



UNIVERSIDAD NACIONAL
AUTÓNOMA DE MÉXICO

FACULTAD DE CIENCIAS

Caracterización de las firmas detríticas generadas
por las rocas del Complejo Acatlán, el Complejo
Ayú y el Arco Mexicano del Este: Una base de datos
para el análisis de procedencia en el sur de México.

TESIS

QUE PARA OBTENER EL TÍTULO DE:

Licenciada en Ciencias de la Tierra

PRESENTA:

Mariana Peña Guerrero

TUTOR

Dr. Michelangelo Martini



Ciudad Universitaria, CD. MX, 2020



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.

Hoja de datos del jurado

1. Datos del alumno

Peña
Guerrero
Mariana
Universidad Nacional Autónoma de México
Facultad de Ciencias
Ciencias de la Tierra
312049533

2. Datos del tutor

Dr.
Michelangelo
Martini

3. Datos del sinodal 1

Dr.
Luigi Augusto
Solari

4. Datos del sinodal 2

Dr.
Roberto
Maldonado
Villanueva

5. Datos del sinodal 3

Dra.
Berlaine
Ortega
Flores

6. Datos del sinodal 4

Ing.
José Teodoro
Hernández
Treviño

7. Datos del trabajo escrito

Caracterización de las firmas detríticas generadas por las rocas del Complejo Acatlán, el Complejo Ayú y el Arco Mexicano del Este: Una base de datos para el análisis de procedencia en el sur de México.

112 p
2021

Agradecimientos

Al Programa de apoyo a Proyectos de Investigación e Innovación Tecnológica (PAPIIT) IN104018 a cargo del Dr. Michelangelo Martini. Por el financiamiento para realizar este trabajo.

Al Dr. Michelangelo Martini por sus enseñanzas, compromiso, apoyo y paciencia durante el desarrollo de este proyecto. ¡Gracias por todo Miche!

A mis sinodales por sus observaciones y sugerencias que permitieron enriquecer este trabajo: Dr. Luigi Solari, Dra. Berlaine Ortega-Flores, Ing. Teodoro Hernández-Treviño y Dr. Roberto Maldonado-Villanueva.

A la Dra. Luisa Pinto-Lincoñir de la Universidad de Chile por sus comentarios, sugerencias y apoyo en la realización de este trabajo.

A mis padres Alma y Enrique por su amor y dedicación. A mis hermanas Marcela e Isabel por ser increíblemente divertidas y apoyarme en todo momento. A mis tíos: Beatriz, Socorro, Georgina, Antonio y los que faltan, por su cariño. A mi primo Alejandro por todos los buenos momentos.

A Fernando por su gran cariño, apoyo, consejos y paciencia.

A mis amigos con los que he compartido toda clase de aventuras: Aleida, Diana, Fernanda, Laila e Isaí.

Y a las personas que llenaron de buenos momentos mi estancia en la facultad, en el instituto y en campo Carla, Orlando, Teo, Memo, Melisa, Julio y Daniel.

Tabla de contenido

RESUMEN	1
CAPÍTULO 1. INTRODUCCIÓN	2
CAPÍTULO 2. MARCO TEÓRICO	3
2.1 SEDIMENTO VS DETRITO	3
2.2 MODAS DETRÍTICAS	3
2.3 ÁREAS O TERRENOS FUENTE	3
2.4 ANÁLISIS DE PROCEDENCIA.....	4
2.5 TÉCNICAS ANALÍTICAS UTILIZADAS EN EL ANÁLISIS DE PROCEDENCIA	6
CAPÍTULO 3. MARCO GEOLÓGICO	8
3.1 GEOLOGÍA REGIONAL	8
3.2 COMPLEJO ACATLÁN	9
3.2.1 Rocas metamórficas del Cámbrico-Silúrico	13
3.2.2 Rocas metamórficas del Devónico superior-Carbonífero	14
3.2.3 Rocas metamórficas del Carbonífero superior-Pérmico medio	15
3.3 COMPLEJO AYÚ	15
3.4 ARCO MEXICANO DEL ESTE.....	17
3.4.1 El plutón Totoltepec.....	19
CAPÍTULO 4. PROBLEMÁTICA, OBJETIVOS Y LOCALIZACIÓN DEL ÁREA DE ESTUDIO	21
4.1 PROBLEMÁTICA	21
4.2 OBJETIVO GENERAL.....	22
4.2.1 <i>Objetivos específicos</i>	22
4.3 LOCALIZACIÓN DEL ÁREA DE ESTUDIO.....	22
CAPÍTULO 5. METODOLOGÍA	24
5.1 REVISIÓN BIBLIOGRÁFICA	24
5.2 MAPA GEOLÓGICO	24
5.3 TRABAJO DE CAMPO.....	24
5.4 PETROGRAFÍA DE ROCAS METAMÓRFICAS	26
5.5 ANÁLISIS PETROGRÁFICO DE DETRITO	26
5.6 ANÁLISIS PETROGRÁFICO DE MINERALES PESADOS	30
5.7 ANÁLISIS EN MICROSONDA ELECTRÓNICA DE BARRIDO	32
5.8 GEOCRONOLOGÍA U-Pb DE ZIRCONES DETRÍTICOS.....	33
CAPÍTULO 6. PETROGRAFÍA DE ROCAS METAMÓRFICAS	35
6.1 ROCAS DE BAJO GRADO DEL COMPLEJO ACATLÁN	35
6.1.1 Rocas del Cámbrico-Silúrico (HUE-1, AMA-1, SANDI-1).....	35
6.1.2 Rocas del Devónico superior-Carbonífero (OL-0618-ACA, AXU-1, CHI-1, CHI-2).....	38
6.1.3 Rocas del Carbonífero Superior-Pérmico (ACA-1, TONA-1)	41
6.2 ROCAS DE ALTA PRESIÓN DEL COMPLEJO ACATLÁN.....	44
6.2.1 Rocas del Cámbrico-Silúrico (TLA-2, LUPE-1, MLCO-2, PX-1, PX-2, PX-3, LUPE-2, LUPE-3, PAT-1, MLCO-1, MLCO-3)	44
6.3 ROCAS DE MEDIO GRADO DEL COMPLEJO ACATLÁN	56
6.3.1 Rocas del Devónico superior-Carbonífero (S.DOM-1).....	56
6.4 ROCAS METAMÓRFICAS DEL COMPLEJO AYÚ (TEP-1, TEP-2).....	57
6.5 ROCAS ÍGNEAS DEL PLUTÓN TOTOLTEPEC (ARCO MEXICANO DEL ESTE).....	58
6.5.1 Rocas félsicas (TOT-1)	58
6.5.2 Rocas máficas (S.DOM-2).....	59
CAPÍTULO 7. PETROGRAFÍA DE DETRITO	63
7.1 ROCAS DE BAJO GRADO DEL COMPLEJO ACATLÁN	66
7.1.1 Rocas del Cámbrico-Silúrico (HUE-1, AMA-1, SANDI-1).....	66
7.1.2 Rocas del Devónico superior-Carbonífero (OL-0618-ACA, AXU-1, CHI-1, CHI-2).....	67
7.1.3 Rocas del Carbonífero Superior-Pérmico (ACA-1, TONA-1)	69

7.2 ROCAS DE ALTA PRESIÓN DEL COMPLEJO ACATLÁN	69
7.2.1 Rocas del Cámbrico-Silúrico (TLA-2, LUPE-1, MLCO-2, PX-1, PX-2, PX-3, LUPE-2, LUPE-3, PAT-1, MLCO-1, MLCO-3)	69
7.3 ROCAS DE MEDIO GRADO DEL COMPLEJO ACATLÁN	74
7.3.1 Rocas del Devónico superior-Carbonífero (S.DOM-1)	74
7.4 ROCAS DEL COMPLEJO AYÚ (TEP-1, TEP-2)	75
7.5 ROCAS DEL PLUTÓN TOTOLTEPEC (ARCO MEXICANO DEL ESTE)	75
7.5.1 Rocas félsicas (TOT-1)	75
7.5.2 Rocas máficas (S.DOM-2)	76
CAPÍTULO 8. ANÁLISIS DE MINERALES PESADOS	77
8.1 COMPLEJO ACATLÁN	78
8.1.1 Rocas de bajo grado del Cámbrico-Silúrico (HUE-1, AMA-1, SANDI-1), Devónico superior-Carbonífero (OL-0618-ACA, AXU-1, CHI-1) y Carbonífero Superior-Pérmico (ACA-1, TONA-1)	78
8.1.2 Rocas de alta presión del Cámbrico-Silúrico (LUPE-1, MLCO-2, PX-1, PX-3, LUPE-2, LUPE-3, PAT-1, MLCO-1, MLCO-3)	79
8.1.3. Rocas de medio grado del Devónico superior-Carbonífero (S.DOM-1 y SN)	81
8.2. COMPLEJO AYÚ	81
8.3 PLUTÓN TOTOLTEPEC (ARCO MEXICANO DEL ESTE)	82
8.3.1. Rocas félsicas (TOT-1)	82
8.3.2. Rocas máficas (S.DOM-2)	82
CAPÍTULO 9. GEOCROLOGÍA U-PB EN ZIRCONES DETRÍTICOS	83
9.1 COMPLEJO ACATLÁN	83
9.2 COMPLEJO AYÚ	84
CAPÍTULO 10. QUÍMICA MINERAL	86
10.1 TURMALINA	86
10.2 GRANATE	87
10.3 ANFÍBOL	88
10.4 RUTILO	89
CAPÍTULO 11. DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES	91
11.1 EL GRADO METAMÓRFICO DE LAS ROCAS FUENTE NO SIEMPRE ES REPRESENTADO EN EL DETRITO .	91
11.2 LAS FIRMAS DETRÍTICAS DE LAS ROCAS DE BASAMENTO EN EL SUR DE MÉXICO	91
REFERENCIAS	96
A1. PETROGRAFÍA DE DETRITO	106
A2. PETROGRAFÍA DE MINERALES PESADOS	109
A3. QUÍMICA MINERAL	111
A4. GEOCROLOGÍA U-PB	112

Resumen

En el sur de México en los estados de Puebla, Guerrero y Oaxaca se exponen sucesiones clásticas post-mesozoicas que representan uno de los mejores registros estratigráficos en el mundo asociado con eventos geológicos de gran escala. Actualmente, la información disponible sobre los bloques de basamento, que representan muy probablemente las fuentes de detrito de las sucesiones post-mesozoicas, es insuficiente para determinar la procedencia y generar modelos tectónicos. Así pues, dada la falta de información para el análisis de procedencia, en este trabajo se pretende exponer la caracterización de la firma detrítica generada por algunos de estos bloques de basamento: el Complejo Acatlán, el Complejo Ayú y el Arco Mexicano del Este. Las técnicas analíticas utilizadas para la caracterización del detrito son: la petrografía, el análisis de minerales pesados y la geocronología U-Pb en zircón.

Ahora bien, los resultados obtenidos demuestran que tanto el Complejo Ayú como el Arco Mexicano del Este representan las principales fuentes de detrito con composición cuarzo-feldespática y feldespato-cuarzosa. El estudio de geocronología U-Pb en zircón es especialmente útil en este caso, ya que el Arco Mexicano del Este y el Complejo Ayú presentan poblaciones de edades en zircón características que permiten diferenciarlos. Además, la mica blanca y oscura saagenítica únicamente se observa en el detrito producido en el Complejo Ayú, lo que permite fácilmente distinguir a este Complejo.

A diferencia del Arco Mexicano del Este y el Complejo Ayú, el Complejo Acatlán produce una gran variedad de diferentes tipos de detrito. Las rocas metasedimentarias representan la principal fuente con composiciones líticas, cuarzo-líticas, cuarzo-feldespáticas y cuarzosas. Los líticos de estos detritos corresponden a la categoría metapelítica y metapsamítica/metafelsítica de rango 1, 2, 3, y 4. Aunque el detrito generado por las metabasitas y rocas ultramáficas del Complejo Acatlán también se compone predominantemente por líticos, los líticos de estos detritos pertenecen a las categorías ultramáfica y metabasítica de rango 2, 3 y 4. Mientras que los metagranitoides del Complejo Acatlán generan un detrito compuesto predominantemente por granos faneríticos y con composición cuarzo-lítico-feldespática, feldespato-cuarzosa y feldespato-lítico-cuarzosa. Las rocas del Complejo Acatlán presentan diferentes edades de zircones detríticos, que permiten diferenciar a las rocas metasedimentarias de bajo grado en rocas del Cámbrico-Silúrico, Devónico superior-Carbonífero y Carbonífero superior-Pérmico. Sin embargo, para litologías como las metabasitas y rocas ultramáficas que presentan un bajo potencial en la generación de zircón, esta técnica no es muy útil y el estudio de minerales pesados tiene mayor utilidad. La composición del granate de las metabasitas ($\text{Alm}_{58-62}\text{Grs}_{23-26}\text{Prp}_{6-9}\text{Sp}_{85-9}$) difiere de la composición reportada para el granate del Complejo Ayú ($\text{Alm}_{69-66}\text{Grs}_{4-3}\text{Prp}_{18-11}\text{Sp}_{819-10}$). Además, fases minerales características de alta presión como el glaucófano y la fengita únicamente se observan en las metabasitas del Complejo Acatlán.

La integración de los resultados obtenidos por medio de las diferentes técnicas analíticas en este trabajo permite establecer las principales diferencias entre el detrito generado por el Complejo Acatlán, el Complejo Ayú y el Arco Mexicano del Este.

Capítulo 1. Introducción

A finales del Paleozoico y principios del Mesozoico, el sur de México estaba formado por un mosaico de diferentes bloques de basamento: 1) el Complejo Oaxaqueño de edad proterozoica y metamorfismo en facies de granulita (Ortega-Gutiérrez, 1981; Solari et al., 2004; Ortega-Gutiérrez et al., 2018), 2) el Complejo Acatlán de edad paleozoica y metamorfismo variable desde la facies de sub-esquistos verdes hasta la facies de eclogita (Ortega-Gutiérrez 1978; Vega-Granillo et al., 2007), 3) el Complejo Ayú de edad triásico-principios del jurásico y metamorfismo en facies de anfibolitas (Helbig et al., 2012) y 4) el Arco Mexicano del Este de edad carbonífero-pérmico y grado metamórfico hasta la facies de anfibolita (Dickinson y Lawton, 2001; Kirsch et al., 2012; Ortega-Obregón et al., 2014). La progresiva exhumación de estos bloques durante el Mesozoico y Cenozoico ha sido el resultado de eventos geológicos de escala global como: el rompimiento de Pangea durante el Jurásico (e.g. Martini y Ortega-Gutiérrez, 2016), el orógeno Cordillerano de Norteamérica del Cretácico Superior-Paleógeno (e.g. Fitz-Díaz et al., 2018), el desarrollo del límite de placa Norte América-Caribe de finales del Cretácico-Paleógeno (e.g. Dickinson y Lawton, 2001), entre otros.

Estos eventos geológicos de gran escala generaron un amplio registro estratigráfico expuesto en el territorio mexicano. Este registro ha sido estudiado por algunos autores (Campos-Madrigal et al., 2013; Martini et al., 2016) para reconstruir la evolución tectónica del sur de México. Sin embargo, la información actualmente disponible es insuficiente para determinar satisfactoriamente la procedencia de las sucesiones clásticas. Como consecuencia, se hace urgente la necesidad de trabajos enfocados en la caracterización de las firmas detríticas producidas por las rocas de basamento que alimentaron las sucesiones clásticas mesozoicas y cenozoicas de México. Por ello, en este trabajo se caracterizan las firmas detríticas generadas por algunos de los bloques de basamento pre-mesozoicos y de inicios del Mesozoico en el sur de México, como son: el Complejo Acatlán, el Complejo Ayú y el Arco Mexicano del Este. Para caracterizar la firma detrítica se realizó, por una parte, la caracterización petrográfica de rocas metamórficas, y por otra, la caracterización del detrito (análisis y geoquímica de minerales pesados, así como geocronología U-Pb de zircones) derivado de estas mismas. Los resultados obtenidos en este trabajo son utilizados para establecer las principales diferencias entre las firmas detríticas generadas por los diferentes bloques de basamento, y se espera que permitan establecer una primera premisa para la interpretación de resultados del análisis de procedencia de rocas clásticas post-mesozoicas en el sur de México.

Capítulo 2. Marco Teórico

A continuación, se presentan algunos de los conceptos e ideas clave para entender el análisis de procedencia que representa el objeto central de estudio de esta tesis.

2.1 Sedimento vs Detrito

Antes de continuar, es importante aclarar el uso de las palabras sedimento y detrito en el presente trabajo. De acuerdo con la Real Academia Española la palabra detrito deriva del latín *detritus* que significa: “resultado de la descomposición de una masa sólida en partículas”. Mientras que la palabra sedimento derivada del latín *sedimentum* que significa: “*materia que, habiendo estado suspendida en un líquido, se posa en el fondo por su mayor gravedad*”. De acuerdo con lo anterior, en este trabajo se utiliza la palabra detrito para hacer referencia a un conjunto de partículas que son el resultado de la meteorización (física, química o biológica) de una roca y que permanecen en su sitio de origen (Fig. 1). Por otro lado, la palabra sedimento se utiliza para hacer referencia a un detrito que ha sido transportado por algún agente de transporte (e.g. agua, aire, hielo o gravedad; Fig. 1). Aunque la mayoría de los trabajos en análisis de procedencia se concentran en el estudio de sedimento (e.g. Garzanti et al., 2018), el estudio de detrito también puede ser utilizado con el mismo fin.

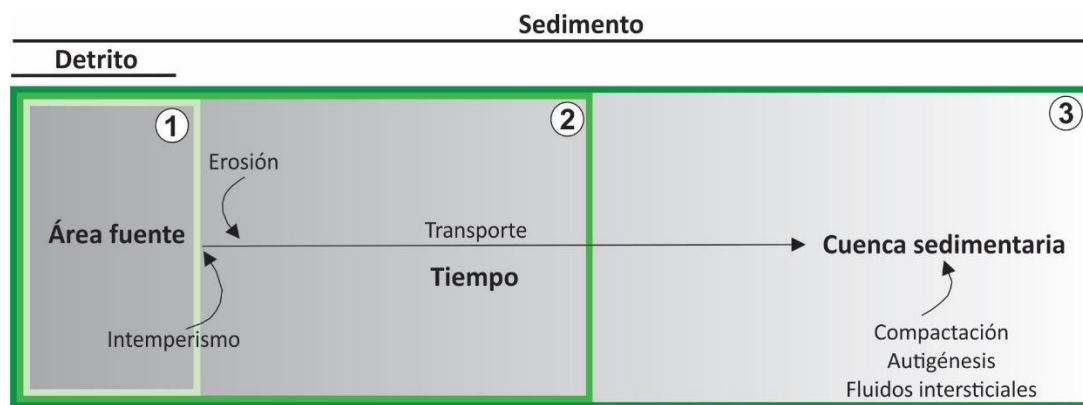


Figura 1. Esquema que representa la diferencia entre el concepto de detrito y sedimento utilizado en este trabajo, y algunos de los procesos que actúan en cada uno; donde: 1) representa una muestra de detrito, 2) una muestra de sedimento y 3) una roca sedimentaria clástica.

2.2 Modas detríticas

Las modas detríticas son los principales datos cuantitativos utilizados en petrología sedimentaria. Representan estimaciones obtenidas mediante el estudio petrográfico de láminas delgadas de arena o areniscas (Weltje, 2002) y son resultado de la naturaleza de los terrenos fuente y del nivel tectonoestratigráfico alcanzado por la erosión durante el tiempo (Krynine, 1948; Garzanti, 2016). En la actualidad, la estimación cuantitativa de las modas detríticas es por medio del conteo de puntos utilizando la metodología Gazzi-Dickinson (Gazzi, 1966; Dickinson, 1970) y los resultados obtenidos son representados de forma gráfica en diagramas ternarios (e.g. Dickinson 1985).

2.3 Áreas o terrenos fuente

Los sedimentos y rocas sedimentarias clásticas son producto de la compleja interacción de diferentes factores (clima y relieve) y procesos (meteorización, erosión, transporte, diagénesis); su composición es el resultado del levantamiento y la progresiva

erosión de diferentes bloques corticales en tiempos diferentes. Estos bloques corticales representan altos topográficos denominados áreas o terrenos fuente (Fig. 2), la naturaleza de las diferentes áreas fuente generará modas detríticas características en los sedimentos (Garzanti, 2016, Fig. 2).

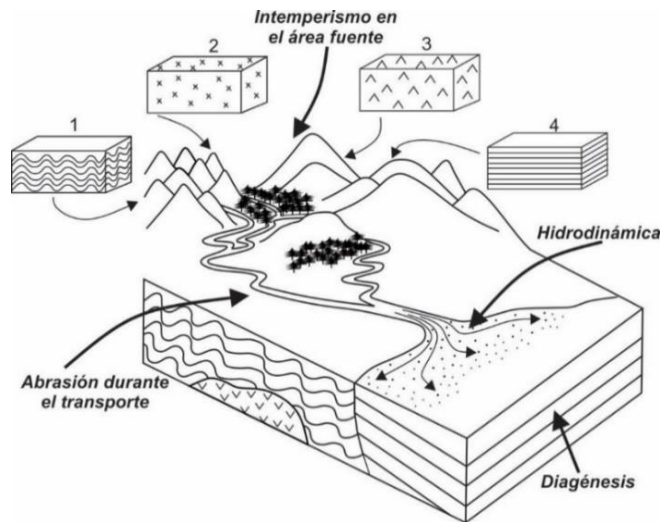


Figura 2. Esquema simplificado de la generación de detrito y sedimento en diferentes áreas fuente. Los números 1, 2, 3 y 4 representan diferentes litologías que son erosionadas al mismo tiempo y contribuyen en la composición del sedimento. Modificado de Morton y Hallsworth (1994).

De acuerdo con la extensa literatura publicada en los años 80's y 90's, la naturaleza de los terrenos fuente está intrínsecamente relacionada con el proceso tectónico que les dio origen y, por ende, la composición de los sedimentos también será el reflejo del contexto tectónico en el cual fueron depositados. Esto se conoce como el control tectónico en la composición de las modas detríticas y fue estudiado por primera vez por Krynine (1937) y posteriormente, a mayor detalle, por Dickinson y Suczek (1979). En la actualidad, sabemos que determinar el contexto tectónico bajo el cual se depositó una sucesión clástica es una tarea más compleja de lo que se planteaba en los años 80's y 90's, debido a que la naturaleza es muy variada y no siempre sigue reglas estrictas que se puedan sintetizar en diagramas petrotectónicos. En muchos casos, diferentes entornos geológicos comparten procesos tectónicos similares, lo que hace a veces difícil diferenciar un contexto tectónico de otro. Por lo tanto, la interpretación sobre el ambiente tectónico tiene que ser siempre el resultado de un conjunto de diferentes observaciones que contemplan no solo la petrografía y el análisis de procedencia, sino también el análisis estratigráfico regional, la geoquímica, y el análisis estructural, entre otras.

2.4 Análisis de procedencia

La palabra procedencia se deriva de la palabra francesa *provenir* y del latín *proveniens* que significa origen de donde nace o se deriva algo (Zuffa, 1984). En el léxico geológico, específicamente en petrología sedimentaria, la palabra procedencia hace referencia al estudio que se encarga de determinar la naturaleza de los terrenos fuente de una roca sedimentaria clástica, un sedimento o un detrito (Garzanti, 2016; Fig. 3). Su objetivo es la ubicación y el reconocimiento de las diferentes áreas fuente, las rutas de transporte por medio de las cuales el sedimento se transfiere desde la fuente hasta la cuenca y los factores que influyen en la composición (e.g. relieve, clima, configuración tectónica; Haughton et al. 1991; Fig. 3).

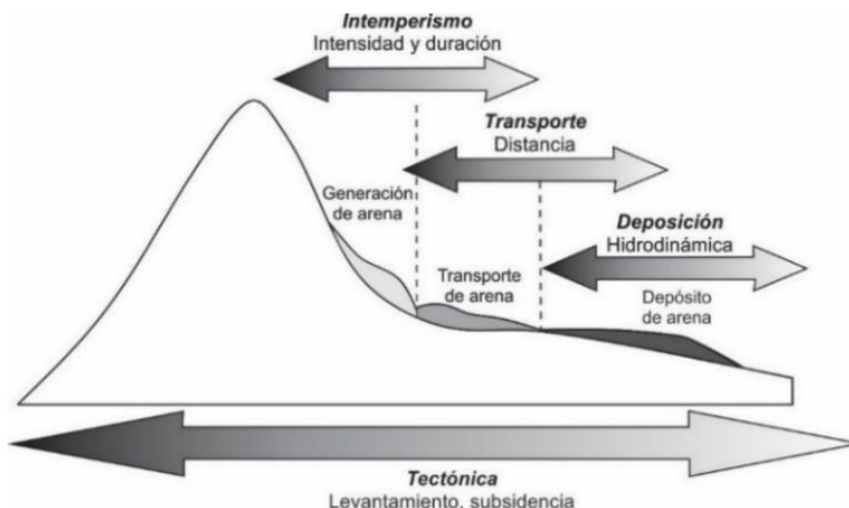


Figura 3. Esquema de las diferentes etapas de un sedimento antes de ser depositado. Modificado de Heins y Kairo (2006).

El estudio de procedencia incluye a varias de las principales disciplinas geológicas como, por ejemplo: la geoquímica, la geocronología, la sedimentología, la petrología ígnea y la petrología metamórfica (Haughton et al. 1991). Los resultados obtenidos mediante el análisis de procedencia desempeñan un importante papel en las reconstrucciones paleogeográficas de una región; en la caracterización de porciones de corteza que ya no se encuentran expuestas; en la comprobación de modelos tectónicos que implican el levantamiento de bloques, desde la escala de pequeñas fallas locales hasta la escala orogénica; en el estudio de sistemas depositacionales, trazando las rutas de dispersión del sedimento y así reconstruyendo la paleo-topografía con base en el análisis de paleo-corrientes; entre muchas otras (Haughton et al. 1991; Pettijohn et al. 2012). Sin embargo, la validez y el alcance del análisis de procedencia dependen de algunos de los siguientes factores:

1. el reconocimiento del grado en el cual la composición del sedimento o roca sedimentaria clástica ha sido modificada de la composición original de la o las rocas fuente por: meteorización, transporte, abrasión, procesos de segregación hidráulica o efectos diagenéticos (Haughton et al. 1991);
2. tener en cuenta que el ambiente tectónico no es el único control en la composición de los sedimentos y rocas sedimentarias clásticas, que factores como el relieve y el clima son también importantes (Dickinson et al., 1983; Dickinson, 1985);
3. múltiples ciclos de reciclaje del sedimento;
4. la gran diversidad de posibles áreas fuente.

Para intentar resolver lo anterior, algunos autores han concentrado sus esfuerzos en el estudio de sedimentos de ambientes modernos (e.g. Marsaglia e Ingersoll, 1992; Garzanti et al., 2018). Estos estudios han demostrado ser el mejor laboratorio para entender los procesos que actúan sobre el sedimento desde la disgregación de la roca fuente hasta su depósito. Además, el estudio de detritos y sedimentos modernos permite tener las condiciones ideales para la identificación y cuantificación de las variables que interfieren en la composición, ya que no existen los efectos sobreimpuestos por la diagénesis y toda la información tanto geológica como geomorfológica se encuentra disponible (Ingersoll, 1990; Le Pera and Critelli, 1997; Garzanti, 2016).

2.5 Técnicas analíticas utilizadas en el análisis de procedencia

Actualmente, el análisis de procedencia se basa en la integración de diferentes técnicas analíticas, como: la petrografía, el análisis de minerales pesados, la geocronología U-Pb en zircones detríticos, la química mineral, entre otras (Garzanti, 2016). La información obtenida en el análisis de procedencia mediante la integración de varias de estas técnicas es utilizada para formular modelos tectónicos a diferentes escalas (e.g. Najman y Garzanti, 2000; Dickinson et al., 2003; Lawton et al. 2011).

La **petrografía** de roca total, sedimento o detrito es una de las fuentes de información más valiosa en el análisis de procedencia, ya que nos permite obtener información directa de la roca fuente, representada en la mineralogía y textura de los fragmentos de roca (Marsaglia e Ingersoll, 1992; Garzanti y Vezzoli, 2003; Garzanti, 2016; Fig. 4). La gran diversidad de fragmentos de roca en los sedimentos de ambientes modernos ha llevado a varios autores a establecer diferentes categorías que permiten obtener información a mayor detalle de las diferentes rocas fuente (e.g. Marsaglia e Ingersoll, 1992; Garzanti, 2016).

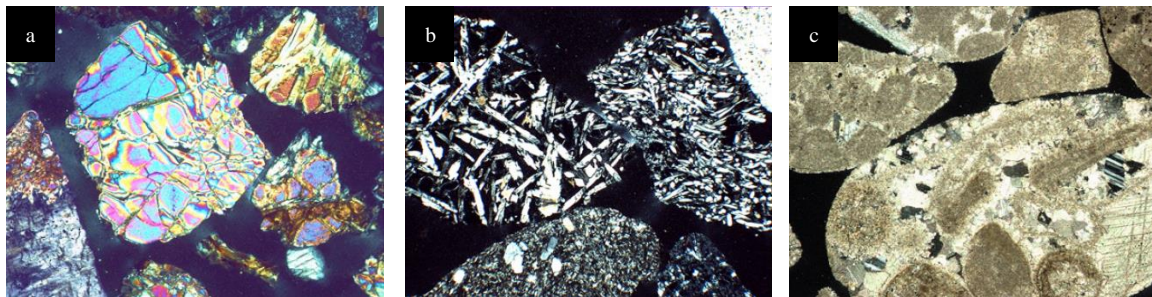


Figura 4. Fotomicrografías de fragmentos líticos obtenidas de Garzanti (2016). a) Lítico ultramáfico. b) Lítico volcánico. c) Líticos de carbonatos.

Debido a la alta estabilidad de los granos de zircón la **geocronología U-Pb** en zircones detríticos es una de las técnicas analíticas más utilizadas en análisis de procedencia, ya que el espectro de edades U-Pb obtenido es resultado de las diferentes edades de cristalización de las rocas magmáticas y metamórficas erosionadas (Garzanti, 2016). A pesar de la utilidad de esta técnica, la geocronología U-Pb de zircones detríticos tiende a documentar un número limitado de fuentes, por efecto de: 1) el potencial de diferentes litologías de generar zircones, sedimentos resultado de la erosión de fuentes félsicas presentarán gran abundancia de zircones (independientemente de su área de exposición o su tasa de erosión), mientras que sedimentos con rocas fuente máficas, se verán empobrecidos en zircones y por ende, estas litologías no se observarán en lo absoluto como posibles áreas fuente; 2) debido a la alta estabilidad del zircón los espectros de edad pueden permanecer sin cambios a través de sucesivos episodios de reciclaje y, en consecuencia, homogéneos en el tiempo y el espacio; 3) las poblaciones de circones pueden fraccionarse por procesos hidrodinámicos (Lawrence et al., 2010; Garzanti, 2016).

El **análisis de minerales pesados** es una de las técnicas más útiles en la determinación de la procedencia de muestras tamaño arena. Estos minerales se encuentran como minerales accesorios en los sedimentos siliciclásticos y representan generalmente $\leq 1\%$ del total del volumen de la roca (Mange y Maurer, 2012). La historia de cualquier mineral comienza con la petrogénesis de su roca parental, la cristalización es un proceso altamente complejo y prolongado que incluye una serie de fases en las cuales los

minerales se forman de acuerdo con sus campos de estabilidad (Mange y Wright, 2007). Las rocas parentales pueden pasar por episodios de cristalización progresiva, inestabilidad, retrogresión, sobreimpresión metamórfica y otros procesos geoquímicos que pueden generar nuevos minerales o dejar una huella en los minerales preexistentes (Mange y Wright, 2007), lo que dará origen a minerales con composiciones muy particulares resultado de las condiciones de formación (Morton y Hallsworth, 1994).

Capítulo 3. Marco geológico

3.1 Geología Regional

El territorio mexicano se divide en diferentes provincias fisiográficas de acuerdo con los principales rasgos del relieve (Raisz, 1959; Fig.5). La provincia de la Sierra Madre del Sur (Raisz, 1959; Fig. 5) se extiende en dirección noroeste-sureste a lo largo de la costa del Pacífico, desde Jalisco hasta el Istmo de Tehuantepec.

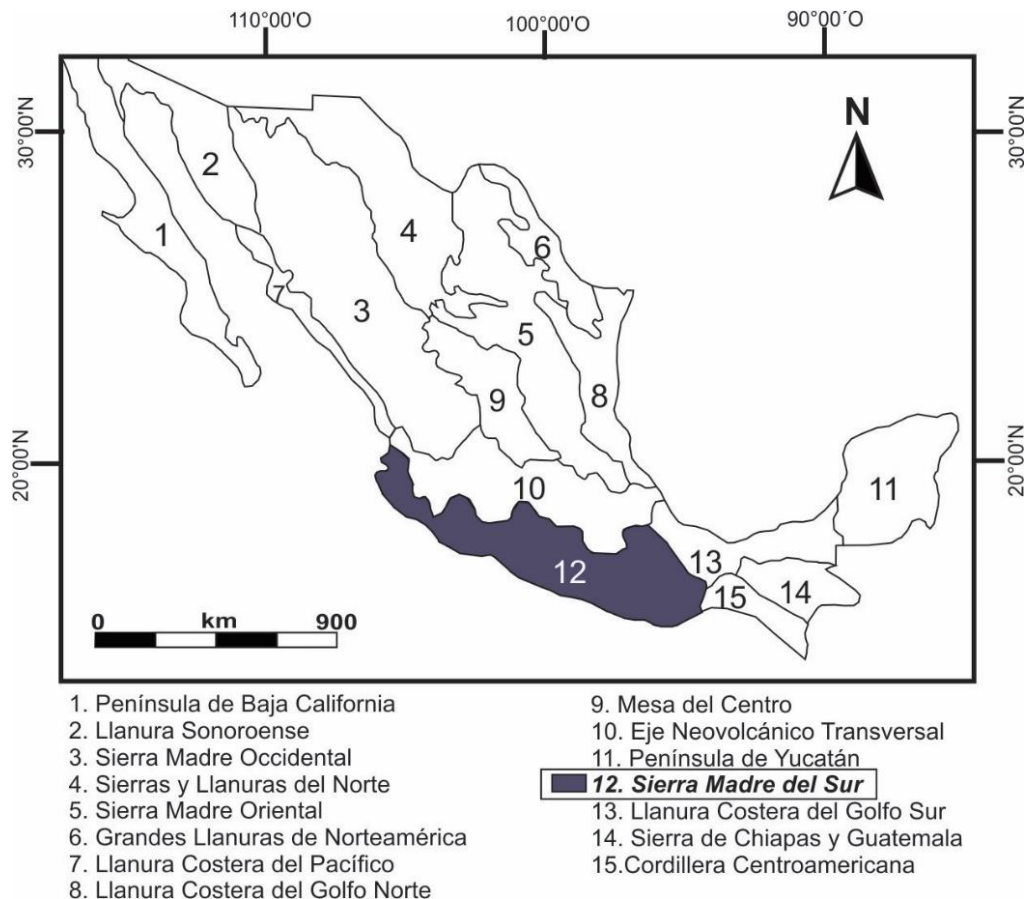


Figura 5. Mapa de las principales provincias fisiográficas de México (modificado de INEGI 2020).

La Sierra Madre del Sur está constituida por diferentes bloques corticales con características estructurales, estratigráficas y petrológicas diferentes. Estos bloques corticales han sido designados como terrenos tectono-estratigráficos (e.g. Campa y Coney, 1983; Sedlock et al., 1993). Tomando como referencia el mapa de terrenos tectono-estratigráficos propuesto por Campa y Coney (1983), la zona suroeste de México comprendida entre la costa pacífica mexicana al oeste y la falla de Oaxaca al este se compone por: el Terreno Guerrero, el Terreno Mixteca, el Terreno Oaxaca, y el Terreno Xolapa. Dichos terrenos se encuentran delimitados por grandes fallas regionales, cuya interpretación es todavía tema de debate. En particular, este trabajo se enfocará en el basamento del terreno Mixteca, el Complejo Acatlán (Fig. 6).

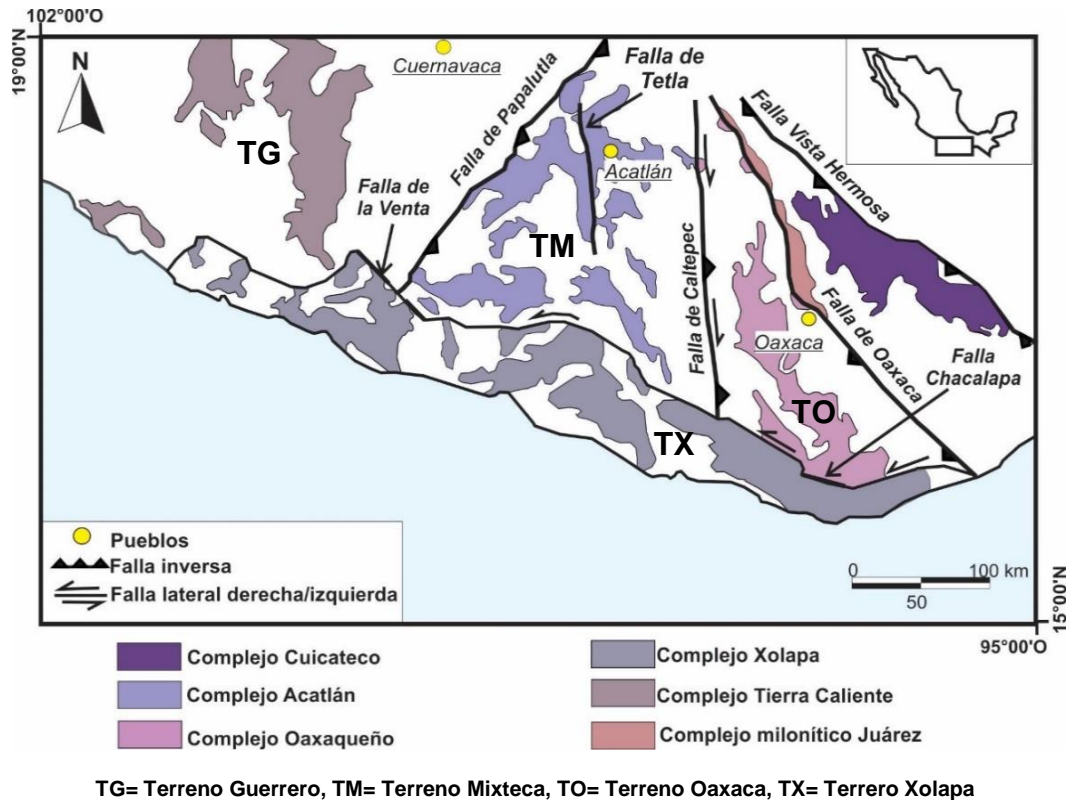


Figura 6. Mapa general de los complejos cristalinos en el sur de México en el que se observa: la distribución de los terrenos tectonoestratigráficos, la distribución de las rocas cristalinas y las principales fallas de la región (modificado de Campa y Coney, 1983 y Tolson, 2005).

3.2 Complejo Acatlán

Con una extensión superior a los 10,000 km², el Complejo Acatlán, cuya edad se extiende muy probablemente desde el Cámbrico hasta el Pérmico Medio, constituye el basamento del Terreno Mixteca (Fig.6) y la mayor exposición de rocas de edad paleozoica en el sur de México (Ortega-Gutiérrez, 1978; Campa y Coney 1983; Keppie et al., 2008). El Complejo Acatlán está limitado al oeste por la falla de Papalutla (Campa y Coney, 1983; Fig. 6) del Cretácico Tardío, a lo largo de la cual las rocas metamórficas cabalgan sobre las calizas cretácicas de la plataforma Guerrero Morelos. Al este, se encuentra limitado por la falla de Caltepec del Pérmico medio, la cual tiene un desplazamiento lateral derecho y separa las rocas de edad grenvilliana del Complejo Oaxaqueño de las rocas paleozoicas del Complejo Acatlán (Elías-Herrera y Ortega-Gutiérrez, 2002). Hacia el norte, el Complejo Acatlán se encuentra cubierto discordantemente por sucesiones volcánicas y volcanoclásticas del Cenozoico que forman parte de la Faja Volcánica Transmexicana (Ferrari et al., 1999). Hacia el sur, se encuentra en contacto con el terreno Xolapa de edad mesozoica-cenozoica a través de la falla cenozoica de Chacalapa, la cual presenta un desplazamiento lateral izquierdo (Tolson, 2007). La historia que registran las rocas del Complejo Acatlán ha sido interpretada como parte del proceso de apertura y posterior cierre de los océanos Iapetus o Rheico, el cual finalizó con el ensamblaje del supercontinente Pangea (e.g. Ortega-Gutiérrez et al., 1993 y 1999; Nance et al., 2006; Ortega-Gutiérrez et al., 2018). De acuerdo con Ortega-Gutiérrez et al. (1999), las rocas del Complejo Acatlán representan un vestigio del Océano Iapetus que registró el evento de colisión continental entre Laurentia y Gondwana. Sin embargo, con base en nuevos datos geocronológicos, Nance et al. (2006) han planteado que la historia del Complejo Acatlán está más bien asociada con el cierre del Océano Rheico. A partir de lo propuesto

por Nance et al. (2006), Keppie et al. (2008) han resumido la historia del Complejo Acatlán de la siguiente forma (Fig.7):

1) depósito de rocas siliciclásticas (Unidades Huerta, Amate, Oate, Las Minas, El Epazote, Las Calaveras y Mal Paso; Keppie et al., 2008; Fig. 7) y magmatismo bimodal (incluye las rocas intrusivas felsíticas clásicamente nombradas Granitoides Esperanza por Ortega-Gutiérrez, 1978) en un margen pasivo desarrollado en el flanco sureste del Océano Rheico entre el Cámbrico y el Silúrico;

2) subducción y metamorfismo en condiciones de alta presión/baja temperatura de una parte de las rocas descritas en el punto 1 a finales del Devónico;

3) extensión y exhumación de las rocas descritas en el punto 2 y depósito de sucesiones siliciclásticas (rocas comúnmente designadas como Formación Cosoltepec, Unidades Salada, Ojo de Agua, Cuatlaco, Canoas y Mimilulco; Keppie et al., 2008; Fig.7) acompañado por el emplazamiento de un enjambre de diques basálticos entre finales del Devónico y el Carbonífero;

4) depósito de sucesiones predominantemente siliciclásticas (Formaciones Patlanoaya, Olinalá y Tecomate) durante un período de transpresión dextral relacionado con la subducción oblicua a través del margen oeste de Pangea a finales del Carbonífero-Pérmico medio (Keppie et al., 2008; Ortega-Gutiérrez et al., 2018)

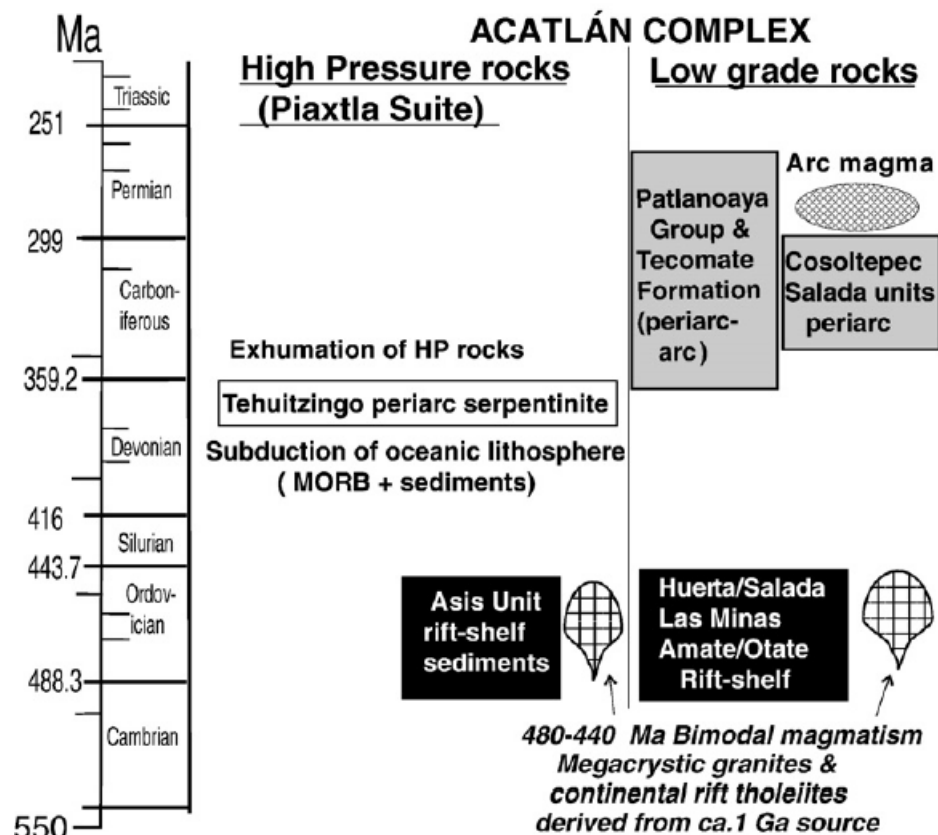


Figura 7. Historia geológica del Complejo Acatlán (Keppie et al., 2008).

La estratigrafía del Complejo Acatlán fue descrita a detalle por primera vez en el trabajo de Ortega-Gutiérrez (1978). Si bien este trabajo sentó las bases para estudios posteriores, nuevos datos estratigráficos, estructurales, geocronológicos y petrológicos (e.g. Ortega-Gutiérrez et al. 1999; Ramírez-Espinoza 2001; Talavera-Mendoza et al., 2005; Nance et al., 2006; Grodzicki et al. 2008; Keppie et al. 2008; Morales-Gámez et al., 2008; Helbig et al., 2012; Keppie et al., 2012; Helbig, 2013; entre otros) producidos en las últimas décadas han permitido una revisión del marco estratigráfico propuesto por Ortega-Gutiérrez (1978). Por ello, siguiendo la propuesta de Keppie et al. (2008), en este trabajo se subdivide a las rocas del Complejo Acatlán en: 1) Rocas metamórficas de edad Cámbrico-Silúrico, 2) Rocas metamórficas del Devónico superior-Carbonífero y 3) Rocas metamórficas del Carbonífero superior-Pérmico medio. A continuación, se presenta una breve descripción de las diferentes litologías que componen el Complejo Acatlán.

3.2.1 Rocas metamórficas del Cámbrico-Silúrico

El conjunto de margen pasivo del Cámbrico-Silúrico se compone por: metapsamitas, metapelitas, metabasitas, metagranitoides sin deformar a altamente deformados, y rocas ultrabásicas de bajo grado (facies de esquistos verdes), y sus equivalentes metamórficos de alta presión (Keppie et al., 2008; Galaz et al., 2013). La asociación mineral de las rocas metasedimentarias de bajo grado está definida por: cuarzo, muscovita, clorita, biotita, feldespato potásico y plagioclasa, además de zircón y minerales opacos como accesorios (Malone et al. 2002; Morales-Gámez et al., 2008; Ortega-Gutiérrez et al., 2018). Por otro lado, la asociación mineral de las rocas metasedimentarias de alta presión está conformada por: cuarzo, fengita, granate, rutilo, biotita, turmalina, cloritoide, clinozoisita, plagioclasa y onfacita (Meza-Figueroa et al., 2003; Talavera-Mendoza et al., 2005; Middleton et al. 2007; Vega-Granillo et al., 2007); estas fases minerales están presentes como relictos del metamorfismo de alta presión, ya que la mayoría de las rocas se encuentran reequilibradas en condiciones de bajo grado (Meza-Figueroa et al., 2003). Las rocas metasedimentarias de bajo grado y alta presión presentan dos poblaciones de zircones detríticos principales, la primera población se encuentra entre los ~880 y 1320 Ma y la segunda entre los ~430 y 740 Ma (Keppie et al., 2008; Fig. 9a y 9b).

Los granitoides Ordovícicos-Silúricos del Complejo Acatlán exhiben una deformación y un metamorfismo variable que va desde cuerpos altamente deformados y con metamorfismo de alta presión (previamente denominados Granitoides Esperanza por Ortega-Gutiérrez, 1978), hasta cuerpos poco o nada deformados y sin metamorfismo (plutones Palo Liso, Los Hornos y la Noria; Yáñez et al., 1991; Miller et al., 2007). Los metagranitoides de alta presión se han interpretado como el producto de la subducción de un margen continental en el Devónico-Carbonífero (Miller et al., 2007). Estas rocas de alta presión se componen de: cuarzo, feldespato potásico (microclina y ortoclasa), plagioclasa, fengita, biotita, granate, zircón, rutilo y turmalina (Middleton et al. 2007; Vega-Granillo et al., 2007; Ortega-Gutiérrez et al., 2018). Mientras que los metagranitoides de bajo grado se componen de: megacristales de feldespato potásico, cuarzo, plagioclasa, muscovita, biotita, zircón, turmalina y óxidos de Fe-Ti (Miller et al., 2007). Las edades U-Pb en zircón de los metagranitoides del Complejo Acatlán se han calculado entre los 440 Ma y 480 Ma (Talavera-Mendoza et al., 2005; Morales-Gámez et al., 2008; Fig. 9c), y se han interpretado como edades de intrusión.

Las rocas máficas eclogíticas del Complejo Acatlán presentan una asociación mineral conformada por: almandino, onfacita, barroisita, fengita y rutilo (Meza-Figueroa et al., 2003). Mientras que las metabasitas con asociaciones de esquistos azules presentan un contenido mineral compuesto de: glaucófano, albita, clinozoisita, fengita, clorita y cuarzo (Vega-Granillo et al., 2007). Sin embargo, estas rocas representan únicamente relictos de alta presión en rocas con retrogresión metamórfica en facies de anfibolita y esquistos verdes (Meza-Figueroa et al., 2003). Las condiciones del metamorfismo de alta presión se han calculado entre 500-800°C con 12-16 kbar para las eclogitas, 292-396 °C con 10-12 kbar para los esquistos azules y 490-600 °C con 11-12 kbar para las anfibolitas de alta presión (Elías-Herrera et al., 2006; Vega-Granillo et al., 2007; Ramos-Arias et al. 2012; Galaz et al., 2013).

Las rocas ultramáficas del Complejo Acatlán se componen por harzburgitas completamente serpentinizadas, en las que la única fase primaria preservada es la Cr-spinela (González-Mancera et al., 2009). Los afloramientos de serpentinita localizados cerca del poblado de Tehuitzingo (Fig. 8) han sido nombrados Cuerpo Ultramáfico de

Tehuiztingo por González-Mancera et al. (2009). Estas rocas se componen en un 95% de minerales del grupo de la serpentina (crisotilo, lizardita y antigorita), y de forma subordinada presentan: magnetita, calcita, mica blanca, talco, cromita, clinocloro, cuarzo, anfíbol (actinolita y edenita) y epidota (Galaz et al., 2013).

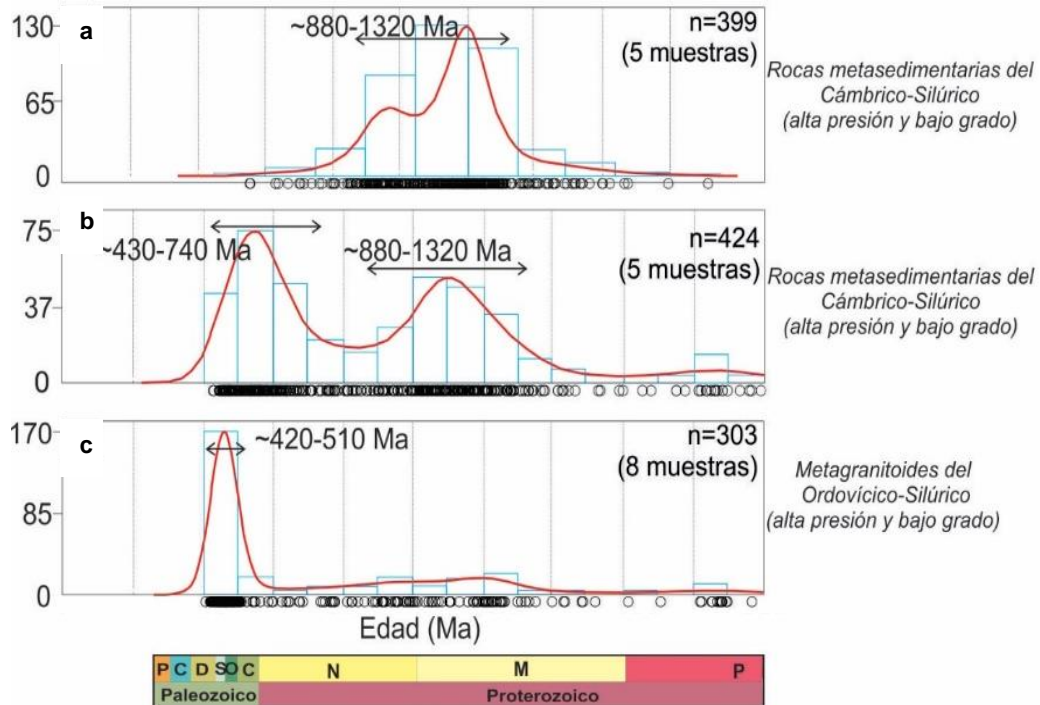


Figura 9. Gráficos de estimación de la densidad Kernel (Vermeesch, 2012) e histogramas (rectángulos azules) en donde se observa la distribución estadística de las edades de zircones detríticos de las rocas del Cámbrico-Silúrico del Complejo Acatlán. En donde: a y b) Rocas metasedimentarias de bajo grado del Cámbrico-Silúrico; c) metagranitoides Ordovícico-Silúricos. Los círculos abiertos en la base de cada gráfico representan la edad de cada grano de zircon analizado. Obtenido y modificado de Martini et al. 2020.

3.2.2 Rocas metamórficas del Devónico superior-Carbonífero

Las rocas del Devónico superior-Carbonífero son de tipo meta vulcano-sedimentarias y se componen de: metapelitas, metapsamitas y rocas metavolcánicas máficas de bajo grado (Grodzicki et al., 2008; Morales-Gómez et al., 2008). Las rocas metasedimentarias presentan una paragénesis compuesta por: cuarzo, muscovita, clorita y opacos como minerales accesorios (Morales-Gómez et al., 2008; Ortega-Gutiérrez et al., 2018). Las rocas máficas presentan una asociación mineral compuesta por: anfíbol, clorita, feldespato, epidota y opacos (Morales-Gómez et al., 2008). Sin embargo, en el noreste del Complejo Acatlán, cerca del poblado de Santo Domingo Tianguistengo (Fig. 8) se observan rocas de mayor grado en facies de anfíbolita que presentan granate, biotita, y hornblenda (Unidad Amarillo en Keppie et al., 2012b). Los zircones detríticos de las rocas metasedimentarias presentan edades U-Pb que definen dos poblaciones principales: una de ~450 a 710 Ma y otra de ~830 a 1060 Ma (Fig. 10), y un grupo subordinado de ~330 y 400 Ma (Keppie et al., 2008).

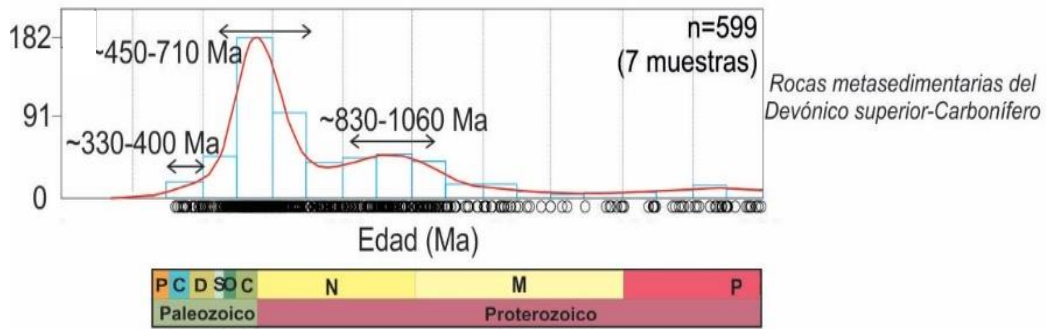


Figura 10. Gráficos de estimación de la densidad Kernel (Vermeesch, 2012) de las rocas metasedimentarias del Devónico superior-Carbonífero. Los círculos abiertos en la base de cada gráfico representan la edad de cada grano de zircón analizado. Obtenido y modificado de Martini et al. 2020.

3.2.3 Rocas metamórficas del Carbonífero superior-Pérmico medio

El conjunto de rocas del Carbonífero superior-Pérmico medio se compone de: metapelitas, metapsamitas, conglomerados, mármoles y rocas metavolcánicas intensamente deformadas y con metamorfismo de bajo grado en facies de sub-esquistos verdes y esquistos verdes (Sánchez-Zavala, 2008; Kirsch, 2012). Las edades U-Pb de zirrones detríticos definen dos poblaciones principales de ~275-360 Ma y ~1000-1300 Ma (Kirsch et al., 2012a; Fig. 11).

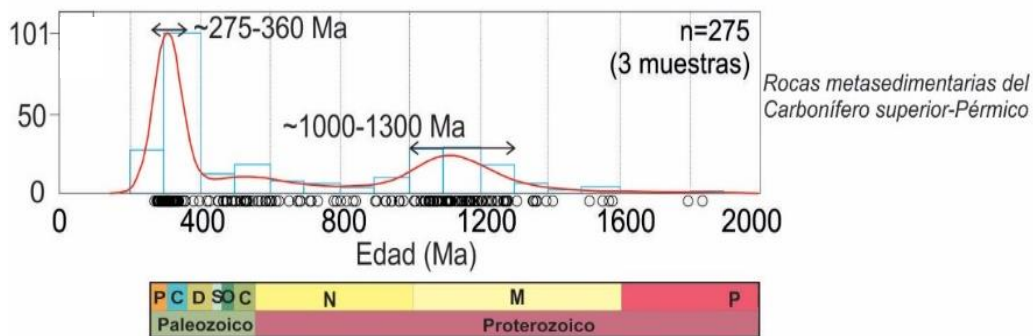


Figura 11. Gráficos de estimación de la densidad Kernel (Vermeesch, 2012) de las rocas metasedimentarias del Carbonífero superior-Pérmico medio. Los círculos abiertos en la base de cada gráfico representan la edad de cada grano de zircón analizado. Obtenido y modificado de Martini et al. 2020.

3.3 Complejo Ayú

El Complejo Ayú forma parte del Terreno Mixteca (Campa y Coney, 1993) y se localiza en la frontera entre los estados de Puebla y Oaxaca. Las rocas del Complejo Ayú afloran en un horst delimitado por capas rojas y rocas sedimentarias fluviales del Triásico-Jurásico, así como por calizas del Cretácico (Morán-Zenteno et al., 1993; Silva-Romo y Mendoza-Rosales, 2000; Silva-Romo et al., 2011; Helbig, 2013). El Complejo Ayú se compone por: el Litodema Chazumba, la Migmatita Magdalena, los intrusivos San Miguel y los lentes máficos-ultramáficos de Tepejillo y Tultitlán (Helbig, 2013; Fig.12).

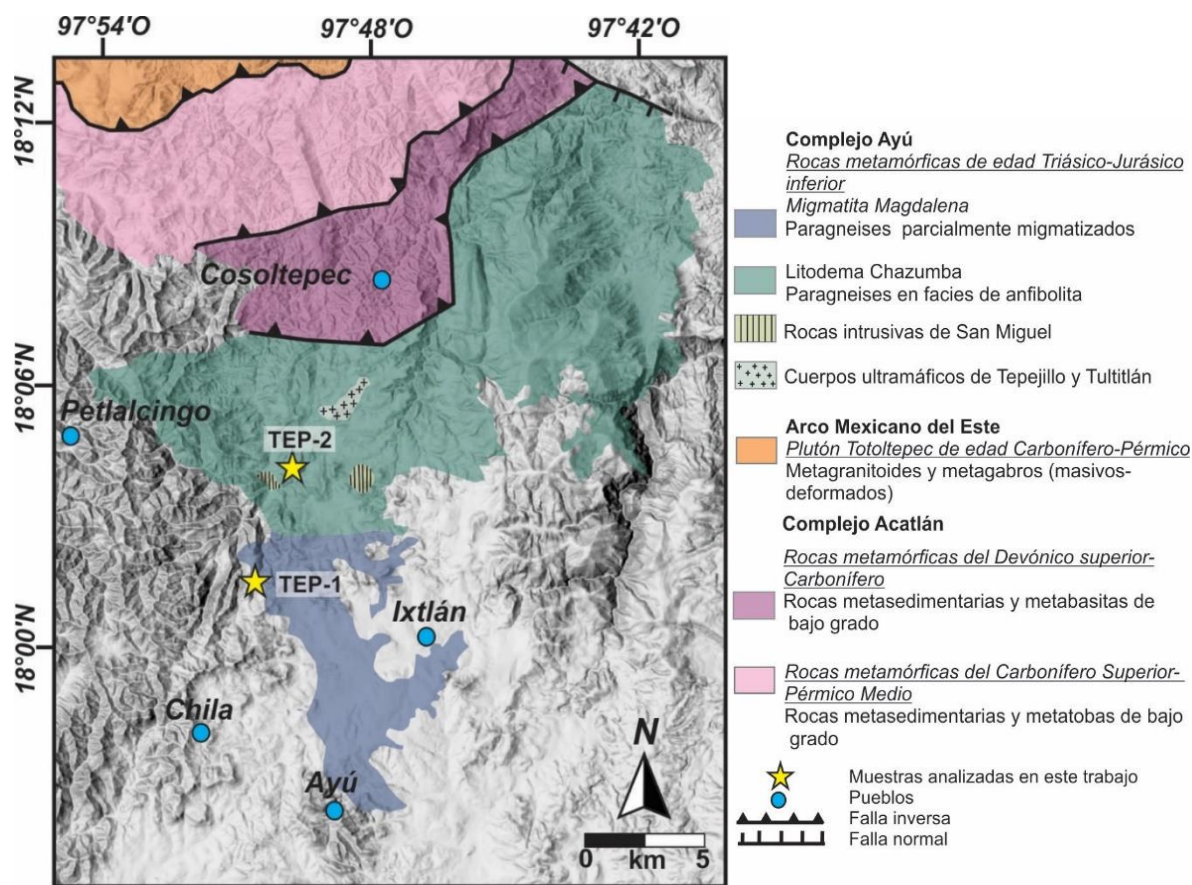


Figura 12. Mapa geológico del Complejo Ayú (modificado de Helbig et al., 2012a).

En el norte del Complejo Ayú afloran las rocas del Litodema Chazumba (Fig.12). Este Litodema se compone predominantemente por paragneises en facies de anfibolita (Ortega-Gutiérrez 1978; Ortega-Gutiérrez, 1999). De acuerdo con Helbig (2013) los minerales característicos de estos paragneises son: cuarzo, plagioclasa, biotita, muscovita, titanita, granate y hornblenda. Por otro lado, la Migmatita Magdalena representa la unidad estructuralmente inferior del Complejo Ayú y se expone en el sur de dicho complejo (Fig. 12). Las rocas que conforman la Migmatita Magdalena han sido interpretadas como el resultado del proceso de migmatización parcial de las rocas del Litodema Chazumba (Helbig, 2013). Las litologías que la componen son: paragneises, metapelitas, metapsamitas, calsilicatos, y anfibolitas, parcialmente migmatizadas (Ortega-Gutiérrez, 1978; Helbig et al., 2012). De forma general, el leucosoma de la migmatita se compone de: cuarzo, plagioclasa, feldespato, muscovita y granate; mientras que el melanosoma se compone principalmente por: biotita y, de forma subordinada, cuarzo, plagioclasa y hornblenda (Vega-Granillo, 2005). La edad U-Pb en zircón de migmatización de las rocas de la Migmatita Magdalena varía entre 160 y 171 Ma (Helbig et al., 2012b). Estudios de geocronología U-Pb en zirrones detríticos indican que los protolitos del Litodema Chazumba y Magdalena presentan una edad máxima de depósito del Pérmico Inferior (Talavera-Mendoza et al., 2005) o del Jurásico Medio (Keppie et al., 2006). La mayoría de las rocas metasedimentarias en ambas unidades presentan un espectro continuo de edades entre los ~197 Ma y los ~1400 Ma, con dos poblaciones mayores en ~230-400 Ma y ~880 y ~1200 Ma (Helbig et al., 2012b; Fig. 13a y 13b).

Tanto la Migmatita Magdalena como el Litodema Chazumba son intrusionados por cuerpos de granitoide denominados rocas intrusivas San Miguel por Yáñez et al. (1991). Las rocas intrusivas San Miguel se componen de diques y cuerpos irregulares con edades Sm-Nd en granate-roca total de 172 ± 1 Ma y Rb-Sr en muscovita-roca total de 175 ± 3 Ma (Yáñez et al., 1991). Estas edades, en conjunto con las edades U-Pb en zircones reportadas en algunos de los diques del Complejo Ayú por Helbig et al. (2012b), indican un evento térmico en el Jurásico Medio que ha sido correlacionado con la edad de migmatización del Litodema Magdalena (Yáñez et al., 1991; Helbig et al., 2012b). Estructuralmente por encima del Litodema Chazumba afloran cuerpos de composición máfica-ultramáfica que han sido nombrados lente Tepejillo y cuerpo de Tultitlán (Helbig, 2013). El lente Tepejillo consiste en cuerpos ultramáficos y gabroicos de grano grueso, mientras que el cuerpo de Tultitlán consiste en anfibolitas masivas con núcleos de norita (Keppie et al., 2004; Helbig, 2013).

