



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO

PROGRAMA DE POSGRADO EN CIENCIAS DE LA TIERRA

INSTITUTO DE GEOFÍSICA

**ASOCIACIONES MINERALES Y CARACTERIZACIÓN DE FLUIDOS
MINERALIZANTES PARA LA EXPLORACIÓN DE LA VETA SAN
RAFAEL, DISTRITO DE GUANACEVÍ, DURANGO**

T E S I S

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

P R E S E N T A:

KATLHEEN ALEXA REYES REYES

TUTOR:

DR. AUGUSTO ANTONIO RODRÍGUEZ DÍAZ

INSTITUTO DE GEOFÍSICA

CIUDAD DE MÉXICO, OCTUBRE 2023



Universidad Nacional
Autónoma de México



UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

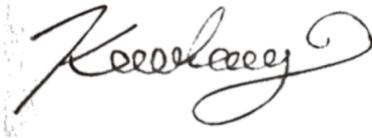
DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

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.

Declaración de ética académica

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

A handwritten signature in black ink, appearing to read 'Katlheen Reyes Reyes', with a stylized flourish at the end.

Katlheen Alexa Reyes Reyes

DEDICATORIA

A Alejandra Peña Rodríguez

Por lo menos yo la iba a llevar siempre conmigo, como se llevan las cosas que importan.

Mi casa, mi mundo, mi abuela a cuestas, como un caracol.

Alaíde Ventura Medina, Como caracol

AGRADECIMIENTOS

A la Universidad Nacional Autónoma de México por otorgarme la beca para que pudiera realizar los primeros meses de la maestría. Al Posgrado en Ciencias de la Tierra y al Instituto de Geofísica por permitirme ser parte del programa.

Al CONACyT por otorgarme la beca los meses posteriores para realizar la maestría.

A DMV Mining por otorgarme las muestras y la autorización para utilizar la información en la elaboración de esta tesis de maestría.

A mi tutor el Dr. Augusto Rodríguez, quien facilitó la comunicación con la empresa para la obtención de muestras en un momento tan difícil como la pandemia de COVID-19, además de su ayuda para que la presente tesis se pueda adaptar a las restricciones derivadas de la pandemia. Por su paciencia, consejos, correcciones y comentarios a lo largo de este trabajo para mejorarlo y darle cierre a este proceso.

A mis sinodales: Dra. Teresa Pi, por apoyarme desde el proceso de selección y la entrevista, búsqueda de tutor y por facilitarme el acceso al laboratorio para realizar los estudios de DRX. Dra. Vanessa Colás, por permitirme utilizar su microscopio cuando era casi imposible acceder a un laboratorio, además de darme tips y enseñarme a preparar mis muestras para los estudios de microsonda electrónica. Dr. José Aranda, por sus comentarios y preguntas ya que pude corregir varios términos y reforzar mi conocimiento sobre los procesos. Dr. Gilles Levresse, por sus observaciones y correcciones, especialmente, por darse tiempo para explicarme la forma de representar datos de inclusiones fluidas y solucionar varias de mis dudas. A todos por sus comentarios y correcciones que me ayudaron a enriquecer y mejorar la presente tesis.

Al Dr. Jesús Solé por animarme a entrar a este programa de posgrado, orientarme en el proceso de selección y ayudarme en la búsqueda de un tutor. Sin duda alguna, nunca me hubiera decidido aplicar a la convocatoria sin sus ánimos.

A mis profesores de asignatura Barbara Martiny, Dr. Jesús Solé, Dra. Vanessa Colás, Raymundo Martínez, Rosa María Prol, Ivan Franch, René Loredó, Verónica Moreno y Peter Schaaf, por impartir excelentes clases y ser tan comprensivos con la situación de mi internet. Disfruté mucho la etapa de clases aprendiendo a la distancia.

A Lore, Fer y Emi por adoptarme en su grupo de amigos. El posgrado en tiempos de pandemia suele ser un poco solitario, pero con ustedes me sentí acompañada.

A mis geólogos favoritos Arlett, Boris, Fausto, Mike Huerta, Fer y Edilberto. Por siempre estar presentes (aunque algunos se encuentren muy lejos en momentos), darme ánimos, ayudarme y siempre hacerme reír. Haciendo mención especial a Boris por ser el mejor *accountability buddy*, ya que gracias a eso pude avanzar en los capítulos de la primera versión de esta tesis.

A mi abuelita Alejandra Peña, por estar conmigo toda la vida y darme su apoyo incondicional y ánimos cuando más lo he necesitado. Ni un párrafo, una página o una tesis entera me alcanzaría para expresar todo lo que estoy agradecida con ella.

A mis padres, por apoyar mis sueños y decisiones a lo largo de mi vida; su paciencia y confianza en este proceso de la maestría me han reconfortado.

A mi hermano Oscar Rodrigo, por amenizar mi vida con sus ocurrencias y ponerme películas terribles para relajarme. Verlo crecer desde que era bebé ha sido toda una aventura que no cambiaría por nada.

A mi perrito Máximo por ser luz en la oscuridad en estos últimos tres años y medio. Quien con su mera existencia y ternura me anima a seguir

ÍNDICE

Resumen	1
Abstract	2
Capítulo 1 Introducción	4
1.1 Planteamiento del problema.....	4
1.2 Justificación	5
1.3 Hipótesis	5
1.4 Objetivos	6
1.4.1 Objetivo general.....	6
1.4.2 Objetivos específicos.....	6
1.4.3 Localización.....	6
Capítulo 2 Marco teórico	8
2.1 Yacimientos epitermales	8
2.1.1 Distribución y ambiente tectónico.....	8
2.1.2 Clasificación	9
2.2 Fluidos en los procesos hidrotermales.....	22
Capítulo 3 Metodología	27
3.1 Análisis Petrográfico	27
3.2 Microscopio electrónico de barrido (SEM)	29
3.3 Microsonda electrónica (EPMA).....	31
3.4 Difracción de Rayos X	32
3.5 Análisis de Espectroscopía de infrarrojo de longitud de onda corta (SWIR)	35
3.6 Microtermometría de inclusiones fluidas.....	38
3.7 Geotermómetros empíricos de clorita y estimación de temperaturas	43
3.8 Geotermómetro de esfalerita (GGIMFis).....	43
Capítulo 4 Geología	45
4.1 Geología regional	45
4.2 Geología local.....	51
4.2.1 Estratigrafía	52
4.2.2 Geología Estructural	57
4.2.3 Yacimiento mineral.....	59
Capítulo 5 Mineralogía del Yacimiento	61
5.1 Petrografía de la Veta San Rafael y Veta Carmen	62
5.1.1 Mineralización del sector Norte	62

5.1.2 Mineralización del sector Centro	69
5.1.3 Mineralización del sector Sur (Veta Carmen).....	86
5.2 Química mineral.....	94
5.2.1 Clorita	94
5.2.2 Esfalerita	103
Capítulo 6 Microtermometría de Inclusiones Fluidas	109
6.1 Petrografía de inclusiones fluidas	110
6.1.1 Petrografía de inclusiones fluidas del sector centro-norte	110
6.1.2 Petrografía de inclusiones fluidas del sector centro-sur	111
6.2 Resultados microtermométricos de inclusiones fluidas	116
Capítulo 7 Discusión	126
7.1 Características y tipología de la Veta San Rafael (Distrito Minero de Guanaceví). 126	
7.2 Control geológico y estructural de la mineralización en el Distrito Minero de Guanaceví	133
7.3 Modelo de evolución del yacimiento epitermal de Veta San Rafael en el Distrito Minero Guanaceví.....	142
7.4 Industria minera en el Municipio de Guanaceví y beneficio a la comunidad	144
Capítulo 8 Conclusiones	146
Capítulo 9 Recomendaciones	148
Referencias	149
Anexo I. Descripciones petrográficas.....	159
Anexo II. Espectroscopía de Infrarrojo Cercano (SWIR)	185
Anexo III. Microscopía Electrónica de Barrido (SEM)	196
Anexo IV. Química Mineral	205
Anexo V. Microtermometría de Inclusiones Fluidas	209

ÍNDICE DE TABLAS

Tabla 2.1 Nomenclatura utilizada para los dos principales ambientes epitermales y su asociación con la actividad geotérmica y volcánico-hidrotermal. Tomado de Hedenquist <i>et al.</i> (2000).....	11
Tabla 2.2 Minerales de mena reportados en yacimientos epitermales de sulfuración intermedia. Tomado de Wang <i>et al.</i> (2019).	16
Tabla 3.1 Control de muestras y su posición con respecto al nivel vertical.	28
Tabla 5.1 Análisis de EMPA de la clorita en el sector norte (muestra SR-2) de la Veta San Rafael y coeficientes de las fórmulas estructurales de cloritas calculadas con base en 14 oxígenos.	95
Tabla 5.2 Análisis de EMPA de clorita en el sector centro (muestra SRNNIV 17a) de la Veta San Rafael y coeficientes de las fórmulas estructurales de cloritas calculadas con base en 14 oxígenos.	96
Tabla 5.3 Análisis de EMPA de la clorita en el sector norte (muestra SR-2) de la Veta San Rafael y coeficientes de las fórmulas estructurales de cloritas calculadas con base en 28 oxígenos.	97
Tabla 5.4 Análisis de EMPA de clorita en el sector centro (muestra SRNNIV 17a) de la Veta San Rafael y coeficientes de las fórmulas estructurales de cloritas calculadas con base en 28 oxígenos.	98
Tabla 5.5 Tabla de temperaturas calculadas con los geotermómetros Cathelineau y Nieva (1985), Kranidiotis y MacLean (1987), Cathelineau (1988) y Shabani (2009).....	103
Tabla 5.6 Análisis de EMPA de la composición en elementos mayores de la esfalerita del sector norte de la Veta San Rafael. Todas las esfaleritas presentan enriquecimiento de Fe.	105
Tabla 5.7 Análisis de EMPA de la composición en elementos mayores de la esfalerita del sector centro de la Veta San Rafael.	105
Tabla 5.8 Coeficientes de la fórmula estequiométrica calculados de esfalerita del sector centro de la Veta San Rafael.	106
Tabla 5.9 Coeficientes de la fórmula estequiométrica calculados de esfalerita del sector norte de la Veta San Rafael.	106
Tabla 5.10 Contenido de Ga, Ge, Mn, In, Fe y temperaturas calculadas mediante el geotermómetro de esfalerita propuesto por Frenzel <i>et al.</i> (2016) de las muestras SRNNIV 17a, SR-2 y BNO 193 165.6.....	108
Tabla 6.1 Tabla de los datos microtermométricos de inclusiones fluidas primarias en cuarzo, calcita y esfalerita vetas de la mineralización San Rafael.....	117
Tabla 7.1 Características de la Veta San Rafael (norte y centro) y Veta Carmen (Sur)..	131

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 1.1 Localización de áreas mineralizadas en el estado de Durango y el Distrito Minero de Guanaceví. Modificado de Carrasco-Centeno <i>et al.</i> 1993; Servicio Geológico Mexicano, 2019.	7
Figura 1.2 Localización del área de estudio (recuadro azul) dentro del Distrito Minero de Guanaceví (en rojo) . Modificado de Google Earth, 2021; Servicio Geológico Mexicano, 2019).....	7

Figura 2.1 Distribución de los yacimientos epitermales en el mundo. Modificado de Hedenquist et al. (2000).	9
Figura 2.2 Sección de alteración del depósito de Summitville en Colorado, muestra un ensanchamiento ascendente del núcleo silíceo. La roca con cuarzo oqueroso es el principal hospedante de la mineralización de alta sulfuración, aunque porciones de la zona de alteración argílica avanzada puede contener mineralización, especialmente cuando la pirofilita predomina sobre las zonas silíceas. Tomado de Hedenquist <i>et al.</i> (2000).	13
Figura 2.3 Esquema de los depósitos epitermales alcalinos (baja temperatura y sulfuración intermedia) indicando la distribución del sínter, superposición de alteración argílica avanzada comúnmente derivada de vapores liberados de la ebullición en profundidad además de patrones de alteración y mineralogía de ganga. Tomado de Camprubí y Albinson (2006).	15
Figura 2.4 Esquema de la subclasificación de los yacimientos epitermales de sulfuración intermedia. A) Ambiente de subducción en estado neutro-compresional. B) Ambiente de post-colisión. C) Relación entre yacimientos de sulfuración intermedia de tipo neutro-compresional con yacimientos tipo pórfido Cu ± Au o entre yacimientos de tipo pórfido Mo ± Cu y yacimientos de sulfuración intermedia de tipo extensional Ag ± Pb ± Zn con yacimientos de alta sulfuración. D) Modelo general del yacimiento de sulfuración intermedia de tipo extensional. Tomado de Wang <i>et al.</i> (2019).	21
Figura 2.5 Esquema del ambiente de formación de los tipos de agua ácida: (a) Hipogénica: la acidez deriva de HCl y SO ₂ ascendentes y enfriamiento, que después se han condensado en agua y formado ácido sulfúrico (b) Oxidación calentada por vapor: la acidez se obtiene de la oxidación de gas de H ₂ S el cual se condensa en la zona vadosa (c) Oxidación supergénica: la acidez se deriva de la oxidación post-hidrotermal de la piritita dentro de la zona de vadosa. Tomado de Hedenquist <i>et al.</i> (2000).	23
Figura 3.1 Ingreso de muestra al microscopio electrónico de barrido portátil TM-1000 del Laboratorio de Petrografía y Minerografía del Departamento de Recursos Naturales del Instituto de Geofísica.	30
Figura 3.2 Representación de la difracción como reflexión sobre planos paralelos con un espaciamiento interplanar (d). Los puntos en el plano (h k l) son dispersados en fase. Modificado de Lavina <i>et al.</i> (2014).	33
Figura 3.3 Espectros de reflectancia de los minerales de alteración representativos. Obtenido de Kim <i>et al.</i> (2017).	36
Figura 3.4 Campo de detección del SWIR, bandas de absorción y enlace iónico que representan. Obtenido de Herrmann <i>et al.</i> (2001).	36
Figura 3.5 LabSpec Pro (Analytical Spectral Devices, Inc) del Departamento de Recursos Naturales del Instituto de Geofísica.	37
Figura 3.6 A) Inclusiones fluidas formadas entre vacíos y cavidades de las capas del cristal no estrictamente planas. B) Inclusiones fluidas formadas por el crecimiento después de una disolución parcial de un mineral precoz. C) Un objeto sólido se fija en la superficie del cristal y atrapa una inclusión fluida. D) Inclusiones fluidas atrapadas por el crecimiento más lento de un mineral en un cristal con bordes esqueléticos. Modificado de Mangas y Sierra (1991).	39
Figura 3.7 Representación esquemática de la distribución de inclusiones fluidas primarias (P), secundarias (S) y pseudosecundarias (PS) en un cristal de cuarzo. Modificado de Rankin (2005).	40

Figura 3.8 Fotomicrografías seriadas de una inclusión primaria en esfalerita (S) al calentarse hasta que la burbuja (v) desaparece a 210°C, siendo esta su temperatura de homogeneización. Tomado de Roedder (2003).	42
Figura 4.1 Terrenos tectonoestratigráficos de México. Tomado y modificado de Centeno-García (2017).	45
Figura 4.2 Extensión geográfica de los conjuntos ígneos que forman la Sierra Madre Occidental, de los conjuntos del Cretácico-Eoceno (inferidos por estar cubiertos por ignimbritas del Oligoceno y Mioceno Temprano). Rectángulo: área de estudio. Tomado de Ferrari <i>et al.</i> (2005).	48
Figura 4.3 Lineamientos regionales que denotan la continuación de la falla San Luis Tepehuanes y la Mesa Central. Obtenido y modificado de Google Earth (2020).	50
Figura 4.4 Localización del sistema de fallas San Luis-Tepehuanes y los principales depósitos minerales. El área de estudio se encuentra dentro del recuadro rojo. Nieto-Samaniego <i>et al.</i> (2005).	51
Figura 4.5 Formación Guanaceví a) afloramiento b) detalle de estratos de lutitas y areniscas.	52
Figura 4.6 Complejo Volcánico Inferior a) vista panorámica b) afloramiento.	53
Figura 4.7 Brecha con clastos rotados de distintos tamaños, silicificados con cuarzo rellenando oquedades.	54
Figura 4.8 Supergrupo Volcánico Superior vista panorámica y al fondo Bufo de Guanaceví.	55
Figura 4.9 Columna estratigráfica compuesta del Distrito Guanaceví (Modificado de Carrasco <i>et al.</i> , 1993); Black <i>et al.</i> , 2018; Servicio Geológico Mexicano, 2019).	56
Figura 4.10 Mapa geológico de la zona de estudio. Modificado de SGM (2021).	57
Figura 4.11 Mapa de lineamientos y diagrama de roseta de los lineamientos del área de estudio. Modificado de INEGI (2021).	58
Figura 5.1 Distribución espacial de las muestras superficiales y subterráneas de los sectores norte, centro y sur.	61
Figura 5.2 a) Veta crustiforme irregular con sulfuros y roca encajonante de tipo piroclásticas alterada. b) Brecha soportada por clastos más cementante de cuarzo colofome con vetillas.	62
Figura 5.3 Secuencia paragenética del sector norte de la Veta San Rafael.	63
Figura 5.4 Fotomicrografía tomada con luz reflejada nícoles paralelos. a) Cristal de galena subidiomórfica, esfalerita con calcopirita diseminada, cristales de pirita y hematita. b) Galena, esfalerita temprana con microdiseminado de calcopirita; pirita de hábito tabular y tetrahedrita relacionada con calcopirita tardía. Abreviaturas: Ccp (calcopirita), Gn (galena), Hem (hematita), Py (pirita), Sp (esfalerita), Ttr (tetrahedrita).	64
Figura 5.5 Fotomicrografías de la textura de la sílice de la región norte tomadas con a) luz polarizada plana con nícoles paralelos, b) luz polarizada con nícoles cruzados. a) Textura de cuarzo en mosaico en sección superior izquierda y en micromosaico en sección inferior izquierda. b) Clorita asociada con sulfuros y cuarzo plumoso. Abreviaturas: Brch (brecha), Chl (clorita), Qz (cuarzo), Sulf (sulfuros).	65
Figura 5.6 Fotomicrografías de la alteración hidrotermal del sector norte tomadas con luz polarizada plana con nícoles cruzados. a) Cuarzo microcristalino, minerales de arcilla y pirita b) Cementante de distinto grado de cristalinidad del cuarzo y banda de mineral de arcilla. Abreviaturas: Arc (arcillas), Py (pirita), Q (cuarzo).	65

Figura 5.7 Análisis de espectroscopía de infrarrojo cercano (SWIR) en minerales de arcilla de la región norte de la Veta San Rafael. Muestra con caolinita.	66
Figura 5.8 Difractograma de la muestra SR-2 medida como muestra no orientada. Fases identificadas: cuarzo y caolinita.	66
Figura 5.9 Análisis de espectroscopía de infrarrojo cercano (SWIR) en minerales de arcilla de la región norte de la Veta San Rafael. Muestra con montmorillonita.	67
Figura 5.10 Difractograma de la muestra SR-1 medida como muestra no orientada. Fases identificadas: fluorita, barita, cuarzo, mica y montmorillonita.	67
Figura 5.11 Difractograma de la muestra SR-1, medida como muestra no orientada. Fases identificadas: calcita, pirita, cuarzo, illita, barita, fluorita, albita.	68
Figura 5.12 Difractograma en muestra orientada, glicolada y calentada a 550°C para la muestra SR-1, se observa la presencia de esmectita tipo montmorillonita, interestratificado illita-esmectita y pequeñas cantidades de caolinita.	68
Figura 5.13 Fotomicrografías del sector centro-norte tomadas con luz polarizada plana a y c) con nicoles cruzados b y d) nicoles paralelos. a) Bandas crustiformes de cuarzo microcristalino con arcillas; cuarzo micromosaico, mosaico, cuarzo plumoso a tabular. b) Bandeamiento crustiforme irregular de cuarzo mosaico. Sector centro-sur c) Bandeo crustiforme de clorita, cuarzo y hematita. d) Asociación de minerales de arcilla y cuarzo en líticos dentro de la veta-brecha. Abreviaturas: Arc (arcillas), Chl (clorita), Hem (hematita), Qz (cuarzo), Sp (esfalerita).	69
Figura 5.14 Secuencia paragenética del sector centro-norte de la Veta San Rafael.	70
Figura 5.15 Fotomicrografía de menas de metales base y metales preciosos de la región centro-norte tomada con luz reflejada nicoles paralelos. a) esfalerita pobre en Fe, galena hipidiomorfa, calcopirita de segunda generación y hematita tardía b) galena subhidromórfica (primera generación), esfalerita y calcopirita de primera generación y hematita tardía c) esfalerita y calcopirita de primera generación, galena hipidiomorfa (segunda generación), hematita d) galena de segunda generación, hematita y tetrahedrita en microinclusiones de esfalerita y pirita de segunda generación. e) Microinclusión de tetrahedrita en galena de segunda generación, esfalerita de segunda generación dentro de galena f) Microinclusiones de tetrahedrita en esfalerita y calcopirita de segunda generación, galena hipidiomorfa y hematita.	72
Figura 5.16 Imagen SEM-BSE y análisis EDS de A) esfalerita rica en Fe B) esfalerita pobre en Fe y Galena.	73
Figura 5.17 Imagen SEM-BSE y análisis EDS de A) argentita B) tetrahedrita argentífera C) tetrahedrita no argentífera.	74
Figura 5.18 Fotomicrografías de la textura de la sílice la región centro-norte tomadas con luz polarizada plana con nicoles cruzados a) cuarzo mosaico en sectores esferoidales b) textura de cuarzo en peineta, cuarzo mosaico y micromosaico con clorita y minerales de arcilla. La mena se encuentra entre el cuarzo mosaico y micromosaico c) cuarzo micromosaico y mosaico; cuarzo plumoso y calcita hojosa d) cuarzo micromosaico y mosaico, adularia, cuarzo microcristalino y arcillas en relación con esfalerita de segunda generación. Abreviaturas: Adl (adularia), Arc (arcillas), Cal (Calcita), Chl (clorita), Hem (hematita), Qz (cuarzo), Sulf (sulfuros), Sp (esfalerita)	76
Figura 5.19 Secuencia paragenética del sector centro-sur de la Veta San Rafael.	77
Figura 5.20 Fotomicrografías de menas de metales base y preciosos en la región centro-sur tomadas con luz reflejada nicoles paralelos. a) esfalerita de segunda generación (arriba izquierdo), calcopirita de segunda generación, esfalerita rica en Fe con microinclusiones de	

calcopirita de primera generación, galena de primera generación b) esfalerita de segunda generación con vetilleo de calcopirita y galena de segunda generación c) pirita, galena y calcopirita de segunda generación d) pirita, galena de segunda generación y microinclusión de tetrahedrita en calcopirita de segunda generación e) calcopirita de segunda generación en vetilla y agregado cristalino. Tetrahedrita como cristales anhedrales en galena de segunda generación f) microcristal de argentita en intersticios de cuarzo en relación espacial con galena y calcopirita de segunda generación. Abreviaturas: Arg (argentita), Ccp (calcopirita), Gn (galena), Hem (hematita), Py (pirita), Sp (esfalerita), Ttr (tetrahedrita). ..	79
Figura 5.21 Imagen SEM-BSE y análisis EDS de A) esfalerita rica en Fe B) esfalerita pobre en Fe C) galena subidiomórfica.	80
Figura 5.22 Fotomicrografías de la textura de la sílice de la región centro-sur tomadas con luz polarizada plana con nícoles cruzados.a) cuarzo plumoso, tabular y cuarzo en micromosaico b) cuarzo micromosaico con clorita y minerales de arcilla; cuarzo mosaico y macromosaico, adularia rómbica c) cuarzo en peineta, cuarzo en mosaico. Sector brechado con cementante de cuarzo microcristalino con clorita y minerales de arcilla d) cuarzo peineta, cuarzo micromosaico a mosaico, cuarzo mosaico e) cuarzo plumoso y calcita f) Cuarzo macromosaico, mosaico, cuarzo micromosaico con clorita, minerales de arcilla y minerales de mena. Abreviaturas: Arc (arcillas), Cal (Calcita), Chl (clorita), Hem (hematita), Qz (cuarzo), Sulf (sulfuros).	82
Figura 5.23 Análisis de espectroscopía de infrarrojo cercano (SWIR) en minerales de arcilla de la región centro a profundidad intermedia de la Veta San Rafael. Muestra con Montmorillonita-ilita.....	83
Figura 5.24 Fotomicrografías tomadas de la alteración hidrotermal de la región centro con luz polarizada plana a, c y d) nícoles paralelos b, e y f) con nícoles cruzados. Centro-norte a) adularia rómbica y esfalerita de primera generación b) cuarzo en macromosaico, clorita y hematita relacionada con galena. Centro-sur c) Adularia radial y calcita d) hematita, clorita, clorita y minerales de arcilla en asociación con esfalerita de segunda generación e) cuarzo mosaico y cuarzo plumoso en asociación con mena y adularia f) cuarzo, calcita acicular, hematita y clorita. Abreviaturas: Adl (adularia), Arc (arcillas), Cal (Calcita), Chl (clorita), Hem (hematita), Lit (lítico), Qz (cuarzo), Sp (esfalerita), Gn (galena).	84
Figura 5.25 Análisis de espectroscopía de infrarrojo cercano (SWIR) en minerales de arcilla de la región centro de la Veta San Rafael. Muestra con montmorillonita.	85
Figura 5.26 Muestra de mano Carmen 2. Veta-brecha con cuarzo de textura coliforme y cuarzo hojoso.	86
Figura 5.27 Secuencia paragenética del sector sur (Veta Carmen).	87
Figura 5.28 Fotomicrografía tomada con luz reflejada nícoles paralelos. a) pirita, calcopirita, galena y esfalerita de segunda generación b) cristal de argentita asociado con galena y calcopirita de segunda generación y hematita c) galena y esfalerita de segunda generación, pirita, inclusión de tetrahedrita en calcopirita de segunda generación d) argentita en cristales anhedrales relacionadas con galena y calcopirita de segunda generación e) argentita bordeando pirita y relacionada espacialmente con calcopirita de segunda generación f) pirita, marcasita y esfalerita. Abreviaturas: Arg (argentita), Ccp (calcopirita), Cv (covelina), Gn (galena), Hem (hematita), Mc (marcasita), Py (pirita), Sp (esfalerita), Ttr (tetrahedrita).	89
Figura 5.29 Imagen SEM-BSE y análisis EDS de microinclusiones de A) galena subidiomórfica y polibasita B) argentita, galena con trazas de Si y Al además de Au C) electrum Au.....	90

Figura 5.30 Fotomicrografías de la textura de la sílice tomadas con luz polarizada plana con nícoles cruzados. a) adularia rómbica, cuarzo en mosaico, hematita y esfalerita semitraslúcida b) cuarzo mosaico y micromosaico con cuarzo tabular c) cuarzo tabular, cuarzo micromosaico con minerales de arcilla, cuarzo mosaico y calcita d) cuarzo mosaico y cuarzo micromosaico en banda coliforme a crustiforme. Abreviaturas: Adl (adularia), Arc (arcillas), Cal (Calcita), Hem (hematita), Qz (cuarzo), Sulf (sulfuros), Sp (esfalerita).	93
Figura 5.31 Fotomicrografías de asociación de minerales de alteración del sector sur (Veta Carmen) tomadas con luz polarizada plana con nícoles cruzados. a) cuarzo micromosaico en banda coliforme a crustiforme cubiertas por fluorita tardía y cuarzo en microcristalino con minerales de arcilla b) fluorita tardía c) asociación de cuarzo y clorita. Abreviaturas: Arc (arcillas), Chl (clorita), Fl (fluorita), Qz (cuarzo).....	94
Figura 5.32 Clasificación de cloritas según Foster (1962).	99
Figura 5.33 Clasificación de las cloritas de acuerdo con relación Al^{IV} vs $Fe^{2+} / (Fe^{2+} + Mg^{2+})$ según Tetiker <i>et al.</i> (2015).	100
Figura 5.34 Imágenes de clorita obtenidas con microsonda a, b, y c) brunsvigita sector norte y d, e, f) chamosita sector sur.....	101
Figura 5.35 Imágenes de esfalerita a y b) enriquecida en Fe del sector norte. c, d y e) esfalerita del sector centro empobrecida en Fe. c) En verde esfalerita enriquecida en Fe del sector centro.....	107
Figura 6.1 a y b) Inclusiones fluidas primarias en cristales de cuarzo de la muestra BNO 173-49 205-205.7 m. Las inclusiones bifásicas (L+V) con formas elípticas e irregulares. Las inclusiones monofásicas (V) con morfología irregular. b y d) Las inclusiones bifásicas (L+V) y monofásicas (L) con geometría elíptica.	110
Figura 6.2 Inclusiones fluidas primarias en cristales de esfaleritas de la muestra BNO 173-49 205-205.7 m. Las inclusiones fluidas bifásicas son líquido y vapor (L+V) geometrías tabulares (a), elípticas (c) e irregulares (b y d).	111
Figura 6.3 Inclusiones fluidas primarias en cristales de cuarzo de la muestra BNO 194-46-190.4-190.85 m. Inclusiones bifásicas (L+V) con geometría elíptica e irregular. a y b) Inclusiones fluidas trifásicas (L+V+S) con forma irregular.	112
Figura 6.4 Inclusiones fluidas primarias de muestra BNO 194-46-190.4-190.85 m. a y b) Inclusiones fluidas en cristales de calcita. Inclusiones fluidas bifásicas (L+V) de geometría elíptica e irregular. c) Inclusiones fluidas en cristales de esfalerita. Inclusiones bifásicas (L+V) de geometría elíptica.....	113
Figura 6.5 Inclusiones fluidas primarias en cristales de la muestra BNO 194-191.7-192.4 m. a y b) Inclusiones bifásicas (L+V) en cristales de cuarzo con geometría elíptica e irregular. c) Inclusiones fluidas trifásicas (L+V+S) en cristales de cuarzo con forma irregular. d, e y f) Inclusiones fluidas bifásicas (L+V) en cristales de esfalerita de morfología elíptica, tabular e irregular.	114
Figura 6.6 Inclusiones fluidas de la muestra BNO-193-39-165.15-165.6 m. a) Las inclusiones fluidas bifásicas (L+V) en cristales de cuarzo con morfología irregular. b y c) Inclusiones fluidas bifásicas (L+V) en cristales de esfalerita con morfología elíptica e irregular. d) Inclusiones fluidas bifásicas (L+V) en cristales de calcita con morfología irregular.....	115
Figura 6.7 Inclusiones fluidas primarias en cristales de calcita de la muestra SR-N-NIV-17. Las inclusiones fluidas son bifásicas líquido y vapor (L+V) con morfología elíptica e irregular.	116

Figura 6.8 Histograma de distribución de la temperatura de fusión del hielo (Tfh) de las muestras de mayor profundidad. Abreviaciones. Shp= esfalerita, Qz= cuarzo, Cc= calcita.	120
Figura 6.9 Histograma de distribución de la temperatura de homogenización (Th) de las muestras de mayor profundidad. Abreviaciones. Shp= esfalerita, Qz= cuarzo, Cc= calcita.	120
Figura 6.10 Histograma de distribución de la temperatura de homogenización (Th) de las muestras profundas. Abreviaciones. Shp= esfalerita, Qz= cuarzo, Cc= calcita.	121
Figura 6.11 Histograma de distribución de la temperatura de fusión del hielo (Tfh) de las muestras profundas. Abreviaciones. Shp= esfalerita, Qz= cuarzo, Cc= calcita.	122
Figura 6.12 Gráfico Th (°C) <i>versus</i> salinidad (wt. % NaCl eq) para inclusiones fluidas de la muestra BNO 173-49 205-205.7 m de la Veta San Rafael. Abreviaciones. Th= temperatura de homogeneización, Shp= esfalerita, Qz= cuarzo.	123
Figura 6.13 Gráfico Th (°C) <i>versus</i> salinidad (wt. % NaCl eq) para inclusiones fluidas de la muestra SRNNIV17R de la Veta San Rafael. Abreviaciones. Th= temperatura de homogeneización, Shp= esfalerita, Qz= cuarzo.	123
Figura 6.14 Gráfico Th (°C) <i>versus</i> salinidad (wt. % NaCl eq) para inclusiones fluidas de la muestra BNO 194-46 190.4-190.85 m de la Veta San Rafael. Abreviaciones. Th= temperatura de homogeneización, Shp= esfalerita, Qz= cuarzo, Cc= calcita.	124
Figura 6.15 Gráfico Th (°C) <i>versus</i> salinidad (wt. % NaCl eq) para inclusiones fluidas de la muestra 194-191.7-192.4 m de la Veta San Rafael. Abreviaciones. Th= temperatura de homogeneización, Shp= esfalerita, Qz= cuarzo, Cc= calcita.	125
Figura 6.16 Gráfico Th (°C) <i>versus</i> salinidad (wt. % NaCl eq) para inclusiones fluidas de la muestra BNO 193-39 165.15-165.6 m de la Veta San Rafael. Abreviaciones. Th= temperatura de homogeneización, Shp= esfalerita, Qz= cuarzo, Cc= calcita.	125
Figura 7.1 Mapa geológico del área de estudio. Sección dividida en bloques. Localización del sigmoide y área de oportunidad para exploración.	126
Figura 7.2 Modelo esquemático de la distribución de las alteraciones hidrotermales en interior mina. Comprende las regiones norte y centro de la Veta San Rafael y Veta Carmen.	130
Figura 7.3 Modelo de yacimiento epitermal de sulfuración intermedia donde se observan minerales índice de alteración, posición de los minerales de mena y ubicación de los sectores de la zona mineralizada San Rafael. Modificado de Buchanan (1981).	133
Figura 7.4 Modelo esquemático de la distribución de las inclusiones fluidas estudiadas en interior mina y su proceso de mineralización.	140
Figura 7.5 Modelo propuesto del Distrito Minero de Guanaceví por etapas.	142
Figura 7.6 Modelo evolutivo esquemático propuesto para la Veta San Rafael.	144

Índice de Abreviaturas

Adl:	Adularia
Arc:	Arcillas
Arg:	Argentita
Brch:	Brecha
Cal:	Calcita
Chl:	Clorita
Ccp:	Calcopirita
Cv:	Covelina
Fl:	Fluorita
Gn:	Galena
Hem:	Hematita
Lit:	Lítico
Py:	Pirita
Qz:	Cuarzo
Sp:	Esfalerita
Sulf:	Sulfuros
Tfh:	Temperatura de fusión del hielo
Th:	Temperatura de homogeneización
Ttr:	Tetrahedrita
Ar:	Areniscas
Lu:	Lutitas

Resumen

La veta San Rafael se encuentra dentro del Distrito Minero de Guanaceví al noroeste del estado de Durango, fisiográficamente se ubica en la provincia Sierra Madre Occidental. La región está constituida por conglomerados y areniscas relacionadas al Terreno Compuesto Guerrero, flujos de andesita, piroclastos y epiclastos pertenecientes al Complejo Volcánico Inferior. Todo ello está superpuesto por el Supergrupo Volcánico Superior, compuesto por riolitas e ignimbritas. La mineralización se aloja en andesitas y tobas líticas de composición andesítica del Complejo Volcánico Inferior.

La estructura mineralizada consiste en vetas crustiformes, crustiformes-coloformes y vetas-brechas de cuarzo, calcita, clorita, adularia, minerales de arcilla y sulfuros. Las muestras analizadas pertenecen a las estructuras mineralizadas San Rafael de los sectores: norte, centro-norte, centro-sur y veta Carmen. Las alteraciones hidrotermales en la estructura mineralizada son: alteración argílica, argílica intermedia y alteración subpropilítica.

La asociación mineral consiste en cuarzo, adularia, pirita, clorita, caolinita, montmorillonita, illita, illita-esmectita, fluorita y sulfuros. La mineralización económica comprende esfalerita rica en Fe, esfalerita pobre en Fe; galena subidiomórfica e hipidiomorfa, argentita, tetrahedrita argentífera, trazas de electrum y polibasita. La mineralización ocurrió en cuatro fases, en la segunda y tercera fase precipitaron los minerales de mena. La primera etapa está caracterizada por cuarzo, clorita, pirita, montmorillonita, caolinita e illita. Los minerales de menas de metales base precipitaron en la segunda y tercera, mientras que, los minerales de menas de metales preciosos en la tercera fase. En cuanto a la cuarta fase consiste en hematita, fluorita, cuarzo y calcita.

De acuerdo con el análisis químicos la esfalerita presenta la fórmula general $(Zn_{0.860-0.970}, Fe_{0.025-0.086}, Mn_{0.001-0.005}, Cd_{0.001-0.005}, In_{0.001-0.003}, As_{0.001})S$. El análisis denota la diferencia entre aquellas esfaleritas enriquecidas en Fe de una primera generación con las de segunda generación empobrecidas en Fe.

Los cálculos geotermométricos se realizaron a partir de la aplicación de geotermómetros empíricos de clorita, geotermómetro de esfalerita (GGIMFis) y con microtermometría de inclusiones fluidas en cuarzo, calcita y esfalerita. Las temperaturas estimadas mediante los geotermómetros de clorita varían entre 116 y 326°C, mientras que las temperaturas obtenidas con el geotermómetro de esfalerita son: 192-199°C en la región norte y 171-201°C en la región centro.

Finalmente, mediante microtermometría de inclusiones fluidas se obtuvieron valores de 154°C a 284°C en la zona centro-norte y 175°C a 290°C en la zona centro-sur. Las salinidades de los fluidos mineralizantes varían de 1.74 a 7.73 wt% NaCl eq.

La presencia de inclusiones fluidas con diferencias contrastantes de relleno, además, de los datos microtermométricos obtenidos indican la presencia de ebullición como mecanismo de precipitación de menas de metales preciosos. La ebullición ocurrió en el intervalo de temperaturas de homogeneización entre 290°C a 260°C y salinidades entre 5 y 7.73 wt% NaCl eq.

El yacimiento San Rafael se clasifica como yacimiento epitermal de sulfuración intermedia, de acuerdo con la asociación mineral cuarzo, adularia, fluorita, barita; clorita, piritita, montmorillonita, illita-esmectita; esfalerita, galena, calcopirita, argentita, tetrahedrita argentífera, electrum y polibasita. La presencia de las alteraciones hidrotermales argílica intermedia, argílica avanzada y subpropílica; los rangos de temperatura 154-290°C y salinidad de 1.74 a 7.73 wt% NaCl eq.

Abstract

The San Rafael vein is located in the Guanaceví mining district in the northwestern portion of Durango, in the Sierra Madre Occidental province. The geology of this region is mainly composed by conglomerate and sandstone of the Guerrero Composite Terrane; andesite flows, pyroclasts and epiclasts belong to the Lower Volcanic Complex, overlain by the Upper Volcanic Supergroup of rhyolite pyroclastics and ignimbrites. The rock hosts are andesite and lithic tuff of the Lower Volcanic Complex.

The orebodies are crustiform veins, crustiform-colloform veins and breccia bodies of quartz, calcite, chlorite, adularia, clay minerals and sulfides. The samples belong to the north, north-central, and south-central sectors of San Rafael Vein and Carmen Vein.

San Rafael vein is characterized by sphalerite, galena, chalcopyrite, argentite, tetrahedrite, electrum and aguilarite as ore minerals. Quartz, adularia, fluorite and barite as gangue minerals and chlorite, pyrite, montmorillonite, kaolinite, illite and illite-smectite. Four stages of mineralization occurred at San Rafael Vein. The second and third stages have been identified as stages of ore formation. The third stage includes argentite, tetrahedrite, electrum and aguilarite. The first stage involves quartz, chlorite, pyrite, montmorillonite, kaolinite and illite. The fourth stage contains hematite, fluorite, quartz and calcite.

According to the chemical analysis, the structural formula for sphalerite is $(\text{Zn}_{0.860-0.970}, \text{Fe}_{0.025-0.086}, \text{Mn}_{0.001-0.005}, \text{Cd}_{0.001-0.005}, \text{In}_{0.001-0.003}, \text{As}_{0.001})\text{S}$. The analysis evidences the difference between the Fe-rich sphalerites of the first generation with Fe-poor sphalerites of the second generation.

The thermometric calculations were made from chlorite geothermometers, sphalerite geothermometer (GGIMFis) and fluid inclusion microthermometry in quartz, calcite and sphalerite. The temperature values of chlorite geothermometers vary from 116 to 326°C. The ranges of the sphalerite geothermometer are between 192 and 199°C for samples located in the northern region, and 171 to 201°C for samples located in the central region.

Finally, the homogenization temperatures of the fluid inclusions range between 154°C and 284°C in the north-central region and the south-central region between 175°C and 290°C. The fluid inclusions establish salinity values from 1.74 to 7.73 wt% NaCl eq. The obtained temperatures, fluid inclusions with different gas-liquid ratios as well as quartz textures (microcrystalline, pseudobladed and feathery quartz) are interpreted as boiling. The ore formation varied from 290°C to 260°C and 5 to 7.73 wt% NaCl eq.

San Rafael Vein has been classified as an intermediate sulfidation epithermal deposit. Because of characteristics such as gangue minerals (quartz, pyrite), sulfide species (pyrite, galena, Fe-poor sphalerite, tetrahedrite and chalcopyrite), temperature (154-290°C) and salinity (1.5 to 8 wt% NaCl eq.).

Capítulo 1 Introducción

Los yacimientos epitermales son los de mayor importancia mundial en cuanto a extracción de Ag, además de contener Au, Zn, Pb, Cu, Cd, As, Sb, Bi, Se, Te, Ga, Ge, In, Tl, Mo y Sn (Wang *et al.*, 2019; Hedenquist *et al.*, 2000). México es el líder mundial en la producción de Ag, siendo los yacimientos epitermales los mayores proveedores de este metal (Secretaría de Economía, 2015). Además, ocupa el tercer lugar en producción de Pb, cuarto en producción de Zn y sexto en producción de Au (Servicio Geológico Mexicano, 2020).

La distribución espacial y cronológica de los yacimientos epitermales en México está íntimamente relacionada la evolución de la Sierra Madre Occidental. La evolución geológica de esta zona está relacionada con tres pulsos volcánicos desde el Eoceno al Mioceno. La mineralización de los distritos mineros de Ag más importantes se vincula con el evento más reciente, este ocurrió entre 36 y 28 Ma (Levresse *et al.*, 2017; Ramos-Rosique *et al.*, 2011).

El distrito minero de Guanaceví está localizado a 240 km al NW de la ciudad de Durango. La actividad minera en este distrito se presume desde época prehispánica e inicios de la colonia, con periodos de bonanza en los siglos XVIII y XIX. Durante inicios del siglo XX la producción fue de poco más de 500 millones de onzas de Ag, colocando a este distrito dentro de los de mayor producción de Ag en México (Devlin *et al.*, 2009). Actualmente, el distrito se distingue a nivel nacional por su alto nivel de producción de Ag y metales base. En el estado de Durango, varias estructuras mineralizadas cuentan con leyes de Ag <1 kg/t; entre las cuales destacan las vetas Santa Cruz, El Porvenir, San Pedro y San Rafael (Carrasco-Centeno *et al.*, 1993; Devlin *et al.*, 2009).

1.1 Planteamiento del problema.

Los avances sobre el estudio de yacimientos minerales en México son significativos, particularmente, para yacimientos epitermales (ej. La Caridad Vieja, Bejarano-Carrillo *et al.*, 2020; Distrito Minero de Guanajuato, Moncada *et al.*, 2017; Distrito Minero Guazapares, Murray y Busby, 2015; Bolaños, Canet *et al.*, 2011). Sin embargo, existen regiones que carecen de estudios científicos o están poco estudiadas. La región de Guanaceví, en Durango, alberga una serie de vetas de metales base y menas de Ag que actualmente son minadas y se encuentran en etapas de ampliación. De forma que la exploración geológica utilizando diversas técnicas mineralógicas y microtermométricas es de vital importancia para caracterizar a los yacimientos, particularmente de tipo epitermal, y reconocer procesos de precipitación de minerales de mena.

Para poder establecer mejores estrategias para la exploración de yacimientos vetiformes en el Distrito Minero de Guanaceví se propone el estudio de la Veta San Rafael abordando las siguientes cuestiones: (a) clasificar el yacimiento vetiformes de acuerdo con criterios mineralógicos y microtermométricos; y (b) determinar las asociaciones minerales y definir la paragénesis a partir de las características texturales y sus relaciones espaciales dentro de la estructura mineralizada; y (c) establecer cuáles son las guías de exploración dentro de la estructura.

1.2 Justificación

A pesar de que el Distrito de Guanaceví es uno de los más relevantes en producción minera del noroeste de México, no cuenta con suficiente información técnica ni científica sobre el origen de sus yacimientos. De hecho, hasta el momento se desconoce información relevante como: (a) asociaciones minerales que componen sus vetas; (b) las características texturales de su mineralogía, alteraciones relacionadas, paragénesis; (c) origen y naturaleza de fluidos mineralizantes responsables de la mineralización (d) la relación de la geometría de la veta y litologías encajonantes con el contexto geológico del área. Todo ello, permitiría generar guías de exploración semirregionales y locales que potencialicen la región mineralizada.

En los últimos años el aumento en la producción de metales base y Ag en la región de Guanaceví se ha visto evidenciada con la presencia de un mayor número de compañías mineras internacionales y nacionales (Endevour Silver Corp, Grupo México, Frisco y DMV Mining, principalmente). Este hecho ha impulsado el desarrollo del Distrito Minero, de forma que es prioritario generar información que sustente el conocimiento de las estructuras mineralizadas, el estilo particular de mineralización de vetas y, sobre todo, en aquellas que se encuentran en exploración, como la Veta San Rafael. Por lo tanto, la determinación de las características mineralógicas y microtermométricas de la veta San Rafael será imperante para una correcta clasificación de esta estructura mineralizada y, paralelamente, permitirá establecer el estilo de mineralización para definir estrategias adecuadas para su exploración. Además, la exposición de sus resultados aportara nuevo conocimiento sobre los yacimientos epitermales en México y en particular en la región de Guanaceví.

1.3 Hipótesis

Si la definición de yacimiento epitermal contempla criterios mineralógicos y características de los fluidos hidrotermales mineralizantes, entonces estudios detallados de la Veta San Rafael a diferentes profundidades permitirán identificar y clasificar el yacimiento. De igual

manera, se podrán clarificar los procesos que causaron la precipitación de minerales de mena de metales preciosos, particularmente los niveles de bonanza y blancos imprescindibles para establecer guías de exploración de en la región de Guanaceví. Estos estudios contemplan a las estructuras mineralizadas, rocas encajonantes, asociaciones minerales y texturas, así como de las alteraciones, paragénesis mineral e inclusiones fluidas.

1.4 Objetivos

1.4.1 Objetivo general

Definir la asociación mineral y el tipo de mineralización de la Veta San Rafael en el Distrito Minero de Guanaceví a partir de los criterios mineralógicos y microtermométricos.

1.4.2 Objetivos específicos

- Caracterizar la asociación mineral para clasificar al yacimiento epitermal.
- Localizar las estructuras mineralizadas, así como definir sus características texturales y asociación mineral para la determinación de menas de Ag.
- Analizar las inclusiones fluidas para estimar la temperatura mínima de formación de los minerales de ganga.
- Establecer la paragénesis mineral del yacimiento a través del estudio de minerales.
- Determinar criterios geológicos y mineralógicos para sustentar guías de exploración dentro de la Veta San Rafael y que puedan ser usado en otras estructuras del Distrito de Guanaceví.

1.4.3 Localización

El área de estudio donde se localiza la estructura mineralizada de Veta San Rafael y sus estructuras asociadas (Veta Carmen 1 y Veta Carmen 2) se ubican en el municipio de Guanaceví al noroeste del estado de Durango, colindando al oeste con el estado de Chihuahua, a 257 kilómetros en línea recta de la ciudad de Durango. Las estructuras mineralizadas Veta San Rafael y Veta Carmen se localizan al este del Distrito Minero de Guanaceví (Figura 1.1; Figura 1.2).

Esta zona está comprendida en la carta topográfica G13C17 de escala 1: 50000 del Instituto Nacional de Estadística y Geografía. La vía de acceso principal es la carretera Tepehuanes-Guanaceví y para acceder a la zona se toma el camino con dirección a la localidad El Chacuaco.

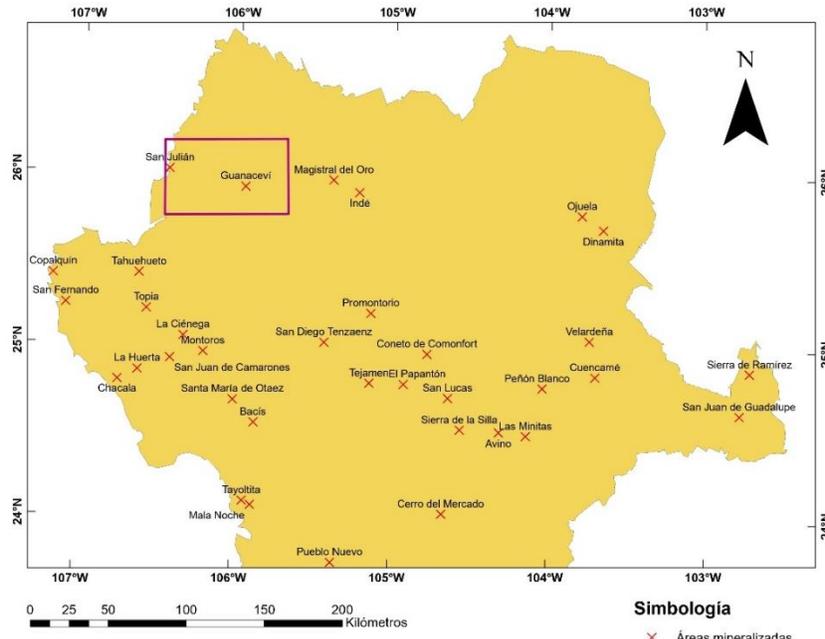


Figura 1.1 Localización de áreas mineralizadas en el estado de Durango y el Distrito Minero de Guanaceví. Modificado de Carrasco-Centeno *et al.* 1993; Servicio Geológico Mexicano, 2019.

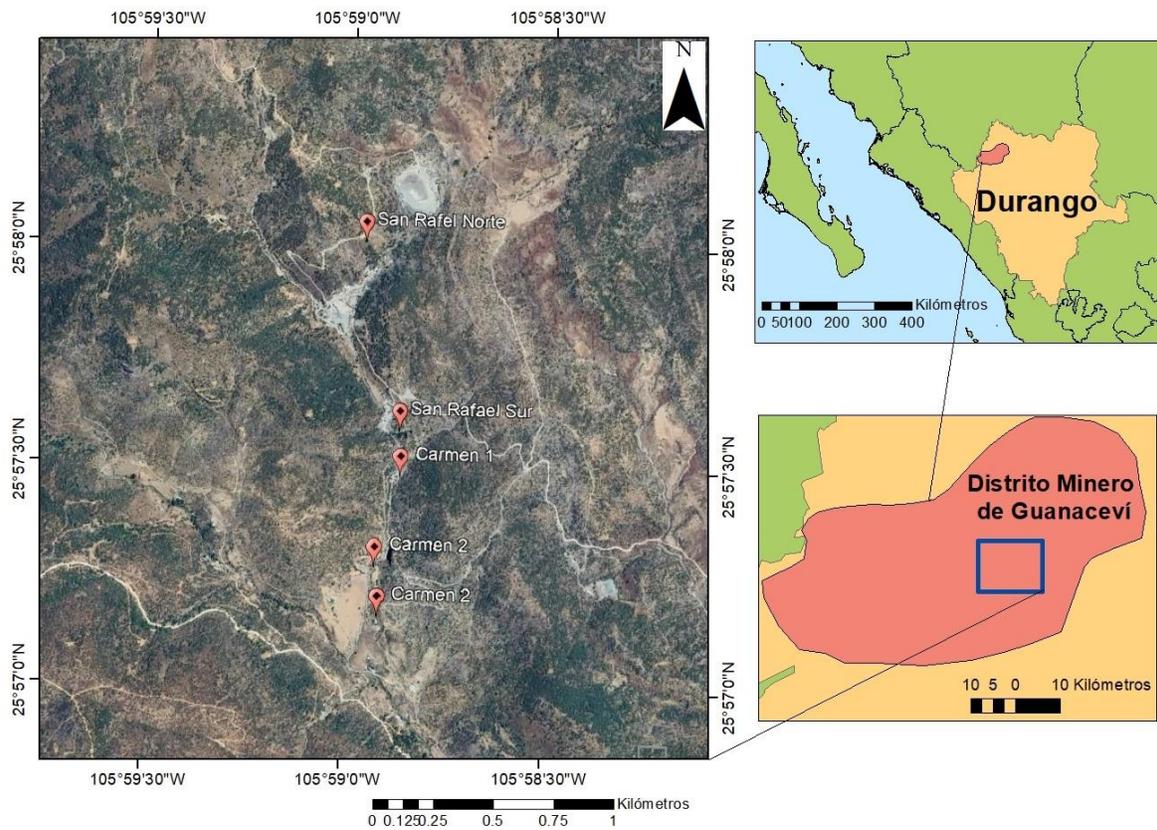


Figura 1.2 Localización del área de estudio (recuadro azul) dentro del Distrito Minero de Guanaceví (en rojo). Modificado de Google Earth, 2021; Servicio Geológico Mexicano, 2019).

Capítulo 2 Marco teórico

2.1 Yacimientos epitermales

Lindgren (1922) definió por primera vez al ambiente epitermal como aquel formado a poca profundidad por fluidos hidrotermales ascendentes que típicamente incluye depósitos de Ag-Au, Ag, Au-Se y Au-Te. Lindgren estimó que la profundidad máxima de formación de este tipo de ambiente es de 1000 m; siendo el límite superior de presión de 100 atm, que corresponde a la del agua con bajo contenido en gas y baja salinidad hirviendo aproximadamente a 1000 m de profundidad. Posteriormente, Hedenquist *et al.* (2000) dedujeron a partir de los límites de estabilidad observados de varios minerales y de las similitudes de las texturas de las vetas de yacimientos geotérmicos que la mayoría de los depósitos epitermales se forman en un rango entre 160 y 270 °C.

Así mismo, los depósitos epitermales están relacionados de forma espacial y temporal con el vulcanismo subaéreo de carácter ácido a intermedio y la actividad volcánica. Este tipo de depósitos están asociados a estructuras de origen volcánico como calderas y domos. Además, los yacimientos están controlados por fallas de escala regional en zonas de intensa fracturación, las fallas determinan la localización de los depósitos. La ebullición y enfriamiento rápido de los fluidos hidrotermales provocan la precipitación de sílice colofome, adularia y calcita hojosa, mientras que la formación de vapor-agua caliente propicia la alteración argílica avanzada (Hedenquist *et al.*, 2000).

2.1.1 Distribución y ambiente tectónico

A nivel mundial, la distribución de los yacimientos epitermales coincide con los arcos volcánicos en los márgenes convergentes y con la extensión en las zonas de trasarco asociadas (Figura 2.1). En México, la distribución espacial y temporal de los yacimientos epitermales de sulfuración baja e intermedia están relacionados con la actividad de la Sierra Madre Occidental. En este contexto, la mineralización ocurrió en pulsos relacionados con los estadios volcánicos de la Sierra Madre Occidental, mayormente con el último pulso de edad Oligocena (Ramos-Rosique *et al.*, 2011; Camprubí *et al.*, 2003).

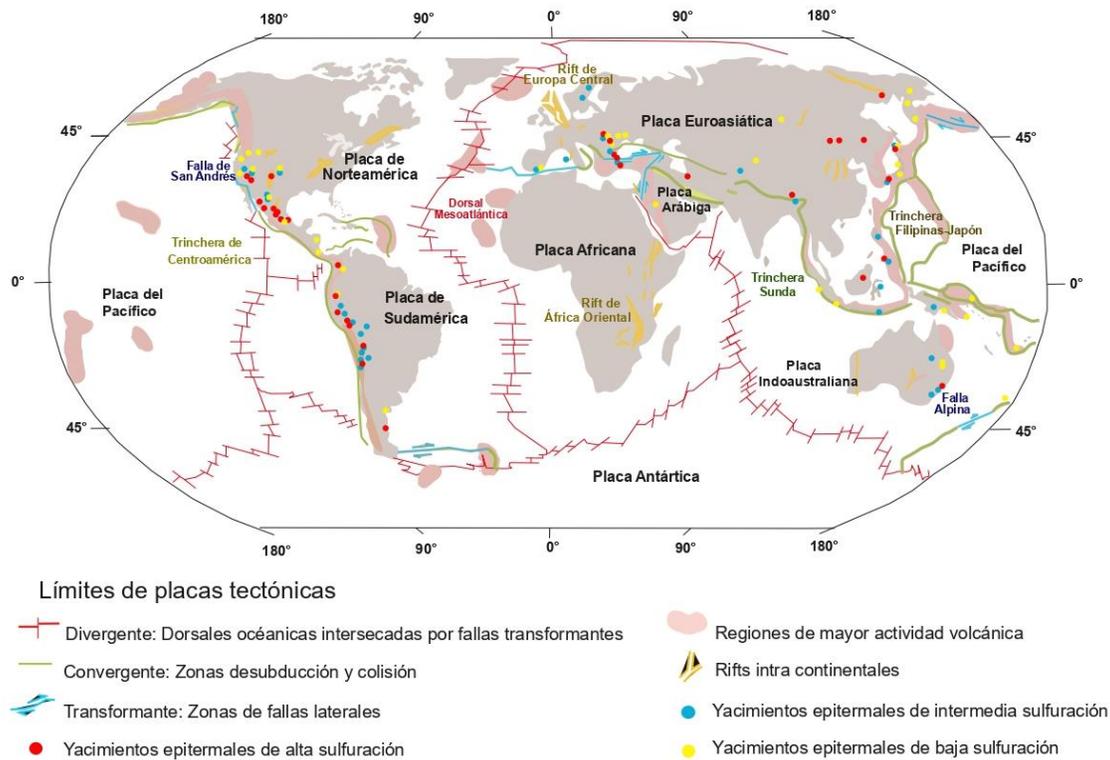


Figura 2.1 Distribución de los yacimientos epitermales en el mundo. Modificado de Hedenquist *et al.* (2000).

2.1.2 Clasificación

Lindgren (1922) clasificó los yacimientos epitermales según la temperatura y profundidad del fluido, desde altas temperaturas, magmáticas, hasta temperaturas más bajas en la superficie. Otras clasificaciones más recientes clasifican los yacimientos epitermales en función de la asociación mineral típica: adularia-sericita y enargita-oro (Hedenquist *et al.*, 2000). Finalmente, también existen clasificaciones basadas en el estado de oxidación-reducción del S en los fluidos de los sistemas geotérmicos actuales, de forma que, los yacimientos originados a partir de fluidos oxidados y ácidos (se denominan de alta sulfuración), y aquellos originados a partir de fluidos reducidos de pH neutro (se denominan baja sulfuración) (Hedenquist *et al.*, 2000).

De esta manera Hedenquist (1987) clasificó los yacimientos epitermales como sistemas de alta sulfuración y de baja sulfuración, de acuerdo con las características químicas de los fluidos hidrotermales y el grado de sulfuración de las asociaciones minerales (Tabla 2.1).

Por tanto, estos términos: baja sulfuración y alta sulfuración hacen referencia a los estados de sulfuración, los cuales son deducidos a partir del estado del fluido. La clasificación refleja el potencial de oxidación y la fugacidad de azufre del fluido que depositó los sulfuros y, por lo tanto, la naturaleza intrínseca del fluido mineral tanto en su origen como el grado de interacción fluido-roca.

Según Hedenquist *et al.* (2000) las características de los sistemas que forman **yacimientos epitermales de baja sulfuración:** (1) los fluidos profundos reducidos, con pH cercano al neutro, en equilibrio con las rocas encajonantes alteradas por el ascenso lento y baja salinidad (<1 al 2 wt% NaCl eq). (2) se localizan a cierta distancia de los edificios volcánicos con los que pueden estar genéticamente asociados (de igual manera se encuentran en zonas sin actividad volcánica); (3) comúnmente son propiciados por intrusiones situadas a cinco o seis km bajo la superficie (Tabla 2.1). **Yacimientos epitermales de alta sulfuración:** (1) los fluidos son de carácter ácido y oxidado, se encuentran en desequilibrio con las rocas encajonantes debido a la naturaleza magmática de estos y se reconocen fluidos tempranos con salinidades bajas a moderadas (<15 wt% NaCl eq) y fluidos tardíos que son más salinos (35 a 50 wt% NaCl eq). (2) el fuerte control estructural provoca un rápido ascenso de fluidos de naturaleza reactiva, razón por la cual el yacimiento está dominado por estos. (3) se encuentran en sistemas volcánico-hidrotermales cercanos a conductos volcánicos con manifestaciones como fumarolas de alta temperatura relacionadas con agua ácida (Korzeniewski, 2002) (Tabla 2.1).

Además, Hedenquist *et al.* (2000) propusieron formalmente el término sulfuración intermedia subdividiendo la categoría de baja sulfuración en yacimientos del miembro extremo de baja sulfuración y aquellos con la asociación mineral tennantita-tetrahedrita-calcopirita y esfalerita pobre en Fe (Tabla 2.1).

Tabla 2.1 Nomenclatura utilizada para los dos principales ambientes epitermales y su asociación con la actividad geotérmica y volcánico-hidrotermal. Tomado de Hedenquist *et al.* (2000).

Geotérmico (Dominado por pH neutral y fluido reducido hipogénico)	Volcánico-hidrotermal (Dominado por fluido temprano ácido y óxidado)	Referencia
	Tipo Goldfield	Ransome (1909); Bethke (1984)
Vetas de cuarzo-Au en andesita y riolita		
Vetas con Ag-Au, Ag, Au-Te, and Au-Se	Au-alunita	Lindgren (1922); Lindgren (1933)
Vetas de metales base con Au, Ag		
Cinabrio, vetas con, antimonita		
	Enargita Au	Ashley (1982)
Fuente termal ("hot spring")		Giles y Nelson (1982)
Adularia-sericita	Sulfato ácido	Heald <i>et al.</i> (1987)
Bajo contenido de azufre	Alto contenido de azufre	Bonham (1986)
Sulfuración baja	Sulfuración alta	Hedenquist (1987)
Adularia-sericita	Alunita-caolinita	Berger and Henley (1989)
	Sulfuración intermedia	Hedenquist <i>et al.</i> (2000)
	Encape lítico (<i>lithocap</i>) estéril de cuarzo-alunita	Sillitoe (1995); Hedenquist (2000)

Para esta Tesis de Maestría se utilizará la clasificación para yacimientos epitermales de Hedenquist *et al.* (2000) con los términos alta sulfuración, sulfuración intermedia y baja sulfuración, los cuales se describirán a continuación:

2.1.2.1 Alta sulfuración

Los yacimientos epitermales de alta sulfuración son típicos de fuentes termales ácidas cercanas a conductos volcánicos y alojados por conductos estructurales o litologías permeables. La afinidad magmática del fluido es reflejo del su carácter ácido y oxidado en desequilibrio con la roca huésped. La temperatura de formación y salinidad de los fluidos

tempranos es de 170° a 320°C y <15 wt% NaCl eq, mientras que en fluidos tardíos el rango va de 35 a 50 wt% NaCl eq. La oxidación y acidificación de fluidos generados por condensación de volátiles magmáticos enriquecidos en HCl y HF con un pH de 1 a 3 tienen como producto la alteración argílica avanzada, estos fluidos transportan en solución azufre (S^{4+} o S^{6+}) predominantemente en forma de SO_2 además de SO_4^{2-} y HSO_4^- . Estos yacimientos se encuentran principalmente en zonas de subducción y arcos de isla (Hedenquist *et al.*, 2000; Korzeniewski, 2002; Camprubí y Albinson, 2006; Sillitoe, 2000).

Los depósitos epitermales de alta sulfuración se encuentran principalmente asociados a domos, domos en conducto volcánico central, diatremas y calderas. Las rocas ígneas genéticamente relacionadas con los estos yacimientos son de composiciones calcoalcalinas intermedias. Mientras que las principales rocas huésped/ encajonante son variables: rocas volcánicas andesíticas a dacíticas, brechas, ignimbritas de mal a moderadamente soldada y pórfidos dacíticos a andesíticos o rocas sedimentarias: lutita, arenisca, unidades calcáreas y grauvacas. La forma de la mineralización varía desde diseminada a reemplazamientos hasta vetas, *stockworks* y cuerpos de brecha hidrotermal. Los controles litológicos y estructurales determinan la forma de un depósito individual (Arribas, 1995).

Igualmente, Hedenquist *et al.* (2000) asegura que el fluido ácido generado en el ambiente volcánico-hidrotermal mezclado con agua meteórica lixivia la roca creando un núcleo de sílice residual con oquedades (*vuggy*) o masivo que se recristaliza en cuarzo. Estas zonas silíceas forman el núcleo de un halo de alteración argílica avanzada que, comúnmente tiene límites definidos con la siguiente área de alteración y que puede contener: cuarzo, alunita, caolinita, dickita, pirofilita y diásporo. El núcleo alterado silíceo y de alteración argílica avanzada es rodeado externamente por alteración argílica, una zona compuesta por: cuarzo, caolinita, illita, sericita y esmectita, además de un halo más externo de alteración propilítica con clorita, illita, esmectita, carbonato y arcillas interestratificadas (Figura 2.2).

La zona más externa de alteración propilítica incluye clorita. El ancho total de la zona de alteración de argílica avanzada puede ser tan estrecho como 1 m o alcanzar 100 m. El patrón de zonación de alteración indica condiciones progresivamente menos ácidas hacia afuera de la vía del flujo del ácido. Arribas (1995) señaló que la alteración lateral es una característica de los yacimientos epitermales de alta sulfuración, la cual refleja la reacción y neutralización de temperatura alta en fluidos.

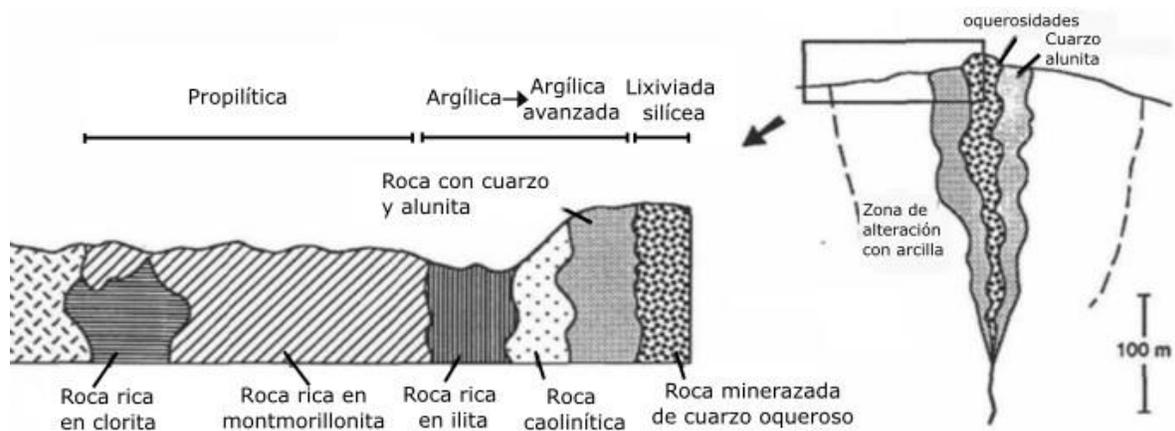


Figura 2.2 Sección de alteración del depósito de Summitville en Colorado, muestra un ensanchamiento ascendente del núcleo silíceo. La roca con cuarzo oqueroso es el principal hospedante de la mineralización de alta sulfuración, aunque porciones de la zona de alteración argílica avanzada puede contener mineralización, especialmente cuando la pirofilita predomina sobre las zonas silíceas. Tomado de Hedenquist *et al.* (2000).

2.1.2.2 Baja sulfuración

Los yacimientos epitermales de baja sulfuración (alcalinos) se originan a partir de fluidos reductores, con un pH casi al neutro, dominados por agua meteórica con una aportación menor de agua magmática. El azufre se encuentra en su estado de oxidación de S^{2-} , son similares a los sistemas geotérmicos y se encuentran a cierta distancia del edificio volcánico. Estos están principalmente relacionados a domos riolíticos y, en cuanto a las rocas asociadas, van desde las alcalinas hasta las calcoalcalinas, de igual manera se han relacionado a ambientes bimodales de basalto-riolita principalmente en arcos de islas y arcos continentales, rifts y zonas de subducción (Camprubí y Albinson, 2006; Kissin y Mango, 2014; Sillitoe y Hedenquist, 2003).

En los depósitos de baja sulfuración, los minerales de ganga comúnmente son: cuarzo y adularia más calcita o sericita. La forma del depósito puede ser variable, se presenta en vetas, *stockwork*, brechas y diseminado. Las asociaciones de alteración en la roca huésped incluyen: illita, clorita, albita, epidota, zeolita y pirita, además de cuarzo, adularia y calcita. Estos minerales reflejan un pH casi neutro y la composición reducida del fluido mineralizante. La temperatura de formación es <240 °C, y las salinidades máximas llegan hasta 3.5 wt% NaCl eq. En cuanto a los minerales de arcillas se encuentran: esmectita e illita-esmectita interestratificadas junto con caolinita, en los márgenes del sistema, así como

dentro de la zona mineralizada, y en algunos casos como productos de alteración supergénica de la sericita hidrotermal (Hedenquist *et al.*, 2000).

