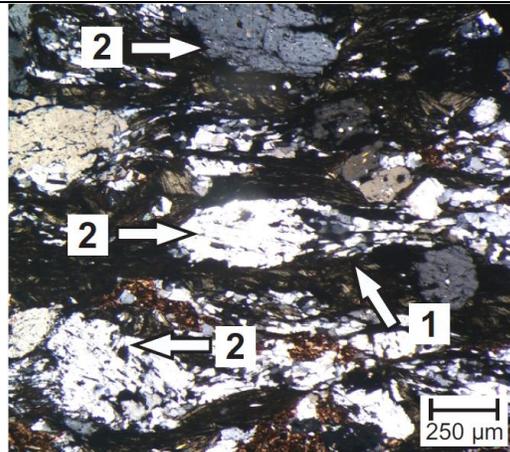
Foliación C1 definida por dominios de clorita y cristales orientados. Luz paralela.



Cristales orientados de plagioclasa, clorita, cuarzo y cúmulos de óxido. Nícoles cruzados.



Porfidoclasto δ de cuarzo con cinemática sinistral. Nícoles cruzados.

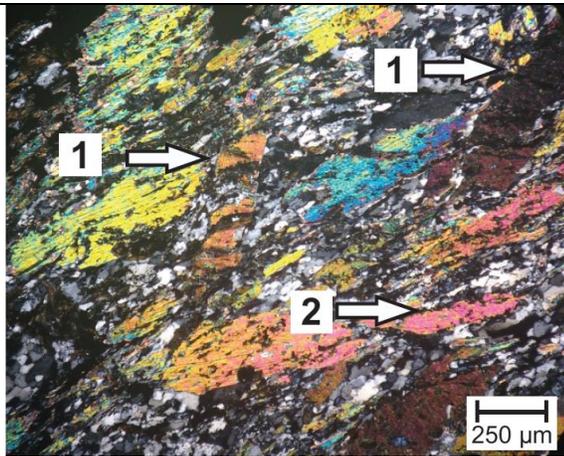


Cristales orientados de plagioclasa con textura poikiloblástica S1 (2) formando sigmoides y presentando sombras de presión (1). Nícoles cruzados.

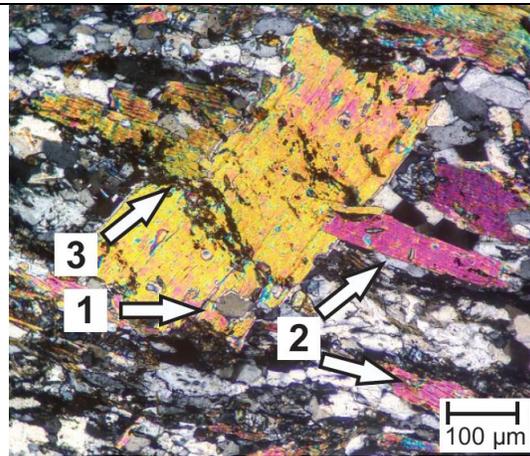
Muestra	Coordenadas UTM	Litología
LAC 01	14Q - 519,665.503 m E - 1,988,913.887 m N	Litodema Coacalco

Descripción: Esquisto verde con textura granolepidoblástica. La mineralogía consiste en cuarzo, muscovita, titanita clinozoisita, epidota, óxidos y calcita (rellenando fracturas). Los cristales más grandes de muscovita tienen una textura decusada, intercrecimiento de una segunda generación de muscovita y fracturamiento por extensión. Los cristales de cuarzo presentan deformación intracrystalina, evidenciada por su extinción ondulante. Los cristales de cuarzo además presentan estructuras de recristalización como puntos triples, *bulging* y deformación de régimen frágil como microfracturas.

La roca tiene una foliación S1 espaciada definida por la orientación preferencial de micas de gran tamaño. Adicionalmente, presenta una foliación S2 discontinua, ondulosa, definida por la orientación preferencial de una segunda generación de mica, cuarzo, titanita y dominios de material insoluble. Las micro-estructuras observadas sugieren tres fases de deformación. La primera fase está representada por el crecimiento de micas de gran tamaño en dominios de clivaje. La segunda fase de deformación es evidenciada por el crecimiento de mica más pequeña paralelas a los dominios de cuarzo recristalizado. La tercera fase es evidenciada por el microfracturamiento.



Foliación S1 (1) formada por micas de gran tamaño con orientación discordante a S2 (2). S1 tiene cristales de muscovita fracturados por extensión (1). Nícoles cruzados.

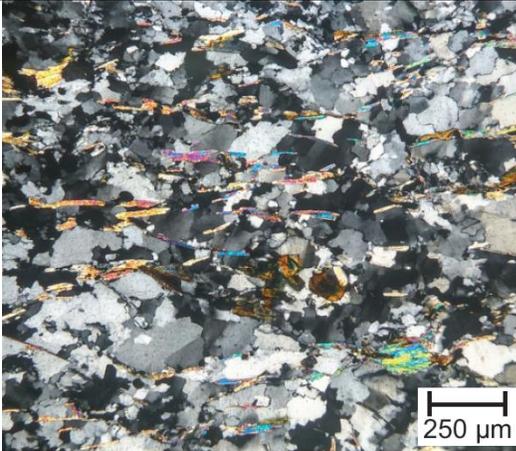


Cristal de muscovita con textura decusada (1) y crecimiento de una segunda generación de mica (2) y titanita (3) orientada. Nícoles cruzados.

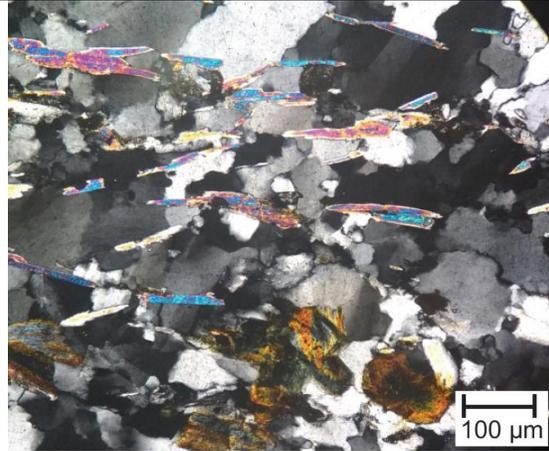
Muestra	Coordenadas UTM	Litología
COA 07	14Q - 520,915.154 m E - 1,989,449.886 m N	Litodema Coacalco

Descripción: Esquisto verde con textura granoblástica. La mineralogía consiste en cuarzo, muscovita, clorita, pirita, óxidos y titanita (fragmentos). Los cristales de cuarzo presentan estructuras de recristalización como puntos triples y *bulging*; mientras que los cristales de muscovita se presentan con formas sigmoidales. La roca tiene una foliación S1 discontinua definida por la incipiente orientación preferencial de cristales de mica y de cuarzo. Las micro-estructuras observadas sugieren una fase de deformación evidenciada por la orientación preferencial de minerales.

COA 07



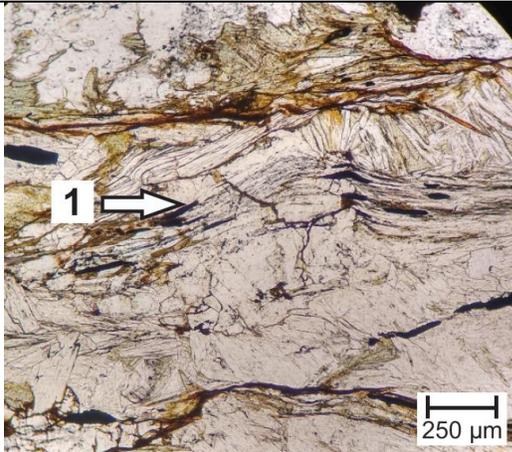
Foliación S1 formada por la orientación de cristales de muscovita y clorita. Nícoles cruzados.



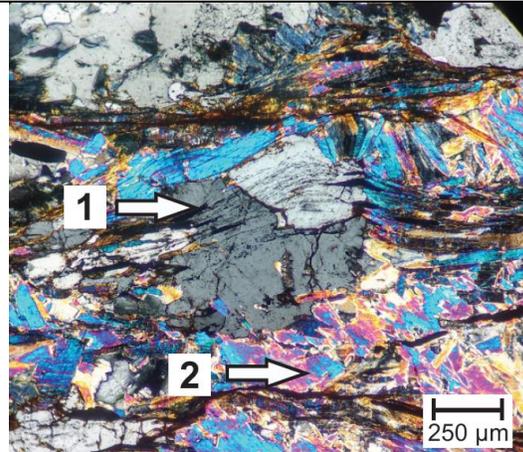
Peces de mica y cristales de cuarzo con extinción ondulante y puntos triples. Nícoles cruzados.

Muestra	Coordenadas UTM	Litología
TLA 01	14Q - 520,915.154 m E - 1,989,449.886 m N	Litodema Tlanipatla
<p>Descripción: Anfibolita de textura cristaloblástica con microlitones deformados de cuarzo. La mineralogía consiste de cuarzo, muscovita, albita (con textura poikiloblástica), granate (con textura poikiloblástica y alteración a clorita), cloritoide (reemplazando a albita), tremolita, biotita, clorita, óxidos y circón. Las fases minerales representan facies de anfibolita con retrogresión a esquisto verde. Los cristales de cuarzo tienen deformación intracristalina, evidenciada por su extinción ondulante, y estructuras de recristalización como migración de borde de grano y puntos triple.</p> <p>La roca tiene una foliación S1 continua definida por la orientación preferencial de forma de los cristales de plagioclasa y cuarzo, así como la textura poikiloblástica del granate. A la foliación S1 se le sobrepone una foliación C1 definida por dominios de mica y cristales de albita y cuarzo orientados. A las texturas anteriores se les sobrepone un incipiente clivaje de crenulación C2 definido por el plegamiento de la mica y material insoluble, así como el crecimiento de una segunda generación de mica. Las micro-estructuras observadas sugieren tres fases de deformación. La primera fase de deformación está representada por la textura poikiloblástica de los cristales de granate y plagioclasa. La segunda fase está evidenciada por la foliación penetrativa C1, la rotación de porfidoclastos tipo σ de granate e imbricaciones que acusan un cizallamiento dextral. Finalmente la tercera fase es evidenciada por el clivaje de crenulación C2 con cinemática dextral observable en los dominios de mica.</p>		

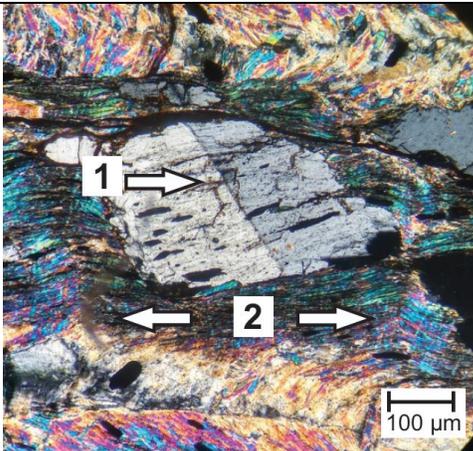
TLA 01



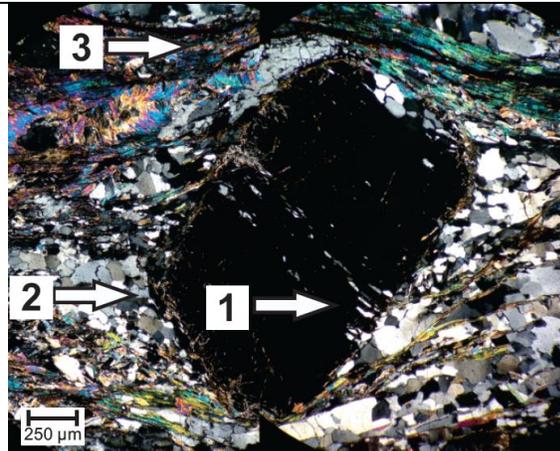
Clivaje local C1 (1) en cristales de feldespato, muscovita y clorita. Luz paralela.