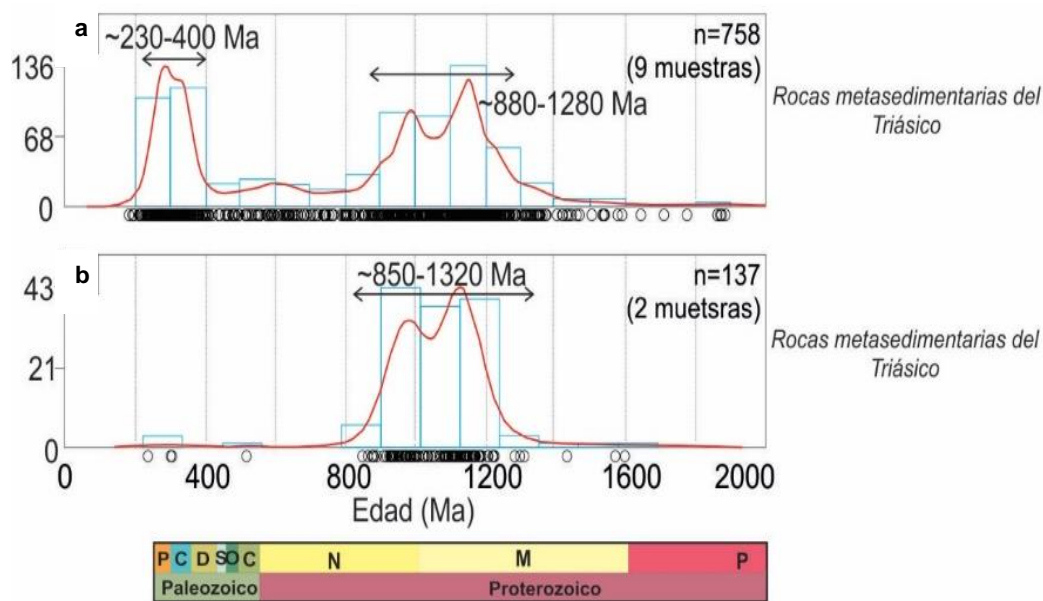


Figura 13. Gráficos de estimación de la densidad Kernel (Vermeesch, 2012) de las rocas metasedimentarias del Complejo Ayú. Los círculos abiertos en la base de cada gráfico representan la edad de cada grano de zircon analizado. Obtenido y modificado de Martini et al. 2020.

3.4 Arco Mexicano del Este

El Arco Mexicano del Este está conformado por plutones y rocas volcánicas de edad Carbonífero Superior-Pérmico que se han interpretado como parte de un arco continental generado por la convergencia que marcó el cierre del océano Rheico durante la conformación de Pangea (Torres et al., 1999; Dickinson y Lawton, 2001; Kirsch et al., 2012a). Actualmente estas rocas se encuentran expuestas en el este del territorio mexicano y al sur del territorio estadounidense (Torres et al., 1999; Dickinson y Lawton, 2001; Kirsch et al., 2012a; Ortega Obregón et al., 2014; Fig. 14). Las rocas del Arco Mexicano del Este que afloran en la cercanía del área de estudio son: el Plutón Etna, el stock la Carbonera, la Riolita Sosola, el Granito Cozahuico y el plutón Totoltepec (Fig. 14). El plutón Etna y el stock la Carbonera corresponden a cuerpos graníticos a granodioríticos sin deformación (Solari et al., 2001; Ortega-Obregón et al., 2014). Las rocas del stock la Carbonera presentan zircones con edades U-Pb entre los 268 y 275 Ma (Ortega-Obregón et al., 2014; Fig. 15a), mientras que el plutón Etna presenta zircones de entre 250 y 270 Ma (Ortega Obregón et al., 2014; Fig. 15b). El plutón Totoltepec y el granito Cozahuico

corresponden a cuerpos intrusivos sin-tectónicos emplazados durante las etapas finales de la consolidación de Pangea (Elías-Herrera et al., 2005). El granito Cozahuico se compone de gneises graníticos y granodioríticos con edades U-Pb entre 280 y 260 Ma (Elías-Herrera et al., 2005; Fig. 15d). A continuación, se presenta una descripción a mayor detalle del plutón Totoltepec, que representa una de las unidades muestreadas en este trabajo.

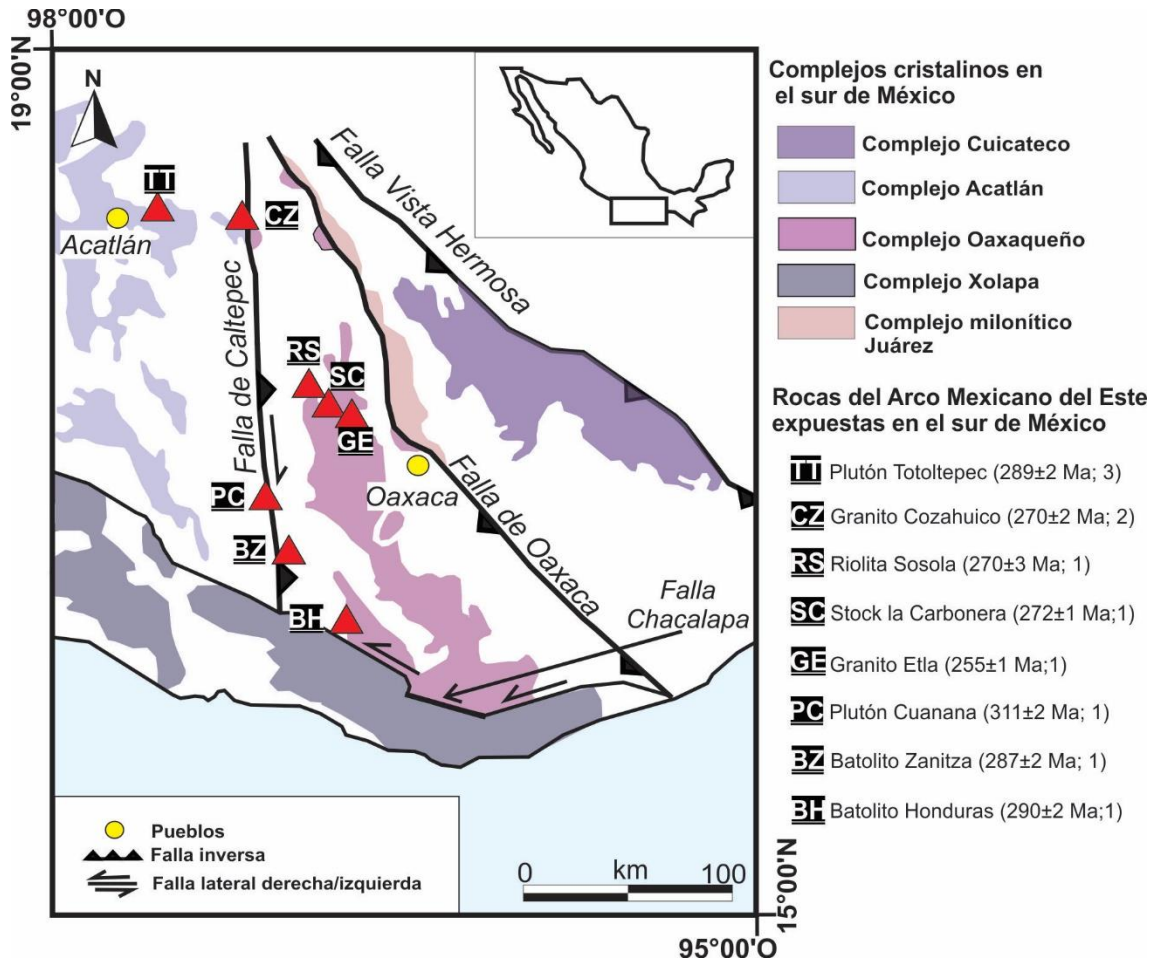


Figura 14. Mapa con la ubicación y edades U-Pb de las rocas del Arco Mexicano del Este expuesta en el sur de México (modificado de Campa y Coney, 1983 y Tolson, 2005; Ortega-Obregón et al., 2014). Donde 1) corresponde a Ortega-Obregón et al., 2014; 2) a Elías-Herrera et al., 2005; y 3) a Kirsch et al., 2012a.

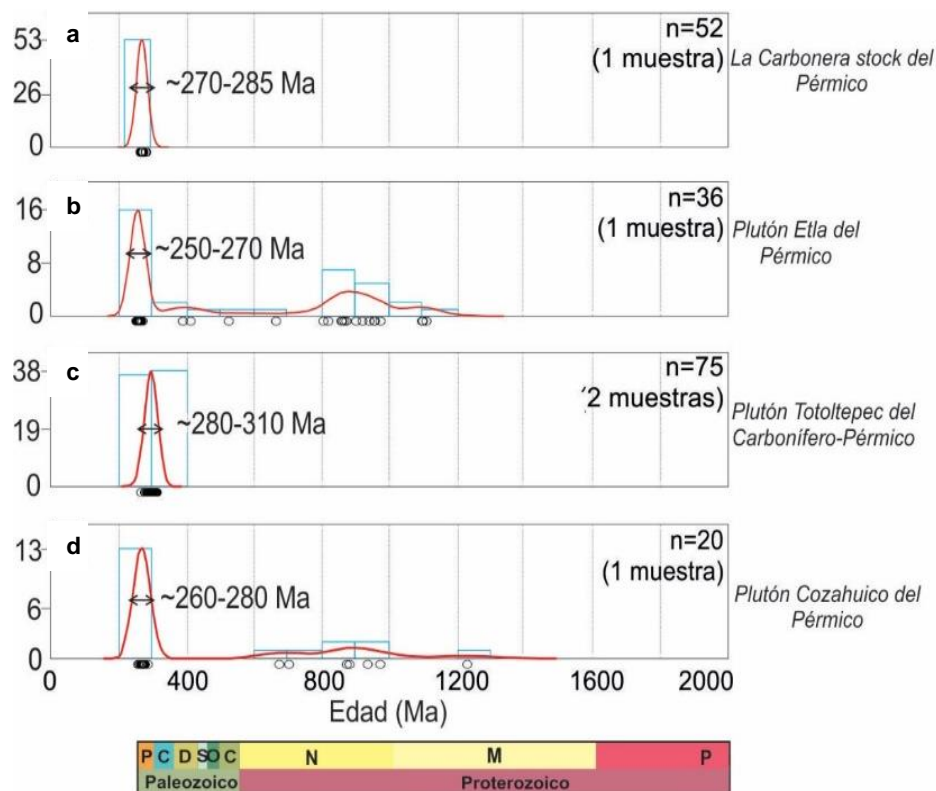


Figura 15. Gráficos de estimación de la densidad Kernel (Vermeesch, 2012) de las rocas del Arco Mexicano del Este. Los círculos abiertos en la base de cada gráfico representan la edad de cada grano de zircón analizado. Obtenido y modificado de Martini et al. 2020.

3.4.1 El plutón Totoltepec

El Plutón Totoltepec se expone en un área de $\sim 68 \text{ km}^2$ en la parte oriental del Complejo Acatlán (Kirsch, 2012; Fig. 8). En su margen sur, las rocas de bajo grado de edad Carbonífero superior-Pérmico medio del Complejo Acatlán se sobrepone tectónicamente por encima del plutón (Kirsch et al., 2012; Fig. 16). Al este, el plutón limita con una unidad denominada Litodema Amarillo a través de la falla Tianguistengo (Kirsch et al., 2012c; Fig. 16). Al norte, limita con sucesiones fluviales de edad jurásica (Martini et al., 2016) a través de la falla de la Matanza. En el este, se encuentra limitado por la falla San Jerónimo de cinemática dextral (Morales-Gómez et al., 2008), que separa el plutón Totoltepec de las rocas del Devónico superior-Carbonífero de bajo grado del Complejo Acatlán y de lechos rojos jurásicos (Kirsch, 2012). El plutón Totoltepec está conformado por: metatonalita, metadiorita, metagranodiorita, metagabro y hornblendita (Kirsch, 2012). En estas rocas, las texturas magmáticas se encuentran sobreimpuestas por fábricas de deformación y recristalización en estado sólido bajo condiciones de alta temperatura ($500\text{-}750 \text{ }^\circ\text{C}$). Microestructuras típicas son la migración de borde de grano y estructuras en tabla de ajedrez en el cuarzo (Malone et al., 2002; Kirsch et al., 2012b). Los minerales característicos del gabro son: hornblenda y plagioclasa (labradorita), y de forma subordinada magnetita, ilmenita, calcopirita, muscovita, titanita y zircón (Kirsch et al., 2012b). Los minerales característicos de la tonalita son: plagioclasa (oligoclasa) y cuarzo, y de forma subordinada muscovita, biotita, apatito, magnetita, magnetita titanífera, ilmenita y zircón (Kirsch et al., 2012b). La plagioclasa es el mineral dominante del plutón Totoltepec, dependiendo de la litología, su composición es variable desde la composición de una albita hasta la de una labradorita (Kirsch et al., 2012b). La edad U-Pb en zircones de un gabro de hornblenda fue calculada en $306 \pm 2 \text{ Ma}$ e interpretada como

una edad de intrusión (Kirsch et al., 2012a). Mientras que una edad de 289 ± 2 Ma en una cuarzo- diorita se interpretó como una edad de cristalización (Kirsch et al., 2012a) que coincide con la edad U-Pb de 287 ± 2 Ma reportada para una fase félsica por Yáñez et al. (1991).

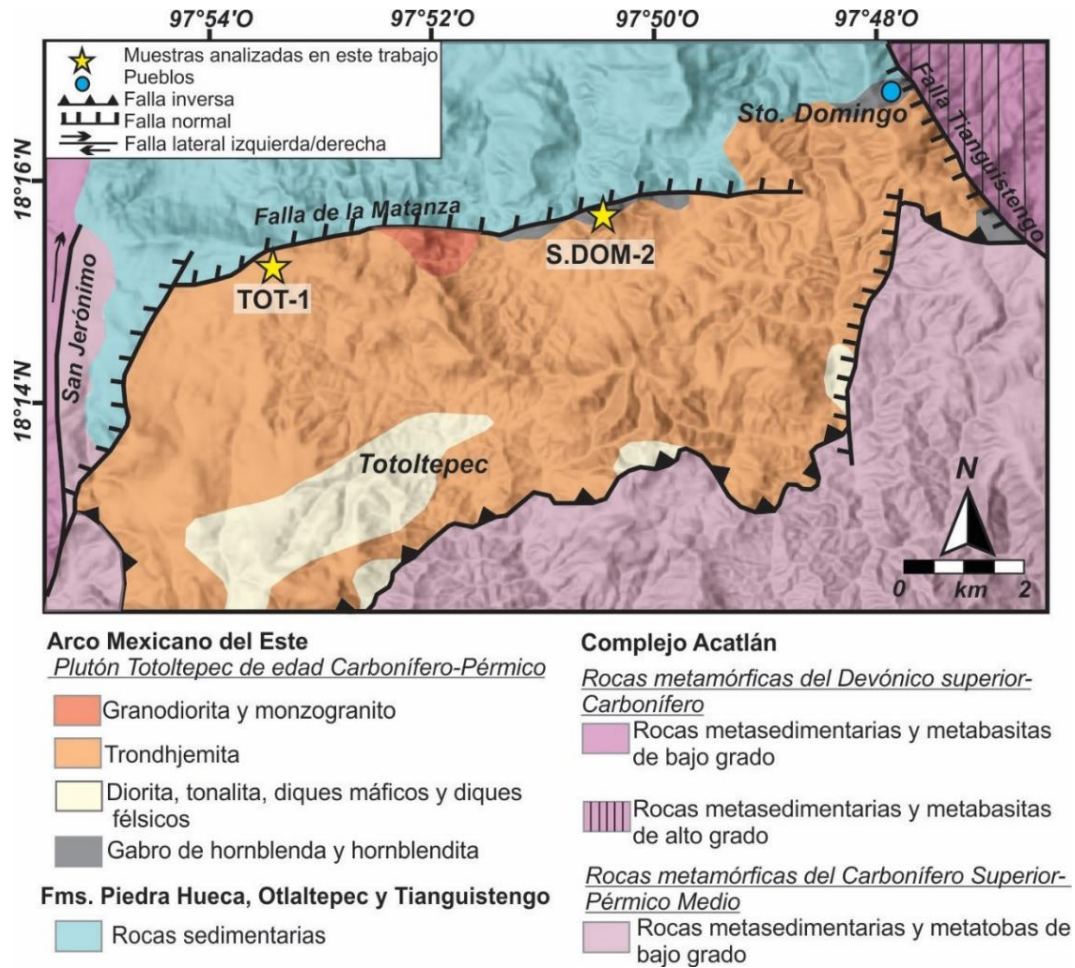


Figura 16. Mapa geológico del Plutón Totoltepec modificado de Kirsch et al. (2012b).

Capítulo 4. Problemática, objetivos y localización del área de estudio

4.1 Problemática

El análisis de procedencia de rocas clásticas ha demostrado ser una de las herramientas más eficientes para la reconstrucción de la evolución tectónica de entornos geológicos del pasado y el presente (e.g. Dickinson et al., 1985; Marsaglia e Ingersoll, 1992; Garzanti, 2016). El sólido conocimiento de las litologías que representan las potenciales fuentes de detrito es, sin duda alguna, una de las premisas esenciales para realizar un análisis de procedencia exitoso.

La heterogeneidad de la corteza en el sur de México es el reflejo de un pasado geológico complejo, con una historia de más de 1.0 Ga (Ortega-Gutiérrez et al., 2018). En esta zona se exponen sucesiones clásticas del Mesozoico y Cenozoico, resultado de eventos geológicos de escala global como, por ejemplo: el rompimiento de Pangea durante el Jurásico (Martini y Ortega-Gutiérrez, 2016), el desarrollo del orógeno Cordillerano de Norteamérica de finales del Cretácico-Paleógeno (Fitz-Díaz et al., 2018), el desarrollo del límite de placa Norte América-Caribe de finales del Cretácico-Paleógeno (Dickinson y Lawton, 2001), entre otros. Este registro, ampliamente expuesto y bien conservado, hace de México un lugar de gran interés para el análisis de procedencia enfocado en la reconstrucción de estos eventos tectónicos de gran escala.

Sin embargo, reconstruir la procedencia de estas sucesiones mesozoicas y cenozoicas no es un trabajo sencillo. El sur de México se compone por un mosaico de bloques de basamento pre-Mesozoicos y de inicios del Mesozoico con edades, litologías y condiciones metamórficas muy diferentes (e.g. el Complejo Oaxaqueño, el Complejo Acatlán, el Complejo Ayú y el Arco Mexicano del Este); que representan las fuentes de detrito de las rocas clásticas mesozoicas y cenozoicas. Desafortunadamente, la información disponible actualmente sobre las rocas pre-mesozoicas y de inicios del mesozoico es insuficiente para el análisis de procedencia de rocas más jóvenes, ya que se enfoca únicamente en la reconstrucción de la historia metamórfica, haciendo hincapié en las paragénesis de mayor grado (e.g. Middleton et al., 2007; Keppie et al., 2012; Galaz-Escamilla, 2013), que en algunos de los bloques pre-mesozoicos únicamente están presentes como relictos del pico metamórfico (e.g. Complejo Acatlán) y no son determinantes en la generación del detrito. Por ello, surge la necesidad de un trabajo enfocado en caracterizar el detrito que estos bloques generan mediante el uso de técnicas utilizadas en análisis de detrito, como son: la petrografía, el análisis de minerales pesados y la geocronología de zircones detríticos.

El estudio de minerales pesados ha demostrado ser de gran utilidad en el análisis de procedencia, en cuanto varios de estos resultan ser excelentes trazadores de procedencia (e.g. turmalina, granate, rutilo, anfíbol, etc.; Mange and Wright, 2007). Sin embargo, en México, el estudio de estos minerales se encuentra restringido a unos cuantos trabajos en el sur México (e.g. Martini et al., 2016; Zepeda-Martínez et al., 2018; Ortega-Flores et al., 2018). Esto porque la información sobre la composición de minerales pesados en las rocas metamórficas fuente es aún escasa, lo que resulta en la situación de tener minerales detríticos con una composición que no se parece a nada actualmente conocido, lo cual no permite realizar interpretaciones sólidas sobre la procedencia. Por otra parte, a pesar de la utilidad de la geocronología U-Pb en el análisis de procedencia,

los datos geocronológicos de los bloques de basamento son insuficientes y, además, los zircons documentan un número limitado de fuentes (Lawrence et al., 2010; Garzanti, 2016), por lo que es necesario siempre complementar la parte geocronológica con la petrografía (Garzanti., 2016) y el análisis de minerales pesados.

4.2 Objetivo General

Para contribuir a resolver la problemática planteada anteriormente, en este trabajo se pretende caracterizar la firma detrítica generada por algunos de los bloques de basamento expuestos en el sur de México, en particular: el Complejo Acatlán, el Complejo Ayú y el Arco Mexicano del Este. Esto con el fin de generar una base de datos que se utilice como punto de referencia en estudios de procedencia de rocas clásticas mesozoicas y cenozoicas en el sur de México.

4.2.1 Objetivos específicos

- Estudiar petrográficamente cada roca de basamento para reconocer estructuras, texturas y paragénesis.
- Describir petrográficamente las muestras de detrito para establecer su composición modal y describir a detalle sus componentes.
- Estudiar los minerales pesados para establecer la composición química de minerales con importancia como trazadores de procedencia.
- Geocronología U-Pb en zircons detríticos de algunas de las unidades metasedimentarias para enriquecer la base de datos reportada en la literatura.

4.3 Localización del área de estudio

Las muestras recolectadas para este trabajo se encuentran distribuidas en un área de ~15,000 km² delimitada por las coordenadas 17°30' - 18°30' de latitud norte y 97°0' - 98°30' de longitud oeste, en la región comprendida desde el poblado de Patlanoaya hasta el poblado de Ayú en los estados de Puebla, Guerrero y Oaxaca (Fig. 17). El principal acceso al área de estudio desde la Ciudad de México corresponde a la carretera federal 160 que llega al poblado de Izúcar de Matamoros en Puebla, para después conectarse con la carretera federal 190 que conecta con el poblado de Acatlán de Osorio y llega hasta el estado de Oaxaca. Esta es la vía de acceso principal, ya que cruza al Complejo Acatlán, al Complejo Ayú y parte del Arco Mexicano del Este, y corta los afloramientos expuestos de noroeste a sureste.

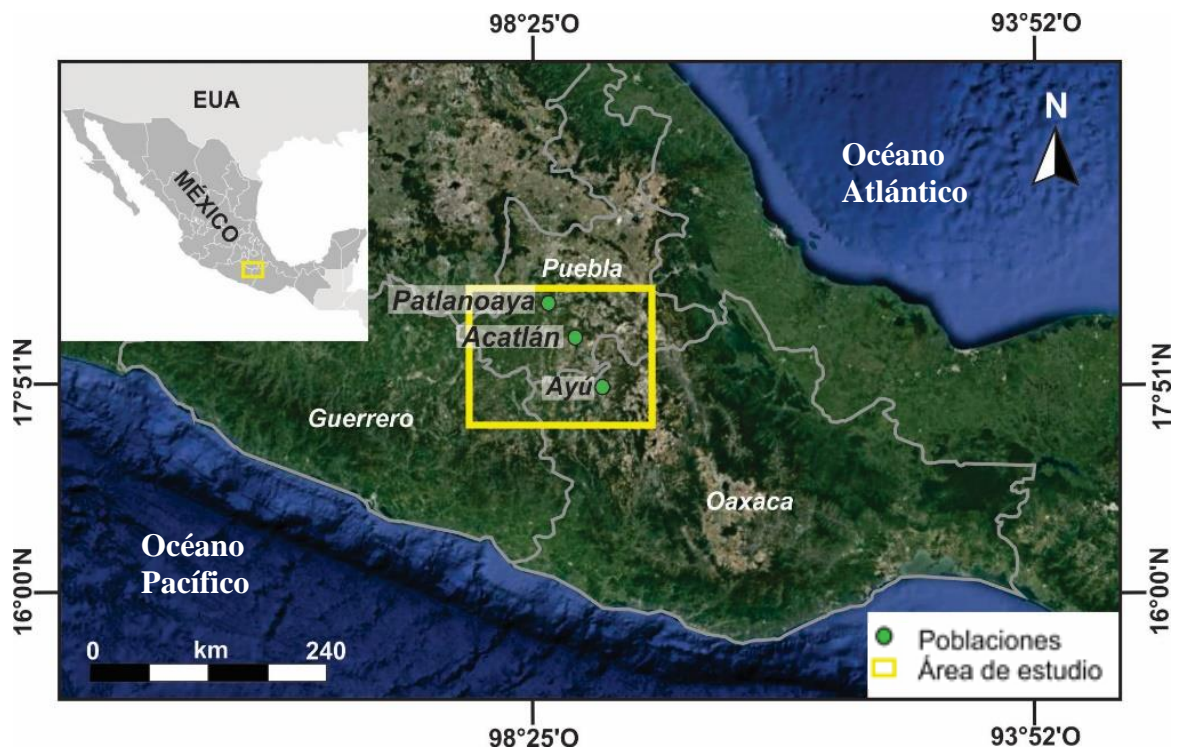


Figura 17. Localización del área de estudio.

Capítulo 5. Metodología

5.1 Revisión bibliográfica

Con el fin de establecer un punto de referencia para la elaboración de este trabajo, se realizó una recopilación bibliográfica de la geología del área de estudio en diferentes tipos de publicaciones (artículos, tesis y mapas geológicos) para las rocas del Complejo Acatlán, el Complejo Ayú y el Arco Mexicano del Este.

5.2 Mapa Geológico

Para la elaboración del mapa geológico del área de estudio se juntaron y digitalizaron algunos mapas presentes en la bibliografía: Ortega-Gutiérrez (1978), Sánchez-Zavala (2008), Keppie et al. (2012a), Kirsch et al. (2012a) y Helbig et al. (2012b). Adicionalmente, se obtuvieron las cartas geológicas de la página web del Servicio Geológico Mexicano con clave E14-B83 y E14-B84, se obtuvo el Modelo Digital de Elevación (MDE o DEM) en la página web del INEGI y se aplicó el análisis de imágenes satelitales tomadas con el software Google Earth. Para obtener las coordenadas de las muestras colectadas durante la salida a campo se utilizó un receptor GPS de la marca Garmin con el sistema de coordenadas UTM, y el datum WGS84.

5.3 Trabajo de campo

Durante dos salidas a campo se colectaron 26 muestras de ~10 kg con volumen de ~30 x 30 x 30 cm distribuidas en: el Complejo Acatlán, el Complejo Ayú y el Arco Mexicano del Este. Los afloramientos visitados se restringen a cañadas de fácil acceso cercanas a la carretera, exposiciones de rocas en la periferia de los poblados y cortes en carreteras y caminos. Estos afloramientos se reportan en la literatura, con excepción de aquellos para los cuales se realizó geocronología U-Pb en zircones detríticos y análisis de microsonda electrónica. Es importante señalar que la gran diversidad de rocas producto de las diferentes condiciones metamórficas y los diferentes protolitos, hacen complicado realizar un muestreo realmente representativo de toda la variedad litológica. Por lo que este trabajo pretende establecer un punto de partida para trabajos futuros que lo complementen.

La localización, litología, clave, grado metamórfico y estudios realizados de cada muestra se presentan en la Tabla 1.

	Edad reportada en la literatura	Grado de metamorfismo	Clave	Coordenadas geográficas	Tipo de roca	Petrografía de roca metamórfica	Petrografía de detrito	Análisis de minerales pesados	Zircones detríticos	Microsonda electrónica
Complejo Acatlán	Cámbrico-Silúrico	Bajo grado	HUE-1	18°15'10.52"N 97°59'49.41"O	Metapsamita/ Metapelita	X	X	X		
			AMA-1	18°14'0.62"N 97°58'25.75"O	Metapsamita/ Metapelita	X	X	X	X	
			SANDI-1	18°13'23.14"N 98°9'12.91"O	Ortogneis	X	X	X		
		Alta presión	TLA-2	18°19'55.30"N 98°20'11.96"O	Serpentinita	X	X	X		
			LUPE-1	18°10'11.36"N 98°16'24.56"O	Esquisto de mica blanca con granate	X	X	X		
			MLCO-2	18°35'40.37"N 98°17'16.22"O	Esquisto de mica blanca con granate	X	X	X		
			PX-1	18°13'36.79"N 98°14'43.07"O	Ortogneis	X	X	X		
			PX-2	18°13'36.79"N 98°14'43.07"O	Ortogneis	X				
			PX-3	18°13'36.79"N 98°14'43.07"O	Ortogneis	X	X	X		X
			LUPE-2	18°10'11.36"N 98°16'24.56"O	Metabasita	X	X	X		X
			LUPE-3	18°10'11.36"N 98°16'24.56"O	Metabasita	X	X	X		
			PAT-1	18°32'4.09"N 98°16'17.98"O	Metabasita	X	X	X		
			MLCO-1	18°35'31.33"N 98°17'6.88"O	Metabasita	X	X	X		
			MLCO-3	18°35'31.33"N 98°17'6.88"O	Metabasita	X				
	Devónico superior-Carbonífero	Bajo grado	OL-0618-ACA	17°50'49.15"N 98°45'15.85"O	Metapsamita/ Metapelita	X	X	X	X	
			AXU-1	18°16'1.17"N 98°18'33.03"O	Metapsamita/ Metapelita	X	X	X		
			CHI-1	18°11'28.73"N 98°16'8.58"O	Metapsamita/ Metapelita	X	X	X	X	
			CHI-2	18°11'28.73"N 98°16'8.58"O	Veta de cuarzo	X	X			
		Medio grado	S.DOM-1	18°15'2.06"N 97°44'28.46"O	Metabasita	X	X	X		X
			SN	18°16'12.00"N 97°45'41.00"O	Paragneis			X		X
			ACA-1	18°10'42.78"N 98°3'38.17"O	Metapsamita/ Metapelita	X	X	X		X
	Carbonífero superior-Pérmico	Bajo grado	TONA-1	18°11'10.08"N 97°53'33.28"O	Metapsamita/ Metapelita	X	X	X		
			TEP-2	18°4'9.31"N 97°47'59.56"O	Paragneis	X	X	X	X	
Complejo Ayú	Triásico-Jurásico inferior	TEP-1	18°2'14.07"N 97°49'49.57"O	Paragneis	X	X	X			
		TOT-1	18°14'51.18"N 97°54'2.11"O	Tonalita	X	X	X			
Arco mexicano del	Carbonífero-Pérmico	S.DOM-2	18°15'43.20"N 97°50'26.92"O	Gabro	X	X	X		X	

Tabla 1. Tabla con la clave, coordenadas y estudios realizados para cada muestra.

5.4 Petrografía de rocas metamórficas

De las 26 muestras colectadas se utilizaron 25 para la elaboración de láminas delgadas. Las láminas delgadas se analizaron por medio del microscopio petrográfico de luz transmitida, con el objetivo de observar las estructuras, las texturas y la paragénesis de cada litología. Se utilizó un microscopio petrográfico marca Zeiss con objetivos 4x, 10x y 40x.

Las abreviaciones de los nombres de minerales utilizadas en este trabajo son de acuerdo con Whitney y Evans (2010) y se muestran en la Tabla 2.

Act	Actinolita	Kfs	Feldespato potásico	Pl	Plagioclasa
Alm	Almandino	Gln	Glaucófano	Rbk	Riebeckita
And	Andalucita	Grt	Granate	Rt	Rutilo
Ap	Apatito	Grs	Grosularia	Srp	Serpentina
Bt	Biotita	Hbl	Hornblenda	Ser	Sericita
Cal	Calcita	Ilm	Ilmenita	Ttn	Titanita
Czo	Clinozoisita	Mc	Microclina	Tr	Tremolita
Chl	Clorita	Ms	Muscovita	Tur	Turmalina
Cld	Cloritoide	Opq	Mineral opaco	Zrn	Zircón
Qz	Cuarzo	Ep	Epidota	Sps	Esperatina
Zo	Zoisita	Prp	Piropo	Mb*	Mica blanca
Hem	Hematita	Ab	Albita	Az*	Anfíbol azul

Tabla 2. Abreviaciones de los nombres de minerales de acuerdo con Whitney y Evans (2010), con excepción de los minerales indicados con asterisco.

5.5 Análisis petrográfico de detrito

Para caracterizar el detrito generado por las diferentes litologías del Complejo Acatlán, Complejo Ayú y Arco Mexicano del Este, se seleccionaron 23 muestras y para cada una se generó un detrito mal clasificado, compuesto por partículas de tamaño entre 3 y 0.25 mm.

El proceso para obtener el detrito consistió en la trituración de la muestra por medio de la prensa hidráulica del Instituto de Geología de la UNAM. Después del proceso de trituración se seleccionaron ~60 g de detrito con granulometría entre 3 y 0.25 mm para cada muestra, con este último se elaboraron láminas delgadas y, por último, las láminas fueron teñidas con rodizonato de potasio para facilitar el reconocimiento de cuarzo y feldespato.

Para el análisis modal cuantitativo se realizó el conteo de puntos con la metodología Gazzi-Dickinson (Gazzi, 1966; Dickinson, 1970); esto con el objetivo de independizar la composición modal del detrito del tamaño de grano (Ingersoll et al., 1984). Para ello se utilizó un contador de puntos manual adaptado a un microscopio petrográfico. El contador de puntos permite el desplazamiento de una lámina delgada en dos direcciones ortogonales. Para facilitar el movimiento de la muestra el contador presenta en cada uno de sus lados una escala graduada en milímetros que permite el

desplazamiento regular en ambas direcciones, lo cual permite abarcar el máximo de área en una lámina delgada (Fig. 18).

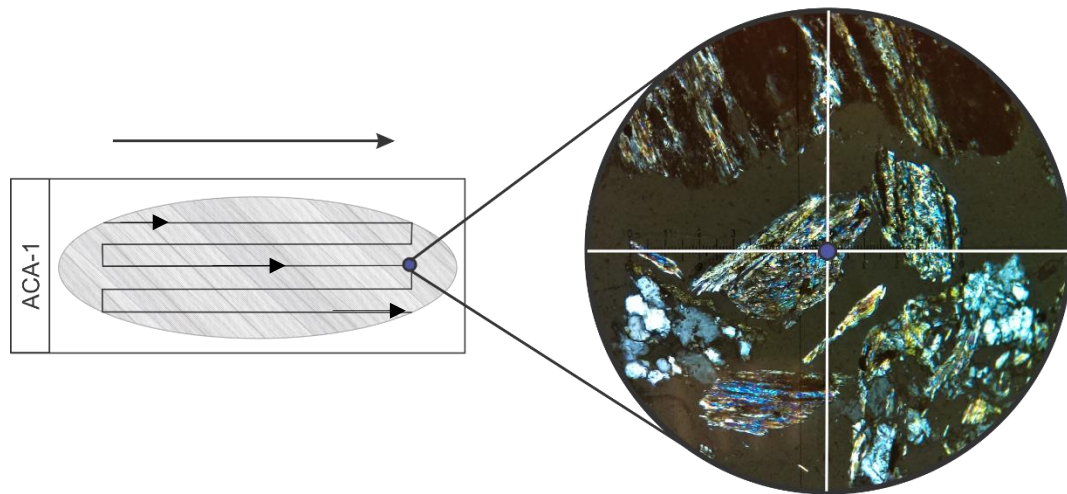


Figura 18. Esquema que ilustra el desplazamiento de la lámina para cubrir el máximo de área.

La metodología Gazzi-Dickinson consiste en clasificar los componentes que durante el desplazamiento regular del contador de puntos se localizan en el cruce de la retícula del microscopio petrográfico. Dicha clasificación se efectúa de la siguiente manera: los componentes monominerales se cuentan como clastos monocristalinos; los componentes poliminerales compuestos por cristales de tamaño <0.0625 mm se clasifican como fragmentos líticos (Fig. 19); los fragmentos poliminerales con componentes de tamaño >0.0625 mm aportan granos monominerales de acuerdo a la naturaleza del mineral bajo el cruce de la retícula (Fig. 19); los fragmentos poliminerales compuestos tanto de componentes <0.0625 mm como de componentes >0.0625 mm (por ejemplo los fragmentos de rocas volcánicas porfíricas) se clasifican como fragmentos líticos o fragmentos monocristalinos dependiendo si por debajo del cruce del microscopio se encuentra la parte afanítica o los cristales de tamaño >0.062 mm (Fig. 19).

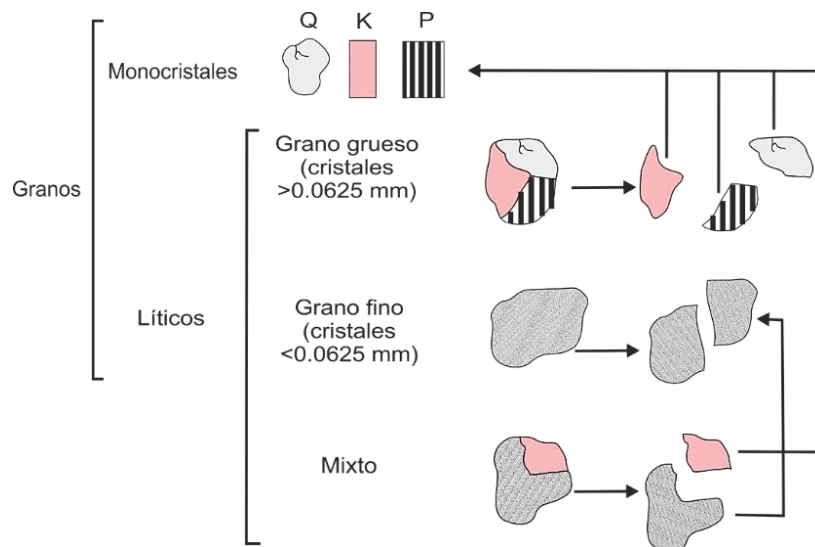


Figura 19. Esquema de la metodología Gazzi-Dickinson para la clasificación de clastos durante el análisis modal, modificado de Zuffa, 1985.

En este trabajo se realizó el conteo de entre 300 y 400 puntos por muestra. De acuerdo con el análisis estadístico realizado por Van der Plas y Tobi (1965), contando un número mínimo de 300 puntos se obtienen errores 2σ comprendido entre 5.8% y 4% (con un nivel de confianza de 95%) para poblaciones con una abundancia modal entre 73% y 14% (Fig. 20).

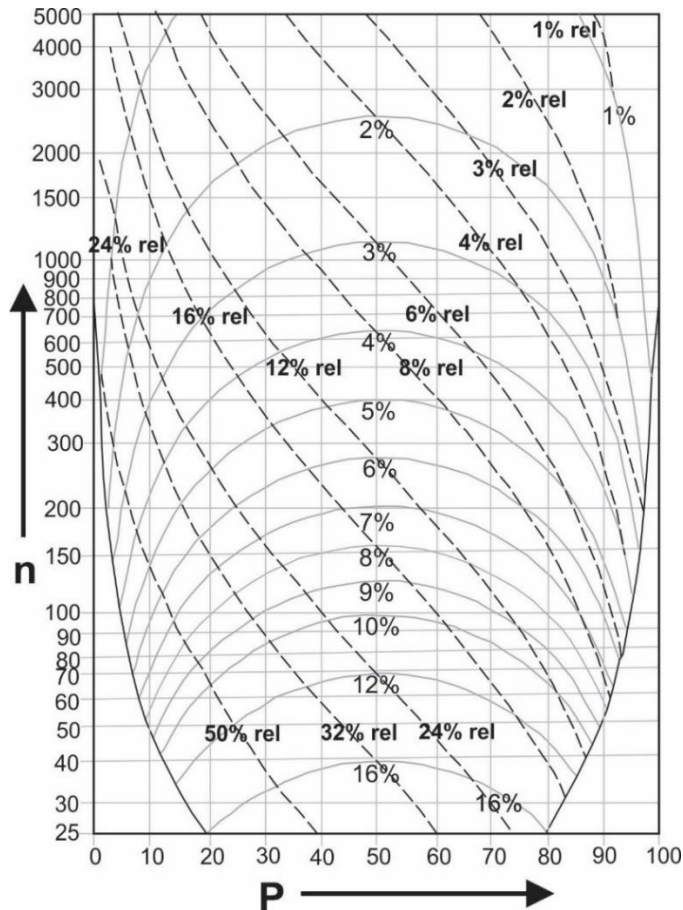


Figura 20. Diagrama modificado de Van der Plas y Tobi (1965) en donde n representa el número de clastos contados y p la proporción estimada de alguna categoría. Los porcentajes denotados por curvas marcan los límites de confiabilidad.

En la actualidad, se han desarrollado distintas clasificaciones para cada uno de los principales grupos de líticos (ígneos, sedimentarios y metamórficos) con el objetivo de obtener una evaluación profunda de la procedencia de un detrito a partir de sus componentes clásticos. Algunos ejemplos son: la propuesta de Marsaglia e Ingersoll (1992) para los fragmentos volcánicos y la clasificación de Garzanti y Vezzoli (2003) para los líticos metamórficos. Esta última clasificación es la utilizada en este trabajo y se describe con mayor detalle a continuación.

La clasificación propuesta por Garzanti y Vezzoli (2003) consiste en dividir los líticos metamórficos en 4 categorías de acuerdo con el protolito: 1) metapelíticos, metapsamíticos/metafelsíticos, metacarbonatados y metabasíticos. Cada una de estas categorías posee a su vez 5 rangos metamórficos que pueden ser establecidos fácilmente de acuerdo con la fábrica, la textura y la paragénesis de cada grano lítico. El inconveniente con dicha clasificación radica en los grupos composicionales híbridos (por ejemplo, los fragmentos de rocas meta-andesíticas) o rocas ultramáficas, que no son contemplados. Debido a la gran diversidad de litologías presentes en este trabajo se usaron dos categorías adicionales: una de líticos ultramáficos, la cual fue propuesta por Garzanti et al. (2002) y

se usa en este trabajo para los fragmentos de serpentinita, y una categoría de líticos con composición intermedia, que se usa para los líticos meta-andesíticos.

A continuación, se desglosan los criterios utilizados para la clasificación de los diferentes rangos metamórficos:

Rango 1: Los fragmentos conservan todavía los elementos texturales predominantes del protolito. Se caracterizan por el desarrollo de un clivaje incipiente definido por hojuelas muy finas de minerales del grupo de las arcillas (ilita y esmectita) en los líticos metapelíticos y metapsamíticos/metafelsíticos, mientras que en los metabasíticos se observa el crecimiento de minerales del grupo de las zeolitas. El cuarzo presenta extinción ondulante incipiente y sombras de presión, indicativo de mecanismos de deformación dominados por disolución por presión. Este rango corresponde burdamente al intervalo de temperatura ~200-250°C, el que se traslapa con el campo de las facies de las zeolitas y esquistos azules de más baja temperatura (Fig. 21).

Rango 2: La roca presenta una anisotropía marcada definida por un clivaje penetrante a la escala submilimétrica, el cual es definido por la alineación de cristales bien desarrollados de esmectita y clorita en los líticos metapelíticos y metapsamíticos/metafelsíticos, mientras que en los metabasíticos se observa el crecimiento de minerales del grupo de la prehnita-pumpellita, además de la clorita y epidota. El cuarzo presenta extinción ondulante evidente y estructuras de recristalización por bulging (Stipp et al., 2002). Este rango corresponde al intervalo de temperatura ~250-350°C, el cual se traslapa con la parte superior del campo de la facies de prehnita-pumpellita, la parte inferior de la facies de esquistos verdes y con el campo de esquistos azules de baja temperatura (Fig. 21).

Rango 3: El ingreso al rango 3 es marcado por la transición desde una fábrica caracterizada por un clivaje penetrante a una caracterizada por una esquistosidad incipiente. La esquistosidad es definida por la alineación de cristales muy finos (decenas de micras) de mica blanca en los líticos metapelíticos y metapsamíticos/metafelsíticos. Los cristales de cuarzo presentan extinción ondulante y estructuras de recristalización por bulging (Stipp et al., 2002). En los líticos metabasíticos, el ingreso al rango 3 es marcado por el cambio de epidota a clinozoisita. Este rango corresponde al intervalo de temperatura ~350-400°C, el que se traslapa con el campo de las facies de esquistos verdes de baja temperatura y esquistos azules de temperatura medio-alta (Fig. 21).

Rango 4: El rango 4 es denotado por el desarrollo de una esquistosidad penetrante a la escala submilimétrica. La esquistosidad es definida por la alineación de cristales bien desarrollados (hasta 0.070 mm de tamaño) de mica blanca en los líticos metapelíticos y metapsamíticos/metafelsíticos. Los cristales de cuarzo presentan extinción ondulante y estructuras de recristalización por rotación de subgranos (Stipp et al., 2002). En los líticos metabasíticos la esquistosidad es definida por la alineación de anfíbol, cuya composición puede variar desde actinolita-tremolita hasta glaucófano. Este rango corresponde al intervalo de temperatura ~400-500°C, el cual se traslapa con el campo de la facies de esquistos verdes de alta temperatura y la transición de esquistos azules a eclogitas (Fig. 21).

Rango 5: El ingreso al rango 5 es denotado por el incremento del tamaño de los cristales, por lo que los fragmentos correspondientes a este rango metamórfico son faneríticos y, consecuentemente, no son considerados líticos de acuerdo con la metodología Gazzi-Dickinson, sino aportan componentes monominerales. Los cristales de cuarzo dejan de presentar extinción ondulante y presentan estructuras de

recristalización por migración de borde de grano (Stipp et al., 2002). En los líticos metabásitos, el ingreso al rango cinco es marcado por la cristalización de hornblenda. Este rango corresponde a temperaturas $>500^{\circ}\text{C}$, y se traslapa con la facies de anfibolitas, granulitas y eclogitas (Fig. 21).

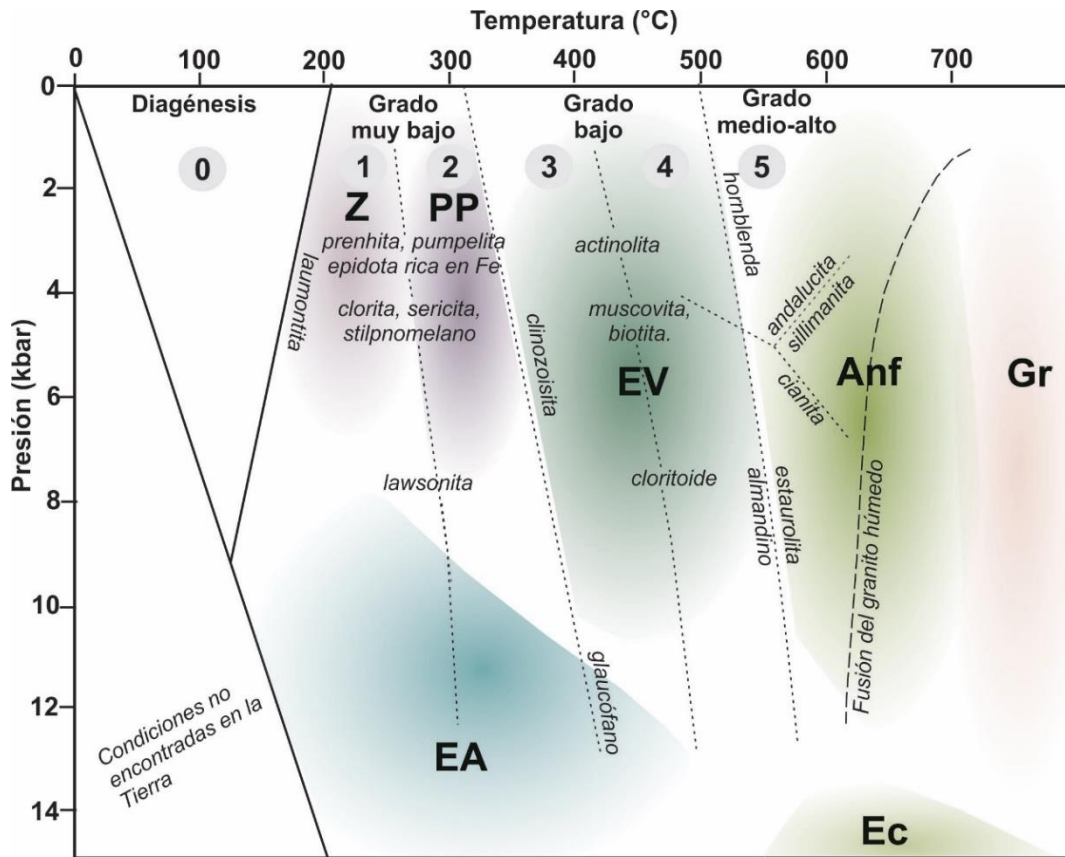


Figura 21. Diagrama en el que se sobrepone el diagrama de facies metamórficas de Yardley (1989) y el diagrama para la clasificación de líticos metamórficos de Garzanti y Vezzoli (2003). La letra Z representa la facies de zeolitas, PP la de prehnita-pumpellita, EV la facies de esquistos verdes, Anf la facies de anfibilita, Gr la facies de granulita, EA la facies de esquisto azul y Ec la facies de eclogita. Los números del 0 al 5 representan los rangos de la clasificación de líticos metamórficos de Garzanti y Vezzoli (2003).

Por último, con los resultados obtenidos del análisis modal cuantitativo se graficaron los siguientes diagramas ternarios: el diagrama QtFL de Garzanti (2016), QmFL, QmKP, Lmf-Lmp-Lmb, Lmf-Lma-Lmp, Lmf-Lmb-Lma, Lm1-2-Lm3-Lm4 y Lm1-Lm2-3-Lm4.

5.6 Análisis petrográfico de minerales pesados

Se seleccionaron 23 muestras para la separación de minerales pesados utilizando la metodología establecida por Morton (1985) y Mange y Maurer (1992). Esta metodología consiste en: 1) disgregación de la muestra, 2) separación por densidad en mesa Wilfley y 3) separación por densidad y flotación en líquidos pesados.

La molienda y la primera separación de minerales pesados (separación por densidad en mesa Wilfley) se realizaron en el Taller de Molienda del Instituto de Geología de la UNAM. La etapa de molienda consistió en la trituración de las muestras en una prensa hidráulica de 50 t (Fig. 22a) y en tamizar el material resultante en un tamiz del número 80 para obtener la fracción inferior a 0.177mm.

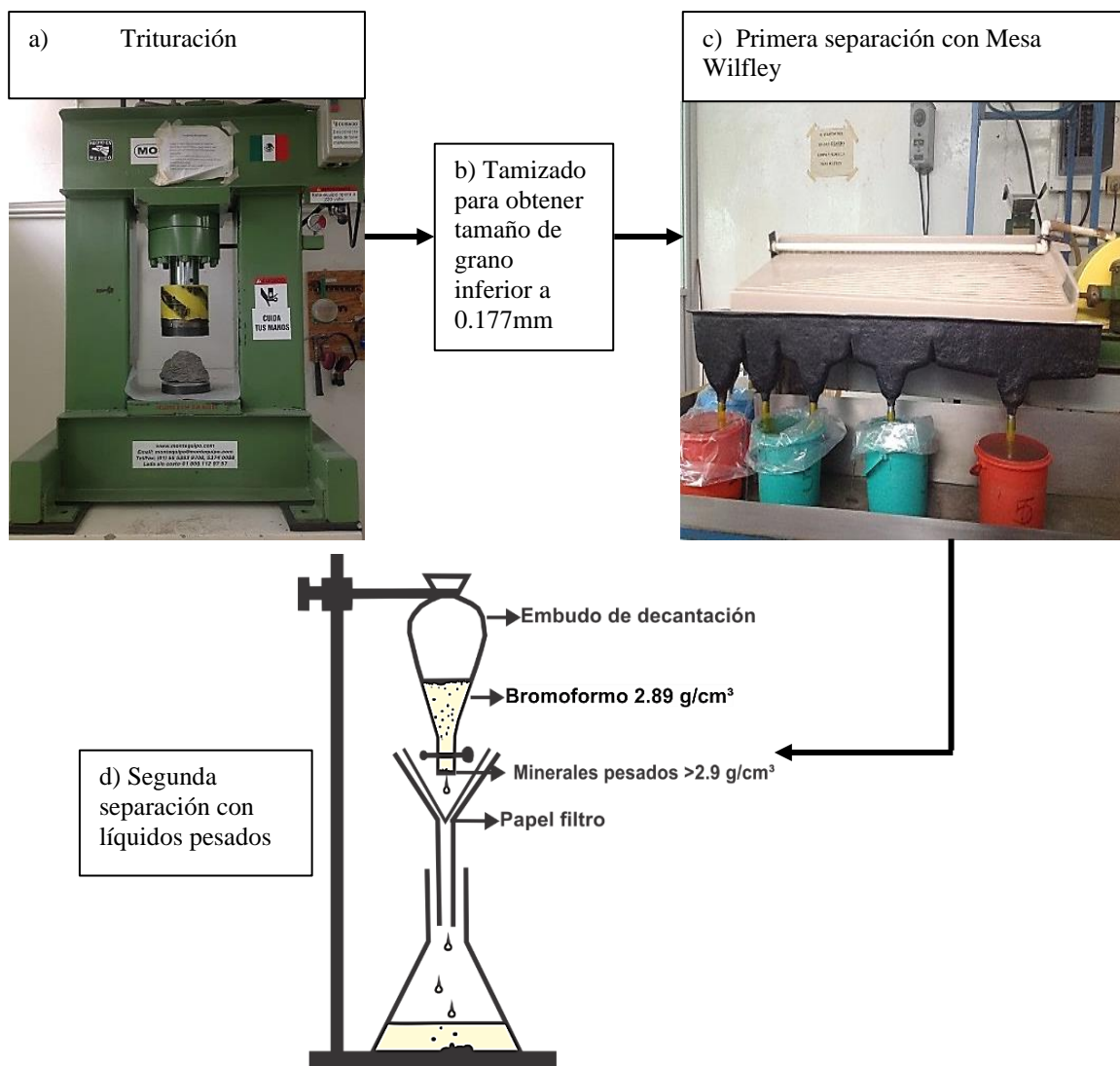


Figura 22. Esquema sintetizado de las etapas para obtener los concentrados de minerales pesados. 1) Trituración de la muestra en la prensa hidráulica. 2) Tamizado. 3) Primera separación por medio de mesa Wilfley. 4) Segunda separación por medio de decantación de la muestra en líquidos pesados, en este trabajo se utilizó bromoformo.

Para la primera separación de minerales pesados, el material obtenido por tamizado se procesó en la mesa Wilfley (Fig. 22c) que emplea un flujo continuo de agua, un ángulo de inclinación y un movimiento horizontal constante para separar los minerales pesados de los minerales ligeros con base en su densidad, tamaño y propiedades hidráulicas.

El primer concentrado de minerales pesados obtenido con la mesa Wilfley fue depurado de minerales ligeros por medio de una segunda separación que se llevó a cabo en el Laboratorio de separación de minerales del Instituto de Geología de la UNAM. Esta segunda separación consistió en la decantación del primer concentrado en un líquido pesado, en este trabajo se utilizó bromoformo con densidad de 2.89 g/cm^3 (Fig. 22d). Con lo anterior se obtuvo el concentrado de minerales pesados deseado que fue montado en una resina epóxica para la elaboración de láminas delgadas para su estudio con un microscopio petrográfico de luz transmitida.

Para el análisis cuantitativo de minerales pesados se utilizó el método del listón (*ribbon counting method* en Galehouse, 1969 y Mange y Maurer, 1992) que consiste en contar los diferentes minerales pesados dentro de bandas dispuestas al azar sobre la lámina delgada (Fig. 23). El ancho de estas bandas se determina con base en el promedio del tamaño de los minerales en la muestra, de forma que el ancho de las bandas es dos veces el promedio del tamaño de los minerales. Cabe señalar que el número obtenido por medio de este método es un número de frecuencia y no de abundancia. A diferencia de un número de abundancia que únicamente depende del número de granos de una misma especie mineral en una muestra, el número de frecuencia depende tanto de la abundancia numérica de los granos como de su tamaño.

En algunas de las muestras se obtuvieron concentrados muy ricos en minerales opacos (TLA-2 y S.DOM-2), en los cuales la cantidad de minerales transparentes era mucho menor por ello se utilizó el método de Fleet (Fleet, 1926), que consiste en contar todos los granos presentes en una muestra, en este caso todos los minerales traslúcidos.

Para cada una de las láminas se contaron más de 300 minerales transparentes, adicionalmente, sin su identificación, se contaron los opacos para observar su frecuencia o abundancia según fuese el caso.

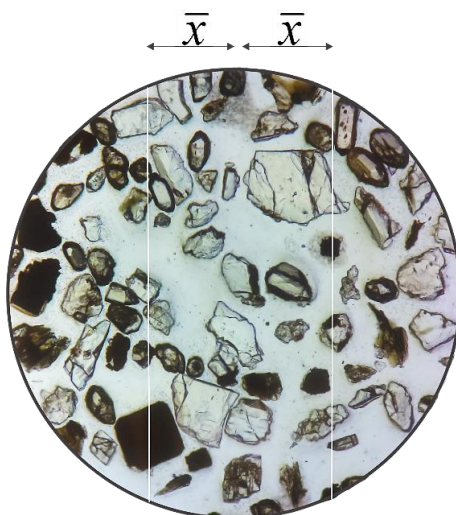


Figura 23. Esquema del método del listón, en el cual \bar{X} representa el promedio de los minerales presentes en la lámina delgada, por lo que las bandas tendrán un ancho de dos veces \bar{X} . El método del listón consiste en contar todos los minerales dentro de la banda, si el 50% del área de un mineral se encuentra dentro de la banda se contará y si <50% del área se encuentra dentro de la banda, ese grano mineral no se contará.

Posterior al análisis petrográfico se realizaron tres sesiones en el Laboratorio Nacional de Geoquímica y Mineralogía (LANGEM-UNAM) en el Microscopio Electrónico de Barrido (*Scanning Electron Microscopy*, SEM,) con el fin de corroborar e identificar algunas fases minerales, inclusiones o coronas.

5.7 Análisis en microsonda electrónica de barrido

Los resultados de química mineral se obtuvieron a partir del análisis de 6 muestras de concentrados de minerales pesados. Los minerales analizados fueron seleccionados por su importancia como potenciales trazadores de procedencia y son: turmalina, granate, anfíbol y rutilo (Tabla 3). Para este estudio los minerales fueron montados en porta objetos para preparar láminas delgadas, que posteriormente fueron pulidas y cubiertas con grafito. El análisis de elementos mayores se llevó a cabo en la Universidad de Milán

usando una microsonda electrónica marca JEOL JXA-8200R Superprobe con las condiciones de medición 15 kV y I=5 nA. El diámetro del eje de electrones de 1 μm y los tiempos de conteo para cada elemento fueron de 30 s para el pico, 10 s para el fondo positivo y 10 s para el fondo negativo. Más información de la metodología analítica se encuentran en Vignola et al. (2018).

Mineral	Muestra	Rocas de basamento	Litología	# de cristales analizados
Turmalina	PX-3	Complejo Acatlán	Ortogneis félsico	5
	ACA-1		Metapsamita/metapelita	10
Granate	SN		Paragneis félsico	6
	LUPE-2		Metabasita	7
Rutilo	S.DOM-1		Metabasita	9
Anfíbol	S.DOM-1	Metabasita	7	
	LUPE-2	Metabasita	6	
	S.DOM-2	Plutón Totoltepec	Metagabro	5

Tabla 3. Tabla con el mineral analizado, clave de la muestra, litología y número de cristales analizados.

Los datos obtenidos se graficaron en los diagramas correspondientes para cada mineral: para la turmalina se utilizaron los diagramas propuestos por Henry y Guidotti (1985), para los anfíboles se utilizó el diagrama de Hawthorne et al. (2012), para el granate se utilizó el diagrama bipiramidal Alm-Grs-Prp-Sps y para el rutilo se utilizó el diagrama de contenido de Nb vs Cr de Triebold et al. (2012).

5.8 Geocronología U-Pb de zircones detríticos

Se seleccionaron cuatro muestras para el fechamiento U-Pb de zircones detríticos (Tabla 4). Para cada una de las muestras se seleccionaron más de 200 cristales de zircón bajo un microscopio binocular estereoscópico. La selección de los zircones fue al azar para evitar el sesgo hacia algunos grupos de edades, también se evitaron los cristales con inclusiones o rotos.

Rocas de basamento	Edad máxima de depósito reportada en la literatura (Keppie et al., 2008)	Muestras seleccionadas para Geocronología U-Pb en zircones detríticos
Complejo Acatlán	(¿) Cámbrico-Silúrico	AMA-1
	Devónico superior-Carbonífero	OL-0618-ACA
		CHI-1
Complejo Ayú	Triásico-Jurásico inferior	TEP-2

Tabla 4. Tabla de las muestras seleccionadas para geocronología U-Pb en zircones detríticos.

Los cristales seleccionados se montaron manualmente en una base de vidrio de 5mm de grosor y 5x5cm de anchura con cinta adhesiva de doble cara. Posteriormente se

montaron en una probeta de una pulgada de diámetro con resina epóxica, para ser desbastados utilizando un papel abrasivo desde 800 hasta 3000 grit, hasta llegar a la mitad del grosor de los granos, con el objetivo de exponer la estructura interna de los cristales. Finalmente, la probeta de resina epóxica con los zircones expuestos y pulidos se pulió con abrasivo de diamante (6 y 1 μm) para obtener una superficie uniforme.

Con el fin de seleccionar los puntos de análisis los cristales montados y pulidos se observaron bajo catodoluminiscencia (CL) usando un luminoscopio ELM3R adaptado a un microscopio binocular, por medio de una cámara digital adaptada a este último se obtuvieron fotografías. Estas imágenes de catodoluminiscencia de zircones detríticos muestran las zonaciones del cristal, lo que permite una mejor selección de los puntos de análisis.

Los fechamientos U-Pb se realizaron en el Laboratorio de Estudios Isotópicos (LEI) del Centro de Geociencias, UNAM, por medio de ablación láser y espectrometría de masas de plasma inducido acoplado (*laser ablation inductively coupled plasma mass spectrometry*, LA-ICP-MS). La ablación de los cristales individuales de zircón se realizó con un láser excímero modelo RESOLUTION M-50 que utiliza una longitud de onda de 193 nm y trabaja junto con un oscilador Coherent LPX Pro, acoplado con un cuadrupolo ICP-MS Thermo ICap Qc. Los detalles de la metodología analítica y del sistema utilizado se encuentran en Solari et al. (2018).

Se reportan al nivel de 2σ los errores relacionados con la calibración del estándar, la edad del estándar y la incertidumbre.

Por último, para observar la densidad de probabilidad de los datos se realizó un gráfico de estimación de la densidad Kernel (KDE), con el objetivo de facilitar la visualización e interpretación de las poblaciones de zircones.

Capítulo 6. Petrografía de rocas metamórficas

En este capítulo se describe la paragénesis principal y textura de 25 muestras. Los resultados obtenidos se sintetizan en la Tabla 5.

6.1 Rocas de bajo grado del Complejo Acatlán

6.1.1 Rocas del Cámbrico-Silúrico (HUE-1, AMA-1, SANDI-1)

La *muestra HUE-1* está formada por una alternancia de metapelita y metarenisca expuesta 4 km al este de La Huerta (Fig. 8). Estas rocas inicialmente fueron consideradas como parte de la Formación Cosoltepec por Ortega-Gutiérrez (1978). Más recientemente, Morales-Gómez et al. (2008) separaron estas rocas metasedimentarias de la Formación Cosoltepec y las han agrupado dentro de una nueva unidad llamada Unidad Huerta. La muestra HUE-1 es predominantemente afanítica, equigranular, hipidiomórfica y consiste en una alternancia milimétrica a centimétrica de niveles lepidoblásticos y granoblásticos.

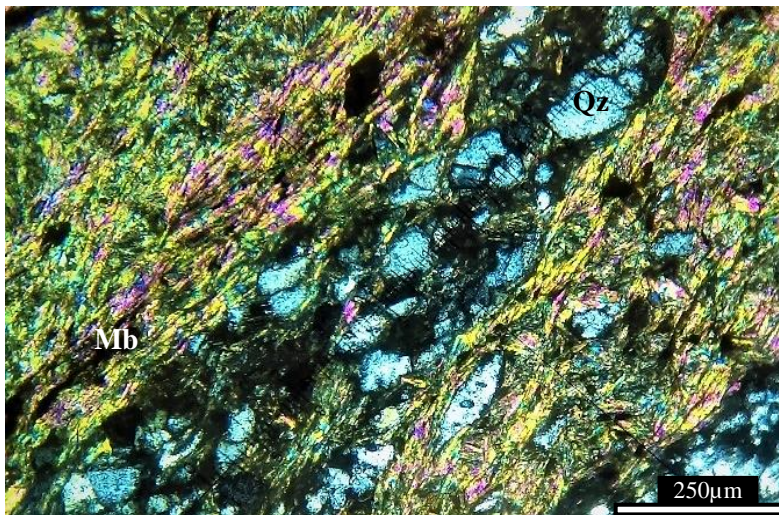


Figura 24. Fotomicrografía de HUE-1 donde se observan alternados niveles lepidoblásticos de mica blanca y granoblásticos de cuarzo (nicoles cruzados y objetivo 10x).