Por otra parte, Camprubí y Albinson (2006) propusieron que este tipo de yacimientos epitermales se caracteriza por (1) predominio de pirita, arsenopirita, sulfosales de Ag, acantita, naumanita y electrum (2) los minerales de ganga: sílice amorfa, cuarzo criptocristalino, cuarzo bandeado, adularia y calcita hojosa (3) estilo de alteración caracterizadas por la presencia de illita o clorita.

Hedenquist *et al.* (2000) aseguran que una de las características más distintiva de la paleosuperficie de los yacimientos de baja sulfuración son los sínteres, que forman terrazas finamente laminadas de sílice amorfa alrededor de fuentes termales de pH neutro. La presencia de estos sínteres fija la posición de la paleosuperficie e identifica la ubicación de un canal principal de flujo ascendente de los fluidos en ebullición. En la parte superior del yacimiento se forman mantos estratiformes de silicificación densa, típicamente de calcedonia, de igual manera se puede formar pirita y marcasita cerca de la base del horizonte ya que las soluciones de sulfuros también son ricas en Fe. Igualmente se puede formar capas de caolinita, cristobalita, esmectita y puntualmente alunita y azufre nativo.

Los depósitos de baja sulfuración pasan gradualmente desde su fuente hacia afuera, a halos argílicos cuyos anchos se relacionan con la permeabilidad primaria de la roca encajonante y, externamente, a asociaciones propilíticas. La alteración argílica es formada como resultado de la generación de agua calentada con vapor rico en CO₂ en el margen del sistema. El agua poco ácida, con pH de 4 a 5 crea halos de illita, arcillas interestratificadas y esmectita, así como caolinita y sericita. Los minerales de mena se encuentran distribuidos en bonanzas asociadas a la ebullición, comúnmente localizados a profundidad <500 m (Figura 2.3). Los yacimientos de baja sulfuración presentan profundidades de formación desde 300 hasta 800 m (Hedenquist *et al.*, 2000; Camprubí y Albinson, 2006).

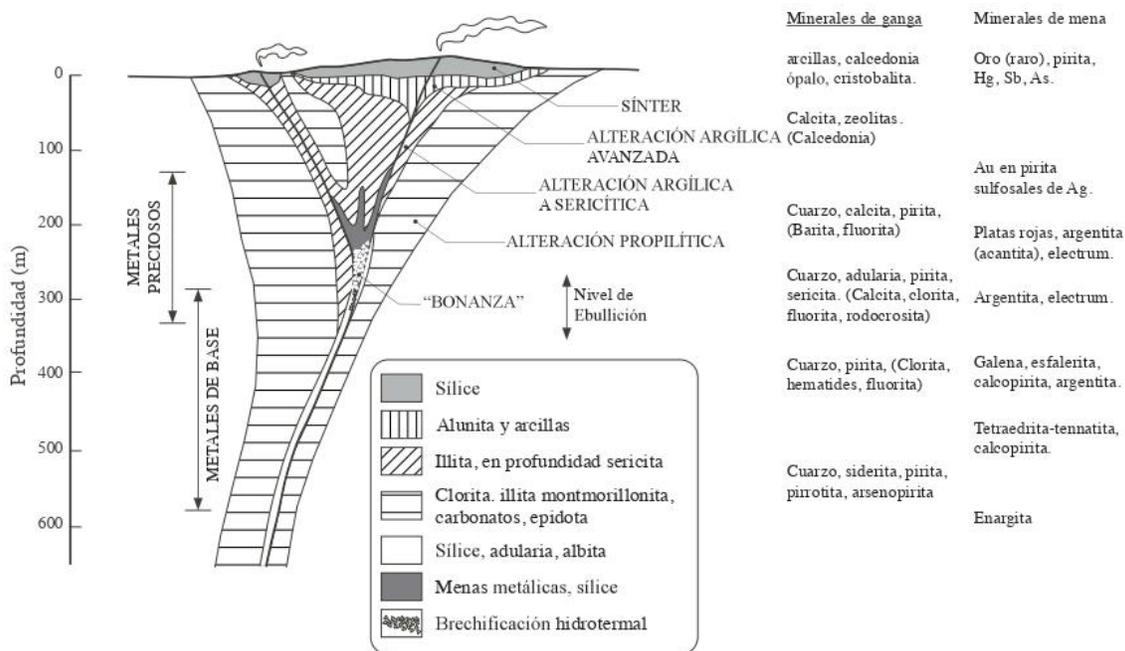


Figura 2.3 Esquema de los depósitos epitermales alcalinos (baja temperatura y sulfuración intermedia) indicando la distribución del sínter, superposición de alteración argílica avanzada comúnmente derivada de vapores liberados de la ebullición en profundidad además de patrones de alteración y mineralogía de ganga. Tomado de Camprubí y Albinson (2006).

2.1.2.3 Sulfuración intermedia

Según Wang *et al.* (2019) los yacimientos epitermales de sulfuración intermedia se forman en ambientes de subducción, zonas de arcos magmáticos, trasarco y cinturones orogénicos, estos yacimientos están relacionados con rocas andesíticas a dacíticas, así como al magmatismo calcoalcalino, aunque las rocas más félsicas actúan localmente como encajonante. La profundidad a la que se forman los yacimientos varía entre 300 m y 1 km. La composición de los fluidos a partir de los cuales se formaron es una mezcla de fluidos magmáticos y meteóricos. Los depósitos asociados al estado de sulfuración intermedia son ricos en Ag y en metales de base en comparación con yacimientos de baja sulfuración ricos en Au, lo que probablemente refleja variaciones en salinidad (Camprubí y Albinson, 2006).

La asociación mineral en los yacimientos de sulfuración intermedia es: pirita, tetraedrita/tennantita, calcopirita, galena y esfalerita con bajo contenido de Fe. Los yacimientos con metales preciosos también contienen electrum, Au nativo, acantita-argentita y en algunos casos esfalerita oscura (Tabla 2.2). Los minerales de ganga en los yacimientos de sulfuración intermedia son principalmente: cuarzo, carbonatos de manganeso, rodocrosita y calcita de manganeso, así como adularia (Wang *et al.*, 2019).

Tabla 2.2 Minerales de mena reportados en yacimientos epitermales de sulfuración intermedia. Tomado de Wang *et al.* (2019).

Más abundantes		Comunes		Menores o en traza	
Pirita	FeS ₂	Tetraedrita	(Cu,Fe) ₁₂ Sb ₄ S ₁₃	Polibasita	(Ag, Cu) ₁₆ Sb ₂ S ₁₁
Esfalerita pobre en Hierro	ZnS	Tennantita	(Cu,Fe) ₁₂ As ₄ S ₁₃	Pearceíta	(Ag, Cu) ₁₆ (As, Sb) ₂ S ₁₁
Calcopirita	CuFeS ₂	Electrum	Au-Ag	Benleonardita	Ag ₈ (Sb, As)Te ₂ S ₃
Galena	PbS	Oro	Au	Freibergita	(Ag,Cu,Fe) ₁₂ (Sb,As) ₄ S ₁₃
		Arsenopirita	FeAsS	Pirrotina	Fe _{1-x} S
		Marcasita	FeS ₂	Hessita	Ag ₂ Te
		Bornita	Cu ₅ FeS ₄	Petzita	Ag ₃ AuTe ₂
		Estibina	Sb ₂ S ₃	Altaíta	PbTe
		Argentita	Ag ₂ S (> 179 °C)	Estefanita	Ag ₅ SbS ₄
		Acantita	Ag ₂ S (< 179 °C)	Pirargirita	Ag ₃ SbS ₃
		Hematita	Fe ₂ O ₃	Proustita	Ag ₃ AsS ₃
		Digenita	Cu ₈ +Cu ²⁺ +S ₅	Arguilarita	Ag ₄ SeS
				Clorargirita	AgCl
				Cerusita	PbCO ₃
				Acrosita	Ag ₅ SbS
				Cervelleita	Ag ₄ TeS
				Beegerita	Ag ₃ Pb ₃ Bi ₉ S ₁₈
				Bournonita	PbCuSbS ₃
				Boulangerita	Pb ₅ Sb ₄ S ₁₁
				Plata	Ag

Wang *et al.* (2019) asegura que existen principalmente cuatro fases minerales de la Ag en los sistemas de sulfuración intermedia: (1) sulfuros de Ag como acantita-argentita (2) sulfosales de Ag, como pirargirita, freibergita, polibasita-pearceita y estefanita (3) telururos de Ag, principalmente hessita y petzita (4) Ag nativa muy escasa.

El contenido relativo de minerales de mena y ganga en las vetas de los yacimientos epitermales puede utilizarse como características para distinguir entre los depósitos de

sulfuración intermedia y de baja sulfuración. En los yacimientos de sulfuración intermedia las etapas productivas tienden a ser ricas en sulfuros (>5%) y mica blanca y pobres en cuarzo, mientras que, los depósitos de baja sulfuración las etapas productivas tienden a ser pobres en sulfuros (<1%) y ricas en cuarzo y adularia (Wang *et al.*, 2019). Sin embargo, la mineralogía de alteración en los yacimientos de sulfuración intermedia es muy similar a la de los yacimientos de baja sulfuración, indicando así que también se forman a partir de un fluido mineralizante con pH casi neutro, siendo ambos conocidos como yacimientos epitermales alcalinos (Sillitoe, 2000). Además, en los yacimientos de sulfuración intermedia son abundantes la rodocrosita y anhidrita, mientras que, en los yacimientos de baja sulfuración son abundantes calcedonia y adularia (Hedenquist *et al.*, 2000).

Por otra parte, Camprubí y Albinson (2006) propusieron que el estado de sulfuración intermedio se caracteriza por: (1) mineralizaciones con contenidos de sulfuros >10% (2) abundante esfalerita pobre en FeS (3) cantidades variables de galena, pirita, calcopirita, tetraedrita y sulfosales de Ag (4) minerales de ganga: como variedades cristalinas de cuarzo, carbonatos y silicatos de Mn, fluorita y escasa adularia, y (5) estilo de alteración predominante consistente en illita que cambia a sericita en profundidad y a propilítica en los laterales.

Los contextos tectónicos favorables para la formación de los yacimientos de sulfuración intermedia durante la subducción son las siguientes: neutralidad de esfuerzos a arco extensional con andesitas-dacitas riolitas y durante vulcanismo de arco en situación de tras arco compresional con andesitas-dacitas-riolitas. Además, estos depósitos epitermales suelen mostrar una estrecha relación con los sistemas de fallas y las zonas de brechamiento relacionadas. Las fallas y fracturas asociadas son los conductos y lugares de descarga para los fluidos mineralizantes. Los yacimientos epitermales muestran un control por fallas y fracturas anteriores a la mineralización, especialmente fallas secundarias (Camprubí y Albinson, 2006; Wang *et al.*, 2019).

Por lo que, Camprubí y Albinson (2006) sugirieron que, en los depósitos epitermales de sulfuración intermedia en México, los cuerpos mineralizados están dispuestos en vetas además de cuerpos brechados de incluso kilómetros de longitud, mientras que de manera vertical no superan los 700 m. En los márgenes del yacimiento se pueden encontrar litocapas, adyacentes a estas se localizan las vetas.

Los yacimientos de sulfuración intermedia muestran una alteración zonda que, desde el foco de los fluidos, gradan desde halos de illita-esmectita, cuya anchura depende de la permeabilidad primaria de las rocas encajonantes hasta la asociación epidota-clorita-carbonato (propilítica), estas se pueden extender en todo el distrito minero. La alteración arcillosa se forma como resultado de la generación de agua calentada rica en CO₂ en el margen del sistema hidrotermal. Los fluidos ligeramente ácidos de pH entre 4 y 5 genera halos de illita, arcillas interestratificadas y esmectita, así como caolinita y siderita que se extiende localmente hasta los 1000 m de profundidad. La inclusión de agua marginal durante la última etapa de colapso de un sistema explica la formación de vetas de calcita y carbonatos ricos en manganeso como rodocrosita, estas vetas no presentan minerales de mena (Wang *et al.*, 2019).

Los fluidos responsables de la formación de mineralizaciones en los yacimientos de sulfuración intermedia presentan temperaturas dentro de un rango de 230 a 300°C con salinidades que varían de >7.5 hasta <23 wt% NaCl eq (Camprubí y Albinson, 2006).

Wang *et al.* (2019) sugirieron que la cantidad de reservas de Ag y metales de base en los yacimientos de sulfuración intermedia es congruente con la alta salinidad en los fluidos y contenido de sulfuros, ya que el ion Cl⁻ es el principal portador de Ag y otros metales básicos como el Fe, Zn y Pb. Los mecanismos de precipitación reportados en estos yacimientos incluyen principalmente: la ebullición, dilución además de la mezcla de fluidos y sulfuración de las paredes de la roca. En los procesos de formación del mineral es común que dos o más mecanismos estén presentes para desencadenar la precipitación masiva de metales. En cuanto a texturas, aquellas que indican ebullición en los yacimientos de sulfuración intermedia son: cuarzo coloforme y laminar, además de calcita que, comúnmente está remplazada por cuarzo.

De la misma forma, Wang *et al.* (2019) aseguraron que las vetas en los yacimientos epitermales de sulfuración intermedia y las brechas hidrotermales raramente se formaron durante un único episodio hidrotermal. Ciertos yacimientos epitermales de sulfuración intermedia tienen vetas polifásicas y multietapas, que son el producto de un proceso episódico de agrietamiento y sellado de las vetas. Las texturas de sílice que caracterizan comúnmente a yacimientos de sulfuración intermedia son: cuarzo de mosaico, plumoso, cristalino, bandeado, crustiforme y en peineta además de calcedonia. La secuencia de estas texturas es de sílice refleja procesos de sellamiento y reapertura de las estructuras que controlan la formación de vetas de la siguiente manera: en las primeras etapas de

sellamiento se deposita calcedonia y cuarzo plumoso como fases intermedias entre la sílice amorfa inicial; la reapertura de estructuras propicia la separación de fases o ebullición repentina de los fluidos ascendentes además de la supersaturación de sílice a partir de los fluidos y estabilización de sílice amorfa.

Albinson *et al.* (2001, citado por Sillitoe y Hedenquist, 2003) plantearon la correlación entre la salinidad y cantidad de metales en yacimientos epitermales de México. Esta relación se refiere al aumento regular de la salinidad, en particular de la salinidad máxima con el aumento del contenido de metales base y la relación Ag/Au en los yacimientos mexicanos de sulfuración intermedia. De esta forma, el estudio de varios depósitos arrojó las siguientes observaciones: (a) La salinidad máxima de los yacimientos de Zn-Pb-Ag es de 12 a 23 wt% NaCl eq (b) Para los depósitos Zn-Pb ricos en Ag la salinidad es de 7-5 a 12 wt% NaCl eq (c) Los depósitos de metales preciosos ricos en Ag tienen salinidades máximas de 3.5 a 7.5 wt% NaCl eq (d) Los yacimientos ricos en Au tienen salinidades menores a 3.5 wt% NaCl eq (e) Algunos yacimientos Ag-metales básicos tienen una etapa tardía rica en Au con salinidades de 2 -4 wt% NaCl eq, bajas en comparación con la etapa temprana de Ag- metal base 10 wt% NaCl eq (Wang *et al.*, 2019).

Camprubí y Albinson (2006) argumentaron que los yacimientos epitermales de sulfuración intermedia tienen una relación espacial y temporal con yacimientos de tipo pórfidos: se considera que se forman en el mismo entorno tectónico y cuyas diferencias pueden atribuirse a la evolución y variabilidad del estado de oxidación y sulfuración de los fluidos hacia zonas distales, a partir de su fuente térmica. Generalmente, un emplazamiento magmático profundo y exsolución de fluidos en un rango de 4 a 6 km son favorables para la aparición de los depósitos tipo pórfido de Cu-Au además de depósitos epitermales de sulfuración alta o intermedia ricos en Au-Ag de alta ley asociados (Wang *et al.*, 2019).

Recientemente, Wang *et al.* (2019) subdividieron a los yacimientos epitermales de sulfuración intermedia en dos grupos basados en su entorno tectónico y características metalogénicas asociadas:

a) **Yacimientos epitermales de sulfuración intermedia de tipo neutro-compresivo.**

Se localizan principalmente en contextos compresivos o casi neutros que están representados por arcos magmáticos de etapa de subducción, especialmente arcos continentales y arcos insulares maduros (Figura 2.4A). Comúnmente, se observan rasgos ricos en Au con baja relación Ag/Au (<60). Los yacimientos epitermales de

sulfuración intermedia de este tipo se encuentran en regiones donde se formaron yacimientos de tipo pórfido de Cu-Au y yacimientos epitermales de alta sulfuración ricos en Au y Cu, siendo sus menas principales de metales preciosos Au y/o Ag (Figura 2.4C). Además, tienen una estrecha relación con rocas andesíticas de carácter calcoalcalino. Los fluidos formadores de las rocas intrusivas relacionadas suelen tener mayor fugacidad de oxígeno debido a la deshidratación de la placa oceánica descendente, esto es favorable para la formación de grandes depósitos de Au. Generalmente presentan la asociación de metales Ag-Au o Ag-Pb-Zn y tienen una relación baja de Ag/Au (< 60).

- b) Yacimientos epitermales de sulfuración intermedia de tipo extensional. Se localizan comúnmente en entornos extensionales representados por zonas de intra-arco, trasarco y etapas postcolisionales (Figura 2.4B). En ocasiones este subtipo de yacimientos se forma en los flancos de los depósitos tipo pórfido de Cu-Mo, de igual manera las vetas pueden aparecer junto con vetas de metales preciosos de yacimientos de baja sulfuración. Generalmente presentan la asociación de metales Ag-Au o Ag-Pb-Zn y tienen una relación alta de Ag/Au (< 60), asimismo, este subtipo de yacimientos epitermales se relaciona con los fluidos con una elevada fugacidad de oxígeno, que puede ser resultado de la fusión de la litosfera metasomatizada (Figura 2.4C).

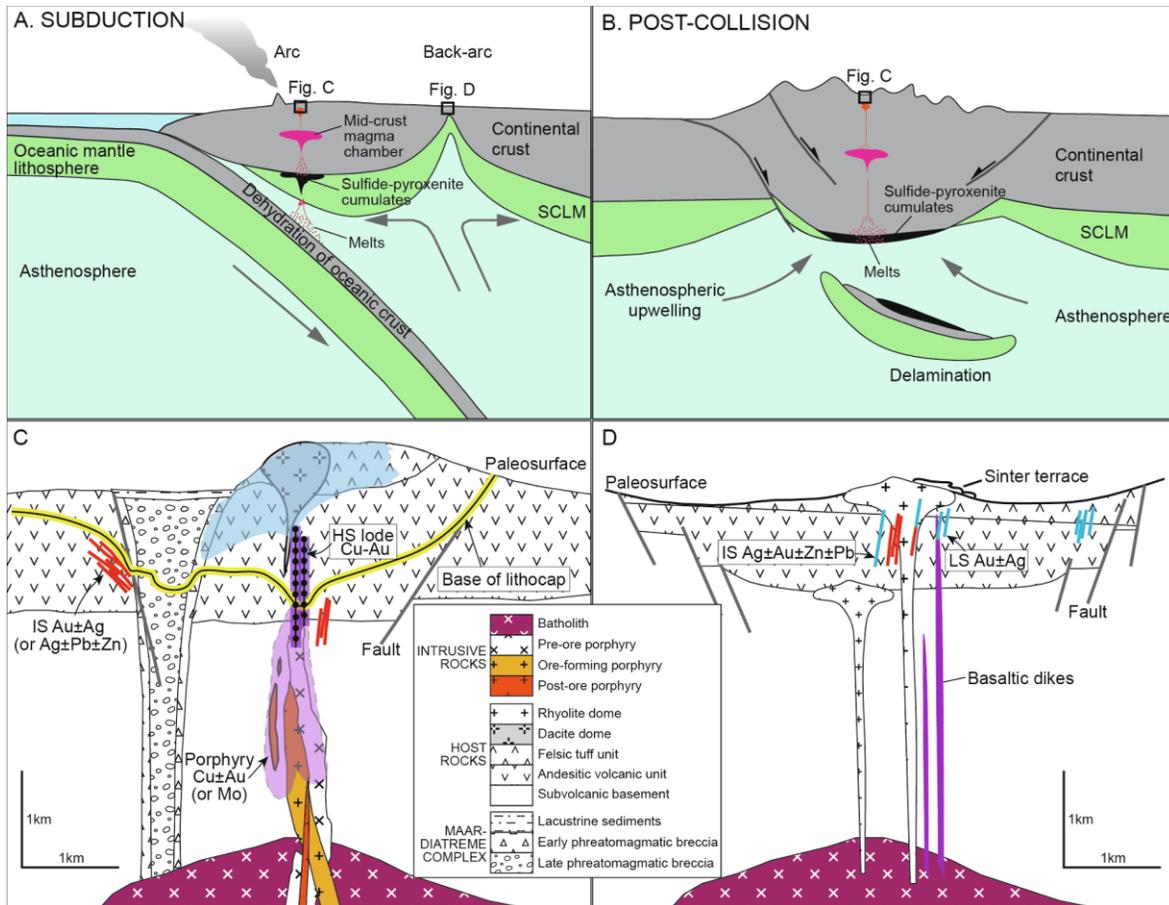


Figura 2.4 Esquema de la subclasificación de los yacimientos epitermales de sulfuración intermedia. A) Ambiente de subducción en estado neutro-compresional. B) Ambiente de post-colisión. C) Relación entre yacimientos de sulfuración intermedia de tipo neutro-compresional con yacimientos tipo pórfido Cu ± Au o entre yacimientos de tipo pórfido Mo ± Cu y yacimientos de sulfuración intermedia de tipo extensional Ag ± Pb ± Zn con yacimientos de alta sulfuración. D) Modelo general del yacimiento de sulfuración intermedia de tipo extensional. Tomado de Wang *et al.* (2019).

Wang *et al.* (2019) proponen que el principal factor de control de los dos subtipos de yacimientos epitermales de sulfuración intermedia es el control tectono-magmático. Esto es claro en los yacimientos epitermales de sulfuración intermedia de tipo extensional ya que están asociados a los yacimientos de Cu-Mo. Tomando en cuenta que las concentraciones de Mo, Ag, Pb y Zn son mayores en la corteza continental que en el manto. Por lo tanto los magmas félsicos generados a partir de la fusión parcial de la corteza continental son más propensos a formar pórfidos de Cu-Mo y vetas de sulfuración intermedia del tipo extensional de Ag-Pb-Zn (Rudnick y Gao, 2003).

En cambio, los yacimientos epitermales de sulfuración intermedia de tipo neutro-compresivo (Au ± Ag) muestran asociación con pórfidos de Cu-Au. El cobre y Au son elementos calcófilos que derivan de la fusión del manto. La subducción de la placa oceánica favorece a la fusión de la cuña del manto y por lo tanto a la formación de pórfidos Cu-Au. Por lo que los yacimientos epitermales de sulfuración intermedia de tipo neutro-compresivo tienen una estrecha relación con magmas de composición intermedia y se producen en entornos de arco (Wang *et al.*, 2019).

2.2 Fluidos en los procesos hidrotermales

Sillitoe y Hedenquist (2003) plantearon que las diferencias entre los depósitos epitermales de alta, intermedia y baja sulfuración, específicamente en los minerales de mena, son controladas por la composición de los fluidos mineralizantes. Esto se debe a la diferencia en las solubilidades de Au, Ag y metales básicos; donde el Au y Ag transportados como complejos de sulfuro, mientras que, la Ag junto con metales básicos son transportados como complejos clorurados en temperaturas de mineralización de la mena. De igual manera, la actividad del azufre y el estado de reducción del fluido afectan la mineralogía.

Además, Hedenquist *et al.* (2000) enfatizó que en yacimientos de baja sulfuración pH del fluido está controlado principalmente por la concentración de CO₂ en solución, la salinidad, ebullición y pérdida de CO₂ en vapor, de forma que un aumento de estos factores da como resultado un aumento del pH y, a la vez, un cambio de estabilidad de illita a adularia. De igual manera, la pérdida de CO₂ conduce a la precipitación de calcita; por ello se asocia a la ocurrencia de la adularia y calcita laminar como minerales de ganga en vetas de yacimientos epitermales de baja sulfuración. Por el contrario, en yacimientos epitermales de alta sulfuración, los fluidos mineralizantes típicamente depositan sericita, dickita o caolinita adyacentes a la roca de cuarzo con oquedades, el cual alberga la mineralización. Estos minerales indican un pH de aproximadamente 4 a 5 contrario a los fluidos asociados a la alta sulfuración siendo de 6 a 7.

Por otra parte, Hedenquist *et al.* (2000) postuló tres orígenes para el agua ácida que genera la alteración argílica avanzada (Figura 2.5):

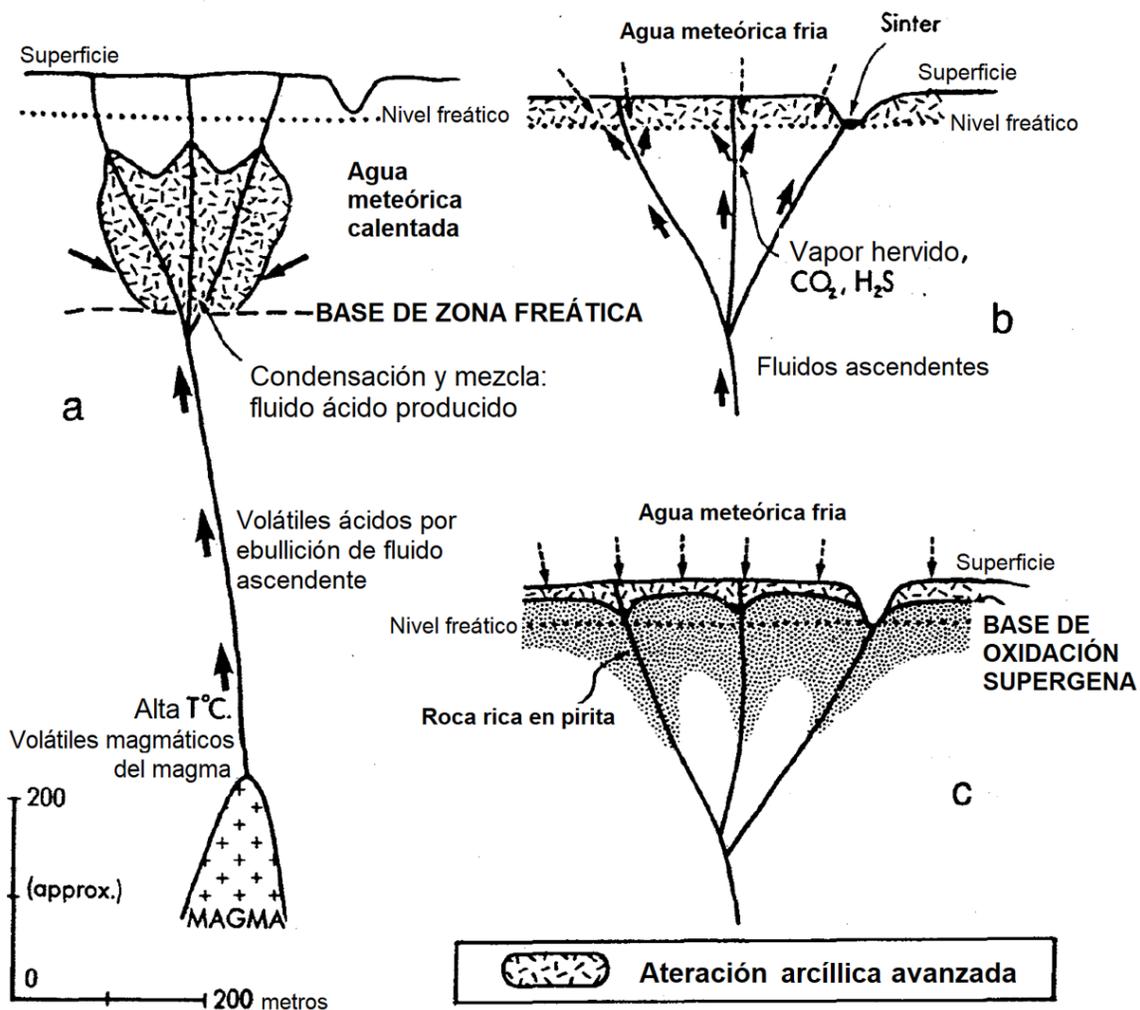


Figura 2.5 Esquema del ambiente de formación de los tipos de agua ácida: (a) Hipogénica: la acidez deriva de HCl y SO₂ ascendentes y enfriamiento, que después se han condensado en agua y formado ácido sulfúrico (b) Oxidación calentada por vapor: la acidez se obtiene de la oxidación de gas de H₂S el cual se condensa en la zona vadosa (c) Oxidación supergénica: la acidez se deriva de la oxidación post-hidrotermal de la pirita dentro de la zona de vadosa. Tomado de Hedenquist *et al.* (2000).

(a) Condensados magmáticos hipogénicos. La existencia de las especies ácidas hipogénicas como HCl, SO₂ y HF se explica por el entorno volcánico proximal de los depósitos de alta sulfuración. La disociación de las especies ácidas dominantes HCl y H₂SO₄ ocurre desde <300°C hasta 350°C, después de la absorción del vapor magmático a alta temperatura por agua subterránea y la disociación del SO₂. El proceso da como resultado el desarrollo de agua hipogénica con ácido hidroclorohídrico-sulfúrico con pH de 1, que es lo suficientemente ácida para lixiviar al aluminio y, por lo tanto, a la mayoría de los

feldespatos de la roca. Esta lixiviación deja un residuo silíceo que se recristaliza en cuarzo, localmente con textura con oquedades (i.e., *vuggy* sílice). Adicionalmente se forma un halo de alteración argílica avanzada en las litocapas. El enfriamiento provoca que la solución se vuelva cada vez más reactiva, de esta manera la alteración se progresa hacia arriba a medida que el fluido reactivo se distribuye en la profundidad (Figura 2.5a).

(b) Oxidación de agua calentada por vapor. Los vapores con alta temperatura y presión aparentemente transportan metales como Cu, Au y As además de complejos moleculares de S y Cl. Igualmente, los aerosoles similares a los presentes en una erupción volcánica pueden ser responsables del transporte de metales al ambiente epidermal durante la formación de la alteración argílica avanzada. Sin embargo, si la sílice hipogénica y la alteración argílica avanzada son generados por la condensación de vapores a relativamente baja presión y pobres en metales no se producen anomalías de metales, de manera similar a las litocapas estériles sin la inducción posterior de minerales de sulfuro. Tanto en los yacimientos de alta sulfuración como los de baja sulfuración, el H₂S está presente y se oxidará a sulfato en presencia de O₂ atmosférico dentro de la zona de vadosa, este proceso forma agua ácido-sulfatada calentada por vapor. El pH es comúnmente 2 o 3 debido a la falta de HCl y a las concentraciones altas de sulfato. El fluido disuelve vidrio volcánico y minerales, sin embargo, el Al permanece insoluble cuando el pH es >2, así que se fijará en minerales como la caolinita y la alunita. Lo que impide el desarrollo de sílice residual en mantos de alteración o bien se forma una capa de ópalo. Los mantos de calcedonia en la capa freática y zonas de ópalo se forman porque que el flujo lateral subsuperficial provoca la silicificación del acuífero a medida que la solución ácida reacción con la roca encajonante. Por otro lado, el agua ligeramente más ácida con pH de 4 a 5 crea halos argílicos de esmectita y arcillas interestratificadas además de caolinita, siderita y otros carbonatos a una profundidad de 1000 m (Figura 2.5b).

(c) Oxidación supergénica. Se trata de un evento post-hidrotermal donde las soluciones ácidas se forman, dentro de la zona vadosa y están controladas por la posición del nivel freático. La temperatura está limitada a un máximo de 30 a 40°C, y, además se forma arcillas secundarias como: caolinita, halloysita y alunita, jarosita y óxidos de Fe (Figura 2.5c).

Por otra parte, Camprubí y Albinson (2006) postularon que los dos mecanismos físicos principales para la precipitación mineral en los depósitos epitermales son la ebullición y mezcla de fluidos. Sin embargo, estos mecanismos no son excluyentes, sino que pueden complementarse produciendo la precipitación mineral.

En los sistemas hidrotermales, el ascenso del fluido es lo suficientemente rápido como para que el líquido alcance el punto de ebullición. Los altos contenidos de gas en el fluido contribuyen a que aumente la presión de vapor, con altas concentraciones de CO₂ en solución, los fluidos a 300°C comienzan a hervir a una profundidad de 1500 m, en lugar de 1000 m para agua pura. Por el contrario, una salinidad alta disminuye la profundidad a una temperatura de ebullición dada, sin embargo, este efecto está limitado a las bajas salinidades características de los fluidos epitermales ricos en Au (Hedenquist *et al.*, 2000).

La liberación de presión conlleva un proceso de ebullición, un enfriamiento y pérdida de gases que migran con el vapor de agua además de un aumento en el pH de la solución. Igualmente, la ebullición puede ocurrir debido a un descenso de la presión hasta condiciones hidrostáticas asociada a un descenso del nivel freático. La pérdida de H₂S gas posterior a la ebullición causará la saturación del Au y su precipitación (Camprubí y Albinson, 2006). La ebullición causa enfriamiento y concentración de especies disueltas tales como sílice, esto conduce a la sobresaturación de cuarzo y a la formación de coloides de sílice. Los coloides se depositan como un gel que recristaliza como calcedonia fina en bandas coloformes, esta característica se asocia con las dendritas de Au en vetas de baja sulfuración (Hedenquist *et al.*, 2000).

La evidencias mineralógicas y texturales principales que son indicativas de ebullición en los yacimientos epitermales incluyen: (1) calcita hojosa, generalmente reemplazada por cuarzo, lo cual indica que ha ocurrido ebullición que resultó en pérdida de CO₂, y la posterior saturación en calcita. (2) adularia que indica el aumento de pH debido a la pérdida de CO₂ como causa de la ebullición. Dong y Morrison (1995) postularon que la adularia puede formarse también bajo condiciones de cristalización lenta y no por ebullición, por lo que identificaron que la ebullición se puede inferir si la morfología de la adularia es pseudoromboédrica o pseudoacicular. (3) sílice amorfa o calcedonia, las cuales indica que se ha producido un enfriamiento brusco del fluido a temperaturas entre 100 y 190°C además de una sobresaturación de sílice y (4) truscotita (silicato hidratado de Ca-Al) que se encuentra comúnmente en asociación con Au de alta ley y es estable solo cuando la

concentración de sílice excede la saturación de cuarzo (Camprubí y Albinson, 2006; Hedenquist *et al.*, 2000).

En el caso del segundo mecanismo de precipitación mineral se trata de la mezcla de fluidos profundos con aguas frías marginales o con aguas freáticas calentadas por vapor, de carácter tanto ácido-sulfatado como carbonatado, donde los fluidos profundos pueden ser el resultado de la mezcla entre aguas meteóricas y magmáticas. Sin embargo, si los fluidos ascendentes ya han experimentado un proceso de ebullición extenso antes de la mezcla con aguas superficiales, los fluidos pudieron haber perdido su potencial de mineralización. Esta es la razón por la cual se ha justificado en México presencia de mineralización económica de metales preciosos y básicos en vetas de mayor profundidad, contrario con el epitermalismo somero donde hay escasez o ausencia de estos metales (Camprubí y Albinson, 2006).

Capítulo 3 Metodología

Las muestras estudiadas en el presente trabajo se obtuvieron mediante una colaboración académica del Instituto de Geofísica de la UNAM con la empresa DMV Mining para el estudio del sistema de Vetas San Rafael (Distrito Minero de Guanaceví, Durango). Se analizaron 11 muestras de mano y 15 muestras de láminas delgadas. Las muestras cubren los sectores: norte, centro y sur de la estructura San Rafael, y la Veta Carmen.

Las muestras analizadas comprenden las estructuras mineralizadas Veta San Rafael y Veta Carmen en las regiones norte, centro-profunda e intermedia y sur. Las muestras son tanto superficiales como de interior mina y barrenos de exploración.

3.1 Análisis Petrográfico

Las muestras analizadas son de veta, veta-brecha y brecha. Las veta-brechas y brechas están cementadas por sílice, mientras que algunas brechas son soportadas por clastos líticos de toba. Se inicio del estudio de la estructura de la veta San Rafael con la descripción macroscópica en muestras de mano, se identificaron litologías, texturas y mineralogía: mena, ganga y accesorios de la manera se clasificaron preliminarmente las muestras (ver Anexo 1).

Se analizaron en total 15 muestras en láminas delgadas provenientes de la estructura mineralizada San Rafael. El estudio comprendió el análisis de las estructuras mineralizadas, en los niveles superficiales, interior de mina y barrenos de exploración en las regiones norte, centro profunda y sur de la Veta San Rafael además de la Veta Carmen, siendo la zona centro donde se encuentran las muestras a mayor profundidad (Tabla 3.1).

Tabla 3.1 Control de muestras y su posición con respecto al nivel vertical.

No	Clave	Estructura mineralizada/ Sector	Posición en vertical
1	SR-1	Veta San Rafael Norte	Superficial
2	SR-2	Veta San Rafael Norte	Superficial
3	SR-N-NIV-17	Veta San Rafael Centro-norte	Profundo
4	SR-N-NIV-17 a'	Veta San Rafael Centro-norte	Profundo
5	BNO 173-47-194.5-195.1 m	Veta San Rafael Centro-norte	Profundo
6	BNO 173.49-205-205.7 m	Veta San Rafael Centro-norte	Muy profundo
7	BNO 173.49P	Veta San Rafael Centro-norte	Muy profundo
8	BNO 175 45 189.8-190.1 m	Veta San Rafael Centro-norte	Profundo
9	BNO 193 164.25-164.6 m	Veta San Rafael Centro-sur	Profundo
10	BNO 193 165.15-165.6 m	Veta San Rafael Centro-sur	Profundo
11	BNO 194-46- 190.4-190.85 m	Veta San Rafael Centro-Sur	Muy Profundo
12	BNO 194 191.17-192.4 m	Veta San Rafael Centro-sur	Muy profundo
13	SRS-1	Veta San Rafael Sur	Profundo
14	Carmen 1	Veta Carmen	Somero
15	Carmen 2b	Veta Carmen	Somero

El estudio de microscopía óptica se hizo en un microscopio (luz reflejada y transmitida) Zeiss modelo Axio Lab 3 ubicado en el Laboratorio de Petrografía y Microtermometría de Inclusiones Fluidas del Instituto de Geofísica de la UNAM, y un microscopio Olympus BX531 de la empresa Petroanálisis SA de CV. Se tomaron fotomicrografías de las asociaciones minerales, texturas, minerales de mena, ganga y alteraciones mediante una cámara integrada al microscopio AxioCam 105 color y el software Imagen Focus y una cámara digital Nikon acoplada al microscopio Olympus.

Las técnicas analíticas empleadas para la caracterización mineral y su aplicación en la exploración minera, descritas por Melgarejo *et al.* (2010), fueron: (a) microscopio electrónico de barrido, (b) difracción de rayos X, (c) microsonda electrónica (EPMA), (d) espectrometría de infrarrojo de longitud de onda corta (SWIR) para identificación de minerales de la alteración hidrotermal y un e) estudio de microtermometría de inclusiones fluidas.

3.2 Microscopio electrónico de barrido (SEM)

Okano (2018) definió al microscopio electrónico de barrido o SEM (*Scanning Electron Microscopy*) como un instrumento que permite obtener imágenes y analizar muestras a partir del barrido de estas utilizando un haz de electrones. El SEM proporciona imágenes de la superficie de la muestra sin importar su espesor, por lo que se pueden analizar pequeños fragmentos de roca, láminas delgadas y secciones pulidas. El rango de aumento abarca desde 20x hasta 140,000x, en cuanto a las imágenes pueden alcanzar una resolución que puede ser inferior a 10 nm. Para analizar la muestra se requieren condiciones de vacío en el interior del microscopio. Las interacciones entre los átomos de la muestra y los electrones incidentes consecuencia de la irradiación del haz, generan la emisión de electrones secundarios, electrones retrodispersados y de rayos X característicos de los elementos en la muestra (Renau-Piqueras y Fauna, 1993; Reichelt, 2007).

Los detectores característicos del SEM son: detector de electrones secundarios SE (*Secondary Electrons*) y detector de electrones retrodispersados BSE (*Backscattered Electrons*), también es ampliamente utilizada la espectroscopia de rayos X de energía dispersiva EDS (*Energy Dispersive Spectrometer*). El detector SE obtiene imágenes de alta resolución y topografía de la superficie de la muestra, mientras que, con el detector BSE se obtienen imágenes que proveen información de la composición de los minerales a estudiar. En cuanto al análisis EDS permite coleccionar rayos X característicos generados por la muestra para realizar análisis químicos semicuantitativos puntuales. Por lo general, los detectores de distintas señales pueden combinarse y proporcionar información complementaria de la muestra (Reichelt, 2007; Pineda, 2011).

Melgarejo *et al.* (2010) clasificó a las interacciones entre los electrones incidentes y los átomos de la muestra en: colisiones elásticas, inelásticas y emisión de radiación de frenado. Las primeras modifican la trayectoria de los electrones incidentes, por otro lado, las colisiones inelásticas provocan una pérdida de energía y durante estas son emitidos electrones secundarios (SE, *secondary electrons*).

El número de electrones secundarios producidos durante el bombardeo varía con el ángulo de incidencia del haz sobre la muestra. La rugosidad del material se puede estudiar puesto que cada sector de la muestra enviará hacia los detectores una diferente cantidad de electrones secundarios dependiendo de la inclinación de estos. Las zonas iluminadas en las imágenes corresponden a zonas que producen más electrones secundarios,

contrariamente las zonas de sombra serán donde se producen menos electrones secundarios (Thermo Fisher Scientific, 2021).

Los electrones retrodispersados (BSE, *backscattered electrons*) son aquellos reflejados tras sufrir múltiples colisiones elásticas. El número de estos depende de la composición química promedio de los minerales analizados. Entre mayor sea el promedio de los números atómicos de los elementos presentes en cada mineral, serán más electrones retrodispersados. Por ello, las secciones más luminosas en la imagen corresponden a donde están los elementos más pesados, en cuanto a los elementos más ligeros se encuentran en las áreas más oscuras (Melgarejo *et al.*, 2010, Thermo Fisher Scientific, 2021).

En esta Tesis de Maestría se analizaron un total de ocho muestras: una muestra media, cuatro muestras profundas y una muestra muy profunda de la Veta San Rafael, además de dos de la Veta Carmen. En ellas se analizaron fases de minerales de mena tanto de metales preciosos como de metales base, complementando el estudio petrográfico. Conjuntamente, se tomaron imágenes de electrones retrodispersados para identificar la relación espacial de las menas de metales preciosos. De igual manera, se realizaron análisis semicuantitativos de la química mineral EDS (Ver Anexo 3).

El equipo empleado fue un SEM ambiental y portátil modelo TM-1000 de Hitachi, ubicado en el Laboratorio de Petrografía y Microtermometría del Departamento de Recursos Naturales del Instituto de Geofísica de la UNAM (Figura 3.1). El rango de aumento varió de 10-20,000x y con resolución de 30 nm (Hitachi High-Technologies Corporation, 2005). Las condiciones en las que se obtuvieron los análisis del SEM-EDS fueron: tiempo de adquisición de los análisis ≥ 22 s, pero para menas de metales preciosos 32 s; el tiempo de proceso 4 s y voltaje de 15 kV. Para visualizar las imágenes se utilizó el software TM-1000, mientras que para el análisis EDS se usó el software SwiftWD-TM.



Figura 3.1 Ingreso de muestra al microscopio electrónico de barrido portátil TM-1000 del Laboratorio de Petrografía y Minerografía del Departamento de Recursos Naturales del Instituto de Geofísica.

3.3 Microsonda electrónica (EPMA)

La microsonda electrónica (EPMA, *Electron Probe Microanalyzer*) es una técnica no destructiva de análisis elemental, la cual permite el análisis químico puntual cualitativo y cuantitativo de sustancias sólidas a escala micrométrica. Este análisis permite la determinación de los elementos con número atómico mayor a 10 con gran precisión y sensibilidad (Castellanos y Ríos, 2005). Melgarejo *et al.* (2010) consideraron a la microsonda electrónica como un microscopio electrónico de barrido (SEM) que incluye unas unidades analizadoras adicionales para el análisis cuantitativo. Dado que se trata de un análisis químico puntual se utiliza ampliamente para determinar la composición química de minerales individuales.

El principio de funcionamiento del análisis químico consiste en la excitación de la superficie de la muestra mediante un haz de electrones de alto voltaje (acelerados entre 15 y 35 keV), este haz se enfoca en el punto de interés con un diámetro que oscila entre 1 y 2 μm . Durante el impacto electrónico, la muestra emite continuamente diversas radiaciones de rayos X en todas las direcciones, cada una de las cuales tiene una energía y longitud de onda característica de un elemento. El objetivo de este método analítico es medir la longitud de onda e intensidad de los rayos X característicos emitidos, al igual que, las intensidades de los electrones secundarios y electrones retrodispersados. Los rayos X característicos generados son detectados por espectrómetros dispersores de longitud de onda (WDS) (Melgarejo *et al.*, 2010).

Esta técnica permite determinar la composición química de minerales individuales además de obtener un análisis cuantitativo con una precisión del 1% para elementos mayores. Para este análisis químico la lámina delgada debe estar muy bien pulida, extremadamente limpia y seca. Es importante señalar que requiere tener una superficie eléctricamente conductiva; en el caso de las muestras no conductivas, estas tienen que ser cubiertas por un material conductor como Au, grafito o aluminio (Castellanos y Ríos, 2005; Melgarejo *et al.*, 2010).

En esta Tesis de Maestría se empleó la microsonda electrónica para determinar la química mineral de la clorita en una muestra somera y una profunda de la Veta San Rafael. Y para determinar la química mineral de la esfalerita en una muestra somera y dos muestras profundas de a Veta San Rafael. Basándose en observaciones con el microscopio petrográfico, se marcaron con tinta círculos en las cloritas y esfaleritas para obtener su química elemental. En el caso de la clorita se remarcaron aquellas relacionadas con la mena, para el caso de la esfalerita se remarcaron tanto aquellas con inclusiones de

calcopirita como la semitraslúcida. Se seleccionaron esfaleritas para realizar el cálculo de sus fórmulas estructurales, de esta manera se puntualizó cuales esfaleritas están enriquecidas o empobrecidas Fe.

El análisis se realizó en una microsonda electrónica JEOL modelo JXA8900-R ubicada en el Laboratorio Universitario de Petrología del Instituto de Geofísica de la UNAM. En cuanto al análisis cuantitativo, se utilizó espectrómetros de longitud de onda de energía dispersada de rayos X (WDS) y estándares externos, con un voltaje de aceleración de 20 kV, una corriente de 1.5×10^{-8} A y diámetro de haz de 1 micra para cloritas y 2 micras para esfalerita. El tiempo de adquisición de los elementos fue 40s, excepto para el Na y K que fue de 10 s.

En la medición de cloritas se utilizó un voltaje de aceleración 20 kV, una corriente de 1.5×10^{-8} (A) y un diámetro de haz de 2 micras. El tiempo de adquisición de los elementos fue de 40s. Para el Na y el K el tiempo de adquisición fue de 10s.

Los elementos medidos en la clorita fueron: Si, Al, Fe, Mn, Mg, Ti, Ni, Ca, Na, K, F, Cr y Cl. Los estándares utilizados para los análisis cuantitativos fueron los siguientes: Kaers-2022 para K_2O , Kaers-Si para SiO_2 ; Kaers-2022 para MnO, Kaers 2022 para Na_2O ; I Im-2022 para MgO; clorita para FeO, Almandino2022 para CaO, clorita para Al_2O_3 , Kaers-2022 para TiO_2 , clorita para Cr_2O_3 y olivino para NiO.

Los elementos que se midieron en la esfalerita fueron: S, Mn, Cd, Fe, In, Co, Ga, Ni, Ge, Cu, Sb, Zn y As. Los estándares para esfalerita fueron los siguientes: galena (S, Ka, PET) para azufre, olivino (Mn, Ka, LIF) para manganeso; cadmio (Cd, La, PET) para cadmio, olivino (Fe, Ka, LIF) para hierro; indio (In, La, PET) para indio; Pentlandita (Co, Ka, LIF) para cobalto, GaAs-b (Ga, La, TAP) para galio, olivino (Ni, Ka, LIF) para níquel, germanio (Ge, La, TAP) para germanio; Cuprita (Cu, Ka, LIF) para cobre; antimonio (Sb, La, PET) para antimonio, esfalerita (Zn, Ka, LIF) para zinc y GaAs (As, La, TAP) para arsénico.

3.4 Difracción de Rayos X

La difracción de rayos X es un método de análisis que permite identificar minerales por su estructura cristalina (Melgarejo *et al.*, 2010). Se trata de una técnica no destructiva e implica, el análisis de pequeñas cantidades de material ($\leq 1g$) (Bergslien, 2022).

El difractómetro está compuesto principalmente por: tubo de rayos X, monocromador, soporte para las muestras; rendijas de dispersión y antidisipación, goniómetro, detector, procesador de señal y dispositivo de lectura. Para producir rayos X, comúnmente, se

aceleran electrones desde un cátodo mediante voltaje alto y se incide sobre un ánodo (blanco metálico). Los electrones acelerados chocan con los átomos del metal utilizado como cátodo, el choque incide con los electrones de las capas internas de los átomos, produciendo la expulsión de dichos electrones. Los electrones de los niveles superiores cubren los lugares de estas vacantes emitiendo fotones de rayos X. Estos rayos X generados son utilizados para bombardear la muestra (Lavina *et al.*, 2014).

Al incidir radiación X sobre un material ocurren los siguientes fenómenos: absorción, fluorescencia, difracción de rayos X y emisión de electrones. La difracción de rayos X puede visualizarse como una consecuencia de la interacción entre la radiación electromagnética y los electrones. Este fenómeno se produce cada vez que un haz de rayos X una estructura periódica con patrones de repetición. Para que la difracción se pueda realizar, la distancia a la que se repite la estructura periódica debe ser aproximadamente igual a la longitud de onda de los rayos X incidentes (Lavina *et al.*, 2014).

Cuando un haz de rayos X polarizado incide en una estructura cristalina, los rayos X se dispersan. La mayoría de los rayos X dispersados interfieren de forma destructiva, anulándose entre sí, esto ocurre cuando la longitud de los rayos X está desfasada media longitud de onda. Sin embargo, hay interferencia constructiva en direcciones específicas determinadas por los patrones de repetición de los átomos que forman la red cristalina, los rayos X dispersados estarán en fase, por lo que se reforzarán para formar una nueva onda (Figura 3.2). Este proceso de interferencia constructiva se conoce como difracción (Bergslien, 2022).

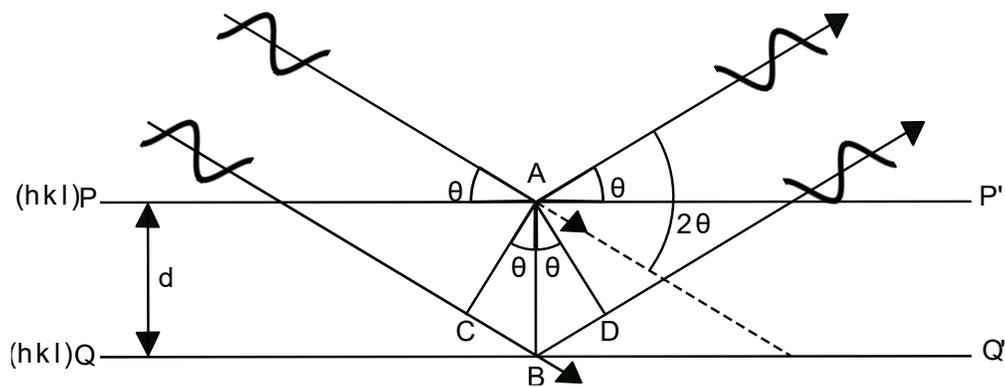


Figura 3.2 Representación de la difracción como reflexión sobre planos paralelos con un espaciado interplanar (d). Los puntos en el plano ($h k l$) son dispersados en fase. Modificado de Lavina *et al.* (2014).

Lavina *et al.* (2014) enfatizan que el principio de la difracción de rayos X está dado por la Ley de Bragg, que se expresa con la siguiente ecuación:

$$2d\sin\theta = n\lambda$$

Donde: n es un número entero de la orden de reflexión; λ es la longitud de onda de los rayos X; d es la distancia entre planos reticulares en Å. θ es el ángulo de incidencia de los rayos X. Es decir, cuando los rayos X de una longitud de onda (λ) inciden en un ángulo (θ) sobre planos paralelos de átomos separados una distancia d , dos rayos del haz son dispersados por átomos; donde los rayos X tienen las mismas longitudes de onda y están en fase originarán la difracción. La difracción refleja la estructura cristalina de la muestra y, dado que cada mineral está compuesto por un conjunto específico de átomos dispuestos de una manera partículas, se formarán patrones únicos (Bergslien, 2022).

En esta Tesis de Maestría se analizaron con difracción de rayos X muestras recolectadas en la superficie de la sección norte de la estructura mineralizada Veta San Rafael (muestra SR- y SR-2) para obtener la mineralogía en roca total. Esta mineralogía se determinó por el método de difracción en polvo. La muestra de la roca se pulverizó cuidadosamente y el polvo se dispuso en un portamuestras de aluminio de doble carga (*Back-side older*) para posteriormente introducirlo en el difractómetro de rayos X. El resultado de esta pulverización es la obtención de un número muy elevado de pequeños cristalitas. Este número tan elevado de cristales en la muestra garantiza que todos los planos reticulares tendrán ocasión de producir reflexiones de Bragg, ya que, para cada plano reticular d_{hkl} siempre habrá un cierto número de cristalitas en la orientación adecuada respecto del haz de rayos X (Melgarejo *et al.*, 2010).

Las muestras se dejaron secar a temperatura ambiente, se homogeneizaron mediante un mortero de ágata y se montaron en un portamuestras de aluminio de doble carga. Las muestras se midieron en un difractómetro EMPYREAN, ubicado en el Laboratorio de Difracción de Rayos X del Instituto de Geología de la UNAM. El cual está equipado con un filtro de Ni, un tubo de cobre de foco fino y detector PIXcel3D. La medición se realizó en el intervalo angular 2θ de 5° a 80° en escaneo por pasos con un *step scan* de 0.003° (2θ) y un tiempo de integración de 40 s por paso.

Para la preparación de la muestra orientada SR-1 se pesó 1.0 g de cada muestra de arcilla previamente separada (fracción <2 micras) y se colocó en un vaso de precipitados con 0.5 ml de agua destilada. Se agitó la mezcla manualmente y mediante ultrasonidos de baja

potencia. A continuación, se pipeteó la solución en un vidrio redondo mediante una pipeta automática. Para cada muestra se prepararon tres alícuotas que se dejaron secar a temperatura ambiente por 24 horas. Se comprobó por pesada que los agregados orientados tenían el espesor necesario para medición ($> 2.5\text{mg}/\text{cm}^2$).

Después, ambas muestras se midieron utilizando un portamuestras de vidrio en fracción orientada, glicolada y calentada. La medición se realizó en el intervalo angular 2θ de 5° a 70° en escaneo por pasos con un *step scan* de 0.003° (2θ) y un tiempo de integración de 40 s por paso.

La identificación y semicuantificación de las fases minerales presentes en las muestras estudiadas se realizó utilizando el software HIGHSCORE v4.5 y las bases de datos del ICSD (*Inorganic Crystal Structure Database*) y del ICSD (*International Center for Diffraction Data*).

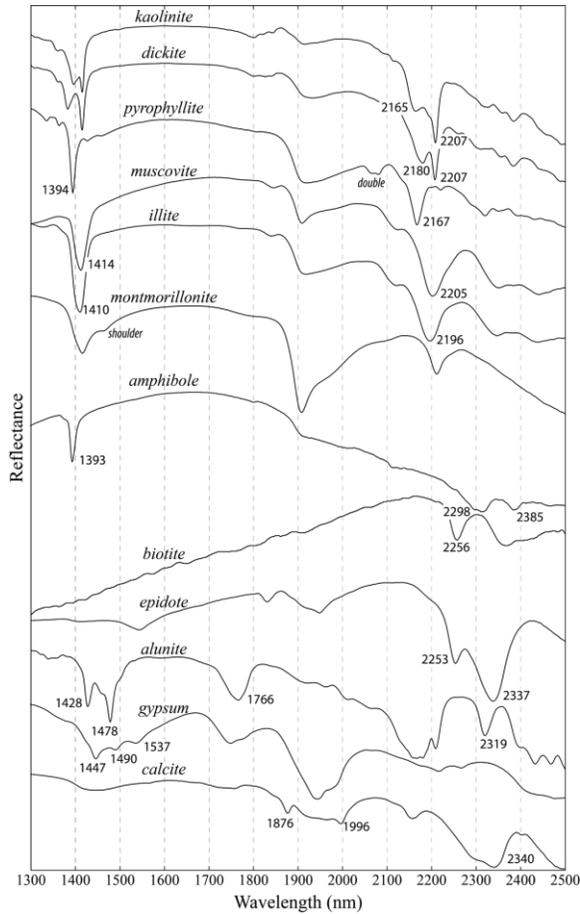
3.5 Análisis de Espectroscopía de infrarrojo de longitud de onda corta (SWIR)

La espectroscopía de infrarrojo de onda corta o SWIR (*Short Wavelength Infrared*) es una técnica no destructiva y rápida para la identificación de minerales que pueden llegar a ser difíciles de distinguir en muestra de mano o en lámina delgada.

Se puede emplear en la mayoría de los tipos de muestras geológicas como rocas, minerales pulverizados, testigos de perforación y suelos (Kamau, 2020; Simpson *et al.*, 2016). Dentro de las ventajas de este método se encuentran: (1) no se requiere preparación previa de la muestra, (2) obtención rápida de información (3) es reproducible y repetible, y además, (4) el costo es comparativamente bajo. Por todo ello, la espectroscopia de infrarrojo de onda corta es ideal para la identificación de minerales de arcilla y minerales hidratados.

Los espectrómetros SWIR miden la reflectancia en el rango de longitudes de onda visibles en el infrarrojo de onda corta en los rangos entre 1300 a 2500 nm. Este rango del espectro incluye los rasgos de absorción característicos de los enlaces moleculares de: OH, H₂O, CO₃, NH₄, AlOH, FeOH y MgOH (Herrmann *et al.*, 2001).

Los minerales pueden identificarse a partir del espectro generado por el SWIR, ya que, los minerales absorben una longitud de onda específica (Figura 3.3). Los espectros de absorción resultantes constan de dos componentes: absorción individual característica, la



cual está superpuesta a una amplia absorción de fondo. Las absorciones individuales se deben a vibraciones submoleculares asociadas al catión OH (Al-OH, Fe-OH y Mg-OH) y enlaces moleculares (OH, H₂O, CO₃ y NH₄) (Figura 3.4; Simpson *et al.*, 2016).

Figura 3.3 Espectros de reflectancia de los minerales de alteración representativos. Obtenido de Kim *et al.* (2017).

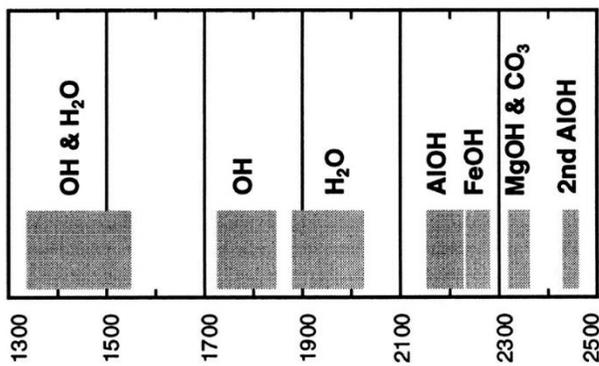


Figura 3.4 Campo de detección del SWIR, bandas de absorción y enlace iónico que representan. Obtenido de Herrmann *et al.* (2001).

Chang y Yang (2012) aseguraron que los espectrómetros SWIR portátiles más recientes son capaces de medir señales de 350 a 2500 nm como el TerraSpec™ desarrollado por *Analytical Spectral Devices, Inc.* en Estados Unidos. Los espectrómetros SWIR se componen principalmente de un lente diseñado, optimizado y revestido para la gama de

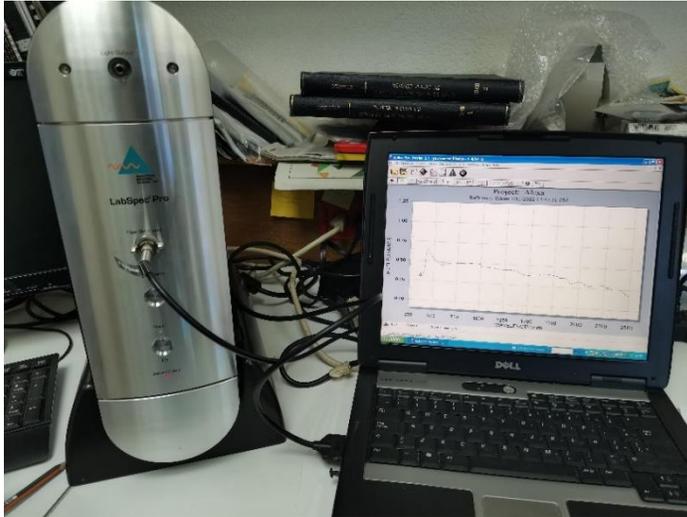


Figura 3.5 LabSpec Pro (Analytical Spectral Devices, Inc) del Departamento de Recursos Naturales del Instituto de Geofísica.

longitudes de onda, detector óptico, fuente de luz interna, un interfaz de comunicación como puerto USB o Bluetooth y una batería (Field Portable Spectrometers For Mining, 2021).

En esta Tesis de Maestría se analizaron dos muestras colectadas en la superficie de la región norte (SR-1 y SR-2), una muestra intermedia de la región centro-norte (SRN-1) y una muestra profunda de la zona centro-sur (SRN-NIV17 R) de la

Veta San Rafael (ver Anexo 2). Para ello se utilizó el espectrómetro portátil *LabSpec Pro* (*Analytical Spectral Devices, Inc*) del Departamento de Recursos Naturales del Instituto de Geofísica Figura 3.5). La longitud de onda del espectrómetro va de 350 a 2500 nm, sin embargo, se utilizó la región de 1300 a 2500 nm para poder identificar las fases minerales. El proceso de extracción de información se llevó a cabo utilizando el software Indico Pro Version 3.1, donde se pudo observar el espectro con picos característicos y las reflectancias de los minerales de alteración. Se utilizaron espectros de referencia descritos por Kim *et al.* (2017) y la base de datos interactiva del Servicio Geológico de Estados Unidos (*Interactive USGS Spectral Library Contents*) (Kokaly, 2017) para identificar las fases minerales.

El procedimiento incluye calibrar con un blanco (placa de polímero). Posteriormente se realiza una emisión puntual en dirección a la zona de interés, por unos segundos, y la medición se registró en el software. Los datos de las mediciones están en un archivo *.txt* para su visualización en todas las computadoras. Finalmente, se graficó el espectro y se identificó las reflectividades de este con la base de datos interactiva del Servicio Geológico

de Estados Unidos (*Interactive USGS Spectral Library Contents*) (Kokaly, 2017) y espectros de referencia de Kim *et al.* (2017).

Debido a que el instrumento mide un área pequeña a la vez (2 x 2 mm), normalmente, es necesario medir tres puntos o más de la muestra. En este estudio, la mayoría de las muestras fueron medidas en tres puntos para tener en cuenta cualquier heterogeneidad. Si bien, para evaluar la reproducibilidad del instrumento se midieron tres o cuatro veces sin mover las muestras ni el emisor de luz, es decir, en condiciones idénticas.

3.6 Microtermometría de inclusiones fluidas

Roedder (2003) definió a las inclusiones fluidas como pequeñas cavidades que contienen fluidos atrapados dentro de un cristal durante su formación o durante el relleno de fracturas. Los datos que brinda el estudio de las inclusiones fluidas nos permiten conocer algunos procesos que son valiosos para la geología y en especial para la búsqueda de yacimientos minerales (Bodnar, 2018).

La mayoría de las inclusiones fluidas fueron originalmente formadas por el atrapamiento de un fluido homogéneo, sin embargo, pueden originarse a partir de sistemas heterogéneos, donde pueden quedar atrapadas simultáneamente inclusiones inmiscibles de dos o más fluidos (Korzeniewski, 2002). Los fluidos atrapados pueden ser líquidos, vapores o fluidos supercríticos y la composición del fluido puede incluir agua, salmueras de varias salinidades, gas o líquidos que contienen gas. Las inclusiones fluidas consisten comúnmente en una solución acuosa diluida a concentrada de varios solutos, generalmente, predominan Na y el Cl y cantidades variables de: K, Ca, Mg, SO₄, HCO₃ y CO₂ (Roedder, 2003).

Ligeros cambios en las propiedades químicas o físicas de los fluidos cerca de un cristal en crecimiento pueden provocar perturbaciones en la estabilidad y desarrollo de defectos como irregularidades en el cristal. Estas irregularidades atrapan al fluido de su entorno y se sellan al encontrarse en condiciones de mayor estabilidad. El sellado de tales irregularidades da lugar a la formación de las ***inclusiones fluidas primarias***, estas son las de mayor tamaño y tienden a aparecer solas o aisladas, se localizan en el avance de las caras, aristas y vértices del cristal (Figura 3.6). Estas inclusiones son representativas de las condiciones termodinámicas presentes en el momento del atrapamiento (Randive *et al.*, 2014; Rankin, 2005; Mangas y Sierra, 1991).

Roedder (2003) definió los mecanismos de captura de fluidos más comunes durante el crecimiento cristalino: a) Las capas sucesivas que forman el cristal no son totalmente planas, por lo que se forma vacíos y cavidades donde puede quedar atrapado el fluido (Figura 3.6A). b) La disolución parcial de un mineral precoz produce varios entrantes en la superficie cristalina. Que, al continuar el crecimiento se pueden formar inclusiones grandes o bandas de inclusiones pequeñas en las irregularidades (Figura 3.6B). c) Un objeto sólido se fija en la superficie de un cristal que está creciendo, este puede quedar englobado como inclusión sólida y capturar al mismo tiempo alguna inclusión fluida (Figura 3.6C). d) El crecimiento rápido de un mineral puede ocasionar la formación de un cristal con bordes esqueléticos o dendríticos. Si a esto le sucede otro crecimiento episodio de más lento, pueden quedar atrapadas inclusiones de tamaño variado en el cristal (Figura 3.6D).

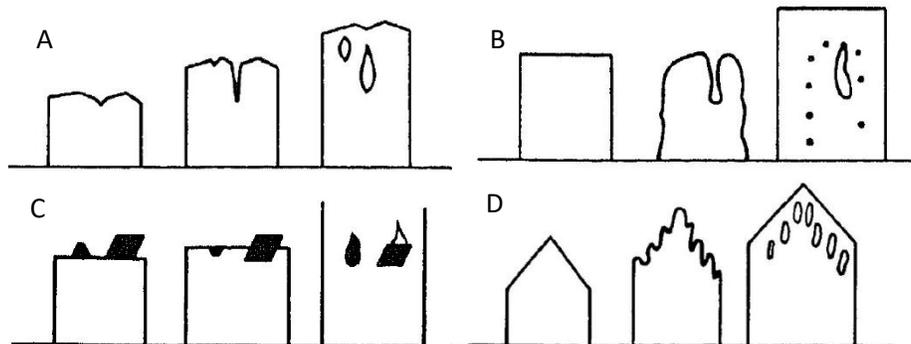


Figura 3.6 A) Inclusiones fluidas formadas entre vacíos y cavidades de las capas del cristal no estrictamente planas. B) Inclusiones fluidas formadas por el crecimiento después de una disolución parcial de un mineral precoz. C) Un objeto sólido se fija en la superficie del cristal y atrapa una inclusión fluida. D) Inclusiones fluidas atrapadas por el crecimiento más lento de un mineral en un cristal con bordes esqueléticos. Modificado de Mangas y Sierra (1991).

Las **inclusiones fluidas secundarias** se originan después de la formación del cristal, comúnmente, como resultado de recristalización a lo largo de microfracturas (Rankin, 2005; Nash, 1976). El fluido penetra en las microfracturas presentes comenzando una acción de disolución y recristalización del mineral, reduciendo la superficie y atrapando inclusiones secundarias. Estas inclusiones son de menor tamaño, atraviesan los límites del cristal y se encuentran como grupos o lineaciones (Figura 3.7; Mangas y Sierra, 1991; Rankin, 2005).

Se denominan **inclusiones fluidas pseudosecundarias** a aquellas formadas por el fluido atrapado en microfracturas y grietas antes de que el mineral haya cristalizado completamente. Se interpretan como pseudosecundarias a las inclusiones que se encuentran en grupo y terminan en el borde de cristal o en anillos de crecimiento (Figura 3.7). Estas inclusiones fluidas registran las condiciones que existieron durante el periodo de crecimiento cristalino (Korzeniewski, 2002).