Cristales de plagioclasa, clorita, muscovita y cuarzo. Los cristales de plagioclasa están deformados por una zona de cizalla local paralela a la orientación de micas (1). La foliación S1 está definida por cristales de muscovita de mayor tamaño (2). Nícoles cruzados.



Porfidoclasto de plagioclasa con textura poikiloblástica (1) paralela a C1. La foliación C1 está plegada por bandas de crenulación (2) dextrales. En los bordes se aprecia el plegamiento de S1. Nícoles cruzados.

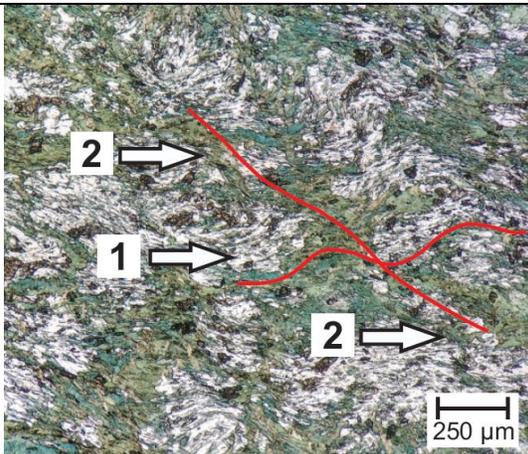


Porfidoclasto de granate rotado con textura poikiloblástica (1) y sombras de presión de cuarzo (2) y alteraciones de borde a clorita. La cinemática del porfidoclasto es dextral. La foliación C2 está definida por dominios de mica (3). Nícoles cruzados.

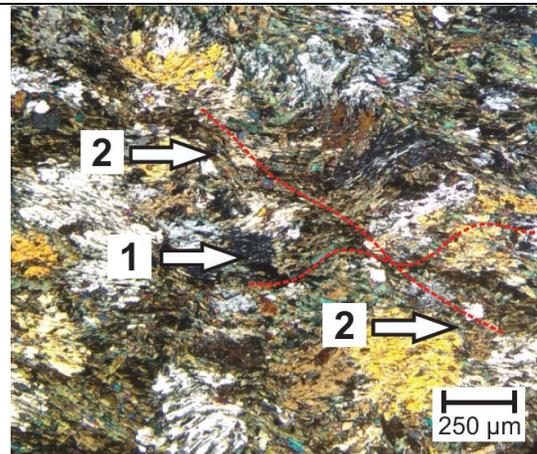
Muestra	Coordenadas UTM	Litología
TLA 03	14Q - 522,223.849 m E - 1,989,298.757 m N	Litodema Tlanipatla

Descripción: Anfibolita de textura granolepidoblástica. La mineralogía consiste en albita (con textura poikiloblástica), clorita, epidota, actinolita (siendo reemplazada por clorita), clinozoisita, titanita, cuarzo, calcita (rellenando fracturas) y circón. El reemplazamiento de actinolita por clorita indica facies retrógradas de esquistos verde.

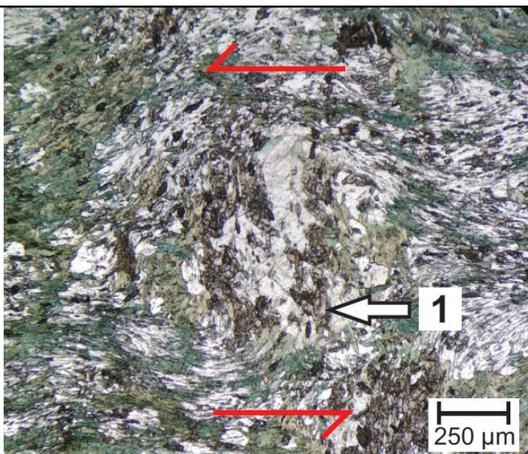
Esta roca presenta una foliación S1 anastomosada, continua, definida por la orientación preferencial de mica, cristales de albita elongados y cristales de titanita. A la foliación S1 se le sobrepone un clivaje de crenulación C1 evidenciado por un segundo crecimiento de cristales de clorita y por el plegamiento de S1. Adicionalmente, se observan vetillas rellenas de calcita. Las micro-estructuras observadas sugieren cuatro fases de deformación. La primera fase está representada por el acortamiento uniaxial de la albita, y la orientación preferencial de la titanita y epidota; que en conjunto forman S1. La segunda fase está representada por las estructuras de cizalla sinistral como la rotación de porfidoclastos y la deformación de los cristales de albita. La tercera fase de deformación está representada por los microplegues y microfracturas asociadas al clivaje de crenulación. Y la última fase está representada por las vetillas rellenas de calcita.



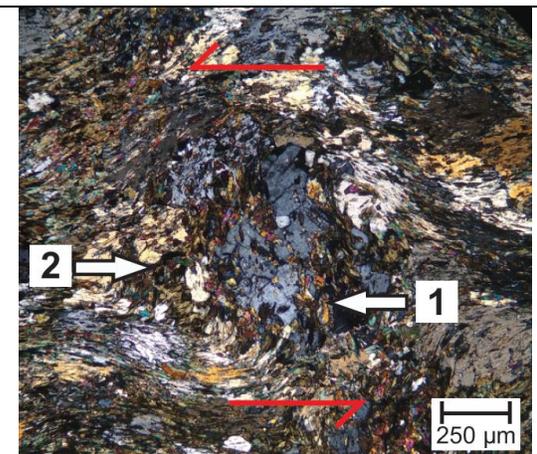
Foliación S1 (1) compuesta por clorita, anfíboles y titanita. Un clivaje de crenulación (2) deforma todas las estructuras. Luz paralela.



Foliación S1 (1) compuesta por clorita, anfíboles y titanita. Un clivaje de crenulación (2) deforma todas las estructuras. Nícoles cruzados.



Porfidoclastos tipo δ de cuarzo fracturado y titanita (1) con sombras de presión rellenas de clorita. Luz paralela.

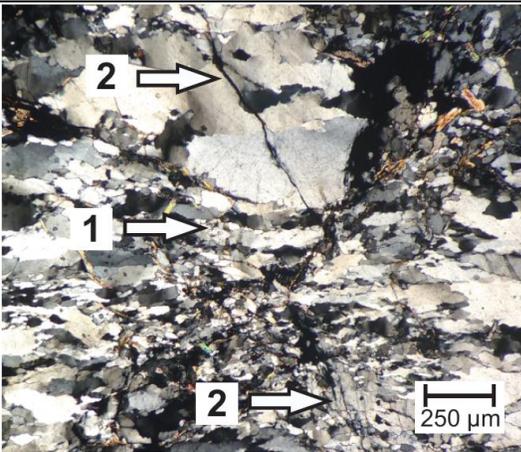


Porfidoclastos tipo δ de cuarzo fracturado y titanita (1) con sombras de presión rellenas de clorita (2). Nícoles cruzados.

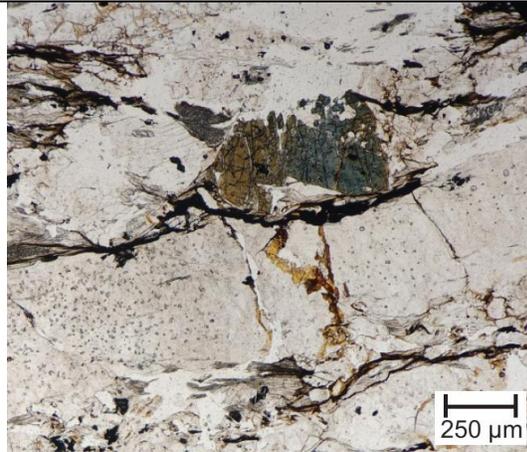
Muestra	Coordenadas UTM	Litología
CTX 02	14Q - 522,292.381 m E - 1,989,540.909 m N	Litodema Cuatlaxtecoma

Descripción: Esquisto verde de textura cristaloblástica. La mineralogía consiste en cuarzo, muscovita, titanita, óxidos, feldespato (fragmentos), turmalina y circón. Los cristales de cuarzo presentan estructuras de deformación intracristalina, como extinción ondulante y lamelas de deformación; y estructuras de recrystalización como *bulging* y migración de borde de grano.

La roca tiene una foliación S1 discontinua, anastomosada, definida por la orientación preferencial de mica y material insoluble en los dominios de clivaje y cuarzo con orientación preferencial en microlitones. Las microestructuras observadas siguieren dos fases de deformación: La primera fase está evidenciada por la orientación preferencial de los cristales de cuarzo y muscovita, mientras que la segunda fase está evidenciada por el fracturamiento ortogonal a la foliación.



Cristales de cuarzo con extinción ondulante (1), orientación preferencial y con intercalaciones de muscovita; que en conjunto forman S1. La foliación penetrativa está siendo afectada por una serie de fracturas (2). Nícoles cruzados.

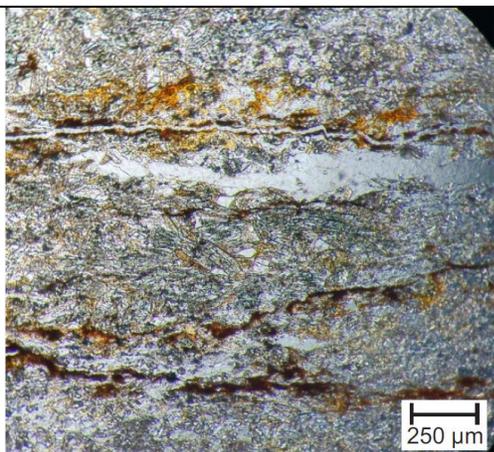


Porfidoclasto de turmalina orientado con S1 y fracturado. Luz paralela.

