



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO
POSGRADO EN CIENCIAS DE LA TIERRA
INSTITUTO DE GEOLOGÍA

Condiciones de emplazamiento y edad de vetas sinorogénicas
en la Cuenca de Zimapán, centro de México.

T E S I S

QUE PARA OPTAR POR EL GRADO DE:
Maestra En Ciencias De La Tierra

PRESENTA:

María Isabel Vidal Reyes

TUTORA:

Dra. Elisa Fitz Díaz
Instituto de Geología, UNAM

MIEMBROS DEL COMITÉ TUTOR:

Dr. Gustave Iazard Tolson Jones (Instituto de Geología, UNAM)
Dr. Antoni Camprubí i Cano (Instituto de Geología, UNAM)
Dr. Luigi Solari (Centro de Geociencias, UNAM)
Dr. Augusto Antonio Rodríguez Díaz (Instituto de Geofísica, UNAM)

Ciudad Universitaria, Cd. Mx. 2019
Agosto



Universidad Nacional
Autónoma de México



UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

Todo el material contenido en esta tesis esta protegido por la Ley Federal del Derecho de Autor (LFDA) de los Estados Unidos Mexicanos (México).

El uso de imágenes, fragmentos de videos, y demás material que sea objeto de protección de los derechos de autor, será exclusivamente para fines educativos e informativos y deberá citar la fuente donde la obtuvo mencionando el autor o autores. Cualquier uso distinto como el lucro, reproducción, edición o modificación, será perseguido y sancionado por el respectivo titular de los Derechos de Autor.

AGRADECIMIENTOS

Quiero agradecer a mi asesora, Dra. Elisa Fitz, por acompañarme durante las diferentes etapas de este trabajo, por su apoyo incondicional y por todas las ideas que dieron como resultado este trabajo. Al proyecto de Conacyt #240662 por financiar parte del tratamiento de las muestras, de los análisis y del trabajo de campo. A los miembros de mi comité de evaluaciones semestrales, Dr. Antoni Camprubí y Dr. Priyadarsi Roy, por sus comentarios y contribuciones a esta tesis. Al grant #12147-18 otorgado por el GSA que fue fundamental para el desarrollo de este trabajo.

A mis compañeros Anthony Ramírez, Hermes García, Rodrigo Gutiérrez, Andrea Billarent y Mildred Zepeda por su apoyo durante las jornadas de campo y por compartir conmigo su sabiduría geológica. A Rogelio Hernández, Gabriel Serrano, Américo Escalante, Yael García, Sidney Segura, Fabián Gutiérrez y Fernando Díaz por acompañarme en el proceso, por su apoyo, palabras y consejos que fueron fundamentales para el desarrollo de este trabajo. También al Dr. Fernando Núñez, Dra. Vanessa Colás, Dr. Michelangelo Martini y Dr. Josep Moreno, por apoyarme con el análisis de mis muestras y los datos obtenidos, por sus sugerencias y sus enseñanzas.

A los técnicos e investigadores cuya colaboración permitió la realización de este trabajo:

A la Dra. Rosa María Prol Ledesma por facilitarme el análisis de mis muestras en el microscopio electrónico del Laboratorio de Petrografía y Microtermometría del Departamento de Recursos Naturales del Instituto de Geofísica UNAM. Al Dr. Augusto Rodríguez y a la M. en C. Marcela Errasti por apoyarme con el análisis de mis muestras en dicho laboratorio, por su excelente disposición y por sus consejos. Su contribución ha sido indispensable para el desarrollo de esta tesis.

A Juan Tomás Vázquez Ramírez, responsable del Taller de laminación del Centro de Geociencias. Muchas gracias por permitirme realizar mis láminas delgadas en el taller, sobre todo gracias por tu ánimo, tus consejos y tus enseñanzas.

Al Dr. Antoni Camprubí, encargado del Laboratorio de Inclusiones Fluidas del Instituto de Geología, UNAM, por facilitarme el uso del equipo y el análisis de mis inclusiones. A la M. en C. Edith Fuentes por apoyarme con la medición y análisis de mis láminas de inclusiones fluidas. Gracias por contagiarme de optimismo y por las palabras de ánimo.

Al Dr. Giovanni Sosa y a la Dra. Noemí Salazar a cargo del Laboratorio de Microanálisis del Centro Mexicano de Innovación en Energía Geotérmica (CEMIE-Geo), por su compromiso con la investigación y por su excelente disposición para realizar el análisis de mis muestras mediante la microsonda electrónica. Gracias por su colaboración con este proyecto, por todas sus facilidades y atenciones.

Al Dr. Luigi Solari y al Dr. Carlos Ortega por permitirme fechar mis muestras en Laboratorio de Estudios Isotópicos (LEI), Centro de Geociencias, UNAM. Gracias por su entusiasmo y por sus comentarios, que sin duda permitieron la obtención de datos fundamentales para este trabajo.

Al Dr. Gilles Levesse y a la Dra. Marina Vega, responsables del Laboratorio de Fluidos Corticales y Microscopía Electrónica en el Centro de Geociencias, UNAM, por su atención y su apoyo con el análisis de Difracción de Rayos X de mis muestras de arcilla.

A Consuelo Macías y al Ing. Teodoro Hernández Treviño por facilitarme el acceso al taller de molienda del Instituto de Geología, UNAM y al Laboratorio de Separación de Minerales del LUGIS, UNAM. Por su apoyo y sus consejos en el mundo de la separación de cristalitos.

A la Dra. Adela Margarita Reyes Salas y a la Quím. Blanca Sonia Ángeles García, por los análisis y micrografías realizadas en el Laboratorio de Microscopía Electrónica, Instituto de Geología, UNAM

A la Dra. Teresa Pi i Puig, encargada del Laboratorio de Difracción de Rayos X, de Instituto de Geología, UNAM, por facilitarme el uso de los *softwares PowDII Converter* y *Highscore plus*, con los cuales fue posibles analizar mis patrones de difracción y calcular índices de cristalinidad de illita.

CONTENIDO

RESUMEN.....	6
1. INTRODUCCIÓN	7
2. MARCO GEOLÓGICO REGIONAL.....	11
2.1 Estratigrafía regional.....	11
2.2 Estratigrafía de la cuenca de Zimapán.....	12
2.3 Cinturón de Pliegues y Cabalgaduras Mexicano.....	14
2.4 Deformación en la cuenca de Zimapán.....	16
3. MONACITA: UN FOSFATO DE TIERRA RARAS.....	17
3.1 Introducción.....	17
3.2 Cristalografía.....	19
3.3 Variación composicional en la monacita: sustituciones y zoneamiento.....	20
3.4 Fechamiento de monacita.....	23
4. METODOLOGIA.....	27
4.1 Trabajo de campo.....	27
4.2 Preparación y análisis de muestras.....	27
4.3 Interpretación de resultados.....	31
5. RESULTADOS.....	32
5.1 Columna estratigráfica y descripción de litofacies.....	32
5.1 Geología estructural.....	34
5.2 Vetas asociadas con la deformación de la Fm. Trancas.....	37
5.3 Textura y mineralogía de vetas.....	41
5.4 Geoquímica de roca total: vetas y encajonante.....	43
5.5 Caracterización de Monacita.....	47
5.7 Condiciones térmicas durante la génesis de vetas.....	51
5.8 Edades $^{208}\text{Pb}/^{232}\text{Th}$ en cristales de monacita.....	57
5.9 Edad de circones detríticos.....	57
6. DISCUSIÓN.....	59
6.1 Condiciones P-T durante la inversión y deformación de la cuenca de Zimapán.....	59
6.2 Vetas, fluidos y procesos de interacción fluido roca.....	62
6.3 Neoformación de monacita y su potencial como geocronómetro de la deformación en condiciones de bajo grado de metamorfismo.....	65

7. CONCLUSIONES.....	72
REFERENCIAS	74
ANEXO 1. Petrografía de litofacies	83
ANEXO 2. Petrografía de vetas.....	90
ANEXO 3. Cartografía del área de estudio	109
ANEXO 4. Imágenes de electrones retrodispersados de cristales de monacita	110
ANEXO 5. Mapas elementales de monacita.....	113
ANEXO 6. Geocronología Th-Pb de cristales de monacita	114
ANEXO 7. Geocronología U-Pb de circones detríticos	115
ANEXO 8. Análisis de inclusiones fluidas	118
ANEXO 9. Tablas de geoquímica	140

RESUMEN

Las vetas son estructuras comunes en la corteza superior, las cuales resultan de procesos de interacción fluido-roca y deformación. Los procesos de disolución por presión y transferencia de solución que permiten la formación de vetas son facilitados por altos gradientes de presión durante eventos tectónicos. Adicionalmente, cuando dichos procesos ocurren en condiciones de alto confinamiento, las vetas comparten las condiciones termo – barométricas de su formación con la roca encajonante. Dichas condiciones, así como la composición de los fluidos activos durante la deformación pueden descifrarse mediante la aplicación de técnicas petrográficas y analíticas, las cuales incluyen petrografía óptica y microscopía electrónica, microtermometría de inclusiones fluidas y análisis geoquímicos. Más aún, mediante análisis isotópicos de fases formadoras de vetas, las cuales contienen elementos radiactivos es posible determinar la edad de dichos minerales, así como de las vetas que los contienen y de la deformación de la roca que los aloja a ambos.

Basada en estas premisas, se diseñó y aplicó una metodología *ad hoc* para analizar la historia de deformación e inversión de la Cuenca Zimapán, la cual se ubica en la porción central del Cinturón de Pliegues y Cabalgaduras Mexicano, en los estados de Querétaro e Hidalgo. Dicho estudio se enfocó en vetas asociadas con pliegues desarrollados en las capas de arenisca y lutita de la Fm. Trancas del Jurásico Superior, la cual es la unidad expuesta más vieja de la cuenca de Zimapán. Las vetas registran diferentes estadios de la deformación, siendo tempranas, contemporáneas o tardías al plegamiento. Sus principales componentes son cuarzo y calcita, además de monacita y sulfuros como fases accesorias. La monacita es un fosfato de Tierras Raras, la cual aloja U, Th y Pb, en su estructura, lo que habilita a este mineral como un marcador geocronológico. Es así que la presencia de este mineral en vetas asociadas con deformación abre la posibilidad de comprender con mayor profundidad cómo evolucionan las condiciones termo-barométricas en el tiempo, durante los diferentes estadios de deformación. En este trabajo se analizan las condiciones y procesos que controlan el crecimiento de monacita en vetas tectónicas de la cuenca de Zimapán, así como su potencial como un nuevo geocronómetro de eventos de deformación en la corteza superior.

Tanto los datos de microtermometría de inclusiones fluidas y maclas de calcita en cristales de la veta, como el índice de cristalinidad de illita (ICI) extraída del encajonante, sugieren que la temperatura durante la deformación osciló entre los 180°C y 300°C, con una temperatura de 250°C en el punto máximo de la deformación. En cuanto a presión, se constriñó un rango entre 70 y 250 MPa, basado en las isocoras de las asociaciones de inclusiones fluidas y de su temperatura de atrapamiento. Según la microtermometría de inclusiones fluidas y la mineralogía de vetas sintectónicas, los fluidos presentan salinidades bajas a medias (Máx. 23 wt% NaCl eq.) y posiblemente, la precipitación de cristales en las vetas ocurre en condiciones reductoras.

Mediante análisis de LA-ICP-MS, se obtuvo la edad $^{208}\text{Pb}/^{232}\text{Th}$ *in situ* de cristales de monacita alojados tanto en el encajonante como en el interior de las vetas. Las edades obtenidas abarcan un rango que va de los 62±7Ma hasta 199±15Ma. Estas edades se agrupan en tres rangos: a) 62±7Ma a 99±9Ma b) 108±9Ma y c) edades mayores a 120Ma. La edad media ponderada para el grupo de monacita más joven, es de 80±3.6Ma, la cual coincide con las edades de deformación reportadas para la cuenca de Zimapán. Esto sugiere que la monacita en vetas tectónicas en las condiciones previamente descritas, puede ser aplicada para conocer la edad de la deformación de un área. Este mineral no sólo es relevante para estudiar la evolución de la deformación, sino que tiene potencial para documentar la edad de formación de yacimientos minerales y de hidrocarburos que se generan durante la deformación de una región.

1. INTRODUCCIÓN

La deformación en la corteza superior ocurre comúnmente en condiciones de bajo a muy bajo grado de metamorfismo. En dichas condiciones, el potencial de recristalización y neoformación de minerales es bajo y aquellas fases que crecen durante la deformación desarrollan cristales nano a microscópicos. Por lo cual, sólo mediante el avance de la tecnología y el empleo de nuevas técnicas analíticas, ha sido posible constreñir la edad de la deformación. Algunos de los métodos hasta ahora desarrollados con este fin se han enfocado en cristales que crecen en zonas donde se localiza la deformación, por ejemplo: edades obtenidas mediante el método Ar-Ar en cristales de illita que crecen en salbanda de falla (Van der Pluijm *et al.*, 2001) y en capas de lutita o bentonita donde se localiza cizalla capa-capa durante plegamiento flexural (Fitz-Díaz y Van der Pluijm, 2013), y edad de monacita por el sistema U-Th/Pb en cristales asociados con el desarrollo de clivaje (Rasmussen y Muhling, 2007; Wawrzenitz *et al.*, 2012), o bien, en sitios donde ocurre hidrotermalismo y sus minerales (entre ellos monacita) quedan preservados en “*clefts*” (Berger *et al.*, 2013). Finalmente, también se han fechado cristales de calcita atrapados en vetas contemporáneas a acortamiento de cuencas sedimentarias (Hansman *et al.*, 2018).

La monacita es un fosfato de Tierras Raras ligeras (LREE), abundante como una fase accesoria en rocas ígneas y metamórficas de medio a alto grado. Este mineral alberga Th y U en su estructura cristalina (van Emden *et al.*, 1999), y por ello ha sido empleado para determinar la edad de formación de magmas y del metamorfismo (Spear y Pyle, 2002). Por otro lado, este mineral ha sido estudiado recientemente en el marco de eventos hidrotermales y de deformación, donde cristales preexistentes son susceptibles a alterarse y recristalizar en presencia de fluidos a temperaturas menores de 400°C (Cuney y Mathieu, 2000; Hecht y Cuney, 2000; Mathieu *et al.*, 2001; Gasquet *et al.*, 2012; Janots *et al.*, 2012). A pesar de que los estudios de la monacita como un marcador cronológico de deformación en bajo grado de metamorfismo sólo en pocos, se ha logrado estudiar con detalle la interacción de esta fase mineral con los fluidos activos durante la deformación de las rocas. Dicha interacción puede ocurrir en dominios de clivaje, donde se observan cristales cuyo crecimiento es parcialmente contemporáneo con la reorientación y neoformación de arcilla (Wawrzenitz *et al.*, 2012). Esto se observa en monacitas detríticas en rocas sedimentarias, cuyos bordes son alterados por los fluidos o son disueltos mediante mecanismos como la disolución por presión (Rasmussen y Muhling, 2007; Wawrzenitz *et al.*, 2012) y finalmente, otros que precipitan a partir de la transferencia de solución en sitios de baja presión favorecidos por el estado de esfuerzos durante la deformación, tales como “*clefts*” o vetas (Berger *et al.*, 2013; Wawrzenitz *et al.*, 2012).

Este trabajo se desarrolla en la cuenca de Zimapán, localizada en el estado de Querétaro (Figura 1.1), en el sector central del Cinturón de Pliegues y Cabalgaduras Mexicano (CPCM, Campa y Coney, 1983). Dicha cuenca está constituida por sucesiones carbonatadas transgresivas del Títoniano al Cretácico, las cuales incluyen a una sucesión de lutita carbonatada y arenisca calcárea a volcánoclastica (Fm. Trancas), una sucesión de caliza de estratificación delgada a media (Fm. Tamaulipas) y turbiditas de grano fino, predominantemente carbonatadas de la Fm. Soyatal (Carrillo Martínez, 1989; Ortega-Flores *et al.*, 2014). La inversión de esta cuenca ha sido ampliamente estudiada y es dominada por plegamiento causado por compresión paralela a capa o *buckling* (Fitz-Díaz *et al.*, 2012). Los pliegues presentan un estilo variable y muestran una vergencia hacia el NE, particularmente aquellos que

localizan cizalla en las transiciones litológicas. Esta cuenca fue deformada progresivamente de SW a NE y registra al menos dos episodios de deformación durante el Cretácico Tardío (Fitz- Díaz *et al.*, 2014), ambos asociados con la formación del Orógeno Mexicano del Cretácico-Paleógeno (Fitz- Díaz *et al.*, 2018).

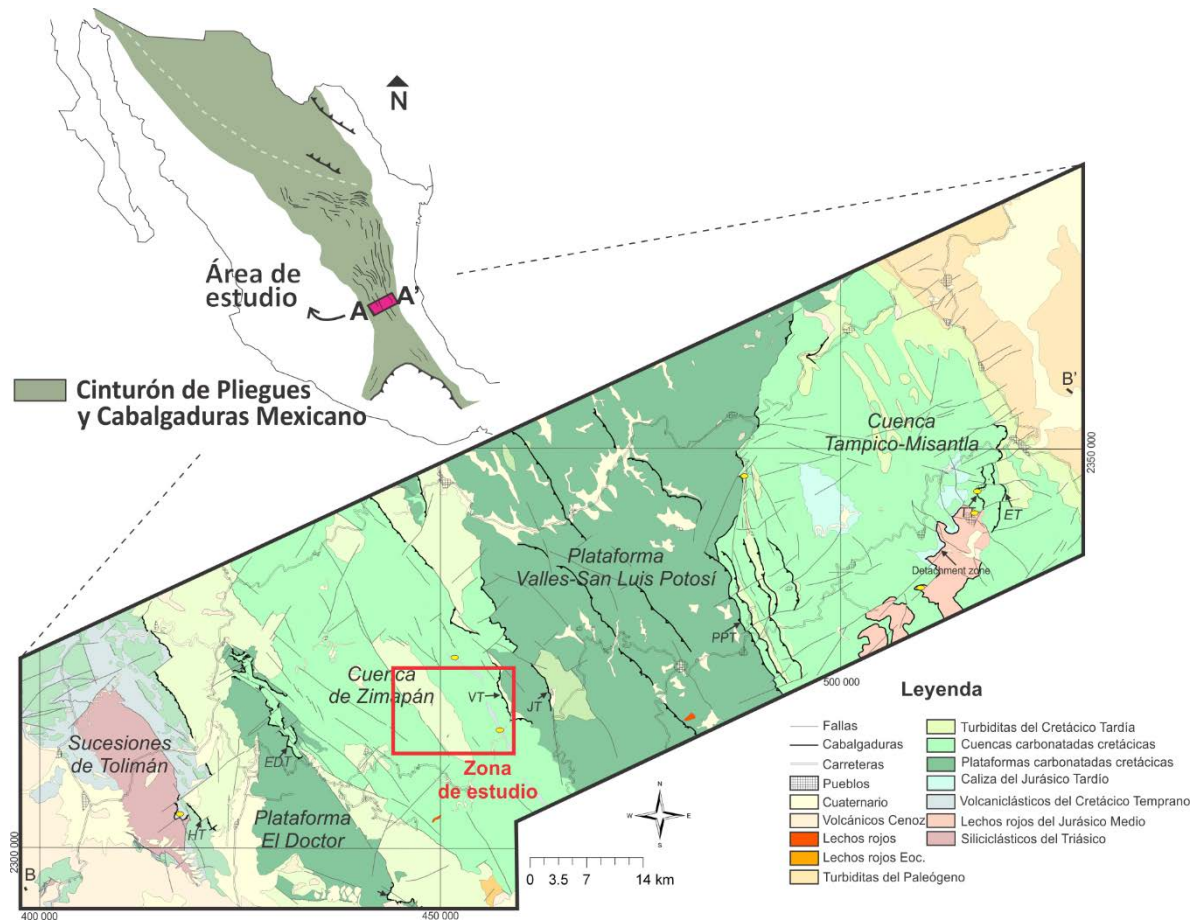


Figura 1.1. Mapa sintético mostrando la distribución del Cinturón de pliegues y cabalgaduras mexicanas, y la ubicación de la cuenca de Zimapán. En el mapa regional se muestra la ubicación de la zona estudiada con detalle para esta tesis, en la porción oriental de la cuenca de Zimapán (mapas modificados de Fitz-Díaz *et al.*, 2012).

Este estudio se centra en el estudio de vetas alojadas en rocas de la Fm. Trancas, la cual se compone parcialmente por capas de arenisca volcanoclástica y por capas calcáreas de lutita y caliza y margas del Jurásico Tardío – Cretácico Temprano (Ortega-Flores *et al.*, 2014). Estas vetas están asociadas con el desarrollo de pliegues en la cuenca y fueron generadas en fases tempranas, contemporáneas y posteriores al plegamiento. Sus componentes principales son cristales de cuarzo y de calcita en proporciones variables y presentan una amplia gama de texturas. Algunas vetas presentan pequeños cristales de monacita ya sea contenidos dentro de sus cristales formadores o bien asociados con inclusiones sólidas. La monacita se encuentra sólo en aquellas vetas alojadas en horizontes volcanoclásticos, donde ésta ocurre también como detrito o bien asociada con la deformación de la roca, en planos de clivaje. En los horizontes calcáreos de la Fm. Trancas y de formaciones aledañas,

así como en las vetas sintectónicas que se emplazan en estas rocas, no se encontraron cristales de monacita.

Las vetas son estructuras geológicas que preservan información sobre los procesos, mecanismos y condiciones en que ocurre la deformación de los cuerpos de roca. Por una parte, éstas conservan pequeñas cantidades de los fluidos activos durante la deformación en forma de inclusiones fluidas, las cuales permiten inferir las condiciones termo-barométricas de la deformación y la composición de los fluidos. Por otro lado, el estudio conjunto de la roca encajonante y la veta, permite reconocer procesos de movilidad de fluidos en la roca, el transporte de masa de la roca a la veta y la naturaleza e intensidad de procesos de interacción fluido-roca durante la deformación (Oliver y Bons, 2001).

A partir de dichas consideraciones, en este trabajo se pretende comprender cómo evolucionan las condiciones PTF (Presión-Temperatura-Fluidos) durante la deformación de la cuenca de Zimapán y comprender los procesos físico-químicos que permiten el crecimiento de granos de monacita en vetas sintectónicas y de manera complementaria, verificar su aplicabilidad como un potencial método de fechamiento de los eventos de deformación en la corteza superior. Para abordar esta interrogante, se integran observaciones de campo, descripciones petrográficas detalladas y análisis geoquímicos de la composición de la roca y el encajonante para con estos datos, inferir procesos de interacción fluido roca, así como el transporte de masa del encajonante a la veta. Por otro lado, con los resultados obtenidos en este estudio se constriñen e integran las condiciones termo-barométricas de la deformación a partir de índices de cristalinidad de illita y de los análisis de inclusiones fluidas. Finalmente, se realizaron descripciones detalladas de dónde y cómo ocurre la monacita en las vetas y el encajonante para inferir procesos que permiten su crecimiento, así mismo se obtuvo y analizó la edad de dichos cristales mediante el sistema Th/Pb con LA-ICP-MS.

OBJETIVOS

1. Constreñir las condiciones PTF y determinar su evolución durante la deformación de las rocas de la Fm. Trancas en la cuenca de Zimapán.
2. Elucidar aquellos procesos físico-químicos que permiten el crecimiento de granos de monacita en vetas sintectónicas y analizar su aplicabilidad como un potencial método de fechamiento de los eventos de deformación en la corteza superior.

METAS ESPECÍFICAS

Para cumplir con los objetivos planteados, se establecieron varias metas específicas que incluyen:

- Una rigurosa documentación de las vetas en su contexto estructural en campo.
- Una cuidadosa observación de la textura y mineralogía de veta y roca encajonante en el microscopio petrográfico y en el microscopio electrónico de barrido.
- Análisis de microtermometría de inclusiones fluidas en cuarzo y calcita de vetas.
- Análisis geoquímicos comparativos de vetas y roca encajonante.
- Mapeos elementales de granos seleccionados de monacita en la microsonda electrónica.
- Fechamientos *in situ* de monacita tanto en vetas como en su encajonante el método Th/Pb mediante LA-ICP-MS.
- Interpretación de edades y de las condiciones termo-barométricas en las cuales se desarrollan las diferentes familias de vetas tectónicas y granos de monacita.

HIPÓTESIS

A pesar de la complejidad aparente de las vetas sintectónicas, es posible que estas sensibles estructuras tengan la capacidad de preservar en su interior información sobre los procesos, mecanismos y condiciones bajo las cuales se formaron. Dicha información incluye no sólo las condiciones termo-barométricas de su formación, o la naturaleza del fluido a partir del cual precipitaron, sino también su edad de formación.

En esta tesis se pretende verificar si a partir de tres aspectos fundamentales: 1) la integración de las características texturales, mineralógicas y geoquímicas de la veta, 2) el análisis de inclusiones fluidas alojadas en la veta y 3) el fechamiento de cristales de monacita, es posible conocer la trayectoria PTF durante el acortamiento e inversión de la cuenca de Zimapán.

2. MARCO GEOLÓGICO REGIONAL.

2.1 Estratigrafía regional

Las rocas más antiguas en el área afloran en el Anticlinorio de Huayacocotla en el Estado de Hidalgo (Suter, 1987). En esa región aflora el *Gneis Huiznopala*, de edad precámbrica compuesto por un *gneis* blastomilonítico en facies de granulita (Fries y Rincón-Orta, 1965), que conforma el basamento cristalino del área. Sobre éste yacen depósitos sedimentarios de la *Formación Tuzancoa*, de edad pérmico-carbonífera (Rosales-Lagarde et al., 2006) antes conocida como *Formación Guacamaya* (Carrillo Bravo, 1961 y 1965). Esta unidad está constituida por una sucesión de turbiditas volcánicas y calcáreas. Aflora en el núcleo del Anticlinorio de Huayacocotla y parte de la cuenca Tampico-Misantla. Discordantemente, se depositan sobre esta unidad lechos rojos de las formaciones *Huizachal* y *Huayacocotla*, del Triásico Tardío y Jurásico Temprano respectivamente (Imlay et al., 1948; Schmidt-Effing, 1980).

Durante el Jurásico Temprano a Medio las rocas del basamento fueron afectadas por un evento transtensivo asociado con la apertura del Golfo de México y la expansión del Océano Atlántico (Goldhammer, 1999). Dicho evento produjo extensión en estas rocas a partir de la actividad de fallas normales que modificaron la topografía y batimetría, generando una serie de cuencas y plataformas. Dichos altos y bajos en el relieve resultaron en cambios laterales de facies carbonatadas, así como heterogeneidad en la naturaleza y espesor de los estratos sedimentarios durante el Jurásico Tardío hasta el Paleógeno (Suter, 1984 y 1987; Eguiluz de Antuñano et al., 2000; Ortega-Flores, 2011; Vásquez-Serrano et al., 2018). Los depósitos contemporáneos con dicho evento extensional están constituidos por la *Fm. Cahuascal*, que consiste de lechos rojos, arenisca y conglomerado, del Jurásico Temprano a Medio (Carrillo-Bravo, 1965). Esta unidad no se deposita sobre los altos topográficos (*horsts*) y alcanza ~500 m de espesor en las cuencas jurásicas donde yace concordante sobre la *Fm. Huayacocotla*, por lo que ha sido interpretada como relleno de fosas tectónicas.

En el Jurásico Medio, la región fue cubierta por mares continentales durante un evento transgresivo que continuó hasta el Cretácico Tardío (Carrillo y Suter, 1982; Goldhammer, 1999), definiendo una transición de sedimentación terrígena a marina. Los primeros depósitos marinos en el área corresponden con las formaciones Tamán, Pimienta y Santiago (Suter, 1987), que consisten en intercalaciones de lutita negra, margas y calizas, con presencia de algunos horizontes de arenisca. El espesor estimado para estas unidades es de ~300 m (Suter, 1987; Ortega-Flores, 2011). Durante el Jurásico Tardío y Cretácico Temprano se depositan las formaciones Trancas y Guaxcamá. La *Fm. Trancas* aflora hacia el extremo occidental del área y consiste en intercalaciones de arenisca volcánica, caliza y lutita (Segestrom, 1961 y 1962). Hacia el oriente, afloran los depósitos evaporíticos de la *Fm. Guaxcamá*. A finales del Cretácico Temprano, domina la deposición de rocas carbonatadas, que presentan variaciones en sus componentes, así como en el espesor de los estratos según la profundidad a la que éstas se depositen (Carrasco, 1970). En las plataformas de El Doctor y Valles-San Luis Potosí se depositan las formaciones El Doctor y El Abra, respectivamente. Éstas se componen por gruesos estratos de caliza con un abundante contenido fósil (Suter, 1987). En las cuencas contiguas, aflora la *Fm. Tamaulipas* que consiste en intercalaciones de lutita y caliza, con estratificación variable y abundantes lentes de pedernal (Carrillo y Suter, 1982). El espesor de esta

formación se ha estimado en entre 400 m y 1200 m, mientras que las rocas de plataforma alcanzan hasta 2000 m de espesor (Carrillo y Suter, 1982). Sobre estas rocas yacen depósitos sinorogénicos del Cretácico Tardío, que consisten en turbiditas calcáreas. Finalmente, se observan diversos depósitos sedimentarios e intrusivos del Cenozoico que se describen con más detalle en otros trabajos (p. ej. Suter, 1990). A continuación, se muestra la estratigrafía de la cuenca de Zimapán que es el área de interés en este estudio, seguido de las principales estructuras en el área asociadas con la formación del Cinturón de Pliegues y Cabalgaduras Mexicano del Cretácico- Paleógeno.

2.2 Estratigrafía de la cuenca de Zimapán

Formación Santiago

Los primeros depósitos asociados con la transgresión del Jurásico Medio corresponden con la Fm. Santiago en la cuenca de Zimapán (Suter, 1987). Ésta yace concordantemente sobre la Fm. Cahuasca y consiste en intercalaciones de caliza y lutita negra de edad caloviana- oxfordiana. Esta unidad aflora en la cuenca Tampico-Misantla, aunque se interpreta que puede presentarse por debajo de la Fm. Trancas en la cuenca de Zimapán y su espesor estimado es de ~300 m (Ortega-Flores, 2011).

Formación Trancas

Es la unidad más antigua que aflora en la cuenca de Zimapán. Fue primero descrita por (Segestrom, 1961 y 1962). Consiste en intercalaciones de lutita y caliza alternadas con areniscas clásticas, depósitos piroclásticos, conglomerados y lavas riolíticas-andesíticas (Carrillo-Martínez 2000; Carrillo y Suter, 1982; Ortega-Flores *et al.*, 2014). En sus niveles superiores es rica en margas y caliza, mientras que en los estratos inferiores es más clástica, adicionalmente, presenta variaciones litológicas intraformacionales: Detrítica al poniente, contiene piroclastos y lavas; hacia el oriente, disminuye el volumen de las rocas detríticas, así como el tamaño de sus componentes clásticos, e incrementa el contenido de margas y caliza (Carrillo y Suter, 1982).

Esta formación tiene ~1000 m de espesor y aflora en la plataforma de El Doctor y en la cuenca de Zimapán. Al oeste cambia lateralmente a las formaciones San Juan de la Rosa y Peña Azul (Carrillo y Suter, 1982; Carrillo Martínez, 2000; Ortega-Flores *et al.*, 2014). El estudio detallado de amonitas presentes en estas rocas sugiere una edad de depósito del Títonio Tardío al Barremiano (Carrillo Martínez, 2000 y referencias). El fechamiento de circones detríticos ha permitido constreñir su edad al Berrisiano-Barremiano (Ortega Flores *et al.*, 2014). Esta formación ha sido interpretada como relleno de una cuenca extensional de trasarco asociada con la apertura de la Cuenca de Arperos (Carrillo y Suter, 1982; Ortega Flores *et al.*, 2014). Asociado a la formación de dicha cuenca, se generó magmatismo en el área de Tolimán, al cual se asocia la fuerte aportación de sedimento volcánico en la cuenca de Zimapán, durante el Jurásico Tardío – Cretácico Temprano (Figura 2.1).

Formación Tamaulipas

En el sentido que es descrita a continuación, fue definida por Carrasco (1970). Ésta yace concordante sobre la Fm. Trancas, mediante un contacto transicional. Se compone principalmente por intercalaciones de caliza y lutita. La caliza tiene texturas de *mudstone* – *wackstone*, estratificación media a fina y abundantes nódulos y bandas de pedernal (Carrillo y Suter, 1982; Suter, 1987; Carrillo-Martínez, 2000). Esta formación aflora en la cuenca de Zimapán y en la cuenca Tampico-Misantla.

Lateralmente, es equivalente a las formaciones El Doctor, El Abra y Fm. Tamabra que afloran en las plataformas circundantes (Carrasco, 1970), por lo que su edad ha sido constreñida al Aptiano-Cenomaniano (Suter, 1987). Las calizas, en las plataformas, presentan textura de *grainstone-rudstone* y los estratos presentan mayor grosor. El espesor de la Fm. Tamaulipas ha sido estimado entre 400 m y 1200 m (Carrillo y Suter, 1982).

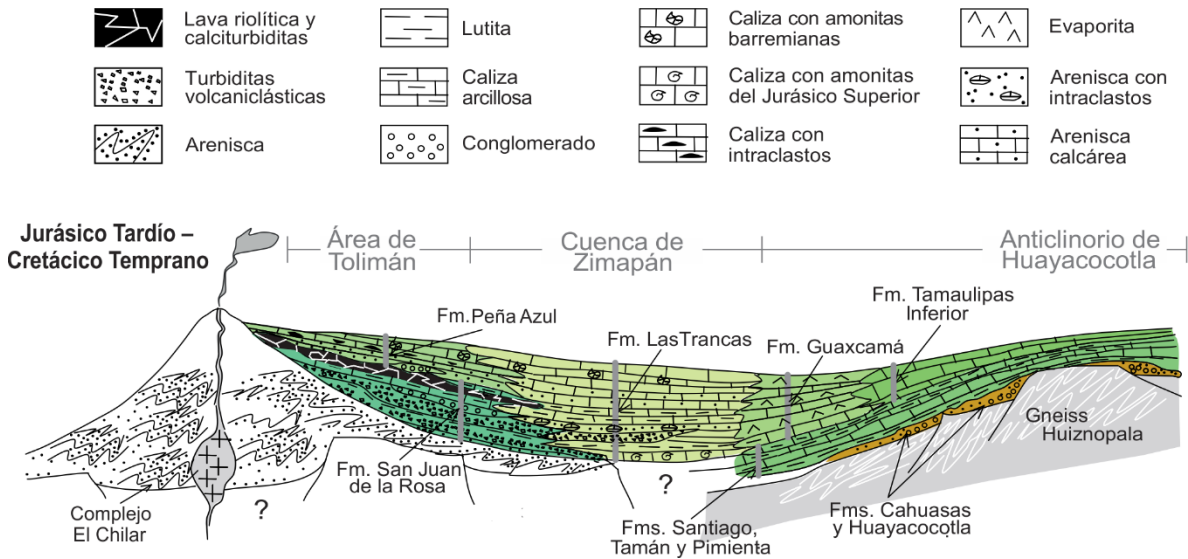


Figura 2.1: ambiente de depósito de la Fm. Trancas en la cuenca de Zimapán en el Jurásico Tardío a Cretácico Temprano. Tomado de Ortega-Flores *et al.* (2014).

Formación Soyatal

Fue Descrita por primera vez por Wilson *et al.* (1955) y White (1948). Yace concordante sobre la Fm. Tamaulipas mediante un contacto transicional. Es la unidad marina más reciente en el área y consiste en secuencias rítmicas de caliza, marga y lutita. En su porción media se distinguen algunos horizontes de arenisca y lentes de brecha. Hacia la cima el contenido de arenisca incrementa donde esta formación se observa como intercalaciones de lutita y arenisca (Vásquez-Serrano, 2018). Presenta variaciones litológicas laterales, siendo más calcárea en algunos sitios y en otros más pelítica (Carrillo y Suter, 1982).

La edad de esta formación ha sido constreñida a partir de su contenido fósil, por diversos autores, al Turoniano – Campaniano (Kiyokawa 1981; Hernández-Jáuregui, 1997; Omaña-Pulido 2012). Adicionalmente, el análisis de circones detríticos arroja una edad de 92 ± 3 Ma (Juárez-Arriaga *et al.*, 2016). Esta unidad ha sido interpretada como depósitos turbidíticos calcáreos contemporáneos con la deformación del área (Hernández-Jáuregui, R., 1997; Vásquez-Serrano, 2018).

Intrusivos terciarios

En toda el área se observan una serie de intrusivos cuya composición es monzonítica (Simons y Mapes, 1956). El emplazamiento de estos intrusivos está relacionado con la formación de yacimientos minerales que diferentes menas en el área (Navarro-Barrera, 1982; Yta y Moreno-Tovar, 1997).

2.3 Cinturón de Pliegues y Cabalgaduras Mexicano

El orógeno mexicano (OM) es el orógeno de mayor cobertura en México (Figura 1.1, Fitz-Díaz *et al.*, 2017). Éste se extiende desde el noroeste del país, a lo largo de costas del Pacífico, continúa por la región central del país y culmina en las costas del Golfo de México y hacia el sur en el estado de Oaxaca. Su principal expresión fisiográfica es la Sierra Madre Oriental, aunque abarca otras provincias como la Mesa Central, la Sierra de Zongolica y la Sierra Madre del Sur. Este cinturón montañoso es la continuidad del Sistema Orogénico Cordillerano, el cual resulta del acortamiento de la cubierta sedimentaria de la Placa Norteamericana asociado con la subducción en su margen occidental, entre el Jurásico y el Paleógeno (Fitz-Díaz *et al.*, 2018).

En México, este sistema orogénico se compone de tres elementos tectónicos principales (Figura 1.1, Fitz-Díaz *et al.*, 2018): transpaís, antepaís y la zona de sutura entre ellos. El transpaís (*hinterland*) abarca la porción occidental del orógeno y se compone por rocas cristalinas que conforman el Terreno Guerrero. Hacia el este, se encuentra el antepaís (*foreland*), constituido por el Cinturón de Pliegues y Cabalgaduras Mexicano (CPCM, Campa-Uranga, 1983; Campa y Coney, 1983). El transpaís y el antepaís se ensamblan a través de una zona de sutura, conocida como la Cuenca de Arperos. La acreción del Terreno Guerrero a la Placa Norteamericana, junto con el cierre de la Cuenca de Arperos, ocurrió desde el Albiano hasta finales del Cretácico Tardío (Martini *et al.*, 2013, 2014; Martini *et al.*, 2012 y 2016; Ortega-Flores *et al.*, 2015). El acortamiento se propagó hacia el antepaís, de modo que la edad de las estructuras es progresivamente más joven hacia el oriente (Albiano - Paleógeno), a la vez que se desarrolló una cuenca en el antepaís, en el trasarco.

El CPCM consiste en una serie de estructuras, pliegues y fallas, predominantemente de piel delgada, que acomodaron el acortamiento en el interior de la Placa Norteamericana (Suter, 1987; Hernández-Jáuregui, 1997; Cuéllar-Cárdenas *et al.*, 2012; Fitz-Díaz *et al.*, 2013, 2014a, 2014b; Garduño-Martínez *et al.*, 2015). Dichas estructuras presentan una orientación principal NW-SE, con algunas desviaciones locales y acusan una dirección de transporte hacia el NE. Los estilos de deformación a lo largo del cinturón son controlados por la estructura del basamento y por variaciones litológicas verticales y horizontales asociadas con la presencia de diferentes elementos paleogeográficos originados durante la apertura del Golfo de México en el Jurásico (Padilla y Sánchez, 1985; Suter, 1987; Eguiluz de Antuñano *et al.*, 2000; Fitz-Díaz *et al.*, 2012; Vásquez-Serrano *et al.*, 2018).

En la porción central del CPCM (Figura 1.1 y 2.2), se distinguen 5 elementos paleogeográficos: las Secuencias Tolimán, las cuencas de Zimapán y Tampico-Misantla; y las plataformas El Doctor y Valles-San Luis. Las rocas que conforman dichas plataformas y cuencas presentan una evidente distorsión que se manifiesta en el desarrollo de múltiples estructuras de escala kilométrica y métrica. La geometría de dichas estructuras es visible en un corte transversal a las estructuras (SW-NE), como el que se muestra en la Figura 2.2. En esta sección, la deformación incrementa progresivamente hacia el occidente y se intensifica en el límite de elementos paleogeográficos adyacentes (Fitz-Díaz *et al.*,

2012). El arreglo de las estructuras es consistente con el modelo de la cuña orogénica, donde el acomodo de la deformación entre cuencas y plataformas es heterogéneo (Eguiluz de Antuñano *et al.*, 2000; Fitz-Díaz *et al.*, 2012; Vásquez-Serrano, 2018).

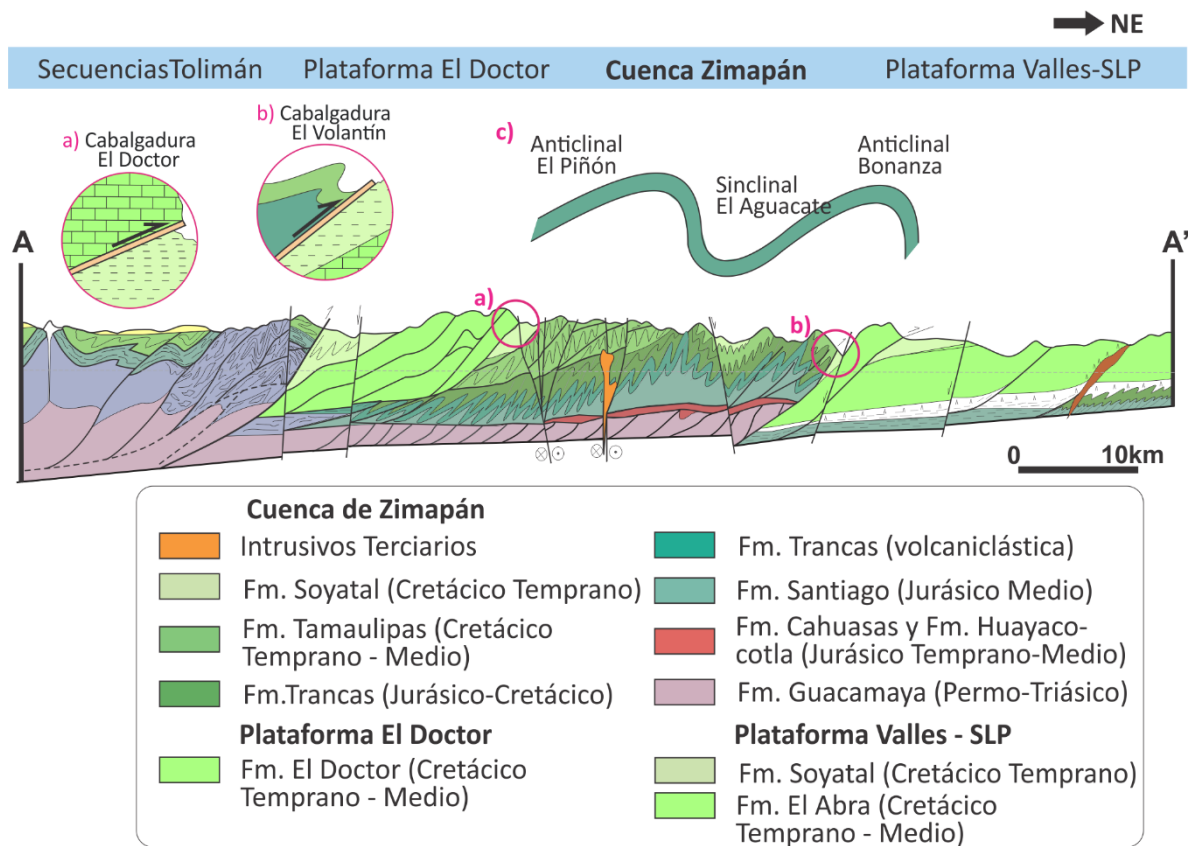


Figura 2.2: Cinturón de Pliegues y Cabalgaduras Mexicano (CPCM). Se muestra la geometría y nomenclatura de los pliegues hectométricos que conforman la cuenca de Zimapán(c), así como sus límites este y oeste: a) Cabalgadura El Doctor, que pone en contacto las calizas de la Fm. El Doctor con la Fm. Soyatal en la cuenca de Zimapán b) Cabalgadura el Volantín, en que las formaciones Tamaulipas y Trancas sobreyacen a la Fm. Soyatal y El Abra en la Plataforma Valles- SLP. Modificado de Fitz-Díaz *et al.*, (2012 y 2018)

En las plataformas se depositan potentes estratos de rocas carbonatadas, los cuales se comportan como elementos rígidos durante la deformación, desarrollando fallas de bajo ángulo (Suter, 1987; Carrillo y Suter, 1982; Fitz- Díaz *et al.*, 2012). Estas estructuras se localizan en horizontes relativamente delgados y ricos en material arcilloso, mientras que hay baja distorsión interna en las capas carbonatadas. Las cuencas a diferencia de las plataformas presentan estratos más finos y con mayor heterogeneidad en la naturaleza de sus depósitos y, por ende, en las propiedades mecánicas de la roca. El espesor de los estratos permite una deformación más penetrativa, generando plegamiento a escala métrica, la cual permite un mayor acortamiento (Figura 2.2, Fitz-Díaz *et al.*, 2012). Las zonas de transición entre cuencas y plataformas se observan como cabalgaduras mayores que acomodan hasta varios kilómetros de desplazamiento (Suter, 1987; Carrillo-Martínez, 2000).

La edad de la deformación ha sido constreñida a través del fechamiento de depósitos turbidíticos sintectónicos (Fm. Soyatal, Kiyokawa, 1981; Hernández-Jaúregui, 1997; Omaña-Pulido, 2012; Garduño-Martínez *et al.*, 2015; Juárez-Arriaga *et al.*, 2016), mediante estudios de paleomagnetismo (Nemkin *et al.*, 2015) y el fechamiento de illita por el método Ar-Ar, en zonas de cizalla asociadas con planos de falla y con el plegamiento de las capas (Fitz-Díaz *et al.*, 2014). Las edades obtenidas para la deformación se hacen progresivamente más jóvenes hacia el oriente de la sección (Figura 2.2), lo cual sugiere que la deformación ocurrió en varios episodios de acortamiento. Según las edades obtenidas por Fitz Díaz *et al.* (2014), los pulsos más viejos en el CPCM se registran hacia el traspais desde el área de Tolimán hasta la cuenca de Zimapán, con edades de $83 \pm 1.5\text{Ma}$ y $82 \pm 0.5\text{Ma}$. En la porción oriental de la cuenca de Zimapán hasta la plataforma Valles- San Luis Potosí, la deformación ocurre entre 78-64Ma. Y en la porción oriental de la cuña, la cabalgadura de Tetitla registra una edad de $43.5 \pm 0.5\text{ Ma}$.

2.4 Deformación en la cuenca de Zimapán

La cuenca de Zimapán está limitada hacia su borde oriental por la cabalgadura El Volantín, la cual yuxtapone a la Fm. Tamaulipas contra la Fm. Soyatal en la plataforma Valles – San Luis Potosí (Suter, 1982; Carrillo-Martínez, 2000). Hacia el occidente, la cuenca es limitada por la cabalgadura El Doctor, donde los potentes estratos de caliza que conforman la plataforma El Doctor sobreyacen a la Fm. Soyatal en la cuenca de Zimapán (Suter, 1987; Carrillo-Martínez, 2000).

El tipo de deformación dominante en la cuenca es de piel delgada y está dominada por plegamiento. A escala regional, las capas se deforman en dos anticlinales hectométricos: El Piñón al oeste, y Bonanza, al este (Segerstrom, 1961), los cuales se unen por el sinclinal El Aguacate (Carrillo Martínez y Suter, 1982). En el núcleo de los anticlinales se expone la Fm. Trancas, mientras que en el núcleo del sinclinal El Aguacate aflora la Fm. Soyatal. El plano axial de estos pliegues se inclina al SW y presentan pliegues secundarios de escala métrica a decimétrica, generando geometrías de anticlinorios y sinclinorio. En la cuenca se distinguen dos episodios de deformación, que son evidenciados por dos clivajes con la misma orientación SW-NE, pero diferente inclinación y penetratividad; patrones de interferencia de plegamiento de tipo 0 a 1 (según lo propuesto por Van der Pluijm y Marshak, 2004), y la presencia de estratos y vetas aboudinadas y plegadas (Fitz-Díaz *et al.*, 2012).

El estilo de plegamiento varía con la litología, así como con la cercanía de las capas a zonas de cizalla. En las formaciones Trancas y Soyatal se observan pliegues abiertos a apretados con charnelas redondas y clivaje de plano axial muy penetrativo. Los pliegues de la Fm. Tamaulipas presentan geometrías apretadas a isoclinales y poco desarrollo de clivaje, así como geometrías tipo *chevron* (Fitz-Díaz *et al.*, 2012). En todos los casos, el plano axial de los pliegues es consistente en orientación con la tendencia regional, NW-SE y se observan inclinados preferentemente al SW. A mayor proximidad con la zona de despegue basal en la cuenca, el plano axial de los pliegues se observa más recostado que en aquellos que ocurren en la porción más somera de la misma (Fitz-Díaz *et al.*, 2012).

3. MONACITA: UN FOSFATO DE TIERRA RARAS.

3.1 Introducción

El fósforo es uno de los elementos más abundantes en la Tierra. Está presente en diferentes formas químicas en cuerpos de agua, en el suelo y en las rocas. También es un elemento esencial para la vida, ya que forma compuestos orgánicos fundamentales para diversos procesos metabólicos. Este elemento se encuentra en diferentes sistemas geológicos y biológicos comúnmente en su estado más oxidado, como fosfato. Dentro del grupo de los fosfatos el mineral más abundante es el apatito, $\text{Ca}_5(\text{PO}_4)_3(\text{F}, \text{Cl}, \text{OH})$. Otros fosfatos que también ocurren de manera común, aunque en menor abundancia, son la monacita y la xenotima.

El apatito, la monacita y la xenotima son comunes tanto en rocas cristalinas como en rocas sedimentarias e incluso, están presentes en sistemas hidrotermales o en sistemas de muy bajo grado de metamorfismo (Piccoli y Candela, 2002; Spear y Pyle, 2002; Grand'Homme, 2016; Ramussen, 2001). Además de encontrar estos minerales en una gran variedad de ambientes geológicos, estos minerales tienen la capacidad de albergar U y Th en su estructura (van Emden *et al.*, 1999) y de presentar bajas tasas de difusión para el Pb. Por esta razón, han sido ampliamente utilizados como geocronómetros (Williams *et al.*, 2007; Catlos *et al.*, 2013). Entre otras aplicaciones, se han usado frecuentemente para determinar la edad de formación de magmas (Piccoli y Candela, 2002), de metamorfismo (Spear y Pyle, 2002) o de eventos hidrotermales (Grand'Homme, 2016). Algunos trabajos recientes, utilizan este sistema para fechar eventos de deformación en condiciones de baja temperatura y presión (Ramussen, 2001; Wawrzenitz *et al.*, 2012).

La monacita y la xenotima son fosfatos de REE y se presentan de forma abundante en la naturaleza. El grupo de los Elementos de Tierras Raras (REE) comprende al grupo de los lantánidos, e incluye al Lantano (La) y al Ytrio (Y). El arreglo de electrones en los orbitales de estos elementos es muy similar, ya que se acomodan en el orbital 4f, lo que les confiere propiedades químicas semejantes, tales como: estados de oxidación preferentemente +3 y electronegatividades similares. Sin embargo, este arreglo produce una disminución sistemática en el radio iónico conforme incrementa el número atómico de las REE, lo cual se conoce como “contracción de los lantánidos” (Figura 3.1).

Dado que estos elementos presentan propiedades químicas similares, es común que se involucren en las mismas reacciones químicas y que estén presentes en fases minerales similares. Sin embargo, la diferencia en su radio iónico, número de coordinación, volatilidad y susceptibilidad a variaciones en las condiciones redox, son propiedades físicas que modifican su comportamiento y fraccionamiento (Taylor y McLennan, 1985). Es así, que este grupo tiende a ser dividido en 2 subgrupos compuestos por elementos cuyo comportamiento geoquímico es similar: las Tierras Raras ligeras (LREE) y las pesadas (HREE). Las primeras, comprenden los elementos de La – Sm y las segundas, de Gd – Lu e incluyen al Y. El Eu presenta un comportamiento diferente a estos dos grupos, el cual es controlado por diferentes procesos geológicos por lo que comúnmente se trata individualmente.

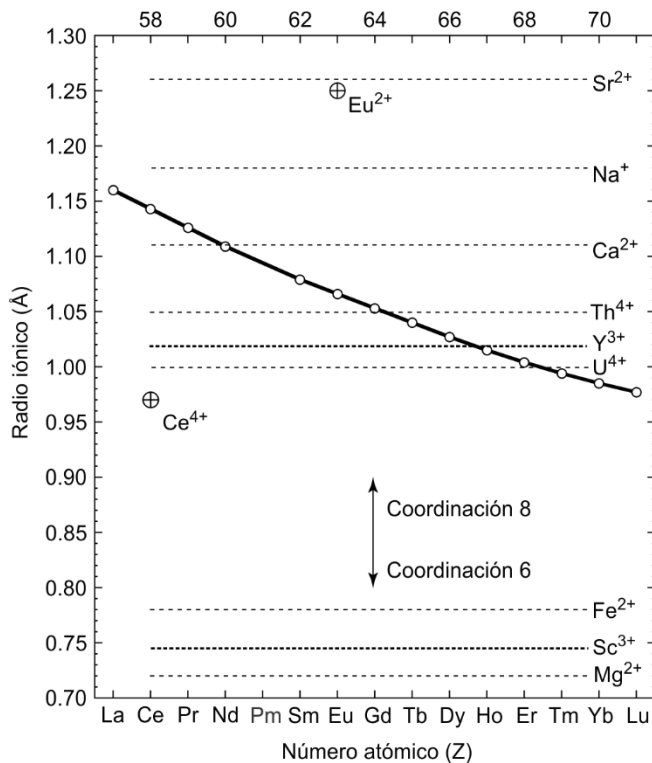


Figura 3.1: Contracción de los lantánidos. Se grafica el radio atómico contra el número atómico de las REE trivalentes. Con líneas punteadas se muestra también el radio iónico del Y, Sc, Eu y Ce. E general se observa que la tendencia de la curva que relaciona estos dos parámetros (radio iónico y Z) señala una disminución del radio iónico conforme aumenta Z (traducido de Atwood, 2012).

Las propiedades anteriores hacen que las REE se comporten como litófilos e incompatibles en sistemas ígneos, por lo que se concentran en la fase líquida del magma y en las fases minerales que cristalizan tardíamente (Henderson, 1983; Atwood, 2012). En general, presentan bajos coeficientes de partición entre la fase líquida y sólida en sistemas acuosos, de forma que sus abundancias se preservan.

A pesar de que la composición de la monacita y la xenotima es similar, éstas presentan diferencias fundamentales en su estructura y en los elementos que albergan (Mullica *et al.*, 1985; Ni *et al.*, 1995; Boatner, 2002). Esto resulta en que sus propiedades termoquímicas, su resistencia al intemperismo y su abundancia en los diferentes sistemas geológicos sean distintas. La monacita fue estudiada por primera vez en 1829 por A. F. Brethaupt, quien acuñó su nombre del griego *monazien*, "ser solitario", refiriéndose a su relativa rareza. Este mineral se presenta como granos micro a milimétricos y excepcionalmente centimétricos, en gran variedad de ambientes geológicos. En rocas metamórficas, se ha reportado abundantemente en aquellas en facies de esquistos verde, anfíbolita y granulita (Pyle *et al.*, 2001; Spear y Pyle, 2002; Ramussein y Muhling, 2007), e incluso en migmatitas (Rapp y Watson, 1986). En trabajos más escasos, también se ha encontrado en facies de bajo a muy bajo grado de metamorfismo (e.g. Ramussen, 2001). Dentro de los diferentes sistemas ígneos, ésta ocurre principalmente en rocas intrusivas y extrusivas de composiciones ácidas, con bajo contenido de CaO, así como en pegmatitas y depósitos hidrotermales (Williams *et al.*, 2007; Grand'Homme, 2016). Finalmente, este mineral se presenta como formador accesorio e incluso mayor en algunas areniscas (Evans, 1993).

3.2 Cristalografía

La monacita es un fosfato de Tierras Raras ligeras (LREE) que cristaliza en el sistema monoclinico y su grupo espacial es $P2/n$. Estructuralmente, ésta se compone de dos elementos: poliedros de coordinación 9, que enlazan un catión (LREE) con nueve átomos de oxígeno; y tetraedros distorsionados de PO_4 (Figura 3.2a, Mullica *et al.*, 1985; Ni *et al.*, 1995; Huminicki y Hawthorne, 2002). Los cuatro oxígenos de los tetraedros se enlazan con dos poliedros diferentes, formando cadenas paralelas al eje c [001] (Figura 3.2b, Mullica *et al.*, 1985; Ni *et al.*, 1995). Estas cadenas se unen lateralmente entre sí, a partir de los oxígenos en poliedros adyacentes (Figura 3.2c). La distancia entre ambas cadenas varía en función del radio iónico de las REE.

El sitio central de los poliedros es ocupado prioritariamente por LREE (Huminicki y Hawthorne, 2002), aunque éstas pueden ser sustituidas por otros elementos afines, es decir, aquellos con radio iónico y carga similar (Figura 3.1 y 3.3), entre estos elementos se encuentra el Ca, Th, Pb y U. Asimismo, la monacita puede albergar HREE e Y en su estructura, transformando su estructura a la del Xenotimo ((HREE, Y) PO_4). La estructura de este mineral se compone también de cadenas de poliedros y tetraedros, pero los poliedros son de coordinación 8 (Ni *et al.*, 1995). Este arreglo resulta en una estructura tipo zircón (Finch y Hanchar, 2003), con simetría tetragonal y cuyo grupo espacial es $14/amd$. Las reacciones a partir de las cuales estos elementos son incorporados a la estructura de la monacita se detallan en la siguiente sección.

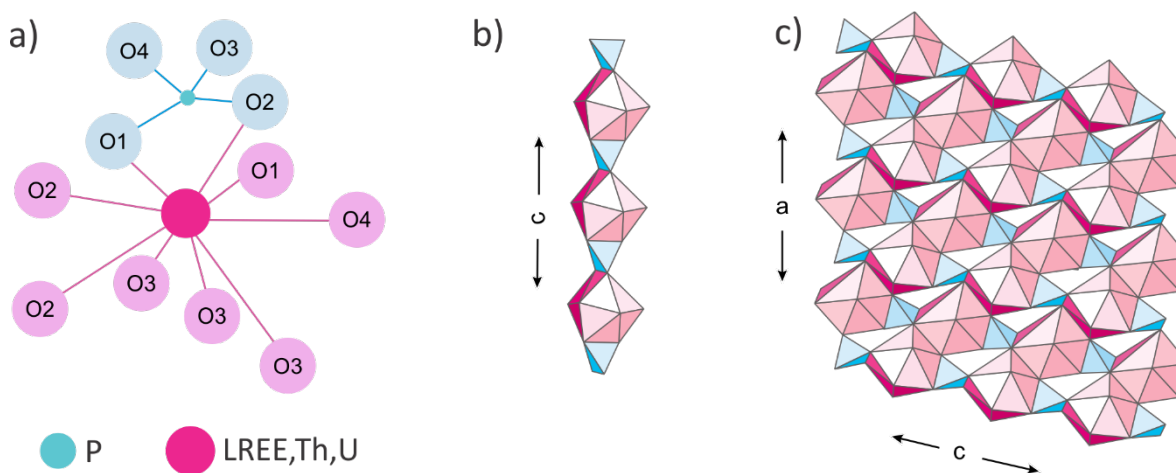


Figura 3.2: Estructura cristalina de la monacita (APO₄). a) la coordinación de los poliedros es 9 y en el centro sitio A (Rosa) alojan preferencialmente LREE, aunque también Th, Pb, HREE ó Y. b) Su estructura se compone por cadenas de "poliedros-tetraedros" (Ni *et al.*, 1995), donde los poliedros se unen a los tetraedros por medio de 2 oxígenos compartidos. c) Las cadenas se unen a partir de oxígenos en los poliedros adyacentes.

La capacidad de la monacita para aceptar diferentes cationes se asocia con la baja simetría de su estructura, lo cual le permite una mayor capacidad de distorsión (Clavier *et al.*, 2011). Esta propiedad produce en la monacita una gran flexibilidad química que se traduce en: estabilidad de su estructura en un amplio rango de condiciones de presión y temperatura, alta resistencia a daños asociados por

decaimiento radioactivo de elementos como el Th y el U, y su alta resistencia al intemperismo (Clavier *et al.*, 2011; Seydoux-Guillaume *et al.*, 2002).

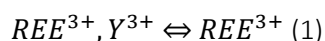
3.3 Variación composicional en la monacita: sustituciones y zoneamiento

Reacciones de sustitución

Para explicar la variabilidad composicional en la monacita, se han propuesto una serie de sustituciones tanto en los sitios catiónicos de los poliedros, como aquellos en los tetraedros. Dichas sustituciones pueden ser individuales o acopladas, como se detalla a continuación:

Sustituciones isomórficas en los poliedros de la monacita:

- 1) De una REE por otra en los sitios catiónicos de los poliedros. La monacita permanece monoclinica mientras el contenido de LREE > 50 mol% (Williams *et al.*, 2007).



- 2) De una REE por un elemento no REE. Una de las sustituciones más comunes son las de tipo cheralítica (van Emden *et al.*, 1997) como se muestra en (2). Si la sustitución ocurre con $M^{2+} = Ca^{2+}$, la sustitución se llama brabantítica o cheralítica (Figura 4.4), donde la brabantita (Ca, Th) PO₄ forma una solución sólida con la monacita.



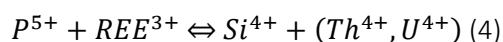
En ocasiones puede incorporarse U⁴⁺ en lugar de Th⁴⁺ aunque no se forma una solución sólida con la monacita y se ha observado en monacitas naturales generalmente que Th/U > 1 (Janots *et al.*, 2012). En la naturaleza, muy poco plomo se introduce en la estructura de la monacita mientras ésta crece, aunque se ha detectado plomo común en varias muestras (Hawkins y Bowring, 1997). Por lo tanto, el plomo total albergado en la estructura de la monacita dependerá del decaimiento de U y Th (Quarton *et al.*, 1984) y, por ende, de la edad de la muestra y de la concentración inicial de estos isótopos.

Sustituciones isomórficas en los tetraedros:

- 3) Algunos cristales de xenotima presentan un intercambio de $P^{5+} \Leftrightarrow V^{5+}, As^{5+}$ (3). Esto podría sugerir que dicho intercambio pudiera presentarse en la monacita. Sin embargo, dichos elementos presentan muy bajas concentraciones en ésta (Jercinovic y Williams 2005).

Sustituciones acopladas en la monacita: intercambio en los tetraedros y poliedros.

- 4) La sustitución más común es la huttonítica, aunque la huttonita es un mineral raro, que ocurre en rocas de alto grado. Se ha observado también que esta sustitución puede involucrar U⁴⁺ en lugar de Th⁴⁺, llamada sustitución coffinítica (van Emden *et al.*, 1997)



- 5) Otros elementos que se han observado en la monacita son el Cl, S, Zr y F. Sin embargo, parecen ser sustituciones más complejas que aún no son bien entendidas.

Si bien la monacita presenta esta gran capacidad de intercambio catiónico, su composición varía dentro de rangos específicos (Figura 3.3). De las REE que la componen, se ha observado en muestras naturales que 3 son dominantes o más comunes: La, Ce y Nd, de manera que su composición se puede constreñir en diagramas ternarios como el que se muestra en la Figura 3a (Spear y Pyle, 2002). Por otro lado, las sustituciones que se llevan a cabo, en el marco de la solución sólida entre monacita y xenotima, son también restringidas: Y en promedio alcanza los 0.1 cationes/4 oxígenos (Figura 3b, Heinrich *et al.*, 1997; Spear y Pyle, 2002), mientras que las HREE alcanzan 0.02 cationes/4 oxígenos (Spear y Pyle, 2002). Adicionalmente, mientras mayor sea la diferencia de radio iónico entre las REE, menor será su capacidad de sustitución (van Emden *et al.*, 1997b), acotando más la posibilidad de sustituciones catiónicas entre HREE y LREE.