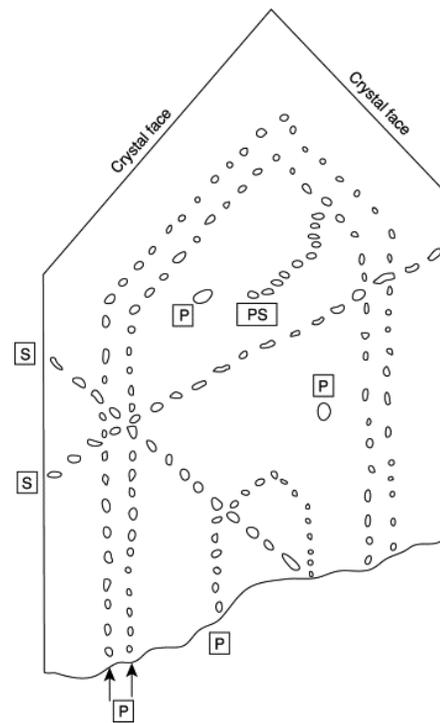


Figura 3.7 Representación esquemática de la distribución de inclusiones fluidas primarias (P), secundarias (S) y pseudosecundarias (PS) en un cristal de cuarzo. Modificado de Rankin (2005).

Mangas y Sierra (1991) propusieron otra clasificación, para las inclusiones fluidas en función de las fases principales: (L) homogeneizan en fase líquida. (V) homogeneizan en fase vapor. (S) contiene por lo menos un sólido. (C) presentan 3 fases a temperaturas de 20°C: L₁ (líquido fundamentalmente acuoso), L₂ (líquido fundamentalmente carbónico con CO₂ y CH₄), y V (vapor carbónico: CO₂, CH₄ y N₂); (G) vidrio más fluido y/o fases sólidas.

Randive *et al.* (2014) enfatizan que, para obtener información confiable sobre las condiciones originales de atrapamiento de las inclusiones fluidas, se debe cumplir las siguientes Reglas de Roedder: 1) las inclusiones deben haber sido atrapadas en líquido homogéneo; 2) no debió haberse agregado ni eliminado nada de la inclusión después de su atrapamiento; y 3) el volumen de inclusión permanece constante después del atrapamiento, es decir, representa un sistema isocórico. Teniendo en cuenta lo anterior, si

los efectos de la presión son insignificantes o conocidos; la determinación de la temperatura de homogeneización (T_h) es precisa y exacta.

Según Korzeniewski (2002) otra condición para considerar que los resultados del estudio son válidos es que, una vez atrapado el fluido, la cavidad debió de permanecer hermética y químicamente inerte. De esta manera, las características fisicoquímicas del fluido como composición y densidad no se habrán modificado.

Teniendo en cuenta lo anterior, el estudio microtermométrico se basa en la medida de las temperaturas a las que se producen cambios de fases en las inclusiones fluidas cuando estas se someten a un aumento progresivo de temperatura o disminución controlado mediante una platina de calentamiento y enfriamiento en un rango entre -200 y $+1500^{\circ}\text{C}$. Esta platina se coloca en un microscopio para poder observar los cambios de fase que se producen y la temperatura a la que tienen lugar (Randive, 2014; Mangas y Sierra, 1991).

Roedder (2003) enfatizó que para obtener estos datos microtermométricos, primeramente, las inclusiones fluidas se deben congelar con nitrógeno líquido. Posteriormente, la temperatura se va elevando hasta alcanzar la temperatura ambiente y durante este lapso se observarán los cambios de fase que tienen lugar. Los datos microtermométricos que se obtienen durante este estudio son:

- **Temperatura del eutéctico (T_e)** es temperatura a la cual ocurre la fusión del primer cristal en la inclusión fluida sobreenfriada. En sistemas complejos pueden observarse varios puntos eutécticos.
- **Temperatura de fusión del hielo (T_{fh})** es temperatura a la que se produce la fusión total en la inclusión sobreenfriada. Al aumentar la salinidad de solución, disminuye el punto de congelación de esta, es por ello por lo que, congelando la inclusión y determinando la temperatura de fusión del hielo se obtiene una estimación de la salinidad del fluido (% NaCl eq.) dentro de la inclusión.

- **Temperatura de homogeneización (T_h)** es la temperatura a la cual dos fases de la inclusión fluida se convierten en una sola fase donde el fluido se homogeniza. La temperatura a la que se produce la homogeneización es la temperatura mínima de atrapamiento de este fluido (Figura 3.8).

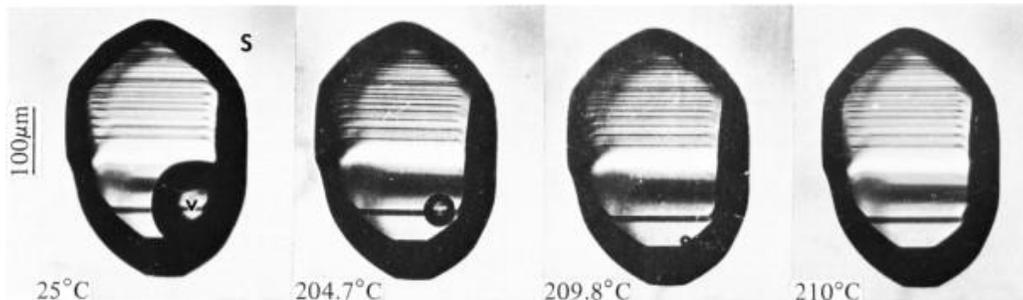


Figura 3.8 Fotomicrografías seriadas de una inclusión primaria en esfalerita (S) al calentarse hasta que la burbuja (v) desaparece a 210°C, siendo esta su temperatura de homogeneización. Tomado de Roedder (2003).

Debido a su abundancia, el cuarzo es el mineral más utilizado para el estudio de las inclusiones fluidas, seguido de la calcita y fluorita. En yacimientos epitermales es común usar la esfalerita y casiterita cuando son traslúcidas y están presentes. El tamaño de las inclusiones varía, en la práctica, las inclusiones que se estudian son aquellas cuyo tamaño ronda entre los $<10 \mu\text{m}$ hasta los $20 \mu\text{m}$, ya que típicamente, contienen fluido del orden de $10^{-13} - 10^{-6} \text{ g}$ (Korzeniewski, 2002; Bodnar, 2018).

Wilkinson (2001) afirmó que las inclusiones fluidas en vetas hidrotermales son muestras representativas de los fluidos mineralizantes en el momento de la cristalización del mineral huésped y su estudio aporta información sobre la génesis de los yacimientos minerales.

En esta Tesis de Maestría se seleccionaron muestras con inclusiones fluidas de los sectores centro-norte y centro-sur de la Veta San Rafael a diferentes profundidades. Las inclusiones fluidas estudiadas se encuentran en cristales de cuarzo, calcita y esfalerita (Ver Anexo 5).

El estudio de la microtermometría de las inclusiones fluidas fue realizado en una platina de enfriamiento y calentamiento Linkam THMSG 600 del Centro de Geociencias de la UNAM, en Juriquilla, Querétaro. La platina se encuentra montada sobre un microscopio Olympus con objetivos de hasta 100x y un amplificador de 1.6x. El proceso de congelación se calibró con inclusiones fluidas en cristal de origen sintético (punto triple de agua destilada, $0.0 \text{ }^\circ\text{C}$;

CO₂ contenido en inclusiones fluidas, -56.6 °C) y productos químicos (Merck). La precisión en los datos medidos fue de ± 0.2 °C para el proceso de medición durante enfriamiento y de ± 2 °C para el proceso de medición durante el calentamiento.

3.7 Geotermómetros empíricos de clorita y estimación de temperaturas

La temperatura de formación de la clorita fue calculada utilizando análisis de microsonda electrónica y aplicando cuatro geotermómetros empíricos. Para cada análisis se aplicaron los cuatro geotermómetros.

Los geotermómetros que se utilizaron son: Cathelineau y Nieva (1985): $T(^{\circ}\text{C}) = 213.3 \text{ Al}^{\text{IV}} + 17.5$; Kranidiotis y MacLean (1987): $T(^{\circ}\text{C}) = 106 [(Al^{\text{IV}}+0.7X_{\text{Fe}})]+18$ y Shabani (2009) $T(^{\circ}\text{C})= 321.98(Al^{\text{IV}}-61.92)$. No se utilizó el geotermómetro de Jowett (1991): $T= 319 (Al^{\text{IV}}+0.1X_{\text{Fe}}) - 69$ (Si $X_{\text{Fe}} < 0.6$) ya que se presentan valores de $X_{\text{Fe}} > 0.6$. Siendo de $X_{\text{Fe}} = \frac{\text{Fe}}{(\text{Fe}+\text{Mg})}$.

3.8 Geotermómetro de esfalerita (GGIMFis)

Frenzel *et al.* (2016) propusieron un nuevo geotermómetro de Ga, Ge, In, Mn y Fe (GGIMFis) en esfalerita como resultado de un metaanálisis de elementos traza en esfaleritas de cinco tipos de yacimientos de Zn-Pb: MVT (Mississippi Valley), VMS (Sulfuros masivos volcanogénicos) en rocas sedimentarias y volcánico-sedimentarias; yacimiento epitermal de intermedia y alta temperatura. Los datos fueron recopilados a partir de diversas publicaciones de los principales tipos de yacimientos de Zn-Pb. De esta manera, se logró formar una base de datos con información tanto geológica como química y de fluidos de estos yacimientos. A través del metaanálisis, se observó que existen diferencias sistemáticas y estadísticas significativas en las concentraciones medias de Ga, Ge, In, Fe y Mn entre las esfaleritas de yacimientos de Zn-Pb. Estas diferencias son unidimensionales y se pueden expresar en términos de un principal componente (PC1*), el cual tiene una fuerte relación con la temperatura de homogeneización de las inclusiones fluidas ($R^2 = 0.82$) y se expresa con la siguiente ecuación:

$$PC\ 1^* = \ln \left(\frac{C_{Ga}^{0.22} \cdot C_{Ge}^{0.22}}{C_{Fe}^{0.37} \cdot C_{Mn}^{0.20} \cdot C_{In}^{0.11}} \right)$$

Donde: la concentración de Ga, Ge, Mn, In ($C_{Ga, \dots}$) están expresadas en ppm, mientras que Fe en wt%. Esta relación se utiliza para calcular la temperatura de formación de la esfalerita a partir de la siguiente expresión:

$$T (^{\circ}\text{C}) = -(54.4 \pm 7.3) \cdot PC1^* + (208 \pm 10)$$

Dado que PC 1* se correlaciona fuertemente con la temperatura de homogeneización de las inclusiones fluidas en la esfalerita y los minerales asociados, es probable que refleje el control de la temperatura sobre la composición de la esfalerita. Por lo tanto, las diferencias observadas entre los tipos de yacimientos pueden deberse a la diferencia en sus temperaturas de formación, más que a fuentes de fluidos u otros parámetros. De forma que al aumentar la temperatura de formación las concentraciones de Fe, Mn e In aumentan; mientras que, las concentraciones de Ga y Ge disminuyen Frenzel *et al.* (2016).

Para obtener la temperatura de formación de la esfalerita en tres muestras (SR-2, SRNNIV7a y BNO 193 165.6) de la Veta San Rafael se utilizó la concentración de los elementos Ga, Ge, Fe, In y Mn realizadas para el análisis con microsonda electrónica de las muestras. Se calculó la estimación de temperatura mediante el uso del geotermómetro Ga, Ge, Fe, In y Mn de esfalerita (GGIMFis de Frenzel *et al.*, 2016). Además, se compararon las temperaturas obtenidas con este geotermómetro con las calculadas a partir de inclusiones fluidas.

Capítulo 4 Geología

4.1 Geología regional

El distrito minero Guanaceví se localiza en la porción oriental del Terreno Compuesto Guerrero (Centeno-García *et al.*, 2008). Centeno-García *et al.* (2008) aseguran que la estratigrafía del Terreno se compone por una serie de terrenos cuyos basamentos fueron formados por fragmentos de arcos oceánicos con edades del Paleozoico al Triásico, sedimentos de talud continental y segmentos de piso oceánico que se acrecieron al continente; posteriormente, sufrieron un proceso de rifting. De acuerdo con las diferencias en las sucesiones estratigráficas y la composición del basamento se ha dividido al Terreno Compuesto Guerrero en: Teloloapan, Guanajuato, Arcelia, Tahue y Zihuatanejo (Figura 4.1).

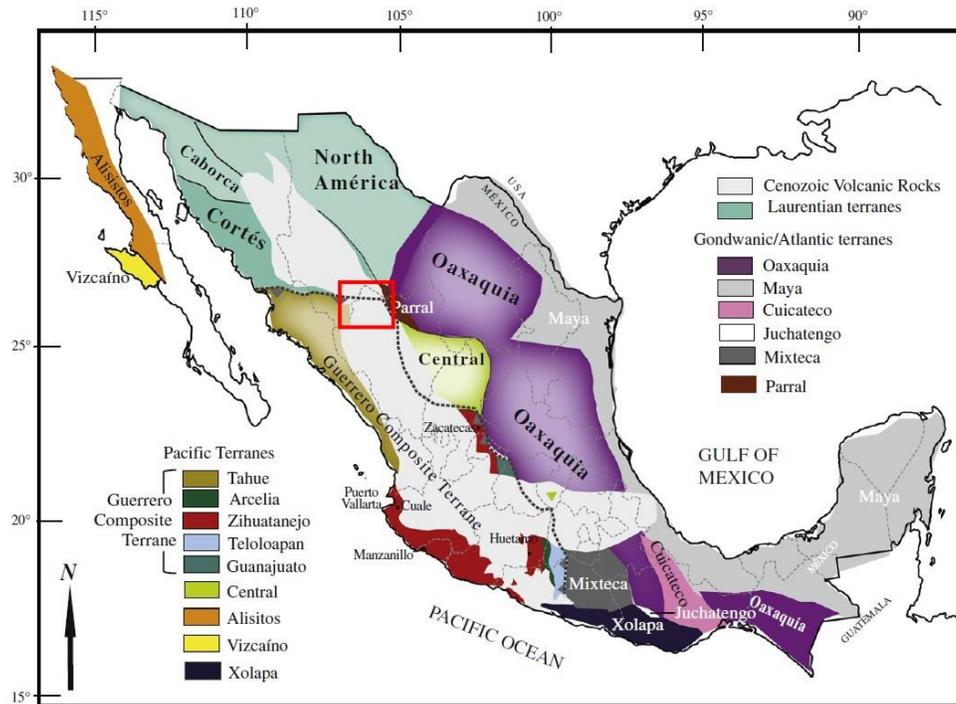


Figura 4.1 Terrenos tectonoestratigráficos de México. Tomado y modificado de Centeno-García (2017).

La zona de estudio se encuentra dentro del terreno Tahue, Centeno-García *et al.* (2008) lo describen como lavas marinas riolíticas y andesíticas del Ordovícico, además, de rocas clásticas y calcáreas metamorfoseadas a facies de esquisto verde. Estos autores dedujeron que las rocas se pudieron originar en un arco oceánico que se acrecionó antes de la sedimentación de las rocas marinas profundas en el Pensilvánico-Pérmico.

Las rocas volcánicas y sedimentarias metamorfoseadas del Ordovícico y una sucesión de turbiditas que constituyen al Terreno Tahue, son el registro de una colisión del Paleozoico Medio y del desarrollo de un margen pasivo del Carbonífero al Pérmico. Por ello, se sugiere que estas rocas podrían ser equivalentes al arco Antler. Desde el Jurásico ocurrió magmatismo relacionado con rifting, este continuó hasta principios del Cretácico donde se desarrolló un arco oceánico periférico a los terrenos Zihuatanejo, Tahue y Alistos. Del Cretácico Temprano al Cretácico Medio, la deriva de los terrenos previamente acrecionados Tahue y Zihuatanejo, formó una serie de márgenes de arco, trasarco o un arco continuamente a la deriva con cuencas intra y trasarco. Finalmente, en el Cretácico Tardío ocurrió la acreción final del Terreno Compuesto Guerrero (Centeno-García, 2017).

De acuerdo con Martini y Ortega (2018), el Distrito Minero de Guanaceví se encuentra en un sistema tectonoestratigráfico llamado Sistema Mesozoico Pacífico de México definido por rocas ígneas calcoalcalinas y metaígneas de Jurásico Temprano-Medio. (i.e., granitoides y metagranitoides calcoalcalinos) expuestos en Sonora, Baja California y Nayarit. Además, junto con estas rocas ígneas, afloran derrames y tobas riolíticas y andesíticas interestratificadas con lutitas areniscas, limolitas y conglomerados que conforman a la Formación Nazas. Los conglomerados están constituidos por fragmentos de rocas metamórficas, dacitas y andesitas (López-Palomino, 2014).

Estos autores propusieron que estos arcos se pudieron desarrollar bajo diferentes escenarios tectónicos. En cuanto al cinturón plutónico costero del Jurásico Temprano-Medio, este representa el arco magmático relacionado con la subducción del Pacífico. Mientras que la provincia volcano-sedimentaria de Nazas se desarrolló por la superposición e interacción de dos procesos geodinámicos distintos: la convergencia a lo largo del margen del Pacífico y el rift intracontinental entre Norteamérica-Sudamérica y la apertura del océano Atlántico.

Por otra parte, la Sierra Madre Occidental es resultado de episodios magmáticos y tectónicos acaecidos en el lapso entre el Cretácico y el Cenozoico, los cuales están asociados a la subducción de la placa Farallón y la apertura del Golfo de California. De igual manera, se le ha acuñado el término provincia silícica debido a que sus afloramientos se expanden casi de forma continua de la frontera México-Estados Unidos hasta la Faja Volcánica Transmexicana. Sin embargo, el término provincia silícica se refiere a los episodios magmáticos marcados por flujos de ignimbritas y vulcanismo bimodal del Eoceno Temprano al Mioceno (Ferrari *et al.*, 2018; Aranda-Gómez *et al.*, 2000). La Sierra Madre

Occidental ha sido considerada como la provincia silícica continua más grande del Cenozoico, conformada por un conjunto de rocas calcoalcalinas, caracterizadas por concentraciones de K intermedias a altas y un enriquecimiento relativamente bajo en Fe (Ferrari *et al.*, 2005; Jaimes-Viera *et al.*, 2022).

Montoya-Lopera *et al.* (2019) postularon que la Sierra Madre Occidental se formó a partir de dos episodios de actividad magmática desde el Cretácico Tardío al Mioceno. El primer episodio está constituido por rocas de composición intermedia asociadas a magmatismo de arco. Este arco se desarrolló del Cretácico al Eoceno que, anteriormente se había denominado Arco Laramide (Pérez-Segura *et al.*, 2013; Ferrari *et al.*, 2018; Montoya-Lopera *et al.*, 2020).

Sin embargo, Valencia-Moreno *et al.* (2021) definieron este arco como Arco Magmático Mexicano Cretácico-Eocénico, cuya composición varía de basalto a riolita con secuencias dominadas por andesita. Del Cretácico Tardío al Paleoceno, la actividad magmática produjo gran cantidad de rocas plutónicas y volcánicas que fueron agrupadas en el Complejo Volcánico Inferior de la Sierra Madre Occidental (Montoya-Lopera *et al.*, 2019). En el sector central de la Sierra Madre Occidental, el Complejo Volcánico Inferior está constituido por rocas intrusivas calcoalcalinas cuya composición varía de diorítica a granítica y, en cuanto a las rocas volcánicas, están conformadas por lavas andesíticas y riolíticas, además de ignimbritas silícicas expuestas en las partes profundas de los cañones (Ferrari *et al.*, 2005).

Se ha considerado que las rocas magmáticas del Eoceno constituyen un episodio distinto al Complejo Volcánico Inferior, ya que en algunas áreas se interpreta como el precursor del episodio ignimbrítico del Oligoceno. Este episodio es conocido como el arco magmático del Eoceno y, en Durango, está caracterizado por lavas andesíticas y riolíticas, ignimbritas e ignimbritas riolíticas (Figura 4.2; Ferrari *et al.*, 2005). Posterior a los 38 Ma se produjo un cambio observado por un rápido y marcado aumento de la actividad ígnea y una transición hacia composiciones más silícicas. El repentino incremento en el vulcanismo silícico marca el inicio del primer evento ignimbrítico de la provincia silícica (Ferrari *et al.*, 2018).

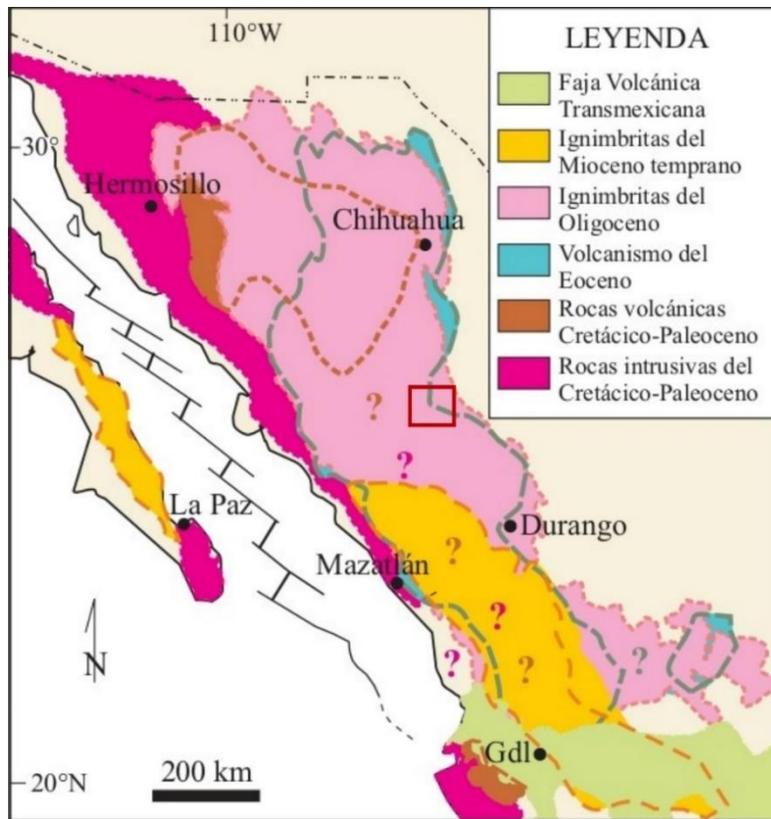


Figura 4.2 Extensión geográfica de los conjuntos ígneos que forman la Sierra Madre Occidental, de los conjuntos del Cretácico-Eoceno (inferidos por estar cubiertos por ignimbritas del Oligoceno y Mioceno Temprano). Rectángulo: área de estudio. Tomado de Ferrari *et al.* (2005).

Montoya-Lopera *et al.* (2019) describieron al Supergrupo Volcánico Superior en la Sierra Madre Occidental como una sucesión magmática bimodal de ignimbritas riolíticas y basaltos del Oligoceno-Mioceno, de hasta 1000 metros de espesor, emplazada de manera discordante sobre rocas del Complejo Volcánico Inferior y el arco Eoceno. En este Supergrupo, se han descrito dos pulsos, el primero ocurrió en el Oligoceno en toda la provincia, mientras que, el segundo pulso ocurrió durante el Mioceno Temprano solo en la parte suroeste. El Supergrupo Volcánico Superior está caracterizado por una secuencia de tobas de flujo piroclástico, tobas de caída y lavas de composición silícica a intermedia, y en menor medida, flujos de lava de composición máfica. En Durango, la secuencia se compone por una serie de paquetes ignimbríticos de hasta 800 metros de espesor (Figura 4.2; Ferrari *et al.*, 2005).

Entre los 38 y 18 Ma se produjo un intenso vulcanismo silícico de gran volumen (>400 000 km³ de volumen erupcionado), la primera erupción paroxísmica (*flare up*) de ignimbrita

(~34-28 Ma) precedió a la extensión de la corteza superior. Mientras que, la segunda erupción paroxísmica (~24-18 Ma) fue sin-extensional y de composición bimodal. Las ignimbritas cubren la mayor parte del sur de la Sierra Madre Occidental, sin embargo, al norte se observan cantidades menores de riolitas y vulcanismo máfico (Figura 4.2; Ferrari *et al.*, 2018).

Entre el Oligoceno y Mioceno el frente volcánico de la Sierra Madre Occidental ocurrió una migración de la extensión hacia el W y SW. En el Oligoceno, el arco magmático de la Sierra Madre Occidental presentaba una orientación NNW a NW, su composición fue silícica. Durante la formación del protogolfo de California (~12 Ma), la orientación del frente volcánico de la Sierra Madre Occidental giró de NW-SE a E-W. Como consecuencia se formó la Faja Volcánica Transmexicana, cuya composición va de andesítica a basáltica. La resultante de los componentes del desplazamiento durante el cambio de vulcanismo asociado a un margen convergente a magmatismo intraplaca fue NE a SW (Aranda-Gómez *et al.*, 2000).

El vulcanismo postignimbrítico está definido por magmatismo más heterogéneo, generalmente bimodal. El sector central en Durango, las secuencias ignimbríticas están cubiertas por coladas de lavas basálticas. En cuanto al último episodio de magmatismo, se trata del vulcanismo postsubducción, está relacionado con la separación de Baja California, está conformado por basaltos alcalinos del Mioceno al Cuaternario (Ferrari *et al.*, 2005).

Estructuralmente, Agarwal *et al.* (2017) dividieron la Sierra Madre Occidental en tres dominios: (1) Este, afectados por grabens con tendencia al NNE y N-S, (2) Oeste, dominado por medios grabens de tendencias al NNW; y (3) Sur, caracterizado por estructuras de transpresión y transtensión lateral derecha. Si bien, el límite entre la Mesa Central y la Sierra Madre Occidental está constituido por el sistema de fallas San Luis-Tepehuanes (Figura 4.3).

Nieto-Samaniego *et al.* (2005) describieron este sistema de fallas San Luis-Tepehuanes como un lineamiento regional en dirección NW-SE que se extiende desde San Luis de la Paz (Guanajuato) hasta Tepehuanes (Durango) y que está constituido por múltiples fallas. Desde el NW de Sombrerete (Zacatecas) hasta Tepehuanes (Durango) (Nieto-Samaniego *et al.*, 2012). Existen tres familias de fallas con orientaciones preferenciales, E-W, NW, N-S que denotan la continuación del fallamiento regional San Luis-Tepehuanes hacia su extremo boreal (Figura 4.3).

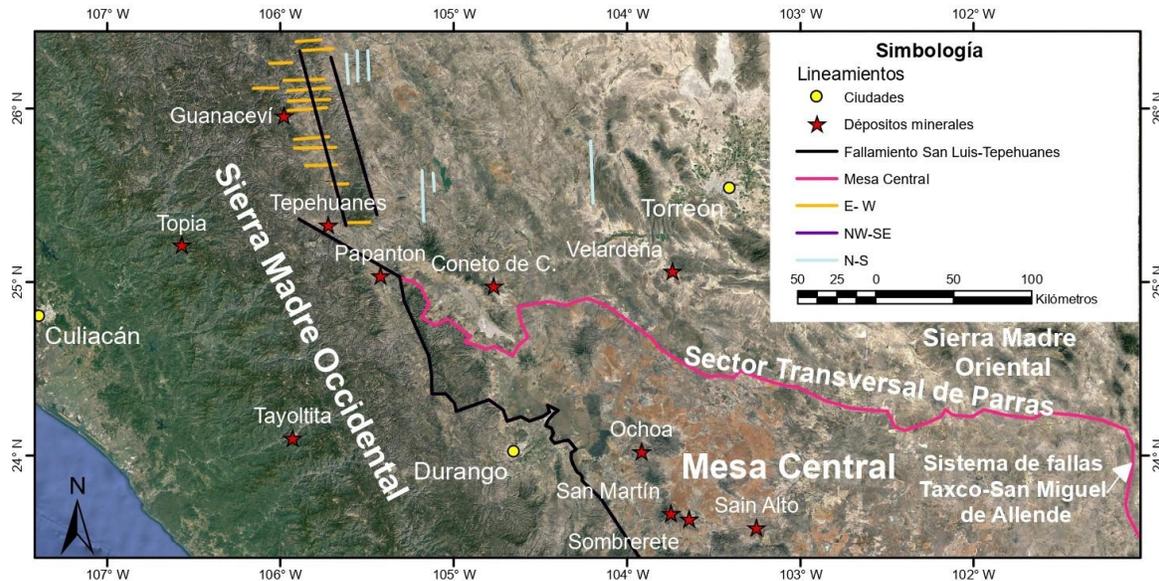


Figura 4.3 Lineamientos regionales que denotan la continuación de la falla San Luis Tepehuanes y la Mesa Central. Obtenido y modificado de Google Earth (2020).

Este sistema de fallas configura una serie de cuencas continentales con relleno aluvial. En el estado de Durango las fallas normales tienen una orientación NW-SE, adicionalmente, el sistema de fallas San Luis-Tepehuanes está bordeado por grandes grábenes y fallas normales en dirección NNW. Al oriente de la zona de estudio se encuentra el graben del Rodeo con dos fases de deformación documentadas, la primera en el Oligoceno Temprano (32.3-30.6 Ma) y la segunda en el Mioceno Temprano (~24 Ma). A su vez, al occidente se localiza el graben Río Chico-Otinapa, cuya actividad ocurrió entre 12 y 2.5 Ma (Nieto-Samaniego *et al.*, 2005).

Finalmente, la Mesa Central es una meseta elevada situada cerca de la porción SE de la Sierra Madre Occidental. En la Mesa Central se han identificado varios pulsos de deformación asociados a la tectónica extensional. Los cuales ocurrieron entre ca.29 y 27 Ma, ca. 24 y ca.11 Ma. Sin embargo, Aranda-Gómez *et al.* (2007) describieron un primer pulso de deformación (≥ 32 Ma) posiblemente relacionado con el sistema de fallas regional de orientación NW que se extiende a más de 250 km de longitud. Este sistema de fallas normales divide a la Mesa Central en dos dominios con estratigrafía y geomorfología distinta.

Nieto-Samaniego *et al.* (2005) sugirieron que la formación de gran parte de los depósitos minerales en la Mesa Central y sus inmediaciones estuvieron fuertemente influenciados por el funcionamiento del sistema de fallas, ya que se encuentran concentrados alrededor del

sistema de Fallas San Luis-Tepehuanes (Figura 4.3). De hecho, las reactivaciones de este sistema de fallas ocurrieron en distintos segmentos de la estructura desde el Eoceno Medio hasta el Mioceno Temprano, lo cual coincide con el rango temporal de la formación de depósitos epitermales en esta zona. De hecho, en los depósitos epitermales de la Mesa Central y sus inmediaciones, se observa un importante control estructural, estos se distribuyen a lo largo de la traza de las fallas regionales, tal y como se observa en la Figura 4.4. Al igual, se ha observado que en estos depósitos epitermales la mineralización se encuentra de forma preferencial en fallas secundarias.

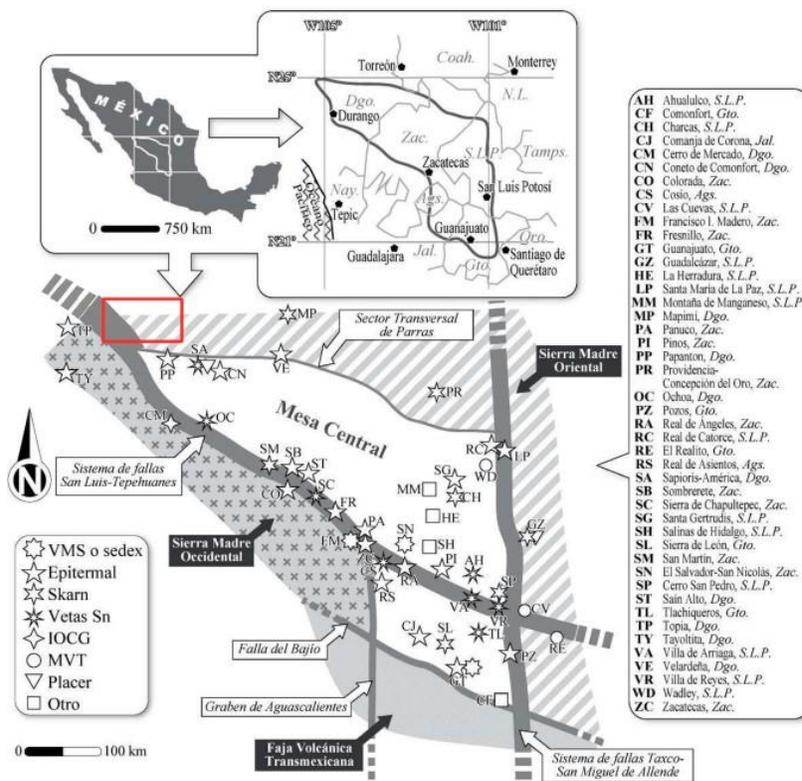


Figura 4.4 Localización del sistema de fallas San Luis-Tepehuanes y los principales depósitos minerales. El área de estudio se encuentra dentro del recuadro rojo. Nieto-Samaniego *et al.* (2005).

4.2 Geología local

El Distrito Minero de Guanaceví alberga yacimientos de vetas con altas concentraciones de Ag y Au. Las vetas están alojadas principalmente en el Complejo Volcánico Inferior, que está localmente caracterizado por flujos de andesita, depósitos piroclastos y epiclastos (Black *et al.*, 2018).

4.2.1 Estratigrafía

4.2.1.1 Formación Guanaceví

La Formación Guanaceví es la unidad más antigua del distrito, y se trata de un conglomerado polimíctico mal seleccionado de color violáceo a café rojizo y, ocasionalmente, verde claro por hidrotermalismo. El conglomerado polimíctico está compuesto por clastos angulares a subangulares de: cuarzo lechoso, riolita, andesita, dacita; cuarcita, filita, pizarra y esquisto. Los clastos se encuentran embebidos en una matriz arenosa a arcillosa. En el área de Guanaceví esta formación alcanza los 450 m de espesor (Figura 4.9) (Black *et al.*, 2018). Además, en ciertas zonas de la región mineralizada se pueden observar afloramientos compuestos por unidades de arenisca y lutita alternadas en pequeños estratos. Esta unidad exhibe pequeños vetilleos de cuarzo con microdiseminado de pirita (Figura 4.5).



Figura 4.5 Formación Guanaceví a) afloramiento b) detalle de estratos de lutitas y areniscas.

Palma-Ramírez (2018) indicaron que la Formación Guanaceví sobreyace a una secuencia del Cretácico Inferior y subyace concordante a una secuencia de flujos riolíticos del Neógeno. De forma que se le ha asignado la edad Cretácica Superior (Figura 4.9).

4.2.1.2 Complejo Volcánico Inferior

Black *et al.* (2018) describieron al Complejo Volcánico Inferior como una sucesión de unidades volcánoclasticas y sedimentarias, cuya litología está conformada por estratos que van de limolitas a areniscas intercaladas con conglomerados de andesita. Este Complejo sobreyace discordantemente a la Formación Guanaceví (Figura 4.9). Hacia la base de esta unidad, Valdez (1980) aseguraron que hacia la base de esta unidad se localizan grauvacas y limolitas <120 m de espesor, cuyos constituyentes son fragmentos de plagioclasas o cuarzos. El cementante se trata de una mezcla de material sílico-ferruginoso y, en ocasiones calcáreo. Sobre este miembro descansa un derrame lenticular de andesita porfídica verde oscuro que intemperiza en tono rojizo a verdoso. La andesita está formada por anfíbol, plagioclasa, cuarzo, oligoclasa-andesina, vidrio volcánico, magnetita, piroxeno; además de minerales de arcilla, hematita y zeolita (Figura 4.6) (Servicio Geológico Mexicano, 2019; Pineda *et al.*,1967).

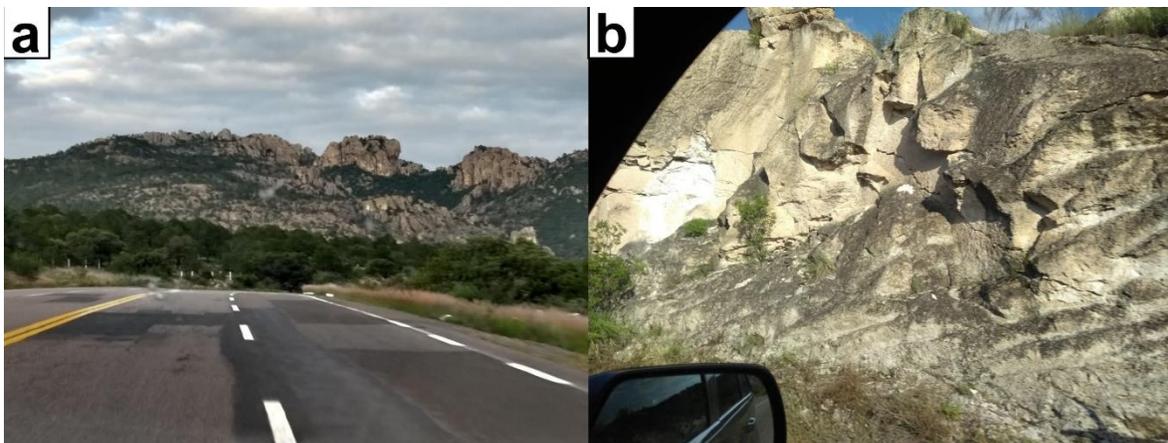


Figura 4.6 Complejo Volcánico Inferior a) vista panorámica b) afloramiento.

A techo de este Complejo afloran derrames, tobas y brechas de composición andesítica (Figura 4.7), con un espesor estimado entre 100 y 300 m (Servicio Geológico Mexicano, 2019; Alba, 1990). Los derrames de andesita son predominantemente gris verdoso a gris oscuro y en ocasiones tonos rojizos. Su textura es afanítica y ocasionalmente porfírica. Los componentes presentes son andesina-labradorita, piroxenos, anfíboles, magnetita y apatita como fases primarias. Como fases secundarias por hidrotermalismo: montmorillonita y cuarzo reemplazando a los feldespatos y rellenando espacios abiertos. En cuanto a fases por intemperismo se encuentra la hematita y goethita.

Las tobas andesíticas tienen la misma composición que las andesitas descritas anteriormente y presentan pseudoestratificación. Y es la que alberga la mineralización más desarrollada. La brecha andesítica es de color verdoso, con fragmentos subangulosos a subredondeados de andesita, de matriz tobácea (Figura 4.7).

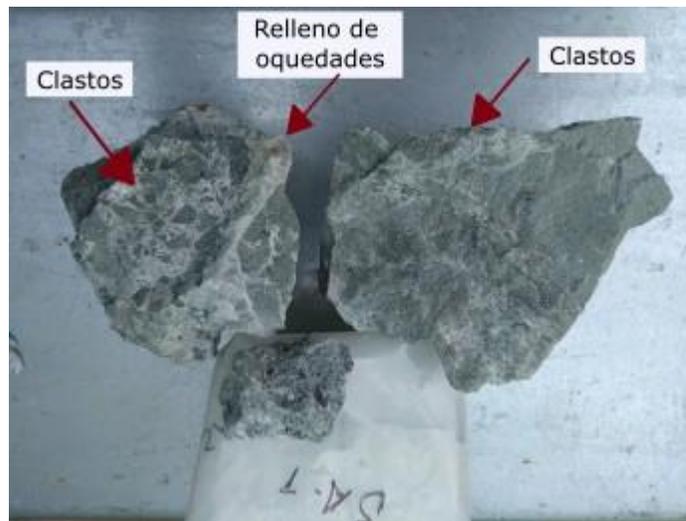


Figura 4.7 Brecha con clastos rotados de distintos tamaños, silicificados con cuarzo relleno de oquedades.

4.2.1.3 Supergrupo Volcánico Superior

El Supergrupo Volcánico Superior se superpone discordantemente al Complejo Volcánico Inferior (Figura 4.9) y se localizan en las cotas más altas de la región mineralizada, formando la cubierta superior de las sierras que circundan el poblado de Guanaceví (Figura 4.10).

Este supergrupo consiste en una secuencia de depósitos de piroclastos y rocas volcánicas de composición riolítica presente como derrames, tobas y brechas riolíticas alteradas por la oxidación y silicificación, de 300 m de espesor (Figura 4.8; Servicio Geológico Mexicano, 2019; Pineda *et al.*, 1981). El depósito de piroclastos está constituido, principalmente, por ignimbritas soldadas (Alba, 1990).

Valdez (1980) describió a las riolitas de color rosado a gris blanquecino, con textura porfídica y fenocristales de cuarzo y biotita. En cuanto a las tobas, son de color violeta a púrpura y en ocasiones gris y textura variable, desde flujos de ceniza hasta tobas de lapilli gruesas con líticos de riolita o andesita. Las brechas son color púrpura a violeta, textura

afanítica y con clastos subangulosos a subredondeados (Servicio Geológico Mexicano, 2019; Pineda *et al.*, 1981; Black *et al.*, 2018).



Figura 4.8 Supergrupo Volcánico Superior vista panorámica y al fondo Bufa de Guanaceví.

4.2.1.4 Intrusivos

En cuanto a los intrusivos están constituidos por diques de cuarzolatita con rumbos N10° y N45°W, que atraviesan el Supergrupo Volcánico Superior, de forma que se han considerado de edad Plioceno Temprano (Pineda *et al.*, 1980; Servicio Geológico Mexicano, 1999). Por otro lado, el Servicio Geológico Mexicano (2019) describió un pórfido latítico en el distrito, el cual es asociado a las estructuras mineralizadas. El color de la roca es blanco con tonalidades grises, textura afanítica compuesta por feldespato alterado.

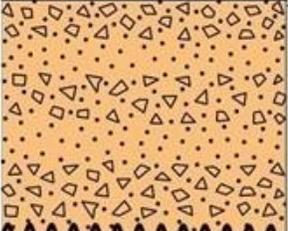
Era	Época	Edad	Columna estratigráfica	Formación	Litología
Cenozoico	Paleógeno	Oligoceno		Supergrupo Volcánico Superior	Toba y brechas riolíticas, ignimbritas soldadas
		Eoceno		Complejo Volcánico Inferior	Tobas y brechas andesíticas
		Paleoceno			Andesita porfídica
					Limolitas a areniscas con intercalado de conglomerado andesítico
Mesozoico	Cretácico	Tardío		Formación Guanaceví	Conglomerado poligenético con clastos de cuarzo, riolita, andesita

Figura 4.9 Columna estratigráfica compuesta del Distrito Guanaceví (Modificado de Carrasco *et al.*, 1993); Black *et al.*, 2018; Servicio Geológico Mexicano, 2019).

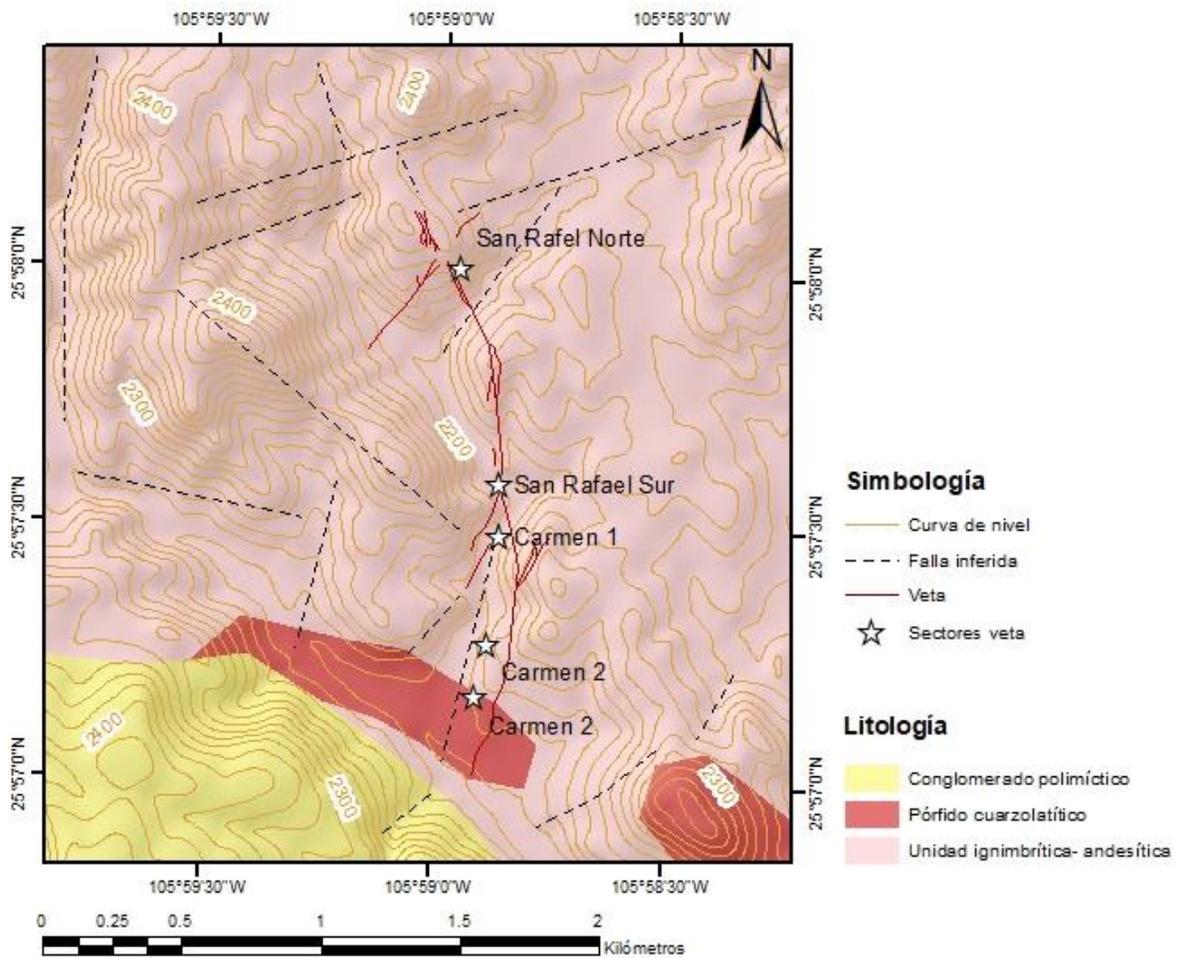


Figura 4.10 Mapa geológico de la zona de estudio. Modificado de SGM (2021).

4.2.2 Geología Estructural

Valdez (1980) definieron dos sistemas estructurales en la región: el primero de rumbo NNW con buzamientos predominantes al SW y ángulos de inclinación que van de 50° a 80°; el segundo con dirección preferencial al NNE, buzamientos al SE y echados cercanos a la vertical. Lo cual es consistente con lo observado tanto el mapa de lineamientos como en el diagrama de roseta del área de estudio (Figura 4.11) ya que muestran las tendencias principales N-S, NNW-SSE, E-W y NNE-SSW de los lineamientos generales en la región con y sin mineralización. Las fallas son las estructuras de mayor importancia en el distrito minero, debido a que la mayor parte se encuentran mineralizadas.

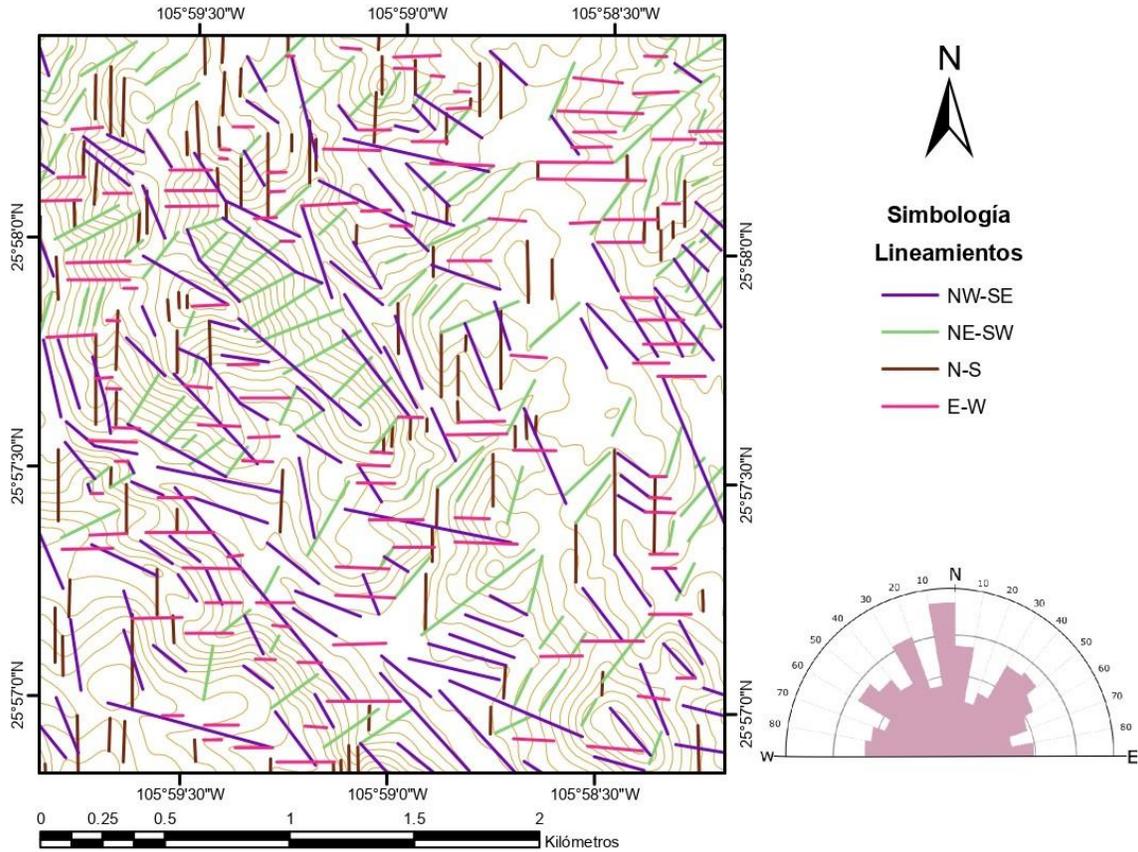


Figura 4.11 Mapa de lineamientos y diagrama de roseta de los lineamientos del área de estudio. Modificado de INEGI (2021).

De acuerdo con Cháirez y Ramos (2009) en la porción norte de la veta San Rafael se encuentran dos sistemas de fallas con rumbo NW-SE, uno dextral y el segundo normal. Se ha descrito al desplazamiento dextral como el más antiguo y que originó los clavos a lo largo de la estructura, mientras que, el desplazamiento normal fue posterior.

Black *et al.* (2018) reportan tres tendencias principales de las fallas normales de alto ángulo: la tendencia estructural dominante de la región es NNW, esta generación de estructuras alberga la mayor parte de la mineralización del distrito (Figura 4.10 y Figura 4.11). Igualmente, las fallas observadas en el noreste son posteriores a las estructuras mineralizadas, mientras que las fallas E-W son las más recientes. La secuencia de patrones parece indicar una extensión temprana en dirección NE-SW, seguida de una extensión E-NE a W-SW, posteriormente una extensión NW-SE y finalmente una extensión N-S.

Igualmente, Black *et al.* (2018) afirmaron que el patrón de deformación de la región constituye una ventana erosiva causada por el levantamiento de la corteza a unos 3 km al oeste de Guanaceví. El levantamiento está limitado por fallas y fracturas de tendencia dominante NW, con componentes subordinados hacia el N y NNE.

Pineda *et al.* (1967) expusieron que un esfuerzo orogénico dislocó las rocas del distrito formando una estructura tipo dómica, cuyo eje mayor tiene una orientación N10°W, la continuación del esfuerzo provocó el fracturamiento, fallamiento e intrusión de diques. Las soluciones mineralizantes que originaron los yacimientos epitermales ascendieron por las fallas, fracturas, zonas de contacto de entre los diques y entre el conglomerado y andesita.

4.2.3 Yacimiento mineral

Valdez (1980) refirió que, tanto de relleno de fisuras como de reemplazamiento, todos los yacimientos del distrito Guanaceví son de tipo epitermal. Este autor indicó que en el caso de aquellos depósitos mineralizados que se encuentran relleno de fisuras, la roca encajonante es el conglomerado; mientras que, en aquellos depósitos cuyo mecanismo fue el reemplazamiento, la roca encajonante es andesita. Las principales estructuras de interés económico son las fallas normales, orientadas en direcciones preferenciales NNE y NNW, formando un sistema de fallas conjugadas.

En la porción sur, oeste y suroeste del distrito minero Guanaceví la mineralización principal es de óxidos de manganeso. En contraste con la región norte, y este; la mineralización aparece conjuntamente con sulfuros. Según Valdez (1980) hay una zonación vertical, en la cual se observa mayor concentración de Mn en la parte sur del distrito.

4.2.3.1 Roca caja

Pineda *et al.* (1967) describieron que la roca encajonante en la porción sur y central es andesita; conglomerado y andesita-conglomerado al oeste; en cuanto al norte es toba andesítica. Estos autores también describieron que las vetas mineralizadas pueden alcanzar hasta 3 km de longitud y 1 m de espesor promedio. Las vetas están formadas por una brecha mineralizada con: galena, galena argentífera, pirita, calcopirita, proustita, pirargirita, calcita, fluorita y barita en una matriz de cuarzo. Por el contrario, aquellos encajonados en andesitas tienen alto contenido de Ag. Hacia el este del Distrito Minero de Guanaceví aumenta el contenido de cobre. En la veta San Rafael la roca encajonante es andesita, principalmente, y toba andesítica.

La roca encajonante en la Veta San Rafael y Veta Carmen está constituida por andesitas grisáceas que pertenecen al Complejo Volcánico Inferior, sin embargo, en el área centro-norte profunda de la muestra SRNNIV17, se observa la roca encajonante constituida por toba lítica de composición andesítica.

Black *et al.* (2018) asegura que la mineralización del distrito minero Guanaceví está estrechamente asociada con un pulso de erupciones silícicas que señalaron el final de magmatismo del Complejo Volcánico Inferior o bien el inicio de la actividad del Supergrupo Volcánico Superior.

Capítulo 5 Mineralogía del Yacimiento

Se ha subdividido y denominado a la estructura mineralizada en dos cuerpos. Al cuerpo mineralizado que se encuentra en el sector norte y centro del área de estudio se le ha denominado Veta San Rafael, mientras que al cuerpo que se encuentra en el sector sur como Veta Carmen. En cuanto al sentido vertical la subdivisión se ha hecho por niveles, en la Figura 5.1 se puede observar la distribución espacial de las muestras en los niveles y en los sectores superficiales.

La descripción mineralógica de las muestras se hará por sectores de norte a sur. Al sector centro se ha dividido en dos: centro norte y centro sur (Figura 5.1).

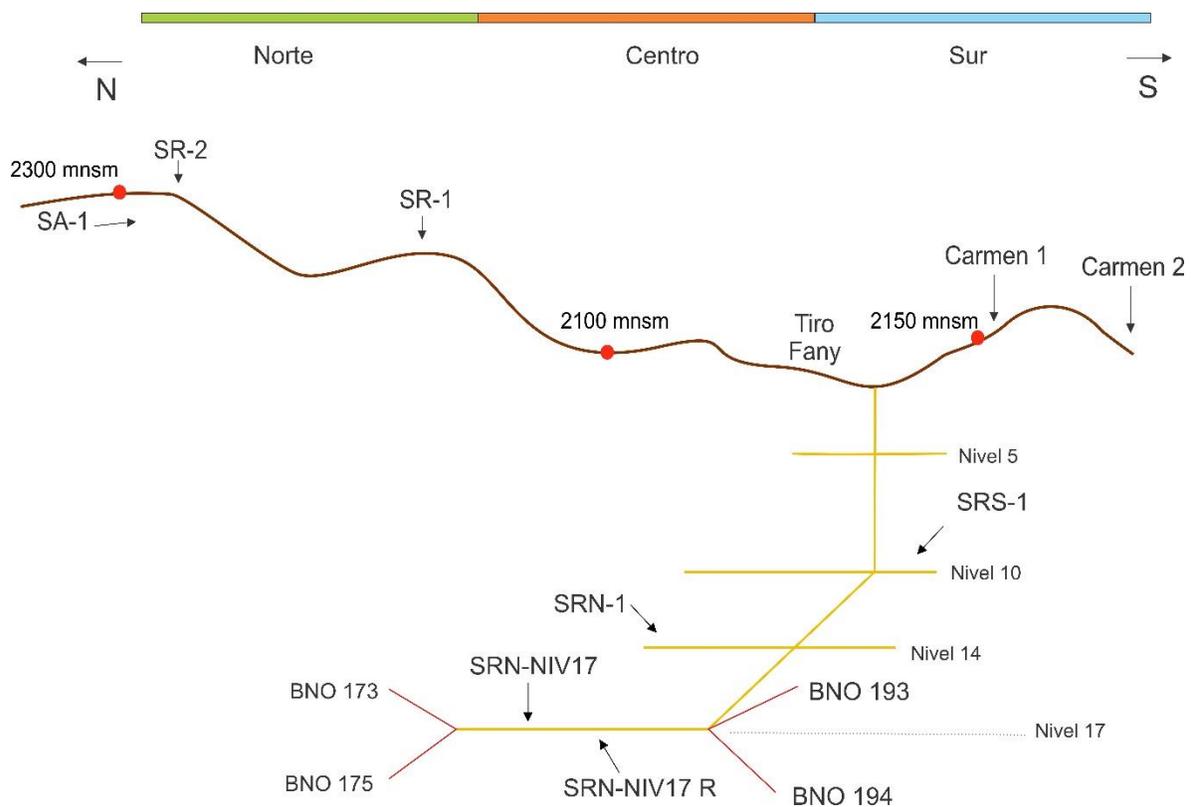


Figura 5.1 Distribución espacial de las muestras superficiales y subterráneas de los sectores norte, centro y sur.

5.1 Petrografía de la Veta San Rafael y Veta Carmen

5.1.1 Mineralización del sector Norte

5.1.1.1 Asociación mineral

En el sector norte de la Veta San Rafael la estructura mineralizada consiste en una veta-brecha hidrotermal, la veta es crustiforme irregular con una mineralización de galena y esfalerita (Figura 5.2a). Por otra parte, la brecha es hidrotermal con abundantes clastos líticos de toba con alteración, cementante de cuarzo y ópalo. En la brecha se observan vetillas de calcedonia sin mineralización de mena, cuarzo con textura coloforme y fluorita (Figura 5.2b).

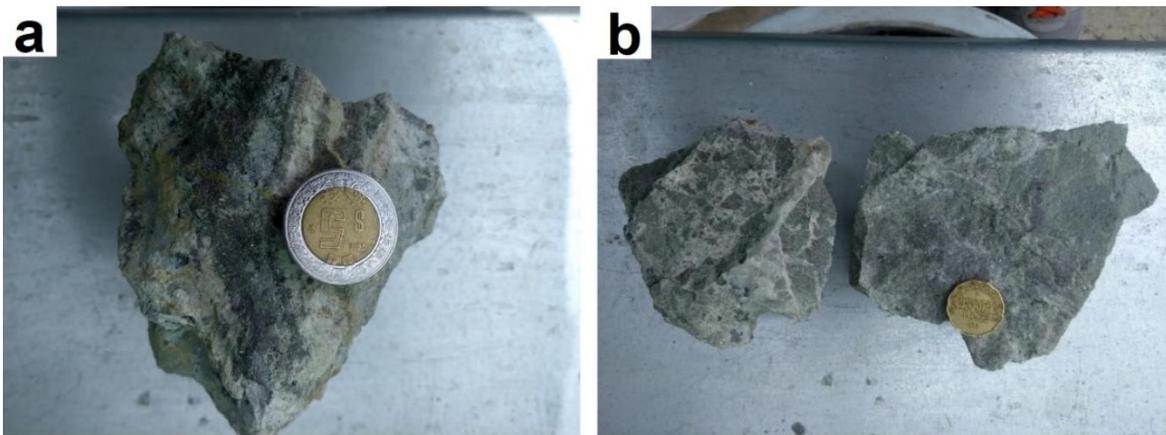


Figura 5.2 a) Veta crustiforme irregular con sulfuros y roca encajonante de tipo piroclásticas alterada. b) Brecha soportada por clastos más cementante de cuarzo coloforme con vetillas.

De acuerdo con el estudio petrográfico realizado en la región norte, se observaron cuatro etapas paragéneticas, las cuales están caracterizadas por las siguientes asociaciones mineralógicas: 1) Cuarzo micromosaico a mosaico, clorita, montmorillonita, caolinita, pirita 2) Cuarzo microcristalino, micromosaico y mosaico; clorita, montmorillonita, caolinita, adularia, pirita, esfalerita rica en Fe, calcopirita (microinclusiones), galena (subidiomórfica) 3) Cuarzo mosaico, macromosaico y tabular; clorita, montmorillonita, fluorita, adularia, pirita, esfalerita pobre en Fe, calcopirita (en agregados cristalinos y microvetillas), argentita, tetrahedrita, hematita 4) Cuarzo macromosaico, fluorita, hematita. Se distinguen dos eventos mineralizantes económicos comprendidos en la segunda y tercera etapa (Figura 5.3).

Mineral	Etapa 1	Etapa 2	Etapa 3	Etapa 4
Cuarzo	[Barra continua]			
Mica	[Barra]			
Clorita	[Barra continua]			
Montmorillonita		[Barra continua]		
Ilita	[Barra]			
Caolinita	[Barra continua]			
Calcita		[Barra]		[Barra]
Adularia			[Barra]	
Pirita	[Barra continua]			
Esfalerita rica en Fe		[Barra]		
Esfalerita pobre en Fe			[Barra]	
Calcopirita		[Barra]		
Galena subidiomórfica		[Barra]		
Argentita			[Barra]	
Tetrahedrita			[Barra]	
Hematita				[Barra]
Fluorita				[Barra]

Figura 5.3 Secuencia paragenética del sector norte de la Veta San Rafael

La esfalerita de primera generación, los cristales se encuentran como agregados cristalinos anhedrales y su tamaño va de 0.25 hasta 0.8 mm. Ya que se trata de una esfalerita opaca se ha definido como esfalerita rica en Fe. Esta esfalerita se distingue por su abundancia de microinclusiones de calcopirita (Figura 5.4a y b). La galena está en forma de agregado cristalino, es subidiomórfica en tamaños <3 mm. Está relacionada espacialmente con la esfalerita rica en Fe (Figura 5.4a y b). La calcopirita se encuentra como microinclusiones (<100 µm) en la esfalerita rica en Fe (Figura 5.4a y b).

La esfalerita de segunda generación se encuentra como agregados cristalinos anhedrales <1 mm y es semitraslúcida color café claro, por lo que se ha definido como la esfalerita pobre en Fe. La calcopirita se encuentra en microvetillas (<1 mm) o en forma de agregados cristalinos anhedrales (<100 µm) (Figura 5.4b). La argentita se encuentra como inclusiones <50 µm en la calcopirita de segunda generación o agregados cristalinos de 100 µm en

intersticios entre el cuarzo y la pirita. La tetrahedrita se presenta en microcristales subhedrales de tamaños variables <150 μm estos están dispuestos en vetillas alrededor o rellenando intersticios cristalinos de calcopirita de segunda generación (Figura 5.4b).

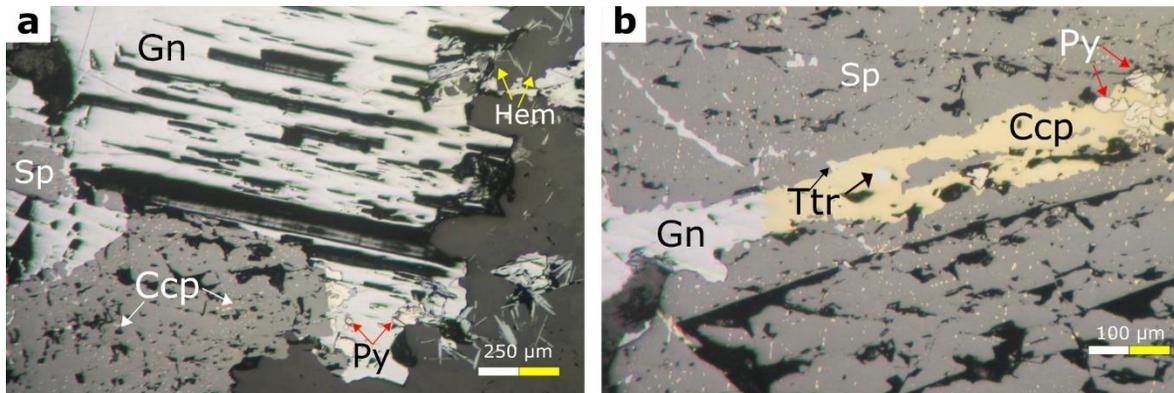


Figura 5.4 Fotomicrografía tomada con luz reflejada nícoles paralelos. a) Cristal de galena subidiomórfica, esfalerita con calcopirita diseminada, cristales de pirita y hematita. b) Galena, esfalerita temprana con microdiseminado de calcopirita; pirita de hábito tabular y tetrahedrita relacionada con calcopirita tardía. Abreviaturas: Ccp (calcopirita), Gn (galena), Hem (hematita), Py (pirita), Sp (esfalerita), Ttr (tetrahedrita).

El cementante de la brecha es de cuarzo y cuarzo microcristalino (Figura 5.6a y b). En cuanto a la textura del cuarzo es micromosaico, mosaico, macromosaico y en menor proporción cuarzo tabular. Los granos del cuarzo en micromosaico son anhedrales <80 μm . Los granos del cuarzo mosaico son subhedrales < 200 μm , por último, en el macromosaico son subhedrales <1 mm (Figura 5.5a). En cuanto al cuarzo tabular es subhedral <80 μm .

Los cristales de clorita se encuentran como agregados cristalinos anhedrales <1mm, se encuentran espacialmente relacionados con el cuarzo microcristalino y menas de metales base (Figura 5.5b). La pirita se encuentra como agregado cristalino, es subhedral cúbica o tabular < 100 μm (Figura 5.4a Figura 5.6a). La fluorita está presente como agregados cristalinos, en una etapa tardía rellenando espacios abiertos o cubriendo al cuarzo en mosaico. Igualmente, la hematita está presente como una etapa tardía. La hematita se encuentra como agregados cristalinos subhedrales tabulares < 200 μm (Figura 5.4a).

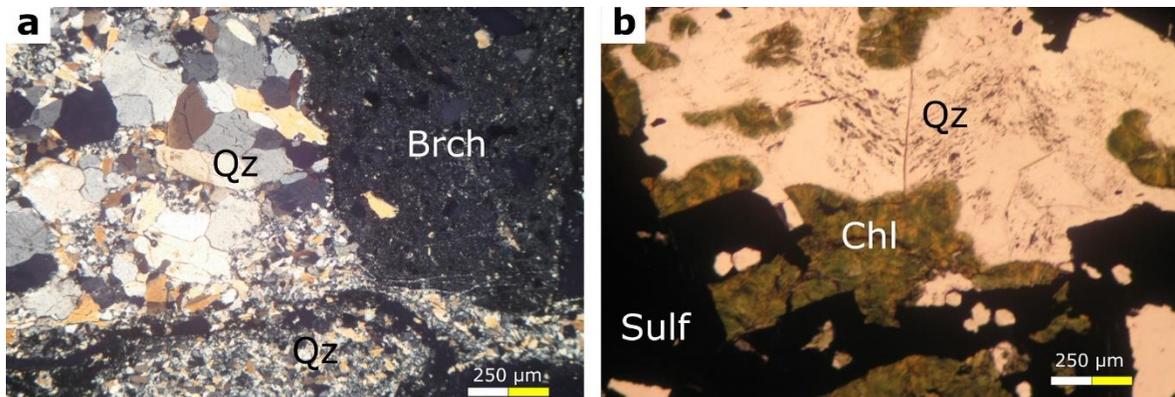


Figura 5.5 Fotomicrografías de la textura de la sílice de la región norte tomadas con a) luz polarizada plana con nícoles paralelos, b) luz polarizada con nícoles cruzados. a) Textura de cuarzo en mosaico en sección superior izquierda y en micromosaico en sección inferior izquierda. b) Clorita asociada con sulfuros y cuarzo plumoso. Abreviaturas: Brch (brecha), Chl (clorita), Qz (cuarzo), Sulf (sulfuros).

5.1.1.2 Alteración hidrotermal

La asociación de minerales de alteración hidrotermal de la región norte de la Veta San Rafael consta de cuarzo, minerales de arcilla y pirita (Figura 5.6). A partir de esta mineralogía se definió la alteración como argílica intermedia (cuarzo 90%, caolinita 8% y pirita 2%) se manifiesta en forma de halos o parches, ya que a partir del análisis de SWIR y DRX (Figura 5.7 y Figura 5.8). Se observó que el mineral de la arcilla presente es caolinita.