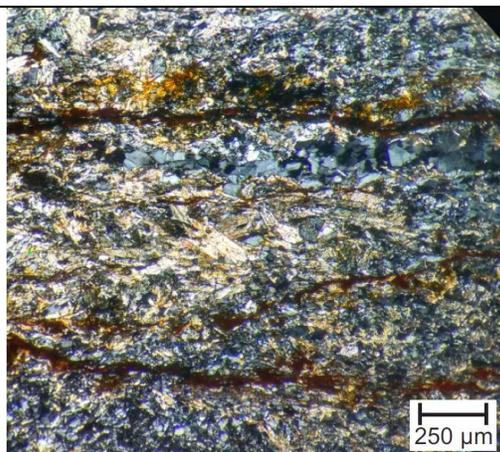
Muestra	Coordenadas UTM	Litología
GRT 01	14Q - 516,044.048 m E - 1,983,025.336 m N	Granitoide Teticic

Descripción: Granitoide de textura cristaloblástica con alto contenido de mica. La mineralogía consiste de cuarzo, clorita (como alteración de anfíboles), actinolita, tremolita, epidota (como inclusión en cuarzo), muscovita, titanita, feldespato (fragmentos), óxidos y circón. La mineralogía y el reemplazamiento de anfíbol por clorita, acusan facies retrógradas de anfíbolita a esquisto verde. Los cristales de cuarzo presentan una ligera extinción ondulante y recrystalización, mientras que los minerales micáceos definen una orientación preferencial incipiente. La roca tiene una foliación S1 discontinua anastomosada y poco penetrativa, evidenciada por la orientación de mica, cristales de cuarzo y dominios de material insoluble. Adicionalmente, la roca tiene fracturas rellenas de óxido.

GRT 01



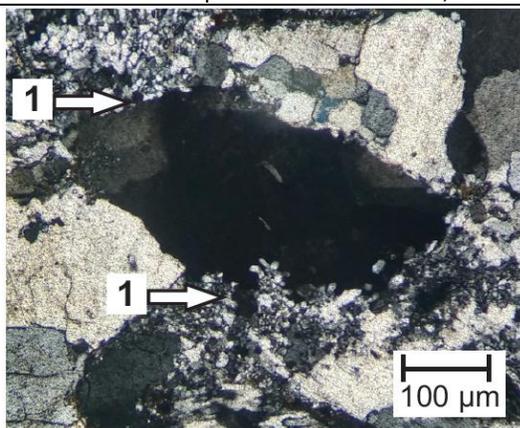
Dominios de clorita y anfíboles ligeramente orientados intercalados con dominios de cuarzo recristalizado. Luz paralela.



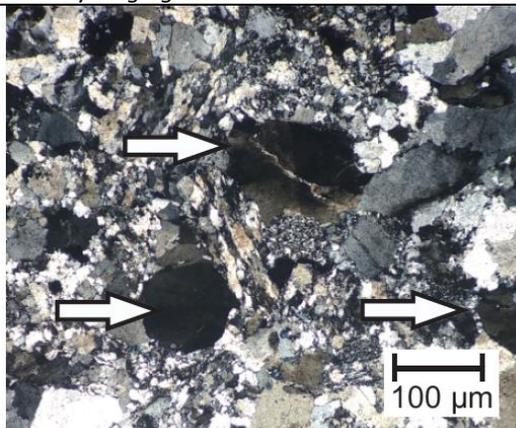
Dominios de clorita y anfíboles ligeramente orientados intercalados con dominios de cuarzo recristalizado. Nícoles cruzados.

Muestra	Coordenadas UTM	Litología
TOM 07	14Q - 522,292.381 m E - 1,989,540.909 m N	Formación Cualac

Descripción: Conglomerado de textura granoclástica. La mineralogía consiste en cuarzo, feldespato (con sericitación), muscovita (fragmentos), óxidos y circón. Los cristales de cuarzo de los clastos de cuarcita presentan estructuras de deformación intracristalina como extinción ondulante; así como estructuras de recristalización como *bulging* y puntos triples dentro de los clastos. La muscovita se encuentra formando parte de fragmentos redondeados de filitas. Los clastos de cuarcita y sus cristales de cuarzo no presentan una orientación preferencial, mientras que los clastos de filita están rodeados por micro-fracturas paralelas a su foliación. En los contactos de los clastos de cuarcita de grano grueso y fino se observan estructuras de recristalización como contactos suturados y *bulging*; y estructuras de deformación intracristalina como lamelas de deformación continuas entre clastos de cuarcita. Las micro-estructuras observadas indican una fase de deformación de acortamiento evidenciada por la presencia de fracturas paralelas a la foliación, lamelas de deformación y *bulging* entre los clastos de cuarcita.



Clasto de cuarzo con estructuras de recristalización (*bulging*) en su borde adyacente con un clasto de grano fino (1). Nícoles cruzados.



Clastos de cuarzo con lamelas de deformación similares separados por clastos de grano fino. Nícoles cruzados.

Anexo III Marco teórico

La termocronología o termocronometría (Berger y York, 1981) estudia la historia térmica de una roca, mineral o un terreno geológico, apoyándose en el registro de la evolución de un sistema radio-isotópico en un mineral, el cual depende de la temperatura (Reiners *et al.*, 2005a). La termocronología de baja temperatura es la disciplina que usa termocronómetros cuyas evoluciones térmicas se desarrollan por debajo de los 300°C. La diferencia entre la termocronología y la geocronología es que la primera se enfoca en determinar la evolución temporal y térmica de un proceso geológico, mientras que la geocronología se enfoca en estimar la edad absoluta de un evento geológico, con poco interés en su evolución a través del tiempo (Reiners *et al.*, 2005a). En este trabajo, se utilizaron dos sistemas termocronológicos de baja temperatura: 1) el sistema (U-Th)/He en apatito y 2) el sistema (U-Th)/He en circón. Se eligieron estos sistemas porque el rango de temperatura que abarcan en conjunto, de 60° a 200°C aproximadamente, se ubica en las partes más someras de la corteza terrestre. Los fundamentos, características y utilidad de cada uno de estos termocronómetros serán descritas en los siguientes apartados.

III.1. Fundamentos de la termocronología

III.1.1. Decaimiento radiactivo

El decaimiento radiactivo es el proceso natural en el cual átomos inestables, o isótopos padre, se transforman espontáneamente a una forma más estable por la emisión de partículas, o isótopos hijo, y energía de irradiación (Faure, 1977; Dickin, 2005; Allègre, 2008). El decaimiento radiactivo puede resultar en la transformación del isótopo de un elemento en otro, y la tasa del proceso depende del número de isótopos padre restantes. De acuerdo con Rutherford y Soddy (1902), la tasa de decaimiento de un isótopo es proporcional a la cantidad de átomos restantes para cierto tiempo. A esta tasa se le conoce como vida media o constante de decaimiento radiactivo (λ), y representa la probabilidad de que un isótopo decaiga a una configuración más estable en un lapso de tiempo determinado (Fig. I.1).

El decaimiento de un isótopo puede ocurrir a través de una serie de diferentes mecanismos, transformando al isótopo inicial en otros elementos o isótopos hasta alcanzar un grado de estabilidad (Faure, 1998; Dickin, 2005; Allègre, 2008). Durante este proceso, la energía y partículas expulsadas por el decaimiento radiactivo pueden interactuar con el medio que los rodea. Los mecanismos por los cuales ocurre el decaimiento radiactivo son: el decaimiento beta negativo ($-\beta$), beta positivo ($+\beta$), alfa (α), captura de electrones, emisión de rayos gamma (γ) y fisión espontánea (Fig. I.2; Faure, 1977; Dickin, 2005; Allègre, 2008). En este trabajo, el mecanismo más importante para la termocronología es el decaimiento alfa.

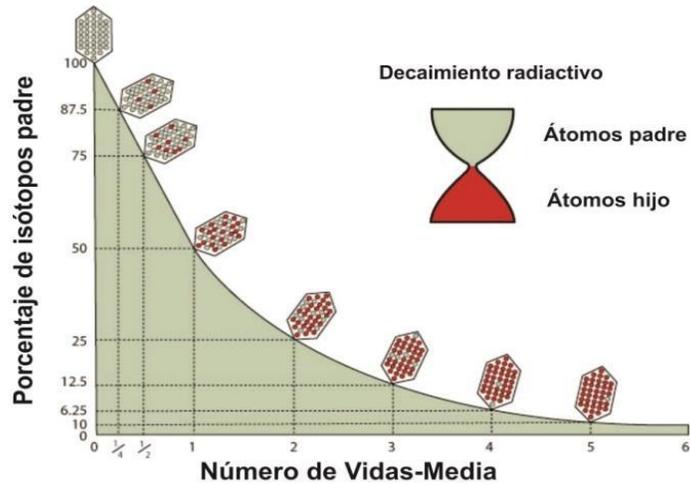
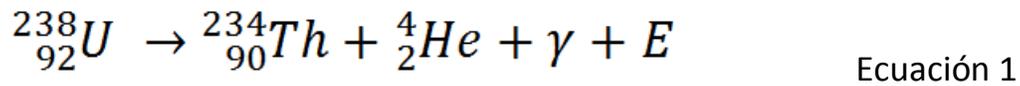


Figura III.1. Gráfico de la disminución de la proporción atómica de un isótopo debido al decaimiento radiactivo. Modificado de Allègre, 2008.

El decaimiento alfa ocurre cuando un isótopo pesado, o nucleído, como el ^{238}U (Fig. I.2.a), decae a una configuración más estable mediante la emisión de un átomo de ^4He , rayos gamma y energía (Ec. 1.; Lide y Frederikse, 1995; Faure, 1998; Dickin, 2005; Allègre, 2008). Durante este proceso hay una pérdida de masa en el núcleo del átomo inestable, equivalente a dos protones y dos neutrones, los cuales forman al ^4He , o partícula alfa.



Ecuación 1. Ecuación del decaimiento alfa para el ^{238}U . Los productos del decaimiento son ^{234}Th , una partícula alfa, rayos gamma y energía (Faure, 1977).

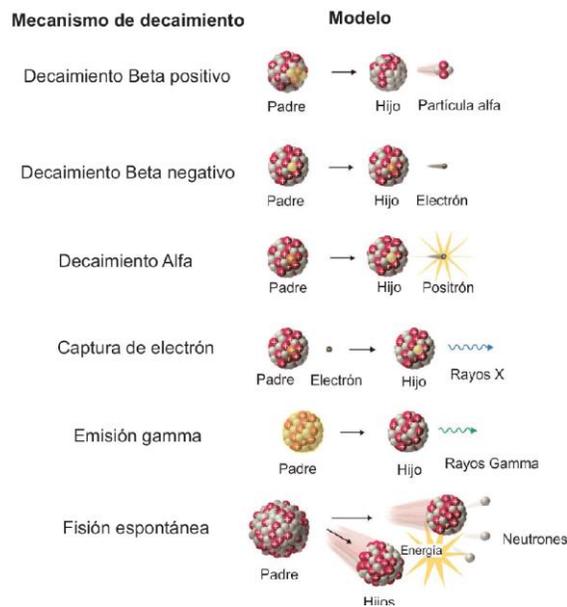


Figura III.2. Mecanismos de decaimiento.