Los niveles lepidoblásticos están compuestos por cristales de mica blanca de tamaño entre 30 y $60 \mu\text{m} \pm$ biotita del tamaño de algunas micras \pm opacos. Los dominios granoblásticos están compuestos por cuarzo + feldespato potásico \pm epidota \pm zircón \pm turmalina \pm apatito \pm opacos.

En esta muestra se observan dos foliaciones: una S_1 penetrante a la escala submilimétrica, definida por la alineación de mica blanca y clasificable como una foliación espaciada, disyuntiva, lisa a rugosa (Twiss y Moores, 1992; Fig. 24); y una S_2 penetrante a la escala centimétrica que se encuentra crenulando a S_1 . La foliación S_2 se desarrolla claramente solo en los niveles lepidoblásticos. El cuarzo presenta comúnmente evidencias de recrystalización y deformación cristal plástica como son la extinción ondulante y las estructuras de recrystalización por rotación de subgranos (Trouw et al., 2010; Fig. 25).



Figura 25. Fotomicrografía de HUE-1 en donde se observan estructuras de recrystalización por rotación de subgranos en cristales de cuarzo (nícoles cruzados y objetivo 10x).

Tanto la textura como la paragénesis permiten sugerir que las condiciones de metamorfismo para esta roca fueron en el campo de los esquistos verdes, aproximadamente entre 400 y 500°C (Stipp et al., 2002; Trouw et al., 2010).

La *muestra AMA-1* consiste en una alternancia de metapelita y metarenisca expuesta 500 m al sureste de Xayacatlán (Fig. 8), estas rocas fueron inicialmente incluidas por Ortega-Gutiérrez (1978) dentro de la Formación Xayacatlán, es decir rocas metamórficas de alta presión hasta la facies de eclogitas. Sin embargo, con base en la ausencia de una paragénesis típica de facies de alta presión, Morales-Gómez et al. (2008) han separado estas rocas metasedimentarias de la Formación Xayacatlán y las han agrupado dentro de una nueva unidad de bajo grado metamórfico llamada Unidad Amate. De manera similar a la muestra anterior, la muestra AMA-1 es principalmente afanítica, inequigranular, hipidiomórfica y está compuesta por una alternancia milimétrica de niveles lepidoblásticos y granoblásticos. Los niveles lepidoblásticos están conformados por mica blanca de tamaño predominantemente entre 30 y 70 $\mu\text{m} \pm$ opacos. Los niveles granoblásticos son, en vez, compuestos predominantemente por cuarzo + feldespato potásico + plagioclasa + epidota \pm opacos \pm zircón. Adicionalmente, se observan cristales de clinozoisita, biotita y titanita, esta última formando frecuentemente coronas alrededor de minerales opacos que probablemente son granos de ilmenita (Fig. 26). Estos minerales destacan por su tamaño mucho mayor ($\sim 500 \mu\text{m}$) respecto a la granulometría promedio de la roca.

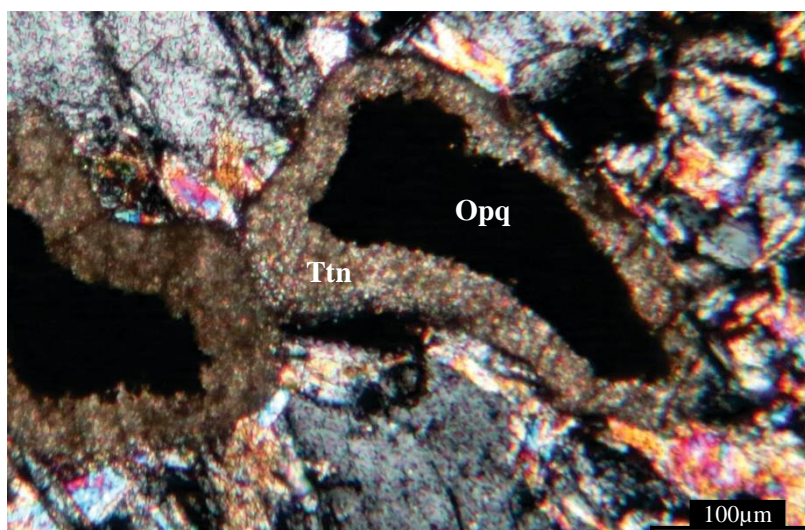


Figura 26. Fotomicrografía de AMA-1. Coronas de titanita envolviendo cristales de minerales opacos, probablemente ilmenita (nícoles cruzados y objetivo 40x).

Son evidentes dos foliaciones principales. La S_1 es penetrante a la escala submilimétrica y es definida por la alineación de mica blanca y, localmente, listones de cuarzo. De acuerdo con Twiss and Moores (1992), la S_1 es clasificable como una foliación espaciada, disyuntiva, rugosa a anastomosada. Es importante mencionar que la foliación S_1 envuelve los cristales de clinozoisita, epidota, biotita, mica blanca y titanita anteriormente mencionados. La foliación S_2 crenula la S_1 y es visible principalmente en los niveles lepidoblásticos. El cuarzo presenta evidencias de deformación cristal-plástica como la extinción ondulante y estructuras de recrystalización por rotación de subgranos (Fig. 27).

Las microestructuras en el cuarzo, así como la paragénesis principal de esta roca, permiten sugerir que las condiciones de metamorfismo fueron en el campo de los esquistos verdes, aproximadamente entre 400 y 500°C (Stipp et al., 2002).

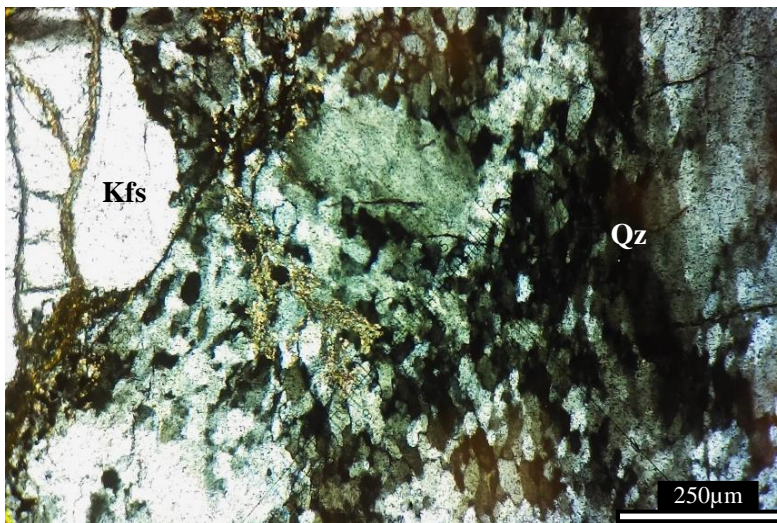


Figura 27. Fotomicrografía de AMA-1 en la que se observan estructuras de recrystalización por rotación de subgranos en cristales de cuarzo (nódulos cruzados y objetivo 10x).

La *muestra SANDI-1* es un ortogneis félsico recolectado 1 km al noroeste de La Sandía (Fig. 8). Las rocas de este afloramiento han sido consideradas por los autores previos como parte de la unidad llamada Granitoides Esperanza (Ortega-Gutiérrez 1978; Ortega-Gutiérrez et al. 1999). En general, la roca es inequigranular hipidiomórfica, dominada por partes faneríticas de grano grueso a medio (>1000 μm), que se alternan con lentes afaníticos que son resultado de la recrystalización de la roca. La roca está compuesta por una alternancia de niveles granoblásticos compuestos por cuarzo + feldespato potásico + plagioclasa + turmalina \pm zircón \pm apatito \pm opacos, y niveles lepidoblásticos compuestos de mica blanca + biotita. El feldespato potásico también está presente como porfiroclastos con textura pertítica (Fig. 28). En esta muestra, es posible reconocer una foliación principal S_1 que es penetrante a la escala milimétrica y es expresada por la alineación de micas y, localmente, de listones de cuarzo.

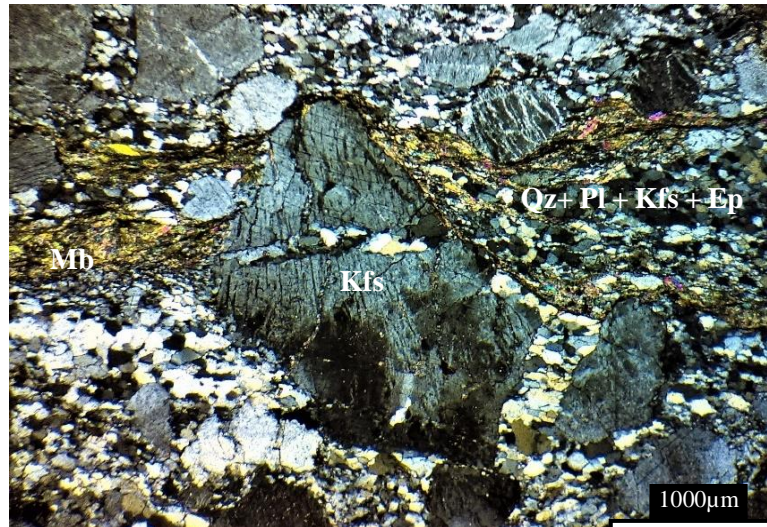


Figura 28. Fotomicrografía de SANDI-1. Porfiroclastos de feldespato potásico, algunos de los cuales presentan con textura perítica (nícoles cruzados y objetivo 4x).

El cuarzo muestra claras evidencias de recristalización y deformación cristal-plástica como son: la extinción ondulante, las lamelas de deformación, las estructuras de recristalización por rotación de subgranos y las estructuras en pez. Sin embargo, buena parte de la roca presenta una textura de recuperación, que determina el desarrollo de una textura en mosaico poligonal. Por el contrario, el feldespato potásico forma estructuras de deformación frágil, como las estructuras en dominó (Fig. 29).

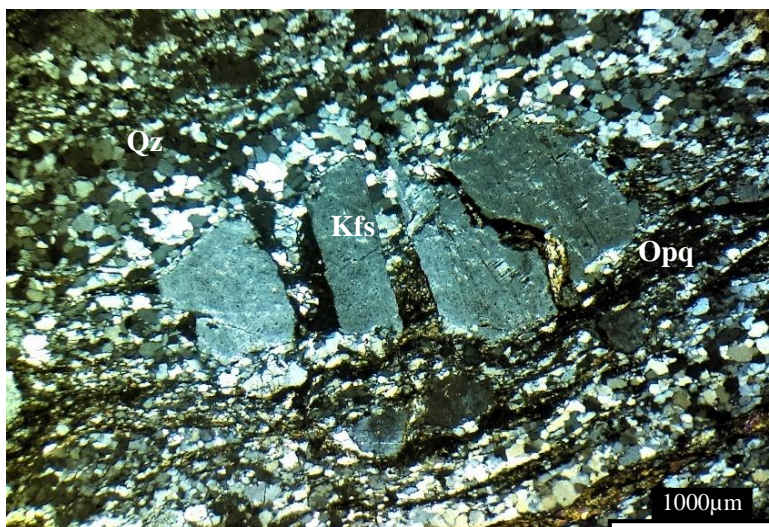


Figura 29. Fotomicrografía de SANDI-1. Estructura en dominó formada a partir de un cristal de feldespato potásico (nícoles cruzados y objetivo 4x).

Con base en las microestructuras y la paragénesis observadas, es posible inferir que la roca analizada experimentó metamorfismo bajo condiciones típicas de la facies de esquistos verdes, en un rango de temperatura entre los 400 y 500°C (Stipp et al., 2002).

6.1.2 Rocas del Devónico superior-Carbonífero (OL-0618-ACA, AXU-1, CHI-1, CHI-2)

La muestra OL-0618-ACA procede de un afloramiento de metarenisca en la parte occidental del Complejo Acatlán expuesto 6 km al norte de Olinalá (Fig. 8). En general, la muestra OL-0618-ACA es fanerítica equigranular, xenomórfica y está conformada por

niveles lepidoblásticos compuestos de láminas de minerales arcillosos del tamaño de unas micras y, granos de cuarzo con tamaño entre las 700 y 60 μm (Fig. 30).

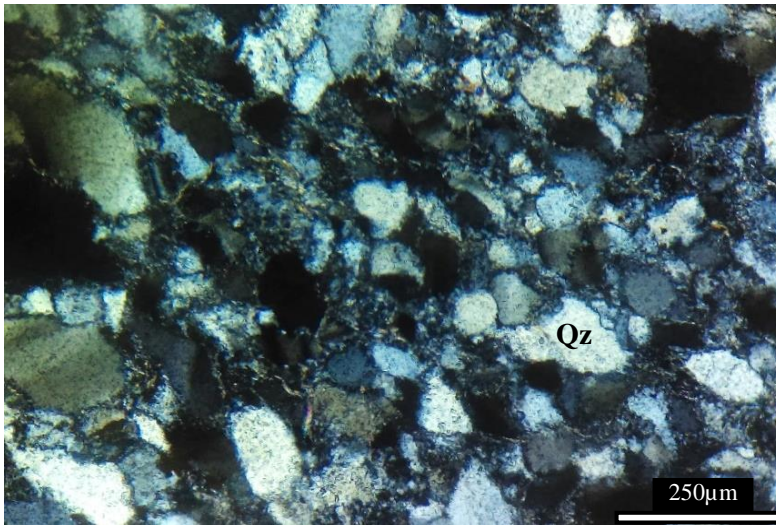


Figura 30. Fotomicrografía de OL-0618-ACA en la que se observa extinción ondulante en cristales de cuarzo (nícoles cruzados y objetivo 10x).

La roca presenta una foliación poco penetrante a escala centimétrica y es definida por la alineación de minerales arcillosos del tamaño de algunas micras. S_1 es clasificable como una foliación espaciada lisa a rugosa de acuerdo con la clasificación de Twiss and Moores (1992).

El cuarzo presenta evidencias de deformación cristal-plástica como la extinción ondulante (Fig. 30). También se observan contactos suturados entre los diferentes granos de cuarzo resultado de disolución por presión. Las microestructuras en el cuarzo y la paragénesis principal de esta roca permiten sugerir que las condiciones de metamorfismo se encuentran en la parte inferior de la facies de esquistos verde.

La *muestra AXU-1* se recolectó aproximadamente 13 km al norte de Axutla (Fig. 8). Se trata de una alternancia de metapelita y metarenisca del Devónico superior-Carbonífero de bajo grado (Keppie et al., 2008). La roca es en general afanítica y está compuesta por una alternancia de niveles lepidoblásticos y granoblásticos. Los niveles lepidoblásticos están conformados por minerales arcillosos de tamaño de algunas micras, localmente, mica blanca que presenta un tamaño promedio de $10 \mu\text{m} \pm$ opacos. Los niveles granoblásticos están compuestos por cuarzo \pm minerales arcillosos \pm opacos \pm zircón. Son evidentes dos foliaciones, la S_1 es una foliación penetrante a la escala milimétrica y es expresada por la alineación de minerales arcillosos y micas (Fig. 31), así como por la presencia de numerosas superficies orientadas paralelamente con alta concentración de minerales opacos.

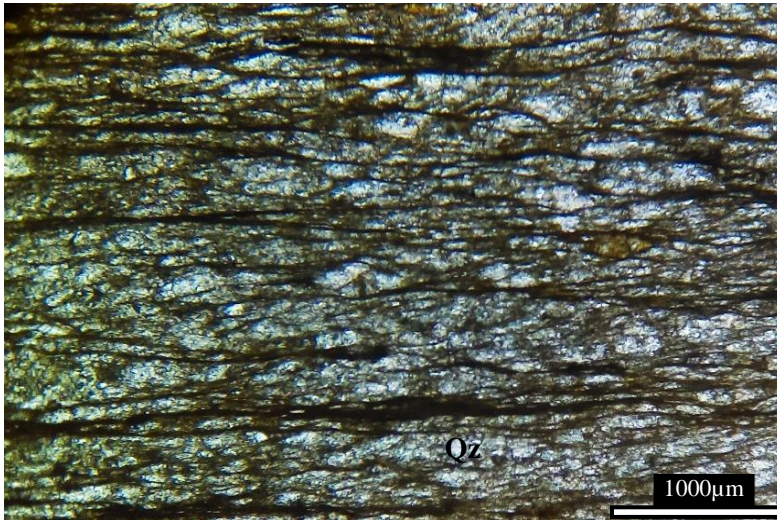


Figura 31. Fotomicrografía de AXU-1 en donde se observa S_1 , que es denotada por la alineación de minerales arcillosos (nícoles paralelos y objetivo 4x).

Dichas superficies sugieren que el mecanismo principal de deformación durante la generación de la foliación S_1 fue por disolución por presión. De acuerdo con Twiss y Moores (1992), la S_1 puede ser clasificada como una foliación espaciada, disyuntiva lisa a anastomosada. La foliación S_2 crenula la S_1 y es observable solo localmente en los niveles lepidoblásticos. El cuarzo en esta roca presenta extinción ondulante y contactos suturados. Con base en las microestructuras y paragénesis, es posible decir que esta roca ha experimentado condiciones de metamorfismo de muy bajo grado dentro de la facies de esquisto verde.

La *muestra CHI-1* forma parte de un afloramiento compuesto por una alternancia de metapelita y metarenisca en el límite entre las rocas metasedimentarias de bajo grado y alta presión del Complejo Acatlán (Keppie et al., 2008), en la inmediación de Chinantla (Fig. 8). La roca es afanítica, equigranular, hipidiomórfica y se compone de una alternancia milimétrica de niveles lepidoblásticos y niveles granoblásticos (Fig. 32a). Los niveles lepidoblásticos están compuestos por mica blanca con tamaño entre 30 y 60 μm . Mientras que los niveles granoblásticos están compuestos principalmente por cuarzo con tamaño entre 60-300 μm + feldespato potásico + plagioclasa + epidota \pm opacos, además de calcita y zircón como minerales accesorios.

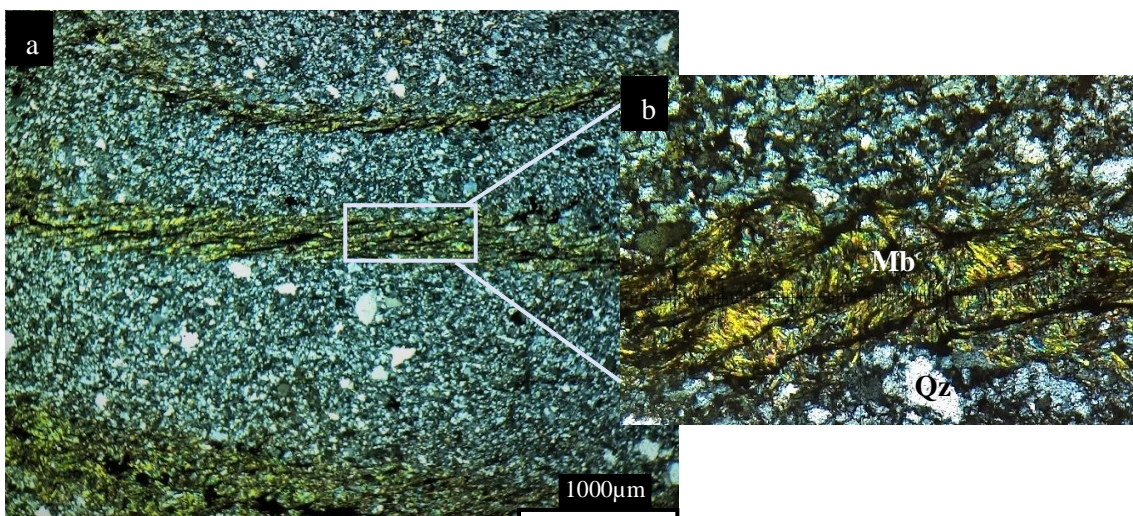


Figura 32. Fotomicrografías de CHI-1. a) Se observa la alternancia de niveles lepidoblásticos de mica blanca y niveles granoblásticos de cuarzo (nícoles cruzados y objetivo 4x). b) Se observa S_1 crenulada por S_2 (nícoles cruzados y objetivo 10x).

La roca presenta una foliación principal S_1 , la cual es pervasiva a la escala submilimétrica y se expresa por medio de la alineación de la mica blanca (Fig.32a). Esta foliación S_1 es clasificable como una foliación espaciada, disyuntiva, rugosa de acuerdo con la clasificación de Twiss and Moores (1992). La foliación S_1 se encuentra crenulada por una segunda foliación S_2 producto de disolución por presión. La S_2 se encuentra definida principalmente por minerales opacos, es penetrante a la escala centimétrica y es evidente únicamente en los dominios lepidoblásticos (Fig. 32b).

El cuarzo presenta extinción ondulante resultado de deformación cristal-plástica y evidencias de recrystalización por rotación de subgranos. Con base en la paragénesis principal y las microestructuras observadas, es posible decir que esta roca estuvo sujeta a condiciones de metamorfismo de bajo grado dentro de la facies de esquistos verde.

La *muestra CHI-2* corresponde a una veta de cuarzo dentro de una alternancia de metapelita y metarenisca expuesta en el límite entre las rocas metasedimentarias de bajo grado y alta presión del Complejo Acatlán (Keppie et al., 2008), a 1.5 km al suroeste de Piaxtla (Fig. 8). Es importante mencionar que el volumen de vetas de cuarzo en el afloramiento, así como en la mayoría de las rocas metasedimentarias de bajo grado, es muy significativo. Por ende, dichas vetas representan una fuente importante de detrito y tienen que ser tomada en consideración en el análisis de procedencia. En general, la roca es fanerítica, inequigranular, hipidiomórfica-alotriomórfica y está conformada por cuarzo.

El cuarzo presenta evidencias de recrystalización y deformación cristal-plástica como la extinción ondulante y dominios de subgranos. El mecanismo de recrystalización dominante en esta muestra es rotación de subgranos (Fig. 33). Las partes más recrystalizadas son afaníticas debido a la disminución del tamaño de grano y los cristales son libres de distorsión interna.

Con base en las microestructuras, es posible decir que esta roca estuvo sujeta a condiciones de metamorfismo de bajo grado dentro de la facies de esquistos verde, a una temperatura de entre 400° y 500°C (Stipp et al., 2002).

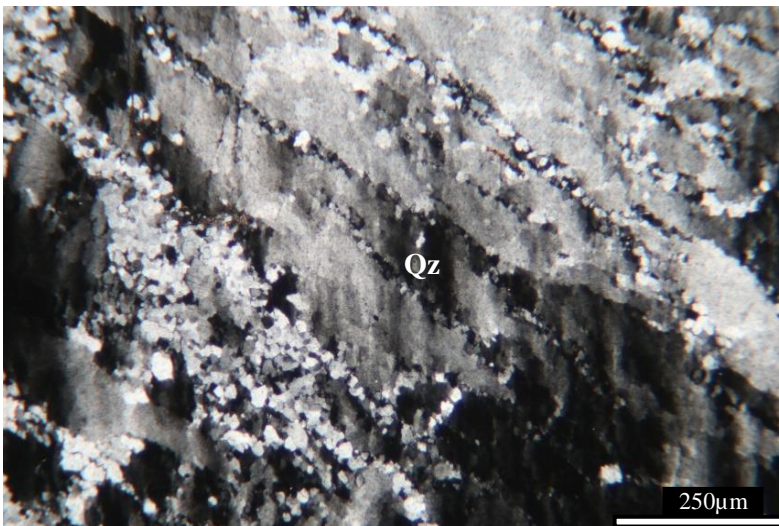


Figura 33. Fotomicrografía de CHI-2 en donde se observa recrystalización por rotación de subgranos en cristales de cuarzo (nícoles cruzados y objetivo 10x).

6.1.3 Rocas del Carbonífero Superior-Pérmico (ACA-1, TONA-1)

La *muestra ACA-1* consiste en una alternancia de metapelita y metarenisca recolectada de un afloramiento expuesto 6 km al suroeste de Acatlán de Osorio (Fig. 8).

El afloramiento forma parte de las rocas metasedimentarias del Carbonífero superior-Pérmico de bajo grado del Complejo Acatlán (Keppie et al., 2008), previamente consideradas como parte de la Formación Tecomate por Ortega-Gutiérrez (1978). En general, la roca es afanítica, equigranular, hipidiomórfica y está conformada por una alternancia milimétrica de niveles lepidoblásticos y granoblásticos (Fig. 34). Los niveles lepidoblásticos están compuestos por mica blanca de tamaño entre 30 y 60 μm \pm clorita como producto de sustitución de la mica blanca \pm biotita con tamaño de grano de algunas micras \pm opacos. Los niveles granoblásticos están compuestos principalmente por cuarzo + feldespato potásico \pm zircón \pm titanita \pm opacos. Localmente, se observa algún grano de biotita con tamaño $>62 \mu\text{m}$, estos granos se encuentran parcialmente cloritizados y tienen una disposición oblicua con respecto a la foliación principal, lo cual permite inferir que se trata muy probablemente de granos detríticos.

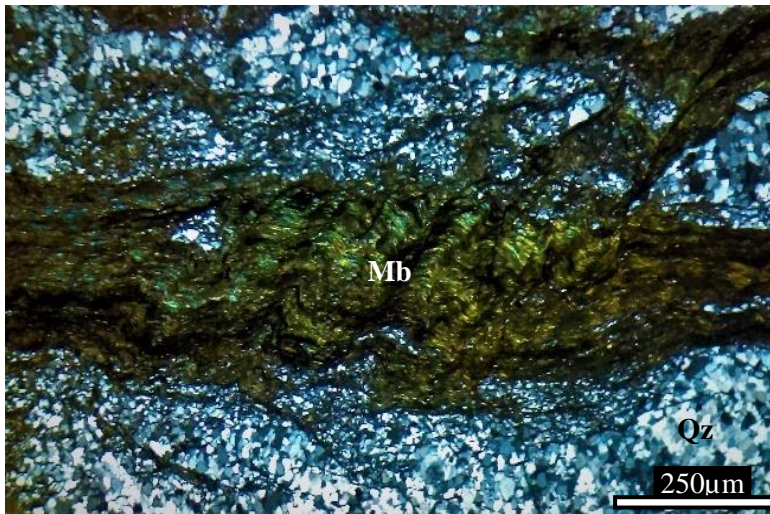


Figura 34. Fotomicrografía de ACA-1 donde se observa la alternancia de niveles lepidoblásticos compuestos de mica blanca y niveles granoblásticos de cuarzo, además de S_1 y S_2 (nícoles cruzados y objetivo 10x).

La roca presenta una foliación principal S_1 , la cual es pervasiva a la escala submilimétrica y es expresada por la alineación de la mica blanca (Fig. 34). S_1 es clasificable como una foliación espaciada, disyuntiva, rugosa a anastomosada de acuerdo con la clasificación de Twiss and Moores (1992). La foliación S_1 se encuentra crenulada por una segunda foliación S_2 , la cual es penetrante a la escala centimétrica y es evidente solo en los dominios lepidoblásticos (Fig. 34).

El cuarzo presenta evidencias de recristalización y deformación cristal-plástica como la extinción ondulante y, localmente, la presencia de estructuras de recristalización por rotación de subgranos y listones de cuarzo (Fig. 35). Estas estructuras permiten inferir que esta roca experimentó temperaturas entre los 400 y 500°C (Stipp et al., 2002).

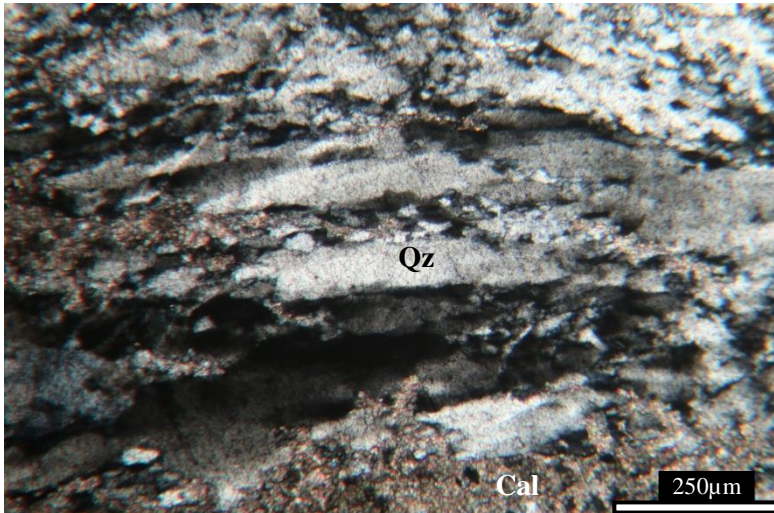


Figura 35. Fotomicrografía de ACA-1 en donde se observan listones de cuarzo (nícoles cruzados y objetivo 10x).

El feldespato potásico a diferencia del cuarzo presenta un comportamiento frágil, lo cual es concordante con el rango de temperatura previamente inferido con base en las estructuras de recristalización en el cuarzo. Frecuentemente, el cuarzo presenta texturas de recuperación (*annealing* en Trouw et al., 2010) que borran las evidencias de recristalización y deformación cristal-plástica, generando un mosaico de granos equidimensionales, libres de distorsión interna y formando localmente juntas triples (Fig. 36).

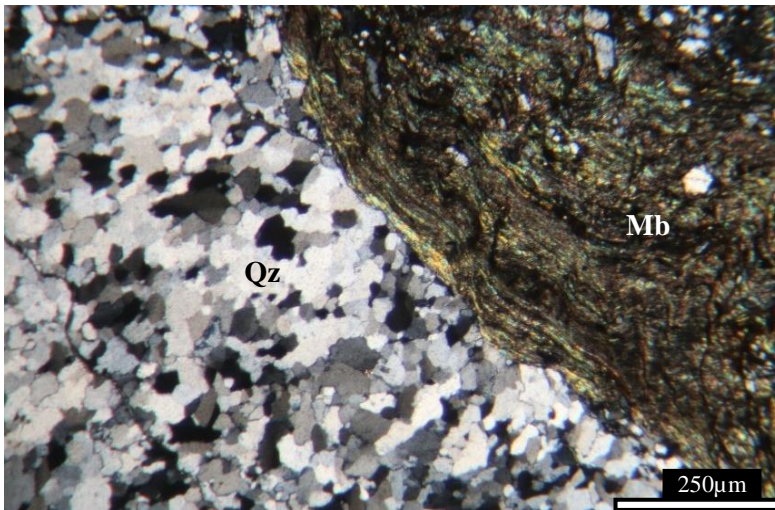


Figura 36. Fotomicrografía de ACA-1 en donde se observa un agregado de cristales de cuarzo con textura granoblástica poligonal (nícoles cruzados y objetivo 10x).

Tanto la paragénesis principal como las estructuras observadas sugieren un metamorfismo en la facies metamórfica de esquistos verdes para esta muestra.

La *muestra TONA-1* ha sido recolectada de una sucesión de metapelita y metarenisca expuesta 1.5 km al sur de Tonahuixtla (Fig. 8). Dichas rocas han sido incluidas dentro de la Formación Tecomate (Ortega-Gutiérrez, 1978; Ortega-Gutiérrez et al. 1999). La roca es afanítica, equigranular, hipidiomórfica y está conformada por una alternancia milimétrica a centimétrica de niveles lepidoblásticos y granoblásticos. Los niveles lepidoblásticos se componen de mica blanca de tamaño entre 30 µm y 50 µm (Fig. 37) ± clorita como alteración de la mica blanca. Mientras que los niveles granoblásticos se componen por cuarzo + plagioclasa + feldespato potásico + epidota ± apatito ± titanita ± opacos ± biotita ± zircón.

La roca presenta una foliación principal S_1 manifestada por la alineación de la mica blanca. La foliación S_1 es clasificable como una foliación espaciada, disyuntiva,

rugosa de acuerdo con la clasificación de Twiss and Moores (1992). La foliación S_1 se encuentra crenulada por una segunda foliación S_2 , la cual es evidente únicamente en los dominios lepidoblásticos.

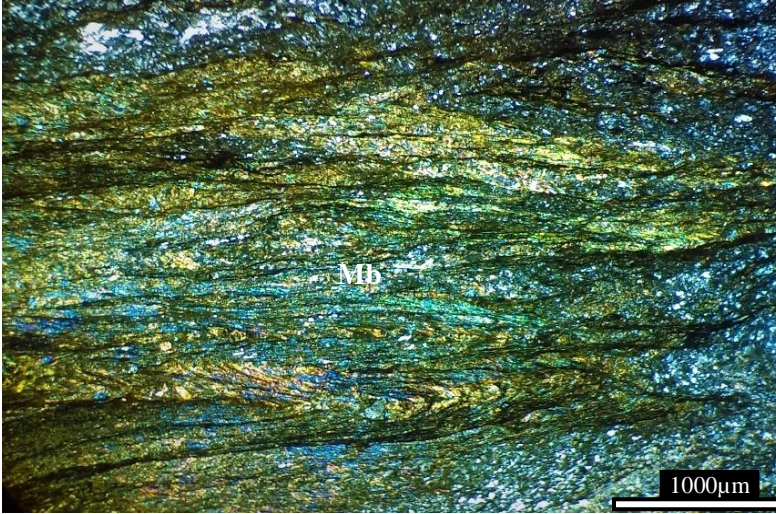


Figura 37. Fotomicrografía de TONA-1 en donde se observan S_1 y S_2 , ambas denotadas por la alineación de la mica blanca (nícoles cruzados y objetivo 4x).

El mineral más abundante es el cuarzo el cual presenta ~~varios~~ ~~surcos~~ ~~surcos~~ ~~producido~~ de disolución por presión. El cuarzo también presenta evidencia de deformación cristal-plástica como la extinción ondulante y la presencia de estructuras de recristalización por *bulging*, el cual es el principal mecanismo de recristalización entre los 280 y 400°C (Stipp et al., 2002). Tanto la paragénesis principal como las estructuras observadas permiten sugerir que las condiciones de metamorfismo para esta muestra se encuentran en la parte inferior de la facies de esquistos verde.

6.2 Rocas de alta presión del Complejo Acatlán

6.2.1 Rocas del Cámbrico-Silúrico (TLA-2, LUPE-1, MLCO-2, PX-1, PX-2, PX-3, LUPE-2, LUPE-3, PAT-1, MLCO-1, MLCO-3)

La *muestra TLA-2* corresponde a una serpentinita recolectada 8 km al oeste de Tehuiztingo (Fig. 8). El afloramiento pertenece al cuerpo ultramáfico de Tehuiztingo (González-Mancera et al., 2009), que es parte del ensamble de rocas de alta presión del Complejo Acatlán (Keppie et al., 2008). De forma general, la roca es afanítica, equigranular e hipidiomórfica-alotriomórfica. La muestra presenta una mineralogía simple, siendo compuesta exclusivamente por minerales del grupo de la serpentina y minerales opacos (Fig. 38). Los minerales del grupo de la serpentina muestran su característica baja birrefringencia, hábito fibroso y alargado.

La roca presenta una foliación S_1 la cual puede ser clasificada como una foliación continua de acuerdo con Twiss y Moores (1992). Envueltos dentro de S_1 se observan porfiroclastos de minerales opacos.

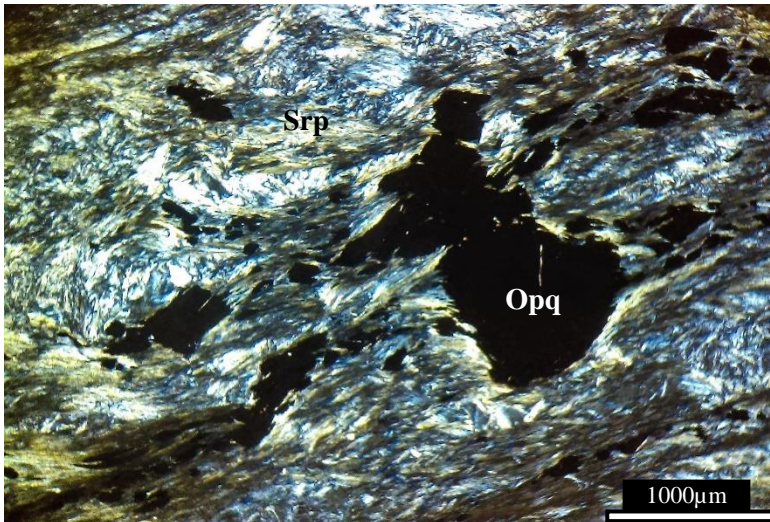


Figura 38. Fotomicrografía de TLA-1 en donde se observan porfiroclastos de minerales opacos envueltos en S₁ (nícoles cruzados y objetivo 4x).

La *muestra LUPE-1* es un esquisto de mica blanca con granate recolectado 5 km al suroeste del pueblo de Chinantla (Fig. 8). En general esta roca es fanerítica, y está compuesta por una alternancia milimétrica de niveles lepidoblásticos y niveles porfiro-granoblásticos (Fig. 39).

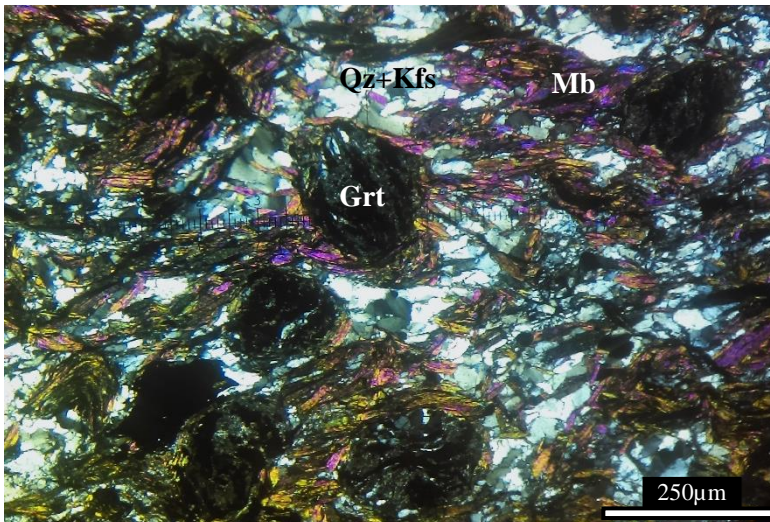


Figura 39. Fotomicrografía de LUPE-1 en donde se observan porfiroblastos de granate (nícoles cruzados y objetivo 10x).

Los niveles lepidoblásticos están conformados por mica blanca con tamaño entre 200 y 1000 μm + opacos. La mica blanca presenta localmente inclusiones de rutilo y se encuentra frecuentemente reemplazada por clorita. Los niveles porfiro-granoblásticos están conformados principalmente por cuarzo + porfiroblastos de granate ampliamente reemplazados por clorita + feldespato potásico ± zircón ± opacos. En la roca se observan tres foliaciones principales. La foliación S₁ es observable únicamente dentro de los porfiroblastos de granate. En efecto, estos son helicíticos y muestran una foliación interna expresada por una alineación de cristales de rutilo + cuarzo + feldespato potásico (Fig. 40).

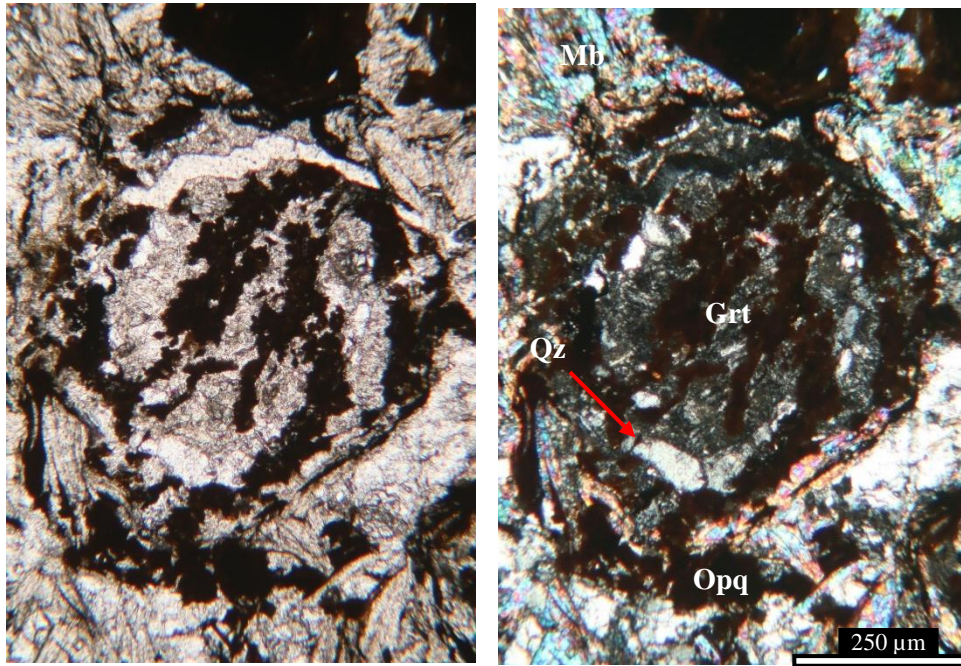


Figura 40. Fotomicrografías de LUPE-1 en las que se observan granates helicíticos (nícoles paralelos y cruzados con objetivo 10x).

La foliación S_2 es la más evidente en la roca y es penetrante a la escala milimétrica. Es expresada principalmente por la alineación de mica blanca (Fig. 39 y 41). Esta foliación envuelve a los porfiroblastos de granate, mientras que penetra y es plegada dentro de los porfiroblastos de feldespato potásico, lo cual indica que estos últimos cristalizan y rotan durante el desarrollo de la S_2 . De acuerdo con Twiss y Moores (1992), la S_2 es clasificable como una foliación espaciada, disyuntiva, rugosa a anastomosada. La foliación S_3 es localmente visible solamente en los niveles lepidoblásticos y es una foliación de crenulación.

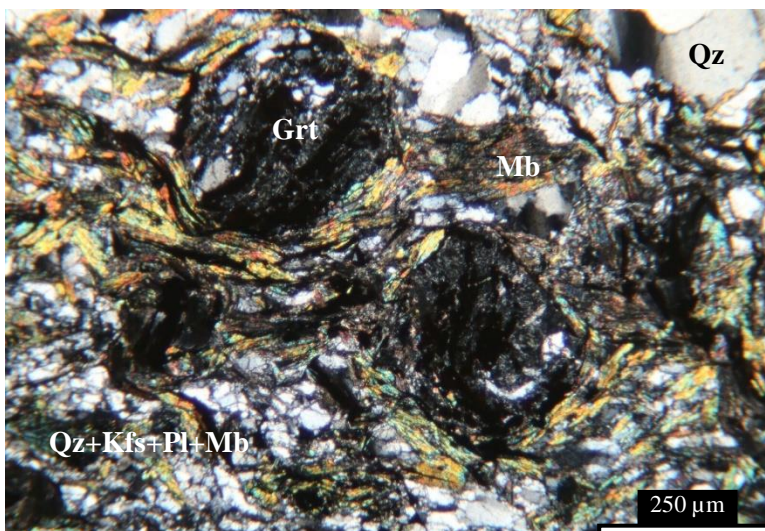


Figura 41. Fotomicrografía de LUPE-1 en donde se observa S_1 dentro de porfiroblastos de granate, y S_2 envolviéndolos (nícoles cruzados y objetivo 10x).

El cuarzo presenta claras evidencias de recristalización y deformación cristalplástica como la extinción ondulante, lamelas de deformación, kink bands y abundantes estructuras de migración del borde de grano (Fig. 42). De acuerdo con Stipp et al. (2002), estas estructuras indican temperaturas superiores a 500°C.

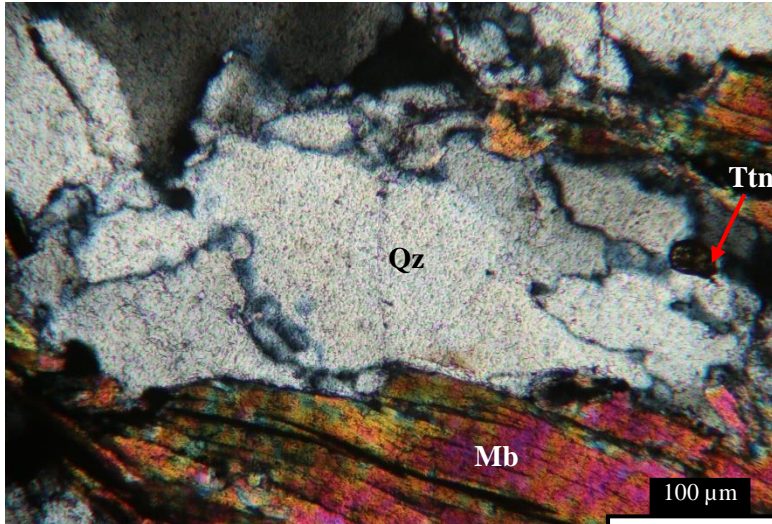


Figura 42. Fotomicrografía de LUPE-1 en donde se observa recristalización por migración de borde de grano en agregado de cuarzo (nícoles cruzados y objetivo 40x).

Localmente, se observan texturas de recuperación caracterizadas por un mosaico de cuarzo poliédrico formando juntas triples (Fig. 43).

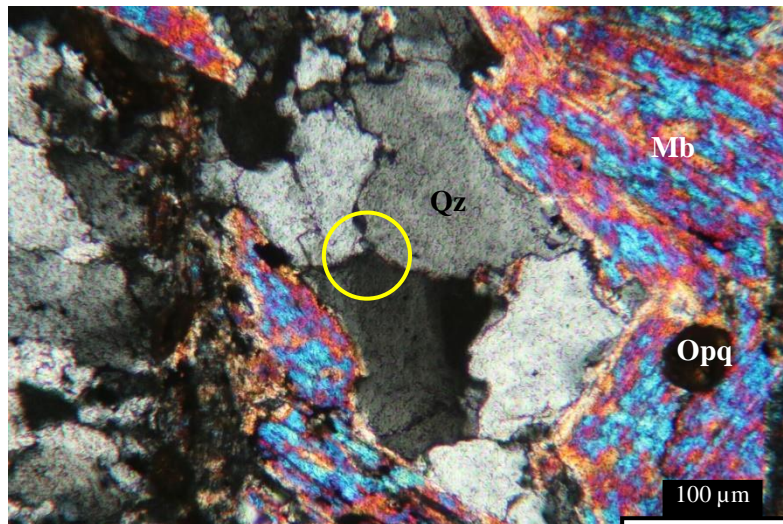


Figura 43. Fotomicrografía de LUPE-1 en donde se observan cristales de cuarzo con contactos de 120° en el círculo amarillo (nícoles cruzados y objetivo 40x).

La paragénesis y las microestructuras observadas sugieren una historia metamórfica compleja para esta muestra, caracterizada por una fase de alto grado, probablemente alta presión, expresada por los porfiroblastos de granate con rutilo y ampliamente obliterada por una sucesiva retrogresión hacia presiones y temperaturas más bajas.

La *muestra MLCO-2* es un esquistos de mica blanca con granate recolectado en la periferia de Mimilulco (Fig. 8). El afloramiento forma parte de las rocas metasedimentarias de alta presión expuestas al norte del Complejo Acatlán (Keppie et al., 2008; Fig. 8). En general, la roca es fanerítica, equigranular, hipidiomórfica y está conformada por una alternancia milimétrica de niveles lepidoblásticos y niveles porfirogranoblásticos (Fig. 44). Los niveles lepidoblásticos están compuestos por mica blanca con tamaño entre 200 y 1500 µm. Los niveles porfirogranoblásticos están compuestos principalmente por cuarzo en agregados poligonales con juntas triples + feldespato potásico + porfiroblastos de granate con tamaño entre 2500 y 4000 µm + cloritoide + rutilo ± epidota ± clorita ± zircón.

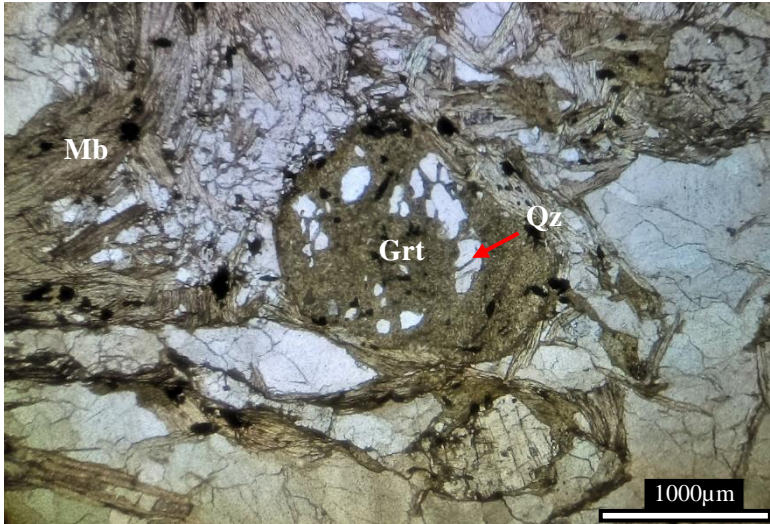


Figura 44. Fotomicrografía de MLCO-2 en donde se observa un porfiroblasto de granate envuelto en mica blanca (nícoles paralelos y objetivo 4x).

La muestra MLCO-2 presenta 3 foliaciones. La foliación S_1 se observa únicamente dentro de los granates helicíticos y es expresada por la alineación de rutilo y cuarzo (Fig. 45). Por otro lado, la foliación S_2 es pervasiva a la escala milimétrica, se encuentra expresada por la alineación de la mica blanca (Fig. 44) y es clasificable como una foliación espaciada, disyuntiva rugosa de acuerdo con Twiss y Moores (1992). Por último, la foliación S_3 es visible únicamente en los niveles lepidoblásticos y corresponde a una foliación de crenulación.

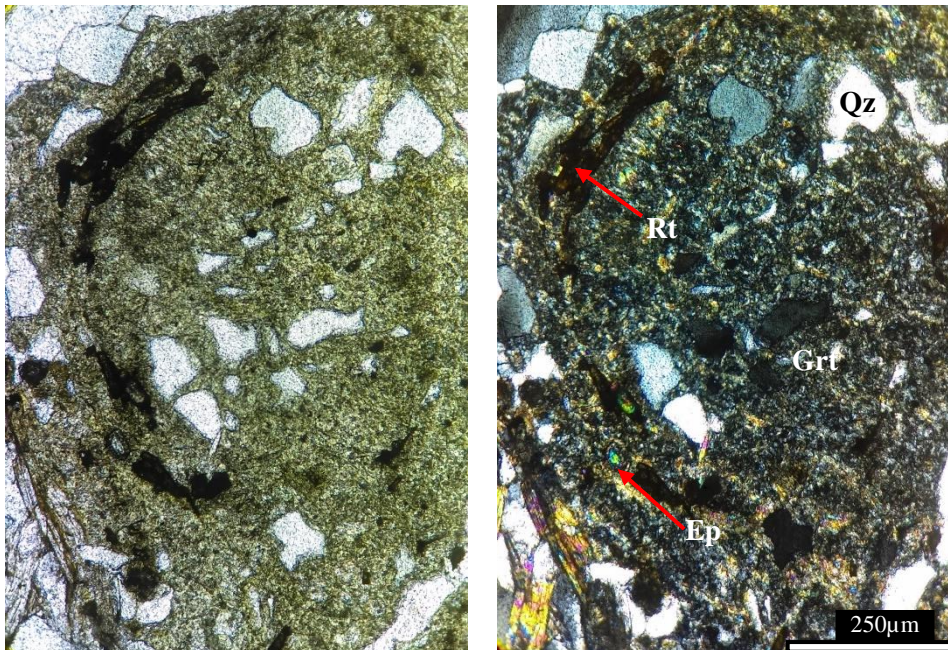


Figura 45. Fotomicrografía de MLCO-2. Granate helicítico con inclusiones de rutilo y cuarzo (nícoles paralelos y cruzados con objetivo 10x).

El cuarzo presenta evidencias de recristalización y deformación cristal-plástica como la extinción ondulante y la presencia de estructuras de recristalización por migración de borde de grano, las que sugieren temperaturas superiores a 500°C de acuerdo con Stipp et al. (2002). Sin embargo, buena parte de la roca presenta una textura de recuperación denotada por niveles granoblásticos poligonales (Fig. 46).



Figura 46. Fotomicrografía de MLCO-2 en donde se observan juntas triples de 120° entre cristales de cuarzo (nícoles cruzados y objetivo 4x).

Al igual que la muestra anterior, la paragénesis principal permite sugerir un evento metamórfico de alta presión y temperatura media.

Las *muestras PX-1, PX-2 y PX-3* corresponden a ortogneises colectados en la proximidad de Piaxtla (Fig. 8). Estas rocas fueron previamente incluidas dentro de la unidad designada como Granitoides Esperanza por Ortega Gutiérrez (1978) y forman parte de un conjunto de metagranitoides de alta presión del Ordovícico (Talavera-Mendoza et al., 2005; Keppie et al., 2008). Estas muestras son litológicamente muy similares, por ende, se describen conjuntamente. Las muestras analizadas son predominantemente faneríticas, localmente con algunos lentes afaníticos que corresponden a bandas de mayor recrystalización y deformación. En general, estas rocas presentan una textura porfiro-granoblástica. Las zonas porfiro-granoblásticas están compuestas por cuarzo + porfiroclastos de feldespato potásico + biotita (Fig. 47) + plagioclasa (Fig. 48) + mica blanca (Fig. 49) + porfiroblastos de granate (Fig. 50) ± zircón ± turmalina ± apatito ± opacos.

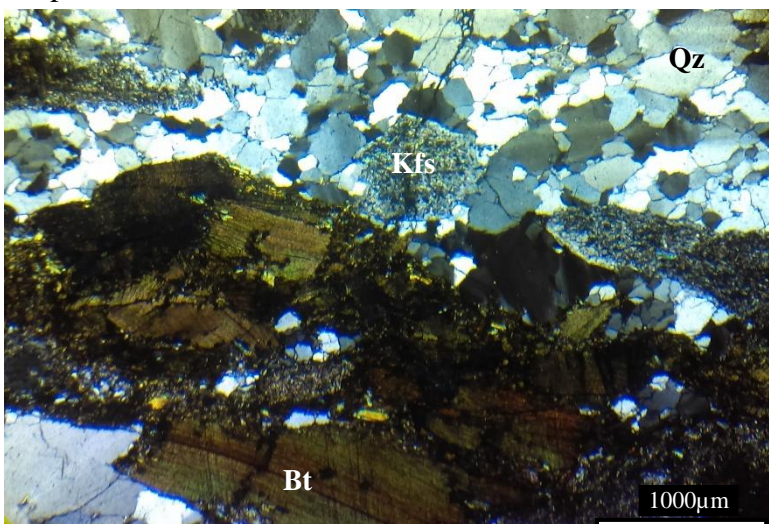


Figura 47. Fotomicrografía de PX-2 en donde se observan niveles lepidoblásticos compuestos de biotita y niveles granoblásticos de cuarzo. (nícoles cruzados y objetivo 4x).

El feldespato potásico es representado tanto por microclina como por cristales poiquilíticos de ortoclasa que alojan cristales de plagioclasa, cuarzo, mica blanca y biotita. Frecuentemente, el feldespato potásico presenta estructuras peritéticas y se encuentran parcialmente alterados por procesos de sericitización y saussuritización, que genera un agregado de grano fino de mica blanca y epidota que cristaliza a lo largo de los planos de

clivaje. También se observan inclusiones de plagioclasa dentro de feldespato potásico. Estas plagioclasas presentan en su interior un gran número de cristales de epidota y mica blanca (Fig. 48).

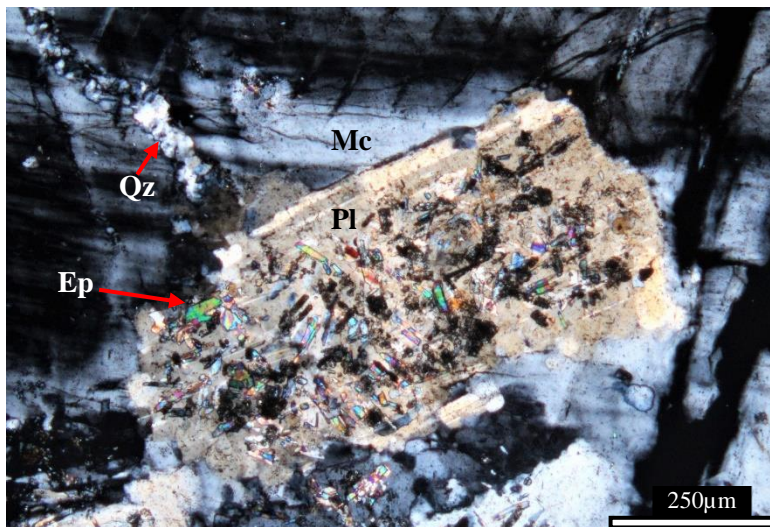


Figura 48. Fotomicrografía de PX-3 en la que se observa un cristal de plagioclasa con procesos de saussuritización y sericitización (nícoles cruzados y objetivo 10x).

Los niveles lepidoblásticos están compuestos por mica blanca y biotita de tamaño entre 400 y 2000 $\mu\text{m} \pm$ opacos. En las partes afaníticas, las micas son definitivamente más finas llegando a tener un tamaño promedio de 50 μm . Localmente, la mica blanca presenta exsoluciones de especularita a lo largo de los planos de clivaje (Fig. 49) y es frecuentemente sustituidas por clorita.

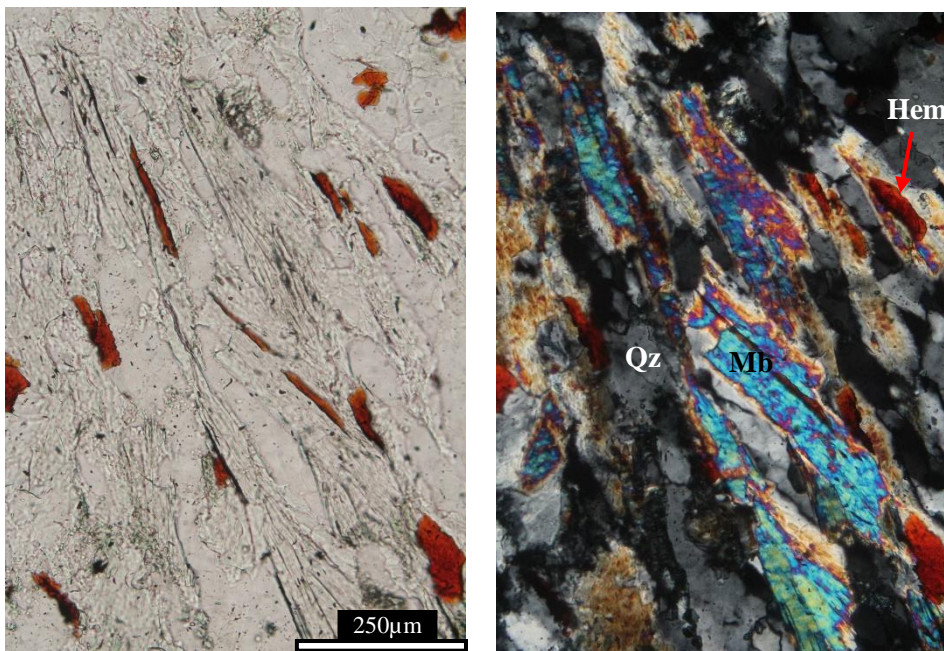


Figura 49. Fotomicrografías de PX-2 en donde se observa hematita especular en los planos de clivaje de la mica blanca (nícoles paralelos y cruzados con objetivo 10x).

Las muestras analizadas presentan una foliación principal S_1 penetrante desde la escala milimétrica. Esta foliación es expresada por la alineación de micas y algunos listones de cuarzo. De acuerdo con Twiss y Moores (1992), la S_1 es clasificable como una foliación espaciada, disyuntiva, rugosa a anastomosada.

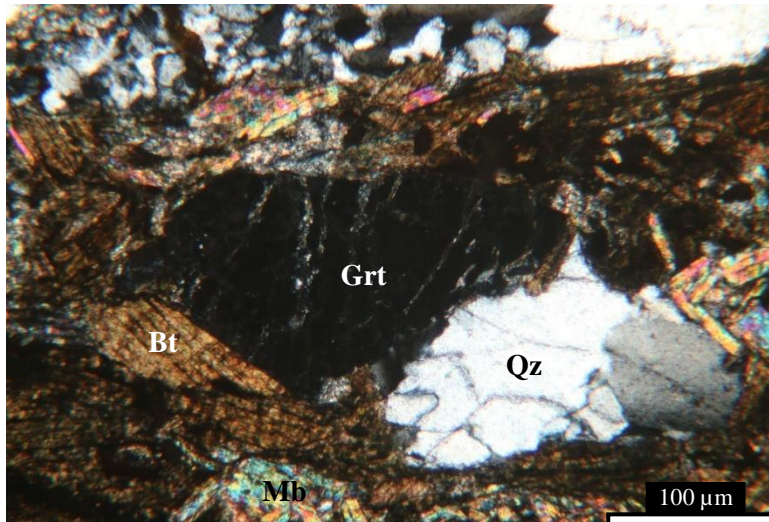


Figura 50. Fotomicrografía de PX-1 en la cual se observa un porfiroblasto de granate (nícoles cruzados y objetivo 40x).

El cuarzo presenta típicamente extinción ondulante, lamelas de deformación, dominios de subgranos y estructuras de migración del borde de grano, lo cual sugiere que estas rocas han experimentado recristalización y deformación cristal-plástica bajo condiciones de temperatura mayor a 500°C (Stipp et al., 2002). Localmente, se observan texturas de recuperación caracterizadas por un mosaico de cuarzo poliédrico formando juntas triples. El feldespato potásico también presenta evidencias de deformación cristal-plástica como la presencia de dominios de subgranos y la forma en pez, lo cual sugiere temperaturas mayores a los 500°C. En la plagioclasa es común observar el maclado mecánico. Las micas muestran frecuentemente formas en pez y *microkinks* (Fig. 51).

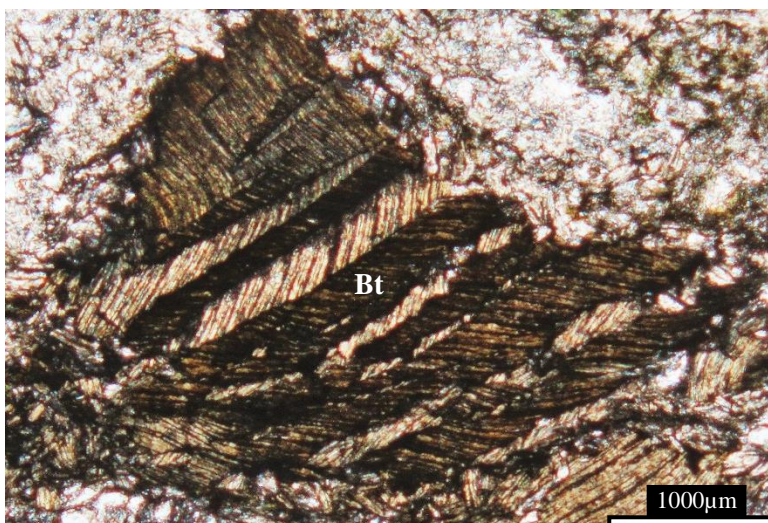


Figura 51. Fotomicrografía de PX-2 en donde se observan microkinks en biotita (nícoles paralelos y objetivo 4x).

Las *muestras LUPE-2 y LUPE-3* corresponden a metabasitas recolectadas en la proximidad de Chinantla (Fig. 8). Estas rocas forman parte de las metabasitas de alta presión del Complejo Acatlán (Keppie et al., 2008) y son litológicamente similares; por ende, se describen conjuntamente. En general, LUPE-2 y LUPE-3 son rocas faneríticas, inequigranulares, hipidiomórficas y están conformadas por una alternancia milimétrica de niveles nematoblásticos y niveles porfiro-granoblásticos (Fig. 52). Los niveles nematoblásticos están compuestos por anfíbol de la serie actinolita-tremolita de tamaño ~ 60 µm. Los niveles porfiro-granoblásticos se componen de porfiroblastos de hornblenda sustituidos por actinolita-tremolita con tamaño entre 1000 y 2000 µm + granate (Fig. 53) + feldespato potásico con tamaño de entre 1000 y 2000 µm + plagioclasa (albita) + epidota

(Fig. 54) + clinozoisita + clorita ± apatito ± rutilo (Fig. 55) ± opacos ± cuarzo ± titanita ± mica blanca.

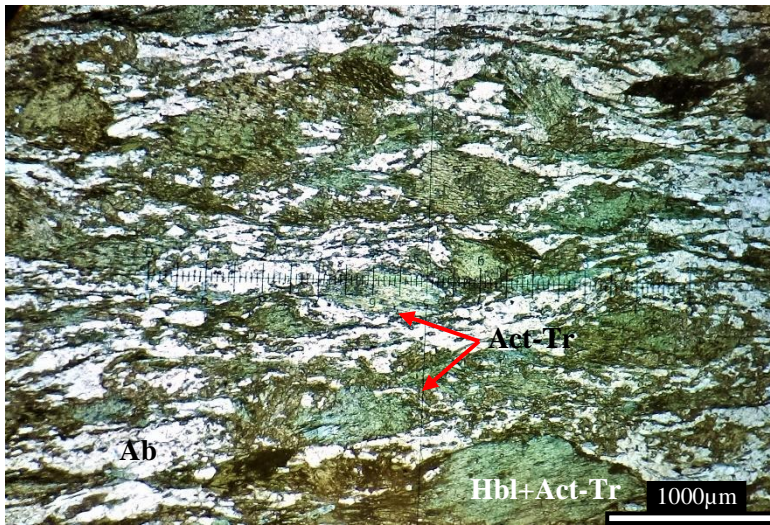


Figura 52. Fotomicrografía de LUPE-3 en donde se observa una textura nematoblástica dominados por anfíbol de la serie actinolita-tremolita, además de porfiroblastos de hornblenda sustituidos casi en su totalidad por actinolita-tremolita (nícoles paralelos y objetivo 4x).