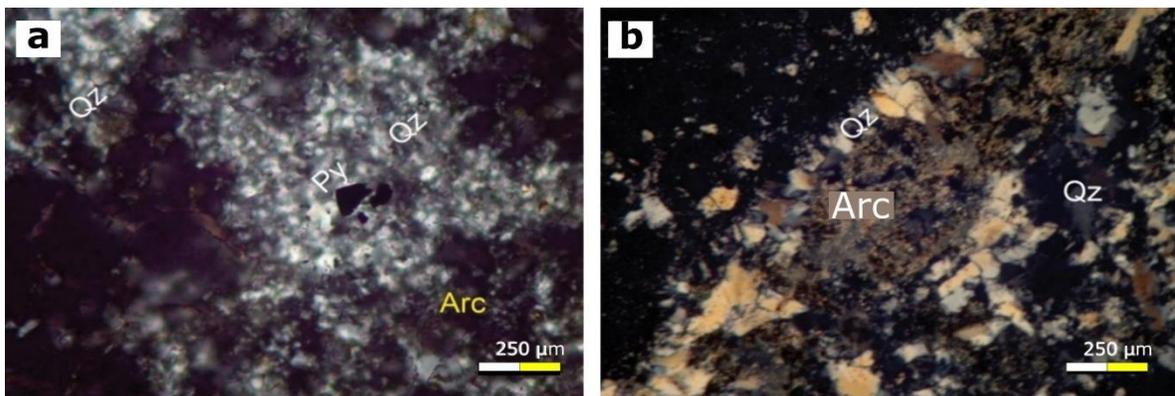


Figura 5.6 Fotomicrografías de la alteración hidrotermal del sector norte tomadas con luz polarizada plana con nícoles cruzados. a) Cuarzo microcristalino, minerales de arcilla y pirita b) Cementante de distinto grado de cristalinidad del cuarzo y banda de mineral de arcilla. Abreviaturas: Arc (arcillas), Py (pirita), Q (cuarzo).

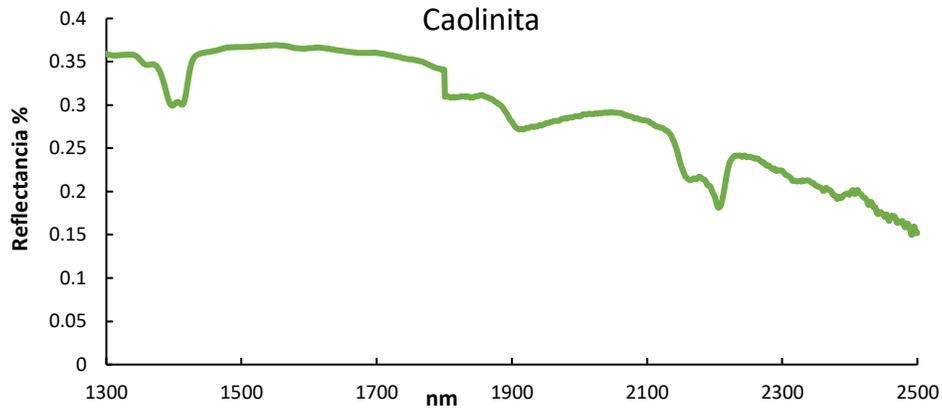


Figura 5.7 Análisis de espectroscopía de infrarrojo cercano (SWIR) en minerales de arcilla de la región norte de la Veta San Rafael. Muestra con caolinita.

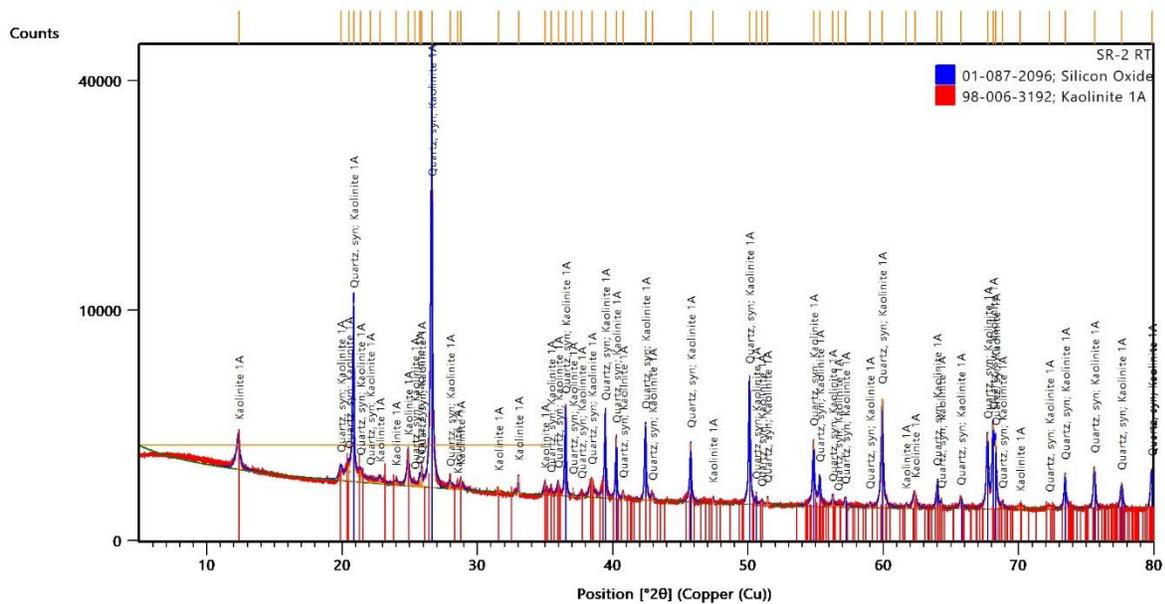


Figura 5.8 Difractograma de la muestra SR-2 medida como muestra no orientada. Fases identificadas: cuarzo y caolinita.

Adicionalmente, en la región norte se analizaron muestras superficiales correspondientes a una brecha mineralizada. La asociación mineral correspondiente de la alteración mineral

consta de cuarzo, minerales de arcillas, fluorita y pirita, que se manifiesta en halos y parches. A partir de los análisis de SWIR (Figura 5.9) y DRX (Figura 5.10 y Figura 5.11, en muestra no orientada) se identificó que la arcilla predominante es montmorillonita, además se identificaron fases de fluorita, barita cuarzo y mica. Por lo cual se definió a la alteración como argílica, sin embargo, debido a la presencia de mica se ha definido la presencia de alteración fílica. En cuanto al análisis de DRX de la muestra orientada, glicolada y calentada a 550°C se identificó a la montmorillonita como arcilla predominante al igual que interestratificados de illita-esmectita y pequeñas cantidades de caolinita (cuarzo 90%, montmorillonita 4%, illita-esmectita 2%, caolinita 1%, fluorita 1% y pirita 2%) (Figura 5.12).

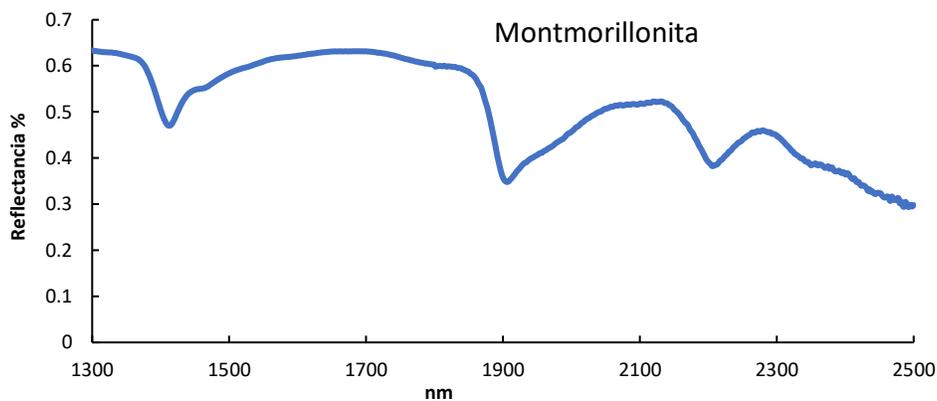


Figura 5.9 Análisis de espectroscopía de infrarrojo cercano (SWIR) en minerales de arcilla de la región norte de la Veta San Rafael. Muestra con montmorillonita.

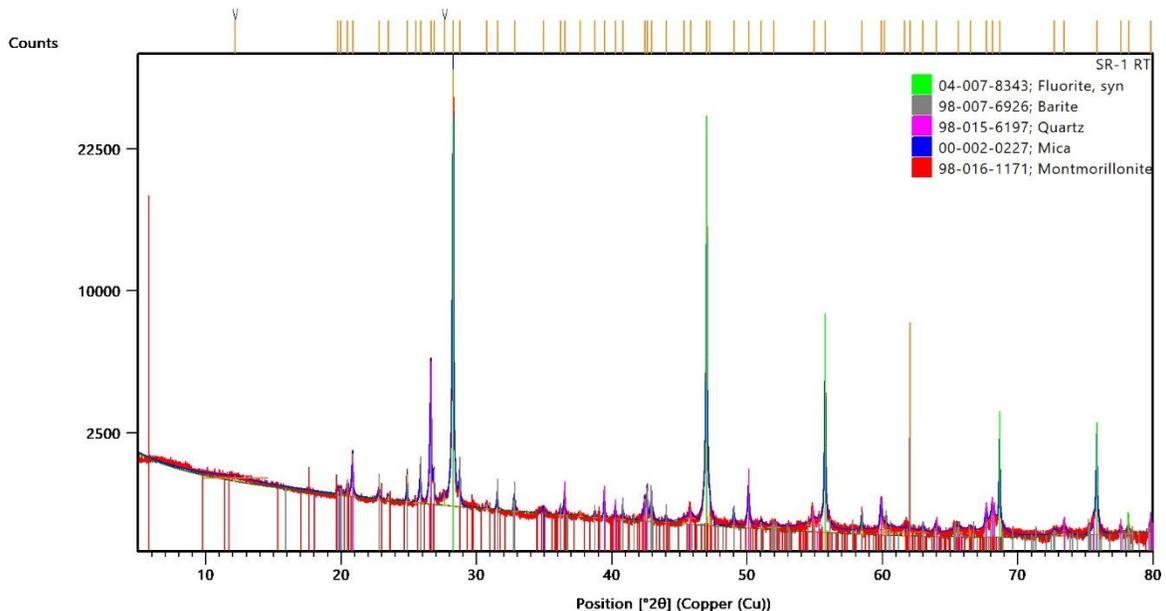


Figura 5.10 Difractograma de la muestra SR-1 medida como muestra no orientada. Fases identificadas: fluorita, barita, cuarzo, mica y montmorillonita.

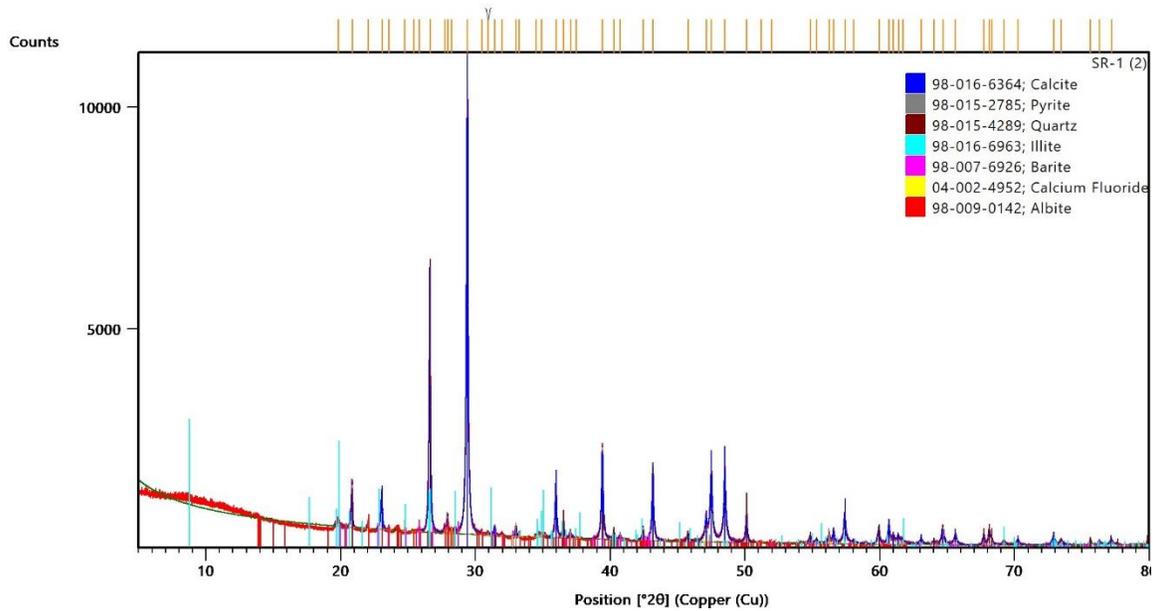


Figura 5.11 Difractograma de la muestra SR-1, medida como muestra no orientada. Fases identificadas: calcita, pirita, cuarzo, illita, barita, fluorita, albita.

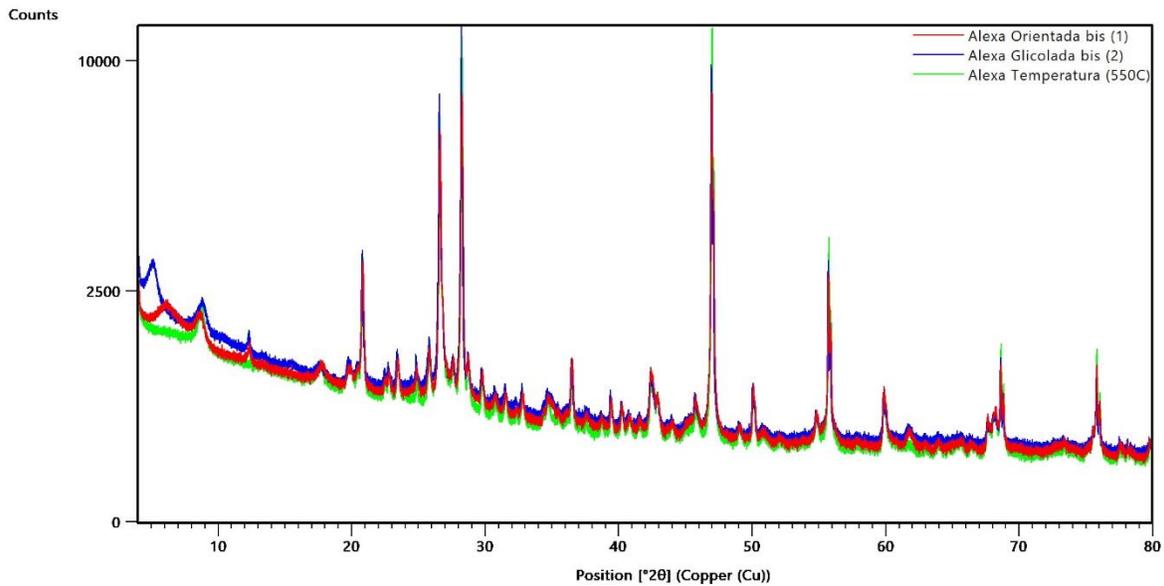


Figura 5.12 Difractograma en muestra orientada, glicolada y calentada a 550°C para la muestra SR-1, se observa la presencia de esmectita tipo montmorillonita, interestratificado illita-esmectita y pequeñas cantidades de caolinita.

5.1.2 Mineralización del sector Centro

5.1.2.1.1 Asociación mineral

La estructura mineralizada del sector centro-norte corresponde a una veta crustiforme irregular y discontinua de cuarzo y sulfuros (Figura 5.13a y b). En cuanto a la región centro-sur la Veta San Rafael es una veta es crustiforme regular a ligeramente irregular y veta-brecha. La brecha soportada por granos con fragmentos de roca piroclástica cloritizada y más a profundidad se trata de una brecha con cementante de calcita y cuarzo (Figura 5.13c y d).

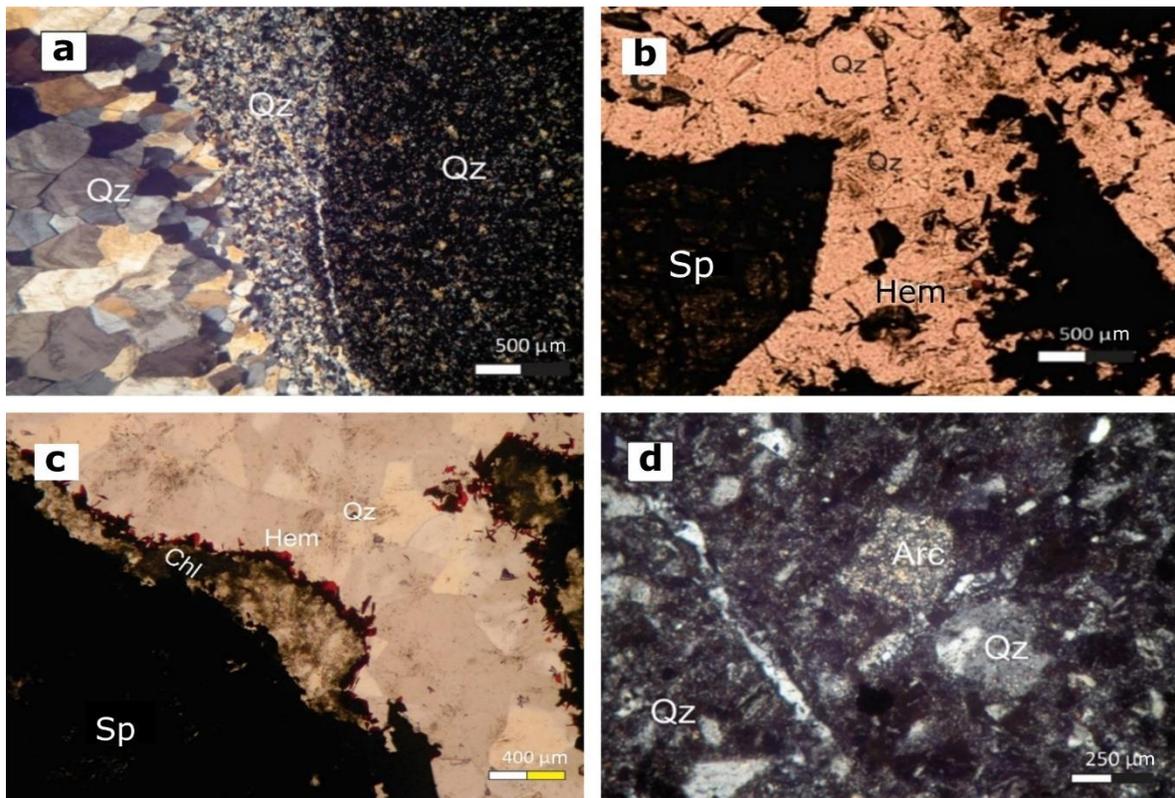


Figura 5.13 Fotomicrografías del sector centro-norte tomadas con luz polarizada plana a y c) con nícoles cruzados b y d) nícoles paralelos. a) Bandas crustiformes de cuarzo microcristalino con arcillas; cuarzo micromosaico, mosaico, cuarzo plumoso a tabular. b) Bandeamiento crustiforme irregular de cuarzo mosaico. Sector centro-sur c) Bandeado crustiforme de clorita, cuarzo y hematita. d) Asociación de minerales de arcilla y cuarzo en líticos dentro de la veta-brecha. Abreviaturas: Arc (arcillas), Chl (clorita), Hem (hematita), Qz (cuarzo), Sp (esfalerita).

De acuerdo con el estudio petrográfico realizado en la región centro-norte, se observaron cuatro etapas paragénéticas, las cuales están caracterizadas por las siguientes asociaciones mineralógicas: 1) Cuarzo micromosaico a mosaico, clorita, montmorillonita, pirita 2) Cuarzo microcristalino, micromosaico y mosaico; cuarzo tabular y plumoso; clorita, montmorillonita, adularia, calcita pirita, esfalerita rica en Fe, calcopirita (microinclusiones),

galena (subidiomórfica) 3) Cuarzo mosaico, macromosaico, peineta, tabular y plumoso; clorita, montmorillonita, adularia, calcita, pirita, esfalerita pobre en Fe, galena (hipidiomorfa), calcopirita (en agregados cristalinos y microvetillas), argentita, tetrahedrita, hematita 4) Cuarzo macromosaico y peineta, hematita. Al igual que en el sector norte, se distinguen dos eventos mineralizantes económicos comprendidos en la segunda y tercera etapa (Figura 5.14).

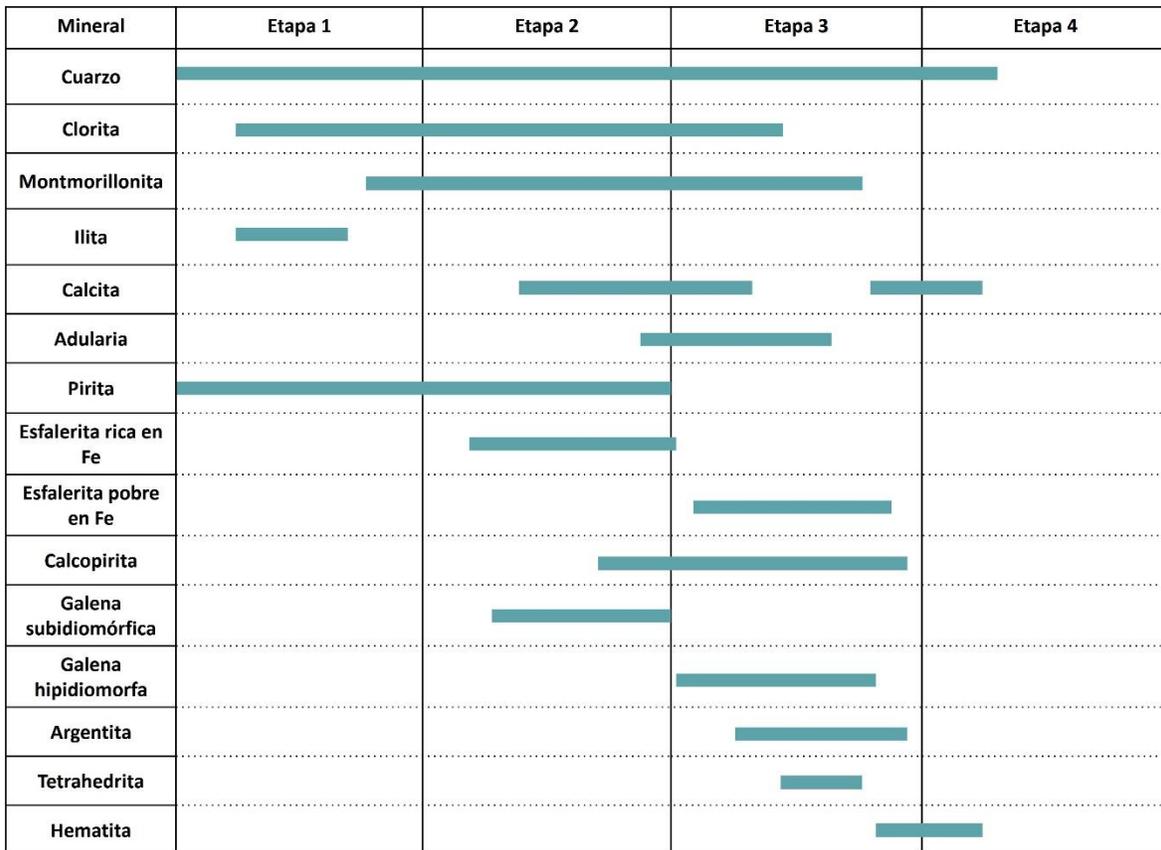


Figura 5.14 Secuencia paragenética del sector centro-norte de la Veta San Rafael

Se ha denominado esfalerita de primera generación a aquella que es rica en Fe, esta se encuentra en agregados cristalinos anhedrales <8 mm que incluyen inclusiones de calcopirita en textura de enfermedad de la esfalerita (Figura 5.15b y c). Mediante el uso de SEM se confirmó que la esfalerita del primer evento de mineralización es rica en Fe (Figura 5.16A). La galena subidiomórfica se encuentra como agregado cristalino <5 mm, se le ha asignado el nombre de galena de primera generación, se encuentra relacionada con la esfalerita rica en Fe tanto espacial como paragenéticamente (Figura 5.15b). La calcopirita

se encuentra como pequeñas inclusiones <100 μm de la esfalerita de primera generación (Figura 5.15b).

La esfalerita de segunda generación es pobre en Fe, se encuentra como agregados cristalinos anhedrales <5 mm, es semitraslúcida de color café claro (Figura 5.15a, d, e y f). En ocasiones se observan vetilleos de calcopirita de segunda generación. Se pudo comprobar el bajo contenido de Fe de la esfalerita mediante el uso del SEM (Figura 5.16B). La esfalerita de segunda generación se relaciona espacialmente con la tetrahedrita (Figura 5.15d y f). La galena de segunda generación (hipidiomorfa) se puede diferenciar, ya que es de menor tamaño respecto a la de primera generación, se encuentra en agregados cristalinos <3 mm (Figura 5.15a, c, d, e y f y Figura 5.16B). La galena de segunda generación muestra una relación espacial con la argentita que se encuentra dispuesta hacia sus bordes o en pequeñas inclusiones dentro de los cristales. La calcopirita tardía se encuentra presente en agregados cristalinos <4 mm o en microvetillas, estas cortan comúnmente a la esfalerita de segunda generación (Figura 5.15a).

La argentita está presente como microcristales anhedrales de tamaños variables <50 μm . Se encuentran adyacentes y como microinclusiones en la galena de segunda generación o de forma libre en el cuarzo en micromosaico a mosaico (Figura 5.17A). La tetrahedrita se encuentra como microinclusiones <80 μm en la esfalerita y calcopirita de segunda generación, inclusive se observan unas inclusiones <10 μm (Figura 5.15d, e y f y Figura 5.17B). Por medio del análisis en SEM se revelaron tetrahedrita no argentífera con trazas de antimonio, esta se encuentra como microinclusiones <20 μm en la galena de segunda generación o aislada en el cuarzo (Figura 5.17C).

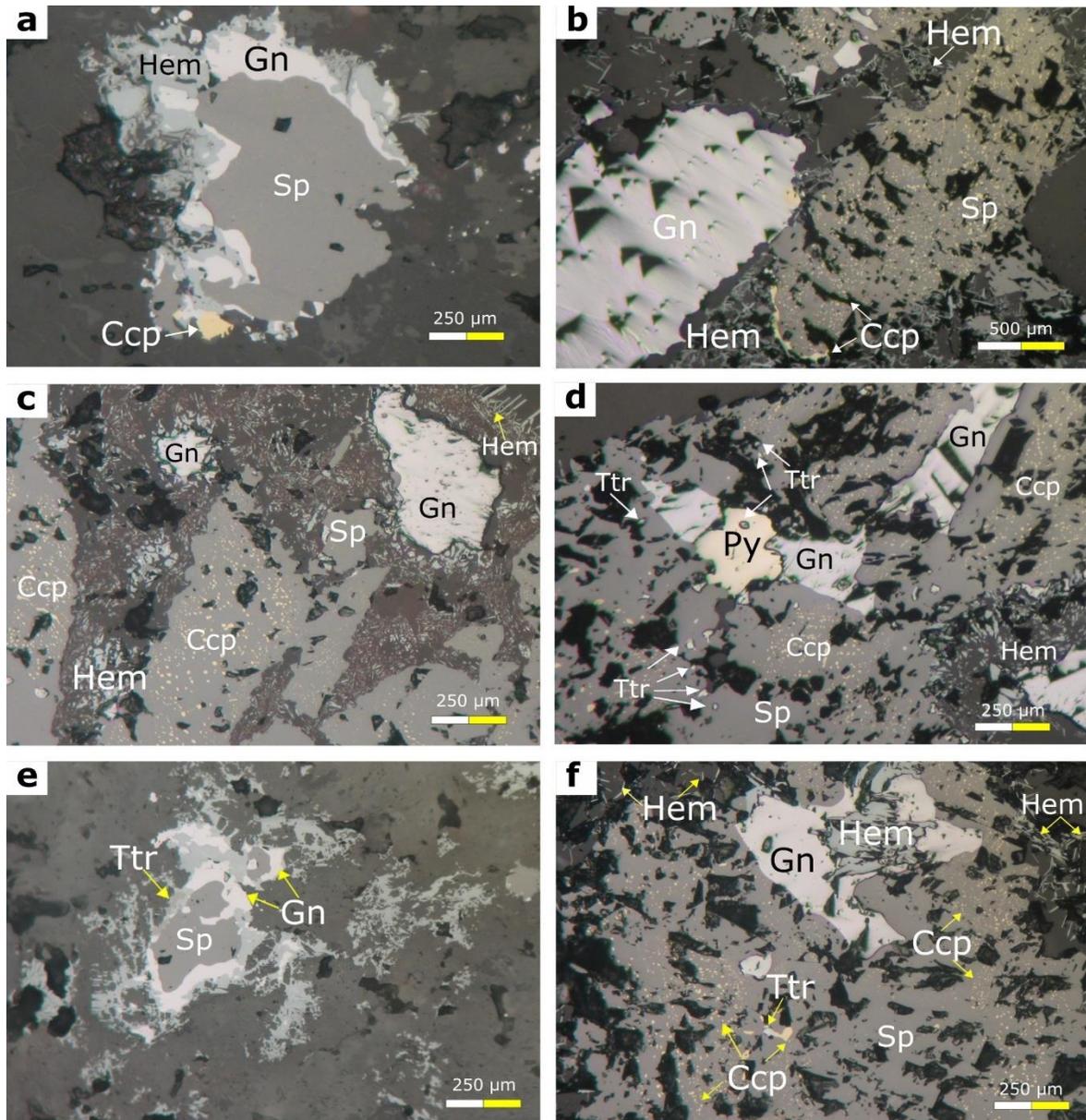


Figura 5.15 Fotomicrografía de menas de metales base y metales preciosos de la región centro-norte tomada con luz reflejada nicóles paralelos. a) esfalerita pobre en Fe, galena hipidiomorfa, calcopirita de segunda generación y hematita tardía b) galena subhidomórfica (primera generación), esfalerita y calcopirita de primera generación y hematita tardía c) esfalerita y calcopirita de primera generación, galena hipidiomorfa (segunda generación), hematita d) galena de segunda generación, hematita y tetrahedrita en microinclusiones de esfalerita y pirita de segunda generación. e) Microinclusión de tetrahedrita en galena de segunda generación, esfalerita de segunda generación dentro de galena f) Microinclusiones de tetrahedrita en esfalerita y calcopirita de segunda generación, galena hipidiomorfa y hematita.

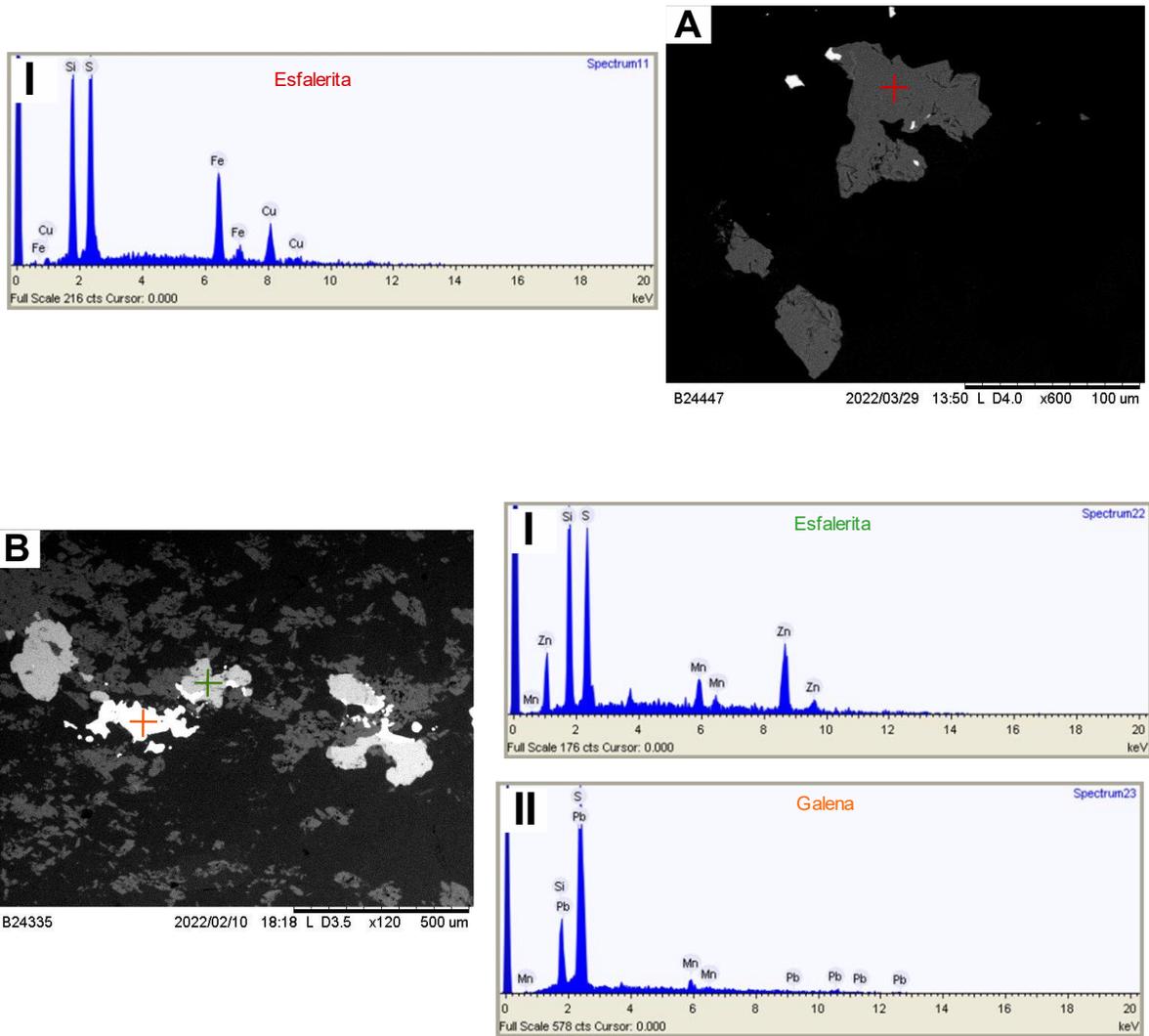


Figura 5.16 Imagen SEM-BSE y análisis EDS de A) esfalerita rica en Fe B) esfalerita pobre en Fe y Galena.

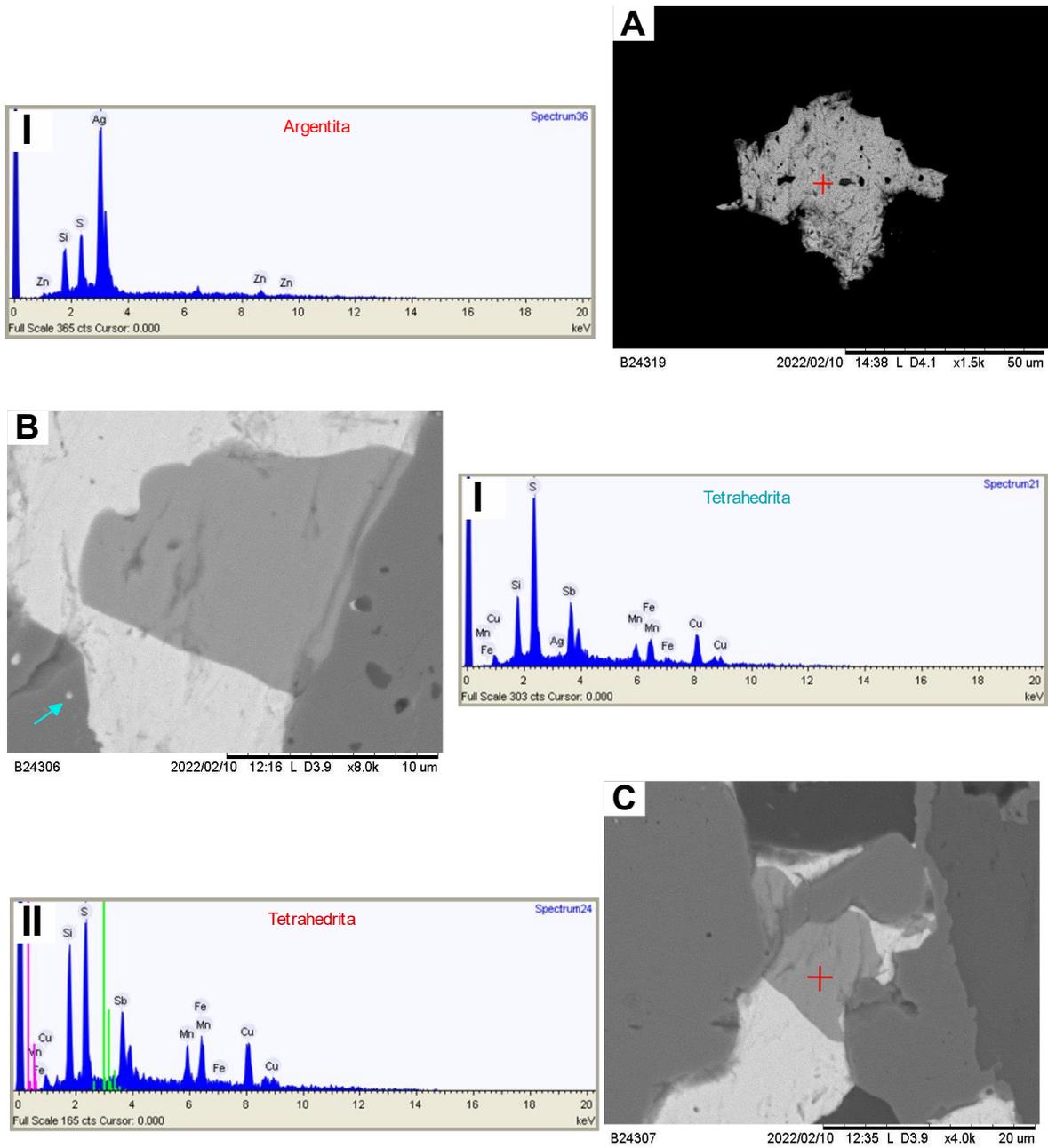


Figura 5.17 Imagen SEM-BSE y análisis EDS de A) argentita B) tetrahedrita argentífera C) tetrahedrita no argentífera.

La textura del cuarzo en el sector centro-norte de la Veta San Rafael es cuarzo de micromosaico a mosaico, cuarzo plumoso, cuarzo en peineta, cuarzo mosaico a macromosaico y cuarzo tabular. Los granos del cuarzo en micromosaico son anhedrales <80 μm (Figura 5.18b, c y d). Los granos en el cuarzo mosaico son subhedrales <200 μm (Figura 5.18a, b, c y d). El cuarzo en micromosaico y mosaico está relacionado espacialmente con la mineralización de mena. Los granos del cuarzo en macromosaico son subhedrales <1 mm (Figura 5.18c).

El cuarzo tabular se encuentra como cristales subhedrales de hasta 1 mm, se encuentra relacionado con el cuarzo de textura micromosaico y mosaico. El cuarzo plumoso se encuentra en cristales anhedrales <800 μm , se relaciona espacialmente con el cuarzo en mosaico y clorita (Figura 5.18c). El cuarzo en peineta se encuentra en cristales subhedrales de hasta 1.5 mm, se relaciona espacialmente con el cuarzo macromosaico (Figura 5.18d).

La pirita se encuentra como agregado cristalino subhedral tabular <250 μm , relacionada espacialmente con la galena de segunda generación (Figura 5.15d). Los cristales de clorita se encuentran como agregados cristalinos anhedrales, dispuestos de forma radial, <700 μm , se encuentran espacialmente relacionados con el cuarzo en micromosaico, minerales de arcilla y adularia (Figura 5.24d). La calcita se encuentra como agregados cristalinos <300 μm anhedrales a subhedrales tabulares y aciculares (hojoso) (Figura 5.18c). La calcita se encuentra relacionada espacialmente con el cuarzo plumoso, mosaico y tabular; adularia y clorita.

La adularia se encuentra como agregado cristalino subhedral tabular o rómbico <300 μm , se encuentra relacionado especialmente con cuarzo en mosaico, clorita y esfalerita de primera generación (Figura 5.18d). La hematita se encuentra como agregado cristalino subhedral tabular <100 μm en etapa tardía, se relaciona espacialmente con la esfalerita de primera generación, clorita y cuarzo en macromosaico (Figura 5.15a, b, c, d y f).

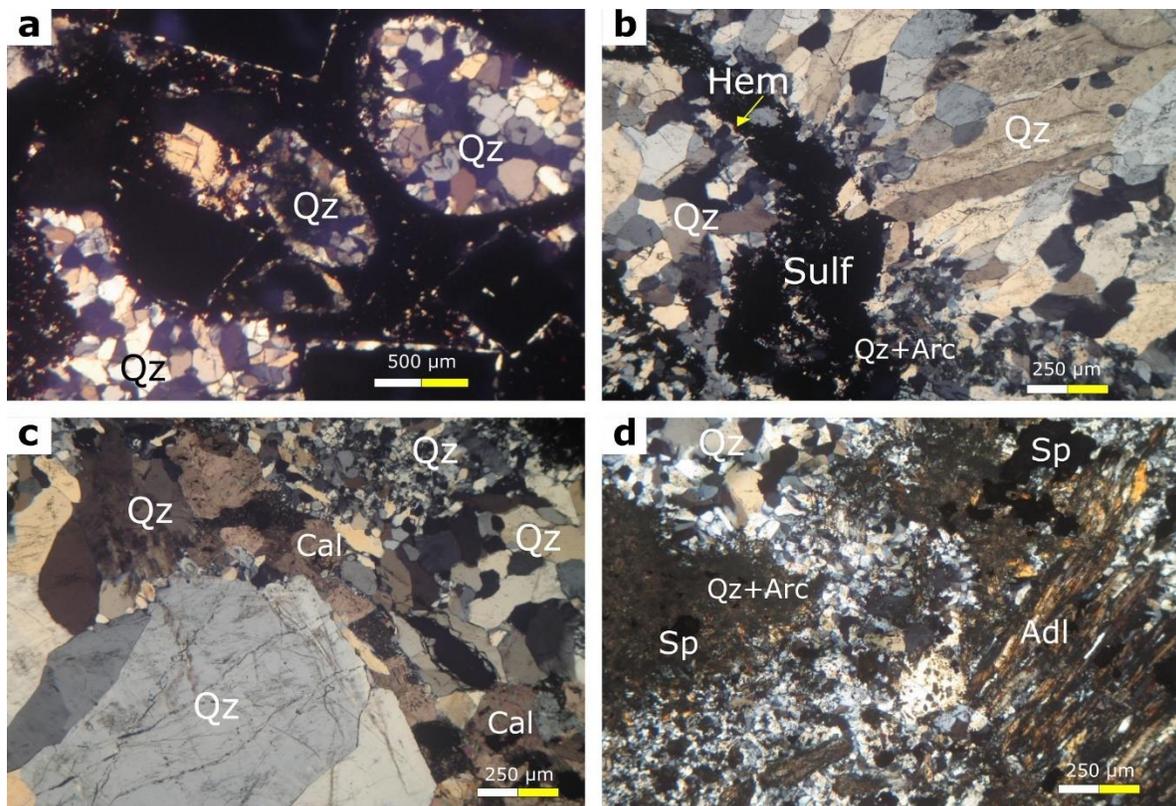


Figura 5.18 Fotomicrografías de la textura de la sílice la región centro-norte tomadas con luz polarizada plana con nícoles cruzados a) cuarzo mosaico en sectores esferoidales b) textura de cuarzo en peineta, cuarzo mosaico y micromosaico con clorita y minerales de arcilla. La mena se encuentra entre el cuarzo mosaico y micromosaico c) cuarzo micromosaico y mosaico; cuarzo plumoso y calcita hojosa d) cuarzo micromosaico y mosaico, adularia, cuarzo microcristalino y arcillas en relación con esfalerita de segunda generación. Abreviaturas: Adl (adularia), Arc (arcillas), Cal (Calcita), Chl (clorita), Hem (hematita), Qz (cuarzo), Sulf (sulfuros), Sp (esfalerita)

Según el estudio petrográfico realizado en la región centro-sur, se han definido cuatro etapas paragéneticas, las cuales están caracterizadas por las siguientes asociaciones mineralógicas: 1) Cuarzo micromosaico a mosaico, clorita, montmorillonita, piritita 2) Cuarzo microcristalino, micromosaico y mosaico; cuarzo tabular y plumoso; clorita, montmorillonita, adularia, calcita piritita, esfalerita rica en Fe, calcopiritita (microinclusiones), galena (subidiomórfica) 3) Cuarzo mosaico, macromosaico, tabular y plumoso; clorita, montmorillonita, adularia, calcita, piritita, esfalerita pobre en Fe, galena (hipidiomorfa), calcopiritita (en agregados cristalinos y microvetillas), argentita, tetrahedrita, hematita 4) Cuarzo macromosaico y peineta, hematita. Al igual que en los sectores anteriores, se distinguen dos eventos mineralizantes económicos comprendidos en la segunda y tercera etapa (Figura 5.19).

Mineral	Etapa 1	Etapa 2	Etapa 3	Etapa 4
Cuarzo	[Barra roja que cubre todas las etapas]			
Clorita	[Barra roja que cubre Etapa 1, 2 y 3]			
Montmorillonita	[Barra roja que cubre Etapa 1, 2 y 3]			
Ilita	[Barra roja que cubre Etapa 1]			
Calcita		[Barra roja que cubre Etapa 2 y 3]		[Barra roja que cubre Etapa 4]
Adularia		[Barra roja que cubre Etapa 2 y 3]		
Pirita	[Barra roja que cubre todas las etapas]			
Esfalerita rica en Fe		[Barra roja que cubre Etapa 2 y 3]		
Esfalerita pobre en Fe			[Barra roja que cubre Etapa 3 y 4]	
Calcopirita		[Barra roja que cubre Etapa 2, 3 y 4]		
Galena subidiomórfica		[Barra roja que cubre Etapa 2 y 3]		
Galena hipidiomorfa			[Barra roja que cubre Etapa 3 y 4]	
Argentita			[Barra roja que cubre Etapa 3 y 4]	
Tetrahedrita			[Barra roja que cubre Etapa 3 y 4]	
Hematita				[Barra roja que cubre Etapa 4]

Figura 5.19 Secuencia paragenética del sector centro-sur de la Veta San Rafael.

La esfalerita de primera generación (rica en Fe) está presente como agregados cristalinos anhedrales <1.2 mm, está asociada a microinclusiones de calcopirita de primera generación (Figura 5.20a y Figura 5.21A). La galena de primera generación (subidiomórfica) se encuentra como agregado cristalino, subhedral, <0.8 mm, se relaciona de forma paragenética con la esfalerita rica en Fe y especialmente con la calcopirita de segunda generación (Figura 5.20a y Figura 5.21C). La calcopirita temprana se encuentra como inclusiones en la esfalerita de primera generación <80 µm (Figura 5.20a).

Se ha denominado como de segunda generación a la esfalerita pobre en Fe, se encuentra como agregados cristalinos anhedrales <3mm, es semitraslúcida color café claro, llega a presentar vetilleos de calcopirita de segunda generación (Figura 5.20a, b y c). Se encuentran microinclusiones de tetrahedrita en esta esfalerita. Mediante el estudio en SEM se ha observado contenido de Zn (Figura 5.21B). La galena hipidiomorfa (de segunda generación) se encuentra en agregados cristalinos <500 µm (Figura 5.20c, d y f). Se ha observado inclusiones de argentita en la galena de segunda generación. La calcopirita

tardía se encuentra como agregados cristalinos anhedrales <1 mm o en vetillas <500 µm que cortan a la esfalerita de segunda generación (Figura 5.20a, b, c, d, e y f). La calcopirita de segunda generación está relacionada espacialmente con la esfalerita y galena de segunda generación. Se observaron microvetillas de argentita cortando a la calcopirita de segunda generación.

La argentita se encuentra como microcristales subhedrales <300 µm en los bordes de grano o cortando a la calcopirita de segunda generación, igual se encuentra como microinclusiones en la galena de segunda generación. Igualmente se han encontrado como microcristales anhedrales de tamaño <25 µm en forma libre en los intersticios entre el cuarzo mosaico (Figura 5.20f). La tetrahedrita se encuentra como microinclusiones <300 µm en la calcopirita, esfalerita y en ocasiones pirita de segunda generación; y como disseminado (<80 µm) en la esfalerita de segunda generación (Figura 5.20e).

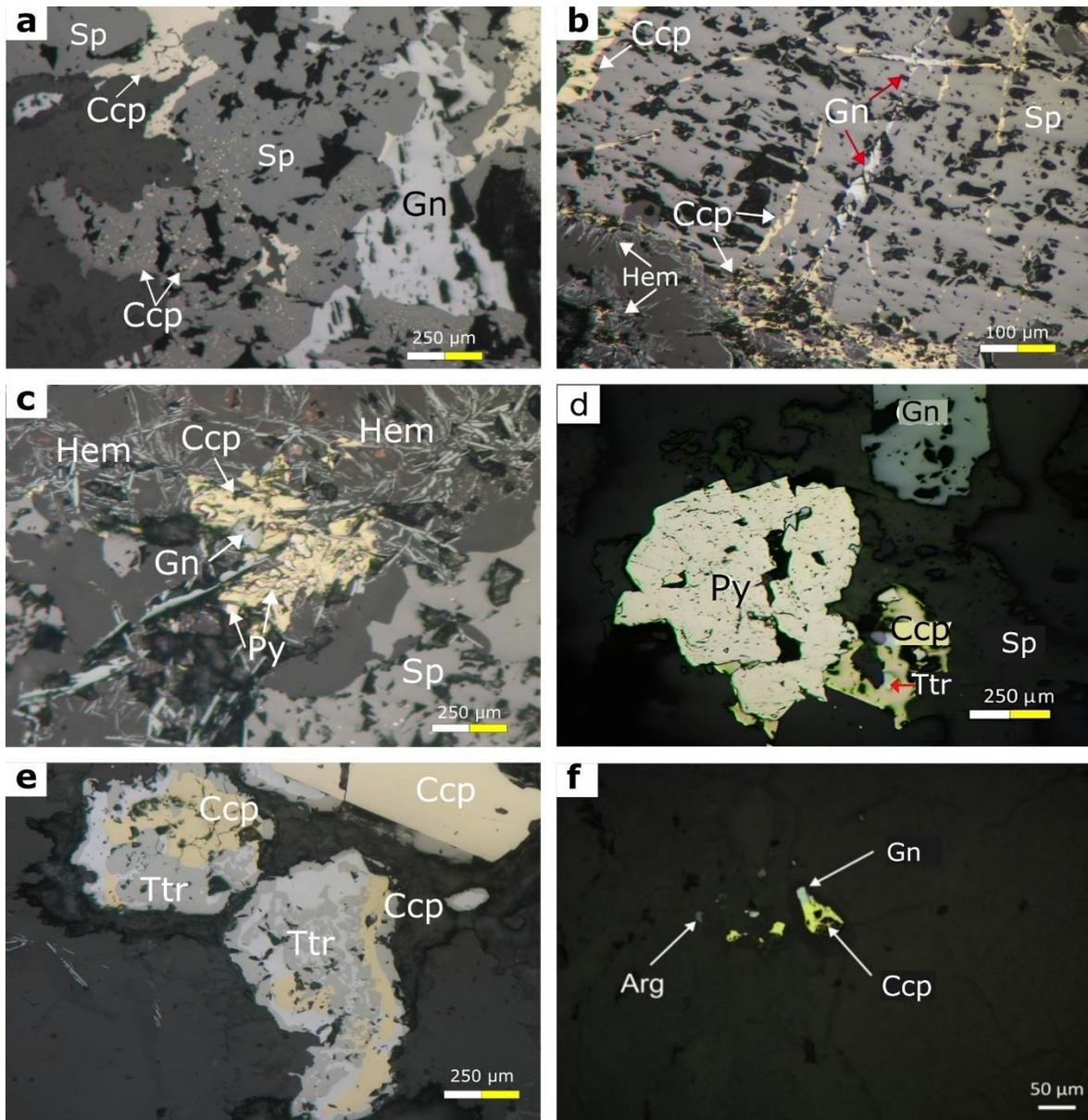


Figura 5.20 Fotomicrografías de menas de metales base y preciosos en la región centro-sur tomadas con luz reflejada nícoles paralelos. a) esfalerita de segunda generación (arriba izquierdo), calcopirita de segunda generación, esfalerita rica en Fe con microinclusiones de calcopirita de primera generación, galena de primera generación b) esfalerita de segunda generación con vetillo de calcopirita y galena de segunda generación c) pirita, galena y calcopirita de segunda generación d) pirita, galena de segunda generación y microinclusión de tetrahedrita en calcopirita de segunda generación e) calcopirita de segunda generación en vetilla y agregado cristalino. Tetrahedrita como cristales anhedrales en galena de segunda generación f) microcristal de argentita en intersticios de cuarzo en relación espacial con galena y calcopirita de segunda generación. Abreviaturas: Arg (argentita), Ccp (calcopirita), Gn (galena), Hem (hematita), Py (pirita), Sp (esfalerita), Ttr (tetrahedrita).

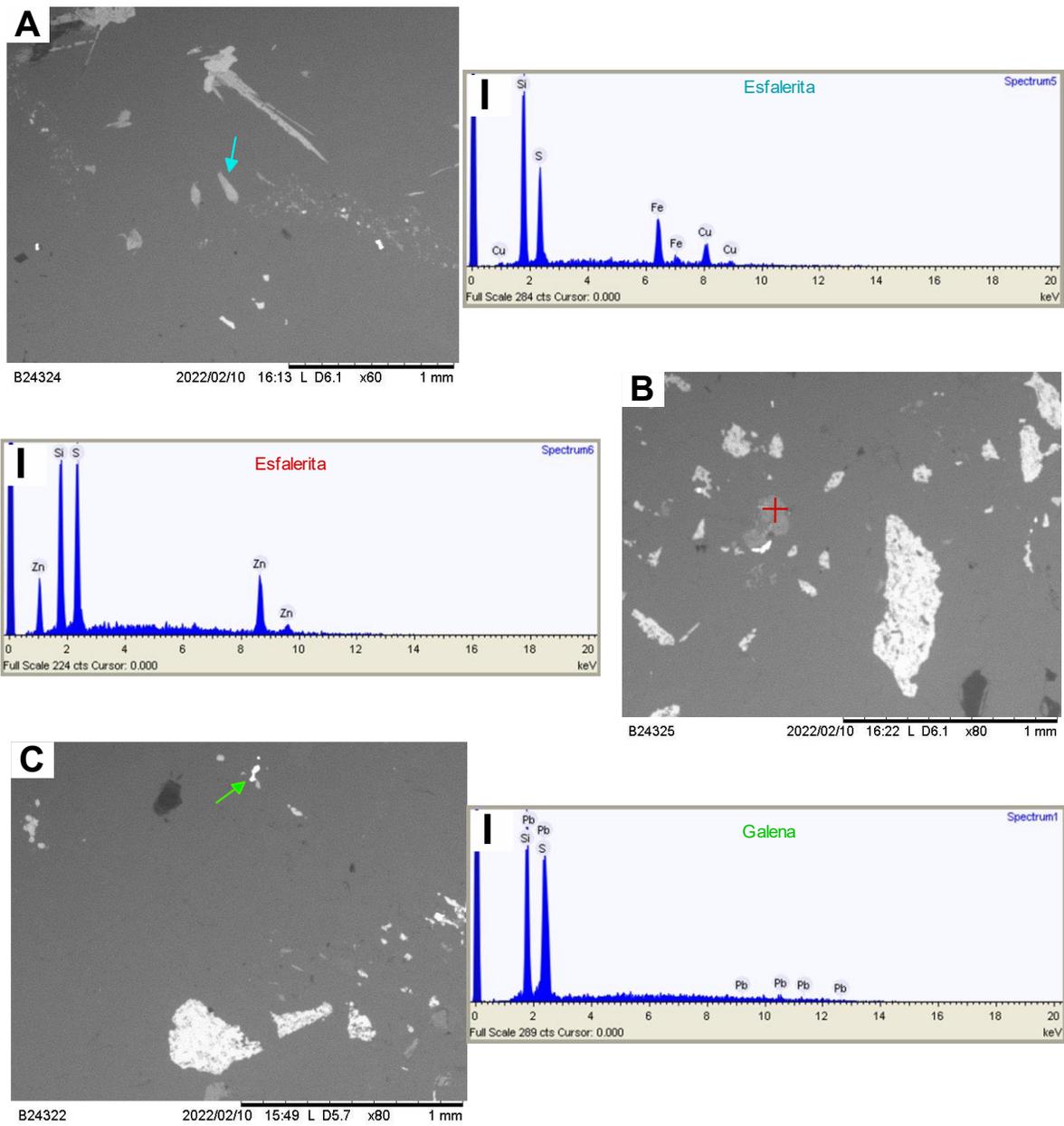


Figura 5.21 Imagen SEM-BSE y análisis EDS de A) esfalerita rica en Fe B) esfalerita pobre en Fe C) galena subidiomórfica.

La textura del cuarzo en el sector centro-sur de la Veta San Rafael es cuarzo mosaico a micromosaico, cuarzo mosaico a macromosaico, cuarzo peineta, tabular y cuarzo plumoso. Los granos del cuarzo en micromosaico son anhedrales <80 μm (Figura 5.22a, b, c, d y f). Los granos en el cuarzo mosaico son subhedrales <200 μm , relacionado espacialmente con la clorita (Figura 5.22b, c y f). El cuarzo en micromosaico y mosaico está relacionado espacialmente con la argentita que se encuentra entre sus intersticios. Los granos del cuarzo en macromosaico son subhedrales <1 mm, se encuentra relacionada espacialmente con la esfalerita de segunda generación (Figura 5.22b y f).

El cuarzo tabular se encuentra como cristales subhedrales de hasta 2 mm, se encuentra relacionado con el cuarzo de textura micromosaico, mosaico y cuarzo plumoso (Figura 5.22a). El cuarzo plumoso se encuentra en cristales anhedrales <800 μm , se relaciona espacialmente con el cuarzo en mosaico y clorita (Figura 5.22a y e). El cuarzo en peineta se encuentra en cristales subhedrales de hasta 1 mm, se relaciona espacialmente con el cuarzo micromosaico y adularia (Figura 5.22 c y e). En los bordes del cuarzo en peineta se observa hematita.

La pirita se encuentra como agregado cristalino subhedral tabular <400 μm , relacionada espacialmente con la esfalerita y galena de segunda generación (Figura 5.20c). Los cristales de clorita se encuentran como agregados cristalinos anhedrales <500 μm , en ocasiones dispuestos de forma radial, se encuentran espacialmente relacionados con el cuarzo en micromosaico, calcita, minerales de arcilla y adularia (Figura 5.22f y Figura 5.24f). La calcita se encuentra como agregados cristalinos <300 μm , anhedrales a subhedrales tabulares y aciculares (hojoso) (Figura 5.22e). La calcita se encuentra relacionada espacialmente con el cuarzo plumoso, mosaico, macromosaico, tabular; y con la clorita.

La adularia se encuentra como agregado cristalino subhedral tabular o rómbico <400 μm , se encuentra relacionado especialmente con cuarzo en micromosaico, mosaico y cuarzo peineta (Figura 5.24e). La hematita se encuentra como agregado cristalino subhedrales tabulares <100 μm en etapa tardía, se relaciona espacialmente con cuarzo peineta y mosaico; calcopirita y galena de segunda generación; y sobreimpuesta en la clorita (Figura 5.20b y c y Figura 5.24d).

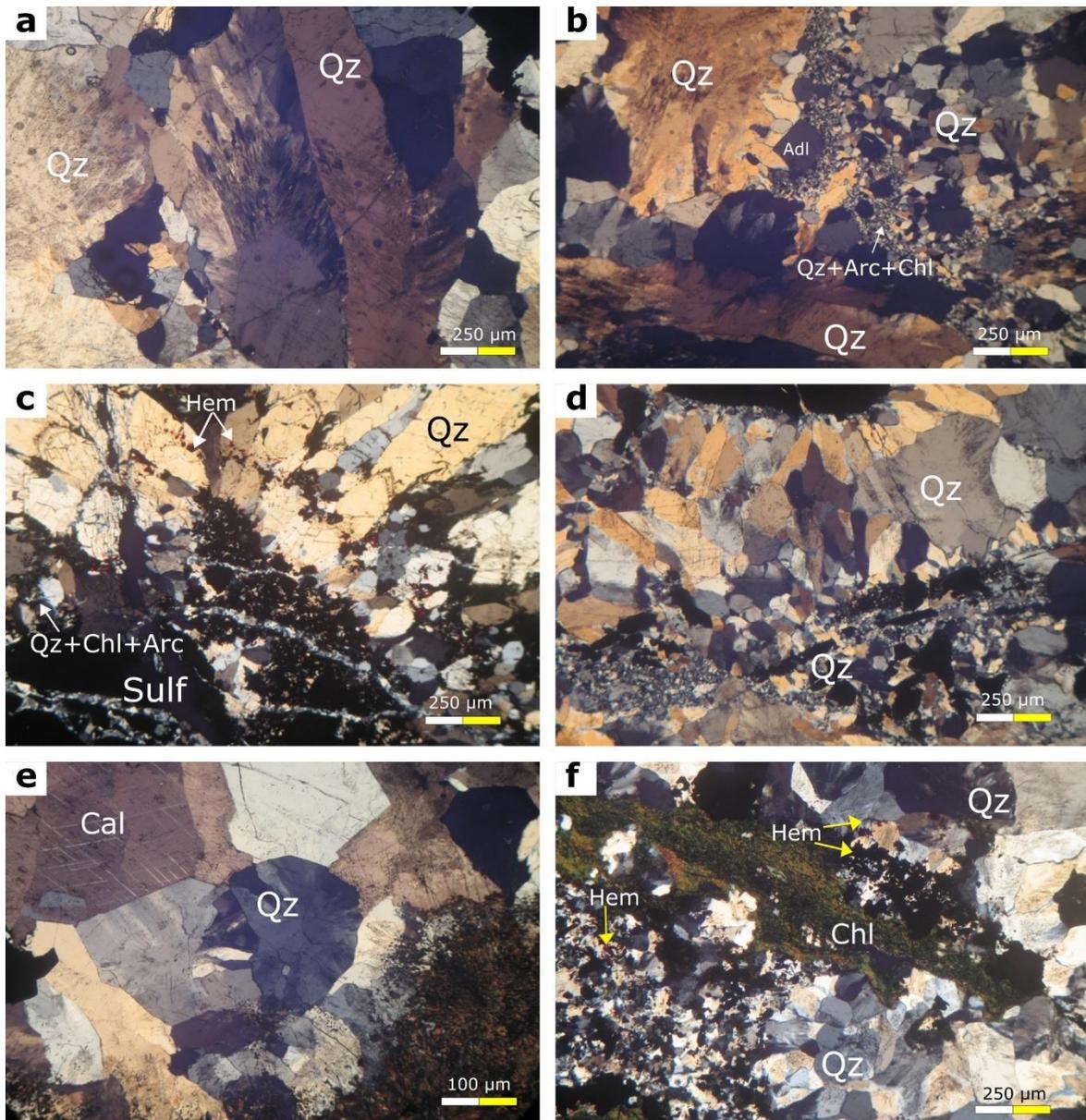


Figura 5.22 Fotomicrografías de la textura de la sílice de la región centro-sur tomadas con luz polarizada plana con nícoles cruzados. a) cuarzo plumoso, tabular y cuarzo en micromosaico b) cuarzo micromosaico con clorita y minerales de arcilla; cuarzo mosaico y macromosaico, adularia rómbica c) cuarzo en peineta, cuarzo en mosaico. Sector brechado con cementante de cuarzo microcristalino con clorita y minerales de arcilla d) cuarzo peineta, cuarzo micromosaico a mosaico, cuarzo mosaico e) cuarzo plumoso y calcita f) Cuarzo macromosaico, mosaico, cuarzo micromosaico con clorita, minerales de arcilla y minerales de mena. Abreviaturas: Arc (arcillas), Cal (Calcita), Chl (clorita), Hem (hematita), Qz (cuarzo), Sulf (sulfuros).

5.1.2.2 Alteración hidrotermal

En el sector centro de la Veta San Rafael se analizaron muestras correspondientes a profundidad intermedia (en el nivel 10, Figura 5.23). Al igual, se analizaron muestras en los niveles de mayor profundidad en el sector centro-norte y sector centro-sur.

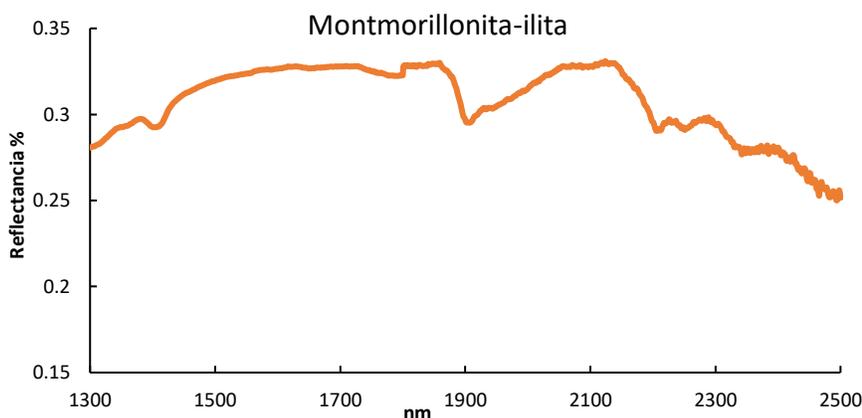


Figura 5.23 Análisis de espectroscopía de infrarrojo cercano (SWIR) en minerales de arcilla de la región centro a profundidad intermedia de la Veta San Rafael. Muestra con Montmorillonita-ilita.

La asociación mineral correspondiente a la alteración mineral a profundidad intermedia consta de cuarzo, minerales de arcilla y pirita. A partir de los análisis de SWIR se identificó la montmorillonita e illita (con predominio de montmorillonita) como arcillas mayoritarias (Figura 5.23 Figura 5.25). Es por lo que se ha definido a la alteración hidrotermal como una transición entre alteración argílica a subpropilítica (cuarzo 90%, montmorillonita 4%, illita 3% y pirita 3%) que se manifiesta en halos.

En cuanto a los niveles profundos en el sector centro, la asociación mineral consta de clorita, cuarzo, minerales de arcilla, pirita, calcita y adularia. Mediante el análisis con SWIR, se determinó a la montmorillonita como arcilla predominante, por lo que se definió a la alteración como argílica. Sin embargo, de acuerdo con la asociación mineral y el mayor contenido de clorita se ha determinado a la alteración como subpropilítica (cloritización). Por lo cual se propone que este sector se encuentra en una zona de transición entre la alteración argílica a subpropilítica (clorítica) (cuarzo 90%, clorita 2%, montmorillonita 4%, pirita 1%, calcita 1% y adularia 1%) que se manifiesta en halos y parches (Figura 5.23).

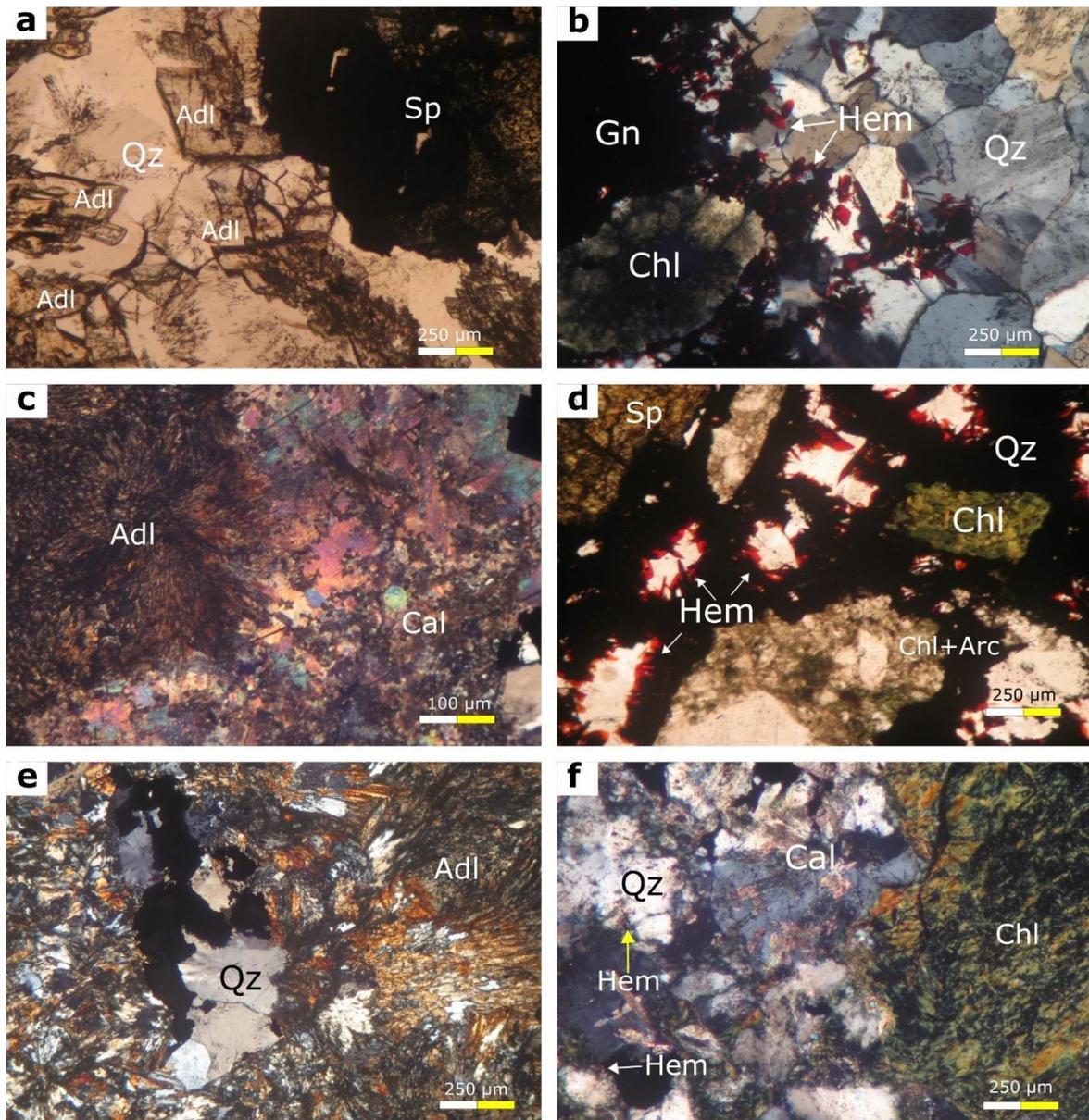


Figura 5.24 Fotomicrografías tomadas de la alteración hidrotermal de la región centro con luz polarizada plana a, c y d) nícoles paralelos b, e y f) con nícoles cruzados. Centro-norte a) adularia rómbica y esfalerita de primera generación b) cuarzo en macromosaico, clorita y hematita relacionada con galena. Centro-sur c) Adularia radial y calcita d) hematita, clorita, clorita y minerales de arcilla en asociación con esfalerita de segunda generación e) cuarzo mosaico y cuarzo plumoso en asociación con mena y adularia f) cuarzo, calcita acicular, hematita y clorita. Abreviaturas: Adl (adularia), Arc (arcillas), Cal (Calcita), Chl (clorita), Hem (hematita), Lit (lítico), Qz (cuarzo), Sp (esfalerita), Gn (galena).