III.1.2. Temperatura de cierre

La temperatura de cierre es un punto en el tiempo en el cual los productos móviles del decaimiento radiactivo, o productos radiogénicos, se vuelven inmóviles dentro de un sistema y alteran permanentemente la estructura cristalina del mineral que los contiene. El término movilidad hace referencia a la rápida difusión de los productos radiogénicos fuera del sistema en función de la alta tasa de recuperación de una red cristalina perturbada (Dodson, 1973). Esta movilidad depende de la temperatura, por lo que a altas temperaturas T_i , los productos radiogénicos (hijos) escapan a la misma tasa a la que son producidos y no hay acumulación de éstos (Fig. 2.3), mientras que a baja temperatura T_f , hay mayor contenido de productos radiogénicos debido a que se acumulan por su baja tasa de escape. La acumulación de productos radiogénicos es una transición desde el tiempo inicial t_i , hasta su análisis, t_f (Dodson, 1973).

La edad aparente de cierre de un sistema se define en una curva en el espacio temperatura de cierre vs. tiempo (Fig. 4.4). Cada sistema isotópico o mineral tiene una temperatura de cierre efectiva T_c , cuya edad aparente t_c está determinada por la acumulación efectiva de los productos radiogénicos en relación a los isótopos padres en el sistema.

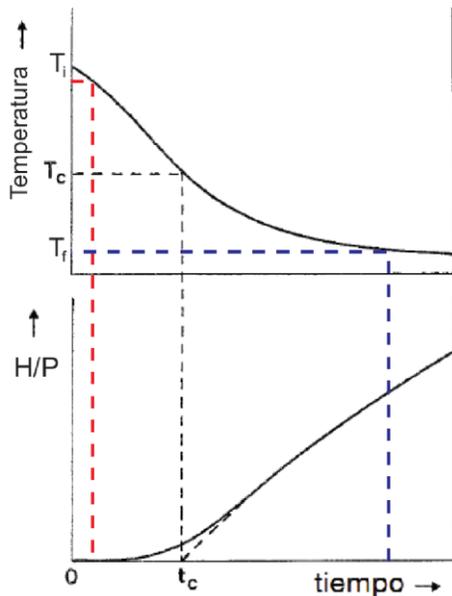


Figura III.3. Representación gráfica de la temperatura de cierre (T_c) en función de la acumulación de productos radiogénicos (H/P) y el tiempo t . H/P: Relación isotópica Hijos/Padre. Modificado de Dodson, 1973.

Debido a las múltiples variaciones que puede tener la temperatura de cierre en un mismo mineral, por sus variaciones composicionales, su determinación puede darse a partir de experimentos comparativos en el laboratorio o mediante modelado numérico (Dodson, 1973; Reiners *et al.*, 2005a). La Tabla 2.1 muestra diferentes temperaturas de cierre para varios termocronómetros.

Sistema de decaimiento	Mineral	Presión aproximada (% σ)	Temperatura de cierre ($^{\circ}$ C)
(U-Th)/Pb	circón	1-2	>900
	titanita	1-2	550-650
	monazita	1-2	~700
	apatito	1-2	425-500
$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	hornblenda	1	400-600
	biotita	1	350-400
	muscovita	1	300-350
	feldespato K	1	150-350
Trazas de fisión	titanita	6	(a) 240-300 (b) 380-420
	circón (a) sin daño (b) con daño	6	(a) 330-350 (b) 230
	apatito	8	60-150
(U-Th)/He	titanita	3-4	160-220
	circón	3-4	160-200
	apatito	3-4	55-80

Tabla III.1. Temperaturas de cierre de los termocronómetros más comunes. Modificado de Reiners *et al.*, 2005a.

III.2. Termocronología de (U-Th)/He

III.2.1. Fundamento del método

La termocronología de gases nobles es una técnica de la termocronología que se apoya en la cuantificación del gas He, como producto del decaimiento radiactivo de átomos inestables. Ello permite determinar la edad a la cual el sistema isotópico se cerró y empezó a retener He; aprovechando la incompatibilidad de los gases nobles para formar compuestos silicatados (Harrison y Zietler, 2005).

El fechamiento con el sistema (U-Th)/He (Rutherford, 1905; Strutt, 1905, Zietler *et al.*, 1987) se basa en la acumulación de partículas alfa producidas por el decaimiento del ^{238}U , ^{235}U , ^{232}Th y ^{147}Sm en un mineral (aunque la producción de ^4He a partir del ^{147}Sm algunas veces se considera despreciable; Harrison y Zietler, 2005). La acumulación del ^4He en el mineral depende de la difusión de las partículas de ^4He fuera del cristal debido al incremento de la temperatura.

Para conocer la edad de la temperatura de cierre en función del contenido de ^4He en el sistema (U-Th)/He se usa la Ecuación 2 (Farley, 2002). En esta ecuación se consideran los contenidos de U, Th y He medidos en el laboratorio (se ignora el Sm), junto con las constantes de decaimiento

radiactivo de cada isótopo ($\lambda_{238} = 1.551 \times 10^{-10} \text{ a}^{-1}$, $\lambda_{235} = 9.849 \times 10^{-10} \text{ a}^{-1}$, $\lambda_{232} = 4.948 \times 10^{-11} \text{ a}^{-1}$), para calcular iterativamente la edad del cierre t del sistema (Farley y Stockli, 2002).

$$He = 8^{238}U(e^{\lambda_{238}t} - 1) + 7 \left(\frac{^{238}U}{137.88} \right) (e^{\lambda_{235}t} - 1) + 6^{232}Th(e^{\lambda_{232}t} - 1)$$

Ecuación 2

Ecuación 2. Ecuación para determinar la edad de la temperatura de cierre en función de la concentración del ^4He , ^{238}U , ^{235}U , ^{232}Th y del decaimiento radiactivo. Donde λ es la constante de decaimiento ($\lambda_{238} = 1.551 \times 10^{-10} \text{ a}^{-1}$, $\lambda_{235} = 9.849 \times 10^{-10} \text{ a}^{-1}$, $\lambda_{232} = 4.948 \times 10^{-11} \text{ a}^{-1}$) y t es la edad. Farley, 2002.

Esta ecuación sirve para muestras con edades de cristalización mayores a 1 Ma, ya que asume un equilibrio secular entre las series de decaimiento de los isótopos padre del sistema. Es decir, la tasa de producción de isótopos hijo son mayores a la tasa de decaimiento de los mismos (Harrison y Zeitler, 2005). Para muestras con edades de cristalización menores a 1 Ma, la ecuación se modifica debido al desequilibrio secular (Farley, 2002). Además, la ecuación también asume ausencia de ^4He en el cristal fechado y un nulo ingreso de ^4He por fuentes externas, por ejemplo, en inclusiones (Lippolt *et al.*, 1994; Stockli *et al.*, 2000; Farley, 2002; Ehlers y Farley, 2003). Finalmente, para constreñir una edad de He confiable, a la edad calculada se le aplica una corrección por eyección alfa (Farley *et al.*, 1996). Dicha corrección está asociada con las dimensiones del cristal y su relación volumen/área de exposición.

Las ventajas que tiene el fechamiento por (U-Th)/He son la rápida evolución del sistema a través del tiempo, sus bajas temperaturas de cierre, la fácil adquisición de muestras con U o Th, la fácil medición de sus isótopos y la baja probabilidad de contaminación atmosférica (Zietler *et al.*, 1987; Wolf *et al.*, 1998; Farley, 2002; Harrison y Zietler, 2005; Reiners, 2005).

Las desventajas de este fechamiento se deben a la posible alteración de edades por variaciones térmicas, la influencia de las inclusiones minerales en la edad, las imperfecciones cristalinas y el manejo de ácidos fuertes (ácido fluorhídrico) durante el análisis de los minerales (Strutt, 1905; Farley, 2002; Farley y Stockli, 2002; Reiners, 2005).

III.2.2. Eyección alfa

Para cualquier fechamiento por (U-Th)/He, independientemente del mineral fechado, hay que considerar las consecuencias cinéticas del decaimiento alfa. El decaimiento alfa provee energía cinética (Ec. 1) a las partículas de ^4He con una magnitud suficiente para que éstas sean distanciadas del isótopo padre algunos micrómetros hasta ser detenidas en la misma red cristalina del mineral (Ziegler, 1977; Farley *et al.*, 1996). La distancia de detención de las partículas depende de la densidad de cada mineral y del isótopo que está decayendo (Farley *et al.*, 1996). A este fenómeno se le conoce como eyección alfa. Hay dos posibles consecuencias de la eyección alfa dependiendo de dónde se encuentre el isótopo padre (Fig. III.4.a): 1) Si el isótopo padre se

encuentra lejos de los bordes, a una distancia mayor a la de detención, la partícula alfa se retendrá dentro del cristal independientemente de su trayectoria. 2) Si el isótopo padre se encuentra cerca de los bordes, a una distancia menor a la de detención, hay una probabilidad de hasta el 50% (Fig. III.4.b) de que la partícula alfa sea eyectada fuera del cristal. Esta última opción, en raras ocasiones, puede implantar partículas de ^4He en cristales muy cercanos (Fig. III.5.a; Farley y Stockli, 2002).

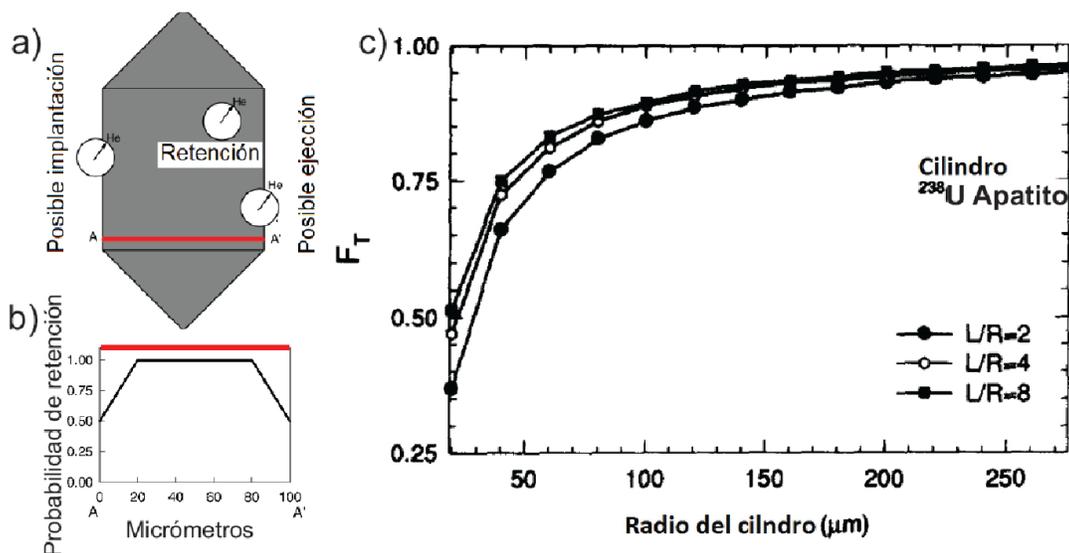


Figura III.4. a) Efectos de la eyección alfa. Los círculos blancos indican la posible distancia de detención de las partículas alfa, y las flechas indican una posible trayectoria de detención. b) Sección A-A' en un cristal de 100 μm que muestra las probabilidades de retención de ^4He . c) Gráfico de corrección F_T para el decaimiento alfa del isótopo ^{238}U en un modelo cilíndrico de radio (R) y longitud (L) variable. Modificado de Farley *et al.*, 1996, y Farley, 2002.