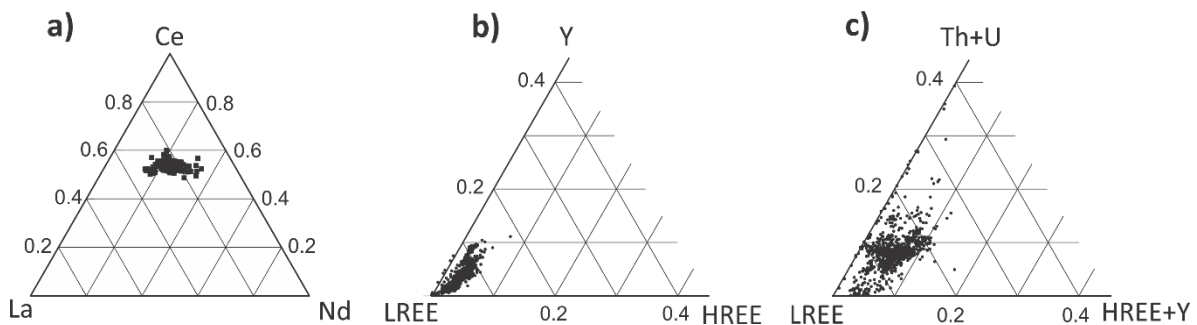


Figura 3.3: Composición de granos de monacita metamórfica en muestras naturales. a) Diagrama ternario La-Ce-Nd: la mayor variabilidad se da en La y Nd, mientras que Ce permanece relativamente constante. b) Diagrama ternario LREE-HREE-Y: Existe muy poca sustitución entre las tierras raras ligeras y las pesadas. El Y aunque presenta abundancias más altas que HREE en monacita, apenas alcanza el 0.1 C/4Ox. c) Diagrama ternario LREE-HREE+Y-Th+U: el Th+ U presenta una amplia variedad de composiciones que sugieren un alto intercambio entre estos y las LREE. Traducido de Spear y Pyle (2002).

En cuanto a la abundancia de Th en la monacita, su concentración en la roca es mucho más variable (Figura 3.3c) y se ha propuesto que ésta depende de: el grado de metamorfismo, tipo de roca (composición y contexto geológico) que aloja los cristales de monacita y de la presencia de algunos minerales traza (Spear y Pyle, 2002; Copjakova *et al.*, 2011; Janots *et al.*, 2012). También se proponen las sustituciones huttonítica y brabantítica (eq. 2 y 4) como los mecanismos principales que permiten la incorporación del mismo a la estructura de la monacita. Sin embargo, se ha observado que estas premisas presentan excepciones, por ejemplo la nula correlación entre elementos supuestamente asociados por las sustituciones propuestas (Williams *et al.*, 2007; Catlos *et al.*, 2013), lo cual sugiere una red de sustituciones complejas y diversas; y la ausencia de tendencias progresivas en la abundancia de Th con el grado metamórfico (Zhu y O'Nions, 1999).

La relevancia de dicha variabilidad en la composición de Th (y U) y la complejidad de los procesos que determinan su incorporación a la estructura de la monacita, son relevantes por dos motivos. Por un lado, estos elementos se utilizan preferencialmente para definir diferentes dominios composicionales en la monacita, ya que se asocian con diferentes procesos o episodios tectónicos (e.g. Williams *et al.*, 2007). Por otro, ambos son elementos radioactivos, a partir de los cuales se puede obtener la edad de cristalización (o recristalización, según sea el caso) de la monacita, con el fin de asociar su

crecimiento con eventos tectónicos (Parrish, 1990; Harrison et al., 2002; Spear y Pyle, 2002; Williams et al., 2007; Catlos et al., 2013).

Zoneamiento composicional.

La monacita, al igual que otros minerales, presenta diferentes patrones de zoneamiento, independientemente de las condiciones en que ésta se origine. Dicho zoneamiento puede ser simple, con geometrías concéntricas similares a los del zircón; o complejo, con arreglos parchosos o intercrecimientos (Figura 4, Zhu y O’Nions 1999 a; Triantafyllidis *et al.*, 2008). En la monacita esto se asocia con variaciones en su composición, es decir, en un grano de monacita se producen varios dominios composicionales definidos por contrastes en la abundancia de algún elemento en particular (Figura 4), y los bordes entre los dominios son abruptos.

Estos patrones de zoneamiento han sido identificados mediante mapeos con electrones retrodispersados en el microscopio electrónico, mapeos elementales de Th, U, Ca, Si, La e Y, entre otros, comúnmente documentados en la microsonda electrónica (Williams *et al.*, 2007) e incluso mapeo de diferentes isótopos en cristales individuales de monacita (Didier *et al.*, 2015). Dichos elementos muestran la mayor variabilidad composicional, definiendo con mayor detalle la forma de los dominios. Asimismo, elementos como el Th y el Ca han mostrado, en algunas muestras, cierta correlación en su distribución espacial (Spear y Pyle, 2002). Consecuentemente, lo anterior se ha interpretado como variaciones asociadas con las sustituciones huttonítica y brabantítica, entre otras (van Emden *et al.*, 1997).

Por otro lado, se ha observado cierta correlación entre los dominios, definidos por elementos como U y Th, y la edad de estos dominios (Williams *et al.*, 2007). En monacitas con zoneamiento simple, se han distinguido núcleos de mayor edad que las coronas que los envuelven, los cuales han sido interpretados como vestigios de monacitas más antiguas, aunque esto también puede atribuirse a geometrías de crecimiento muy irregulares (Pyle *et al.*, 2001) o disolución diferenciada en los cristales. Estas observaciones sugieren que los diferentes sectores de un cristal representan distintos episodios de crecimiento, posiblemente asociados con diferentes eventos geológicos (Hawkins y Bowring, 1999).

A pesar de que los dominios suelen evidenciar diferentes estadios de crecimiento, las variaciones composicionales y la forma de los dominios pueden no proveer información clara para determinar la evolución del crecimiento del cristal (Catlos *et al.*, 2013). Esto puede ocurrir cuando el zoneamiento es muy complejo, existe poca correspondencia entre la abundancia y distribución de los elementos, sugiriendo la activación de otras reacciones en el sistema. Además, si el mineral ha sufrido recristalización, o procesos de disolución que afecten el zoneamiento primario o si al fechar los dominios, la edad de éstos no sigue una trayectoria simple (Zhu y O’Nions, 1999). Esta complejidad, no sólo dificulta la determinación del tiempo relativo entre dominios (Spear y Pyle, 2002; Williams *et al.*, 2007), sino que puede resultar en interpretaciones erróneas sobre el número de estadios de crecimiento de los cristales y por ende de los episodios que las produjeron.

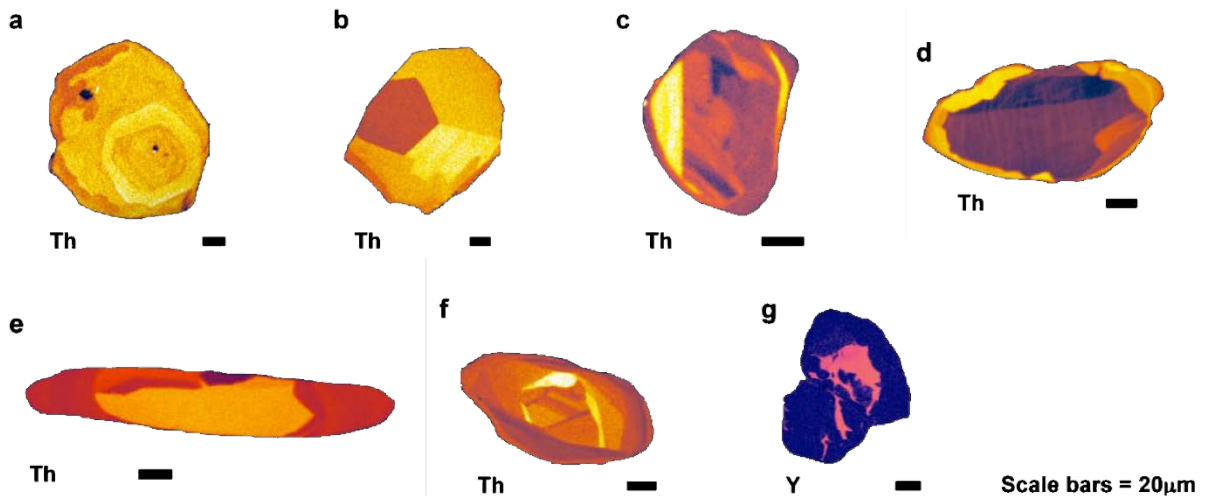


Figura 3. 4: zoneamiento de granos de monacita, mediante mapeos elementales de Th e Y en la microsonda electrónica. Se distinguen patrones y formas variadas en los cristales. Los zoneamientos de a y b, son concéntrico y sectorial, respectivamente. Los zoneamientos d a g son complejos, aunque algunos muestran un aparente núcleo homogéneo. Modificado de Williams *et al.* (2007)

Según Catlos *et al.* (2013), la composición y el zoneamiento dependen de cuatro factores: los reactivos presentes en el sistema, la trayectoria PT que sigue la roca, la preferencia y partición de ciertos elementos para ser incorporados en los cristales y la interacción con fluidos durante su formación o alteración. En resumen, se sugiere realizar un análisis textural y composicional detallado en los diferentes granos de monacita que se estudian con el fin de identificar los dominios composicionales. Para su posterior interpretación, se requiere de un análisis conjunto del marco geológico, petrología y geoquímica de la muestra para su veraz interpretación.

3.4 Fechamiento de monacita

Uno de los problemas fundamentales en la geología es determinar la temporalidad relativa o absoluta en la cual ocurren los eventos geológicos en un sitio. Es así como la presencia de minerales que sean capaces de registrar los diferentes eventos progresivos que afectan un sistema, nos permiten constreñir no sólo la edad de estos eventos, sino que también brindan información sobre las condiciones PT en que éstos ocurrieron. La monacita es un mineral que presenta muchas ventajas para ser aplicada como un geotermómetro: tiene la capacidad de albergar U, Th y Pb en su estructura, está presente en los 3 tipos de roca, las tasas de difusión de varios elementos radiogénicos y radioactivos son lentas y en algunos casos, los dominios composicionales nos permiten identificar diferentes fases de crecimiento cristalino como se describió anteriormente. A continuación, se detallan algunos aspectos técnicos fundamentales para la aplicación del sistema U-Th-Pb en monacita, como un marcador geocronológico en las rocas.

El sistema U-Th-Pb en la monacita

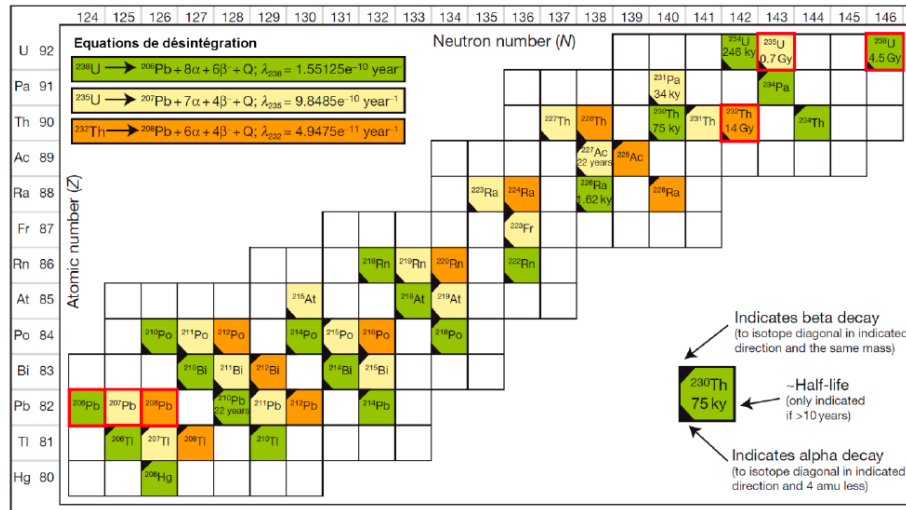


Figura 3.5: cadenas de decaimiento radioactivo del sistema U-Th-Pb. Tomado de Grand'Homme 2016.

El U y el Th son dos elementos naturalmente inestables cuyos isótopos decaen radioactivamente, a partir de largas cadenas de emisión de partículas tipo β y α , en isótopos de mayor estabilidad energética. En este caso, los isótopos padres (^{238}U , ^{235}U , ^{232}Th) decaen en diferentes isótopos de Pb (^{206}Pb , ^{207}Pb , ^{208}Pb) respectivamente. Así, asumiendo que la concentración inicial de Pb es cero, a partir de las ecuaciones y constantes de decaimiento (Figura 3.5 y Tabla 1) y la medición de las razones isotópicas $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$, $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$, $^{208}\text{Pb}/^{232}\text{Th}$ podemos obtener la edad de cada sistema isotópico.

System	Decay constant (Ma^{-1})	Solution
$^{238}\text{U} \rightarrow ^{206}\text{Pb}$	1.55125×10^{-4}	$^{206}\text{Pb} = ^{238}\text{U} \cdot (e^{\lambda_{238}t} - 1)$
$^{235}\text{U} \rightarrow ^{207}\text{Pb}$	9.8585×10^{-4}	$^{207}\text{Pb} = ^{235}\text{U} \cdot (e^{\lambda_{235}t} - 1)$
$(^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb})^*$		$\left(\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}\right)^* = \frac{1}{137.88} \left(\frac{e^{\lambda_{235}t} - 1}{e^{\lambda_{238}t} - 1}\right)$
$^{232}\text{Th} \rightarrow ^{208}\text{Pb}$	4.9475×10^{-5}	$^{208}\text{Pb} = ^{232}\text{Th} \cdot (e^{\lambda_{232}t} - 1)$

Tabla 1: Constantes de decaimiento y ecuaciones de decaimiento para los pares isotópicos $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$, $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$, $^{208}\text{Pb}/^{232}\text{Th}$ y $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}^*$. Tomado de Harrison *et al.*, 2002

Como se mencionó previamente, el Th y el U son incorporados en la monacita a partir de las sustituciones huntonítica y brabantítica, de manera que éstos ocupan el sitio de las REE en la estructura cristalina. La alta flexibilidad de dicha estructura permite no sólo alojar estos elementos, sino que conforme el decaimiento avanza, la mayoría de los isótopos radiogénicos, ocupan este mismo sitio estructural (Quarton *et al.*, 1984), impidiendo la pérdida de los mismos. Por otro lado, una de las condiciones para obtener edades de plomo total, es la ausencia de Pb inicial o Pb común en el sistema. En general, se ha observado que la incorporación de Pb en la estructura de la monacita es poco probable (Seydoux-Guillaume *et al.*, 2002) aunque en algunas muestras se ha reportado la presencia de Pb común (P. ej. Parrish, 1990) en este mineral. Esta incorporación resulta en edades

discrepantes entre varios métodos de fechamiento que consideran o no el Pb común (Sano *et al.*, 2006).

Otra consideración importante en cuanto al Pb en la monacita es su pérdida por difusión. Algunos autores sostienen que la difusión de Pb es mínima en condiciones de alta temperatura, ~800°C (Parrish, 1990; Cherniak y Pyle, 2008) y otros que consideran que en condiciones de presión y temperatura moderadas puede abrirse el sistema (Suzuki *et al.*, 1994). Estas discrepancias pueden deberse a variaciones en las condiciones experimentales (Catlos *et al.*, 2013) o a procesos de disolución/precipitación y recristalización que ocurren a menores temperaturas que aquellas necesarias para resetear térmicamente el sistema (Harrison *et al.*, 2002 y referencias). Algunos estudios sugieren que la alteración de cristales de monacita durante un contacto prolongado con fluidos puede resultar en la incorporación de Th y Pb común a la estructura de la monacita, lo cual altera la edad. Sin embargo, la mayoría de dichos experimentos y ejemplos de la naturaleza involucran fluidos muy salinos, muy calientes o ricos en compuestos orgánicos (Poitrasson *et al.*, 1996 y 2000; Cuney y Mattieu, 2000; Hecht y Cuney, 2000; Mathieu *et al.*, 2001; Seydoux-Guillaume *et al.*, 2012).

Tipos de fechamiento

Las primeras aproximaciones para el fechamiento de monacita fueron edades calculadas a partir de granos separados de las muestras y analizados, de manera similar a los circones, mediante técnicas como Dilución Isotópica o ID-TIMS (Williams *et al.*, 2007). Sin embargo, conforme el conocimiento de los dominios composicionales en la monacita fue siendo más estudiado y mejor comprendido, estas técnicas quedaron en desuso para fechas granos individuales o sectores de dichos granos (Williams *et al.*, 2007). Este tipo de fechamientos pueden realizarse extrayendo los cristales de láminas delgadas o realizando análisis *in situ* mediante técnicas como: dilución isotópica para granos individuales, SIMS (*Secondary-ion mass spectrometry*) también para granos individuales y zonas restringidas en éstos o bien, mediante el uso de microsonda electrónica (EMPA) en sectores de granos individuales. En la Tabla 2 se muestra una síntesis de los diferentes instrumentos que han sido empleados para el análisis de la monacita, clasificados en 2 grupos según Williams *et al.*, (2007): a) Técnicas de ablación laser e isotópicas y b) técnicas de radiación ionizante y no isotópica.

La mayoría de las técnicas colecta datos requeridos para obtener edades $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$, $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$, $^{208}\text{Pb}/^{232}\text{Th}$ y $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}^*$. A partir de éstas, pueden calcularse las edades de plomo total (Parrish, 1990) y aquellas del sistema U-Pb pueden ser graficadas e interpretadas en diagramas de concordia (Wetherill, 1956) o de Tera-Wasserburg (P. ej. Janots *et al.*, 2012) con el fin de obtener mayor información petrogenética de la monacita. Estos métodos de fechamiento se detallan en Parrish (1990), Harrison *et al.*, 2002 y Williams *et al.*, 2007. Por otro lado, dado que el Th presenta una mucho mayor compatibilidad con la monacita que el U, la abundancia del Th suele ser mucho más alta que aquella del U en la monacita. Dicha peculiaridad tiene implicaciones para la geocronología de monacita: a) Incorporación de ^{230}Th . El ^{230}Th es producto intermedio de la cadena de decaimiento del Uranio (Figura 3.5), y continúa decayendo una vez incorporado en la estructura de la monacita. Esto resulta en un exceso de ^{206}Pb y, por ende, en edades más viejas que lo esperado, así como en razones $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ que se grafican por encima de la concordia. En estos casos, las edades deben ser corregidas por exceso de Pb como sugieren diversos autores (Parrish, 1990; Gasquet *et al.*, 2010; Janots *et al.*, 2012). b) El contenido de U comparado con el Th puede ser muy reducido, con razones Th/U que

incluso alcanzan algunas centenas. Es así como, en algunos casos, la geocronología mediante el sistema U-Pb (Janots *et al.*, 2012; resulta en edades con poco sentido geológico o errores aritméticos altos, por lo que el uso de Th es más recomendado, teniendo presente la premisa del inciso anterior.

Tabla 2: Síntesis de métodos analíticos empleados para el análisis químico y datación de monacita. Traducida de Williams *et al.* (2007).

Técnica	Método Analítico	Referencia/Ejemplo
Ablación de masa / Técnicas isotópicas		
Micromuestreo por separación de granos	ID-TIMS	Hawkins y Bowring 1997
Separación de granos por microperforación	ID-TIMS	Paquette <i>et al.</i> 2004
Técnicas láser:	LA-ICP-MS	Machado y Gauthier 1996, Poitrasson <i>et al.</i> 2000, Kosler <i>et al.</i> 2001, Horstwood <i>et al.</i> 2003, Zeh <i>et al.</i> 2004 Boyce <i>et al.</i> 2005, 2006 (DeWolf <i>et al.</i> 1993; Harrison <i>et al.</i> 1995; Grove y Harrison 1999; Stern y Sanborn, 1998; Stern y Berman 2000; Zhu <i>et al.</i> 1997, 1999; Bosch <i>et al.</i> 2002)
Uni-colector	LA-MC-ICP-MS	
Muticolector sector magnético	LA-PIMMS	
Microsonda de láser	LMMS	
Espectrometría de masas de iones secundarios	SIMS, IMP, SHRIMP	
Radiación ionizante / Técnicas no isotópicas		
Microsonda electrónica	EPMA	Suzuki & Adachi 1991, Montel <i>et al.</i> 1996, Williams <i>et al.</i> 1999
Emisión de Rayos X Inducida por Partículas	μPIXE	Bruhn <i>et al.</i> 1999, Mazzoli <i>et al.</i> 2002
Micro fluorescencia de Rayos X	XRF mini probe EMMA	(Cheburkin y Shotyk 1996, Cheburkin <i>et al.</i> 1997, Engi <i>et al.</i> 2002, Sherrer <i>et al.</i> 2002)

4. METODOLOGIA

Para resolver las hipótesis planteadas y para cumplir con los objetivos principales de esta tesis, se llevaron a cabo varias actividades en tres fases principales de trabajo: 1) Trabajo de campo; 2) preparación y análisis geoquímicos e isotópicos de las muestras; y 3) interpretación de los datos obtenidos. Cada una de las fases se detalla a continuación.

4.1 Trabajo de campo

Se realizaron 3 jornadas de campo en las cuales se realizó la descripción y medición de rasgos estructurales (P. ej. fracturas, pliegues, clivaje) asociados con las diferentes unidades estratigráficas del área. El análisis de estos datos nos permite comprender la estructura general de la porción estudiada de la Cuenca de Zimapán, que se sintetiza en una sección geológica.

Con el fin de clasificar las vetas presentes en la Fm. Trancas como tempranas, contemporáneas y tardías a la deformación, se describió con detalle la relación que existe entre las diferentes estructuras de deformación y las vetas (Figura 4.1). Para dicha clasificación se consideró la ubicación de las vetas en pliegues. Por ejemplo, si se localizan en los flancos o en la charnela; si están contenidas en un estrato o si cortan varios; cuál es su orientación respecto al plano axial de los pliegues; su relación espacial con el clivaje, si son paralelas, oblicuas o perpendiculares a este; su geometría, si son elementos planares o presentan plegamiento, si son conjuntos escalonados, o bien, si están asociadas con otras estructuras presentes, por ejemplo, si se localizan en el cuello de capas aboudinadas o dentro de zonas de cizalla capa a capa. Además de describirlas, se midió su orientación y se colectaron muestras de vetas y la roca que las aloja. Adicionalmente, se muestrearon también aquellos horizontes arcillosos donde se distinguió una textura, con clivaje bien desarrollado, asociada con cizalla.

Finalmente, con el fin de controlar cómo influye la litología en la formación de vetas durante la deformación y para comprender procesos de interacción fluido-roca que ocurren entre la roca encajonante y los fluidos que permiten la formación de vetas tectónicas, se levantó una columna estratigráfica en la porción media de la Fm. Trancas. Además de describir las diferentes litofacies definidas, en la columna se muestran también aquellos horizontes en que hay presencia de vetas y qué tipo de veta es. Una vez determinadas las facies presentes, se tomó una muestra por cada facies de la roca encajonante, y en su caso, de vetas presentes.

4.2 Preparación y análisis de muestras

Las muestras colectadas en el campo siguieron tres tratamientos para su posterior análisis: elaboración de láminas delgadas, láminas doblemente pulidas y molienda (Figura 4.1). Se realizaron un total de 35 láminas delgadas, 8 exclusivamente de la roca encajonante mientras que el resto comprende únicamente vetas o bien vetas con parte de la roca caja. Con el fin de utilizar estas láminas no sólo para su petrografía sino para análisis químicos, 23 de éstas fueron finamente pulidas. Por otro lado, se elaboraron 24 láminas doblemente pulidas, cuidando que su espesor fuera de al menos 100µm, para el análisis de inclusiones fluidas. La aplicación de algunas técnicas requirió la molienda

y tamizado de fragmentos tanto de vetas como de roca encajonante. El procesado de los fragmentos molidos, según lo requerido por cada técnica, se detalla brevemente en los siguientes apartados.

Petrografía de láminas delgadas

Se realizó la descripción petrográfica de 22 secciones delgadas. En la roca encajonante se determinó tanto la paragénesis mineral como las estructuras primarias y secundarias presentes. Mientras que en aquellas secciones con presencia de vetas se describió con detalle su textura, contenido mineral y la geometría de sus límites con la roca caja (Anexo I y II). En éstas también se clasificaron las maclas de calcita según lo propuesto por Ferrill *et al.* (2004), para determinar su temperatura de formación.

Microscopio electrónico

Se analizaron 18 láminas delgadas con acabado metalográfico mediante el Microscopio Electrónico de Barrido Ambiental (ASEM, por sus siglas en inglés) marca Zeiss, modelo TM-1000 marca Hitachi, en el Laboratorio de Petrografía y Microtermometría del Departamento de Recursos Naturales del Instituto de Geofísica. Con esta técnica lograron observarse asociaciones minerales y microtexturas, especialmente de los fosfatos. Se realizaron análisis semicuantitativos con Espectroscopía de Energía Dispersiva de Rayos X (EDS por sus siglas en inglés) y se tomaron imágenes de electrones retro-dispersados en las láminas delgadas pulidas. Dichos análisis permiten identificar y ubicar granos de monacita presentes tanto en las vetas como en la roca encajonante, así como, definir el material que aloja dichos granos y caracterizar otros minerales con los que se encuentra asociada la monacita.

Microsonda electrónica

El análisis elemental de cristales de monacita se realizó en el Laboratorio de Microanálisis del Sistema de Laboratorios Especializados, Instituto de Geofísica, UNAM, Unidad Michoacán. Se realizaron 25 mapeos elementales de U, Th, Pb, La, Ca e Y, mediante una microsonda JEOL JXA-8230 empleando los cristales de PETL, PETJ y TAP. Las mediciones se realizaron con un voltaje de 15kV, corriente de 50nA, pasos (*step scan*) de 0.04 a 0.1 μm y tiempos de adquisición (*dwell time*) de 50 ms. El área de mapeo se ajusta al tamaño de los granos de interés. Las abundancias obtenidas son relativas pues no se realizaron mediciones cuantitativas

Fechaamiento de monacita

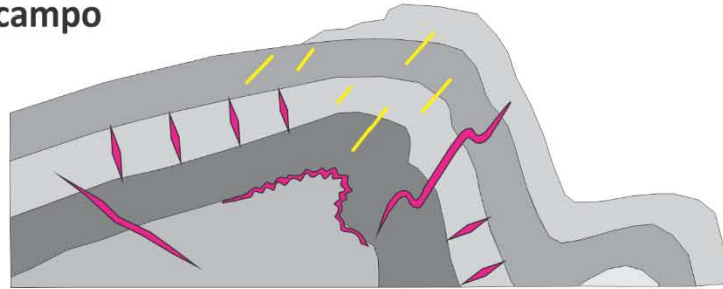
En cuatro láminas delgadas pulidas, se realizaron 26 fechaamientos de granos de monacita in situ, mediante LA-ICP-MS. Estos análisis se realizaron en el Laboratorio de Estudios Isotópicos (LEI), Centro de Geociencias UNAM. Se empleó un diámetro de ablación de 13 μm y una fluencia de 6 J/cm². Para el cálculo de las edades, se midieron bajo las mismas condiciones dos estándares, el 44069 y el vidrio NIST610. La reducción de datos se realizó mediante IOLITE versión 3.7. Dada la alta concentración de Th en la monacita se empleó el sistema Th/Pb para calcular su edad.

Separación y fechaamiento de circones detríticos

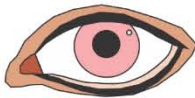
Para constreñir la edad máxima de deposición de la Fm. Trancas, en el nivel estratigráfico de interés para este estudio, se calcularon las edades U/Pb de circones detríticos. Se eligieron dos muestras, una de Vega de Ramírez (VR- Tard-1) y otra de un horizonte de la columna estratigráfica (EP-G). En estas muestras también fue determinada la edad Th/Pb de granos de monacita presentes en la roca

caja. Para el fechamiento de circones, éstos fueron molidos y tamizados con mallas de 100µm y 80µm.

I. Trabajo de campo

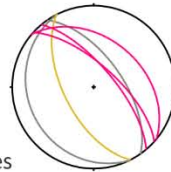


a) Descripción

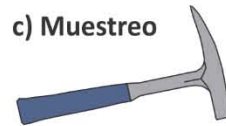


b) Medición

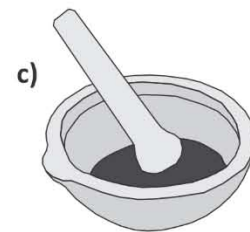
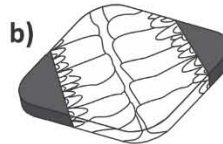
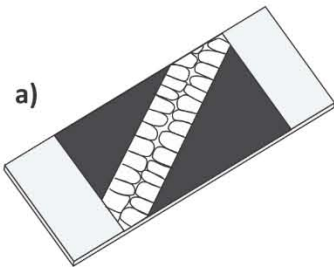
- Vetas
- Clivaje de P. Ax.
- Flancos de pliegues



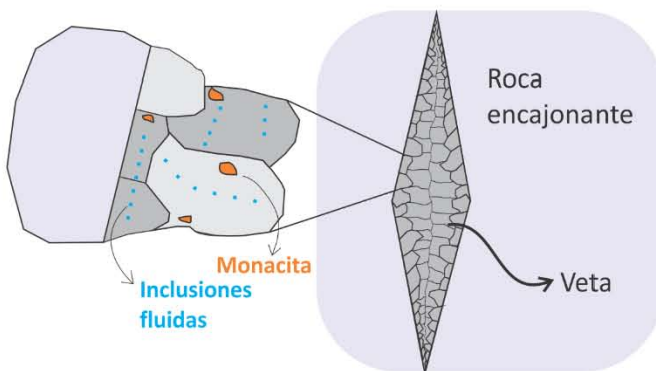
c) Muestreo



II. Tratamiento de muestras



III. Análisis de muestras



Caracterización textural y mineralógica:

Petrografía (encajonante y veta)
Análisis mediante SEM

Condiciones P-T e interacción fluido-roca en vetas:

Microtermometría de **Inclusiones Fluidas**
Índice de cristalinidad de illita
Geoquímica de roca total (encajonante y veta)

Edad de la monacita:

Caracterización de monacita en el SEM
Mapeos elementales mediante EMPA
Edad Th/Pb mediante LA-ICP-MS
Edad U/Pb de circones detríticos mediante LA-ICP-MS

Figura 4.1. Síntesis de la metodología aplicada en este trabajo. 1) trabajo de campo en el que se llevó a cabo a) la descripción de afloramientos y levantamiento de una columna estratigráfica, b) la medición de datos estructurales tanto de las estructuras a nivel regional como de las vetas asociadas con estos y c) el muestreo. Culminada esta fase se prosiguió con 2) el tratamiento de muestras. Se realizaron láminas delgadas, láminas delgadas pulidas, láminas doblemente pulidas y se molieron diferentes muestras con diferente procesamiento posterior que se detalla en el texto. Con tres objetivos principales, describir con detalle la mineralogía y

textura de vetas, comprender las condiciones en que se emplazan y determinar cómo se da el crecimiento de monacita en las vetas se llevó a cabo los análisis que se resumen en este último apartado.

Posteriormente se separaron, de forma aleatoria, alrededor de 150 cristales que fueron montados en resina. Una vez montados, fueron pulidos, escaneados en el microscopio óptico y se les realizó Catodoluminiscencia (CL), mediante un luminoscopio ELM-3R, para distinguir su zoneamiento interno. Dichos análisis fueron realizados en el Laboratorio de Fluidos Corticales, Centro de Geociencias, UNAM.

Finalmente, el fechamiento se llevó a cabo en el Laboratorio de Estudios Isotópicos (LEI), Centro de Geociencias UNAM. Donde las edades se obtuvieron mediante LA-ICP-MS con un diámetro de ablación de $23\mu\text{m}$ y una fluencia de 6 J/cm^2 . Para la muestra VR- TARD-1 se analizó un total de 130 granos mientras que para la EP-G, se analizaron 100 circones. Junto con los circones de estas muestras se analizaron como estándar primario el Z91500 y como secundario el Plesovice. También se analizó el vidrio NIST610 para el cálculo de elementos traza. La reducción de datos se realizó mediante IOLTE ver 3.7. El cálculo de la edad máxima de deposición se realizó según Dickinson y Gehrels (2009), usando las 3 edades concordantes, más jóvenes y que se traslapan mutuamente. Se reporta también la edad del circón más joven presente en la muestra y la edad media del *cluster* más joven de cada muestra.

Índices de Cristalinidad de Illita

Estos análisis se realizaron en el Laboratorio de Fluidos Corticales, Centro de Geociencias, UNAM. Fueron analizadas 6 muestras un Difractómetro Rigaku Miniflex® de 15 KV, con un tubo de Cu de foco fino. Estas muestras se analizaron utilizando un portamuestras de vidrio en fracción orientada. La medición se realizó en el intervalo angular 2θ de 2° a 38° en escaneo por pasos con un “*step scan*” de 0.05° (2θ) y un tiempo 1 min por paso de medición.

Para calcular los índices de cristalinidad de illita, en la señal registrada para la reflexión basal (001) de illita, se midió la anchura del pico a la mitad de su altura (FWHM) y con ello se determinó el Índice de Cristalinidad ($\Delta 2\theta$) según lo propuesto por Kübler (1964). Adicionalmente, se midieron cuatro estándares, propuestos y caracterizados por Warr y Rice (1994). Con dichos estándares, fueron corregidos los índices de cristalinidad según Warr y Rice (1994).

Petrografía y microtermometría de inclusiones fluidas

Se realizó la petrografía de inclusiones fluidas en 5 láminas doblemente pulidas. Las muestras empleadas son representativas de cada tipo de veta: una muestra de veta temprana, contemporánea, contemporánea-tardía y 2 muestras de vetas tardías a la deformación. Las inclusiones se analizaron en cristales de cuarzo y calcita, en el interior de las vetas. Se clasificaron, según los criterios descritos por Roedder (1984) y Bodnar (2003), en inclusiones primarias, pseudo-secundarias y secundarias. Se describió con detalle la ubicación, forma, grado de relleno, naturaleza o contenido y procesos post-atrapamiento.

Una vez caracterizadas y clasificadas, se eligieron aquellas familias de inclusiones primarias o pseudo-secundarias para realizar el análisis microtermométrico. Se eligieron aquellas familias con tamaños mayores a los $5\mu\text{m}$ y que no presentaran modificaciones importantes, causadas por fenómenos post-atrapamiento. Para cada familia, se midió y documentó la temperatura del punto eutéctico,

temperaturas de fusión y de homogeneización. Dichas mediciones se realizaron con una platina Linkam THMSG-600, montada en un microscopio petrográfico Olympus, en el laboratorio de Catodoluminiscencia e Inclusiones Fluidas del Instituto de Geología, UNAM. Los datos obtenidos fueron posteriormente analizados, con el fin de caracterizar los fluidos almacenados en las inclusiones. Se calculó su salinidad, densidad y, finalmente, se corrigió la temperatura por efecto de la presión a partir de las ecuaciones de Bodnar (1993) y Bodnar y Vityk (1994).

Geoquímica de roca caja y vetas

Se analizaron 11 muestras en total, de roca encajonante y veta. Para inferir procesos de interacción fluido roca, se analizaron rocas de las facies B, C y D, y del encajonante de la muestra AFL, que corresponde con las lutitas calcáreas presentes en todas las facies; junto con las vetas alojadas en cada una de estas facies. Con el fin de conocer la variabilidad de composición de las vetas y analizar las condiciones químicas de los fluidos que originan estas vetas, se analizaron vetas de cada familia previamente descritas. La química de elementos menores y traza se realizó en los laboratorios comerciales de "ACTLABS" (Activation Laboratories, Ltd.) en Ontario, Canadá. Las muestras fueron analizadas mediante el paquete *Ultratrace 3*, que emplea INAA (*Instrumental Neutron Activation Analysis*), ICP-OES (*Inductively Coupled Plasma- Optical Emission Spectrometry*), ICP-MS (*Inductively Coupled Plasma- Mass Spectrometry*). Las REE fueron normalizadas con la condrita y se calcularon las anomalías de Eu y Ce (Taylor y McLennan, 1985). Adicionalmente, fueron normalizadas con la lutita promedio "PAAS" (Pourmand *et al.*, 2012), dada la naturaleza sedimentaria del encajonante.

4.3 Interpretación de resultados

Todos los datos obtenidos fueron primero analizados individualmente para ponderar su validez (en el caso de observaciones petrográficas y espectrografías) y calcular sus errores (de datos estructurales, microtermometría, índice de cristalinidad), posteriormente fueron analizados en conjunto para hacer estimaciones de temperatura y presión durante la deformación (en el caso de microtermometría, índice de cristalinidad de illita y análisis de maclas); inferir procesos de interacción fluido-roca durante la formación de vetas (a partir de la petrografía y datos geoquímicos de vetas y roca encajonante). Finalmente, se relacionaron las edades de monacita con los episodios de sedimentación e inversión de la cuenca de Zimapán. Finalmente, se hizo un análisis integral de todos los datos para determinar una posible trayectoria de deformación de las rocas de la Fm. Trancas en la porción oriental de la cuenca de Zimapán.

5. RESULTADOS

5.1 Columna estratigráfica y descripción de litofacies

En el sitio “El Perdido” (ver Anexo 3), se levantó una columna estratigráfica correspondiente con la porción media de la Fm. Trancas, en un corte de carretera paralelo a la dirección de plegamiento (Figura 5.2a). En este sitio se distinguen tanto rocas carbonatadas, cuya abundancia incrementa hacia la cima de esta formación, como horizontes de rocas vulcano-sedimentarias, cuya presencia incrementa hacia su base. Esta columna se caracterizó con detalle con el fin de constreñir la variabilidad litológica en la Formación Trancas, para así comprender su influencia en el plegamiento, la composición y flujo de fluidos, y la neoformación de minerales durante la inversión de la cuenca de Zimapán. Se levantó un total de 26 metros y se definieron cuatro litofacies que se describen a continuación (Figura 5.2b) y se sintetizan en una columna lito-estratigráfica (Figura 5.1).

Litofacies A: Intercalaciones de *mudstone* rico en arcilla con horizontes de lutita negra. El espesor de los estratos de lutita varía entre 10 y 50 cm, mientras que los horizontes de lutita negra varían entre 10 y 20 cm. La lutita calcárea no presenta estructuras primarias evidentes, mientras que la lutita negra presenta laminación plano- paralela de régimen inferior. Se distingue un abundante contenido de pirita framboidal, cuyo diámetro varía desde algunos milímetros hasta poco más de un centímetro.

Litofacies B: Arenisca calcárea, que va de arenisca conglomerática hacia la base a arenisca media en la porción superior del estrato. El grosor de la estratificación no es constante, varía entre 50 cm y hasta ~5 m. Algunas estructuras primarias presentes son base erosiva, gradación normal e intraclastos suaves de lutita (calcárea y negra). Algunos intraclastos preservan estructuras primarias como laminación plano- paralela de régimen inferior, aunque también los hay con textura masiva. El tamaño de los intraclastos está íntimamente ligado con el espesor de los depósitos, aquellos de algunas decenas de cm presentan intraclastos de hasta 15 cm de longitud, mientras que aquellos de varios metros de espesor, contienen intraclastos métricos.

Litofacies C: Arenisca calcárea de grano medio. Se dispone en estratos y láminas tabulares, cuyo espesor varía entre 2 y 20 cm. Hacia la base del estrato muestra laminación cruzada y hacia la cima, laminación plano- paralela de régimen superior. Presenta un alto contenido de óxidos y sulfuros.

Litofacies D: Intercalaciones de limolita a arenisca media y lutita calcárea. Los estratos presentan una geometría tabular y un espesor decimétrico. Presenta estructuras sedimentarias como laminación cruzada, laminación plano- paralela de régimen superior, estructuras de carga y flama, laminación convoluta, *slumps* e intraclastos de lutita de hasta 3 cm de longitud. Los estratos de lutita presentan laminación plano-paralela de régimen inferior.

Descripción petrográfica de litofacies

A continuación, se describen las características texturales, componentes minerales principales y accesorios presentes en cada una de las 4 facies previamente mencionadas (Figura 5.2c). La descripción petrográfica detallada de las muestras que fueron analizadas para caracterizar cada litofacies se encuentra en el Anexo 1.

COLUMNA ESTRATIGRÁFICA

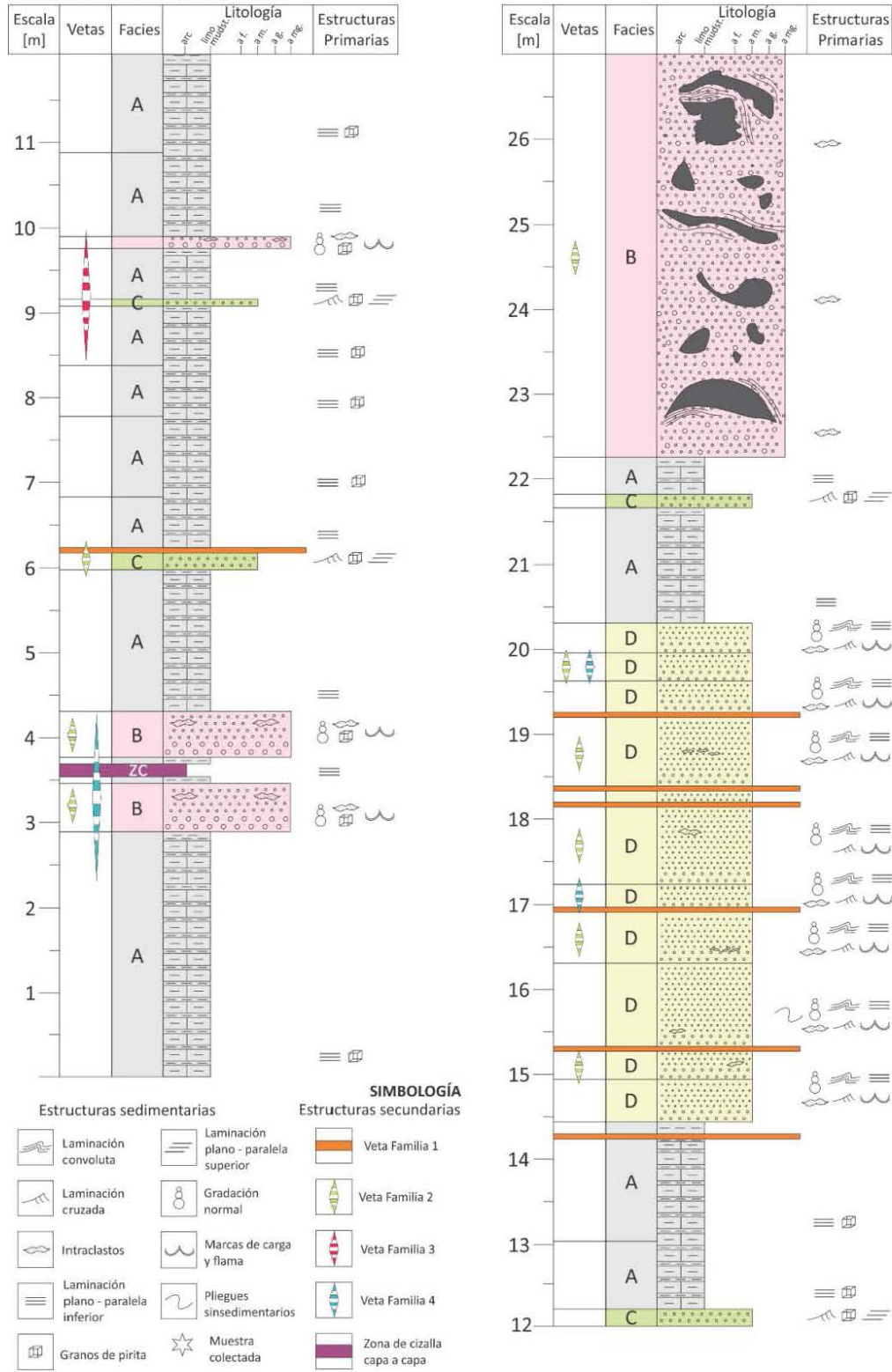


Figura 5.1. Columna estratigráfica medida de la Formación Trancas.

Litofacies A: Matriz rica en carbonato, arcilla y materia orgánica. Son comunes piritas o pseudomorfos de pirita sustituida por óxidos de Fe, con formas prismáticas o framboidales. Se observan algunos cristales de cuarzo, radiolarios, y un fragmento de pelecípodo. Presenta una laminación primaria, que es apenas evidente en algunas porciones de la lámina. Paralela a esta foliación se observan algunos planos de disolución o estilolitas que son discontinuas y que ocurren preferentemente en los bordes de fósiles o clastos de cuarzo o bien en aquellos sectores que son más enriquecidos en arcilla.

Litofacies B: Arenisca con clasificación moderada, fragmentos subredondeados a subangulosos, soportados por la matriz y presentan contactos puntuales. Está cementada por calcita sintaxial y ocasionalmente cuarzo epitaxial. Se observa la seritización de feldespatos y diversos líticos sustituidos parcialmente por calcita. Los clastos de cuarzo presentan abundantes inclusiones fluidas y de fundido. Los fragmentos presentes, ordenados según su abundancia en la muestra son: cuarzo >líticos volcánicos >feldespatos >líticos metamórficos >líticos sedimentarios. Como minerales accesorios se encuentran epidota, óxidos de Ti y Fe, titanita, circón, calcita, mica y pirita.

Litofacies C: Arenisca con clastos angulosos a subangulosos, soportada por los clastos, con contactos rectos. Cementada por calcita sintaxial y de forma local, por una pseudomatriz arcillosa. Presenta un alto contenido de intraclastos milimétricos, por lo que la roca tiene una clasificación baja. Los fragmentos presentes, ordenados según su abundancia en la muestra son: cuarzo >líticos volcánicos >feldespatos >líticos sedimentarios >líticos metamórficos. Los minerales accesorios presentes son: mica, pirita, epidota, titanita, calcita, apatito, anfíbol, clorita y óxidos de Fe.

Litofacies D: Está compuesta por granos finos, de arena fina a limo, clastos subredondeados a angulosos y es soportada por matriz. Presenta localmente cristales poikilotopicos de calcita, la matriz se encuentra ampliamente alterada a sericita. Se observa sustitución de feldespatos por arcilla, de plagioclasa por calcita y pseudomórfica de sulfuros por óxidos. Las arcillas son muy abundantes en esta lámina y se orientan definiendo un clivaje secundario. Los clastos presentes son plagioclasa, cuarzo, líticos volcánicos felsíticos y *lathwork*. Como cristales accesorios se observa circón, titanita, apatito, óxidos y sulfuros de Fe. Se distinguen abundantes intraclastos de naturaleza sedimentaria, como lutita y lutita calcárea-*mudstone* y otros de naturaleza volcániclaística.

5.1 Geología estructural

En el área de estudio afloran tres unidades que están involucradas en la deformación, de la más antigua a la más reciente son: la Fm. Trancas, que en el área consiste en intercalaciones de lutita, arenisca, marga y caliza, las cuales hacia la base involucran sedimentos de origen volcániclaístico y van disminuyendo progresivamente hacia la cima, mientras que el contenido de carbonatos incrementa. El espesor de los estratos es variable, con estratificación media a gruesa o masiva, con algunos horizontes que alcanzan hasta 6m de espesor. Sobre ésta yace concordantemente la Fm. Tamaulipas. El contacto entre estas formaciones es transicional. Ésta se compone por intercalaciones rítmicas de caliza, marga y lutita. Presenta abundantes lentes y bandas de pedernal. La estratificación va de media a gruesa. La Fm. Soyatal yace, en contacto transicional, sobre la Fm. Tamaulipas. Ésta se compone principalmente por horizontes de lutita intercalada con estratos finos a muy finos de caliza o marga (Figura 5.3).

a) Corte de la Formación Trancas



b) Litofacies en campo:



c) Petrografía de litofacies:

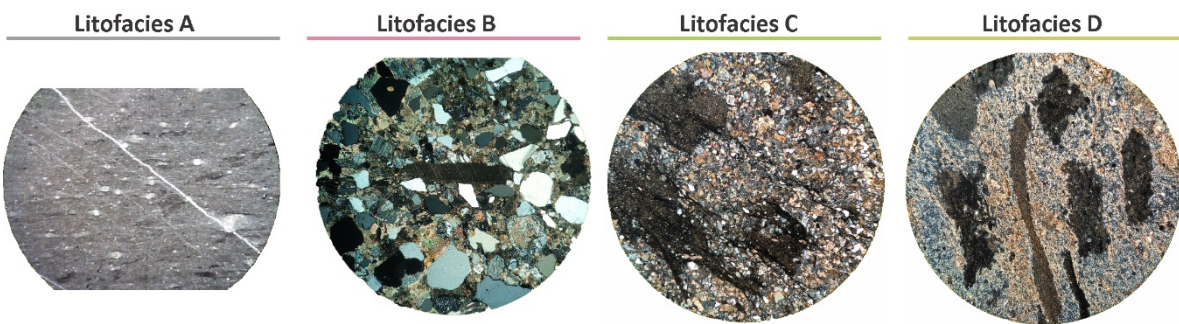


Figura 5.2

Las variaciones litológicas y, por ende, de las propiedades mecánicas entre estas unidades resultan en diferentes estilos de deformación. En las formaciones Trancas y Tamaulipas, la deformación está dominada por plegamiento, y localmente se observan fallas. Los pliegues de primer orden tienen longitudes kilométricas y sobre éstos, las capas forman pliegues de orden menor de escala métrica. En la Fm. Trancas, los pliegues son cilíndricos, paralelos, abiertos a cerrados y generan un clivaje de plano axial penetrativo. En la Fm. Tamaulipas, los pliegues son cilíndricos, apretados con geometrías de tipo *chevron*. En ambos casos los planos axiales se inclinan hacia el SW y los ejes de pliegue van de horizontales a ligeramente inclinados hacia el NW. En general, estas estructuras señalan un transporte regional hacia el NE. El alto contenido de capas pelíticas de la Fm. Soyatal permite el desarrollo de un clivaje de plano axial muy penetrativo, aunque en el área de estudio no pueden distinguirse pliegues con claridad.



Figura 5.3. Apariencia de las formaciones presentes en la región de estudio. De izquierda a derecha se muestran los estratos gruesos de las Fm. Trancas, coronados por un horizonte de dimensiones métricas. Luego, se muestran bandas de pedernal plegadas, alojadas en calizas de la Fm. Tamaulipas, y finalmente, se muestra el cambio en el relieve que denota el contacto entre la Fm. Tamaulipas y la Fm. Soyatal

En la región de estudio, las estructuras de primer orden corresponden con dos anticlinales unidos en el centro por un sinclinal, que están envueltos en pliegues de mayor orden, lo cual resulta en un sistema de anticlinorios y sinclinorios. De acuerdo con la geometría y vergencia de los pliegues de mayor orden, las estructuras dominantes presentan una vergencia hacia el NE.

Por otro lado, en la región se observan algunas estructuras que acusan la sobreposición de dos estadios o episodios de deformación en estas unidades, como son vetas y estratos aboudinados y plegados, dos foliaciones con mismo rumbo pero diferente inclinación y geometrías de sobreposición de pliegues de tipo 0 (pliegues apretados y charnelas deformadas). El primer clivaje es mucho más penetrativo que el segundo y la mayoría de estructuras que se observan en la región están asociadas con el primer clivaje (Figura 5.4).



Figura 5.4: Evidencias de dos episodios de deformación en la Fm. Trancas: del lado izquierdo se muestra una veta aboudinada y plegada. En el lado derecho se observa el núcleo del anticlinal “El Piñón” con un desarrollo de clivaje muy penetrativo y una geometría muy cerrada en la charnela.

5.2 Vetas asociadas con la deformación de la Fm. Trancas

En tres locaciones de la Fm. Trancas se recabaron datos de vetas asociadas con pliegues, diferenciándose 4 familias de vetas que pueden agruparse según su relación espacial con los pliegues y sus elementos: plano axial, clivaje, flancos y charnelas.

Familia 1 (V1): Vetas paralelas a los flancos de pliegues o a la estratificación (figuras 5.5a y 5.6c). Se presentan entre los estratos y alcanzan un espesor de pocos hasta 20 cm. Se distinguen como elementos planares, aunque localmente se observan plegadas. En sus superficies superior e inferior, muestran fibras de calcita (*slickenfibres*) perpendiculares a las líneas de charnela de dicho plegamiento y paralelas a capa. Éstas se emplazan preferencialmente en los horizontes de lutita que ocurren a lo largo de la columna y en la mayoría de los casos, asociadas a las litofacies A y D.

Familia 2 (V2): Vetas escalonadas intra-estrato. Se observan como elementos que cortan de forma sub-perpendicular a los estratos. Sus límites inferior y superior son los bordes del estrato que las aloja, por lo que presentan longitudes que varían desde algunos centímetros a poco más de 1 metro según sea el grosor de la capa que las aloja. Suelen encontrarse en los cuellos de capas aboudinadas. Aparecen como arreglos de varias vetas paralelas entre sí, contenidas en un mismo estrato (figuras 5.5b,c, 5.6b y 5.7a,b,c), con un espaciamiento métrico y presentan siempre la misma orientación. Éstas son abundantes en las litofacies B y D, ocurren ocasionalmente en la litofacies C y son ausentes en las rocas calcáreas de la litofacies A.

Familia 3 (V3): Vetas paralelas al clivaje. Su orientación es paralela a aquella del clivaje de plano axial. Se alojan sobre planos de clivaje y comúnmente se observan aboudinadas y plegadas (Figura 5.6a,d). Estas vetas pueden estar contenidas en un solo estrato, aunque son más comunes aquellas que cortan más de una capa. No presentan una preferencia o asociación clara con alguna de las litofacies, aunque nunca se asocian exclusivamente con la litofacies A.

Familia 4 (V4): Vetas tardías que cortan estructuras previas. Generalmente, cortan más de un estrato y pueden afectar vetas de las familias previamente descritas (Figura 5.5d). Generalmente, suceden

como vetas aisladas, aunque también pueden ocurrir como arreglos de pares conjugados. Su orientación tiende a ser perpendicular u oblicua al plano axial de los pliegues. En algunos casos, estas vetas forman parte de sistemas de fracturas. No presentan una preferencia o asociación clara con alguna de las litofacies, aunque nunca se asocian exclusivamente con la litofacies A.

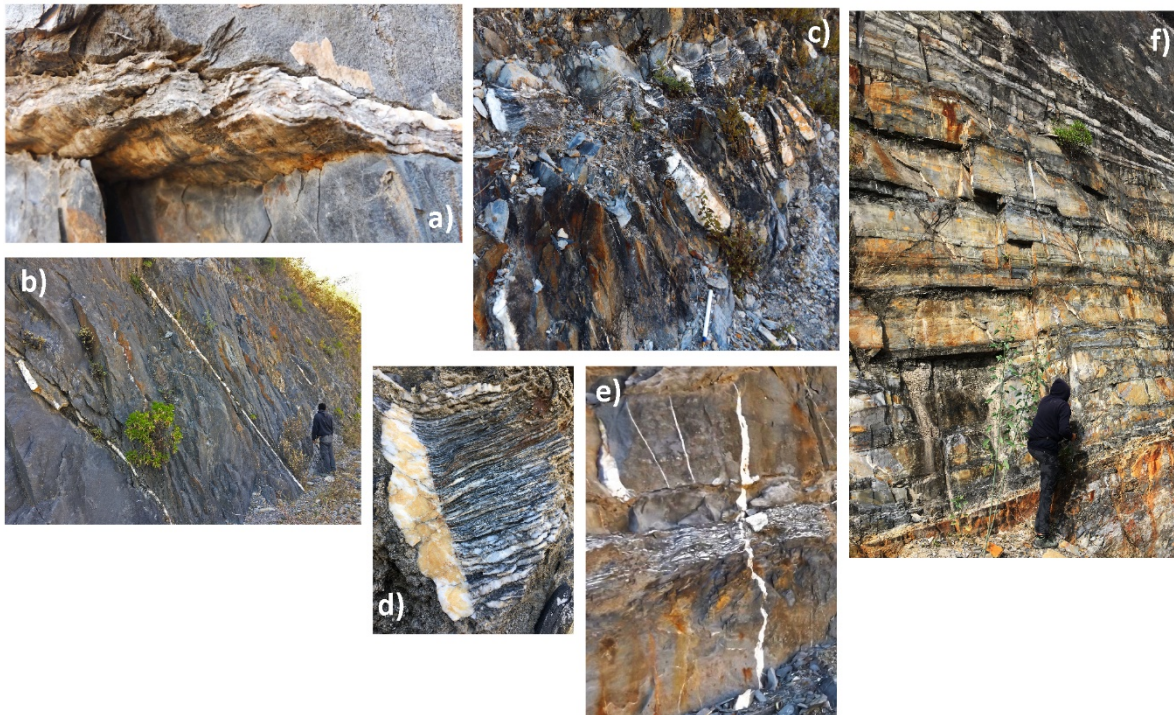
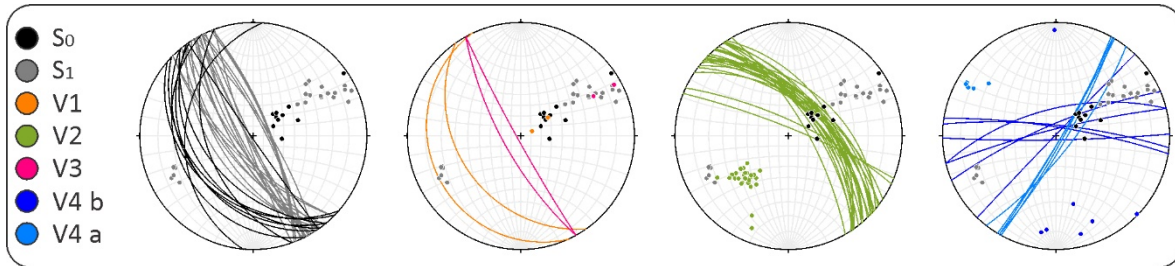


Figura 5.5: Vetos y estereogramas del sitio 1. La estratificación se observa consistentemente buzando hacia el SW y el clivaje presenta un rumbo general SE-NW. a) vetas paralelas a la estratificación. b) se observan vetas de la familia 2 y la geometría de los estratos de la Fm. Trancas. c) detalle de vetas de la familia 2. El estereograma de las vetas escalonadas señala que éstas presentan el mismo rumbo que el clivaje, aunque se inclinan hacia el NE. d) veta de la familia 4. En su estereograma se ve que estas vetas suceden como arreglos conjugados que son cuasi-ortogonales al clivaje.

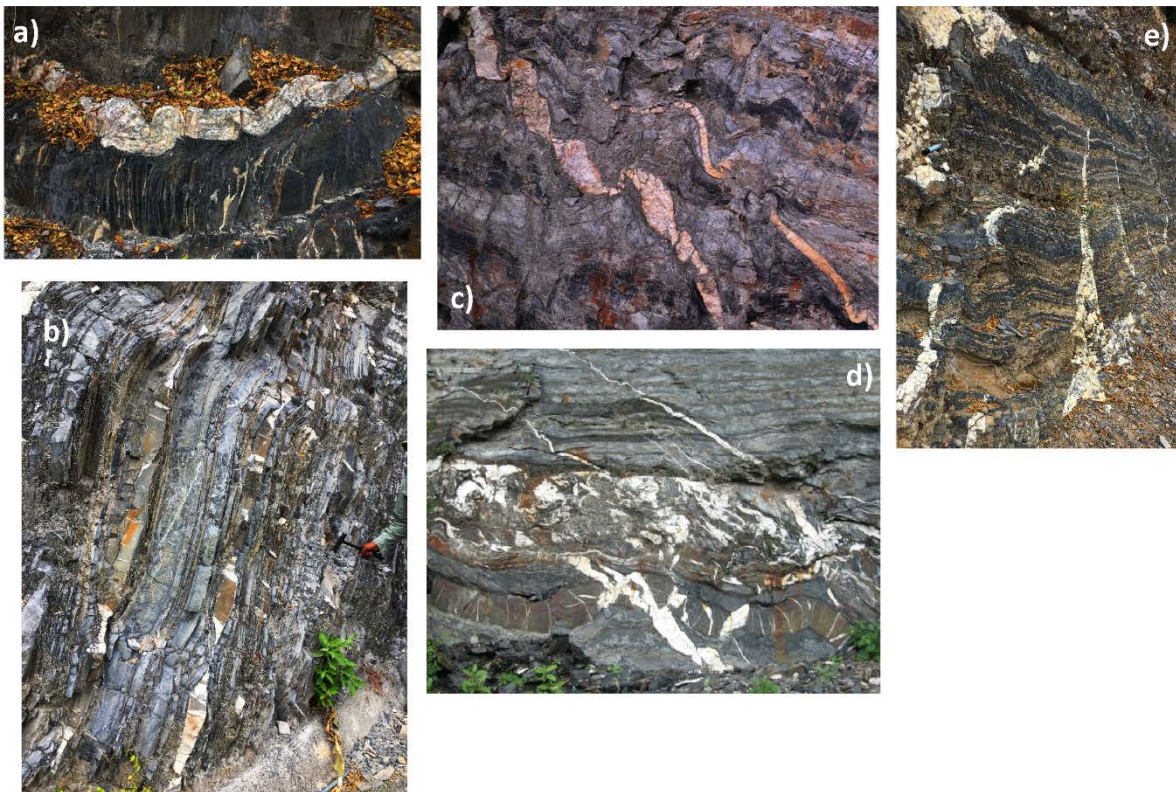
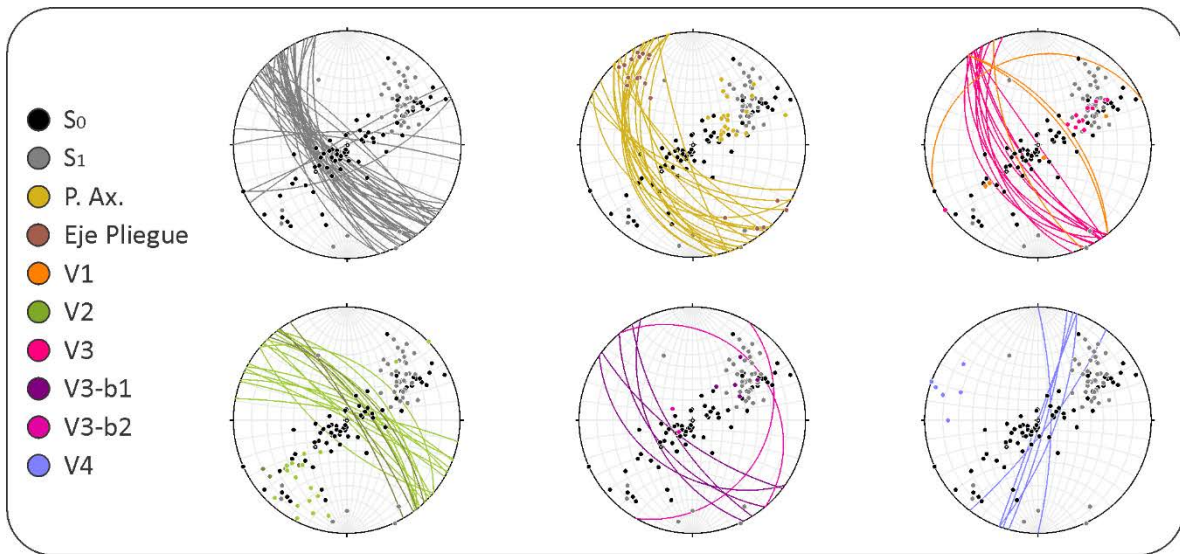


Figura 5.6. Vetas y estereogramas del sitio 2 (La Mora). Los flancos de pliegues se arreglan en una guirnalda NE/SW. El clivaje y los planos axiales son paralelos y bisectan las agrupaciones de flancos de pliegue. a) Vetas abudinadas plegadas. Pertenecen a la familia 3, sus ejes largos son paralelos al clivaje y los planos axiales son paralelos al segundo clivaje del área. b) Capas abudinadas con vetas en el cuello de budines y dentro de los estratos. Pertenecen a la familia 2, y su orientación es similar a la descrita para el sitio 1. c) Veta paralela a la estratificación, su espesor es de 15 cm. Se localiza en la charnela de un pliegue, sobre la cual se repliega. d) Vetas paralelas al clivaje plegadas y vetas escalonadas intraestrato. Las primeras presentan plegamiento, se meten entre los planos de clivaje. e) Estructuras asociadas con un flanco de un pliegue: Se observan capas abudinadas e incluso pliegues isoclinales que acusan al cizallamiento en el flanco del pliegue. Las vetas tardías son oblicuas a los planos axiales de pliegue.