Estas rocas presentan una foliación S_1 , la cual es pervasiva a la escala milimétrica y es expresada por la alineación del anfíbol de la serie actinolita-tremolita (Fig. 52). S_1 es clasificable como una foliación espaciada, disyuntiva, anastomosada de acuerdo con la clasificación de Twiss and Moores (1992).

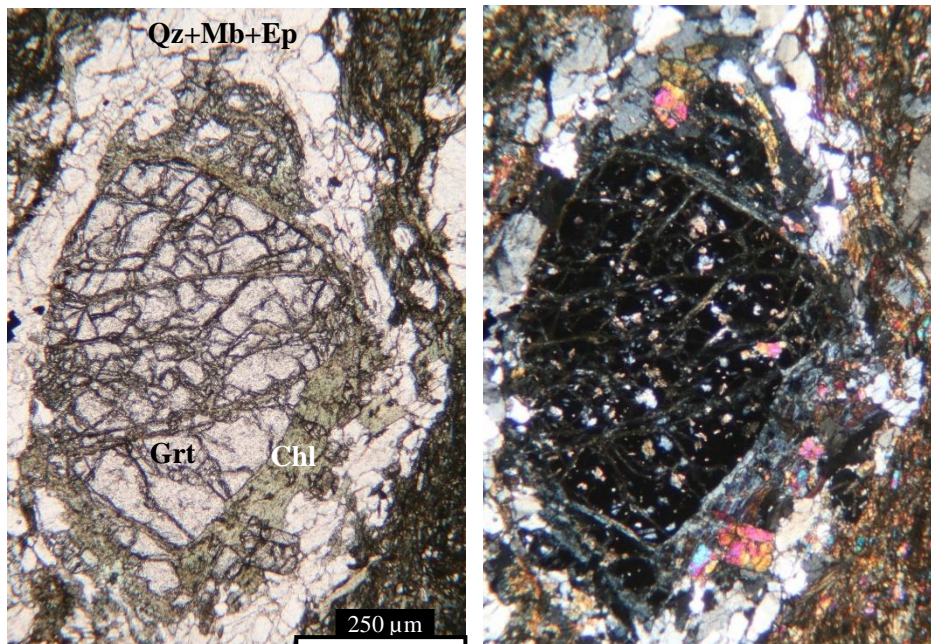


Figura 53. Fotomicrografía de LUPE-2 en donde se observa un porfiroblasto de granate con borde de clorita y con reemplazamiento de distintas fases minerales(nícoles paralelos y cruzados con objetivo 10x).

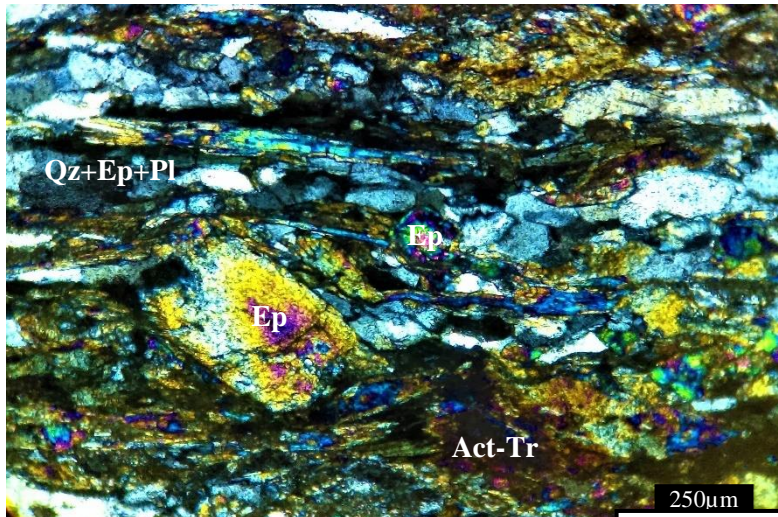


Figura 54. Fotomicrografía de LUPE-3 en donde se observa una alternancia de niveles nematoblásticos formados por actinolita-tremolita y niveles granoblásticos compuestos de plagioclasa, epidota y cuarzo (nícoles cruzados y objetivo 10x).

Por otro lado, los porfiroblastos de feldespato potásico presentan una foliación interna paralela a S_1 , expresada por la alineación de epidota, mica blanca y rutilo con coronas de titanita (Fig. 54). Las coronas de titanita en el rutilo son el resultado de un proceso de retrogresión a partir de una roca en condiciones de alta presión.

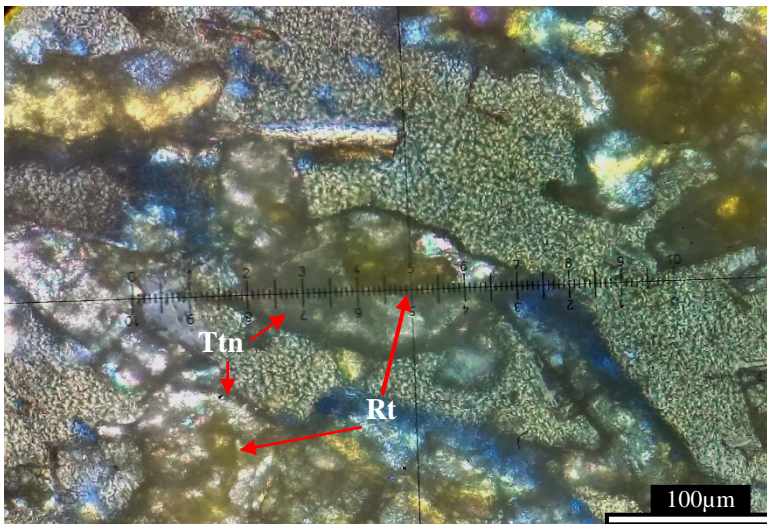


Figura 55. Fotomicrografía de LUPE-2 en la que se observan coronas de titanita en rutilo (nícoles cruzados y objetivo 40x).

El cuarzo y la plagioclasa presentan evidencias de deformación cristal-plástica como la extinción ondulante. Localmente, se observan límites de grano lobulados resultado de la migración de borde de grano. La migración de borde de grano es un mecanismo de recrystalización que es efectivo a una temperatura $>500^{\circ}\text{C}$ (Stipp et al., 2002).

Con base en las microestructuras y las paragénesis observadas, es posible inferir que estas rocas experimentaron metamorfismo en condiciones de alta presión, lo que generó anfibolitas de alta presión, las cuales fueron reequilibradas en condiciones de esquistos verdes.

La *muestra PAT-1* corresponde a una metabasita colectada 4 km al noreste de Patlanoaya (Fig. 8). En general, la roca es fanerítica, inequigranular, hipidiomórfica y está conformada por niveles porfiro-nematoblásticos. Los niveles nematoblásticos se encuentran definidos por anfíbol de la serie actinolita-tremolita con tamaño de $\sim 125\ \mu\text{m}$ + epidota + clinozoisita \pm titanita \pm cuarzo \pm zircón. Los niveles porfiroblásticos se

encuentran definidos por porfiroblastos de hornblenda con tamaño de ~250 μm sustituidos casi en su totalidad por actinolita-tremolita (Fig. 56).

La muestra analizada presenta una foliación principal S_1 penetrante a la escala milimétrica, expresada por la alineación de la actinolita-tremolita y clasificable como una foliación continua de acuerdo con Twiss y Moores (1992).

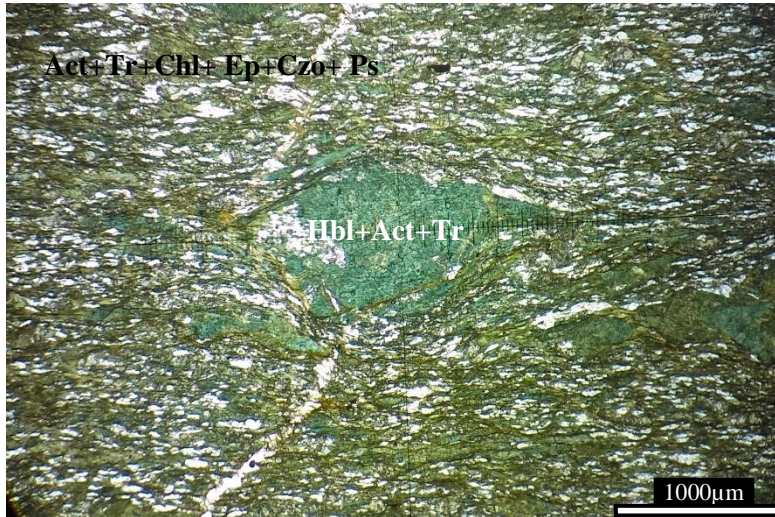


Figura 56. Fotomicrografía de PAT-1. En el centro se observa un porfiroblasto de hornblenda ampliamente sustituido por actinolita-tremolita (nícoles paralelos y objetivo 4x).

El cuarzo presenta deformación cristal-plástica expresada por la extinción ondulante y una geometría de límite de grano lobulada resultado de recristalización por migración de borde de grano. El mecanismo de recristalización por migración de borde de grano es el resultado de una temperatura $>500^{\circ}\text{C}$ (Stipp et al., 2002).

Con base en las microestructuras y la paragénesis observada, es posible inferir que esta roca experimentó metamorfismo en facies de anfibolita, sin embargo, se encuentra reequilibrada en la facies de esquistos verde.

La *muestra MLCO-1* es una anfibolita con granate recolectada en Mimilulco (Fig. 8). En general la roca es fanerítica, inequigranular, hipidiomórfica-xenomórfica y está conformada por una alternancia de niveles nematoblásticos y niveles porfiro-granoblásticos. Los niveles nematoblásticos se componen de anfíbol de la serie actinolita-tremolita cloritizado. Mientras que los niveles porfiro-granoblásticos están compuestos principalmente por porfiroblastos de granate con tamaño de 2500 μm parcial a totalmente cloritizados (Fig. 57) + porfiroblastos de hornblenda cloritizados casi en su totalidad + mica blanca + epidota + clinozoisita + plagioclasa + zoisita \pm cuarzo \pm titanita \pm apatito.

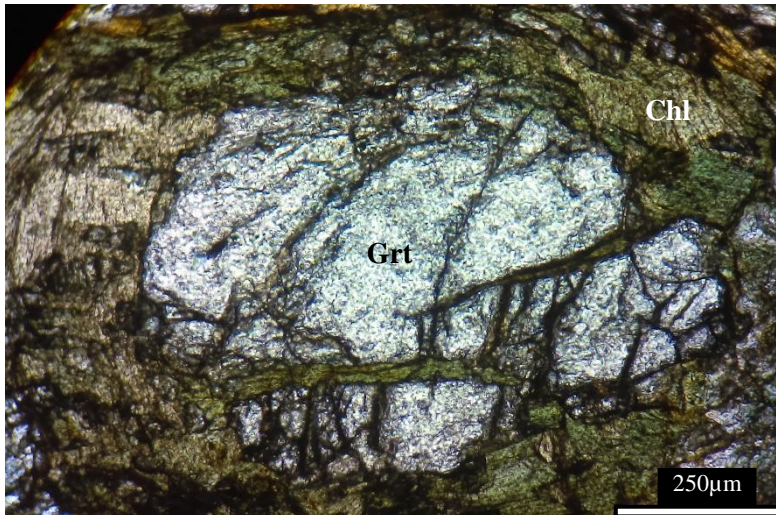


Figura 57. Fotomicrografía de MLCO-1. En el centro se observa un porfiroblasto de granate (nícoles paralelos y objetivo 10x).

La roca presenta una foliación principal S_1 , la cual es pervasiva a la escala milimétrica y es denotada por la alineación de la actinolita-tremolita. La foliación S_1 es clasificable como una foliación espaciada, disyuntiva, rugosa a anastomosada de acuerdo con la clasificación de Twiss and Moores (1992). Con base en la paragénesis observada, es posible inferir que esta roca experimentó un metamorfismo en facies de anfibolita y posteriormente fue reequilibrada a la facies de esquistos verde.

La *muestra MLCO-3* corresponde a una metabasita de alta presión colectada en la periferia de Mimilulco (Fig. 8). La roca es fanerítica, equigranular, hipidiomórfica-xenomórfica y se encuentra compuesta por niveles porfiro-nematoblásticos (Fig. 58). Los niveles nematoblásticos están compuestos por anfíbol azul sustituido parcial a totalmente por clorita y actinolita-tremolita + porfiroblastos de plagioclasa (albita) + epidota + clinozoisita + mica blanca + clorita + titanita + mica oscura ± calcita.

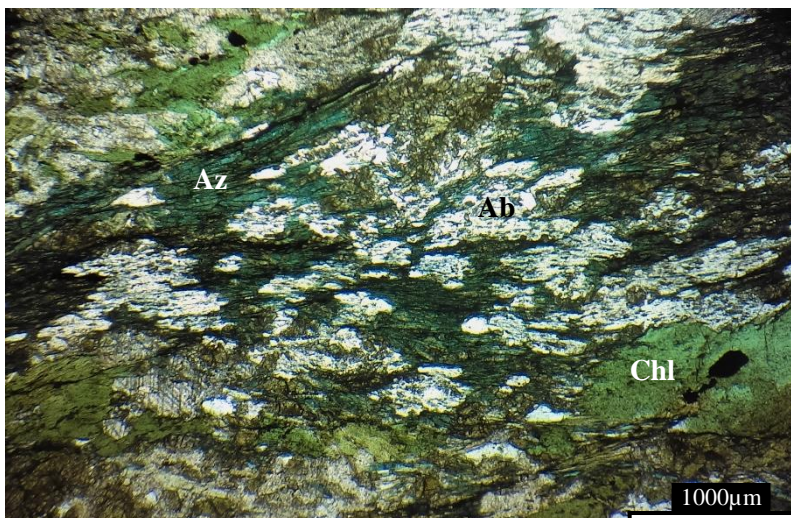


Figura 58. Fotomicrografía de MLCO-3 en donde se observa anfíbol azul definiendo una textura nematoblástica (nícoles paralelos y objetivo 4x).

La muestra presenta una foliación principal S_1 pervasiva a la escala centimétrica, la cual es denotada por la alineación del anfíbol (Fig. 58). De acuerdo con Twiss and Moores (1992), la foliación S_1 es clasificable como una foliación continua en la cual se encuentran dispuestos poiquiloblastos de plagioclasa con inclusiones de clinozoisita y epidota.

De acuerdo con lo anterior es posible observar dos asociaciones minerales: la primera compuesta por glaucófano + plagioclasa (albita) + epidota. La segunda asociación compuesta por actinolita-tremolita + clorita. Lo cual sugiere que esta roca estuvo sometida a un metamorfismo de alta presión en facies de esquisto azul y que posteriormente fue reequilibrada a la facies de esquisto verde.

6.3 Rocas de medio grado del Complejo Acatlán

6.3.1 Rocas del Devónico superior-Carbonífero (S.DOM-1)

La *muestra S.DOM-1* es un esquisto de actinolita-tremolita colectada 6 km al sureste de Santo Domingo Tianguistengo (Fig. 8). Este afloramiento ha sido considerado como parte de las rocas de alto grado del Litodema Amarillo por Keppie et al. (2012b). La roca es predominantemente afanítica, inequigranular, hipidiomórfica y se encuentra compuesta por una alternancia de niveles nematoblásticos y niveles porfiro-granoblásticos (Fig. 59). Los niveles nematoblásticos se componen de anfíbol de la serie actinolita-tremolita cloritizado. Los niveles porfiro-granoblásticos están compuestos por porfiroblastos de hornblenda con tamaño ~1500 μm parcialmente a totalmente sustituidos por actinolita-tremolita (Fig. 60) + cuarzo + feldespato potásico + mica blanca + epidota + clorita + titanita formando coronas alrededor de cristales de rutilo \pm turmalina \pm apatito \pm zircón \pm opacos.

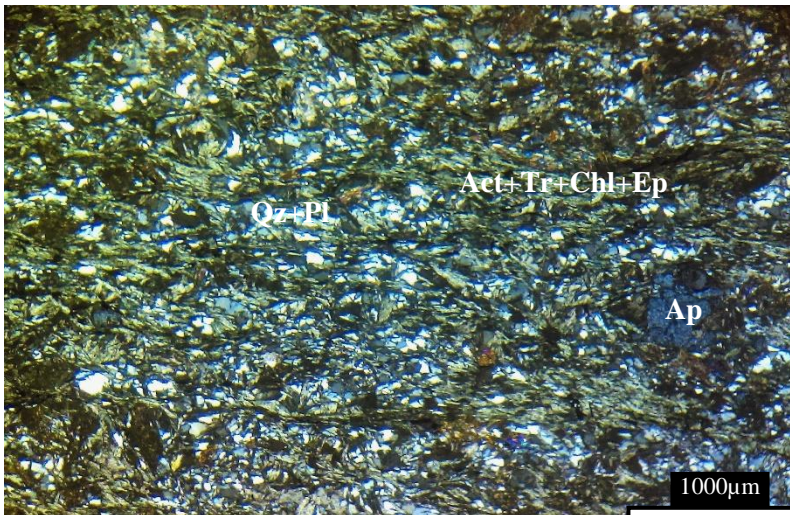


Figura 59. Fotomicrografía de S.DOM-1 en donde se observa una alternancia de niveles nematoblásticos definidos por anfíbol de la serie actinolita-tremolita y niveles granoblásticos compuestos predominantemente por cuarzo (nícoles cruzados y objetivo 4x).

La roca presenta una foliación principal S_1 pervasiva a la escala submilimétrica y es expresada por la alineación de anfíbol de la serie actinolita-tremolita (Fig. 59). S_1 es clasificable como una foliación espaciada, disyuntiva, rugosa anastomosada de acuerdo con la clasificación de Twiss and Moores (1992).

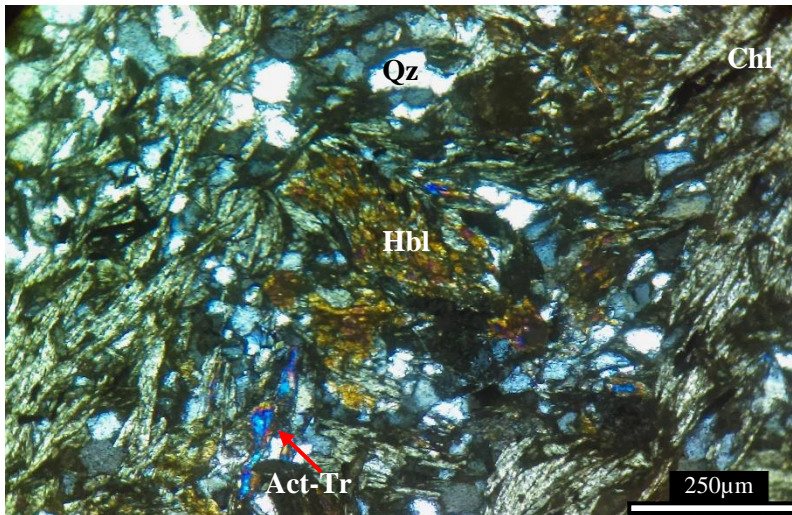


Figura 60. Fotomicrografía de S.DOM-1 en donde se observa un porfiroblasto de hornblenda alterado sustituido por clorita y actinolita-tremolita (nícoles cruzados y objetivo 10x).

El cuarzo presenta evidencias de recristalización y deformación cristal-plástica como la extinción ondulante y, localmente, la presencia de estructuras de recristalización por migración de borde de grano. Estas estructuras se forman generalmente bajo condiciones de temperatura $>500^{\circ}\text{C}$ (Stipp et al., 2002). El cuarzo además presenta texturas de recuperación que generan un mosaico de granos equidimensionales, libres de distorsión interna y forman juntas triples (Fig. 61).

Tanto la paragénesis principal como las estructuras observadas permiten sugerir que la roca estuvo sujeta a una primera etapa de metamorfismo en facies de anfibolita y que después fue reequilibrada a condiciones de esquistos verdes.

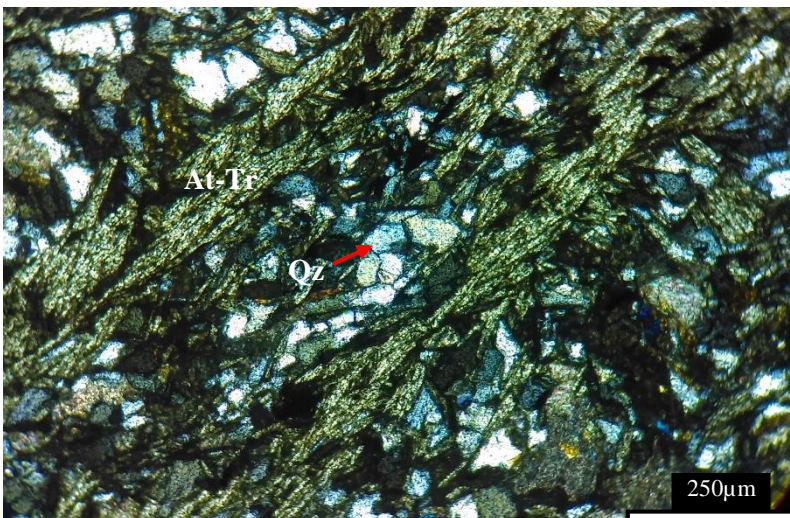


Figura 61. Fotomicrografía de S.DOM-1 en donde se observa una alternancia de niveles granoblásticos formados por cuarzo y niveles nematoblásticos de actinolita-tremolita (nícoles cruzados y objetivo 10x).

6.4 Rocas metamórficas del Complejo Ayú (TEP-1, TEP-2)

Se recolectaron dos muestras del Complejo Ayú; la *muestra TEP-1* de la Migmatita Magdalena (Ortega Gutiérrez, 1978) y la *muestra TEP-2* del Litodema Chazumba (Ortega Gutiérrez, 1978). Las muestras se ubican a 2 y 6 km del Rosario Micaltepec, respectivamente (Fig. 8). Ambas muestras son paragneises félsicos muy parecidos en textura y composición, la única diferencia entre las dos muestras es que TEP-1 presenta en afloramiento evidencias de migmatización, mientras que TEP-2 no. Debido a la similitud entre ambas muestras, la descripción petrográfica a continuación se hace en conjunto. Las muestras analizadas son faneríticas, equigranulares, idiomórficas y están

compuestas por una alternancia milimétrica de niveles granoblásticos y niveles lepidoblásticos (Fig. 62). Los niveles granoblásticos están conformados por cuarzo + plagioclasa + K-feldespato ± titanita ± apatito ± zircón ± opacos. Los niveles lepidoblásticos están compuestos por mica blanca + biotita de color rojizo ± opacos. Las micas varían en tamaño entre 500 y 1500 μm y están localmente sustituidas por clorita.

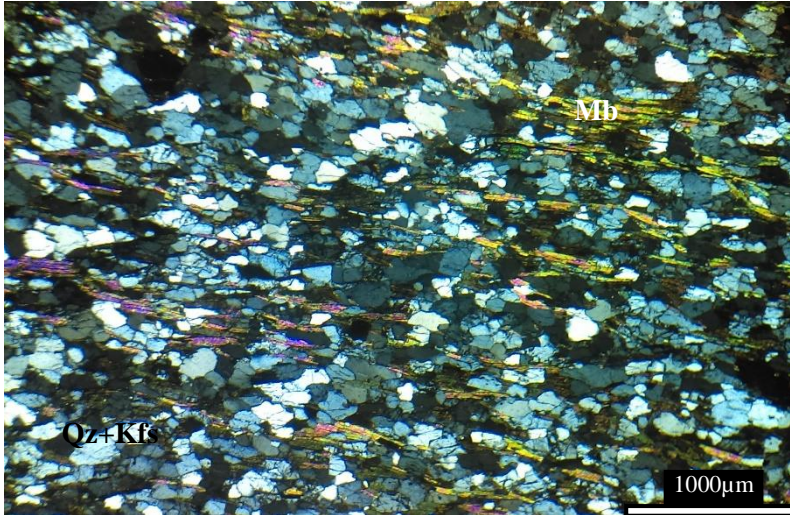


Figura 62. Fotomicrografía de TEP-1 en donde se observa una alternancia entre niveles lepidoblásticos de mica blanca y niveles granoblásticos formados predominantemente por cuarzo (nícoles cruzados y objetivo 4x).

Ambas muestras presentan una foliación S_1 penetrante a la escala milimétrica, la cual es expresada por la alineación de las micas. De acuerdo con Twiss y Moores (1992), la S_1 es clasificable como una foliación espaciada, disyuntiva lisa. El cuarzo presenta principalmente una textura de recuperación denotada por un mosaico de cristales poliédricos sin evidencias de distorsión interna y que forman juntas triples a 120° .

Solo localmente, se observan estructuras de migración del borde de grano, las que se forman típicamente bajo condiciones de temperatura superior a 500°C (Stipp et al., 2002).

6.5 Rocas ígneas del Plutón Totoltepec (Arco Mexicano del Este)

6.5.1 Rocas félsicas (TOT-1)

La *muestra TOT-1* es una tonalita colectada 5 km al noroeste de Totoltepec (Fig. 8). Dicho afloramiento forma parte de un cuerpo intrusivo sin-tectónico conocido en la literatura como plutón Totoltepec (Fríes et al. 1970; Ortega-Gutiérrez 1978, Kirsch 2012a). La roca es fanerítica, equigranular, hipidiomórfica y con tamaño de grano entre 1000 y 5000 μm. Presenta una asociación mineral compuesta por: plagioclasa parcialmente sericitizada (Fig. 63) + cuarzo + muscovita parcialmente cloritizada ± opacos ± zircón ± apatito.



Figura 63. Fotomicrografía de TOT-1 en donde se observa la abundancia de la plagioclasa con respecto a las demás fases minerales (nícoles cruzados y objetivo 4x).

El cuarzo presenta evidencias de deformación cristal-plástica como la extinción ondulante y límites de grano lobulados resultado de recristalización por migración de borde de grano (Fig. 64).

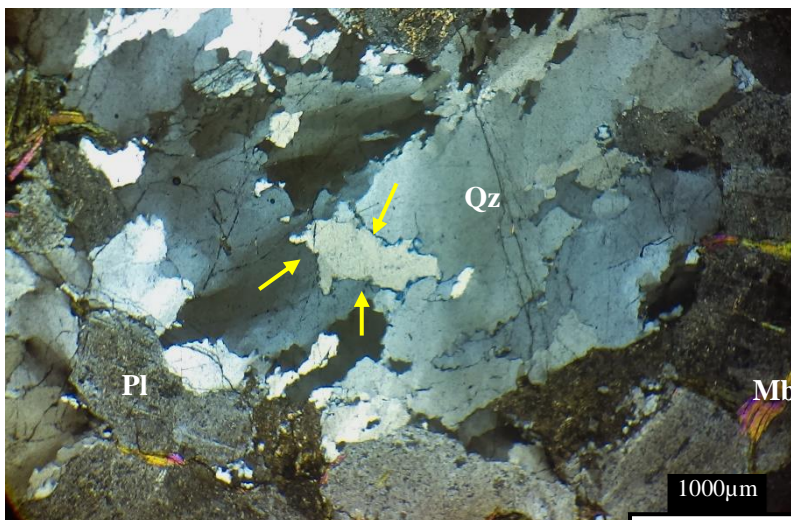


Figura 64. Fotomicrografía de TOT-1 en donde se observa un agregado de cristales de cuarzo con recristalización por migración de borde de grano indicada con flechas amarillas (nícoles cruzados y objetivo 4x).

6.5.2 Rocas máficas (S.DOM-2)

La *muestra S.DOM-2* es un gabro de hornblenda colectado 4 km al suroeste de Santo Domingo Tianguistengo (Fig. 8). La roca es fanerítica, equigranular, alotriomórfica y exhibe un tamaño de grano entre 1000 y 5000 µm (Fig. 65). Presenta una asociación mineral compuesta de plagioclasa con procesos de sericitización y saussuritización + hornblenda + feldespato potásico + epidota ± clinozoisita ± apatito ± cuarzo. Los cristales de hornblenda presentan una textura poiquilítica con inclusiones de minerales opacos, feldespato potásico, y cuarzo (Fig. 66).

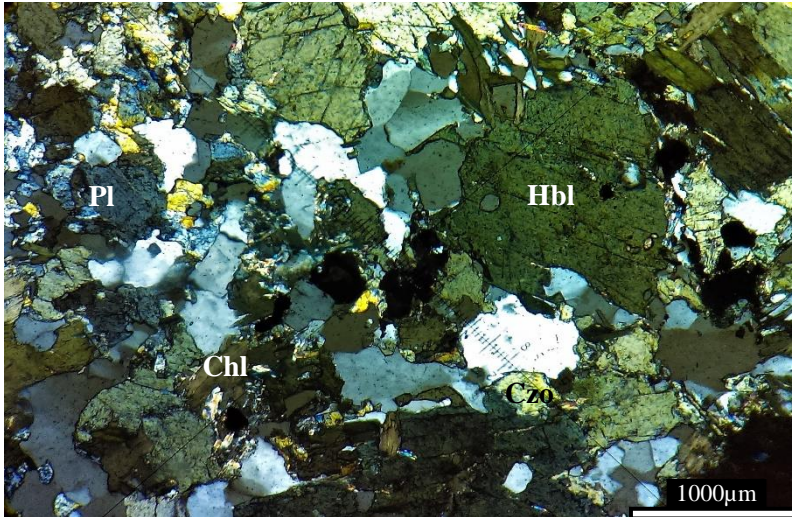


Figura 65. Fotomicrografía de DOM-2 en donde se observa la morfología predominantemente anhedral además de hornblenda cuarzo y plagioclasa (nícoles cruzados y objetivo 4x).

El cuarzo presenta evidencias de recristalización y deformación cristal-plástica como la extinción ondulante y, localmente, la presencia de estructuras de recristalización por migración de borde de grano, las cuales representan condiciones de temperatura $>500^{\circ}\text{C}$ (Stipp et al., 2002).

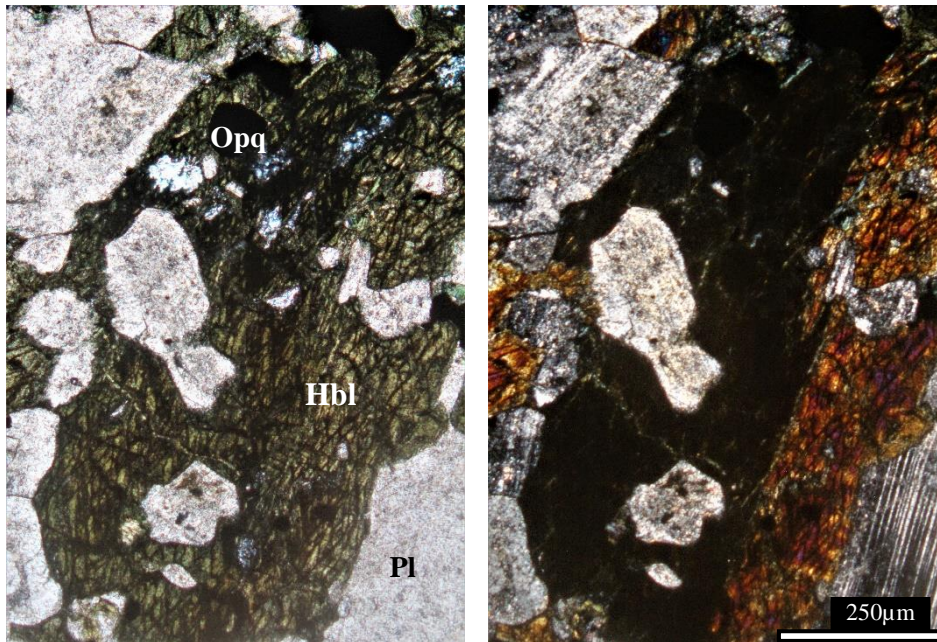


Figura 66. Fotomicrografías de S.DOM-2 en la que se observa un cristal de hornblenda con inclusiones de plagioclasa y mineral sopacos (nícoles paralelos y cruzados con objetivo 10x).

Muestra	Litología	SÍNTESIS PETROGRÁFICA																			
		Act-Tr	Hbl	Gln-Rbk	Bt	Mb	Chl	Ep	Zo	Czo	Qz	Kfs	Pl	Tur	Rt	Grt	Cl d	Ap	Ttn	Zrn	Cal
Complejo Acatlán <i>Bajo grado</i>	HUE-1	Metapsamita/ Metapelita				¿	X		X				X	X				X		X	
	AMA-1	Metapsamita/ Metapelita			¿	X		X		¿		X	X	X					¿	X	
	SANDI-1	Ortogneis			X	X						X	X	X	X			X		X	
	OL-0618- ACA	Metapsamita/ Metapelita										X								¿	
	AXU-1	Metapsamita/ Metapelita				X						X								¿	
	CHI-1	Metapsamita/ Metapelita				X		X				X	X	X						X	¿
	CHI-2	Veta de cuarzo										X									
	ACA-1	Metapsamita/ Metapelita			¿	X	X					X	X							X	X
	TONA-1	Metapsamita/ Metapelita			¿	X	X	X				X	X	X				X	X	X	
	TLA-2	Serpentinita																			

Alta presión	LUPE-1	Esquisto de mica blanca con granate			X	X			X	X		X	X			X
	MLCO-2	Esquisto de mica blanca con granate			X	X	X		X	X		X	X	X		X
	PX-1, 2, 3	Ortogneis			X	X			X	X	X	X		X		X
	LUPE-2, 3	Anfibolita con granate	X	¿		X	X	X	X		X	X		X	X	
	PAT-1	Anfibolita de grano fino	X	¿			X	X	X	X					X	X
	MLCO-1	Anfibolita con granate	X	¿		X	X	X	X		X		X		X	X
M. G.	MLCO-3	Esquisto azul con retrogresión		¿	X	X	X	X		X				X		¿
	S.DOM-1	Anfibolita de grano fino	X	¿		X	X	X		X	X		X	X	X	¿
	TEP-1, 2	Paragneis			X	X			X	X	X			X	X	X
A.M.E. C. Ayú	TOT-1	Tonalita				X	X			X		X		X		X
	S.DOM-2	Gabro		X				X	X	X	X		X			

Tabla 5. Síntesis petrográfica de las rocas de basamento estudiadas en este trabajo, en la que: Act-Trm=actinolita/tremolita, Hbl=hornblenda, Gln-Rbk=glaucofano/riebeckita, Bt=biotita, WM=mica blanca, Chl=clorita, Ep=epidota, Zo=zoisita, Czo=clinozoisita, Qz=cuarzo, Kfs=feldespato potásico, Pl=plagioclasa, Tur=turmalina, Rt=rutilo, Grt=granate, Cld=cloritoide, Ap=apatito, Ttn=titanita, Zrn=zircón, Cal=calcita, C. Ayú=Complejo Ayú, A.M.E.=Arco Mexicano del Este, M.G.=Medio grado. Los signos de interrogación representan fases relictas o fases de alteración observadas en las muestras.

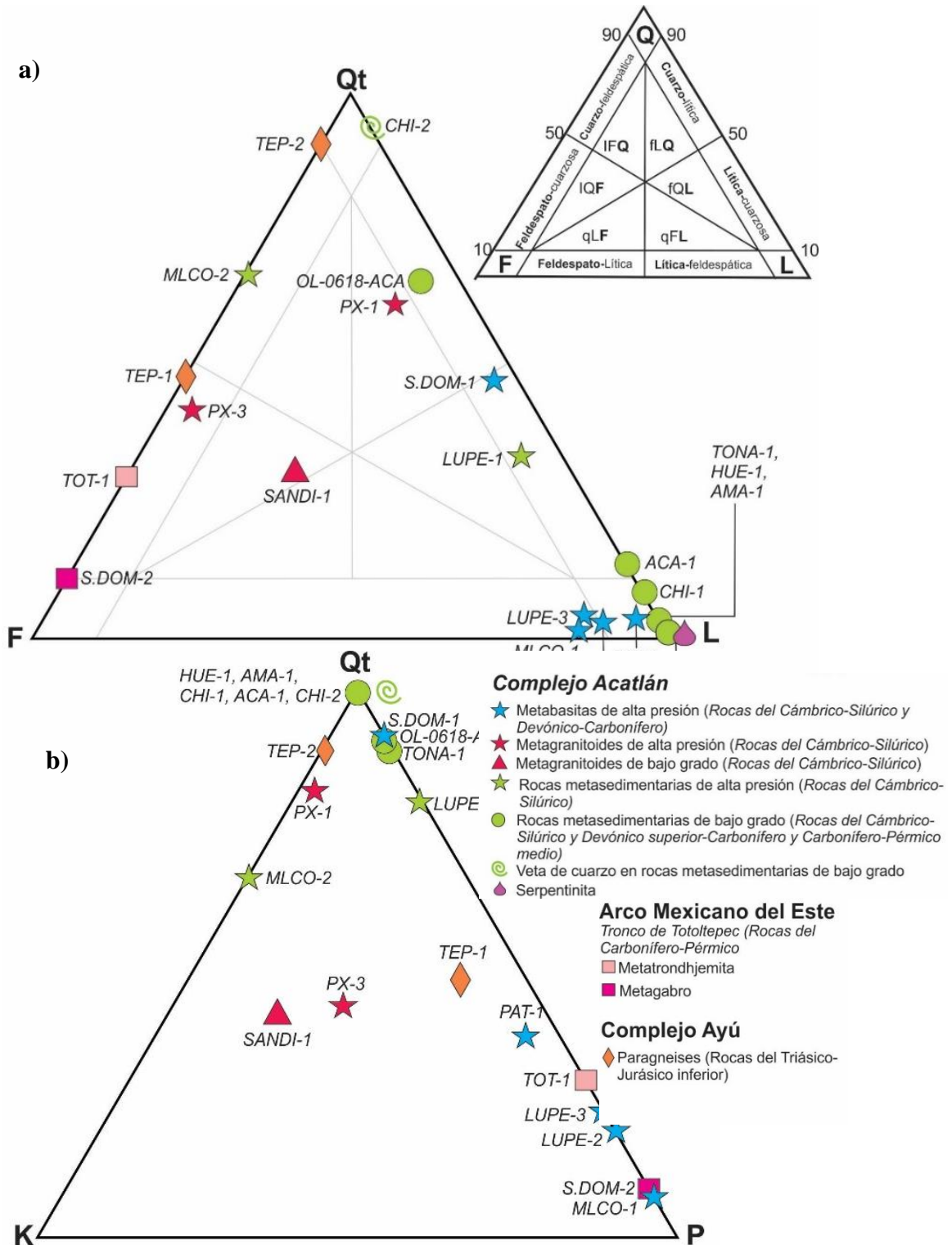
Capítulo 7. Petrografía de detrito

Los resultados del análisis cuantitativo de detrito se presentan en el Anexo 1. Las categorías de clastos utilizadas en la Tabla 6.

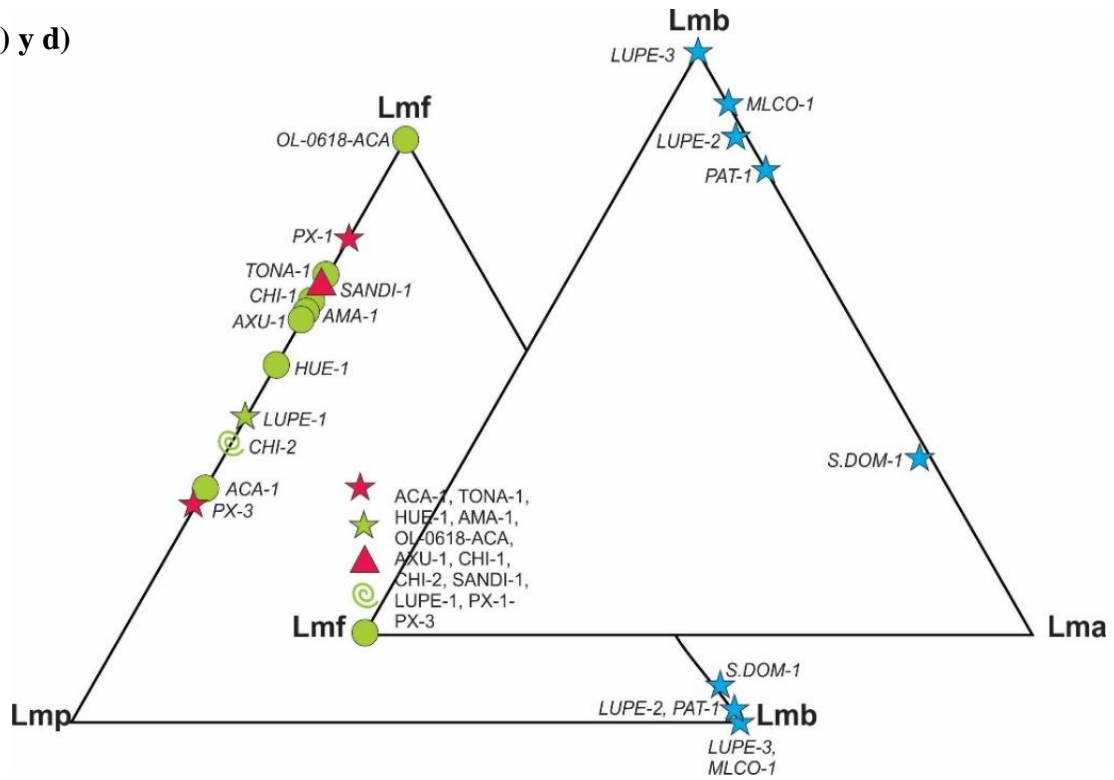
Qs	Cristal individual de cuarzo
QRm	Cristal de cuarzo en fragmento fanerítico policristalino
Ks	Cristal individual de feldespato potásico
KRm	Cristal de feldespato potásico en fragmento fanerítico policristalino
Ps	Cristal individual de plagioclasa
PRm	Cristal de plagioclasa en fragmento fanerítico policristalino
Ms	Muscovita
Bt	Biotita
Hbl	Hornblenda
Act-Tr	Actinolita-Tremolita
And	Andalucita
Ep	Epidota
Czo	Clinozoisita
Ttn	Titanita
Chl	Clorita
Grt	Granate
Cld	Cloritoide
Lmf1	Lítico metapsamítico/metafelsítico de rango 1
Lmf2	Lítico metapsamítico/metafelsítico de rango 2
Lmf3	Lítico metapsamítico/metafelsítico de rango 3
Lmf4	Lítico metapsamítico/metafelsítico de rango 4
Lmp1	Lítico metapelítico de rango 1
Lmp2	Lítico metapelítico de rango 2
Lmp3	Lítico metapelítico de rango 3
Lmp4	Lítico metapelítico de rango 4
Lmb2	Lítico metabasítico de rango 2
Lmb3	Lítico metabasítico de rango 3
Lmb4	Lítico metabasítico de rango 4
Lma3	Lítico meta-andesítico de rango 3
Lma4	Lítico meta-andesítico de rango 4
Lmu	Lítico ultramáfico
LM1	LM1=Lmp1+Lmf1
LM2-3	LM2-3=Lmp2+Lmp3+Lmf2+Lmf3+Lmb3+Lma3
LM4	LM4=Lmp4+Lmf4+Lmb4+Lma4
Lmp	Lmp=Lmp1+Lmp2+Lmp3+Lmp4
Lmf	Lmf=Lmf1+Lmf2+Lmf3+Lmf4
Lmb	Lmb=Lmb2+Lmb3+Lmb4
Lma	Lma=Lma3+Lma4
L	L=Lmp+Lmf+Lmb+Lma
K	K=Ks+KRm
P	P=Ps+PRm
F	F=K+P

$$Q = Q_s + Q_{Rm}$$

Tabla 6. Categorías utilizadas para el análisis modal de detrito



c) y d)



e)

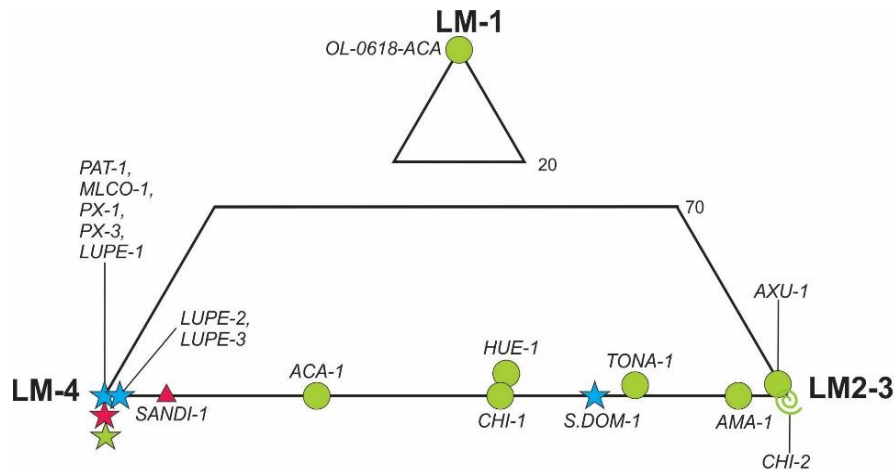


Figura 67. Diagramas ternarios. a) Diagrama ternario QtFL de Garzanti (2016), donde Qt=cuarzo total, F=feldespato y L=líticos. b) Diagrama ternario QmPK, donde Qm=cuarzo monocristalino, P=Plagioclasa y F=feldespato potásico. c) Diagrama Ternario Lmfpb, donde Lmf=Líticos metapsamíticos/metafelsíticos, Lmp=Líticos metapelíticos y Lmb=Líticos metabasíticos. d) Diagrama ternario Lmfba, donde Lmf=Líticos metapsamítico/metafelsíticos, Lmb=Líticos metabasíticos y Lma=Líticos meta-andesíticos. e) Diagrama ternario LM 1-2,3-4.

7.1 Rocas de bajo grado del Complejo Acatlán

7.1.1 Rocas del Cámbrico-Silúrico (HUE-1, AMA-1, SANDI-1)

El detrito derivado de las *muestras HUE-1 y AMA-1* presenta la composición de una arenisca lítica (Fig. 67a) de acuerdo con el diagrama QtFL de Garzanti (2016). Estos detritos se componen únicamente de líticos (96.9-98.6%) y cuarzo (1.4-3.1%). En ambas muestras dominan los líticos metapsamíticos/metafelsíticos (61.6-70.8%) y metapelíticos (29.2-38.4%). Los líticos metapelíticos se componen por mica blanca localmente sustituida por clorita, y cantidades subordinadas de cuarzo. Estos líticos presentan una esquistosidad que varía de incipiente a muy penetrante. Dicha esquistosidad es expresada por la alineación de cristales de mica blanca que varían en tamaño desde pequeñas laminillas de unas pocas micras a cristales bien desarrollados de hasta 60 μm . Con base en estas características, se asigna a los líticos metapelíticos los rangos 3 y 4. Los líticos metapsamíticos/metafelsíticos presentan una esquistosidad que varía de incipiente a muy penetrante a la escala submilimétrica y es definida por la alineación de cristales de mica blanca y, en menor medida, por la elongación de listones de cuarzo. En estos líticos, la mica blanca se presenta tanto en pequeñas láminas de unas pocas micras, así como en cristales bien desarrollados de hasta 60-70 μm . El cuarzo presenta evidencias de recristalización y deformación cristal-plástica tales como la extinción ondulante y estructuras de recristalización por *bulging* y por rotación de subgranos. Tanto el tamaño de grano de las micas como las estructuras observadas en el cuarzo permiten asignar a estos líticos los rangos 3 y 4.

El detrito derivado de la *muestra SANDI-1* grafica en el campo de las areniscas feldespato-cuarzo-líticas del diagrama QtFL (Fig. 67a). En orden de abundancia decreciente, este detrito se compone de: feldespato potásico con textura pertítica (29.7%), cuarzo (29.1%), líticos (25.4%), plagioclasa (12.0%) y muscovita (2.9%). Los líticos pertenecen a las categorías metapsamítica/metafelsítica (75.3%) y metapelítica (24.7%). Los líticos metapsamíticos/metafelsíticos están conformados por una alternancia milimétrica de niveles granoblásticos (Fig. 68) compuestos de: cuarzo, feldespato potásico y plagioclasa; y niveles lepidoblásticos de mica blanca. Los cristales de cuarzo en los líticos metapsamíticos/metafelsíticos presentan claras evidencias de deformación cristal-plástica como es la extinción ondulante. Aunque el proceso de recristalización dominante en estos líticos es por rotación de subgranos (Fig. 69) también se observan evidencias de recristalización por procesos de *bulging*. Con base en el tamaño de la mica blanca y las microestructuras observadas en el cuarzo, se asigna a los líticos metapsamíticos/metafelsíticos los rangos metamórficos 3 y 4. Por otro lado, los líticos metapelíticos se componen por paquetes gruesos de mica blanca que define una textura lepidoblástica. Con base en el tamaño de la mica blanca se asigna a los líticos metapelíticos el rango 4 (Fig. 67e). En el detrito también se observan fragmentos policristalinos faneríticos compuestos principalmente por cuarzo con textura granoblástica poligonal (Fig. 68).

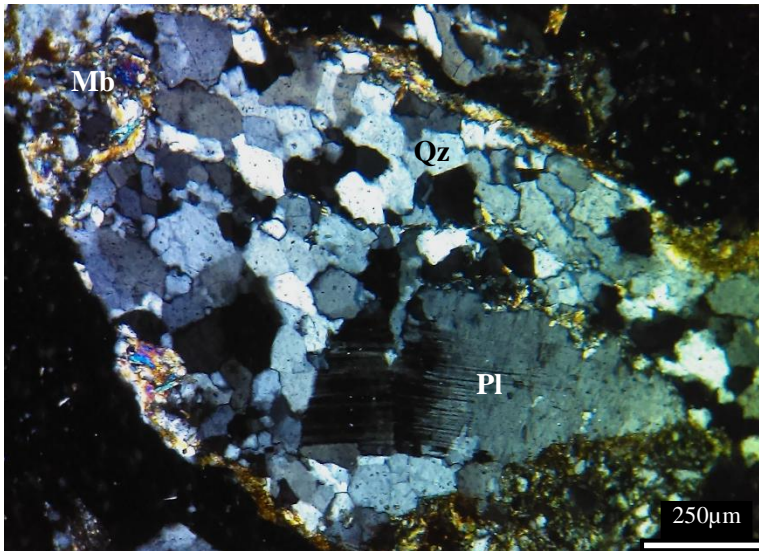


Figura 68. Agregado de cristales de cuarzo con textura granoblástica y plagioclasa con maclado mecánico, en el detrito de la muestra SANDI-1 (nícoles cruzados con objetivo 10x).

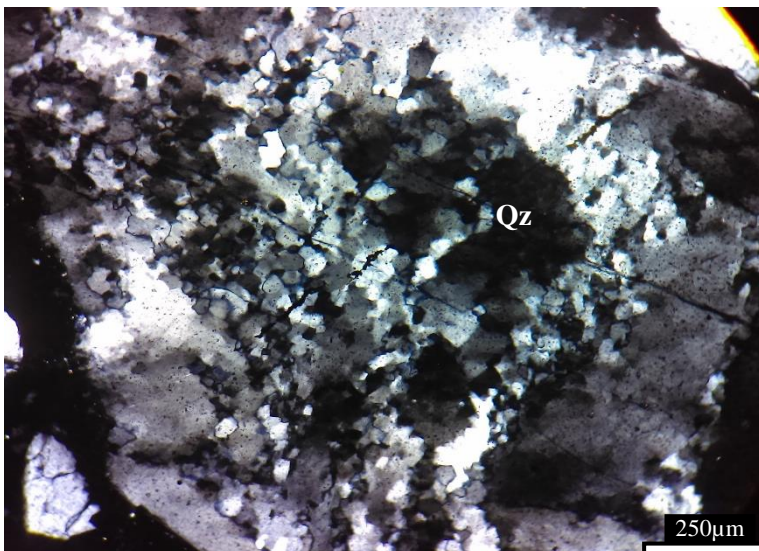


Figura 69. Lítico metapsamítico/metafelsítico de rango 4 formado por cuarzo con estructuras de recrystalización por rotación de subgranos en el detrito de la muestra SANDI-1 (nícoles cruzados con objetivo 10x).

7.1.2 Rocas del Devónico superior-Carbonífero (OL-0618-ACA, AXU-1, CHI-1, CHI-2)

El detrito obtenido de la *muestra OL-0618-ACA* grafica en el campo de las areniscas cuarzo-líticas del diagrama QtFL (Fig. 67a). En orden de abundancia decreciente, el detrito se compone de: cuarzo (64.7%), líticos (29.1%) y plagioclasa (6.2%). La categoría de los fragmentos líticos se compone únicamente de líticos metapsamíticos/metafelsíticos. Estos líticos se componen de cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa y, de forma subordinada, minerales arcillosos. El cuarzo de este detrito presenta extinción ondulante incipiente y contactos suturados resultado de disolución por presión. De acuerdo con las características descritas se asigna a los líticos metapsamíticos/metafelsíticos el rango metamórfico 1 (Fig. 67e).

El detrito de la *muestra AXU-1* se compone únicamente de fragmentos líticos, por lo que grafica en el campo de las areniscas líticas (Fig. 67a). El grupo de los líticos está compuesto por líticos metapsamíticos/metafelsíticos (69.2%) y metapelíticos (30.8%). Los líticos metapelíticos se componen principalmente por minerales arcillosos y, en menor proporción, por laminillas de mica blanca de algunas micras. De acuerdo con la abundancia de minerales arcillosos y el tamaño de la mica blanca se asigna a los líticos

metapelíticos los rangos metamórficos 2 y 3. Los líticos metapsamíticos/metafelsíticos se componen principalmente por cuarzo con contactos suturados, estructuras de recristalización por *bulging* y extinción ondulante; y de forma subordinada, minerales arcillosos. Estos líticos presentan una esquistosidad penetrante definida por la alineación de minerales arcillosos. Debido al tamaño de grano de las micas, la abundancia de minerales arcillosos y las estructuras de recristalización en el cuarzo se asigna a estos líticos los rangos metamórficos 1, 2 y 3.

El detrito derivado de la **muestra CHI-1** presenta la composición de una arenisca lítica (Fig. 67a). El detrito se compone por fragmentos líticos (92.6%) y cuarzo (7.4%). Los fragmentos líticos están representados por líticos metapsamíticos/metafelsíticos (72.5%) y metapelíticos (27.5%). Los líticos metapsamíticos/metafelsíticos están compuestos por una alternancia milimétrica de niveles granoblásticos compuestos de cuarzo y feldespato potásico; y niveles lepidoblásticos de mica blanca. Estos líticos presentan una esquistosidad que varía desde poco penetrante hasta muy penetrante expresada por la alineación de la mica blanca. El cuarzo presenta extinción ondulante y evidencias de recristalización por *bulging*, aunque también se observan evidencias de recristalización por rotación de subgranos. Tanto el tamaño de las micas como las estructuras en el cuarzo permiten asignar a estos líticos los rangos metamórficos 3 y 4. Por otro lado, los líticos metapelíticos (Fig. 70) se componen de niveles lepidoblásticos de mica blanca con tamaño entre las 30 y 60 μm . Con base en el tamaño de la mica blanca se asignó a los líticos metapelíticos los rangos metamórficos 3 y 4.

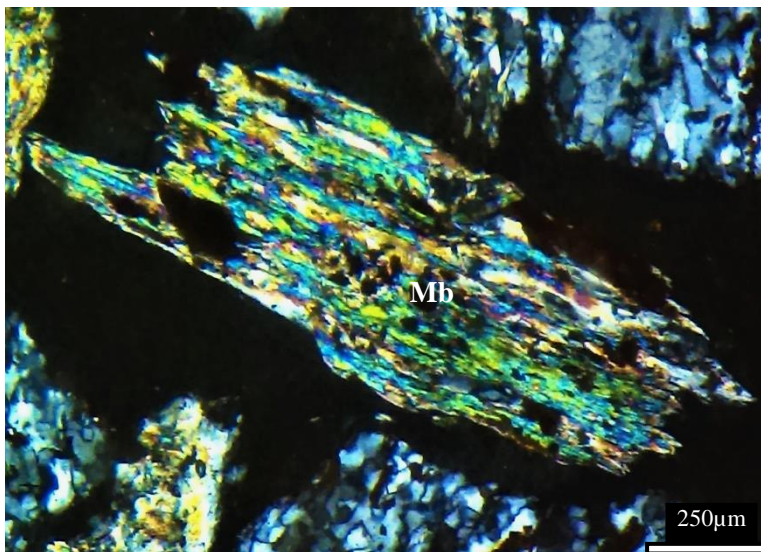


Figura 70. Lítico metapelítico de rango 4 formado por mica blanca en el detrito de la muestra CHI-1 (nícoles cruzados con objetivo 10x).

El detrito de la **muestra CHI-2** se encuentra en el campo de las areniscas cuarzosas (Fig. 67a). El detrito se compone de cuarzo (92.7%) y líticos (7.3%). Los líticos en la muestra pertenecen a las categorías metapelítica (52.2%) y metapsamítica/metafelsítica (47.8%). Los líticos metapelíticos se componen por laminillas aisladas de muscovita de unas pocas micras, por lo que se les asigna el rango metamórfico 3. Mientras que los líticos metapsamíticos/metafelsíticos se componen únicamente de cuarzo con extinción ondulante y estructuras de recristalización por *bulging*. Con base en las estructuras de recristalización de los líticos metapsamíticos/metafelsíticos se asigna el rango metamórfico 3.

7.1.3 Rocas del Carbonífero Superior-Pérmico (ACA-1, TONA-1)

El detrito derivado de las *muestras ACA-1 y TONA-1* presenta una composición variable desde el campo de las areniscas lítico-cuarzosas (ACA-1; Fig. 67a) hasta el campo de las areniscas líticas (TONA-1; Fig. 67a). En orden de abundancia decreciente, los detritos obtenidos de estas muestras se componen de: líticos (87.3-97.0%), cuarzo (2.7-12.7%) y plagioclasa (0.0-0.3%). En ambas muestras dominan los líticos metapsamíticos/metafelsíticos (40.3-76.8%) y metapelíticos (23.2-59.7%). Los líticos metapsamíticos/metafelsíticos se componen por una alternancia de niveles lepidoblásticos compuestos por mica blanca y niveles granoblásticos de cuarzo. Estos líticos presentan una esquistosidad penetrante definida por la alineación de la mica blanca. Los líticos metapelíticos se componen de mica blanca localmente sustituida por clorita. Estos líticos presentan una esquistosidad que varía de incipiente a muy penetrante a escala submilimétrica denotada por la alineación de la mica blanca. Con base en el tamaño de la mica blanca se asigna a los líticos de las muestras TONA-1 y ACA-1 los rangos metamórficos 1, 2, 3 y 4.

7.2 Rocas de alta presión del Complejo Acatlán

7.2.1 Rocas del Cámbrico-Silúrico (TLA-2, LUPE-1, MLCO-2, PX-1, PX-2, PX-3, LUPE-2, LUPE-3, PAT-1, MLCO-1, MLCO-3)

El detrito de la *muestra TLA-2* grafica en el campo de las areniscas líticas (Fig. 67a) del diagrama QtFL (Fig.67a). Los líticos ultramáficos representan el total de los componentes clásticos y se componen por minerales del grupo de la serpentinita. Estos líticos presentan una esquistosidad penetrante a la escala submilimétrica denotada por la alineación de minerales del grupo de la serpentina (Fig. 71).

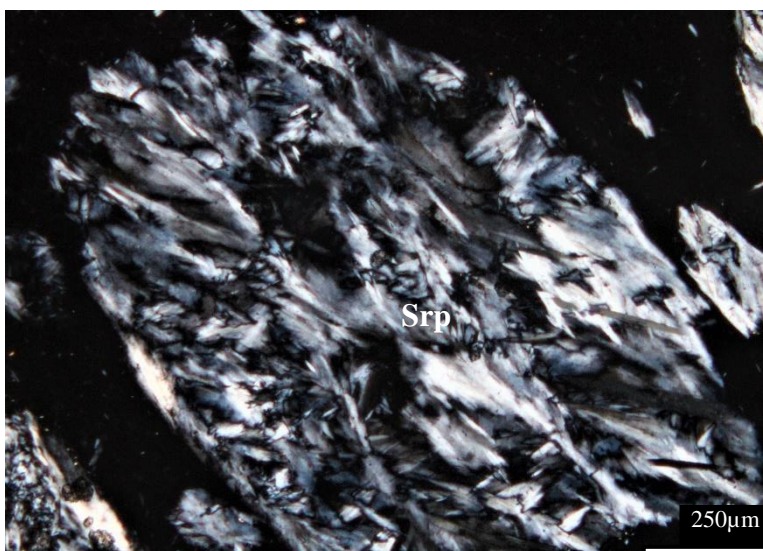


Figura 71. Lítico ultramáfico formado por minerales del grupo de la serpentinita en el detrito de la muestra TLA-2 (nícoles cruzados con objetivo 10x).

El detrito derivado de la *muestra LUPE-1* se encuentra en el campo de las areniscas cuarzo-líticas (Fig. 67a). En orden de abundancia decreciente, el detrito está compuesto por: fragmentos líticos (47.4%), cuarzo (24.9%), muscovita (21.7%) y plagioclasa (6.0%). El grupo de los líticos se compone tanto de líticos metapsamíticos/metafelsíticos (52.4%) como de líticos metapelíticos (47.6%). Los líticos metapsamíticos/metafelsíticos están compuestos por una alternancia submilimétrica a milimétrica de niveles lepidoblásticos compuestos por mica blanca y niveles

granoblásticos compuestos de cuarzo y feldespato. Algunos de estos líticos presentan estructuras de recristalización por rotación de subgranos. Tanto el tamaño de la mica blanca como las estructuras en el cuarzo permiten asignar a estos líticos el rango metamórfico 4. Los líticos metapelíticos están compuestos por paquetes gruesos de mica blanca de ~60 μm localmente sustituida por clorita. Estos líticos presentan una esquistosidad penetrante expresada por la alineación de los cristales de mica blanca. Con base en estas características se asigna el grado metamórfico 4 a todos los líticos metapelíticos de este detrito (Fig. 67e).

El detrito de la **muestra MLCO-2** presenta la composición de una arenisca cuarzo-feldespática (Fig. 67a). En orden de abundancia decreciente, este detrito está compuesto de: cuarzo (54.1%), feldespato potásico (27.5%; Fig. 72), muscovita (16.5%), cloritoide (1.3%) y granate (0.6%).

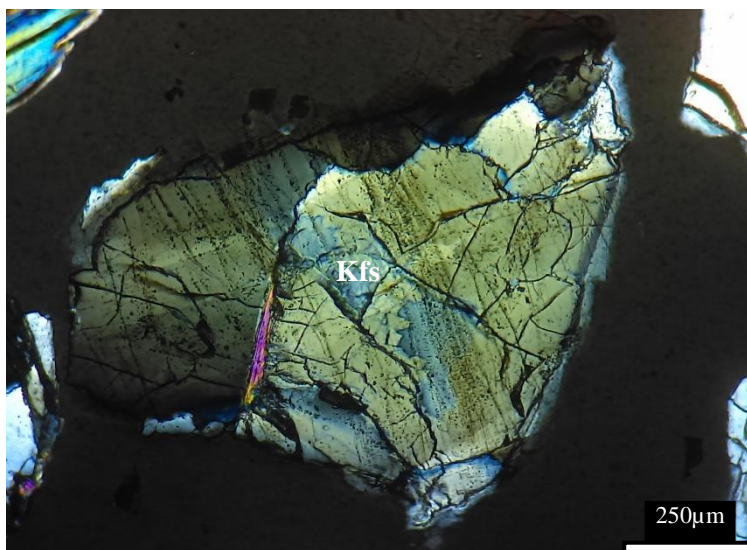


Figura 72. Cristal individual de feldespato potásico en el detrito de la muestra MLCO-2 (nícoles cruzados con objetivo 10x).

El detrito de las **muestras PX-1 y PX-3** presenta una composición variable que se distribuye desde el campo de las areniscas cuarzo-lito-feldespáticas (PX-1; Fig. 67a) hasta el campo de las areniscas cuarzo-feldespáticas del diagrama QtFL (PX-3; Fig. 67a). En orden de abundancia decreciente, el detrito derivado de las muestras PX-1 y PX-3 se compone por: cuarzo (37.4-45.1%), feldespato potásico (8.5-27.3%), plagioclasa (1.0-23.4%), líticos (3.9-20.1%), muscovita (7.1-16.0%) y biotita (0.7-9.3%). En ambas muestras dominan los líticos metapsamíticos/metafelsíticos (37.5-83.3%) y metapelíticos (16.7-62.5%). Los líticos metapsamíticos/metafelsíticos de PX-1 y PX-3 están conformados por una alternancia milimétrica de dominios granoblásticos compuestos principalmente por cuarzo, feldespato potásico (Fig. 73 a y b) y plagioclasa, y dominios lepidoblásticos compuestos de mica blanca y biotita. Estos líticos presentan una foliación penetrante definida por la alineación de las micas y listones de cuarzo. El cuarzo de los líticos metapsamíticos/metafelsíticos presenta extinción ondulante y estructuras de recristalización por rotación de subgranos. Tanto el tamaño de grano de las micas como las estructuras en el cuarzo permiten asignar a los líticos metapsamíticos/metafelsíticos el rango 4. Los líticos metapelíticos presentan una textura lepidoblástica denotada por la alineación de la mica blanca y la biotita. Estos líticos presentan una foliación pervasiva definida por la alineación de las micas. De acuerdo con el tamaño de las micas se asigna a todos los líticos metapelíticos el rango metamórfico 4 (Fig. 4e). Otro componente importante de estos detritos son los fragmentos faneríticos policristalinos compuestos de cristales individuales de cuarzo y feldespato, en los que se observa la migración de borde

de grano (Fig. 73c) y texturas de recuperación compuestas por cristales cuarzo con ángulos de 120° .