Debido a la eyección alfa, la distribución de los isótopos hijo en el cristal no es homogénea y cerca de los bordes (20 μm aproximadamente) hay una pérdida de ^4He (Farley *et al.*, 1996). La magnitud de esta pérdida por eyección está controlada por la relación de la superficie y el volumen del cristal (Ehlers y Farley, 2003), y de no ser corregida, se subestimarán las edades.

Para corregir esto Farley *et al.* (1996), desarrollaron una corrección F_T para la eyección alfa usando la relación de la superficie y el volumen del cristal (β), en combinación con la distancia de detención de las partículas alfa (Ec. 3; Farley *et al.*, 1996; Farley, 2002). Para ello, calcularon correcciones F_T para diferentes isótopos en diferentes minerales, a través de cálculos analíticos y modelado Monte Carlo en esferas, cubos y cilindros (Fig. III.4.c). Posteriormente, Farley (2002), expande su trabajo y presenta los modelos de corrección para prismas hexagonales de apatitos (Ec. 4) y prismas tetragonales de circones (Ec. 6 y Tabla III.2).

$$F_{T_{promedio}} = a_{238} {}^{238}\text{U} F_T + (1 - a_{238}) {}^{232}\text{Th} F_T \quad \text{Ecuación 3}$$

Corrección F_T para (U-Th)/He.

$$F_T = 1 + a_1 \beta + a_2 \beta^2 \quad \text{Ecuación 4}$$

Corrección F_T para un isótopo.

$$a_{238} = \frac{1}{1.04 + 0.245 \frac{Th}{U}}$$

Ecuación 5

Ponderación de correcciones.

Mineral		Parámetro a_1	Parámetro a_2	Ecuación
Prisma hexagonal de apatito	^{238}U	-5.13	6.78	$\beta = \frac{2.31L + 2R}{RL}$
	^{232}Th	-5.90	8.99	
Prisma tetragonal de circón	^{238}U	-4.31	4.92	$\beta = \frac{4L + 2W}{WL}$
	^{232}Th	-5.00	6.80	

Tabla III.2. Parámetros específicos y ecuaciones para el cálculo de la corrección FT para prismas hexagonales y tetragonales. Donde L es la longitud del cristal, ignorando las culminaciones piramidales (Farley, 2002), R es la mitad de la distancia entre ápices del prisma (ancho), y W es el ancho del prisma. Los parámetros del ^{235}U son idénticos a los de ^{232}Th (Farley, 2002).

Un claro ejemplo de la variación de la corrección F_T se puede apreciar en la Figura III.4.c, en donde se muestra que para cristales de radio considerable ($>150 \mu\text{m}$), las correcciones F_T son menores y casi constantes (0.8-0.9). Cuando los cristales tienen radios menores a $80 \mu\text{m}$, la corrección F_T incrementa, lo que implica que cristales muy pequeños dan edades poco confiables (Farley, 1996).

Una inconsistencia del modelo de corrección propuesto por Farley *et al.* (1996) es que se asume que la distribución de isótopos padre en el cristal es homogénea, lo cual no siempre es verdadero. Para resolver esto, consideraron varios escenarios posibles y concluyeron que solo un zonedamiento extremo (una proporción de 11/1 de núcleo a bordes) podría provocar correcciones (Hourigan *et al.*, 2005) con errores de hasta en un 10%. Además, debido a que las edades de ^4He son calculadas con el contenido de isótopos radiogénicos (y no concentraciones), la estimación volumétrica exacta del mineral no afecta el cálculo de edades (Harrison y Zietler, 2005).

Para finalizar, las correcciones por eyección alfa se pueden minimizar mediante la minuciosa selección de cristales bajo el microscopio, dando preferencia a cristales grandes, completos y con geometrías prismáticas o proladas (Farley *et al.*, 1996; Farley, 2002).

III.2.3. Difusión

En el fechamiento por (U-Th)/He se asume que la fase de interés (^4He) está inmersa en un sistema donde inicialmente no existía, y que la pérdida de esta fase se debe a su difusión a través de la red cristalina (Harrison y Zietler, 2005). La difusión de gases nobles obedece la Primera Ley de Fick: la cual indica que el grado de transferencia de masa por unidad de área es proporcional al gradiente de concentración (Fick, 1855). Es decir, que para un sistema con una concentración determinada de partículas que se pueden mover en cualquier dirección por difusión, la dirección principal de movimiento será hacia donde haya una menor concentración de partículas.

Dentro de un sólido, los átomos migran en la red cristalina hacia zonas de menor concentración, como los bordes del cristal o fracturas internas, a través de saltos aleatorios entre los espacios vacantes de la red cristalina. La difusión atómica en una red cristalina puede ocurrir a través de 4 mecanismos de transferencia: 1) intercambio atómico, 2) intercambio de espacio intersticial, 3) movimiento de átomo hacia una vacante, y 4) reemplazamiento (Fig. 2.5; Harrison y Zeitler, 2005).

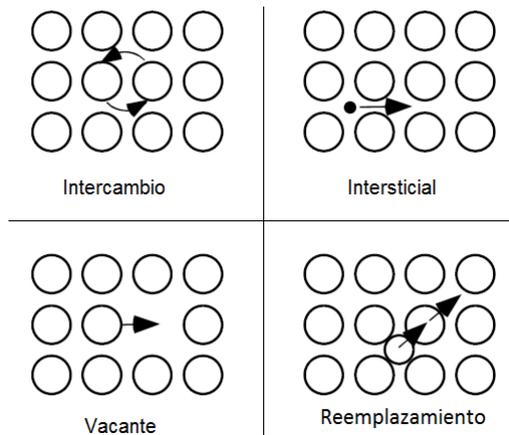


Figura III.5. Mecanismos de transferencia de partículas en la difusión (Harrison y Zeitler, 2005).

Los defectos de la red cristalina, los cuales forman vacantes para la transferencia de partículas, se forman por impurezas químicas y por procesos térmicos. Mientras que el movimiento de las partículas hacia una vacante depende de la temperatura y de su energía de activación. Debido a esta dependencia térmica, hay una mayor probabilidad de que un átomo tenga suficiente energía para trasladarse de una vacante a otra, por cualquiera de los procesos mencionados, por encima de una temperatura mayor al zero absoluto (Harrison y Zietler, 2005). Por lo que, conforme aumenta la temperatura, la probabilidad de difusión de un átomo se incrementa de manera exponencial. Esta dependencia de la temperatura en la difusión (D) se puede expresar en la siguiente relación:

$$D = D_0 \exp\left(-\frac{E}{RT}\right)$$

Ecuación 6

Ecuación 6. Ecuación de la difusión D . Donde E es la energía de activación, R es la constante de los gases nobles, T es la temperatura absoluta, y D_0 es el factor de frecuencia. Las unidades de la difusión son cm^2/s . Harrison y Zietler, 2005.

Sin embargo, aunque no esté implícito en la Ec. 9, recordemos que la difusión de átomos disminuye con el incremento de la presión, por la reducción de espacios en la red cristalina, lo que implica más energía para traslación de átomos.

La difusión del ^4He fuera del cristal por incremento de temperatura es la razón por la cual las edades de He puedan resultar más jóvenes de lo esperado. Es decir, un cristal sin contenido de ^4He acumulará ^4He en función de la temperatura y el tiempo a la que fue sometido (Fig. III.6.a). Mientras que en un cristal con ^4He previamente acumulado, y por lo tanto una edad de He, sometido a un incremento de temperatura, dará una edad que va a decrecer en función de la temperatura y del tiempo al que sea sometida (Fig. 2.6.b, Wolf *et al.*, 1998).

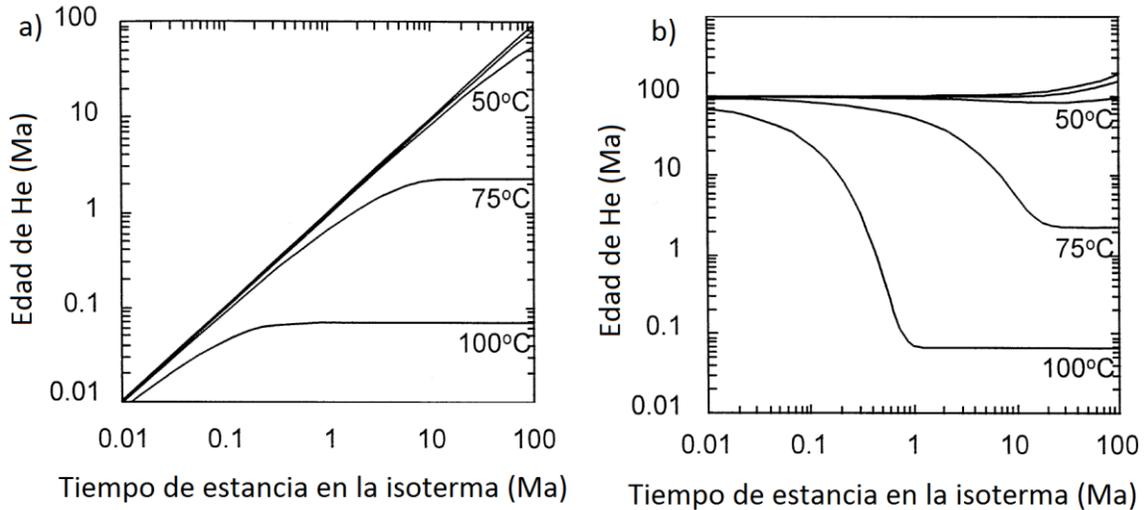


Figura III.6. a) Acumulación de ⁴He e incremento de edad en función de la temperatura y tiempo. b) Pérdida de He y disminución de la edad en función de la temperatura y tiempo. El sistema mostrado corresponde al de (U-Th)/He en apatito. Las líneas sin etiqueta corresponden a las temperaturas de 40 y 25 °C Modificado de Wolf *et al.*, 1998.

III.2.4. Zona de retención parcial

En la superficie de la Tierra, todos los termocronómetros están efectivamente cerrados, pero a profundidades y temperaturas corticales, los sistemas están abiertos o parcialmente abiertos. La zona térmica de transición de un sistema isotópico abierto a uno cerrado se conoce como Zona de Retención Parcial (*PRZ* por sus siglas en inglés, *Partial Retention Zone*; Wolf *et al.*, 1998). Dicha zona se considera una zona parcialmente estable para la retención de ⁴He (Wagner y Van Der Haute, 1992). La *PRZ* (Wolf *et al.*, 1998) es el rango de temperatura que corresponde a edades que abarcan del 10% al 90% del tiempo total de acumulación de ⁴He (Fig. III.7).