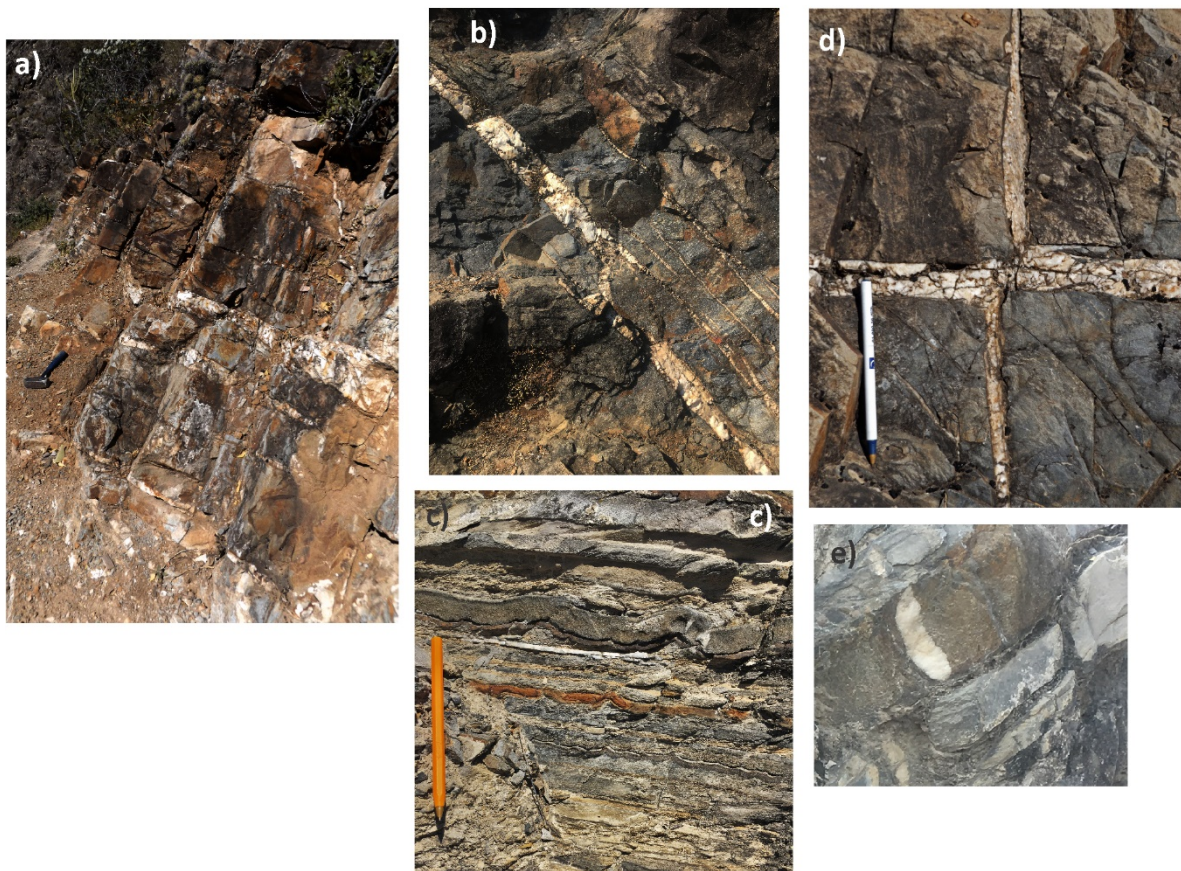
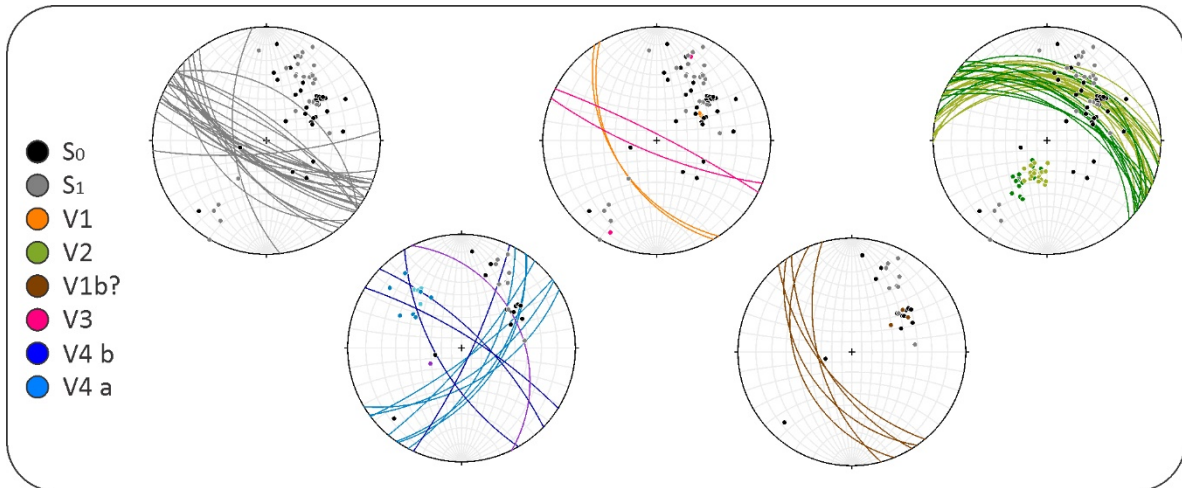


Figura 5.7: Vetas y estereogramas del sitio 3 (Vega de Ramírez). El clivaje en este sitio tiene un rumbo similar a aquel de los sitios anteriores, aunque se acerca ligeramente más al W. De forma consistente, las vetas y demás estructuras cambian ligeramente su rumbo. Sin embargo, el arreglo sigue siendo similar a los sitios anteriores. a) vetas de la familia 2, se observan cortando varios estratos y con espesores de ~20 cm. En b) vetas de la familia 2 localizadas en un estrato de varios metros de espesor, y en c), veta de la familia 2 en un estrato de algunos centímetros. El tamaño de las vetas es consistente con el tamaño de los estratos que las alojan. d) estratos muy finos de arenisca y lutita calcárea que presentan un ligero plegamiento y marcas de carga y flama a la base.

NOMENCLATURA

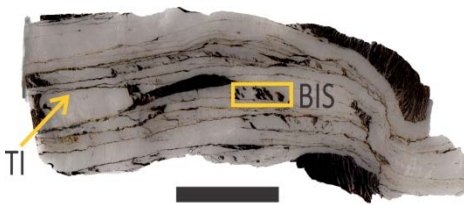
De aquí en adelante en el texto, se utilizará el siguiente código de colores y nomenclatura para vetas y roca encajonante:

	V1	Paralelas a la estratificación (S0)
	V2	Escalonadas, apertura normal a la orientación del clivaje
	V3	Paralelas al clivaje (S1)
	V4	Tardías, que cortan varios estratos
	Encajonante	Información referente a la Fm. Trancas y sus litofacies

5.3 Textura y mineralogía de vetas

Cada familia presenta texturas características (ver Anexo 2). La variación textural entre las cuatro familias de vetas surge desde la naturaleza de los sitios en que éstas se desarrollan, como vetas de cizalla (Tipo II), en vetas paralelas a la estratificación, o vetas tensionales (Tipo I), como aquellas de las familias 2 y 4. Adicionalmente, la dirección de crecimiento de los cristales en su interior, el número de episodios de apertura, recristalización y la forma del borde de la veta, resulta en cristales con diferentes formas y por ende, vetas con texturas particulares (Bons *et al.*, 2012). Todos estos elementos se detallan para cada una de las láminas observadas y descritas en el Anexo 2 y se sintetizan a continuación.

VETAS V1



Minerales Formadores		Textura Listones continuos a ligeramente anastomosados de calcita y escaso cuarzo, limitados por <i>trails</i> de inclusiones sólidas (TI) en su base y cima. Dichas fibras de calcita son cortadas de forma oblicua por bandas de inclusiones sólidas (BIS), ya sean bandas delgadas o fragmentos gruesos (Figura 5.8A). Tanto las TI como las BIS, se componen de material del encajonante, las cuales son comúnmente lutita calcárea o negra y <i>mudstone</i> rico en arcilla. En éstas se distingue el desarrollo de un clivaje penetrativo, vetas con espesores micrométricos y estructuras de cizalla al interior. Las fibras de calcita se observan plegadas a escala mili y centrimétrica.
Calcita y escaso cuarzo.		
Minerales secundarios		Bordes Rectos o abruptos
Óxidos de Fe y Ti, ilmenita, sulfuros (pirita y esfalerita), monacita, apatito, barita, clorita e illita.		
		Tipo de apertura Tipo II

VETAS V2

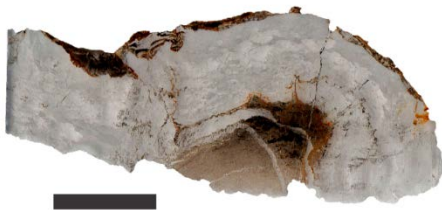


Textura

Aquellas vetas que ocurren en los cuellos de capas aboudinadas, presentan texturas fibrosas, ya sea por crecimiento antitaxial o de cristales estirados. Aquellas vetas escalonadas, que crecen paralelas entre sí, en el interior de los estratos presentan crecimiento sintaxial y de bloques estirados. Algunas vetas muestran texturas compuestas, es decir, más de un tipo de crecimiento, por ejemplo, crecimiento sintaxial de cristales estirados a sintaxial (Anexo 2, LM-EXTPB), de cristales estirados a antitaxial (Anexo 2, EX1). Hacia el borde de las vetas se distingue un abundante contenido de BIS, paralelas al borde de la veta que pueden verse como láminas o bandas estrechas o bien, granos del encajonante. Dichas bandas, generalmente son acompañadas por bandas de inclusiones fluidas (BIF). En ocasiones, estas BIS y BIF pueden ser escasas y en otros casos pueden verse por decenas a lo largo de los cristales.

Minerales Formadores	Bordes	Tipo de apertura
Calcita y cuarzo en abundancias similares, aunque la calcita es más abundante.	Bordes dentados donde hay continuidad entre los fragmentos y matriz que componen la arenisca encajonante y los cristales dentro de la veta.	Tipo I
Minerales secundarios		
Monacita, esfalerita, marcasita, pirita y calcopirita; óxidos de Fe y Ti, como ilmenita, hematita y magnetita y alanita; barita, circón, apatito y minerales de arcilla como clorita.		

VETAS V3



Textura

En todas las muestras puede observarse el desarrollo de una textura modificada por el crecimiento de nuevos cristales, es decir, presentan recrystalización. Los nuevos cristales, crecen en sitios particulares que imitan la textura inicial de la veta. Por ejemplo, en fibras de cuarzo y calcita, con un arreglo similar al de vetas de la familia 1, se observan nuevos cristales que crecen elongados siguiendo la traza de las fibras o bien, el sobrecrecimiento se da paralelo a las maclas y bordes cristalinos de la calcita. En otros casos, la recrystalización no sigue la textura original y los cristales parecen sobrecrecer el interior de la veta con una textura independiente que borra la anterior. Presentan pocos fragmentos del encajonante en forma de BIS y TI.

Minerales Formadores	Bordes	Tipo de apertura
es más abundante la calcita que el cuarzo	Rectos, discontinuos con el encajonante	Tipo I y II
Minerales secundarios		
Fluorocarbonatos de Tierras Raras, pirita y esfalerita, óxidos de Fe y barita. Ninguna de estas muestras presenta monacita		

VETAS V4



Textura		
Textura syntaxial de bloques elongados y granulares y de cristales estirados. Hacia los extremos de las vetas se distinguen cristales "fibrosos" mientras que en la porción central de las vetas se observan texturas más granulares. En los bordes de estas vetas se observan BIS discontinuas, paralelas al borde de la veta. Las BIS son comúnmente acompañadas por numerosas BIF con la misma orientación.		
Minerales Formadores	Bordes	Tipo de apertura
Enriquecidas en calcita relativo al cuarzo	Rectos o abruptos y se distingue continuidad entre fragmentos de la roca caja y minerales de veta	Tipo I
Minerales secundarios		
Monacita, circón, esfalerita, marcasita, pirita y calcopirita; óxidos de Fe y Ti, ilmenita, circón, fluoro-carbonatos de REE y barita		

5.4 Geoquímica de roca total: vetas y encajonante.

La geoquímica comparativa entre vetas y roca encajonante permite analizar la movilización de elementos químicos consecuencia de interacción fluido-roca durante la deformación de las rocas estudiadas. En particular se utilizaron estos datos para contestar las siguientes preguntas: ¿Es la composición de las vetas controlada por aquella de la roca encajonante? ¿Cómo es la migración en solución y fraccionamiento de los elementos en estos ambientes geológicos? ¿En qué condiciones fisicoquímicas ocurre esta interacción? ¿Qué factores facilitan o inhiben el crecimiento de monacita en las vetas?

Se analizaron muestras de las litofacies B, C, D y una de lutita negra (LN). Dado que las vetas escalonadas V2 están confinadas al estrato, se analizó una veta asociada con la litofacies B (V2-B), C (V2-C) y D (V2-D). Adicionalmente, se analizó una veta contenida en la lutita negra (V3-LN), así como una muestra representativa de las familias de veta restantes: V1, V3 y V4. Los datos geoquímicos obtenidos se pueden consultar en el Anexo 9. Los resultados obtenidos se sintetizan a continuación en dos bloques: Primero se analizan sus elementos mayores, menores y traza y posteriormente, los patrones de REE.

Análisis de elementos mayores, menores y traza.

Los elementos mayores de las litofacies B, C y D y la lutita negra son Ca, K, Mg, Fe y Al (Figura 5.8). En menor abundancia, como elementos menores presentan Na, S, Ti (Figura 5.8). Es así, que los componentes principales de estas rocas son representativos de su contenido mineral. Dentro de los elementos traza, los más abundantes son el P, probablemente asociado a la monacita y apatito; Mn y Sr, asociados con la calcita y barita presentes en las rocas; Rb que puede asociarse con los feldespatos y Zr, en circones detríticos.

A pesar de la diversidad textural que muestran las vetas, su contenido mineral y elemental presenta una variabilidad baja (Figura 5.9). Las vetas presentan hasta 28% de Ca y la abundancia de Si no se

muestra, pues no fue analizado. Como componentes menores o traza comunes se distingue Al, Mg, Fe, Sr, Na, Mn y excepcionalmente K. La veta V1 (Figura 5.8) presenta, en general, mayores abundancias elementales que el resto de las vetas. Ello puede deberse a que en su interior aloja abundante material del encajonante en forma de BIS y TI, de forma que estos materiales influyen la composición de la veta y no deben considerarse como elementos traza contenidos en cristales de cuarzo o calcita.

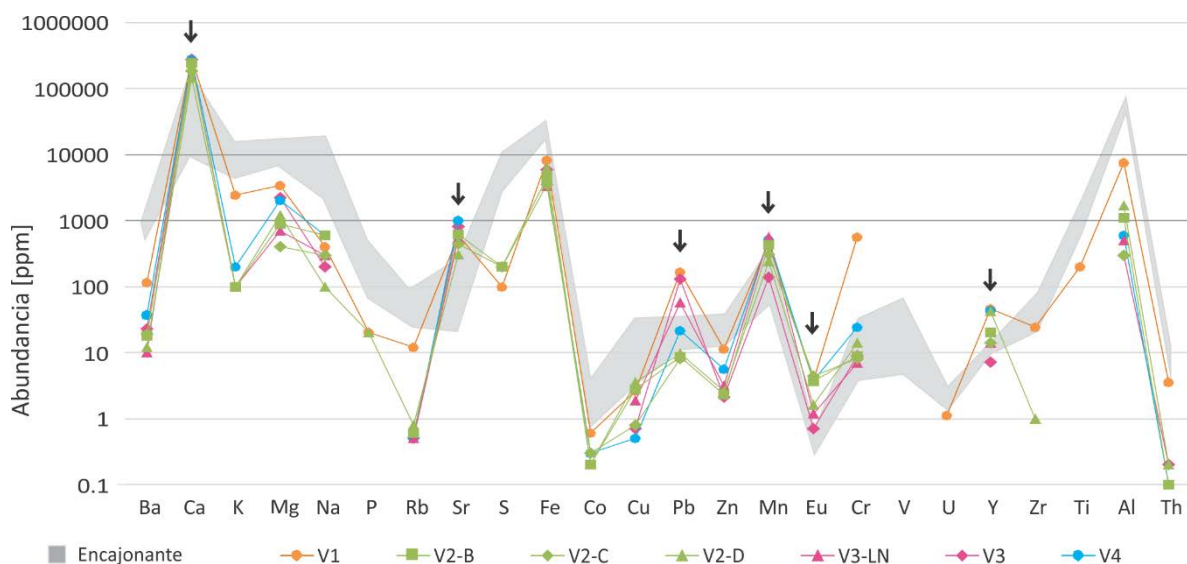


Figura 5.8: Elementos mayores, menores y traza en vetas. Las abundancias se presentan en escala logarítmica. En gris se observa la abundancia elemental de las muestras de la roca encajonante y en colores aquella de las vetas. Las flechas negras resaltan aquellos elementos enriquecidos en las vetas comparando con el encajonante: Ca, Sr, Pb, Mn, Eu y Y.

La mayoría de los componentes están más enriquecidos en la roca encajonante que en las vetas, excepto en el Ca, Sr, Mn, Eu y en algunas muestras Pb e Y. Algunos elementos comunes en la veta pueden ser alojados en la calcita sustituyendo al Ca^{2+} , debido a su naturaleza bivalente (p. ej. Mg, Mn, Sr, Eu y Fe). El coeficiente de correlación (r) entre éstos y el Ca, van de 0.4 a 0.85 para el Mg, Mn y Sr; y menor a 0.1 para el Eu y Fe, lo que sugiere que éstos no se asocian exclusivamente con la calcita. Elementos poco solubles o inmóviles como el Zr, Ti y Th son escasos en la veta. Algunos metales de transición, como Cu, Zn y Cr pueden precipitar como sulfuros asociados o no con el Fe. En las vetas se encontraron diversos tipos de sulfuros (pirita, esfalerita, marcasita, etc.), lo cual es consistente con esta idea.

Algunos elementos han sido empleados en este contexto como indicadores de condiciones térmicas, redox y de las características de los fluidos activos durante la génesis de vetas (Milodowski *et al.*, 2005; Tullbog *et al.*, 2008). El alto contenido de Sr en la calcita junto con la alta correlación que presenta con el Ca ($r=0.85$), sugiere una alta temperatura en el fluido y sustitución de Ca^{2+} por Sr^{2+} (Tullbog *et al.*, 2008). El alto contenido de sulfuros en las vetas y la abundancia de Fe, Zn y Cu (Figura 5.8 y Anexo 9), se asocia con la precipitación de sulfuros, lo cual ocurre comúnmente en condiciones reductoras (Riquier *et al.*, 2006). El Mn es comúnmente asociado con la precipitación de pirita y otros sulfuros de Fe y en condiciones reductoras, puede sustituir al Ca en la calcita. El Mn presenta

ABUNDANCIA DE TIERRAS RARAS [PPM]

	LREE					Eu	HREE							ΣREE	
	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb		Lu
V1	18.4	35.2	4.7	19.7	6.6	3.31	11	2	10.8	1.7	4	0.4	2.5	0.3	120.61
V3	13.9	27.8	3.2	11.3	1.8	0.73	1.8	0.2	1.2	0.2	0.5	<0.1	0.4	<0.1	63.03
V4	51.9	111	13.8	51.5	13.8	3.73	12.4	1.8	9.3	1.6	3.6	0.4	2.7	0.4	277.93
V3-LN	23.9	46.3	5.2	18.4	3.5	1.32	3.2	0.4	2.4	0.5	1.2	0.2	1	0.1	107.62
LN	11.1	20.9	2.5	9.9	2.5	0.45	2.1	0.3	2	0.4	1.4	0.2	1.4	0.2	55.35
V2-B	21	44.3	5.5	20.9	4.3	4.21	4.5	0.7	3.9	0.6	1.7	0.2	1.1	0.1	113.01
Litofacies B	18.4	42.8	5.6	21.8	5.1	0.66	4	0.6	3.4	0.7	1.9	0.3	1.8	0.3	107.36
V2-C	12.7	25.1	3.1	12.4	2.9	4.55	2.9	0.5	2.5	0.5	1.1	0.2	0.9	<0.1	69.35
Litofacies C	8.4	20.3	2.8	11.2	2.2	0.32	2.1	0.3	2.1	0.5	1.5	0.2	1.5	0.2	53.62
V2-D	23.5	57.1	7.7	30.3	7.5	1.84	7.4	1.2	6.9	1.1	2.7	0.3	1.6	0.2	149.34
Litofacies D	19.9	43.8	5.4	19.1	3.5	0.24	2.6	0.4	2.4	0.5	1.6	0.2	1.4	0.2	101.24
CONDrita	0.367	0.957	0.137	0.711	0.231	0.087	0.306	0.058	0.381	0.0851	0.249	0.0356	0.248	0.0381	
PAAS	44.6	88.3	10.2	37.3	6.88	1.215	6.04	0.89	5.33	1.052	3.075	0.451	3.01	0.44	

PATRONES DE TIERRAS RARAS NORMALIZADOS A LA CONDrita

	LREE					Eu	HREE							EUROPIO	FRACCIONAMIENTO			CERIO	CERIO	
	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	*	(La/Sm)N	(Gd/Yb)N	(La/Yb)N	*	**
V1	50.1	36.8	34.3	27.7	28.6	38.0	35.9	34.5	28.3	20.0	16.1	11.2	10.1	7.9	1.2	1.8	3.6	5.0	0.9	0.87
V3	37.9	29.0	23.4	15.9	7.8	8.4	5.9	3.4	3.1	2.4	2.0		1.6		1.2	4.9	3.6	23.5	1.0	0.95
V4	141.4	116.0	100.7	72.4	59.7	42.9	40.5	31.0	24.4	18.8	14.5	11.2	10.9	10.5	0.9	2.4	3.7	13.0	1.0	0.96
V3-LN	65.1	48.4	38.0	25.9	15.2	15.2	10.5	6.9	6.3	5.9	4.8	5.6	4.0	2.6	1.2	4.3	2.6	16.2	1.0	0.94
LN	30.2	21.8	18.2	13.9	10.8	5.2	6.9	5.2	5.2	4.7	5.6	5.6	5.6	5.2	0.6	2.8	1.2	5.4	0.9	0.90
V2-B	57.2	46.3	40.1	29.4	18.6	48.4	14.7	12.1	10.2	7.1	6.8	5.6	4.4	2.6	2.9	3.1	3.3	12.9	1.0	0.95
Litofacies B	50.1	44.7	40.9	30.7	22.1	7.6	13.1	10.3	8.9	8.2	7.6	8.4	7.3	7.9	0.4	2.3	1.8	6.9	1.0	0.98
V2-C	34.6	26.2	22.6	17.4	12.6	52.3	9.5	8.6	6.6	5.9	4.4	5.6	3.6		4.8	2.8	2.6	9.5	0.9	0.92
Litofacies C	22.9	21.2	20.4	15.8	9.5	3.7	6.9	5.2	5.5	5.9	6.0	5.6	6.0	5.2	0.5	2.4	1.1	3.8	1.0	0.98
V2-D	64.0	59.7	56.2	42.6	32.5	21.1	24.2	20.7	18.1	12.9	10.8	8.4	6.5	5.2	0.8	2.0	3.7	9.9	1.0	0.99
Litofacies D	54.2	45.8	39.4	26.9	15.2	2.8	8.5	6.9	6.3	5.9	6.4	5.6	5.6	5.2	0.2	3.6	1.5	9.6	1.0	0.98
															<1	>1	~1	L/H > 1	~1	~1

PATRONES DE TIERRAS RARAS NORMALIZADOS A PAAS

	LREE					Eu	HREE							EUROPIO	FRACCIONAMIENTO			CERIO	
	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	An Eu (N)	(La/Sm)N	(Gd/Yb)N	(La/Yb)N	***
V1	0.4	0.4	0.5	0.5	1.0	2.7	1.8	2.2	2.0	1.6	1.3	0.9	0.8	0.7	2.1	0.4	2.2	0.5	1.0
V3	0.3	0.3	0.3	0.3	0.3	0.6	0.3	0.2	0.2	0.2	0.2		0.1		2.2	1.2	2.2	2.3	1.0
V4	1.2	1.3	1.4	1.4	2.0	3.1	2.1	2.0	1.7	1.5	1.2	0.9	0.9	0.9	1.5	0.6	2.3	1.3	0.9
V3-LN	0.5	0.5	0.5	0.5	0.5	1.1	0.5	0.4	0.5	0.5	0.4	0.4	0.3	0.2	2.1	1.1	1.6	1.6	1.0
LN	0.2	0.2	0.2	0.3	0.4	0.4	0.3	0.3	0.4	0.4	0.5	0.4	0.5	0.5	1.0	0.7	0.7	0.5	1.0
V2-B	0.5	0.5	0.5	0.6	0.6	3.5	0.7	0.8	0.7	0.6	0.6	0.4	0.4	0.2	5.1	0.8	2.0	1.3	1.0
Litofacies B	0.4	0.5	0.6	0.6	0.7	0.5	0.7	0.7	0.6	0.7	0.6	0.7	0.6	0.7	0.8	0.6	1.1	0.7	0.9
V2-C	0.3	0.3	0.3	0.3	0.4	3.7	0.5	0.6	0.5	0.5	0.4	0.4	0.3		8.3	0.7	1.6	1.0	1.0
Litofacies C	0.2	0.2	0.3	0.3	0.3	0.3	0.3	0.3	0.4	0.5	0.5	0.4	0.5	0.5	0.8	0.6	0.7	0.4	0.9
V2-D	0.5	0.6	0.8	0.8	1.1	1.5	1.2	1.3	1.3	1.0	0.9	0.7	0.5	0.5	1.3	0.5	2.3	1.0	0.9
Litofacies D	0.4	0.5	0.5	0.5	0.5	0.2	0.4	0.4	0.5	0.5	0.5	0.4	0.5	0.5	0.4	0.9	0.9	1.0	0.9
															<1	>1	~1	L/H > 1	~1

Tabla 5-1: Abundancia de REE en vetas y roca caja y normalización con la condrita (Taylor y McLennan, 1985) y la litita promedio (PAAS, Pourmand *et al.*, 2012)

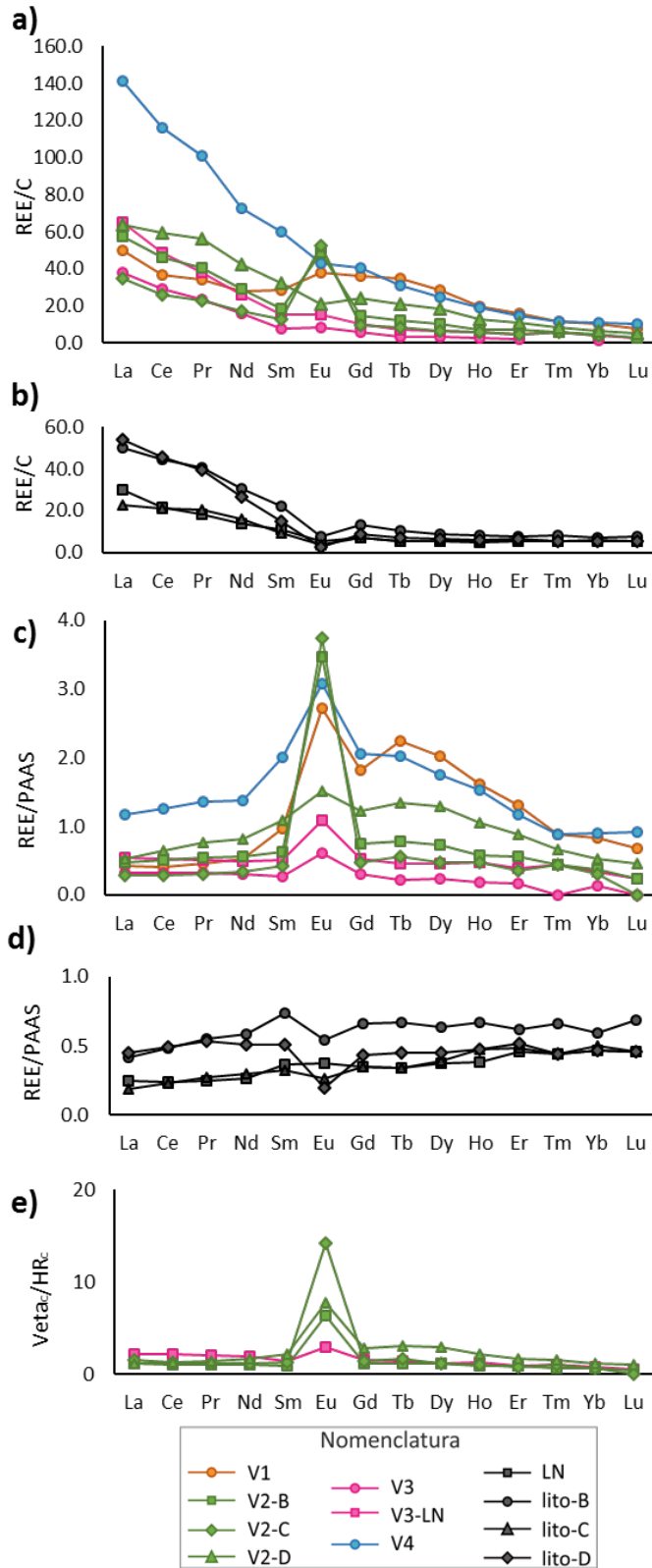


Figura 5.9: Diagramas Masuda-Coryell de REE. a) patrones de REE/C para las vetas analizadas. b) patrones de REE/C rocas del encajonante. c) Patrones de REE/PAAS de vetas. d) patrones de REE/PAAS para rocas del encajonante. e) $(Veta)_C / (Encajonante)_C$

una correlación media con el Ca ($r = 0.5$) e inversa con el Fe ($r = -0.8$). De forma que el Mn precipita como fases minerales distintas a aquellas asociadas con el Fe (e.g. óxidos e hidróxidos). La baja concentración de U en la roca caja y en la veta, hacen que éste no pueda ser empleado como proxy de condiciones redox.

Análisis de Tierras Raras en vetas y roca encajonante

La abundancia total de Tierras Raras varía entre 55 y 107 ppm en el encajonante y de 60 a ~280 ppm en las vetas. En ambos casos, el Ce es el más abundante seguido por el La (Tabla 5.1). Al normalizar con la condrita se observa un enriquecimiento de las LREE sobre las HREE (Tabla 5.1), en vetas y roca encajonante, que es evidenciado por una pendiente negativa en los diagramas Masuda – Coryell (Figura 5.9 a y b) y razones $(La/Sm)_C > 1$ y $(La/Yb)_C > 1$. En cuanto a las HREE, las vetas presentan un fraccionamiento positivo $(Gd/Yb)_C > 1$ mientras que la roca encajonante no presenta fraccionamiento $(Gd/Yb)_C \sim 1$. En ninguna muestra se distingue la anomalía de Ce. La anomalía de Eu (Eu/Eu^*) se distingue con claridad (Figura 5.9 a y b, Tabla 5.1) siendo siempre negativa en la roca encajonante y variable en las vetas.

Las vetas constreñidas a una litología presentan patrones similares con su encajonante, excepto en el caso del Eu. El coeficiente de correlación (r) entre estos patrones, excluyendo al Eu, es muy cercano a 1 en todos los casos (Anexo 9), lo que sugiere una relación estrecha entre la composición del encajonante y la veta. Finalmente, se observa que al normalizar las vetas $(Veta)_C / (Encajonante)_C$ con su respectivo encajonante (HR_C / REE_C), se observa poco fraccionamiento en las LREE y un ligero enriquecimiento en las HREE. Las anomalías de Eu son positivas en todos los casos y las anomalías de Ce no se distinguen.

Dado que las vetas están alojadas en rocas sedimentarias, se normalizó la abundancia de las REE con el PAAS (lutita promedio). En el caso de las muestras del encajonante, la abundancia total de las REE es menor que la lutita promedio (Tabla 5.1). El fraccionamiento de las LREE ($(La/Sm)_{PAAS} < 1$) es menor a aquel que muestra el PAAS y comparativamente, las HREE no presentan fraccionamiento. No se distinguen anomalías de Ce y la anomalía de Eu en el encajonante es negativa a neutra, con valores que van de 1 a 0.4. A pesar de dichas variaciones, los patrones de la roca encajonante son similares a aquel de la lutita promedio (PAAS).

Los patrones de REE en las vetas, reflejan no solo la composición de los fluidos, sino que son afectados por el contenido de REE de las rocas que las alojan, así como por reacciones de adsorción (Bau, 1991). Para suprimir dicha influencia de la roca encajonante en el contenido de REE de las vetas, éstas se normalizaron con el PAAS (Figura 5.9c,d). Esta asunción es válida para estas rocas, dada la similitud del patrón de la lutita promedio con aquellos de las litologías del encajonante. En las vetas V1 y V4, el contenido total de REE es similar o mayor que aquel del PAAS, mientras que el resto presenta abundancias menores (Figura 5.9c,d). Las LREE presentan un fraccionamiento similar a aquel del encajonante, mientras que las HREE presentan un fraccionamiento positivo respecto al PAAS. Lo cual sugiere un enriquecimiento de HREE en la veta comparado con el encajonante. No se distinguen anomalías de Ce (Ce/Ce^*). Las anomalías de Eu son siempre positivas, alcanzando valores de ~ 8 (Tabla 5.1, Figura 5.9c). Dichos patrones son muy similares a aquellos en que se normaliza la veta con su encajonante, en la Figura 5.9 e.

5.5 Caracterización de Monacita

5.6.1 Monacita características generales

A partir del análisis de láminas delgadas en el microscopio electrónico se localizaron cristales monacita tanto en el encajonante como dentro de las vetas (Figura 5.10 y 5.11, Anexo 3). El tamaño de estos cristales varía desde algunas micras hasta $80\mu m$ de longitud. Aquellos cristales con dimensiones muy pequeñas ($< 10\mu m$) no se consideraron en el siguiente análisis y descripción. De un total de 13 láminas analizadas en el microscopio electrónico, únicamente 7 presentaron cristales de monacita en la veta y en el encajonante y sólo 6 albergan cristales con dimensiones mayores a las $10\mu m$ (Tabla 5.2). A continuación, se detalla la textura, distribución y estructura interna de estos cristales en ambos, veta y encajonante.

Textura y asociaciones minerales de monacita en el encajonante

Se encontraron cristales de monacita en areniscas vulcano-sedimentarias correspondientes con las litofacies B y C. Su abundancia incrementa con el tamaño de grano, siendo muy comunes en rocas de grano grueso, y disminuye conforme incrementa el contenido de carbonatos en la roca. No se encontraron cristales de monacita en litologías de grano fino, como lutita negra o carbonatada, ni en rocas con un alto contenido de carbonatos, como es la caliza arcillosa de la litofacies A (Tabla 5.2). Adicionalmente, la monacita no ha sido reportada en ninguna de las demás litologías que afloran en ésta, ni en las vetas que estas alojan.

Tabla 5.2: Ocurrencia de cristales de monacita en vetas y su encajonante correspondiente. Se detalla la textura y el porcentaje de cuarzo y calcita en la veta, así como el tamaño de grano y litología del encajonante.

VETA					ENCAJONANTE		
VETA	MUESTRA	TEXTURA	% Qz y Cal	MONACITA	TAMAÑO G.	LITOLOGÍA	MONACITA
V1	LM PAR 3	Fibras de calcita	5 / 95	>10	-	-	-
	EP PAR 1	Fibras de calcita	5 / 95	> 10	-	-	-
V2	VR X1	Compuesta: cristales estirados y antitaxial	20 / 80	> 10	Muy grueso	Arenisca volcanoclástica FB	> 10
	VR X3	Sintaxial: bloques y bloques elongados	50 / 50	> 10	Muy grueso	Arenisca volcanoclástica FB	> 10
	EP G1	Sintaxial: bloques elongados	40 / 60	< 10	Grueso	Arenisca volcanoclástica FB	> 10
	LM EXT PB	Sintaxial: bloques y bloques elongados	25 / 75	NO	Medio	Arenisca volcanoclástica FB	NO
	EP S1	Cristales estirados	35 / 65	> 10	Muy grueso	Arenisca volcanoclástica FB	> 10
	EP S3	Sintaxial: bloques elongados	45 / 55	NO	Medio	Arenisca volcanoclástica FC	NO
V3	LM AFL	Sintaxial: Bloques	15 / 85	NO	Fino	Lutita negra LN	NO
	LM CLIV 2	Fibras de calcita ¿?	30 / 70	NO	Fino	Caliza arcillosa FA	NO
V4	EP TARD 1	Sintaxial: Bloques elongados	10 / 90	NO	Medio	Arenisca volcanoclástica FB	NO
	EP TARD 2	Sintaxial: Bloques elongados	15 / 85	NO	Medio	Arenisca volcanoclástica FB	NO
	VR TARD 1	Cristales estirados	15 / 85	> 10	Grueso	Arenisca volcanoclástica FB	> 10

Los cristales de monacita se encuentran dispersos en la roca encajonante, aunque su contenido incrementa hacia los bordes de las vetas. La monacita ocurre como cristales individuales o bien, como cúmulos de varios cristales que se presentan como: a) Cristales asociados con componentes detríticos de la roca. Estos granos se encuentran alojados por clastos de feldespato o embebidos en fragmentos líticos volcánicos, donde están en contacto con otras fases minerales accesorias como apatito, óxidos de Ti e ilmenita (Figura 5.10 a y b). Son abundantes cristales que superan las 40 μm de longitud y cuya forma es euédral, aunque suele variar (Figura 6.3). b) Cristales asociados con fases minerales autigénicas y de alteración. La monacita está en contacto o próxima a minerales autigénicos de baja temperatura como son pirita, óxidos de Fe y Ti, ilmenita y anatasa (Figura 5.10 c, d y e). Dichos minerales se encuentran en la roca sustituyendo fases minerales originales de la roca como feldespatos, cuarzo, óxidos y sulfuros. Es común observar a la monacita como relleno de cavidades que se forman durante la alteración de algunos minerales como el feldespato. c) Cristales contenidos en dominios de clivaje. En algunos casos los cristales de monacita imitan la textura que definen las

arcillas, lo que sugiere un crecimiento contemporáneo entre dichas fases minerales. Otros cristales preservan una geometría idiomórfica y las arcillas orientadas los rodean (Figura 5.10 f). Dentro de los dominios de clivaje las arcillas dominantes son clorita e illita.

ENCAJONANTE:

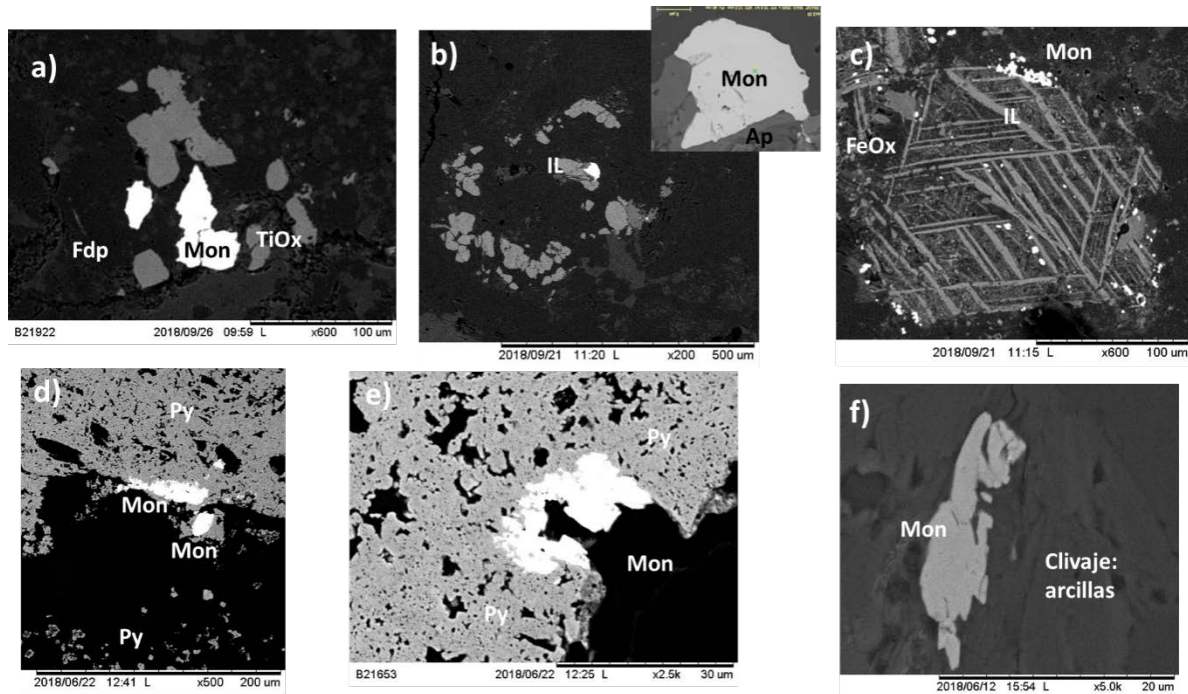


Figura 5.10: Imágenes de electrones retrodispersados que muestran la ubicación de la monacita (mineral más brillante) con otros minerales en la roca encajonante. En el encajonante la monacita ocurre comúnmente alojada por feldespato en compañía de otras fases accesorias como óxidos de Fe y Ti. En ésta se presenta en los dominios de clivaje, donde en ocasiones imita la textura orientada de las arcillas (f). Las texturas parecen señalar un crecimiento previo y simultáneo de la monacita en la arcilla, ya que a veces la monacita se orienta con el clivaje definido por las arcillas y a veces las arcillas bordean a los granos. En d y e, se observan varios cristales de monacita embebidos en un grano de pirita framboidal de 1 mm de diámetro. Los cristales de monacita se ubican en la parte externa de la pirita y presentan texturas ameboides, esqueletales y alargadas. La monacita suele estar en contacto o incluso contenida dentro de la ilmenita como cristales diseminados (b y c).

Textura y asociaciones minerales de monacita en vetas

La monacita está presente en vetas V1, V2 y V4, y no se encontró en ninguna muestra de vetas V3. En todas las vetas donde se encontraron cristales de monacita, ésta también está presente en el encajonante que las hospeda (Tabla 5.2). Ésta no se presenta en vetas alojadas por rocas de grano fino ni con alto contenido de material carbonatado y no muestra una restricción o correlación sistemática con el contenido de cuarzo y calcita o la textura de la veta (Tabla 5.2). Dentro de las vetas, la monacita puede albergarse en diferentes elementos texturales ya sea asociada con los minerales formadores de veta (cuarzo y calcita) o bien, en *trails* y bandas de inclusiones sólidas. En vetas de tensión, V2 y V4, se acumulan preferentemente en las zonas más próximas al borde de la veta, siendo muy abundantes en la interfaz veta-encajonante y progresivamente disminuye su contenido hacia la zona media de las vetas (Figura 6.3). Adicionalmente, en la interfaz veta-encajonante, la mayoría de

los cristales presenta dimensiones mayores a las 30 μm . En vetas de cizalla, V1, la monacita se aloja preferentemente en los TI y BIS.

La monacita se presenta en el interior de las vetas como: a) Minerales accesorios alojados en cristales de calcita (Figura 5.11 a). Éstos son muy escasos, su tamaño de grano es $< 20 \mu\text{m}$ y los granos presentan formas irregulares, subedrales o anedrales. b) Cristales contenidos en la interfaz entre los cristales de cuarzo y calcita. Estos cristales se presentan muy próximos al borde de cristales de cuarzo y de calcita, o bien, en espacios o fracturas entre éstos (Figura 5.11 b). Presentan texturas y tamaño de grano muy variables, aunque son comunes los cristales subedrales con tamaño $< 20 \mu\text{m}$. Ocasionalmente se encuentran acompañados por otras fases minerales como barita. c) Cristales contenidos en fragmentos del encajonante, BIS y TI (Figura 5.11 d y e). En éstos la monacita se presenta como cristales euhedrales y bordes rectos, donde las arcillas que conforman as BIS y TI rodean a los cristales. Sin embargo, en la mayoría de los casos ésta imita la textura de dichas inclusiones sólidas, desarrollando formas ameboides orientadas consistentemente con el arreglo de las arcillas y alcanzan más de 20 μm de longitud (Figura 5.11 d). d) Asociados con minerales del encajonante. Inmersos tanto en los cristales formadores de veta como en TI y BIS, se distinguen algunos cristales de monacita en contacto con fases minerales primarias (detriticas) del encajonante, principalmente apatito y algunos óxidos de Ti (Figura 5.11 c). Los cristales de monacita se observan frecuentemente próximas o dispuestas sobre planos de fractura tardíos y sinformacionales, los cuales afectan al cuarzo y a la calcita.

VETA:

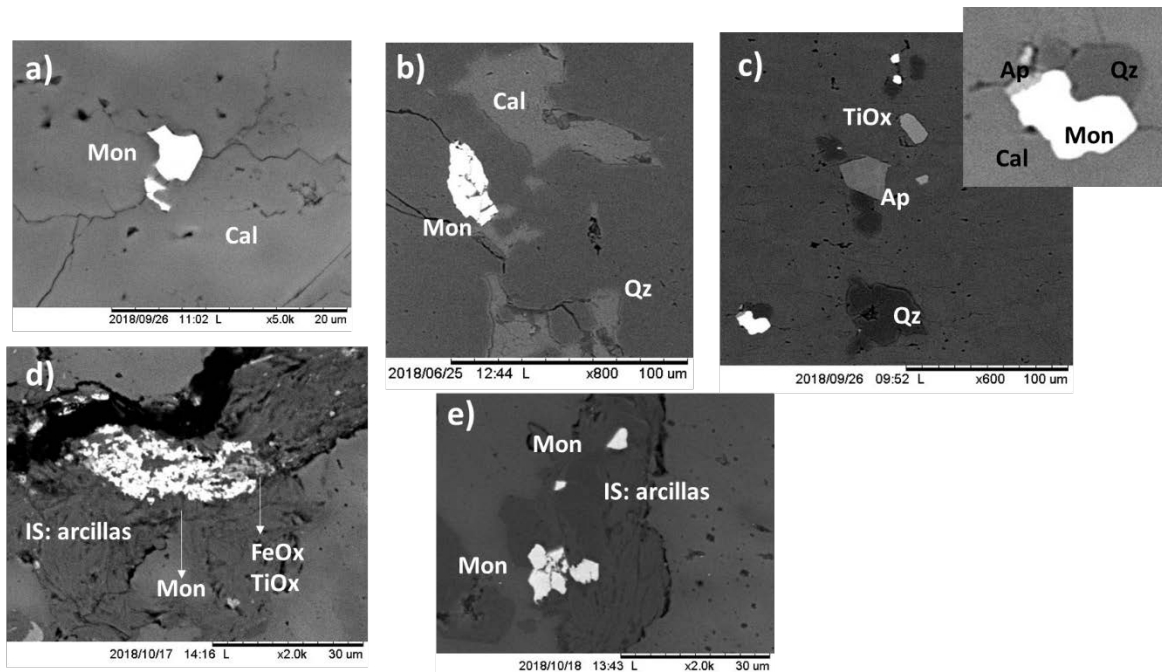


Figura 5.11: Imágenes de electrones retrodispersados de sitios donde se aloja monacita en las vetas. En la veta, se distinguen granos de monacita en cristales de calcita (a) y en los bordes de los cristales de cuarzo y calcita (b). Dentro de los minerales formadores de veta, éstas se muestran asociadas con otros minerales como el apatito y óxidos de Fe y Ti (d y c). La monacita es muy abundante en las bandas de inclusiones (BIS) y *trais* de inclusiones (TI), donde ocasionalmente imitan la textura de las arcillas (e).

5.6.2 Composición y zoneamiento elemental

Según datos semi-cuantitativos de espectrometría de dispersión de energía de rayos X (EDS), los granos de monacita estudiados se componen predominantemente de Ce y en menor abundancia, de La y Nd. Éstas pueden alojar en su estructura otras REE como Pr e Y, o bien Ca, Th, y U. Para conocer la estructura interna de la monacita, se realizaron mapeos elementales en la microsonda electrónica (EMPA) de 5 elementos: La, Ca, Th, U e Y. Los mapeos se realizaron en un total de 25 cristales de monacita, presentes tanto en roca encajonante como en vetas, de las diferentes familias de vetas. Dichos mapas pueden consultarse en el Anexo 5.

La distribución de dichos elementos en la monacita define tres tipos de zoneamiento (Figura 5.12): homogéneo (sin zoneamiento), parchoso y concéntrico (al menos con presencia de un núcleo). Los cristales de monacita contenidos en una misma muestra, ya sea en la roca caja o en la veta, presentan diferente tipo de zoneamiento. En la mayoría de los granos analizados se distingue que el patrón de zoneamiento es similar en al menos 2 elementos, por ejemplo: Th-U, Th-La, Y-Th e Y-La.

En el encajonante, las monacitas asociadas con componentes detríticos presentan zoneamiento concéntrico, definiendo sectores cuya composición varía de un dominio a otro (Figura 5.12 a). Generalmente, los dominios más externos están empobrecidos en Th respecto a su núcleo. Aquellas monacitas alojadas en fases autígenicas presentan zoneamientos homogéneos a parchosos (Figura 5.12 b). Las monacitas que se localizan en el interior de dominios de clivaje muestran siempre un zoneamiento parchoso (Figura 5.12 c). En las vetas, los cristales de monacita dentro de las BIS y TI presentan dos tipos de patrones. Los cristales euédricos que son rodeados por arcilla o que son afectados por el clivaje presentan zoneamientos concéntricos, donde los dominios externos están empobrecidos de Th respecto al núcleo (Figura 5.12 d). Por otro lado, aquellos cristales con forma irregular y que imitan la textura de las arcillas, muestran un zoneamiento homogéneo a parchoso (Figura 5.12 e). La monacita que ocurre en el contacto de cuarzo y calcita, presenta también zoneamiento homogéneo a parchoso, independientemente de la forma del cristal (Figura 5.12 f). Finalmente, aquellas monacitas que se observan en contacto con apatito en la veta, muestran un zoneamiento concéntrico, similar a aquel descrito para dicha asociación mineral en el encajonante (Figura 5.12 g).

5.7 Condiciones térmicas durante la génesis de vetas

Para aproximarse a las condiciones en que las diferentes familias de vetas tectónicas se emplazan, se realizaron análisis que nos permiten obtener información sobre la temperatura a la que ocurre la deformación por medio del índice de cristalinidad de illita, geometría de las maclas de calcita y microtermometría de inclusiones fluidas. Analizando en conjunto estos indicadores de temperatura y los análisis de geoquímica de roca total, tanto en las vetas como en sus encajonantes es posible elucidar las condiciones térmicas en que se formaron las diferentes familias de vetas tectónicas, así como, aquellas que gobiernan la presencia de cristales de monacita en el contexto de la inversión de la cuenca de Zimapán.

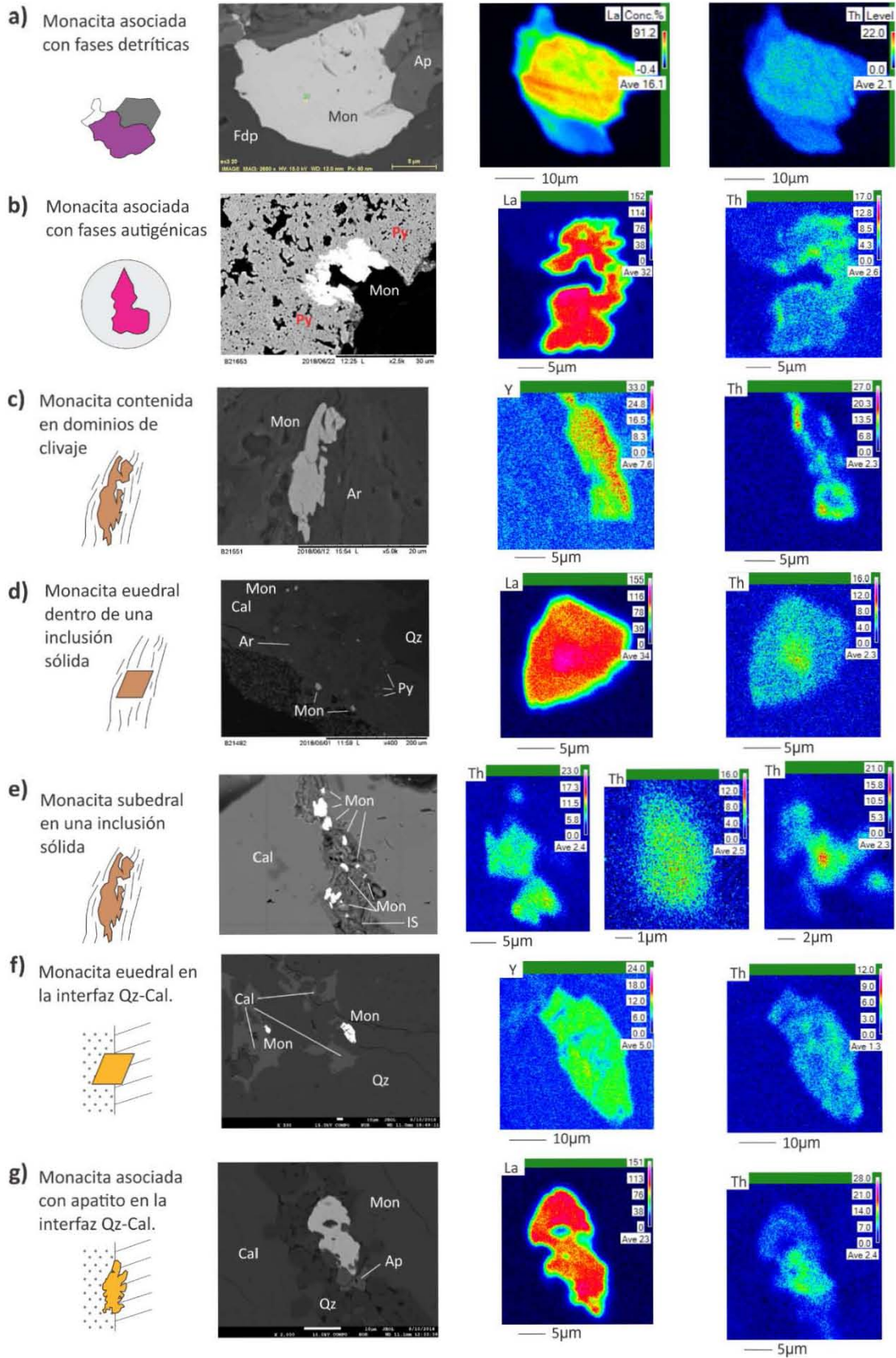


Figura 5.12: Mapeos elementales de cristales de monacita presentes en las vetas y la roca encajonante.

Índice de Cristalinidad de Illita

Se analizaron un total de seis muestras en los diferentes sitios estudiados. Estas arcillas fueron colectadas en horizontes donde su textura evidencia un cambio en el acomodo de los minerales asociado con la deformación, especialmente la cizalla en dichos horizontes. Los espectros obtenidos a partir del análisis de difracción de Rayos X, de la fracción arcilla (<math><2\mu\text{m}</math>) para estas muestras, se encuentran en el Anexo 5. En la Figura 5.13 se sintetizan los resultados obtenidos. En general, se observa que las muestras se acomodan en el límite entre la anquizona y la epizona, lo cual resulta en un rango de temperatura entre 200°C y 300°C.

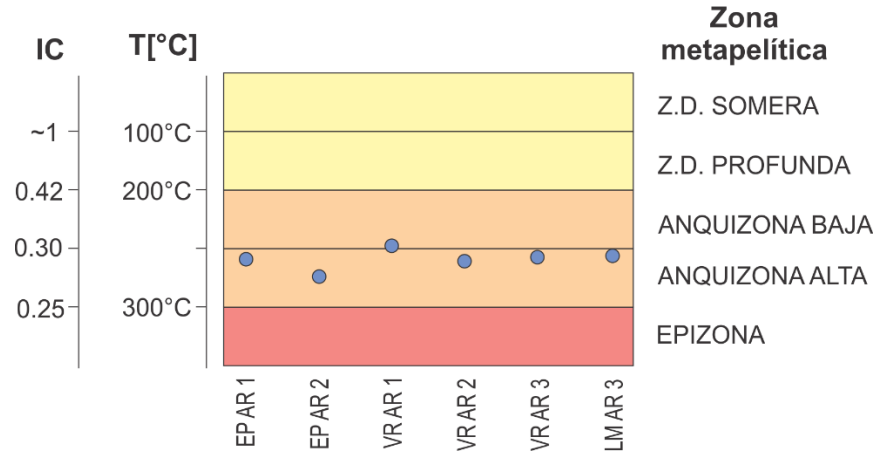


Figura 5.13: Condiciones de temperatura señaladas según el Índice de Cristalinidad de Illita. Las muestras se localizan muy próximas al límite en que la anquizona alta y la epizona, lo que señala un rango de temperatura entre los 200° y 300°C, según Merriman (2005)

Maclas de Calcita

A pesar de que este índice propuesto por Burkhard (1993) y Ferril *et al.* (2004) proporciona rango de temperatura muy amplios, se utilizó este marcador para constreñir la posible temperatura a la que se forman los cristales de calcita que se encuentran como principales formadores de vetas. La mayoría de las maclas encontradas son de tipo 1 y 2, las cuales marcan una temperatura de hasta 300°C, y con menor abundancia se encontraron maclas de tipo 3 que señalan una temperatura >200°C (Figura 5.14). Estos rangos de temperatura son consistentes con aquellos de los índices de cristalinidad de illita.

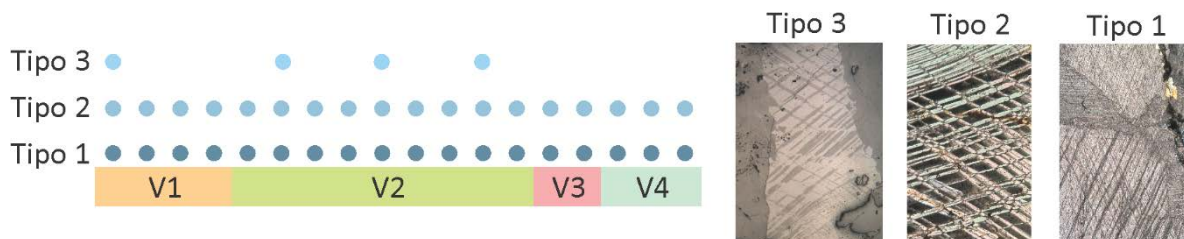


Figura 5.14: Clasificación de maclas de calcita según Burkhard (1993) y Ferril *et al.* (2004). En el eje X se señala la familia de veta a la que pertenecen las muestras analizadas y en el eje Y se muestran los diferentes tipos de macla definidos. Las bolitas azules señalan los tipos de macla presentes en cada muestra.

Petrografía y microtermometría de inclusiones fluidas

Para el análisis de inclusiones fluidas se eligieron cinco láminas delgadas representativas de cada familia de vetas: V1=EP PAR 1; V2=EPS1; V3=AFL y V4=VR TARD y EP TARD. Además, estas muestras, nos permiten comparar estimar las condiciones térmicas en los dos anticlinales kilométricos en que se distribuye la Fm. Trancas (anexo 3). Las inclusiones fueron descritas, dentro de los dominios de veta, en cristales de cuarzo y calcita sin evidencia de recrystalización.

En estas cinco muestras se distinguieron inclusiones primarias, pseudosecundarias y secundarias, según el criterio de Roedder (1984), tanto en cristales de cuarzo como de calcita. De éstas, sólo se describieron y midieron asociaciones de inclusiones primarias y aquellas pseudosecundarias cuya distribución fuese paralela al borde de veta. Algunos ejemplos se muestran en la Figura 5.15 y la descripción petrográfica de las asociaciones se encuentra en el Anexo 9.

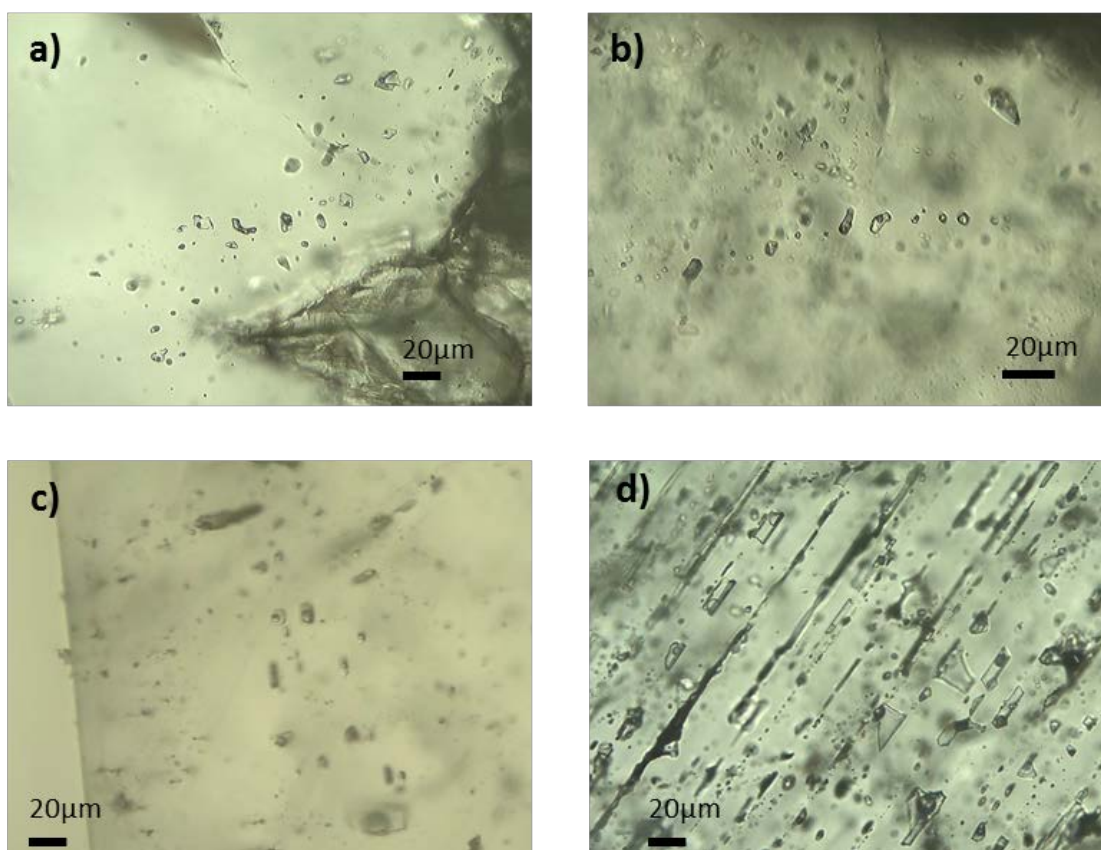


Figura 5.15: Asociaciones de inclusiones fluidas. a) Inclusiones primarias en cuarzo, se distribuyen aleatoriamente, en la porción más externa del cristal definiendo zonas de crecimiento en dicho cristal. b) Inclusiones pseudosecundarias en cuarzo. Éstas definen un plano paralelo al borde de la veta, que no corta todo el cristal. c) Inclusiones primarias en calcita. Sus bordes siguen los planos cristalográficos de la calcita, oblicuos a los planos de macla. d) Inclusiones primarias en calcita, cuyos bordes son paralelos a los planos de macla. Se observa estrangulamiento y decrepitación de algunas de estas inclusiones, por lo que no fueron consideradas en los cálculos de isocoras.

A temperatura ambiente (25°C), la mayoría de las inclusiones son bifásicas, ricas en líquido (L+V) y el grado de relleno varía entre 0.85 y 0.9. Se presentan algunas excepciones que contienen cristales atrapados de calcita. Falta morfología y tamaño de las IF según Camprubí Las asociaciones que se

encontraron en cada una de las láminas analizadas se enlistan en la Tabla 5.3. Al menos 5 grupos de asociaciones fluidas pudieron distinguirse en estas vetas:

Asociación 1: Alojadas en calcita. Inclusiones que se distribuyen de forma aleatoria en porciones específicas de los cristales y sus bordes son paralelos a los planos cristalinos de la calcita. Comúnmente forman grupos limitados por planos de maclado. Generalmente, presentan dimensiones similares, aunque en los cúmulos se distinguen algunas inclusiones de mayor tamaño hasta XXX μm , que comúnmente presentan evidencias de estrangulamiento y decrepitación. Estas últimas no fueron consideradas para el análisis estadístico de la temperatura de esta asociación.

Asociación 2: Alojadas en calcita. Inclusiones que se alinean sobre los planos de maclas aunque no definen planos secundarios. Al menos uno de sus bordes, coincide con un plano de macla. Generalmente, son bifásicas: burbuja de gas inmersa en un líquido acuoso. Aunque algunas de estas presentan cristales atrapados. Son comunes los procesos post atrapamiento, como estrangulamiento y decrepitación, que resultan en grados de relleno variados.

Asociación 3: Alojadas en cuarzo. Inclusiones primarias que presentan diferente distribución en los cristales de cuarzo. Algunas definen zonas de crecimiento de cuarzo, distribuyéndose en un espacio definido en el sector interno del cristal, o bien se distribuyen en una zona próxima a los bordes del mismo. Otras se observan como inclusiones individuales, de mayor tamaño que el de las inclusiones que las rodean. En otros casos, estas inclusiones se distribuyen sobre planos cristalográficos del cuarzo, de forma aleatoria, sin definir planos. Son bifásicas, presentan una burbuja de gas inmersa en un líquido acuoso. No se observa la precipitación de cristales en ninguna etapa del enfriamiento.

Asociación 4: Alojadas en cuarzo. Inclusiones que se alinean entre sí, definiendo planos que nunca tocan los bordes del cristal. Estas inclusiones son pseudosecundarias, y comúnmente forman parte de bandas de inclusiones fluidas, que se forman durante los estadios de *crack and seal* que dieron lugar a las vetas (Ramsay, 1980). El tamaño de estas inclusiones es más pequeño que el de aquellas primarias, y generalmente guardan poco espacio entre sí. Son bifásicas, presentan una burbuja de gas inmersa en un fluido acuoso.

Asociación 5: Alojadas en cuarzo. Se presentan en cúmulos, donde las inclusiones individuales presentan formas alargadas o aciculares. En algunos casos se presentan en un área limitada del cristal y en otros casos, lo cruzan casi de extremo a extremo, definiendo planos. Estas inclusiones están distanciadas entre sí y su grado de relleno es constante. No presentan procesos posteriores al atrapamiento. Dada su distribución, se caracterizan como vetas primarias o pseudosecundarias. Heterogéneas, en algunos casos son monofásicas de líquido o bifásicas, burbuja de gas inmersa en una solución acuosa.