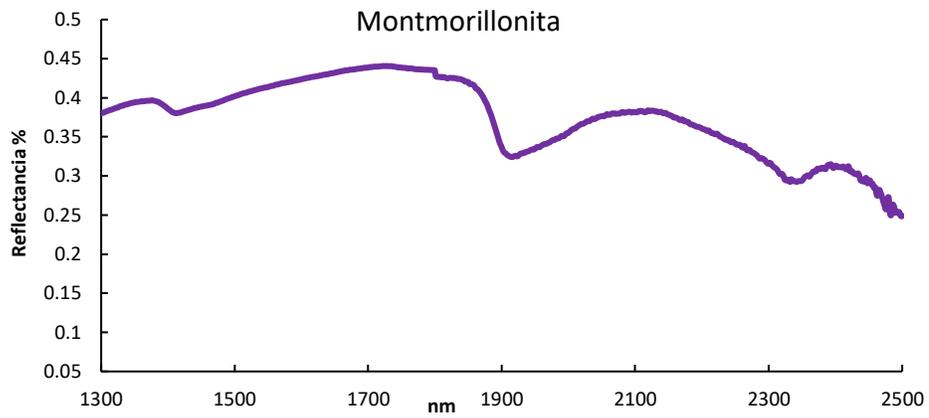


Figura 5.25 Análisis de espectroscopía de infrarrojo cercano (SWIR) en minerales de arcilla de la región centro de la Veta San Rafael. Muestra con montmorillonita.

5.1.3 Mineralización del sector Sur (Veta Carmen)

5.1.3.1 Asociación mineral

La Veta Carmen es una estructura mineralizada ubicada al sur de la Veta San Rafael en un nivel somero. Al tramo más próximo a la Veta San Rafael se le ha denominado Veta Carmen-1, mientras que, tramo más al sur se ha llamado Veta Carmen-2.

La veta Carmen-1 es una veta crustiforme de cuarzo, calcita, clorita, adularia y sulfuros. En cuanto, a la Veta Carmen-2 es una veta-brecha con bandeamiento coloforme de cuarzo, calcita, clorita, minerales de arcilla, fluorita y sulfuros (Figura 5.26).



Figura 5.26 Muestra de mano Carmen 2. Veta-brecha con cuarzo de textura coloforme y cuarzo hojoso.

De acuerdo con el estudio petrográfico realizado en la región sur (Veta Carmen) se han definido cuatro etapas paragénéticas. Las etapas están caracterizadas por las siguientes asociaciones mineralógicas: 1) Cuarzo micromosaico a mosaico, clorita, pirita 2) Cuarzo microcristalino, micromosaico y mosaico; cuarzo tabular y plumoso; clorita, adularia, calcita, pirita, esfalerita rica en Fe, calcopirita (microinclusiones), galena, (subidiomórfica) 3) Cuarzo mosaico, macromosaico, tabular y plumoso; clorita, fluorita, adularia, calcita, pirita, esfalerita pobre en Fe, galena (hipidiomorfa), calcopirita (en agregados cristalinos y microvetillas), argentita, tetrahedrita, polibasita, electrum, hematita 4) Cuarzo macromosaico y peineta, hematita. Al igual que en los sectores anteriores, se distinguen dos eventos mineralizantes económicos comprendidos en la segunda y tercera etapa (Figura 5.27).

Mineral	Etapa 1	Etapa 2	Etapa 3	Etapa 4
Cuarzo	[Barra verde que cubre todas las etapas]			
Clorita	[Barra verde que cubre Etapa 1, 2 y 3]			
Calcita		[Barra verde que cubre Etapa 2 y 3]		[Barra verde que cubre Etapa 4]
Adularia		[Barra verde que cubre Etapa 2 y 3]		
Pirita	[Barra verde que cubre todas las etapas]			
Esfalerita rica en Fe		[Barra verde que cubre Etapa 2 y 3]		
Esfalerita pobre en Fe			[Barra verde que cubre Etapa 3 y 4]	
Calcopirita		[Barra verde que cubre Etapa 2, 3 y 4]		
Galena subidiomórfica		[Barra verde que cubre Etapa 2 y 3]		
Galena hipidiomorfa			[Barra verde que cubre Etapa 3 y 4]	
Argentita			[Barra verde que cubre Etapa 3 y 4]	
Tetrahedrita			[Barra verde que cubre Etapa 3 y 4]	
Hematita				[Barra verde que cubre Etapa 4]
Electrum			[Barra verde que cubre Etapa 3 y 4]	
Polibasita			[Barra verde que cubre Etapa 3 y 4]	
Marcasita				[Barra verde que cubre Etapa 4]
Covelina				[Barra verde que cubre Etapa 4]
Fluorita			[Barra verde que cubre Etapa 3 y 4]	

Figura 5.27 Secuencia paragenética del sector sur (Veta Carmen).

La esfalerita de primera generación (rica en Fe) está presente como agregados cristalinos anhedrales <500 µm, está asociada a microinclusiones de calcopirita de primera generación. La galena de primera generación (subidiomórfica) se encuentra como agregado cristalino, subhedral, <250 µm, se relaciona de forma paragenética con la esfalerita rica en Fe y espacialmente con el cuarzo en macromosaico y clorita. La calcopirita temprana se encuentra como inclusiones en la esfalerita de primera generación <30 µm.

La esfalerita pobre en Fe (de segunda generación), se encuentra como agregados cristalinos anhedrales <350 µm, es semitraslúcida color café claro, en algunos casos presenta vetilleos de calcopirita de segunda generación (Figura 5.28 a, c y d). La galena de segunda generación (hipidomorfa) se encuentra en agregados cristalinos <350 µm (Figura 5.28 a, b, c, d). Se han observado inclusiones de argentita en la galena de segunda

generación (Figura 5.28 b y d Figura 5.29B). La calcopirita tardía se encuentra como agregados cristalinos anhedrales <300 μm o en vetillas <50 μm que cortan a la esfalerita de segunda generación (Figura 5.28 a, c, d y). La calcopirita de segunda generación en agregados cristalinos está relacionada espacialmente con la argentita y la tetrahedrita.

La argentita se encuentra como agregado cristalino subhedral <150 μm relacionado con la calcopirita de segunda generación, inclusiones <50 μm en la galena de segunda generación (Figura 5.28 b d y e; Figura 5.29B). La tetrahedrita se encuentra como microinclusiones <100 μm en la calcopirita de segunda generación; y como microcristales subhedrales <150 μm relacionado con cristales de calcopirita de segunda generación (Figura 5.28c).

Mediante el SEM se observó polibasita en microcristales subhedrales <30 μm como partícula independiente entre el cuarzo en micromosaico a mosaico y el borde de la galena de segunda generación (Figura 5.29A). También se observó electrum rico en Au como microcristal subredondeada <30 μm y como microvetilla arborescente <30 μm en la galena de segunda generación, la cual es contemporánea o es cortada por la vetilla de electrum (Figura 5.29C).

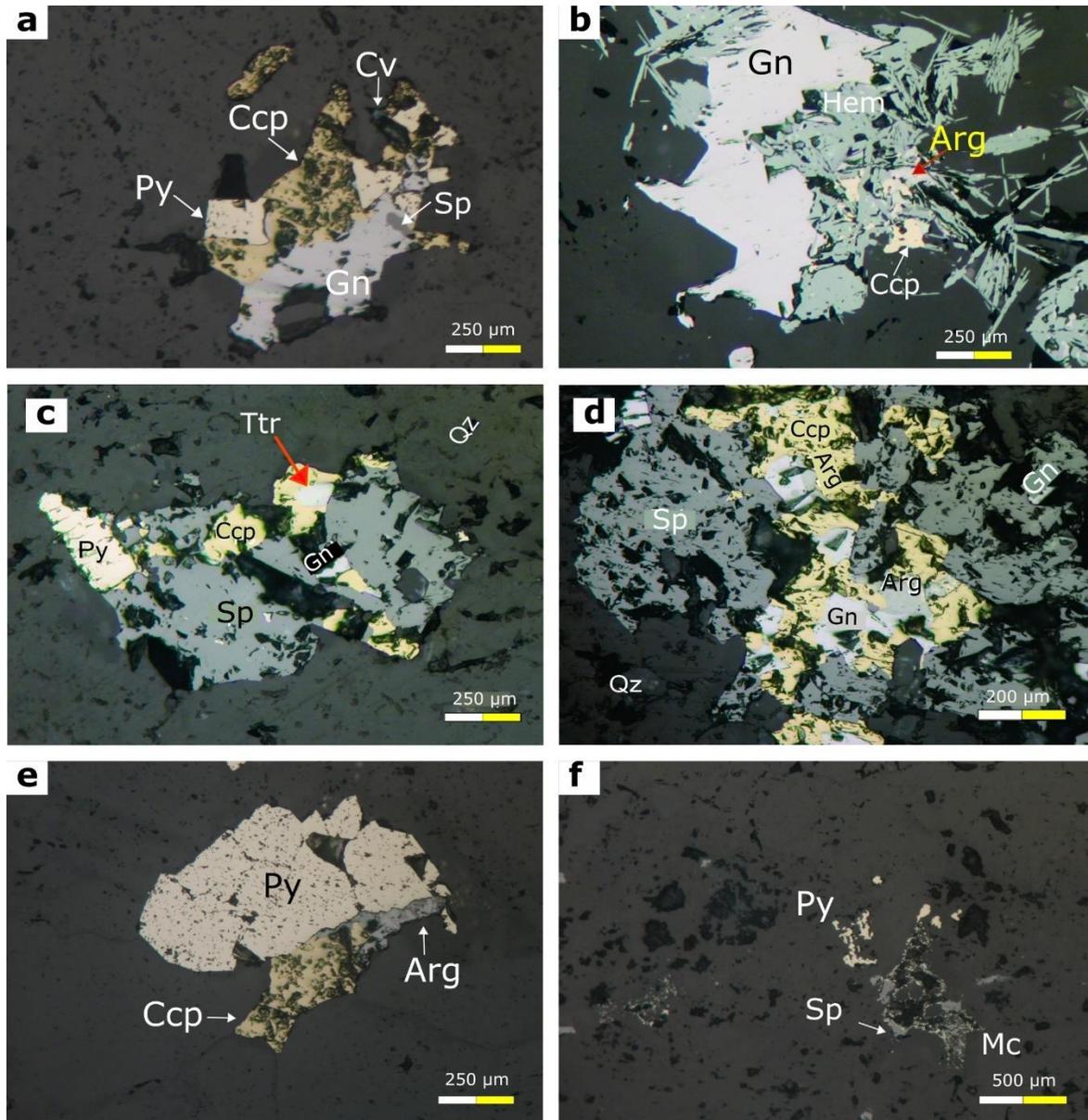


Figura 5.28 Fotomicrografía tomada con luz reflejada nícoles paralelos. a) pirita, calcopirita, galena y esfalerita de segunda generación b) cristal de argentita asociado con galena y calcopirita de segunda generación y hematita c) galena y esfalerita de segunda generación, pirita, inclusión de tetrahedrita en calcopirita de segunda generación d) argentita en cristales anhedrales relacionadas con galena y calcopirita de segunda generación e) argentita bordeando pirita y relacionada espacialmente con calcopirita de segunda generación f) pirita, marcasita y esfalerita. Abreviaturas: Arg (argentita), Ccp (calcopirita), Cv (covelina), Gn (galena), Hem (hematita), Mc (marcasita), Py (pirita), Sp (esfalerita), Ttr (tetrahedrita).

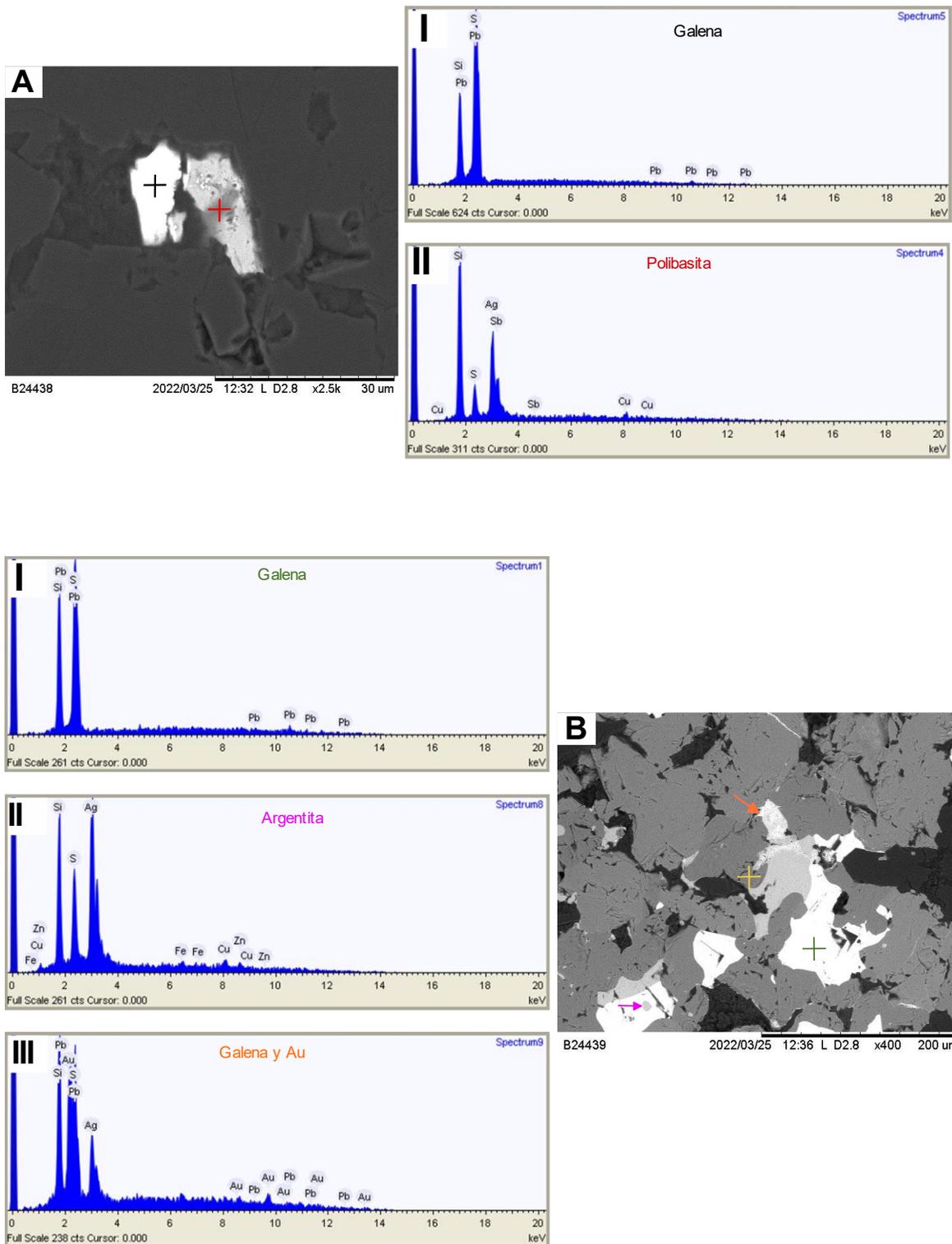


Figura 5.29 Imagen SEM-BSE y análisis EDS de microinclusiones de A) galena subidiomórfica y polibasita B) argentita, galena con trazas de Si y Al además de Au C) electrum Au.

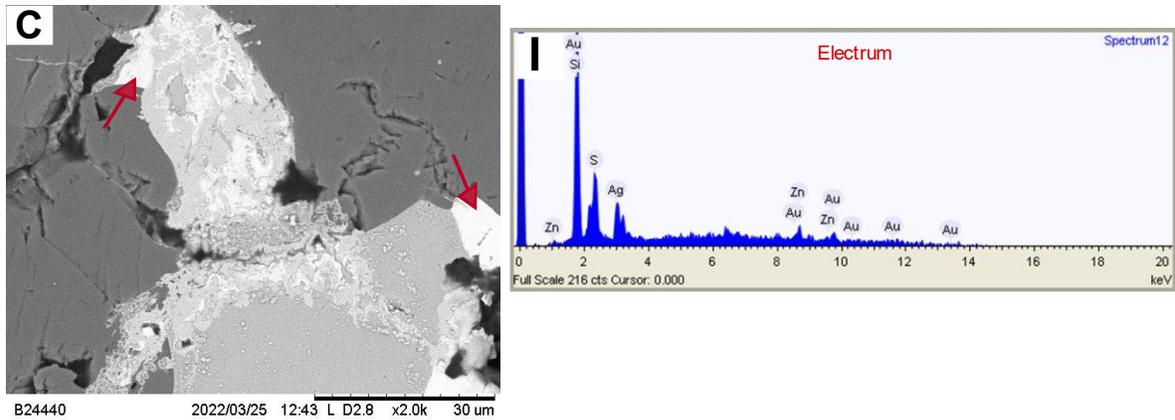


Figura 2.29 Continuación.

La textura del cuarzo en el sector sur de la Veta San Rafael es cuarzo mosaico a micromosaico, cuarzo mosaico a macromosaico, cuarzo plumoso, cuarzo tabular. Los granos del cuarzo en micromosaico son anhedrales <80 μm (Figura 5.30 b, c y d). El cuarzo en micromosaico está espacialmente relacionado con el cuarzo tabular. Los granos en el cuarzo mosaico son subhedrales <200 μm , relacionado espacialmente con la clorita (Figura 5.30 a, b, c y d). El cuarzo en mosaico está espacialmente relacionado con esfalerita de primera generación, cuarzo tabular y calcita. En los intersticios del cuarzo en micromosaico y mosaico se encontraron microcristales de polibasita. Los granos del cuarzo en macromosaico son subhedrales <500 μm , se encuentra relacionada espacialmente con el cuarzo plumoso.

El cuarzo tabular está presente como cristales subhedrales <1 mm, está relacionado con el cuarzo de textura mosaico y calcita. El cuarzo plumoso se encuentra en cristales anhedrales <800 μm , se relaciona espacialmente con el cuarzo en macromosaico (Figura 5.30b y c).

La calcita hojosa se encuentra como agregado cristalino subhedral <700 μm . Se relaciona espacialmente con el cuarzo en macromosaico y la esfalerita de primera generación (Figura 5.30c). La adularia está presente como agregado cristalino <250 μm , relacionado espacialmente con la esfalerita de primera generación, hematita y cuarzo en mosaico (Figura 5.30a). La fluorita se encuentra como agregado cristalino anhedral semiarborescente, estos se encuentran cubriendo etapas tempranas cuarzo en mosaico y macromosaico con minerales de arcilla (Figura 5.31 a y b).

Pirita está presente como agregado cristalino subhedral tabular <250 m, relacionada espacialmente con la esfalerita, calcopirita y galena de segunda generación (Figura 5.28 a, c, e y f). Los cristales de clorita se encuentran como agregados cristalinos anhedral <250 μm, en contacto con cuarzo en mosaico y como alteración en contacto con líticos (Figura 5.31c).

Marcasita se encuentra como agregados fibrosos anhedral <400 μm relacionados espacialmente con la esfalerita de segunda generación y pirita (Figura 5.28f). La covelina está presente como agregado cristalino anhedral <150 μm, relacionada especialmente con la calcopirita y galena de segunda generación y pirita (Figura 5.28a).

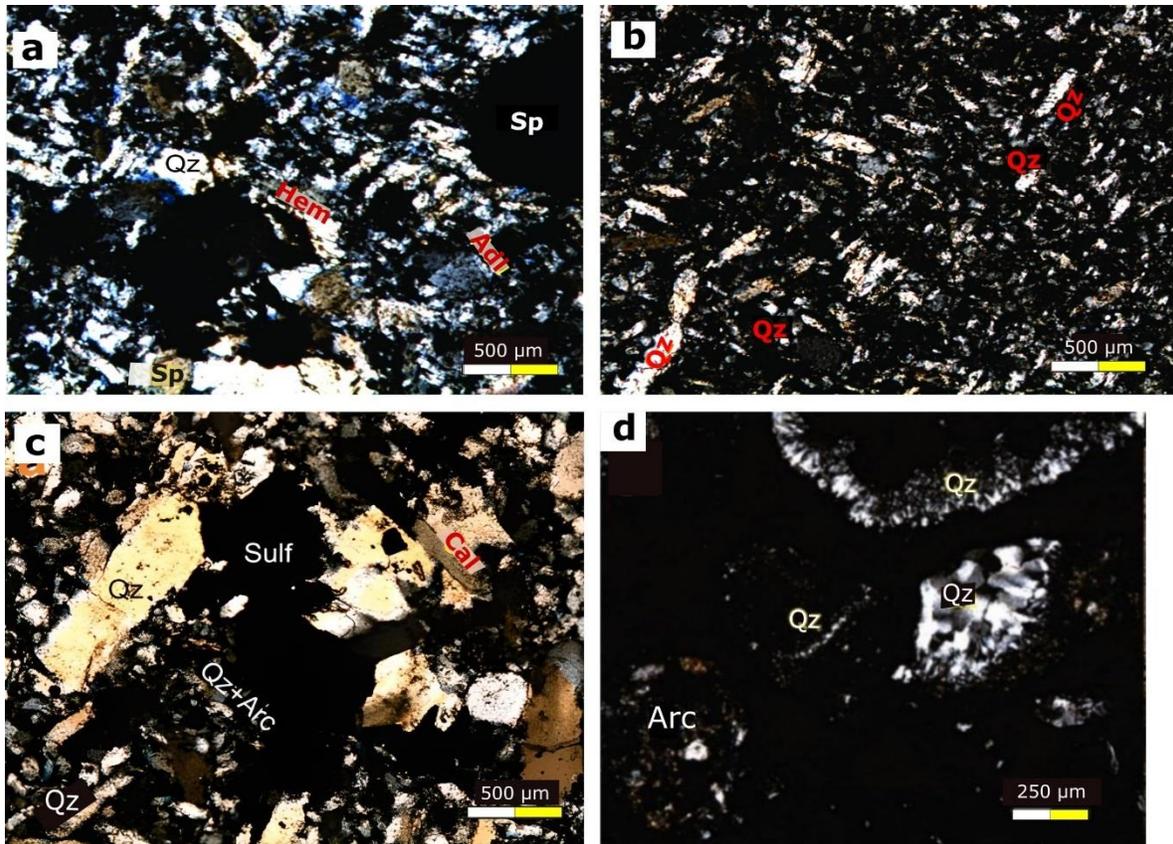


Figura 5.30 Fotomicrografías de la textura de la sílice tomadas con luz polarizada plana con nícoles cruzados. a) adularia rómbica, cuarzo en mosaico, hematita y esfalerita semitraslúcida b) cuarzo mosaico y micromosaico con cuarzo tabular c) cuarzo tabular, cuarzo micromosaico con minerales de arcilla, cuarzo mosaico y calcita d) cuarzo mosaico y cuarzo micromosaico en banda colorme a crustiforme. Abreviaturas: Adl (adularia), Arc (arcillas), Cal (Calcita), Hem (hematita), Qz (cuarzo), Sulf (sulfuros), Sp (esfalerita).

5.1.3.2 Alteración hidrotermal

La estructura mineralizada se ha agrupado en Veta Carmen 1 a la sección más proximal a Veta San Rafael y Veta Carmen 2 a la sección más distal (200 m más al sur de Veta San Rafael).

En los niveles profundos del sector sur (Veta Carmen), la asociación mineral consta de clorita, cuarzo, pirita, calcita, adularia y minerales de arcilla (7%). Por lo cual se ha definido como alteración subpropilítica (clorítica) (cuarzo 90%, clorita 1%, pirita 1%, calcita 0.5% y adularia 0.5%).

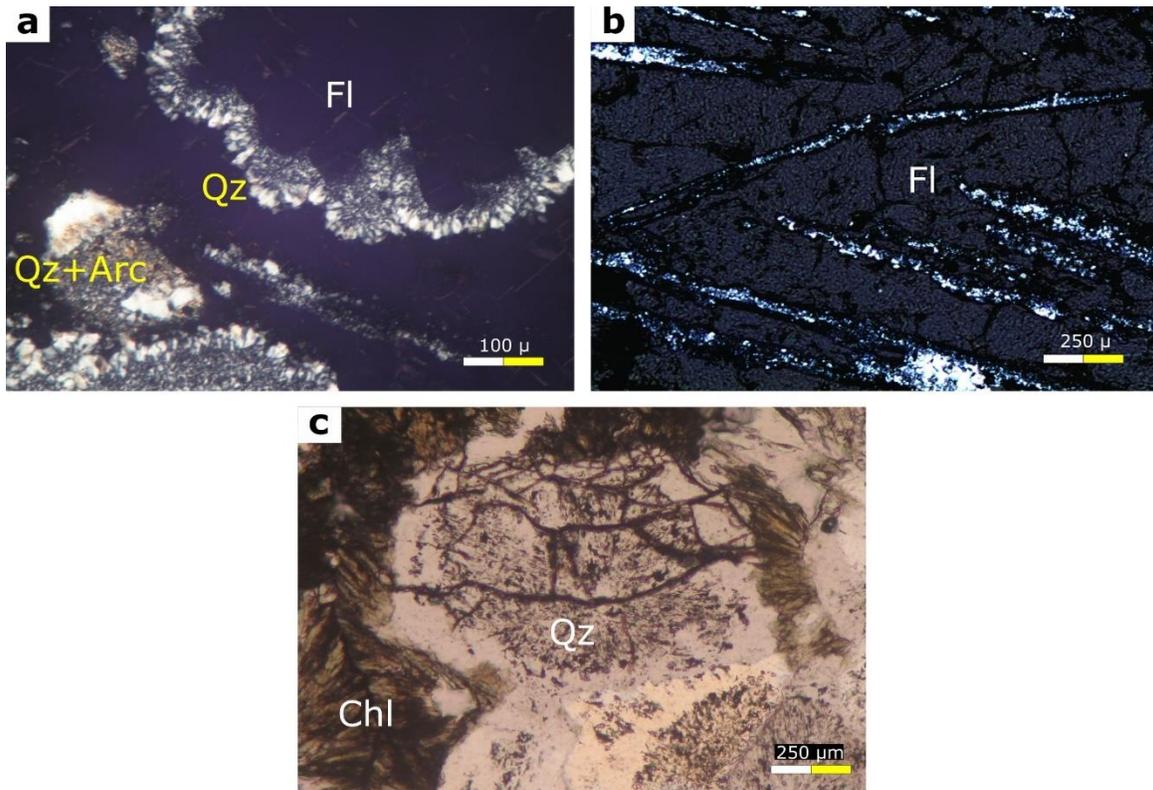


Figura 5.31 Fotomicrografías de asociación de minerales de alteración del sector sur (Veta Carmen) tomadas con luz polarizada plana con nícoles cruzados. a) cuarzo micromosaico en banda coliforme a crustiforme cubiertas por fluorita tardía y cuarzo en microcristalino con minerales de arcilla b) fluorita tardía c) asociación de cuarzo y clorita. Abreviaturas: Arc (arcillas), Chl (clorita), Fl (fluorita), Qz (cuarzo).

5.2 Química mineral

Los estudios de química mineral se llevaron a cabo en cristales de esfalerita y clorita para establecer la temperatura de cristalización a través de los geotermómetros propuestos para estos minerales.

5.2.1 Clorita

En la Tabla 5.1 se presenta la composición, en elementos mayores, de la clorita en el sector norte (muestra somera SR-2) y del sector centro (muestra del nivel 10 SRNNIV17a). Todas las cloritas utilizadas presentan la relación $Na+K+2Ca < 0.05$ átomos por unidad fórmula (apfu), lo cual indica que se tratan de cloritas puras y libres de interstratificados (De Caritat

et al., 1993). Se realizó el cálculo de fórmulas estructurales en base a 14 (Tabla 5.1 y Tabla 5.2) y 28 oxígenos (Tabla 5.3 y Tabla 5.4).

Tabla 5.1 Análisis de EMPA de la clorita en el sector norte (muestra SR-2) de la Veta San Rafael y coeficientes de las fórmulas estructurales de cloritas calculadas con base en 14 oxígenos.

Muestra	SR-2				
	C1-1	C3-2	C3-3	C6-1	C6-2
Na ₂ O	0.020	0.036	0.066	0.063	0.057
FeO	32.912	33.618	32.650	33.659	33.372
K ₂ O	0.031	0.034	0.028	0.044	0.023
SiO ₂	28.090	27.856	27.838	26.590	27.251
MnO	6.496	6.411	6.179	5.106	5.376
CaO	0.039	0.054	0.056	0.044	0.042
MgO	7.374	7.208	7.199	5.841	6.194
NiO	0.017	0.019	0.003	0.005	0.000
Cr ₂ O ₃	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000
TiO ₂	0.000	0.002	0.000	0.000	0.000
Al ₂ O ₃	17.949	17.710	17.079	16.332	16.885
Fe ₂ O ₃	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Total	92.928	92.948	91.098	87.685	89.200
Fórmula estructural basada en 14 oxígenos equivalentes (átomos por unidad de fórmula, apfu)					
Si ^{IV}	2.978	2.967	3.014	3.017	3.024
Al ^{IV}	1.022	1.033	0.986	0.983	0.976
Fe ^{VI 2+}	2.918	2.994	2.957	3.194	3.097
Fe ^{VI 3+}	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Cr	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Mg ^{VI}	1.165	1.144	1.162	0.988	1.025
Ni ^{VI}	0.003	0.003	0.000	0.001	0.000
Mn	0.583	0.578	0.567	0.491	0.505
Ca	0.004	0.006	0.006	0.005	0.005
Ti	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Fe/Fe+Mg	0.715	0.723	0.718	0.764	0.751

Tabla 5.2 Análisis de EMPA de clorita en el sector centro (muestra SRNNIV 17a) de la Veta San Rafael y coeficientes de las fórmulas estructurales de cloritas calculadas con base en 14 oxígenos.

Muestra	SRNNIV17									
	C1-Chl-1	C1-Chl-2	C1-Chl-3	C1-Chl-4	C2-Chl-1	C2-Chl-2	C2-Chl-3	C2-Chl-4	C3-Chl-3	C3-Chl-4
Na ₂ O	0.044	0.091	0.000	0.017	0.000	0.000	0.050	0.000	0.016	0.000
FeO	33.931	37.385	36.462	37.639	35.392	33.743	34.271	36.004	33.765	31.986
K ₂ O	0.038	0.197	0.134	0.072	0.174	0.121	0.134	0.065	0.030	0.647
SiO ₂	26.608	26.367	26.255	25.996	24.970	24.551	24.588	25.127	25.653	27.588
MnO	8.496	5.842	5.244	5.141	5.274	4.731	5.129	4.615	5.331	5.702
CaO	0.011	0.068	0.056	0.067	0.084	0.075	0.066	0.073	0.079	0.045
MgO	6.471	4.351	4.349	4.263	4.313	4.293	4.333	4.178	5.709	4.054
NiO	0.015	0.004	0.000	0.000	0.021	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000
Cr ₂ O ₃	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
TiO ₂	0.000	0.000	0.000	0.021	0.000	0.001	0.001	0.003	0.000	0.018
Al ₂ O ₃	18.758	19.332	19.411	19.060	19.447	19.194	18.727	18.734	18.107	19.370
Fe ₂ O ₃	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Total	94.372	93.637	91.911	92.276	89.675	86.709	87.300	88.799	88.690	89.410
Fórmula estructural basada en 14 oxígenos equivalentes (átomos por unidad de fórmula, apfu)										
Si ^{IV}	2.828	2.842	2.863	2.842	2.795	2.821	2.823	2.843	2.880	3.028
Al ^{IV}	1.172	1.158	1.137	1.158	1.205	1.179	1.177	1.157	1.120	0.972
Fe ^{VI 2+}	3.017	3.370	3.325	3.442	3.314	3.243	3.290	3.407	3.170	2.937
Fe ^{VI 3+}	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Cr	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Mg ^{VI}	1.025	0.699	0.707	0.695	0.720	0.735	0.741	0.705	0.955	0.663
Ni ^{VI}	0.002	0.001	0.000	0.000	0.004	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Mn	0.765	0.533	0.484	0.476	0.500	0.461	0.499	0.442	0.507	0.530
Ca	0.001	0.008	0.007	0.008	0.010	0.009	0.008	0.009	0.010	0.005
Ti	0.000	0.000	0.000	0.002	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001
Fe/Fe+Mg	0.746	0.828	0.825	0.832	0.822	0.815	0.816	0.829	0.768	0.816

Tabla 5.3 Análisis de EMPA de la clorita en el sector norte (muestra SR-2) de la Veta San Rafael y coeficientes de las fórmulas estructurales de cloritas calculadas con base en 28 oxígenos.

Muestra	SR-2				
	C1-1	C3-2	C3-3	C6-1	C6-2
Na ₂ O	0.020	0.036	0.066	0.063	0.057
FeO	32.912	33.618	32.650	33.659	33.372
K ₂ O	0.031	0.034	0.028	0.044	0.023
SiO ₂	28.090	27.856	27.838	26.590	27.251
MnO	6.496	6.411	6.179	5.106	5.376
CaO	0.039	0.054	0.056	0.044	0.042
MgO	7.374	7.208	7.199	5.841	6.194
NiO	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000
Cr ₂ O ₃	0.000	0.002	0.000	0.000	0.000
TiO ₂	17.949	17.710	17.079	16.332	16.885
Al ₂ O ₃	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Total	92.911	92.929	91.095	87.680	89.200
Fórmula estructural basada en 28 oxígenos equivalentes (átomos por unidad de fórmula, apfu)					
Si ^{IV}	5.958	5.934	6.029	6.035	6.048
Al ^{IV}	2.042	2.066	1.971	1.965	1.952
Fe ^{VI 2+}	2.445	2.381	2.389	2.403	2.465
Fe ^{VI 3+}	5.838	5.990	5.914	6.389	6.194
Cr	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Mg ^{VI}	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Ni ^{VI}	2.331	2.289	2.324	1.976	2.049
Fe/Fe+Mg	0.715	0.723	0.718	0.764	0.751

Tabla 5.4 Análisis de EMPA de clorita en el sector centro (muestra SRNNIV 17a) de la Veta San Rafael y coeficientes de las fórmulas estructurales de cloritas calculadas con base en 28 oxígenos.

Muestra	SRNNIV17									
	C1-Chl-1	C1-Chl-2	C1-Chl-3	C1-Chl-4	C2-Chl-1	C2-Chl-2	C2-Chl-3	C2-Chl-4	C3-Chl-3	C3-Chl-4
Na ₂ O	0.044	0.091	0.000	0.017	0.000	0.000	0.050	0.000	0.016	0.000
FeO	33.931	37.385	36.462	37.639	35.392	33.743	34.271	36.004	33.765	31.986
K ₂ O	0.038	0.197	0.134	0.072	0.174	0.121	0.134	0.065	0.030	0.647
SiO ₂	26.608	26.367	26.255	25.996	24.970	24.551	24.588	25.127	25.653	27.588
MnO	8.496	5.842	5.244	5.141	5.274	4.731	5.129	4.615	5.331	5.702
CaO	0.011	0.068	0.056	0.067	0.084	0.075	0.066	0.073	0.079	0.045
MgO	6.471	4.351	4.349	4.263	4.313	4.293	4.333	4.178	5.709	4.054
NiO	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Cr ₂ O ₃	0.000	0.000	0.000	0.021	0.000	0.001	0.001	0.003	0.000	0.018
TiO ₂	18.758	19.332	19.411	19.060	19.447	19.194	18.727	18.734	18.107	19.370
Al ₂ O ₃	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Total	94.357	93.633	91.911	92.276	89.654	86.709	87.299	88.799	88.690	89.410
Fórmula estructural basada en 28 oxígenos equivalentes (átomos por unidad de fórmula, apfu)										
Si ^{IV}	5.658	5.683	5.726	5.685	5.592	5.643	5.645	5.685	5.760	6.057
Al ^{IV}	2.342	2.317	2.274	2.315	2.408	2.357	2.355	2.315	2.240	1.943
Fe ^{VI 2+}	2.359	2.595	2.715	2.597	2.726	2.843	2.713	2.682	2.552	3.069
Fe ^{VI 3+}	6.034	6.739	6.650	6.883	6.629	6.486	6.580	6.813	6.340	5.873
Cr	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Mg ^{VI}	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Ni ^{VI}	2.051	1.398	1.414	1.390	1.440	1.471	1.483	1.409	1.911	1.327
Fe/Fe+Mg	0.746	0.828	0.825	0.832	0.822	0.815	0.816	0.829	0.768	0.816

De igual manera, se realizó la clasificación según Foster (1962) y Tetiker *et al.* (2015) con los datos reportados en el cálculo de la estructura de la clorita para 14 oxígenos. En la Figura 5.32 se observa que, según la relación $Fe^{2+} / (Fe^{2+} + Mg^{2+})$ vs Si y en la Figura 5.33 la relación Al^{IV} vs $Fe^{2+} / (Fe^{2+} + Mg^{2+})$, las cloritas de la región norte de la Veta San Rafael se clasifican como brunsvigitas, mientras que, las cloritas de la región centro como chamositas (Figura 5.34).

Generalmente, la clorita brunsvigita (cloritas del sector norte) presenta variaciones ligeras en FeO, SiO₂, MnO, MgO, Al₂O₃. Tiene valores de Na₂O de 0.017 a 0.091 en peso, de K₂O de 0.023 a 0.647, CaO 0.011 a 0.084; NiO de 0.001 a 0.021 y TiO₂ de 0.001 a 0.021

definiendo una fórmula general como $(Mg_{0.663-1.025}, Ca_{0.001-0.010}, Mn_{0.442-0.765}, Fe_{2.937-3.442}, Ni_{0.001-0.004}, Al_{1.179-1.535})(Si_{2.795-3.028}, Al_{0.972-1.205})O_{10}(OH)_8$.

Generalmente, la clorita chamosita (cloritas del sector centro) presenta variaciones ligeras en FeO, SiO₂, MnO, Mg, Al₂O₃, Cr₂O₃ y TiO₂. Tiene valores de Na₂O de 0.020 a 0.066 en peso, de K₂O de 0.023 a 0.044, CaO de 0.039 a 0.056 y NiO de 0.003 a 0.019 definiendo una fórmula general como $(Mg_{0.988-1.162}, Ca_{0.004-0.006}, Mn_{0.491-0.583}, Fe_{2.918-3.194}, Ni_{0.001-0.003}, Al_{1.190-1.221})(Si_{2.967-3.024}, Al_{0.976-1.033})O_{10}(OH)_8$. La esfalerita del sector centro (chamosita) presenta mayor contenido en % wt de FeO, K₂O, y TiO₂ respecto a la esfalerita del sector norte (brunsvigita), la cual presenta mayor contenido en % wt de MgO respecto a la clorita sector centro.

La clorita del sector norte de la Veta San Rafael se encuentra como agregado cristalino subhedral tabular <500 μm y acicular pseudoradial <600 μm. La clorita del sector centro de la Veta San Rafael se dispone en agregados anhedrales aciculares de hasta 3 mm. La clorita está relacionada espacialmente con la esfalerita y calcopirita de segunda generación y la galena de primera generación. Se distingue de la clorita del sector centro por tener mayor tamaño que la del sector norte.

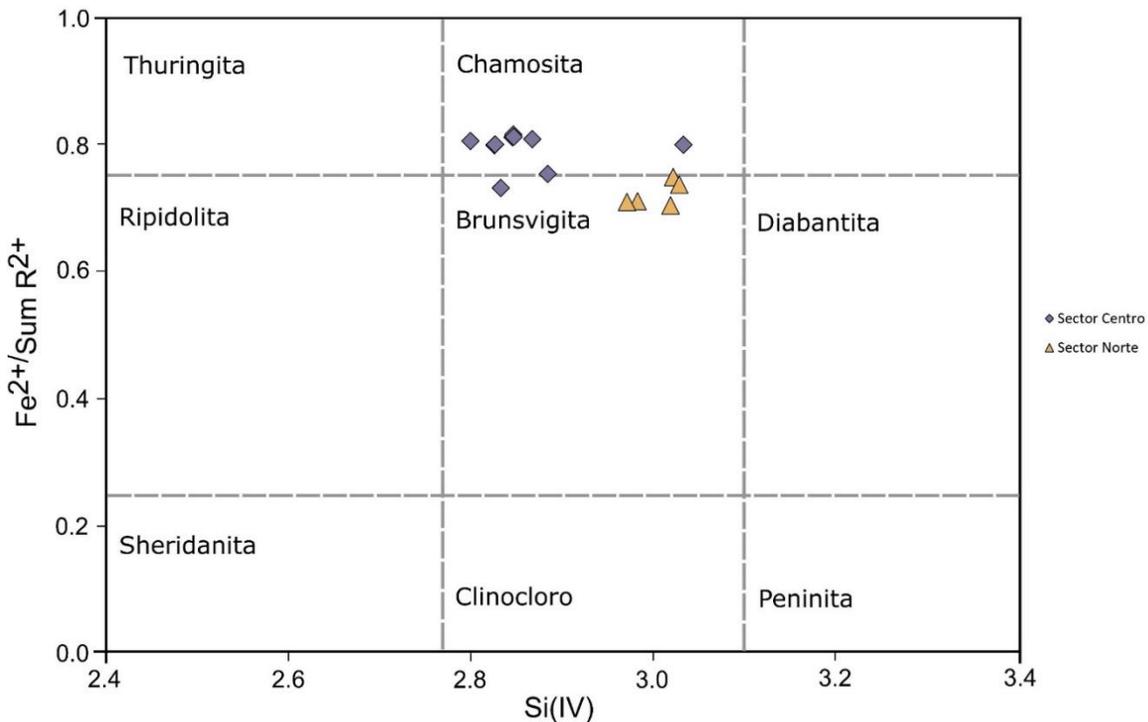


Figura 5.32 Clasificación de cloritas según Foster (1962).

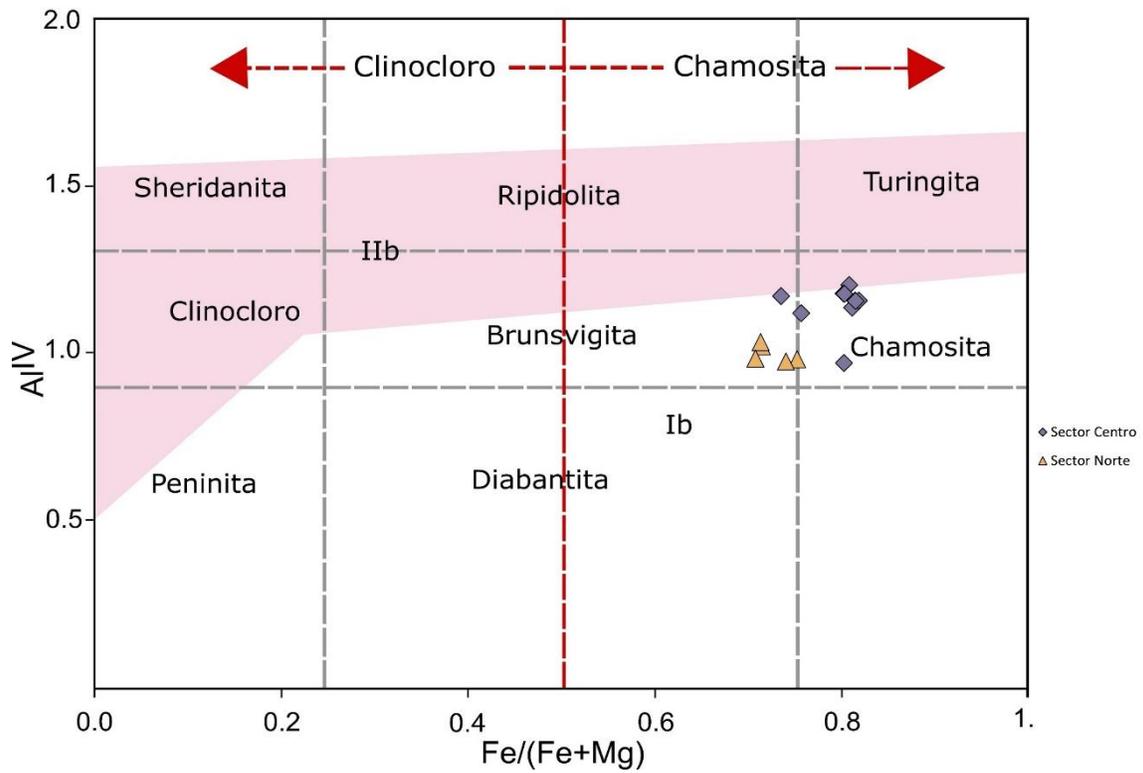


Figura 5.33 Clasificación de las cloritas de acuerdo con relación Al^{IV} vs $Fe^{2+} / (Fe^{2+} + Mg^{2+})$ según Tetiker *et al.* (2015).

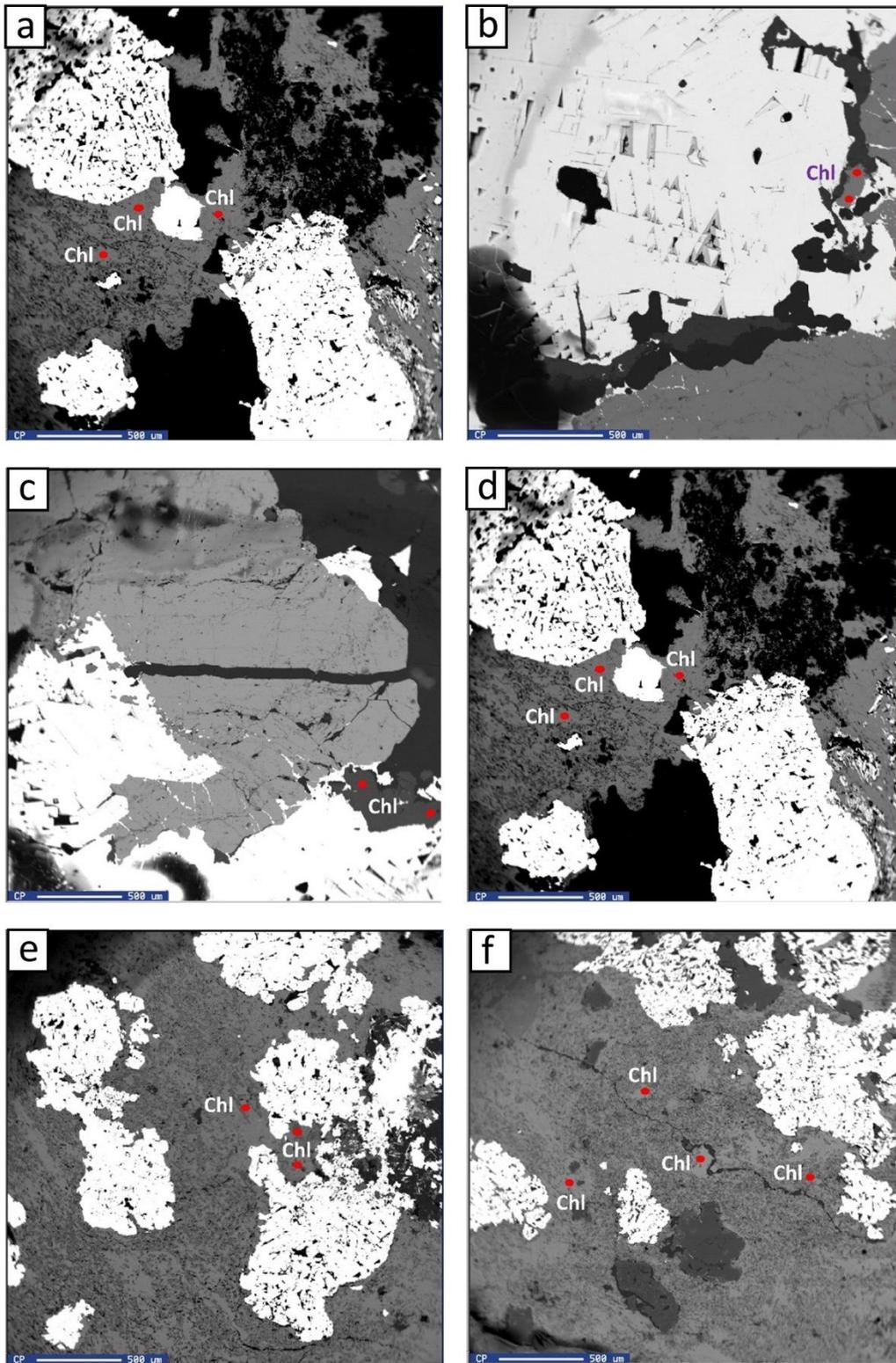


Figura 5.34 Imágenes de clorita obtenidas con microsonda a, b, y c) brunsvigita sector norte y d, e, f) chamosita sector sur.

5.2.1.1 Geotermómetros empíricos de clorita

Esteban *et al.* (2007) indicaron que la temperatura de formación de las cloritas de rocas básicas a ácidas puede ser calculada mediante análisis de microsonda y utilizando geotermómetros basados en el número de vacancias octaédricas, Al^{IV} y X_{Fe} . La validez de la temperatura calculada mediante geotermómetros empíricos de clorita depende de varios factores (Silva *et al.*, 2010). El primero de ellos es que las cloritas objeto de estudio deben de ser el mismo tipo de clorita que aquellas que fueron utilizadas para calibrar el geotermómetro. Además, el tipo de roca debe ser afín a las rocas donde se obtuvieron los geotermómetros de clorita. Esto se debe a que la composición química de las cloritas depende de la composición química de la roca original. En caso de no cumplir con estas condiciones, la estimación de la temperatura puede ser no efectiva. Por lo que los resultados deben ser comparados con temperaturas calculadas mediante otros métodos como por ejemplo inclusiones fluidas.

Atendiendo lo anterior, en esta tesis de Maestría se obtuvo la temperatura de formación de aquellas cloritas cuya relación $Na+K+2Ca$ fuese inferior a los 0.05 apfu, pues como se explicó al principio de este apartado, indica que se trata de cloritas puras y libres de interestratificados (De Caritat *et al.*, 1993). Por lo tanto, se han utilizado y comparado tres geotermómetros: Cathelineau y Nieva (1985), Kranidiotis y MacLean (1987) cuyas rocas utilizadas para la calibración son parecidas a las estudiadas en esta tesis (andesitas y riolitas); y Shabani (2009) cuyas rocas utilizadas para la calibración son distintas (granitos), utilizando esto como comparativo. Los resultados obtenidos por los geotermómetros son variables, en el caso de la clorita brunsvigita (cloritas del sector norte) los rangos de temperatura van de 225 a 237 °C (calculado con Cathelineau y Nieva, 1985), de 280 a 291°C (Tabla 5.5 calculado con Kranidiotis y MacLean, 1987) y de 252 a 271°C (Tabla 5.5 calculado con Shabani (2009)). Para la clorita chamosita (cloritas del sector centro) los rangos de temperatura van de 255 a 273 °C (Tabla 5.5 calculado con Cathelineau y Nieva, 1985), de 312 a 334°C (Tabla 5.5 calculado con Kranidiotis y MacLean, 1987) y de 299 a 326°C (Tabla 5.5 calculado con Shabani, 2009).

Tabla 5.5 Tabla de temperaturas calculadas con los geotermómetros Cathelineau y Nieva (1985), Kranidiotis y MacLean (1987), Cathelineau (1988) y Shabani (2009).

		Cathelineau y Nieva (1985) T (°C)	Kranidiotis y MacLean (1987) T (°C)	Shabani (2009) T (°C)
	SR2-c1-1	234	288	267
Sector Norte	SR2-c3-2	237	291	271
	SR2-c3-3	227	280	255
Chamosita	SR2-c6-1	226	283	255
	SR2-c6-2	225	281	252
	SRNNIV17-C1-ChI-1	266	322	315
	SRNNIV17-C1-ChI-2	263	325	311
	SRNNIV17-C1-ChI-3	259	320	304
Sector Centro	SRNNIV17-C1-ChI-4	263	325	311
	SRNNIV17-C2-ChI-1	273	334	326
Brunsvigita	SRNNIV17-C2-ChI-2	268	328	318
	SRNNIV17-C2-ChI-3	268	328	317
	SRNNIV17-C2-ChI-4	263	325	311
	SRNNIV17-C3-ChI-3	255	312	299

5.2.2 Esfalerita

En la Tabla 5.6 y Anexo IV se presenta la composición, en elementos mayores, de la esfalerita procedente del sector norte y centro de la Veta San Rafael, para diferenciar aquellas que tienen enriquecimiento o empobrecimiento en Fe.

La esfalerita del sector norte de la Veta San Rafael tiene una fórmula estructural promedio de $(Zn_{0.889-0.968}, Fe_{0.037-0.089}, Mn_{0.001-0.003}, Cd_{0.001-0.005}, In_{0.001-0.003}) S$ (Tabla 5.9). Estos análisis muestran que la esfalerita del sector norte es rica en Fe (2.53-5.14 % wt) y está más empobrecida en Zn (59.81-63.97 % wt) (Tabla 5.6).

En el sector centro se distinguió tanto la esfalerita enriquecida en Fe como empobrecida en Fe. El contenido de Fe de las esfaleritas enriquecidas es 2.54-3.33 % wt, por lo que es menor comparado con el contenido de la esfalerita del sector norte. En cuanto al contenido de Zn (62.06-64.20% wt) es ligeramente mayor en comparación con el sector norte. El contenido de Fe para la esfalerita no enriquecida es 1.43-2.43% wt, en cuanto al Zn (63.9-

65.21 % wt.) se encuentra ligeramente enriquecido (Tabla 5.7). La fórmula estructural promedio de la esfalerita rica en Fe es $(\text{Zn}_{0.922-0.954}, \text{Fe}_{0.044-0.058}, \text{Mn}_{0.001-0.003}, \text{Cd}_{0.001-0.004}, \text{In}_{0.001}) \text{S}$ y la fórmula estructural de la esfalerita pobre en Fe es $(\text{Zn}_{0.950-0.969}, \text{Fe}_{0.025-0.044}, \text{Mn}_{0.001-0.004}, \text{Cd}_{0.001-0.004}, \text{In}_{0.001}, \text{As}_{0.001}) \text{S}$ (Tabla 5.8).

La esfalerita rica en Fe del sector norte de la Veta San Rafael que se utilizó para el análisis en la microsonda electrónica se encuentra como agregado cristalino subhedral tabular <3 mm. Se encuentra asociada con galena de primera generación y pirita de segunda generación (Figura 5.35).

La esfalerita rica en Fe del sector centro de la Veta San Rafael utilizada para este estudio se encuentra presente como agregado cristalino subhedral tabular <1mm, con microinclusiones de calcopirita; asociada con clorita y cuarzo micromosaico a mosaico. La esfalerita pobre en Fe del sector de la Veta San Rafael se encuentra como agregados cristalinos anhedrales comúnmente de <1 mm, pero que suelen llegar hasta los 3 mm. Asociados con clorita y pirita de segunda generación (Figura 5.35).

Para realizar el cálculo de los geotermómetros se utilizó únicamente las muestras con contenido de Ga y Ge detectable, estas muestras se han señalado en la Tabla 5.5.

Tabla 5.6 Análisis de EMPA de la composición en elementos mayores de la esfalerita del sector norte de la Veta San Rafael. Todas las esfaleritas presentan enriquecimiento de Fe.

Muestra	S	Zn	Mn	Cd	Fe	In	Co	Ga	Ni	Ge	Cu	Sb	As	Total
SR2-C2-Sph-1	33.28	62.08	0.13	0.05	4.31	0.09	0.03	0.00	0.01	0.06	2.16	0.00	0.00	102.20
SR2-C2-Sph-2	32.59	63.78	0.18	0.16	3.55	0.12	0.04	0.00	0.01	0.02	0.56	0.01	0.01	101.04
SR2-C2-Sph-3	32.62	60.72	0.14	0.16	5.14	0.10	0.01	0.00	0.00	0.03	3.17	0.00	0.00	102.08
SR2-C5-Sph-1	32.39	61.19	0.10	0.21	4.11	0.07	0.02	0.00	0.02	0.00	2.43	0.00	0.00	100.54
SR2-C5-Sph-2 ^a	32.44	63.42	0.11	0.34	2.73	0.05	0.02	0.13	0.00	0.02	0.90	0.00	0.00	100.15
SR2-C5-Sph-3	32.68	59.81	0.08	0.17	5.06	0.08	0.01	0.00	0.00	0.00	3.50	0.00	0.00	101.38
SR2-C6-Sph-1 ^a	32.63	63.02	0.09	0.34	3.15	0.06	0.02	0.08	0.00	0.02	1.69	0.00	0.00	101.07
SR2-C6-Sph-2	33.15	65.17	0.11	0.27	2.14	0.08	0.01	0.00	0.00	0.00	0.23	0.04	0.00	101.19
SR2-C6-Sph-3	32.84	63.89	0.12	0.20	2.53	0.10	0.02	0.00	0.00	0.06	0.41	0.03	0.00	100.21
SR2-C6-Sph-4	32.94	63.97	0.11	0.17	2.61	0.38	0.05	0.06	0.00	0.00	0.38	0.02	0.00	100.69

Todas las esfaleritas presentan enriquecimiento de Fe.

^a Esfaleritas utilizadas para la estimación de temperatura.

Tabla 5.7 Análisis de EMPA de la composición en elementos mayores de la esfalerita del sector centro de la Veta San Rafael.

Muestra	S	Zn	Mn	Cd	Fe	In	Co	Ga	Ni	Ge	Cu	Sb	As	Total
SRNIV 17a-C1-Sph-1	32.39	64.28	0.18	0.23	2.21	0.09	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.04	99.41
SRNIV 17a-C1-Sph-2	32.46	64.57	0.12	0.20	2.01	0.07	0.01	0.14	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	99.58
SRNIV 17a-C1-Sph-3 ^a	32.30	62.30	0.12	0.27	2.95	0.07	0.00	0.12	0.00	0.02	1.42	0.02	0.00	99.47
SRNIV 17a-C1-Sph-4*	32.06	62.06	0.14	0.16	3.33	0.06	0.02	0.00	0.01	0.00	1.73	0.00	0.00	99.58
SRNIV 17a-C2-Sph-1 ^a	32.68	64.28	0.18	0.30	1.73	0.05	0.01	0.12	0.02	0.01	0.12	0.00	0.00	99.49
SRNIV 17a-C2-Sph-2	32.52	64.90	0.08	0.23	1.43	0.08	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	99.26
SRNIV 17a-C2-Sph-3	32.31	64.72	0.08	0.26	1.43	0.07	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.05	0.00	98.93
SRNIV 17a-C2-Sph-4 ^a	32.44	63.91	0.25	0.12	1.84	0.09	0.00	0.11	0.00	0.03	0.09	0.00	0.04	98.80
BNO193-C5-Sph-1*	32.31	64.05	0.07	0.28	2.54	0.06	0.02	0.00	0.00	0.03	0.70	0.01	0.00	100.06
BNO193-C5-Sph-2*	32.03	64.20	0.07	0.51	2.60	0.01	0.03	0.04	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	99.49
BNO193-C5-Sph-3 ^a	32.34	64.08	0.06	0.36	2.26	0.10	0.03	0.13	0.00	0.05	0.00	0.00	0.00	99.41
BNO193-C5-Sph-4 ^a	32.98	64.25	0.04	0.47	2.43	0.05	0.03	0.12	0.00	0.04	0.21	0.01	0.03	100.49
BNO193-C6-Sph-1	32.89	65.07	0.06	0.29	2.13	0.11	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.07	100.63
BNO193-C6-Sph-2 ^a	32.39	65.21	0.06	0.28	2.31	0.08	0.00	0.13	0.02	0.06	0.00	0.00	0.00	100.48
BNO193-C6-Sph-3	32.27	64.55	0.05	0.46	2.14	0.08	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.04	99.62

*Esfaleritas enriquecidas en Fe.

^a Esfaleritas utilizadas para la estimación de temperatura.

Tabla 5.9 Coeficientes de la fórmula estequiométrica calculados de esfalerita del sector norte de la Veta San Rafael.

Muestra	S	Zn	Mn	Cd	Fe	In	Co	Ga	Ni	Ge	Cu	Sb	As
SR2-C2-Sph-1	1.000	0.891	0.002	0.000	0.072	0.001	0.000	0.000	0.000	0.001	0.032	0.000	0.000
SR2-C2-Sph-2	1.000	0.925	0.003	0.001	0.060	0.001	0.001	0.000	0.000	0.000	0.008	0.000	0.000
SR2-C2-Sph-3	1.000	0.863	0.002	0.001	0.086	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.046	0.000	0.000
SR2-C5-Sph-1	1.000	0.889	0.002	0.002	0.070	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.036	0.000	0.000
SR2-C5-Sph-2	1.000	0.932	0.002	0.003	0.047	0.000	0.000	0.002	0.000	0.000	0.014	0.000	0.000
SR2-C5-Sph-3	1.000	0.860	0.001	0.001	0.085	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.052	0.000	0.000
SR2-C6-Sph-1	1.000	0.915	0.002	0.003	0.053	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.025	0.000	0.000
SR2-C6-Sph-2	1.000	0.955	0.002	0.002	0.037	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.003	0.000	0.000
SR2-C6-Sph-3	1.000	0.944	0.002	0.002	0.044	0.001	0.000	0.000	0.000	0.001	0.006	0.000	0.000
SR2-C6-Sph-4	1.000	0.941	0.002	0.001	0.045	0.003	0.001	0.001	0.000	0.000	0.006	0.000	0.000

Totas las esfaleritas presentan enriquecimiento en Fe

Tabla 5.8 Coeficientes de la fórmula estequiométrica calculados de esfalerita del sector centro de la Veta San Rafael.

Muestra	S	Zn	Mn	Cd	Fe	In	Co	Ga	Ni	Ge	Cu	Sb	As
SRNNIV 17a-C1-Sph-1	1.00	0.955	0.003	0.002	0.038	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001
SRNNIV 17a-C1-Sph-2	1.000	0.958	0.002	0.002	0.035	0.001	0.000	0.002	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
SRNNIV 17a-C1-Sph-3*	1.000	0.920	0.002	0.002	0.051	0.001	0.000	0.002	0.000	0.000	0.022	0.000	0.000
SRNNIV 17a-C1-Sph-4*	1.000	0.912	0.002	0.001	0.057	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.026	0.000	0.000
SRNNIV 17a-C2-Sph-1	1.000	0.960	0.003	0.003	0.030	0.000	0.000	0.002	0.000	0.000	0.002	0.000	0.000
SRNNIV 17a-C2-Sph-2	1.000	0.971	0.001	0.002	0.025	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
SRNNIV 17a-C2-Sph-3	1.000	0.970	0.001	0.002	0.025	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
SRNNIV 17a-C2-Sph-4	1.000	0.957	0.005	0.001	0.032	0.001	0.000	0.002	0.000	0.000	0.001	0.000	0.001
BNO193-C5-Sph-1*	1.000	0.941	0.001	0.002	0.044	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.011	0.000	0.000
BNO193-C5-Sph-2*	1.000	0.948	0.001	0.004	0.045	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
BNO193-C5-Sph-3	1.000	0.953	0.001	0.003	0.039	0.001	0.001	0.002	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000
BNO193-C5-Sph-4	1.000	0.947	0.001	0.004	0.042	0.000	0.000	0.002	0.000	0.001	0.003	0.000	0.000
BNO193-C6-Sph-1	1.000	0.958	0.001	0.003	0.037	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001
BNO193-C6-Sph-2	1.000	0.953	0.001	0.002	0.040	0.001	0.000	0.002	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000
BNO193-C6-Sph-3	1.000	0.956	0.001	0.004	0.037	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001

Esfaleritas enriquecidas en Fe

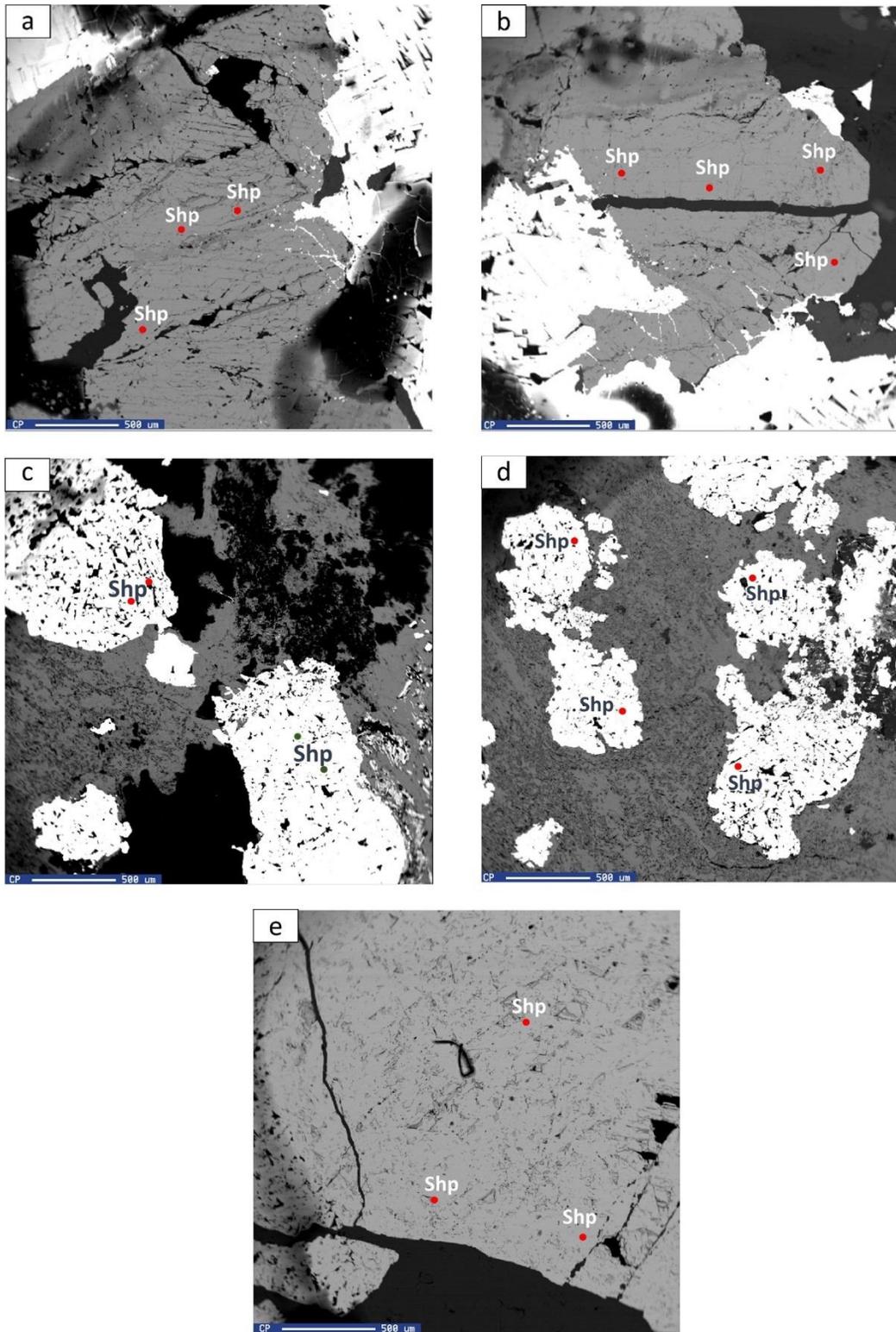


Figura 5.35 Imágenes de esfalerita a y b) enriquecida en Fe del sector norte. c, d y e) esfalerita del sector centro empobrecida en Fe. c) En verde esfalerita enriquecida en Fe del sector centro.

5.2.2.1 Geotermómetro de esfalerita

Para estimar la temperatura de formación de la esfalerita en la región norte y centro de la Veta San Rafael se empleó aplicación del geotermómetro de esfalerita (GGIMFis) propuesto por Frenzel *et al.* (2016) (ver Capítulo 3.7).

Las esfaleritas utilizadas para la estimación de temperatura fueron aquellas que presentaron contenido de Ga y Ge. De forma que para la esfalerita del sector norte (esfaleritas enriquecidas en Fe) varía entre 171° y 201°C y; mientras que para la temperatura obtenida para la esfalerita del sector centro (en su mayoría empobrecidas en Fe) varía entre 192.2° y 199.3°C (Tabla 5.10).