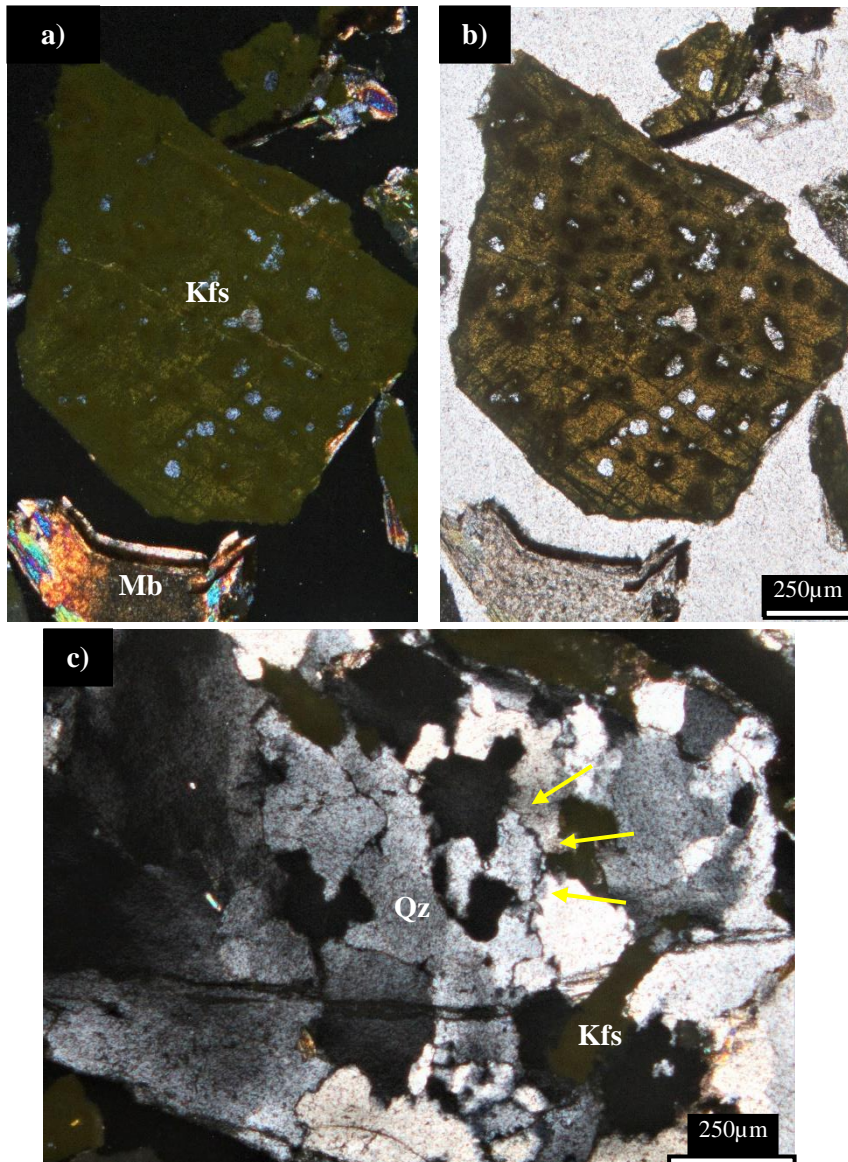


Figura 73. a y b) Cristal individual de feldespato potásico teñido en el detrito de la muestra PX-1 (nícoles cruzados y paralelos con objetivo 10x). c) Fragmento fanerítico con estructuras de recristalización por migración de borde de grano en cuarzo, indicadas por flechas amarillas en la muestra de detrito PX-3 (nícoles cruzados con objetivo 10x).

El detrito derivado de la *muestra LUPE-2* se encuentra en el campo de las areniscas líticas (Fig. 67a). En orden de abundancia decreciente, la muestra se compone de: líticas (69.5%), actinolita-tremolita (13.7%), plagioclasa (8.1%), clorita (5.0%), cuarzo (2.0%), epidota (1.1%) y clinozoisita (0.6%). Los líticas observados en este detrito pertenecen a las categorías metabasítica (85.9%), metapsamítica/metafelsítica (1.6%) y meta-andesítica (12.5%), por lo que se utiliza el diagrama Lmf-b-a (Fig. 67d) para su descripción. Los líticas metabasíticos (Fig. 74) están conformados por una alternancia milimétrica de niveles nematoblásticos compuestos por anfíbol y niveles porfirogranoblásticos compuestos de plagioclasa, epidota, clinozoisita, clorita, rutilo, cuarzo y titanita. La foliación en estos líticas es pervasiva a escala milimétrica. Los líticas meta-andesíticos se componen por una alternancia de niveles nematoblásticos compuestos por anfíbol de la serie actinolita-tremolita y niveles granoblásticos compuestos por

plagioclasa, cuarzo, epidota y clinozoisita. Estos líticos presentan una foliación penetrante. De acuerdo con la composición mineral de los líticos meta-andesíticos se asignan los rangos metamórficos 4 y 3.

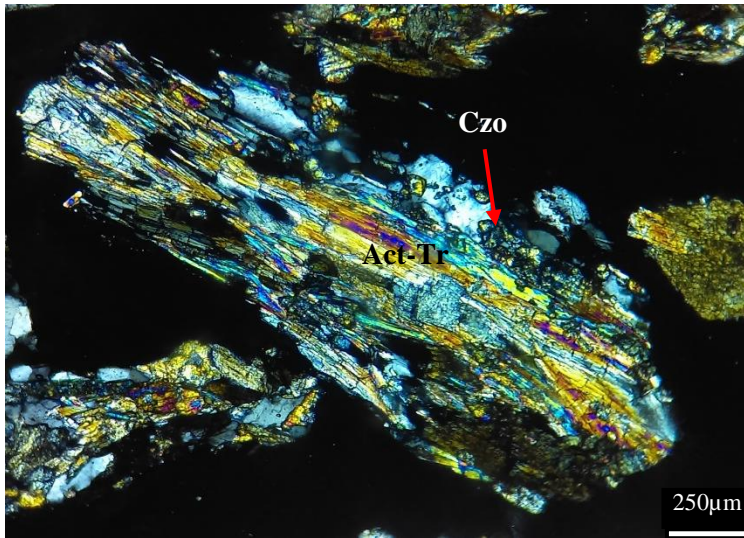


Figura 74. Lítico metabásico de rango 4 compuesto predominantemente por actinolita-tremolita en el detrito de la muestra LUPE-2 (nícoles cruzados con objetivo 10x).

El detrito obtenido de la *muestra LUPE-3* presenta la composición de una arenisca lítico-feldespática (Fig. 67a). En orden de abundancia decreciente, el detrito se compone de: actinolita-tremolita (45.2%; Fig. 75), líticos (34.8%), plagioclasa (5.1%), epidota (4.5%), clinozoisita (4.3%), muscovita (3.0%), hornblenda (1.5%) y cuarzo (1.5%). Los líticos metabásicos representan el total (Fig. 67c) de líticos de este detrito. Estos líticos se componen por una alternancia milimétrica de niveles nematoblásticos compuestos de anfíbol de la serie actinolita-tremolita de ~60 µm sustituido parcialmente por clorita, y niveles porfiro-granoblásticos compuestos de plagioclasa, epidota, cuarzo, clinozoisita, titanita, y clorita. Los líticos presentan una foliación pervasiva a la escala milimétrica denotada por la alineación del anfíbol. De acuerdo con la composición de los líticos metabásicos se asignan los rangos metamórficos 4 y 3.

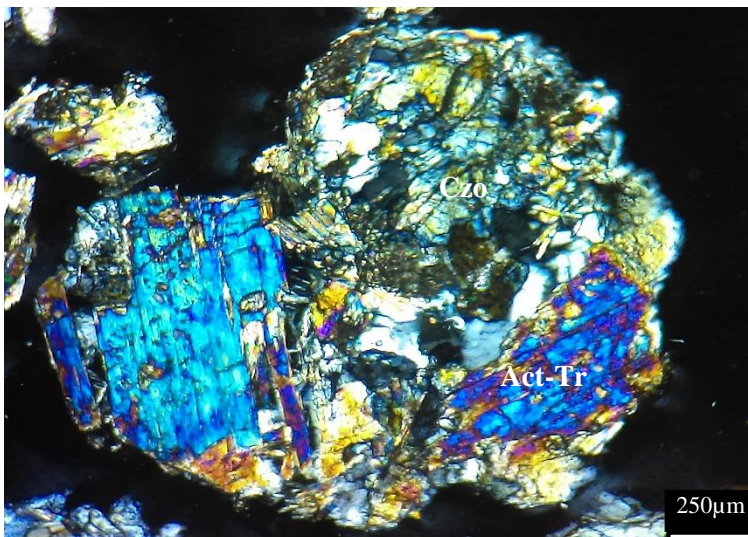


Figura 75. Fragmento fanerítico policristalino compuesto principalmente por actinolita y clinozoisita en el detrito de la muestra LUPE-3 (nícoles cruzados con objetivo 10x).

El detrito de la *muestra PAT-1* presenta la composición de una arenisca lítica (Fig. 67a). En orden de abundancia decreciente, el detrito se compone de: líticos (71.7%), actinolita-tremolita (17.7%), epidota (3.1%), plagioclasa (2.8%), hornblenda (1.8%: Fig.

76), cuarzo (1.8%), clinozoisita (0.8%) y feldespato potásico (0.3%). De acuerdo con el diagrama Lmf-b-a (Fig. 67d) el grupo de los líticos está conformado por líticos metabásicos (80.3%) y meta-andesíticos (19.7%). Los líticos metabásicos se componen de anfíbol de la serie actinolita-tremolita y epidota. Estos líticos presentan una textura nematoblástica definida por la alineación del anfíbol y presentan una foliación pervasiva. De acuerdo con la composición mineral de los líticos metabásicos se asigna el rango 4. Los líticos meta-andesíticos se componen por una alternancia de niveles nematoblásticos compuestos por anfíbol de la serie actinolita-tremolita, epidota, clinozoisita y titanita; y niveles granoblásticos compuestos de cuarzo. Estos líticos presentan una foliación penetrante a la escala milimétrica expresada por la alineación de la actinolita-tremolita. Con base en la composición mineral se asigna el rango 4 a todos los líticos meta-andesíticos (Fig. 67e).

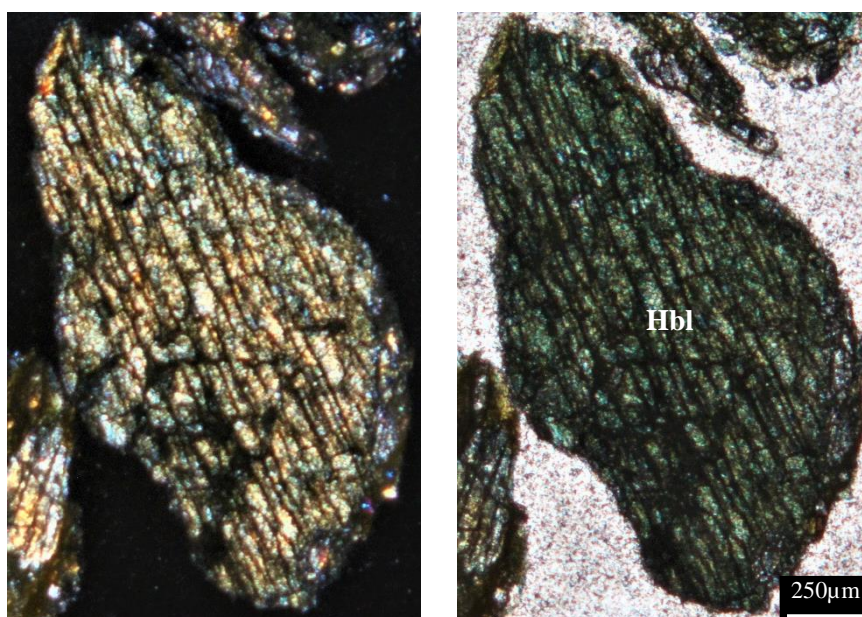


Figura 76. Cristal individual de hornblenda en el detrito de la muestra PAT-1 (nícoles cruzados con objetivo 10x).

El detrito derivado de la *muestra MLCO-1* se encuentra en el campo de las areniscas lítico-feldespáticas del diagrama QtFL (Fig. 67a). En orden de abundancia decreciente, el detrito se compone de: líticos (58.5%), tremolita-actinolita (13.5%), plagioclasa (11.0%), muscovita (6.0%), clorita (5.0%), epidota (2.0%), clinozoisita (2.0%), hornblenda (1.0%) y cuarzo (1.0%). De acuerdo con el diagrama Lmf-b-a (Fig. 67d) los líticos de este detrito pertenecen a las categorías metabásica (91.5%) y meta-andesítica (8.5%). Los líticos metabásicos presentan una textura nematoblástica denotada por la alineación de anfíbol de la serie actinolita-tremolita y porfiroblastos de hornblenda parcial a totalmente cloritizados (Fig. 77). Estos líticos presentan una foliación penetrante. Con base en la composición mineral de estos líticos se asigna el rango 4 (Fig. 67e). Los líticos meta-andesíticos se componen por una alternancia submilimétrica de niveles nematoblásticos compuestos de actinolita-tremolita y niveles granoblásticos compuestos de cuarzo. Estos líticos presentan una foliación penetrante denotada por la alineación de la actinolita-tremolita. Con base en la composición mineral de estos líticos se asigna el rango 4 (Fig. 67e).

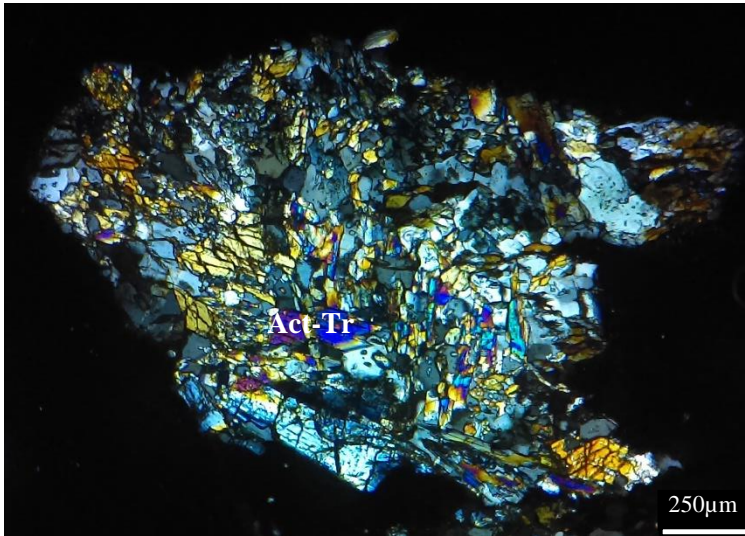


Figura 77. Lítico metabásico de rango 4 en el detrito de la muestra MLCO-1 (nícoles cruzados con objetivo 10x).

7.3 Rocas de medio grado del Complejo Acatlán

7.3.1 Rocas del Devónico superior-Carbonífero (S.DOM-1)

El detrito de la *muestra S.DOM-1* grafica en el campo de las areniscas litico-cuarzosas del diagrama QtFL (Fig. 67a). En orden de abundancia decreciente, el detrito se compone de: líticos (47.9%), cuarzo (44.8%), plagioclasa (3.8%) y actinolita-tremolita (3.5%). Los líticos del detrito de la muestra S.DOM-1 pertenecen a las categorías: meta-andesítica (67.5%), metabásica (30.5%) y metapsamítica/metafelsítica (2.0%), por lo que se utiliza el diagrama Lmf-b-a (Fig. 67d) para su descripción. Los líticos metabásicos de este detrito se componen predominantemente por clorita y, de forma subordinada, rutilo. Estos líticos presentan una textura lepidoblástica definida por la alineación de la clorita. Con base en la composición mineral dominante de estos líticos se asigna el rango metamórfico 2 a los líticos metabásicos. Los líticos meta-andesíticos se componen por una alternancia de niveles nematoblásticos y niveles porfirogranoblásticos (Fig. 78). Los niveles nematoblásticos se componen de anfíbol de la serie actinolita-tremolita parcial a totalmente cloritizados. Mientras que los niveles porfirogranoblásticos están compuestos por porfiroblastos de hornblenda parcial a totalmente sustituida por clorita, cuarzo, plagioclasa, epidota, clorita, y titanita. Estos líticos presentan una foliación pervasiva denotada por la alineación del anfíbol de la serie actinolita-tremolita (Fig. 78). Con base en la composición mineral de los líticos se asigna el rango metamórfico 4. Los líticos metapsamíticos/metafelsíticos se componen predominantemente por cuarzo con extinción ondulante y estructuras de recristalización por rotación de subgranos. Con base en las estructuras observadas en el cuarzo se asigna a estos líticos el rango 4 (Fig. 67e).

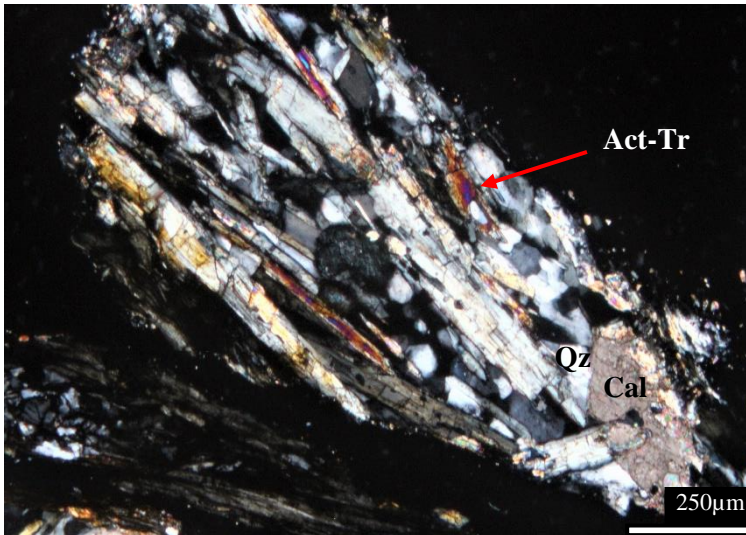


Figura 78. Lítico meta-andesítico de rango 4 en el detrito de la muestra S.DOM-1 (nícoles cruzados con objetivo 10x).

7.4 Rocas del Complejo Ayú (TEP-1, TEP-2)

El detrito generado por las *muestras TEP-1 y TEP-2* presenta una composición variable que se distribuye desde el campo de las areniscas feldespato-cuarzosas hasta el campo de las areniscas cuarzo-feldespáticas del diagrama QtFL (Fig. 67a). Estas muestras se componen de cuarzo (38.2-46.6%), plagioclasa (0.0-34.2%; Fig. 79), muscovita (2.1-12.5%), biotita (16.1-20.6%), andalucita (0.0-14.9%), feldespato potásico (5.4%-8.4%) y clorita (0.0-1.1%). Los fragmentos faneríticos policristalinos se componen predominantemente por cuarzo con extinción ondulante y estructuras de recristalización por migración de borde de grano.

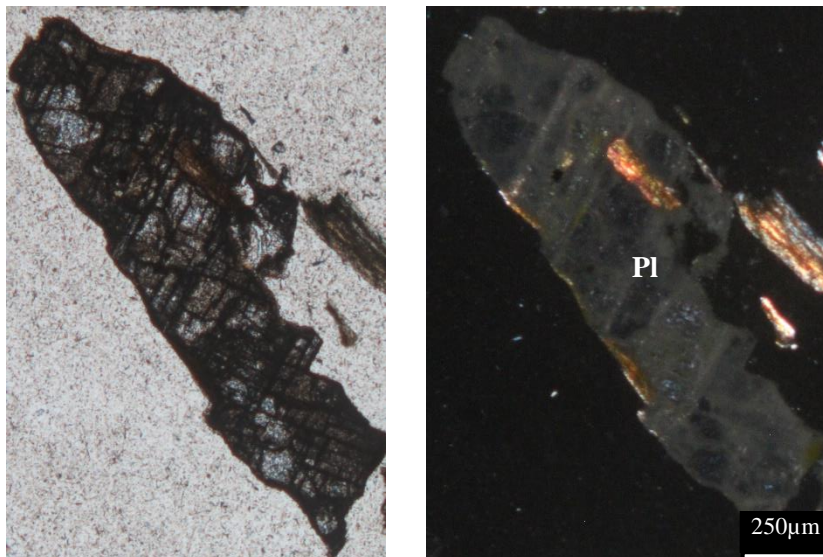


Figura 79. Cristal individual de plagioclasa teñido en el detrito de la muestra TEP-1 (nícoles paralelos y cruzados con objetivo 10x).

7.5 Rocas del Plutón Totoltepec (Arco Mexicano del Este)

7.5.1 Rocas félsicas (TOT-1)

El detrito de la *muestra TOT-1* presenta la composición de una arenisca feldespato-cuarzosa (Fig. 67a). En orden de abundancia decreciente, el detrito se compone de: plagioclasa (64.9%), cuarzo (26.3%), clorita (5.9%) y muscovita (2.9%).

7.5.2 Rocas máficas (S.DOM-2)

El detrito obtenido de la *muestra S.DOM-2* grafica en el campo de las areniscas feldespáticas del diagrama QtFL (Fig. 67a). En orden de abundancia decreciente, este detrito se compone de: plagioclasa (65.5%), hornblenda (28.1%; Fig. 80) y cuarzo (6.4%). La plagioclasa presenta tanto maclas polisintéticas como maclas de deformación, y se encuentra parcialmente alterada a sericita.

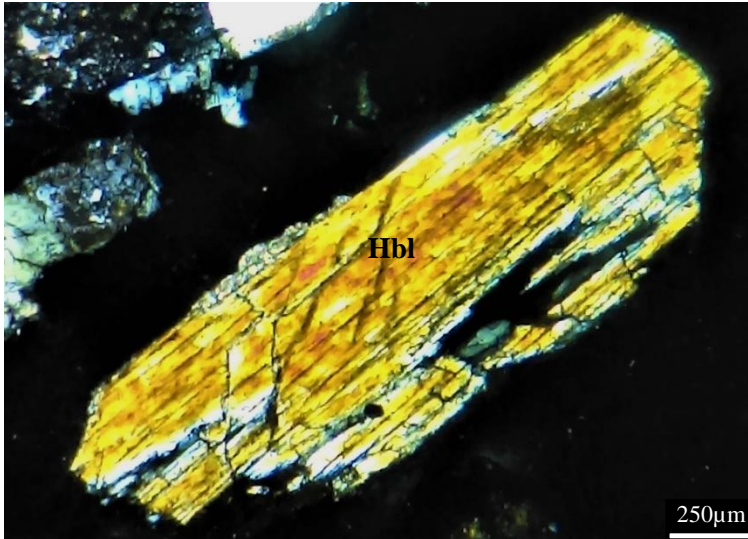


Figura 80. Cristal individual de hornblenda en el detrito de la muestra S.DOM-2 (nícoles cruzados con objetivo 10x).

Capítulo 8. Análisis de minerales pesados

A continuación, se presentan los resultados del análisis de minerales pesados. Los resultados del conteo se presentan en el Anexo 2 y de forma gráfica en el diagrama de barras de la Figura 81 y en el diagrama ternario (zircón-turmalina-rutilo) - (actinolita-tremolita-hornblenda) - granate (ZrnTurRt – ActTrHbl - Grt; Fig. 82). Es importante señalar que la muestra TLA-2 no fue considerada por estar compuesta casi totalmente por minerales del grupo de la serpentina.

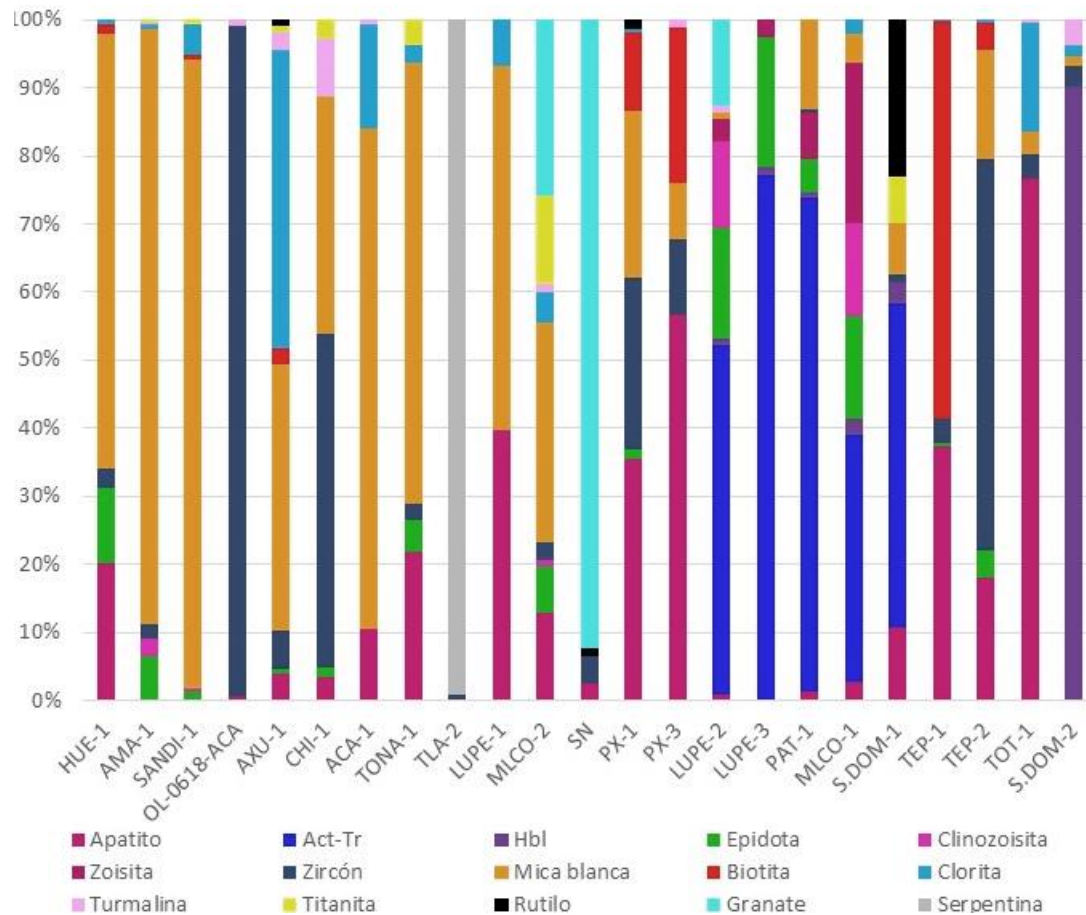


Figura 81. Diagrama de barras con los resultados del análisis petrográfico de minerales pesados.

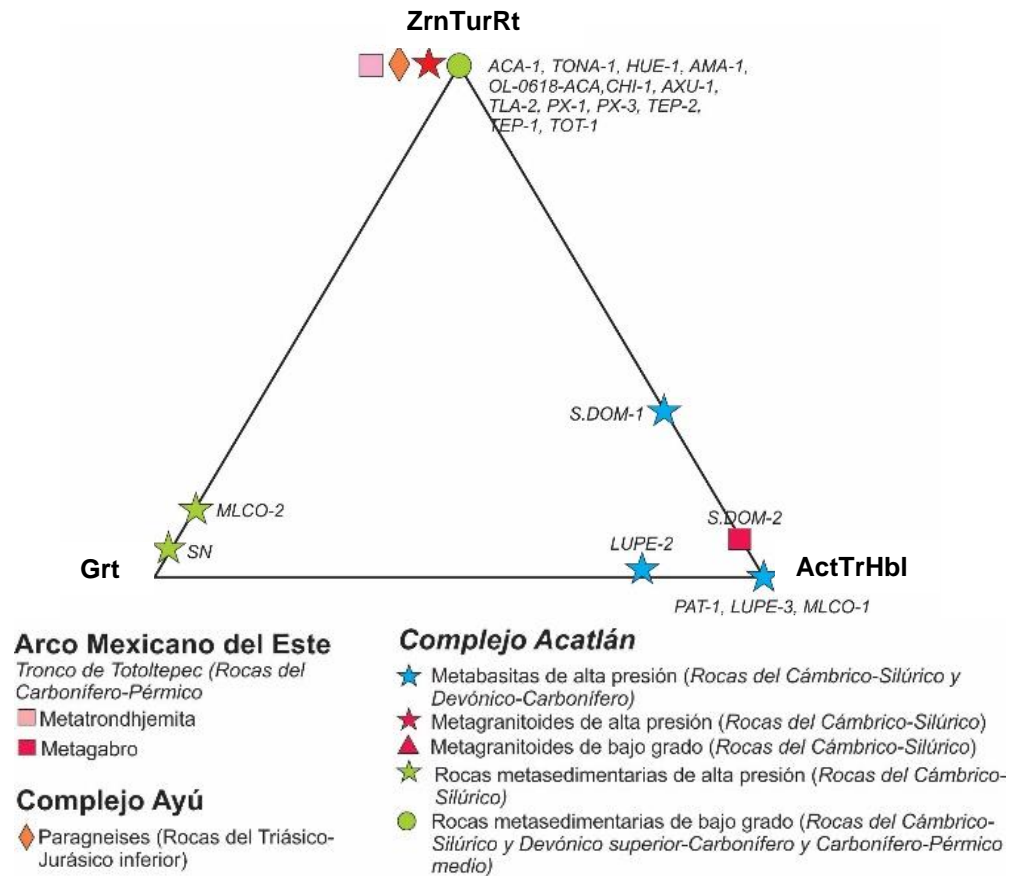


Figura 82. Diagrama ternario (zircón-turmalina-rutilo) - (actinolita-tremolita-hornblenda) – granate o ZrnTurRt – ActTrHbl – Grt.

8.1 Complejo Acatlán

8.1.1 Rocas de bajo grado del Cámbrico-Silúrico (HUE-1, AMA-1, SANDI-1), Devónico superior-Carbonífero (OL-0618-ACA, AXU-1, CHI-1) y Carbonífero Superior-Pérmico (ACA-1, TONA-1)

Las rocas metasedimentarias de bajo grado del Complejo Acatlán presentan una asociación de minerales pesados compuesta en orden de abundancia decreciente por: zircón (0-98.5%; Fig. 83), mica blanca (0-87.5%; Fig. 84), clorita (0-43.7%), apatito (0-21.9%), epidota (0-11.1%), turmalina (0-8.6%; Fig. 89), titanita (0-3.6%), clinzoisita (0-2.7%), biotita (0-2.4%) y rutilo (0-0.9%). De acuerdo con lo anterior, la asociación de minerales pesados es la misma para todas las rocas metasedimentarias en facies de subesquistos verde y esquistos verde del Complejo Acatlán; sin embargo, las proporciones de cada mineral son variables en las distintas muestras. Las muestras metasedimentarias de bajo grado del Complejo Acatlán se encuentran distribuidas en el diagrama ternario ZrnTurRt – ActTrHbl - Grt (Fig. 82) en el vértice ZrnTurRt.

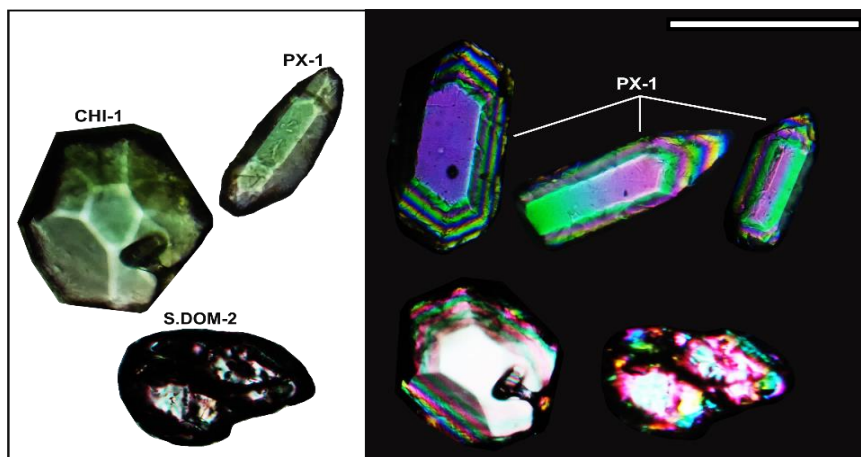


Figura 83. Ejemplos de cristales de zircón con morfología anhedral y euhedral. La línea blanca representa 100 μm (nícoles paralelos y cruzados).

El concentrado de minerales pesados de la muestra de ortogneis SANDI-1 se compone, en orden de abundancia decreciente, de: mica blanca (92.5%), clorita (4.5%), epidota (1.2%), clinzoisita (0.6%), biotita (0.6%) y titanita (0.6%). En el diagrama ZrnTurRt – ActTrHbl - Grt (Fig. 3), esta muestra grafica en el vértice ZrnTurRt.

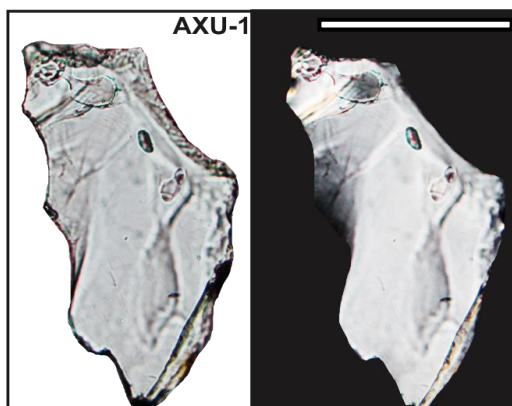


Figura 84. Fotomicrografía de cristal subhedral de mica blanca. La línea blanca representa 100 μm (nícoles paralelos y cruzados).

8.1.2 Rocas de alta presión del Cámbrico-Silúrico (LUPE-1, MLCO-2, PX-1, PX-3, LUPE-2, LUPE-3, PAT-1, MLCO-1, MLCO-3)

Las rocas metasedimentarias de alta presión LUPE-1 y MLCO-2 presentan una asociación de minerales pesados compuesta de: mica blanca (32.2-53.4%), apatito (12.8-39.8%), granate (0-26.0%), titanita (0-12.8%), epidota (0-7.0%), clorita (4.7-6.8%), zircón (0-2.7%), turmalina (0-1.2%) y clinzoisita (0-0.8%). En el diagrama ternario ZrnTurRt – ActTrHbl - Grt (Fig. 82) la muestra MLCO-2 grafica muy cerca del vértice Grt.

Los metagranitoides de alta presión PX-1 y PX-3 presentan una asociación de minerales pesados compuesta en orden de abundancia decreciente de: apatito (35.6-56.7%; Fig. 85), zircón (11.0-25.4%), mica blanca (8.2-24.4%), biotita (11.4-22.9%), epidota (0-1.3%), turmalina (0-1.1%; Fig. 89a y b), rutilo (0-1.3%) y clorita (0-0.6%). En el diagrama ZrnTurRt – ActTrHbl - Grt (Fig. 82) estas muestras grafican en el vértice ZrnTurRt.

Las metabasitas de alta presión LUPE-2, LUPE-3, PAT-1 y MLCO-1 presentan una asociación de minerales pesados compuesta en orden de abundancia decreciente por: actinolita y tremolita (36.2-77.2%; Fig. 87 a y b), zoisita (2.6-23.5%), epidota (5.2-19.1%; Fig. 86), clinozoisita (0-13.8%), mica blanca (0-13.2%), granate (0-12.8%), apatito (0-2.7%), hornblenda (0.6-2.3%) clorita (0-2.0%), turmalina (0-0.9%) y zircón (0-0.3%). En el diagrama $Zr_{n}TurRt - ActTrHbl - Grt$ (Fig. 82) estas muestras se distribuyen alrededor del vértice ActTrHbl.

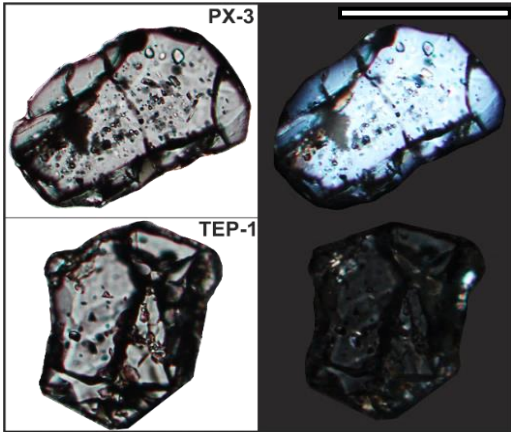


Figura 85. Fotomicrografías de cristales de apatito subhedrales y con numerosas inclusiones. La línea blanca representa 100 μm (nícoles paralelos y cruzados).

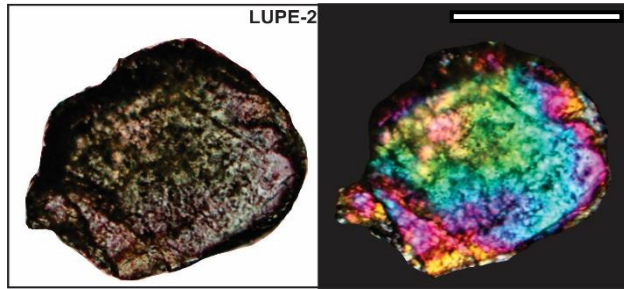


Figura 86. Fotomicrografía de cristal de epidota anhedral con colores de interferencia características (manto de arlequín). La línea blanca representa 100 μm (nícoles paralelos y cruzados).

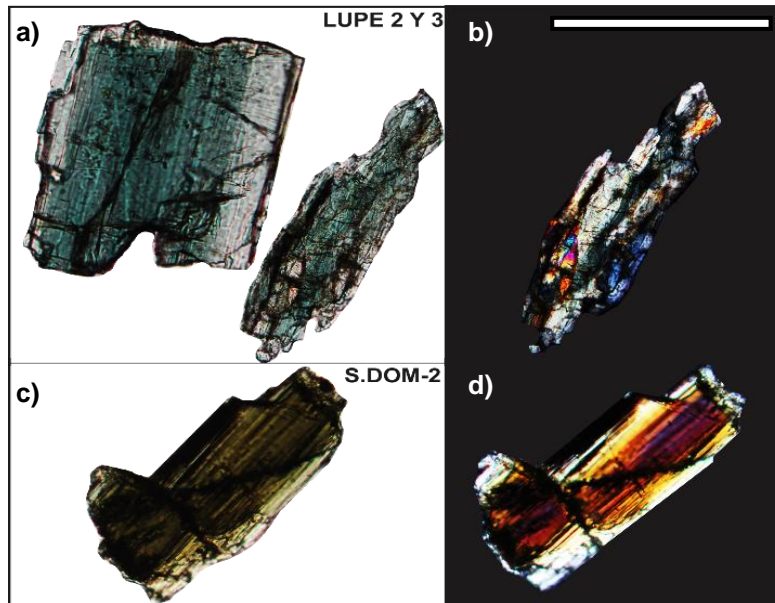


Figura 87. Ejemplos de anfíbol. a y b) Cristales de actinolita (nícoles paralelos y cruzados). c y d) Cristal hornblenda (nícoles paralelos y cruzados). La línea blanca representa 100 μm .

8.1.3. Rocas de medio grado del Devónico superior-Carbonífero

(S.DOM-1 y SN)

La metabasita S.DOM-1 presenta una asociación de minerales pesados compuesta de: actinolita y tremolita (47.6%), rutilo (23.0%), apatito (10.7%), mica blanca (7.5%), titanita (6.7%), hornblenda (3.2%) y zircón (1.2%). En el diagrama ZrnTurRt – ActTrHbl - Grt (Fig. 82) esta muestra grafica en la línea que va del vértice ZrnTurRt al vértice ActTrHbl, debido a su alto contenido de rutilo y actinolita-tremolita.

La muestra metasedimentaria SN presenta una asociación de minerales pesados compuesta, en orden de abundancia decreciente, por: granate (92.2%), zircón (4.0%), apatito (2.5%) y rutilo (1.2%). En el diagrama ZrnTurRt – ActTrHbl - Grt (Fig. 82) esta muestra grafica muy cerca del vértice del Grt.

8.2. Complejo Ayú

Los concentrados de minerales pesados de los paragneises TEP-1 y TEP-2 contienen una asociación de minerales pesados compuesta por: biotita sagenética (4.0-58.5%; Fig. 88a), zircón (3.3-57.6%), apatito (18.0-37.4%), mica blanca (0-16.1%), epidota (0.5-4.0%) y clorita (0.3-0.3%). En el diagrama ZrnTurRt – ActTrHbl – Grt (Fig. 82) en el vértice ZrnTurRt.

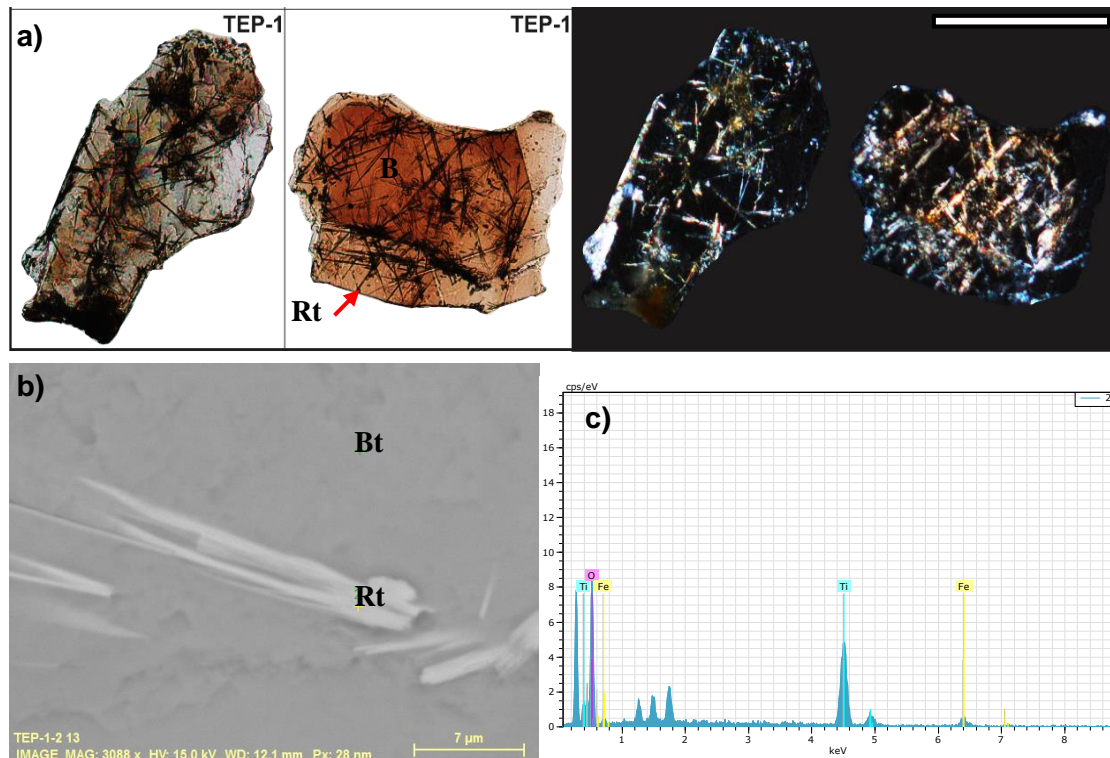


Figura 88. a) Fotomicrograffas de biotita sagenética con inclusiones aciculares de rutilo en donde la línea blanca representa 100 μm, imágenes obtenidas con nicoles paralelos y nicoles cruzados. b) Imagen de electrones retrodispersados (BSE) de inclusiones aciculares de rutilo en biotita. c) Espectro de rutilo obtenido en el análisis con espectrometría de dispersión de energía de rayos X (EDS).

8.3 Plutón Totoltepec (Arco Mexicano del Este)

8.3.1. Rocas félsicas (TOT-1)

La metatonalita TOT-1 presenta una asociación de minerales pesados compuesta en orden de abundancia decreciente de: apatito (76.7%), clorita (15.8%), zircón (3.5%), mica blanca (3.5%) y turmalina (0.5%). En el diagrama ZrnTurRt – ActTrHbl - Grt (Fig. 82) está muestra grafica cerca del vértice ZrnTurRt.

8.3.2. Rocas máficas (S.DOM-2)

El metagabro S.DOM-2 presenta una asociación de minerales pesados compuesta de: hornblenda (90.1%; Fig. 87 c y d), zircón (3.2%), turmalina (3.6%; Fig. 89d), mica blanca (1.4%) y clorita (1.8%). En el diagrama ZrnTurRt – ActTrHbl – Grt esta muestra grafica cerca del vértice ActTrHbl (Fig. 82).

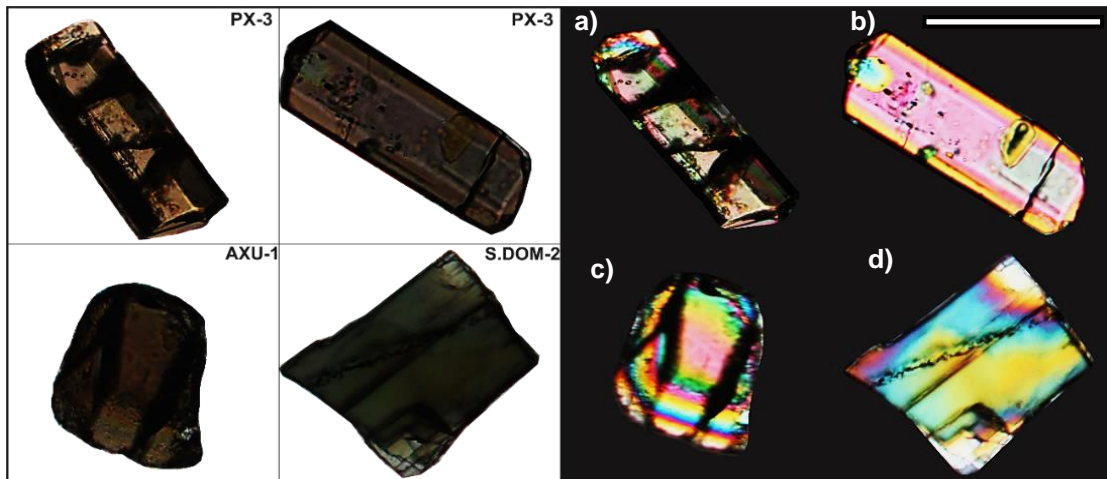


Figura 89. Fotomicrografías de cristales de turmalina de las rocas del Complejo Acatlán y el Arco Mexicano del Este. Línea blanca representa 100 μm (nícoles paralelos y cruzados).

Capítulo 9. Geocronología U-Pb en zircones detríticos

A continuación, se presentan los resultados del fechamiento isotópico de cuatro muestras, tres del Complejo Acatlán (AMA-1, CHI-1 y OL-0618-ACA) y una del Complejo Ayú (TEP-2). Los resultados isotópicos se presentan en las tablas del Anexo 3 y en las gráficas de Frecuencia vs Edad (Ma) de las Figuras 90, 91, 92 y 93.

9.1 Complejo Acatlán

La *muestra AMA-1* es parte de las rocas metasedimentarias de bajo grado del Cámbrico-Silúrico del Complejo Acatlán (Fig. 8). Los zircones obtenidos de AMA-1 presentan morfologías principalmente euhedrales y subhedrales bajo la lupa binocular. La edad mínima obtenida por medio del método U-Pb fue de ~441 Ma y la edad máxima de ~1440 Ma. De acuerdo con el gráfico de Frecuencia vs Edad (Ma) (Fig. 90a), se observan 2 poblaciones principales: la primera población presenta un intervalo de edad entre ~440 y ~550 Ma y dentro del cual se encuentra el ~40% de los zircones analizados. De forma subordinada se encuentran cristales con edades de ~700-900 Ma. La segunda población se encuentra en el intervalo de edades entre ~900 y ~1340 Ma y representa ~25% de los zircones analizados.

La *muestra OL-0618-ACA* es parte de las rocas metasedimentarias de bajo grado del Devónico superior-Carbonífero del Complejo Acatlán (Fig. 8). Los zircones de esta muestra presentan forma anhedral bajo la lupa binocular. La edad mínima obtenida es de ~375 Ma y la edad máxima es de ~3000 Ma. Al igual que la muestra anterior se observan dos poblaciones principales en la gráfica Frecuencia vs Edad (Ma) (Fig. 90b): la primera población se encuentra en el intervalo de edad ~590-900 Ma y está compuesta por el ~50% de los zircones analizados. El segundo grupo de edades va de los ~1000 a los ~1350 Ma y representa el ~25% de los zircones analizados.

La *muestra CHI-1* es parte de las rocas metasedimentarias de bajo grado del Devónico superior-Carbonífero del Complejo Acatlán y fue recolectada en la inmediación del pueblo de Chinantla (Fig. 8). Los zircones de CHI-1 presentan forma subhedral y anhedral bajo la lupa binocular. La edad mínima obtenida fue de ~339 Ma, mientras que la edad máxima fue de ~3000 Ma. De acuerdo con el gráfico de Frecuencia vs Edad (Ma) (Fig. 90c) se observan dos grupos de edades principales: el primer grupo con edades de los ~350 a los ~750 Ma representa el ~50% de los zircones analizados, el segundo grupo va de los ~850 a los ~1350 Ma y representa el ~25% de los zircones analizados.

Los diagramas KDE de las muestras OL-0618-ACA y CHI-1 (Fig. 90 b y c) son muy similares a los reportados para estas litologías en la literatura (Talavera-Mendoza et al., 2005; Fig. 91 a y b).

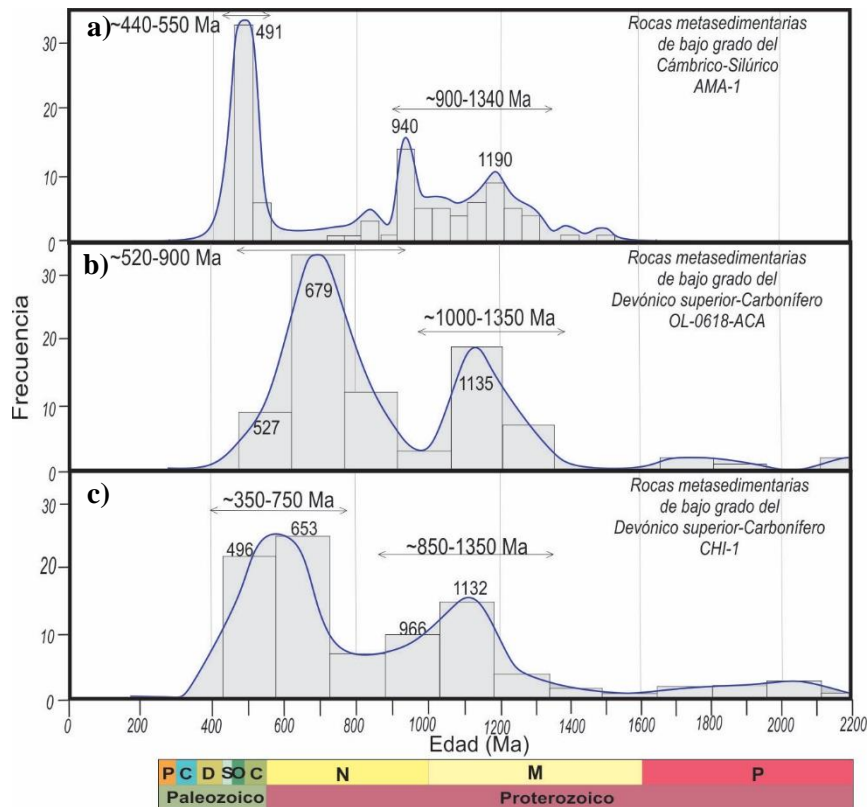


Figura 90. Gráfica de Frecuencia vs Edad (Ma) de las muestras de la Formación Cosoltepec. Analizadas en este trabajo. Se observa el histograma, el gráfico de frecuencia acumulada, las principales poblaciones de zircons y algunos valores de referencia para las muestras a) AMA-1, b) OL-0618-ACA y c) CHI-1.

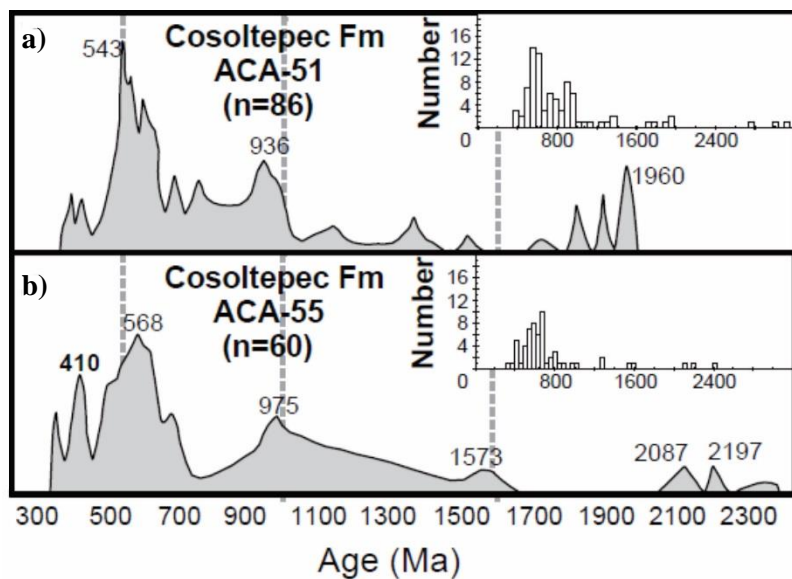


Figura 91. a y b) Gráficos KDE obtenidas de Talavera-Mendoza et al. (2005) para comparar con los resultados de las muestras OL-06-18-ACA y CHI-1 del Devónico superior-Carbonífero.

9.2 Complejo Ayú

La *muestra TEP-2* es parte de los paragneises del Complejo Ayú y fue recolectada a 6 km del poblado de El Rosario Micaltepec (Fig. 8). Los zircons obtenidos de TEP-2

presentan una morfología predominantemente euhedral bajo la lupa binocular. La edad mínima obtenida por medio del método U-Pb es de ~430 Ma y la edad máxima de ~1528 Ma. De acuerdo con el gráfico de Frecuencia vs Edad (Ma) (Fig. 92) los zircones analizados presentan dos poblaciones de zircones detríticos principales: la primera población presenta edades entre ~450 y ~750 Ma y representa ~30% del total de zircones analizados, la segunda población va de los ~850 a los ~1400 Ma y representa el 60% del total de zircones analizados. El diagrama KDE obtenido para la muestra TEP-2 es similar a los reportados por Talavera-Mendoza et al. (2005) para estas rocas (Fig.93 a y b).

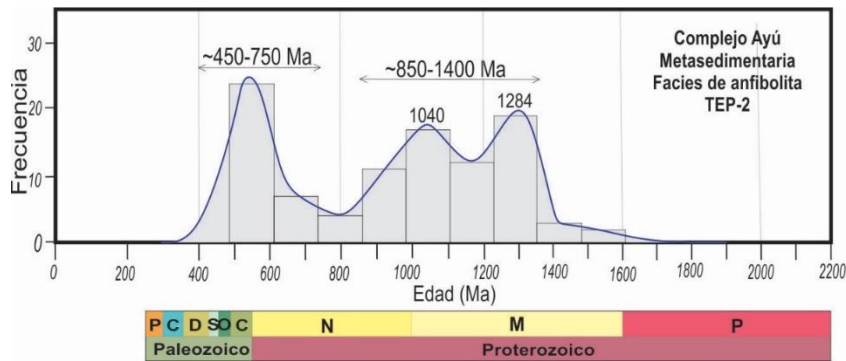


Figura 92. Gráficos de Frecuencia vs Edad (Ma) de la muestra del Complejo TEP-2. Se observa el histograma, el gráfico de frecuencia acumulada, los principales poblaciones de zircones y algunos valores de referencia.

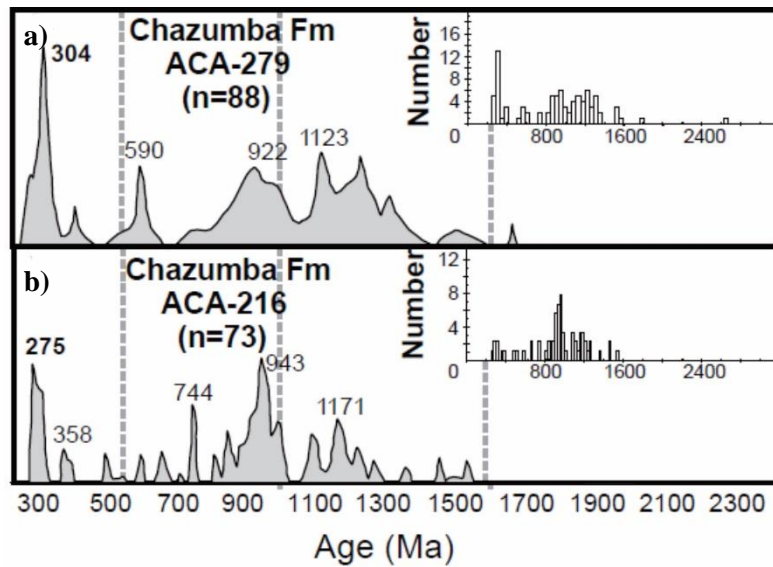


Figura 93. a y b) Gráficas obtenidas de Talavera-Mendoza et al. (2005) para dos muestras metasedimentarias del Litodema Chazumba.

Capítulo 10. Química mineral

Los resultados de composición química obtenidos para 6 muestras (Tabla 3) se presentan en las tablas del Anexo 4. Los detalles analíticos se describen en el capítulo de metodología y la ubicación de las muestras se observa en el Figura 8.

10.1 Turmalina

Se analizaron 5 cristales de turmalina en la *muestra PX-3*. De acuerdo con el diagrama Ca-Fe(tot)-Mg (Fig. 94) la composición de estos cristales de turmalina es la de una chorlo-dravita, que corresponde al campo de los granitoides pobres en Li de acuerdo con Henry y Guidotti (1985).

Se analizaron 10 cristales de turmalina de la *muestra ACA-1*, que de acuerdo con el diagrama Ca-Fe(tot)-Mg presentan una composición química que se extiende desde el vértice de los chorlos hasta el vértice de las dravitas (Fig. 94). El 20% de los cristales analizados se encuentra en el campo 2 de Henry y Guidotti (1985), el cual corresponde a los granitoides pobres en Li y sus pegmatitas y aplitas asociadas. Mientras que el 70% de los cristales pertenecen al campo 4 de Henry y Guidotti (1985) que corresponde a metapelitas, metapsamitas y rocas de cuarzo-turmalina pobres en Ca (Fig. 94).

De acuerdo con la Figura 94 la composición de las turmalinas analizadas de las muestras PX-3 y ACA-1 se traslapa con la composición reportada en los trabajos de Zepeda-Martínez et al. (2018) y Reyes-Salas (2003).

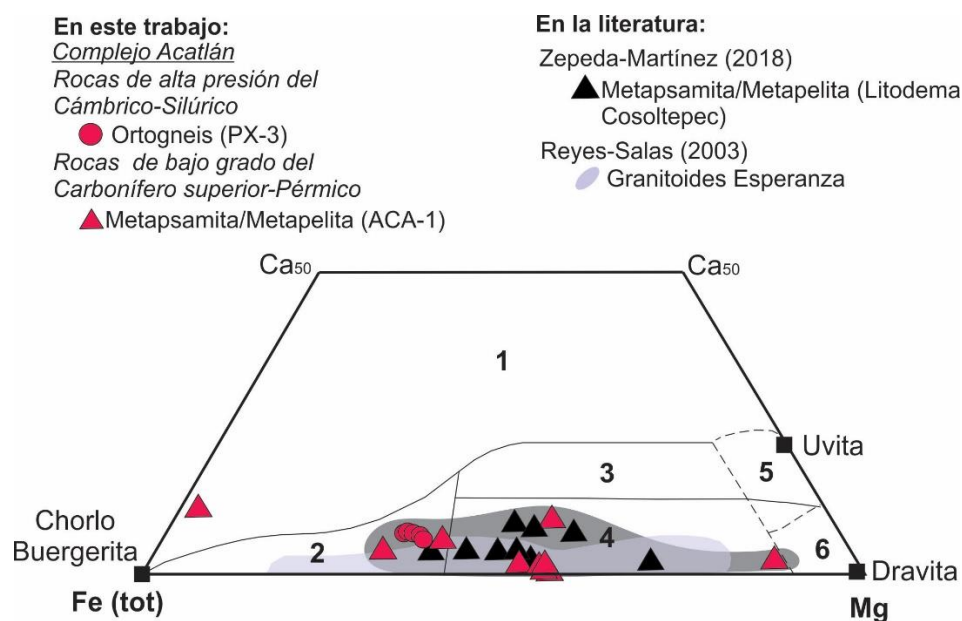


Figura 94. Diagrama ternario Al-Fe(tot)-Mg para turmalinas de Henry y Guidotti (1985), donde Fe (tot) representa el total de Fe en los granos de turmalina, los cuadrados representan algunos de los end member usados como puntos de referencia. El diagrama se divide en regiones composicionales de diferentes tipos de roca: 1) Granitoides ricos en Li, pegmatitas y aplitas. 2) Granitoides pobres en Li y sus pegmatitas y aplitas asociadas. 3) Metapelitas, metapsamitas y rocas calco-silicatadas ricas en Ca. 4) Metapelitas, metapsamitas y rocas de cuarzo-turmalina pobres en Ca. 5) Metacarbonatos. 6) Rocas ultramáficas. El campo de color morado refleja el campo obtenido por Reyes-Salas (2003) para los Granitoides Esperanza, mientras que el campo gris considera los resultados reportados por Zepeda-Martínez (2018) y el presente trabajo.

10.2 Granate

Los granates de la muestra **LUPE-2** están compuestos por: almandino (58-62%), grosularia (23-26%), piropo (6-9%) y espesartina (5-9%). De acuerdo con la Figura 95 los granates de esta muestra forman un grupo composicional en conjunto con las rocas de alta presión del Complejo Acatlán. Los cristales de granate de la metabasita LUPE-2 se encuentra en el campo de los granates detríticos procedentes de anfibolitas de Méres et al. (2014).

Los granates de la **muestra SN** presentan una composición química formada por: almandino (55-68%), grosularia (15-20%), piropo (1-2%) y espesartina (12-34%). De acuerdo con la Figura 95 los granates de esta muestra son más enriquecidos en espesartina con respecto a los granates del Complejo Acatlán y más pobres en piropo, lo cual permite definir un grupo composicional para los granates del Litodema Amarillo. Los granates de esta muestra grafican en el campo de los gneises (Fig. 96) del diagrama ternario para granates detríticos de Méres et al. (2014).

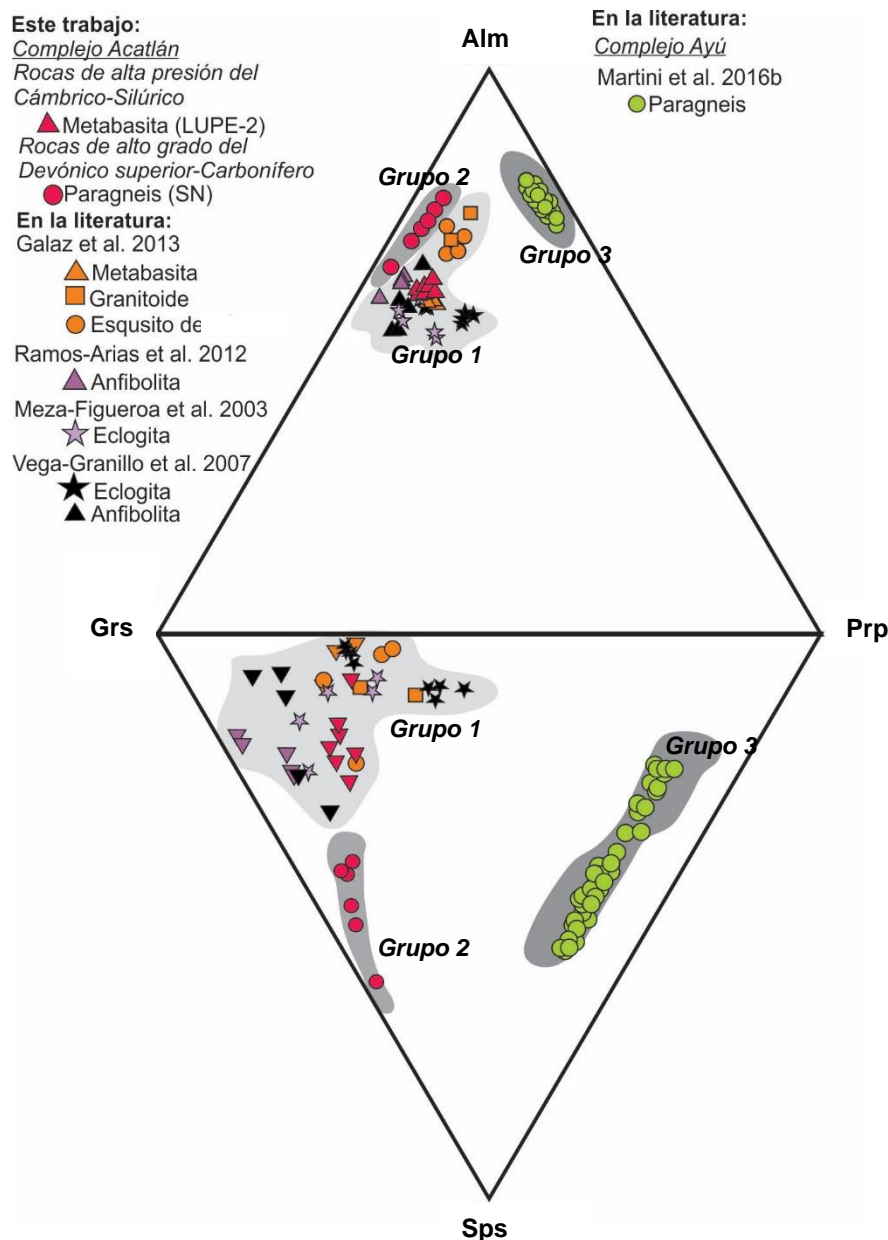


Figura 95. Diagrama Almandino (Alm)-Piropo (Prp)-Grosularia (Grs)-Espesartina (Sps) para granates. En el cual se observan datos obtenidos de la literatura para algunos de los Litodema del Complejo Acatlán y el Complejo Ayú. Además, de tres grupos composicionales: el grupo 1 (color gris claro) representa el campo de los granates del Complejo Acatlán, el grupo 2 (gris intermedio) el campo de los granates del Litodema Amarillo y el grupo 3 (gris oscuro) el campo de los granates del Complejo Ayú.