Las temperaturas de eutéctico, fusión del hielo y homogeneización medidas para las diferentes asociaciones presentes en cada muestra fueron graficadas en histogramas, para definir aquellas temperaturas características de cada sistema de inclusiones (Anexo 9). Las temperaturas obtenidas para cada asociación se reportan Tabla 5.3. Aquellas asociaciones que presentan rangos de temperatura muy amplios o cuyo histograma no define una distribución normal, no fueron considerados en el análisis numérico de los datos microtermométricos de las inclusiones.

V1		Muestra: Día 1 P1					Sistema: H2O-NaCl			
T. Eutéctico		T. Fusión		T. Homogeneización		Salinidad (%NaCl)		Densidad		
min		max		min		max		min		
A1: maclas	-		-14.7	-10.4	150?	170?				
A2: planos cristalog	-59.2	-49	-11	-5	155-165	195-200	14.97	7.86	1.01	0.96
A3: primarias en qz	-57.9	-52.2	-10	-3.3	140	150	13.94	5.41	1.01	0.95

V2		Muestra: EPS1					Sistema: H2O-NaCl			
T. Eutéctico		T. Fusión		T. Homogeneización		Salinidad (%NaCl)		Densidad		
min		max		min		max		min		
A1: primarias en qz	-58.3	-53	-10	-5	140	158	13.94	7.86	1.01	0.96
A2: P o Ps en qz	-55	-50	-13.2	-5.2	150	163.2	17.08	8.14	1.03	0.96
A3: Ps en qz	-59.9	-56.2	-9.3	-5	?	?				
A4: planos cristalog	-60	-56	-10	-5.5	160	209				
A5: primarias en qz	-60	-50	-11.8	-6.2	175	184.6	15.76	9.47	1.00	0.95

V3		Muestra: AFL					Sistema: H2O-NaCl			
T. Eutéctico		T. Fusión		T. Homogeneización		Salinidad (%NaCl)		Densidad		
min		max		min		max		min		
A1: maclas	-65	-53.2	-16.5	-10.6	300	335				
A2: planos cristalog	-60	-52.1	-11.65	0	280	305	14.97	0.00	0.91	1.00
A3: P o Ps en qz	-55	-47	-10	-5.8	310	330	13.94	6.45	0.94	0.73

V4		Muestra: EP Tard					Sistema: H2O-NaCl			
T. Eutéctico		T. Fusión		T. Homogeneización		Salinidad (%NaCl)		Densidad		
min		max		min		max		min		
A1: planos cristalog	-52.5	-44.1	-10	-3.2	157	177	13.94	5.26	1.00	0.93
A2: maclas	-65	-55	-20	1.8	115 a 130	145 a 150				
A3: ps en cuarzo	-55	-50	-10.8	-5.6	151	185	14.77	8.68	1.01	0.95
A4: P o PS en qz	-60	-55	-10	-1.8	135.7	154.7	13.94	3.06	1.02	0.94

V4		Muestra: VR Tard					Sistema: H2O-NaCl			
T. Eutéctico		T. Fusión		T. Homogeneización		Salinidad (%NaCl)		Densidad		
min		max		min		max		min		
A1: maclas	-50	-55	-20	-12.1	115	120				
A2: planos	-69	-60	-21	-15	110	120	22.38	18.63	1.13	1.07
A3: p o ps en qz	-70	-57.3	-21.5	-13.2	137	150	23.18	17.08	1.10	1.03

Tabla 5.3: Resultados de micrtermometría de inclusiones fluidas. Se reportan la temperatura del eutético, fusión y homogeneización medidas así como, la salinidad y densidad calculadas.

La veta V1 presenta temperaturas similares en inclusiones primarias de cuarzo y calcita $T_h = 140-165^\circ\text{C}$ y salinidad máxima de $14.97\% \text{NaCl}_{\text{eq}}$. La V2, presenta algunas inclusiones primarias o pseudosecundarias en cuarzo con $T_h 140-163.2^\circ\text{C}$, con salinidades máximas que van de 14 a $17\% \text{NaCl}_{\text{eq}}$. Otras familias de inclusiones primarias alcanzan una $T_h = 184.6^\circ\text{C}$ y una salinidad máxima de $15.76\% \text{NaCl}_{\text{eq}}$. Las muestras de vetas tardías presentan rangos de T_h similares, aunque salinidades distintas. La veta EP TARD (V4) presenta $T_h = 150-185^\circ\text{C}$ en vetas primarias de calcita y pseudosecundarias en cuarzo, con una salinidad máxima de $14.77\% \text{NaCl}_{\text{eq}}$. La asociación 4, de inclusiones P o PS en cuarzo, presentan temperaturas menores $T_h 136-155^\circ\text{C}$ y salinidad máxima de $13.94\% \text{NaCl}_{\text{eq}}$. Por otro lado, la veta VR TARD (V4) presenta T_h ente 110 y 150°C con salinidades altas de hasta $23\% \text{NaCl}_{\text{eq}}$. La veta V3, presenta temperaturas anómalamente altas comparado con las T_h de las otras vetas. Las T_h en inclusiones primaria de calcita y cuarzo varían entre 280 y 330°C con una salinidad máxima de $14.97\% \text{NaCl}_{\text{eq}}$.

5.8 Edades $^{208}\text{Pb}/^{232}\text{Th}$ en cristales de monacita

Se obtuvieron un total de 26 edades a partir del sistema $^{208}\text{Pb}/^{232}\text{Th}$, en granos de monacita mediante LA-ICP-MS. Las edades obtenidas se reportan en la tabla del Anexo 6, con errores dados en 2σ absoluto. Los granos fueron analizados en 4 muestras diferentes, dos correspondientes vetas V1 (LMP1 y D1P), y las restantes de la familia 2 (G y EPS). Del total de edades obtenidas, sólo 16 presentan valores con suficiente precisión.

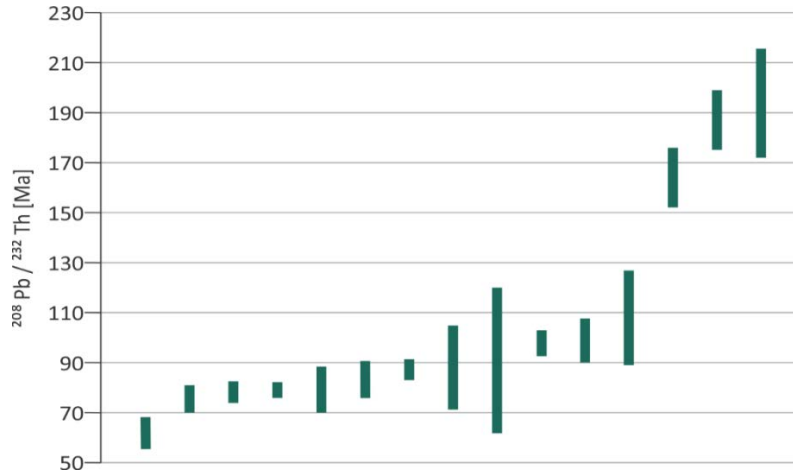


Figura 5.16: Edades $^{208}\text{Pb}/^{232}\text{Th}$ obtenidas mediante LA-ICP-MS en cristales de monacita. Las edades se muestran con sus barras de error de $\pm 2\sigma$ absoluto. En el eje Y se muestran las edades $^{208}\text{Pb}/^{232}\text{Th}$ en Ma, mientras que el eje X representa el número de muestra.

Las edades obtenidas, abarcan un rango de edades desde los 62 ± 7 Ma hasta 199 ± 15 Ma. La tendencia que dibujan las edades no es uniforme (Figura 5.16). De los 70 Ma a los 100 Ma, se observan una serie de edades que van haciéndose progresivamente más viejas, sobre una pendiente suave. La diferencia de edad entre edades vecinas es siempre menor a los 7 Ma, sin considerar sus errores, o bien, se traslapan mutuamente. La única edad que precede aquellas contenidas en el rango anterior, presenta una diferencia de edad de 14 Ma con la más joven del rango anterior (sin considerar sus errores) y sus barras de error no se traslapan.

Dentro de las edades más viejas a los 100 Ma, encontramos una muestra con 108 ± 19 Ma, cuyas barras de error se traslapan con las edades contenidas en el rango de [70 a 100 Ma] aunque su edad absoluta es 9 Ma mayor que la muestra con edad más vieja de dicho rango. Es así que esta muestra podría o no ser englobada dentro del rango anterior estirándolo hasta los 110 Ma. Finalmente, se observan una serie de edades progresivamente más viejas que definen una curva exponencial. El rango de edad de estas muestras va desde los 160 Ma hasta los 200 Ma. Las edades obtenidas para cristales contenidos en las vetas y encajonantes o dentro de inclusiones sólidas son indiferenciables (Anexo 6).

5.9 Edad de circones detríticos

Se obtuvo la edad de concordia, a partir de los datos obtenidos para el sistema U/Pb en circones detríticos de dos areniscas, la primera del horizonte superior de arenisca de la columna estratigráfica

(EP- G) y otra de la localidad de Vega de Ramírez (VR Tard). La edad de los circones detríticos nos permite conocer la edad máxima de depósito de la Fm. Trancas, en su porción intermedia. Se analizó un total de 100 circones para la muestra VR Tard y 132 para la EP- G. Las edades obtenidas se muestran en las tablas del Anexo 7, con un error absoluto de 2σ absoluto, y en los gráficos de la Figura 5.17.

Se consideró la discordancia de las edades obtenidas, de forma que aquellas que presentan más del 25% no fueron utilizadas para los análisis de edad. Dado que las edades de interés para este trabajo son las más jóvenes, únicamente se trabajó con las familias de circones más recientes. Para las muestras analizadas, se observa que el rango de edad de la familia más joven es de 117 a 143 Ma para la muestra de Vega de Ramírez y de 113 a 150 Ma para la muestra de la columna (Figura 5.17). Por otro lado, la intersección de dichas poblaciones de circones con la concordia arroja edades 130.3 ± 0.13 Ma para la muestra VR Tard1 y de 124.4 ± 0.17 Ma para EP- G (Figura 5.17).

Según Dickinson y Gehrels (2009), la edad máxima de depósito de la Formación Trancas puede ser obtenida mediante la edad del circón concordante más joven o bien, mediante el *cluster* conformado por la edad de los 3 circones más jóvenes, concordantes y mutuamente traslapados entre sí. Para ambas muestras, en la Figura 5.17 se señalan con color azul las elipses correspondientes con dichas 3 edades mutuamente traslapadas. El circón más joven de la muestra de Vega de Ramírez tiene una edad de 116.9 ± 1.9 Ma, mientras que aquella del *cluster* ($n=3$) es de 125.2 ± 1.2 Ma. Para la muestra EP- G, la edad del circón más joven es de 113.0 ± 2.0 Ma y la del *cluster* ($n=3$) de 120.3 ± 6.5 Ma.

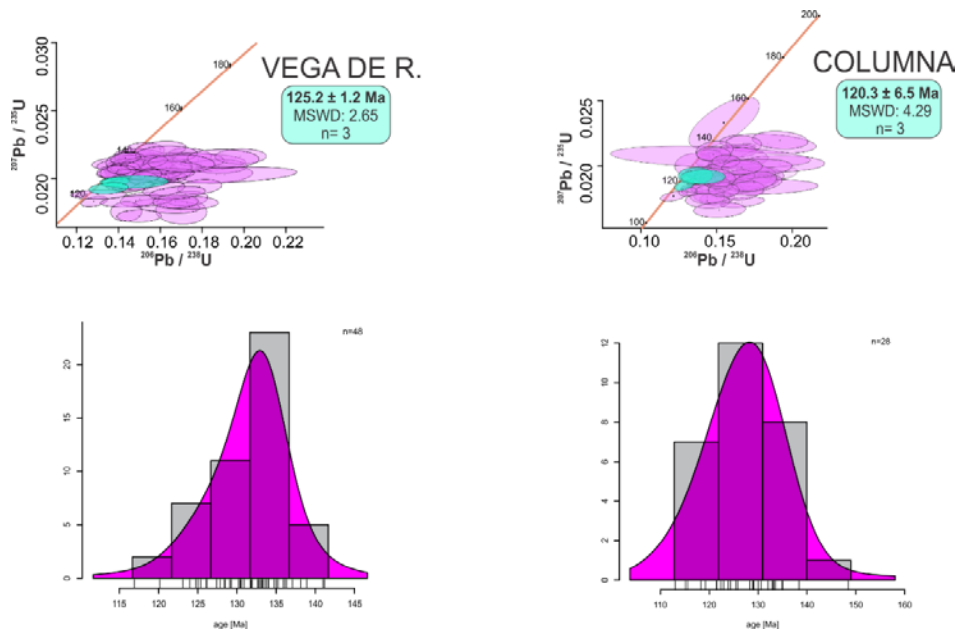


Figura 5.17: Diagramas de concordia e histogramas de edades de concordia en 2 muestras de circones detríticos. Se muestran los diagramas de concordia para una muestra de Vega de Ramírez y otro del sitio donde se levantó la columna. En azul, se resaltan los 3 circones concordantes más jóvenes y su edad media ponderada se muestra en los recuadros azules con un error de $\pm 2\sigma$. Debajo se muestran los histogramas de las edades de concordia para los circones fechados.

6. DISCUSIÓN

6.1 Condiciones P-T durante la inversión y deformación de la cuenca de Zimapán

Las condiciones termo-barométricas de la deformación en la cuenca de Zimapán han sido reportadas en estudios previos para la Formación Tamaulipas (Figura 6.1), a partir de diferentes métodos. Gray *et al.*, (2001) y Fitz-Díaz *et al.* (2011) señalan un rango de 200°C a 250°C, calculado a partir del análisis de la temperatura de homogeneización (T_h) de inclusiones fluidas en vetas sintectónicas. En el trabajo de Nemkin *et al.* (2015) se interpreta que la temperatura máxima de los fluidos activos durante la deformación es de 250°C a partir de la temperatura de remagnetización de magnetita, también en la Fm. Tamaulipas. Sin embargo, estos rangos de temperatura no son representativos para todas las rocas expuestas en la cuenca de Zimapán. Las capas de la Fm. Trancas subyacen a la Fm. Tamaulipas por lo que no sólo se deforman a mayor profundidad, sino que estas rocas están confinadas en los núcleos de anticlinales de primer orden, con longitudes de onda kilométricas. En ellos, las capas están sujetas a una mayor distorsión interna, a condiciones térmicas mayores, así como a una mayor actividad de fluidos cuya temperatura puede ser relativamente elevada (P. ej., Vidal-Reyes, 2017).

Las condiciones térmicas de la deformación, correspondientes con la Formación Trancas obtenidas a partir de diferentes indicadores se muestran en la Figura 6.1. Los índices de cristalinidad de illita obtenidos en zonas de cizalla capa a capa y las maclas de calcita en vetas sintectónicas señalan un rango de temperatura de 200°C a 300°C. Por otro lado, algunos indicadores geoquímicos como anomalías positivas de Eu y el alto contenido de Sr en las vetas, sugieren temperaturas mayores a los 250°C y 200°C, respectivamente. Para las anomalías de Eu, diversos autores consideran que en entornos donde la temperatura de los fluidos es cercana o mayor a los 250°C el potencial redox del Eu es gobernado por la temperatura (Bau, 1991; Bau y Möller, 1992; Nakada *et al.*, 2017). Es así como el Eu^{2+} puede formar complejos con los iones carbonato y sustituir al Ca^{2+} durante la precipitación de calcita en las vetas, resultando en una anomalía positiva de Eu. Este rango de temperatura es consistente para los indicadores térmicos previamente descritos y a su vez, representa condiciones térmicas de mayor grado que aquellas estimadas para la Formación Tamaulipas, alrededor de 50°C (Figura 6.1). Considerando lo anterior, es probable que la temperatura promedio en la Fm. Trancas sea de alrededor de $250 \pm 50^\circ\text{C}$.

La temperatura de homogeneización (T_h) de inclusiones fluidas en vetas de las diferentes familias señala un rango de temperatura de 150 a 200°C, la cual es menor al que sugiere el resto de los indicadores térmicos. La temperatura de homogeneización se define como la temperatura mínima de atrapamiento del fluido en el cristal que las aloja, la cual es medida a presión atmosférica. Sin embargo, la temperatura de atrapamiento real (T_a) es mayor a la T_h en función de la presión de confinamiento a que está sujeto el volumen de roca durante la deformación. Siguiendo la premisa anterior, se calcularon las isocoras correspondientes con las asociaciones de inclusiones fluidas primarias y pseudosecundarias alojadas en cristales de cuarzo, las cuales muestran temperaturas consistentes y que no presentan evidencias de haber sido afectadas por fenómenos post-

atrapamiento, contenidas en las familias de veta V1, V2 y V4 (Figura 6.2, Anexo 9). Éstas fueron calculadas a partir de las ecuaciones de Bodnar y Vityk (1994) y los datos de salinidad y microtermométricos reportados para cada asociación, en el capítulo de resultados.

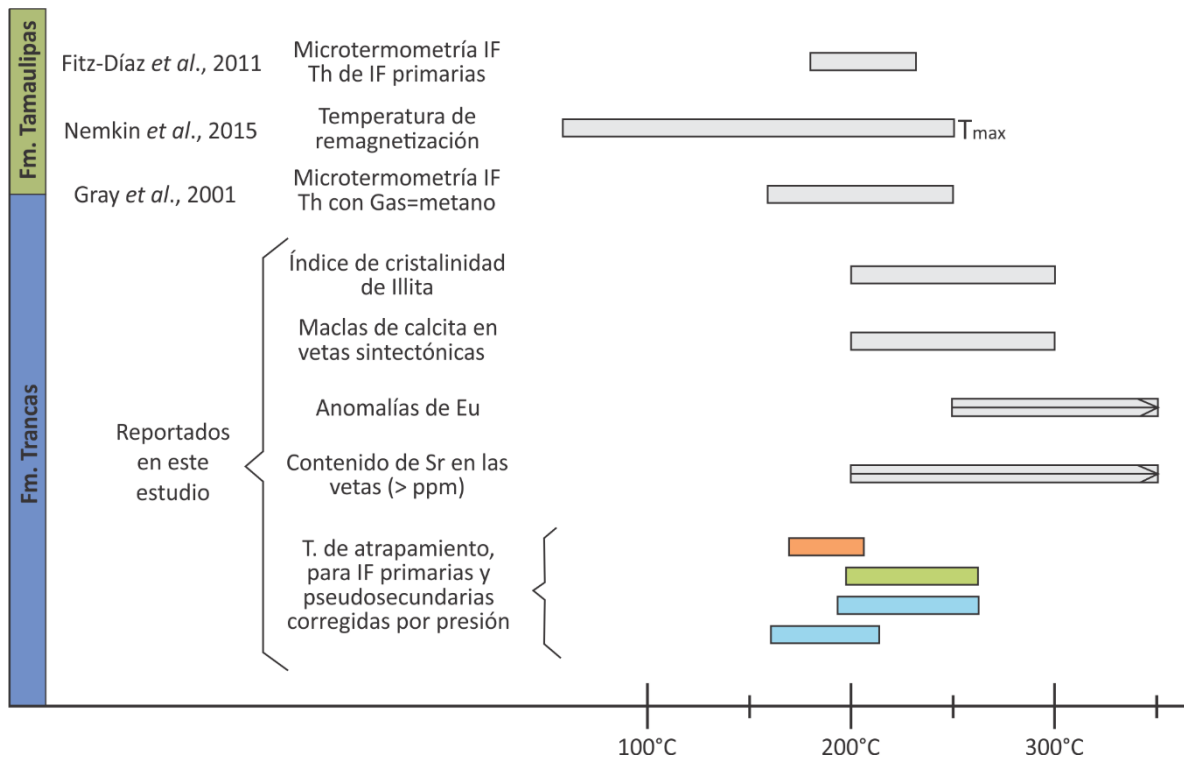


Figura 6.1: Temperatura de la deformación en la cuenca de Zimapán. En el extremo izquierdo del diagrama se señala la formación para la cual se estima la temperatura, Trancas y Tamaulipas. En la base se señala la temperatura en grados centígrados. Las barras señalan el rango de temperatura constreñido por cada uno de los métodos empleados. Las barras que contiene una flecha señalan temperaturas mínimas de la deformación mientras que la etiqueta T_{max}, señala la temperatura máxima. Las barras de colores corresponden a temperaturas de atrapamiento de inclusiones fluidas de varias generaciones de vetas en este estudio.

Las vetas V1 corresponden con las etapas iniciales de la deformación y requieren cierto confinamiento para acomodar cizalla. En dicho estadio de la deformación, los esfuerzos deben ser cercanos a la presión litostática del cuerpo de roca que se deforma, en este caso, la presión que ejercen los paquetes sedimentarios de las formaciones Soyatal, Tamaulipas y Trancas. Dicha presión, a la base de la Fm. Trancas, es de ~70 MPa (Ver anexo 9), por lo que las Th fueron corregidas con este valor, obteniendo un rango de temperatura de atrapamiento que va de 160-205°C (Figura 6.1). Conforme avanza la deformación, las capas se pliegan y el espesor de la columna de roca incrementa. Considerando la sección estructural de la Cuenca de Zimapán (Fitz-Díaz *et al.*, 2012), el espesor de estos paquetes incrementa a ~5 km, lo que resulta en una presión litostática de ~130 MPa. Dado que las familias de veta V2 y V4 ocurren en estadios intermedios a tardíos de la deformación, sus temperaturas de atrapamiento fueron calculadas mediante esta presión (Anexo 9) obteniendo un rango de temperatura de V2: 200-270°C, V4: 190-270°C y V4: 160-220°C (Figura 6.1), las cuales son cercanas al rango de temperatura definido por los otros marcadores térmicos empleados.

Considerando la temperatura media de atrapamiento (T_a) de las inclusiones y las isocoras correspondientes, se calculó la presión correspondiente para cada una de las familias de vetas para así reconstruir las condiciones termobarométricas durante la formación de vetas y plegamiento de la cuenca de Zimapán (Figura 6.2). las vetas V1 presentan una T_a de $\sim 180^\circ\text{C}$, cuya presión es menor a los 100 MPa, lo cual es consistente con las posibles condiciones iniciales de la deformación. Para las vetas V2, la temperatura alcanza 250°C , según la T_a de estas inclusiones y la media de temperatura obtenida por los otros métodos de estimación de temperatura. Éstas registran las presiones más altas que alcanzan hasta 250 MPa. Posteriormente, se encuentra una de las dos vetas V4 analizadas, cuyas condiciones de formación no son muy lejanas a aquellas de V2, pues muestran una T_a de $\sim 225^\circ\text{C}$ y presiones entre 150 y 200 MPa. Finalmente, las condiciones termobarométricas descienden de nuevo a 180°C y presiones entre 80 y 100 MPa, para inclusiones de una veta V4. Ello parece indicar una trayectoria prógrada de las etapas iniciales a estadios intermedios de la deformación, que posteriormente descienden conforme cesa el acortamiento y hay exhumación de las rocas de la cuenca.

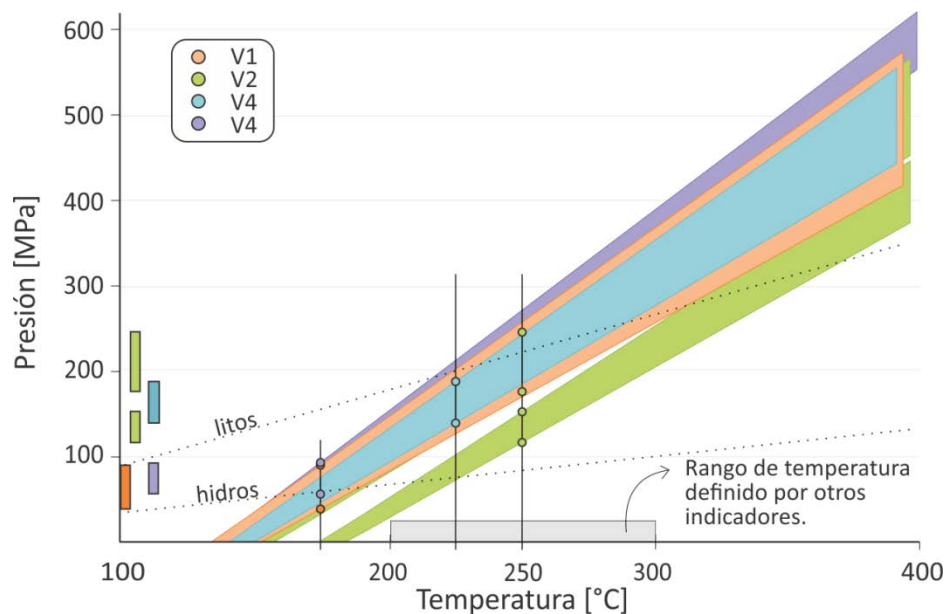


Figura 6.2: Estimación de presión a partir de isocoras y temperatura de atrapamiento de inclusiones fluidas. Las isocoras fueron definidas para asociaciones de inclusiones fluidas primarias y pseudo-secundarias alojadas en cristales de cuarzo. Se muestran las rectas correspondientes con el gradiente de presión litostático (litos) e hidrostático (hidros) calculadas considerando una densidad de 2.7 g/cm^3 y un gradiente geotérmico de 30°C/Km . Considerando la temperatura de atrapamiento (T_a) para las muestras analizadas de V1, V2 y V4, se calculó a partir de las isocoras, la presión correspondiente. La intersección de T_a con las isocoras se señala con circulitos de colores mientras que la presión obtenida se muestra con barras de colores en el extremo izquierdo inferior del diagrama.

6.2 Vetas, fluidos y procesos de interacción fluido roca

Durante la deformación de las rocas en la corteza superior los fluidos no sólo juegan un papel crucial en la mecánica de la roca, es decir facilitando fracturamiento a través del incremento de la presión de fluido de poro, sino que además interactúan químicamente con sus componentes a través de disolución por presión y transferencia de solución. Los efectos de dichas interacciones pueden estudiarse sólo mediante una observación multiescalar, dado que los fluidos generan patrones de flujo a escala kilométrica, los cuales son evidentes a escala regional o de afloramiento, además de procesos que ocurren de forma íntima entre la roca y el fluido a escala de grano. Dicha interacción es evidente con el análisis de la roca a escala milimétrica o se pueden inferir estudiando variaciones composicionales de sus elementos traza. Tomando en cuenta las premisas anteriores a continuación se discuten aquellos mecanismos que gobiernan la génesis de las diferentes familias de vetas y la naturaleza de los fluidos que participan en su formación, así como la neoformación de fases minerales bajo las condiciones termobarométricas previamente establecidas.

En las diferentes litologías que conforman a la Fm. Trancas se observan variaciones en el estilo de deformación (P. Ej., geometría de los pliegues), y en la textura y mineralogía original de la roca. Por ejemplo, se observa el desarrollo de un clivaje de plano axial cuyos dominios de clivaje coinciden con planos de disolución afectan bordes de grano, sean clastos, matriz o cementante. Además de la disolución de minerales sobre dominios de clivaje, se observa alteración interna de algunos cristales, como es la sustitución de feldspatos por sericita y anatasa y la oxidación en bordes de granos framboidales de pirita. Finalmente, se observa la neoformación de diferentes fases minerales, por ejemplo, óxidos de Hierro, illita y monacita en dominios de clivaje. Además, se distinguió el crecimiento de cuarzo criptocristalino dentro de cavidades de la roca, así como la precipitación de cuarzo y calcita en sitios de dilatación. Estos cambios en la roca sugieren la activación de mecanismos como disolución por presión y transferencia de solución, el paso de fluidos por la porosidad de la roca que puede inducir alteraciones a su contenido mineral y la contribución e influencia de estas rocas en el contenido de iones disueltos en los fluidos acuosos activos durante la deformación.

Las vetas no ocurren de forma homogénea en todas las litologías, como puede verse en la columna estratigráfica (Figura 5.2), la mayoría de las vetas ocurre en horizontes de arenisca de las litofacies B, C y D. Esto puede deberse a que la arenisca presenta una alta porosidad y permeabilidad primaria, la cual es mayor a aquella de las capas de lutita y de la caliza arcillosa. Ello permite una libre circulación de fluidos a través de los poros de la roca. Asimismo, la arenisca tiende a fracturarse en las condiciones termobarométricas previamente descritas comparado con las capas de lutitas, lo cual le facilita la generación de espacios dilatantes donde pueden acumularse fluidos y posteriormente precipitar cristales como vetas. Por otro lado, la heterogeneidad mecánica de los componentes de arenisca permite una disolución selectiva de granos durante la formación de clivaje, donde los iones que se disuelven pueden ser incorporados a los fluidos de poro a y transferidos a sitios de baja presión en la roca (P. Ej. vetas o “sombras” de presión).

A través de evidencias texturales de disolución o interacción con fluidos en el encajonante, de la detallada descripción del borde de veta en cuanto a su geometría (recta u ondulosa), correlación composicional y de tamaño de grano con aquellos del encajonante, es posible elucidar si la formación de las vetas ocurre en un contexto de sistemas abiertos o cerrados de flujo de fluidos y evaluar el grado de interacción de los fluidos con el encajonante. Las vetas V1 y V3, aprovechan discontinuidades existentes en la roca, las V1 se forman sobre los planos que separan estratos y las V3 están contenidas entre planos de clivaje. En ambos casos estas discontinuidades resultan en una alta permeabilidad de la roca, y estas vetas se extienden grandes longitudes alcanzando hasta varios metros de longitud. Los bordes de estas vetas son rectos y su composición y tamaño de grano son independientes de aquel de la litología que las enmarca. Las V3 evidencian pocos eventos de *crack and seal*, mientras que las V1, presentan múltiples eventos de apertura. Ambas vetas se asocian con sistemas abiertos de fluidos, los cuales se transportan principalmente por advección con una relativamente alta disponibilidad de fluido, composiciones distintas a aquella esperada según la roca encajonante que las aloja y una muy baja interacción del fluido con el encajonante (Oliver, 1996).

Las vetas de las familias 2 y 4, a diferencia de las anteriores, presentan un mayor confinamiento. Las V2 están acotadas por los límites de los estratos y las vetas V4 cortan a más de un estrato y se asocian con sistemas de fracturas que afectan al volumen de roca. A pesar de ser tardías, estas vetas muestran longitudes de decenas centímetros y en la mayoría de los casos espesores centimétricos. En cuanto a su textura, estas vetas presentan bordes difusos y 'selvages' en la interfaz roca-veta (Oliver y Bons, 2001). Muestran texturas sintaxiales en la mayoría de los casos, donde tanto la proporción de cristales de cuarzo y calcita, y el tamaño de grano de dichos cristales son consistentes con aquellos del encajonante. Adicionalmente, éstas presentan un alto contenido de BIS, fragmentos o minerales del encajonante, lo cual implica que se forman a partir de más de un ciclo de apertura (*crack and seal*) o fracturamiento, así como texturas de bloques elongados y de cristales estirados que sugieren que la tasa de apertura es mayor que la del crecimiento de cristales en la veta (Bons *et al.* 2012).

Dichas evidencias señalan que los sistemas de fluidos, asociados con estas familias de vetas, son cerrados a escala de los estratos y son altamente influenciados por el fracturamiento de la roca (*closed and fractured*; Oliver, 1996) y los gradientes de presión. Los fluidos son derivados de fuentes locales, se transportan a distancias milimétricas a métricas y generalmente se movilizan de forma pulsada, lo cual limita la interconectividad entre las vetas (Fitz-Díaz *et al.*, 2011). La interacción del fluido y el encajonante es intensa, de forma que la mineralogía de las vetas está altamente influenciada con aquella del encajonante. Por otro lado, las vetas V2 que se alojan en los cuellos de capas aboudinadas, presentan texturas antitaxiales cuya composición no mimetiza aquella del encajonante y son escasos los fragmentos de encajonante en su interior, ya sea como minerales individuales o como BIS. Por lo que estas pueden suceder como sistemas cerrados pero ausentes de fracturamiento, donde los fluidos pueden ser una mezcla de fluidos derivados localmente con otros de fuentes externas y la interacción entre el fluido y la roca es baja.

A pesar de que la composición de las vetas puede asociarse con fluidos en sistemas abiertos y cerrados, su composición presenta pocas variaciones y la firma geoquímica de las vetas es similar.

Los elementos mayores y traza sugieren que la composición de las vetas y, por ende, de los fluidos activos durante la deformación, están fuertemente influenciados por aquella del encajonante. Ello es evidente en la alta correlación que existe entre patrones de Tierras Raras de vetas con su respectivo encajonante y con el PAAS, y a partir de las proporciones de cuarzo y calcita en la veta respecto al encajonante.

Los elementos mayores y menores para las muestras analizadas del encajonante son Ca, K, Mg, Fe, Al, Na, S y Ti. Estos elementos reflejan los principales minerales formadores de las rocas analizadas como son feldespato, plagioclasa, óxidos y sulfuros de Hierro y Titanio, arcillas como illita, clorita y sericita y calcita como cementante y en algunos fragmentos líticos. Sin embargo, dichos elementos no se movilizan proporcionalmente hacia las vetas, sino que éstas están enriquecidas en elementos como Ca, Sr, Mn, Eu, Pb y Cr respecto al encajonante y presentan un alto contenido en elementos como Fe, Mg, Na y Al. El enriquecimiento del primer grupo de elementos en las vetas puede asociarse a la naturaleza bivalente de estos elementos, los cuales pueden sustituir fácilmente al Calcio en los cristales de calcita. En cuanto al segundo grupo, el contenido de estos elementos puede asociarse con el alto contenido de arcilla, óxidos y sulfuros de Fe alojados en las vetas como BIS y TI, y en el caso del Fe como óxidos y sulfuros que precipitan dentro de los cristales que forman la roca. El Na puede también asociarse con aquel disuelto como sales en los fluidos, o bien, a partir de iones disueltos de la plagioclasa. Por otro lado, es importante resaltar que no todo el material que se disuelve en el encajonante es movilizado a las vetas, pues como se describió anteriormente también existe neoformación de minerales en los poros de la roca.

La mineralogía de las vetas no sólo refleja la composición de los fluidos activos durante la deformación, sino también la de la roca y a su vez, los diversos procesos de precipitación, adherencia y formación de complejos que pueden modificar la composición de éstos (Bau, 1991). En cuanto a la composición de los fluidos, éstos son poco salinos, ya que tienen entre 3 y 15 % eq. NaCl de acuerdo con los datos de microtermometría de inclusiones fluidas. Además, en general las vetas muestran anomalías positivas de Eu y un ligero enriquecimiento en HREE, con relación a la roca encajonante. Más aún, la precipitación de sulfuros (P. Ej. pirita, esfalerita, marcasita) en las vetas puede sugerir condiciones reductoras durante su precipitación.

En estudios de vetas similares en la Fm. Tamaulipas, se ha observado que los isótopos estables ($C^{13}\delta$ y $O^{18}\delta$) en calcita de la roca y de las vetas, es indistinguible lo cual indica que la calcita proviene en su mayoría del encajonante (Gray *et al.*, 2001; Fitz-Díaz *et al.*, 2011). Mientras que análisis $H^2\delta$ de agua atrapada en inclusiones fluidas, indica el agua activa durante la deformación procede de aguas formacionales con influencia de aguas meteóricas (Fitz-Díaz *et al.*, 2014a). Debido a la posición relativamente más profunda de la Fm. Trancas, estas condiciones pueden ser cercanas, aunque con menor influencia de aguas meteóricas.

Finalmente, es evidente que son los fluidos los que durante el plegamiento permiten una alta movilidad de fases minerales que resultan en la precipitación de nuevos minerales a pesar de que las condiciones metamórficas son de bajo grado. Mecanismos como la disolución por presión y transferencia de solución facilitan dicho intercambio iónico y promueven una estrecha interacción

entre los fluidos y la roca. La actividad de los fluidos, sin embargo, no es continua a lo largo de la historia de inversión de la cuenca, sino que su actividad es pulsada tal como sugiere la neoformación de illita y magnetita (Fitz-Díaz *et al.*, 2011; Nemkin *et al.*, 2014) estudiadas en trabajos previos y la ocurrencia de múltiples episodios de *crack and seal* en las vetas.

6.3 Neoformación de monacita y su potencial como geocronómetro de la deformación en condiciones de bajo grado de metamorfismo.

En este apartado se pretende describir los procesos o mecanismos que permiten el crecimiento de cristales de monacita, tanto en las vetas como en el encajonante y a partir de ello, determinar si las edades obtenidas tienen sentido geológico y pueden ser utilizadas como marcadores de la deformación.

Como se describe en la sección de resultados, la monacita se encontró tanto en los cristales formadores de veta como en diferentes sitios en la roca encajonante (Figura 6.3). En la roca encajonante, se encontraron cristales de monacita contenidos en fases detríticas de la roca, ya sea dentro de líticos volcánicos o cristales sanos de feldespato, o bien, asociadas con apatito. Dichas monacitas han sido interpretadas como granos previos a la deformación y de origen detrítico, dada su afinidad con detritos de naturaleza volcánica (Schandl y Gorton, 2004; Wawrzenitz *et al.*, 2012). Estos cristales son generalmente euhedrales y presentan tamaños variables menores y mayores a los 20 μm (Figura 6.3). A pesar de su apariencia, no presentan cambios asociados con la deformación, la mayoría de estos granos evidencia un zoneamiento oscilatorio, que en todos los casos presenta bordes empobrecidos en Th (Figura 5.12a) y en algunas ocasiones se alteran a otras fases minerales que alojan Th, como silicatos de Th. Las edades $^{208}\text{Pb}/^{232}\text{Th}$ obtenidas de partes sanas de estos cristales son similares a las edades de sedimentación 108 ± 19 aunque en porciones alteradas, se obtuvo una edad mucho mayor, 187 ± 12 Ma la cual puede asociarse con la incorporación de Pb común en la monacita (Janots *et al.*, 2012) y dado que no se correlaciona con ningún evento reportado para el área, puede no tener significado geológico (Figura 6.4 y 6.5).

Otros cristales de monacita están asociados con sulfuros y óxidos de Fe y Ti, contenidos en cristales de feldespato alterado junto con sericita y anatasa rellenando fracturas y cavidades entre cristales, o bien, dentro de los dominios de clivaje donde estas monacitas imitan la textura de las arcillas. Estos cristales generalmente presentan tamaños mayores a las 20 μm , formas ameboides (Figura 6.3) y un zoneamiento parchoso, o bien, homogéneo (Figura 5.12). Como se describe anteriormente, los sitios donde se encuentran estas monacitas son sitios donde la roca es fuertemente afectada por el paso de fluidos y procesos de interacción fluido-roca, los cuales por una parte alteran minerales detríticos como feldespato y también promueven disolución por presión y transferencia de solución en los dominios de clivaje. Estas asociaciones minerales junto con su textura, son similares a otras reportadas en la literatura (Schandl y Gorton, 2004; Rasmussen, 2007; Wawrzenitz *et al.*, 2012), por lo cual se considera que estas monacitas son autigénicas y contemporáneas a la deformación. Las edades $^{208}\text{Pb}/^{232}\text{Th}$ obtenidas en estas monacitas son de 62 ± 6.5 y 75 ± 7.5 Ma (Figura 6.4).

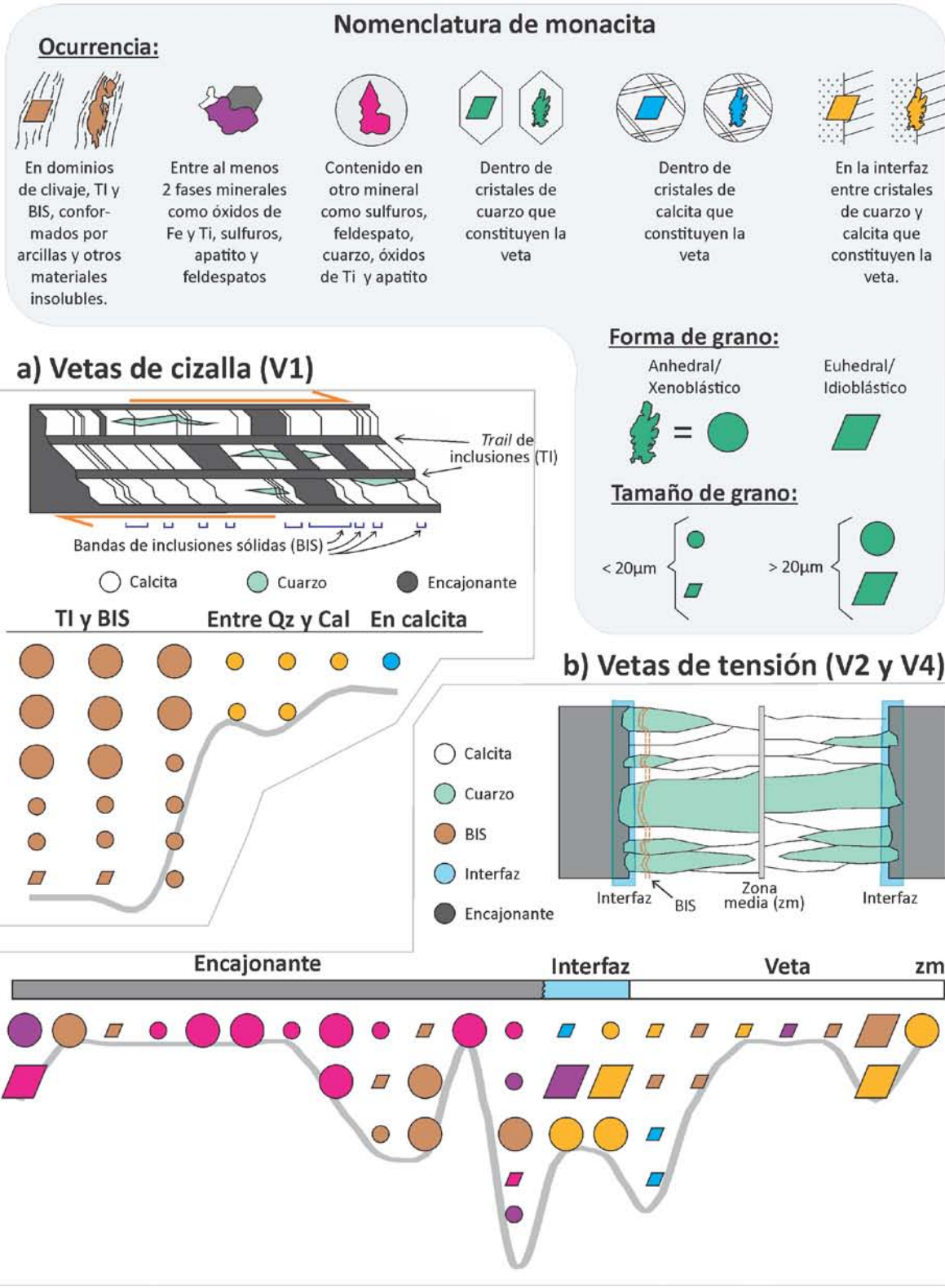
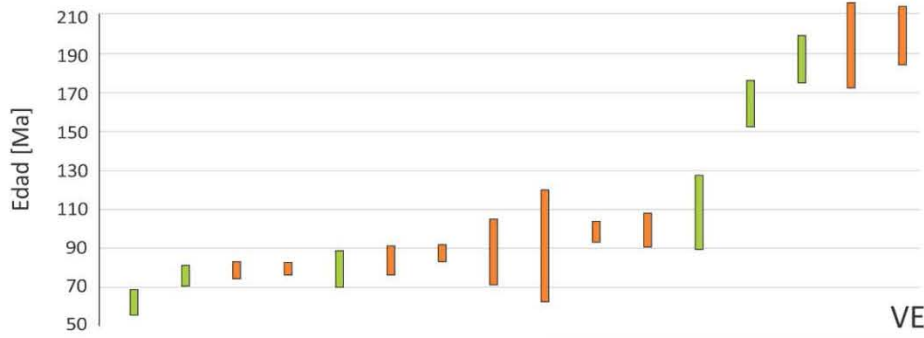


Figura 6.3: Distribución y asociaciones minerales de la monacita en el encajonante y vetas sintectónicas. Basado en un total de 7 muestras analizadas. En la porción superior se muestra la nomenclatura empleada para la descripción de monacita en cuanto a su ubicación en el encajonante y en las vetas (ocurrencia); su forma, si es euedral o anhedral y su

tamaño, si es mayor o menor a las 20 μm . a) se muestra la textura de una veta de cizalla, remarcando la geometría de BIS y TI, respecto al cuarzo y calcita formadores de veta. Abajo se muestra la distribución de monacita en este tipo de vetas, donde se observa que la mayoría son granos mayores a 20 μm , con forma anhedral y localizadas en BIS y TI. b) Se muestra la textura de una veta de tensión. Se resalta la interfaz veta-roca, donde la interacción entre fluido y encajonante son muy intensos. Abajo se muestra la distribución de monacita en vetas, interfaz veta-roca y encajonante. Se observa que la abundancia de la monacita incrementa en abundancia y tamaño hacia la interfaz.

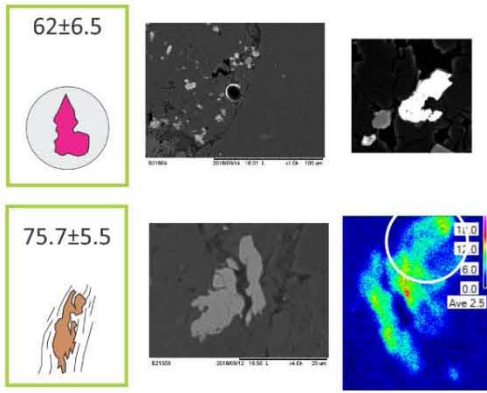
Dentro de las vetas, la monacita se encontró contenida dentro de los cristales formadores de veta, dentro de calcita y en la interfaz entre cristales alargados de cuarzo y de calcita, aunque nunca se encontró alojada únicamente en cristales de cuarzo (Figura 6.3). Ésta también es abundante contenida en fragmentos del encajonante ya sea en elementos texturales como BIS, TI o fragmentos de minerales individuales, como asociada con cristales de apatito, ya sea como cristales euhedrales o ameboides. Para comprender cómo es que estos cristales son transportados o formados en el interior de la veta es necesario hacer algunas consideraciones: a) La presencia de cristales de monacita en las vetas está estrechamente ligada a la composición del encajonante y a la textura de las vetas. b) La monacita está presente sólo en aquellas litologías que son de grano grueso y con bajo contenido en material calcáreo, lo cual puede deberse a que ésta se clasifica como un mineral pesado, los cuales tienden a acumularse preferente en rocas de grano grueso, además de que ésta comúnmente se asocia con otros minerales pesados como óxidos de Titanio y apatito. c) La monacita en las vetas sólo se presenta cuando ésta está presente en el encajonante, lo cual plantea una posible transferencia de monacita del encajonante a la veta, independientemente del mecanismo mediante el cual esto ocurre.

En cuanto a las vetas y su textura, la monacita está presente tanto en vetas de cizalla capa a capa (V1) como en vetas de tensión (V2 y V4, Figura 6.3), aunque en las últimas sólo se observan en vetas con textura de bloques elongados y de cristales estirados más no en vetas con textura antitaxial ni en bloques. En la Figura 6.3a, se presenta un esquema de la textura típica de una veta de cizalla, donde se observa que los cristales de la veta crecen a partir de irregularidades o bordes dentados en la roca, los cuales se forman en un primer episodio de fracturamiento. Conforme las capas se deslizan, los cristales van creciendo en espacios que surgen por eventos de fracturamiento subsecuente (*crack and seal*) los cuales son evidenciados por los múltiples fragmentos que son involucrados en la veta como BIS. Algunos planos entre las fibras de veta permiten el deslizamiento entre las mismas, fungiendo como planos de cizalla y permanecen en la veta como escamas elongadas del encajonante (Anexo 2). Es así como no sólo la composición del fluido determina el material que precipita en el interior de la veta, sino que un alto contenido del encajonante es asimilado en ésta. La mayoría de las monacitas alojadas en estas vetas se localiza en estos fragmentos de encajonante que preserva la veta (BIS y TI), cuyo tamaño es mayor a las 20 μm y su forma es en general amebode. Escasos cristales se alojan en la interfaz de cuarzo y calcita. Los fragmentos de encajonante que quedan atrapados en el interior de las vetas no preservan la textura o mineralogía original del encajonante. En estos se observa una exacerbada alteración de minerales preexistentes asociada con procesos similares a los formadores de clivaje como la disolución por presión y una alta interacción con los fluidos circundantes, evidenciados por la sustitución de sulfuros por óxidos y la neoformación y reorientación de arcillas como illita y clorita, las cuales definen una especie de clivaje.



V1
V2

ENCAJONANTE



INTERFAZ
VETA-ENCAJONANTE

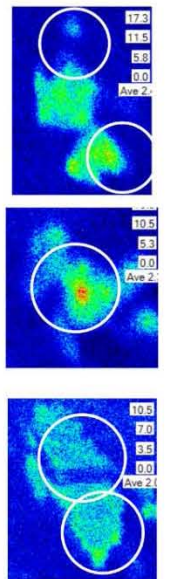
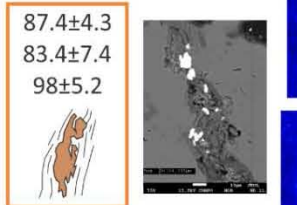
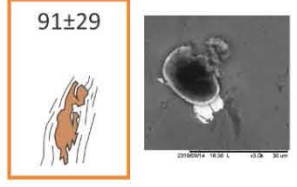
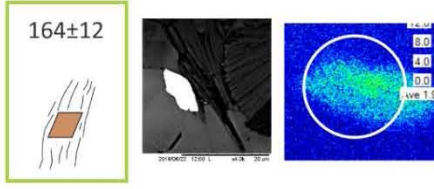
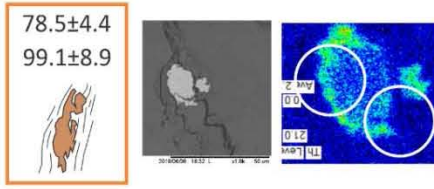
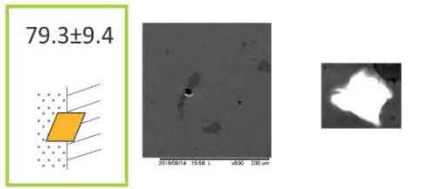
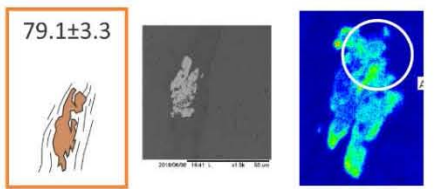
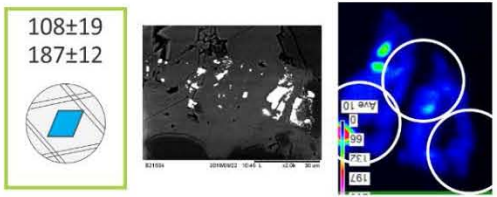


Figura 6.4: Edades de los cristales de monacita según su ubicación en vetas y encajonante. Se muestra un diagrama que muestra las edades $^{208}\text{Pb}/^{232}\text{Th}$ obtenidas para los cristales de monacita fechados, los cuales pertenecen a las familias 1 (V1: naranja) y 2 (V2: verde). Las barras de error equivalen a 2σ . Abajo se muestra para cada cristal fechado su ubicación (veta, interfaz, encajonante), familia de veta, edad y una imagen de electrones retrodispersados o bien mapas elementales de Th. En los mapas elementales de Th se señala con círculos blancos el sitio donde se llevó a cabo la ablación.

Es así como los cristales de monacita en estos elementos texturales, pueden presentarse como fragmentos detríticos incorporados en la veta como parte de los fragmentos del encajonante, o bien, pueden ser minerales autigénicos que resultan de la fuerte interacción con los fluidos, tanto de monacitas pre-deformación presentes como de otros fosfatos como el apatito.

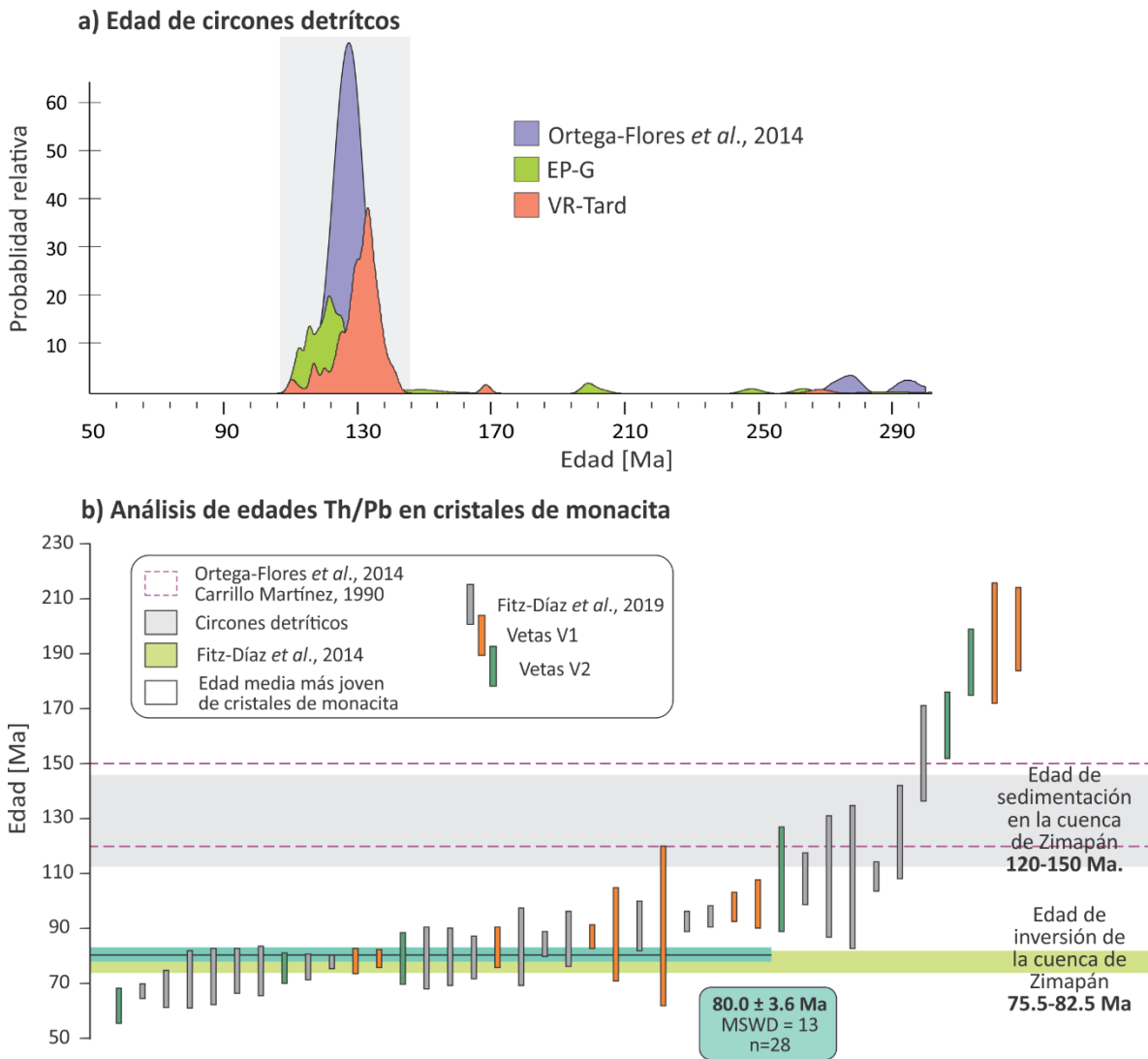


Figura 6.5: Comparación de las edades obtenidas para circones detríticos y monacitas con aquellas reportadas por trabajos previos. a) En un diagrama KDE, se muestran las edades de circones detríticos obtenidos en este trabajo junto con las edades obtenidas por Ortega-Flores *et al.*, 2014. Puede verse que las probabilidades máximas arrojan una edad similar, cercana a los 130 Ma. Adicionalmente, se muestran algunas poblaciones de circones que no definen poblaciones claras aunque algunos se traslapan entre sí o presentan edades cercanas. b) Diagrama en el que se muestran las edades $^{208}\text{Pb}/^{232}\text{Th}$ de monacita obtenidas en este trabajo (naranja: V1 y verde: V2) así como los datos recientemente publicados por Fitz-Díaz *et al.* (2019) en color gris. Todas las barras de error corresponden con 2σ . Se observa que las edades más jóvenes arrojan una edad media de 80 ± 4 Ma, y progresivamente se hacen más viejas. Donde algunas edades son consistentes con las edades de sedimentación y son aún más viejas.

Por otro lado, en las vetas de tensión (Figura 6.3 b), la textura de bloques elongados y de cristales estirados, resulta de un proceso en que la roca se fractura y ese espacio vacío se rellena por cristales que crecen en continuidad con aquellos del encajonante que quedan en ambos bordes de la fractura. Este proceso se repite en múltiples ocasiones. Sin embargo, el fracturamiento puede involucrar fragmentos del encajonante que se disponen en escamas continuas o discontinuas paralelas al borde de la fractura o de la veta, en forma de BIS. Las características de estas BIS son similares a las descritas para BIS y TI en las vetas de cizalla. Por otro lado, en estas vetas se presume una fuerte interacción de fluido-roca en la interfaz de la veta con el encajonante, basada en el empobrecimiento de algunos minerales solubles (*'selvage'*, Oliver y Bons, 2001).

Los cristales de monacita en estas vetas crecen también en BIS, aunque la mayoría de los cristales son más pequeños y tienen formas más euhedrales (Figura 6.3). Otros cristales irregulares se acomodan en los espacios entre los cristales alargados de cuarzo y calcita, o bien, dentro de cristales de calcita. No se encontró monacita alojada dentro de cristales de cuarzo, lo cual puede deberse a la baja afinidad que existe entre los iones de fosfato y los iones de silicato, en comparación con los iones carbonato. Dentro de los cristales de calcita o en el contacto de las fibras, estos cristales suelen estar como cristales individuales o bien acompañados por otras fases minerales como el apatito, lo cual sugiere pueden ser fragmentos del encajonante. Es notorio, que en la interfaz veta–encajonante, hay un incremento en la abundancia y tamaño de cristales de monacita comparado con su distribución en el encajonante y en el interior de la veta (Figura 6.3).

Las monacitas dentro de BIS y TI, presentan un zoneamiento similar a aquel reportado para las monacitas contenidas en dominios de clivaje en el encajonante. En cuanto a su edad, los cristales con forma ameboides que imitan la textura de las arcillas presentan edades que van de 78 a 99 Ma, mientras que aquellas cuyos bordes son euhedrales y que ocasionalmente se observan fracturados, presentan edades mayores que en este caso son de 164 ± 12 y de 194 a 199 Ma (Figura 6.4). Éstas últimas, no son edades representativas de la sedimentación y parecen correlacionarse con algunas edades de U-Pb de circones detríticos. Adicionalmente, sólo pudo fecharse un cristal que crece entre cuarzo y calcita cuya edad es 79 ± 9.4 Ma.

Para analizar el significado geológico de las edades de monacita, estas se compararon con las edades de sedimentación reportadas en la literatura (Carrillo-Martínez, 1990; Ortega-Flores et al., 2014). Las edades de sedimentación de la cuenca reportadas son de 120 a 150 Ma. Las poblaciones de los circones detríticos analizados sugieren edades ligeramente más jóvenes por encima de los 110 Ma, aunque la edad estimada a partir de los tres circones más jóvenes y con edades traslapantes, es consistente con los datos publicados por Ortega Flores *et al.* (2014, Figura 5.17 y 6.5). Por otro lado, la deformación de la cuenca de Zimapán ha sido constreñida entre los 75.5 y 82.5 Ma (Fitz-Díaz *et al.*, 2014b y 2018). En la Figura 6.5, se muestran las edades Th/Pb obtenidas en este trabajo, donde las edades naranjas corresponden con monacitas en vetas V1 y los verdes en vetas V2. Se muestran también edades de monacita recientemente publicadas por Fitz-Díaz et al. (2019), en color gris. En todos los casos las barras de error corresponden con 2σ . En este diagrama (Figura 6.5) se observa que las edades más jóvenes se distribuyen de forma simétrica alrededor de los rangos de edad reportados para la inversión de la cuenca, con una edad media de 80 ± 4 Ma. Progresivamente las

edades se hacen viejas, hasta traslaparse con la edad de sedimentación de la cuenca según lo reportado en la literatura y los datos obtenidos para las rocas de la formación Trancas en este estudio.

Existe un grupo de edades intermedias entre la edad de sedimentación y la edad de inversión en la cuenca, las cuales pueden ser edades mezcladas, ya que el diámetro del área de incidencia del láser es de decenas de micras, de forma que no se pudieron discriminar los varios dominios. Se descarta la posibilidad de que estas edades de monacitas producidas durante la diagénesis, ya que no se encontraron evidencias texturales de su crecimiento sobre estilolitas o dominios de clivaje paralelos a S_0 , presumiblemente formados durante la diagénesis. Finalmente se observa un grupo de edades, con mayor espaciamiento entre su edad central y errores relativamente altos, donde algunas se relacionan con poblaciones (aunque no muy claras) de circones detríticos y otras parecen no tener ningún significado geológico.

Las descripciones previamente detalladas nos permiten concluir que los cristales de monacita crecen tanto en la roca encajonante como en la veta, en sitios donde existe una intensa relación entre los mismos y la roca, lo cual facilita la removilización de ciertos iones a partir de la disolución de algunas fases minerales, que después precipitan como otras nuevas como la monacita en sitios con dilatación local (P. ej. sombras de presión a lado de minerales rígidos) o sobre planos de foliación. Siguiendo en esta línea, las edades más jóvenes obtenidas en estos cristales, son contemporáneas con la edad de inversión y deformación de la cuenca. Dado que son los fluidos quienes permiten y gobiernan la génesis de monacita en el encajonante, estas deben ser contemporáneas con el pulso de fluidos que modificó la señal de magnetita en la cuenca, la cual según Nemkin *et al.* (2014), adquiere su magnetización por una fuerte actividad de fluidos hace ~ 77 Ma.

7. CONCLUSIONES

Durante la deformación ocurren procesos mecánicos y mineralógicos que rigen la transformación de las rocas de un estado no deformado a uno que acumula uno o varios procesos de distorsión. Ello no sólo depende de las condiciones termobarométricas bajo las cuales ocurre la deformación, sino también de la participación de fluidos y su interacción con la roca en que se alojan y circulan. A partir de indicadores de temperatura, los cuales incluyen: el índice de cristalinidad de illita, maclas de calcita y temperaturas de atrapamiento de inclusiones fluidas en vetas tempranas, contemporáneas y tardías al pico de deformación; así como del análisis de isocoras para constreñir la presión, fue posible reconstruir una posible trayectoria de las condiciones PTF durante la deformación. Para los estadios iniciales de deformación, las condiciones de presión y temperatura son relativamente bajas y similares a las condiciones de la diagénesis, es decir, alrededor de 180°C y entre 70 y 100 MPa. Posteriormente se forman vetas de la familia 2, donde se registran las temperaturas máximas de presión y temperatura, hasta 250 MPa y 250°C. Después de este estadio las condiciones disminuyen de nuevo a temperaturas, menores a los 200°C y presiones cercanas a los 100 MPa (Figura 7.1). Ello indica que las condiciones de la deformación se incrementan conforme ésta avanza, hasta alcanzar sus valores máximos y posteriormente, las condiciones descienden conforme se da la relajación y erosión de la cuenca invertida.

En estas condiciones, se observó que la monacita se presenta en aquellos sitios, tanto en el encajonante como en la veta, donde ocurre una interacción intensa entre el fluido y la roca. Es así que los principales mecanismos que le dan origen durante la deformación, es la disolución por presión y transferencia de solución, así como otras reacciones de sustitución mineral asociada con alteración de fases minerales en presencia de fluidos acuosos relativamente calientes y poco salinos. La formación de monacita en vetas está estrechamente condicionada por los siguientes factores: la actividad, composición y temperatura de los fluidos, por la presión de confinamiento y localización de deformación, los cuales promueven interacción fluido-roca, y por la composición de la roca encajonante.

Por otro lado, las edades Th/Pb obtenidas a partir del fechamiento mediante LA-ICP-MS en cristales de monacita, sugieren que éstos preservan la edad de la deformación, constreñiendo una edad media de 80 ± 4 Ma, la cual es consistente con las edades de deformación reportadas en la literatura para esta cuenca. Sin embargo, los resultados parciales de esta investigación no nos permiten en este punto distinguir entre estadios de deformación y, por ende, entre las diferentes generaciones de vetas, por lo que no puede constreñirse con exactitud la evolución PTF en el tiempo. Sin embargo, dado que las técnicas empleadas para constreñir la temperatura de la deformación y las técnicas que han sido empleadas para fechas a deformación sugieren que la deformación alcanza su máximo alrededor de los 80 Ma, y se considera que las condiciones representadas entre V2 y V4 corresponden con dicha edad (Figura 7.1).

Para mejorar los resultados de este trabajo, se requiere constreñir a rangos menos amplios la temperatura, quizás mediante el análisis de un mayor número de inclusiones fluidas. Por otro lado,

se considera que este método sigue presentando un potencial para diferenciar estadios de deformación, pero esto requiere de la implementación de alguna técnica analítica de fechamiento más precisa y con mejor resolución espacial, la cual permita obtener información a partir de un radio o *spot* de menor diámetro, dado la dimensión de los cristales de monacita y de sus diferentes dominios de crecimiento. Un *spot* de muestreo de algunas micras sería idóneo para caracterizar mejor los dominios de crecimiento de los granos de monacita, y permitiría reducir de manera significativa la incertidumbre de los resultados obtenidos. Finalmente, se considera análisis detallados de la composición y textura de la monacita, junto con la edad de sus diferentes dominios, nos permitiría comprender con mucho más detalle su crecimiento durante la inversión de la cuenca de Zimapán.