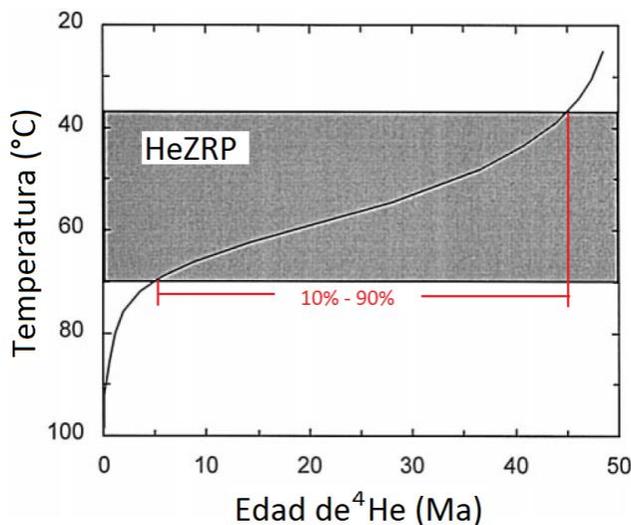


Figura III.7. Evolución de la edad del sistema (U-Th)/He en apatito, para un cristal de 50 Ma. La zona sombreada corresponde a la Zona de Retención Parcial (ZRP), en la cual las edades de ⁴He cambian rápidamente (Wolf *et al.*, 1998).

La PRZ está descrita en función de la temperatura necesaria para retener los productos isotópicos y el tiempo que tarda en alcanzar esta temperatura. Debido a esta relación, los límites térmicos de la PRZ no son constantes para un mismo sistema. Por ejemplo, para el sistema (U-Th)/He en apatitos bajo estabilidad tectónica, la PRZ es de entre 50° y 83°C para una edad final de 10 Ma, pero para una edad de 100 Ma, el rango es de entre 38° a 67°C (Wolf *et al.*, 1998). Para poder determinar estos rangos de temperaturas de manera precisa, es necesario modelarlos numéricamente (Wolf *et al.*, 1998) a partir de los datos de difusión obtenidos en pruebas de laboratorio. Ocasionalmente, la PRZ de varias muestras ayuda a definir de manera más precisa la historia térmica de una región (Wagner y Reimer, 1972; Wolf *et al.*, 1998; Farley y Stockli, 2002; Ehlers y Farley, 2005; Harison y Zietler, 2005; Spotila, 2005). Para una sola muestra, es necesario complementar la información con otro sistema isotópico como las trazas de fisión (Wagner *et al.*, 1997; Farley y Stockli, 2002).

III.2.5. Daño por radiación

La liberación de partículas alfa durante el decaimiento radiactivo es el principal factor que afecta la estructura de la red cristalina del mineral que las contiene (Nasdala *et al.*, 2001), degradándola, formando imperfecciones, y resultando en una red amorfa e isotrópica. Al fenómeno de degradación de la red cristalina por el decaimiento radiactivo se le conoce como metamictización (Erwing, 1993; Meldrum *et al.*, 1999). La metamictización genera imperfecciones que afectan la retención de productos radiogénicos en sistemas isotópicos que dependen de la retención de éstos. Por otro lado, las imperfecciones de la red cristalina puede recuperarse o “sanar” parcialmente (Nasdala *et al.*, 2001; Nasdala *et al.*, 2004), bajo condiciones de alta temperatura a través del tiempo, por debajo del punto de fusión del mineral (Nasdala *et al.*, 2001; Reiners, 2005).

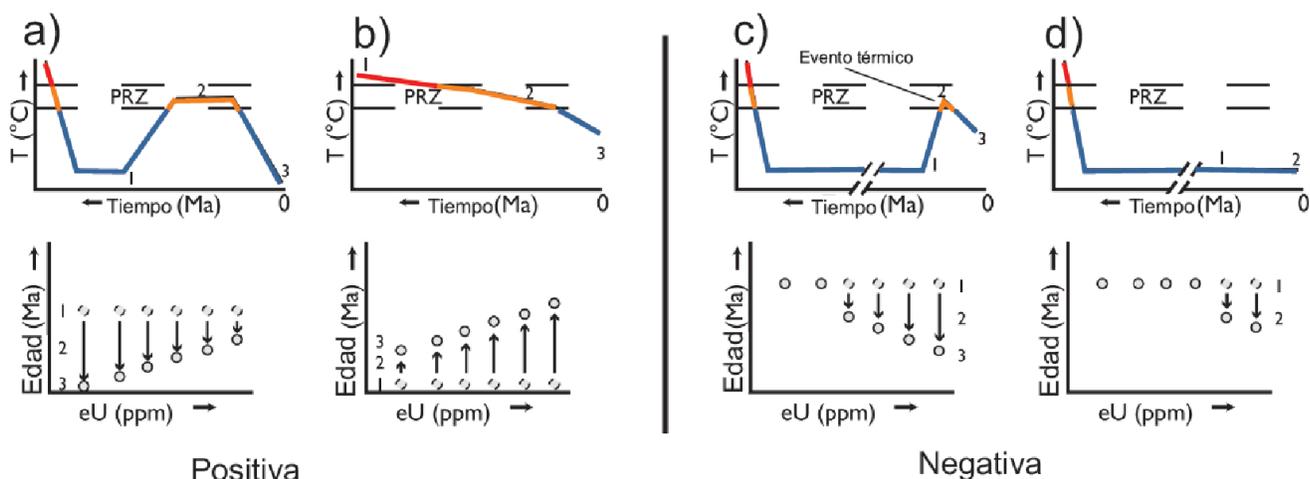


Figura III.8. Esquema de posibles historias térmicas que producen una tendencia de edad y eU. Las flechas indican la dirección de la variación de edad. a) Si la acumulación de ^4He es alta y la muestra experimenta un pulso térmico, la producción radiogénica sobrepasa a la pérdida por difusión. b) Si hay una estancia en la PRZ, el daño radiactivo puede formar trampas que favorecen la acumulación de He. c) Si el daño radiactivo es muy grande, debido a circones viejos, un pulso térmico rápido puede crear una gran pérdida de ^4He . d) Si los circones son muy viejos, hay metamictización y pérdida de ^4He . Modificado de Guenther *et al.*, 2013.

Este daño radiactivo, o dosis alfa, es estimado a partir de la concentración de uranio efectivo "eU", como una aproximación de la producción relativa de partículas alfa ($eU = U + 0.235 \text{ Th}$; Guenther *et al.*, 2013). En la mayoría de los casos, el daño radiactivo no corresponde a una función lineal del eU y del tiempo. Ello se debe a la complejidad de la cinemática de las partículas responsables del daño, los mecanismos de recuperación y las condiciones a las que fueron expuestas (Nasdala *et al.*, 2001; Reiners, 2005). Sin embargo, se han podido encontrar algunas explicaciones generales para conjuntos de edades de ^4He afectadas por el daño radiactivo (Guenther *et al.*, 2013): 1) Las tendencias positivas, edades de ^4He viejas para granos con alto eU, se pueden explicar por una baja pérdida de He debido a la alta concentración de eU, alta producción radiogénica (Fig. III.8.a) y mayor cantidad de "trampas" radiogénicas por daño radiactivo (Fig. III.8.b); y 2) Las tendencias negativas, o edades de ^4He jóvenes para granos con alto eU, se pueden explicar por una fácil difusión de ^4He de una red cristalina muy dañada y/o perturbada por eventos térmicos (Fig. III.9.c), o por simple metamictización (Fig. III.8.d; Reiners, 2005).

Algunas de las explicaciones propuestas para los efectos del daño radiactivo en cristales de apatito y circón son la formación de "trampas" de He (Guenther *et al.*, 2013). En apatito, el daño forma cavidades donde se acumula el ^4He , disminuyendo su difusión y reflejándose en edades más viejas para apatitos con alto eU (Fig. III.8.a). Mientras que para el circón, el daño radiactivo forma discontinuidades que incrementan la tortuosidad de la trayectoria de difusión de las partículas, reflejándose en edades más viejas en circones con alto eU. Estas propuestas son factibles si los cristales no han sufrido demasiado daño radiactivo.

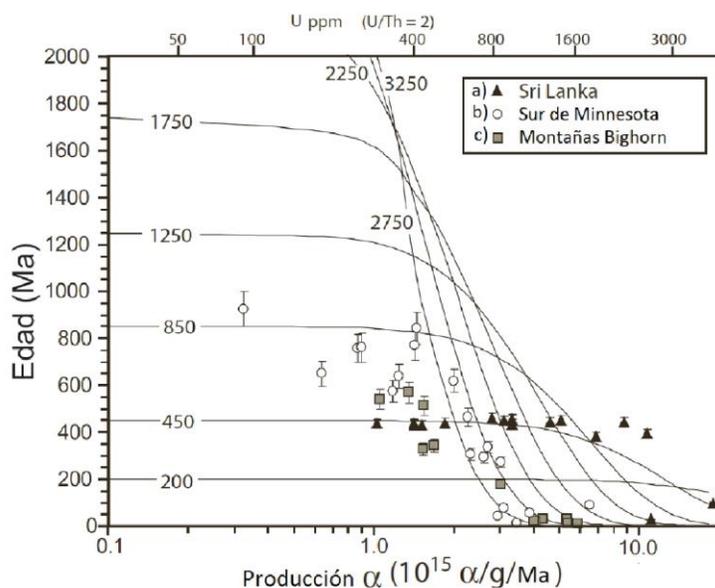


Figura III.9. Tendencias en el decremento de edad de ^4He en los circones recopilados por Reiners. a) Circones de Sri Lanka, edad de cristalización $\sim 440 \text{ Ma}$. b) Circones del Sur de Minnesota, edad de cristalización $\sim 2.6\text{-}3.6 \text{ Ga}$. c) Circones de las Montañas Bighorn, edad de cristalización $\sim 2.8 \text{ Ga}$. La concentración de U (ppm) representa el aporte efectivo de isótopos padre al sistema, no representa la concentración total de U y/o Th. Modificado de Reiners, 2005.

Un ejemplo de cómo se pueden apreciar los efectos del daño radiactivo fue recreado por Reiners (2005) en el sistema (U-Th)/He en circón. Dicho autor muestra edades de circones con historias térmicas similares y alteradas por daño radiactivo (Fig. III.9), en donde circones jóvenes ($\sim 440 \text{ Ma}$) tienden a tener un menor daño radiactivo debido al poco tiempo de influencia, a pesar de tener altas producciones de partículas alfa. Mientras que los circones viejos (2.6 a 3.6 Ga) tienden a tener mayor daño radiactivo, a pesar de tener una menor producción de partículas alfa.

Las variaciones en las edades de ^4He por metamictización se pueden minimizar mediante la minuciosa selección de cristales sanos bajo el microscopio y mediante la caracterización de las concentraciones de U con espectrometría Raman (Nasdala *et al.*, 2001), seleccionando cristales poco zonados, sin texturas metamícticas o muy redondeados (viejos), y evitando concentraciones muy altas de U y Th.