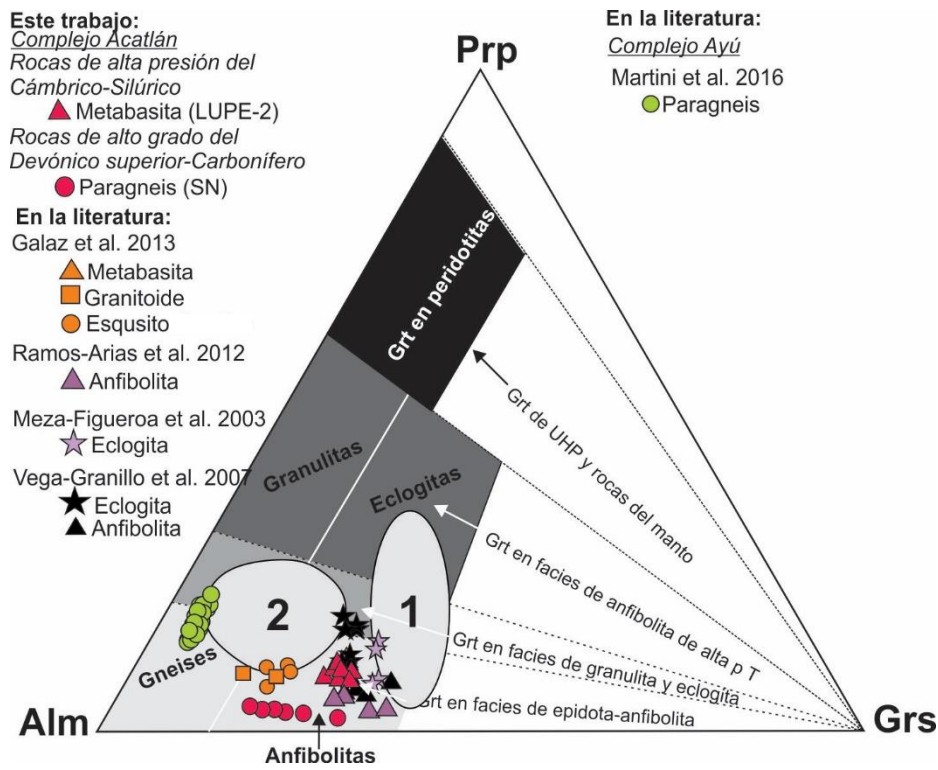


Figura 96. Campo 1: granates detríticos procedentes de anfibolitas, granulitas máficas y eclogitas retrógradas. Campo 2: Granates detríticos procedentes de gneises de acuerdo con Méres et al. (2014).

10.3 Anfíbol

Los anfíboles de la *muestra S.DOM-1* presentan la composición de una tremolita (Fig. 97a). Por otro lado, los anfíboles analizados de la *muestra LUPE-2* presentan un intervalo composicional que se distribuye desde el campo de la tremolita hasta el campo de la hornblenda.

De acuerdo con los diagramas de la Figuras 97a y 97b la composición de los anfíboles de las rocas del Complejo Acatlán abarca los campos de: la tremolita (para las rocas de alto grado con mayor reequilibrio y las rocas en facies de esquistos verdes), la Mg-hornblenda (para las rocas de grado medio y alto menos reequilibradas), la pargasita (para las metabasitas del Litodema Amarillo), katoforita (para las metabasitas de Piaxtla y Organal) y el glaucófano (para las metabasitas de Ixcamilpa).

Los anfíboles de la *muestra S.DOM-2* presentan la composición de una Mg-hornblenda, (Fig. 97a). En la Fig. 4 se observa que la composición de los anfíboles en el Plutón Totoltepec es variable y claramente dependiente de la litología, se extiende desde el campo de una Mg-hornblenda hasta el campo de una pargasita.

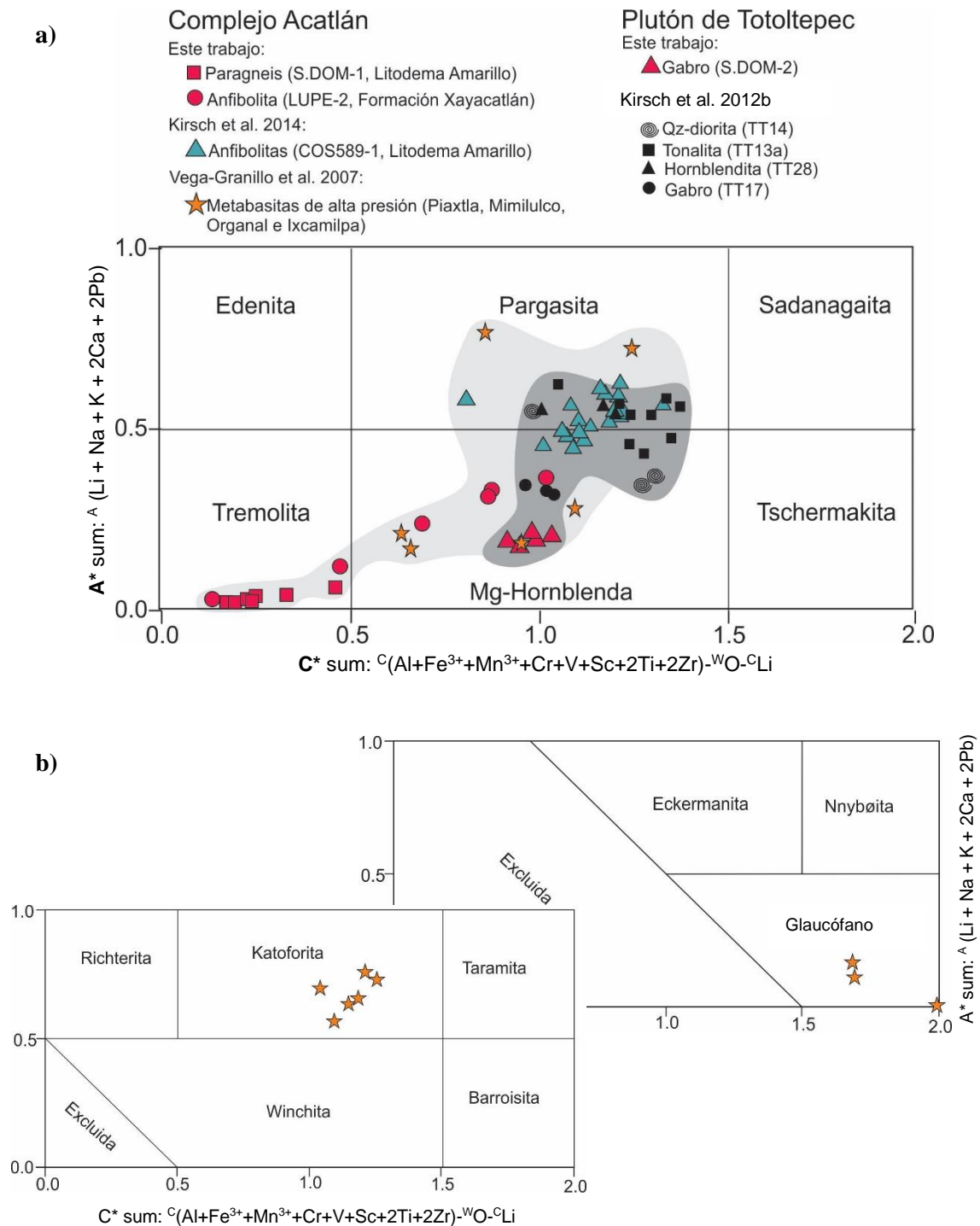


Figura 97. a) Esquema de clasificación de anfíboles cálcicos de Hawthorne et al. (2012). En el esquema se observan algunos datos obtenidos de la literatura junto con los datos obtenidos en este trabajo para las rocas de Complejo Acatlán y las rocas del Plutón Totoltepec. Los campos en gris representan las posibles composiciones de los anfíboles en el Complejo Acatlán y el Plutón Totoltepec. b) Esquema de clasificación de anfíboles sódicos de Hawthorne et al. (2012) en el cual se observan los resultados obtenidos de por Vega-Granillo et al. 2007 para las metabasitas de alta presión de la zona de Piactla, Mimilulco, Organal e Ixcamilpa.

10.4 Rutilo

Los datos del rutilo se presentan en forma gráfica en la Figura 98, que permite discriminar entre rutilos derivados de rocas con protolito máfico y rocas con protolito

pelítico. Adicionalmente, se presenta una tabla con los valores de x (Tabla 7), donde $x = 5 * (Nb [ppm] - 500) - Cr [ppm]$, de acuerdo con Triebold et al. (2012).

La **muestra S.DOM-1** presenta valores negativos de x para el 89% de los rutilos analizados mientras que el 11% presenta un valor positivo de x. De acuerdo con lo anterior el origen de estos rutilos es en una roca de composición máfica, lo cual es concordante con las observaciones petrográficas de esta muestra.

	SDOM1-6	SDOM1-7	SDOM1-8	SDOM1-9	SDOM1-10	SDOM1-11	SDOM1-12	SDOM1-13	SDOM1-15
x	-10381.9	-6633.2	-3087.0	-6186.4	-16021.6	-24335.0	3006.9	-2740.1	-6667.5

Tabla 7. Valores de x de acuerdo con $x = 5 * (Nb [ppm] - 500) - Cr [ppm]$ para la discriminación entre rutilos máficos y rutilos pelíticos de acuerdo con Triebold et al. (2012). Los valores negativos de x denotan un origen una composición máfica del protolito y los valores positivos de x denotan una composición pelítica del protolito.

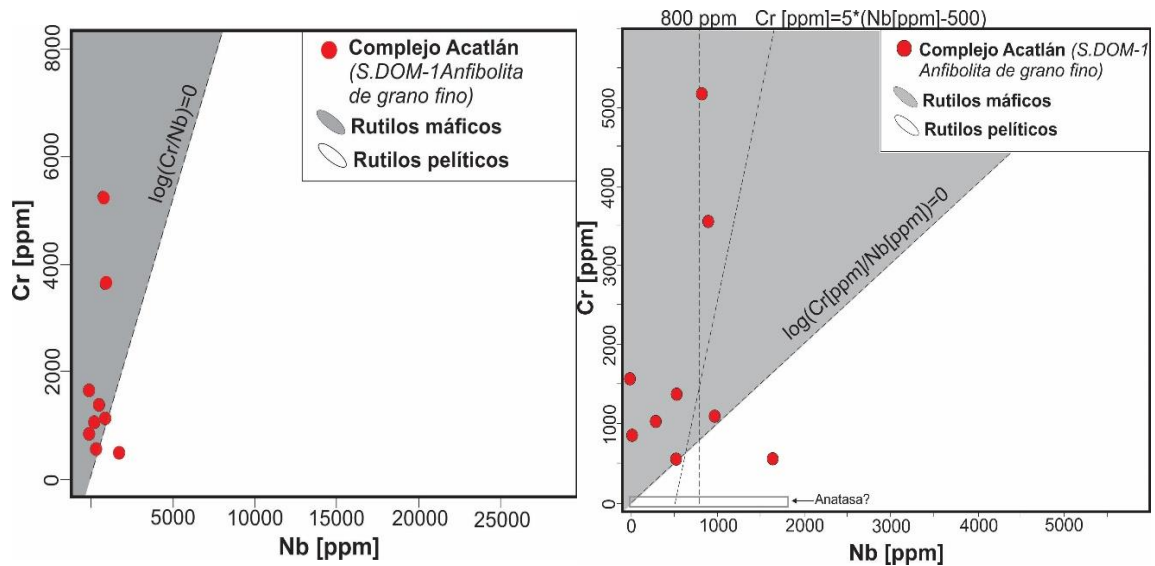


Figura 98. Diagrama Nb vs Cr en cual las líneas punteadas representan la relación de Nb y Cr para la discriminación entre rutilos máficos y metapelíticos con base en datos obtenidos de litologías conocidas, se incluye la clasificación $\log(Cr/Nb)=0$ de Triebold et al. (2007), la línea de discriminación en 800 ppm propuesta por Meinhold et al. (2008) y la línea de discriminación $Cr [ppm]=5*(Nb [ppm]-500)$ propuesta por Triebold et al. (2012). En b) se observa el campo para las composiciones de anatasa con bajas concentraciones de Cr después de Triebold et al. (2011).

Capítulo 11. Discusión y conclusiones

11.1 El grado metamórfico de las rocas fuente no siempre es representado en el detrito

El análisis petrográfico de las muestras estudiadas reafirma la gran variedad litológica y de paragénesis metamórficas de las rocas cristalinas de basamento en el sur de México, así como ya se había reportado en la literatura desde los años 70's (e.g. Ortega-Gutiérrez, 1978). De los complejos metamórficos analizados en este trabajo, el único que se caracteriza por presentar rocas de alta presión es el Complejo Acatlán. Así pues, se podría pensar que minerales característicos de alta presión podrían ser usados fácilmente para soportar o descartar a las rocas del Complejo Acatlán como fuente para una roca sedimentaria clástica. Sin embargo, de acuerdo con los resultados obtenidos del análisis petrográfico, las rocas de alta presión del Complejo Acatlán se encuentran ampliamente reequilibradas en la facies de esquisto verde. En efecto, las rocas de alta presión se presentan como lentes centimétricos a decimétricos en rocas reequilibradas a menor grado. Las paragénesis típicas de alta presión se observan únicamente como relictos en estas rocas (ej. inclusiones de rutilo en granate, núcleos de rutilo en cristales de titanita, glaucófano largamente sustituido por actinolita y clorita). Este reequilibrio en condiciones de más bajo grado metamórfico había sido documentado anteriormente por: Meza-Figueroa et al. (2003), Talavera-Mendoza et al. (2005), Middleton et al. (2007), Vega-Granillo et al. (2007), Galaz et al. (2013), Ortega-Gutiérrez et al. (2018), entre otros. Por lo tanto, es posible concluir que, aunque el Complejo Acatlán está conformado por una gran variedad de conjuntos petro-tectónicos que han experimentado diferentes condiciones metamórficas, incluyendo la alta presión, la retrogresión abundante de este complejo durante el Paleozoico hace de él una de las mayores fuentes de detrito metamorfioclástico de bajo grado en el sur de México. Además, los minerales característicos de alta presión en el Complejo Acatlán no son suficientemente abundantes para aportar una firma diagnóstica al detrito. De ahí que, la falta de minerales característicos de alto grado en un detrito no permite excluir el Complejo Acatlán como posible fuente.

Por lo contrario, las rocas metasedimentarias del Complejo Ayú preservan todavía texturas, microestructuras y paragénesis típicas de la facies metamórfica de anfibolita. Por tanto, el detrito que estas rocas generarán será caracterizado por fragmentos con evidencias de grado metamórfico medio.

11.2 Las firmas detríticas de las rocas de basamento en el sur de México

El detrito derivado de las rocas del Complejo Ayú y del Plutón Totoltepec (Arco Mexicano del Este) está compuesto por granos faneríticos de cuarzo y feldespato, por esta razón, estos basamentos cristalinos pueden ser considerados entre los mayores productores de arenas y areniscas cuarzo-feldespáticas a feldespato-cuarzosas durante el Mesozoico y Cenozoico. El detrito derivado de estos complejos metamórficos se distribuye desde el vértice Qt hasta el vértice F del diagrama QtFL (Fig. 99a). Tanto en el detrito derivado del Complejo Ayú, así como en el originado por el Plutón Totoltepec, se observan fragmentos poliminerales con evidencias de deformación y recristalización bajo condiciones de alta temperatura (>500° C), como sucede con las estructuras de migración de borde de grano. De esta manera, reconocer si un detrito fue alimentado por las rocas del Complejo Ayú o las del Plutón Totoltepec no es una tarea sencilla desde el

punto de vista petrográfico. Dentro de los complejos metamórficos estudiados en este trabajo, una característica que es exclusiva de los paragneises del Complejo Ayú es la presencia de micas oscuras y claras sageníticas. Por tanto, la ocurrencia de este mineral en una roca sedimentaria es una evidencia sólida de procedencia del Complejo Ayú; sin embargo, las edades U-Pb en zircón representan en este caso la herramienta más útil para poder distinguir entre una procedencia del Complejo Ayú y una del Plutón Totoltepec. En efecto, las edades U-Pb en zircón reportadas en la literatura para el Plutón Totoltepec varían entre ~287 y ~306 Ma (Elías-Herrera et al., 2005; Kirsch et al., 2012a; Ortega-Obregón et al., 2014; Martini et al., 2020; Fig. 15); mientras que las reportadas para el Complejo Ayú definen dos poblaciones principales de ~230-400 Ma y ~850-1320 Ma (Talavera-Mendoza et al., 2005; Helbig et al., 2012b; Martini et al., 2020; este trabajo; Figs. 13 y 92), además de cristales de zircón con edades de ~170 y ~160 Ma resultado de la intrusión de cuerpos de granitoide en dicho Complejo (Helbig et al. 2012a).

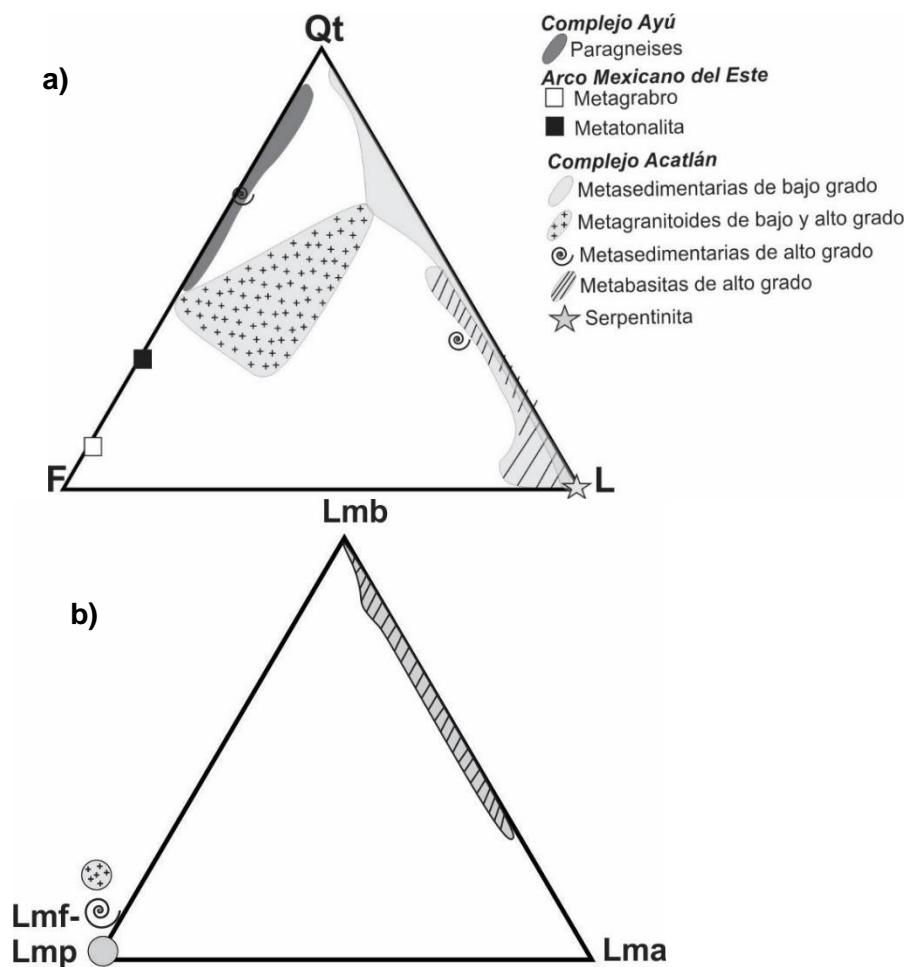


Figura 99. a) Diagrama QtFL. b) Diagrama Lmf, Lmp-Lmb-Lma.

Por otro lado, el Complejo Acatlán representa la principal fuente de fragmentos líticos y granos faneríticos de cuarzo dando origen a una gran variedad de detrito con composiciones que se distribuyen desde el vértice L hasta el vértice Qt del diagrama QtFL (Fig. 99a). Las litologías del Complejo Acatlán que producen mayor abundancia de líticos son: las rocas metasedimentarias de bajo grado del Cámbrico-Silúrico, Devónico superior-Carbonífero y Carbonífero-Pérmico medio, algunas de las rocas metasedimentarias de alta presión, las rocas ultramáficas y las metabasitas de alta presión.

Por otra parte, los metagranitoides de bajo grado y alta presión producen una mezcla compleja de detrito donde hay abundancias variables tanto de cuarzo como de feldespato, así como de líticos que proceden de las partes más recristalizadas de la roca fuente (Fig. 99a).

Reconocer en una roca sedimentaria la contribución de las rocas ultramáficas del Complejo Acatlán es probablemente una de las tareas más fáciles, ya que la firma detrítica de estas rocas ultramáficas está bien definida por fragmentos líticos de serpentinita, los cuales son altamente estables (química y mecánicamente) en los ambientes sedimentarios, y, en consecuencia, serán preservados en el registro sedimentario. Ahora bien, un mineral con gran utilidad como trazador de procedencia de estas rocas y que no fue investigado en este trabajo es la Cr-espinela. La presencia de Cr-espinela en las rocas ultramáficas del Complejo Acatlán ha sido reportada en la literatura por González-Mancera et al. (2009), por lo que queda pendiente su análisis para entender su potencial como trazador de procedencia en el sur de México. Es importante mencionar que la geocronología de zircones detríticos presenta limitantes mayores para detectar contribuciones detríticas por parte de las rocas ultramáficas del Complejo Acatlán. Esto debido al bajo potencial de estas rocas en la generación de zircón.

Al igual que para las rocas ultramáficas, las metabasitas del Complejo Acatlán son una fuente que no puede ser reconocida por medio de la geocronología U-Pb en zircón pero que es fácilmente identificable por medio del análisis petrográfico. En efecto, el detrito derivado de las metabasitas es el único que se compone de fragmentos líticos metabasíticos y meta-andesíticos de rango 3 y 4 (Fig. 99b). Además, el detrito derivado de las metabasitas contiene cantidades variables de granate y glaucófano, este último siendo exclusivo de estas rocas y, por tanto, un excelente trazador de procedencia. El granate, en cambio, está presente tanto en las metabasitas de alta presión del Cámbrico-Silúrico, como en las rocas metasedimentarias del Complejo Ayú (Helbig et al., 2012b). No obstante, de acuerdo con los datos actualmente disponibles, la composición de los cristales de granate de estas rocas es diferente. De ahí que, el granate de las metabasitas del Cámbrico-Silúrico presenta una composición de $\text{Alm}_{58-62}\text{Grs}_{23-26}\text{Prp}_{6-9}\text{Sp}_{5-9}$ (Meza-Figueroa et al., 2003; Vega-Granillo et al., 2007; Ramos-Arias et al., 2012; Galaz et al., 2013; este trabajo) y el del Complejo Ayú de $\text{Alm}_{70-76}\text{Grs}_{3-4}\text{Prp}_{6-11}\text{Sp}_{10-20}$ (Martini et al., 2016b). Por lo tanto, por lo menos de acuerdo con los pocos datos publicados en la literatura, el granate permite también identificar las diferentes fuentes metamórficas dentro de los complejos estudiados en este trabajo.

Hay que tener en consideración que no todas las litologías del Complejo Acatlán fueron estudiadas en este trabajo (e. g. eclogitas). Esto deja abierta la posibilidad de observar en el detrito otras fases minerales reportadas en la literatura, tales como la onfacita, la paragonita o la fengita (Meza-Figueroa et al. 2003; Vega-Granillo et al., 2007; Keppie et al. 2012a; Galaz et al. 2013). La mica blanca de las metabasitas, metapelitas y metagranitoides de alta presión se ha identificada como fengita con contenidos de Si entre ~ 3.21 y ~ 3.5 pfu (Meza-Figueroa et al. 2003; Reyes-Salas, 2003; Galaz et al. 2013; Hernández-Uribe et al., 2019). Esta mica al igual que la paragonita son características de condiciones de alta presión, por lo que presentan un enorme potencial como trazadores de procedencia; siempre que se tenga en consideración que las micas se reequilibran muy fácilmente, y por ello, tal vez no sean el mejor mineral para establecer la procedencia. Por lo que se deja la interrogante abierta respecto a la utilidad de estas y otras fases minerales.

Por otra parte, se determinó el valor de x ($x=5*\text{Nb [ppm]}/500-\text{Cr [ppm]}$) en Triebold et al., 2012) en los rutilos de las metabasitas del Devónico-Carbonífero del

Complejo Acatlán. Con lo anterior se estableció que estos rutilos corresponden a rutilos derivados de rocas metamórficas con protolito máfico, este resultado es concordante con las observaciones petrográficas. A la luz de este resultado se observa la gran utilidad del análisis de elementos traza en rutilo para conocer la posible naturaleza de la roca fuente de detrito.

Las rocas metasedimentarias de alta presión del Complejo Acatlán generan dos diferentes tipos de detrito, uno compuesto por granos faneríticos de cuarzo y feldespato; y otro por líticos metapsamíticos/metafelsíticos, líticos metapelíticos y granos faneríticos de cuarzo. En ambos detritos dominan las estructuras de recristalización por migración de borde de grano y texturas de *annealing*. El detrito compuesto de granos faneríticos es bastante parecido al generado por las vetas de cuarzo en las rocas metasedimentarias de bajo grado, la principal diferencia entre ambos es que el detrito que producen las vetas de cuarzo presenta estructuras de recristalización por rotación de subgranos mientras que el proceso dominante en las rocas metasedimentarias de alta presión es la migración de borde de grano. Además, las rocas metasedimentarias de alta presión presentan cristales de granate helicíticos que se encuentran ausentes en el detrito producido por las vetas de cuarzo. El granate de las rocas metasedimentarias de alta presión del Devónico-Carbonífero presenta una composición química de $\text{Alm}_{55-68}\text{Gro}_{15-20}\text{Pyr}_{1-2}\text{Sp}_{12-34}$, que es diferente de la reportada para el granate de los paragneises del Complejo Ayú y de las metabasitas de alta presión del Complejo Acatlán (Fig. 95). La edad U-Pb en zircones detríticos para estas rocas es semejante a la de las rocas metasedimentarias de bajo grado del Cámbrico-Silúrico (Figs. 9a y 9b) y Devónico Superior-Carbonífero (Fig. 10).

El detrito producido por las rocas metasedimentarias de bajo grado del Cámbrico-Silúrico, Devónico superior-Carbonífero y Carbonífero superior-Pérmico presenta una composición que se distribuye desde el vértice L al vértice Qt (Fig. 99a), de ahí que, estas rocas pueden ser consideradas como las mayores productoras de arenas y areniscas líticas a cuarzo-líticas. Aunque en el diagrama QtFL (Fig. 99a) el detrito generado por estas rocas se traslapa con el de las metabasitas, este detrito se caracteriza por su alto contenido de líticos metapelíticos y metapsamíticos/metafelsíticos de rango 1, 2, 3, y 4; mientras que las metabasitas únicamente presentan líticos metabasíticos y meta-andesíticos (Fig. 99b). Los procesos de recristalización dominantes en estos detritos son *bulging* y rotación de subgranos, lo que claramente los diferencia de los producidos por las rocas metasedimentarias de alta presión. La turmalina de las rocas metasedimentarias de bajo grado presenta la composición de una chorlo-dravita; esta composición corresponde con la reportada en la literatura para los metagranitoides de bajo y alto grado del Complejo Acatlán (Reyes-Salas, 2003). Las rocas metasedimentarias de bajo grado del Complejo Acatlán presentan diferentes edades U-Pb en zircones detríticos, lo que permite agruparlas en diferentes unidades: rocas metasedimentarias de bajo grado del Cámbrico-Silúrico (~880-1320 Ma ~430-740 Ma; Figs. 9a y 9b), del Devónico superior-Carbonífero (~450-710 Ma y ~830-1060 Ma; Fig. 10) y del Carbonífero superior-Pérmico (~275-360 Ma y ~1000-1300 Ma; Fig. 11), por lo que la geocronología U-Pb es bastante útil para diferenciar las unidades metasedimentarias de bajo grado.

Las rocas metasedimentarias de bajo grado están pervasivamente cortadas por vetas de cuarzo de espesor milimétrico a métrico; en consecuencia, el detrito generado por la parte metasedimentaria del Complejo Acatlán tendrá una composición que se distribuye a lo largo de una línea de mezcla entre los dos end-members representados por la roca metasedimentaria y la veta de cuarzo, así como se muestra en el diagrama QtFL de la Figura 99a. El detrito derivado de las vetas de cuarzo es predominantemente fanerítico,

aunque también presenta algunos líticos metapsamíticos/metafelsíticos de rango 4 que presentan evidencias de recristalización es por rotación de subgranos.

El detrito generado por los metagranitoides de bajo y alto grado metamórfico del Complejo Acatlán es predominantemente fanerítico, compuesto de granos faneríticos de cuarzo y feldespato. En los metagranitoides de bajo grado se observan algunos líticos metapsamíticos/metafelsíticos y metapelíticos resultado de la recristalización de la roca. El mecanismo de recristalización dominante en este detrito es la rotación de subgranos, mientras que en los metagranitoides de alta presión es la migración de borde de grano. Las edades U-Pb en zircón para los metagranitoides de bajo grado y alta presión han sido interpretadas como edades de intrusión que se extienden desde los ~420 Ma a los ~510 Ma (Talavera-Mendoza et al., 2005; Morales-Gómez et al., 2008; Martini et al., 2020; Fig. 9c). Estas edades permiten diferenciar el detrito producido por estas litologías del detrito producido por las rocas metaígneas del Plutón Totoltepec. Adicionalmente, los metagranitoides de alta presión contienen granate y las rocas metaígneas del Plutón Totoltepec, no. La composición de este granate es de $\text{Alm}_{71-74}\text{Grs}_{15-19}\text{Prp}_{7-8}\text{Sps}_{2-3}$ (Galaz et al., 2013) que define un grupo composicional con los granates de las metabasitas de alto grado que claramente se diferencia de la composición del granate del Complejo Ayú (Martini et al., 2016b; Fig. 95).

Por último, es importante resaltar que en este trabajo se utilizaron muestras de rocas metamórficas frescas, por lo que no se consideran los posibles efectos sobrepuestos por el intemperismo, la erosión, el transporte, los procesos de selección hidráulica y los efectos diagenéticos. Este estudio permite visualizar la posible composición del detrito generada por algunos de los bloques de basamento, teniendo en cuenta que en el análisis de procedencia el correcto control estratigráfico permite preservar en las rocas sedimentarias clásticas las características texturales y composicionales de los líticos; siempre que los sedimentos no se depositan en ambientes húmedos. Otra limitación es la gran diversidad de litologías en los diferentes bloques de basamento pre-mesozoicos. A pesar de ello, los resultados obtenidos representan un excelente punto de partida para establecer una primera premisa en el análisis de rocas clásticas post-mesozoicas.

Con base en los resultados obtenidos se determina que el estudio del detrito derivado de las rocas del Complejo Acatlán, el Complejo Ayú y el Arco Mexicano del Este permite establecer una firma detrítica característica para cada uno de estos bloques de basamento pre-mesozoicos. Esta firma detrítica permite diferenciar los bloques de basamento e incluso a las diferentes litologías del Complejo Acatlán.

Referencias

- Andersen, T. (2002). Correction of common lead in U-Pb analyses that do not report ²⁰⁴Pb. *Chemical Geology*, 192, 59-79.
- Campa, M. F., & Coney, P. J. (1983). Tectono-stratigraphic terranes and mineral resource distributions in Mexico. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 20, 1040-1051.
- Campos-Madrigal, E., Centeno-García, E., Mendoza-Rosales, C. C., & Silva-Romo, G. (2013). Sedimentología, reconstrucción paleoambiental y significado tectónico de las sucesiones clásticas del Jurásico Medio en el área de Texcalapa, Puebla-Huajuapán de León, Oaxaca: Revisión de las formaciones Ayuquila y Tecomazúchil. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 30, 34-50.
- Deer, W.A., Howie, R.A. and Zussman J. (1962). *An Introduction to the Rock-forming Minerals*. London: Longmans, 528.
- Dickinson, W.R. (1970). Interpreting detrital modes of graywacke and arkose. *Journal of Sedimentary Petrology*, 40, 695–707.
- Dickinson, W.R., & Suczek, C.A. (1979). Plate tectonics and sandstone composition. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 63, 2164–2172.
- Dickinson, W.R. (1985). Interpreting Provenance Relations from Detrital Modes of Sandstones. En: Zuffa, G.C., Ed., *Provenance of Arenites*, D. Reidel Publishing Company, Dordrecht, The Netherlands, 333-362.
- Dickinson, W.R., Beard, L.S., Brakenridge, G.R., Erjavec, J.L., Fergusun, R.C., Inman, K.F., Knepp, R.A., Lindberg, F.A., & Ryberg, P.T. (1983). Provenance of North American Phanerozoic sandstones in relation to tectonic setting. *Geological Society of America Bulletin*, 94, 222–235.
- Dickinson, W.R. (1985). Interpreting Provenance Relations from Detrital Modes of Sandstones. En: Zuffa, G.C., Ed., *Provenance of Arenites*, D. Reidel Publishing Company, Dordrecht, The Netherlands, 333-362.
- Dickinson W.R. (1985) Interpreting Provenance Relations from Detrital Modes of Sandstones. In: Zuffa G.G. (eds) *Provenance of Arenites*. NATO ASI Series (Series C: Mathematical and Physical Sciences), vol 148. Springer, Dordrecht
- Dickinson, W. R. & Lawton, T. F. (2001). Carboniferous to Cretaceous assembly and fragmentation of Mexico. *Geological Society of America Bulletin*, 113 (9), 1142-1160.
- Dickinson, W. R., & Gehrels, G. E. (2003). U–Pb ages of detrital zircons from Permian and Jurassic eolian sandstones of the Colorado Plateau, USA: paleogeographic implications. *Sedimentary Geology*, 163(1-2), 29-66.
- Elías-Herrera, M., & Ortega-Gutiérrez, F. (2002). Caltepec fault zone: An Early Permian dextral transpressional boundary between the Proterozoic Oaxacan and Paleozoic Acatlán complexes, southern Mexico, and regional tectonic implications. *Tectonics*, 21(3), 4-1.

- Elías-Herrera, M. (2005). La falla de Caltepec: raíces expuestas de una frontera tectónica de larga vida entre dos terrenos continentales del sur de México. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 57(1), 83-109.
- Elías-Herrera, M., Ortega-Gutiérrez, F., Macias-Romo, C., Reyes-Salas, M., Sánchez-Zavala, J.L., & Aparicio-Aparicio, D. (2006). Blueschist in the Acatlán Complex, southern México: new insights and tectonothermal implications. *Geos.*, 26 (1), 190.
- Ferrari, L., López-Martínez, M., Aguirre-Díaz, G., & Carrasco-Núñez, G. (1999). Space-time patterns of Cenozoic arc volcanism in central Mexico: from the Sierra Madre Occidental to the Mexican Volcanic Belt. *Geology*, 27, 303-306.
- Fitz-Díaz, E., Lawton, T. F., Juárez-Arriaga, E., & Chávez-Cabello, G. (2018). The Cretaceous-Paleogene Mexican orogen: Structure, basin development, magmatism and tectonics. *Earth-Science Reviews*, 183, 56-84.
- Fleet, W. F. (1926). Petrological notes on the Old Red Sandstone of the West Midlands. *Geological Magazine*, 63, 505-516.
- Friés, C. J., Rincón-Orta, C., Solorio-Munguía, J., Schmitter-Vilada, E., & Cserna, Z.d (1970). Una edad radiométrica ordovícica de Totoltepec, Estado de Puebla. En *Libro-guía de la excursión México-Oaxaca*, p. 164–166. Sociedad Geológica Mexicana, México D.F.
- Galaz E., G., Keppie, J. D., Lee, J. K. W., & Ortega-Rivera, A. (2013). A high-pressure folded klippe at Tehuiztingo on the western margin of an extrusion zone, Acatlán Complex, southern México. *Gondwana Research*, 23(2), 641-660.
- Galehouse, J. S. (1969). Counting of grain mounts number percentage vs number frequency. *Journal of Sedimentary Petrology*, 39, 812-815.
- Garzanti, E., Vezzoli, G., & Andò, S. (2002). Modern Sand from Obducted Ophiolite Belts (Sultanate of Oman and United Arab Emirates). *The Journal of Geology*, 110(4), 371-391.
- Garzanti, E., & Vezzoli, G. (2003). A classification of metamorphic grains in sands based on their composition and grade. *Journal of Sedimentary Research*, 73, 830–837.
- Garzanti, E. (2016). From static to dynamic provenance analysis—Sedimentary petrology upgraded. *Sedimentary Geology*, 336, 3-13.
- Garzanti, E., Dinis, P., Vermeesch, P., Andò, S., Hahn, A., Huvi, J., Limonta, M., Padoan, M., Resenti, Al, Rittner, M., & Vezzoli, G. (2018). Dynamic uplift, recycling, and climate control on the petrology of passive-margin sand (Angola). *Sedimentary Geology*, 375, 86-104.
- Gazzi, P. (1966). Le arenarie del flysch sopracretaceo dell' Appennino modenese: correlazioni con il flysch di Monghidoro. *Mineralogica et Petrographica Acta*, 12, 69–97.
- González-Mancera, G., Ortega-Gutiérrez, F., Proenza, J. A., & Atudorei, V. (2009). Petrología y geoquímica de las serpentinitas de Tehuiztingo (Complejo Acatlán, SW México): implicaciones tectónicas. *Boletín de la Sociedad Geológica mexicana*, 61 (3), 419-435.

- Grodzicki, K. R., Nance, R. D., Keppie, J. D., Dostal, J., & Murphy, J. B. (2008). Structural, geochemical and geochronological analysis of metasedimentary and metavolcanic rocks of the Coatlico area, Acatlán Complex, southern Mexico. *Tectonophysics*, 461(1-4), 311-323.
- Haughton, P. D. W., Todd, S. P., & Morton, A. C. (1991). Sedimentary provenance studies. Geological Society, London, Special Publications, 57(1), 1-11.
- Hawthorne, F. C., Oberti, R., Harlow, G. E., Maresch, W. V., Martin, R. F., Schumacher, J. C., & Welch, M. D. (2012). Nomenclature of amphibole supergroup. *American Mineralogist*, 97 (11-12), 2031-2048.
- Heins, W. A., & Kairo, S. (2007). Predicting sand character with integrated genetic analysis. *Sedimentary Provenance and Petrogenesis: Perspectives from Petrography and Geochemistry*. [https://doi.org/10.1130/2006.2420\(20\)](https://doi.org/10.1130/2006.2420(20)).
- Helbig, M., Keppie, J.D., Murphy, J.B., & Solari, L.A. (2012a). Exotic rifted passive margin of a back-arc basin off western Pangea: Geochemical evidence from the early Mesozoic Ayú Complex, southern Mexico. *International Geology Review*, 55, 863–881.
- Helbig, M., Keppie, J. D., Murphy, J. B., & Solari, L. A. (2012b). U-Pb geochronological constrains on the Triassic-Jurassic Ayú Complex, southern Mexico: Derivation from the western margin of Pangea-A. *Gondwana Research*, 22(3-4), 910-927.
- Helbig, M. (2013). Significado tectónico de rocas del Paleozoico Superior-Mesozoico Inferior y eventos tectono-termales en el sureste del Complejo Acatlán, sur de México (Tesis doctoral). Universidad Nacional Autónoma de México, Cd. de México. México.
- Hernández-Urbe, D., Gutiérrez-Aguilar, F., Mattinson, C. G., Palin, R. M., & Neill, O. K. (2019). A new record of deeper and colder subduction in the Acatlán complex, Mexico: Evidence from phase equilibrium modelling and Zr-in-rutile thermometry. *Lithos*, 324-325, 551-568.
- Henry, D. J., & Guidotti, C. V. (1985). Tourmaline as a petrogenetic indicator mineral: an example from the staurolite-grade metapelites of NW Maine. *American Mineralogist*, 70, 1-15.
- Hubert, J.F. (1962) A Zircon-Tourmaline-Rutile Maturity Index and Independence of Composition of Heavy Mineral Assemblages with Gross Composition and Texture of Sandstone. *Journal of Sedimentary Petrology*, 32, 440-450.
- Ingersoll, R.V., Bullard, T.F., Ford, R.L., Grimm, J.P., Pickle, J.D., & Sares, S.W. (1984). The effect of grain size on detrital modes: a test of the Gazzi-Dickinson point-counting method. *Journal of Sedimentary Petrology*, 54, 103–116.
- Ingersoll, R.V. (1990). Actualistic sandstone petrofacies: discriminating modern and ancient source rocks. *Geology*, 18, 733–736.
- Keppie, J. D., Nance, R. D., Dostal, J., Ortega-Rivera, A., Miller, B.V., Fox, D., Powell, J., Mumma, S., & Lee, J. W. K. (2004). Mid-Jurassic Tectonothermal Event Superposed on a Paleozoic Geological Record in the Acatlán Complex of Southern Mexico: Hotspot Activity During the breakup of Pangea. *Gondwana research*, 7, 239-260.

- Keppie, J. D., Nance, R. D., Fernández-Suárez, J., Storey, C. D., Jeffries, T. E., & Murphy, J.B. (2006). Detrital zircon data from the Eastern Mixteca Terrane, Southern Mexico; Evidence for an Ordovician-Mississippia Continental Rise and a Permo-Triassic Clastic Wedge Adjacent to Oaxaquia. *International Geology Review*, 48, 87-111.
- Keppie, J.D., Dostal, J., Murphy, J.B., & Nance, R.D. (2008). Synthesis and tectonic interpretation of the westernmost Paleozoic Variscan orogen in southern Mexico: From rifted Rheic margin to active Pacific margin. *Tectonophysics*, 461, 277- 290.
- Keppie, J. D., Dostal, J., Murphy, J. B., Galaz-Escanilla, G., Ramos-Arias, M. A., & Nance, R. D. (2012a). High pressure rocks of the Acatlán Complex, southern Mexico: Large-scale subducted Ordovician rifted passive margin extruded into the upper plate during the Devonian–Carboniferous. *Tectonophysics*, 560-561, 1-21.
- Keppie, J. D., Galáz-Escamilla, G., Helbig, M., & Kirsch, M., (2012b). Field trip. Amalgamation and Breakup of Pangea: the type example of the supercontinent Cycle. International Geological Correlation Program Project #597: Late Paleozoic–Early Mesozoic of the Acatlán and Ayu complexes, southern Mexico: events on the periphery of Pangæa synchronous with amalgamation and breakup.
- Kirsch, M., Keppie, D.J., Murphy, B., & Solari, L. A (2012a). Permian–Carboniferous arc magmatism and basin evolution along the western margin of Pangea: Geochemical and geochronological evidence from the eastern Acatlán Complex, southern Mexico. *Geological Society of America Bulletin*, 124, 1607–1628.
- Kirsch, M., Keppie, J. D., Murphy, J. B., & Lee, J. K. W. (2012b). Arc plutonism in a transtensional regime: the late Palaeozoic Totoltepec pluton, Acatlán Complex, southern Mexico. *International Geology Review*, 55(3), 263-286.
- Kirsch, M. (2012). Estudio de la Geoquímica, la estructura y el Metamorfismo en el Este del Complejo Acatlán: Implicaciones Tectónicas y Paleogeográficas (Tesis doctoral). Universidad Nacional Autónoma de México, Ciudad de México, México.
- Kirsch, Moritz, Helbig, M., Keppie, J. D., Murphy, J. B., Lee, J. K. W., & Solari, L. A. (2014). A Late Triassic tectonothermal event in the eastern Acatlán Complex, southern Mexico, synchronous with a magmatic arc hiatus: The result of flat-slab subduction?. *Lithosphere*, 6(2), 63-79.
- Krynine, P.D. (1937). Petrography and genesis of the Siwalik Series. *American Journal of Science*, 34, 422-446.
- Krynine, P.D. (1948). The megascopic study and field classification of sedimentary rocks. *The Journal of Geology*, 56, 130–165.
- Lawrence, R. L., Cox, R., Mapes, R. W., & Coleman, D. S. (2010). Hydrodynamic fractionation of zircon age populations. *Geological Society of America Bulletin*, 123(1-2), 295-305.
- Lawton, T. F., & Bradford, B. A. (2011). Correlation and Provenance of Upper Cretaceous (Campanian) Fluvial Strata, Utah, U.S.A., from Zircon U-Pb Geochronology and Petrography. *Journal of Sedimentary Research*, 81(7), 495-512.

- Le Pera, E., & Critelli, S. (1997). Sourceland controls on the composition of beach and fluvial sand of the northern Tyrrhenian coast of Calabria, Italy: implications for actualistic petrofacies. *Sedimentary Geology*, 110, 81–97.
- Malone, J. R., Nance, R. D., Keppie, J. D., & 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), 511–524.
- Mange, M. A., & Wright, D. T. (2007). *Heavy Minerals in Use*. Maarsse, Países Bajos: Elsevier Gezondheidszorg, p. 27–45.
- Mange, M. A., & Maurer, H. (2012). *Heavy Minerals in Colour*. New York, Estados Unidos: Springer Publishing.
- Reyes-Salas, M. (2003). *Mineralogía y Petrología de los Granitoides Esperanza del Complejo Acatlán, sur de México*. Universidad Autónoma del estado de Morelos, México.
- Marsaglia, K.M., & Ingersoll, R.V. (1992). Compositional trends in arc-related, deep-marine sand and sandstone; a reassessment of magmatic-arc provenance. *Geological Society of America Bulletin*, 104, 1637–1649.
- Martini, M., & Ortega-Gutiérrez, F. (2016a). Tectono-stratigraphic evolution of eastern Mexico during the break-up of Pangea: a review. *Earth-Science Reviews*, 183, 38–55.
- Martini, M., Ramírez-Calderón, M., Solari, L., Villanueva-Amadoz, U., Zepeda-Martínez, M., Ortega-Gutiérrez, F., & Elías-Herrera, M. (2016b). Provenance analyses of Jurassic sandstones from the Otlaltepec Basin, southern Mexico: Implications for the reconstruction of Pangea breakup: *Geosphere*, 12, 1–23.
- Martini, M., Solari, L., Peña-Guerrero, M., Zepeda-Martínez, M. & Montomoli, C. (2020). Guidelines for assessing the provenance of Mesozoic and Cenozoic clastic successions sourced by pre-Jurassic basement complexes in southernmost North America. *Journal of Sedimentary Research*, 90(5), 513–532.
- Meinhold, G., Anders, B., Kostopoulos, D., Reischmann, T., 2008. Rutile chemistry and thermometry as provenance indicator: an example from Chios Island, Greece. *Sedimentary Geology* 203, 98–111.
- Méres, S., Ivan, P., Plasienka, D., Sykora, M. (2014). Source rocks of detrital garnets and spinels from clastic sediments of the Gosau Group (Western Carpathians, Slovakia). XX CBGA Congress, Tirana, Albania, 217–220.
- Meza-Figueroa, D., Ruiz, J., Talavera-Mendoza, O., & Ortega-Gutierrez, F. (2003). Tectonometamorphic evolution of the Acatlan Complex eclogites (southern Mexico). *Canadian Journal of Earth Sciences*, 40(1), 27–44.
- Middleton, M., Keppie, J. D., Murphy, J. B., Miller, B. V., Nance, R. D., Ortega-Rivera, A., & Lee, J. K. W. (2007). P-T-t constraints on exhumation following subduction in the Rheic Ocean from eclogitic rocks in the Acatlán Complex of southern México. *The Evolution of the Rheic Ocean: From Avalonian-Cadomian Active Margin to Alleghenian-Variscan Collision*. [https://doi.org/10.1130/2007.2423\(25\)](https://doi.org/10.1130/2007.2423(25))

- Miller, B. V., Dostal, J., Keppie, J. D., Nance, R. D., Ortega-Rivera, A., & Lee, J. K. W. (2007). Ordovician calc-alkaline granitoids in the Acatlán Complex, southern México: Geochemical and geochronologic data and implications for the tectonics of the Gondwanan margin of the Rheic Ocean. *Special Paper of the Geological Society of America*, 423, 465-475.
- Morales-Gómez, M., Keppie, J. D., & Norman, M. (2008). Ordovician–Silurian rift-passive margin on the Mexican margin of the Rheic Ocean overlain by Carboniferous–Permian periarc rocks: Evidence from the eastern Acatlán Complex, southern Mexico. *Tectonophysics*, 461(1-4).
- Morán-Zenteno, D. J., Caballero-Miranda, C., Silva-Romo, G., Ortega-Guerrero, B., & González-Torres, E. (1993). Jurassic-Cretaceous paleogeographic evolution of northern Mixteca Terrena, southern Mexico. *Geofísica Internacional*, 32(3), 453-473
- Morton A.C. (1985) Heavy Minerals in Provenance Studies. En: Zuffa G.G. (eds) Provenance of Arenites. NATO ASI Series (Series C: Mathematical and Physical Sciences), vol 148. Springer, Dordrecht, p. 249-277.
- Morton, A. C. & Hallsworth, C. R. (1994). Identifying provenance-specific features of detrital heavy mineral assemblages in sandstones. *Sedimentary Geology*, 90, 241–256.
- Morton, A. C., Hallsworth, C. R. & Chalton, B. (2004). Garnet compositions in Scottish and Norwegian basement terrains: a framework for interpretation of North Sea sandstone provenance. *Marine and Petroleum Geology*, 21, 393-410.
- Morton, A. C., Whitham, A. G., & Fanning, C. M. (2005). Provenance of Late Cretaceous to Paleocene submarine fan sandstones in the Norwegian Sea: Integration of heavy mineral, mineral chemical and zircon age data. *Sedimentary Geology*, 182(1-4), 3-28.
- Morton, C. & Hallsworth, C. (2007). Chapter 7: Stability of detrital Heavy minerals during burial diagenesis. En: Mange, M. A. & Wright, D. T., Eds., Heavy minerals in use. Maarssen, Países Bajos: Elsevier Gezondheidszorg, p. 215-245.
- Najman, Y., & Garzanti, E. (2000). Reconstructing early Himalayan tectonic evolution and paleogeography from Tertiary foreland basin sedimentary rocks, northern India. *Geological Society of America Bulletin*, 112, 435-449.
- Nance, R.D., Miller, B.V., Keppie, J.D., Murphy, J.B., & Dostal, J. (2006). The Acatlán Complex, southern Mexico: record of Pangea assembly to breakup. *Geology*, 34, 857–860.
- Ortega-Gutiérrez, F. (1978). Estratigrafía del Complejo Acatlán en la Mixteca Baja, estados de Puebla y Oaxaca. *Rev. Inst. Geol.*, 2, 112-131.
- Ortega-Gutiérrez, F. (1981). Metamorphic belts of southern México and their tectonic significance. *Geofísica Internacional*, 20, 177-202.
- Ortega-Gutiérrez, F. (1993). Tectonostratigraphic analysis and significance of the Paleozoic Acatlán Complex of southern México. En Ortega-Gutiérrez, F., Centeno-García, E., Morán-Zenteno, D. J., Gómez-Caballero, A (eds.), First Circum-Pacific and Circum Atlantic Terrane Conference. Terrane geology of

southern Mexico: Guidebook of field trip B: Guanajuato, Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, 54-60.

- Ortega-Gutiérrez, F., Elías-Herrera, M., Reyes-Salas, M., Macías-Romo, & C., López, R. (1999). Late Ordovician-Early Silurian continental collisional orogeny in southern Mexico and its bearing on Gondwana-Laurentia connections. *Geology*, 27, 719-722.
- Ortega-Gutiérrez, F., Elías-Herrera, M., Morán-Zenteno, D.J., Solari, L., Weber, B., & Luna-González, L. (2018). The pre-Mesozoic metamorphic basement of Mexico, 1.5 billion years of crustal evolution. *Earth-Science Reviews*, 183, 2–37.
- Ortega-Flores, B., Martini, M., Guerrero-Moreno, S., Colás, V., Solari, L., Centeno-García, E., & Grajales-Nishimura, M. (2018). Provenance analysis of Oligocene sandstone from the Cerro Pelón area, southern Gulf of Mexico. *International Geology Review*, 61(8), 915-935.
- Ortega-Obregón, C., Solari, L., Gómez-Tuena, A., Elías-Herrera, M., Ortega-Gutiérrez, F., & Macías-Romo, C. (2014). Permian–Carboniferous arc magmatism in southern Mexico: U–Pb dating, trace element and Hf isotopic evidence on zircons of earliest subduction beneath the western margin of Gondwana. *International Journal of Earth Sciences*, 103(5), 1287-1300.
- Pettijohn, F. J., Potter, P. E., & Siever, R. (2012). *Sand and Sandstone*. New York, Estados Unidos: Springer Publishing, p. 251-269.
- Raisz, E. (1959). *Landforms of Mexico*. Cambridge, Mass., Mapa con texto, escala 1:3'000,000.
- Ramírez-Espinosa, J. (2001). *Tectono-magmatic evolution of the Paleozoic Acatlán Complex in southern Mexico, and its correlation with the Appalachian system (Tesis doctoral)*. University of Arizona, Tucson, United States of America.
- Ramos-Arias, M.A., Keppie, J.D., Lee, J.K.W., & Ortega-Rivera, A., 2012, 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, 779–798.
- Reyes-Salas Adela Margarita (2003). *Mineralogía y petrología de los Granitoides Esperanza del Complejo Acatlán, sur de México (Tesis doctoral)*. Universidad Autónoma del estado de Morelos
- Sánchez-Zavala, J. L. (2008). *Estratigrafía, sedimentología y análisis de procedencia de la Formación Tecamate y su papel en la evolución del Complejo Acatlán, Sur de México (Tesis doctoral)*. Universidad Nacional Autónoma de México, Cd. de México, México.
- Sedlock, R. L., Ortega-Gutiérrez, F., & Speed, C. (1993). Tectonostratigraphic terranes and tectonic evolution of Mexico. *Geological Society of America, Special Paper*, 278, 153.
- Silva-Romo, G. & Mendoza-Rosales, C. C. (2000). La unidad Piedra Hueca secuencia clástica paleozoica (sur de Puebla). *Segunda Reunión Nacional de Ciencias de la Tierra, Resúmenes y Programa*, p. 325. Unión Geofísica Mexicana, Puerto Vallarta, Jalisco.

- Silva-Romo, G., Mendoza-Rosales, C. C., Campos-Madrigal, E., & Centeno-García, E. (2001). Formación La Mora, unidad estratigráfica nueva del Triásico en el Terreno Mixteca (noroeste de Huajuapán de León, Oax., México): Sedimentología y su significado. En Simposio en Honor del Dr. Zoltan de Cserna, 114-115. Instituto de Geología, Universidad Nacional Autónoma de México, México, D. F.
- Sláma, J., Kosler, J., Condon, D. J., Crowley, J. L., Gerdes, A., Hanchar, J. M., Horstwood, M. S. A., Morris, G. A., Nasdala, L., Norberg, N., Schaltegger, U., Schoene, B., Tubrett, M. N., & Whitehouse, M. J. (2008). Plesovice zircón- A new natural reference material for U-Pb and Hf isotopic microanalysis. *Chemical Geology*, 249 (1-2), 1-35.
- Solari, L. A., Dostal, J., Ortega-Gutiérrez, F., y Keppie, & J. D. (2001). The 275 Ma arc-related La Carbonera stock in the northern Oaxacan Complex of southern Mexico: U-P geochronology and geochemistry. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas* 18(2), 149-161.
- Solari, L.A., Keppie, J.D., Ortega-Gutiérrez, F., Cameron, K.L. & López, R. (2004). ~900 Ma peak granulitic metamorphism and amalgamation of Oaxaquia, Mexico: U-Pb zircón geochronological and common Pb isotopic data. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 21, 212-225.
- Solari, L. A., & Tanner, M. (2011). U-Pb age, a fast data reduction script for LA-ICP-MS U-Pb geochronology. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 28, 83-91.
- Solari, L. A., González-León, C. M., Ortega-Obregón, C., Valencia-Moreno, M., & Rascón-Heimpel, M. A. (2018). The Proterozoic of NW Mexico revisited: U-Pb geochronology and Hf isotopes of Sonoran rocks and their implications. *International Journal of Earth Sciences*, 107, 845-861.
- Stacey, J. S., & Kramers, J. D. (1975). Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model. *Earth and Planetary Science Letters*, 26, 207.
- Stipp, M., Stünitz, H., Heilbronner R., & Schmid, S.M. (2002). The eastern Tonale Fault Zone: A `natural laboratory` for crystal plastic deformation of quartz over a temperature range from 250 °C to 700° C. *Journal of Structural Geology*, 24, 1861-1884.
- Talavera-Mendoza, O., Ruiz, J., Geherels, G., Meza-Figueroa, D., Vega-Granillo, R., & Campa, 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, 682-699.
- Tolson, G. (2005). La falla Chacalapa en el sur de Oaxaca. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 57 (1), 111-122.
- Tolson, G. (2007). The Chacalapa fault, southern Oaxaca, México. En S.A. Alaniz Álvarez y Á.F. Nieto-Samaniego, Ed., *Geology of México: Celebrating the Centenary of the Geological Society of México*, Special Paper, tomo 422, págs. 343–357.
- Torres, R., Ruiz, J., Patchett, P. J., & Grajales-Nishimura, J. M. (1999). Permo-Triassic continental arc in Eastern Mexico; tectonic implications for reconstructions of southern North America. En C. Bartolini, J. L. Wilson, y T. F. Lawton, Ed.,

Mesozoic sedimentary and tectonic history of north-central Mexico, Special Paper, tomo 340, 191-196.

- Triebold, S., von Eynatten, H., Luvizotto, G.L., Zack, T., 2007. Deducing source rock lithology from detrital rutile geochemistry: an example from the Erzgebirge, Germany. *Chemical Geology* 244, 421–436.
- Triebold, S., Luvizotto, G., Tolosana-Delgado, R., Zack, T., von Eynatten, H., 2011. Discrimination of TiO₂ polymorphs in sedimentary and metamorphic rocks. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 161, 581–596.
- Triebold, S., von Eynatten, H., & Zack, T. (2012). A recipe for the use of rutile in sedimentary provenance analysis. *Sedimentary Geology*, 282, 268-275.
- Trouw, R. A. J., Passchier, C. W., & Wiersma, D. J. (2010). *Atlas of Mylonites and related microstructures*. New York, Estados Unidos: Springer Publishing, 305.
- Twiss, R.J. & Moores, E.M. (1992). *Structural Geology*. W.H. Freeman and Company, New York, 532.
- Van der Plas, L., & Tobi, A. C. (1965). A chart for judging the reliability of point counting results. *American Journal of science*, 263, 87-90.
- Vega-Granillo, R., Talavera-Mendoza, O., Meza-Figueroa, D., Ruiz, J., Gehrels, G.E., López-Martínez, M., & de la Cruz-Vargas, J.C. (2007). Pressure-temperature-time evolution of Paleozoic high-pressure rocks of the Acatlán Complex (southern Mexico): implications for the evolution of the Iapetus and Rheic Oceans. *Geological Society of America Bulletin*, 119 (9/10), 1249–1264.
- Vermeesch, P. (2012). On the visualisation of detrital age distributions: *Chemical Geology*, 312–313, 190–194.
- Vignola, P., Zucali, M., Rotiroti, N., Marotta, G., Risplendente, A., Pavese, A., Boscardin, M., Mattioli, V., & Bertoldi, G. (2018). The Chrysoberyl- and Phosphate-Bearing Albite Pegmatite of Malga Garbella, Val Di Rabbi, Trento Province, Italy. *The Canadian Mineralogist*, 56(4), 411-424.
- Weltje, G. (2002). Quantitative analysis of detrital modes: statistically rigorous confidence regions in ternary diagrams and their use in sedimentary petrology. *Earth-Science Reviews*, 57(3-4), 211-253.
- Whitney, D. L., & Evans, B. W. (2010). Abbreviations for names of rock-forming minerals. *American Mineralogist*, 95(1), 185-187.
- Yañez, P., Patchett, P.J., Ortega-Gutiérrez, F., & Gehrels, G.E (1991). Isotopic studies of the Acatlán Complex, southern Mexico: Implications for Paleozoic North American Tectonics. *Geological Society of America Bulletin*, 103(6), 817–828.
- Yardley, B.W.D. (1989). *An introduction to metamorphic petrology*: Harlow: Longman, New York, John Wiley, 248 p.
- Zack, T., Kronz, A., Foley, S.F., Rivers, T., 2002. Trace element abundances in rutiles from eclogites and associated mica schists. *Chemical Geology* 184, 97–122.
- Zepeda-Martínez, M., Martini, M., & Solari, L. (2018). A major provenance change in sandstones from the Tezoatlán basin, southern Mexico, controlled by Jurassic, sinistral normal motion along the Salado River fault: Implications for the

reconstruction of Pangea. *Journal of South American Earth Sciences*, 86, 447-460.

Zuffa, G. (1984). Interpreting Provenance Relations from Detrital Modes of Sandstones. En: Zuffa, G.C., Ed., *Provenance of Arenites*, D. Reidel Publishing Company, Dordrecht, The Netherlands, 165-188.

Zuffa G.G. (1985) Optical Analyses of Arenites: Influence of Methodology on Compositional Results. En Zuffa G.G. (eds) *Provenance of Arenites*. NATO ASI Series (Series C: Mathematical and Physical Sciences), vol 148. Springer, Dordrecht.

A1. Petrografía de detrito

	ACA-1	TONA-1	HUE-1	AMA-1	OL-0618-AC	AXU-1	CHI-1	CHI-2	SANDI-1	TLA-2	LUPE-1	MLCO-2	PX-1	PX-3	LUPE-2	LUPE-3	PAT-1	S.DOM-1	MLCO-1	TEP-2	TEP-1	TOT-1	S.DOM-2
Qs	0	0	0	3	14	0	3	98	7	0	9	71	0	26	0	0	3	43	2	21	38	61	7
QRm	46	9	5	10	204	0	23	195	95	0	78	100	175	126	7	6	4	98	0	135	107	46	15
Ks	0	0	0	0	0	0	0	0	55	0	0	30	9	62	0	0	1	0	0	1	5	0	0
KRm	0	0	0	0	0	0	0	0	49	0	0	57	24	49	0	0	0	0	0	17	27	0	0
Ps	0	0	0	0	1	0	0	0	24	0	10	0	4	45	13	20	0	12	3	0	21	207	133
PRm	0	1	0	0	20	0	0	0	18	0	11	0	0	50	16	0	11	0	19	0	109	57	93
Ms	0	0	0	0	0	0	0	0	10	0	76	52	62	29	0	12	0	0	12	42	8	12	0
Bt	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	36	3	0	0	0	0	0	69	61	0	0
Hbl	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	6	7	0	2	0	0	0	97
Tr-Ac	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	49	179	69	11	27	0	0	0	0
And	0	0	0	0	0	0	0	0	3	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	50	0	0	0
Ep	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	4	18	12	0	4	0	0	0	0
Czo	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	2	17	3	0	4	0	0	0	0
Cl	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	18	0	0	0	10	0	4	24	0
Grt	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	2	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Cld	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	4	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Lmf1	0	6	4	0	98	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Lmf2	0	18	22	23	0	139	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Lmf3	58	181	119	252	0	44	161	11	8	0	0	0	0	0	4	0	0	0	0	0	0	0	0
Lmf4	69	46	68	16	0	0	76	0	59	0	87	0	65	6	0	0	0	3	0	0	0	0	0
Lmp1	0	0	9	0	0	3	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Lmp2	0	19	14	4	0	73	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Lmp3	40	34	43	105	0	6	29	12	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Lmp4	148	23	67	11	0	0	61	0	22	0	79	0	13	10	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Lmb2	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	37	0	0	0	0	0
Lmb3	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	2	0	0	0	0	0	0	0
Lmb4	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	212	136	224	9	107	0	0	0	0
Lma3	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	72	0	0	0	0	0
Lma4	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	31	0	55	30	10	0	0	0	0
Lmu	0	0	0	0	0	0	0	0	0	340	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Total	361	337	351	424	337	266	353	316	350	340	350	316	388	406	357	396	389	315	200	335	380	407	345

Tabla 1. Resultados del análisis cuantitativo de detrito.