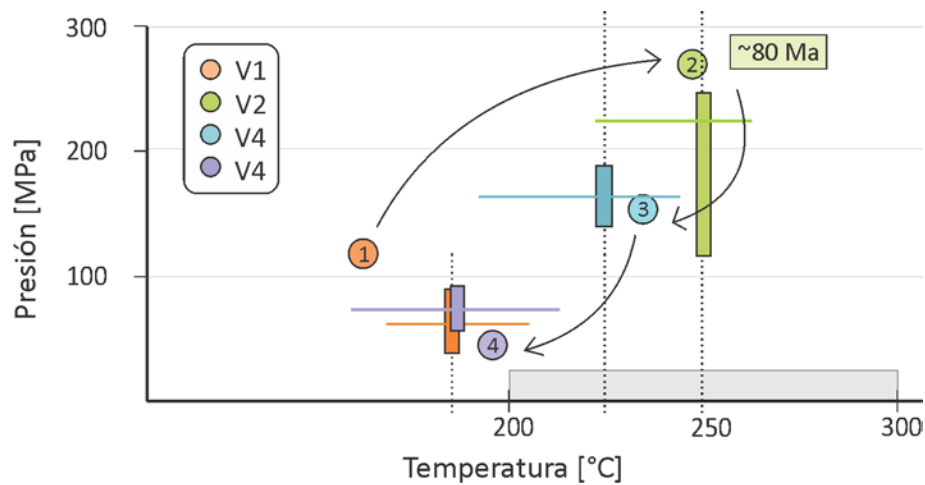


Figura 7.1: Evolución de las condiciones termobarométricas de la Fm. Trancas durante la deformación de la cuenca de Zimapán. Cada estadio corresponde con una temperatura de atrapamiento y presión correspondiente. Se observa una trayectoria prógrada de la deformación del punto 1 a 2 y retrógrada de 2 a 4. En el punto dos se considera que la deformación alcanza su máximo alrededor de los 80 Ma.

REFERENCIAS

- Atwood, D.A., 2013, *The Rare Earth Elements: Fundamentals and Applications*, Wiley.
- Bau, M., 1991, Rare-earth element mobility during hydrothermal and metamorphic fluid-rock interaction and the significance of the oxidation state of europium: *Chemical Geology*. 93. P. 219-230.
- Bau, M. Möller, P., 1992, Rare Earth Element Fractionation in Metamorphogenic Hydrothermal Calcite, Magnesite and Siderite: *Mineralogy and Petrology*, Vol. 45, p. 231-246
- Berger, A., Gnos, E., Janots, E., Whitehouse, M., Soom, M., Frei, R., Waight, T., 2013, Dating brittle tectonic movements with cleft monazite: Fluid-rock interaction and formation of REE minerals: *Tectonics*. Vol. 32, p. 1176–1189
- Bons, P.D., Elburg, M., Gómez-Rivas, E., 2012, A review of the formation of tectonic veins and their microstructures: *Journal of Structural Geology*, 43, p. 33-62.
- Boatner, L.A., 2002, Synthesis, Structure, and Properties of Monazite, Pretulite, and Xenotime: *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 48(1), p. 87-121.
- Bodnar, R., Vityk, M., 1994, Interpretation of microthermometric data for NaCl-H₂O fluid inclusions, en De Vivo, B., Frezzotti, M.L (eds.), *Fluid inclusions in minerals: methods and applications*:Blacksburg, Virginia Polytechnic Institute, State University, p. 117-130
- Bodnar, R., 2003, Introduction to fluid inclusions. En I. Samson, A. Anderson, D. Marshall (eds.), *Fluid Inclusions: Analysis and Interpretation*. Mineral. Assoc. Canada, Short Course 32, p. 1-8.
- Breithaupt, 1829, Über den Monazit, eine neue Specie des Mineral Reichs. *J für Chemie und Physik*, 55, p. 301–303
- Burkhard, M., 1993. Calcite twins, their geometry, appearance and significance as stress–strain markers and indicators of tectonic regime:a review: *Journal of Structural Geology* 15, p. 351–368.
- Campa, M. F. (1983). The tectonostratigraphic terranes and the thrust belt in mexican territory. *Stanford University Publications, Geological Science*, 18, p.44-46.
- Campa, M. F., & Coney, P. J. (1983). Tectonostratigraphic terranes and mineral resource disributions in Mexico. *Canadian Journal of Earth Science*, 20, p. 1040- 1051.
- Carrasco, B., 1970. La Formación El Abra (Formación El Doctor) en la Plataforma Valles- San Luis Potosí: *Instituto Mexicano del Petróleo, Revista*, v. 2, no. 3, p. 97-99.
- Carrillo-Martínez, M., 1989, Structural analysis of two juxtaposed Jurassic lithostratigraphic assemblages in the Sierra Madre Oriental fold belt of central Mexico: *Geofísica Internacional*, v. 28, p. 1007–1028.
- Carrillo-Martínez, M., 1997, Hoja Zimapán 14Q-E (7), Resumen de la Geología de la Hoja Zimapán, Estados de Hidalgo y Queretaro: *Carta Geologica de Mexico, Serie 24*, scale 1:100,000, p. 1–32.

Carrillo-Martínez, M., 2000. Hoja Zimapán 14Q-e(7). Carta Geológica de México, serie de 1:100,000. Instituto de Geología. UNAM, p. 32.

Carrillo-Bravo, J., 1961, Geología del Anticlinorio Huizachal-Peregrina al NW de Ciudad Victoria, Tamaulipas. Bol. Asoc. Mex. Geol. Petrol. 13, p. 1–98.

Carrillo-Bravo, J., 1965, Estudio geológico de una parte del Anticlinorio de Huayacocotla. Bol. Asoc. Mex. Geol. Petrol. 17, p. 73–96.

Carrillo-Martínez, M., 1990, Hoja Zimapán 14Q-e(7). Carta Geológica de México, serie de 1:100,000. Instituto de Geología. UNAM, p. 32.

Carrillo M., Suter, M., 1982, Tectónica de los alrededores de Zimapán, Hidalgo y Querétaro en Alcayde, M., De Cserna, Z. (eds.), Libro Guía de la excursión geológica a la región de Zimapán y áreas circundantes, estados de Hidalgo y Querétaro, México, D.F. p. 1-29

Catlos, E.J., 2013, Versatile Monazite: resolving geological records and solving challenges in materials science: Generalizations about monazite: Implications for geochronologic studies: American Mineralogist, 98(5-6), p. 819-832.

Cherniak, D.J., Pyle, J.M., 2008, Th diffusion in monazite: Chemical Geology, 256(1-2), p. 52-61.

Clavier, N., Podor, R., Dacheux, N., 2011, Crystal chemistry of the monazite structure: Journal of the European Ceramic Society, 31(6), p. 941-976.

Čopjaková, R., Novák, M., Franců, E., 2011, Formation of authigenic monazite-(Ce) to monazite-(Nd) from Upper Carboniferous graywackes of the Drahany Upland: Roles of the chemical composition of host rock and burial temperature: Lithos, 127(1-2), p. 373-385.

Cuéllar-Cárdenas, M.A., Nieto-Samaniego, A.F., Levresse, G., Alaniz-Álvarez, S.A., Solari, L., Ortega-Obregón, C., López-Martínez, M., 2012. Límites temporales en la deformación por acortamiento Laramide en el centro de México. Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, v. 29, no. 1, p. 179-203.

Cuney, M., Mathieu, R., 2000. Extreme light rare earth element mobilization by diagenetic fluids in the geological environment of the Oklo natural reactor zones, Franceville basin, Gabon. Geology 28, p. 743–746

Dickinson, W.R., and Gehrels, G.E., 2009, Use of U–Pb ages of detrital zircons to infer maximum depositional ages of strata: A test against a Colorado Plateau Mesozoic database: Earth and Planetary Science Letters, v. 288, p. 115–125

Didier, A., Bosse, V., Bouloton, J., Mostefaoui, S., Viala, M., Paquette, J., Devidal, J., Duhamel, R., 2015, NanoSIMS mapping and LA-ICP-MS chemical and U–Th–Pb data in monazite from a xenolith enclosed in andesite (Central Slovakia Volcanic Field): Contributions to Mineralogy and Petrology, 170(5-6), 45.

Evans, A.M., 1993, Ore geology and industrial minerals: an introduction.

Eguiluz de Antuñano, S., Aranda García, M., & Marrett, R. (2000). Tectónica de la Sierra Madre Oriental, México. Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, 53, p. 1-26.

Ferrill, David A., Morris, Alan P., Evans, Mark A., Burkhard, Martin, Groshong Jr., Richard H., Onasch, Charles M., 2004, Calcite twin morphology: a low-temperature deformation geothermometer: *Journal of Structural Geology* Acta 26, p. 1521-1529

Finch, R.J., Hanchar, J.M., 2003, Structure and chemistry of zircon and zircon-group minerals: Reviews in mineralogy and geochemistry, 53(1), p. 1-25.

Fitz- Díaz, E., Tolson, G., Bolaños Rodríguez, D., Ortega Flores, B., & Vázquez Serrano, A., 2012, The role of folding in the development of the Mexican Fold-Thrust Belt. *Geosphere*, 8, p. 931-949.

Fitz-Díaz, E., van der Pluijm, B., 2013, Fold dating: A new Ar/Ar illite dating application to constrain the age of deformation in shallow crustal rocks: *Journal of Structural Geology*, v. 54, p. 174–179.

Fitz-Díaz, E., van der Pluijm, B., Hudleston, P. y Tolson, G., 2014, Progressive, episodic deformation in the Mexican Fold-Thrust Belt (Central Mexico): evidence from isotopic dating of folds and faults: *International Geology Review*, v. 56-6, p. 734-755.

Fitz-Díaz, E., Camprubí-Cano, A., Cienfuegos-Alvarado, E., Morales-Puente, P., Schleicher, A., van der Pluijm, B., 2014, Newly-formed illite preserves fluid sources during folding of shale and limestone rocks; an example from the Mexican Fold-Thrust Belt, *Earth and Planetary Science Letters*, p. 263-273

Fitz- Díaz, E., Hall, C. M., & van der Pluijm, B., 2016, XRD based $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ age correction for fine grained illite, with application to folded carbonates in the Monterrey Salient (Northern Mexico). *Geochimica et Cosmochimica acta*, 181, p. 201-216.

Fitz-Díaz, E.; Cottle, J., Vidal-Reyes, M. I., van der Pluijm, B., 2019, In situ Th/Pb dating of monazite in fibrous veins: Direct dating of veins and deformation in the shallow upper crust of the Mexican Orogen: *Journal of Structural Geology*, p. 136-142.

Fitz-Díaz, E.; Lawton, T. F.; Juárez-Arriaga, E.; Chávez-Cabello, G., 2017, The Cretaceous-Paleogene Mexican orogen: Structure, basin development, magmatism and tectonics, *Earth Science Reviews*

Frey, M., Robinson, D., 1999, *Low Grade Metamorphism*: Cambridge, Blackwell Science, 313 p.

Fries, C., Rincón -Aorta, C., 1965, Nuevas aportaciones geocronológicas y técnicas empleadas en el Laboratorio de Geocronometría: *Boletín del Instituto de Geología, UNAM, Bol.* 73, p. 57-133.

Garduño-Martínez, D.E., Pi Puig, T., Solé, J., Martini, M., Alcalá-Martínez, J.R., 2015. K-Ar Illite age constraints on the formation and reactivation history of the El Doctor fault zone, central México. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*. v. 32, núm. 2, p. 306-322.

Gasquet, D., Bertrand, J.-M., Paquette, J.-L., Lehmann, J., Ratzov, G., Guedes, R.D.A., Tiepolo, M., Boullier, A.-M., Scaillet, S., Nomade, S., 2010, Miocene to Messinian deformation and hydrothermal activity in a pre-Alpine basement massif of the French western Alps: new U–Th–Pb and argon ages from the Lauzière massif: *Bulletin de la Société Géologique de France* 181 (3), p. 227–241.

Goldhammer, R.K., 1999, Mesozoic sequence stratigraphy and paleogeography of northeast Mexico: *Geological Society of America Special Paper* 340.

Grand'Homme, A., 2016, Hydrothermal monazite: the unavoidable accessory. Earth Sciences. Université Grenoble Alpes.

Hansman, R., Ring, U., 2018, Absolute ages of multiple generations of brittle structures by U-Pb dating of calcite: *Geology*, Vol. 46. p. 207-210

Harrison, T.M., Catlos, E.J., Montel, J.-M., 2002, U-Th-Pb dating of phosphate minerals: Reviews in *Mineralogy and Geochemistry*, 48(1), p. 524-558.

Hawkins, D.P., Bowring, S.A., 1997, U-Pb systematics of monazite and xenotime: case studies from the Paleoproterozoic of the Grand Canyon, Arizona: *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 127(1-2), p. 87-103.

Hecht, L., Cuney, M., 2000. Hydrothermal alteration of monazite in the Precambrian crystalline basement of the Athabasca Basin (Saskatchewan, Canada): implications for the formation of unconformity-related uranium deposits. *Mineralium Deposita* 35, p. 791–795.

Heinrich, W., Rehs, G., Franz, G., 1997, Monazite–xenotime miscibility gap thermometry. I. An empirical calibration: *Journal of Metamorphic Geology*, 15(1), p. 3-16.

Henderson P., 1984, Rare Earth Element Geochemistry, Vol. 2: Developments in Geochemistry, Elsevier. 510 p.

Hernández-Jáuregui, R., 1997, Sedimentación Sintectónica de la Formación Soyatal (Turoniano Medio-Campaniano) y Modelado Cinemático de la Cuenca de Flexura de Maconí, Querétaro-Syntectonic sedimentation of Soyatal Formation (Middle Turonian-Campanian) and kinematic modeling the Maconi Flexural Basin [Masters Thesis]: Queretaro, Instituto Politécnico Nacional, ESIA, 120 p.

Huminicki, D.M., Hawthorne, F.C., 2002, The crystal chemistry of the phosphate minerals: Reviews in *Mineralogy and Geochemistry*, 48(1), p. 123-253.

Imlay, R.W., 1944, Cretaceous Formations of Central America: *Bulletin of the American Association of Petroleum Geologists*, v. 28, no. 8, p. 1107–1195.

Imlay, R. W., Cepeda D., Álvarez, M. and Díaz, G. T., 1948 Stratigraphic Relations of Certain Jurassic Formations in Eastern México, *American Association of Petroleum Geologist Bulletin*, 2 (9), p. 1750-1761.

Janots, E., Berger, A., Gnos, E., Whitehouse, M., Lewin, E., Pettke, T., 2012, Constraints on fluid evolution during metamorphism from U–Th–Pb systematics in Alpine hydrothermal monazite: *Chemical Geology*, 326-327, p. 61-71.

Juárez-Arriaga, E., Lawton, T. F., Stockli, D., 2016. Soyatal Formation and Related Strata: Onset of Sedimentation in the Cretaceous Foreland-basin System, Central Mexico. In: *American Association of Petroleum Geologists, Annual Convention and Exhibition*

Kiyokawa, M., 1981, Geological survey of the Pachuca-Zimapán area, central Mexico professional report: Metal Agency of Japan and Consejo de Recursos Minerales, Estados Unidos Mexicanos, 194 p.

Kübler, B., 1968, Évaluation quantitative du métamorphisme par la cristallinité de l'illite, état des progrès réalisés ces dernières années: Centre de Recherches de Pau (Société Nationale des Petôles d'Aquitaine), v. 2, p. 385–397.

Martini, M., Fitz-Díaz, E., Solari, L., Camprubi, A., Hudleston, P.J., Lawton, T., Tolson, G., Centeno-García, E., The Late Cretaceous fold-thrust belt in the Peña de Bernal-Tamazunchale area and its possible relationship to the accretion of the Guerrero Terrane, GSA Special Paper, diciembre de 2012; 25, p. 19-38

Martini, M., Solari, L., Camprubí, A., Kinematics of the Guerrero terrane accretion in the Sierra de Guanajuato, central Mexico: New insights for the structural evolution of arc-continent collisional zones, International Geology Review, diciembre de 2013; 44(5), p. 574-589

Martini, M., Solari, L., López-Martínez, M., Correlating the Arperos Basin from Guanajuato, Central Mexico, to Santo Tomás, southern Mexico: Implications for the Paleogeography and origin of the Guerrero terrane, Geosphere, diciembre de 2014; 10(6)

Martini, M., and Ortega-Gutiérrez, F., Tectono-stratigraphic evolution of eastern Mexico during the break-up of Pangea: A review, Earth Science Reviews, junio de 2016

Mathieu, R., Zetterström, L., Cuney, M., Gauthier-Lafaye, F., Hidaka, H., 2001. Alteration of monazite and zircon and lead migration as geochemical tracers of fluid paleocirculations around the Oklo-Okélobondo and Bangombé natural nuclear reactor zones (Franceville basin, Gabon). Chemical Geology 171, p. 147–171.

Merriman, R., 2005, Clay minerals and sedimentary basin history: European Journal of Mineralogy, 17, p. 7-20.

Milodowski, A.E., Tullborg, E.-L., Buil, B., Gómez, P., Turrero, M.-J., Haszeldine, S., England, G., Gillespie, M.R., Torres, T., Ortiz, J.E., Zachariáš, J., Silar, M., Chvátal, Strnad, L., Šebek, O., Bouch, J.E., Chenery, S.R., Chenery, C., Shepherd, T.J., Mckervery, J.A., 2005, Application of Mineralogical, Petrological and Geochemical Tools for Evaluating the Palaeohydrogeological Evolution of the PADAMOT Study Sites PADAMOT Project Technical Report, WP2, EU FP5 CONTRACT NO. FIKW-CT2001-20129 United Kingdom Nirex Limited, Harwell, Oxfordshire, UK

Moore, D., & Reynolds, R. (1997). X Ray Diffraction and the identification and analysis of clay minerals (Segunda ed.). New York, Unites States of America: Oxford University Press, Inc.

Mullica, D., Grossie, D.A., Boatner, L., 1985, Coordination geometry and structural determinations of SmPO₄, EuPO₄ and GdPO₄: Inorganica chimica acta, 109(2), p. 105-110.

Nakadaa, R., Shibuyac, T., Suzukic, K., Takahashia, Y., 2017, Europium Anomaly Variation under Low-Temperature Water-Rock Interaction: A New Thermometer: Geochemistry International, Vol. 55, No. 9, p. 822–832.

Navarro-Barrera, R., 1982, Geología y operación minera del cuerpo Concordia NW, mina El Monte, distrito de Zimapán, Estado de Hidalgo, in Alcayde, M., de Cserna, Z. (eds.), Libro-guía de la excursión geológica a la región de Zimapán y áreas circundantes: México, D.F., Sociedad Geológica Mexicana, VI Convención Geológica Nacional, p. 28–32.

Nemkin, S.R., Fitz-Díaz, E., van der Pluijm, B., Van der Voo, R., 2015, Dating synfolding remagnetization: Approach and field application (central Sierra Madre Oriental Mexico). *Geosphere* 11, p. 1617–1628.

Ni, Y., Hughes, J.M., Mariano, A.N., 1995, Crystal chemistry of the monazite and xenotime structures: *American Mineralogist*, 80(1-2), p. 21-26.

Oliver, N.H.S., 1996, Review and classification of structural controls on fluid flow during regional metamorphism: *Journal of Metamorphic Geology*, vol. 14, p. 477-492.

Oliver, N.H.S., Bons, P.D., 2001. Mechanisms of fluid flow and fluid rock interaction in fossil metamorphic hydrothermal systems inferred from vein wall rock patterns, geometry and microstructure. *Geofluids* 1, p. 137-162.

Omaña-Pulido, M.L., 2012, Bioestratigrafía, Peleoecología y Paleobiogeografía del Cretácico superior con base en foraminíferos de la parte occidental de la Plataforma Valles-San Luis Potosí, [Tesis de doctorado], Posgrado en Ciencias de la Tierra, I. Geología, UNAM. 198 p.

Ortega-Flores, B., 2011. Deformación por acortamiento en la Plataforma Valles-San Luis Potosí y en la Cuenca Tampico-Misantla, porción externa del Cinturón de Pliegues y Cabalgaduras Mexicano [Masters Thesis]: Programa de Posgrado en Ciencias de la Tierra, Universidad Nacional Autónoma de México, 102 p.

Ortega Flores, B., Solari, L., Lawton, T.F., Ortega Obregón, C., 2014, Detrital-zircon record of major Middle Triassic–Early Cretaceous provenance shift, central Mexico: demise of Gondwanan continental fluvial systems and onset of back-arc volcanism and sedimentation. *International Geology Review*, 56:2, p. 237-261.

Ortega-Flores, B., Solari, L., Escalona-Alcázar, F.D.J., 2015. The Mesozoic successions of western Sierra de Zacatecas, Central Mexico: provenance and tectonic implications. *Geol. Mag.* 1–22.

Padilla y Sánchez, R.J., 1985, Las estructuras de la Curvatura de Monterrey, estados de Coahuila, Nuevo León, Zacatecas y San Luis Potosí. *Rev. Mex. Cienc. Geol.* 6, 1–20.

Parrish, R.R., 1990, U–Pb dating of monazite and its application to geological problems: *Canadian Journal of Earth Sciences*, 27(11), 1431-1450.

Piccoli, P.M., Candela, P.A., 2002, Apatite in igneous systems: *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 48(1), 255-292.

Poitrasson, F., Chenery, S., Bland, D.J., 1996. Contrasted monazite hydrothermal alteration mechanisms and their geochemical implications for the U–Th–Pb geochronology and nuclear ceramics. *Earth and Planetary Science Letters* 145, 79–96.

Poitrasson, F., Chenery, S., Shepherd, T.J., 2000. Electron microprobe and LA-ICP-MS study of monazite hydrothermal alteration: implications for the U–Th–Pb geochronology and nuclear ceramics. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 64, 3283–3297.

Pourmand, A., Dauphas, N., Ireland, T., 2012, A novel extraction chromatography and MC-ICP-MS technique for rapid analysis of REE, Sc and Y: Revising CI-chondrite and Post-Archean Australian Shale (PAAS) abundances: *Chemical Geology*, vol. 291, p. 38-54.

Pyle, J.M., Spear, F.S., Rudnick, R.L., McDonough, W.F., 2001, Monazite–Xenotime–Garnet Equilibrium in Metapelites and a New Monazite–Garnet Thermometer: *Journal of Petrology*, 42(11), 2083-2107.

Quarton, M., Oumba, M., Freundlich, W., Kolsi, A., 1984, Etude des systems $Al_3PO_4-Pb_3(PO_4)_2$ avec $A = Na, Ag$ cristallographie et relations structurales: *Materials research bulletin*, 19(8), 1063-1068.

Rapp, R.P., Watson, E.B., 1986, Monazite solubility and dissolution kinetics: implications for the thorium and light rare earth chemistry of felsic magmas: *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 94(3), 304-316.

Rasmussen, B., Fletcher, I.R., McNaughton, N.J., 2001, Dating low-grade metamorphic events by SHRIMP U-Pb analysis of monazite in shales: *Geology*, 29(10), 963-966.

Rasmussen, B., Muhling, J.R., 2007, Monazite begets monazite: evidence for dissolution of detrital monazite and reprecipitation of syntectonic monazite during low-grade regional metamorphism: *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 154(6), 675-689.

Riquier, L.; Tribouillard, N.; Averbuch, O.; Devleeschouwer, X.; Riboulleau, A, 2006, The Late Frasnian Kellwasser horizons of the Harz Mountains (Germany): Two oxygen-deficient periods resulting from different mechanisms: *Chemical Geology*, vol. 233, issue 1-2, p. 137-155

Roedder, E., 1984, Fluid Inclusions: Reviews in Mineralogy, vol.12, P. H. (Ed.), Mineral Society of America, Washington, DC. 644 p.

Sano, Y., Takahata, N., Tsutsumi, Y., Miyamoto, T., 2006, Ion microprobe U-Pb dating of monazite with about five micrometer spatial resolution: *Geochemical Journal*, 40(6), 597-608.

Schmidt-Effing, Reinhardt, 1980, Huayacocotla aulacogen in Mexico (Lower Jurassic) and the origin of the Gulf of Mexico: in Pilger, R.H., Jr., ed., *The origin of the Gulf of Mexico and the early opening of the central North Atlantic Ocean*. Baton Rouge, Louisiana State Univ., 9. 79-86.

Seegerstrom, K., 1961, *Geology of the Bernal-Jalpan Area, Estado de Queretaro, Mexico*: U.S. Geological Survey Bulletin 1104-B, p. 19–86.

Segestrom, K., 1962, *Geology of the south-central Hidalgo northeastern, México, Mexico*: U.S. Geological Survey, Bulletin 1104-C, p. 87-162

Seydoux-Guillaume, A.-M., Paquette, J.-L., Wiedenbeck, M., Montel, J.-M., Heinrich, W., 2002, Experimental resetting of the U–Th–Pb systems in monazite: *Chemical geology*, 191(1-3), 165-181.

Simons, F., Mapes, E., 1956, *Geology and ore deposits of the Zimapán mining district, State of Hidalgo, Mexico*: U.S. Geological Survey Professional Paper 284, p. 128

Spear, F.S., Pyle, J.M., 2002, Apatite, Monazite, and Xenotime in Metamorphic Rocks: Reviews in Mineralogy and Geochemistry, 48(1), 293-335.

Suter, M., 1984. Cordilleran deformation along the eastern edge of the Valles-San Luis Potosí carbonate platform, Sierra Madre Oriental fold-thrust belt, east-central Mexico: Geological Society of America Bulletin, v. 95, p. 1387-1397.

Suter, M., 1987, Structural traverse across the Sierra Madre Oriental fold-and-thrust belt in east-central Mexico: Geological Society of America Bulletin, v. 98, p. 249–264

Suter, M., 1990, Geología de la hoja de Tamazunchale, Estado de Hidalgo, Querétaro y San Luis Potosí, Escala 1: 100,000: Revista del Instituto de Geología, (22), 55 p.

Suzuki, K., Adachi, M., Kajizuka, I., 1994, Electron microprobe observations of Pb diffusion in metamorphosed detrital monazites: Earth and Planetary Science Letters, 128(3-4), 391-405.

Taylor, S.R. and McLennan, S.M., 1985, The Continental Crust; Its composition and evolution; an examination of the geochemical record preserved in sedimentary rocks. Blackwell, Oxford. 312 p.

Triantafyllidis, S., Pe-Piper, G., MacKay, R.M., Piper, D.J., 2008, Monazite as a provenance indicator for the Lower Cretaceous reservoir sandstones, Scotian Basin: Atlantic Geology, 44.

Tullborg, E.-L., Drake, H., Sandström, B., 2008, Palaeohydrogeology: A method based on fracture mineral studies: Applied Geochemistry, 23, p. 1881–1897.

Van Emden, B., Thornber, M.R., Graham, J., Lincoln, F., 1997, Solid solution behaviour of synthetic monazite and xenotime from structure refinement of powder data: Advances in X-ray Analysis, JCPDS-International Centre for Diffraction Data, 40, 402-412.

van Emden, B., Thornber, M.R., Graham, J., Lincoln, F.J., 1997, The incorporation of actinides in monazite and xenotime from placer deposits in Western Australia: The Canadian Mineralogist, 35(1), 95-104.

Vásquez-Serrano, 2018, Incorporación de depósitos sintectónicos en la deformación progresiva de cinturones de pliegues y cabalgaduras: su rol mecánico y mecanismos de deformación, [Tesis de Doctorado], Posgrado en Ciencias de la Tierra, I. de Geología, UNAM, 190 p.

Vásquez-Serrano, A., Tolston, G., Fitz-Díaz, E., Chávez.Cabello, G., 2018, Influence of pre-tectonic carbonate facies architecture on deformation patterns of syntectonic turbidites, an example from the central Mexican fold-thrust belt: Journal of Structural Geology v. 109. P. 127-139.

Warr, L., Rice, A., 1994, Interlaboratory standarization and calibration of clay mineral crystallinity and crystallite size data: Journal of Metamorphic Geology, 12, 141-152

Wawrzenitz, N., Krohe, A., Rhede, D., Romer, R.L., 2012, Dating rock deformation with monazite: The impact of dissolution precipitation creep: Lithos, 134-135, 52-74.

White, D., 1948, Antimony deposits of the Soyatal District, State of Querétaro, México: U.S. Geological Survey Bulletin 960-B, p.35-88

Williams, M.L., Jercinovic, M.J., Hetherington, C.J., 2007, Microprobe Monazite Geochronology: Understanding Geologic Processes by Integrating Composition and Chronology: Annual Review of Earth and Planetary Sciences, 35(1), 137-175.

Williams, M.L., Jercinovic, M.J., Terry, M.P., 1999, Age mapping and dating of monazite on the electron microprobe: Deconvoluting multistage tectonic histories: *Geology*, 27(11), 1023.

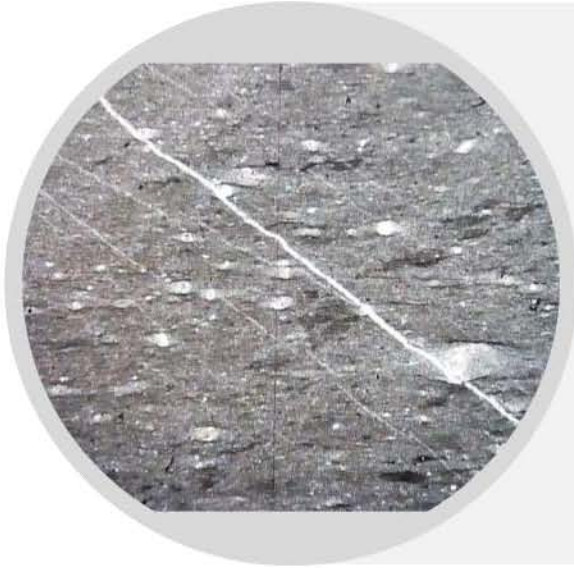
Wilson, B., Hernández-M., J., Meave-T., E., 1955, Un banco calizo del Cretácico en la parte oriental del Estado de Querétaro, México: *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, v.18, p. 1 – 10

Yta, M., Moreno-Tovar, R., 1997, Las mineralizaciones en los distritos mineros Pachuca–Real del Monte y Zimapán; su papel en la evolución metalogénica del estado de Hidalgo, en *II Convención sobre la Evolución de México y Recursos Asociados, Libro–guía de las excursiones geológicas. Excursión 3: Pachuca: Universidad Autónoma del Estado de Hidalgo, Instituto de Investigaciones en Ciencias de la Tierra; Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología*, 73-87

Zhu, X., O'Nions, R., 1999, Zonation of monazite in metamorphic rocks and its implications for high temperature thermochronology: a case study from the Lewisian terrain: *Earth and Planetary Science Letters*, 171(2), 209-220.

ANEXO 1: Petrografía de litofacies

FACIES A

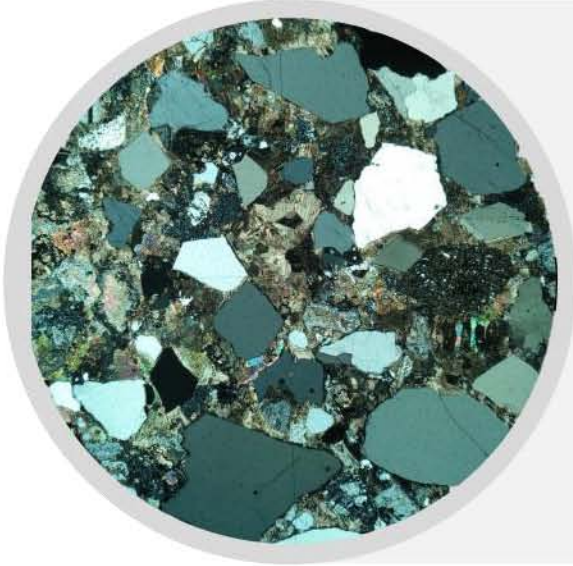


Mudstone rico en arcilla compuesto por una matriz rica en carbonato, arcilla y materia orgánica. Son comunes granos de pirita o pseudomorfos de pirita sustituida por óxidos de Fe, con formas prismáticas o framboidales. Se observan algunos cristales de cuarzo, radiolarias, y un fragmento de pelecípodo.

En toda a lámina se desarrolla una laminación primaria continua, que es apenas evidente en algunas porciones de la lámina. Paralela a esta foliación se observan algunos planos de disolución o estilolitas discontinuas, que ocurren preferentemente en los bordes de fósiles o clastos de cuarzo o bien en aquellos sectores que son más enriquecidos en arcilla. Los radiolarios se observan aplastados y alargados en la dirección de la foliación. También se ven afectados por disolución por presión en dos de sus extremos, evidenciados por la presencia de planos de disolución ricos en materia orgánica y arcilla. Se observan una serie de vetillas, distanciadas entre sí por varios mm, que tienen un espesor menor o igual a 1mm y que se forman a 45 grados de los planos de foliación.

Abundancia: Calcita>arcilla>FeOx y Py>Qz

FACIES B



Arenisca calcárea

- 1. Clasificación:** moderada
- 2. Redondez:** los cristales son subredondeados a subangulosos
- 3. Contacto entre granos:** es soportado por matriz, la mayoría de los granos no están en contacto entre sí. Algunos contactos son puntuales o rectos.
- 4. Deformación suave:** Se observa deformación suave en algunos líticos ricos en arcilla (*squeezing*).
- 5. Pegamentos:** en buena parte de la lámina, se observan cristales de calcita sintaxial. Se distingue cementante de cuarzo epitaxial aunque es escaso.
- 6. Sustituciones:** alomórfica de K- Fdp y Plagioclasa por arcilla. Pseudomórfica de sulfuros por óxidos. Calcita sustituye varios cristales, p. ej. Cuarzo y feldespatos.

Cuarzo	Feldespato	Otros (Accesorios)	Líticos Ígneos	Líticos Metamórficos	Líticos Sedimentarios
Monocristalino Policristalino Deformado Qz-Lm	Plagioclasa K-Feldespato	Calcita Óxidos de Fe y Ti Titanita Epidota Pirita Circón	Felsítico Lathwork	Lmp (antes 2-3) ₃₋₄ Lmp ₁ Lmf ₂₋₃	Wackstone-Packstone Packstone Lutita calcárea

Abundancia: **Qz > L. ígneos > plg > K-fdp > L. met > L. sed**

Sobre los clastos presentes:

- Varios cristales de cuarzo monocristalino presentan abundantes inclusiones fluidas acuosas y de fundido.
- La mayoría de los cristales de plagioclasa presentan maclado polisintético.
- Se observan varios cristales de circón alojados en cuarzo monocristalino.
- El k-feldespato se ve en la mayoría de los casos sustituido por arcillas, por ejemplo, sericita. La plagioclasa también se observa parcialmente sustituida por arcilla.
- Titanita, pirita y circón son los minerales accesorios más abundantes.
- Líticos felsíticos: en su mayoría presentan una matriz de cuarzo criptocristalina y cristales de plagioclasa y cuarzo, así como abundantes óxidos. La mayoría de los líticos ígneos son felsíticos y ocurren de forma escasa los de tipo Lathwork.
- Qz en Lm: presenta textura granoblástica, límites ameboides entre granos, extinción ondulosa y evidencias de recristalización.
- Lmp₁: foliación continua, definida por arcillas ordenadas paralelas entre sí, puede distinguirse que hay algunos cristales de mica formando el clivaje. Se observan abundantes óxidos de Fe.
- Lmp₃₋₄: foliación continua dominada por cristales de muscovita compuesta por más de una lámina (de libro).
- Lmf₂₋₃: foliación discontinua donde los dominios de clivaje se componen por mica blanca y óxido. Se distinguen algunos cristales de biotita en los dominios de clivaje. Los microlitones se componen por cuarzo estirado paralelo a la orientación del clivaje. El cuarzo presenta extinción ondulante y recristalización por SGR.

FACIES B2



Arenisca calcárea

- 1. Clasificación:** moderada
- 2. Redondez:** los cristales son subredondeados a subangulosos
- 3. Contacto entre granos:** soportado por matriz, la mayoría de los granos no se tocan entre si. Algunos contactos son puntuales o rectos.
- 4. Deformación suave:** fragmentos ricos en arcillas o en micas presentan deformación suave (*squeezing*)
- 5. Pegamentos:** cementante de calcita con textura sintaxial.
- 6. Sustituciones:** alomórfica de K- Fdp y Plagioclasa por arcilla. Pseudomórfica de sulfuros por óxidos. Calcita sustituye varios cristales, p. ej. Cuarzo y feldespatos.

Se distingue una foliación discontinua, anastomosada, definida por planos estilolíticos ricos en óxidos, sulfuros y arcillas. En los microlitones, los cristales en contacto con dichos planos presentan evidencias de disolución en sus bordes.

Cuarzo	Feldespatos	Otros (Accesorios)	Líticos Ígneos	Líticos Metamórficos	Líticos Sedimentarios
Policristalino Monocristalino	Plagioclasa K- feldespato (Microclina)	Epidota Óxidos de Ti y Fe Titanita Circón Calcita	Felsítico Lathwork	Lmf ₁₋₂ Lmp ₂	Lutita calcárea Lutita negra limolita

Abundancia: Qz > L. ígneos > plg > K-fdp > L. met > L. sed

Sobre los clastos presentes:

- Felsíticos: matriz criptocristalina de cuarzo con fenocristales de plagioclasa y cuarzo.
- Lathwor: textura similar a la de los felsíticos aunque los fenocristales son solo de plagioclasa
- Lmf₁: se observa el desarrollo de una foliación espaciada, disyutniva, anastomosada y discontinua, definida por dominios de clivaje compuestos por arcilla. Los microlitones se componen de cuarzo que presenta poca a nula orientación preferencial.
- Lmp₂: Compuesto de arcilla principalmente que se ordena formando un clivaje continuo. Se distinguen algunos cristales de mica que siguen la orientación preferencial de la arcilla.
- Lutita calcárea: matriz carbonatada con un alto contenido de arcilla y pirita framboidal o pseudomorfos de óxido de Hierro de las mismas.
- Lutita negra: compuesta por arcilla y óxidos de Hierro principalmente.
- Limolita: compuesta por fragmentos de cuarzo mono y policristalino, circón, mica y plagioclasa.

FACIES B: EP-G1



Arenisca calcárea

1. **Clasificación:** moderada.
2. **Redondez:** los cristales son angulosos a subangulosos.
3. **Contacto entre granos:** soportado por matriz, la mayoría de los clastos no están en contacto entre sí. Los contactos que hay son rectos o puntuales.
4. **Deformación suave:** Se observa algo de deformación suave en fragmentos ricos en arcillas. Localmente, estos clastos se deforman produciendo una pseudomatriz.
5. **Pegamentos:** cementante de calcita con textura sintaxial. Localmente se observa pseudomatriz de arcilla.
6. **Sustituciones:** alomórfica de K- Fdp y Plagioclasa por arcilla. Pseudomórfica de sulfuros por óxidos.

Se observa la formación de un clivaje espaciado, disyuntivo, con morfologías estilolíticas que es poco penetrativo. Este se localiza en aquellas porciones de las muestras que presentan pseudomatriz rica en arcilla, ya que en aquellas zonas de la lámina donde el cementante es calcita, no se observa el desarrollo de dominios de clivaje y los granos conservan su forma original o primaria. En los dominios de clivaje se localizan superficies de disolución en las que se concentran óxidos, arcillas y algo de materia orgánica. En los microlitones se observan los granos de la roca original que preservan su textura aunque la forma de los granos evidencia el efecto de la disolución. Además de disolución se observan algunos cristales fracturados y desplazados. Hay transferencia de solución hacia los costados de objetos rígidos, formando alas de calcita y mica blanca.

Cuarzo	Feldespatos	Otros (Accesorios)	Líticos Ígneos	Líticos Metamórficos	Líticos Sedimentarios
Monocristalino Policristalino Deformado Qz en Lm	Plagioclasa K-Feldespatos (Microclina)	Calcita Titanita Óxidos de Ti y Fe Circón Epidota Mica (Mvt)	Felsíticos Microlíticos		Lutita negra Lutita carbonatada Mudstone con bioturbación

Abundancia: Qz > L. ígneos > plg > K-fdp > L. met > L. sed

Sobre los clastos presentes:

- El K-Feldespatos es principalmente Microclina euedral que casi no está reemplazada por arcilla.
- Presenta intraclastos grandes de lutita parecidos a aquellos de la muestra c
- Felsíticos: matriz criptocristalina de cuarzo, y presenta fenocristales de cuarzo y plagioclasa. Además se observa en la matriz algunas micas y óxidos de Fe.
- Lathwork: Fenocristales de plagioclasa en una matriz criptocristalina de feldespatos o vítrea?
- QzLm: Presenta extinción ondulante y migración de borde de grano.
- Lutita negra: alto contenido de arcilla y óxidos.
- Lutita carbonatada: matriz de carbonato con alto contenido de arcilla.
- Mudstone: material calcáreo con algunos cristales de calcita y de cuarzo. Tiene una estructura masiva y bordes pocos definidos.

FACIES C



Arenisca calcárea

1. **Clasificación:** alta, sin considerar los intraclastos; baja, considerándolos.
2. **Redondez:** los cristales son angulosos a subangulosos
3. **Contacto entre granos:** soportada por los clastos, la mayoría de los cristales está en contacto con otros aledaños. Estos contactos son rectos y en menor abundancia, cóncavo – convexos.
4. **Deformación suave:** ocurre en líticos sedimentarios ricos en arcilla o en materia orgánica. Dichos fragmentos desarrollan una pseudomatrix localizada.
5. **Pegamentos:** Cementada por calcita sintaxial o poikilotópica. Pseudomatrix, localmente.
6. **Sustituciones:** sustitución alomórfica de feldespatos por calcita y arcillas; pseudomorfo de pirita sustituidos por óxidos de Fe.

Presentan abundantes intraclastos, que se clasifican como Lsp. Éstos se componen de una matriz carbonatada, materia orgánica, fósiles (radiolarios), cuarzo y algunos granos de pirita u óxidos de Fe. Presentan desarrollo de clivaje y sus bordes son suaves o difusos. En el grueso de la lámina, se observa el desarrollo de un clivaje poco penetrativo, que es discontinuo y disyuntivo. Los dominios de clivaje son ricos en materiales arcillosos (p. ej. Clorita y mica blanca), óxidos y materia orgánica, lo que sugiere que estos planos se forman a partir de disolución. El arreglo de los dominios de clivaje es anastomosado, son ondulados a estilolíticos y afectan los bordes de grano, disolviéndolos. En los intraclastos, ricos en arcilla, se observa un clivaje mejor desarrollado o más penetrativo, con presencia de estructuras de cizalla (P. ej. estructuras SC) o micro-plegamiento, lo cual puede sugerir que estos intraclastos presentaban una foliación previa.

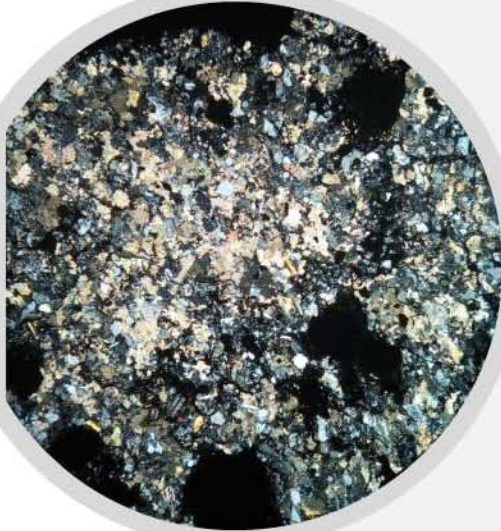
Cuarzo	Feldespato	Otros (Accesorios)	Líticos Ígneos	Líticos Metamórficos	Líticos Sedimentarios
Monocristalino	Plagioclasa	Mica	Felsítico	Lmf ₁₋₂	Lsp
Policristalino	Microclina	Pirita			Wackstone
Deformado		Epidota			
		Titanita			
		Calcita			
		Apatito			
		Anfíbol			
		Clorita?			

Abundancia: Qz > L. ígneos > plg > K-fdp > L. sed > L. met

Sobre los clastos presentes:

- Plagioclasa con maclado polisintético y de Carlsbad, comúnmente reemplazada por calcita.
- Intraclastos (Lsp): se observa foliación primaria. Presenta un alto contenido en material carbonatado, materia orgánica, arcilla, fósiles y algunos granos de pirita u óxidos de Hierro y cristales de cuarzo. Sus bordes son suaves o difusos.
- Lmf₁₋₂: se observa una foliación espaciada, discontinua, disyuntiva y anastomosada definida por dominios de clivaje compuestos por arcillas y microlitones de cuarzo sin o poco deformado.
- Felsítico: cuarzo critpocristalino con fenocristales de plagioclasa y cuarzo
- Plagioclasa con maclado polisintético y de Carlsbad, comúnmente reemplazada por calcita.

FACIES C2



Arenisca calcárea

- 1. Clasificación:** moderada a baja, baja considerando la pirita y los intracastos.
- 2. Redondez:** En la parte más sana de la roca se observan bordes angulosos a subangulosos.
- 3. Contacto entre granos:** se observan contactos rectos y cóncavo - convexos. Algunos contactos están modificados por la deformación.
- 4. Deformación suave:** líticos sedimentarios ricos en arcilla. Estos generan una pseudomatriz localizada (*Squeezing*). Se observan algunas micas plegadas (*Kinking*).
- 5. Pegamentos:** cementante conformado por calcita con textura poikilotópica.
- 6. Sustituciones:** algunos cristales de feldespato presentan sustitución alomórfica por arcillas y pseudomorfos de pirita sustituida por óxidos de Fe.

Cuarzo	Feldespato	Otros (Accesorios)	Líticos Ígneos	Líticos Metamórficos	Líticos Sedimentarios
Monocristalino Policristalino	Plagioclasa K-Feldespato (Microclina)	Anfíbol Titanita Clorita Muscovita Biotita Calcita Pirita Óxidos de Fe	Felsítico	Lmf1-2	Lutita negra (Lsp)

Abundancia: Qz > L. ígneos >= plg > K-fdp > L. sed > L. met

Sobre los clastos presentes:

- Intraclastos (Lsp): se observa foliación primaria. Presenta un alto contenido en material carbonatado, materia orgánica, arcilla, fósiles y algunos granos de pirita u óxidos de Hierro y cristales de cuarzo. Sus bordes son suaves o difusos.
- Lmf₂: se observa una foliación espaciada, discontinua, disyuntiva y anastomosada definida por dominios de clivaje compuestos por arcilla y algunas micas, y microlitones de cuarzo sin o poco deformado.
- Felsítico: cuarzo critpocristalino con fenocristales de plagioclasa y cuarzo
- Lathwork: se distinguen plagioclasas de tamaños varios pero el cuarzo es ausente.

FACIES D



Limolita

Clastos (min a máx), subredondeados a angulosos, matriz soportada. Presenta localmente cristales poikilotopicos de calcita, la matriz se encuentra ampliamente alterada a sericita.

Se observa sustitución alomórfica de K- Fdp y Plagioclasa por arcilla, de plagioclasa por calcita y pseudomórfica de sulfuros por óxidos.

Las arcillas son muy abundantes en esta lámina y se orientan definiendo un clivaje secundario, espaciado, disyuntivo y anastomosado, que afecta al grueso de la roca. Su abundancia parece deberse a la alteración de los componentes de esta roca.

Cuarzo	Feldespato	Otros (Accesorios)	Líticos Ígneos	Líticos Metamórficos	Líticos Sedimentarios
Monocristalino Policristalino	Plagioclasa con maclado polisintético y de Carlsbad	Calcita Apatito Titanita Pirita/FeOx Circón	Felsítico Lathwork Intraclastos 1	¿?	Extraclastos 2 Intraclastos 3

Sobre los clastos presentes:

- Felsíticos: fenocristales de cuarzo y plagioclasa
- Lathwork: fenocristales de plagioclasa y matriz de feldespato y clinopiroxeno.
- Se observan intraclastos milimétricos de 3 naturalezas diferentes:
 1. Intraclastos ígneos: matriz criptocristalina en que se distinguen arcillas que se ordenan en dos direcciones ortogonales entre sí, lo que sugiere un proceso de alteración o sustitución. (matriz de vidrio sustituido? Y cristalitos). Se compone de clastos de cuarzo, plagioclasa, cristales de feldespato sustituidos por arcillas, en algunos casos circón y clinopiroxeno. Pocos óxidos. Desarrollan un clivaje muy suave continuo con aquel que afecta la matriz.
 2. Extraclastos carbonatados. Muy enriquecidos en material arcilloso, que comúnmente presente un clivaje penetrativo, que no es necesariamente continuo con aquel que afecta toda la roca. Los clastos que contiene, calcáreos? y de cuarzo son afectados por los planos de disolución y presentan formas alargadas congruentes con dicho clivaje. Presentan un mayor contenido de óxidos. Presentan algunas vetas que no continúan fuera del clasto.
 3. Intraclastos con una textura masiva, matriz calcárea y un contenido bajo de arcilla. Presentan un alto contenido de óxidos y piritas framboidales, se distinguen radiolarios y algunos cristales de calcita. Donde incrementa el contenido de arcilla, generan un clivaje con aquel que afecta al volumen de roca.

Anexo 2. Petrografía de vetas.

VETAS

Material que precipita en sitios de dilatación durante la deformación de cuerpos de roca, a partir de una solución acuosa o un fundido.

El material es transportado al interior de la veta mediante: **advección**, Fracturas, porosidad o bordes de grano y **difusión**: a partir del encajonante, en un sistema cerrado, a partir de un fluido estacionario o circulante

Los minerales que conforman las vetas pueden crecer a partir de: **Un sólo episodio de apertura**, de forma gradual; o bien por **varios episodios de apertura**, de forma periódica (*crack and seal m.*).

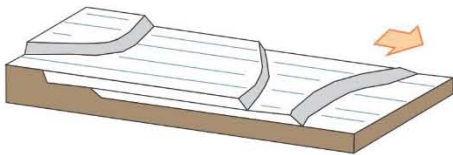
Crack & Seal Mechanism

A partir de un detallado análisis de la textura de vetas tectónicas asociadas con deformación en la corteza superior, Ramsay (1980), propuso un mecanismo para explicar su formación: "*Crack and seal mechanism*". Éste explica cómo ocurren las bandas y *trails* de inclusiones y el particular hábito fibroso de los minerales formadores de dichas vetas. Este mecanismo sucede como se describe en la siguiente secuencia:

1. Las rocas se distorsionan elásticamente hasta alcanzar un valor crítico en que se forma una fractura. Probablemente dicho fracturamiento se asocia con la presión de fluido en la roca (fracturamiento hidráulico).
2. Estas fracturas son rellenadas por material cristalino derivado de la disolución por presión en la roca caja y transferencia química de este material del encajonante a la veta.
3. Este proceso se repite. Se forman nuevas fracturas en el contacto veta-caja añadiendo nuevo material a la veta. Algunos fragmentos del encajonante son preservados en el interior de las vetas como inclusiones, entre cada episodio de fracturamiento marcando estadios sucesivos de crecimiento de la veta.
4. Si la distorsión finita es alta, las vetas sufren acortamiento, facilitado por *buckling* y la formación de estilolitas.

2 TIPOS DE VETAS:

1. DE CIZALLA



- Asociadas con cizalla y plegamiento
- Acumulan grandes desplazamientos
- Contienen fibras/cristales elongados de carbonatos, cuarzo, clorita, etc.
- Las fibras (*slickenfibres*) son paralelas a los planos (*slickenside*)
- Crecen a bajo ángulo del borde de la veta. Paralelas a la estratificación.
- Laminación conformada por *trails* de inclusiones que consisten en fragmentos del encajonante, brechas o *slickolites*

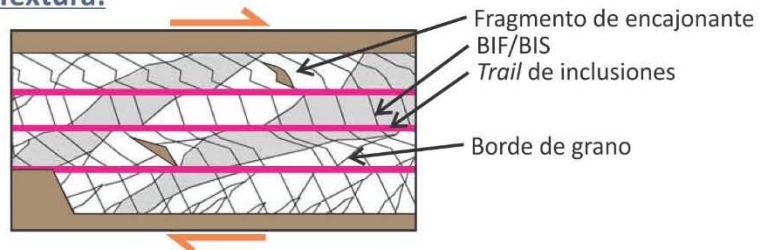
ELEMENTOS TEXTURALES:

- | | | |
|--------------------------------------|--|--|
| 1. Borde de veta | Rectos y suaves | Dentados y difusos |
| 2. Dirección de crecimiento | Unidireccional | Bidireccional |
| 6. Contacto entre cristales | Rectos | Dentados |
| 3. Bandas de IF e IS | Superficies irregulares de 2 a 30µm que reflejan la geometría y posición previa del contacto veta-caja en el tiempo de su formación. Inter/Intracristalinas | caja veta
BIS: sólidas BIF: fluidas |
| 4. Trails de IF e IS | Conectan escalones en BIF/BIF y sus puntos correspondientes en la caja. Son oblicuas al borde de la veta. Se cree que registran la trayectoria de apertura de la veta. | caja veta
IT: trails de inclusiones |
| 5. Bandeamiento composicional | Visible en lámina delgada y mediante CL. Se asocia con cambios en la dirección y tasa de apertura, y en la composición del fluido.
Paralelo a BIF y BIS. | caja veta
Comp 1 Comp 2 Comp 3 |

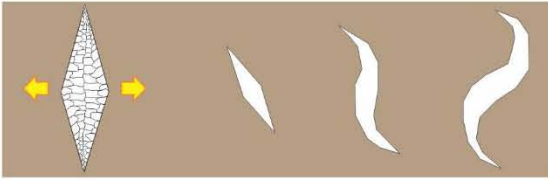
Factores que controlan la textura de las vetas:

- Tasa de apertura
- Tasa de crecimiento
- Crecimiento iso o anisotrópico: crecimiento preferencial en alguna dirección cristalográfica (CPO)
- Rugosidad de la fractura: determina el tamaño de grano inicial. Superficies irregulares generan bordes de grano que migran a las asperidades, acunando los cristales en la dirección de crecimiento.
- La superficie puede cambiar durante el crecimiento de la veta

Textura:

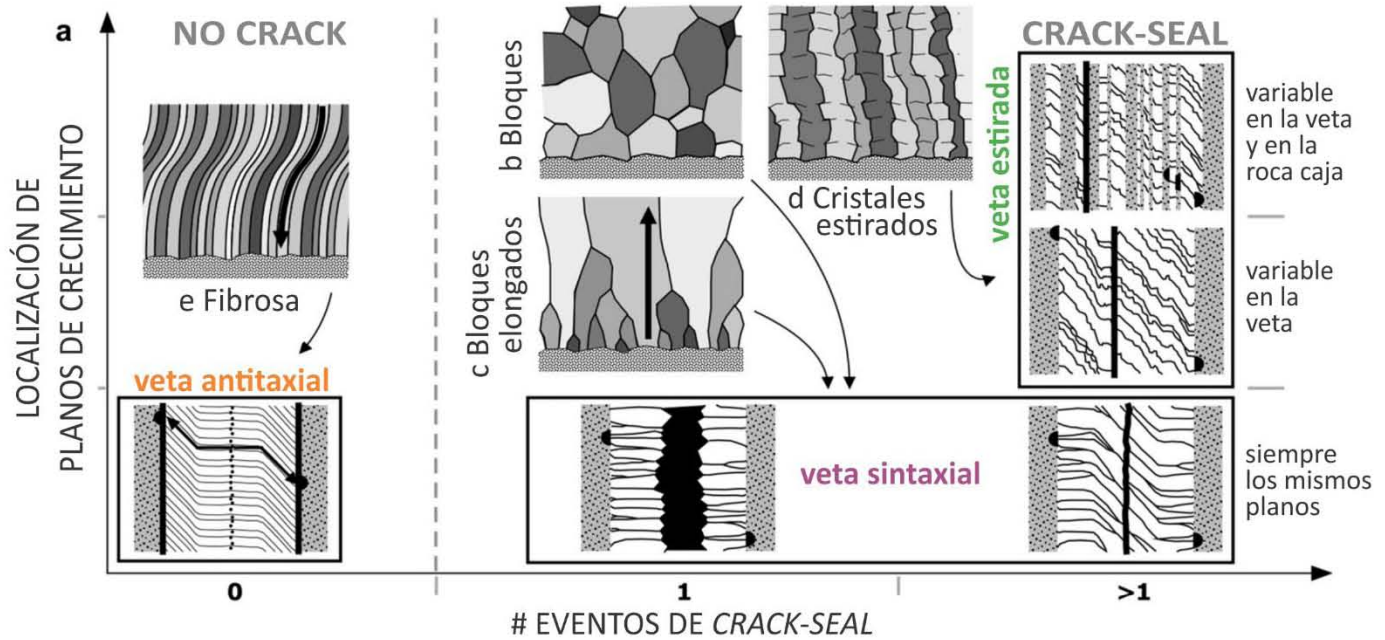


2. DE TENSIÓN O EXTENSIONALES



- Crecen a alto ángulo del borde de la veta
- Forman arreglos escalonados *Echelon tension gashes (ETG)*
- Los ETG pueden ser continuos o separados por porciones del encajonante llamados puentes
- Los ETG se abren en dirección paralela a la dirección de extensión instantánea máxima.
- Marcadores de deformación progresiva.

Clasificación de textura:



Veta Sintaxial

Veta Antitaxial

Veta Estirada

Dirección de crecimiento

Encajonante al interior de la veta o de un lado a otro de la veta.

Interior de la veta al encajonante

Crecimiento no sistemático.

Eventos de crack-seal

1 ó >1. Apertura en un mismo plano hacia el frente de crecimiento.

Ninguno o uno que forma la zona media de la veta

>1. Apertura en diversos planos aleatorios, en la caja y la veta

Extensión de los cristales

Crecen a partir de granos del encajonante hasta un plano central o línea de sutura. Ningún cristal la cruza.

Crecen a partir de la zona media en ambas direcciones.

Se extienden a lo largo de toda la veta.

Forma de los cristales y crecimiento

a) Bloques. Crecimiento en un espacio lleno de fluido, se generará un frente de facetas cristalinas. Donde $Nucleación > Crecimiento$. Cristales ecuanter.

b) Bloques elongados. Δ tasa de crecimiento = alta competencia de crecimiento. Cristales con forma de navaja, unos se estrechan mientras otros se ensanchan en dirección del crecimiento. $Nucleación < Crecimiento$. Requiere menos energía extender cristales preexistentes.

Fibras, con continuidad óptica a lo largo de la veta, crecen desde la zona media. Simétricas. Razón largo/ancho muy altas. Baja competencia de crecimiento.

No hay competencia de crecimiento, los granos se estiran por la constante inserción de discos. Razón largo/ancho muy altas

Borde de los cristales

Rectos o Dentados

Rectos

Dentados

Bandas de inclusiones

Paralelas al borde de la veta

No son comunes

Paralelas al borde de la veta

Trails de inclusiones

Oblicuas al borde de la veta

No son comunes

No aplica

Paralelas a la estratificación

VR PAR 1



LM PAR 3



1cm

EP PAR 1



LM PAR 2



Vetas escalonadas

EP G1



EP S3



1cm

EX1



EX3



EP EXT PB



LM EXT 1



VR EXT 1



EP S1



Paralelas al clivaje



1cm

Vetas tardías

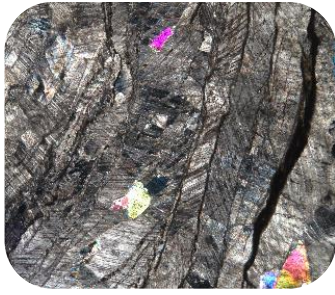


1cm



Muestra: EP PAR 1

Minerales presentes:	Ilmenita, TiOx, FeOx, pirita, circón, monacita	Borde de veta:	---
% qz-cal:	95% calcita 5% cuarzo	Contacto cristales:	Suaves o rectos
Tipo de veta:	Veta de cizalla.	Dirección crecimiento:	Unidireccional. Sobre los planos de IT, hacia la derecha.
Clasificación según textura:	Sintaxial	Línea media:	No aplica
Deformación:	Microplegamiento y estilolitas. Desplazamiento por cizalla dentro de la veta sobre planos de IT: imbricación de granos, sigmoides y estructuras SC.	Extensión de cristales:	Parecen acotarse por IT, sin embargo, algunos alcanzan a cruzar varios dominios definidos por IT en la cima y en la base.
M. Def. Cuarzo:	Extinción ondulante	Forma de cristales:	Bloques elongados.
M. Def. Calcita:	Maclas con <i>kinking</i> Maclas de tipo 1, 2 y 3.	BIF/BIS:	Se observan a lo largo de la muestra como bandas oblicuas a los IT. Se inclinan suavemente hacia la derecha, lo que señala cizalla capa-capa dextral. Las BIS presentan un alto contenido de material arcilloso, sulfuros y óxidos y en algunos casos se observan fragmentos del encajonante.
		Trails de inclusiones:	No se ven rectos, sino que parecen planos estilolíticos. Se componen comúnmente por arcilla, sulfuros y óxidos, por lo que presentan una coloración parda o rojiza. En algunas porciones guardan la textura de la roca caja. En algunos casos son afectados por microplegamiento.



1. Se observan TI ricos en material arcilloso, sulfuros y óxidos, que resultan en una coloración rojiza. La calcita crece unidireccional desde un IT hacia el interior de los segmentos que los IT definen. En los segmentos se distinguen BIS rectas a sigmoidales. 4x NC



2. Charnela de pliegue apretado. Se distingue una geometría casi isoclinal, donde planos de disolución o estilolitas habilitan la disminución del ángulo interflanco de dicho micropliegue. 4x NC



3. Cristales de cuarzo imbricados de forma paralela a la orientación de IT. Su orientación denota cizalla entre las fibras. También se observan maclas paralelas entre sí en varios segmentos definidos por IT. 4x NC

Muestra: VR PAR 1

Minerales presentes:	FeOx,, Pirita.	Borde de veta:	----
% qz-cal:	55-60% calcita 40-45% cuarzo	Contacto cristales:	Rectos.
Tipo de veta:	Cizalla ¿?	Dirección crecimiento:	Se observan varios planos semblantes a planos de disolución, bordeados por pequeños cristales de cuarzo que crecen en ambas direcciones a partir del plano así como, <i>selvages</i> de clorita. Éstos cortan longitudinalmente la veta o bien se localizan sólo en una porción. En un extremo se observan dos de estos planos que contienen cuarzo, de textura granular. Hacia el interior de la veta se distinguen cuarzos elongados que crecen hacia el otro extremo de la veta. Estos están en contacto (tal vez sobrecreciendo) con cristales de calcita granular, que es cortada por un tercer plano de disolución.
Clasificación según su textura:	Sintaxial? Mixta.	Línea media:	No se distingue
M. Def. Cuarzo:	Extinción ondulante. La intensidad de la distorsión parece incrementar en los cristales de mayor tamaño.	Extensión de cristales:	Ningún cristal cruza la veta de extremo a extremo.
M. Def. Calcita:	Maclas de tipo 1 y 2 Kinking en maclas	Forma de cristales:	Bloques elongados y granular
		BIF/BIS:	BIF paralelas al borde de veta, contenidas en cuarzo y son discontinuas. No se observan BIS.
		Trails de inclusiones:	Se observan sistemas de inclusiones fluidas paralelas al lado largo de los cuarzos elongados.



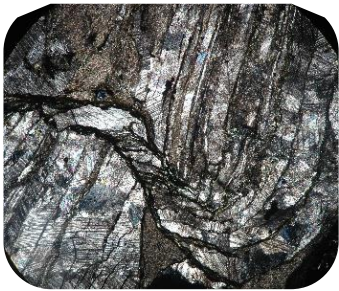
1. Crecimiento de cuarzo desde el borde. Se observa en la porción más externa de la veta granos de cuarzo pequeños con textura de bloques que hacia el interior de la veta van incrementando su tamaño y empiezan a presentar formas elongadas. Continuando hacia el centro de la veta, los granos de cuarzo se estiran en granos de mayor tamaño con textura de bloques elongados, cuyas puntas están en contacto con cristales grandes y granulares de calcita. 4x NC



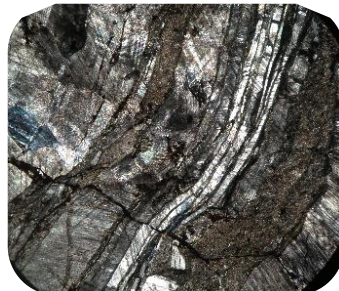
2. En ambos bordes y en la porción central de la veta, se observan una serie de superficies de disolución, alrededor de las cuales crecen cristales de cuarzo de tamaños muy pequeños que progresivamente se vuelven de mayor tamaño y elongados al alejarnos de dichas superficies. 4x NC

Muestra: LM PAR 2

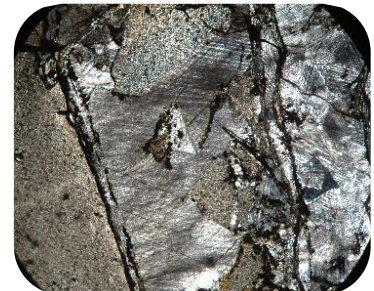
Minerales presentes:	Esfalerita, pirita, FeOx, arcillas.	Borde de veta:	---
% qz-cal:	97% calcita 3% cuarzo	Contacto cristales:	Suaves o rectos y algunos dentados.
Tipo de veta:	De cizalla	Dirección crecimiento:	Unidireccional. La textura no permite distinguir la dirección de crecimiento de cristales, hacia la derecha
Deformación:	Microlegamiento y desplazamiento por cizalla. Etilolitas paralelas al plano axial ricas en clorita fibrosa, presenta también otras arcillas, oxido, sulfuro. Microfallas normales e imbricaciones	Línea media:	No aplica
Clasificación según textura:	Sintaxial?	Extensión de cristales:	La mayoría de los cristales tiene como borde los planos de TI, y en casos escasos cruzan dichos bordes.
M. Def. Cuarzo:	Extinción ondulosa	Forma de cristales:	Los cristales son bloques en su mayoría. En algunos casos la distancia entre los TI es grande y en otros pequeños, lo cual gobierna el tamaño de los cristales
M. Def. Calcita:	Maclas de calcita, alto ángulo de IT	BIF/BIS:	Se observan BIF y BIS. Las BIS se observan como planos muy irregulares que están enriquecidas en materiales arcillosos, óxidos y sulfuros. En varios casos se observan fragmentos del encajonante. Las BIS se inclinan hacia la izquierda a bajo ángulo respecto de los TI
		Trails de inclusiones:	En la mayoría de los casos se preservan franjas completas del encajonante. En estos se observa un clivaje bien desarrollado, estructuras SC y procesos de alteración o cloritización cuando próximos a las estiolitas paralelas al plano axial.