Tabla 5.10 Contenido de Ga, Ge, Mn, In, Fe y temperaturas calculadas mediante el geotermómetro de esfalerita propuesto por Frenzel *et al.* (2016) de las muestras SRNNIV 17a, SR-2 y BNO 193 165.6

	Muestra	Ga	Ge	Fe	Mn	In	T (°C)
Sector Norte	SR2-C5-Sph-2	1310	200	2.727	1050	540	192 ±12
	SR2-C6-Sph-1	840	200	3.145	910	580	199 ±12
	SRNNIV 17a-C1-Sph-3	1200	150	2.945	1170	730	201 ±12
	SRNNIV 17a-C2-Sph-1	1200	130	1.726	1760	490	194 ±12
Sector Centro	SRNNIV 17a-C2-Sph-4	1100	300	1.839	2530	900	194 ±12
	BNO193-C5-Sph-3	1340	480	2.262	610	950	175 ±12
	BNO193-C5-Sph-4	1200	400	2.425	400	480	171 ±12
	BNO193-C6-Sph-2	1300	600	2.312	620	840	173 ±12

Contenido de Ga, Ge, Mn, In expresado en ppm y Fe en wt.%.

Capítulo 6 Microtermometría de Inclusiones Fluidas

Para el estudio microtermométrico de inclusiones fluidas se analizaron muestras de cuarzo, calcita y esfalerita procedentes de los sectores centro-norte y centro-sur de la Veta San Rafael (SRNNIV17, BNO 173-49 205-205.7 m, BNO 193-39 165.15-165.6 m, BNO 194-191.7-192.40 m y BNO 194-46-190.4-190.85 m). Los cristales de cuarzo, calcita y esfalerita provienen de eventos paragenéticos relacionados con la mineralización de mena (Anexo V).

La microtermometría de inclusiones fluidas proporciona datos que aportan información sobre los fluidos que originaron la mineralización como temperatura, composición, densidad y presión. Por ello, se utilizaron inclusiones fluidas primarias y pseudosecundarias de cuarzo, calcita y esfalerita, tanto para la petrografía como para la microtermometría ya que son las más representativas de las condiciones de formación del fluido en el momento del atrapamiento (Roedder, 2003; Bodnar, 2018).

Los datos microtermométricos fueron recabados de 52 inclusiones fluidas primarias y pseudosecundarias en cuarzo, calcita y esfalerita alojadas en cinco muestras de los sectores centro-norte y centro-sur. Los tamaños longitudinales de las inclusiones fluidas primarias y pseudosecundarias varían en un rango de 5 a 18 μm . En cuanto a las morfologías que presentan son elípticas, irregulares y rectangulares. El análisis de microtermometría se realizó en aquellas inclusiones fluidas primarias y pseudosecundarias en cuarzo, calcita y esfalerita que se encuentran agrupadas en paralelo a las zonas de crecimiento de los cristales y en bloques subredondeados a redondeados. Las inclusiones fluidas presentan un grado de relleno (F) que va de 0.45 a 0.95 (Figura 6.1-Figura 6.7). Las inclusiones fluidas secundarias presentes en cuarzo, calcita y esfalerita, generalmente, son de pequeño tamaño ($<10 \mu\text{m}$) y de tipo monofásico (L).

De acuerdo con, las observaciones de petrografía de inclusiones fluidas primarias y pseudosecundarias en cuarzo, calcita y esfalerita de los sectores centro-norte y centro-sur en temperatura ambiente han sido clasificadas como: inclusiones fluidas bifásicas de líquido y vapor (L+V), monofásicas líquidas (L) y, en menor proporción, trifásicas de líquido, vapor y cristal (L+V+S). También se observan inclusiones fluidas primarias y pseudosecundarias monofásicas vapor (V) en forma ocasional y puntual, siendo este tipo de inclusiones son las de menor tamaño en general (~ 10 a $15 \mu\text{m}$) (Figura 6.1-Figura 6.7).

6.1 Petrografía de inclusiones fluidas

6.1.1 Petrografía de inclusiones fluidas del sector centro-norte

Las inclusiones fluidas de la muestra BNO 173-49 205-205.7 m se encuentran en cristales de cuarzo y esfalerita. Las inclusiones fluidas en cristales de cuarzo son monofásicas de vapor (V) y líquidas (L), y bifásicas de líquido y vapor (L+V). Las inclusiones fluidas monofásicas de vapor (V) son primarias, tienen forma irregular con longitud de $<10\ \mu\text{m}$ y grado de relleno (F) es >0.94 (Figura 6.1 a y c), mientras que las inclusiones fluidas monofásicas líquidas (L) son primarias, redondeadas y de tamaños $<7\ \mu\text{m}$ y grado de relleno (F) de 0.75 a 0.95. También se observan inclusiones fluidas monofásicas líquidas (L) secundarias, redondeadas de tamaños $<5\ \mu\text{m}$ (Figura 6.1d). Las inclusiones bifásicas (L+V) son primarias, de morfología elíptica e irregular, con longitudes de hasta $16\ \mu\text{m}$ y presentan un grado de relleno (F) de 0.70 a 0.95 (Figura 6.1).

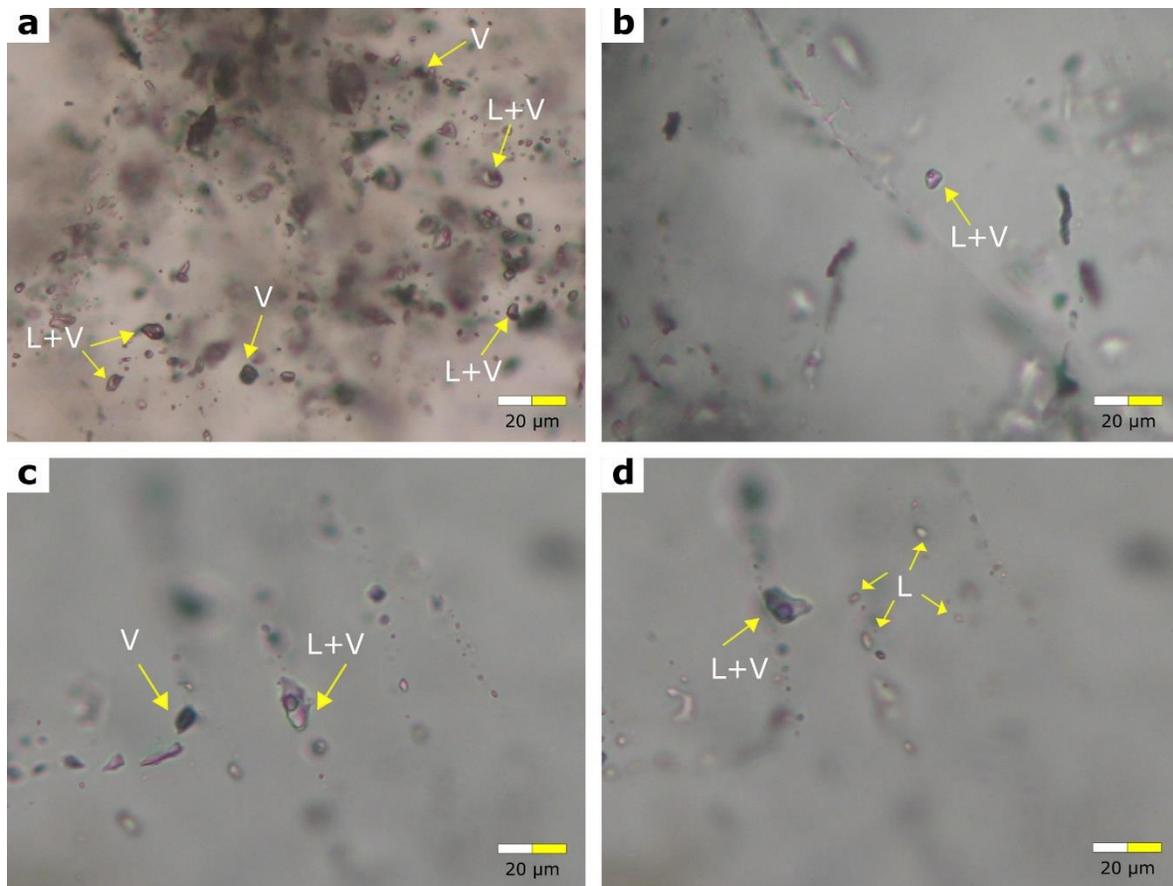


Figura 6.1 a y b) Inclusiones fluidas primarias en cristales de cuarzo de la muestra BNO 173-49 205-205.7 m. Las inclusiones bifásicas (L+V) con formas elípticas e irregulares. Las inclusiones monofásicas (V) con morfología irregular. b y d) Las inclusiones bifásicas (L+V) y monofásicas (L) con geometría elíptica.

Las inclusiones fluidas en cristales de esfalerita de la muestra BNO 173-49 205-205.7 m son bifásicas de líquido y vapor (L+V). Las inclusiones bifásicas (L+V) son primarias, de forma tabular (Figura 6.2 a), elíptica (Figura 6.2 c) e irregular (Figura 6.2 b y d), con longitudes de hasta 18 μm y presentan valores de relleno (F) de 0.70 a 0.95.

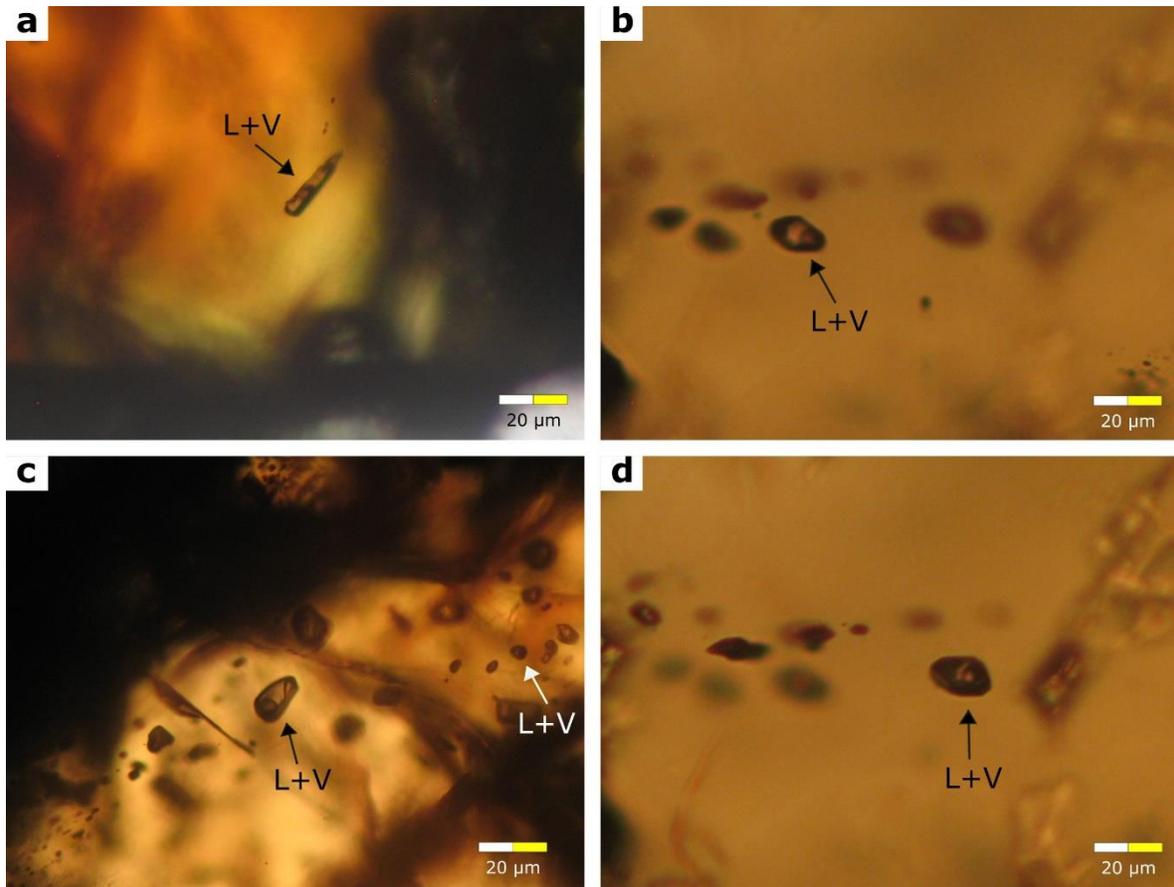


Figura 6.2 Inclusiones fluidas primarias en cristales de esfaleritas de la muestra BNO 173-49 205-205.7 m. Las inclusiones fluidas bifásicas son líquido y vapor (L+V) geometrías tabulares (a), elípticas (c) e irregulares (b y d).

6.1.2 Petrografía de inclusiones fluidas del sector centro-sur

Las inclusiones fluidas de la muestra BNO 194-46-190.4-190.85 m se encuentran en cristales de cuarzo, calcita y esfalerita. Las inclusiones fluidas en cristales de cuarzo son bifásicas de líquido y vapor (L+V) y trifásicas líquido, vapor y sólido (L+V+S). Las inclusiones bifásicas (L+V) son primarias, de forma elíptica e irregular con longitudes hasta de 18 μm y con (F) de 0.85 a 0.95 (Figura 6.3). Las inclusiones fluidas trifásicas (L+V+S)

son primarias, de forma irregular, su tamaño es $<12\ \mu\text{m}$ y presentan un grado de relleno (F) que va de 0.65 a 0.95 (Figura 6.3 a y b).

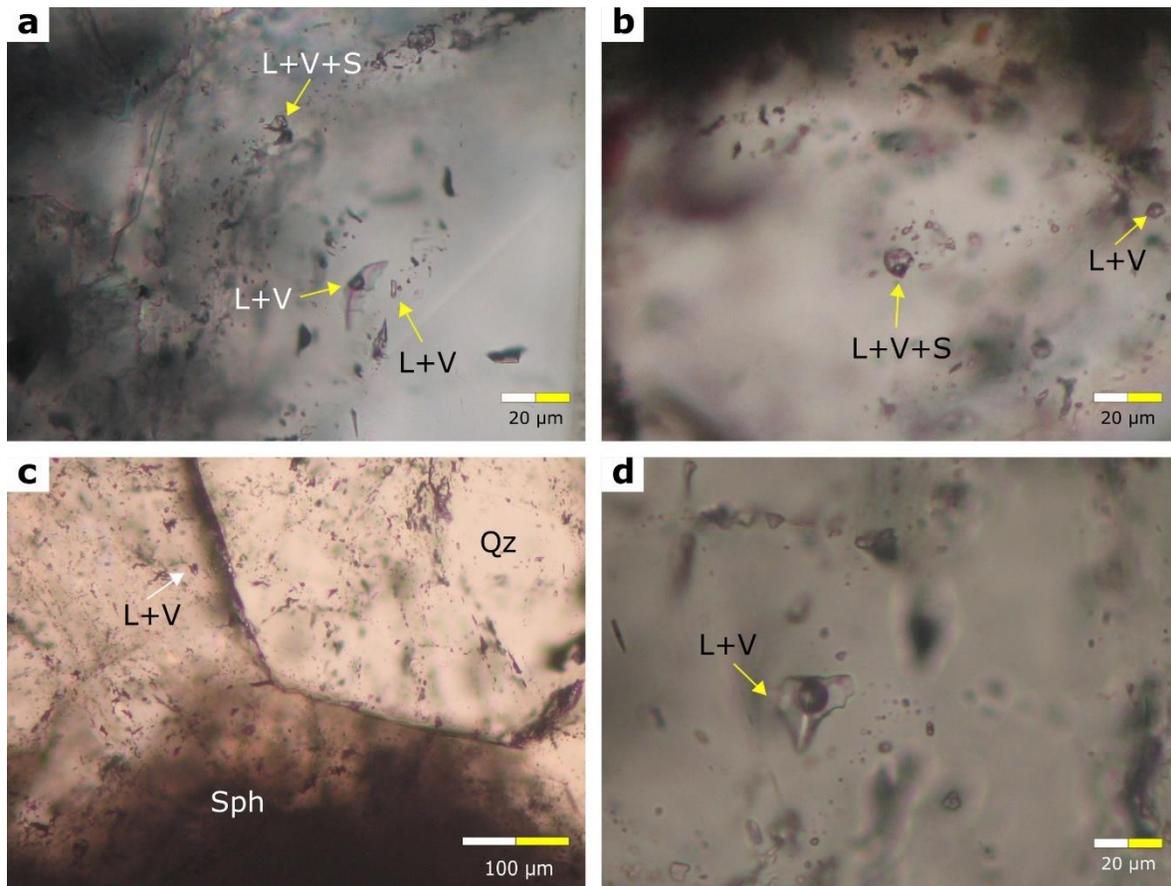


Figura 6.3 Inclusiones fluidas primarias en cristales de cuarzo de la muestra BNO 194-46-190.4-190.85 m. Inclusiones bifásicas (L+V) con geometría elíptica e irregular. a y b) Inclusiones fluidas trifásicas (L+V+S) con forma irregular.

En cambio, las inclusiones fluidas en los cristales de calcita de la muestra BNO 194-46-190.4-190.85 m son bifásicas de líquido y burbuja de vapor (L+V). Estas inclusiones fluidas son primarias, de geometría elípticas e irregular; con longitud $12\ \mu\text{m}$ y grado de relleno (F) de 0.85 a 0.95 (Figura 6.4 a y b). Finalmente, Las inclusiones fluidas en los cristales de esfalerita de la muestra son bifásicas líquido y vapor (L+V). Estas inclusiones fluidas son primarias, de geometría elíptica, con longitud hasta de $16\ \mu\text{m}$ y con grado de relleno (F) de 0.80 a 0.90 (Figura 6.4 c).

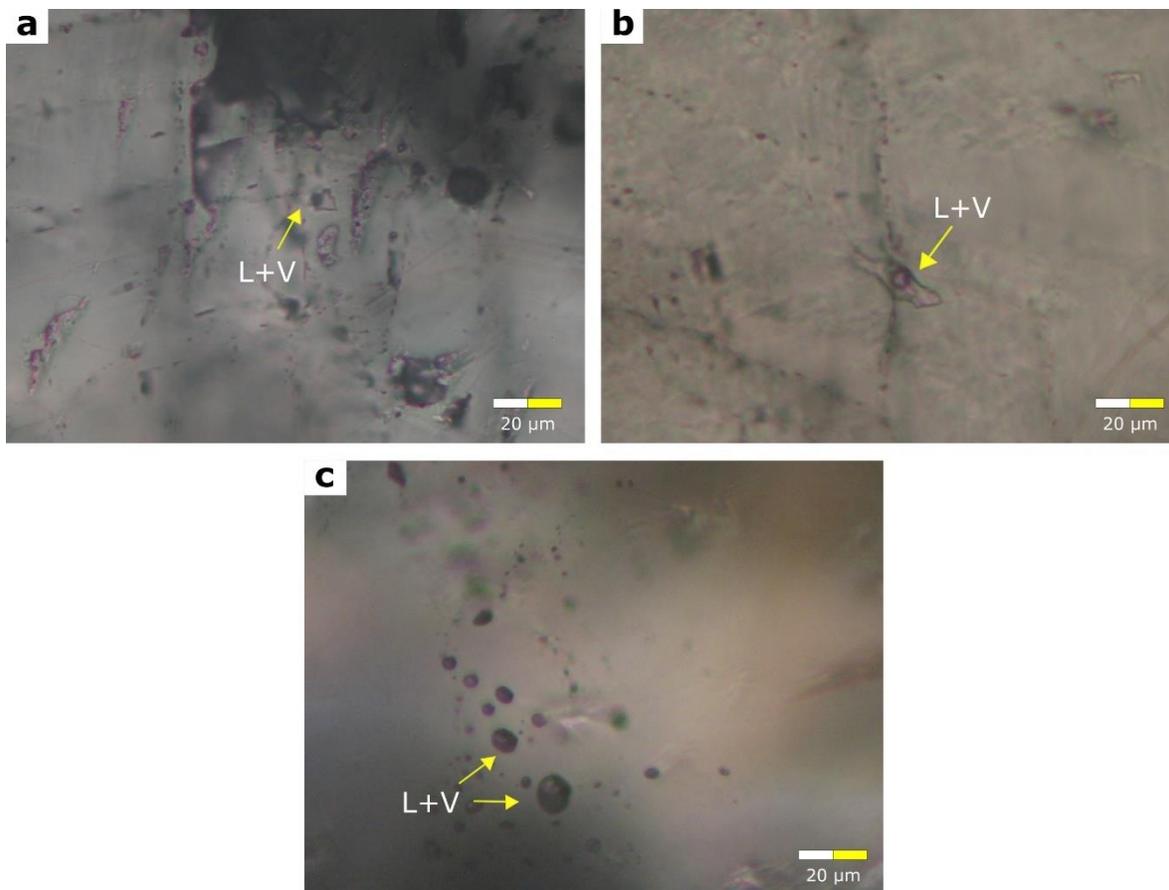


Figura 6.4 Inclusiones fluidas primarias de muestra BNO 194-46-190.4-190.85 m. a y b) Inclusiones fluidas en cristales de calcita. Inclusiones fluidas bifásicas (L+V) de geometría elíptica e irregular. c) Inclusiones fluidas en cristales de esfalerita. Inclusiones bifásicas (L+V) de geometría elíptica.

Las inclusiones fluidas de la muestra BNO 194-191.7-192.4 m se encuentran en cristales de cuarzo y esfalerita. Las inclusiones fluidas en cristales de cuarzo son monofásicas de vapor (V), bifásicas de líquido y vapor (L+V) y trifásicas líquido, vapor y sólido (L+V+S). Las inclusiones fluidas monofásicas de vapor (V), son primarias, tienen forma con longitud $<15 \mu\text{m}$ y grado de relleno (F) es 0.7 (Figura 6.5b). Las inclusiones fluidas bifásicas (L+V) son primarias, de forma irregular y elíptica con longitudes hasta de $15 \mu\text{m}$ y presentan un grado de relleno (F) de 0.80 a 0.95 (Figura 6.5 a, b y c) y las inclusiones fluidas trifásicas (L+V+S) son primarias, de forma irregular, con un tamaño $<11 \mu\text{m}$ y su grado de relleno (F) va de 0.90 a 0.95 (Figura 6.5 c).

Las inclusiones fluidas en los cristales de esfalerita son bifásicas líquido y vapor (L+V). Estas inclusiones fluidas son primarias; de geometría elíptica, tabular e irregular, la longitud es $<18 \mu\text{m}$ y tienen un grado de relleno (F) de 0.70 a 0.85 (Figura 6.5 d, f, g).

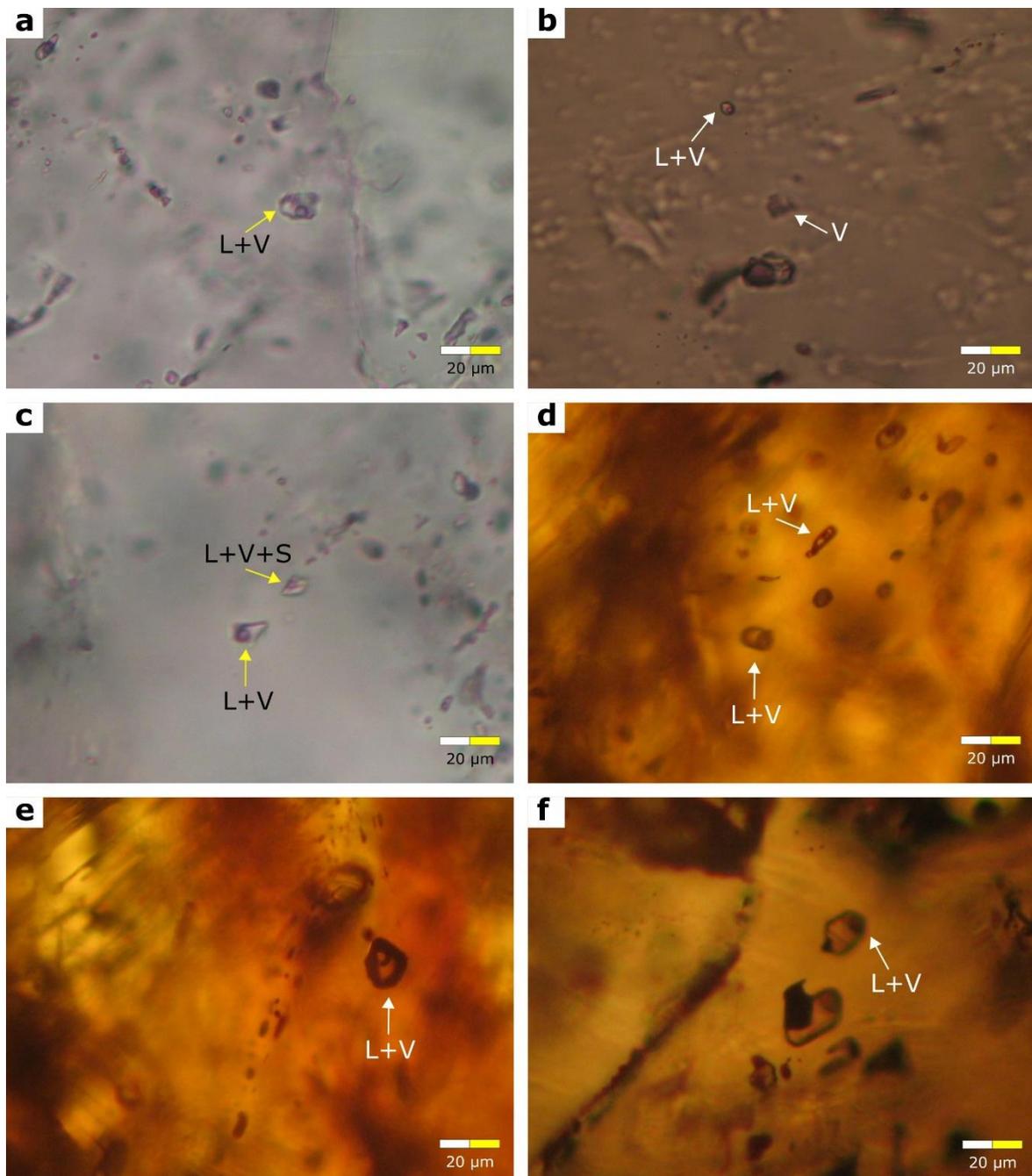


Figura 6.5 Inclusiones fluidas primarias en cristales de la muestra BNO 194-191.7-192.4 m. a y b) Inclusiones bifásicas (L+V) en cristales de cuarzo con geometría elíptica e irregular. c) Inclusiones fluidas trifásicas (L+V+S) en cristales de cuarzo con forma irregular. d, e y f) Inclusiones fluidas bifásicas (L+V) en cristales de esfalerita de morfología elíptica, tabular e irregular.

Las inclusiones fluidas de la muestra BNO-193-39-165.15-165.6 m se encuentran en cristales de cuarzo, esfalerita y calcita. Las inclusiones fluidas en cristales de cuarzo son bifásicas de líquido y vapor (L+V). Las inclusiones bifásicas (L+V) son primarias, de forma irregular con longitudes de hasta 12 μm y presentan un grado de relleno (F) de 0.45 a 0.80 (Figura 6.6 a).

Las inclusiones fluidas en esfaleritas son bifásicas de líquido y burbuja de vapor (L+V), primarias, con morfología elíptica e irregular. Tienen un tamaño de $<18 \mu\text{m}$ y su grado de relleno (F) es de 0.70 a 0.95 (Figura 6.6 b y c); las inclusiones fluidas en cristales de calcita son bifásicas de líquido y vapor (L+V) son primarias, presentan morfología irregular con longitudes llegan a 12 μm y presentan un grado de relleno (F) de 0.75 a 0.90 (Figura 6.6 d).

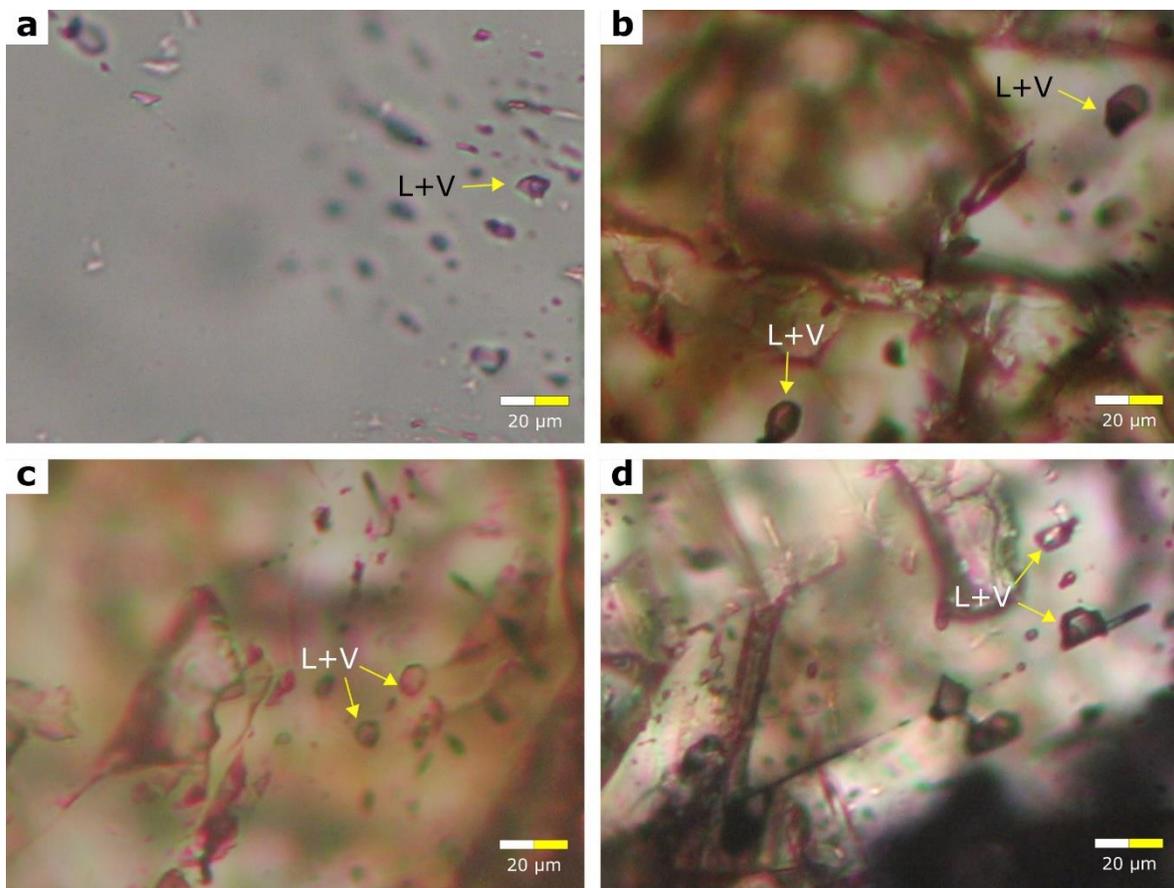


Figura 6.6 Inclusiones fluidas de la muestra BNO-193-39-165.15-165.6 m. a) Las inclusiones fluidas bifásicas (L+V) en cristales de cuarzo con morfología irregular. b y c) Inclusiones fluidas bifásicas (L+V) en cristales de esfalerita con morfología elíptica e irregular. d) Inclusiones fluidas bifásicas (L+V) en cristales de calcita con morfología irregular.

Finalmente, las inclusiones fluidas de la muestra SR-N-NIV-17 se encuentran en cristales de calcita, cuarzo son bifásicas de líquido y vapor (L+V), primarias, con morfología irregular y elíptica, longitudes de <math><12\ \mu\text{m}</math> y presentan un grado de relleno (F) de 0.90 a 0.95 (Figura 6.7).

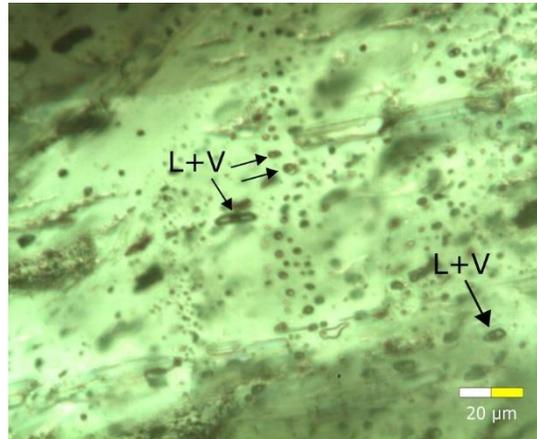


Figura 6.7 Inclusiones fluidas primarias en cristales de calcita de la muestra SR-N-NIV-17. Las inclusiones fluidas son bifásicas líquido y vapor (L+V) con morfología elíptica e irregular.

6.2 Resultados microtermométricos de inclusiones fluidas

Para realizar el estudio microtermométrico, las familias de inclusiones fluidas se agruparon de acuerdo con la componente vertical de la veta y la textura de la sílice en: somero, intermedio y profundo (Tabla 6.1). La textura de la sílice del cuarzo somero es cuarzo mosaico, cuarzo microcristalino y en peineta. La textura de la sílice del cuarzo medio corresponde a cuarzo mosaico a macromosaico, cuarzo zonado y tabular. Finalmente, la textura de la sílice del cuarzo profundo está representada por cuarzo macromosaico y granular.

Los estudios microtermométricos se realizaron en las muestras descritas en la sección 6.1. Para ello, todas las muestras fueron inicialmente enfriadas a -190°C , y calentadas lentamente para medir la temperatura eutéctica (T_e) -21°C y de fusión final del hielo (T_{fh}) (Shepherd *et al.*, 1985) y, posteriormente, determinar el sistema salino al cual pertenece el fluido (e.j $\text{NaCl-H}_2\text{O}$ o $\text{NaCl-CaCl}_2\text{-H}_2\text{O}$) y su salinidad (Bodnar, 1993). No se denotó la presencia de caltratos o la presencia evidente de CO_2 en cantidades significativas (punto triple -56.6°C). En total se estudiaron 52 inclusiones fluidas en cuarzo, calcita y esfalerita del sector centro-norte y centro-sur de la Veta San Rafael (cuarzo: $n=27$; calcita: $n=2$, esfalerita: $n=23$). los datos microtermométricos se resumen en la Tabla 6.1 y Anexo V.

Puesto que la temperatura eutéctica (T_e) medida se encuentra en un rango entre -21 y -22°C , se consideró el sistema $\text{H}_2\text{O} + \text{NaCl}$. El cálculo de la salinidad total se realizó para cada muestra en el Anexo V, mientras que, en la Tabla 6.1 se encuentra un resumen de estas; el cálculo se llevó a cabo mediante la ecuación de Bodnar (1993):

$$\% \text{NaCl} = 0.00 - 1.78\theta - 0.0442\theta^2 - 0.000557\theta^3$$

Donde:

$\% \text{NaCl}$ = salinidad en porcentaje peso

θ = temperatura de fusión del hielo en grados centígrados

Las muestras presentan la T_h en un rango entre 154° y 290°C , con un promedio estadístico de 219.2°C , mientras que el rango de T_{fh} es de -1 a -4.9°C , con un promedio de -3.1°C . En cuanto a la salinidad calculada, va de 1.74 a 7.7% NaCl eq., con un promedio de 5.6% NaCl eq. Las únicas inclusiones con sólidos (L+V+S), un par, no exhibieron homogenización hasta temperaturas de 420°C (Tabla 6.1).

Tabla 6.1 Tabla de los datos microtermométricos de inclusiones fluidas primarias en cuarzo, calcita y esfalerita vetas de la mineralización San Rafael.

No	Muestra	Mineral	$T_h(^{\circ}\text{C})$	$T_{fh}(^{\circ}\text{C})$	Salinidad %wt (NaCl+H ₂ O)
1	BNO-173-49-205-205.7 m	Qz Somero	154	-2.20	3.71
2	BNO-173-49-205-205.7 m	Qz Somero	186	-2.60	4.34
3	BNO-173-49-205-205.7 m	Qz Intermedio	192	-3.8	6.16
4	BNO-173-49-205-205.7 m	Qz Intermedio	206	-2.7	4.49
5	BNO-173-49-205-205.7 m	Qz Intermedio	202	-3.8	6.16
6	BNO-173-49-205-205.7 m	Qz Profundo	272	-1.4	2.41
7	BNO-173-49-205-205.7 m	Qz Profundo	284	-1	1.74
8	BNO-173-49-205-205.7 m	Qz Profundo	189	-4	6.45
9	BNO-173-49-205-205.7 m	Sph Intermedio	273	-3.8	6.16
10	BNO-173-49-205-205.7 m	Sph Intermedio	258	-3.7	6.01
11	BNO-194-46-190.4-190.85 m	Qz Somero	175	-2.6	4.34
12	BNO-194-46-190.4-190.85 m	Qz Somero	183	-3	4.96
13	BNO-194-46-190.4-190.85 m	Qz Intermedio	235	-2.7	4.49
14	BNO-194-46-190.4-190.85 m	Qz Intermedio	237	-2.9	4.80
15	BNO-194-46-190.4-190.85 m	Cc Profundo	255	-1.9	3.23

Tabla 6.1 Continuación

No	Muestra	Mineral	Th(°C)	Tfh(°C)	Salinidad %wt (NaCl+H ₂ O)
16	BNO-194-46-190.4-190.85 m	Cc Profundo	193	-3.9	6.30
17	BNO-194-46-190.4-190.85 m	Qz Profundo	265	-2.1	3.55
18	BNO-194-46-190.4-190.85 m	Qz Profundo	194	-3.7	6.01
19	BNO-194-46-190.4-190.85 m	Sph Intermedio	278	-4.5	7.17
20	BNO-194-46-190.4-190.85 m	Sph Intermedio	276	-4.1	6.59
21	BNO-194-191.7-192.4 m	Qz Somero	189	-3.2	5.26
22	BNO-194-191.7-192.4 m	Qz Somero	191	-3.6	5.86
23	BNO-194-191.7-192.4 m	Qz Intermedio	235	-4.4	7.02
24	BNO-194-191.7-192.4 m	Qz Intermedio	248	-4.9	7.73
25	BNO-194-191.7-192.4 m	Qz Profundo	290	-2.5	4.18
26	BNO-194-191.7-192.4 m	Qz Profundo	208	-4.1	6.59
27	BNO-194-191.7-192.4 m	Qz Profundo	205	-4.5	7.17
28	BNO-194-191.7-192.4 m	Sph Intermedio	282	-3.1	5.11
29	BNO-194-191.7-192.4 m	Sph Intermedio	280	-2.8	4.65
30	SRNNIV17	Sph Intermedio	200	-3.3	5.41
31	SRNNIV17	Sph Intermedio	188	-2.7	4.49
32	SRNNIV17	Sph Intermedio	179	-2.5	4.18
33	SRNNIV17	Sph Intermedio	205	-3	4.96
34	SRNNIV17	Sph Intermedio	218	-3.4	5.56
35	SRNNIV17	Sph Intermedio	214	-3.5	5.71
36	SRNNIV17	Sph Intermedio	191	-2.9	4.80
37	SRNNIV17	Sph Intermedio	186	-2.9	4.80
38	SRNNIV17	Sph Intermedio	209	-3	4.96
39	SRNNIV17	Sph Intermedio	207	-3.1	5.11
40	BNO-193-39-165.15-165.6 m	Sph Intermedio	222	-3.4	5.56
41	BNO193-165 m	Sph Intermedio	228	-3.6	5.86
42	BNO193-165 m	Sph Intermedio	203	-3	4.96
43	BNO193-165 m	Sph Intermedio	211	-2.6	4.34
44	BNO193-165 m	Sph Intermedio	209	-2.7	4.49
45	BNO193-165 m	Sph Intermedio	220	-3.7	6.01
46	BNO193-165 m	Sph Intermedio	212	-3	4.96
47	BNO193-165 m	Qz Intermedio	215	-2.6	4.34
48	BNO193-165 m	Qz Intermedio	207	-2.8	4.65
49	BNO193-165 m	Qz Intermedio	200	-2.7	4.49
50	BNO193-165 m	Qz Intermedio	202	-3.1	5.11
51	BNO193-165 m	Qz Intermedio	222	-3.5	5.71
52	BNO193-165 m	Qz Intermedio	217	-2.9	4.80

Para realizar representar los datos microtermométricos de las inclusiones fluidas de la Veta San Rafael, se han dividido en dos grupos: muestras de mayor profundidad y muestras profundas. Las muestras de mayor profundidad son aquellas que se encuentran en el nivel 17 de la mina o más debajo de la vertical, mientras que las muestras profundas se encuentran entre el nivel 17 y 15 de la mina.

Los datos de las muestras que se encuentran a mayor profundidad presentan un rango de temperatura de homogeneización (Th) de 150 a 275°C, muestran una distribución bimodal y máximos en 175 y 275°C (Figura 6.9; Tabla 6.1). El rango de la temperatura de fusión del hielo (Tfh) que presentan estas inclusiones fluidas va de -5 a -1.5°C, con una distribución bimodal y máximos situados en -4 y -3°C (Figura 6.8; Tabla 6.1).

Las inclusiones fluidas analizadas en esfaleritas y cuarzos de la muestra BNO 173-49 -205-205.7 m del sector centro-norte de la veta San Rafael. Las inclusiones fluidas de la esfalerita presentan un rango de Th de 258 a 273°C (representado en verde Figura 6.9; Tabla 6.1 [9-10]) y de Tfh entre -3.8 a -3.7°C (Figura 6.8; Tabla 6.1 [9-10]). En cuanto a las inclusiones fluidas en cuarzo la Th oscila entre 175 a 265°C (representado en rosa Figura 6.9; Tabla 6.1 [1-8]) y la Tfh entre -3.7 y -2.1°C (Figura 6.8; Tabla 6.1 [1-8]).

Las inclusiones fluidas analizadas provienen de calcitas, esfaleritas y cuarzos de la muestra BNO 194-46- 190.4-190.85 m del sector centro-sur de la veta San Rafael. Las inclusiones en calcita señalan un rango de Th entre 193 y 255°C (representado en azul Figura 6.9; Tabla 6.1 [15-16]). El rango de la Tfh entre -3.9 y -1.9°C (Figura 6.8; Tabla 6.1 [15-16]). Las inclusiones fluidas en esfaleritas presentan un rango de Th entre 276 y 278°C (representado en morado Figura 6.9; Tabla 6.1 [19-20]) y de la Tfh entre -4.5°C y -4.1°C (Figura 6.8; Tabla 6.1 [19-20]). Las inclusiones fluidas en cuarzo exhiben un rango de Th entre 175 y 265°C (representado en amarillo Figura 6.9; Tabla 6.1 [11-14 y 17-18]) y de Tfh desde -3.7 y -2.1°C (Figura 6.8; Tabla 6.1 [11-14 y 17-18]).

Las inclusiones fluidas analizadas en esfalerita y cuarzo de la muestra BNO 194-191.7-192.4 m del sector centro-sur de la veta San Rafael. Las inclusiones en esfalerita presentan un rango de Th en 280 hasta 282°C (representado en naranja Figura 6.9; Tabla 6.1 [28-29]). La temperatura de fusión del hielo (Tfh) se encuentra en el rango entre -2.8 y -3.1°C (Figura 6.8; Tabla 6.1 [28-29]). Mientras que, las inclusiones en cuarzo el rango de la Th varía entre 189 y 290°C (representado en rojo Figura 6.9; Tabla 6.1 [21-27]) y la Tfh entre -4.9 y -2.5°C (Figura 6.8; Tabla 6.1 [21-27]).

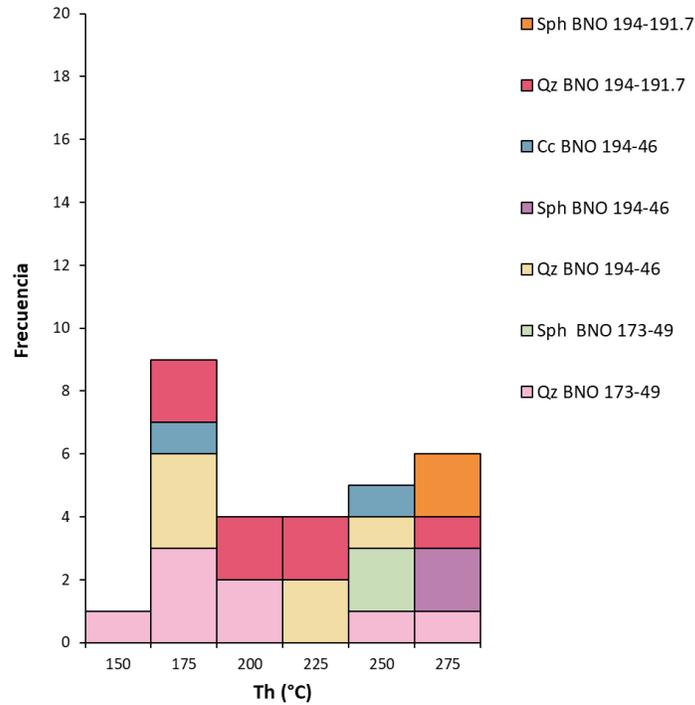


Figura 6.9 Histograma de distribución de la temperatura de homogenización (Th) de las muestras de mayor profundidad. Abreviaciones. Shp= esfalerita, Qz= cuarzo, Cc= calcita.

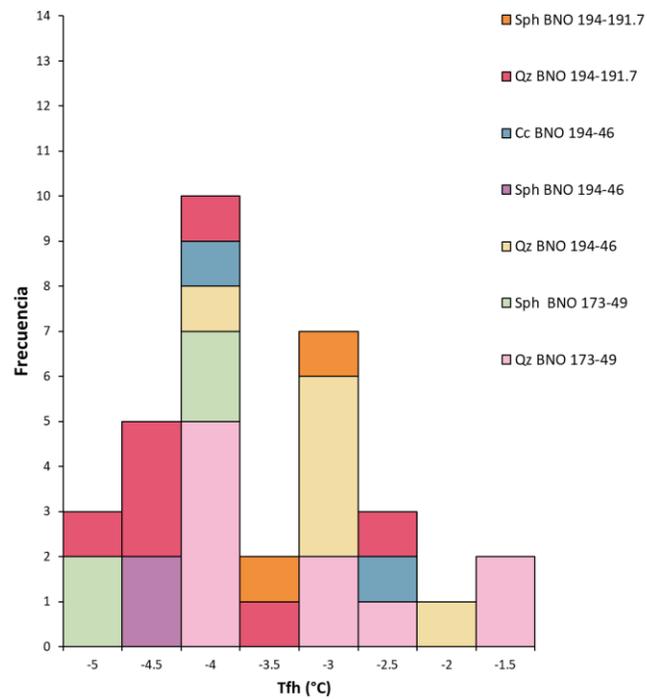


Figura 6.8 Histograma de distribución de la temperatura de fusión del hielo (Tfh) de las muestras de mayor profundidad. Abreviaciones. Shp= esfalerita, Qz= cuarzo, Cc= calcita.

Los datos de las muestras profundas exhiben rangos de temperatura de homogeneización (Th) de 175°C a 225°C, con una distribución con un máximo en 200°C (Figura 6.10; Tabla 6.1). La temperatura de fusión del hielo (Thf) que presentan estas inclusiones se encuentran en un rango de -4°C a -2.5°C, con una distribución asimétrica hacia la derecha con máximo en -3°C (Figura 6.11; Tabla 6.1).

Las inclusiones fluidas analizadas provienen de cuarzo y esfalerita la muestra BNO 193 165.15-165.6 m del sector centro-norte de la veta San Rafael. Las inclusiones fluidas de la esfalerita presentan un rango de Th de 203 a 228°C (representado en café Figura 6.10; Tabla 6.1 [40-46]) y el rango de Tfh se encuentra entre -3.7 a -2.6°C (Figura 6.11). Mientras que, el rango de Th de las inclusiones fluidas de cuarzo varía entre 200 a 222°C (representado en mostaza Figura 6.10; Tabla 6.1 [47-52]) y el rango de Tfh entre -3.5 y -2.6° C (Figura 6.11).

Finalmente, las inclusiones fluidas analizadas provienen de esfalerita la muestra SRNNIV17R del sector centro-sur de la veta San Rafael. Las inclusiones fluidas de la esfalerita presentan un rango de Th entre 179 y 218°C C (representado en púrpura Figura 6.10; Tabla 6.1 [30-39]) y de Tfh entre -3.5 y -2.5°C C (Figura 6.11).

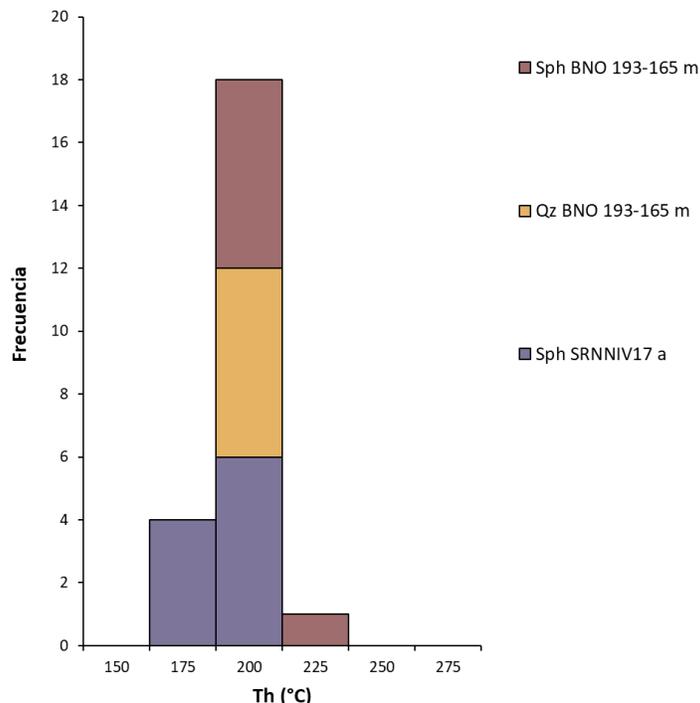


Figura 6.10 Histograma de distribución de la temperatura de homogeneización (Th) de las muestras profundas. Abreviaciones. Shp= esfalerita, Qz= cuarzo, Cc= calcita.

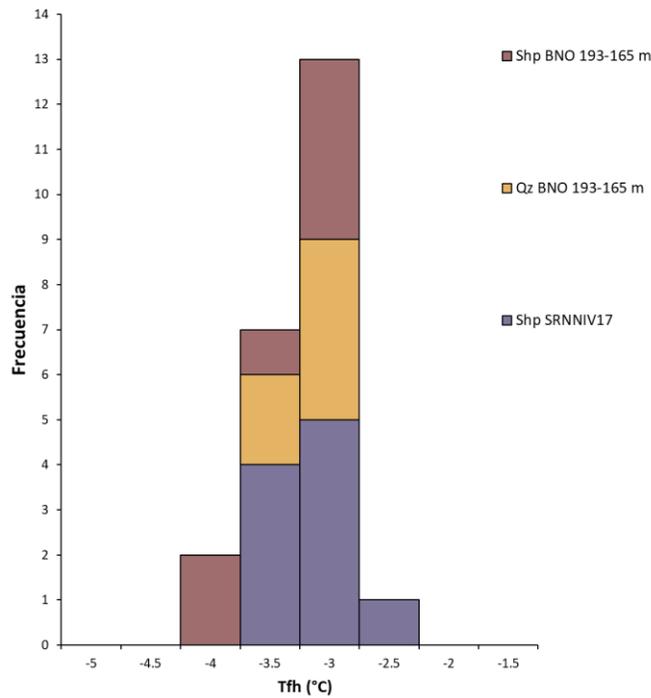


Figura 6.11 Histograma de distribución de la temperatura de fusión del hielo (Tfh) de las muestras profundas. Abreviaciones. Shp= esfalerita, Qz= cuarzo, Cc= calcita.

En el diagrama Th *versus* salinidad (wt. % NaCl eq) de la muestra BNO 173-49 205-205.7m las inclusiones se reparten en dos familias de temperaturas y salinidades distintas. La evolución general de los datos muestra una disminución de Th y un incremento de salinidad ilustrando una posible ebullición. De igual manera, se observa una disminución de salinidad y de Th presentando una evolución de tipo enfriamiento adiabático (Figura 6.12).

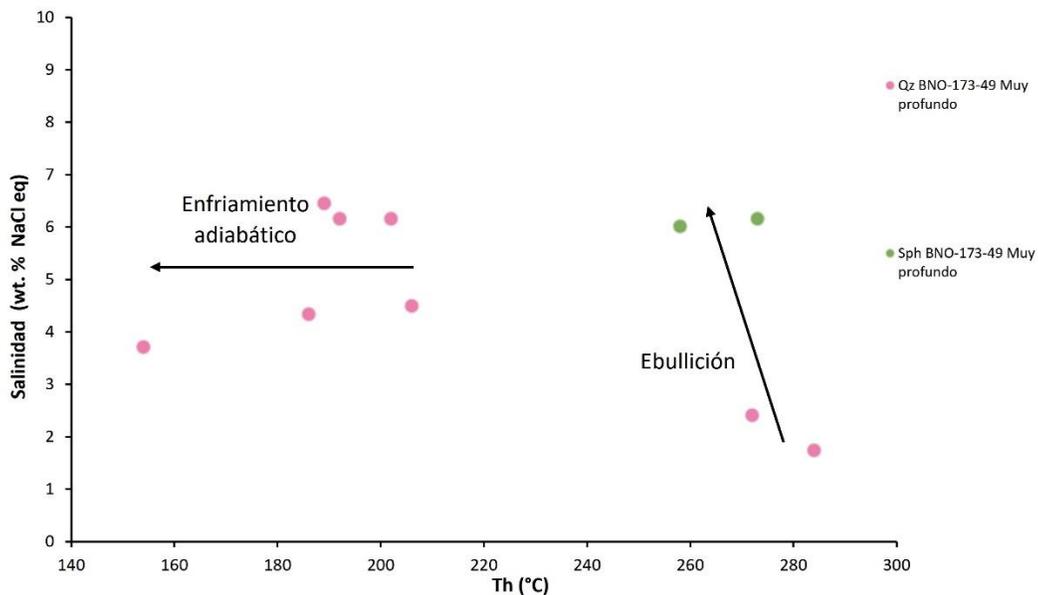


Figura 6.12 Gráfico Th (°C) *versus* salinidad (wt. % NaCl eq) para inclusiones fluidas de la muestra BNO 173-49 205-205.7 m de la Veta San Rafael. Abreviaciones. Th= temperatura de homogeneización, Shp= esfalerita, Qz= cuarzo.

En el diagrama Th *versus* salinidad (wt. % NaCl eq) de la muestra SRNNIV17R, la evolución de los datos muestra la disminución de Th con una ligera disminución de la salinidad. Por lo que se intuye un proceso de mezcla de aguas meteóricas (Figura 6.13).

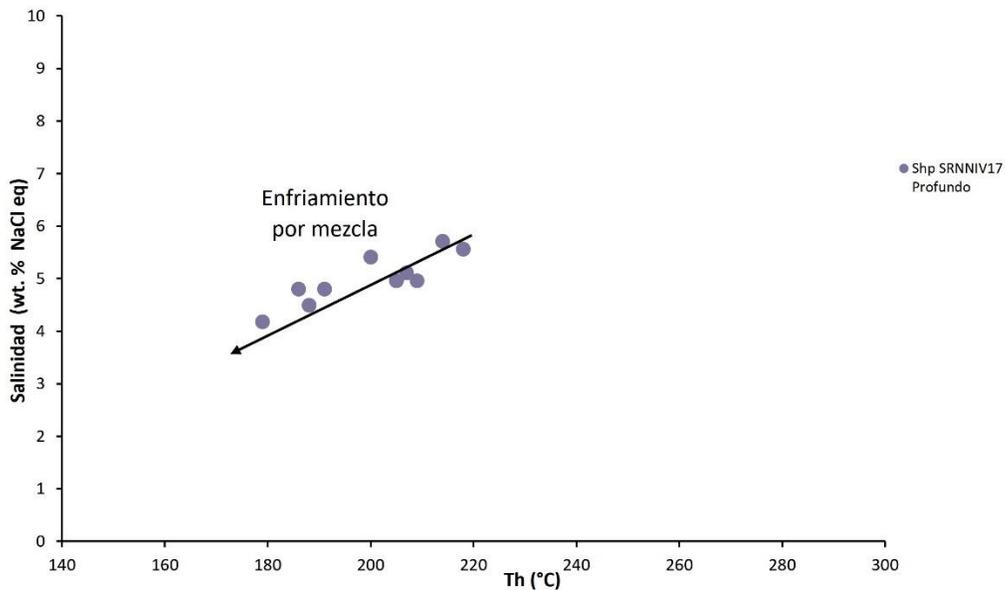


Figura 6.13 Gráfico Th (°C) *versus* salinidad (wt. % NaCl eq) para inclusiones fluidas de la muestra SRNNIV17R de la Veta San Rafael. Abreviaciones. Th= temperatura de homogeneización, Shp= esfalerita, Qz= cuarzo.

En el diagrama Th *versus* salinidad (wt. % NaCl eq) de la muestra BNO 194-46- 190.4-190.85m las inclusiones se reparten en tres familias de salinidades. Dos familias de cuarzo y calcita una familia de esfalerita. La evolución de los datos de la primera familia de muestras refleja una disminución de Th y un incremento de salinidad ilustrando una posible ebullición. Por otra parte, los datos de la segunda familia muestran una disminución de salinidad, al igual que, una ligera disminución de Th. Representan una evolución de tipo enfriamiento adiabático. Las muestras de esfalerita conforman una tercera familia que puede corresponder a un pulso tardío. Se infiere que primero ocurrió la precipitación de calcita y cuarzo como consecuencia de la ebullición y el posterior enfriamiento adiabático. Finalmente, precipitación de esfalerita como resultado de un pulso tardío similar al fluido primario mineralizante (Figura 6.14).

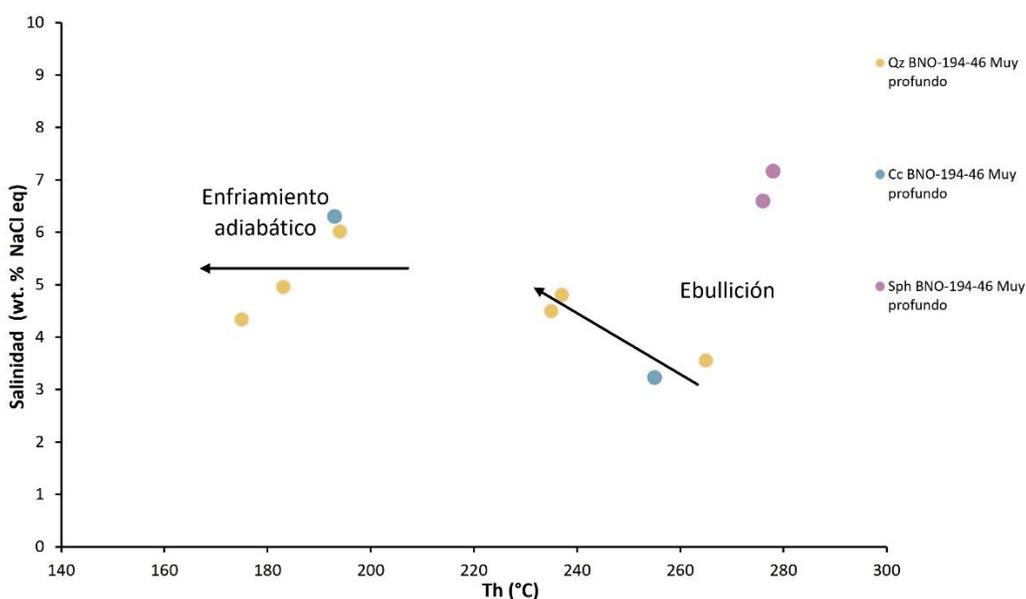


Figura 6.14 Gráfico Th (°C) *versus* salinidad (wt. % NaCl eq) para inclusiones fluidas de la muestra BNO 194-46 190.4-190.85 m de la Veta San Rafael. Abreviaciones. Th= temperatura de homogeneización, Shp= esfalerita, Qz= cuarzo, Cc= calcita

En el diagrama Th *versus* salinidad (wt. % NaCl eq) de la muestra BNO 194 191.7-192.4 m las inclusiones fluidas están repartidas en dos familias de salinidades. La evolución de los datos de la primera familia presenta una evolución de tipo ebullición debido a que se observa un aumento de salinidad y disminución de Th. Debido a la presencia de inclusiones fluidas monofásicas de vapor (V) en esta muestra, se puede deducir una ebullición intensa (flashing) (Simpson *et al.*, 2015). Contrariamente, los datos de la segunda familia presentan

una disminución de salinidad y Th. Por lo que se infiere un proceso de enfriamiento por mezcla de aguas meteóricas (Figura 6.15).

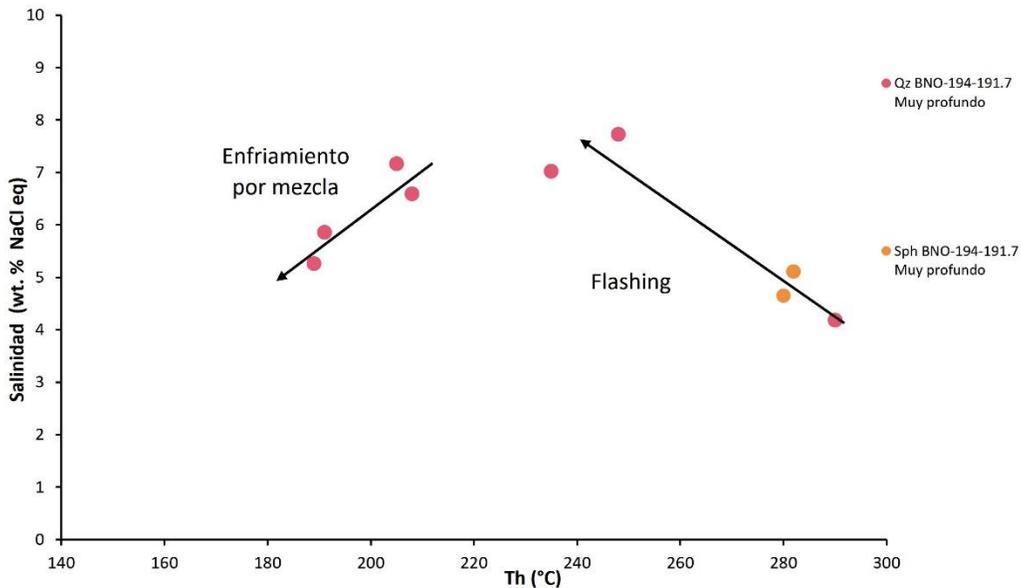


Figura 6.15 Gráfico Th (°C) versus salinidad (wt. % NaCl eq) para inclusiones fluidas de la muestra 194-191.7-192.4 m de la Veta San Rafael. Abreviaciones. Th= temperatura de homogeneización, Shp= esfalerita, Qz= cuarzo, Cc= calcita.

En el diagrama Th versus salinidad (wt.% NaCl eq) de la muestra BNO 193-39 16165.6m la evolución de los datos muestra la disminución de Th con una constante en la salinidad. Por lo que se deduce un proceso de enfriamiento adiabático (Figura 6.16).

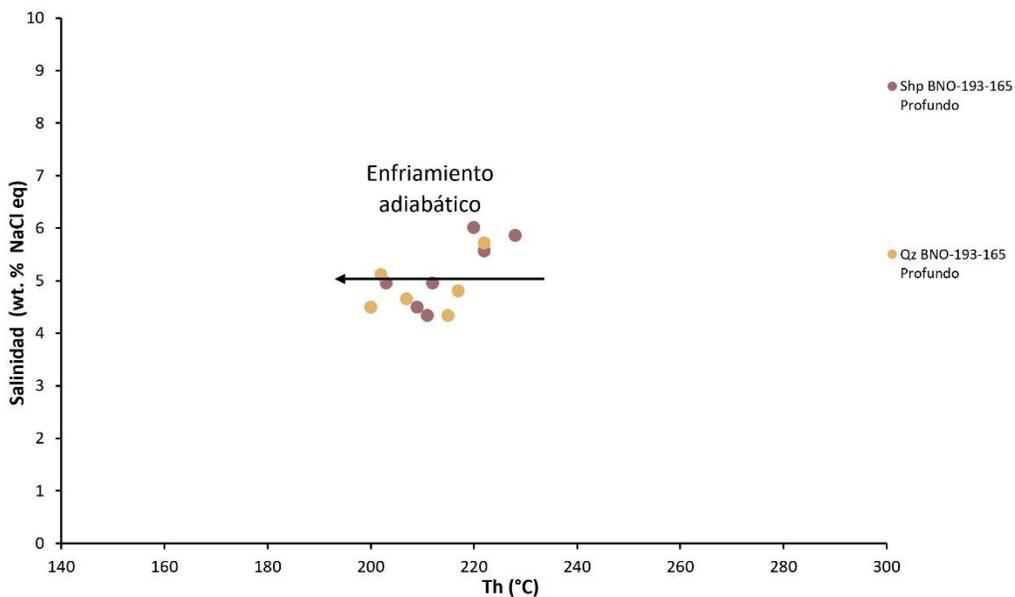


Figura 6.16 Gráfico Th (°C) versus salinidad (wt. % NaCl eq) para inclusiones fluidas de la muestra BNO 193-39 165.15-165.6 m de la Veta San Rafael. Abreviaciones. Th= temperatura de homogeneización, Shp= esfalerita, Qz= cuarzo, Cc= calcita

Capítulo 7 Discusión

7.1 Características y tipología de la Veta San Rafael (Distrito Minero de Guanaceví)

En la Veta San Rafael la mineralización de metales base (esfalerita rica y pobre en Fe, galena, calcopirita) y preciosos (argentita, tetrahedrita argentífera, electrum y polibasita). La morfología de las vetas San Rafael y Carmen es tabular, con desarrollos sigmoidales, discontinua, forman lazos con tendencia sigmoidal y existen zonas con flexiones. Las vetas son crustiformes y veta-brecha (Figura 5.2, Figura 5.13 y Figura 5.26) formando una estructura de tipo rosario (Figura 4.10 y Figura 7.1). Según Camprubí y Albinson (2006) y Corbett (2013), las vetas con bandeamiento crustiforme formando estructuras tipo rosario son características de yacimientos de tipo epitermal, tal y como ocurre en los Distritos Mineros de Motaje y Palmarejo (México; Barrios *et al.*, s.f.) y Kupol (Rusia; Rhys *et al.*, 2020), de forma que el depósito de San Rafael podría tratarse de un yacimiento epitermal.

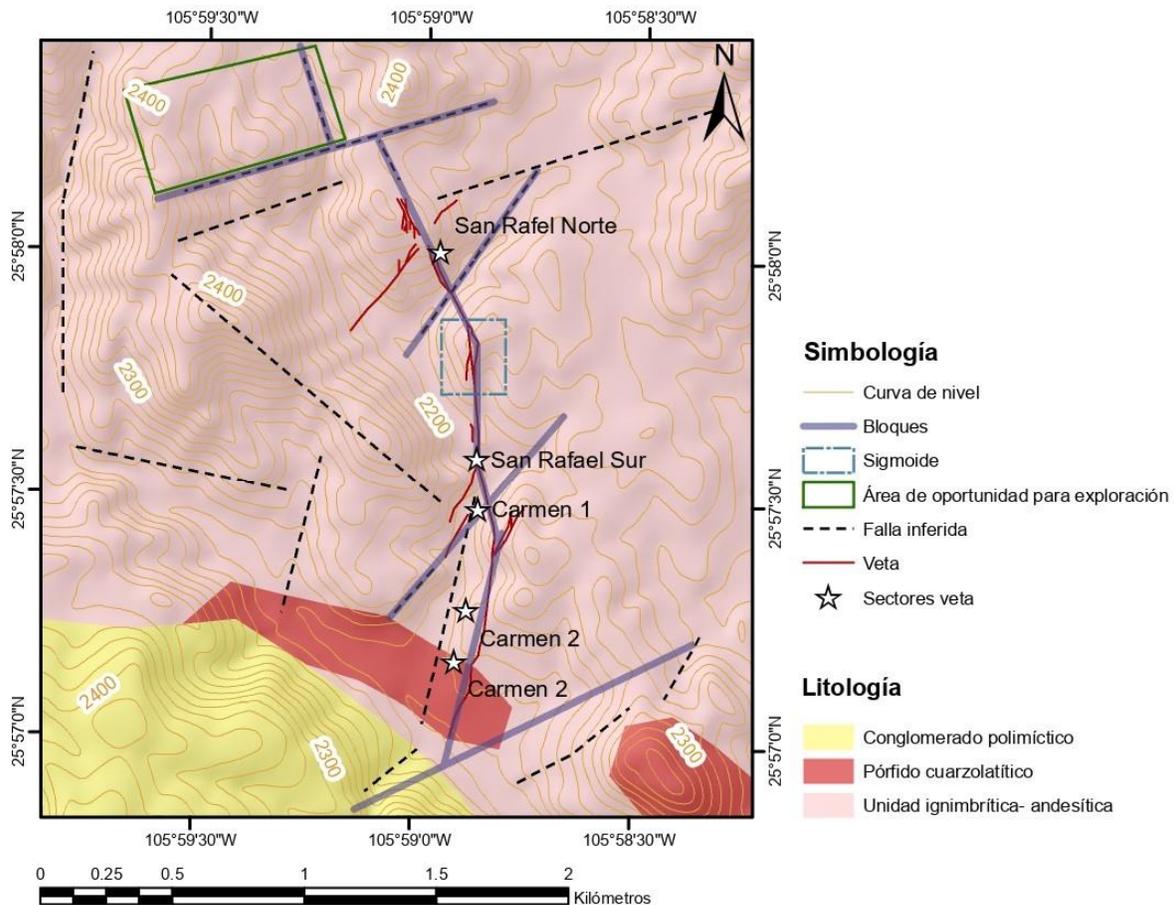


Figura 7.1 Mapa geológico del área de estudio. Sección dividida en bloques. Localización del sigmoide y área de oportunidad para exploración.