III.2.6 Interpretación de perfiles de edad

Las edades de He en circón y apatito registran el enfriamiento de las rocas por levantamiento a niveles más superficiales. La explicación de cuándo y cómo fue realizado este proceso es el objetivo de la termocronología. Una aproximación para esta explicación se puede alcanzar mediante la comparación de la distribución de edades y su profundidad relativa (Ehlers y Farley, 2003). La representación gráfica de las edades y su profundidad es considerada como una curva de enfriamiento o perfil de edad y profundidad (Fig. III.10; Wegner y Van Der Haute, 1992).

De manera general, un perfil de edad se puede definir como la representación del paso continuo de rocas a través de una isoterma de cierre. En donde las rocas con edades de enfriamiento más antiguas atravesaron primero una isoterma en específico, antes que las rocas que están a mayor profundidad (Ehlers y Farley, 2003). Para la termocronología, la tendencia de estos perfiles proporciona guías para interpretar de manera preliminar la historia térmica de una roca.

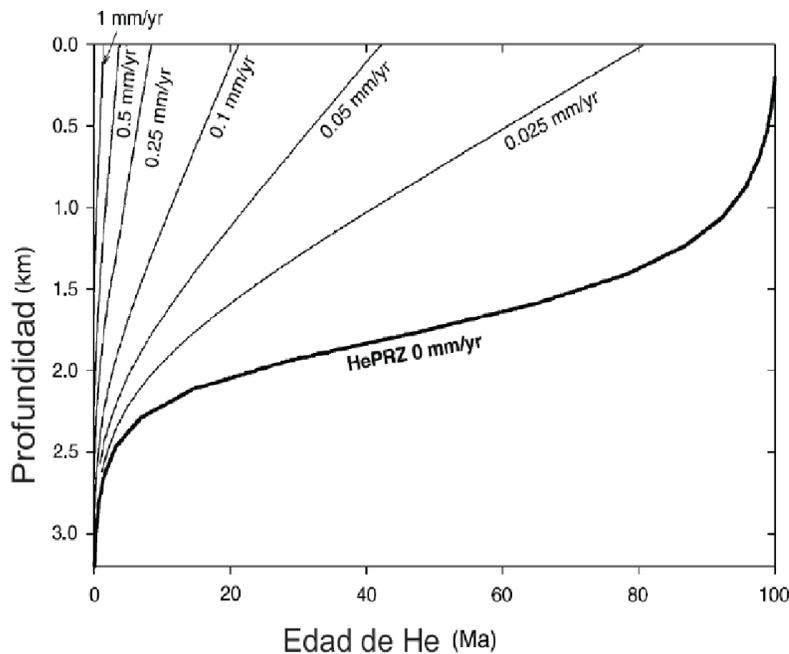


Figura III.10. Modelos de edades de He desarrolladas bajo diferentes tasas de exhumación. Modificado de Ehlers y Farley, 2003.

Estos perfiles de edades pueden clasificarse en tres grupos de acuerdo a las variaciones en las tendencias de edades (Wagner y Van Der Haute, 1992): estratigráfico, de exhumación y complejos.

Perfil estratigráfico

Un perfil estratigráfico está formado por edades de enfriamiento que incrementan con la profundidad de manera similar a las edades estratigráficas de las rocas. Estas edades de enfriamiento representan edades de formación y su distribución vertical en el perfil indica que no hubo perturbación térmica que las haya afectado (Wagner y Van Der Haute, 1992). Sin embargo, es recomendable corroborar que son edades de formación mediante el análisis de distribución de trazas de fisión. Algunos perfiles estratigráficos han sido registrados con el uso de trazas de fisión de apatitos y circones de rocas volcánicas jóvenes (Seward et al., 1980; Naeser et al., 1987).

Perfil de exhumación

Un perfil de exhumación está formado por edades de enfriamiento cuyos valores disminuyen con el incremento de la profundidad. Para poder realizar estos perfiles, se recomienda tomar muestras superficiales con diferentes elevaciones y poca distancia horizontal entre sí, como en escarpes montañosos o en pozos. En estos perfiles, la curva representa el registro térmico de las muestras a través de una zona de estabilidad parcial, PRZ para (U-Th)/He o PAZ para trazas de fisión, y la pendiente de la curva formada indica directamente la tasa de exhumación de las muestras (Fig. III.11; Mancktelow *et al.*, 1997; Ehlers y Farley, 2003; Spotila, 2005; Stockli, 2005). Estos perfiles son característicos de una evolución térmica relacionada a un levantamiento homogéneo. Por lo que el perfil resultante muestra los lapsos de tiempo en el que las muestras sobrepasaron la profundidad y la temperatura de cierre (Wagner y Van Der Haute, 1992).

Hay dos consideraciones importantes para una interpretación adecuada: a) Las características térmicas de las muestras también deben reflejar un enfriamiento constante, lo cual se puede checar con trazas de fisión (Tabla III.3). b) La profundidad de la temperatura de cierre de los sistemas isotópicos es constante respecto a la superficie, implicando un gradiente térmico constante.

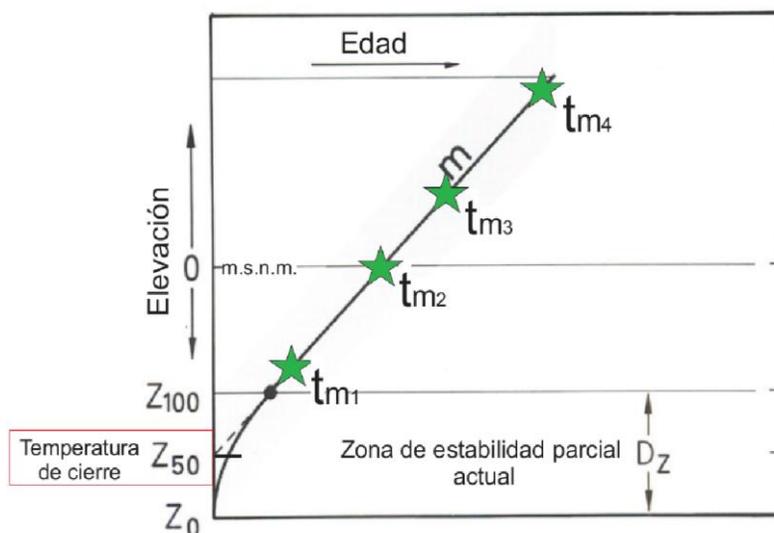


Figura III.11. Modelo de perfil de exhumación. La zona de estabilidad parcial se encuentra a una profundidad de Z_{100} y Z_0 . La pendiente m de la curva por encima de Z_{100} representa la tasa de exhumación. Modificado de Wagner y Van Der Haute, 1992.

Perfiles complejos

Este tipo de perfiles son los más comunes ya que son utilizados para describir los cambios en las tasas de exhumación, levantamiento, subsidencia o recalentamiento que describen muchos de los problemas geológicos (Wagner y Van Der Haute, 1992). La distribución de edades de enfriamiento en este tipo de perfiles se asemeja a una combinación de perfiles de exhumación. En estos gráficos, los segmentos rectilíneos son similares a los perfiles de exhumación, pero estos no siempre representan una tasa de exhumación. Distinguir perfiles complejos de perfiles de exhumación es bastante difícil, requiere de una buena densidad de datos y un buen análisis.

La complejidad de estos perfiles se debe a la existencia de una zona de inestabilidad térmica parcial, *PRZ*, en la cual las edades evolucionan gradualmente. Debido a esta zona, la distribución de las edades a profundidad representa una historia térmica reciente así como una historia térmica previa (Gleadow *et al.*, 1983; Naeser *et al.*, 1990; Wagner y Van Der Haute, 1992; Ehlers y Farley, 2003; Spotila, 2005). Este registro múltiple de zonas es resultado del traslado de una antigua zona de estabilidad parcial a niveles más someros por una variación en la tasa de levantamiento.

En estos perfiles, la pendiente de la curva ya no representa siempre a la tasa de exhumación (Wagner y van Der Haute, 1992; Spotila, 2005). Los segmentos del perfil representan zonas de inestabilidad térmica, por lo que su pendiente representa una tasa de enfriamiento. Debido a esto, la zona donde las pendientes de los segmentos cambian, o punto de inflexión (Gavillot *et al.*, 2010; Ehlers y Farley, 2003; Spotila, 2005), representa el límite de una zona de inestabilidad parcial. Esto quiere decir que la zona de inflexión representa la cima de la anterior *PRZ* o *PAZ* (Fig. III.12). La correcta interpretación de estas pendientes está sujeta a la consideración de otras edades del marco geológico.

Un ejemplo de perfil complejo se pueden apreciar en la Figura III.12, en donde se interpreta un decremento en la tasa de exhumación registrado por las variaciones de edad de las muestras colectadas. Antes de que ocurra el cambio en la tasa de exhumación, el perfil generado es similar a un perfil como el de la Figura III.11, pero cuando la tasa cambia en el tiempo t_c , la distribución de las edades forma una curva con una pendiente menor (m_2). Una visión completa del perfil permite apreciar que las edades de enfriamiento posteriores a t_c , representan la nueva tasa de exhumación. La edad t_c indica el límite temporal y espacial (Z_2) de la zona de estabilidad parcial más antigua. Sin embargo, al igual que en los perfiles de levantamiento, es necesario corroborar que las edades de enfriamiento y el contexto geológico están relacionados a una exhumación.