1. Zona de cizalla que desplaza varias fibras. a dirección de este desplazamiento es consistente con el plegamiento de la muestra. En el interior se observan estructuras de cizalla. 4x NC



2. Fibras que conforman la veta, limitadas por TI. Se distinguen fibras en las que se preservan tiras de encajonante remanente, paralelas a las fibras. 4x NC



3. En la parte izquierda se observan varios IT muy pegados entre sí, que parecen BIS de vetas de tensión. Del lado derecho se observan algunos fragmentos de la roca caja en el interior de la veta, en cuyos bordes se acumulan de óxidos.

Muestra: LM PAR 3

Minerales presentes:	Barita, ilmenita, monacita, pirita, circón	Borde de veta:	Rectos
% qz-cal:	95-98% calcita 5-2% cuarzo	Contacto cristales:	Suaves o rectos. En algunos casos se aprecian dentados, aunque esto es por desface de los cristales por deslizamiento sobre los planos de TI
Tipo de veta:	De cizalla	Dirección crecimiento:	Unidireccional. Las BIS se forman a alto ángulo de los TI inclinándose hacia la derecha lo que indica un crecimiento hacia la izquierda
Clasificación según su textura:	Sintaxial	Línea media:	No aplica
Deformación:	Se observan algunos planos estilolíticos que	Extensión de cristales:	Algunos limitados entre fibras definidas por TI, pero algunos cristales atraviesan más de 1 o 2 planos de TI.
		Forma de cristales:	Bloques

cortan de forma oblicua la foliación definida por los TI. Estas estilolitas son ricas en clorita fibrosa y presentan otras arcillas y óxidos.

M. Def. Cuarzo: ---

M. Def. Calcita: Maclas tipo 1, 2 y 3

BIF/BIS: BIS: se observan una serie de BIS paralelas entre sí y muy cercanas entre sí. No están presentes en todas las fibras limitadas por TI. En algunos casos las bandas son afectadas por a cizalla modificando un poco su geometría. En algunos casos las BIS presentan fragmentos de encajonante que contienen vetas similares a las observadas fuera de la veta. En algunos casos las BIS son acompañadas por BIF.

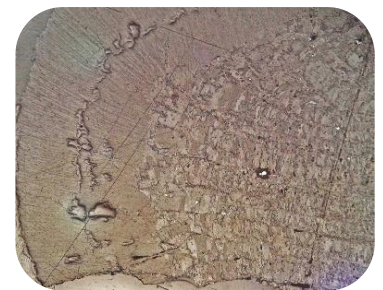
Trails de inclusiones: Algunos son muy delgados, aunque la mayoría son gruesos donde incluso están se alojan fragmentos del encajonante. La mayoría se compone de arcilla y óxidos. En los trails gruesos se observan procesos de cloritización, se observa una foliación y se preserva parte de la roca caja (lutita calcárea con contenido de m. orgánica y presencia de fósiles). En estos TI es común el plegamiento y una apariencia ondulosa o estilolítica. En muchas ocasiones se observan estructuras asociadas con la cizalla en éstos como plegamiento, estructuras SC e imbricaciones.



1. TI que separan fibras de calcita mientras que las BIS se inclinan consistentemente a la derecha acusando la dirección de crecimiento de las fibras. Se observan fragmentos de la roca caja con y sin vetas. 4x NC



2. Estructuras S-C de maclas en fibras de calcita. Dichas estructuras señalan cizalla simple en los bordes de las fibras. 4x NC



3. Zona de charnela en que se distinguen vetas radiales y clivaje de plano axial en el encajonante. 4x LR

Muestra: VR EXT 1

ENCAJONANTE

Facies A. Se compone fundamentalmente por cristales de calcita angulosos a semiredondeados con contactos rectos modificados por un clivaje secundario. Se observa también la calcita como cementante aunque en muchos sitios se observan arcillas en los bordes de los cristales. Estos elementos texturales, acusan una alta recristalización, posiblemente asociada con la diagénesis de estas rocas. Se observan algunos cristales de cuarzo, líticos felsíticos, material arcilloso, feldespato, óxidos y sulfuros (pirita, esfalerita). Principalmente se distingue sustitución pseudomórfica de sulfuros por óxidos, alomórfica de arcillas por feldespato y recristalización de calcita. Se observa el desarrollo de un clivaje secundario que es muy penetrativo en la roca. Es disyuntivo, discontinuo, con dominios de clivaje anastomosados y ricos en arcillas, óxidos y sulfuros, que alcanzan más de 1mm de longitud. Estos dominios de clivaje son planos de disolución que afectan a los cristales de los microlitones. Este clivaje está a 35° del borde de la veta.

VETA

Minerales presentes:	FeOx, Pirita.	Borde de veta:	Recto. Algunos cuarzos comienzan desde el encajonante y en otras porciones, no hay correspondencia entre el encajonante y los minerales formadores de la veta.
% qz-cal:	60% calcita 40% cuarzo	Contacto cristales:	Suaves a ligeramente dentados en algunas partes, posiblemente se deba al corte de la lámina.
Tipo de veta:	De tensión	Dirección crecimiento:	Bidireccional, del centro de las vetas a los lados.
Clasificación según su textura:	Antitaxial	Línea media:	Tenue, se observa como una ligera discontinuidad en las fibras o como cristales granulares de calcita. No se acumulan óxidos, posiblemente por la composición del encajonante. Se observa simetría alrededor de ésta.
M. Def. Cuarzo:	Extinción ondulosa a lo ancho del	Extensión de cristales:	Continuos a lo largo de la veta, en su porción central y de extremo a extremo

crystal, definiendo varias subfibras paralelas entre sí. También presenta extinción ondulosa a lo largo de los cristales

M. Def. Calcita: Maclas tipo 1 y 2

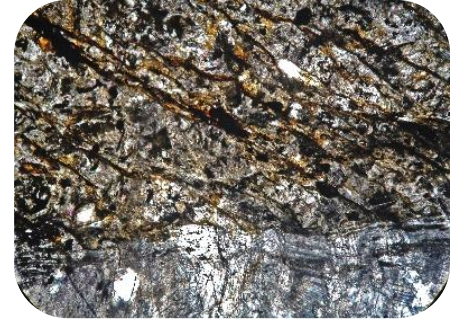
Forma de cristales: Fibras ópticamente continuas y curvadas hacia la porción central de la veta. En la línea media estas fibras son paralelas hacia ambos lados.

BIF/BIS: Paralelas al borde de veta, discontinuas. Las BIF son comunes a lo largo de las fibras y paralelas al borde de veta, y son continuas y discontinuas. Las BIS se encuentran únicamente en la porción más próxima al borde de veta.

Trails de inclusiones: Se observan arreglos de inclusiones fluidas paralelas a los bordes de grano, es decir, paralelas a su lado largo.



1. Sección transversal de la veta. Cristales fibrosos que cruzan de borde a borde la veta. Se observa una línea media que denota simetría en los cristales. Esta línea se distingue por el cambio en la extinción de los cristales. Los bordes de los cristales son rectos.



2. Abundantes BIS paralelas al borde de veta. Son continuas entre cristales adyacentes. El borde de la veta es oblicuo al clivaje secundario que se desarrolla en la roca caja. 4x NC

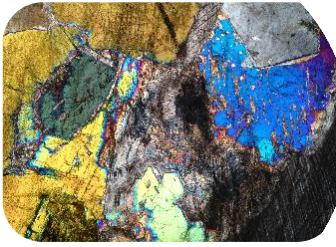
Muestra: EP G1

ENCAJONANTE

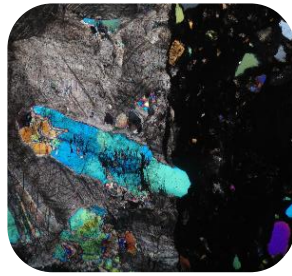
Arenisca volcániclastica de la Facies B. Ver la descripción de la lámina Gorda 1 en el anexo de Petrografía de Facies.

VETA

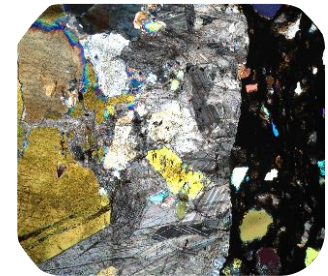
Minerales presentes:	FeOx, Pirita.	Borde de veta:	Recta. Algunos cristales de cuarzo presentan continuidad con los cristales elongados que conforman la veta
% qz-cal:	60% calcita 40% cuarzo	Contacto cristales:	Rectos
Tipo de veta:	De tensión	Dirección crecimiento:	Unidireccional del borde hacia el otro extremo
Clasificación según su textura:	Sintaxial.	Línea media:	No se observa.
M. Def. Cuarzo:	Extinción ondulosa	Extensión de cristales:	Los cristales parecen cruzar toda la veta, aunque cruzan en conjunto no como cristales individuales.
M. Def. Calcita:	Maclas tipo 1 y 2	Forma de cristales:	Bloques elongados. Los cristales son más pequeños en el borde que en la parte central, donde alcanzan algunos mm de longitud. En algunos sitios se observan sobrecrecimientos de calcita, que se ordenan en hileras paralelas entre sí y parecen seguir a) planos de macla b) planos de exfoliación. Dentro de la veta se observan algunos planos de disolución que tienen un alto contenido de óxidos(?), estos se encuentran a alto ángulo de la pared de la veta cortan todos los cristales y parecen rellenar fracturas
		BIF/BIS:	Se distinguen abundantes BIS discontinuas y paralelas al borde de la veta, que se alojan principalmente en cuarzo próximas al borde.
		Trails de inclusiones:	No se distinguen.



1. Textura de crecimiento de granos de cuarzo, controlado por el maclado de la calcita que lo subyace. 4x NC



2. El borde de la veta es ondulado y se observan algunos cristales que crecen a partir de granos del encajonante. Se distingue un cristal de cuarzo con textura de bloques elongados que presenta BIS, continuas y discontinuas con los cristales adyacentes de calcita. 4x NC



3. El borde de la veta es abrupto donde el encajonante y cristales de calcita se encuentran. Son comunes las bandas de inclusiones sólidas en cristales de calcita, donde son continuas en varios cristales adyacentes

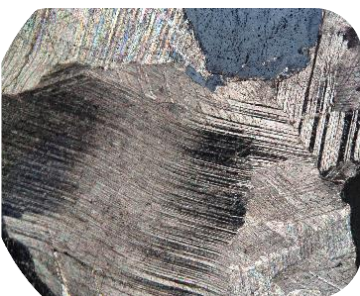
Muestra: EP S1

ENCAJONANTE

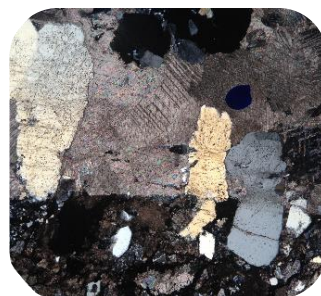
Arenisca volcanoclástica de la Facies B. Ver la descripción de la lámina Facies B en el anexo de Petrografía de Facies.

VETA

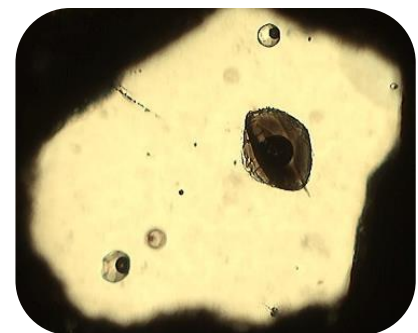
Minerales presentes:	Ilmenita, FeOx, marcasita, pirita, circón y monacita.	Borde de veta:	Recto a dentado. Se distinguen algunos cristales, principalmente de cuarzo que crecen a partir de cristales del encajonante.
% qz-cal:	65% calcita 35% cuarzo	Contacto cristales:	Los bordes entre los granos son dentados entre cuarzo-cuarzo y las calcitas entre sí tienen contactos planares a ligeramente dentados.
Tipo de veta:	De tensión	Dirección crecimiento:	Se observa continuidad de muchos granos de cuarzo desde el encajonante al interior de la veta, produciendo cristales estirados.
Clasificación según su textura:	Cristales estirados	Línea media:	No se distingue línea media, pero se observa una acumulación de cuarzo en la parte central de la veta.
M. Def. Cuarzo:	Extinción ondulosa	Extensión de cristales:	Cruzan toda la veta, de extremo a extremo.
M. Def. Calcita:	Maclas de tipo 1, 2 y 3. <i>Kinking</i> .	Forma de cristales:	Cristales estirados. Se observan variaciones en el espesor de los cristales, aunque no se observa acuñaamiento
		BIF/BIS:	No se distinguen SIB. Las FIB se ordenan tanto paralelas al borde de la veta como a lo largo de los cristales de cuarzo. Las FIB coinciden con los dientes de los cristales
		Trails de inclusiones:	No se distingue.



1. *Kinking* en maclas de calcita. 4x NC



2. El borde de la veta es recta a poco ondulosa. Algunos cristales de cuarzo crecen a partir de otros en el encajonante, con textura de bloques elongados. Se BIS paralelas al borde de la veta. 4x NC



3. inclusiones de fundido y fluidas en cuarzo del encajonante. 4x LP

Muestra: EP S2

ENCAJONANTE

Arenisca volcanoclástica de la Facies B. ver petrografía de la muestra facies B2 en el anexo de petrología de facies.

VETA

Minerales presentes:	FeOx	Borde de veta:	Ondulados. En algunos cristales se observa continuidad entre los cristales de la veta y granos en el encajonante
% qz-cal:	50% calcita 50% cuarzo	Contacto cristales:	En los bordes de la veta y escasas porciones en la zona media de la veta, se observan bordes dentados. En la porción media de la veta, dominan los bordes rectos.
Tipo de veta:	De tensión	Dirección crecimiento:	Aleatoria en los bordes y hacia el interior del cristal en la porción central
Clasificación según su textura:	Elongada y sintaxial	Línea media:	Zona de sutura, no se observa una línea con acumulación de material.
M. Def. Cuarzo:	Extinción ondulosa	Extensión de cristales:	Algunos parece que cruzan toda a veta, aunque la mayoría parece crecer hasta la porción media de la veta
M. Def. Calcita:	Maclas de tipo 1 y 2	Forma de cristales:	En el borde de la veta los cristales de cuarzo son alargados o estirados, mientras que aquellos de calcita se observan como cristales de mayor tamaño que rellenan el espacio entre los cristales de cuarzo pues se extienden del borde hasta partes más internas en la veta. Hacia la porción central de la veta, la mayoría de los cristales de cuarzo toman formas un poco más ecuanter y los bordes de grano se van haciendo rectos.
		BIF/BIS:	Se observan abundantes BIS próximas al borde de la veta. Son paralelas al borde, discontinuas y se alojan principalmente en cristales de cuarzo. Las BIS coinciden con los dientes de los contactos entre cristales de la veta. No se distinguen BIF
		Trails de inclusiones:	No aplica



1. Cristales estirados con bordes dentados. Se distinguen BIS que conectan con las cerraduras en los bordes de los cristales. 4X NC



2. Textura en la porción central de la veta. Se observan cristales alargados, aunque también granulares. Puede distinguirse la extinción ondulante del cuarzo 4x NC



3. Zona de sutura en la porción central de la veta. Los cristales no cruzan de borde a borde en todos los casos y se distingue en algunas partes que estos se encuentran en la zona media de la veta. 4x NC

Muestra: EP S3

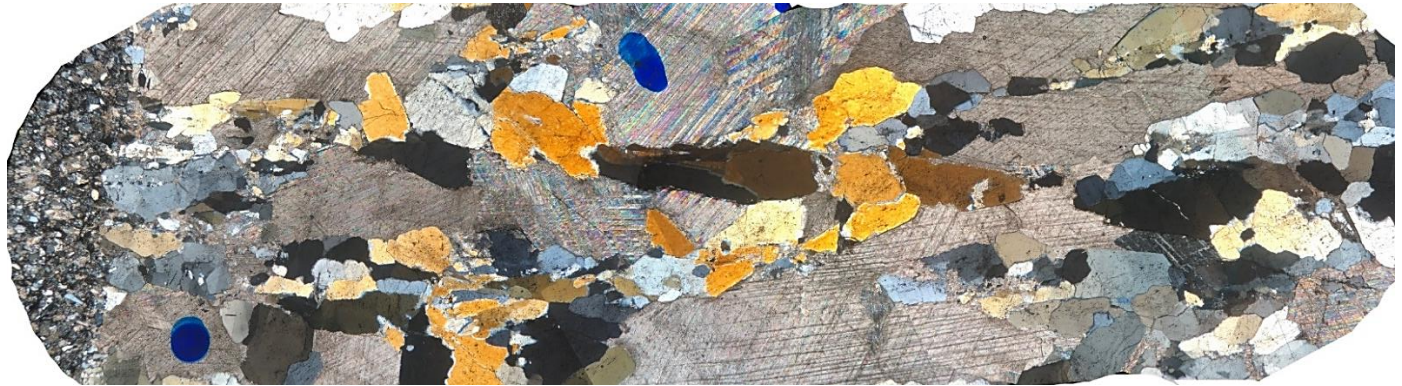
ENCAJONANTE

Arenisca volcanoclástica de la Facies C. Ver la descripción de la lámina Facies C en el anexo de Petrografía de Facies.

VETA

Minerales presentes:	Oxidos de Fe, titanita, pirita y esfalerita	Borde de veta:	Dentado
% qz-cal:	55% calcita 45% cuarzo	Contacto cristales:	Rectos
Tipo de veta:	De tensión	Dirección crecimiento:	De los bordes hacia la porción central de la veta
		Línea media:	

Clasificación según su textura:	Sintaxial		Se observa una zona media en que se intercalan los bloques que crecen desde cada borde de la veta. En esta región se observan algunos fragmentos de cuarzo en bloques.
M. Def. Cuarzo:	Extinción ondulosa, en algunos casos perpendicular al lado largo	Extensión de cristales:	Desde el borde de la lámina hasta la zona media o de sutura
M. Def. Calcita:	Maclas, kinking	Forma de cristales:	Bloques elongados. En algunas partes estos se observan muy elongados y delgados con apariencia fibrosa.
		BIF/BIS:	BIF contenidas principalmente en cuarzo, son discontinuas entre los cristales y paralelas al borde de la veta. Las BIS son escasas o muy finas y paralelas al borde de la veta
		Trails de inclusiones:	No se ven



Sección transversal de la veta. Se observa continuidad entre los cristales del encajonante y aquellos en el interior de la veta. Ningún cristal corta transversalmente toda la veta, más bien son cristales que se ensanchan y se acuñan hacia la zona media. En la porción central de la veta, se observa la sutura entre cristales que crecen desde cada extremo hacia el interior de la veta.

Muestra: LM EXT PB

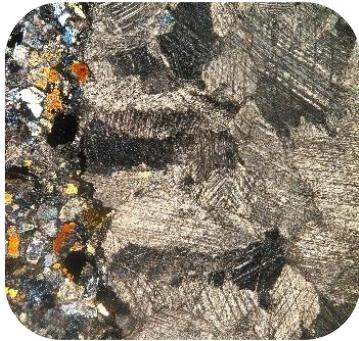
ENCAJONANTE

Arenisca volcanoclástica, Facies B. Clasificación moderada a buena, clastos subangulosos y contacto entre clastos puntuales a rectos. En algunas zonas ricas en arcilla se observa deformación de minerales suaves. El cementante es de cuarzo sintaxial, aunque buena parte de la lámina presenta recristalización de calcita, que crece con textura sintaxial; ocasionalmente se observa material arcilloso entre los granos. Son muy abundantes los líticos juveniles felsíticos (Fenocristales de Plg y cuarzo), secundarios de tipo *lathwork*, cuarzo (policristalino con texturas de desvitrificación, monocristalino con bordes suturados; plagioclasa que presenta maclado de Carlsbad, polisintético, de chessboard y evidencias de exsolución; y feldespato, Ls (mudstone con arcilla), Lmp2, Lmf4-5 (compuestos principalmente por cuarzo, con evidencia de recristalización por *bulging* y juntas triples), Lmb3-4 (hornblenda y cuarzo), se observan clastos de calcita, muscovita, titanita, ortopiroxeno, circón, abundantes sulfuros (pirita framboidal e inorgánica, los cúmulos de pirita framboidal alcanzan más de 1mm de largo) y óxidos. Se distinguen las sustituciones alomórfica de feldespatos por arcilla (principalmente en K-Feldespato), de calcita por plagioclasa y pseudomórfica de óxidos por sulfuros. Qz>Lv f>Plg>Lv l?>Lm>Ls

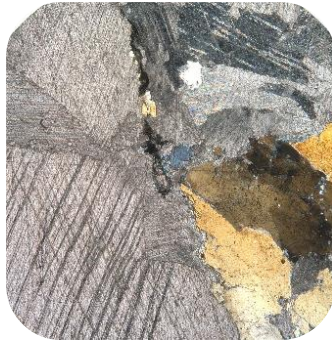
VETA

Minerales presentes:	Pirita y FeOx	Descripción general:	Se aprecia una línea medio a la mitad de la veta, donde cada lado tiene una textura diferente y donde se distinguen algunos cristalitas que crecen sobre los planos de disolución. De un lado parece que crecen fibras de bloques elongados pequeñas de calcita y luego crecen en cristales elongados más grandes. Crecen también cristales de cuarzo de mucho mayor tamaño de forma oblicua (~40°) a la pared de la veta y que casi no están en contacto con el borde de la veta. En el otro lado los cristales de calcita son de mayor tamaño tienen una textura granular y no se observan elongados pequeños en el borde de la veta. En este lado se observan elongados de cuarzo que crecen desde el borde y los grandes tocan directo el borde. Los contactos entre la calcita y el cuarzo son rectos.
% qz-cal:	75% calcita 25% cuarzo		
Clasificación:	Compuesta: elongada y sintaxial en bloques		
Borde de veta:	Abruptos. Algunos cristales crecen desde la roca encajonante.		
M. Def. Cuarzo:	Extinción ondulosa a lo largo de los cristales.		
M. Def. Calcita:	Maclas de tipo 1,2 y 3 Kinking		

Parece una veta compuesta. En una parte se ven todos los cristallitos con bordes dentados, y geometrías de cristales estirados (*Stretched crystals*). Después de eso parece que crecen algo como bloques o bloques elongados. Se observa una línea media, en la que se enriquece el cuarzo en bloque y parece haber una zona de sutura. Conforme llegamos a la parte central de la veta se observa esta textura “estirada” de los cristales. Sin embargo, parece que el otro lado de la veta representa otro episodio de apertura o *crack*, que quebró la veta muy próxima a su borde, y se rellenó con cristales granulares.



1. cristales estirados con bordes dentados en uno de los extremos de la veta. Hacia el interior de esta se observa una textura granular 4x NC



2. Zona media de la veta. No se observa continuidad entre los cristales de cada lado de la línea media. Está línea se distingue como una acumulación de óxido, sulfuros y arcilla. Se observan cristales de cuarzo pequeños que crecen a partir de esta 4x NC



3. cristales con textura de bloques granulares a ligeramente elongados. Se distingue extinción ondulosa y bordes rectos 4x NC

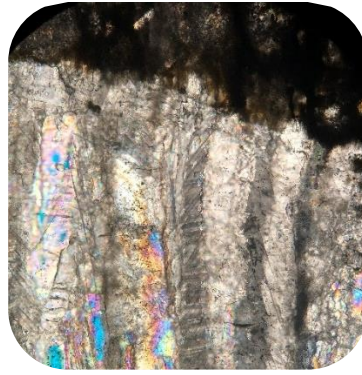
Muestra: LM EXT 1

ENCAJONANTE

Arenisca volcanisclástica, Facies C. Clasificación moderada a baja, con clastos subangulosos a subredondeados. No se distingue el contacto primario de los clastos o deformación suave, por el desarrollo de estructuras secundarias. Se observa calcita como cementante en algunas porciones de la lámina y en otras domina el material arcilloso. Se distinguen las sustituciones alomórfica de feldespatos por arcilla y pseudomórfica de óxidos por sulfuros. Como principales componentes se distingue cuarzo (con inclusiones primarias acuosas y de fundido), líticos felsíticos, líticos sedimentarios calcáreos, lutita calcárea, cristales de calcita en bloque, pirita (inorgánica y framboidal). Se observa la formación de un clivaje muy penetrativo, espaciado, disyuntivo, anastomosado que afecta la mayoría de bordes de grano. Los dominios de clivaje, fungen como planos de disolución y de cizalla, donde se acumulan óxidos, materia orgánica y arcillas. En la mayoría de los clastos que conforman los microlitones, se observan evidencias de disolución, como cristales con formas alargados por disolución en aquellos bordes en contacto con los dominios de clivaje. También se observan alas de calcita y arcilla asimétricas en los bordes de estos clastos, lo que sugiere una componente de cizalla simple.

VETA

Minerales presentes:	FeOx, Pirita.	Borde de veta:	Rectos
% qz-cal:	80% Calcita 20% Cuarzo	Contacto cristales:	Muchos se observan dentados y algunos contactos son rectos.
Tipo de veta:	De tensión	Dirección crecimiento:	Existe algo de continuidad con los cristales del encajonante aunque no son tan evidentes. Crecimiento de ellos bordes al interior de la veta. Bidireccional.
Clasificación según su textura:	Estirada o sintaxial	Línea media:	Cristales de cuarzo y calcita granulosos, no se observa una línea con óxidos.
M. Def. Cuarzo:	Extinción ondulante	Extensión de cristales:	Cruzan casi toda la veta. Algunos dan la apariencia de no cruzarla pero puede ser por el corte
M. Def. Calcita:	Maclas de tipo 1 y 2, en algunos casos se desplazan mutuamente y algunas presentan kinking	Forma de cristales:	Estirados con grande razón largo ancho. Son perpendiculares a ambos bordes de veta, pero en la zona media se interceptan, formando un ángulo agudo con dicha zona.
		BIF/BIS:	BIF paralelas al borde de la caja. BIS paralelas al borde de la veta son muy cercanos y paralelos entre sí y se concentran en la zona más próxima al borde de la veta.
		Trails de inclusiones:	No hay. Se ven algunas IF paralelas al lado largo de los cristales, aunque no en la mayoría.



1.El borde de la veta es ligeramente ondulante en sectores donde hay continuidad con los cristales del encajonante. Se observan múltiples franjas de BIF y BIS, que se orientan paralelas al borde de la veta y poco distanciamiento entre sí. Los cristales que conforman la veta son muy alargados y estrechos. 4x NC

Muestra: VR X3

ENCAJONANTE

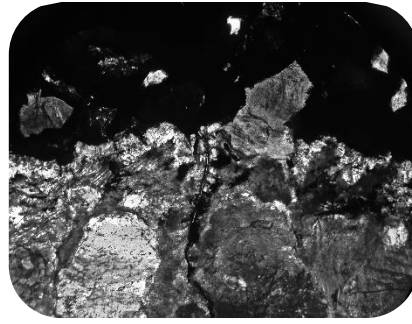
Clasificación moderada y clastos angulosos. La mayoría de los clastos no están en contacto entre sí, pero cuando lo están, el contacto es puntual. Se observa deformación en fragmentos ricos en material arcilloso, aunque son escasos. El cementante se compone de cuarzo criptocristalino sintaxial. Dentro de las principales sustituciones se observa la alomórfica de calcita y arcillas por plagioclasa y la pseudomórfica de óxidos de Fe en pirita. Como clastos, se observa abundante cuarzo (en Lmf₅, con extinción ondulosa, policristalino y monocristalino algunos con abundante inclusiones fluidas acuosas y de fundido), plagioclasa (con maclado polisintético, de tipo *chessboard* y de *carlsbad*; algunos cristales presentan además texturas de exsolución), VOLCÁNICOS líticos felsíticos y de tipo *Lathwork*, cuarzo policristalino pero con texturas típicas de la desvitrificación. En algunos líticos felsíticos se observan cristales accesorios de mica, circón, apatito y fenocristales de cuarzo y plagioclasa. *Lathwork*: matriz criptocristalina o vítrea rica en óxido y fenocristales de plagioclasa. Lítico vítreo con textura variolítica. SEDIMENTARIOS líticos sedimentarios pelíticos (Lsp), METAMORFICOS líticos metamórficos felsíticos (Lmf₂₋₃) con una foliación lepidoblástica, espaciada, definida por muscovita o clorita y microlitones de cuarzo, feldespato y circón. El cuarzo presenta evidencias de GBM. Lmf1-2: algo de mica alineada, no hay deformación interna en los clastos. Lm?? Los de cuarzo con casa de titanio. Se observan evidencias de alteración hidrotermal en algunas porosidades de la roca donde crece cuarzo de forma radial, con forma agusanada; en otros casos se observan presencia de fases hidrotermales como alanita y otros óxidos de Fe en cristales de feldespato y cuarzo. Sustitución de vidrio o líticos metamórficos. Se observan sulfuros y óxidos de Hierro (Hematita, magnetita), circón, mica, TiOx (alanita), turmalina. Se distinguen sustituciones alomórfica de feldespatos por arcilla y pseudomórfica de óxidos por sulfuros QZ>LV>PLG>LM

VETA

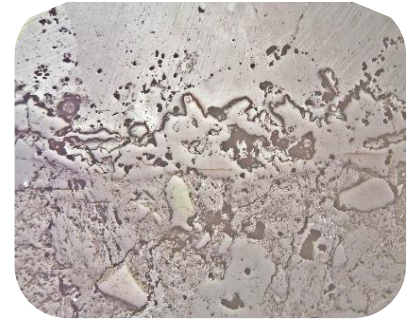
Minerales presentes:	Apatito, barita, esfalerita, circón, FeOx, monacita, pirita.	Borde de veta:	Recto a difuso
% qz-cal:	50% calcita 50% cuarzo	Contacto cristales:	Rectos o levemente dentados
Tipo de veta:	De tensión	Dirección crecimiento:	Bidireccional. De los bordes de las vetas al centro
Clasificación según su textura:	Sintaxial	Línea media:	No es evidente.
M. Def. Cuarzo:	Extinción ondulosa	Extensión de cristales:	No cruzan toda la lámina, cerca de la zona central los cristales se aproximan entre sí.
M. Def. Calcita:	Maclas tipo 1, 2 y 3, kinking, extinción ondulosa en calcita.	Forma de cristales:	Bloques a bloques elongados. Se observa un selvage de cuarzo y clorita en el borde.
		BIF/BIS:	Se observan abundantes SIB paralelas al borde de la veta. Son discontinuas y se aloja preferentemente en cristales de cuarzo.
		Trails de inclusiones:	No se distinguen.



1. BIF discontinuas en un cristal de cuarzo. En el sector central se observan múltiples trazas de inclusiones fluidas. Estas bandas son más próximas entre sí hacia el borde de la veta. 4x LP



2. Selvage de cuarzo y clorita en el borde de la veta. Se observan estos minerales como cristales pequeños y hábito fibroso. También se distingue un cristal de cuarzo de la veta en aparente continuidad con uno del encajonante 10x LP



3. Cristales de cuarzo en el borde de la veta. Estos cristales presentan formas poco elongadas hacia el interior de la veta, y se adelgazan en esta misma dirección. 10x LR

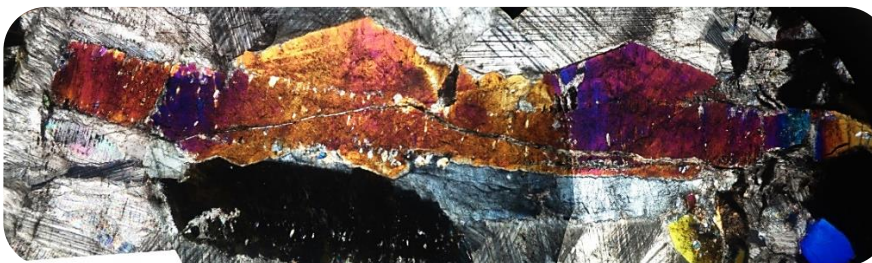
Muestra: VR X1

ENCAJONANTE

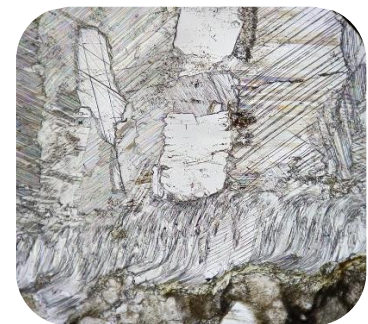
Ver descripción de ELISA X3

VETA

Minerales presentes:	Apatito, barita, esfalerita, monacita, pirita, circón, FeOx	Borde de veta:	Recto a ligeramente dentado
% qz-cal:	85% calcita 15% cuarzo	Contacto cristales:	Recto en algunas partes, pero dominan los contactos dentados
Tipo de veta:	De tensión	Dirección crecimiento:	Crecimiento desordenado en veta estirada y crecimiento del centro de crack hacia los bordes de la veta antitaxial.
Clasificación según su textura:	Mixta antitaxial y de cristales estirados	Línea media:	Clara en la veta antitaxial, que define simetría. No se observa en la veta más grande, pues en la porción central se observa una textura granular
M. Def. Cuarzo:	Extinción ondulante	Extensión de cristales:	Hay varias tiras de minerales que cortan toda la veta.
M. Def. Calcita:	Maclas de tipo 1 y 2	Forma de cristales:	Cristales estirados, y en algunos casos de apariencia granular. En uno de los bordes se observan cristales fibrosos, que cruzan de lado a lado, es decir, del borde de la veta a un plano de crack donde crecen los cristales elongados.
		BIF/BIS:	BIF y algunos BIS coinciden con los límites de bordes dentados. Son más o menos paralelos al borde de veta. Las BIS son en su mayoría continuas en la mayoría de los cristales, próximas al borde con la veta antitaxial, en el otro extremo son más escasas y discontinuas
		Trails de inclusiones:	No se distinguen



1. Sección transversal de veta. se observa un cristal de cuarzo que cruza de extremo y presenta bordes dentados y abundantes BIS a lo largo. Este cristal presenta continuidad con un cuarzo del encajonante y en el extremo de la izquierda, es truncado por cristales que crecen de forma antitaxial.



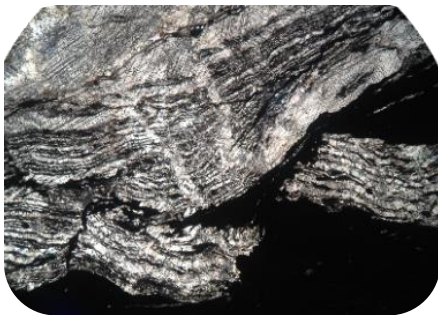
2. Textura de la veta. debajo de observa crecimiento fibroso de tipo antitaxial, simétrico a partir de su línea media. Se observan los contactos dentados entre los cristales de textura estirada. 10x LP

ENCAJONANTE

Facies A. Se observa una roca de grano fino compuesta por material calcáreo y un alto contenido de arcilla. Presenta algunos clastos de cuarzo y fósiles (radiolarios), por lo que puede clasificarse como un mudstone arcilloso. Se observa un alto contenido de óxidos y sulfuros como hematita, magnetita, pirita y esfalerita. Se observan dos clivajes, definidos por arcillas, óxidos y sulfuros en planos estilolíticos: el primero paralelo a la veta de mayor grosor. Es el de mayor penetratividad y forma dominios de clivaje que afectan a los granos de mayor tamaño disolviendo sus extremos. El segundo clivaje es oblicuo al primero [~36°] menos penetrativo, que resulta en la formación de crenulaciones en el clivaje anterior. En zonas donde el tamaño de grano es menor los dominios del segundo clivajes son más próximos entre sí, generando una textura más bien anastomosada entre el primer y segundo clivaje.

VETA

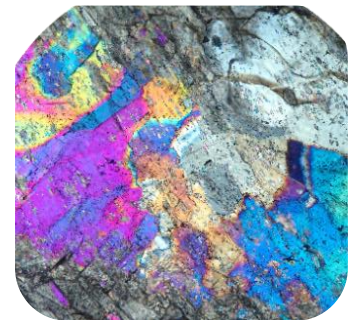
Minerales presentes:	Apatito, marcasita, pirita F-Cl carbonatos de Ca, REE	Borde de veta:	Rectos. Los bordes de esta veta presentan un alto contenido de BIS (ó IT) y parecen estar truncos o desprendidos.
% qz-cal:	85% calcita 15% cuarzo	Contacto cristales:	Rectos
Tipo de veta:	De tensión	Dirección crecimiento:	Unidireccional, de un extremo a otro.
Clasificación según su textura:	Sintaxial	Línea media:	No se distingue
M. Def. Cuarzo:	---	Extensión de cristales:	Los cristales individuales no cruzan toda la veta, sin embargo, los cristales de mayor dimensión cruzan hasta ¾ del grosor total de la veta.
M. Def. Calcita:	Maclas de tipo 1 y 2	Forma de cristales:	Se observan cubos de calcita con abundantes maclas en su interior, sus bordes parecen coincidir con sus planos de exfoliación. Los granos de cuarzo aprovechan los bordes de estos cubos para crecer y sus bordes imitan la dirección de las maclas de la calcita e incluso generan IF con esta orientación en su interior. Cerca de uno de los dos bordes de veta, se observan cristales piramidales, pequeños.
Se observan un par de vetas de menor espesor, paralelas a la veta principal. Estas vetas presentan un alto contenido de sulfuros, como pirita y esfalerita. Estas vetas presentan IT a lo largo, lo que sugiere que éstas vetas pueden ser vetas de cizalla y no de tensión. La textura de la veta principal sugiere que puede ser una suma de ambos procesos		BIF/BIS:	No se ven BIF paralelas a la pared de la veta sólo paralelas a las maclas de calcita en el cuarzo, que son acompañadas por pequeños cristales de cuarzo. En uno de ellos bordes de la veta se observan abundantes BIS.
		Trails de inclusiones	No se observan.



1. Textura de la veta en uno de sus bordes. Se aprecian una gran cantidad de BIS que son equidistantes, produciendo una textura similar a la de vetas de cizalla. Esta textura bandeada, no se observa en todo el borde y es similar a aquella de las vetas pequeñas descritas en la figura 2, aunque aquí presenta plegamiento y discontinuidades. El límite entre la veta pequeña (inferior) y aquella de mayor tamaño (superior) sugiere que la inferior es anterior. 4x NC

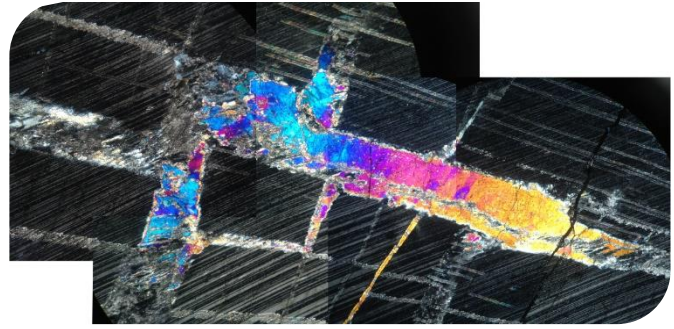


2. Textura de las vetas de menor tamaño. En estas son notables TI equidistantes a lo largo de la veta. Se observan algunos fragmentos del encajonante y óxidos de Hierro. También se distingue que los cristales son continuos de extremo a extremo de la veta. 4X NC



3. Las inclusiones sólidas dentro de los granos de cuarzo son paralelas a la dirección de las maclas de calcita. Y las fluidas parecen bordear subgranos de cuarzo. 10x NC

4. Textura general en la veta: se observa una cuadrícula definida por cristales de cuarzo que precipitan en los planos cristalográficos de la calcita y ocasionalmente en las maclas de calcita. Las maclas de la calcita están muy poco distanciadas entre sí. 10x NC



Muestras: LM CLIV 3

Encajonante facies A. presenta un alto contenido de carbonato y arcilla. Materia orgánica óxidos de hierro y pirita. Algunos fósiles de bolita. En general se distingue una foliación discontinua que se definen a partir de dominios de clivaje constituidos por arcillas y óxidos. Los dominios son discontinuos, poco penetrativos y disyuntivos. Los fósiles son afectados por los planos de clivaje o disolución, modificando su forma esférica a una levemente alargada.

Presentan texturas de recristalización. En general se observan granulares y el contacto entre los cristales es ameboide sin seguir un orden específico. En su interior se observan algunos fragmentos del encajonante que no se ordenan en bandas sino que parecen distribuirse de forma aleatoria. Estos fragmentos presentan un clivaje bien desarrollado, muy penetrativo o poco espaciado anastomosado y definido por dominios ricos en óxidos y arcilla. Algunos minerales presentes son Apatito, calcita, cuarzo, ilmenita, pirita, circón, FeOx.



Muestras: LM CLIV 2

Encajonante facies A. mudstone con presencia de algunos fósiles de radiolarios, y un alto contenido de material arcilloso. Se observa un clivaje, disyuntivo, anastomosado, poco penetrativo definido por dominios de clivaje ricos de arcilla y óxidos con geometrías estilolíticas.

Se observan cristales con apariencia fibrosa que se estiran a lo largo de la veta. Estas fibras presentan extinción ondulante y contactos entre fibras dentados a indefinidos. Estas fibras son afectadas por tiras de cuarzo criptocristalino que cortan a las fibras perpendicularmente, aunque no cortan todo el espesor de la veta. También se observa el crecimiento de cristales cuarzo de mayor tamaño, que están alargados en la dirección de las fibras y que cortan la textura fibrosa de la veta.



Muestra: EP TARD 1

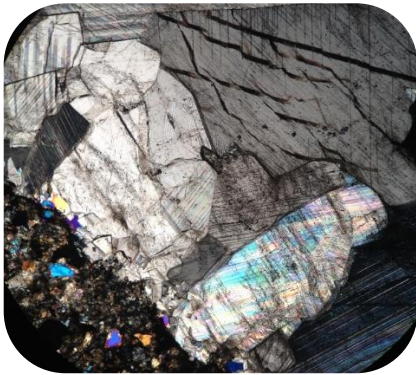
ENCAJONANTE

Ver descripción de EP-B en el anexo de petrografía de facies.

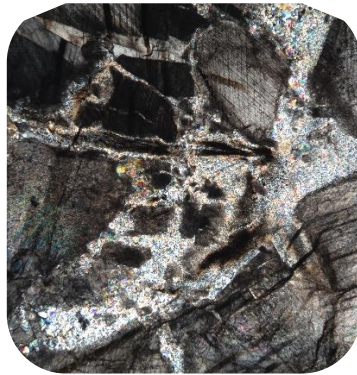
VETA

Minerales presentes:	Barita, Ilmenita, monacita, pirita, FeOx	Borde de veta:	Rectos a ligeramente difusos. Algunos granos de cuarzo son continuos desde el borde de la veta al interior de la misma
% qz-cal:	90% calcita 10% cuarzo	Contacto cristales:	rectos
Tipo de veta:	De tensión	Dirección crecimiento:	Bidireccional. De los bordes de veta hacia el centro. Los cristales se acuñan hacia la parte media de la veta
Clasificación según su textura:	Sintaxial	Línea media:	No se distingue como tal, aunque en la zona media de la veta se observan fracturas o espacios vacíos que fueron rellenados con arcilla, óxidos y cuarzo cripto y microcristalino, con texturas granulares. En esta zona también se distingue un incremento en el contenido de impurezas dentro de los cristales.
M. Def. Cuarzo:	Ext. ondulante		
M. Def. Calcita:	Maclas tipo 1 y 2		

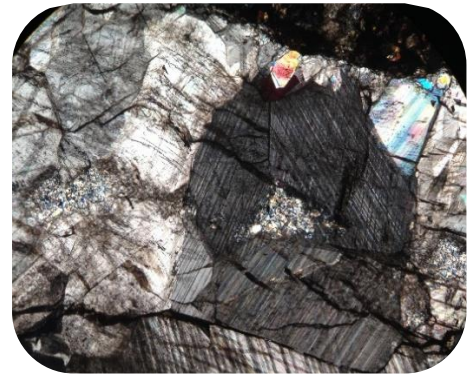
Extensión de cristales:	Ningún cristal cruza el total de la línea media
Forma de cristales:	Bloques elongados: En la parte más externa de la veta se observan cristales con formas piramidales que apuntan hacia el interior de la veta. Próxima al borde de veta, se distingue una tira de cristales de cuarzo, discontinuas que corta a los cristales de calcita. Conforme uno se aproxima al centro de la veta los cristales presentan texturas de bloques ecuantos.
BIF/BIS:	No se distinguen BIS. Se observan abundantes BIF que son paralelas al borde de veta o ligeramente oblicuas a ésta. Son continuas entre granos de calcita aunque también se observan discontinuas
Trails de inclusiones:	Se observan ocasionalmente TI que se ordenan a alto ángulo con el borde de la veta.



1. Borde de veta con apariencia recta. Se observan algunos bloques elongados de cuarzo que crecen hacia el interior de la veta y muestran abundante BIF. 4X NC



2. Brecha en la porción central de la veta. Se observa esta textura de brecha compuesta por cristales cripto-cristalinos que precipitan entre otros de mayor tamaño. 10x NC



3. Dos fases de crecimiento, se observan cristales de cuarzo y calcita con texturas de bloques a bloques elongados y una familia de cuarzos de menor dimensión hacia el borde de la veta. Se distinguen algunas BIF continuas entre cristales aledaños. 4X NC

Muestra: VR TARD 1

ENCAJONANTE

El encajonante está escasamente presente en la muestra. Se distinguen clastos angulosos con clasificación moderada a buena. Esta roca es afectada por el desarrollo de un clivaje secundario poco penetrativo, espaciado, disyuntivo y anastomosado. Los dominios de clivaje están enriquecidos en materiales insolubles, y fungen como planos de disolución que afectan a los cristales que conforman los microlitones, disolviendo sus bordes. En general, se observa mucha calcita resucristalizada. Se observa sustitución alomórfica de plagiocalasa por calcita, pseudomórfica de óxidos de Hierro por pirita. Se observan clastos de cuarzo, líticos sedimentarios ricos en arcilla y algunos líticos volcánicos.

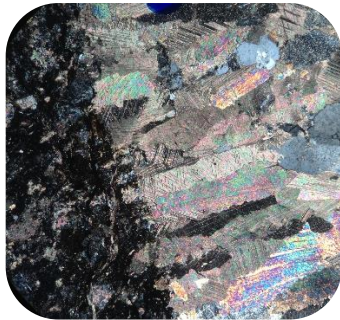
VETA

Minerales presentes:	Barita, minerales de Cu-Zn, monacita, pirita, FeOx.	Borde de veta:	Resto a ligeramente dentado.
% qz-cal:	85% calcita 15% cuarzo	Contacto cristales:	Dentados.
Tipo de veta:	Extensión	Dirección crecimiento:	Aleatoria aunque parece que de los bordes de la veta hacia el interior, por el acuñaamiento de los cristales.
Clasificación según su textura:	Veta estirada	Línea media:	No se observa
M. Def. Cuarzo:	Extinción ondulosa	Extensión de cristales:	Algunos cristales se extienden más de la mitad del ancho de la veta, lo que sugiere que es por el corte que no cruzan la veta completa.
M. Def. Calcita:	Tipo 1, 2 y 3	Forma de cristales:	Se observan cristales estirados con bordes dentados que son muy evidentes en el borde de la veta. Hacia la porción central se observan cristales más anchos que presentan contactos dentados o rectos. Sin embargo, el cuarzo

conserva siempre sus contactos dentados. Es así que podemos clasificar los cristales como estirados.

BIF/BIS: BIS y BIF que coinciden con los dientes de los contactos entre cristales. Son paralelas entre sí y al borde de la veta y discontinuas. Algunas veces llegan a ser continuas entre varios cristales.

Trails de inclusiones: No aplica



1.El borde de la veta es ondulado y se observan cristales elongados de calcita cuyo crecimiento inicia a partir de granos pertenecientes al encajonante hacia el interior de la veta. 4x NC



2.Las bandas de inclusiones fluidas se observan orientadas paralelas al borde de la veta y son continuas en varios granos adyacentes. 4x LP



3.BIS y BIF en un cristal de cuarzo. Se distingue que los planos están equiespaciados entre sí y que cada plano contiene ambos tipos de inclusión, sólidas y fluidas. 20x LP

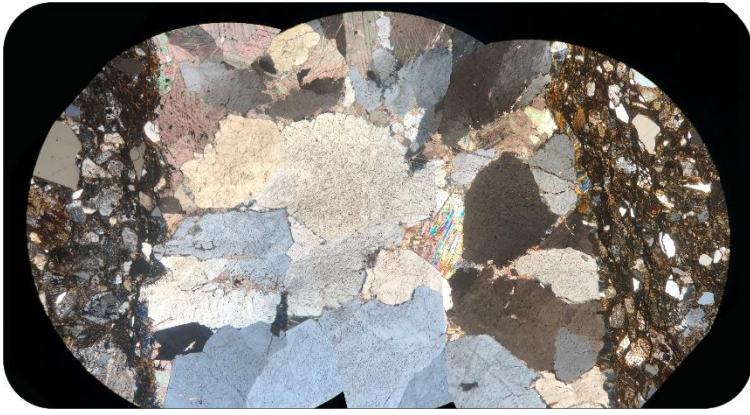
Muestra: EP TARD 2

ENCAJONANTE

Clasificación moderada a buena, clastos angulosos y contactos entre grano difíciles de reconocer por el desarrollo de un clivaje secundario.

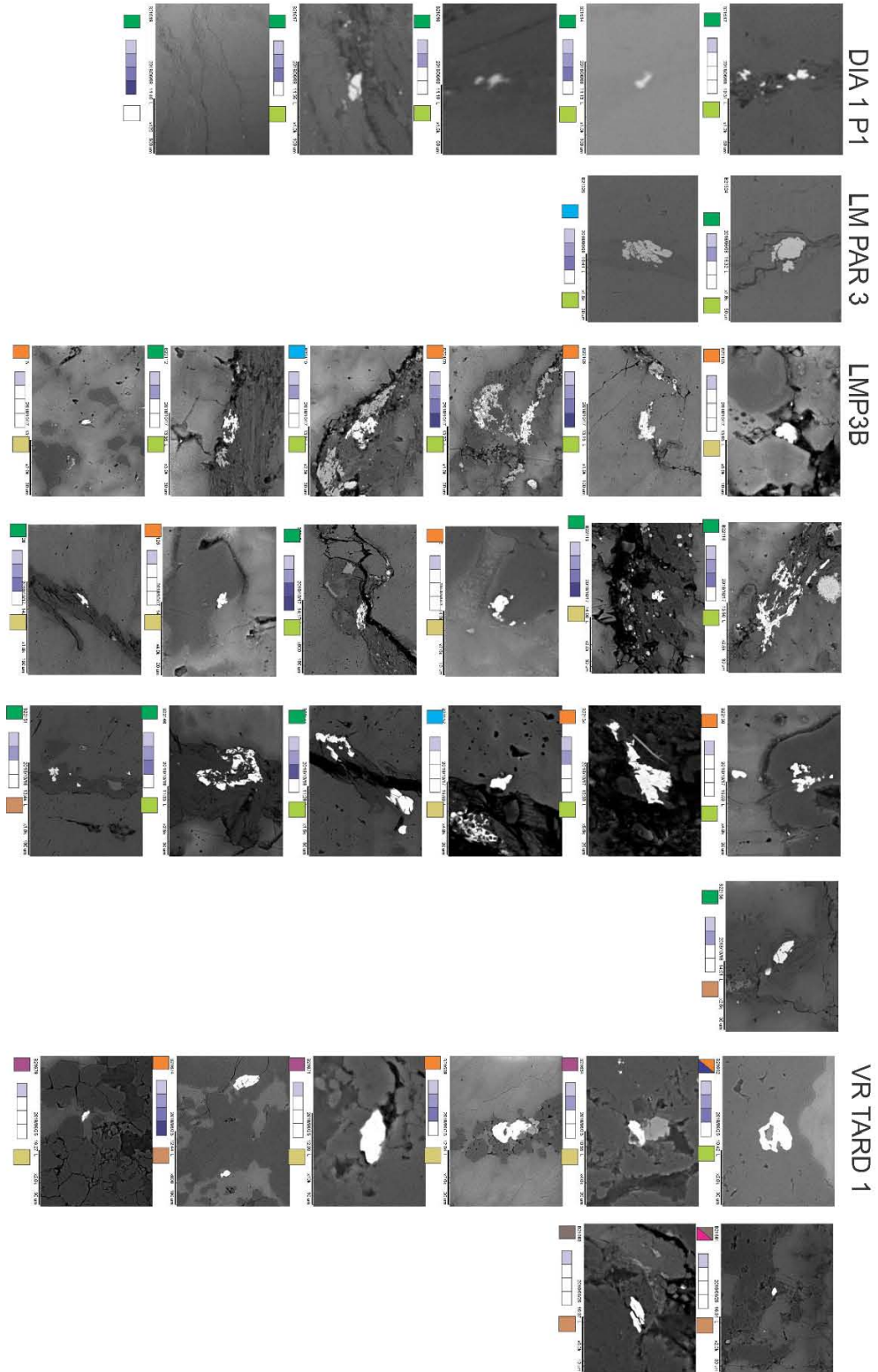
VETA

Minerales presentes:	Circón, FeOx, pirita.	Borde de veta:	Rectos. Algunos cristales de la veta son continuos con minerales del encajonante
% qz-cal:	85% calcita 15% cuarzo	Contacto cristales:	rectos
Tipo de veta:	De tensión	Dirección crecimiento:	Bidireccional de los bordes de la veta hacia el centro.
Clasificación según su textura:	Sintaxial	Línea media:	Se observa una línea o zona de sutura en que se encuentran los cristales que crecen desde ambos lados de la veta.
M. Def. Cuarzo:	Extinción ondulante	Extensión de cristales:	Se estiran hasta la parte media de la veta, en algunos casos los cristales que crecen desde ambos provienen del mismo cristal desde cada extremo de la veta, lo que da la impresión de ser un único cristal.
M. Def. Calcita:	Maclas tipo 1 y 2 kinking	Forma de cristales:	Bloques elongados. Se observan cristales con formas piramidales en los bordes de la veta. Rodeando estos cristales se observan otros que se ensanchan. Los cristales son generalmente más largos que anchos, aunque no se observan fibrosos.
		BIF/BIS:	Se observan BIS localizadas en la parte más proximal a los bordes de la veta. En su mayoría son continuos, aunque en algunos cristales se observan más bandas que en otros. Las BIF son muy abundantes y afectan tanto los cristales de cuarzo como los de calcita, en los extremos de la veta se observan paralelas al borde mientras que en la parte central las bandas son ligeramente oblicuas al borde. Las BIF son continuas y discontinuas.
		Trails de inclusiones:	No se distinguen.

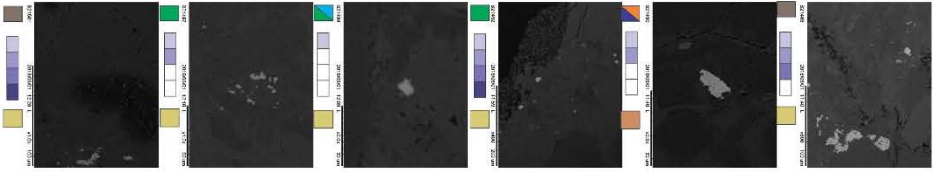


1. Sección transversal de la veta. se observan cristales que crecen desde ambas paredes de la veta hacia el centro aunque ninguno cruza totalmente la veta. La textura cambia de bloques elongados a bloques en el centro. El contacto entre cristales es ondulado. Se observa un clivaje muy bien desarrollado en el borde del encajonante, en ambos extremos de la veta. NC

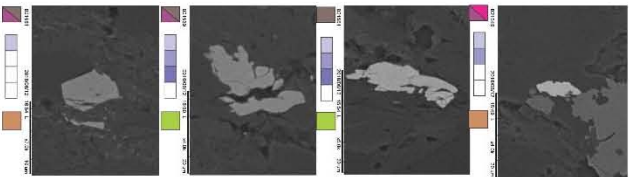
ANEXO 4: Imágenes de electrones retrodispersados de cristales de monacita en veta y encajonante.