La asociación mineralógica en la Veta San Rafael está constituida por cuarzo, adularia, pirita, clorita, fluorita, barita, hematita, calcita, minerales de arcilla (i.e., caolinita, illita, illita-esmectita, montmorillonita) y sulfuros (i.e., esfalerita pobre y rica en Fe, calcopirita, galena, argentita, tetrahedrita, tetrahedrita argentífera) (Figura 5.4, Figura 5.5, Figura 5.6, Figura 5.15, Figura 5.16, Figura 5.17, Figura 5.18, Figura 5.20, Figura 5.21, Figura 5.22 y Figura 5.24). En cuanto a la Veta Carmen está constituida por cuarzo, adularia, pirita, clorita, fluorita, barita, hematita, calcita, minerales de arcilla (i.e., caolinita, illita, illita-esmectita, montmorillonita), sulfuros (i.e., esfalerita pobre y rica en Fe, calcopirita, galena, argentita, tetrahedrita, tetrahedrita argentífera), electrum y polibasita (Figura 5.26, Figura 5.28, Figura 5.29, Figura 5.30 y Figura 5.31). En el área de estudio, las menas de metales preciosos están asociadas, principalmente, con clorita, cuarzo microcristalino, adularia, cuarzo tabular y cuarzo plumoso (Tabla 7.1).

Las asociaciones minerales de la Veta San Rafael y Carmen son comparables con los depósitos epitermales de sulfuración baja y sulfuración intermedia caracterizados por la presencia de adularia. No obstante, se observa mayor semejanza con los epitermales de intermedia sulfuración debido a la presencia de menas de metales base, esfalerita pobre en Fe, tetrahedrita y las alteraciones subpropilítica y argílica. Como lo observado en *The Malontou* (China, Fan *et al.*, 2022).

Texturalmente, se reconocen dos eventos de mineralización de esfalerita. La esfalerita del primer evento corresponde a la esfalerita rica en Fe. Se encuentra como agregado cristalino con microinclusiones. La esfalerita del segundo evento es la denominada esfalerita pobre en Fe. Es semitraslúcida con pequeñas cantidades de inclusiones de calcopirita o sin estas. La galena de primera generación es subidiomórfica y la de segunda generación es hipidiomorfa.

Tal como Robl *et al.* (2009) describen la presencia de dos generaciones de esfalerita en la mineralización epitermal en el complejo estratovolcánico Quevar en Argentina. La esfalerita de primera generación descrita como ferrífera mientras que, la de segunda generación pobre en Fe. Gallard-Esquivel *et al.* (2018) describieron dos generaciones de esfaleritas (una rica en Fe y otra pobre en Fe) en el distrito La Carolina en Argentina. Así como Tămaş *et al.* (2021) describieron en las estructuras mineralizadas de sulfuración baja e intermedia en el yacimiento Roşia Montana en Rumania.

En la región norte de la Veta San Rafael, la textura de la sílice a nivel macroscópico que se ha observado es coloforme (Figura 5.2). Esta estructura es característica de niveles someros en vetas epitermales según lo propuesto por Hedenquist *et al.* (2000) y Dong *et al.* (1995). En el sector centro de la Veta San Rafael se observa la textura crustiforme, cocarda y brecha, en el caso de la Veta Carmen la textura es crustiforme (Figura 5.26) (Tabla 7.1). Estas texturas de la sílice son características del nivel de bonanza (Simpson *et al.*, 2011).

En el sector norte de la Veta San Rafael, la textura de la sílice a nivel microscópico cuarzo micromosaico, mosaico, macromosaico y cuarzo tabular. El cementante de la veta-brecha es silícico de cuarzo y ópalo (Figura 5.5). En el sector centro de la Veta San Rafael la textura de la sílice a nivel microscópico es cuarzo micromosaico, mosaico, macromosaico, cuarzo plumoso, en peineta; cuarzo tabular y cuarzo con textura cocarda. Se infiere ebullición en el sistema con base en la presencia del cuarzo plumoso, tabular y cuarzo hojoso al igual que la adularia tabular y rómbica (Dong *et al.*, 1995) (Figura 5.18, Figura 5.22 y Tabla 7.1).

Finalmente, en la Veta Carmen se observa cuarzo micromosaico a macromosaico, cuarzo plumoso; cuarzo en peineta, cuarzo microcristalino y fenocristales de cuarzo tabular. La calcita hojosa reemplazada por cuarzo y agregados cristalinos de fluorita tardía que los cubren. De ahí que se sugiere un proceso de ebullición por la presencia de calcita hojosa (Figura 5.30 y Tabla 7.1).

La mineralización de mena está asociada con el cuarzo mosaico a micromosaico, cuarzo tabular y cuarzo plumoso (Figura 5.5a, Figura 5.18b, c y d; Figura 5.22b, d y f; y Figura 5.30b, c y d). Se evidencia un proceso de ebullición, tal como Dong *et al.* (1995) y Moncada *et al.* (2017) lo sugieren debido a la presencia de cuarzo plumoso, tabular, cuarzo hojoso, calcita hojosa y adularia (Figura 5.18, Figura 5.22, Figura 5.24 y Figura 5.30). Es importante recalcar la presencia de ebullición puesto que es el mecanismo mediante el cual precipitan las menas de metales preciosos.

Respecto a los minerales de arcilla, estos se reconocieron en las zonas de alteración, hidrotermal, las cuales se clasificaron como argílica intermedia, argílica y subpropilítica (Figura 5.6, Figura 5.7, Figura 5.8, Figura 5.9, Figura 5.10, Figura 5.11, Figura 5.12, Figura 5.23, Figura 5.24, Figura 5.25 y Figura 5.31), Como se observa en la Figura 7.2, en el sector norte la alteración hidrotermal es argílica intermedia (caolinita) y argílica (montmorillonita);

en el sector centro es argílica (montmorillonita) y una transición de argílica a subpropilítica (montmorillonita e illita); y en el sector sur es subpropilítica (clorita) (Tabla 7.1).

Los sectores muestran un desnivel topográfico, el sector norte se encuentra a 2300 msnm, centro de 2100 msnm, y sur 2150 msnm (Figura 7.2). La presencia de adularia, junto la zonación vertical descrita anteriormente en la Veta San Rafael es similar a la descrita en los depósitos epitermales de sulfuración intermedia de Tonopah y Dukat (Estados Unidos y Rusia; John *et al.*, 2016; Filimonova *et al.*, 2014), donde en las zonas someras predominan la alteración la alteración argílica intermedia y argílica, con silicificación selectiva o previsiva y en las zonas profundas la subpropilítica y/o propilítica (Prirajno, 2009; Buchanan, 1981). Según las diferentes cotas en la veta San Rafael, el paleonivel en el norte es somero; debido a la presencia de alteración argílica intermedia con parches de silicificación, mientras que, en el sur es profundo (subpropilítica). A partir del norte del área de estudio y en dirección NW es posible encontrar niveles someros de la estructura. Cabe destacar que, posiblemente, existen saltos entre sectores debido a fallamientos. Por lo que se propone realizar una verificación con mapeo en interior de mina.

La alteración argílica intermedia se interpreta a partir de la interacción de la roca con un fluido ácido (4-5 pH) y que se forma cerca de 180°C. Asimismo, en la alteración argílica, el fluido es menos ácido (5-6 pH) y que se forma en rangos <150-250°C (Corbett, 2018). En cuanto a la alteración subpropilítica, se genera a partir de fluidos neutros a alcalinos a una temperatura entre 220-250°C (Lagat, 2008).

No obstante, la mayor concentración de mineralización económica (i.e., esfalerita, galena, argentita y tetrahedrita) se localiza principal en las zonas de alteración hidrotermal argílica, subpropilítica y, más intensamente, subpropilítica (Figura 7.2). Escuder-Virueete *et al.* (2022) y Fan *et al.* (2022) describieron en los yacimientos epitermales de intermedia sulfuración del Complejo Volcánico Quevar en Argentina y de The Maluntou en China que existe una relación espacial entre la alteración hidrotermal y la mineralización de menas.

Por consiguiente, se plantea que la zona de bonanza se localiza en el sector centro-sur y sur, ya que en el sector centro-sur de la Veta San Rafael se encuentra la transición de la alteración argílica a subpropilítica y en el sector sur la alteración subpropilítica. La presencia de minerales de metales base (i.e., esfalerita pobre y rica en Fe, galena, calcopirita), metales preciosos (argentita y tetrahedrita argentífera) y de una zonación en la alteración

hidrotermal como la descrita en la Figura 7.3 en la Veta San Rafael sugiere que este yacimiento podría clasificarse como un depósito epitermal de sulfuración intermedia.

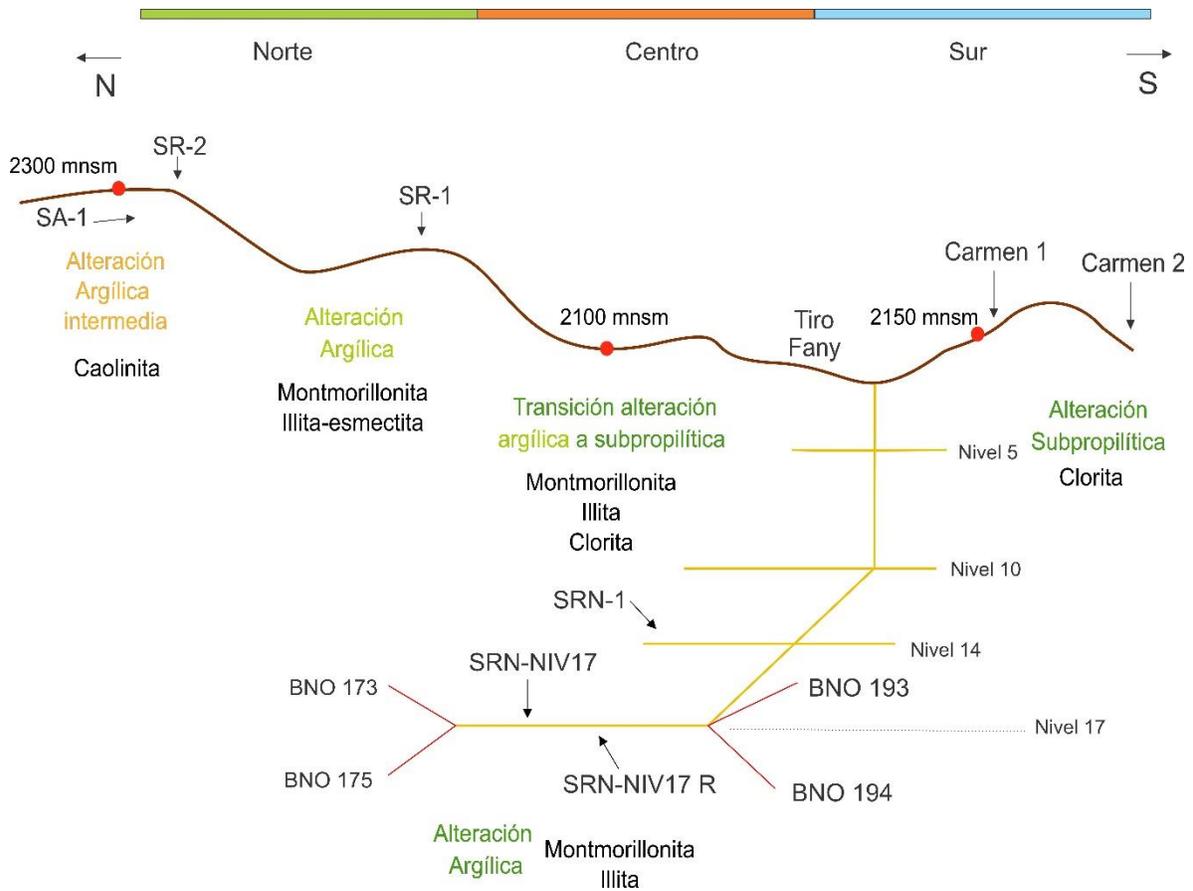


Figura 7.2 Modelo esquemático de la distribución de las alteraciones hidrotermales en interior mina. Comprende las regiones norte y centro de la Veta San Rafael y Veta Carmen.

Tabla 7.1 Características de la Veta San Rafael (norte y centro) y Veta Carmen (Sur).

	Norte	Centro	Sur
Alteración	Argílica intermedia argílica	Argílica Transición argílica a subpropilítica	Subpropilítica
Textura de la sílice	Cuarzo en micromosaico, mosaico, macromosaico y tabular.	Cuarzo micromosaico a mosaico, cuarzo plumoso, textura cocarda, cuarzo tabular. Calcita hojosa, adularia tabular y rómbica	Cuarzo micromosaico a mosaico, plumoso, en peineta, cuarzo tabular, cuarzo macromosaico. Calcita hojosa.
Menas Menas de metales base	Galena (subidiomórfica e hipidiomorfa), esfalerita rica en Fe, esfalerita pobre en Fe y calcopirita (dos generaciones)		
Menas de metales preciosos	Argentita, tetrahedrita argentífera	Argentita, tetrahedrita argentífera	Argentita, tetrahedrita argentífera, electrum, polibasita
Ebullición	No reconocida	Sí	Sí
Geotermómetro de esfalerita T (°C)	192-199	171-201	
Geotermómetro de clorita T (°C)	226-238	256-274	
Inclusiones Fluidas Th (°C)		154-290	
Inclusiones Fluidas Salinidad (wt% NaCl eq)		1.7-7.7	

En la Figura 7.3 presenta un modelo esquemático sobre la distribución espacial del depósito epitermal de sulfuración intermedia de la Veta San Rafael. En el que se observa que en las zonas más someras del sistema corresponderían con el sector norte de la Veta San Rafael con una alteración hidrotermal argílica y argílica intermedia y rica en metales base (i.e.,

esfalerita pobre y rica en Fe, galena y calcopirita) y pobre (i.e., argentita y tetrahedrita argentífera); seguido en profundidad por la Veta Carmen con una alteración hidrotermal subpropilítica, donde se concentra la mayor cantidad de metales base (i.e., esfalerita pobre y rica en Fe, galena y calcopirita) y de metales preciosos (i.e., argentita y tetrahedrita, en pequeñas trazas electrum y polibasita); más abajo se localizaría la zona de San Rafael centro-norte, con una transición de la alteración argílica y subpropilítica; y rica en metales base (i.e., esfalerita rica y pobre en Fe, galena y calcopirita) y presencia de metales preciosos (i.e., argentita y tetrahedrita); más abajo se localizaría la zona de San Rafael centro-sur, con una transición de la alteración argílica y subpropilítica; y rica en metales base (i.e., esfalerita rica y pobre en Fe, galena y calcopirita) y presencia de metales preciosos (i.e., argentita y tetrahedrita).

Las menas de metales base se encuentran relacionadas con transición de la alteración argílica a la alteración subpropilítica y la alteración subpropilítica. La mena de metales preciosos se encuentra, principalmente, en las zonas con alteración subpropilítica. La guía de exploración según las alteraciones hidrotermales es la clorita, por lo tanto, se propone seguir explorando debajo de la Veta Carmen o bien, explorar hacia el norte de la estructura actual.

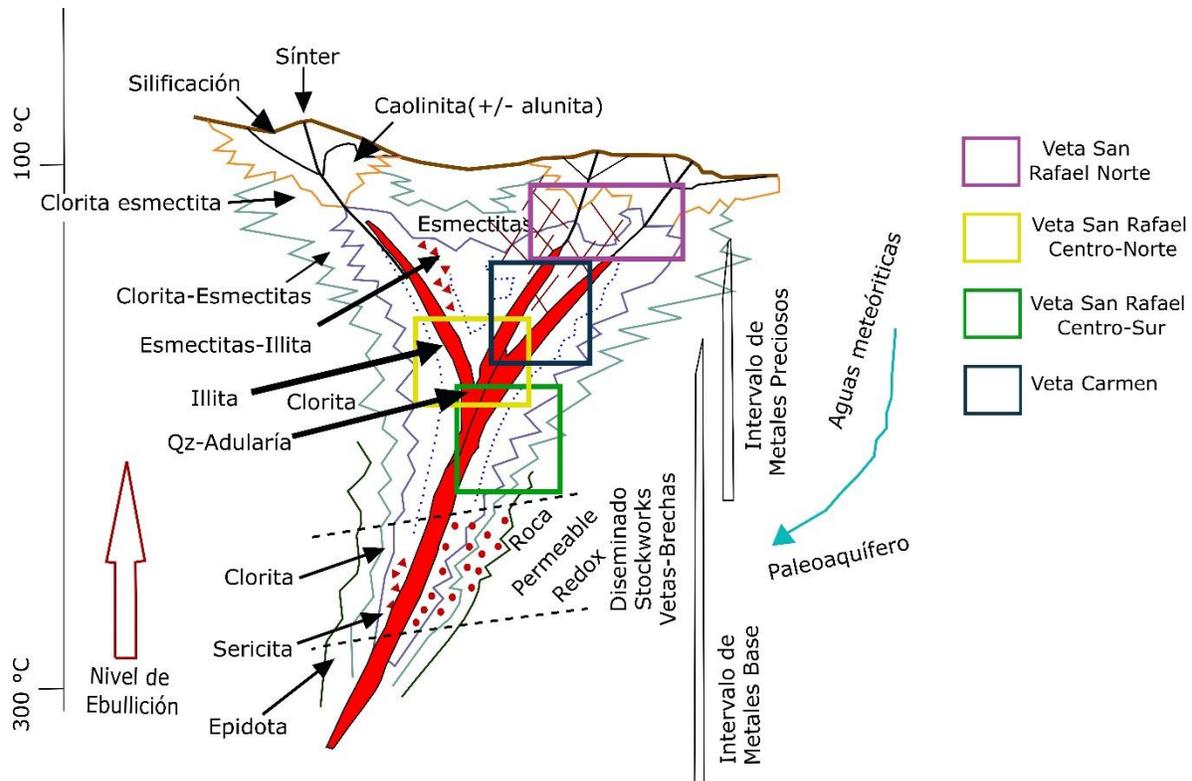


Figura 7.3 Modelo de yacimiento epitermal de sulfuración intermedia donde se observan minerales índice de alteración, posición de los minerales de mena y ubicación de los sectores de la zona mineralizada San Rafael. Modificado de Buchanan (1981).

7.2 Control geológico y estructural de la mineralización en el Distrito Minero de Guanaceví

La Veta San Rafael, así como las estructuras mineralizadas con mayor producción de oro, plata, zinc y plomo del Distrito Minero de Guanaceví, las vetas mineralizadas se encuentran encajonadas en el Complejo Volcánico Inferior (ignimbritas y lavas andesíticas) y, en menor medida, en la unidad conglomerática (Black *et al.*, 2018). Sin embargo, las vetas encajonadas con conglomerados son de bajo potencial dado el escaso espesor de las vetas, lo cual podría deberse a la competencia de la roca, de forma que no es una roca encajonante. En cambio, que la mayor concentración de metales se encuentre en vetas alojadas en el Complejo Volcánico Inferior es una característica común de los yacimientos epitermales del noreste de México como en los yacimientos de Tayoltita, Topia, Batopilas, Indé, Pánuco de Colorado, Coneto de Comonfort, Pelmarejo y Pánuco (Montoya-Lopera *et al.*, 2019; Loucks *et al.*, 1988; Peña, 2006; Salas y Ríos 2000; Chairez, 2013; Chairez, 2014; Molina, 2016; Maunula, 2022).

Una característica reconocida en la exploración de yacimientos epitermales en el noroeste de México es la roca encajonante de vetas perteneciente al Complejo Volcánico Inferior (ignimbritas y lavas andesíticas). Tal es el caso de Tayoltita, Topia, Batopilas, Indé, Pánuco de Colorado, Coneto de Comonfort, Palmarejo en Chihuahua y Pánuco en Sinaloa (Montoya-Lopera *et al.*, 2019; Loucks *et al.*, 1988; Peña, 2006; Salas y Ríos 2000; Chairez, 2013; Chairez, 2014; Molina, 2016; Maunula, 2022). Coincidente con lo observado en la Veta San Rafael y las estructuras con mayor producción del Distrito Guanaceví (Black *et al.*, 2018), por lo que se reconoce como una guía de exploración en el distrito.

El límite de la provincia de la Mesa Central y la Sierra Madre Occidental corresponde a la zona de falla de San Luis-Tepehuanes y es considerado como un lineamiento favorable para el emplazamiento de mineralizaciones epitermales (Nieto-Samaniego *et al.*, 2005; Camprubí *et al.*, 2016). Desde Fresnillo y Sombrerete, Zacatecas; Nombre de Dios, Tepehuanes y Santa María del Oro, Durango (Nieto-Samaniego *et al.*, 2005), el límite entre estas dos provincias es una guía regional para la exploración de sistema epitermales. Extendiendo el lineamiento NW de la zona de falla, algunos kilómetros hacia el norte de Santa María del Oro-Tepehuanes, se ubica el Distrito Minero Guanaceví (ver Figura 4.3).

La veta San Rafael se orienta con el lineamiento regional NW, es coincidente con el sistema de fallas San Luis-Tepehuanes; el cual fue propuesto por Nieto-Samaniego *et al.* (2005), Aranda-Gómez *et al.* (2007) y Nieto-Samaniego *et al.* (2012). Es por ello, que se ha definido como un control para la mineralización, este puede extenderse más hacia el norte de lo sugerido por Nieto-Samaniego *et al.* (2005) hasta el distrito Guanaceví.

Valdez (1980) definieron dos sistemas estructurales en el distrito minero con direcciones NNW y NNE. Estos sistemas son reconocidos por el análisis de lineamientos en el área de estudio (ver Figura 4.11) con sistemas NNW (0°-10°), NNW (20°-30°), NW (40°-50°); NNE (0°-10°), NE (30°-40°) y NE (40°-50°). Además, se denota presencia de sistemas secundarios de orientación NW (50°-60°) y NE (50°-60°). El sistema NNW coincide con la orientación de los cuerpos intrusivos propuestos por Pineda *et al.* (1980) al sur y sureste del distrito minero con rumbos NW y NNW.

Los sistemas estructurales de mayor relevancia dentro del Distrito Guanaceví exhiben una orientación general de NW-SE. Sin embargo, algunos sectores del este y norte del distrito los sistemas NNE presentan mayor (Valdez, 1980).

Tanto la Veta San Rafael como la Veta Carmen tienen una orientación correspondiente con el lineamiento regional NW (0° - 10° para Veta San Rafael) y (10° - 20° para Veta Carmen; Figura 7.1), con ramaleos NNW (20° - 30° para la Veta San Rafael; Figura 7.1) y NE (20° - 40° para la Veta Carmen, Figura 7.1). Estructuralmente, ambas vetas son paralelas al lineamiento regional NW del sistema de fallas San Luis-Tepehuanes (Nieto-Samaniego *et al.*, 2005; Aranda-Gómez *et al.*, 2007; Nieto-Samaniego *et al.*, 2012). Este sistema de fallas representa el límite de la provincia de la Mesa Central y la Sierra Madre Occidental, y es considerado como un lineamiento favorable para el emplazamiento de mineralizaciones epitermales (Nieto-Samaniego *et al.*, 2005; Camprubí *et al.*, 2016). Desde Fresnillo y Sombrerete (Zacatecas) hasta Nombre de Dios, Tepehuanes y Santa María del Oro (Durango) (Nieto-Samaniego *et al.*, 2005), el límite entre provincias es una guía regional para la exploración de sistemas epitermales. El Distrito Minero Guanaceví se ubica al norte del sistema de fallas San Luis-Tepehuanes y del Distrito Minero Santa María del Oro (ver Figura 4.3)

Es por ello que las estructuras con dirección NW identificadas en la Veta San Rafael y Veta Carmen podrían representar un control estructural para la mineralización, extenderse más hacia el norte de lo sugerido por Nieto-Samaniego *et al.* (2012), hasta el Distrito Minero de Guanaceví.

De forma adicional, en la Veta San Rafael, se han identificado zonas con mineralizaciones importantes de menas de metales preciosos en vetas flexionadas también denominados sigmoides con dirección NW-SE (Figura 7.1) y en el cruce de vetas (Figura 7.1). Las vetas flexionadas con morfologías tipo “S”, son comunes en zonas de falla transtensionales, ya que representan áreas preferentes para la precipitación de mineralizaciones económicas (Corbett, 2013). Ejemplo de ello son los sigmoides descritos en las estructuras del yacimiento Shila en el distrito Shila-Paula al sur de Perú según Chauvet *et al.* (2006). Estas estructuras identificadas en la Veta San Rafael son similares a las vetas descritas en el Distrito Minero Palmarejo (Chihuahua, México; Galván-Gutiérrez, 2014); Antamok (Filipinas; Fernandez, 1979) y Pongkor (Java, Indonesia; Marcoux y Milesi *et al.*, 1994).

Ejemplos de mineralizaciones con enriquecimientos en metales preciosos en el cruce de estructuras son: Distrito Minero de Vetas y California en Colombia (Mantilla *et al.*, 2011), Los Cuarentas en Sonora (México; México Mining Center, s.f), Waihi (Nueva Zelanda; Simpson y Mauk, 2007) y Toyoha en Japón (Yajima y Ohta, 1979), donde se han identificado zonas de bonanza y, por lo tanto, se consideran como controles de

mineralización económica. Corbett (2012) y Rhys *et al.*, (2020) postulan que los cruces estructurales pueden concentrar al flujo de fluidos y actúan como lugares de deposición eficiente de Au. Además, proponen que no solo en los puntos de intersección son zonas de enriquecimiento, sino también a lo largo de los segmentos de falla adyacentes.

Por lo tanto, teniendo en cuenta la relación existente entre la distribución de las vetas mineralizadas y las estructuras descritas anteriormente de la Veta San Rafael y Veta Carmen del Distrito Minero de Guanaceví. Las estructuras mineralizadas se han agrupado de norte a sur: i) San Rafael norte, ii) San Rafael centro-norte, iii) San Rafael centro-sur y iv) Veta Carmen (sector sur). A nivel estructural, en el sistema de Veta San Rafael, se reconocen como guías de mineralización a arreglos sigmoidales y cruce de estructuras

Dentro de la cartografía de la Veta San Rafael se observa un bloque en el norte y sur, los cuales están denotados por fallas NE-SW, que limitan la estructura mineralizada. De manera que la extensión de la veta está restringida por bloques (Figura 7.1). La estructura sigue una dirección general NW, sin embargo, se perciben flexiones limitadas por fallas NE y desprendimientos de la Veta Carmen con dirección NE. Así pues, se plantea que el cruce de estas estructuras muestra áreas de oportunidad económica.

La orientación preferencial de la veta es NW, sin embargo, se percibe que la estructura es desplazada por fallas más recientes de orientación NE (Figura 7.1). Por lo tanto, se sugiere continuar la exploración en la zona norte siguiendo el desplazamiento de las fallas NE-SW, con especial atención donde se han marcado fallas inferidas de orientación NW-SE (Figura 7.1). En consecuencia, se define que el área de oportunidad para la exploración de la Veta San Rafael está en función del desplazamiento del fallamiento NE, que es más joven que la estructura mineralizada.

Al igual, la sección sur es otra área de oportunidad para la exploración, la estructura se encuentra cortada por fallas más recientes de dirección NE. Adicionalmente, en este sector del distrito aflora el Conglomerado Guanaceví. En general, las rocas de basamento y sedimentarias de tipo detrítico no son rocas caja que permitan una concentración constante en espesor de estructuras mineralizadas, es decir, la veta principal comienza a tener ramaleos y ello disminuye su potencial económico.

Geotermometría

Mediante el uso del geotermómetro Ga, Ge, Fe, In y Mn de esfalerita (GGIMFis) (Frenzel *et al.*, 2016) se estimó la temperatura en los sectores norte (SR-2) y centro las muestras, (SRNNIV17a y BNO 193-39 165.15-165.6 m). Las temperaturas se encuentran entre 171°C y 201°C. De manera que la temperatura es comparable con los rangos de temperaturas de yacimientos epitermales que van de 170 a 300°C según Camprubí y Albinson (2006), Wilkison (2001), Hedenquist *et al.* (2000) y Sillitoe (2003).

El sector centro (SRNNI17A y BNO 193-39 165.15-165.6 m) presenta temperaturas que van de 171°C y 201°C. La muestra SRNNI17A presenta temperaturas que van de 188 a 201 °C y son similares al rango obtenido mediante inclusiones fluidas (179-218°C) de esta misma muestra en esfaleritas. Sin embargo, no se logró obtener temperaturas semejantes a las temperaturas máximas observadas en las inclusiones fluidas. En el caso de las temperaturas calculadas en la muestra BNO 193-39 165.15-165.6 m van de 171-175 °C y quedan debajo del rango calculado con inclusiones fluidas (203-228°C) de la misma muestra en esfaleritas, la diferencia entre temperaturas es de hasta 44°C respecto al promedio.

Los rangos de temperatura calculados mediante el geotermómetro Ga, Ge, Fe, In y Mn de esfalerita (GGIMFis) propuesto por Frenzel *et al.* (2016) son menores, por lo que se sugiere que este geotermómetro puede tener ciertas diferencias con las temperaturas de inclusiones. Ya que para realizar el cálculo de temperaturas se utiliza elementos en bajas concentraciones muy próximos al límite de detección o equivalente, se propone utilizar el geotermómetro con reserva.

Para realizar el cálculo de temperaturas se utilizaron esfaleritas ricas en Fe y pobres en Fe. En vista de que no se observaron diferencias contrastantes tanto en las mediciones como en el cálculo de temperatura entre los dos tipos de esfaleritas, no se marcó distinción entre estas dos para realizar el cálculo de temperaturas.

Los datos de temperaturas obtenidos del sector norte y sector centro (muestras SRNNIV17 y SR-2) a través de los geotermómetros de clorita de Cathelineau y Nieva (1985), Kranidiotis y MacLean (1987) y Shabani (2009) se encuentran entre un rango de temperatura entre 225 y 334°C. Las temperaturas del sector centro (muestra SRNNIV17) según los geotermómetros empíricos de clorita se encuentran entre 255 y 334°C. En el sector centro (muestra SRNNIV17) con el geotermómetro de Cathelineau y Nieva (1985) se obtuvo un

rango de temperatura entre 255 y 276°C. Este geotermómetro tiene mayor coincidencia con el geotermómetro de esfalerita y las inclusiones fluidas, pues la temperatura máxima del geotermómetro de esfalerita es 201 y la de inclusiones fluidas es 218°C (ver Tabla 5.5).

En el caso del sector norte (muestra SR-2) las temperaturas según los geotermómetros empíricos de clorita se encuentran entre 225°C y 291°C. Los datos obtenidos del geotermómetro de Cathelineau y Nieva (1985) se definió un rango de temperatura entre 225°C y 237°C. Siendo este el más equiparable a la temperatura obtenida con el geotermómetro de esfalerita que van de 192 a 199°C.

La clorita es una de las principales fases minerales que se encuentran en las alteraciones hidrotermales. Según Foster (1962) y Tetiker *et al.* (2015) las cloritas superficiales de la Veta San Rafael se clasifican en chamositas y las cloritas profundas como brunsvigitas. La variedad química de la clorita ha ayudado en la determinación de las condiciones fisicoquímicas de la formación de este mineral. Tal es el caso de la temperatura, puesto que los cambios químicos más significativos como el aumento del contenido de Al^{IV} y el descenso del contenido de Si^{IV} y X_{Fe} están asociados con el ascenso de la temperatura (Esteban *et al.*, 2007). Aunque la composición química de las cloritas esté influenciada por la temperatura de formación, Xie *et al.* (1997) describieron otros factores que igual intervienen como la composición de la roca total, asociaciones minerales y estructura cristalina.

Es por lo que Klein *et al.* (2007) sugieren que los resultados obtenidos mediante el geotermómetro empírico de clorita deben ser comparados con estimaciones de temperatura calculadas a partir de otros métodos. Para el caso de este estudio se observó que algunos rangos de temperatura del geotermómetro empírico de clorita son cotejables, pero mayormente se encuentra una gran diferencia comparada con las inclusiones fluidas y el geotermómetro de esfalerita (GGIMFis). Es por ello por lo que los resultados calculados se deben de tomar con cierta reserva y no pueden ser concluyentes.

Igualmente, se estableció que el geotermómetro de Cathelineau y Nieva (1985) presenta información afín a la roca total. Ya que la roca encajonante de la mineralización de este estudio es andesita y el geotermómetro empírico de clorita de Cathelineau y Nieva (1985) fue calibrado principalmente con andesitas del sistema geotérmico Los Azufres en México. En el caso del geotermómetro empírico de clorita propuesto por Kranidiotis y MacLean (1987) fue calibrado con riocitas y riolitas de la alteración hidrotermal del yacimiento de sulfuro masivo volcanogénico Phelps Dodge en Canadá.

Microtermometría de Inclusiones fluidas

Las muestras de inclusiones fluidas analizadas están alojadas en cristales de cuarzo, calcita y esfalerita de la región centro-norte y centro-sur de la Veta San Rafael. Las inclusiones fluidas analizadas son: monofásicas líquidas (L), bifásicas de líquido y vapor (L+V); y trifásicas de líquido, vapor y cristal (L+V+S) en menor cantidad. En su mayoría primarias, aunque se observaron algunas secundarias. El grado de relleno que presentan va de 0.45 a 0.95 esta diferencia es relativamente contrastante, por lo que es consistente con el proceso de ebullición. Otra evidencia es el rasgo textural de la presencia de adularia tabular y rómbica. Dong y Morrison (1995) postulan que la adularia tabular y rómbica están asociadas con el cuarzo con bandeamiento crustiforme en los yacimientos epitermales. La adularia de estos dos tipos se forma cuando se prolonga la ebullición.

Los datos obtenidos de temperatura de homogeneización (T_h) exhiben dos pulsos modales de 260°C a 290°C y 140°C a 200°C. En cuanto a los datos de temperatura de fusión del hielo (T_{fh}) se observan dos modas entre -3°C a -3.5°C y -4°C a -4.5°C. Al igual, la salinidad presenta dos pulsos bimodales de 4.5 y 5 wt% NaCl eq.

De la Figura 6.12 a la Figura 6.16 se muestran los datos de T_h y salinidad (wt.% NaCl eq). De esta forma se han interpretado los procesos de precipitación de minerales de mena: ebullición (Figura 6.12 y Figura 6.14), enfriamiento adiabático (Figura 6.14 y Figura 6.16), enfriamiento por mezcla de aguas meteóricas (Figura 6.13 y Figura 6.15). Igualmente, se ha observado la presencia de una intensa ebullición (flashing) (Figura 6.15)

Las mediciones de inclusiones fluidas de en la muestra BNO 173-49 205-205.7m del sector centro-norte muestran una familia caracterizada por un rango T_h de 258-284°C y salinidades de 1.74-6.01 wt.% NaCl eq que denota un proceso de ebullición. En cambio, la familia con rangos de T_h de 154-202°C y salinidad de 3.7-6.2 wt.% NaCl eq el cual señala un proceso de enfriamiento diabático (Figura 6.12). En el caso de la muestra SRNNIV17R tiene rangos de T_h que van de 179.4-214°C y salinidades de 4.2-5.7 wt.% NaCl eq, esta distribución señala un proceso de enfriamiento por mezcla de aguas meteóricas (Figura 6.13, Figura 7.4).

Las inclusiones fluidas de la muestra BNO 194-46- 190.4-190.85m presentan dos familias de salinidades, la primera familia presenta rangos de T_h de 237-255°C y salinidades de 3.2-4.8 wt.% NaCl eq. Por lo que se infiere un proceso de ebullición. La segunda familia

presenta rangos de Th de 183-194°C y salinidades de 5 a 6 wt.% NaCl eq. De esta se deduce un proceso de enfriamiento adiabático (Figura 6.14, Figura 7.4).

Igualmente, en la muestra BNO 194 191.7-192.4 m las inclusiones fluidas están repartidas en dos familias de salinidades. La primera presenta rangos de Th de 235-290°C y salinidades de 4.2-7.0 wt.% NaCl eq. Se puede deducir un proceso de ebullición intensa (flashing). En cambio, en la segunda familia los rangos de Th son 189-205°C y con salinidades de 5.3-7.2 wt.% NaCl eq y el proceso es enfriamiento por mezcla de aguas meteóricas (Figura 6.15, Figura 7.4).

Las inclusiones fluidas de la muestra BNO 193-39 165.15-165.6m tiene rango de Th de 202-228°C y salinidades de 5.1-5.9 wt.% NaCl eq. Se deduce un proceso de enfriamiento adiabático (Figura 6.16, Figura 7.4). De acuerdo con estos datos la ebullición fue el proceso de precipitación mineral más recurrente en la Veta San Rafael.

La muestra SRNNIV17 presenta temperatura más alta, por lo que se infiere que se encuentra en un conducto principal de mineralización con una fuerte influencia del intrusivo o de la fuente de calor del sistema hidrotermal.

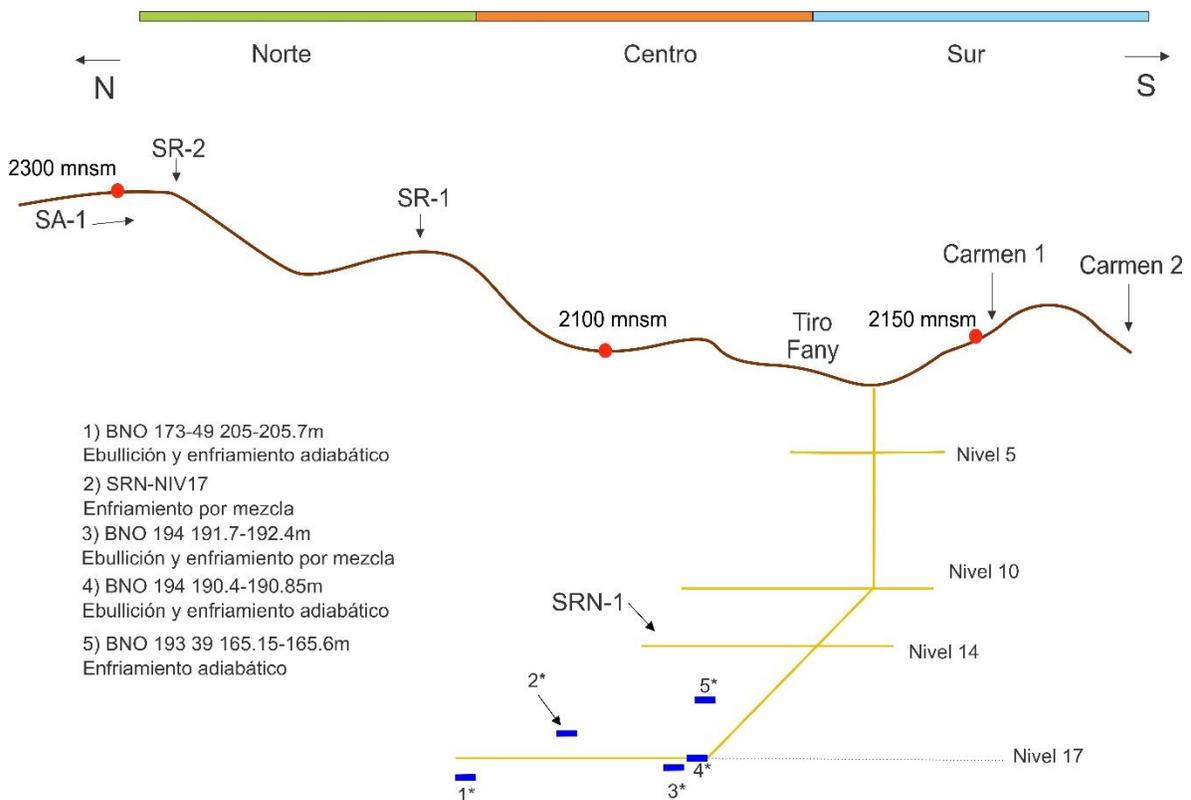


Figura 7.4 Modelo esquemático de la distribución de las inclusiones fluidas estudiadas en interior mina y su proceso de mineralización.

Wilkison (2001) argumentó que la forma más sencilla de caracterizar las inclusiones fluidas presentes en los sistemas mineralizados es con la temperatura de homogeneización (Th) y la salinidad en porcentaje en peso equivalente de NaCl. Los yacimientos epitermales se caracterizan por tener fluidos de baja salinidad y un rango de temperatura de homogeneización con un buen grado de aproximación debido a que las presiones de atrapamiento son bajas. Los rangos de temperatura obtenidos en la veta San Rafael son consistentes con el rango típico de los yacimientos epitermales (100°C a 300°C).

7.3 Modelo de evolución del yacimiento epitermal de Veta San Rafael en el Distrito Minero Guanaceví

En la Figura 7.5 se propone el modelo evolutivo para el Distrito Minero de Guanaceví caracterizado por los siguientes eventos: (a) Emplazamiento del Complejo volcánico Inferior (b) Se desarrolla un sistema extensional con orientación NWSE reflejado por fracturamiento, fallamiento y diques de cuarzolita intrusionan al conglomerado Guanaceví y al Complejo Volcánico Inferior. (c) Emplazamiento del Supergrupo Volcánico Superior. (d) Se desarrolló la deformación extensional de estilo estructural de Cuencas y Sierras, soluciones mineralizantes ascendieron por fracturas, fallas y zonas de contacto entre los diques y la andesita.

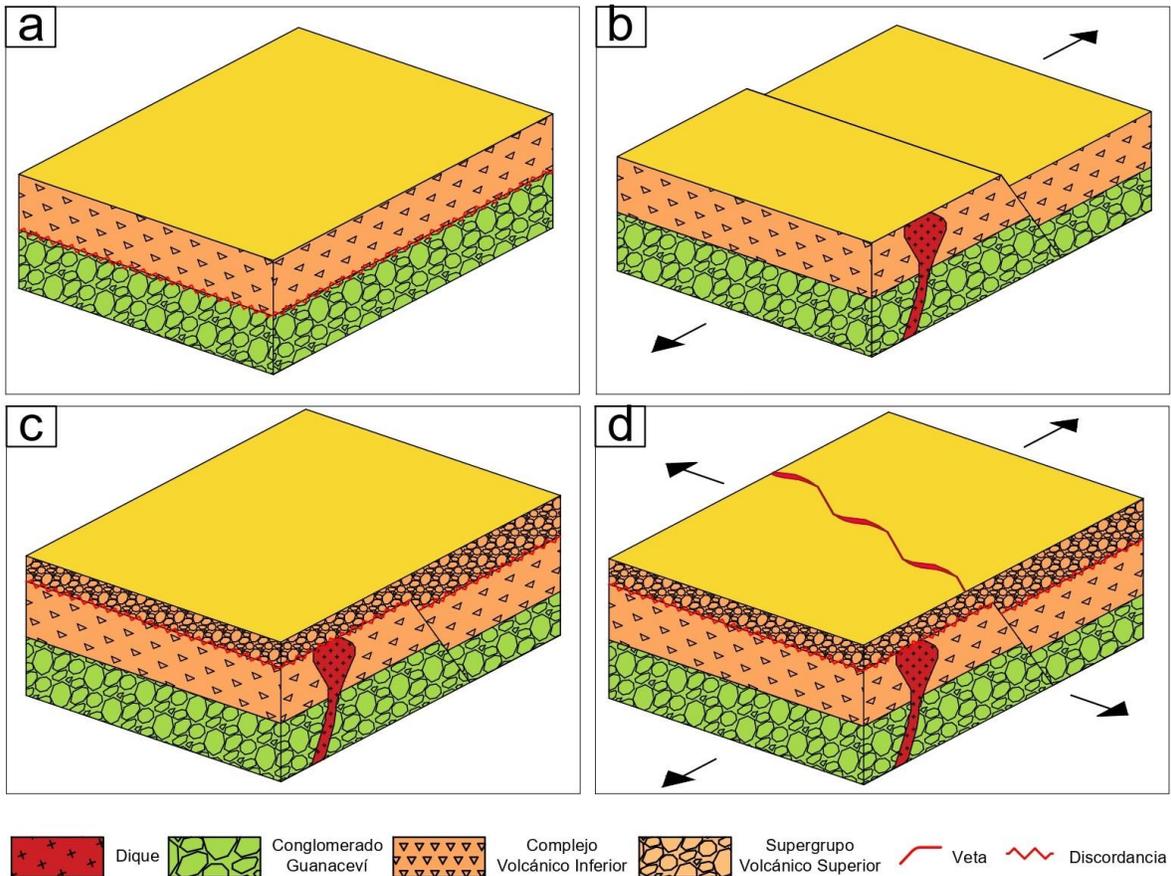


Figura 7.5 Modelo propuesto del Distrito Minero de Guanaceví por etapas

Resumiendo la información expuesta en la presente tesis de maestría, en la Figura 7.6 se expresa el modelo evolutivo de la mineralización de la Veta San Rafael en cuatro etapas. Durante la primera etapa, fluidos hidrotermales a alta temperatura ($T_h \sim 270-290^\circ\text{C}$, $T_{G,Chl} \sim 255-334^\circ\text{C}$) y salinidad baja ($\sim 1.5-3 \text{ wt\% NaCl eq}$) circularon y generaron la alteración subpropilítica y fílica incipiente en halos. Comienza el relleno de la veta a lo largo de la falla (cuarzo y pirita). Posteriormente, la temperatura de los fluidos hidrotermales ($T_h \sim 250-290^\circ\text{C}$, $T_{G,Chl} \sim 237-271^\circ\text{C}$ y salinidad ($\sim 1-5 \text{ wt\% NaCl eq}$), generaron alteración subpropilítica sobreimpresa en los halos. Inició la mineralización de menas de metales base (esfalerita, galena y calcopirita de primera generación).

Durante la tercera etapa se reactivó la falla (transtensional) dando lugar al brechamiento. La salinidad de los fluidos aumentó ($\sim 5-7 \text{ wt\% NaCl eq}$) y la temperatura disminuyó ($T_h \sim 180-220^\circ\text{C}$, $T_{G,Chl} \sim 237-271^\circ\text{C}$) como consecuencia de la ebullición y flashing, siendo estos los mecanismos de precipitación mineral. Ocurre la mineralización de menas de metales base (esfalerita, galena y calcopirita de segunda generación) y mena de metales preciosos (argentita, tetrahedrita argentífera, polibasita y electrum). Evidencia del proceso de ebullición es la presencia de adularia rómbica y tabular, cuarzo plumoso, tabular y hojoso.

Finalmente, la temperatura disminuye ($T_h < 200^\circ\text{C}$) al igual que la salinidad ($< 4 \text{ wt\% NaCl eq}$) dando paso a los procesos de dilución y enfriamiento por la mezcla del fluido mineralizante con fluidos meteóricos. En este proceso se cristalizaron hematita, fluorita y relleno con cuarzo y calcita como eventos tardíos.

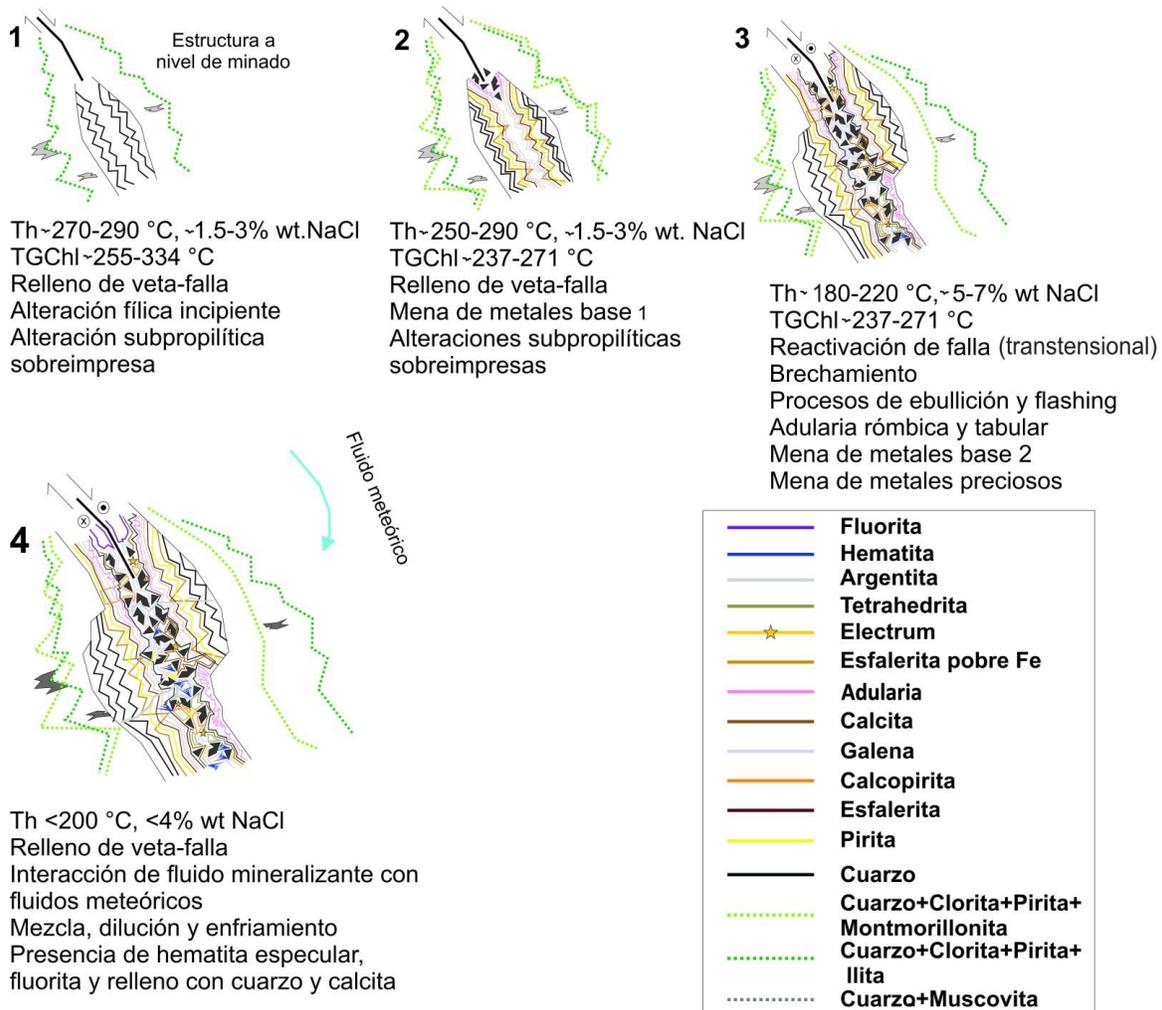


Figura 7.6 Modelo evolutivo esquemático propuesto para la Veta San Rafael.

7.4 Industria minera en el Municipio de Guanaceví y beneficio a la comunidad

De acuerdo con los datos del Censo Económico del 2019, en el municipio de Guanaceví la minería concentra el 1.9% de las unidades económicas (establecimientos donde se realiza la producción y/o comercialización de bienes y/o servicios). Aun así, en este año la minería fue el sector económico que aportó el mayor ingreso total en el municipio con 204 millones de pesos mexicanos, seguido del comercio al por menor con 151 millones de pesos mexicanos; y servicios de alojamiento temporal y de preparación de alimentos y bebidas con 9.71 millones de pesos mexicanos (Instituto Nacional de Estadística y Geografía, 2020; Gobierno de México, 2020).

Es importante recalcar que tanto el comercio al por menor como de servicio de alojamiento temporal y de preparación de alimentos y bebidas están relacionados directamente con el

efecto inducido por el consumo de los trabajadores de las minas. Además, la minería es el segundo sector económico donde se contrataron más empleados en el municipio (152 empleados) seguido por servicios de alojamiento temporal y de preparación de alimentos y bebidas (66 empleados) (Gobierno de México, 2020; Instituto Nacional de Estadística y Geografía, 2020).

Por tanto, a partir de los resultados obtenidos en la Veta San Rafael y Veta Carmen se han sugerido nuevas localizaciones con potencial para la exploración, al igual que guías de exploración no solo para la zona de estudio sino también para el Distrito Minero de Guanaceví. De esta manera, las guías de exploración propuestas podrán servir para plantear nuevos programas de exploración y así continuar con la producción minera de esta zona. Esto beneficiará a la estabilidad de empleos tanto en el sector minero como en los demás que están estrechamente relacionados con este.

Capítulo 8 Conclusiones

La Veta San Rafael y Veta Carmen se localizan en el Distrito Minero Guanaceví (Durango), dentro de la Sierra Madre Occidental. El distrito minero, así como la estructura mineralizada se localizan cerca del sistema de fallas regional San Luis-Tepehuanes, con orientación NW.

La morfología de las vetas es tipo rosario, e incluyen vetas crustiformes y vetas-brechas, donde mineralización de metales base y preciosos. Estas vetas están encajonadas principalmente en tobas andesíticas y andesitas del Complejo Volcánico Inferior de la Sierra Madre Occidental.

Las vetas tienen una orientación preferencial NNW y una extensión longitudinal desde el norte hasta el sur donde se localiza la Veta Carmen. Las estructuras mineralizadas se han agrupado de acuerdo con su localización geográfica, de norte a sur, en: San Rafael norte, San Rafael centro-norte, San Rafael centro-sur y Veta Carmen (sector sur).

Las alteraciones hidrotermales identificadas en la mineralización de la Veta San Rafael, de más somero a más profundo son: argílica intermedia, argílica y subpropilítica. Particularmente, se observa una transición entre la alteración argílica y subpropilítica en la superficie en el sector centro; y desarrollo de la alteración subpropilítica en la zona de minado profundo.

La asociación mineral está constituida por cuarzo, adularia, pirita, clorita, fluorita, barita, cuarzo, caolinita, illita, illita-esmectita, montmorillonita y sulfuros. La mena de metales base está compuesta por galena (subidiomórfica e hipidiomorfa), esfalerita (pobre en Fe y rica en Fe) y calcopirita. Por otro lado, la mena de metales preciosos está conformada por argentita, tetrahedrita argentífera, electrum rico en Au y polibasita. Paragenéticamente, se detectaron cuatro fases de mineralización. En la segunda y tercera etapa ocurrió la precipitación de menas de metales base, mientras que, en la tercera etapa precipitaron los metales preciosos.

Las texturas de la sílice son cuarzo mosaico a micromosaico, cuarzo mosaico a macromosaico, cuarzo tabular, en peineta; cuarzo hojoso, cuarzo plumoso, cuarzo hojoso. En el sector centro de la Veta San Rafael y Veta Carmen se han observado, mayormente, la presencia de cuarzo hojoso; adulara rómbica y tabular, por ende, el nivel de minado se encuentra todavía en la zona de bonanza.

Los mecanismos de precipitación de las menas de metales fueron ebullición, enfriamiento adiabático y enfriamiento por mezcla de aguas meteóricas. Destacándose la ebullición como el principal mecanismo de precipitación.

Con base en el estudio de inclusiones fluidas, los fluidos mineralizantes para el depósito tienen un rango de temperatura de homogenización entre 154°C y 290°C, salinidad que varía de 1.7 a 7.7 wt % NaCl eq. Además, el valor calculado con el geotermómetro de esfalerita Frenzel *et al.* (2016) denota un rango de temperatura de entre 188°C y 201°C \pm 12.4°C, comparado solo con los valores más bajos de inclusiones fluidas.

Al contrario, los valores de temperatura obtenidos mediante el geotermómetro de clorita de Cathelineau y Nieva (1985), Kranidiotis y MacLean (1987), Cathelineau (1988) y Shabani (2009) están en un rango de temperatura entre 91 y 326 °C. Los rangos de temperatura obtenidos (117° y 274°C) de los geotermómetros de clorita de Cathelineau y Nieva (1985) y Kranidiotis y MacLean (1987) son los más cercanos a los rangos de temperatura calculados por el geotermómetro de esfalerita (GGIMFis) y de inclusiones fluidas. Aun así, las temperaturas calculadas mediante los geotermómetros empíricos de clorita presentan una notable diferencia respecto a las temperaturas obtenidas mediante los otros métodos. Por lo tanto, las temperaturas calculadas con los geotermómetros de clorita de Cathelineau y Nieva (1985) y Kranidiotis y MacLean (1987) no son concluyentes.

El yacimiento San Rafael dentro del Distrito Guanaceví puede clasificarse como epitermal de sulfuración intermedia conforme a la asociación mineral de cuarzo, adularia, metales base y preciosos; los rangos de temperatura (154°-290°C de acuerdo con las inclusiones fluidas) y tipos de alteración hidrotermal asociados (subpropilítica y argílica).

De acuerdo con este estudio, se han definido guías de exploración para la zona de estudio y para el distrito minero. Primeramente, la guía litológica es la andesita que caracteriza al Complejo Volcánico Inferior. Al igual que, los lineamientos NNW, en especial los desplazados por fallas NE o en los cruces de estas estructuras.

Puesto que, las menas de metales preciosos están asociadas con clorita, adularia, cuarzo microcristalino, cuarzo tabular y cuarzo plumoso; se han designado como guías de exploración.

Capítulo 9 Recomendaciones

Con los resultados obtenidos en la Veta San Rafael y Veta Carmen se sugiere que la minera revise las zonas de intersección de lineamientos estructurales, especialmente, aquellos con direcciones NNW y NE y zonas de flexión de la veta (sigmoides o en vetas tipo rosario), ya que son zonas de bonanza y podrían alojar vetas ricas en minerales de menas de metales base y preciosos.

La exploración debe seguir hacia el norte ya que se puede observar una posible continuación de la Veta San Rafael (ver Figura 7.1). Esta posible área de oportunidad está condicionada por la presencia de desplazamientos en las fallas NE. Además, de acuerdo con la altitud actual de esta área de oportunidad, se prevé que en las zonas donde exista mineralización económica se encontrarán características correspondientes con la alteración argílica como la caolinita.

Debido a la distribución de las alteraciones argílica y subpropilítica; además de la presencia de clorita y adularia en la Veta San Rafael, se sugiere orientar el minado hacia el sector centro-sur (Figura 7.2). Igualmente, se propone conectar la Veta San Rafael con la Veta Carmen a nivel profundo ya que ahí es donde se podría encontrar un nivel mineralizado con menas de metales preciosos.

Se sugiere utilizar el geotermómetro de esfalerita (GGIMFis) en yacimientos epitermales con reserva, ya que las concentraciones de Ga y Ge son muy bajas, pues la mayoría se encuentra por debajo del límite de detección de la microsonda electrónica. En caso de utilizar este geotermómetro para yacimientos epitermales, se recomienda medir con ICP-MS.

Referencias

- Alba, H. A. (1990). Informe de la visita de reconocimiento mediante asesoría técnica efectuada a los lotes mineros "San Rafael y Fanny", localizados en el Distrito Minero de Guanaceví, Dgo. Consejo de Recursos Minerales.
- Agarwal, A., Alva-Valdivia, L. M., Rivas-Sánchez, M. D. L. L., Herrero-Bervera, E., Urrutia-Fucugauchi, J., & Espejel-García, V. (2017). Emplacement dynamics and hydrothermal alteration of the Atengo ignimbrite, southern Sierra Madre Occidental, northwestern Mexico. *Journal of South American Earth Sciences*, 80, 559-568.
- Allen, R. L., Barrett, T. J., Browne, P. R. L., Clemson, J. E., Dunne, K. P. E., Ettlinger, A. D., Gibson, H. L., Groat, L. A., Hannington, M. D., Hawke, M. M., Jowett, E. C., Lang, J. R., Leitch, C. H. B., Lentz, D. R., Macdonald, A. J., McLeod, M., Martin, R. F., Murray, J., Pan, Y., ... (1996). *Atlas of alteration: a field and petrographic guide to hydrothermal alteration minerals*. Geological Association of Canada, Mineral Deposits Division.
- Aranda-Gómez, J. J., Henry, C. D., & Luhr, J. F. (2000). Evolución tectonomagmática post-paleocénica de la Sierra Madre Occidental y de la porción meridional de la provincia tectónica de Cuencas y Sierras. México: *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 53(1), 59-71.
- Aranda-Gómez, J. J., Molina-Garza, R., McDowell, F. W., Vassallo-Morales, L. F., Ortega-Rivera, M. A., Solorio-Munguía, J. G., & Aguillón-Robles, A. (2007). The relationships between volcanism and extension in the Mesa Central: the case of Pinos, Zacatecas, Mexico. *Revista mexicana de ciencias geológicas*, 24(2), 216-233.
- Arribas Jr, A. (1995). Characteristics of high-sulfidation epithermal deposits, and their relation to magmatic fluid. *Mineralogical Association of Canada Short Course*, 23, 419-454.
- Barrios, F., Sánchez, A., & De la Calleja, A. (s.f.). Carta Geológico-Minera Escuinapa F13-5 Escala 1: 250, 000. Estado de Nayarit. Consejo de Recursos Minerales.
- Bejarano-Carrillo, C., Ochoa-Landín, L., Del Rio-Salas, R., Valencia-Moreno, M., Páez-Beltrán, C., Ruiz, J., & Espinoza-Maldonado, I. (2020). La Caridad Vieja: Vestiges of a removed HS-epithermal system in the La caridad porphyry Cu–Mo system, northeastern sonora, Mexico, based on XRD, SEM, SWIR spectral analysis and U–Pb zircon dating. *Journal of South American Earth Sciences*, 104, 102820.
- Bergslien, E. (2022). X-ray diffraction (XRD) evaluation of questioned cremains. *Forensic Science International*, 332, 111171. <https://doi.org/10.1016/j.forsciint.2022.111171>
- Black, Z., Brown, J., & Choquette, J. (2018). Prepared for Endeavour Silver. *National Instrument 43-101 Technical Report: Updated Mineral Resource and Reserve Estimates for the Guanaceví Project, Durango State, Mexico*. Hard Rock Consulting, LLC. <https://minedocs.com/22/Guanacevi-TR-MR-01022022.pdf>
- Bodnar R. (2018) Fluid Inclusions. En: White W.M. (eds) Encyclopedia of Geochemistry. Encyclopedia of Earth Sciences Series. Springer, Cham. https://doi-org.pbidi.unam.mx:2443/10.1007/978-3-319-39312-4_225

- Buchanan, L. J. (1981). Precious metal deposits associated with volcanic environments in the southwest. *Geological Society of Arizona Digest*, 14, 237-262.
- Camprubí A., Ferrari L., Cosca M.A., Cardellach, E., & Canals, A. (2003). Ages of epithermal deposits in Mexico: Regional significance and links with the evolution of Tertiary Volcanism. *Economic Geology*, 98 (5), 1029-1038. <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.98.5.1029>
- Camprubí, A., & Albinson, T. (2006). Depósitos epitermales en México: actualización de su conocimiento y reclasificación empírica. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 58(1), 27-81.
- Camprubí, A., Albinson, T., & Iriondo, A. (2016). Geochronology of Mexican mineral deposits. V: the Peñón Blanco epithermal deposit Durango. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 68(2), 365-370.
- Canet, C., Franco, S. I., Prol-Ledesma, R. M., González-Partida, E., & Villanueva-Estrada, R. E. (2011). A model of boiling for fluid inclusion studies: Application to the Bolaños Ag–Au–Pb–Zn epithermal deposit, Western Mexico. *Journal of Geochemical Exploration*, 110(2), 118-125.
- Carrasco-Centeno. M., Sánchez-Reyes R., & Macedo-Palencia, R. (1993). Monografía Geológico-Minera del Estado de Durango: Consejo de Recursos Minerales, Publicación M-10e, 204 p.
- Castellanos. O & Ríos. C. (2005). *Revista Colombiana de Tecnologías de Avanzada*, 2(6), 102-11. https://www.unipamplona.edu.co/unipamplona/portallG/home_40/recursos/01_general/revista_6/13102011/01.pdf
- Cathelineau, M. (1988). Cation site occupancy in chlorites and illites as a function of temperature. *Clay minerals*, 23(4), 471-485.
- Cathelineau, M. & Nieva, D. (1985). A chlorite solid solution geothermometer the Los Azufres (Mexico) geothermal system. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 91, 235–244 <https://doi-org.pbidi.unam.mx:2443/10.1007/BF00413350>
- Centeno-García, E. (2017). Mesozoic tectono-magmatic evolution of Mexico: An overview. *Ore Geology Reviews*, 81, 1035-1052. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2016.10.010>
- Centeno-Garcia, E., Guerrero-Suastegui, M., & Talavera-Mendoza, O. (2008). The Guerrero composite terrane of western Mexico: Collision and subsequent rifting in a supra-subduction zone. *Special Papers-Geological Society of America*, 436, 279. [https://doi.org/10.1130/2008.2436\(13\)](https://doi.org/10.1130/2008.2436(13))
- Cháirez, J & Ramos, G. (2009). Informe de la visita de asesoría geológica al agrupamiento minero san Rafael municipio de Guanaceví, Durango. Servicio Geológico Mexicano.
- Chairez, J. (2013). Estudio de asesoría geológica del lote minero Aldamar, ejido Adolfo López Mateos, mpio. de Pánuco de Coronado, Estado de Durango, Dgo. Servicio Geológico Mexicano. https://mapserver.sgm.gob.mx/informes/textos/T1013CABJ0001_01.pdf

- Chairez, J. (2014). Estudio de asesoría geológica del lote minero Muzuru, Coneto de Comonfort, Estado de Durango. Servicio Geológico Mexicano. https://mapserver.sgm.gob.mx/informes/textos/T1014CABJ0001_01.pdf
- Chang, Z., & Yang, Z. (2012). Evaluation of inter-instrument variations among short wavelength infrared (SWIR) devices. *Economic Geology*, 107(7), 1479-1488.
- Chauvet, A., Bailly, L., André, A. S., Monié, P., Cassard, D., Tajada, F. L., Vargas, J., R., & Tuduri, J. (2007). Internal vein texture and vein evolution of the epithermal Shila-Paula district, southern Peru. *Mineralium Deposita*, 41, 387-410.
- Corbett, G (2012). Structural Controls to, and Exploration for, Epithermal Au-Ag Deposits (1^a ed.) <https://corbettgeology.com/wp-content/uploads/2016/07/Structure-of-epithermal-Au-2012.pdf>.
- Corbett, G. (2013). Pacific rim epithermal Au [Conferencia]. World Gold Conference, Brisbane, Australia. <https://corbettgeology.com/wp-content/uploads/2016/07/Pacific-rim-epithermal-Au-2013.pdf>
- Corbett, G. (2018). Epithermal Gold-Silver and Porphyry Copper-Gold Exploration- Short Course Manual (1^a ed.). https://corbettgeology.com/wp-content/uploads/2018/02/chapter_2_interactive_single_page_18_feb_2018.pdf
- Devlin B., Castro L., & Walton, G. (2009). Distrito Minero de Guanaceví, Durango, México. En *Geología Económica de México*, Clark K, Salas-Pizá, G.A., Cubillas-Estradas, R (eds). SGM y AIMMG, p. 575-581.
- Dong, G., & Morrison, G. W. (1995). Adularia in epithermal veins, Queensland: morphology, structural state and origin. *Mineralium Deposita*, 30(1), 11-19. <https://doi-org.pbidi.unam.mx:2443/10.1007/BF00208872>
- Dong, G., Morrison, G., & Jaireth, S. (1995). Quartz textures in epithermal veins, Queensland; classification, origin and implication. *Economic geology*, 90(6), 1841-1856.
- Escuder-Viruete, J., Molina, E. A., Chinchilla, D., Gabites, J., Seggiaro, R., Marquetti, C. A., & Heredia, N. (2022). Structural and temporal relationships between volcanic activity, hydrothermal alteration, epithermal Ag–Pb–Zn mineralization and regional stress regime in the Quevar Volcanic Complex (Puna plateau, Salta Province, NW Argentina). *Journal of Structural Geology*, 158, 104582.
- Esteban, J. J., Cuevas, J., & Tubía, J. M. (2007). Validez e interpretación de los datos geotermométricos de los esquistos cloríticos con circón en las peridotitas de Ronda (Cordilleras Béticas). *Geogaceta*, 41(2007), 79-82. <https://cutt.ly/AZdYV6D>
- Fan, M. S., Ni, P., Pan, J. Y., Huang, W. Q., Li, S. N., Ding, J. Y., & Bao, T. (2022). The Maluntou Au deposit: A transitional mineralization type between low-and intermediate-sulfidation epithermal styles. *Journal of Geochemical Exploration*, 242, 107087. <https://doi.org/10.1016/j.gexplo.2022.107087>
- Fernandez, H. E., Damasco, F. V., & Sangalang, L. A. (1979). Gold ore shoot development in the Antamok Mines, Philippines. *Economic Geology*, 74(3), 606-627. <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.74.3.606>

- Ferrari, L., Orozco-Esquivel, T., Bryan, S. E., Lopez-Martinez, M., & Silva-Fragoso, A. (2018). Cenozoic magmatism and extension in western Mexico: Linking the Sierra Madre Occidental silicic large igneous province and the Comondú Group with the Gulf of California rift. *Earth-Science Reviews*, 183, 115-152. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2017.04.006>
- Ferrari, L., Valencia-Moreno, M., & Bryan, S. (2005). Magmatismo y tectónica en la Sierra Madre Occidental y su relación con la evolución de la margen occidental de Norteamérica. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 57(3), 343-378. <https://doi.org/10.18268/bsgm2005v57n3a5>
- Field Portable Spectrometers For Mining. (2021). *Spectral Evolution*. Recuperado 30 de enero de 2022, de <https://spectralevolution.com/products/hardware/field-portable-spectrometers-for-mining/>
- Filimonova, L. G., Trubkin, N. V., & Chugaev, A. V. (2014). Mineral types of hydrothermal alteration zones in the Dukat ore field and their relationships to leucogranite and epithermal gold-silver ore, northeastern Russia. *Geology of Ore Deposits*, 56, 169-199.
- Foster, D.M. (1962). Interpretation of the composition and a classification of the chlorites.
- Frenzel, M., Hirsch, T., & Gutzmer, J. (2016). Gallium, germanium, indium, and other trace and minor elements in sphalerite as a function of deposit type—A meta-analysis. *Ore Geology Reviews*, 76, 52-78. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2015.12.017>
- Gallard-Esquivel, M. C., Cepedal, A., Fuertes-Fuente, M., & Martin-Izard, A. (2018). Enrichment in critical metals (In-Ge) and Te-Se in epithermal deposits of the 'La Carolina' district, San Luis, Argentina. *Mineralogical Magazine*, 82(S1), S61-S87.
- Galván-Gutiérrez, V. H. (2014) Palmarejo Carbonate- Base Metal Epithermal Ag-Au, Chihuahua, México [Tesis de doctorado]. Universidad de Texas.
- Gobierno de México. (2020). Guanaceví: *Economía, empleo, equidad, calidad de vida, educación, salud y seguridad pública*. Data México. Recuperado 9 de septiembre de 2022, de <https://cutt.ly/2CO62Ah>
- Google Earth. (2021). Área de Guanaceví, Tepehuanes y Durango. Recuperado 9 de julio de 2021 de <https://cutt.ly/ZCSXv1B>
- Hedenquist, J. W. (1987). Mineralization associated with volcanic-related hydrothermal systems in the Circum-Pacific basin, Transactions 4 th Circum Pacific Energy and Mineral Resources Conference, Singapore, pp. 1-26.
- Hedenquist, J. W., Arribas, A., & Gonzalez-Urien, E (2000). Exploration for epithermal gold deposits. *Reviews in Economic Geology*, 13(2), 45-77.
- Herrmann, W., Blake, M., Doyle, M., Huston, D., Kamprad, J., Merry, N., & Pontual, S. (2001). Short wavelength infrared (SWIR) spectral analysis of hydrothermal alteration zones associated with base metal sulfide deposits at Rosebery and Western Tharsis, Tasmania, and Highway-Reward, Queensland. *Economic Geology*, 96(5), 939-955.
- Hitachi High-Technologies Corporation. (2005). Hitachi Tabletop Microscope (1ª edición). <https://mse.utoronto.ca/wp-content/uploads/2014/05/SEM-TM1000.pdf>

- Instituto Nacional de Estadística y Geografía. (2020). *Censos Económicos 2019*. Recuperado 9 de septiembre de 2022, de <https://www.inegi.org.mx/programas/ce/2019/#Tabulados>
- Instituto Nacional de Estadística y Geografía. (2021). Conjunto de Datos Vectoriales de Información Topográfica G13C17 (Guanaceví) Escala 1:50000, 2021. Recuperado 27 mayo de 2021 de <https://www.inegi.org.mx/app/biblioteca/ficha.html?upc=889463855323>
- Jaimes-Viera, M. C., Aguirre-Díaz, G. J., Tristán-González, M., Aguillón-Robles, A., Serna-Bafún, J. H., & Ramírez-Cruz, B. A. (2022). Giant silicic ignimbrites and comagmatic domes at the southeastern end of the Sierra Madre Occidental, México. *Journal of South American Earth Sciences*, 114, 103674. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2021.103674>
- John, D. A., du Bray, E. A., Henry, C. D., Vikre, P. G., Pennell, W., & Garside, L. J. (2015). Cenozoic magmatism and epithermal gold-silver deposits of the southern ancestral Cascade arc, western Nevada and eastern California. In *New Concepts and Discoveries: Geological Society of Nevada 2015 Symposium Proceedings: Reno, Nevada, Geological Society of Nevada* (pp. 611-645).
- Jowett, E.C. (1991). *Fitting iron and magnesium into the hydrothermal chlorite geothermometer*. GAC/MAC/SEG Joint Annual Meeting, Program with Abstracts 16, A62. Toronto, Canadá.
- Kamau, M., Hecker, C., & Lievens, C. (2020). Use of Short-Wave Infrared Reflectance (SWIR) Spectroscopy to Characterize Hydrothermal alteration minerals in Olkari a Geothermal System. In *Proceedings, 45th Workshop on Geothermal Reservoir Engineering. Kenya* (pp. 1-15).
- Kim, C. S., Kim, Y. H., Choi, S. G., Ko, K. B., & Han, K. S. (2017). Mineral identification and field application by short wave infrared (SWIR) spectroscopy. *Economic and Environmental Geology*, 50(1), 1-14.
- Kissin S. & Mango H. (2014). Silver vein deposits. En: D, Heinrich y K. Turekian (Eds.), *Treatise on geo-chemistry* (pp 425–432). Elsevier, Oxford. <https://doi.org/10.1016/B978-0-08-095975-7.01118-9>
- Klein, E. L., Harris, C., Giret, A., & Moura, C. A. (2007). The Cipoeiro gold deposit, Gurupi Belt, Brazil: Geology, chlorite geochemistry, and stable isotope study. *Journal of South American Earth Sciences*, 23(2-3), 242-255. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2006.09.002>
- Kokaly, R. F. (2017). *USGS Spectral Library Version 7*. Unites States Geological Survey. Recuperado 4 de febrero de 2011, de <https://pubs.er.usgs.gov/publication/ds1035>
- Korzeniewski, L.I. (2002). Inclusiones Fluidas Aplicadas a la Exploración Minera. Buenos Aires: Servicio Geológico Minero Argentino. Recuperado de <https://repositorio.segemar.gov.ar/handle/308849217/2863>
- Kranidiotis, P.& MacLean, W. H. (1987). Systematics of chlorite alteration at the Phelps Dodge massive sulfide deposit, Matagami, Quebec. *Economic geology*, 82(7), 1898-1911.