	ACA-1	TONA-1	HUE-1	AMA-1	OL-0618-AC	AXU-1	CHI-1	CHI-2	SANDI-1	TLA-2	LUPE-1	MILCO-2	PX-1	PX-3	LUPE-2	LUPE-3	PAT-1	S.DOM-1	MILCO-1	TEP-2	TEP-1	TOT-1	S.DOM-2
Q	12.7	2.7	1.4	3.1	64.7	0.0	7.4	92.7	29.1	0.0	24.9	54.1	45.1	37.4	2.0	1.5	1.8	44.8	1.0	46.6	38.2	26.3	6.4
K	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	29.7	0.0	0.0	27.5	8.5	27.3	0.0	0.0	0.3	0.0	0.0	5.4	8.4	0.0	0.0
P	0.0	0.3	0.0	0.0	6.2	0.0	0.0	0.0	12.0	0.0	6.0	0.0	1.0	23.4	8.1	5.1	2.8	3.8	11.0	0.0	34.2	64.9	65.5
Ms	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	2.9	0.0	21.7	16.5	16.0	7.1	0.0	3.0	0.0	0.0	6.0	12.5	2.1	2.9	0.0
Bt	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	9.3	0.7	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	20.6	16.1	0.0	0.0
Hbl	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	1.5	1.8	0.0	1.0	0.0	0.0	0.0	28.1
Tr-Ac	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	13.7	45.2	17.7	3.5	13.5	0.0	0.0	0.0	0.0
And	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.9	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	14.9	0.0	0.0	0.0
Ep	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	1.1	4.5	3.1	0.0	2.0	0.0	0.0	0.0	0.0
Czo	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.6	4.3	0.8	0.0	2.0	0.0	0.0	0.0	0.0
Cl	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	5.0	0.0	0.0	0.0	5.0	0.0	1.1	5.9	0.0
Grt	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.6	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
Cld	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	1.3	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
L	87.3	97.0	98.6	96.9	29.1	100.0	92.6	7.3	25.4	100.0	47.4	0.0	20.1	3.9	69.5	34.8	71.7	47.9	58.5	0.0	0.0	0.0	0.0
Total	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0

Tabla 2. Resultados del análisis cuantitativo de detrito.

	ACA-1	TONA-1	HUE-1	AMA-1	OL-0618-AC	AXU-1	CHI-1	CHI-2	SANDI-1	TLA-2	LUPE-1	MLCO-2	PX-1	PX-3	LUPE-2	LUPE-3	PAT-1	S.DOM-1	MLCO-1	TEP-2	TEP-1	TOT-1	S.DOM-2	
Q	12.7	2.7	1.4	3.1	64.7	0.0	7.4	92.7	30.3	0.0	31.8	66.3	60.3	40.6	2.5	3.7	2.3	46.4	1.4	89.7	47.2	28.8	8.9	
F	0.0	0.3	0.0	0.0	6.2	0.0	0.0	0.0	43.3	0.0	7.7	33.7	12.8	55.1	10.2	12.2	4.0	3.9	15.6	10.3	52.8	71.2	91.1	
L	87.3	97.0	98.6	96.9	29.1	100.0	92.6	7.3	26.4	100.0	60.6	0.0	26.9	4.3	87.3	84.1	93.6	49.7	83.0	0.0	0.0	0.0	0.0	
Q	100.0	90.0	100.0	100.0	91.2		100.0	100.0	41.1		80.6	66.3	82.5	42.5	19.4	23.1	36.8	92.2	8.3	89.7	47.2	28.8	8.9	
K	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0		0.0	0.0	41.9		0.0	33.7	15.6	31.0	0.0	0.0	5.3	0.0	0.0	10.3	10.4	0.0	0.0	
P	0.0	10.0	0.0	0.0	8.8		0.0	0.0	16.9		19.4	0.0	1.9	26.5	80.6	76.9	57.9	7.8	91.7	0.0	42.3	71.2	91.1	
Lmp	59.7	23.2	38.4	29.2	0.0	30.8	27.5	52.2	24.7		47.6		16.7	62.5	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0					
Lmf	40.3	76.8	61.6	70.8	100.0	69.2	72.5	47.8	75.3		52.4		83.3	37.5	1.8	0.0	0.0	6.1	0.0					
Lmb	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0		0.0		0.0	0.0	98.2	100.0	100.0	93.9	100.0					
Lmf	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0		100.0		100.0	100.0	1.6	0.0	0.0	2.0	0.0					
Lmb	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0		0.0		0.0	0.0	85.9	100.0	80.3	30.5	91.5					
Lma	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0		0.0		0.0	0.0	12.5	0.0	19.7	67.5	8.5					
LM1	0.0	1.8	3.8	0.0	100.0	1.5	0.0	0.0	0.0		0.0		0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0					
LM2-3	31.1	77.1	57.2	93.4	0.0	98.5	58.1	100.0	9.0		0.0		0.0	0.0	2.0	1.4	0.0	72.2	0.0					
LM4	68.9	21.1	39.0	6.6	0.0	0.0	41.9	0.0	91.0		100.0		100.0	100.0	98.0	98.6	100.0	27.8	100.0					

Tabla 3. Parámetros recalculados del análisis cuantitativo de detrito.

A2. Petrografía de minerales pesados

	HUE-1	AMA-1	SANDI-1	OL-0618-ACA	AXU-1	CHI-1	ACA-1	TONA-1	TLA-2	LUPE-1	MLCO-2	SN	PX-1	PX-3	LUPE-2	LUPE-3	PAT-1	MLCO-1	S.DOM-1	TEP-1	TEP-2	TOT-1	S.DOM-2
Ap	29			2	13	10	38	66		158	33	8	112	200	3		4	8	27	146	58	155	
Act-Tr															173	331	225	108	120				
Hbl															3	5	2	7	8				200
Ep	16	19	4		2	4		14			18		4		55	82	16	45		2	13		
Czo		8	2								2				43			41					
Zo															11	11	21	70					
Zrn	4	6	0	322	19	143	0	7	1	0	7	13	80	39	0	0	1	0	3	13	186	7	7
Mb	92	260	308		131	101	265	196		212	83		77	29	3		41	13	19		52	7	3
Bt	2		2		8								36	81						228	13		
Chl	1	2	15		146		56	8		27	12		2					6		1	1	32	4
Tur		1		3	9	25	2				3			4	3							1	8
Ttn		1	2		3	8		11			33									17			
Rt	0	0	0	0	3	0	0	0	0	0	0	4	4	0	0	0	0	0	58	0	0	0	0
Grt											67	297			43								
Srp								131															
Opq	174	72	11	4	68	131	78	257	430	3	91		60	24	25		2	37	132	26	120	251	327
T1	318	369	344	331	402	422	439	559	562	400	349	322	375	377	362	429	312	335	384	416	443	453	549
T2	144	297	333	327	334	291	361	302	132	397	258	322	315	353	337	429	310	298	252	390	323	202	222

Tabla 1. Resultados del análisis de minerales pesados en el microscopio petrográfico.

	HUE-1	AMA-1	SANDI-1	OL-0618-ACA	AXU-1	CHI-1	ACA-1	TONA-1	TLA-2	LUPE-1	MILCO-2	SN	PX-1	PX-3	LUPE-2	LUPE-3	PAT-1	MILCO-1	S.DOM-1	TEP-1	TEP-2	TOT-1	S.DOM-2
Ap	20.1	0.0	0.0	0.6	3.9	3.4	10.5	21.9	0.0	39.8	12.8	2.5	35.6	56.7	0.9	0.0	1.3	2.7	10.7	37.4	18.0	76.7	0.0
Act-Tr	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	51.3	77.2	72.6	36.2	47.6	0.0	0.0	0.0	0.0
Hbl	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.9	1.2	0.6	2.3	3.2	0.0	0.0	0.0	90.1
Ep	11.1	6.4	1.2	0.0	0.6	1.4	0.0	4.6	0.0	0.0	7.0	0.0	1.3	0.0	16.3	19.1	5.2	15.1	0.0	0.5	4.0	0.0	0.0
Czo	0.0	2.7	0.6	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.8	0.0	0.0	0.0	12.8	0.0	0.0	13.8	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
Zo	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	3.3	2.6	6.8	23.5	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
Zrn	2.8	2.0	0.0	98.5	5.7	49.1	0.0	2.3	0.8	0.0	2.7	4.0	25.4	11.0	0.0	0.0	0.3	0.0	1.2	3.3	57.6	3.5	3.2
Mb	63.9	87.5	92.5	0.0	39.2	34.7	73.4	64.9	0.0	53.4	32.2	0.0	24.4	8.2	0.9	0.0	13.2	4.4	7.5	0.0	16.1	3.5	1.4
Bt	1.4	0.0	0.6	0.0	2.4	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	11.4	22.9	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	58.5	4.0	0.0	0.0
Chl	0.7	0.7	4.5	0.0	43.7	0.0	15.5	2.6	0.0	6.8	4.7	0.0	0.6	0.0	0.0	0.0	0.0	2.0	0.0	0.3	0.3	15.8	1.8
Tur	0.0	0.3	0.0	0.9	2.7	8.6	0.6	0.0	0.0	0.0	1.2	0.0	0.0	1.1	0.9	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.5	3.6
Ttn	0.0	0.3	0.6	0.0	0.9	2.7	0.0	3.6	0.0	0.0	12.8	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	6.7	0.0	0.0	0.0	0.0
Rt	0.0	0.0	0.0	0.0	0.9	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	1.2	1.3	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	23.0	0.0	0.0	0.0	0.0
Grt	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	26.0	92.2	0.0	0.0	12.8	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
Srp	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	99.2	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
Total	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0

Tabla 2. Parámetros recalculados en porcentaje del análisis de minerales pesados.

A3. Química mineral

GRANATE

Wt%	LUPE2 -24	LUPE2 -25	LUPE2 -26	LUPE2 -27	LUPE2 -29	LUPE2 -30	LUPE2 -31	SN	SN	SN	SN	SN	SN
SiO ₂	37.10	37.05	37.55	37.41	37.34	37.17	36.91	36.9	37.01	37.63	37.38	37.22	37.34
TiO ₂	0.17	0.19	0.08	0.19	0.09	0.16	0.15	0.07	0.05	0.13	0.08	0.06	0.05
Al ₂ O ₃	20.97	20.84	21.45	20.76	21.04	20.71	20.98	19.7	19.88	19.41	20.03	19.75	19.89
Cr ₂ O ₃	0.08	0.03	0.06	0.00	0.07	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00
FeO	26.37	27.37	27.47	25.85	27.85	26.63	26.03	26.2	27.91	21.17	29.92	30.84	32.15
MnO	3.12	3.13	2.36	3.59	1.18	2.71	4.00	10.0	8.49	15.16	6.67	6.33	5.56
MgO	1.73	1.91	1.95	1.77	2.37	1.95	1.74	0.48	0.53	0.32	0.64	0.64	0.73
CaO	9.24	8.32	8.98	9.29	8.95	9.06	8.53	6.78	6.47	7.06	6.47	5.94	5.54
Total	98.78	98.84	99.91	98.86	98.90	98.39	98.35	100.	100.3	100.8	101.1	100.7	101.2
								40	4	8	8	8	5
								Normalización de acuerdo con 12 oxígenos y 8 cationes					
Si	2.99	2.99	2.99	3.01	3.00	3.01	2.99	2.99	3.00	3.04	3.00	3.01	3.00
Ti	0.01	0.01	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00
Al	1.99	1.98	2.01	1.97	1.99	1.97	2.01	1.89	1.90	1.85	1.90	1.88	1.89
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe ²⁺	1.78	1.84	1.83	1.74	1.87	1.80	1.77	1.66	1.79	1.36	1.92	0.10	2.06
Mn	0.21	0.21	0.16	0.25	0.08	0.19	0.27	0.69	0.58	1.04	0.45	1.99	0.38
Mg	0.21	0.23	0.23	0.21	0.28	0.24	0.21	0.06	0.06	0.04	0.08	0.43	0.09
Ca	0.80	0.72	0.77	0.80	0.77	0.79	0.74	0.59	0.56	0.61	0.56	0.08	0.48
X Fe ₂	1.78	1.84	1.83	1.74	1.87	1.80	1.77	1.66	1.79	1.36	1.92	1.99	2.06
Mn	0.21	0.21	0.16	0.25	0.08	0.19	0.27	0.69	0.58	1.04	0.45	0.43	0.38
Mg	0.21	0.23	0.23	0.21	0.28	0.24	0.21	0.06	0.06	0.04	0.08	0.08	0.09
Ca	0.80	0.72	0.77	0.80	0.77	0.79	0.74	0.59	0.56	0.61	0.56	0.51	0.48
TotX	3.00	3.00	2.99	3.00	3.00	3.01	2.99	3.00	3.00	3.04	3.01	3.01	3.01
Y Ti	0.01	0.01	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00
Al	1.99	1.98	2.01	1.97	1.99	1.97	2.01	1.89	1.90	1.85	1.90	1.88	1.89
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
TotY	2.01	2.00	2.02	1.98	2.00	1.98	2.02	1.89	1.90	1.85	1.90	1.88	1.89
Z Si	2.99	2.99	2.99	3.01	3.00	3.01	2.99	2.99	3.00	3.04	3.00	3.01	3.00
% Almandi no	59.32	61.25	61.26	58.03	62.24	59.90	59.01	55.3	59.74	44.68	63.86	65.95	68.63
Piroppo	6.94	7.66	7.75	7.08	9.44	7.82	7.03	1.93	2.13	1.25	2.53	2.58	2.89
Grosular ia	26.63	23.97	25.66	26.72	25.63	26.11	24.77	19.6	18.71	20.04	18.50	17.08	15.89
Espersat ina	7.11	7.13	5.33	8.16	2.68	6.17	9.18	23.0	19.42	34.03	15.10	14.40	12.59
Total	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0
	0	0	0	0	0	0	0	00	0	0	0	0	0

Tabla 1. Resultados del análisis en microsonda electrónica del granate.

TURMALINA

wt%	PX3-107	PX3-113	PX3-119	PX3-121	PX3-122	ACA1-123	ACA1-124	ACA1-125	ACA1-126	ACA1-127	ACA1-128	ACA1-129	ACA1-130	ACA1-131	ACA1-132	
SiO2	36.02	36.17	36.03	35.98	36.31	36.67	36.48	36.42	34.50	36.18	36.15	36.84	36.66	35.10	36.35	
Al2O3	34.18	33.08	32.65	33.69	33.27	32.57	35.01	32.69	29.41	32.37	31.62	34.52	32.44	31.95	31.16	
TiO2	0.83	0.96	1.02	0.80	0.81	0.43	0.48	0.29	0.69	0.45	0.51	0.69	0.34	1.21	1.11	
FeO	7.08	6.50	6.82	7.25	7.07	10.81	0.51	10.26	19.29	10.51	8.48	5.85	10.28	10.95	10.20	
MnO	0.00	0.06	0.05	0.01	0.00	0.00	0.00	0.04	0.12	0.04	0.03	0.03	0.05	0.08	0.07	
MgO	6.62	6.49	6.91	6.45	6.41	4.80	10.13	4.50	1.33	4.71	6.72	6.62	4.39	4.44	5.13	
CaO	0.97	0.94	1.01	0.87	0.93	0.10	1.74	0.03	0.35	0.09	0.91	0.57	0.01	1.39	0.19	
Na2O	1.96	1.88	2.03	1.97	1.82	2.06	1.41	2.01	2.61	2.04	1.76	2.00	1.99	1.70	2.32	
K2O	0.04	0.04	0.05	0.04	0.05	0.01	0.08	0.01	0.06	0.01	0.01	0.05	0.00	0.06	0.03	
Total	87.70	86.13	86.56	87.07	86.66	87.45	85.84	86.25	88.36	86.40	86.19	87.17	86.16	86.88	86.55	
Normalización de acuerdo con 24.5 oxígenos (omitiendo los lugares V, W y B de la estructura cristalina)																
Si	5.79	5.90	5.87	5.83	5.90	5.99	5.79	6.01	5.90	5.98	5.95	5.89	6.06	5.83	6.01	
Al	6.47	6.36	6.27	6.43	6.37	6.27	6.55	6.36	5.93	6.31	6.14	6.51	6.32	6.25	6.07	
Ti	0.10	0.12	0.12	0.10	0.10	0.05	0.06	0.04	0.09	0.06	0.06	0.08	0.04	0.15	0.14	
Fe2+	0.95	0.89	0.93	0.98	0.96	1.48	0.07	1.42	2.76	1.45	1.17	0.78	1.42	1.52	1.41	
Mn	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.02	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01	
Mg	1.59	1.58	1.68	1.56	1.55	1.17	2.40	1.11	0.34	1.16	1.65	1.58	1.08	1.10	1.26	
Ca	0.17	0.16	0.18	0.15	0.16	0.02	0.30	0.00	0.06	0.02	0.16	0.10	0.00	0.25	0.03	
Na	0.61	0.59	0.64	0.62	0.57	0.65	0.43	0.64	0.87	0.65	0.56	0.62	0.64	0.55	0.74	
K	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.02	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.01	
T	Si	5.79	5.90	5.87	5.83	5.90	5.99	5.79	6.01	5.90	5.98	5.95	5.89	6.06	5.83	6.01
	AlT	0.21	0.10	0.13	0.17	0.10	0.01	0.21	0.00	0.10	0.02	0.05	0.11	0.00	0.17	0.00
	Tot Y	6.00	6.00	6.00	6.00	6.00	6.00	6.00	5.83	6.00	6.00	6.00	6.00	6.00	6.00	6.00
Z	AlZ	6.00	6.00	6.00	6.00	6.00	6.00	6.00	6.00	5.83	6.00	6.00	6.00	6.00	6.00	6.00
	Tot Z	6.00	6.00	6.00	6.00	6.00	6.00	6.00	6.00	5.83	6.00	6.00	6.00	6.00	6.00	6.00
Y	AlY	0.26	0.25	0.14	0.26	0.26	0.27	0.34	0.36	0.00	0.29	0.09	0.40	0.32	0.08	0.07

	Ti	0.10	0.12	0.12	0.10	0.10	0.05	0.06	0.04	0.09	0.06	0.06	0.08	0.04	0.15	0.14
	Fe	0.95	0.89	0.93	0.98	0.96	1.48	0.07	1.42	2.76	1.45	1.17	0.78	1.42	1.52	1.41
	Mn	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.02	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01
	Mg	1.59	1.58	1.68	1.56	1.55	1.17	2.40	1.11	0.34	1.16	1.65	1.58	1.08	1.10	1.26
	Tot Y	2.90	2.84	2.87	2.90	2.87	2.97	2.86	2.93	3.21	2.96	2.97	2.85	2.87	2.86	2.90
X	Ca	0.17	0.16	0.18	0.15	0.16	0.02	0.30	0.00	0.06	0.02	0.16	0.10	0.00	0.25	0.03
	Na	0.61	0.59	0.64	0.62	0.57	0.65	0.43	0.64	0.87	0.65	0.56	0.62	0.64	0.55	0.74
	K	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.02	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.01
	Tot X	0.79	0.77	0.83	0.78	0.74	0.67	0.75	0.65	0.94	0.67	0.72	0.73	0.64	0.81	0.78
	Sum T, Z, Y, X	15.68	15.61	15.70	15.67	15.61	15.64	15.60	15.59	15.98	15.64	15.70	15.58	15.56	15.67	15.69
%	Ca	6.19	6.26	6.32	5.63	6.03	0.64	10.72	0.19	2.02	0.63	5.38	3.95	0.04	8.62	1.22
	Fe	35.17	33.72	33.38	36.49	35.92	55.46	2.46	56.01	87.25	55.23	39.22	31.83	56.75	53.04	52.08
	Mg	58.64	60.02	60.30	57.88	58.06	43.90	86.82	43.80	10.73	44.13	55.41	64.22	43.21	38.34	46.70

Tabla 2. Resultados del análisis en microsonda electrónica de la turmalina.

RUTILO

Wt%	SDOM1-6	SDOM1-7	SDOM1-8	SDOM1-9	SDOM1-10	SDOM1-11	SDOM1-12	SDOM1-13	SDOM1-15
Na2O	0.01	0.05	0.05	0.01	0.06	0.02	0.05	0.06	0.05
Ar	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Nb2O5	0.00	0.08	0.14	0.04	0.13	0.12	0.24	0.08	0.00
MnO	0.00	0.00	0.00	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
K2O	0.01	0.01	0.01	0.00	0.02	0.01	0.02	0.02	0.00
MgO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00
SiO2	0.06	0.02	0.07	0.06	0.01	0.03	0.05	0.03	0.00
TiO2	98.42	97.73	98.46	95.36	97.87	96.77	98.49	98.04	98.22
FeO	0.22	0.23	0.49	0.95	0.26	0.41	0.23	0.27	0.25
CaO	0.07	0.04	0.04	0.04	0.03	0.02	0.07	0.04	0.02
Al2O3	0.00	0.00	0.02	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Cr2O3	0.23	0.20	0.16	0.15	0.52	0.76	0.08	0.09	0.13
Total	99.02	98.36	99.44	96.66	98.90	98.14	99.23	98.62	98.68
Nb [ppm]	0.00	542.44	980.72	303.37	884.96	816.45	1669.26	542.44	25.16
Cr [ppm]	1576.38	1369.07	1098.13	1040.66	3589.28	5183.46	567.88	590.46	858.66
X	-10381.92	-6633.17	-3087.04	-6186.43	-16021.63	-24335.01	3006.87	-2740.11	-6667.50
x =5* (Nb [ppm]-500) -Cr [ppm]									

Tabla 3. Resultados del análisis en microsonda electrónica del rutilo.

ANFÍBOL

wt%	SDOM 1-1	S.DOM1-2	SDOM1-3	SDOM1-4	SDOM1-5	SDOM1-14	SDOM1-16	SDOM2-17	SDOM2-18	SDOM2-19	SDOM2-20	SDOM2-21	LUPE2-22	LUPE2-23	LUPE2-28	LUPE2-32	LUPE2-33	LUPE2-34
SiO2	52.86	54.60	54.59	54.64	53.36	53.86	54.07	46.68	47.03	47.47	46.91	47.41	48.75	53.07	45.99	50.55	47.35	47.35
TiO2	0.10	0.05	0.07	0.06	0.07	0.10	0.05	1.29	1.20	1.49	1.37	1.25	0.10	0.00	0.26	0.03	0.13	0.21
Al2O3	3.84	1.50	1.61	1.91	2.79	2.04	1.76	7.66	7.04	7.21	7.02	7.10	6.20	0.93	9.39	3.70	8.29	8.05
Cr2O3	0.19	0	0.14	0.13	0.23	0.03	0.12	0.05	0.00	0.00	0.03	0.06	0.07	0.00	0.00	0.07	0.00	0.00
MnO	0.24	0.14	0.18	0.19	0.22	0.28	0.15	0.39	0.38	0.39	0.44	0.32	0.16	0.26	0.14	0.31	0.28	0.12
FeO	9.56	8.97	8.89	9.18	8.93	9.65	9.22	14.82	14.35	13.83	14.37	14.25	14.25	13.58	15.36	13.91	15.84	14.71
MgO	16.82	18.01	18.13	17.75	17.37	17.55	17.89	13.17	13.64	13.62	13.74	13.19	12.67	14.77	10.92	13.74	11.01	11.65
CaO	11.63	11.86	11.87	11.81	11.76	11.65	11.68	10.84	10.75	11.05	10.60	11.00	10.48	12.00	9.60	11.06	9.95	9.98
Na2O	0.63	0.28	0.24	0.37	0.43	0.32	0.40	0.96	1.07	0.82	0.96	0.90	1.60	0.27	2.31	0.91	2.12	2.05
K2O	0.06	0.03	0.04	0.04	0.07	0.03	0.04	0.37	0.31	0.33	0.33	0.36	0.12	0.03	0.24	0.11	0.21	0.20
Total	95.93	95.43	95.76	96.08	95.23	95.52	95.38	96.23	95.76	96.21	95.77	95.83	94.40	94.91	94.22	94.40	95.18	94.32

Normalización de acuerdo con 22 oxígenos y 15-16 cationes

Final wt% values

MnO	0.24	0.14	0.18	0.19	0.22	0.28	0.15	0.39	0.38	0.39	0.44	0.32	0.16	0.26	0.14	0.31	0.28	0.12
Mn2O3	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
FeO	8.29	8.66	8.58	8.81	8.19	8.96	8.42	10.61	10.03	10.72	10.15	11.22	12.28	12.90	12.83	11.99	13.67	12.70
Fe2O3	1.41	0.35	0.35	0.41	0.82	0.77	0.89	4.68	4.80	3.46	4.70	3.37	2.19	0.76	2.82	2.13	2.41	2.24
H2O+	2.12	2.13	2.13	2.13	2.13	2.12	2.13	2.06	2.06	2.07	2.06	2.06	2.07	2.08	2.05	2.07	2.05	2.06
Total	98.20	97.59	97.92	98.25	97.44	97.71	97.60	98.76	98.30	98.63	98.30	98.23	96.69	97.07	96.55	96.69	97.47	96.60

Grupo	OH,F,Cl	OH,F,Cl	OH,F,Cl	OH,F,Cl	OH,F,Cl	OH,F,Cl	OH,F,Cl	OH,F,Cl	OH,F,Cl	OH,F,Cl	OH,F,Cl	OH,F,Cl	OH,F,Cl	OH,F,Cl	OH,F,Cl	OH,F,Cl	OH,F,Cl	OH,F,Cl
Subgrupo	Ca	Ca	Ca	Ca	Ca	Ca	Ca	Ca	Ca	Ca	Ca	Ca	Ca	Ca	Ca	Ca	Ca	Ca
Especie	actino lite	actinolite	actinolite	actinolite	actinolite	actinolite	actinolite	magnesi o-ferri- hornble nde	magnesi o-ferri- hornble nde	magnesi o-ferri- hornble nde	magnesi o-ferri- hornble nde	magnesi o-ferri- hornble nde	magnesi o- hornble nde	actinolite	magnesi o- hornble nde	actinolite	magnesi o- hornble nde	magnesi o- hornble nde

T (8 apfu)																		
Si	7.61	7.87	7.85	7.84	7.72	7.79	7.81	6.89	6.96	6.99	6.94	7.02	7.31	7.89	6.96	7.56	7.11	7.13
Al	0.39	0.13	0.15	0.17	0.28	0.21	0.19	1.11	1.04	1.01	1.06	0.98	0.69	0.12	1.04	0.44	0.89	0.87
Tot T	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00
C (5 apfu)																		
Ti	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.14	0.13	0.17	0.15	0.14	0.01	0.00	0.03	0.00	0.02	0.02
Al	0.26	0.13	0.12	0.16	0.20	0.13	0.11	0.22	0.18	0.24	0.16	0.26	0.41	0.05	0.64	0.21	0.58	0.56
Cr	0.02	0.00	0.02	0.02	0.03	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00
Fe3+	0.15	0.04	0.04	0.04	0.09	0.08	0.10	0.52	0.53	0.38	0.52	0.38	0.25	0.09	0.32	0.24	0.27	0.25
Fe2+	0.95	0.96	0.94	0.98	0.93	0.99	0.92	1.21	1.14	1.23	1.13	1.31	1.49	1.60	1.55	1.47	1.67	1.54
Mg	3.61	3.87	3.89	3.79	3.75	3.78	3.85	2.90	3.01	2.99	3.03	2.91	2.83	3.27	2.46	3.06	2.46	2.62
Tot C	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00
B (2 apfu)																		
Mn2+	0.03	0.02	0.02	0.02	0.03	0.03	0.02	0.05	0.05	0.05	0.06	0.04	0.02	0.03	0.02	0.04	0.04	0.02
Fe2+	0.05	0.09	0.10	0.08	0.06	0.10	0.09	0.10	0.10	0.09	0.13	0.08	0.05	0.01	0.07	0.03	0.04	0.06
Ca	1.79	1.83	1.83	1.81	1.82	1.81	1.81	1.72	1.70	1.74	1.68	1.75	1.69	1.91	1.56	1.77	1.60	1.61
Na	0.13	0.07	0.05	0.09	0.09	0.06	0.08	0.14	0.15	0.12	0.14	0.13	0.25	0.05	0.35	0.16	0.32	0.32
Tot B	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00
A (de 0-1 apfu)																		
Na	0.05	0.01	0.01	0.02	0.03	0.03	0.03	0.14	0.15	0.12	0.14	0.13	0.22	0.03	0.33	0.11	0.30	0.28
K	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.07	0.06	0.06	0.06	0.07	0.02	0.01	0.05	0.02	0.04	0.04
Tot A	0.06	0.02	0.02	0.02	0.04	0.03	0.04	0.21	0.21	0.18	0.20	0.19	0.24	0.03	0.37	0.13	0.34	0.32
O	22.00	22.00	22.00	22.00	22.00	22.00	22.00	22.00	22.00	22.00	22.00	22.00	22.00	22.00	22.00	22.00	22.00	22.00
W (2 apfu)																		
OH	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00
Tot W	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00
Sum T, C,B,A	15.06	15.02	15.02	15.02	15.04	15.03	15.04	15.21	15.21	15.18	15.20	15.20	15.24	15.03	15.37	15.13	15.34	15.32

Tabla 4. Resultados del análisis en microsonda electrónica del anfíbol.

A4. Geocronología U-Pb

Resultados de geocronología U-Pb de la muestra AMA-1

	U (ppm)	Th (ppm)	Th/U	CORRECTED RATIOS2									CORRECTED AGES (Ma)						Best age (Ma)	±2s	Disc %
				²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	±2s abs	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	±2s abs	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	±2s abs	²⁰⁸ Pb/ ²³² Th	±2s abs	Rho	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	±2s	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	±2s	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	±2s			
AMA-1_Zrn_01	58.1	19.4	0.33	0.0784	0.0065	1.6900	0.1600	0.1597	0.0063	0.0538	0.0085	0.48	954.0	35.0	1015.0	56.0	1130.0	180.0	954.0	35.0	6.0
AMA-1_Zrn_02	205	93.5	0.46	0.0662	0.0042	1.4020	0.1100	0.1523	0.0046	0.0433	0.0054	0.70	914.0	26.0	886.0	45.0	788.0	140.0	914.0	26.0	-3.2
AMA-1_Zrn_03	84.3	40.1	0.48	0.0795	0.0063	2.1200	0.1900	0.1943	0.0065	0.0546	0.0074	0.75	1144.0	35.0	1151.0	61.0	1140.0	160.0	1144.0	35.0	0.6
AMA-1_Zrn_04	99.5	59.3	0.60	0.0608	0.0075	0.6350	0.0790	0.0747	0.0028	0.0230	0.0034	0.52	464.0	17.0	495.0	49.0	580.0	250.0	464.0	17.0	6.3
AMA-1_Zrn_05	121.6	73.5	0.60	0.0657	0.0071	0.6850	0.0810	0.0764	0.0028	0.0258	0.0035	0.65	474.0	16.0	520.0	49.0	760.0	230.0	474.0	16.0	8.8
AMA-1_Zrn_06	69	28.2	0.41	0.0921	0.0073	1.7500	0.1600	0.1387	0.0051	0.0613	0.0088	0.66	837.0	29.0	1042.0	64.0	1450.0	170.0	837.0	29.0	19.7
AMA-1_Zrn_07	117.8	69.9	0.59	0.0556	0.0061	0.5830	0.0680	0.0758	0.0028	0.0242	0.0033	0.55	471.0	17.0	464.0	45.0	340.0	230.0	471.0	17.0	-1.5
AMA-1_Zrn_08	224	87.8	0.39	0.0737	0.0045	1.9090	0.1400	0.1848	0.0052	0.0598	0.0074	0.79	1093.0	28.0	1081.0	47.0	1023.0	120.0	1093.0	28.0	-1.1
AMA-1_Zrn_09	184	180	0.98	0.0546	0.0048	0.6020	0.0610	0.0765	0.0026	0.0222	0.0028	0.72	475.0	16.0	473.0	38.0	380.0	200.0	475.0	16.0	-0.4
AMA-1_Zrn_10	204.8	86.9	0.42	0.0758	0.0046	2.0620	0.1500	0.1993	0.0056	0.0559	0.0070	0.80	1171.0	30.0	1137.0	49.0	1070.0	130.0	1171.0	30.0	-3.0
AMA-1_Zrn_11	98	51.5	0.53	0.0580	0.0068	0.5800	0.0760	0.0751	0.0029	0.0223	0.0035	0.61	467.0	17.0	461.0	47.0	420.0	240.0	467.0	17.0	-1.3
AMA-1_Zrn_12	30.3	17.7	0.58	0.0851	0.0096	2.1000	0.2700	0.1681	0.0072	0.0671	0.0110	0.23	1001.0	40.0	1153.0	86.0	1330.0	210.0	1001.0	40.0	13.2
AMA-1_Zrn_14	116	44.2	0.38	0.0720	0.0055	1.5130	0.1300	0.1503	0.0049	0.0469	0.0067	0.47	902.0	27.0	928.0	52.0	990.0	160.0	902.0	27.0	2.8
AMA-1_Zrn_15	314	104.8	0.33	0.0767	0.0042	2.1740	0.1500	0.2049	0.0061	0.0586	0.0074	0.77	1201.0	33.0	1171.0	46.0	1120.0	110.0	1201.0	33.0	-2.6
AMA-1_Zrn_16	495	259.2	0.52	0.0772	0.0042	2.1720	0.1500	0.2028	0.0056	0.0580	0.0071	0.85	1190.0	30.0	1164.0	39.0	1118.0	110.0	1190.0	30.0	-2.2
AMA-1_Zrn_17	231	105.2	0.46	0.0788	0.0047	2.2500	0.1600	0.2082	0.0061	0.0561	0.0070	0.76	1219.0	33.0	1193.0	50.0	1148.0	120.0	1219.0	33.0	-2.2
AMA-1_Zrn_18	113.6	72.2	0.64	0.0654	0.0065	0.7030	0.0750	0.0760	0.0028	0.0275	0.0038	0.74	472.0	17.0	533.0	44.0	730.0	220.0	472.0	17.0	11.4
AMA-1_Zrn_19	265	72.2	0.27	0.0897	0.0052	2.7020	0.1900	0.2126	0.0064	0.0898	0.0110	0.71	1242.0	34.0	1325.0	52.0	1425.0	110.0	1242.0	34.0	6.3

AMA-1_Zrn_20	150	77.3	0.52	0.0632	0.0055	0.7960	0.0870	0.0850	0.0053	0.0283	0.0041	0.40	525.0	31.0	592.0	50.0	710.0	180.0	525.0	31.0	11.3
AMA-1_Zrn_21	51.7	29.5	0.57	0.1025	0.0092	2.0800	0.2000	0.1492	0.0058	0.0619	0.0084	0.39	896.0	32.0	1136.0	67.0	1580.0	180.0	896.0	32.0	21.1
AMA-1_Zrn_22	259.6	105	0.40	0.0853	0.0050	2.8380	0.2000	0.2398	0.0075	0.0712	0.0091	0.37	1385.0	39.0	1362.0	52.0	1319.0	110.0	1385.0	39.0	-1.7
AMA-1_Zrn_23	42.8	14.6	0.34	0.1090	0.0110	1.9400	0.1900	0.1281	0.0054	0.0802	0.0130	0.27	777.0	31.0	1096.0	67.0	1720.0	200.0	777.0	31.0	29.1
AMA-1_Zrn_24	269	149	0.55	0.0799	0.0046	2.0770	0.1400	0.1895	0.0058	0.0569	0.0070	0.81	1118.0	31.0	1139.0	47.0	1192.0	110.0	1118.0	31.0	1.8
AMA-1_Zrn_25	268	123.5	0.46	0.0599	0.0050	0.5940	0.0570	0.0733	0.0023	0.0223	0.0030	0.74	455.8	14.0	474.0	35.0	550.0	170.0	455.8	14.0	3.8
AMA-1_Zrn_26	194	128.9	0.66	0.0695	0.0058	0.7130	0.0660	0.0763	0.0023	0.0236	0.0030	0.76	473.7	14.0	542.0	39.0	860.0	180.0	473.7	14.0	12.6
AMA-1_Zrn_27	469.5	205	0.44	0.0568	0.0036	0.5670	0.0430	0.0724	0.0021	0.0212	0.0028	0.73	450.8	13.0	455.0	28.0	457.0	140.0	450.8	13.0	0.9
AMA-1_Zrn_28	303	182	0.60	0.0589	0.0047	0.6470	0.0580	0.0794	0.0025	0.0261	0.0033	0.52	492.3	15.0	502.0	35.0	520.0	170.0	492.3	15.0	1.9
AMA-1_Zrn_29	137	53	0.39	0.0669	0.0046	1.3830	0.1100	0.1489	0.0045	0.0443	0.0061	0.69	895.0	25.0	877.0	46.0	830.0	140.0	895.0	25.0	-2.1
AMA-1_Zrn_30	212	221	1.04	0.0600	0.0053	0.6070	0.0600	0.0729	0.0022	0.0205	0.0027	0.68	453.5	13.0	476.0	38.0	570.0	200.0	453.5	13.0	4.7
AMA-1_Zrn_31	463	87.3	0.19	0.0770	0.0041	2.0640	0.1400	0.1944	0.0053	0.0573	0.0073	0.82	1145.0	29.0	1131.0	42.0	1120.0	110.0	1145.0	29.0	-1.2
AMA-1_Zrn_32	158.8	91.6	0.58	0.0820	0.0081	0.8670	0.1000	0.0745	0.0026	0.0301	0.0044	0.60	463.0	16.0	621.0	55.0	1160.0	210.0	463.0	16.0	25.4
AMA-1_Zrn_33	268	112	0.42	0.0625	0.0057	0.6630	0.0690	0.0763	0.0023	0.0266	0.0036	0.73	473.7	14.0	515.0	41.0	620.0	210.0	473.7	14.0	8.0
AMA-1_Zrn_34	226	16.5	0.07	0.0687	0.0046	0.8130	0.0660	0.0839	0.0027	0.0723	0.0100	0.62	519.2	16.0	601.0	36.0	887.0	140.0	519.2	16.0	13.6
AMA-1_Zrn_35	875	124	0.14	0.0757	0.0041	1.5930	0.1300	0.1515	0.0075	0.0553	0.0068	0.74	908.0	42.0	960.0	51.0	1093.0	110.0	908.0	42.0	5.4
AMA-1_Zrn_36	72.4	17	0.23	0.0789	0.0063	1.8700	0.1600	0.1759	0.0061	0.0697	0.0100	0.65	1044.0	33.0	1075.0	62.0	1110.0	160.0	1044.0	33.0	2.9
AMA-1_Zrn_37	270	130.5	0.48	0.0621	0.0048	0.6810	0.0630	0.0791	0.0026	0.0256	0.0034	0.76	492.3	15.0	522.0	38.0	630.0	170.0	492.3	15.0	5.7
AMA-1_Zrn_38	116.8	41.9	0.36	0.0793	0.0050	2.2500	0.1900	0.2086	0.0065	0.0717	0.0094	0.81	1221.0	35.0	1205.0	53.0	1172.0	140.0	1221.0	35.0	-1.3
AMA-1_Zrn_39	266	91.9	0.35	0.0728	0.0041	1.7440	0.1200	0.1712	0.0051	0.0493	0.0063	0.74	1018.0	28.0	1023.0	45.0	1007.0	110.0	1018.0	28.0	0.5
AMA-1_Zrn_40	228	104.8	0.46	0.0632	0.0047	0.6950	0.0570	0.0801	0.0024	0.0237	0.0031	0.57	496.4	14.0	533.0	34.0	680.0	160.0	496.4	14.0	6.9
AMA-1_Zrn_41	116	41.5	0.36	0.0714	0.0052	1.6870	0.1400	0.1688	0.0058	0.0549	0.0076	0.61	1005.0	32.0	996.0	52.0	970.0	150.0	1005.0	32.0	-0.9
AMA-1_Zrn_42	151	41.4	0.27	0.0715	0.0065	0.8700	0.0860	0.0871	0.0031	0.0383	0.0055	0.45	538.0	19.0	628.0	47.0	1000.0	190.0	538.0	19.0	14.3
AMA-1_Zrn_43	122	62.5	0.51	0.0746	0.0057	1.5610	0.1400	0.1479	0.0048	0.0509	0.0065	0.60	889.0	27.0	953.0	50.0	1070.0	140.0	889.0	27.0	6.7
AMA-1_Zrn_44	278	74	0.27	0.0698	0.0051	1.5880	0.1300	0.1574	0.0050	0.0542	0.0074	0.57	945.0	28.0	965.0	49.0	966.0	130.0	945.0	28.0	2.1
AMA-1_Zrn_45	173	71.3	0.41	0.0775	0.0046	2.1360	0.1500	0.1963	0.0057	0.0595	0.0075	0.77	1155.0	31.0	1157.0	49.0	1130.0	120.0	1155.0	31.0	0.2
AMA-1_Zrn_46	141.5	29.1	0.21	0.0872	0.0056	2.5600	0.2000	0.2132	0.0064	0.0822	0.0120	0.80	1246.0	34.0	1281.0	56.0	1350.0	120.0	1246.0	34.0	2.7
AMA-1_Zrn_47	131.6	82.4	0.63	0.0690	0.0082	0.7700	0.0970	0.0781	0.0030	0.0254	0.0036	0.44	485.0	18.0	582.0	51.0	880.0	230.0	485.0	18.0	16.7

AMA-1_Zrn_48	379	94	0.25	0.0780	0.0045	2.0590	0.1400	0.1892	0.0053	0.0549	0.0070	0.84	1117.0	29.0	1133.0	47.0	1141.0	110.0	1117.0	29.0	1.4
AMA-1_Zrn_49	197.8	52.5	0.27	0.0779	0.0049	2.1210	0.1600	0.1963	0.0059	0.0656	0.0084	0.80	1155.0	32.0	1150.0	52.0	1157.0	130.0	1155.0	32.0	-0.4
AMA-1_Zrn_50	278	95.9	0.34	0.0769	0.0042	2.0690	0.1400	0.1937	0.0055	0.0608	0.0075	0.75	1141.0	30.0	1140.0	43.0	1108.0	110.0	1141.0	30.0	-0.1
AMA-1_Zrn_51	131.4	71.8	0.55	0.0711	0.0076	0.7450	0.0840	0.0765	0.0030	0.0252	0.0035	0.65	475.0	18.0	555.0	49.0	820.0	230.0	475.0	18.0	14.4
AMA-1_Zrn_52	459	163	0.36	0.0754	0.0040	1.9640	0.1300	0.1869	0.0051	0.0533	0.0066	0.86	1105.0	28.0	1102.0	43.0	1073.0	110.0	1105.0	28.0	-0.3
AMA-1_Zrn_53	84	36.1	0.43	0.0864	0.0063	1.8900	0.1600	0.1539	0.0056	0.0522	0.0071	0.18	922.0	31.0	1068.0	56.0	1320.0	150.0	922.0	31.0	13.7
AMA-1_Zrn_54	258	127	0.49	0.0734	0.0044	1.8710	0.1300	0.1848	0.0052	0.0542	0.0068	0.86	1093.0	29.0	1067.0	48.0	1025.0	120.0	1093.0	29.0	-2.4
AMA-1_Zrn_55	278	114	0.41	0.0559	0.0046	0.6010	0.0520	0.0766	0.0024	0.0231	0.0030	0.62	475.8	14.0	479.0	32.0	460.0	180.0	475.8	14.0	0.7
AMA-1_Zrn_56	75.9	22	0.29	0.0737	0.0064	1.9100	0.1800	0.1863	0.0066	0.0613	0.0086	0.18	1101.0	36.0	1079.0	65.0	1020.0	180.0	1101.0	36.0	-2.0
AMA-1_Zrn_57	793	257	0.32	0.0683	0.0037	1.4610	0.0940	0.1548	0.0042	0.0436	0.0054	0.83	927.7	23.0	914.0	39.0	883.0	110.0	927.7	23.0	-1.5
AMA-1_Zrn_58	171	113.3	0.66	0.0581	0.0050	0.5900	0.0560	0.0731	0.0025	0.0223	0.0029	0.60	454.9	15.0	471.0	34.0	530.0	190.0	454.9	15.0	3.4
AMA-1_Zrn_59	169	71.4	0.42	0.0912	0.0052	3.1200	0.2200	0.2493	0.0078	0.0705	0.0089	0.80	1434.0	40.0	1445.0	47.0	1440.0	110.0	1440.0	110.0	0.8
AMA-1_Zrn_60	488	124.6	0.26	0.0796	0.0042	2.3250	0.1600	0.2105	0.0058	0.0599	0.0074	0.85	1232.0	31.0	1213.0	43.0	1196.0	100.0	1232.0	31.0	-1.6
AMA-1_Zrn_61	608	353	0.58	0.0824	0.0044	2.4290	0.1600	0.2124	0.0059	0.0602	0.0073	0.79	1241.0	31.0	1250.0	46.0	1249.0	100.0	1241.0	31.0	0.7
AMA-1_Zrn_62	124.8	54.2	0.43	0.0862	0.0093	0.9090	0.1100	0.0780	0.0024	0.0377	0.0052	0.61	484.2	14.0	651.0	55.0	1300.0	200.0	484.2	14.0	25.6
AMA-1_Zrn_63	102.5	37.8	0.37	0.0677	0.0065	1.2900	0.1300	0.1385	0.0055	0.0508	0.0067	0.47	836.0	31.0	836.0	57.0	870.0	190.0	836.0	31.0	0.0
AMA-1_Zrn_64	211	98.4	0.47	0.0750	0.0059	0.7700	0.0710	0.0742	0.0024	0.0283	0.0037	0.79	461.2	14.0	579.0	39.0	1100.0	140.0	461.2	14.0	20.3
AMA-1_Zrn_65	438	287	0.66	0.0570	0.0036	0.5920	0.0450	0.0740	0.0021	0.0220	0.0027	0.66	460.3	13.0	471.0	28.0	493.0	150.0	460.3	13.0	2.3
AMA-1_Zrn_66	465	304	0.65	0.0593	0.0042	0.6030	0.0490	0.0725	0.0021	0.0222	0.0027	0.79	451.1	13.0	476.0	31.0	550.0	150.0	451.1	13.0	5.2
AMA-1_Zrn_67	224	112.4	0.50	0.0576	0.0050	0.6240	0.0610	0.0782	0.0026	0.0269	0.0037	0.74	485.0	15.0	487.0	39.0	500.0	190.0	485.0	15.0	0.4
AMA-1_Zrn_68	308	70	0.23	0.0732	0.0046	1.3540	0.1100	0.1341	0.0068	0.0386	0.0051	0.46	810.0	39.0	868.0	50.0	1031.0	120.0	810.0	39.0	6.7
AMA-1_Zrn_69	81.3	28.7	0.35	0.0923	0.0068	2.5200	0.2300	0.2020	0.0067	0.0757	0.0110	0.74	1186.0	36.0	1281.0	64.0	1440.0	150.0	1186.0	36.0	7.4
AMA-1_Zrn_70	192	55.7	0.29	0.0773	0.0050	1.6740	0.1300	0.1552	0.0044	0.0526	0.0069	0.78	930.0	24.0	998.0	48.0	1130.0	130.0	930.0	24.0	6.8
AMA-1_Zrn_71	64	21	0.33	0.0841	0.0073	2.5400	0.2600	0.2129	0.0074	0.0742	0.0110	0.70	1244.0	39.0	1272.0	76.0	1320.0	160.0	1244.0	39.0	2.2
AMA-1_Zrn_72	327	157	0.48	0.0581	0.0041	0.6290	0.0500	0.0781	0.0022	0.0243	0.0031	0.61	484.9	13.0	500.0	31.0	510.0	150.0	484.9	13.0	3.0
AMA-1_Zrn_73	68.5	23	0.34	0.0744	0.0066	1.5500	0.1600	0.1558	0.0056	0.0519	0.0071	0.44	933.0	31.0	962.0	64.0	1020.0	190.0	933.0	31.0	3.0
AMA-1_Zrn_74	421	117	0.28	0.0702	0.0042	1.4590	0.1000	0.1522	0.0045	0.0452	0.0058	0.86	913.0	25.0	911.0	43.0	914.0	120.0	913.0	25.0	-0.2
AMA-1_Zrn_75	150	41.3	0.28	0.0711	0.0049	1.8220	0.1400	0.1832	0.0057	0.0559	0.0076	0.69	1084.0	31.0	1053.0	49.0	950.0	150.0	1084.0	31.0	-2.9

AMA-1_Zrn_76	230	209	0.91	0.0566	0.0047	0.5830	0.0520	0.0746	0.0024	0.0209	0.0027	0.67	463.9	14.0	463.0	33.0	480.0	180.0	463.9	14.0	-0.2
AMA-1_Zrn_77	74.5	23.6	0.32	0.0764	0.0071	1.6500	0.1700	0.1558	0.0055	0.0625	0.0095	0.48	936.0	32.0	982.0	65.0	1090.0	190.0	936.0	32.0	4.7
AMA-1_Zrn_78	270	129.3	0.48	0.0677	0.0045	1.0650	0.0840	0.1139	0.0036	0.0295	0.0038	0.80	695.0	21.0	732.0	41.0	825.0	150.0	695.0	21.0	5.1
AMA-1_Zrn_79	174.1	63.5	0.36	0.0722	0.0050	1.6600	0.1200	0.1687	0.0050	0.0511	0.0066	0.68	1005.0	28.0	989.0	47.0	950.0	140.0	1005.0	28.0	-1.6
AMA-1_Zrn_80	300	112	0.37	0.0578	0.0039	0.5880	0.0470	0.0729	0.0023	0.0227	0.0031	0.54	453.7	14.0	467.0	30.0	520.0	160.0	453.7	14.0	2.8
AMA-1_Zrn_81	132.9	67.1	0.50	0.0640	0.0058	0.6650	0.0650	0.0746	0.0025	0.0246	0.0032	0.53	463.7	15.0	517.0	41.0	710.0	190.0	463.7	15.0	10.3
AMA-1_Zrn_82	125	39.8	0.32	0.0697	0.0051	1.5460	0.1300	0.1614	0.0053	0.0507	0.0072	0.51	964.0	29.0	943.0	50.0	890.0	150.0	964.0	29.0	-2.2
AMA-1_Zrn_83	100.5	41.5	0.41	0.0724	0.0054	1.7350	0.1400	0.1760	0.0059	0.0536	0.0070	0.69	1045.0	32.0	1032.0	52.0	970.0	150.0	1045.0	32.0	-1.3
AMA-1_Zrn_84	182	66.5	0.37	0.0734	0.0052	1.6340	0.1300	0.1597	0.0049	0.0488	0.0066	0.58	955.0	27.0	977.0	51.0	1010.0	150.0	955.0	27.0	2.3
AMA-1_Zrn_85	244	102.4	0.42	0.0800	0.0110	0.9100	0.1700	0.0761	0.0030	0.0355	0.0083	0.88	473.0	18.0	609.0	68.0	1100.0	260.0	473.0	18.0	22.3
AMA-1_Zrn_86	379	118.6	0.31	0.0710	0.0039	1.8090	0.1300	0.1801	0.0050	0.0549	0.0067	0.81	1067.0	28.0	1050.0	44.0	964.0	120.0	1067.0	28.0	-1.6
AMA-1_Zrn_87	560	274	0.49	0.0556	0.0034	0.5680	0.0400	0.0734	0.0021	0.0219	0.0027	0.82	456.7	12.0	455.0	26.0	429.0	130.0	456.7	12.0	-0.4
AMA-1_Zrn_88	667	321	0.48	0.0531	0.0035	0.5330	0.0410	0.0716	0.0020	0.0193	0.0024	0.84	445.8	12.0	432.0	27.0	317.0	150.0	445.8	12.0	-3.2
AMA-1_Zrn_89	48.4	18.1	0.37	0.0942	0.0086	2.7500	0.2700	0.2092	0.0072	0.0805	0.0120	0.63	1224.0	38.0	1332.0	78.0	1500.0	180.0	1224.0	38.0	8.1
AMA-1_Zrn_90	530	9.32	0.02	0.0562	0.0036	0.5800	0.0430	0.0744	0.0021	0.0395	0.0087	0.80	462.5	13.0	463.0	28.0	433.0	140.0	462.5	13.0	0.1
AMA-1_Zrn_91	680	16.3	0.02	0.0744	0.0041	1.6350	0.1100	0.1612	0.0048	0.0692	0.0120	0.87	964.0	27.0	982.0	43.0	1041.0	110.0	964.0	27.0	1.8
AMA-1_Zrn_92	134.7	59.2	0.44	0.0631	0.0059	0.6520	0.0650	0.0740	0.0027	0.0230	0.0034	0.58	460.0	16.0	509.0	39.0	620.0	200.0	460.0	16.0	9.6
AMA-1_Zrn_93	299	111.7	0.37	0.0597	0.0046	0.6170	0.0540	0.0753	0.0023	0.0217	0.0029	0.57	467.7	14.0	488.0	32.0	560.0	160.0	467.7	14.0	4.2
AMA-1_Zrn_94	146.9	43.6	0.30	0.0732	0.0052	1.5740	0.1200	0.1550	0.0047	0.0474	0.0062	0.63	929.0	26.0	960.0	51.0	1010.0	140.0	929.0	26.0	3.2
AMA-1_Zrn_95	231	96.8	0.42	0.0685	0.0043	1.4490	0.1000	0.1560	0.0044	0.0441	0.0056	0.75	935.0	25.0	911.0	41.0	859.0	130.0	935.0	25.0	-2.6
AMA-1_Zrn_96	381	230	0.60	0.0584	0.0039	0.5690	0.0490	0.0709	0.0022	0.0220	0.0028	0.77	441.5	13.0	462.0	29.0	550.0	160.0	441.5	13.0	4.4
AMA-1_Zrn_97	39	10.3	0.26	0.0820	0.0090	1.9700	0.2400	0.1712	0.0062	0.0615	0.0110	0.39	1018.0	34.0	1080.0	79.0	1230.0	210.0	1018.0	34.0	5.7
AMA-1_Zrn_98	676	492	0.73	0.0788	0.0042	2.1480	0.1400	0.1978	0.0058	0.0536	0.0067	0.86	1163.0	31.0	1162.0	45.0	1162.0	110.0	1163.0	31.0	-0.1
AMA-1_Zrn_99	75.8	26.3	0.35	0.0750	0.0066	1.5900	0.1500	0.1545	0.0049	0.0450	0.0065	0.76	926.0	27.0	964.0	55.0	1080.0	170.0	926.0	27.0	3.9
AMA-1_Zrn_100	91.1	43.9	0.48	0.0824	0.0084	0.8800	0.1000	0.0776	0.0030	0.0334	0.0045	0.62	482.0	18.0	629.0	53.0	1230.0	220.0	482.0	18.0	23.4

Tabla 1. Análisis isotópicos U-Pb de la muestra AMA-1.

Resultados de geocronología U-Pb de la muestra OL-0618-ACA

	CORRECTED RATIOS2											CORRECTED AGES (Ma)						Best age (Ma)	±2s	Disc %	
	U (ppm)	Th (ppm)	Th/U	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	±2s abs	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	±2s abs	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	±2s abs	²⁰⁸ Pb/ ²³² Th	±2s abs	Rho	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	±2s	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	±2s	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb				±2s
OL0618_ACA_Zrn_01	76.4	24.3	0.32	0.0587	0.0070	0.7770	0.0930	0.0972	0.0041	0.0311	0.0052	0.32	598.0	24.0	594.0	53.0	460.0	250.0	598.0	24.0	-0.7
OL0618_ACA_Zrn_02	408	236.6	0.58	0.0579	0.0037	0.7470	0.0560	0.0912	0.0026	0.0250	0.0031	0.79	562.5	16.0	564.0	33.0	575.0	150.0	562.5	16.0	0.3
OL0618_ACA_Zrn_03	174.4	70	0.40	0.0685	0.0044	1.5880	0.1200	0.1654	0.0050	0.0476	0.0062	0.63	987.0	28.0	961.0	47.0	911.0	130.0	987.0	28.0	-2.7
OL0618_ACA_Zrn_04	60	23.3	0.39	0.0679	0.0072	1.1600	0.1400	0.1174	0.0062	0.0402	0.0063	0.44	719.0	37.0	773.0	68.0	830.0	250.0	719.0	37.0	7.0
OL0618_ACA_Zrn_05	69	48.6	0.70	0.0732	0.0055	1.6900	0.1500	0.1661	0.0055	0.0484	0.0066	0.49	990.0	30.0	996.0	56.0	1040.0	160.0	990.0	30.0	0.6
OL0618_ACA_Zrn_06	246	88.2	0.36	0.0726	0.0046	1.7710	0.1300	0.1762	0.0052	0.0524	0.0067	0.65	1046.0	28.0	1031.0	48.0	989.0	130.0	1046.0	28.0	-1.5
OL0618_ACA_Zrn_07	252	85	0.34	0.0578	0.0045	0.7050	0.0580	0.0872	0.0026	0.0259	0.0034	0.73	539.0	16.0	542.0	33.0	520.0	170.0	539.0	16.0	0.6
OL0618_ACA_Zrn_08	294	88.6	0.30	0.0712	0.0040	1.7220	0.1200	0.1728	0.0049	0.0483	0.0061	0.74	1027.0	27.0	1018.0	42.0	969.0	120.0	1027.0	27.0	-0.9
OL0618_ACA_Zrn_09	422	162	0.38	0.1000	0.0053	4.0210	0.2600	0.2897	0.0083	0.0763	0.0094	0.81	1639.0	41.0	1637.0	52.0	1619.0	99.0	1619.0	99.0	-0.1
OL0618_ACA_Zrn_11	153	47.7	0.31	0.0705	0.0045	1.8050	0.1300	0.1832	0.0055	0.0574	0.0076	0.76	1084.0	30.0	1048.0	52.0	944.0	120.0	1084.0	30.0	-3.4
OL0618_ACA_Zrn_12	140.3	107.7	0.77	0.0646	0.0052	1.2780	0.1100	0.1425	0.0044	0.0427	0.0054	0.73	859.0	25.0	828.0	51.0	730.0	170.0	859.0	25.0	-3.7
OL0618_ACA_Zrn_13	490	260	0.53	0.0770	0.0042	2.2100	0.1500	0.2042	0.0062	0.0557	0.0067	0.57	1197.0	33.0	1182.0	47.0	1143.0	110.0	1197.0	33.0	-1.3
OL0618_ACA_Zrn_14	109.8	78.4	0.71	0.0754	0.0054	2.1900	0.1800	0.2087	0.0061	0.0583	0.0073	0.68	1222.0	33.0	1178.0	58.0	1090.0	150.0	1222.0	33.0	-3.7
OL0618_ACA_Zrn_15	81.4	123	1.51	0.0713	0.0075	0.8470	0.0960	0.0893	0.0035	0.0266	0.0035	0.43	551.0	21.0	637.0	54.0	870.0	220.0	551.0	21.0	13.5
OL0618_ACA_Zrn_16	55.4	17.9	0.32	0.0724	0.0085	1.7500	0.2100	0.1757	0.0064	0.0639	0.0097	0.46	1043.0	35.0	1012.0	76.0	890.0	250.0	1043.0	35.0	-3.1
OL0618_ACA_Zrn_17	165	126.3	0.77	0.0615	0.0048	0.8880	0.0760	0.1024	0.0031	0.0313	0.0040	0.72	629.0	18.0	640.0	41.0	600.0	170.0	629.0	18.0	1.7
OL0618_ACA_Zrn_18	46.8	27.8	0.59	0.0790	0.0082	0.9200	0.1200	0.0892	0.0036	0.0315	0.0050	0.52	551.0	21.0	679.0	55.0	1070.0	240.0	551.0	21.0	18.9
OL0618_ACA_Zrn_19	83	44	0.53	0.1783	0.0095	12.2100	0.8000	0.4957	0.0150	0.1299	0.0160	0.71	2594.0	64.0	2617.0	62.0	2632.0	91.0	2632.0	91.0	0.9
OL0618_ACA_Zrn_20	108.1	252	2.33	0.0603	0.0056	0.7940	0.0860	0.0939	0.0034	0.0272	0.0034	0.65	578.0	20.0	585.0	48.0	580.0	190.0	578.0	20.0	1.2
OL0618_ACA_Zrn_21	40.6	7.84	0.19	0.0673	0.0095	0.9300	0.1400	0.0973	0.0042	0.0424	0.0100	0.54	598.0	25.0	659.0	77.0	740.0	310.0	598.0	25.0	9.3
OL0618_ACA_Zrn_22	195	155.8	0.80	0.0743	0.0051	1.2640	0.1000	0.1256	0.0039	0.0377	0.0048	0.70	763.0	22.0	825.0	46.0	1013.0	140.0	763.0	22.0	7.5
OL0618_ACA_Zrn_23	268	232	0.87	0.1718	0.0089	11.9400	0.7600	0.5064	0.0140	0.1291	0.0160	0.83	2641.0	60.0	2598.0	59.0	2572.0	87.0	2572.0	87.0	-1.7
OL0618_ACA_Zrn_24	24.1	27.7	1.15	0.1050	0.0081	4.6400	0.3900	0.3170	0.0140	0.0847	0.0110	0.49	1774.0	68.0	1751.0	71.0	1670.0	140.0	1670.0	140.0	-1.3
OL0618_ACA_Zrn_25	88.6	108.8	1.23	0.0589	0.0063	0.7680	0.0830	0.0970	0.0036	0.0270	0.0035	0.55	596.0	21.0	577.0	50.0	470.0	230.0	596.0	21.0	-3.3

OL0618_ACA_Zrn_26	201	316	1.57	0.0558	0.0052	0.7790	0.0780	0.0995	0.0029	0.0279	0.0034	0.74	611.5	17.0	594.0	44.0	420.0	200.0	611.5	17.0	-2.9
OL0618_ACA_Zrn_28	276	57.5	0.21	0.0724	0.0043	1.7890	0.1300	0.1796	0.0051	0.0526	0.0073	0.78	1065.0	28.0	1038.0	46.0	992.0	120.0	1065.0	28.0	-2.6
OL0618_ACA_Zrn_30	274	300	1.09	0.0614	0.0042	0.8880	0.0720	0.1042	0.0031	0.0298	0.0037	0.77	639.2	18.0	641.0	39.0	670.0	150.0	639.2	18.0	0.3
OL0618_ACA_Zrn_31	57.7	29.8	0.52	0.0666	0.0078	0.9100	0.1200	0.0993	0.0042	0.0307	0.0051	0.26	610.0	24.0	640.0	63.0	690.0	270.0	610.0	24.0	4.7
OL0618_ACA_Zrn_32	315	138.5	0.44	0.0653	0.0043	1.1530	0.0940	0.1277	0.0039	0.0374	0.0048	0.83	774.0	22.0	774.0	44.0	762.0	150.0	774.0	22.0	0.0
OL0618_ACA_Zrn_33	107.1	43.2	0.40	0.0777	0.0053	1.7590	0.1300	0.1650	0.0055	0.0490	0.0065	0.66	984.0	31.0	1031.0	48.0	1103.0	140.0	984.0	31.0	4.6
OL0618_ACA_Zrn_34	142.3	80.3	0.56	0.0793	0.0049	2.2090	0.1600	0.2000	0.0066	0.0619	0.0078	0.78	1175.0	35.0	1180.0	51.0	1172.0	120.0	1175.0	35.0	0.4
OL0618_ACA_Zrn_35	175	194	1.11	0.0717	0.0048	1.4500	0.1200	0.1421	0.0044	0.0425	0.0053	0.70	857.0	25.0	909.0	49.0	974.0	140.0	857.0	25.0	5.7
OL0618_ACA_Zrn_36	194.2	124.9	0.64	0.0603	0.0044	0.6780	0.0560	0.0811	0.0025	0.0239	0.0031	0.62	502.6	15.0	527.0	35.0	610.0	160.0	502.6	15.0	4.6
OL0618_ACA_Zrn_37	185	120.3	0.65	0.0713	0.0049	0.9260	0.0790	0.0943	0.0030	0.0269	0.0036	0.65	581.0	18.0	667.0	39.0	930.0	150.0	581.0	18.0	12.9
OL0618_ACA_Zrn_38	299	152.3	0.51	0.0614	0.0039	0.8820	0.0650	0.1038	0.0029	0.0312	0.0039	0.87	636.6	17.0	640.0	35.0	665.0	140.0	636.6	17.0	0.5
OL0618_ACA_Zrn_39	87.1	37.6	0.43	0.0705	0.0065	0.9110	0.0950	0.0904	0.0033	0.0352	0.0051	0.56	558.0	19.0	648.0	51.0	970.0	220.0	558.0	19.0	13.9
OL0618_ACA_Zrn_40	99.8	40.2	0.40	0.0761	0.0062	0.9500	0.0950	0.0894	0.0036	0.0330	0.0048	0.51	552.0	21.0	677.0	47.0	1100.0	190.0	552.0	21.0	18.5
OL0618_ACA_Zrn_41	286	163	0.57	0.0608	0.0039	0.8610	0.0640	0.1003	0.0032	0.0283	0.0035	0.69	616.0	18.0	628.0	35.0	664.0	150.0	616.0	18.0	1.9
OL0618_ACA_Zrn_42	229	54	0.24	0.1241	0.0074	3.6600	0.3100	0.2185	0.0082	0.1239	0.0160	0.81	1273.0	44.0	1568.0	62.0	2010.0	100.0	1273.0	44.0	18.8
OL0618_ACA_Zrn_43	144	121	0.84	0.0802	0.0048	2.4300	0.1900	0.2153	0.0067	0.0644	0.0080	0.83	1256.0	35.0	1237.0	51.0	1210.0	120.0	1256.0	35.0	-1.5
OL0618_ACA_Zrn_44	173	118	0.68	0.0742	0.0046	1.7280	0.1300	0.1671	0.0051	0.0491	0.0061	0.75	999.0	27.0	1015.0	48.0	1040.0	120.0	999.0	27.0	1.6
OL0618_ACA_Zrn_45	121.5	146.2	1.20	0.0596	0.0067	0.5970	0.0700	0.0713	0.0025	0.0210	0.0028	0.59	444.0	15.0	473.0	46.0	500.0	230.0	444.0	15.0	6.1
OL0618_ACA_Zrn_46	62.2	40	0.64	0.0838	0.0100	1.0600	0.1200	0.0947	0.0041	0.0373	0.0056	0.25	583.0	24.0	755.0	60.0	1220.0	240.0	583.0	24.0	22.8
OL0618_ACA_Zrn_47	33.8	51.5	1.52	0.0906	0.0097	2.2300	0.2300	0.1716	0.0068	0.0483	0.0064	0.41	1030.0	40.0	1179.0	77.0	1430.0	200.0	1030.0	40.0	12.6
OL0618_ACA_Zrn_48	79.5	31.2	0.39	0.0683	0.0073	1.0290	0.1100	0.1089	0.0047	0.0306	0.0048	0.51	666.0	27.0	731.0	54.0	880.0	220.0	666.0	27.0	8.9
OL0618_ACA_Zrn_49	28.8	19.5	0.68	0.1347	0.0098	7.6700	0.6400	0.4060	0.0160	0.1085	0.0140	0.48	2196.0	72.0	2185.0	72.0	2151.0	130.0	2151.0	130.0	-0.5
OL0618_ACA_Zrn_50	72.1	30.9	0.43	0.0709	0.0078	0.8810	0.1100	0.0925	0.0040	0.0336	0.0048	0.41	570.0	24.0	644.0	59.0	920.0	230.0	570.0	24.0	11.5
OL0618_ACA_Zrn_51	76.5	38.6	0.50	0.0813	0.0066	2.0600	0.1800	0.1852	0.0057	0.0546	0.0073	0.61	1095.0	31.0	1143.0	61.0	1190.0	180.0	1095.0	31.0	4.2
OL0618_ACA_Zrn_52	110.2	101.7	0.92	0.0827	0.0058	1.9700	0.1600	0.1706	0.0054	0.0497	0.0062	0.62	1015.0	30.0	1098.0	54.0	1240.0	150.0	1015.0	30.0	7.6
OL0618_ACA_Zrn_53	263	70.3	0.27	0.0662	0.0044	1.0510	0.0840	0.1118	0.0034	0.0349	0.0046	0.70	683.0	20.0	725.0	41.0	826.0	140.0	683.0	20.0	5.8
OL0618_ACA_Zrn_54	113	78.5	0.69	0.0655	0.0059	0.7800	0.0740	0.0841	0.0030	0.0273	0.0035	0.62	520.0	18.0	586.0	43.0	770.0	190.0	520.0	18.0	11.3
OL0618_ACA_Zrn_55	51.3	59.9	1.17	0.0764	0.0095	0.9000	0.1300	0.0847	0.0036	0.0288	0.0040	0.38	526.0	22.0	653.0	67.0	960.0	260.0	526.0	22.0	19.4