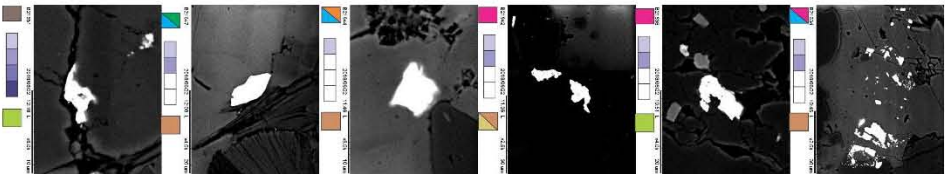
ELISA X1



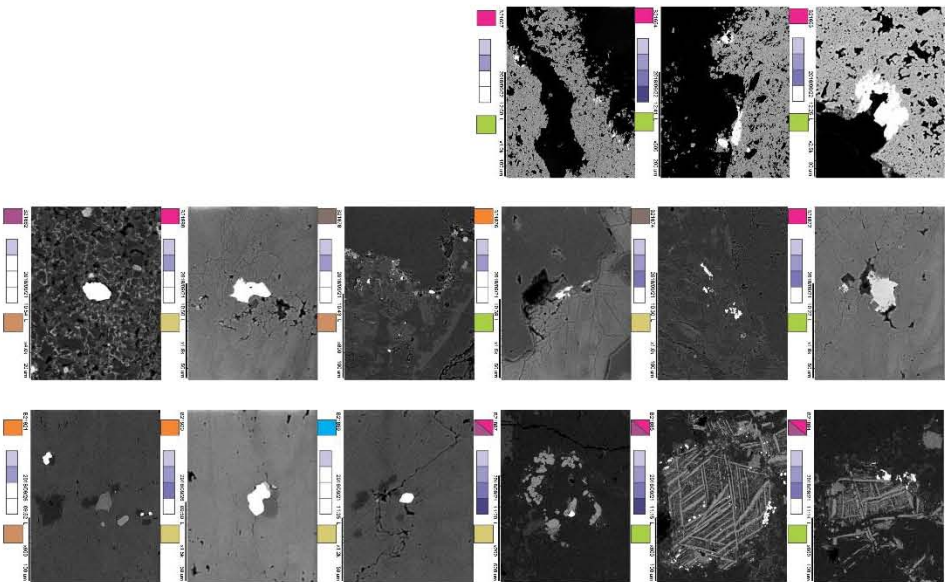
GORDA 1



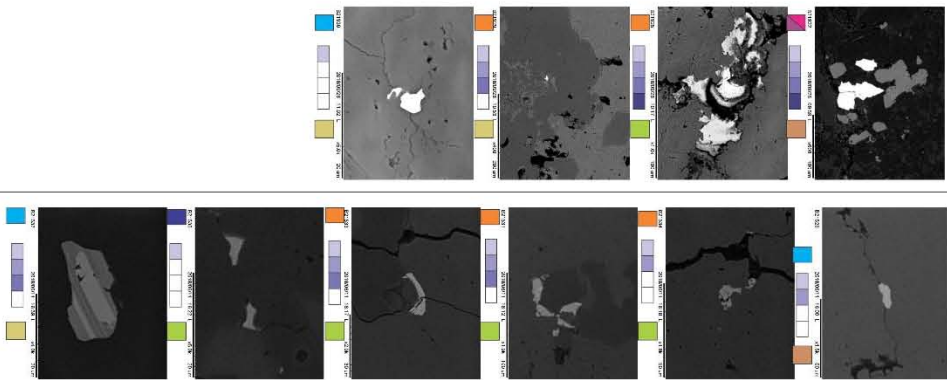
EPS3



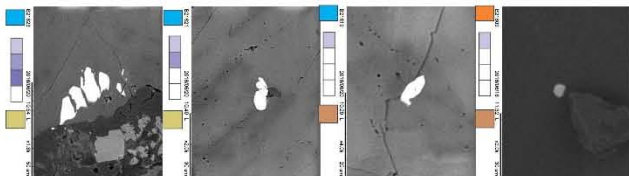
ELISA X3



AFL ELISA

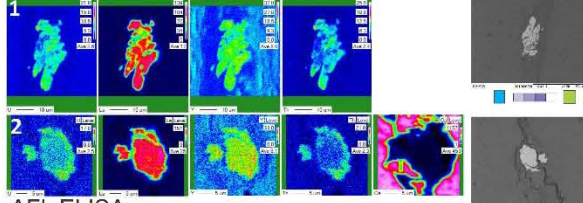


EP TARD 1

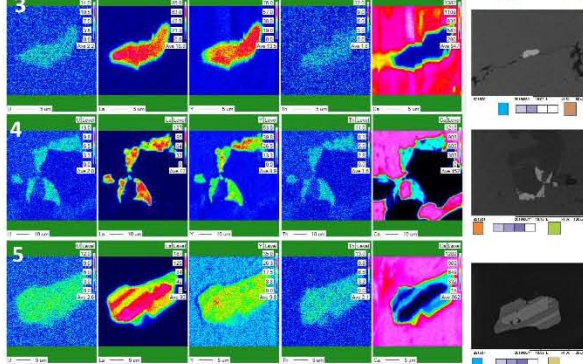


ANEXO 5: Mapeos elementales de monacita

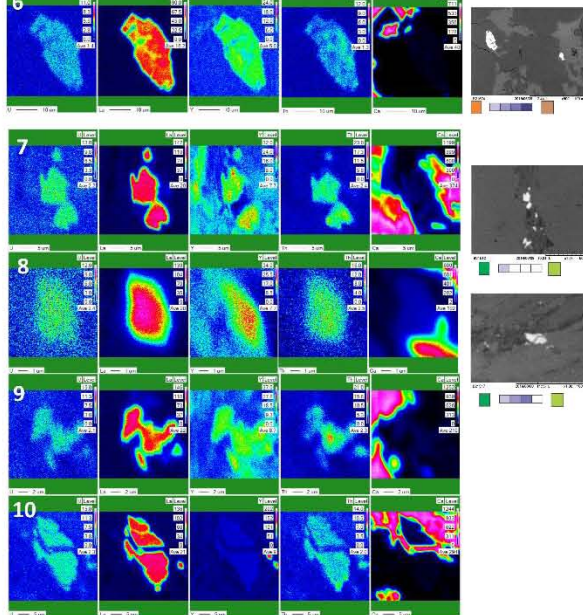
LM PAR 3



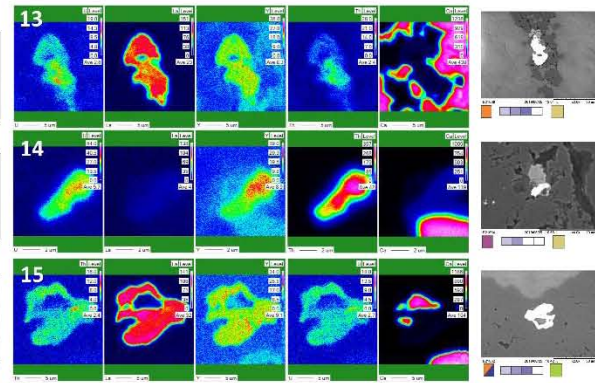
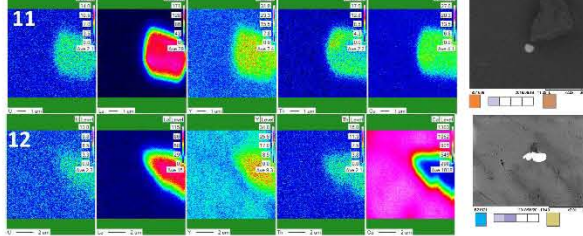
AFL ELISA



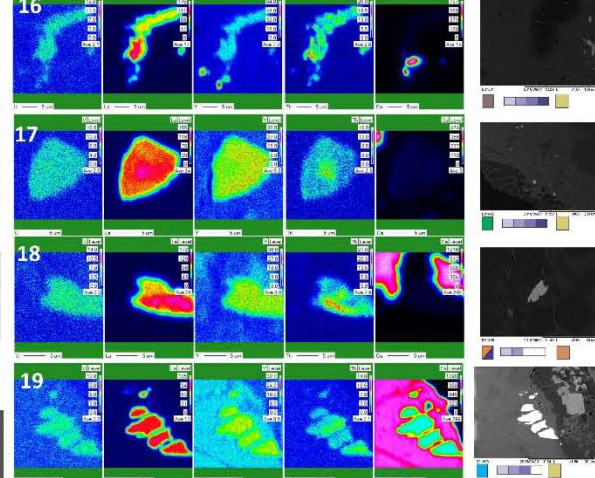
VR TARD 1



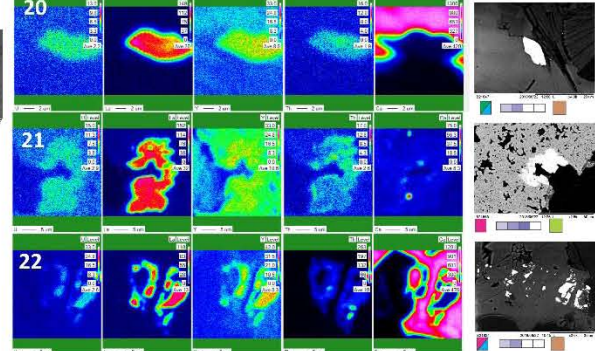
EP TARD 1



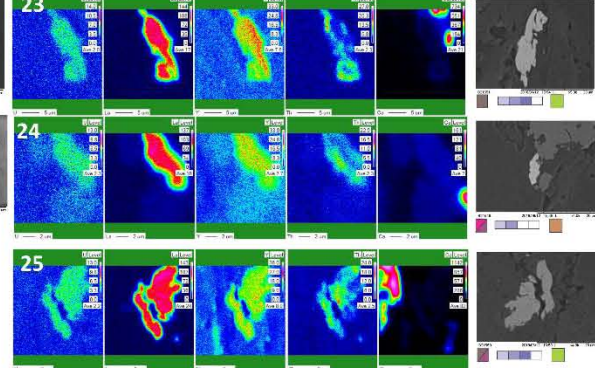
VR ELISA X1



FPS 1



GORDA 1



ANEXO 6: Geocronología Th-Pb de monacita en veta y encajonantes

	CONCENTRACION			RAZONES CORREGIDAS										EIDADES CORREGIDAS						
	U(ppm)	Th (ppm)	Th/U	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	±2s abs	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	±2s abs	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	±2s abs	²⁰⁸ Pb/ ²³² Th	±2s abs	Rho	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	±2s	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	±2s	²⁰⁸ Pb/ ²³² Th	±2s abs	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	±2s
Mo_G1-6	0.2	0.71	0.38	99.00	12.00	1.2300	0.9500	0.6800	0.5900	1.1340	0.0230	2.61	4670	130	5000	2800	15330	220	4600	1500
Mo_G1-5	3.9	167	0.02	220.00	39.00	1.6300	0.2200	0.8400	0.1100	0.1100	0.0160	52.63	5460	170	6200	520	2100	290	5050	240
Mo_G2-8	48.2	1062	0.04	0.79	0.15	0.0191	0.0036	0.3270	0.0720	0.0038	0.0003	23.58	587	88	122	23	75.7	5.5	3650	270
Mo_G3-9	1.8	37	0.06	326.00	40.00	2.8400	0.3000	0.7760	0.0710	0.4100	0.1100	18.18	5850	130	8610	490	6800	1500	4910	160
Mo_LMP1-3	16.5	1380	0.01	3.78	0.89	0.0461	0.0036	0.5500	0.1600	0.0039	0.0002	76.63	1580	180	290	22	78.5	4.4	4370	400
Mo_LMP1-3a	2.6	1740	0.00	55.50	9.70	0.5000	0.1100	0.8200	0.3200	0.0049	0.0004	552.49	4080	180	2580	460	99.1	8.9	5000	730
Mo_LMP2-4	11.0	2494	0.01	4.75	0.66	0.0560	0.0073	0.5690	0.0980	0.0039	0.0002	176.37	1760	120	350	45	79.1	3.3	4400	260
Mo_LMP1-4a	3.5	10	0.44	12.40	2.10	0.1030	0.0250	1.0000	0.2400	0.0750	0.0170	2.27	2670	160	620	140	1450	320	5390	550
Mo_EPS5-9	2.7	160	0.02	11.70	2.30	0.1018	0.0073	0.8700	0.1100	0.0082	0.0006	46.95	2550	200	625	43	164	12	5120	250
Mo_EPS1-12a																				
Mo_EPS1-12b																				
Mo_EPS2-10	15.5	498	0.02	0.47	0.25	0.0137	0.0053	0.1100	0.2000	0.0039	0.0005	51.39	470	190	88	34	79.3	9.4	-2100	6500
Mo_EPS3-1																				
Mo_EPS3-2	41.9	3130	0.01	0.34	0.19	0.0245	0.0072	0.1110	0.0740	0.0053	0.0009	117.65	290	140	156	45	108	19	1500	1200
Mo_EPS3-3	294.0	4830	0.04	0.19	0.02	0.0273	0.0015	0.0506	0.0044	0.0093	0.0006	25.19	177	21	173.5	9.7	187	12	300	260
Mo_EPS3-4																				
Mo_EPS3-5	8.7	470	0.01	1.97	0.53	0.0390	0.0110	0.3300	0.1000	0.0031	0.0003	76.98	1080	180	244	70	62	6.5	3600	1200
Mo_EPS6-15																				
Mo_EPS4-16	29.1	674	0.03	850.00	190.00	9.4000	2.1000	0.6907	0.0061	0.6330	0.0940	30.67	6560	260	13500	1400	9500	1200	4715	14
Mo_EPS4-17	8.3	76	0.14	2230.00	520.00	23.5000	5.5000	0.6755	0.0067	5.5000	1.4000	7.41	7590	310	19400	1800	33400	3900	4681	15
Mo_EPS4-17a	8.1	237	0.04	2330.00	680.00	24.3000	7.1000	0.6809	0.0071	1.7000	0.4600	27.70	7750	310	20200	1900	18900	3200	4693	16
Mo_EPS4-17b	24.8	610	0.05	1000.00	340.00	10.3000	3.5000	0.6860	0.0094	0.8300	0.2600	20.79	6460	390	13100	2100	10400	2700	4705	21
Mo_EPS4-17c	14.7	285	0.09	1500.00	320.00	14.9000	3.1000	0.7057	0.0097	3.0000	1.2000	11.63	7230	200	16800	1200	21600	4200	4749	22
Mo_D1P1-3a	7.9	1450	0.01	4.25	0.87	0.0600	0.0110	0.5900	0.1800	0.0043	0.0002	131.75	1640	190	376	65	87.4	4.3	4410	910
Mo_D1P1-3b	9.3	869	0.01	7.00	2.50	0.1040	0.0350	0.5400	0.1100	0.0041	0.0004	67.11	1820	380	620	200	83.4	7.4	4370	390
Mo_D1P1-3c	3.9	735	0.01	12.30	2.60	0.1520	0.0720	0.8000	0.4500	0.0049	0.0003	166.67	2600	220	900	400	98	5.2	4800	1100
Mo_D1P2-5	20.4	376	0.06	3.70	1.20	0.0261	0.0027	1.0100	0.3900	0.0045	0.0015	16.61	1550	260	166	17	91	29	5440	880
Mo_D1P3-6	5.8	8.6	0.70	24.00	2.90	0.2720	0.0280	0.6970	0.0630	0.3170	0.0430	1.44	3280	110	1530	140	5450	640	4720	160
Mo_D1P4-8	7.9	117	0.05	2.29	0.75	0.0338	0.0095	0.4700	0.1600	0.0044	0.0008	20.00	1160	240	213	60	88	17	4160	910
Mo_D1P5-6a	39.5	234	0.12	2.40	0.46	0.0244	0.0048	0.7500	0.1600	0.0099	0.0007	8.03	1230	130	155	30	199	15	4830	400
Mo_D1P5-6b	41.8	478	0.07	3.78	0.34	0.0437	0.0048	0.6420	0.0760	0.0097	0.0011	14.86	1597	75	276	29	194	22	4590	180

Anexo 7: Geocronología de U-Pb en circones detríticos

Muestra: VR- TARD-1

	CONCENTRACION			RAZONES CORREGIDAS								EADAES CORREGIDAS (Ma)									
	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	Best age	±2s	Disc%
Z_01	704	375	0.53	0.056	0.0027	0.1588	0.0077	0.0207	4.70E-04	0.0073	3.90E-04	0.19	131.7	3	149.5	6.7	430	110	131.7	3	11.9
Z_02	571	300	0.53	0.0515	0.0026	0.1507	0.009	0.0213	4.20E-04	0.0074	4.70E-04	0.02	136.1	2.6	142.4	7.9	250	100	136.1	2.6	4.4
Z_03	491	289	0.59	0.0583	0.0029	0.1741	0.0084	0.0217	4.10E-04	0.0079	4.40E-04	-0.14	138.5	2.6	162.8	6.7	510	110	138.5	2.6	14.9
Z_04	631	277.8	0.44	0.0505	0.0024	0.1453	0.007	0.0210	3.40E-04	0.0071	4.00E-04	0.05	134	2.2	137.7	6.2	210	98	134	2.2	2.7
Z_05	3100	1273	0.41	0.04886	0.0015	0.1372	0.0047	0.0204	2.90E-04	0.0066	3.30E-04	0.53	130.2	1.9	130.5	4.2	144	67	130.2	1.9	0.2
Z_06	2830	1603	0.57	0.051	0.0017	0.138	0.0057	0.0198	3.00E-04	0.0065	3.20E-04	0.20	126.2	1.9	131.3	5	235	71	126.2	1.9	3.9
Z_07	748.6	401.4	0.54	0.0568	0.0079	0.164	0.03	0.0211	6.20E-04	0.0068	6.80E-04	0.13	134.7	3.9	154	24	460	190	134.7	3.9	12.5
Z_08	957	790	0.83	0.0518	0.0018	0.1437	0.0061	0.0200	3.20E-04	0.0064	3.60E-04	0.31	127.9	2	136.3	5.4	266	80	127.9	2	6.2
Z_10	4330	2356	0.54	0.049	0.0013	0.1387	0.0045	0.0207	2.80E-04	0.0066	3.10E-04	0.30	131.8	1.8	131.8	4	142	62	131.8	1.8	0.0
Z_11	1415	321	0.23	0.0674	0.0019	0.392	0.015	0.0425	9.70E-04	0.0074	4.50E-04	0.20	268.3	6	336	11	846	57	268.3	6	20.1
Z_12	406	151	0.37	0.052	0.0029	0.151	0.008	0.0214	4.90E-04	0.0078	5.30E-04	0.05	136.3	3.1	142.5	7	250	110	136.3	3.1	4.4
Z_13	430	322	0.75	0.0686	0.0059	0.17	0.01	0.0176	8.10E-04	0.0058	4.50E-04	-0.07	112.6	5.1	159	8.9	860	150	112.6	5.1	29.2
Z_14	223	128.5	0.58	0.0675	0.005	0.187	0.014	0.0203	5.30E-04	0.0087	6.30E-04	0.17	129.5	3.3	174	12	820	130	129.5	3.3	25.6
Z_15	546.1	209.2	0.38	0.051	0.0044	0.148	0.015	0.0211	4.90E-04	0.0081	5.20E-04	0.40	134.7	3.1	140	13	260	160	134.7	3.1	3.8
Z_16	535	223	0.42	0.0508	0.0026	0.1451	0.0086	0.0209	4.20E-04	0.0078	4.80E-04	-0.06	133.2	2.7	137.4	7.5	210	100	133.2	2.7	3.1
Z_18	838	447	0.53	0.0665	0.004	0.1631	0.013	0.0180	4.20E-04	0.0066	6.00E-04	-0.28	114.8	2.6	153.3	11	800	110	114.8	2.6	25.1
Z_19	931	740	0.79	0.0579	0.0025	0.1598	0.0075	0.0201	4.00E-04	0.0068	3.80E-04	-0.03	128.4	2.5	150.3	6.5	530	90	128.4	2.5	14.6
Z_21	990.8	647.7	0.65	0.0493	0.002	0.142	0.0064	0.0208	3.40E-04	0.0064	3.30E-04	0.46	133	2.1	135	5.7	150	83	133	2.1	1.5
Z_23	1040	880	0.85	0.0505	0.002	0.1416	0.0062	0.0203	3.60E-04	0.0064	3.60E-04	-0.14	129.3	2.3	134.3	5.5	230	77	129.3	2.3	3.7
Z_24	1219	574	0.47	0.0541	0.0019	0.1519	0.006	0.0208	3.10E-04	0.0069	3.70E-04	0.15	132.7	2	143.5	5.3	363	78	132.7	2	7.5
Z_25	436	292	0.67	0.0684	0.0029	0.1728	0.0082	0.0185	4.50E-04	0.0058	5.30E-04	0.14	118.3	2.9	161.7	7.1	860	90	118.3	2.9	26.8
Z_26	479	236	0.49	0.0495	0.0022	0.1528	0.0075	0.0221	4.40E-04	0.0074	3.90E-04	-0.03	140.9	2.7	144.2	6.5	160	95	140.9	2.7	2.3
Z_27	854	343	0.40	0.0514	0.0033	0.1502	0.0099	0.0217	4.20E-04	0.0072	4.60E-04	-0.12	138.2	2.6	144.4	8.6	240	120	138.2	2.6	4.3
Z_28	1067	182.1	0.17	0.07464	0.0017	1.626	0.046	0.1571	2.10E-03	0.0498	2.60E-03	0.31	940.6	12	980	18	1057	47	940.6	12	4.0
Z_29	394	179	0.45	0.0652	0.0038	0.188	0.011	0.0209	4.20E-04	0.0089	5.50E-04	0.02	133.2	2.6	174.2	9.3	760	130	133.2	2.6	23.5
Z_30	664	224.4	0.34	0.0541	0.0027	0.1566	0.0084	0.0210	3.30E-04	0.0078	4.60E-04	-0.18	134	2.1	147.7	7.2	360	90	134	2.1	9.3
Z_33	727	241	0.33	0.0593	0.0037	0.217	0.015	0.0265	4.30E-04	0.0093	7.00E-04	-0.07	168.5	2.7	199	12	530	120	168.5	2.7	15.3
Z_34	1420	1384	0.97	0.0544	0.0039	0.1479	0.013	0.0198	3.80E-04	0.0061	7.30E-04	0.09	126.1	2.4	140	11	370	130	126.1	2.4	9.9
Z_35	597	198.2	0.33	0.0562	0.0029	0.1574	0.0087	0.0207	3.70E-04	0.0072	6.00E-04	-0.13	132	2.3	148.3	7.4	430	110	132	2.3	11.0
Z_37	297.6	163.4	0.55	0.0538	0.0047	0.153	0.012	0.0209	4.00E-04	0.0078	4.90E-04	-0.28	133.5	2.5	144	11	350	150	133.5	2.5	7.3
Z_38	291.6	146.4	0.50	0.0688	0.0092	0.191	0.028	0.0203	4.90E-04	0.0078	6.50E-04	0.34	129.3	3.1	176	22	850	210	129.3	3.1	26.5
Z_40	528.2	236.9	0.45	0.0506	0.003	0.147	0.0084	0.0210	4.10E-04	0.0076	4.70E-04	0.08	133.7	2.6	138.6	7.3	190	120	133.7	2.6	3.5
Z_41	668	301.4	0.45	0.0582	0.0032	0.1616	0.0091	0.0201	3.70E-04	0.0074	4.40E-04	0.14	128	2.4	152	7.9	534	100	128	2.4	15.8
Z_42	578	232	0.40	0.0562	0.0025	0.1605	0.0075	0.0204	3.60E-04	0.0073	4.60E-04	0.14	130.1	2.3	151	6.6	460	92	130.1	2.3	13.8
Z_43	1013	392	0.39	0.0497	0.0022	0.1459	0.0063	0.0213	3.30E-04	0.0072	3.70E-04	-0.40	136.1	2.1	138.2	5.6	160	95	136.1	2.1	1.5
Z_44	525.9	227.4	0.43	0.0513	0.0027	0.1478	0.0084	0.0209	4.80E-04	0.0071	5.30E-04	-0.30	133.3	3	139.8	7.4	260	110	133.3	3	4.6
Z_45	570	266	0.47	0.0529	0.0033	0.1601	0.01	0.0221	5.00E-04	0.0080	5.10E-04	0.25	141.2	3.1	150.5	9	290	120	141.2	3.1	6.2
Z_46	2030	812	0.40	0.0504	0.0022	0.1353	0.0077	0.0193	3.40E-04	0.0063	3.80E-04	0.25	123.1	2.2	128.9	6.9	208	80	123.1	2.2	4.5
Z_47	693	366	0.53	0.0674	0.0028	0.1788	0.0086	0.0194	4.40E-04	0.0070	4.30E-04	0.26	123.7	2.8	166.9	7.2	833	89	123.7	2.8	25.9
Z_48	1212	922	0.76	0.0545	0.0022	0.1448	0.0067	0.0194	3.30E-04	0.0060	3.30E-04	0.01	124.4	2.1	137.2	6.2	371	83	124.4	2.1	9.3
Z_49	793	776	0.98	0.0532	0.002	0.1488	0.0065	0.0204	3.70E-04	0.0061	3.40E-04	0.16	130.4	2.3	140.7	5.7	310	92	130.4	2.3	7.3
Z_52	1101	503	0.46	0.0542	0.0023	0.1599	0.0069	0.0212	3.50E-04	0.0082	4.70E-04	0.27	135.2	2.2	150.5	6	360	90	135.2	2.2	10.2
Z_53	892	515.3	0.58	0.0516	0.0024	0.1435	0.0071	0.0196	3.20E-04	0.0066	3.60E-04	0.04	125.4	2.1	136	6.2	250	94	125.4	2.1	7.8
Z_54	1377	932	0.68	0.0592	0.0023	0.166	0.0078	0.0203	4.20E-04	0.0066	3.70E-04	0.58	129.3	2.7	156	6.7	560	82	129.3	2.7	17.1
Z_55	394	196	0.50	0.0503	0.0026	0.1433	0.0076	0.0213	5.20E-04	0.0065	4.20E-04	0.24	135.9	3.3	137.1	6.4	180	110	135.9	3.3	0.9
Z_56	1088	509	0.47	0.0519	0.0019	0.1481	0.006	0.0209	3.30E-04	0.0072	3.70E-04	0.02	133.2	2.1	140.1	5.3	266	85	133.2	2.1	4.9
Z_57	571	370	0.65	0.0562	0.0023	0.166	0.0075	0.0209	4.30E-04	0.0070	4.10E-04	0.19	133.4	2.7	155.7	6.5	470	92	133.4	2.7	14.3
Z_59	526	431	0.82	0.0605	0.0037	0.1783	0.01	0.0214	4.10E-04	0.0078	5.40E-04	-0.08	136.2	2.6	168.1	8.9	590	120	136.2	2.6	19.0
Z_60	445	309.8	0.70	0.0683	0.0043	0.173	0.012	0.0182	3.90E-04	0.0063	4.30E-04	-0.02	116.4	2.5	161.7	10	890	120	116.4	2.5	28.0
Z_61	536	243.9	0.46	0.0499	0.0027	0.1401	0.0086	0.0204	3.60E-04	0.0073	4.90E-04	0.33	130.4	2.3	133	7.6	170	110	130.4	2.3	2.0
Z_63	541	313	0.58	0.0535	0.0029	0.155	0.0088	0.0210	4.10E-04	0.0068	4.70E-04	0.03	134	2.6	145.6	7.7	340	110	134	2.6	8.0
Z_66	696.4	300.9	0.43	0.048	0.0021	0.1373	0.0061	0.0205	3.80E-04	0.0068	3.60E-04	0.18	130.9	2.4	131.9	5.4	140	90	130.9	2.4	0.8
Z_67	639	305.8	0.48	0.0592	0.0026	0.1504	0.0077	0.0185	4.30E-04	0.0060	4.60E-04	0.31	117.9	2.7	142.1	6.8	540	97	117.9	2.7	17.0
Z_68	1120	751	0.67	0.0572	0.0028	0.1597	0.0086	0.0204	3.40E-04	0.0070	3.80E-04	0.19	129.9	2.1	150.3	7.4	522	100	129.9	2.1	13.6
Z_69	4185	2289	0.55	0.0512	0.0016	0.1285	0.0052	0.0183	3.10E-04	0.0051	3.60E-04	0.42	116.9	1.9	122.7	4.8	246	67	116.9	1.9	4.7

Z_71	1136	576	0.51	0.0594	0.0025	0.1437	0.0061	0.0176	5.90E-04	0.0050	3.90E-04	0.02	112.3	3.8	136.3	5.7	570	86	112.3	3.8	17.6
Z_72	652	443	0.68	0.0582	0.0047	0.1484	0.014	0.0183	3.50E-04	0.0053	4.40E-04	0.31	117	2.2	140.4	12	570	140	117	2.2	16.7
Z_73	285	123.3	0.43	0.0541	0.0037	0.163	0.012	0.0218	4.90E-04	0.0084	5.30E-04	0.09	139.9	3.1	153	10	350	130	139.9	3.1	8.6
Z_74	615	276	0.45	0.0548	0.0024	0.1543	0.008	0.0200	3.50E-04	0.0073	4.20E-04	0.21	127.4	2.2	145.4	7	440	100	127.4	2.2	12.4
Z_75	1010	502	0.50	0.0511	0.0018	0.1432	0.0056	0.0208	3.30E-04	0.0065	3.60E-04	0.12	132.7	2.1	135.8	4.9	229	83	132.7	2.1	2.3
Z_76	659	335	0.51	0.057	0.0043	0.165	0.012	0.0208	3.40E-04	0.0077	5.00E-04	-0.03	133	2.2	154.8	10	490	140	133	2.2	14.1
Z_77	618	376	0.61	0.0612	0.0032	0.1616	0.0083	0.0192	4.20E-04	0.0065	4.00E-04	0.39	122.8	2.7	151.9	7.2	620	100	122.8	2.7	19.2
Z_78	872	276.9	0.32	0.0553	0.0022	0.154	0.0067	0.0201	3.30E-04	0.0072	4.60E-04	-0.07	128.3	2.1	145.3	5.7	421	87	128.3	2.1	11.7
Z_79	524.7	251.8	0.48	0.0558	0.0031	0.163	0.01	0.0208	4.00E-04	0.0073	5.20E-04	0.07	132.8	2.5	152.6	8.6	430	110	132.8	2.5	13.0
Z_80	393	63.9	0.16	0.0583	0.002	0.392	0.022	0.0489	1.50E-03	0.0196	1.50E-03	0.01	308	9.1	340	16	560	76	308	9.1	9.4
Z_81	540	217	0.40	0.0529	0.0028	0.1522	0.0092	0.0212	4.20E-04	0.0081	4.90E-04	0.43	135	2.6	146.1	8	340	100	135	2.6	7.6
Z_82	633	404	0.64	0.0582	0.0035	0.1629	0.011	0.0203	3.40E-04	0.0071	4.80E-04	0.26	129.6	2.1	153	9.9	591	120	129.6	2.1	15.3
Z_83	641	420	0.66	0.0661	0.0033	0.1673	0.0089	0.0183	4.00E-04	0.0058	4.20E-04	0.06	116.8	2.5	158.1	7.7	800	110	116.8	2.5	26.1
Z_85	501	214	0.43	0.0496	0.0027	0.1398	0.0071	0.0205	4.30E-04	0.0070	4.60E-04	0.21	130.6	2.7	132.7	6.3	190	110	130.6	2.7	1.6
Z_86	1660	1250	0.75	0.0533	0.002	0.1421	0.0065	0.0196	3.20E-04	0.0064	3.30E-04	0.37	125	2	134.9	5.7	329	82	125	2	7.3
Z_87	1098	598.8	0.55	0.054	0.0031	0.1491	0.0084	0.0202	3.30E-04	0.0069	4.30E-04	-0.47	129.1	2.1	141.1	7.3	390	110	129.1	2.1	8.5
Z_88	1065	535	0.50	0.0551	0.0024	0.1481	0.0069	0.0195	3.30E-04	0.0063	3.50E-04	0.05	124.8	2.1	140.1	6.1	410	94	124.8	2.1	10.9
Z_90	585	306.1	0.52	0.0653	0.003	0.1681	0.011	0.0189	4.00E-04	0.0062	5.30E-04	0.34	120.9	2.5	159.7	9	790	91	120.9	2.5	24.3
Z_91	287	211	0.74	0.0666	0.0034	0.1984	0.01	0.0216	4.50E-04	0.0078	5.40E-04	0.04	137.9	2.8	184.8	9	820	110	137.9	2.8	25.4
Z_92	154	100	0.65	0.0657	0.0053	0.19	0.014	0.0215	5.50E-04	0.0074	6.20E-04	-0.04	136.9	3.5	176	12	750	170	136.9	3.5	22.2
Z_93	225.1	96.5	0.43	0.0592	0.0045	0.17	0.013	0.0211	5.30E-04	0.0074	6.10E-04	-0.07	134.6	3.3	159	11	560	150	134.6	3.3	15.3
Z_94	1228	932	0.76	0.0556	0.002	0.1529	0.0064	0.0201	4.10E-04	0.0064	3.40E-04	0.43	128.6	2.6	144.5	5.6	443	84	128.6	2.6	11.0
Z_95	213.1	81	0.38	0.0743	0.0059	0.207	0.018	0.0209	7.50E-04	0.0097	1.50E-03	0.24	133.1	4.8	190	15	1020	140	133.1	4.8	29.9
Z_96	931	456	0.49	0.0487	0.0018	0.1435	0.0059	0.0215	3.30E-04	0.0068	3.50E-04	0.29	137.1	2.1	136.1	5.2	127	82	137.1	2.1	-0.7
Z_97	1560	1122	0.72	0.0516	0.004	0.1305	0.011	0.0188	2.80E-04	0.0058	3.00E-04	0.07	120.1	1.7	124.5	9.4	260	120	120.1	1.7	3.5
Z_98	3167	1327	0.42	0.0495	0.0014	0.1402	0.0046	0.0206	2.90E-04	0.0068	3.30E-04	-0.25	131.7	1.9	133.1	4	162	63	131.7	1.9	1.1
Z_100	952	567.9	0.60	0.0629	0.0032	0.1499	0.0087	0.0173	3.70E-04	0.0057	3.60E-04	0.05	110.3	2.3	141.7	7.5	710	100	110.3	2.3	22.2

Muestra: EP-G

	CONCENTRACION			RAZONES CORREGIDAS								EDADES CORREGIDAS (Ma)									
	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	Best age	±2s	Disc%
Z_01	360	243	0.68	0.0698	0.0039	0.1913	0.0100	0.0195	0.0004	0.0075	0.0005	0.21	124.3	2.6	177.4	8.9	910.0	120.0	124.3	2.6	29.9
Z_02	1406	452	0.32	0.0507	0.0020	0.1474	0.0064	0.0209	0.0003	0.0067	0.0004	-0.21	133.5	2.1	139.5	5.7	240.0	89.0	133.5	2.1	4.3
Z_03	464	114.8	0.25	0.0599	0.0077	0.1840	0.0260	0.0217	0.0006	0.0090	0.0024	-0.25	138.3	3.9	171.0	21.0	610.0	200.0	138.3	3.9	19.1
Z_05	223.1	108.4	0.49	0.0577	0.0038	0.1560	0.0100	0.0190	0.0004	0.0066	0.0005	0.03	121.3	2.5	147.0	8.6	500.0	130.0	121.3	2.5	17.5
Z_07	365	165	0.45	0.0548	0.0040	0.1540	0.0110	0.0205	0.0005	0.0071	0.0006	-0.46	130.6	2.8	145.0	9.5	350.0	130.0	130.6	2.8	9.9
Z_08	1497	656	0.44	0.0507	0.0020	0.1367	0.0060	0.0197	0.0003	0.0067	0.0004	0.42	125.4	2.0	130.0	5.3	217.0	85.0	125.4	2.0	3.5
Z_09	256.3	143.1	0.56	0.0655	0.0040	0.1810	0.0110	0.0193	0.0005	0.0075	0.0005	-0.16	123.5	3.1	168.0	9.2	850.0	140.0	123.5	3.1	26.5
Z_11	433	199.1	0.46	0.0649	0.0020	0.6220	0.0260	0.0698	0.0016	0.0231	0.0014	0.73	434.7	9.8	493.0	15.0	771.0	67.0	434.7	9.8	11.8
Z_12	483	220	0.46	0.0666	0.0044	0.1725	0.0110	0.0189	0.0006	0.0068	0.0005	0.32	121.0	4.1	161.2	9.3	740.0	110.0	121.0	4.1	24.9
Z_13	1669	764	0.46	0.0513	0.0017	0.1381	0.0054	0.0194	0.0003	0.0065	0.0003	0.38	123.9	2.0	131.3	4.8	245.0	76.0	123.9	2.0	5.6
Z_14	561	366	0.65	0.0709	0.0047	0.1670	0.0120	0.0172	0.0003	0.0058	0.0004	0.44	110.0	2.1	156.1	10.0	910.0	130.0	110.0	2.1	29.5
Z_16	2232	1256	0.56	0.0504	0.0017	0.1287	0.0054	0.0185	0.0003	0.0062	0.0003	0.44	118.3	2.0	122.9	4.8	224.0	74.0	118.3	2.0	3.7
Z_17	352.7	155.8	0.44	0.0611	0.0026	0.4710	0.0250	0.0562	0.0031	0.0202	0.0013	0.25	352.0	19.0	391.0	18.0	630.0	80.0	352.0	19.0	10.0
Z_18	177	92.9	0.52	0.0622	0.0049	0.1920	0.0150	0.0220	0.0006	0.0082	0.0006	-0.17	140.1	3.5	177.0	12.0	750.0	160.0	140.1	3.5	27.8
Z_19	356.9	238.8	0.67	0.0585	0.0037	0.1520	0.0110	0.0189	0.0005	0.0060	0.0005	0.18	120.9	2.8	143.1	9.9	510.0	140.0	120.9	2.8	15.5
Z_21	125	113	0.90	0.0610	0.0034	0.5530	0.0410	0.0673	0.0016	0.0190	0.0014	-0.34	420.0	9.8	446.0	24.0	610.0	96.0	420.0	9.8	5.8
Z_22	533	244	0.46	0.0701	0.0047	0.2430	0.0140	0.0255	0.0008	0.0102	0.0009	0.23	162.3	4.8	220.8	11.0	910.0	110.0	162.3	4.8	26.5
Z_24	982	326	0.33	0.0618	0.0033	0.1658	0.0078	0.0191	0.0005	0.0072	0.0005	0.23	122.1	3.2	155.6	6.8	680.0	95.0	122.1	3.2	21.5
Z_25	683.4	237.5	0.35	0.0486	0.0021	0.1550	0.0190	0.0233	0.0016	0.0078	0.0006	0.66	148.5	10.0	146.0	15.0	110.0	86.0	148.5	10.0	-1.7
Z_26	1273	457	0.36	0.0530	0.0018	0.1381	0.0053	0.0187	0.0004	0.0063	0.0004	0.46	119.2	2.4	131.4	4.7	323.0	70.0	119.2	2.4	9.3
Z_27	1235	534	0.43	0.0559	0.0018	0.1547	0.0060	0.0202	0.0003	0.0074	0.0004	0.35	128.9	2.1	146.0	5.3	436.0	73.0	128.9	2.1	11.7
Z_28	262.7	169.6	0.65	0.0552	0.0053	0.1560	0.0160	0.0209	0.0007	0.0074	0.0006	0.76	133.0	4.4	146.0	13.0	390.0	170.0	133.0	4.4	8.9
Z_33	206	148.9	0.72	0.0595	0.0027	0.3800	0.0350	0.0459	0.0029	0.0254	0.0013	0.08	289.3	17.0	327.0	24.0	600.0	90.0	289.3	17.0	11.5
Z_34	628	145	0.23	0.0601	0.0021	0.2590	0.0095	0.0313	0.0006	0.0072	0.0006	-0.14	198.7	3.5	233.7	7.3	618.0	67.0	198.7	3.5	15.0
Z_35	795	613	0.77	0.0625	0.0028	0.1504	0.0094	0.0175	0.0004	0.0058	0.0004	0.21	112.0	2.6	142.2	8.1	684.0	86.0	112.0	2.6	21.2
Z_36	309.5	144.4	0.47	0.0567	0.0030	0.1550	0.0080	0.0202	0.0005	0.0070	0.0005	0.27	129.1	2.9	146.1	6.7	460.0	110.0	129.1	2.9	11.6
Z_39	604	352	0.58	0.0564	0.0028	0.1549	0.0085	0.0202	0.0004	0.0073	0.0004	0.23	128.9	2.7	146.1	7.4	450.0	100.0	128.9	2.7	11.8

Z_40	360.3	248.1	0.69	0.0568	0.0035	0.1680	0.0097	0.0217	0.0005	0.0069	0.0005	-0.10	138.4	3.1	160.4	8.3	540.0	120.0	138.4	3.1	13.7
Z_41	493	290	0.59	0.0558	0.0036	0.1630	0.0110	0.0212	0.0004	0.0071	0.0005	0.01	134.9	2.6	152.8	9.3	470.0	130.0	134.9	2.6	11.7
Z_42	354	74.7	0.21	0.0610	0.0023	0.4750	0.0200	0.0564	0.0011	0.0165	0.0011	-0.09	353.9	6.5	394.0	14.0	650.0	80.0	353.9	6.5	10.2
Z_43	840	750	0.89	0.0598	0.0061	0.1473	0.0100	0.0177	0.0004	0.0057	0.0004	0.09	113.1	2.7	139.5	8.8	600.0	140.0	113.1	2.7	18.9
Z_45	2673	1390	0.52	0.0688	0.0026	0.1728	0.0071	0.0181	0.0003	0.0072	0.0004	-0.05	115.6	1.9	161.7	6.1	878.0	72.0	115.6	1.9	28.5
Z_46	1872	1002	0.54	0.0534	0.0019	0.1339	0.0056	0.0181	0.0003	0.0059	0.0003	0.09	115.5	1.9	127.5	5.0	351.0	80.0	115.5	1.9	9.4
Z_47	453	310	0.68	0.0592	0.0036	0.1440	0.0094	0.0176	0.0004	0.0061	0.0004	-0.04	112.5	2.7	137.0	7.9	530.0	130.0	112.5	2.7	17.9
Z_50	836	346	0.41	0.0565	0.0034	0.1440	0.0088	0.0185	0.0004	0.0063	0.0004	0.41	117.8	2.6	136.5	7.8	470.0	120.0	117.8	2.6	13.7
Z_59	1073	444	0.41	0.0500	0.0023	0.1218	0.0073	0.0177	0.0003	0.0059	0.0004	0.47	113.0	2.0	116.6	6.5	250.0	89.0	113.0	2.0	3.1
Z_60	428.5	129.4	0.30	0.0764	0.0023	1.0040	0.0590	0.0952	0.0047	0.0300	0.0020	0.30	586.0	28.0	712.0	34.0	1154.0	59.0	586.0	28.0	17.7
Z_61	961	312	0.32	0.0489	0.0027	0.1345	0.0100	0.0201	0.0007	0.0065	0.0005	0.14	128.3	4.5	128.0	9.0	130.0	110.0	128.3	4.5	-0.2
Z_62	931	418	0.45	0.0680	0.0200	0.1718	0.0370	0.0184	0.0005	0.0078	0.0006	0.17	117.5	3.2	160.7	29.0	860.0	270.0	117.5	3.2	26.9
Z_63	805	329	0.41	0.0637	0.0030	0.1738	0.0088	0.0196	0.0004	0.0079	0.0004	-0.04	125.4	2.6	162.5	7.6	730.0	94.0	125.4	2.6	22.8
Z_64	294	164	0.56	0.0651	0.0054	0.1710	0.0160	0.0188	0.0005	0.0073	0.0007	0.16	120.1	3.0	161.9	13.0	820.0	140.0	120.1	3.0	25.8
Z_67	371.9	249.8	0.67	0.0622	0.0038	0.1570	0.0089	0.0184	0.0004	0.0065	0.0004	-0.42	117.2	2.5	147.0	7.8	700.0	120.0	117.2	2.5	20.3
Z_70	406.1	219	0.54	0.0533	0.0046	0.1410	0.0120	0.0192	0.0004	0.0076	0.0005	0.03	122.4	2.8	134.0	11.0	300.0	150.0	122.4	2.8	8.7
Z_72	217	130.5	0.60	0.0593	0.0051	0.1670	0.0140	0.0208	0.0005	0.0071	0.0005	-0.22	132.4	3.4	156.0	12.0	530.0	180.0	132.4	3.4	15.1
Z_73	183	143	0.78	0.0720	0.0047	0.1750	0.0150	0.0187	0.0005	0.0059	0.0007	0.32	119.3	3.4	163.0	13.0	910.0	120.0	119.3	3.4	26.8
Z_76	503	131.6	0.26	0.0712	0.0070	0.3350	0.0170	0.0334	0.0018	0.0131	0.0010	0.22	211.6	12.0	293.0	13.0	940.0	150.0	211.6	12.0	27.8
Z_77	374	190.8	0.51	0.0679	0.0049	0.1680	0.0110	0.0181	0.0006	0.0076	0.0004	0.31	115.6	3.7	157.6	9.2	870.0	130.0	115.6	3.7	26.6
Z_78	238.6	173.5	0.73	0.0726	0.0024	0.6610	0.0390	0.0664	0.0027	0.0185	0.0017	0.52	414.6	17.0	514.0	23.0	991.0	69.0	414.6	17.0	19.3
Z_79	1070	565	0.53	0.0557	0.0024	0.1499	0.0066	0.0197	0.0003	0.0065	0.0004	-0.17	125.8	2.2	141.7	5.9	440.0	91.0	125.8	2.2	11.2
Z_80	272.1	156	0.57	0.0686	0.0077	0.1920	0.0240	0.0202	0.0005	0.0080	0.0010	0.07	128.6	3.2	178.0	19.0	880.0	160.0	128.6	3.2	27.8
Z_82	188	110	0.59	0.0519	0.0150	0.1460	0.0540	0.0207	0.0007	0.0081	0.0016	-0.30	132.0	4.2	138.0	40.0	370.0	310.0	132.0	4.2	4.3
Z_84	168.7	60.12	0.36	0.0501	0.0036	0.1486	0.0100	0.0212	0.0006	0.0085	0.0007	0.19	135.0	3.8	140.4	8.8	240.0	140.0	135.0	3.8	3.8
Z_90	736	428	0.58	0.0508	0.0022	0.1452	0.0069	0.0208	0.0003	0.0068	0.0004	-0.04	132.9	2.1	137.6	6.0	220.0	84.0	132.9	2.1	3.4
Z_93	405.7	251.1	0.62	0.0588	0.0028	0.3340	0.0160	0.0417	0.0009	0.0153	0.0009	-0.14	263.3	5.4	292.0	12.0	540.0	96.0	263.3	5.4	9.8
Z_94	212.8	145.3	0.68	0.0640	0.0056	0.1720	0.0140	0.0198	0.0006	0.0064	0.0005	-0.63	126.4	3.5	161.0	12.0	640.0	150.0	126.4	3.5	21.5
Z_95	215	98.1	0.46	0.0635	0.0079	0.1680	0.0260	0.0197	0.0007	0.0076	0.0012	0.34	126.0	4.1	157.0	21.0	700.0	190.0	126.0	4.1	19.7
Z_96	712	665	0.93	0.0556	0.0030	0.1434	0.0084	0.0190	0.0004	0.0063	0.0004	0.17	121.5	2.4	137.8	7.3	410.0	120.0	121.5	2.4	11.8
Z_98	437	251	0.57	0.0521	0.0034	0.1480	0.0093	0.0209	0.0005	0.0065	0.0004	-0.04	133.3	2.9	140.2	8.2	280.0	130.0	133.3	2.9	4.9
Z_99	690	323.4	0.47	0.0518	0.0027	0.1397	0.0078	0.0195	0.0004	0.0070	0.0004	0.15	124.3	2.4	132.6	6.9	250.0	110.0	124.3	2.4	6.3
Z_100	800	53	0.07	0.0586	0.0022	0.3150	0.0130	0.0392	0.0009	0.0187	0.0017	-0.35	247.9	5.5	277.7	10.0	535.0	82.0	247.9	5.5	10.7
Z_103	603	149.4	0.25	0.0738	0.0021	0.9090	0.0320	0.0912	0.0019	0.0222	0.0012	0.43	562.6	11.0	656.0	17.0	1028.0	60.0	562.6	11.0	14.2
Z_105	281	72	0.26	0.1301	0.0039	3.7040	0.1500	0.2064	0.0069	0.0383	0.0031	0.35	1210.0	38.0	1571.0	36.0	2095.0	50.0	1210.0	38.0	23.0
Z_106	1080	487	0.45	0.0592	0.0031	0.1482	0.0100	0.0183	0.0004	0.0061	0.0006	0.44	116.9	2.6	140.3	8.7	553.0	100.0	116.9	2.6	16.7
Z_111	615	267.8	0.44	0.0574	0.0029	0.1498	0.0072	0.0188	0.0004	0.0065	0.0004	-0.14	119.7	2.5	141.6	6.3	520.0	110.0	119.7	2.5	15.5
Z_112	1860	1160	0.62	0.0533	0.0016	0.1310	0.0049	0.0180	0.0003	0.0059	0.0003	0.19	115.2	1.9	125.0	4.4	331.0	69.0	115.2	1.9	7.8
Z_113	859	410	0.48	0.0570	0.0027	0.1563	0.0076	0.0204	0.0004	0.0067	0.0004	0.04	130.0	2.3	148.4	6.6	470.0	100.0	130.0	2.3	12.4
Z_114	876.9	410.1	0.47	0.0627	0.0026	0.1652	0.0083	0.0192	0.0004	0.0070	0.0004	0.08	122.7	2.4	155.1	7.2	672.0	84.0	122.7	2.4	20.9
Z_115	467	326	0.70	0.0607	0.0051	0.1440	0.0120	0.0173	0.0005	0.0061	0.0004	-0.07	110.7	2.9	136.0	11.0	720.0	140.0	110.7	2.9	18.6
Z_116	384	253	0.66	0.0609	0.0036	0.1667	0.0110	0.0199	0.0005	0.0070	0.0004	0.14	127.0	3.0	156.2	9.5	580.0	130.0	127.0	3.0	18.7
Z_119	682	259.7	0.38	0.0517	0.0036	0.1360	0.0093	0.0193	0.0005	0.0063	0.0005	0.06	122.9	3.4	130.0	8.2	240.0	130.0	122.9	3.4	5.5
Z_120	324.1	121.7	0.38	0.0679	0.0038	0.1750	0.0120	0.0188	0.0006	0.0068	0.0005	0.34	120.1	3.7	165.0	10.0	900.0	110.0	120.1	3.7	27.2
Z_123	748	368	0.49	0.0623	0.0031	0.1548	0.0083	0.0182	0.0004	0.0065	0.0004	0.00	116.0	2.8	145.9	7.3	670.0	100.0	116.0	2.8	20.5
Z_127	253	121	0.48	0.0669	0.0044	0.1520	0.0140	0.0166	0.0005	0.0054	0.0005	0.12	106.4	3.0	143.3	12.0	790.0	120.0	106.4	3.0	25.8
Z_128	916	340	0.37	0.0568	0.0021	0.1469	0.0065	0.0190	0.0004	0.0070	0.0004	0.01	121.5	2.3	139.0	5.7	462.0	78.0	121.5	2.3	12.6
Z_129	372	135.2	0.36	0.0714	0.0051	0.3100	0.0190	0.0318	0.0009	0.0162	0.0011	-0.33	201.8	5.9	273.0	15.0	940.0	140.0	201.8	5.9	26.1
Z_130	280.5	114.6	0.41	0.0579	0.0042	0.1490	0.0110	0.0191	0.0006	0.0069	0.0006	-0.16	122.1	3.6	141.0	10.0	440.0	150.0	122.1	3.6	13.4
Z_132	352	142	0.40	0.0606	0.0220	0.2020	0.1400	0.0239	0.0034	0.0084	0.0046	0.12	152.5	21.0	186.0	91.0	670.0	330.0	152.5	21.0	18.0

CORECCIÓN DE TEMPERATURAS POR PRESIÓN A PARTIR DE ISOCORAS

Las presiones calculadas son estimaciones mínimas, dado que no se considera la presión del tirante de agua para este tiempo y la columna de roca pudo ser más gruesa.

Estadio inicial de la deformación			
Densidad: 2700	[Kg/m3]	Fm. Trancas	1000m*
Gravedad: 9.81	[m/s2]	Fm. Tamaulipas	600m**
Altura: 2600	[m]	Fm. Soyatal	<u>1000m*</u>
2600m			
P litostática: 68866200	[Pa]		
P atm: 101,325	[Pa]		
68967525	[Pa]		
P total: 69	[MPa]		

Estadio tardío de la deformación	
Densidad: 2700	[Kg/m3]
Gravedad: 9.81	[m/s2]
Altura: 5000	[m]**
P litostática: 132435000	[Pa]
P atm: 101,325	[Pa]
132536325	[Pa]
P total: 133	[MPa]

*Vasquez-Serrano (2018)

**Fitz-Díaz et al., (2012)

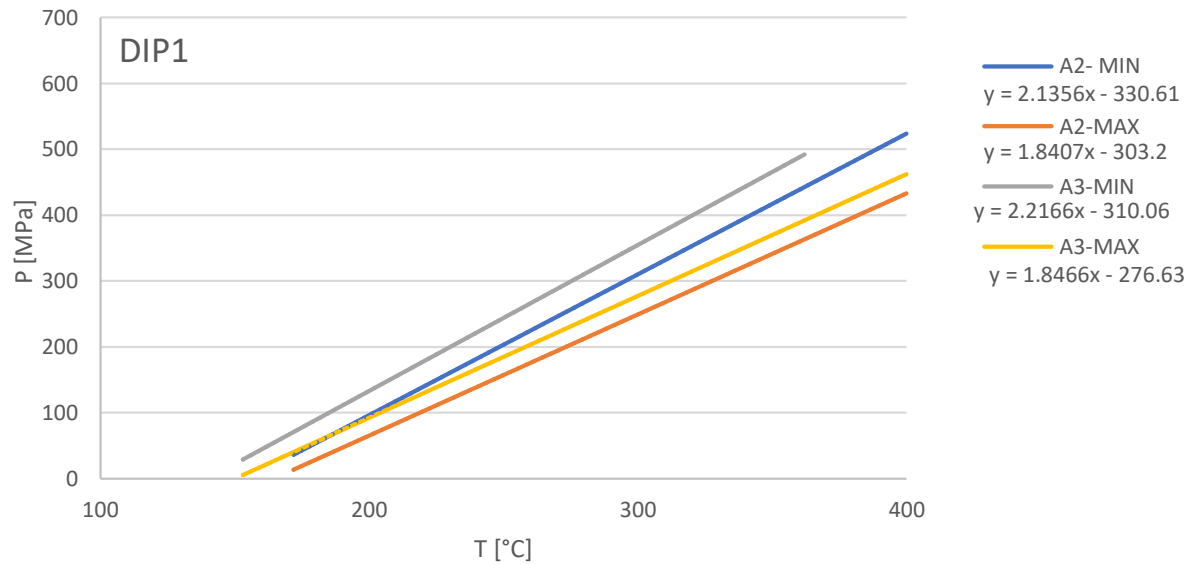
	DIA 1 P1		EPS1		AFL		EP TARD		VR TARD					
	T [°C]	P [Mpa]	T [°C]	P [Mpa]	T [°C]	P [Mpa]	T [°C]	P [Mpa]	T [°C]	P [Mpa]				
A2- MIN	187	69	A1- MIN	171	69	A2- MIN	373	69	A1- MIN	190	69	A2- MIN	137	69
	217	133		200	133		442	133		220	133		161	133
A2- MAX	202	69	A1- MAX	194	69	A2- MAX	328	69	A1- MAX	217	69	A2- MAX	148	69
	237	133		228	133		376	133		255	133		173	133
A3- MIN	171	69	A2- MIN	181	69	A3- MIN	363	69	A3- MIN	183	69	A3- MIN	166	69
	200	133		210	133		418	133		212	133		193	133
A3- MAX	187	69	A2- MAX	200	69	A3- MAX	395	69	A3- MAX	224	69	A3- MAX	181	69
	222	133		234	133		465	133		261	133		210	133
			A5- MIN	209	69				A4- MIN	166	69			
				241	133					195	133			
			A5- MAX	223	69				A4- MAX	194	69			
				259	133					230	133			

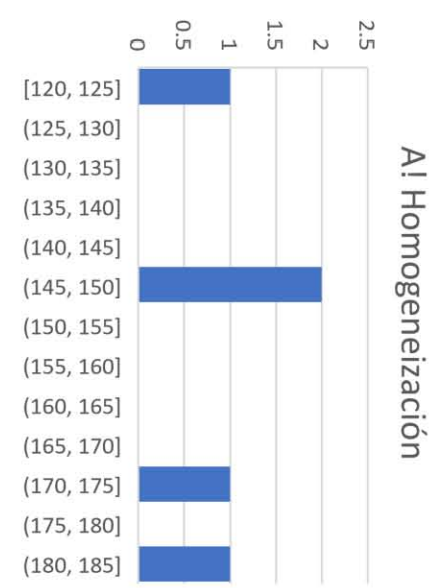
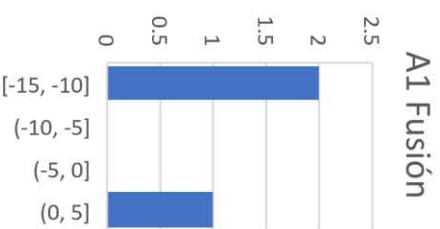
Día 1 P1

Muestra: Día 1 P1

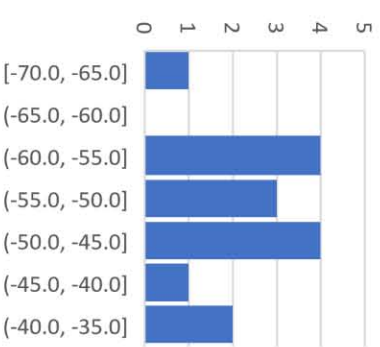
Sistema: H₂O-NaCl

	T. Eutéctico		T. Fusión		T. Homogeneización		Salinidad (%NaCl)		Densidad		min			max			
	min	max	min	max	min	max	min	max	min	max	Molalidad	T	Vol molar	Molalidad	T	Vol molar	
A1: maclas	-		-14.7	-10.4	150?	170?	18.4										
A2: planos cristalog	-59.2	-49	-11	-5	155-165	195-200	14.97	7.86	1.01	0.96	3.012	155	19.883	1.460	165	19.879	
A3: primarias en qz	-57.9	-52.2	-10	-3.3	140	150	13.94	5.41	1.01	0.95	2.770	140	19.660	0.979	150	19.602	

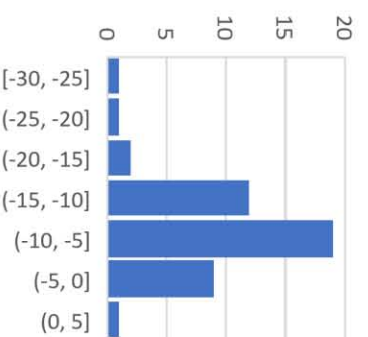




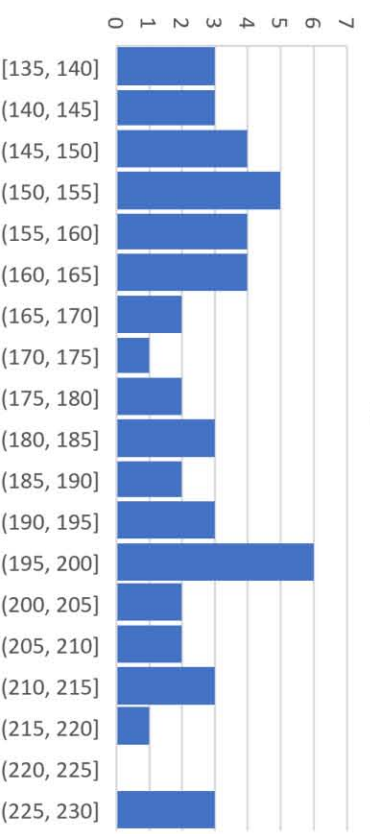
A2 Eutéctico



A2 Fusión



A2 Homogeneización

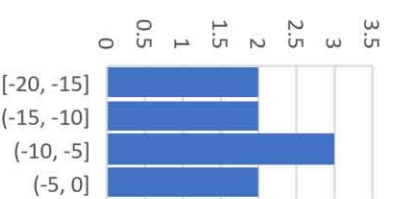


A3

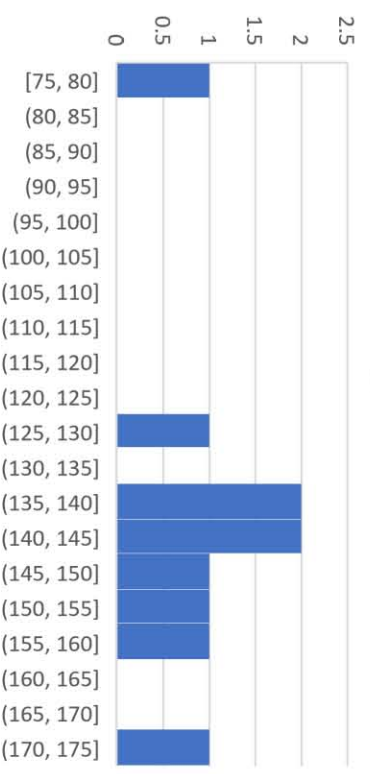
Eutéctico



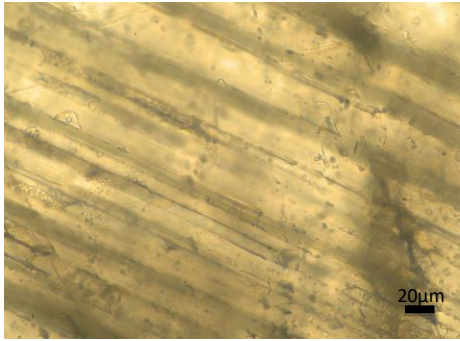
A3 Fusión



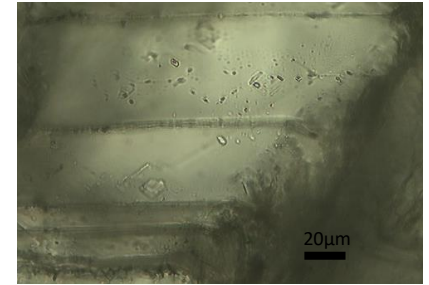
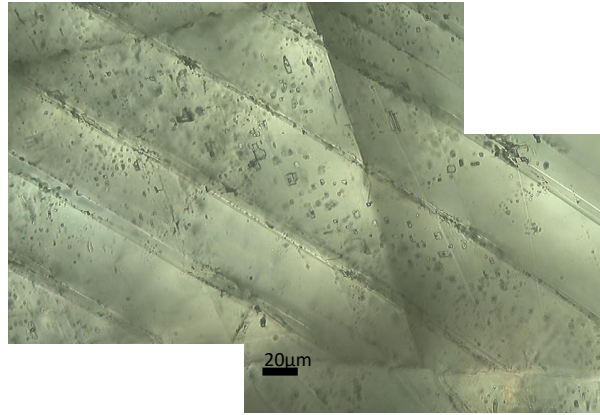
A3 Homogeneización



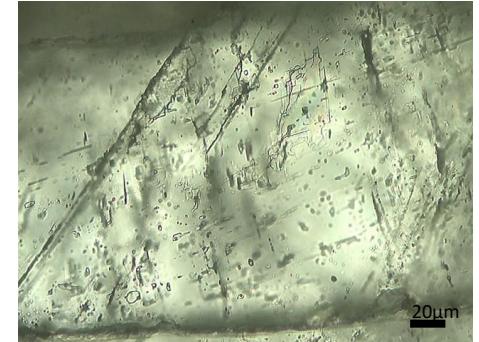
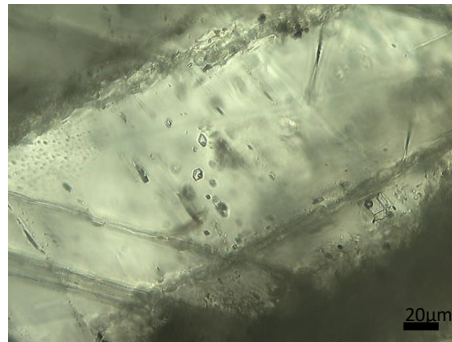
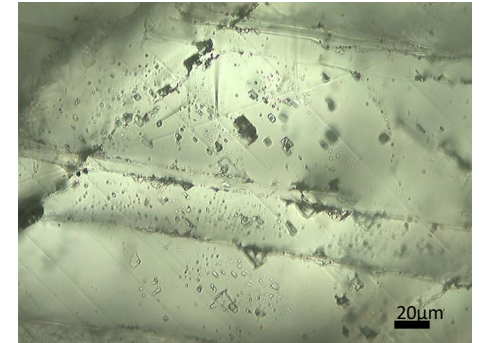
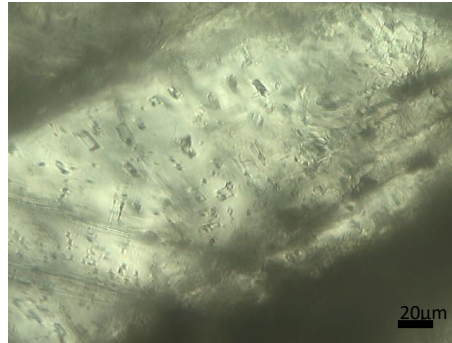
Asociación 1



Asociación 2



Asociación 1		
Eutéctico	T. Fusión	T. Homogeneización
-	-14.7	122.1
	-10.4	150
	0.9	150
		170.2
		182.4



Asociación 2

Eutético	T. Fusión	T. Homogeneización
-49	-14.8	160
-53.4	-7.6	161.5
-58.9	-5.1	184.3
	-3.7	197.6
		197.9
		202.9
		218.4

Eutético	T. Fusión	T. Homogeneización
-53.7	-6.5	161.2
-49	-4.2	170.1
	-4.2	186
		192

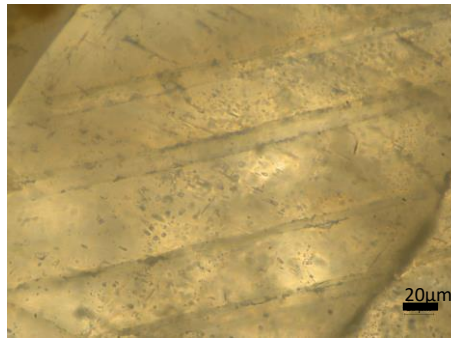
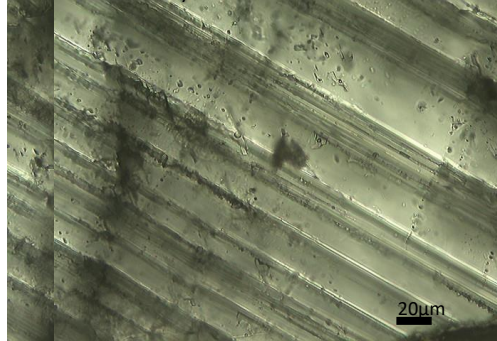
Eutético	T. Fusión	T. Homogeneización
-56.9	-29	136.6
-70	-22.3	149.2
	-15.1	153.6
	-12.9	153.6
	-11.6	155.2
	-10.8	163.1
	-10.8	175.4
	-10.2	180.3
	-10.2	
	-9.7	
	-9.7	

Eutético	T. Fusión	T. Homogeneización
-39	-15.5	183.8
	-11.5	194.3
	-9.3	226.4
	-7.2	227.9
	-4.1	
	-2.8	

Eutético	T. Fusión	T. Homogeneización
-49.8	-10	198.5
	-4.5	208.2
	-3.4	215
		252.1

Eutético	T. Fusión	T. Homogeneización
-38.7	-11.8	140.4
-53.4	-7	141.8
-58.5	-7	148
-59.2	-7	154

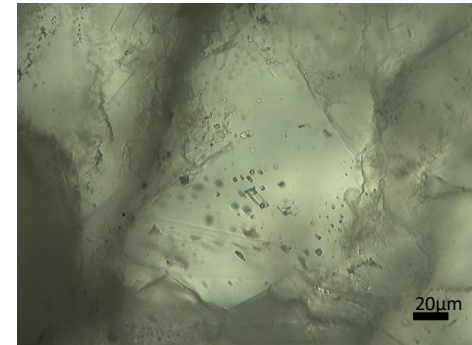
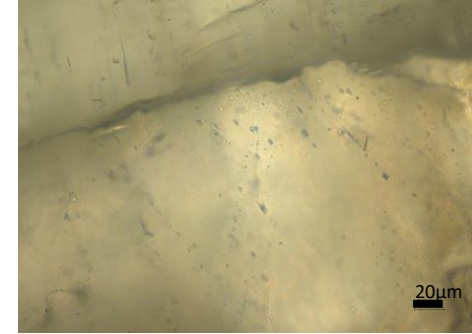
Asociación 1 y 2



Eutético	T. Fusión	T. Homogeneización
-42	-9.5	139
	-9.2	144.3
	-8.4	150
	1.2	154.4
		162.2
		169.7
		175.6
		195.9
		196.1

Eutético	T. Fusión	T. Homogeneización
-49.7	-12.3	138
	-10.4	149
	-7.8	151.9
	-7.1	155.4
	-5.3	158.9
	-5.2	166.5
	-5.2	188.1
	-5.2	192
	-4.9	214.9
	-4.1	229.5

Asociación 3

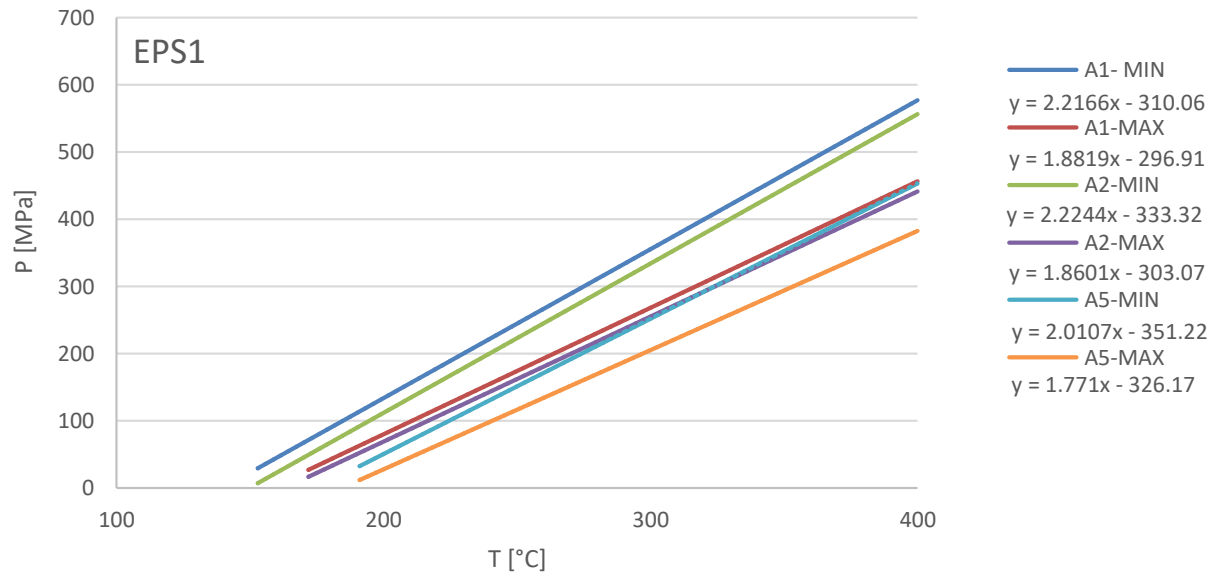


Asociación 3		
Eutético	T. Fusión	T. Homogeneización
-	-16.7	78.8
	-10.4	128.2
	-7.7	149.8
		155.8

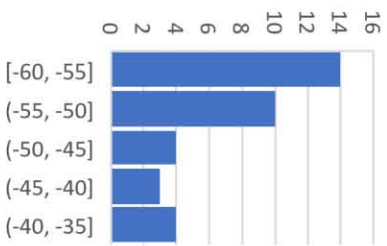
Eutético	T. Fusión	T. Homogeneización
-53.8	-15.4	140.2
-57.9	-10	139.2
	-8.4	172.1
	-6.3	140.2
	-3.3	139.2
	-2.2	151

EPS1

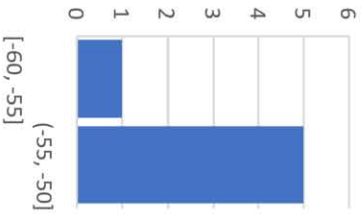
	Muestra: EPS1						Sistema: H2O-NaCl									
	T. Eutético		T. Fusión		T. Homogeneización		Salinidad (%NaCl)		Densidad		min			max		
	min	max	min	max	min	max	min	max	min	max	Molalidad	T	Vol molar	Molalidad	T	Vol molar
A1: primarias en qz	-58.3	-53	-10	-5	140	158	13.94	7.86	1.01	0.96	2.76997	140	19.659768	1.46007	158	
A2: P o Ps en qz	-55	-50	-13.2	-5.2	150	163.2	17.08	8.14	1.03	0.96	3.52224	150	19.840911	1.51555	163.2	19.855443
A3: Ps en qz	-59.9	-56.2	-9.3	-5	?	?										
A4: planos cristalog	-60	-56	-10	-5.5	160	209										
A5: primarias en qz	-60	-50	-11.8	-6.2	175	184.6	15.76	9.47	1.00	0.95	3.20123	175	20.188489	1.78923	184.6	20.22487