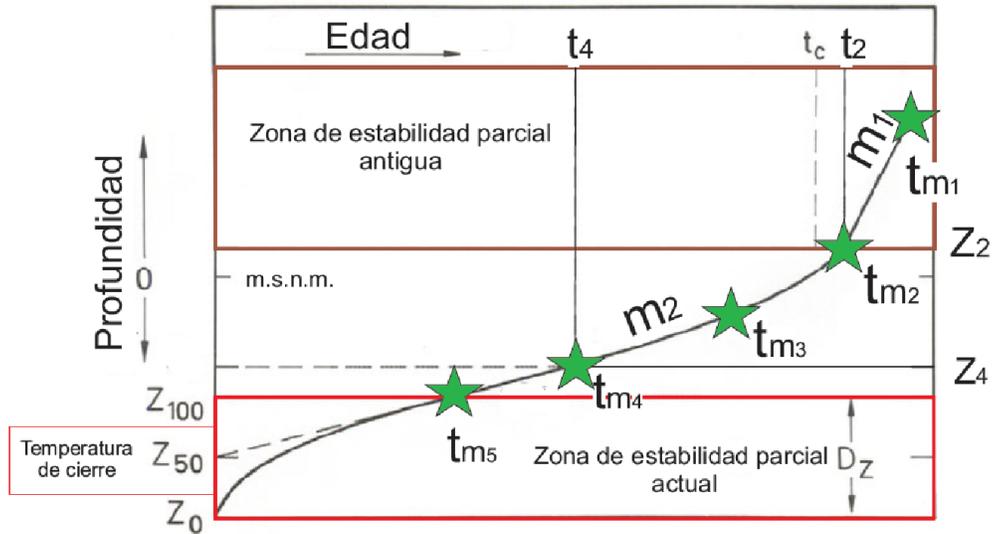


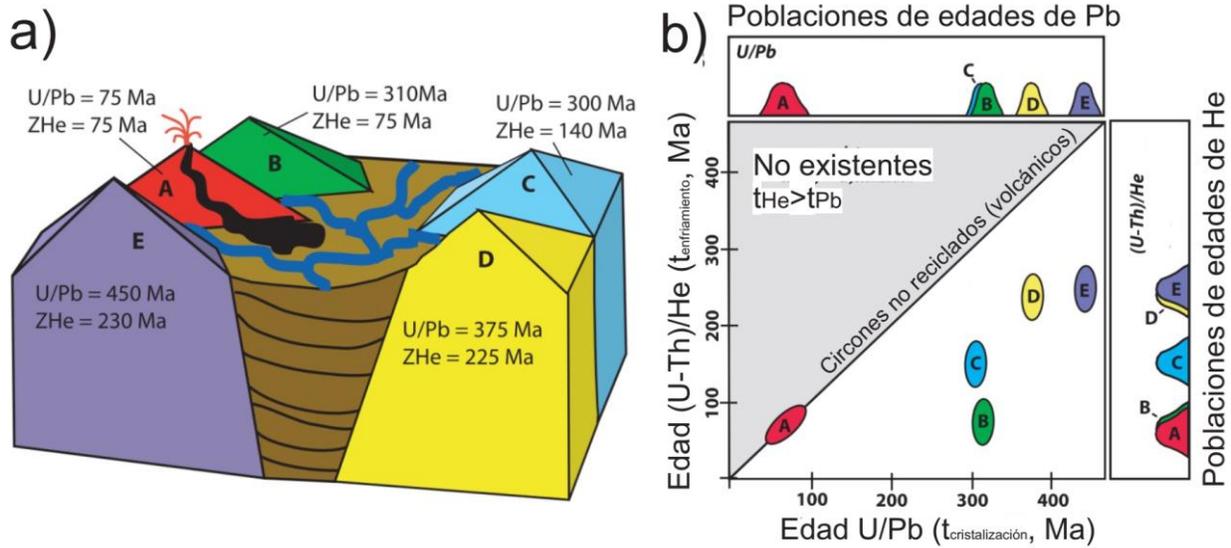
Figura III.12. Modelos de perfiles complejos de edades de enfriamiento para un escenario tectónico con un decremento en la tasa de levantamiento para el tiempo t_c . La zona de estabilidad parcial actual se encuentra a una profundidad de Z_{100} y Z_0 , mientras que el límite inferior de la zona de estabilidad antigua se encuentra en el punto de inflexión del perfil térmico $t_2=Z_2$. Las pendientes m_x de la curva por encima de Z_{100} representan la tasa de levantamiento. Modificado de Wagner y Van Der Haute, 1992.

III.3. Fechamiento doble He-Pb

El fechamiento doble He-Pb (*He-Pb Double dating*, Reiners *et al.*, 2005b) es la técnica que aplica los métodos de fechamiento U-Pb y (U-Th)/He en un solo cristal de circonio que pertenece a una población. El fin de este método es caracterizar y diferenciar la distribución de frecuencia de edades de cristalización de una población de circones.

La caracterización de grupos de circones, con el método (U-Th) /He, cuya distribución de frecuencia de edad de cristalización se conoce mediante el fechamiento U-Pb, tiene como objetivos (Reiners *et al.*, 2005b): 1) mejorar la resolución de los estudios de proveniencia, 2) constreñir las edades de depósito en rocas sedimentarias y 3) mejorar la comprensión de las historias térmicas de las rocas que aportaron los circones.

Para los estudios de proveniencia, la capacidad de poder diferenciar las edades de enfriamiento permite inferir las características térmicas de la fuente de los sedimentos, por ejemplo, distinguir entre dos fuentes de sedimentos con edades de cristalización similares que fueron exhumadas en intervalos de tiempo diferentes, o distinguir entre dos fuentes de sedimentos diferentes que



fueron exhumadas de manera sincrónica (Fig. III.13).

Figura III.13. a) Múltiples combinaciones de edades de Pb con edades de He que pueden quedar registradas en las poblaciones de circones de una cuenca. b) Combinación de distribuciones de frecuencia de edades de He y Pb. Donde A representa el depósito de circones volcánicos, B y C representan fuentes con edades de Pb similares pero con edades de He diferentes, y E y D representan fuentes con edades de Pb diferentes pero con edades de He similares. Modificado de Reiners *et al.*, 2005b.

Adicionalmente, el conocimiento de la historia térmica de los circones, la cual involucra a la PRZ (Fig. III.14.a), permite inferir los efectos del sepultamiento de cuencas, como la proporción de restauración máxima de una población de circones (asumiendo que no han sido reciclados; Reiners *et al.*, 2005b), y el aporte de sedimentos muy antiguos previamente exhumados (Fig. III.14.b).

Para la optimización de estudios de procedencia, edad de depósito depósito o historia térmica de cuencas detríticas; es necesario considerar sólo a unidades que no hayan alcanzado temperaturas similares a las de la PRZ. En el caso de que la temperatura haya sido lo suficientemente alta, las edades de He sólo indicarían el intervalo de tiempo para el cual las rocas se enfriaron por debajo de la PRZ. Para evitar esto, se pueden realizar estudios previos como reflectancia de vitrinita o trazas de fisión en cloro-apatito.

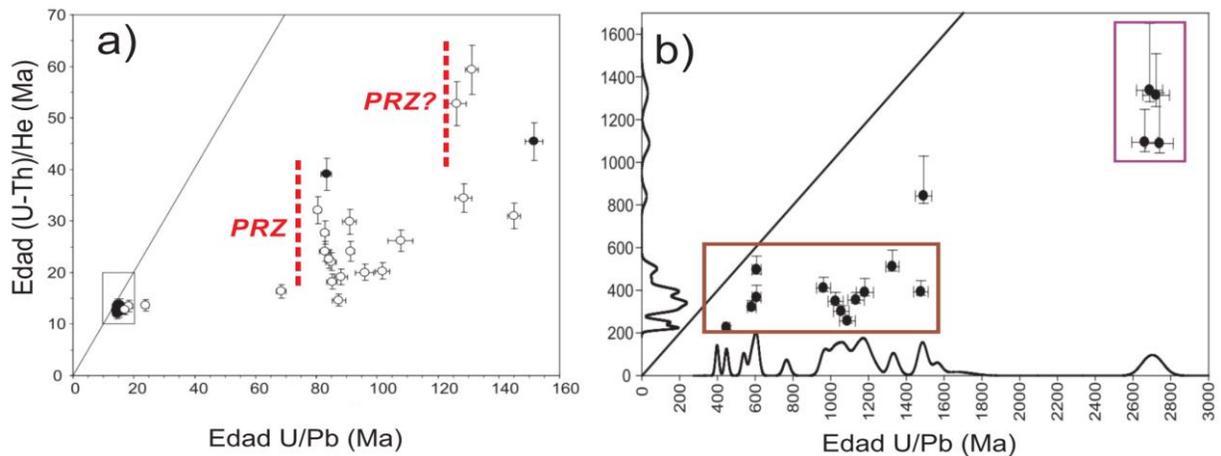


Figura III.14. a) Delimitación de zonas de retención parcial (PRZ) para diferentes fuentes de circones. b) Diferenciación de antiguas fuentes de circones a partir de su edad de He. Modificado de Reiners *et al.*, 2005b.

III.4. Termocronómetros

Los minerales más utilizados para la termocronología de baja temperatura mediante el sistema (U-Th)/He y trazas de fisión son el apatito, el circón y la titanita (Reiners *et al.*, 2005).

Apatito

El apatito (Ap) es el principal portador de fósforo en la corteza, comúnmente contiene de 2 a 20 ppm de U (Harrison y Zeitler, 2005), y tiende a recuperar su estructura cristalina a bajas temperaturas. Su temperatura de cierre para el sistema (U-Th)/He es de entre 55° y 80 °C (Zeitler *et al.* 1987; Farley 2000) aproximadamente, la cual es muy baja en comparación con otros termocronómetros, y por tanto tiene sensibilidad a procesos tectónicos de baja profundidad y a procesos de erosión. Su temperatura de cierre para las trazas de fisión es de entre 60° y 150 °C, dependiendo del contenido de cloro y fluor en su composición (Ketcham *et al.*, 1999; Abdullin *et al.*, 2014). Este rango de temperatura es ligeramente más alto y ayuda a conocer características térmicas de los últimos 3 a 4 kilómetros de profundidad. Sus principales desventajas son su baja resistencia a la meteorización por lo que los cristales suelen estar incompletos, son pequeños y con formas irregulares o tienden a tener gran cantidad de fracturas e inclusiones de circón y monazita (Farley y Stockli, 2002; Reiners *et al.*, 2005a; Reiners, 2005).

Circón

El circón (Zr) es un mineral accesorio muy resistente que se encuentra como en muchos tipos de rocas y contiene de 100 a 2000 ppm de U (Harrison y Zeitler, 2005; Nasdala *et al.*, 2001; Guenther *et al.*, 2013). Debido a ello, el circón puede producir y retener mucho más ⁴He que el apatito, lo cual favorece las mediciones realizadas en los análisis. Su temperatura de cierre para el sistema (U-Th)/He varía de 160° a 200 °C (Hurley 1952; Damon, 1957; Reiners *et al.* 2004) dependiendo de la tasa de enfriamiento y la magnitud del dominio de difusión (Reiners, 2005). Este rango de temperatura ayuda a conocer características térmicas de los últimos 5 a 8 km de

profundidad (dependiendo del gradiente geotérmico). Su temperatura de cierre para trazas de fisión es de entre 230° a 350°C dependiendo del daño radiactivo acumulado (Tagami *et al.*, 1990). Este rango de temperatura ayuda a conocer características térmicas de los últimos 7 a 11 kilómetros de profundidad, por lo que no es tan utilizado como un termocronómetro de baja temperatura. Sus principales desventajas son su zoneamiento composicional, su resistencia a la disolución, su alta probabilidad a la metamictización debido a su alto contenido en U y la baja probabilidad de reproducir edades concisas debido a la ausencia de estándares de laboratorio.

Titanita

La titanita (Ti) es un mineral accesorio muy común en rocas ígneas calci-alcálicas y metamórficas, y puede contener de 100 a 1000 ppm de U y Th (Harrison y Zietler, 2005). Algunos trabajos han demostrado que la titanita puede tener una retención confiable de ^4He (Reiners *et al.*, 1999; Stockli y Farley, 2004) similar a la del circón. Su temperatura de cierre para el sistema (U-Th)/He varía de 160° a 200 °C (Hurley 1952; Reiners y Farley 1999). Este rango de temperatura ayuda a conocer características térmicas de los últimos 5 a 8 kilómetros de profundidad. Su temperatura de cierre para trazas de fisión es de entre 240° a 420°C (Coley y Wagner, 1998; Watt y Durrani, 1985). Sus desventajas principales son su opacidad y su tendencia a cristalizar en formas irregulares. Estas características hacen difícil elegir cristales con pocas inclusiones y/o fracturas, por lo que es difícil hacer correcciones analíticas (Reiners *et al.*, 2005).