OL0618_ACA_Zrn_56	116.7	82.2	0.70	0.0668	0.0057	0.7750	0.0760	0.0864	0.0032	0.0259	0.0034	0.53	534.0	19.0	582.0	42.0	750.0	190.0	534.0	19.0	8.2
OL0618_ACA_Zrn_57	112.4	63.9	0.57	0.0673	0.0063	0.8950	0.0940	0.0974	0.0034	0.0287	0.0040	0.55	601.0	21.0	646.0	49.0	800.0	210.0	601.0	21.0	7.0
OL0618_ACA_Zrn_58	85.8	51.5	0.60	0.0768	0.0060	1.8900	0.1600	0.1775	0.0058	0.0536	0.0070	0.66	1053.0	32.0	1067.0	57.0	1050.0	170.0	1053.0	32.0	1.3
OL0618_ACA_Zrn_59	341	168	0.49	0.0749	0.0045	2.1370	0.1500	0.2051	0.0061	0.0622	0.0078	0.55	1202.0	32.0	1158.0	47.0	1048.0	120.0	1202.0	32.0	-3.8
OL0618_ACA_Zrn_60	319	183.8	0.58	0.0584	0.0038	0.7310	0.0590	0.0893	0.0026	0.0268	0.0034	0.84	551.2	15.0	554.0	34.0	546.0	140.0	551.2	15.0	0.5
OL0618_ACA_Zrn_61	92	71.1	0.77	0.0590	0.0084	0.4900	0.0700	0.0600	0.0024	0.0212	0.0030	0.45	375.0	14.0	395.0	47.0	410.0	280.0	375.0	14.0	5.1
OL0618_ACA_Zrn_62	227	117.6	0.52	0.0805	0.0047	2.4170	0.1700	0.2160	0.0064	0.0609	0.0074	0.68	1260.0	34.0	1244.0	51.0	1216.0	120.0	1260.0	34.0	-1.3
OL0618_ACA_Zrn_63	125.9	54.6	0.43	0.0658	0.0058	0.8560	0.0810	0.0939	0.0033	0.0296	0.0042	0.31	578.0	19.0	621.0	45.0	770.0	180.0	578.0	19.0	6.9
OL0618_ACA_Zrn_64	42.1	72.1	1.71	0.1813	0.0110	12.9800	0.9700	0.5150	0.0190	0.1371	0.0170	0.56	2674.0	79.0	2669.0	71.0	2658.0	100.0	2658.0	100.0	-0.2
OL0618_ACA_Zrn_65	207.7	62.7	0.30	0.0595	0.0047	0.6160	0.0520	0.0752	0.0023	0.0257	0.0038	0.56	467.3	14.0	488.0	31.0	550.0	170.0	467.3	14.0	4.2
OL0618_ACA_Zrn_66	333	184	0.55	0.0669	0.0040	1.3610	0.0960	0.1475	0.0046	0.0429	0.0054	0.72	887.0	26.0	870.0	41.0	843.0	120.0	887.0	26.0	-2.0
OL0618_ACA_Zrn_67	656	73	0.11	0.0613	0.0038	0.7670	0.0550	0.0898	0.0026	0.0393	0.0053	0.65	554.5	15.0	576.0	32.0	635.0	140.0	554.5	15.0	3.7
OL0618_ACA_Zrn_68	289	39.5	0.14	0.0560	0.0038	0.5870	0.0470	0.0753	0.0023	0.0245	0.0036	0.72	468.0	14.0	467.0	30.0	430.0	150.0	468.0	14.0	-0.2
OL0618_ACA_Zrn_69	142	122	0.86	0.0608	0.0060	0.7410	0.0850	0.0893	0.0030	0.0261	0.0033	0.61	551.0	18.0	553.0	48.0	550.0	200.0	551.0	18.0	0.4
OL0618_ACA_Zrn_70	179	92.7	0.52	0.0643	0.0045	1.0790	0.0840	0.1197	0.0038	0.0361	0.0048	0.63	731.0	22.0	743.0	42.0	750.0	150.0	731.0	22.0	1.6
OL0618_ACA_Zrn_71	293	103.3	0.35	0.0774	0.0059	0.8630	0.0790	0.0807	0.0026	0.0388	0.0053	0.77	500.3	15.0	632.0	45.0	1130.0	160.0	500.3	15.0	20.8
OL0618_ACA_Zrn_72	154	91.1	0.59	0.1347	0.0074	6.3000	0.4100	0.3414	0.0100	0.0945	0.0120	0.69	1893.0	49.0	2017.0	57.0	2152.0	97.0	2152.0	97.0	6.1
OL0618_ACA_Zrn_73	54.6	76.2	1.40	0.0920	0.0093	1.5300	0.1600	0.1189	0.0045	0.0350	0.0045	0.43	724.0	26.0	957.0	62.0	1440.0	190.0	724.0	26.0	24.3
OL0618_ACA_Zrn_74	46.9	49.5	1.06	0.1856	0.0100	13.3000	0.9400	0.5110	0.0180	0.1420	0.0180	0.66	2659.0	78.0	2700.0	65.0	2696.0	92.0	2696.0	92.0	1.5
OL0618_ACA_Zrn_75	128.8	48.1	0.37	0.0761	0.0054	1.7600	0.1500	0.1679	0.0066	0.0550	0.0073	0.39	1000.0	37.0	1022.0	55.0	1070.0	140.0	1000.0	37.0	2.2
OL0618_ACA_Zrn_76	117.5	46.5	0.40	0.0759	0.0052	1.9340	0.1400	0.1846	0.0061	0.0576	0.0075	0.71	1091.0	33.0	1089.0	49.0	1074.0	140.0	1091.0	33.0	-0.2
OL0618_ACA_Zrn_77	377	43	0.11	0.0591	0.0042	0.7240	0.0560	0.0881	0.0026	0.0329	0.0050	0.72	544.0	15.0	551.0	33.0	550.0	150.0	544.0	15.0	1.3
OL0618_ACA_Zrn_78	40.7	398	9.78	0.0720	0.0100	0.9100	0.1400	0.0911	0.0038	0.0262	0.0032	0.37	562.0	22.0	646.0	74.0	830.0	310.0	562.0	22.0	13.0
OL0618_ACA_Zrn_79	348	165	0.47	0.0685	0.0043	1.2280	0.0920	0.1284	0.0044	0.0380	0.0048	0.69	778.0	25.0	819.0	38.0	895.0	130.0	778.0	25.0	5.0
OL0618_ACA_Zrn_80	335	192	0.57	0.1856	0.0095	12.4000	0.7800	0.4822	0.0130	0.1263	0.0150	0.82	2537.0	56.0	2634.0	58.0	2701.0	84.0	2701.0	84.0	3.7
OL0618_ACA_Zrn_81	174	38.9	0.22	0.0637	0.0055	0.8730	0.0810	0.0982	0.0034	0.0410	0.0058	0.32	603.0	20.0	637.0	42.0	730.0	190.0	603.0	20.0	5.3
OL0618_ACA_Zrn_82	248	202	0.81	0.0771	0.0042	2.0350	0.1400	0.1878	0.0053	0.0548	0.0067	0.75	1109.0	29.0	1124.0	48.0	1115.0	110.0	1109.0	29.0	1.3
OL0618_ACA_Zrn_83	149	68.2	0.46	0.0595	0.0050	0.9840	0.0940	0.1170	0.0040	0.0424	0.0056	0.75	713.0	23.0	701.0	49.0	590.0	190.0	713.0	23.0	-1.7

OL0618_ACA_Zrn_84	358	287.6	0.80	0.2903	0.0150	25.6200	1.6000	0.6373	0.0180	0.1572	0.0190	0.88	3178.0	70.0	3331.0	61.0	3417.0	79.0	3417.0	79.0	4.6
OL0618_ACA_Zrn_85	111.3	90.8	0.82	0.0706	0.0054	1.2620	0.1100	0.1269	0.0053	0.0367	0.0047	0.30	774.0	31.0	823.0	48.0	890.0	170.0	774.0	31.0	6.0
OL0618_ACA_Zrn_86	367	69.8	0.19	0.1156	0.0061	5.4400	0.3800	0.3365	0.0100	0.0943	0.0120	0.78	1869.0	50.0	1891.0	56.0	1883.0	96.0	1883.0	96.0	1.2
OL0618_ACA_Zrn_87	296	110	0.37	0.0620	0.0047	0.8930	0.0780	0.1033	0.0031	0.0318	0.0041	0.72	634.0	18.0	648.0	41.0	640.0	160.0	634.0	18.0	2.2
OL0618_ACA_Zrn_88	533	178	0.33	0.1546	0.0079	9.0000	0.5800	0.4219	0.0110	0.1119	0.0140	0.87	2269.0	52.0	2331.0	49.0	2394.0	87.0	2394.0	87.0	2.7
OL0618_ACA_Zrn_89	356	144.2	0.41	0.0791	0.0044	2.0180	0.1400	0.1862	0.0052	0.0550	0.0068	0.77	1100.0	28.0	1119.0	47.0	1163.0	110.0	1100.0	28.0	1.7
OL0618_ACA_Zrn_90	483	584	1.21	0.0578	0.0035	0.6730	0.0480	0.0843	0.0025	0.0228	0.0028	0.74	522.9	14.0	521.0	29.0	500.0	130.0	522.9	14.0	-0.4
OL0618_ACA_Zrn_91	356	112.5	0.32	0.0738	0.0044	1.8130	0.1300	0.1767	0.0051	0.0524	0.0066	0.69	1049.0	28.0	1047.0	45.0	1038.0	120.0	1049.0	28.0	-0.2
OL0618_ACA_Zrn_92	81.7	245	3.00	0.0823	0.0068	2.1900	0.2000	0.1865	0.0061	0.0531	0.0065	0.68	1102.0	33.0	1165.0	63.0	1260.0	180.0	1102.0	33.0	5.4
OL0618_ACA_Zrn_94	145.4	58.7	0.40	0.0687	0.0051	1.0770	0.0980	0.1122	0.0036	0.0366	0.0050	0.71	685.0	21.0	741.0	47.0	890.0	170.0	685.0	21.0	7.6
OL0618_ACA_Zrn_95	57.9	36.7	0.63	0.0809	0.0093	1.1800	0.1600	0.1039	0.0043	0.0380	0.0053	0.35	637.0	25.0	791.0	71.0	1160.0	240.0	637.0	25.0	19.5
OL0618_ACA_Zrn_96	43.6	122.8	2.82	0.0766	0.0094	1.0400	0.1300	0.0978	0.0041	0.0294	0.0037	0.27	601.0	24.0	707.0	64.0	990.0	250.0	601.0	24.0	15.0
OL0618_ACA_Zrn_97	179	2.7	0.02	0.1927	0.0100	13.9500	0.9000	0.5234	0.0150	0.1990	0.0360	0.73	2713.0	64.0	2744.0	60.0	2772.0	84.0	2772.0	84.0	1.1
OL0618_ACA_Zrn_98	159	40.3	0.25	0.0727	0.0059	1.2650	0.1100	0.1273	0.0051	0.0501	0.0068	0.21	772.0	29.0	822.0	51.0	1000.0	160.0	772.0	29.0	6.1
OL0618_ACA_Zrn_99	169	79.3	0.47	0.0722	0.0050	1.3750	0.1200	0.1372	0.0045	0.0453	0.0064	0.75	829.0	26.0	878.0	51.0	986.0	140.0	829.0	26.0	5.6
OL0618_ACA_Zrn_100	148	25.93	0.18	0.0584	0.0055	0.7050	0.0730	0.0882	0.0030	0.0341	0.0061	0.59	545.0	18.0	535.0	43.0	540.0	200.0	545.0	18.0	-1.9

Tabla 2. Análisis isotópicos U-Pb de la muestra OL-0618-ACA.

Resultados de geocronología U-Pb de la muestra CHI-1

	U (ppm)	Th (ppm)	Th/U	CORRECTED RATIOS2								Rho	CORRECTED AGES (Ma)						Best age (Ma)	±2s	Disc %
				²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	±2s abs	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	±2s abs	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	±2s abs	²⁰⁸ Pb/ ²³² Th	±2s abs		²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	±2s	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	±2s	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	±2s			
CHI-1_Zrn_01	135.2	241.6	1.79	0.0659	0.0063	0.7030	0.0720	0.0779	0.0026	0.0224	0.0028	0.50	483.0	15.0	545.0	44.0	810.0	200.0	483.0	15.0	11.4
CHI-1_Zrn_02	577	267	0.46	0.0543	0.0037	0.4030	0.0310	0.0543	0.0016	0.0160	0.0020	0.83	340.7	9.8	342.0	23.0	350.0	150.0	340.7	9.8	0.4
CHI-1_Zrn_03	665	1048	1.58	0.0590	0.0037	0.5610	0.0410	0.0684	0.0020	0.0198	0.0024	0.80	426.2	12.0	451.0	27.0	580.0	150.0	426.2	12.0	5.5
CHI-1_Zrn_04	451	294	0.65	0.0592	0.0046	0.4630	0.0410	0.0584	0.0019	0.0199	0.0025	0.66	365.7	12.0	384.0	29.0	520.0	170.0	365.7	12.0	4.8
CHI-1_Zrn_05	71.2	54.2	0.76	0.0749	0.0067	1.4700	0.1500	0.1422	0.0048	0.0469	0.0061	0.49	857.0	27.0	905.0	62.0	1050.0	170.0	857.0	27.0	5.3
CHI-1_Zrn_06	291	522	1.79	0.0776	0.0045	1.9800	0.1400	0.1812	0.0052	0.0499	0.0060	0.84	1073.0	28.0	1106.0	46.0	1152.0	120.0	1073.0	28.0	3.0
CHI-1_Zrn_07	195	53.2	0.27	0.0726	0.0048	1.5650	0.1200	0.1546	0.0048	0.0535	0.0070	0.67	926.0	27.0	952.0	48.0	1019.0	130.0	926.0	27.0	2.7
CHI-1_Zrn_08	456	584	1.28	0.1810	0.0092	12.5900	0.8000	0.5005	0.0140	0.1308	0.0160	0.90	2616.0	58.0	2643.0	49.0	2659.0	85.0	2659.0	85.0	1.0
CHI-1_Zrn_09	328	323.9	0.99	0.1027	0.0056	3.4900	0.2400	0.2444	0.0080	0.0721	0.0089	0.82	1409.0	41.0	1520.0	55.0	1665.0	100.0	1665.0	100.0	7.3
CHI-1_Zrn_10	132	99	0.75	0.0730	0.0049	1.9690	0.1500	0.1938	0.0062	0.0616	0.0078	0.66	1144.0	34.0	1099.0	51.0	997.0	140.0	1144.0	34.0	-4.1
CHI-1_Zrn_11	144	199	1.38	0.1203	0.0069	6.1600	0.4100	0.3675	0.0110	0.1076	0.0130	0.54	2017.0	53.0	1995.0	59.0	1958.0	100.0	1958.0	100.0	-1.1
CHI-1_Zrn_12	464	49.3	0.11	0.0615	0.0043	0.8400	0.0650	0.0986	0.0028	0.0375	0.0054	0.77	605.9	17.0	617.0	36.0	630.0	150.0	605.9	17.0	1.8
CHI-1_Zrn_13	328	101.1	0.31	0.0806	0.0047	1.7660	0.1300	0.1568	0.0068	0.0490	0.0068	0.43	938.0	38.0	1029.0	47.0	1209.0	110.0	938.0	38.0	8.8
CHI-1_Zrn_14	354	192	0.54	0.0723	0.0041	1.6050	0.1100	0.1609	0.0051	0.0390	0.0049	0.63	961.0	29.0	969.0	45.0	994.0	110.0	961.0	29.0	0.8
CHI-1_Zrn_15	268	108	0.40	0.1034	0.0065	2.5200	0.2600	0.1750	0.0120	0.0611	0.0087	0.53	1038.0	65.0	1256.0	76.0	1693.0	110.0	1038.0	65.0	17.4
CHI-1_Zrn_16	317	97.8	0.31	0.1501	0.0083	6.3700	0.4500	0.3045	0.0110	0.1501	0.0190	0.55	1712.0	52.0	2022.0	62.0	2339.0	93.0	2339.0	93.0	15.3
CHI-1_Zrn_17	228	81.2	0.36	0.0612	0.0048	0.8280	0.0740	0.0971	0.0029	0.0317	0.0042	0.77	597.1	17.0	612.0	40.0	620.0	170.0	597.1	17.0	2.4
CHI-1_Zrn_18	807	613	0.76	0.1194	0.0061	4.0300	0.3700	0.2490	0.0160	0.0779	0.0097	0.66	1429.0	82.0	1619.0	79.0	1944.0	92.0	1944.0	92.0	11.7
CHI-1_Zrn_19	712	878	1.23	0.0527	0.0034	0.4600	0.0330	0.0625	0.0018	0.0187	0.0023	0.71	390.5	11.0	384.0	23.0	290.0	140.0	390.5	11.0	-1.7
CHI-1_Zrn_20	376	140	0.37	0.0582	0.0041	0.7590	0.0630	0.0929	0.0029	0.0309	0.0039	0.74	573.0	17.0	570.0	36.0	560.0	140.0	573.0	17.0	-0.5
CHI-1_Zrn_21	576	113	0.20	0.0680	0.0045	0.6880	0.0550	0.0751	0.0032	0.0126	0.0021	0.35	466.0	19.0	533.0	34.0	873.0	140.0	466.0	19.0	12.6
CHI-1_Zrn_22	520	295	0.57	0.0574	0.0035	0.7140	0.0510	0.0901	0.0027	0.0263	0.0033	0.77	556.2	16.0	546.0	30.0	520.0	130.0	556.2	16.0	-1.9
CHI-1_Zrn_23	430	612	1.42	0.1180	0.0062	5.4400	0.3700	0.3332	0.0100	0.0849	0.0100	0.84	1853.0	50.0	1888.0	58.0	1927.0	98.0	1927.0	98.0	1.9
CHI-1_Zrn_24	260	264	1.02	0.0776	0.0049	1.7540	0.1300	0.1612	0.0052	0.0521	0.0064	0.53	963.0	29.0	1025.0	46.0	1111.0	130.0	963.0	29.0	6.0

CHI-1_Zrn_25	206	116	0.56	0.0633	0.0048	0.7420	0.0650	0.0838	0.0027	0.0266	0.0034	0.39	518.7	16.0	564.0	37.0	710.0	160.0	518.7	16.0	8.0
CHI-1_Zrn_26	263.2	89.5	0.34	0.0690	0.0046	0.7670	0.0650	0.0819	0.0027	0.0302	0.0040	0.81	507.7	16.0	578.0	36.0	879.0	150.0	507.7	16.0	12.2
CHI-1_Zrn_27	612	232	0.38	0.0713	0.0038	1.6590	0.1100	0.1676	0.0050	0.0508	0.0062	0.73	999.0	28.0	991.0	42.0	970.0	110.0	999.0	28.0	-0.8
CHI-1_Zrn_28	511	126.1	0.25	0.0638	0.0039	0.9930	0.0720	0.1127	0.0035	0.0424	0.0054	0.56	688.0	20.0	701.0	38.0	747.0	120.0	688.0	20.0	1.9
CHI-1_Zrn_29	299.9	249	0.83	0.0583	0.0040	0.6140	0.0520	0.0772	0.0025	0.0209	0.0026	0.78	479.3	15.0	483.0	33.0	510.0	150.0	479.3	15.0	0.8
CHI-1_Zrn_30	283	118	0.42	0.0611	0.0055	0.5230	0.0520	0.0625	0.0021	0.0200	0.0029	0.47	390.7	13.0	423.0	35.0	560.0	190.0	390.7	13.0	7.6
CHI-1_Zrn_31	257	238	0.93	0.0571	0.0050	0.4750	0.0460	0.0590	0.0017	0.0172	0.0023	0.74	369.4	11.0	391.0	32.0	490.0	190.0	369.4	11.0	5.5
CHI-1_Zrn_32	145.5	107.1	0.74	0.0666	0.0050	1.1590	0.1000	0.1233	0.0037	0.0342	0.0044	0.81	749.0	21.0	775.0	48.0	790.0	170.0	749.0	21.0	3.4
CHI-1_Zrn_33	383	216	0.56	0.0720	0.0041	1.6320	0.1100	0.1636	0.0046	0.0476	0.0058	0.80	977.0	26.0	980.0	43.0	984.0	110.0	977.0	26.0	0.3
CHI-1_Zrn_34	860	152	0.18	0.0604	0.0034	0.6980	0.0470	0.0842	0.0024	0.0265	0.0035	0.81	521.1	14.0	537.0	28.0	625.0	130.0	521.1	14.0	3.0
CHI-1_Zrn_35	80.3	111.3	1.39	0.0686	0.0088	0.7110	0.0950	0.0749	0.0030	0.0233	0.0031	0.49	465.0	18.0	548.0	52.0	860.0	260.0	465.0	18.0	15.1
CHI-1_Zrn_36	115.1	176	1.53	0.0575	0.0049	0.7470	0.0690	0.0955	0.0031	0.0271	0.0034	0.59	588.0	18.0	561.0	40.0	500.0	180.0	588.0	18.0	-4.8
CHI-1_Zrn_37	152.2	292.2	1.92	0.1106	0.0065	4.1800	0.3100	0.2747	0.0095	0.0787	0.0097	0.57	1564.0	48.0	1663.0	61.0	1795.0	110.0	1795.0	110.0	6.0
CHI-1_Zrn_38	121	182	1.50	0.0639	0.0054	0.6740	0.0680	0.0754	0.0026	0.0227	0.0029	0.60	468.0	16.0	517.0	41.0	730.0	200.0	468.0	16.0	9.5
CHI-1_Zrn_39	322	104.5	0.32	0.3010	0.0150	27.6800	1.7000	0.6586	0.0180	0.1836	0.0220	0.81	3261.0	71.0	3402.0	50.0	3474.0	78.0	3474.0	78.0	4.1
CHI-1_Zrn_40	499	115	0.23	0.0702	0.0039	1.6670	0.1200	0.1697	0.0051	0.0556	0.0071	0.79	1010.0	28.0	993.0	45.0	930.0	120.0	1010.0	28.0	-1.7
CHI-1_Zrn_41	95.5	69.1	0.72	0.1375	0.0080	7.4300	0.5300	0.3936	0.0110	0.1026	0.0130	0.86	2139.0	53.0	2165.0	60.0	2193.0	99.0	2193.0	99.0	1.2
CHI-1_Zrn_42	151.3	124	0.82	0.0808	0.0053	2.2300	0.1700	0.2020	0.0060	0.0633	0.0077	0.75	1186.0	32.0	1192.0	51.0	1219.0	120.0	1186.0	32.0	0.5
CHI-1_Zrn_43	844	423	0.50	0.0551	0.0033	0.5010	0.0350	0.0656	0.0019	0.0195	0.0024	0.80	409.6	11.0	412.0	24.0	409.0	130.0	409.6	11.0	0.6
CHI-1_Zrn_44	276	322	1.17	0.0743	0.0045	2.0290	0.1400	0.1976	0.0059	0.0584	0.0071	0.72	1162.0	32.0	1127.0	50.0	1030.0	120.0	1162.0	32.0	-3.1
CHI-1_Zrn_45	295	185.4	0.63	0.0769	0.0047	1.9730	0.1400	0.1828	0.0051	0.0562	0.0069	0.75	1082.0	28.0	1102.0	49.0	1134.0	120.0	1082.0	28.0	1.8
CHI-1_Zrn_46	337	43.7	0.13	0.0666	0.0046	0.5930	0.0470	0.0644	0.0020	0.0407	0.0055	0.76	402.4	12.0	471.0	30.0	790.0	150.0	402.4	12.0	14.6
CHI-1_Zrn_47	498	21.8	0.04	0.2117	0.0110	14.2900	0.9200	0.4906	0.0150	0.1559	0.0200	0.73	2572.0	65.0	2773.0	54.0	2914.0	85.0	2914.0	85.0	7.2
CHI-1_Zrn_48	475	237	0.50	0.0637	0.0042	1.0250	0.0770	0.1151	0.0034	0.0342	0.0042	0.61	702.1	19.0	713.0	39.0	725.0	140.0	702.1	19.0	1.5
CHI-1_Zrn_49	217	145.7	0.67	0.0618	0.0050	0.7160	0.0690	0.0813	0.0025	0.0244	0.0032	0.79	503.7	15.0	542.0	41.0	700.0	170.0	503.7	15.0	7.1
CHI-1_Zrn_50	723	332	0.46	0.0586	0.0036	0.6190	0.0450	0.0753	0.0021	0.0229	0.0028	0.79	467.9	13.0	488.0	28.0	544.0	140.0	467.9	13.0	4.1
CHI-1_Zrn_51	215.8	135	0.63	0.0722	0.0043	1.6770	0.1200	0.1681	0.0052	0.0485	0.0060	0.58	1001.0	29.0	1001.0	47.0	972.0	120.0	1001.0	29.0	0.0
CHI-1_Zrn_52	58	49	0.84	0.0840	0.0066	2.3400	0.1900	0.2005	0.0072	0.0557	0.0071	0.45	1177.0	39.0	1215.0	58.0	1260.0	150.0	1177.0	39.0	3.1

CHI-1_Zrn_53	361	540	1.50	0.0597	0.0040	0.7830	0.0620	0.0964	0.0031	0.0291	0.0036	0.76	593.0	18.0	589.0	33.0	590.0	150.0	593.0	18.0	-0.7
CHI-1_Zrn_54	880	1060	1.20	0.0537	0.0033	0.4280	0.0340	0.0572	0.0017	0.0166	0.0020	0.76	358.8	11.0	363.0	23.0	383.0	150.0	358.8	11.0	1.2
CHI-1_Zrn_55	80	112	1.40	0.0713	0.0071	0.8120	0.0790	0.0838	0.0035	0.0259	0.0034	0.40	519.0	21.0	608.0	47.0	870.0	220.0	519.0	21.0	14.6
CHI-1_Zrn_56	368	490	1.33	0.0664	0.0041	1.1700	0.0870	0.1267	0.0038	0.0359	0.0043	0.79	769.0	21.0	788.0	43.0	822.0	130.0	769.0	21.0	2.4
CHI-1_Zrn_57	252	134.7	0.53	0.0861	0.0047	2.8180	0.1900	0.2327	0.0071	0.0745	0.0094	0.85	1348.0	37.0	1357.0	51.0	1331.0	110.0	1348.0	37.0	0.7
CHI-1_Zrn_58	696	80.5	0.12	0.0733	0.0039	1.8940	0.1200	0.1874	0.0052	0.0572	0.0074	0.83	1107.0	28.0	1077.0	43.0	1016.0	110.0	1107.0	28.0	-2.8
CHI-1_Zrn_59	500	311	0.62	0.2417	0.0130	13.6000	0.9100	0.4048	0.0120	0.1244	0.0150	0.71	2190.0	56.0	2718.0	64.0	3127.0	84.0	3127.0	84.0	19.4
CHI-1_Zrn_60	507.6	454	0.89	0.0588	0.0038	0.6790	0.0520	0.0832	0.0026	0.0258	0.0032	0.74	515.2	15.0	524.0	31.0	529.0	140.0	515.2	15.0	1.7
CHI-1_Zrn_61	33.7	20	0.59	0.0830	0.0120	1.2400	0.1800	0.1027	0.0051	0.0326	0.0060	0.59	630.0	30.0	823.0	81.0	1310.0	300.0	630.0	30.0	23.5
CHI-1_Zrn_62	87.2	94.6	1.08	0.0683	0.0076	0.8900	0.1100	0.0966	0.0033	0.0298	0.0038	0.60	594.0	20.0	643.0	57.0	830.0	230.0	594.0	20.0	7.6
CHI-1_Zrn_63	492	186	0.38	0.0785	0.0044	1.9450	0.1300	0.1790	0.0054	0.0523	0.0065	0.63	1061.0	30.0	1094.0	46.0	1157.0	110.0	1061.0	30.0	3.0
CHI-1_Zrn_64	145	145	1.00	0.0771	0.0057	1.7600	0.1500	0.1655	0.0055	0.0509	0.0067	0.42	987.0	30.0	1028.0	54.0	1110.0	150.0	987.0	30.0	4.0
CHI-1_Zrn_65	201	183	0.91	0.0745	0.0048	1.7570	0.1400	0.1695	0.0053	0.0495	0.0061	0.74	1009.0	29.0	1029.0	51.0	1053.0	130.0	1009.0	29.0	1.9
CHI-1_Zrn_66	297	297	1.00	0.0639	0.0046	0.8880	0.0730	0.1015	0.0031	0.0312	0.0038	0.69	623.0	18.0	641.0	39.0	710.0	150.0	623.0	18.0	2.8
CHI-1_Zrn_67	83.2	35.6	0.43	0.0754	0.0074	1.0310	0.1100	0.1004	0.0038	0.0375	0.0051	0.20	619.0	22.0	717.0	52.0	990.0	220.0	619.0	22.0	13.7
CHI-1_Zrn_68	195.4	75	0.38	0.0771	0.0049	1.7110	0.1300	0.1613	0.0047	0.0494	0.0063	0.78	964.0	26.0	1013.0	47.0	1115.0	130.0	964.0	26.0	4.8
CHI-1_Zrn_69	663	138.1	0.21	0.0757	0.0042	1.8320	0.1200	0.1755	0.0047	0.0496	0.0061	0.92	1042.0	26.0	1055.0	43.0	1077.0	110.0	1042.0	26.0	1.2
CHI-1_Zrn_70	872	335	0.38	0.0544	0.0034	0.4840	0.0370	0.0645	0.0019	0.0210	0.0026	0.80	402.6	11.0	402.0	25.0	380.0	140.0	402.6	11.0	-0.1
CHI-1_Zrn_71	542	451	0.83	0.0566	0.0040	0.4430	0.0340	0.0557	0.0018	0.0193	0.0024	0.53	349.5	11.0	373.0	25.0	450.0	150.0	349.5	11.0	6.3
CHI-1_Zrn_72	218	119.7	0.55	0.0626	0.0058	0.4610	0.0460	0.0541	0.0017	0.0184	0.0024	0.69	339.6	10.0	395.0	36.0	710.0	180.0	339.6	10.0	14.0
CHI-1_Zrn_73	363	242.8	0.67	0.0589	0.0042	0.5460	0.0440	0.0661	0.0020	0.0202	0.0026	0.79	412.6	12.0	440.0	29.0	540.0	150.0	412.6	12.0	6.2
CHI-1_Zrn_74	141	83	0.59	0.0700	0.0063	1.2150	0.1200	0.1231	0.0041	0.0453	0.0057	0.30	748.0	23.0	797.0	54.0	860.0	190.0	748.0	23.0	6.1
CHI-1_Zrn_75	51.2	50.2	0.98	0.1101	0.0078	5.1900	0.4100	0.3376	0.0110	0.0955	0.0120	0.45	1874.0	56.0	1848.0	64.0	1782.0	130.0	1782.0	130.0	-1.4
CHI-1_Zrn_76	205	208	1.01	0.0638	0.0060	0.7900	0.0840	0.0851	0.0055	0.0252	0.0032	0.69	526.0	33.0	589.0	46.0	740.0	190.0	526.0	33.0	10.7
CHI-1_Zrn_77	106.6	0.63	0.01	0.0714	0.0069	0.9190	0.0910	0.0947	0.0033	0.6100	0.1800	0.28	583.0	20.0	653.0	49.0	920.0	200.0	583.0	20.0	10.7
CHI-1_Zrn_78	302	67.4	0.22	0.0678	0.0043	1.2760	0.1100	0.1371	0.0061	0.0476	0.0063	0.69	828.0	35.0	829.0	48.0	834.0	130.0	828.0	35.0	0.1
CHI-1_Zrn_79	67.3	40.8	0.61	0.0803	0.0076	1.6700	0.1700	0.1498	0.0056	0.0456	0.0060	0.58	903.0	31.0	989.0	61.0	1180.0	190.0	903.0	31.0	8.7
CHI-1_Zrn_80	290	214	0.74	0.0625	0.0050	0.6900	0.0600	0.0792	0.0024	0.0256	0.0032	0.61	491.1	14.0	529.0	36.0	650.0	170.0	491.1	14.0	7.2

CHI-1_Zrn_81	177	99	0.56	0.0608	0.0061	0.7330	0.0830	0.0829	0.0030	0.0292	0.0039	0.54	513.0	18.0	549.0	48.0	610.0	230.0	513.0	18.0	6.6
CHI-1_Zrn_82	465	244	0.52	0.0939	0.0078	1.8000	0.1700	0.1368	0.0041	0.0700	0.0140	0.78	826.0	23.0	1035.0	59.0	1480.0	160.0	826.0	23.0	20.2
CHI-1_Zrn_83	236	185.9	0.79	0.0911	0.0052	2.8950	0.2000	0.2280	0.0068	0.0688	0.0086	0.79	1324.0	36.0	1377.0	51.0	1445.0	100.0	1324.0	36.0	3.8
CHI-1_Zrn_84	146	173	1.18	0.0597	0.0050	0.8580	0.0830	0.1014	0.0041	0.0299	0.0038	0.45	623.0	24.0	627.0	44.0	570.0	190.0	623.0	24.0	0.6
CHI-1_Zrn_85	441	1179	2.67	0.0698	0.0040	1.6400	0.1100	0.1702	0.0047	0.0481	0.0058	0.80	1013.0	26.0	984.0	42.0	918.0	110.0	1013.0	26.0	-2.9
CHI-1_Zrn_86	204	56	0.27	0.0704	0.0051	1.2510	0.1000	0.1291	0.0040	0.0547	0.0070	0.78	782.0	23.0	824.0	45.0	930.0	150.0	782.0	23.0	5.1
CHI-1_Zrn_87	63.4	77.6	1.22	0.0985	0.0075	3.5200	0.2900	0.2622	0.0088	0.0754	0.0095	0.36	1500.0	45.0	1534.0	63.0	1560.0	150.0	1560.0	150.0	2.2
CHI-1_Zrn_89	132.2	69.9	0.53	0.0785	0.0059	1.8800	0.1600	0.1734	0.0057	0.0559	0.0072	0.52	1030.0	32.0	1066.0	55.0	1130.0	150.0	1030.0	32.0	3.4
CHI-1_Zrn_90	448.7	103.6	0.23	0.0637	0.0042	0.9050	0.0770	0.1015	0.0038	0.0324	0.0043	0.77	623.0	22.0	650.0	40.0	714.0	140.0	623.0	22.0	4.2
CHI-1_Zrn_91	264	102.4	0.39	0.0571	0.0049	0.4530	0.0430	0.0571	0.0019	0.0181	0.0026	0.65	357.7	11.0	376.0	30.0	450.0	180.0	357.7	11.0	4.9
CHI-1_Zrn_92	97.4	105.3	1.08	0.0745	0.0075	0.8600	0.0980	0.0823	0.0034	0.0255	0.0033	0.67	509.0	20.0	618.0	52.0	1020.0	200.0	509.0	20.0	17.6
CHI-1_Zrn_93	299	368	1.23	0.0627	0.0047	0.6060	0.0510	0.0717	0.0030	0.0243	0.0032	0.67	446.0	18.0	483.0	30.0	650.0	160.0	446.0	18.0	7.7
CHI-1_Zrn_94	232	120.3	0.52	0.1039	0.0060	4.3700	0.3000	0.3021	0.0085	0.0813	0.0100	0.80	1701.0	42.0	1703.0	57.0	1699.0	100.0	1699.0	100.0	0.1
CHI-1_Zrn_95	53.4	20.52	0.38	0.0784	0.0078	1.1600	0.1200	0.1075	0.0047	0.0426	0.0068	0.52	658.0	27.0	778.0	60.0	1130.0	200.0	658.0	27.0	15.4
CHI-1_Zrn_96	820	104	0.13	0.0592	0.0034	0.8920	0.0630	0.1064	0.0030	0.0329	0.0042	0.80	651.6	17.0	646.0	33.0	583.0	110.0	651.6	17.0	-0.9
CHI-1_Zrn_97	320	186	0.58	0.0635	0.0042	0.8340	0.0640	0.0932	0.0030	0.0292	0.0037	0.65	574.0	18.0	613.0	35.0	722.0	140.0	574.0	18.0	6.4
CHI-1_Zrn_98	241	76.2	0.32	0.0576	0.0045	0.7150	0.0670	0.0862	0.0028	0.0270	0.0036	0.44	533.0	16.0	553.0	36.0	540.0	160.0	533.0	16.0	3.6
CHI-1_Zrn_99	71.4	42.1	0.59	0.0827	0.0063	1.8600	0.1700	0.1668	0.0064	0.0533	0.0072	0.64	994.0	36.0	1073.0	63.0	1210.0	160.0	994.0	36.0	7.4
CHI-1_Zrn_100	690	76	0.11	0.0699	0.0040	1.4400	0.0990	0.1495	0.0042	0.0465	0.0060	0.75	898.0	23.0	908.0	39.0	932.0	120.0	898.0	23.0	1.1

Tabla 3. Análisis isotópicos U-Pb de la muestra CHI-1.

Resultados de geocronología U-Pb de la muestra TEP-2

	U (ppm)	Th (ppm)	Th/U	CORRECTED RATIOS ²								Rho	CORRECTED AGES (Ma)						Best age (Ma)	±2σ	Disc %
				²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	±2σ abs	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	±2σ abs	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	±2σ abs	²⁰⁸ Pb/ ²³² Th	±2σ abs		²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	±2σ	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	±2σ	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	±2σ			
TEP-2_Zrn_01	78.3	25.4	0.32	0.0818	0.0062	2.2800	0.1800	0.2003	0.0071	0.0604	0.0085	0.49	1176.0	38.0	1198.0	56.0	1240.0	160.0	1176.0	38.0	1.8
TEP-2_Zrn_02	377	184	0.49	0.0827	0.0048	2.4720	0.1700	0.2172	0.0064	0.0625	0.0076	0.68	1267.0	34.0	1260.0	51.0	1256.0	110.0	1267.0	34.0	-0.6
TEP-2_Zrn_03	630	183	0.29	0.0735	0.0042	1.7430	0.1200	0.1742	0.0050	0.0501	0.0062	0.84	1035.0	28.0	1023.0	44.0	1025.0	110.0	1035.0	28.0	-1.2
TEP-2_Zrn_04	147	73.8	0.50	0.0792	0.0052	2.3600	0.1900	0.2117	0.0063	0.0639	0.0085	0.75	1238.0	33.0	1225.0	56.0	1161.0	140.0	1238.0	33.0	-1.1
TEP-2_Zrn_05	68.3	26.8	0.39	0.0686	0.0055	1.5800	0.1500	0.1677	0.0061	0.0560	0.0081	0.63	999.0	34.0	965.0	60.0	880.0	170.0	999.0	34.0	-3.5
TEP-2_Zrn_06	329	123.9	0.38	0.0850	0.0049	2.5700	0.1800	0.2200	0.0059	0.0638	0.0080	0.88	1282.0	31.0	1289.0	50.0	1301.0	110.0	1282.0	31.0	0.5
TEP-2_Zrn_07	43.8	24.2	0.55	0.0820	0.0100	1.6100	0.2000	0.1479	0.0061	0.0443	0.0069	0.49	889.0	34.0	957.0	81.0	1080.0	260.0	889.0	34.0	7.1
TEP-2_Zrn_08	31	13.1	0.42	0.0837	0.0090	1.7900	0.2200	0.1639	0.0078	0.0545	0.0100	0.44	977.0	43.0	1043.0	74.0	1300.0	210.0	977.0	43.0	6.3
TEP-2_Zrn_09	850	257	0.30	0.0756	0.0040	2.0500	0.1400	0.1964	0.0064	0.0564	0.0071	0.78	1155.0	35.0	1134.0	45.0	1078.0	110.0	1155.0	35.0	-1.9
TEP-2_Zrn_10	203	64.3	0.32	0.0743	0.0047	1.7110	0.1300	0.1693	0.0051	0.0566	0.0073	0.60	1008.0	28.0	1013.0	46.0	1024.0	130.0	1008.0	28.0	0.5
TEP-2_Zrn_11	198	92.6	0.47	0.0789	0.0048	2.1180	0.1500	0.1945	0.0058	0.0552	0.0069	0.79	1145.0	31.0	1151.0	48.0	1150.0	120.0	1145.0	31.0	0.5
TEP-2_Zrn_12	327	152	0.46	0.0845	0.0046	2.7370	0.1900	0.2341	0.0068	0.0625	0.0077	0.84	1356.0	35.0	1340.0	47.0	1294.0	110.0	1356.0	35.0	-1.2
TEP-2_Zrn_13	734	106.5	0.15	0.0670	0.0036	1.2870	0.0860	0.1373	0.0038	0.0428	0.0054	0.89	829.5	21.0	839.0	38.0	836.0	110.0	829.5	21.0	1.1
TEP-2_Zrn_14	59	19.4	0.33	0.0688	0.0059	1.4300	0.1400	0.1507	0.0053	0.0537	0.0081	0.68	905.0	30.0	898.0	54.0	850.0	170.0	905.0	30.0	-0.8
TEP-2_Zrn_15	179	15.7	0.09	0.0699	0.0052	1.0900	0.0920	0.1108	0.0034	0.0675	0.0110	0.72	677.0	20.0	743.0	45.0	950.0	150.0	677.0	20.0	8.9
TEP-2_Zrn_16	47.7	34.8	0.73	0.0895	0.0093	2.3100	0.2400	0.1925	0.0071	0.0623	0.0087	0.52	1134.0	38.0	1195.0	74.0	1350.0	190.0	1134.0	38.0	5.1
TEP-2_Zrn_17	344	96.5	0.28	0.0764	0.0044	2.1680	0.1500	0.2030	0.0065	0.0595	0.0075	0.75	1191.0	35.0	1167.0	49.0	1124.0	110.0	1191.0	35.0	-2.1
TEP-2_Zrn_18	186.4	158.2	0.85	0.0793	0.0049	2.1520	0.1600	0.1926	0.0057	0.0539	0.0067	0.70	1135.0	31.0	1161.0	51.0	1184.0	130.0	1135.0	31.0	2.2
TEP-2_Zrn_19	262	114	0.44	0.0943	0.0055	3.4500	0.2400	0.2637	0.0081	0.0764	0.0096	0.77	1508.0	42.0	1512.0	55.0	1528.0	110.0	1528.0	110.0	0.3
TEP-2_Zrn_20	684	232	0.34	0.0771	0.0041	2.0880	0.1400	0.1961	0.0054	0.0532	0.0065	0.86	1154.0	29.0	1143.0	45.0	1115.0	110.0	1154.0	29.0	-1.0
TEP-2_Zrn_21	97	77.7	0.80	0.0706	0.0079	0.8540	0.1000	0.0860	0.0031	0.0282	0.0039	0.41	532.0	18.0	645.0	55.0	970.0	220.0	532.0	18.0	17.5
TEP-2_Zrn_22	61.1	18.3	0.30	0.0734	0.0064	1.6100	0.1600	0.1541	0.0060	0.0507	0.0079	0.53	923.0	33.0	970.0	59.0	1060.0	170.0	923.0	33.0	4.8
TEP-2_Zrn_23	24	9.61	0.40	0.0948	0.0099	2.7200	0.3000	0.2075	0.0089	0.0825	0.0130	0.28	1214.0	47.0	1317.0	84.0	1500.0	190.0	1214.0	47.0	7.8
TEP-2_Zrn_24	79.8	36	0.45	0.0869	0.0065	2.6400	0.2200	0.2205	0.0071	0.0750	0.0100	0.72	1284.0	37.0	1336.0	59.0	1340.0	160.0	1284.0	37.0	3.9

TEP-2_Zrn_25	473	91.2	0.19	0.0807	0.0044	2.1990	0.1500	0.2023	0.0075	0.0609	0.0090	0.75	1187.0	40.0	1184.0	54.0	1205.0	110.0	1187.0	40.0	-0.3
TEP-2_Zrn_26	270	7.3	0.03	0.0656	0.0046	0.9880	0.0820	0.1098	0.0034	0.0850	0.0150	0.83	672.0	20.0	693.0	43.0	804.0	140.0	672.0	20.0	3.0
TEP-2_Zrn_27	100.3	29.4	0.29	0.0753	0.0056	1.8300	0.1600	0.1748	0.0057	0.0568	0.0082	0.58	1038.0	31.0	1052.0	58.0	1060.0	150.0	1038.0	31.0	1.3
TEP-2_Zrn_28	179	16.7	0.09	0.0607	0.0054	0.6280	0.0600	0.0745	0.0028	0.0301	0.0062	0.61	463.0	17.0	490.0	38.0	600.0	190.0	463.0	17.0	5.5
TEP-2_Zrn_29	146.2	49.4	0.34	0.0837	0.0055	2.5400	0.2000	0.2174	0.0066	0.0687	0.0090	0.66	1268.0	35.0	1276.0	56.0	1272.0	120.0	1268.0	35.0	0.6
TEP-2_Zrn_30	77.1	22.3	0.29	0.0751	0.0058	1.6600	0.1600	0.1592	0.0060	0.0568	0.0079	0.67	952.0	33.0	990.0	57.0	1060.0	180.0	952.0	33.0	3.8
TEP-2_Zrn_31	134	43.1	0.32	0.0955	0.0059	2.7500	0.2000	0.2083	0.0064	0.0766	0.0110	0.72	1219.0	34.0	1337.0	54.0	1529.0	120.0	1219.0	34.0	8.8
TEP-2_Zrn_32	39.4	21.59	0.55	0.0727	0.0087	1.5700	0.1900	0.1598	0.0069	0.0486	0.0075	0.46	955.0	38.0	958.0	68.0	920.0	230.0	955.0	38.0	0.3
TEP-2_Zrn_33	537	260.1	0.48	0.0775	0.0041	2.1120	0.1400	0.1970	0.0067	0.0587	0.0071	0.47	1159.0	36.0	1150.0	46.0	1135.0	110.0	1159.0	36.0	-0.8
TEP-2_Zrn_34	91	37.3	0.41	0.0738	0.0064	1.5500	0.1900	0.1463	0.0097	0.0499	0.0069	0.47	878.0	54.0	925.0	74.0	980.0	180.0	878.0	54.0	5.1
TEP-2_Zrn_35	56	16.2	0.29	0.0832	0.0081	2.4000	0.2500	0.2068	0.0064	0.0633	0.0098	0.59	1212.0	34.0	1232.0	72.0	1220.0	190.0	1212.0	34.0	1.6
TEP-2_Zrn_36	295	130	0.44	0.0779	0.0045	2.0350	0.1400	0.1871	0.0054	0.0569	0.0072	0.80	1106.0	29.0	1124.0	48.0	1150.0	120.0	1106.0	29.0	1.6
TEP-2_Zrn_37	298	207	0.69	0.0588	0.0041	0.6180	0.0510	0.0741	0.0024	0.0286	0.0037	0.77	460.6	14.0	486.0	32.0	550.0	160.0	460.6	14.0	5.2
TEP-2_Zrn_38	230.4	97.6	0.42	0.0600	0.0052	0.5870	0.0570	0.0713	0.0021	0.0221	0.0030	0.65	444.0	13.0	479.0	35.0	580.0	190.0	444.0	13.0	7.3
TEP-2_Zrn_39	148	40.5	0.27	0.0790	0.0054	2.0100	0.1600	0.1824	0.0060	0.0560	0.0073	0.59	1080.0	33.0	1122.0	55.0	1149.0	140.0	1080.0	33.0	3.7
TEP-2_Zrn_40	268	61	0.23	0.0691	0.0056	0.7500	0.0690	0.0785	0.0024	0.0320	0.0047	0.62	487.0	14.0	569.0	42.0	830.0	170.0	487.0	14.0	14.4
TEP-2_Zrn_41	241	34.1	0.14	0.0608	0.0050	0.7250	0.0740	0.0837	0.0038	0.0366	0.0055	0.48	521.0	24.0	546.0	44.0	610.0	190.0	521.0	24.0	4.6
TEP-2_Zrn_42	66	32.4	0.49	0.0922	0.0070	2.6000	0.2200	0.2022	0.0074	0.0743	0.0099	0.50	1186.0	40.0	1289.0	62.0	1440.0	160.0	1186.0	40.0	8.0
TEP-2_Zrn_43	230	39.1	0.17	0.0653	0.0052	0.9140	0.0810	0.0998	0.0034	0.0439	0.0063	0.61	613.0	20.0	659.0	42.0	830.0	160.0	613.0	20.0	7.0
TEP-2_Zrn_44	83.4	52.8	0.63	0.0811	0.0057	2.2600	0.1800	0.1992	0.0062	0.0579	0.0075	0.64	1170.0	34.0	1206.0	57.0	1240.0	150.0	1170.0	34.0	3.0
TEP-2_Zrn_45	205	91.8	0.45	0.0690	0.0051	1.3300	0.1200	0.1380	0.0070	0.0428	0.0057	0.24	832.0	40.0	857.0	53.0	920.0	150.0	832.0	40.0	2.9
TEP-2_Zrn_46	390	186	0.48	0.0660	0.0040	0.8990	0.0660	0.0998	0.0037	0.0309	0.0039	0.64	613.0	21.0	653.0	33.0	812.0	130.0	613.0	21.0	6.1
TEP-2_Zrn_47	183	67.5	0.37	0.0768	0.0051	2.1320	0.1600	0.1971	0.0057	0.0581	0.0074	0.81	1159.0	30.0	1159.0	55.0	1130.0	130.0	1159.0	30.0	0.0
TEP-2_Zrn_48	96.3	35.4	0.37	0.0782	0.0061	2.0500	0.1900	0.1844	0.0062	0.0593	0.0081	0.70	1091.0	34.0	1121.0	63.0	1190.0	160.0	1091.0	34.0	2.7
TEP-2_Zrn_49	400	42.3	0.11	0.0723	0.0044	1.4360	0.1200	0.1416	0.0058	0.0342	0.0051	0.50	853.0	33.0	898.0	47.0	997.0	120.0	853.0	33.0	5.0
TEP-2_Zrn_50	686	1008	1.47	0.0553	0.0035	0.5630	0.0420	0.0744	0.0024	0.0208	0.0025	0.77	462.8	15.0	452.0	28.0	408.0	150.0	462.8	15.0	-2.4
TEP-2_Zrn_51	103	71.5	0.69	0.0705	0.0068	0.9740	0.1000	0.1021	0.0033	0.0337	0.0045	0.72	627.0	19.0	689.0	55.0	950.0	200.0	627.0	19.0	9.0
TEP-2_Zrn_52	360	139	0.39	0.0920	0.0051	3.3000	0.2300	0.2591	0.0075	0.0695	0.0085	0.82	1485.0	39.0	1477.0	54.0	1465.0	100.0	1465.0	100.0	-0.5

TEP-2_Zrn_53	314	249	0.79	0.0735	0.0047	1.5580	0.1100	0.1538	0.0050	0.0453	0.0055	0.43	928.0	28.0	950.0	45.0	1014.0	130.0	928.0	28.0	2.3
TEP-2_Zrn_54	123.1	53.1	0.43	0.0718	0.0057	1.5710	0.1300	0.1566	0.0049	0.0454	0.0061	0.51	937.0	27.0	951.0	53.0	970.0	170.0	937.0	27.0	1.5
TEP-2_Zrn_55	333.5	19.32	0.06	0.0692	0.0044	1.1650	0.0940	0.1196	0.0047	0.0545	0.0084	0.39	728.0	27.0	779.0	44.0	917.0	120.0	728.0	27.0	6.5
TEP-2_Zrn_56	272	57	0.21	0.0582	0.0042	0.6480	0.0540	0.0799	0.0027	0.0270	0.0038	0.63	497.0	15.0	504.0	34.0	530.0	160.0	497.0	15.0	1.4
TEP-2_Zrn_57	241	155.6	0.65	0.0575	0.0044	0.6330	0.0540	0.0790	0.0024	0.0255	0.0034	0.63	490.2	15.0	494.0	33.0	460.0	170.0	490.2	15.0	0.8
TEP-2_Zrn_58	358	61.2	0.17	0.0753	0.0048	1.6990	0.1300	0.1652	0.0061	0.0548	0.0072	0.39	985.0	34.0	1008.0	48.0	1051.0	130.0	985.0	34.0	2.3
TEP-2_Zrn_59	66.2	66.2	1.00	0.0706	0.0087	0.7820	0.1000	0.0791	0.0028	0.0267	0.0038	0.62	491.0	17.0	571.0	59.0	820.0	280.0	491.0	17.0	14.0
TEP-2_Zrn_60	102	41.8	0.41	0.0764	0.0070	1.5800	0.1700	0.1457	0.0049	0.0527	0.0075	0.67	877.0	28.0	953.0	63.0	1090.0	180.0	877.0	28.0	8.0
TEP-2_Zrn_61	301	137	0.46	0.0791	0.0044	2.1920	0.1500	0.2000	0.0059	0.0569	0.0070	0.68	1175.0	32.0	1175.0	41.0	1171.0	110.0	1175.0	32.0	0.0
TEP-2_Zrn_62	337	28.3	0.08	0.0657	0.0043	1.0100	0.1200	0.1114	0.0097	0.0767	0.0110	0.71	678.0	56.0	700.0	61.0	762.0	140.0	678.0	56.0	3.1
TEP-2_Zrn_63	322	31.7	0.10	0.0567	0.0040	0.5970	0.0490	0.0766	0.0024	0.0287	0.0043	0.71	475.5	14.0	473.0	31.0	460.0	150.0	475.5	14.0	-0.5
TEP-2_Zrn_64	152	76.2	0.50	0.0699	0.0051	1.4320	0.1200	0.1467	0.0055	0.0426	0.0057	0.29	882.0	31.0	901.0	51.0	930.0	160.0	882.0	31.0	2.1
TEP-2_Zrn_65	45.7	24	0.53	0.0813	0.0094	1.6700	0.2200	0.1464	0.0070	0.0524	0.0072	0.63	880.0	40.0	975.0	83.0	1200.0	230.0	880.0	40.0	9.7
TEP-2_Zrn_66	107	62.2	0.58	0.0663	0.0057	1.3500	0.1300	0.1434	0.0051	0.0436	0.0058	0.42	863.0	28.0	857.0	56.0	780.0	190.0	863.0	28.0	-0.7
TEP-2_Zrn_67	363	132	0.36	0.0854	0.0047	2.7800	0.2000	0.2346	0.0092	0.0692	0.0088	0.39	1357.0	48.0	1346.0	53.0	1323.0	100.0	1357.0	48.0	-0.8
TEP-2_Zrn_68	86.9	26.5	0.30	0.0723	0.0064	1.6400	0.1600	0.1609	0.0055	0.0483	0.0072	0.55	961.0	31.0	995.0	62.0	1010.0	180.0	961.0	31.0	3.4
TEP-2_Zrn_69	203	24.7	0.12	0.0567	0.0047	0.6280	0.0580	0.0775	0.0024	0.0337	0.0055	0.61	481.2	14.0	495.0	35.0	540.0	190.0	481.2	14.0	2.8
TEP-2_Zrn_71	394	89	0.23	0.0733	0.0044	1.7590	0.1300	0.1725	0.0052	0.0491	0.0064	0.72	1026.0	29.0	1026.0	48.0	1004.0	120.0	1026.0	29.0	0.0
TEP-2_Zrn_72	70.3	24.9	0.35	0.0879	0.0058	2.8400	0.2300	0.2299	0.0078	0.0704	0.0100	0.69	1333.0	41.0	1357.0	60.0	1365.0	120.0	1333.0	41.0	1.8
TEP-2_Zrn_73	278	23.8	0.09	0.0686	0.0044	0.9710	0.0750	0.1014	0.0036	0.0457	0.0067	0.52	623.0	21.0	690.0	36.0	860.0	140.0	623.0	21.0	9.7
TEP-2_Zrn_74	166	55.3	0.33	0.0722	0.0045	1.5320	0.1200	0.1549	0.0048	0.0495	0.0066	0.70	928.0	27.0	938.0	49.0	981.0	130.0	928.0	27.0	1.1
TEP-2_Zrn_75	178	27.7	0.16	0.0609	0.0056	0.6260	0.0650	0.0756	0.0026	0.0262	0.0045	0.59	469.0	16.0	487.0	41.0	580.0	190.0	469.0	16.0	3.7
TEP-2_Zrn_76	433	66.1	0.15	0.0749	0.0041	1.6770	0.1200	0.1605	0.0052	0.0481	0.0064	0.70	959.0	29.0	992.0	40.0	1073.0	110.0	959.0	29.0	3.3
TEP-2_Zrn_77	378	44.6	0.12	0.0662	0.0045	1.0060	0.0810	0.1070	0.0038	0.0442	0.0063	0.33	655.0	22.0	703.0	40.0	850.0	150.0	655.0	22.0	6.8
TEP-2_Zrn_78	638	471	0.74	0.0700	0.0040	1.4480	0.1000	0.1504	0.0043	0.0396	0.0048	0.59	905.0	25.0	910.0	40.0	913.0	120.0	905.0	25.0	0.5
TEP-2_Zrn_79	444	158.9	0.36	0.0782	0.0042	1.9030	0.1300	0.1751	0.0056	0.0564	0.0069	0.51	1040.0	31.0	1080.0	44.0	1152.0	110.0	1040.0	31.0	3.7
TEP-2_Zrn_80	177	37.1	0.21	0.0899	0.0053	2.5900	0.2500	0.2080	0.0140	0.0724	0.0094	0.54	1211.0	75.0	1291.0	67.0	1417.0	110.0	1211.0	75.0	6.2
TEP-2_Zrn_81	378	67.9	0.18	0.0598	0.0042	0.6110	0.0470	0.0742	0.0023	0.0268	0.0038	0.57	461.1	14.0	482.0	30.0	560.0	160.0	461.1	14.0	4.3

TEP-2_Zrn_82	250	32.6	0.13	0.0575	0.0043	0.5980	0.0500	0.0756	0.0023	0.0264	0.0046	0.68	469.8	14.0	473.0	31.0	480.0	160.0	469.8	14.0	0.7
TEP-2_Zrn_83	381	101	0.27	0.0799	0.0046	2.1670	0.1500	0.1963	0.0058	0.0569	0.0075	0.79	1155.0	31.0	1172.0	46.0	1201.0	110.0	1155.0	31.0	1.5
TEP-2_Zrn_84	293	81.5	0.28	0.0580	0.0047	0.6280	0.0540	0.0766	0.0025	0.0249	0.0035	0.65	475.8	15.0	495.0	34.0	490.0	170.0	475.8	15.0	3.9
TEP-2_Zrn_85	564	98.5	0.17	0.0698	0.0040	1.1080	0.0740	0.1149	0.0033	0.0383	0.0050	0.71	701.3	19.0	756.0	35.0	919.0	120.0	701.3	19.0	7.2
TEP-2_Zrn_86	487	351	0.72	0.0776	0.0042	2.0910	0.1500	0.1942	0.0065	0.0589	0.0076	0.68	1144.0	35.0	1143.0	47.0	1142.0	110.0	1144.0	35.0	-0.1
TEP-2_Zrn_87	134	10.96	0.08	0.0701	0.0061	0.9290	0.0900	0.0951	0.0034	0.0780	0.0140	0.34	585.0	20.0	659.0	48.0	850.0	190.0	585.0	20.0	11.2
TEP-2_Zrn_88	68.9	32.2	0.47	0.0850	0.0063	2.4800	0.2300	0.2104	0.0070	0.0647	0.0090	0.54	1231.0	37.0	1270.0	65.0	1290.0	150.0	1231.0	37.0	3.1
TEP-2_Zrn_89	503	151	0.30	0.0787	0.0045	2.2330	0.1600	0.2065	0.0063	0.0609	0.0076	0.65	1210.0	33.0	1192.0	47.0	1161.0	110.0	1210.0	33.0	-1.5
TEP-2_Zrn_90	225	116	0.52	0.0586	0.0056	0.6110	0.0640	0.0735	0.0023	0.0238	0.0030	0.66	456.9	14.0	483.0	41.0	520.0	190.0	456.9	14.0	5.4
TEP-2_Zrn_91	71.5	40.8	0.57	0.0724	0.0063	1.6200	0.1500	0.1589	0.0057	0.0509	0.0065	0.53	954.0	31.0	983.0	59.0	1020.0	190.0	954.0	31.0	3.0
TEP-2_Zrn_92	560	66.2	0.12	0.0583	0.0039	0.5900	0.0470	0.0730	0.0024	0.0215	0.0029	0.70	454.3	14.0	468.0	30.0	510.0	150.0	454.3	14.0	2.9
TEP-2_Zrn_93	182	51.1	0.28	0.0627	0.0051	0.6830	0.0620	0.0793	0.0027	0.0270	0.0040	0.52	492.0	16.0	530.0	39.0	680.0	180.0	492.0	16.0	7.2
TEP-2_Zrn_94	227	29.4	0.13	0.0616	0.0048	0.7170	0.0660	0.0819	0.0027	0.0412	0.0068	0.58	507.0	16.0	544.0	38.0	650.0	160.0	507.0	16.0	6.8
TEP-2_Zrn_95	188	55.1	0.29	0.0870	0.0057	2.4200	0.1800	0.2007	0.0059	0.0750	0.0095	0.68	1182.0	33.0	1241.0	54.0	1331.0	130.0	1182.0	33.0	4.8
TEP-2_Zrn_96	100.3	55.2	0.55	0.0691	0.0087	0.8040	0.0930	0.0814	0.0034	0.0274	0.0042	0.46	504.0	20.0	595.0	55.0	860.0	260.0	504.0	20.0	15.3
TEP-2_Zrn_97	486	200	0.41	0.0869	0.0047	2.6590	0.1700	0.2204	0.0061	0.0618	0.0075	0.78	1284.0	32.0	1315.0	48.0	1358.0	110.0	1284.0	32.0	2.4
TEP-2_Zrn_98	470	39.6	0.08	0.0598	0.0040	0.7110	0.0590	0.0861	0.0028	0.0420	0.0059	0.82	533.0	16.0	546.0	33.0	593.0	150.0	533.0	16.0	2.4
TEP-2_Zrn_99	543	443	0.82	0.0545	0.0037	0.5240	0.0430	0.0691	0.0021	0.0198	0.0024	0.73	430.6	13.0	426.0	29.0	360.0	150.0	430.6	13.0	-1.1
TEP-2_Zrn_100	113	46.8	0.41	0.0635	0.0069	0.6980	0.0780	0.0781	0.0028	0.0245	0.0038	0.49	485.0	17.0	542.0	46.0	720.0	230.0	485.0	17.0	10.5

Tabla 4. Análisis isotópicos U-Pb de la muestra TEP-2.