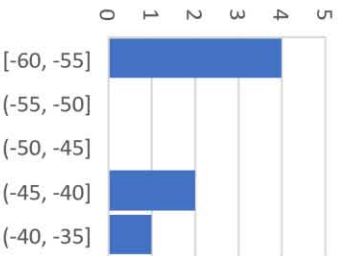
A1 Eutéctico



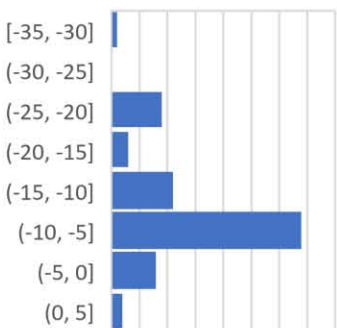
A2 Eutéctico



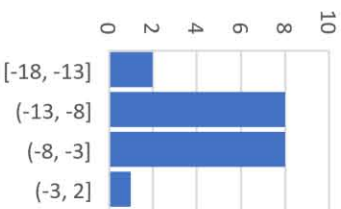
A3 Eutéctico



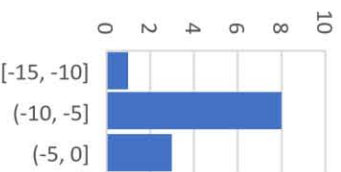
A1 Fusión



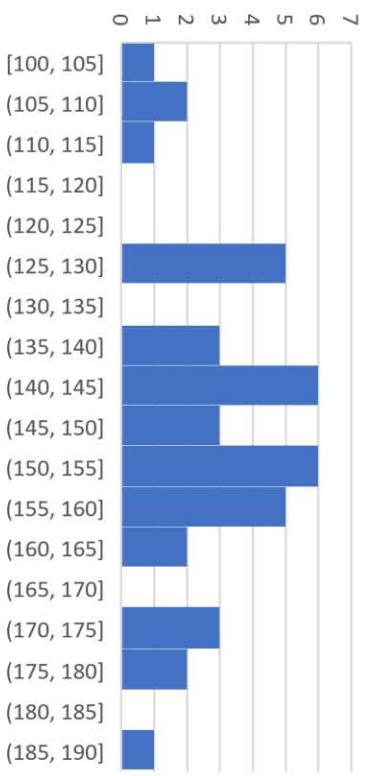
A2 Fusión



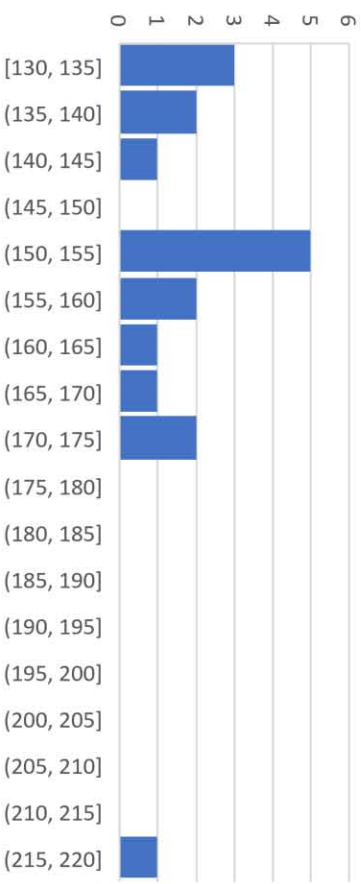
A3 Fusión



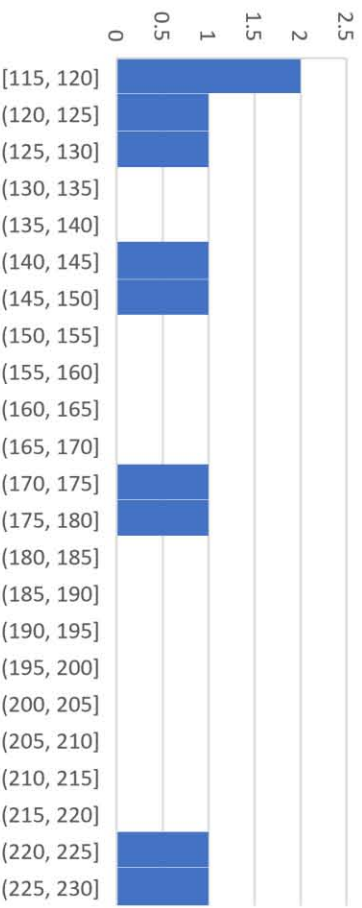
A1 Homogeneización



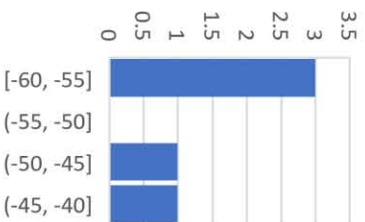
A2 Homogeneización



A3 Homogeneización



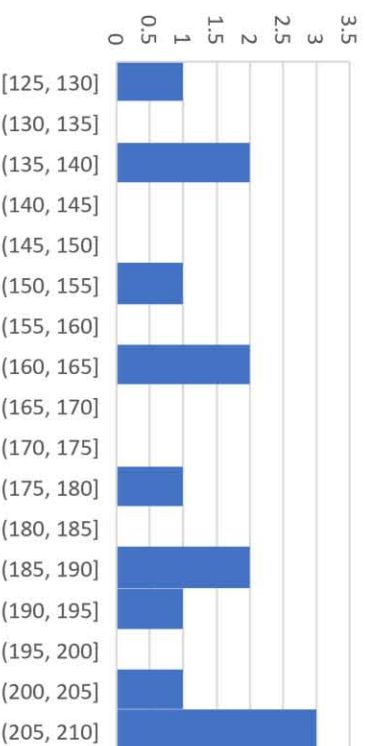
A4 Eutéctico



A4 Fusión



A4 Homogeneización

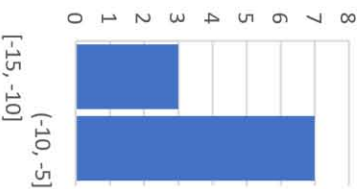


A5

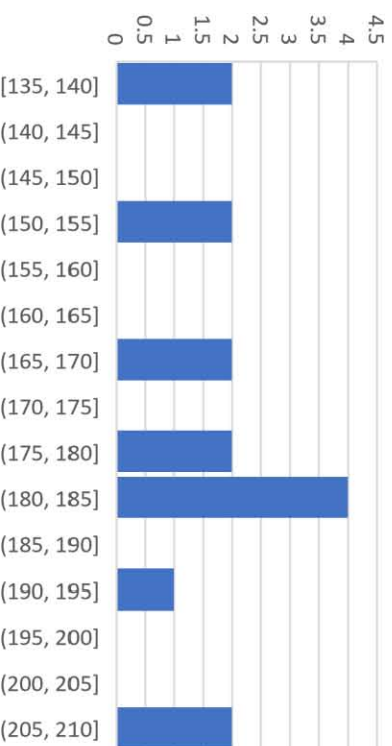
Eutéctico



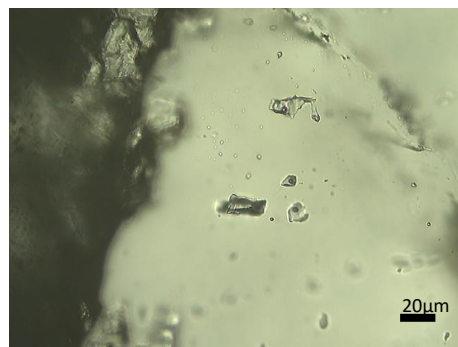
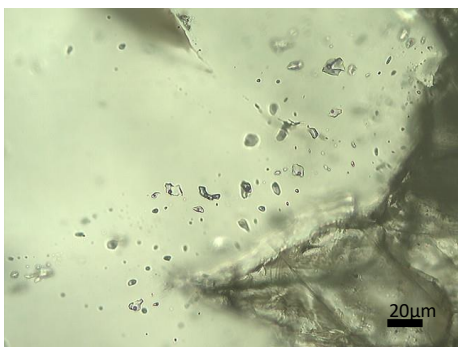
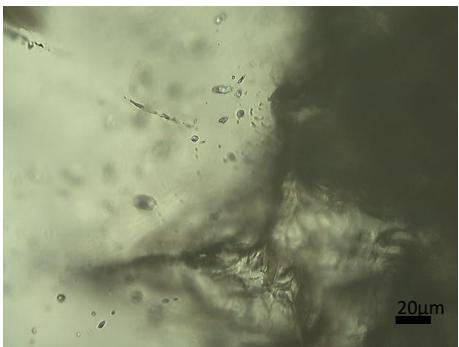
A5 Fusión



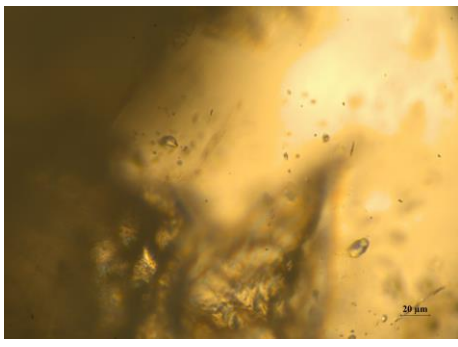
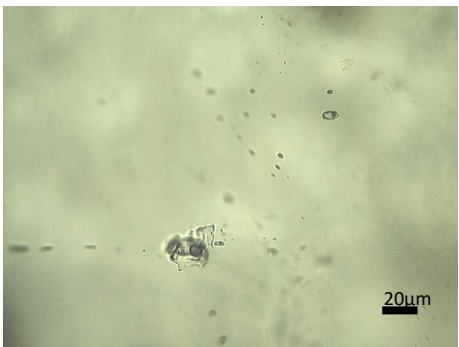
A5 Homogeneización



Asociación 1



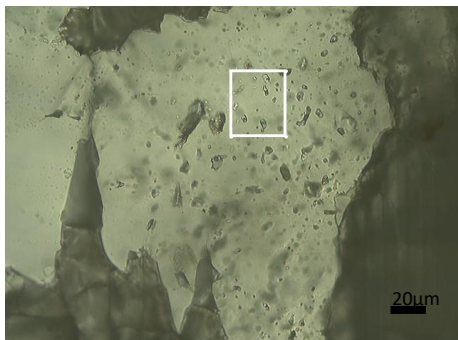
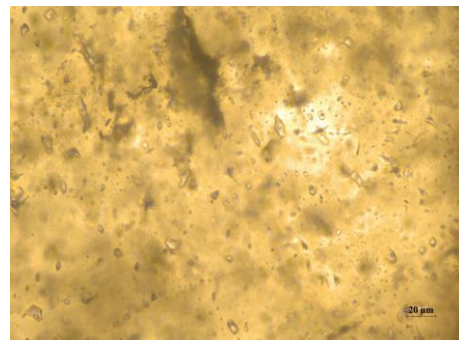
Asociación 1		
Eutético	T. Fusión	T. Homogeneización
-55.6	-18.7	152
-52.7	-15.2	156.8
	-10.5	163.2
	-8.4	173.2
	-7.8	
	-6.5	
	-5.4	
	-4.7	
	-3.4	



Eutético	T. Fusión		T. Homogeneización	
-56.9	-30.4	-7.2	103	146.2
-56.9	-23.7	-6.7	110	147.7
-56.7	-22.4	-6.1	130	152
-56	-21	-6.1	140.3	152.3
-41.6	-21	-6.1	140.4	154.4
-39.9	-11.7	-5.8	145	155
-39.2	-9.8	-5.8	146.2	
	-8.2	-4.2		
	-8.2	-3.5		

Eutético	T. Fusión		T. Homogeneización
-57.5	-12.3	-6.9	175.2
-56.2	-10.4	-5.4	152
-55.6	-9.9	-5.4	158
-55.3	-9.6	-4.6	125.4
-53.1	-8.5	-1.3	140.7
-52.5	-8.4	3.7	
-51.4	-7.3	3.9	
-51.2	-7.3		
-50.8			

Eutético	T. Fusión	T. Homogeneización
-45.1	-21	126
-41.2	-12.4	127.9
-39.5	-9.1	136.6
-39.2	-8.2	138
	-6.3	
	-6.3	

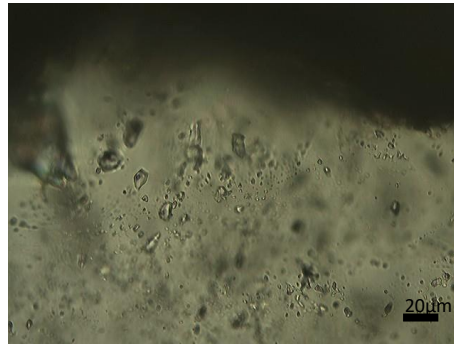
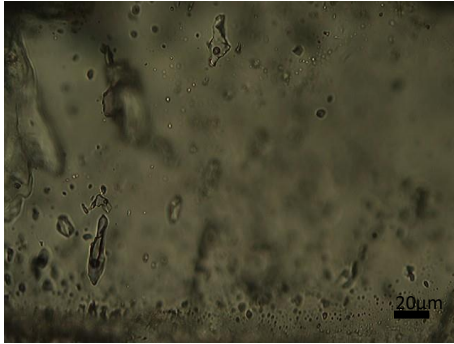


Eutético	T. Fusión	T. Homogeneización
-58.3	-14.2	142.2
-56.6	-11.4	155.9
-54.8	-8	156.8
-53.3	-6.7	158.3
-48.5	-6.2	160.9
	-5.1	171.1
	-5.1	171.1
	-5.1	176.1
	-3.1	
	-2.2	

Eutético	T. Fusión	T. Homogeneización
-55.2	-23.3	125.4
-45	-20.7	140
-43.3	-17.8	
	-11.8	

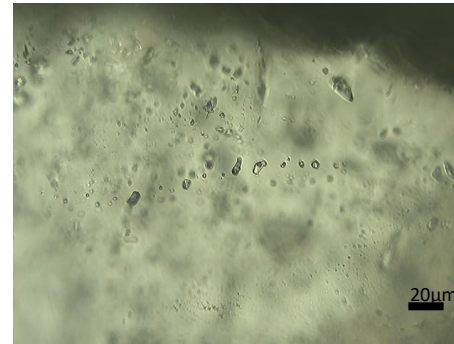
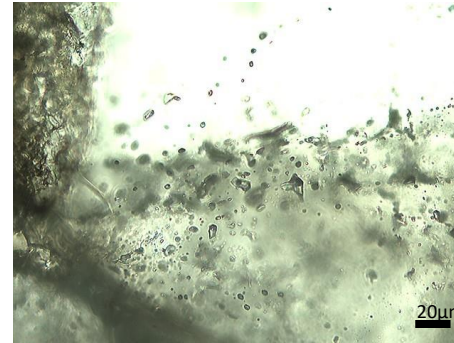
Eutético	T. Fusión	T. Homogeneización
-57.2	-23.2	109.6
-55.3	-21.7	113.7
-54	-14.1	145
-52.7	-13.4	189.6
-49.3	-11	
	-9.3	

Asociación 2



Asociación 2		
Eutético	T. Fusión	T. Homogeneización
-59.3	-9.8	134
-53.3	-9.7	135
-53.2	-9.3	151.4
	-8.8	154.5
	-8	154.5
	-7.5	154.6
	-6.8	156.4
	-5.3	156.8
	-5.3	167.9
	-5.3	173.4
Eutético	T. Fusión	T. Homogeneización
-54.6	-17.9	130.4
-53.4	-13.2	136.7
-51.2	-12.4	136.8
	-10.8	142
	-9.2	152.8
	-7.4	163.3
	-7.4	173.6
	-5.2	218.8
	0.1	

Asociación 3



Asociación 3		
Eutético	T. Fusión	T. Homogeneización
-59.9	-10.2	145.9
-58.8	-9.3	172.1
-58.3	-9.3	179.3
-56.2	-9.2	220.1
	-5	227.9
	-1.4	
	-1.3	
Eutético	T. Fusión	T. Homogeneización
-40.9	-7.7	119
-40.7	-6.6	124.9
-39.7	-6.3	128.2
	-5.8	140.2
	-2.3	118.8

Asociación 4



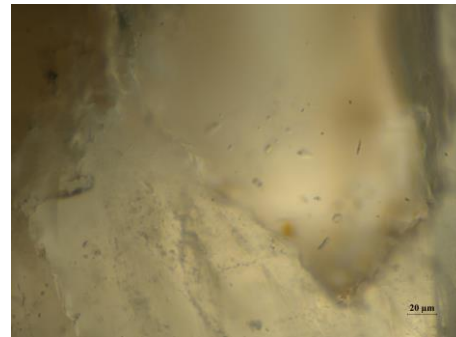
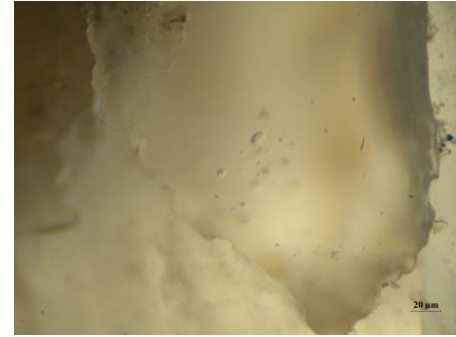
Asociación 4

Eutéctico	T. Fusión	T. Homogeneización	
-56.8	-8.2	151.3	191.2
-56.6	-7.3	161	203.5
-47.2	-6.1	161	207
-44.9	-4.8	175.1	209.4
	-3.4	187	209.4
		187	

Eutéctico	T. Fusión	T. Homogeneización	
-56	-7.4	126.1	
	-5.5	135.4	
	-1.9	137.4	

Descripción: Alojadas en cristales de cuarzo. Inclusiones fluidas homogéneas, bifásicas L+G y trifásicas, donde algunas de las inclusiones muestran sólidos atrapados. Estas inclusiones tienen forma prismática, ecuantas o poco alargadas y relieve alto. $F = 0.95$. Estas inclusiones son Primarias.

Asociación 5



Asociación 5

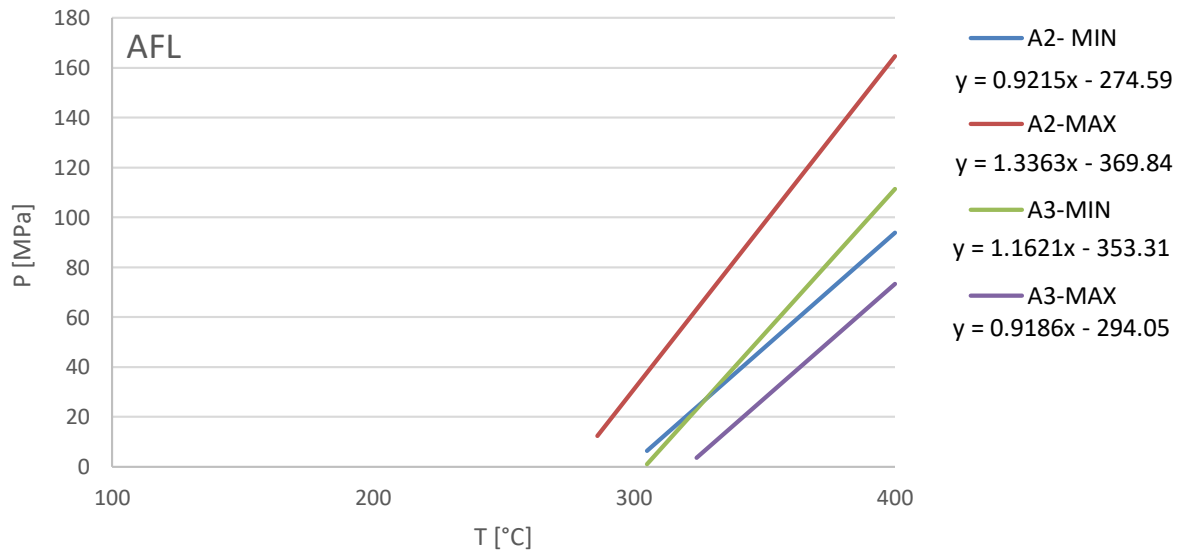
Eutéctico	T. Fusión	T. Homogeneización
-56.3	-12.9	167.7
-54.2	-11.8	167.7
	-8.9	176.6
	-8.2	177
	-7.4	181.1
	-7.4	182.6
		190.4

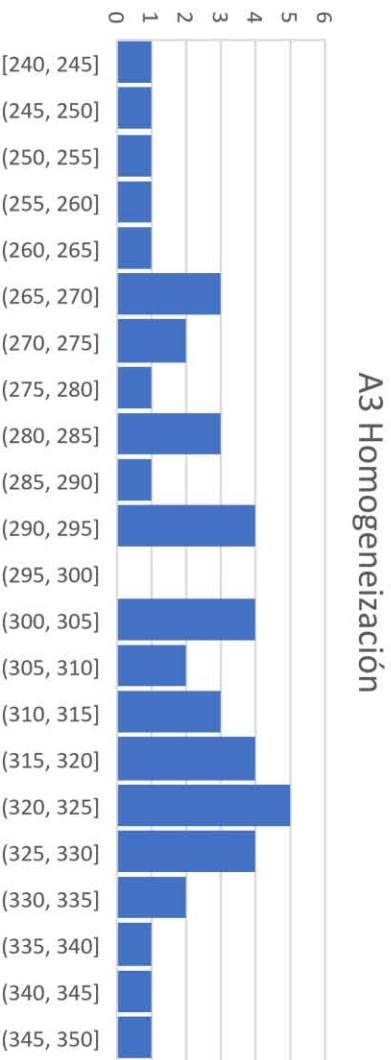
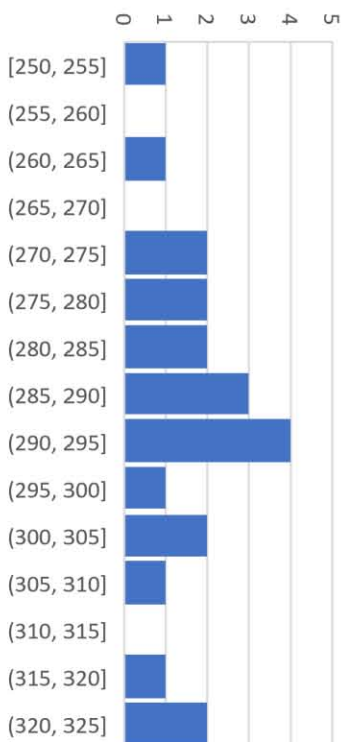
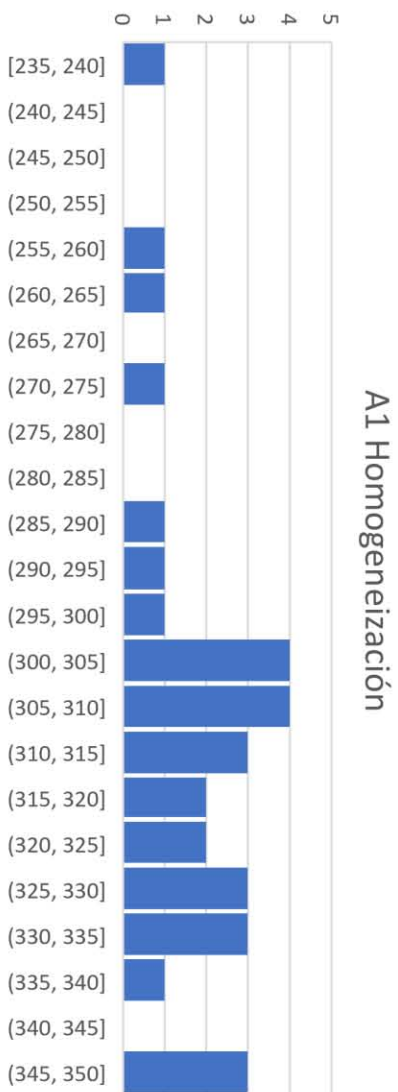
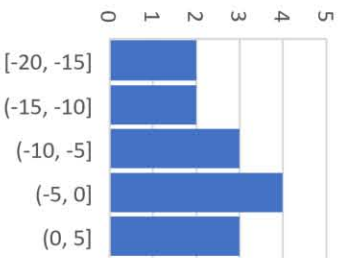
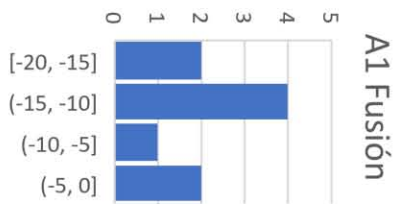
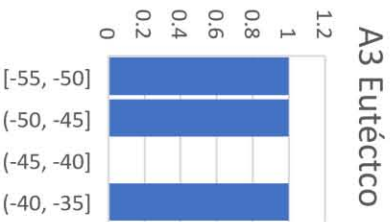
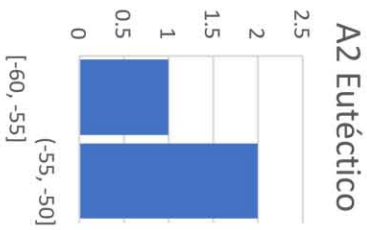
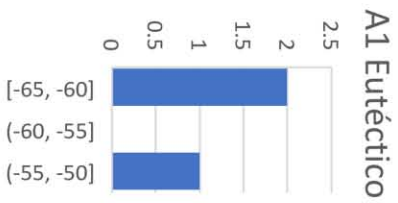
Eutéctico	T. Fusión	T. Homogeneización
-53.2	-10.2	138.2
-51.8	-7.9	139.6
-49.9	-7.2	152
-47.9	-6.2	154.1
		180.9
		184.6
		206.3
		209.8

AFL

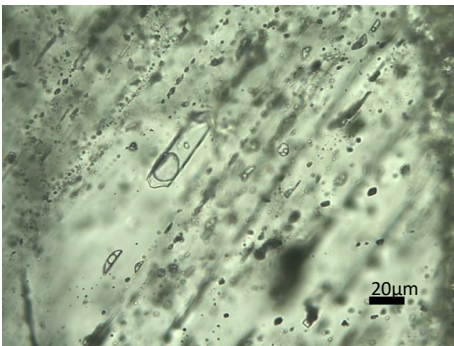
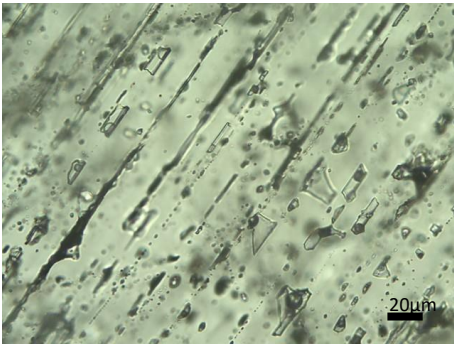
Muestra: AFL ELISA Sistema: H2O-NaCl

	T. Eutético		T. Fusión		T. Homogeneización		Salinidad (%NaCl)		Densidad		min			max			
	min	max	min	max	min	max	min	max	min	max	Molalidad	T	Vol molar	Molalidad	T	Vol molar	
A1: maclas	-65	-53.2	-16.5	-10.6	300	335											
A2: planos cristalog	-60	-52.1	-11.65	0	280	305	14.97	0.00	0.91	1.00	3.15	280	22.19961	0	305	0	
A3: primarias o ps en qz	-55	-47	-10	-5.8	310	330	13.94	6.45	0.94	0.73	2.7699	310	1.17904		330	1.05436	





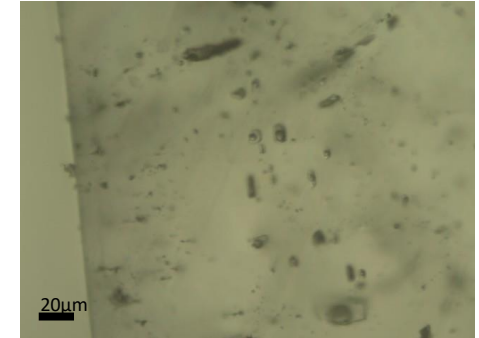
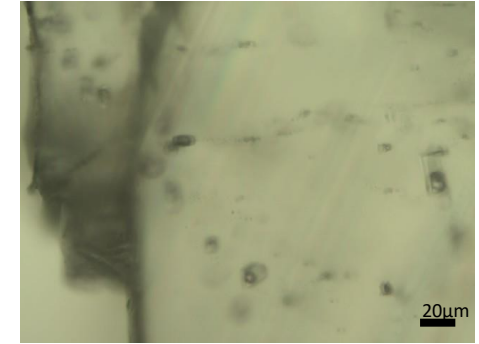
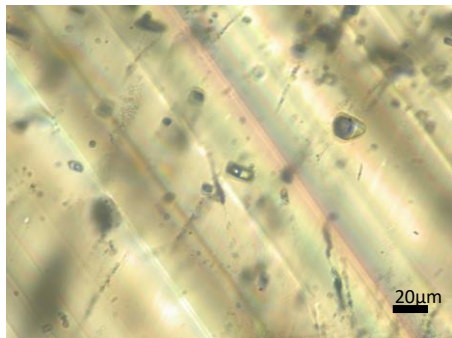
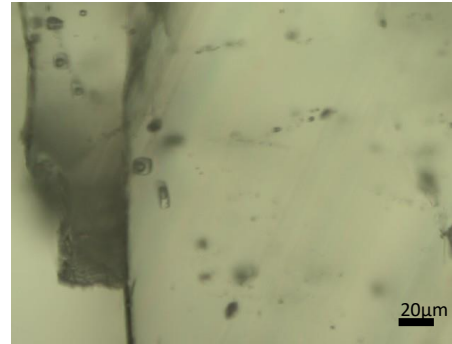
Asociación 1



Asociación 1		
Eutéctico	T. Fusión	T. Homogeneización
-61.2	-18.8	287.4
	-16.5	293.7
	-8.2	297.6
	-4.6	300.4
		304.5
		306.5
		308.2
		316.1
		325.5
		337.8

Eutéctico	T. Fusión	T. Homogeneización
-53.2	-13.2	237.4
-60.6	-11.6	259.9
	-10.9	261.8
	-10.6	272.1
	-4.6	301.9
		304.2
		308.5
		309.6
		313.8
		314.9
		315

Asociación 2

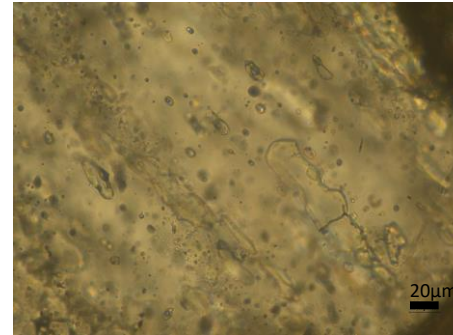
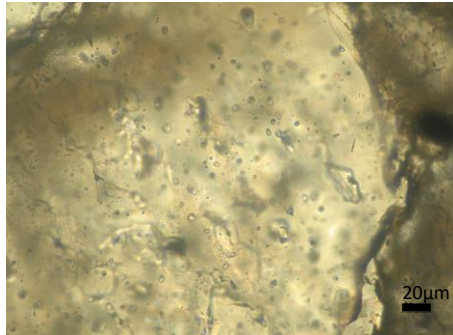


Asociación 2		
Eutéctico	T. Fusión	T. Homogeneización
-	-2.7	275.3
	-0.7	290
	-0.1	292.2
	0.8	292.5
	2.4	296.9
		300.1
		320.2

Eutéctico	T. Fusión	T. Homogeneización
-57	-16.4	253.2
	-13.4	264.8
	-5.3	274.1
	1.40	280
		281.9
		285.3
		290.8

Eutéctico	T. Fusión	T. Homogeneización
-52.1	-15.8	273
-51.8	-11.65	280.6
	-8.6	286.4
	-6.7	294.4
	-4.7	304.4
		309.8
		319.5
		323.3

Asociación 3



Asociación 3			
Eutético	T. Fusión	T. Homogeneización	
-39.8	-13.5	241.4	309.7
	-9.2	247.7	317.1
	-9.2	250.6	318.2
	-8.4	256.7	322
	-6.2	263.7	324.4
	-5.8	267.8	324.4
	-2.3	267.8	326
	-0.1	272.9	335
	2.2	278.2	339.5
			282.4
		293.2	346
		300.6	

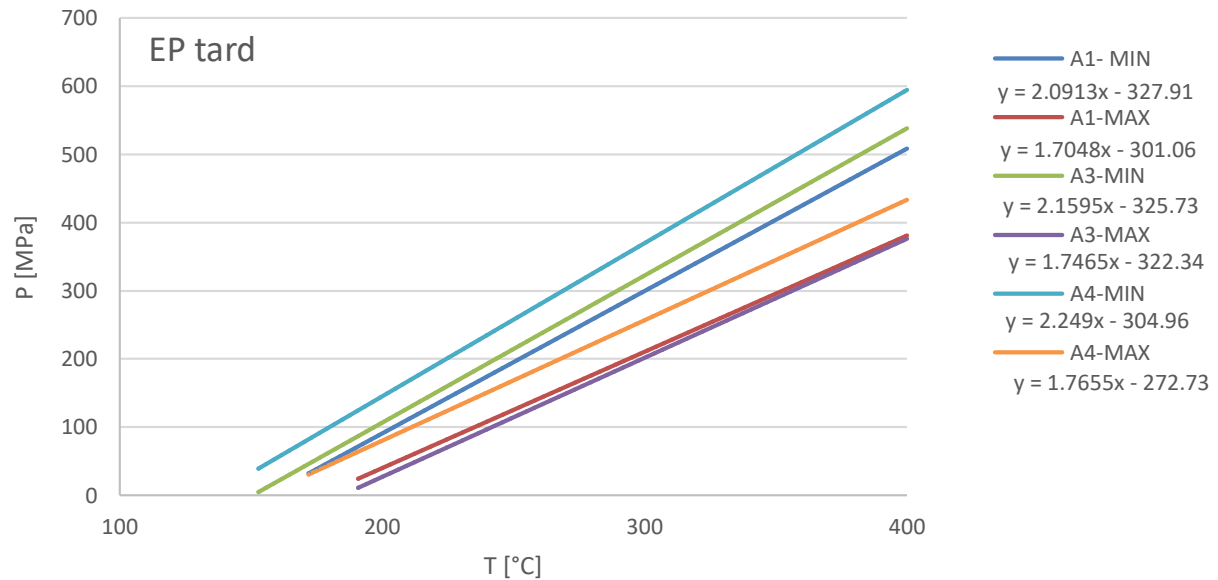
Eutético	T. Fusión	T. Homogeneización	
-47.6	-11.6	266.4	311
-52.1	-8.7	273.2	311.1
	0.8	282.3	312.4
	0	283.6	316.5
	3.3	289	320
		292.2	320.4
		293.8	320.4
		294.8	326
		300.9	326.3
		301.7	327.4
		305	331.1
		306.7	

EP TARD

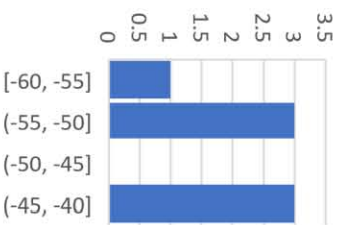
Muestra: EP Tard

Sistema: H2O-NaCl

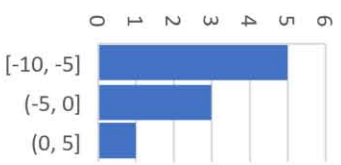
	T. Eutético		T. Fusión		T. Homogeneización		Salinidad (%NaCl)		Densidad		min			max		
	min	max	min	max	min	max	min	max	min	max	Molalidad	T	Vol molar	Molalidad	T	Vol molar
A1: planos cristalog	-52.5	-44.1	-10	-3.2	157	177	13.94	5.26	1.00	0.93	2.76997	157	19.889515	0.949989	177	20.073396
A2:maclas	-65	-55	-20	-1.8	115	150										
A3: ps en cuarzo	-55	-50	-10.8	-5.6	151	185	14.77	8.68	1.01	0.95	2.96426	151	19.823213	1.62578	185	20.226504
A4: P o PS en qz	-60	-55	-10	-1.8	135.7	154.7	13.94	3.06	1.02	0.94	2.76997	136	19.603498	0.54067	155	19.648482



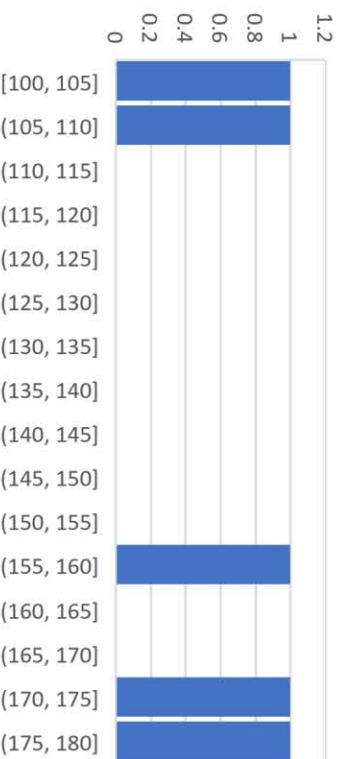
A1 Eutéctico



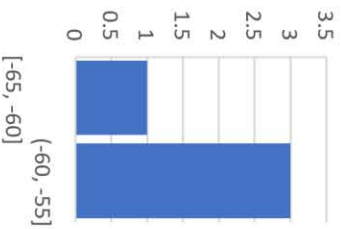
A1 Fusión



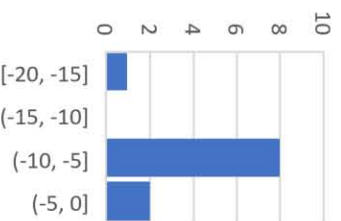
A1 Homogeneización



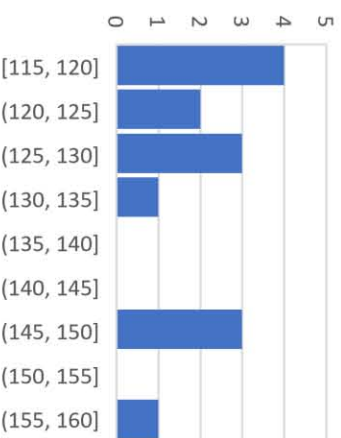
A2 Eutéctico



A2 Fusión



A2 Homogeneización



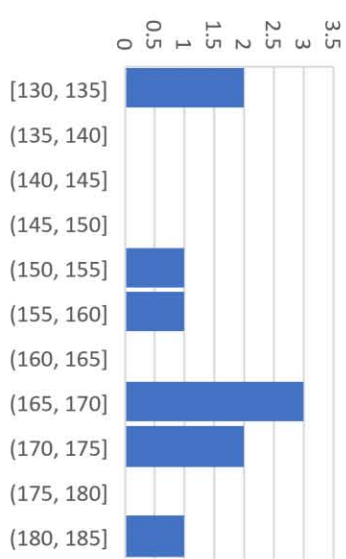
A3 Eutéctico



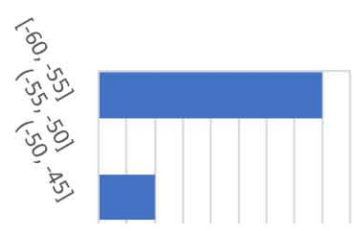
A3 Fusión



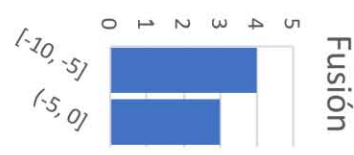
A3 Homogeneización



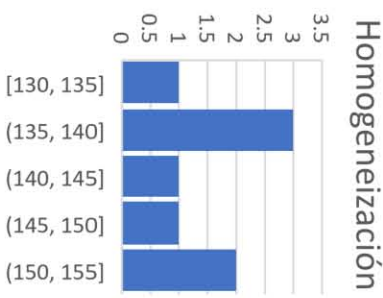
A4 Eutéctico



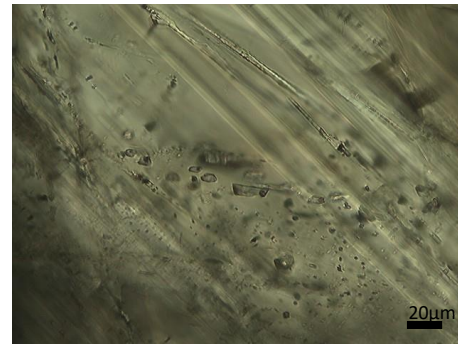
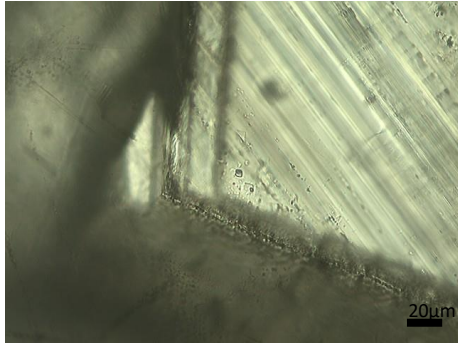
A4 Fusión



A4 Homogeneización



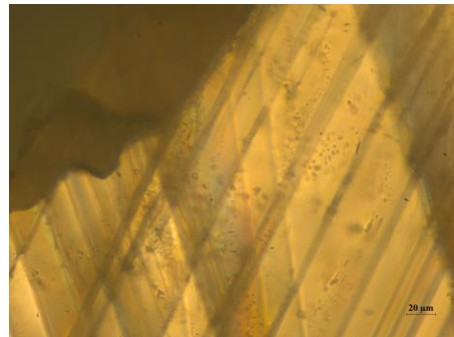
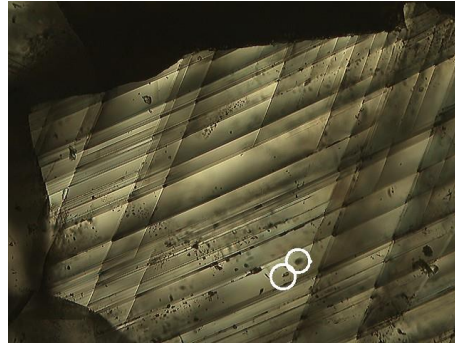
Asociación 1



Asociación 1		
Eutético	T. Fusión	T. Homogeneización
-44.1	-9.6	157
-44.1	-8.7	173.4
-41	-1.8	177

Eutético	T. Fusión	T. Homogeneización
-50.4	-9.7	103.5
-51.2	-9.2	107
-52.5	-5.9	
-56.2	-3.2	
	-1.6	
	1.1	

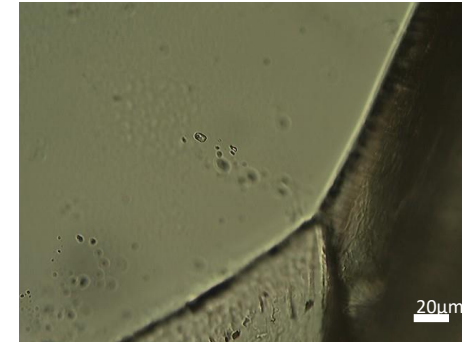
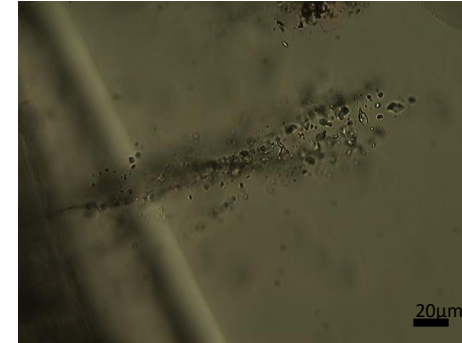
Asociación 2



Asociación 2		
Eutético	T. Fusión	T. Homogeneización
-55.4	-7.9	115.2
-56.8	-6.4	116.9
	-6.3	117.2
	-3.1	117.9
	-1.8	124.4
		125
		127.2
		130
		132

Eutético	T. Fusión	T. Homogeneización
-55	-15.4	128
-64.4	-9.8	150
	-9.5	150
	-8.3	150
	-7.1	159.8
	-5.3	

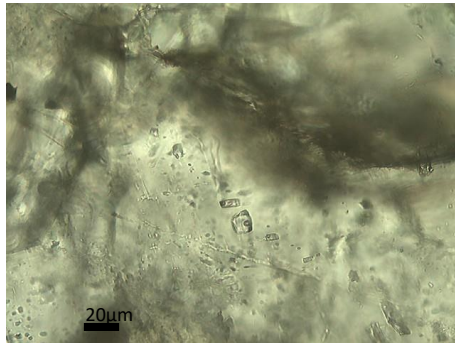
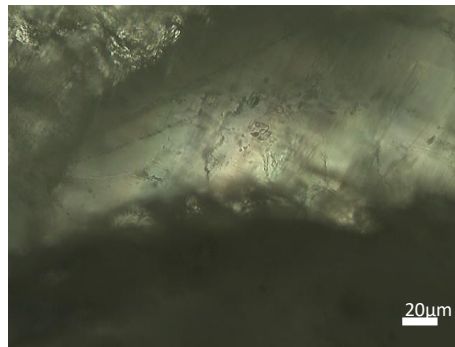
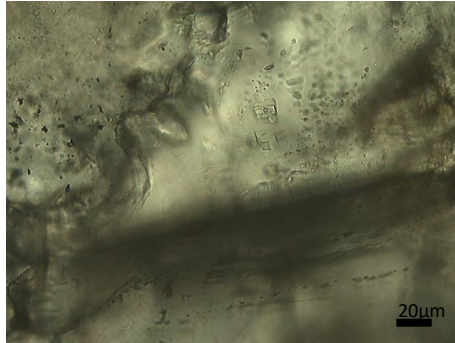
Asociación 3



Asociación 3		
Eutético	T. Fusión	T. Homogeneización
-52.7	-6.6	156.3
-52.7	-6.2	171.3
-43.3	-6.2	
	-6.2	

Eutético	T. Fusión	T. Homogeneización
-55.8	-11.6	130
-54.1	-10.8	134
-53.3	-8.4	151
-52.2	-7.7	167
-48.8	-7.7	167
	-6.8	169
	-6.4	174
	-5.6	185

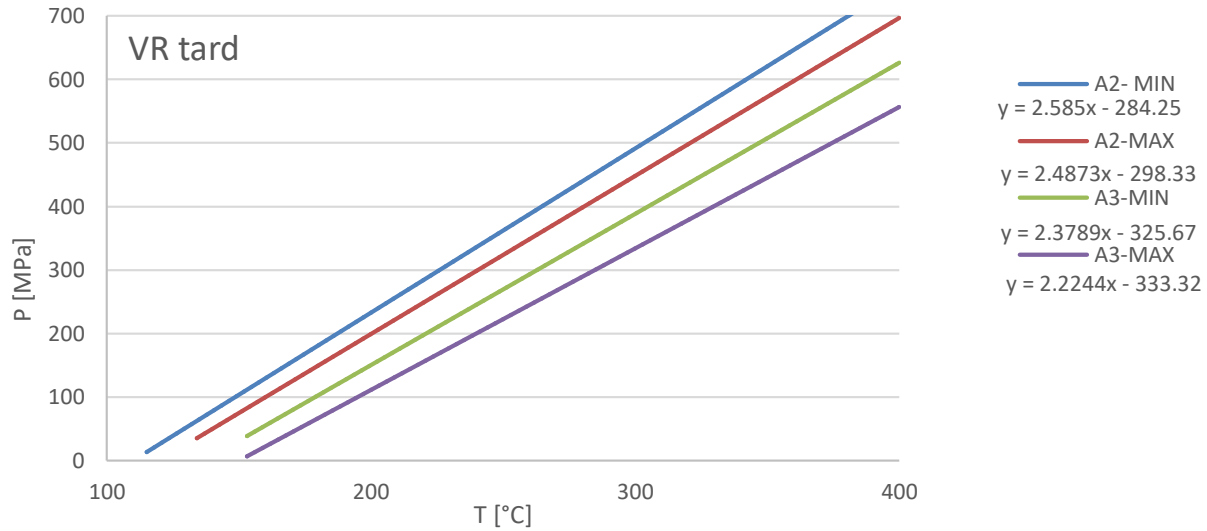
Asociación 3



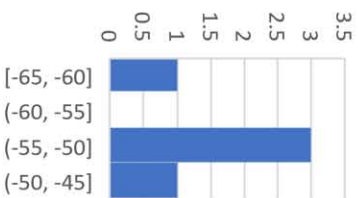
Asociación 4		
Eutético	T. Fusión	T. Homogeneización
-57.1	-7.2	137.7
		139.2
Eutético	T. Fusión	T. Homogeneización
-55	-8.2	154.7
Eutético	T. Fusión	T. Homogeneización
-55.6	-9.5	133
-56.7	-8.3	135.7
-47	-2.6	140.3
	-1.8	146.7
	-0.8	152.2

VR TARD 1

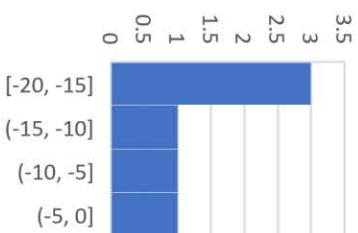
	T. Eutéctico		T. Fusión		T. Homogeneización		Salinidad (%NaCl)		Densidad		min			max			
	min	max	min	max	min	max	min	max	min	max	Molalidad	T	Vol molar	Molalidad	T	Vol molar	
A1: maclas	-50	-55	-20	-12.1	115	120											
A2: planos	-69	-60	-21	-15	110	120	22.38	18.63	1.13	1.07	4.93071	110	18.915847	3.91752	120	19.375447	
A3: p o ps en qz	-70	-57.3	-21.5	-13.2	137	150	23.18	17.08	1.10	1.03	5.16073	137	19.472899	3.52224	150	19.840911	



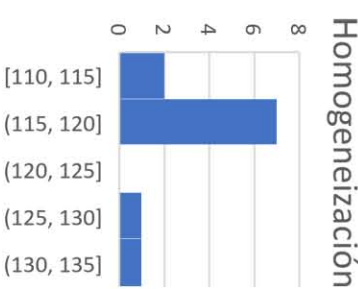
A1 Eutéctico



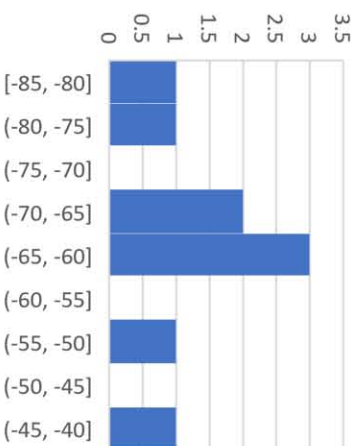
A1 Fusión



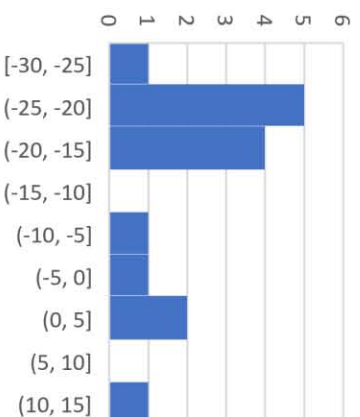
A1 Homogeneización



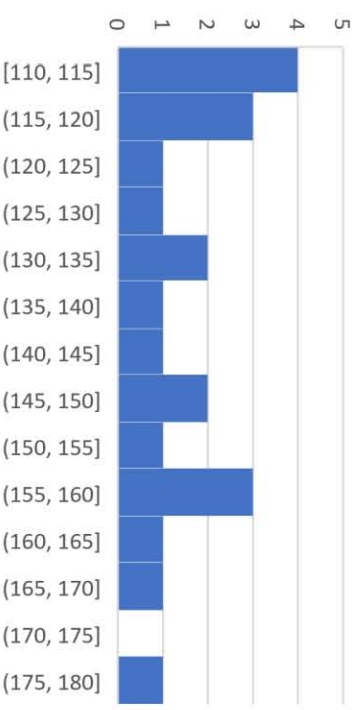
A2 Eutéctico



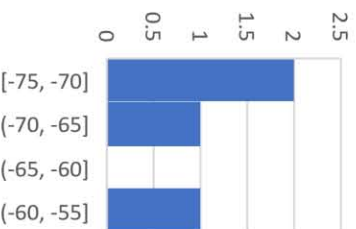
A2 Fusión



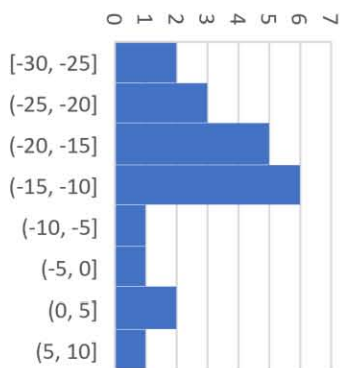
A2 Homogeneización



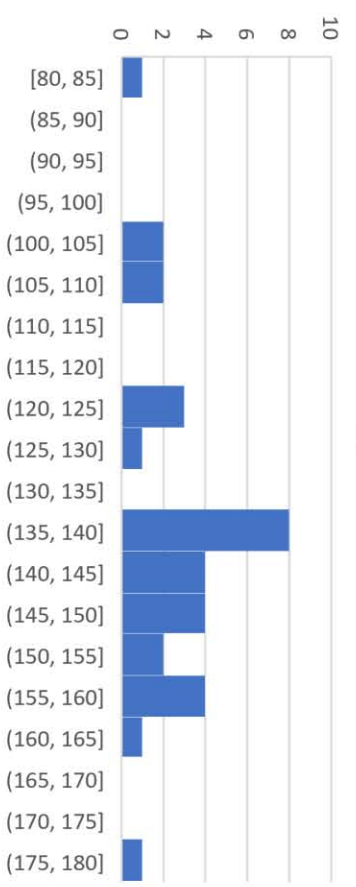
A3 Eutéctico



A3 Fusión



A3 Homogeneización



Anexo 9: geoquímica de roca total en vetas y roca encajonante

Análito	Au	Ag	Cu	Cd	Mo	Pb	Ni	Zn	S	Al	As	Ba	Be	Bi	Br	Ca	Co	Cr	Cs	Eu	Fe	Hf	Ga	Ge
Unidades	ppb	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	%	%	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	%	ppm	ppm	ppm	ppm	%	ppm	ppm	ppm
Límite detección	2	0.05	0.2	0.1	1	0.5	0.5	0.5	0.01	0.01	0.5	1	0.1	0.1	0.5	0.01	0.1	1	0.05	0.2	0.01	0.1	0.1	0.1
Método analítico		MULT INAA/TD- MS	MULT TD- ICP/TD- MS	MULT TD- ICP/TD- MS		MULT TD- ICP/TD- MS	MULT INAA/TD- MS	MULT INAA/TD- MS				MULT INAA/TD- MS	MULT TD- ICP/TD- MS	MULT TD- ICP/TD- MS			MULT INAA/TD- MS	MULT INAA/TD- MS	MULT INAA/TD- MS			MULT INAA/TD- MS		
	INAA	ICP-TD-MS	ICP-TD-MS	ICP-TD-MS	ICP	ICP-TD-MS	ICP-TD-MS	ICP-TD-MS	TD-ICP	TD-ICP	INAA	ICP-TD-MS	ICP-TD-MS	ICP-TD-MS	INAA	TD-ICP	ICP-TD-MS	ICP-TD-MS	ICP-TD-MS	INAA	INAA	ICP-TD-MS	TD-MS	TD-MS
EP-PAR (V1)	2	0.06	2.6	<0.1	<1	164	<0.5	11.2	0.01	0.74	<0.5	116	0.2	<0.1	<0.5	28	0.6	559	1.15	3.8	0.81	0.8	1.2	<0.1
LM-CLIV (V3)	<2	<0.05	0.7	<0.1	<1	131	<0.5	2.1	<0.01	0.03	<0.5	23	<0.1	<0.1	0.6	27	<0.1	9	0.11	0.7	0.58	<0.1	<0.1	<0.1
VR-TARD (V4)	4	<0.05	0.5	0.3	<1	21.4	<0.5	5.6	<0.01	0.06	<0.5	37	<0.1	<0.1	<0.5	27.2	0.3	24	0.22	3.8	0.38	<0.1	<0.1	<0.1
AFL-A (V3-In)	<2	<0.05	1.9	<0.1	2	56.9	<0.5	3.1	<0.01	0.05	<0.5	10	<0.1	<0.1	<0.5	26.1	<0.1	7	0.14	1.2	0.33	<0.1	<0.1	<0.1
Lutita negra	<2	0.12	35.2	<0.1	1	12.1	13.3	13	0.76	4.73	6.8	540	0.9	<0.1	<0.5	15.8	4.4	35	6.13	0.5	1.76	1.8	9.1	<0.1
EP-S1 (V2-B)	5	<0.05	2.8	<0.1	<1	8.7	<0.5	2.3	0.02	0.11	<0.5	18	<0.1	<0.1	<0.5	24.2	0.2	9	0.11	3.7	0.44	<0.1	0.2	<0.1
Litofacies B	<2	0.17	11.5	<0.1	<1	36.8	23.2	25.8	1.14	4.5	10.1	1080	0.5	<0.1	<0.5	11.3	3.7	7	2.24	0.7	3.08	1.3	8.5	<0.1
EP-S3 (V2-C)	<2	<0.05	0.8	<0.1	<1	8.1	<0.5	<0.5	0.02	0.03	<0.5	19	<0.1	<0.1	<0.5	18.7	0.3	8	0.06	4.4	0.35	<0.1	<0.1	<0.1
Litofacies C	<2	0.15	12.9	<0.1	<1	12.4	14.6	40.2	0.29	7.88	3.2	977	1.3	0.1	<0.5	3.67	3.6	28	7.23	0.3	3.39	3.2	14.5	<0.1
EP-S4 (V2-D)	<2	<0.05	3.5	<0.1	<1	9.6	<0.5	2.6	<0.01	0.17	<0.5	12	<0.1	<0.1	<0.5	14.6	0.2	14	0.16	1.6	0.63	<0.1	0.4	<0.1
Litofacies D	<2	0.06	3.4	<0.1	<1	11.7	1.1	27.6	<0.01	4.49	7.6	612	0.7	<0.1	<0.5	0.97	0.8	4	5.43	<0.2	2.06	0.4	9.2	<0.1

Análito	Hg	In	Ir	K	Li	Mg	Mn	Nb	Na	P	Rb	Re	Sb	Sc	Se	Sn	Sr	Ta	Te	Tb	Ti	Th	Tl	V
Unidades	ppb	ppm	ppb	%	ppm	%	ppm	ppm	%	%	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	%	ppm	ppm	ppm
Límite detección	10	0.1	5	0.01	0.5	0.01	1	0.1	0.01	0.001	0.2	0.001	0.1	0.1	0.1	1	0.2	0.1	0.1	0.5	0.01	0.1	0.05	2
Método analítico		TD-MS	TD-MS		TD-MS	TD-MS	TD-MS	TD-MS			MULT INAA/TD- ICP-MS	TD-MS	INAA	INAA	MULT INAA/TD- ICP-MS	TD-MS	TD-MS	MULT INAA/TD- ICP-MS	TD-MS	INAA	TD-ICP	MULT INAA/TD- ICP-MS	TD-MS	TD-ICP
EP-PAR (V1)	50	0.3	<5	0.24	7	0.34	469	3.2	0.04	0.002	11.9	<0.001	0.1	1.5	<0.1	<1	600	0.3	<0.1	2.7	0.02	3.6	0.09	<2
LM-CLIV (V3)	30	<0.1	<5	<0.01	0.8	0.22	136	<0.1	0.02	<0.001	0.5	<0.001	<0.1	1.3	0.2	<1	804	<0.1	<0.1	<0.5	<0.01	0.2	<0.05	<2
VR-TARD (V4)	20	0.2	<5	0.02	2.1	0.2	519	0.1	0.06	<0.001	0.5	<0.001	0.1	1.8	<0.1	<1	>1000	<0.1	<0.1	2	<0.01	0.1	0.17	<2
AFL-A (V3-In)	<10	<0.1	<5	0.01	0.8	0.07	561	<0.1	0.03	<0.001	0.5	<0.001	<0.1	3.9	<0.1	<1	547	<0.1	<0.1	<0.5	<0.01	<0.1	<0.05	<2
Lutita negra	<10	<0.1	<5	1.4	24.9	0.71	347	5.7	0.81	0.053	84.5	0.006	0.9	7.6	1.5	2	267	0.4	<0.1	<0.5	0.19	4.7	0.64	71
EP-S1 (V2-B)	40	<0.1	<5	0.01	1.3	0.09	431	0.1	0.06	<0.001	0.6	<0.001	<0.1	0.9	<0.1	<1	608	<0.1	<0.1	0.6	<0.01	0.1	<0.05	<2
Litofacies B	20	<0.1	<5	0.46	39.3	1.02	324	7.3	1.88	0.01	25.6	0.002	1.4	3.8	1.1	1	295	0.5	<0.1	<0.5	0.13	4.8	0.22	13
EP-S3 (V2-C)	50	<0.1	<5	<0.01	0.8	0.04	307	<0.1	0.03	<0.001	<0.2	<0.001	0.1	1.2	<0.1	<1	444	<0.1	<0.1	<0.5	<0.01	<0.1	<0.05	<2
Litofacies C	60	<0.1	<5	1.65	65.4	1.77	130	11.2	1.86	0.043	92.4	0.005	0.9	7.9	0.2	3	117	0.8	<0.1	<0.5	0.23	9.7	0.57	47
EP-S4 (V2-D)	50	<0.1	<5	0.01	6.2	0.12	239	0.2	0.01	0.002	0.8	<0.001	<0.1	0.6	<0.1	<1	308	<0.1	<0.1	0.9	<0.01	0.2	<0.05	<2
Litofacies D	40	<0.1	<5	1.24	52.6	1.18	56	3.4	0.23	0.007	72.5	<0.001	0.3	3.2	<0.1	2	21.9	<0.1	<0.1	<0.5	0.07	11.5	0.44	5

Análito	U	W	Y	Zr	La	La	Ce	Ce	Pr	Nd	Nd	Sm	Sm	Eu	Gd	Dy	Tb	Ho	Er	Tm	Yb	Yb	Lu	Lu	Mass
Unidades	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	g
Límite detección	0.1	1	0.1	1	0.1	0.5	0.1	3	0.1	0.1	5	0.1	0.1	0.05	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.2	0.1	0.05	
Método analítico	MULT INAA/TD- ICP-MS			TD-MS	TD-MS		TD-MS	TD-MS				TD-MS	TD-MS	TD-MS	TD-MS	TD-MS	TD-MS	TD-MS	TD-MS	TD-MS	TD-MS	INAA	TD-MS	INAA	INAA
EP-PAR (V1)	1.1	<1	46.3	24	18.4	20.3	35.2	39	4.7	19.7	28	6.6	8	3.31	11	10.8	2	1.7	4	0.4	2.5	2.6	0.3	<0.05	5.7
LM-CLIV (V3)	<0.1	<1	7.1	<1	13.9	14.7	27.8	29	3.2	11.3	14	1.8	2	0.73	1.8	1.2	0.2	0.2	0.5	<0.1	0.4	0.5	<0.1	<0.05	26.2
VR-TARD (V4)	<0.1	<1	43.8	<1	51.9	52.3	111	104	13.8	51.5	60	13.8	12.2	3.73	12.4	9.3	1.8	1.6	3.6	0.4	2.7	2.8	0.4	<0.05	8.56
AFL-A (V3-In)	<0.1	<1	13.8	<1	23.9	25.4	46.3	47	5.2	18.4	23	3.5	3.5	1.32	3.2	2.4	0.4	0.5	1.2	0.2	1	1.1	0.1	<0.05	25.9
Lutita negra	2.7	<1	10.7	62	11.1	11.6	20.9	22	2.5	9.9	14	2.5	2	0.45	2.1	2	0.3	0.4	1.4	0.2	1.4	1.3	0.2	<0.05	25
EP-S1 (V2-B)	<0.1	<1	20.2	<1	21	21	44.3	48	5.5	20.9	17	4.3	4.5	4.21	4.5	3.9	0.7	0.6	1.7	0.2	1.1	0.9	0.1	<0.05	26.3
Litofacies B	1.4	<1	16.1	35	18.4	19.9	42.8	45	5.6	21.8	14	5.1	4.6	0.66	4	3.4	0.6	0.7	1.9	0.3	1.8	1.9	0.3	<0.05	27.5
EP-S3 (V2-C)	<0.1	<1	14.2	<1	12.7	14.1	25.1	28	3.1	12.4	14	2.9	2.9	4.55	2.9	2.5	0.5	0.5	1.1	0.2	0.9	0.8	<0.1	<0.05	30.9
Litofacies C	2.6	<1	10.5	85	8.4	8.9	20.3	25	2.8	11.2	19	2.2	2.3	0.32	2.1	2.1	0.3	0.5	1.5	0.2	1.5	1.5	0.2	0.07	26.3
EP-S4 (V2-D)	<0.1	<1	42	1	23.5	22.4	57.1	56	7.7	30.3	33	7.5	6.9	1.84	7.4	6.9	1.2	1.1	2.7	0.3	1.6	1.4	0.2	<0.05	27.9
Litofacies D	3.2	<1	12.3	22	19.9	19.6	43.8	43	5.4	19.1	20	3.5	3.1	0.24	2.6	2.4	0.4	0.5	1.6	0.2	1.4	1.2	0.2	0.07	26.6

Diagramas Masuda-Coryell y coeficiente de correlación(r) para vetas y su encajonate