- Lagat, J. (2009). Hydrothermal alteration mineralogy in geothermal fields with case examples from Olkaria domes geothermal field, Kenya. *Dipresentasikan dalam short course IV on exploration for geothermal resources*.
- Lavina, B., Dera, P., & Downs, R. T. (2014). Modern X-ray diffraction methods in mineralogy and geosciences. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 78(1), 1-31.
- Levresse, G., Villarreal-Fuentes, J., Nieto-Samaniego, A. F., Alexandre, P., Corona-Esquivel, R., & Viñas, J. S. (2017). New metallogenic model of telescoped Eocene-Miocene Au-U epithermal mineral deposit in the Placer de Guadalupe district, Chihuahua, Mexico. *Ore Geology Reviews*, 91, 133-152.
- Lindgren, W. (1922). A suggestion for the terminology of certain mineral deposits. *Economic Geology*, 17(4), 292-294.
- López-Palomino, I. (2014). *Ficha de Unidad Litoestratigráfica formación Nazas*. <https://mapserver.sgm.gob.mx/lexico/Nazas.pdf>
- Loucks, R. R., Lemish, J., & Damon, P. E. (1988). Polymetallic epithermal fissure vein mineralization, Topia, Durango, Mexico; Part I, District geology, geochronology, hydrothermal alteration, and vein mineralogy. *Economic Geology*, 83(8), 1499-1527.
- Mangas, J., Sierra, J. (1991). Las inclusiones fluidas: Método de análisis e interpretación: en Lunar R. y Oyarzun R., p. 79-146.
- Mantilla, L. C., Mendoza, H., Bissig, T., & Craig, H. (2011). Nuevas evidencias sobre el magmatismo Mioceno en el distrito minero de Vetas-California (Macizo de Santander, Cordillera Oriental, Colombia). *Boletín de Geología*, 33(1), 43-58.
- Marcoux, E., & Milesi, J. P. (1994). Epithermal gold deposits in West Java, Indonesia: geology, age and crustal source. *Journal of Geochemical Exploration*, 50(1-3), 393-408. [https://doi.org/10.1016/0375-6742\(94\)90033-7](https://doi.org/10.1016/0375-6742(94)90033-7)
- Martini, M., & Ortega-Gutiérrez, F. (2018). Tectono-stratigraphic evolution of eastern Mexico during the break-up of Pangea: A review. *Earth-Science Reviews*, 183, 38-55. <http://dx.doi.org/10.1016/j.earscirev.2016.06.013>
- Maunula, T. (2022). *National Instrument 43-101 Technical Report for the Panuco Project Mineral Resource Estimate Concordia, Sinaloa, Mexico*. T Maunula & Associates Consulting Inc. https://vizslasilvercorp.ca/site/assets/files/7349/vizsla_silver_technical_report.pdf
- Melgarejo, J. C., Proenza, J. A., Galí, S., & Llovet, X. (2010). Técnicas de caracterización mineral y su aplicación en exploración y explotación minera. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 62(1), 1-23.
- Mexico Mining Center. (s.f.). Los Cuarenta Gold Project. Mexico Mining Center. Recuperado 10 de marzo de 2023 de <https://www.mexicominingcenter.com/property/los-cuarentas/>
- Moncada, D., Baker, D., & Bodnar, R. J. (2017). Mineralogical, petrographic and fluid inclusion evidence for the link between boiling and epithermal Ag-Au mineralization in the La Luz area, Guanajuato Mining District, México. *Ore Geology Reviews*, 89, 143–170. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2017.05.024>

- Molina, C. (2016). Geology and mineralization controls surrounding the Palmarejo Mining District- A Compilation of Remote and Hands on Exploration Techniques [Tesis de doctorado, University of Texas at El Paso]. Digital Commons@UTEP https://scholarworks.utep.edu/cgi/viewcontent.cgi?article=1698&context=open_etd
- Montoya-Lopera, P., Ferrari, L., Levresse, G., Abdullin, F., & Mata, L. (2019). New insights into the geology and tectonics of the San Dimas mining district, Sierra Madre Occidental, Mexico. *Ore Geology Reviews*, 105, 273-294. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2018.12.020>
- Montoya-Lopera, P., Levresse, G., Ferrari, L., Rizzo, A. L., Urquiza, S., & Mata, L. (2020). Genesis of the telescoped Eocene silver and Oligocene gold San Dimas deposits, Sierra Madre Occidental, Mexico: Constraints from fluid inclusions, oxygen-deuterium and noble gases isotopes. *Ore Geology Reviews*, 120, 103427.
- Murray, B. P., & Busby, C. J. (2015). Epithermal mineralization controlled by synextensional magmatism in the Guazapares Mining District of the Sierra Madre Occidental silicic large igneous province, Mexico. *Journal of South American Earth Sciences*, 58, 54-71.
- Nash, J. T. (1976). *Fluid-inclusion petrology: Data from porphyry copper deposits and applications to exploration* (No. 907). US Government Printing Office.
- Nieto-Samaniego, Á. F., Alaniz-Álvarez, S. A., & Camprubí í Cano, A. (2005). La Mesa Central de México: estratigrafía, estructura y evolución tectónica cenozoica. *Boletín de la Sociedad Geológica mexicana*, 57(3), 285-318. <https://doi.org/10.18268/bsgm2005v57n3a3>
- Nieto-Samaniego, Á. F., Barajas-Gea, C. I., Gómez-González, J. M., Rojas, A., Alaniz-Álvarez, S. A., & Xu, S. (2012). Geología, evolución estructural (Eoceno al actual) y eventos sísmicos del Graben de Santiaguillo, Durango, México. *Revista mexicana de ciencias geológicas*, 29(1), 115-130. <https://cutt.ly/gLnGaMA>
- Okano Y. (2018) Scanning Electron Microscopy. In: The Surface Science Society of Japan (eds) Compendium of Surface and Interface Analysis. Springer, Singapore. https://doi-org.pbidi.unam.mx:2443/10.1007/978-981-10-6156-1_91
- Palma-Ramírez, A. (2018). *Ficha de Unidad Litoestratigráfica Conglomerado Guanaceví*. <https://mapserver.sgm.gob.mx/lexico/Guanacevi.pdf>
- Peña, J. (2006). Visita de reconocimiento geológico-minero a el lote minero Santiago en el municipio de Batopilas, Chihuahua. Servicio Geológico Mexicano. https://mapserver.sgm.gob.mx/informes/textos/T0806PELL0001_01.pdf
- Pérez-Segura, E., González-Partida, E., & Roldán-Quintana, J. (2013). Genetic implications of new Sr and Nd isotopic data of the intrusive rocks from the Laramide Arc in Northern Sonora, Mexico. *Journal of Iberian Geology*, 39(1), 131-146.
- Pineda, A., Altamirano, F., Torrecillas, G., Salgado, B., & Muñoz, M. (1967). *Geología y yacimientos minerales del distrito minero de Guanaceví, Durango*. Consejo de Recursos Naturales no Renovables. https://mapserver.sgm.gob.mx/informes/textos/T1009CABJ0001_01.pdf
- Pineda, A., Altamirano, F., Torrecillas, G., Salgado, B., & Muñoz, M. (1980). *Informe final del proyecto mina Chamole, Guanaceví, Durango*. Consejo de Recursos Naturales

no Renovables.
https://mapserver.sgm.gob.mx/informes/textos/T1080VAMA0009_01.pdf

- Pineda, A., Altamirano, F., Torrecillas, G., Salgado, B., & Muñoz, M. (1981). *Informe preliminar evaluativo de la asesoría técnica en el proyecto “mina La Martha”, localizado en el municipio de Guanaceví, estado de Durango*. Consejo de Recursos Naturales no Renovables.
https://mapserver.sgm.gob.mx/informes/textos/T1081VAMA0014_1.PDF
- Pineda, N. (2011). *Microscopía Electrónica de Barrido*. Centro de Investigación en Materiales Avanzados. Recuperado el 16 de enero de 2022 de <http://mty.cimav.edu.mx/sem/>
- Pirajno, F. (2009). Porphyry Systems; Fossil and Active Epithermal Systems. In: *Hydrothermal Processes and Mineral Systems*. Springer, Dordrecht. https://doi-org.pbidi.unam.mx:2443/10.1007/978-1-4020-8613-7_5
- Ramos-Rosique, A., Bryan, S. E., Ferrari, L., López-Martínez, M., Rankin, A., Camprubí, A., Allen, C., Uysal, T., Feng Y., & Reiners, P. (2011, September). Chronology of mid-Cenozoic magmatism and epithermal mineralization in the Bolaños graben, southern Sierra Madre Occidental, Mexico. In *11th SGA Biennial Meeting—Let’s talk ore deposits, Ediciones Universidad Católica del Norte, Antofagasta, Chile* (Vol. 1, pp. 139-141).
- Randive, K. R., Hari, K. R., Dora, M. L., Malpe, D. B., & Bhondwe, A. A. (2014). Study of fluid inclusions: methods, techniques and applications. *Geol. Mag*, 29, 19-28.
- Rankin, A. H. (2005). Fluid Inclusions. En *Encyclopedia of Geology* (pp. 253–260). Elsevier. <https://doi.org/10.1016/B0-12-369396-9/00097-6>.
- Renau P. J. & Faura M. (1993). Principios básicos del Microscopio Electrónico de Barrido. Sección de Microscopía Electrónica. Centro de Investigación: Hospital La Fé.
- Rhys, D. A., Lewis, P. D., & Rowland, J. V. (2020). Structural controls on ore localization in epithermal gold-silver deposits: a mineral systems approach.
- Reichert, R. (2007). Scanning Electron Microscopy. En: Hawkes, P.W., Spence, J.C.H. (eds) *Science of Microscopy* (pp. 133-272). Springer. https://doi.org/10.1007/978-0-387-49762-4_3
- Rhys, D. A., Lewis, P. D., & Rowland, J. V. (2020). Structural controls on ore localization in epithermal gold-silver deposits: a mineral systems approach: En: Rowland, J., and Rhys, D., *Applied Structural Geology of Ore-Forming Hydrothermal Systems: SEG Reviews in Economic Geology*, v. 21, p. 83-145.
- Roedder, E. (2003). Fluid Inclusions. En *Encyclopedia of Physical Science and Technology* (pp. 71–77). Elsevier. <https://doi.org/10.1016/B0-12-227410-5/00251-9>.
- Robl, K., Brodtkorb, M. K. D., & Ametrano, S. (2009). La mineralización epitermal Miocena del complejo estratovolcánico Quevar, Salta: Parte 1: Geología y petrología. Parte 2: La mineralización. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 64(3), 525-539.
- Rudnick, R. L., Gao, S., Holland, H. D., & Turekian, K. K. (2003). Composition of the continental crust. *The crust*, 3, 1-64.
- Salas, J., & Ríos, J. (2000). Informe geológico de la 3ra fase de exploración y final de la reserva minera nacional de Indé Uno, en el municipio de Indé, estado de Durango. Consejo de Recursos Minerales.

- Secretaría de Economía. (2015). Secretaría de Economía: Targets mineros. Recuperado 7 de agosto de 2022 de https://www.economia.gob.mx/files/comunidad_negocios/industria_comercio/informacionSectorial/minero/targets_mineros_0713.pdf.
- Servicio Geológico Mexicano (1999). *Carta geológico-minera Guanaceví G13-C17 Durango*. http://mapserver.sgm.gob.mx/Cartas_Online/geologia/764_G13-C17_GM.pdf
- Servicio Geológico Mexicano. (2019). *Monografía Geológico-Minera del estado de Durango*. https://mapserver.sgm.gob.mx/Publicaciones/MonografiasWeb/T102019SEGM0001_02.PDF
- Servicio Geológico Mexicano. (2020). *Panorama Minero del estado de Durango*. <http://www.sgm.gob.mx/pdfs/DURANGO.pdf>
- Shabani, A. A. (2009). Mineral chemistry of chlorite replacing biotite from granitic rocks of the Canadian Appalachians. *Journal of Sciences, Islamic Republic of Iran*, 20(3).
- Sillitoe, R. H. (2000). Styles of high-sulphidation gold, silver and copper mineralisation in porphyry and epithermal environments. In Proceedings of the Australasian Institute of Mining and Metallurgy (Vol. 305, No. 1, pp. 19-34). Parkville, Vic: The Institute, [1990]-2001.
- Sillitoe, R. H., & Hedenquist, J. W. (2005). Linkages between volcanotectonic settings, ore-fluid compositions, and epithermal precious metal deposits. *Society of Economic Geologists, Special Publication 10*(1), 314-343.
- Silva, A., Mantilla Figueroa, L. C., & Terraza Melo, R. (2010). Clasificación química y geotermometría de las cloritas de las formaciones cretácicas Santa Rosa y lutitas de Macanal, Cinturón Esmeraldífero Oriental, Cordillera Oriental, Colombia. *Boletín de Geología*, 32(2), 45-54. http://www.scielo.org.co/scielo.php?pid=S0120-02832010000200003&script=sci_abstract&tlng=es
- Simpson, M. P., & Mauk, J. L. (2007). The Favona epithermal gold-silver deposit, Waihi, New Zealand. *Economic Geology*, 102(5), 817-839. [10.2113/gsecongeo.102.5.817](https://doi.org/10.2113/gsecongeo.102.5.817)
- Simpson, M. P., & Mauk, J. L. (2011). Hydrothermal alteration and veins at the epithermal Au-Ag deposits and prospects of the Waitekauri area, Hauraki goldfield, New Zealand. *Economic Geology*, 106(6), 945-973.
- Simpson, M. P., MacKenzie, D. J., Craw, D., & Doyle, S. (2016). Short-wave Infrared (SWIR) reflectance spectrometry studies of alteration at Frasers underground, Macraes gold mine, Otago, New Zealand.
- Simpson, M. P., Palinkas, S. S., Mauk, J. L., & Bodnar, R. J. (2015). Fluid inclusion chemistry of adularia-sericite epithermal Au-Ag deposits of the southern Hauraki Goldfield, New Zealand. *Economic Geology*, 110(3), 763-786.
- Tămaș, C. G., Andrii, M. P., Kovács, R., Drăgușanu, S., & Cauuet, B. (2021). Sphalerite Composition in Low-and Intermediate-Sulfidation Epithermal Ore Bodies from the Roșia Montană Au-Ag Ore Deposit, Apuseni Mountains, Romania. *Minerals*, 11(6), 634.

- Tetiker, S., Yalçın, H., & Bozkaya, M. (2015). Approaches to the Low Grade Metamorphic History of the Karakaya Complex by Chlorite Mineralogy and Geochemistry. *Minerals*, 5(2), 221–246. <https://doi.org/10.3390/min5020221>
- Thermo Fisher Scientific. (2021). *Scanning Electron Microscopy, Electrons in SEM* Thermo Fisher Scientific. Recuperado 18 de febrero de 2022, de <https://www.thermofisher.com/nl/en/home/materials-science/learning-center/applications/sem-electrons.html>
- Valdez, A. (1980). Informe final del proyecto mina Chamole. Guanaceví, Durango. Consejo de Recursos Minerales.
- Valencia-Moreno, M., López-Martínez, M., Orozco-Esquivel, T., Ferrari, L., Calmus, T., Noury, M., & Mendivil-Quijada, H. (2021). The Cretaceous-Eocene Mexican Magmatic Arc: Conceptual framework from geochemical and geochronological data of plutonic rocks. *Earth-Science Reviews*, 220, 103721. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2021.103721>
- Wang, L., Qin, K. Z., Song, G. X., & Li, G. M. (2019). A review of intermediate sulfidation epithermal deposits and subclassification. *Ore Geology Reviews*, 107, 434-456.
- Wilkinson, J. J. (2001). Fluid inclusions in hydrothermal ore deposits. *Lithos*, 55(1-4), 229-272.
- Xie, X., Byerly, G. R., & Ferrell Jr, R. E. (1997). Ilb trioctahedral chlorite from the Barberton greenstone belt: crystal structure and rock composition constraints with implications to geothermometry. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 126, 275-291. <https://doi.org/10.1007/s004100050250>
- Yajima, J., y Ohta, E. (1979). Two-stage mineralization and formation process of the Toyoha deposits. *Mining Geology*, 29(157), 291-306.

Anexo I. Descripciones petrográficas

Muestras de mano

Se describirán las muestras a su distribución espacial en los sectores boreal y norte, centro y sur de la veta San Rafael además de las estructuras adyacentes: vetas Carmen y San Rafael.

Norte

SR-2

Veta crustiforme irregular de galena, principalmente), esfalerita café (férrica) y esfalerita miel (rica en zinc).

Veta con roca encajonante de tipo piroclástica con cloritización, presencia de hematita y cuarzo lechoso (Figura A1.1).



Figura A1.1 Muestra de mano SR-2.

SR-1

Brecha soportada por clastos más cementante de cuarzo y cuarzo calcedónico, los clastos que van de moderado a mal clasificado, en los clastos más grandes se observa silicificación. Presenta vetillas de calcedonia sin mineralización de mena, cuarzo de textura colofome y fluorita (Figura A1.2).



Figura A1.2 Muestra de mano SR-1.

SA-1

Brecha con clastos rotados de tamaños distintos, algunos están silicificados; presencia de cuarzo de tipo peineta rellenando oquedades. De igual forma, se observa cuarzo criptocristalino (Figura A1.3).



Figura A1.3 Muestra de mano SA-1

Centro-Norte

BNO 173-49 205-205.7

Veta de textura crustiforme con sulfuros: esfalerita, galena, calcopirita y pirita. Los cristales de esfalerita son comúnmente mayores a 5 mm. De igual manera, se observa cuarzo lechoso, hematita especular; la roca en la que está encajonada la veta son rocas piroclásticas que presentan cloritización (Figura A1.4).



Figura A1.4 Muestra de mano BNO 173-49 205-205.7.

Centro-Sur

BNO 194 191.70 192.40

Veta-brecha, con fragmentos de cuarzo de la veta de cuarzo crustiforme con sulfuros: galena, calcopirita y clastos rotados. Con cementante de calcita, de igual manera se observan oquedades rellenas por calcita (Figura A1.5).



Figura A1.5 Muestra de mano BNO 194 191.70 192.4.

BNO 193-39 165.15-165.60

Veta-brecha conformada por fragmentos rotados de roca piroclástica cloritizada. La brecha está soportada por granos. La mineralización de mena se caracteriza por: esfalerita miel y café, galena y poca calcopirita. Presenta hematita especular y relleno de carbonatos en oquedades mostrando un evento posterior (Figura A1.6).



Figura A1.6 Muestra de mano BNO 193-39 65.15-165.60.

BNO 193-39 154.25-164.6

Brecha con fragmentos de roca piroclástica cloritizada, presenta mineralización de sulfuros: galena, calcopirita y esfalerita miel, el cementante es cuarzo con poca calcita. De igual manera, se encuentran fragmentos de hematita especular; se observa argentita y vetilleo de cuarzo (con poca mineralización) posterior a la brecha (Figura A1.7).



Figura A1.7 Muestra de mano BNO 193-39 154.25-164.6.

BNO 194 190.40-190.85

Veta crustiforme cuyo arreglo va de regular a ligeramente irregular. Hay cloritización. Los sulfuros que presentan son: esfalerita miel, galena y calcopirita. Se presenta cuarzo en peineta como un evento posterior además de un evento de hematita especular (Figura A1.8).



Figura A1.8 Muestra de mano BNO 194 190.40-190.85.

BNO 194- 192.70-193.40

Veta-brecha, con fragmentos de veta crustiforme con sulfuros: galena, calcopirita y pirita además de cuarzo y clastos rotados. El cementante es calcita, de igual manera se observan oquedades rellenas por calcita (Figura A1.9).



Figura A1.9 Muestra de mano BNO 194-192.70-193.40.

SRNNIV-17 a

Veta bandeada crustiforme con cuarzo microcristalino y con sulfuros como galena y calcopirita. La roca encajonante es andesita gris (Figura A1.10).



Figura A1.10 Muestra de mano SRN NIV-17 a.

Sur

Carmen 2b

Veta-brecha con cuarzo de textura coliforme y cuarzo blade. Se observa clastos de roca piroclástica con silicificación y arcillas en tono pardo. Calcedonia, cuarzo y fluorita (Figura A1.11).



Figura A1.11 Muestra de mano Carmen 2b.

Descripciones petrográficas lámina delgada

Boreal

SR-2

Muestra superficial de la región boreal de la Veta San Rafael. Brecha hidrotermal de clastos de toba, rotados y cementante de cuarzo y calcedonia. Sulfuros diseminados y de relleno de espacios abiertos, asociados con clorita y minerales de arcilla. La hematita está presente como etapa tardía. La alteración es de tipo cloritización (presencia de clorita, cuarzo, minerales de arcilla y piritita) (Figura A2.1a). El cementante de cuarzo y calcedonia se encuentra predominantemente en bandas. El cuarzo se encuentra en micromosaico, mosaico, macromosaico y en menor proporción cuarzo tabular (Figura A2.1b).

Menas de metales base

Pirita, galena, esfalerita y calcopirita. La esfalerita es de tipo temprana con inclusiones de calcopirita, la galena es subidiomórfica de segunda generación. La calcopirita es de dos generaciones, la primera está presente como inclusiones en la esfalerita y la segunda como microvetilleo (Figura A2.1c).

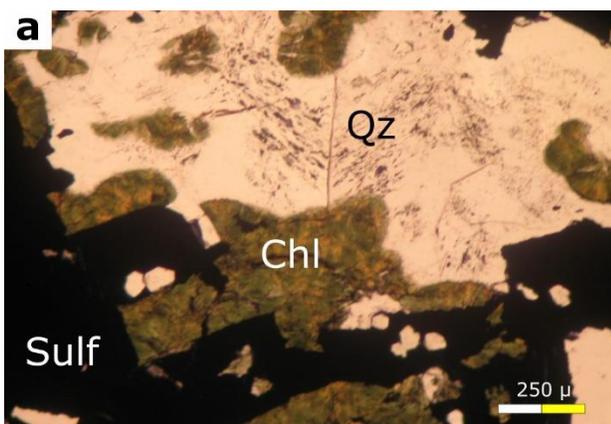


Figura A2.1a Cuarzo en contacto con clorita y sulfuros relacionados.

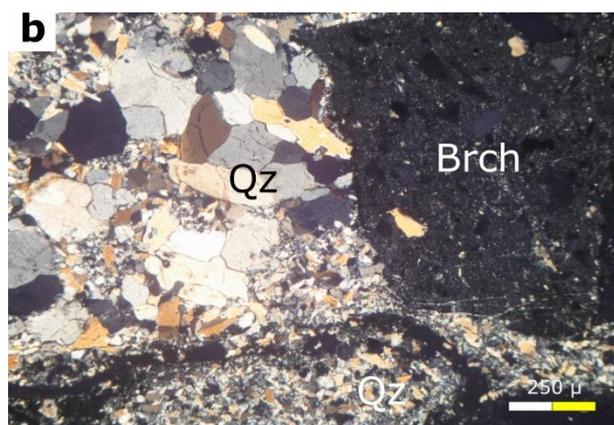


Figura A2.1b Brechamiento, cuarzo en mosaico en la sección izquierda superior y cuarzo en micromosaico en la sección inferior.

Menas de metales preciosos

Argentita y tetrahedrita en vetilla. Se observa a la calcopirita y argentita como fases de reemplazamiento sobre la pirita (Figura A2.1d y Figura A2.1e).

Paragénesis

1) Minerales de arcilla, cuarzo, esfalerita, pirita y calcopirita 2) galena 3) calcopirita, argentita y tetrahedrita 4) hematita.

Nomenclatura

Qz cuarzo, *Chl* clorita, *Sulf* sulfuro, *Brch* brecha, *Gal* galena, *Sph* esfalerita, *Py* pirita, *Hem* hematita, *Cpy* calcopirita, *Tht* tetrahedrita.

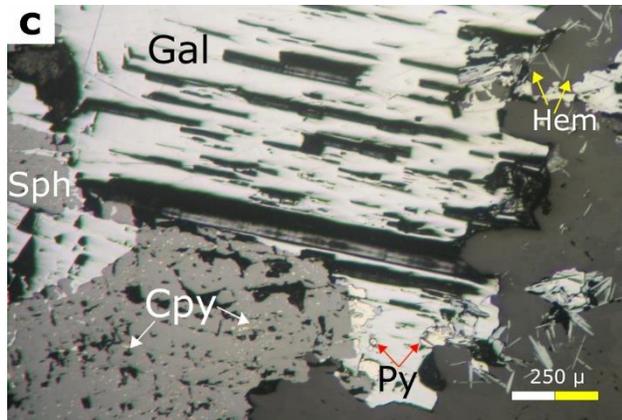


Figura A2.1c Cristal de galena, esfalerita con calcopirita diseminada, cristales de pirita y hematita.

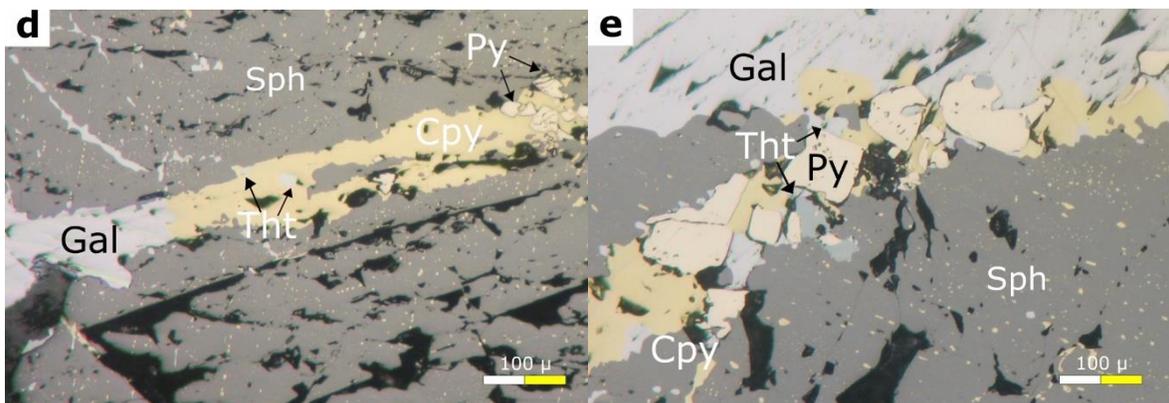


Figura A2.1d Galena, esfalerita temprana con diseminado de calcopirita, pirita de hábito tabular y Tetrahedrita relacionada con calcopirita tardía.

Figura A2.1e Esfalerita temprana con diseminado de calcopirita, cristales de galena, pirita de hábito tabular, tetrahedrita relacionada con calcopirita tardía en vetilleo y pirita de hábito tabular.

Centro-Norte

BNO 173-47

Muestra profunda de la región centro-norte de la veta San Rafael. Veta de bandeado irregular de cuarzo, adularia, hematita y sulfuros. Los sulfuros están diseminados, son asociados a adularia, cuarzo y minerales de arcilla (Figura A2.3a). Hematita tardía como relleno en espacios abiertos. La alteración es de tipo cloritización (minerales de arcilla, adularia, clorita, cuarzo, calcita y piritita) (Figura A2.3b).

La textura de la sílice denota: cuarzo de micromosaico a mosaico, cuarzo plumoso y cuarzo en peineta. La mineralización de mena está relacionada con el cuarzo mosaico que puede contener o no minerales de arcilla y clorita (Figura A2.3a). Se determina la ebullición en este nivel puesto que se observa textura con terminación plumosa, cuarzo plumoso al igual que adularia tabular y rómbica (Figura A2.3b).

Menas de metales base

Esfalerita, galena, piritita y calcopirita. La esfalerita se presenta en dos eventos: temprana con inclusiones de calcopirita y la tardía semitraslúcida Pobre en Fe. La galena se encuentra en hábito subidiomórfico perteneciendo a la primera generación y la hipidiomorfa como de segunda generación. La calcopirita temprana se encuentra como microinclusiones en la esfalerita y la tardía como agregado cristalino (Figura A2.3c).

Menas de metales preciosos

Argentita y tetrahedrita en microcristales como inclusiones. Los microcristales de argentita están con la galena hipidiomorfa. La tetrahedrita ocurre en microinclusiones en calcopirita de segunda generación (Figura A2.3d y Figura A2.3e).

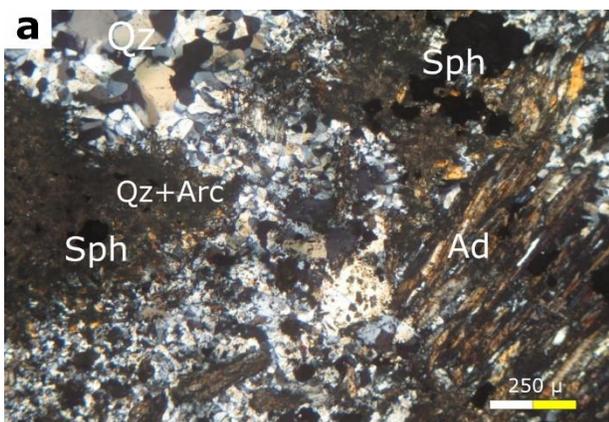


Figura A2.3a Asociación mineral de veta con cuarzo (de mosaico a micromosaico), adularia (tabular), minerales de arcilla y esfalerita.

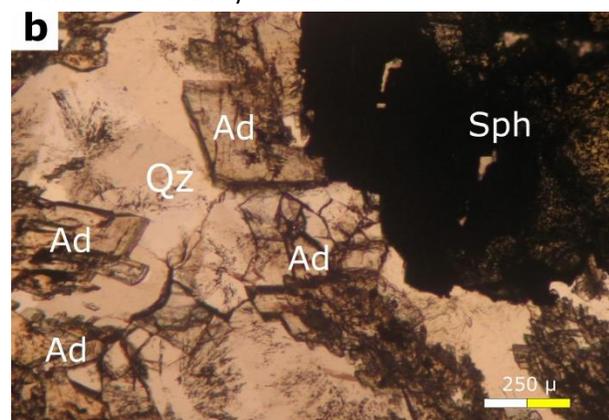


Figura A2.3b Asociación de la alteración con adularia, cuarzo y clorita. En relación en esfalerita. La adularia tabular indica un proceso de ebullición súbito.

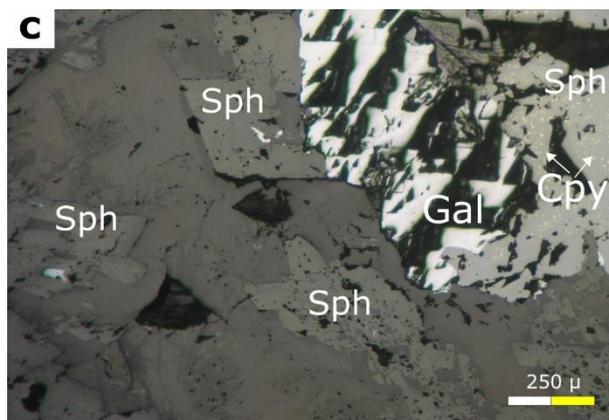


Figura A2.3c Esfalerita rica en Zn y esfalerita con microinclusiones de calcopirita, galena subidiomórfica.

Paragénesis

1) Cuarzo, pirita 2) Cuarzo, clorita, esfalerita, calcopirita 3) Cuarzo, clorita, adularia, argentita, esfalerita, galena, calcopirita, tetrahedrita 4) Cuarzo, hematita.

Nomenclatura

Qz cuarzo, Chl clorita, Ad adularia, Gal galena, Sph esfalerita, Py pirita, Hem hematita, Cpy calcopirita, Tht tetrahedrita.

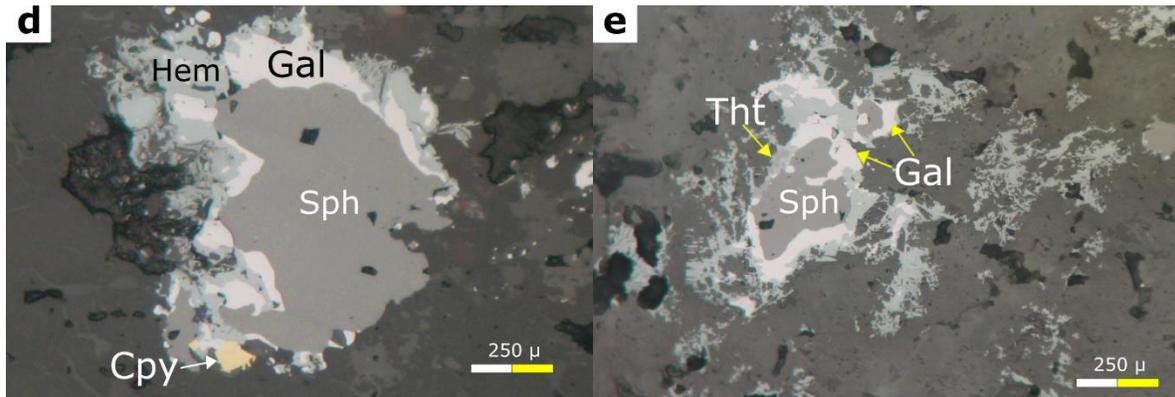


Figura A2.3d Esfalerita rica en Zn, Galena, Calcopirita como agregado cristalino y hematita tardía.

Figura A2.3e Microinclusión de tetrahedrita en galena de segunda generación, esfalerita dentro de galena.

BNO 173-49 IF

Muestra de gran profundidad en la región centro-norte de la veta San Rafael. Veta crustiforme en bandeamiento regular con intervalos de cuarzo cocardo. Veta de cuarzo, calcita, clorita, hematita y sulfuros. En algunos segmentos se observa brechamiento de la veta. Los minerales de alteración son: clorita, cuarzo, pirita y minerales de arcilla (cloritización). La hematita en la muestra corresponde a la etapa tardía de la mineralización (Figura A2.4a).

Las texturas de la sílice presentes son cuarzo mosaico a micromosaico, asociado con clorita y minerales de arcilla. El cuarzo en mosaico puede estar acompañado de cuarzo plumoso. El cuarzo plumoso sugiere un proceso de ebullición. La mineralización de mena está relacionada con el cuarzo mosaico a micromosaico y cuarzo plumoso (Figura A2.4a y Figura A2.4b).

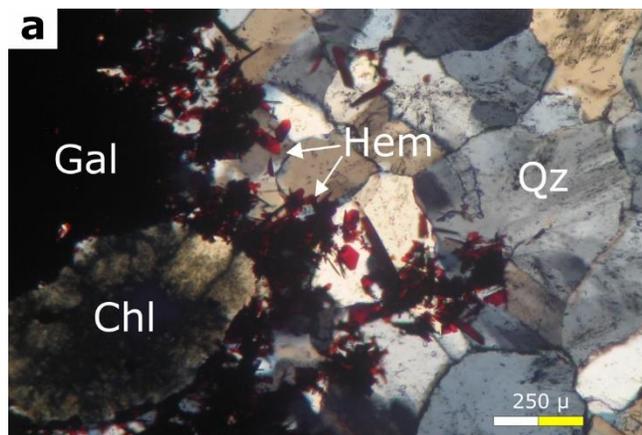


Figura A2.4a Asociación mineral de alteración: clorita, cuarzo plumoso y mineral de mena en nícoles cruzados.

Menas de metales base

Esfalerita, calcopirita, pirita y galena. La esfalerita es de dos generaciones: la primera generación es la más abundante, tiene microinclusiones de calcopirita y la segunda generación color miel Pobre en Fe. La galena es de dos tipos, la temprana es de hábito subidiomórfica y la tardía es hipidiomorfa. La calcopirita es de dos generaciones: la primera en inclusiones asociadas a la esfalerita y la segunda como microvetilleo (Figura A2.4c y Figura A2.4d).

Menas de metales preciosos

Argentita y Tetrahedrita. La argentita se encuentra en cristales anhedrales asociada a la galena hipidiomorfa. La tetrahedrita está presente en microinclusiones en la esfalerita y calcopirita de segunda generación (Figura A2.4e).

Paragénesis

1) Cuarzo, pirita 2) Cuarzo, clorita, esfalerita tipo 1, calcopirita 3) Cuarzo, clorita, esfalerita tipo 2, galena, calcopirita, argentita 4) Cuarzo, hematita.

Nomenclatura

Qz cuarzo, Chl clorita, Gal galena, Sph esfalerita, Py pirita, Hem hematita, Cpy calcopirita, Tht tetrahedrita

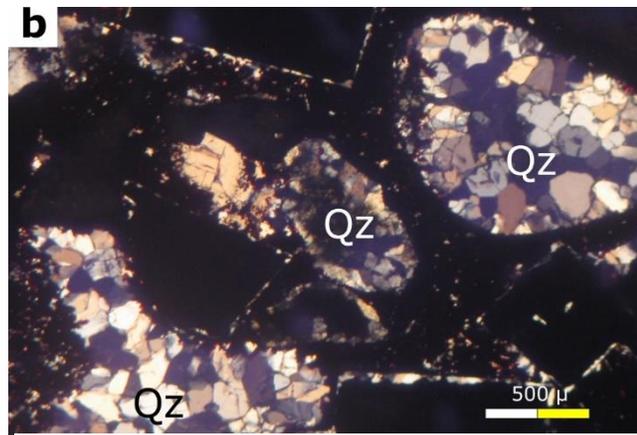


Figura A2.4b Cuarzo en mosaico en textura coccarda.

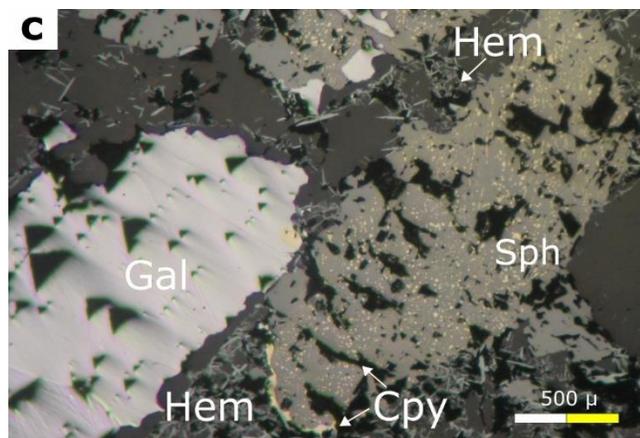


Figura A2.7c Galena, Hematita, esfalerita de evento temprano con inclusiones de calcopirita, calcopirita de segunda generación.

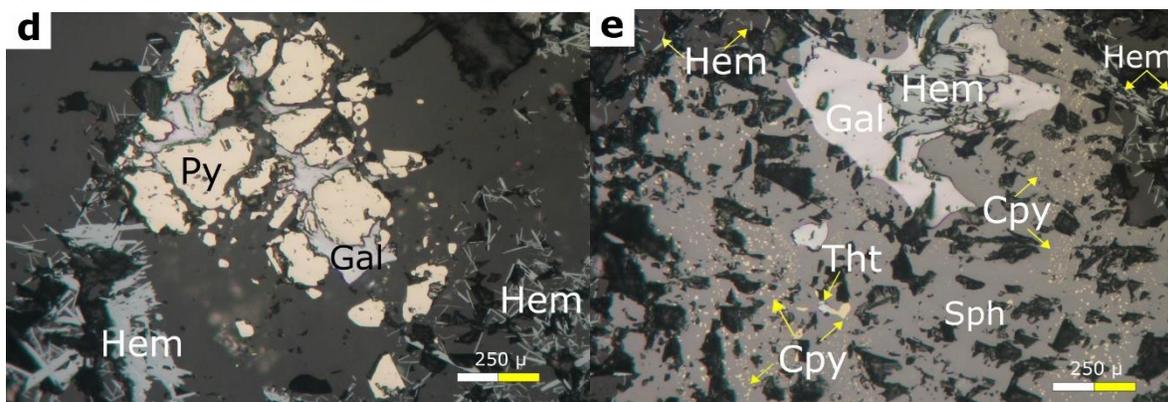


Figura A2.4d Galena de segunda generación, agregados de pirita y hematita especular

Figura A2.4e Microinclusiones de tetrahedrita en esfalerita, está asociada a calcopirita de segunda generación, galena y hematita tardía.

BNO 173.49P

Muestra de gran profundidad de la región centro-norte de la veta San Rafael. Veta crustiforme con bandeamiento regular de cuarzo, calcita, clorita, adularia, hematita y sulfuros, (Figura A2.5a) se observa segmentos de brechamiento de la veta e intervalos de cuarzo cocardo. La alteración es de tipo cloritización, con la presencia de clorita, cuarzo, pirita y minerales de arcilla (Figura A2.5b).

Las texturas de la sílice presentes son cuarzo en peineta, cuarzo mosaico a macromosaico asociado al cuarzo plumoso y cuarzo mosaico a micromosaico relacionado con clorita y minerales de arcilla. La mineralización está asociada al cuarzo de mosaico a micromosaico (Figura A2.5b y Figura A2.5c). La textura plumosa propone un evento de ebullición ya que plantea variaciones de temperatura.

Menas de metales base

Esfalerita, calcopirita, pirita y galena. La esfalerita está presente en dos generaciones: primera generación con microinclusiones de calcopirita y la segunda generación semitraslúcida Pobre en Fe. La galena es de dos tipos: temprana de hábito subidiomórfica y tardía es hipidiomorfa. La calcopirita de primera generación como microinclusiones asociadas a la esfalerita y la segunda como agregado microcristalino (Figura A2.5d).

Menas de metales preciosos

Argentita y Tetrahedrita. Argentita como cristales anhedrales asociada a galena hipidiomorfa en los bordes. Tetrahedrita se encuentra como microinclusiones en la esfalerita y calcopirita de segunda generación (Figura A2.5e).

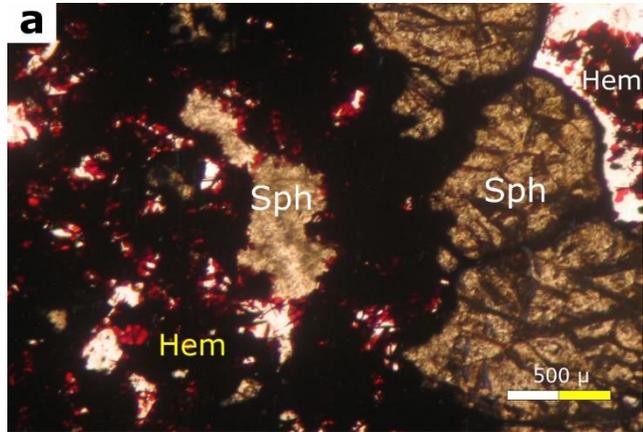


Figura A2.5a Asociación mineral de la muestra. Esfalerita traslúcida y hematita.

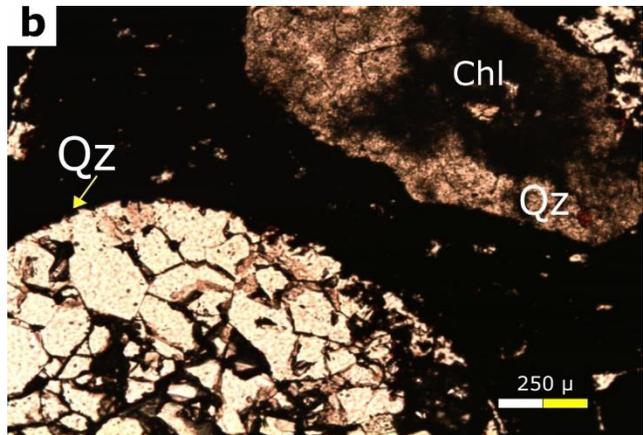


Figura A2.5b Asociación de cuarzo mosaico, clorita y mineralización de mena.

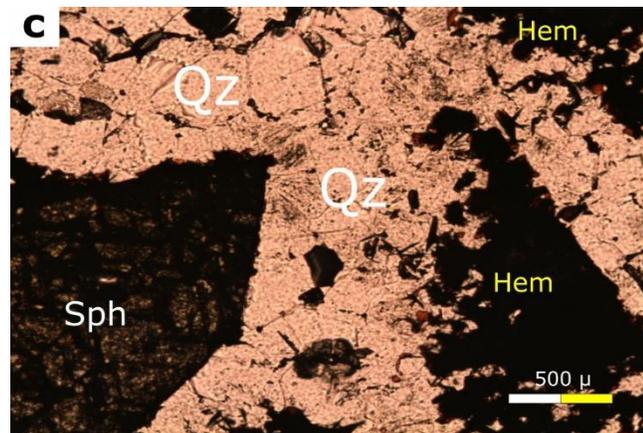


Figura A2.5c Cuarzo, esfalerita semitraslúcida y hematita. Cuarzo mosaico en bandeamiento crustiforme.

Paragénesis

1) Cuarzo, pirita 2) Cuarzo, clorita, esfalerita tipo 1, calcopirita 3) Cuarzo, clorita, esfalerita tipo 2, galena, calcopirita, argentita 4) Cuarzo, hematita.

Nomenclatura

Qz cuarzo, Chl clorita, Gal galena, Sph esfalerita, Py pirita, Hem hematita, Cpy calcopirita.

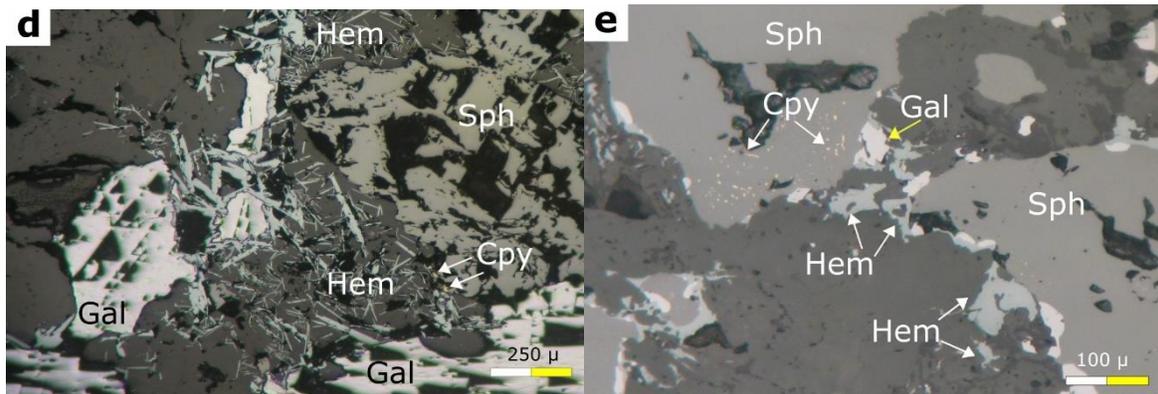


Figura A2.5d Hematita tardía cortando a galena subidiomórfica de primera generación y a esfalerita de segunda generación.

Figura A2.5e Esfalerita, galena, calcopirita y hematita. Esfalerita de segunda generación sin inclusiones de calcopirita (derecha) y con pocas inclusiones

BNO 175-45

Muestra profunda de la región centro-norte de la veta San Rafael. Veta-brecha crustiforme en bandeamiento irregular de cuarzo, clorita, hematita, minerales de arcilla, sulfuros y algunos líticos cloritizados. Los clastos de toba cloritizada están rotados y de cementante de cuarzo. Los minerales de alteración pertenecen a cloritización: clorita, minerales de arcilla, cuarzo y pirita (Figura A2.6a).

El cementante de cuarzo se encuentra predominantemente en bandas crustiformes irregulares. El cuarzo es de tipo mosaico a micromosaico, cuarzo plumoso, cuarzo pseudotabular y cuarzo en peineta. El cuarzo en mosaico está asociado al cuarzo plumoso, clorita y minerales de arcilla. La mineralización de mena está relacionada con el cuarzo en mosaico, cuarzo pseudotabular, clorita y minerales de arcilla (Figura A2.6b). Se evidencia un proceso de ebullición debido al cuarzo plumoso y pseudotabular además de la presenciade calcita hojosa (Figura A2.6c).

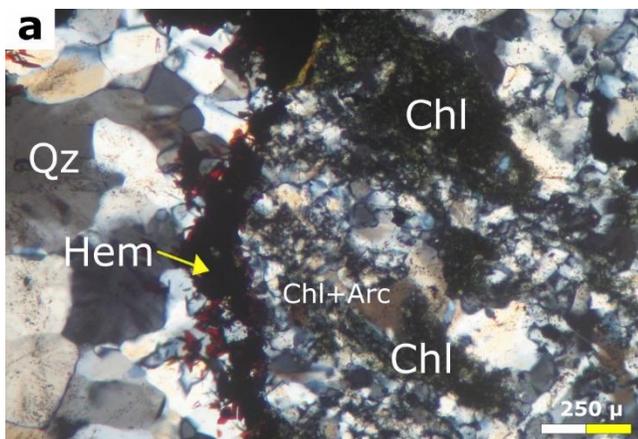


Figura A2.6a Asociación mineral de alteración. Cuarzo de mosaico a micromosaico, hematita, clorita y clorita con minerales de arcilla.

Menas de metales base

Esfalerita, galena, calcopirita y pirita. La esfalerita es la mena principal, en sus dos generaciones: la primera generación con inclusiones de calcopirita y la segunda generación Pobre en Fe en tono miel semitraslúcida sin inclusiones de calcopirita. La galena se encuentra en dos texturas: la temprana con hábito subidiomórfica y tardía hipidiomorfa. De igual manera, la calcopirita se presenta en dos eventos mineralizantes: el primer evento como microinclusiones en la esfalerita y el segundo evento como agregados cristalinos (Figura A2.5d y Figura A2.5e).

Menas de metales preciosos

Argentita y tetrahedrita. La argentita se encuentra como inclusión en la galena hipidiomorfa. La tetrahedrita está como microinclusiones relacionada con esfalerita y calcopirita de segunda generación (Figura A2.6f).

Paragénesis

1) Cuarzo, pirita 2) Cuarzo, clorita, esfalerita, calcopirita 3) Cuarzo, clorita, esfalerita, galena, calcopirita, argentita, tetrahedrita 4) Hematita.

Nomenclatura

Qz cuarzo, Chl clorita, Sulf sulfuro, Ad adularia, Gal galena, Sph esfalerita, Py pirita, Hem hematita, Cpy calcopirita, Th tetrahedrita, Arc minerales de arcilla.

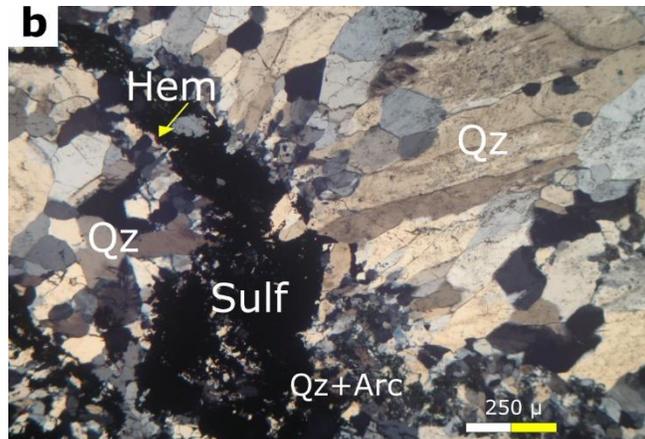


Figura A2.6b Textura de cuarzo en peineta, mosaico a micromosaico, micromosaico con clorita y minerales de arcilla. Mena asociada a cuarzo en micromosaico y mosaico.

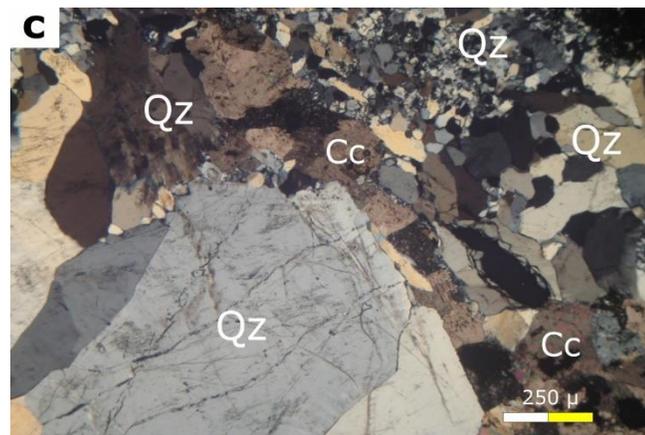


Figura A2.6c Textura de cuarzo plumoso y calcita hojosa. Sugiriendo momento de ebullición.

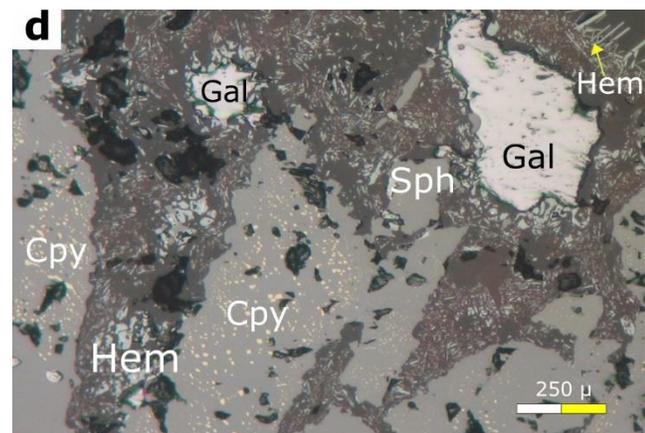


Figura A2.6d Esfalerita, galena, calcopirita y hematita. Esfalerita de primera generación con inclusiones de calcopirita y galena hipidiomorfa

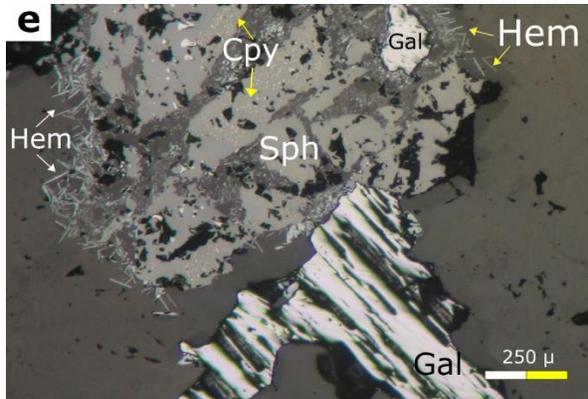


Figura A2.6d Esfalerita, calcopirita, galena, hematita. Esfalerita de primera generación con inclusiones de calcopirita. Galena de temprana (subidiomórfica) y galena tardía (hipidiomorfa).

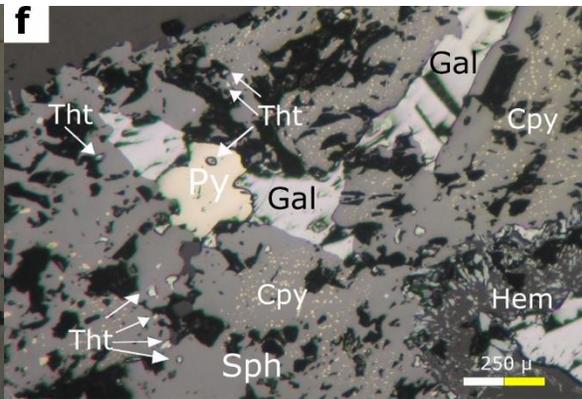


Figura A2.6d Tetrahedrita en microinclusiones de esfalerita y pirita.

Centro-Sur

SRN-NIV-17

Muestra profunda de la región centro-norte de la veta San Rafael. Veta con bandeamiento crustiforme de cuarzo, calcita, adularia, clorita, minerales de arcilla, hematita y sulfuros. Los sulfuros están relacionados con clorita, calcita y adularita tabular. La asociación mineral de alteración corresponde a cloritización: cuarzo, clorita, calcita, adularia, minerales de acilla y pirita (Figura A2.7a).

La textura de la sílice denota: cuarzo en macromosaico a mosaico, micromosaico, cuarzo en peineta, cuarzo plumoso y pseudotabular. El cuarzo mosaico a macromosaico está relacionado con cuarzo plumoso o tabular, mientras que, el cuarzo mosaico está asociado con clorita y minerales de arcilla. Se sugiere un proceso de ebullición debido a la presencia de cuarzo plumoso y pseudotabular además de calcita hojosa y adularia (Figura A2.7b).

Menas de metales base

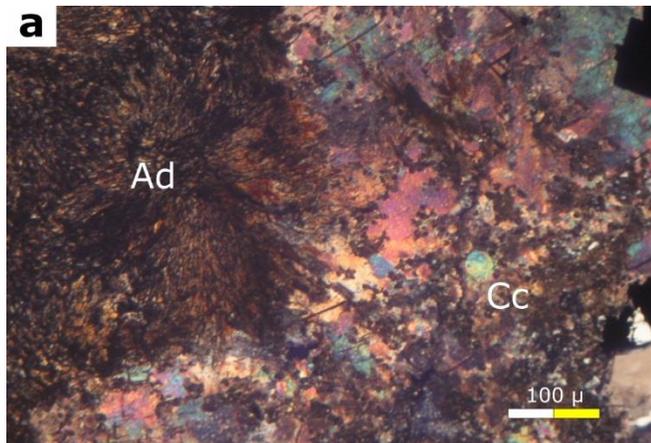
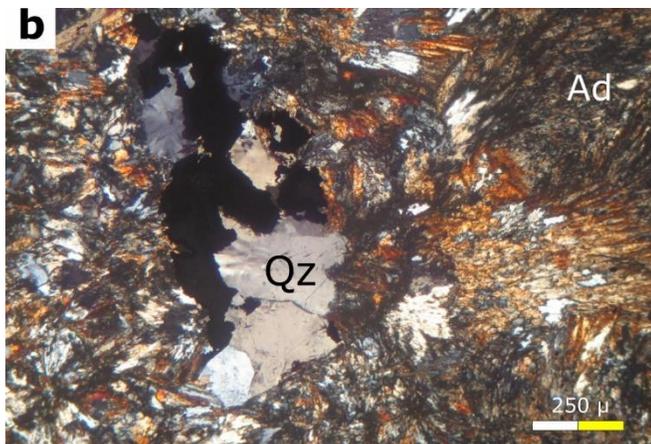


Figura A2.7a Asociación mineral de alteración. Asociación de adularia radial y agregado cristalino de calcita. La adularia tabular a acicular se interpreta como proceso de ebullición súbito.



Esfalerita, galena, calcopirita y pirita. La esfalerita se presenta en dos eventos: el primero como esfalerita con inclusiones de calcopirita y el segundo como esfalerita semitraslúcida miel Pobre en Fe. La galena se encuentra se encuentra en dos generaciones: la primera con hábito subidiomórfico y la segundo de menor tamaño es hipidiomorfa. La calcopirita temprana corresponde a las microinclusiones en esfalerita, mientras que, la tardía como agregados cristalinos o en microvetilleo. La pirita se encuentra en cristales subidiomórficos cúbicos y tabulares (Figura A2.7c y Figura A2.7d).

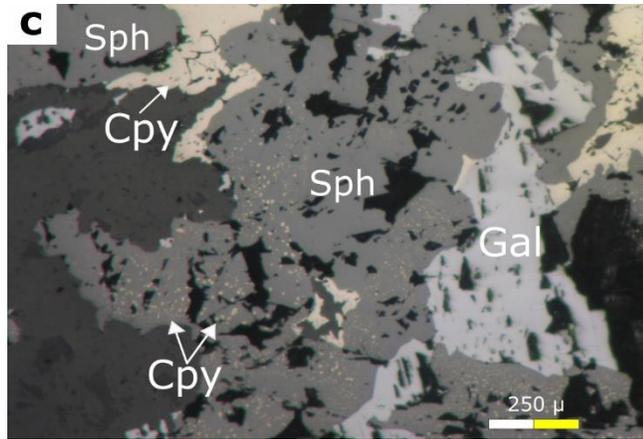


Figura A2.7c Esfalerita, calcopirita y galena. Esfalerita primaria con inclusiones de calcopirita y esfalerita tardía. Calcopirita en agregados microcristalinos.

Menas de metales preciosos

Argentita y tetrahedrita. La argentita se presenta como microcristales en agregados, están dispuestos en vetillas y rellenando espacios en los minerales de menas de metales base. Tetrahedrita se encuentra como microdiseminado de cristales anhedrales relacionados con esfalerita y calcopirita de segunda generación (Figura A2.7e).

Paragénesis

1) Cuarzo, minerales de arcilla, pirita 2) galena 3) calcopirita, esfalerita, argentita 4) hematita

Nomenclatura

Qz cuarzo, Cc calcita, Ad adularia, Gal galena, Sph esfalerita, Py pirita, Hem hematita, Cpy calcopirita, Th tetrahedrita

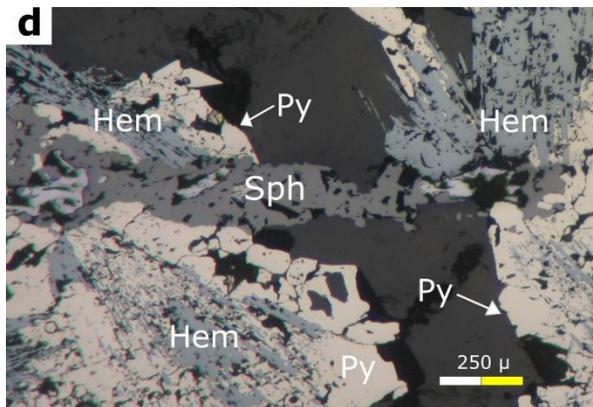


Figura A2.7d Vetilla de esfalerita de segunda generación y reemplazo de hematita por pirita.

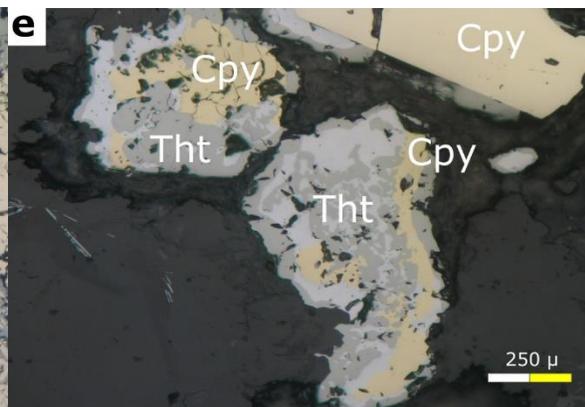


Figura A2.7e Asociación de calcopirita en vetilla y segunda generación como agregado cristalino. Reemplazamiento de tetrahedrita como agregados cristalinos en galena.

SRN NIV 17 a'

Muestra profunda de la región centro-norte de la veta San Rafael. Veta con bandeamiento crustiforme de cuarzo, calcita, adularia, clorita, minerales de arcilla, hematita y sulfuros. Se observan algunos intervalos de brecha de fragmentos de veta. La asociación mineral de la alteración corresponde a cloritización (presencia de cuarzo, clorita, calcita, adularia, minerales de arcilla y pirita). La mineralización de mena está relacionada con clorita, calcita y adularia tabular (Figura A2.8a).

Las texturas de la sílice presentes son: mosaico a macromosaico, micromosaico, cuarzo en peineta. El cuarzo mosaico está asociado con clorita y minerales de cuarzo. El cuarzo mosaico a macromosaico está relacionado con cuarzo plumoso y tabular. (Figura A2.8b y Figura A2.8c). El cuarzo plumoso, pseudotabular, calcita acicular y adularia son evidencia de ebullición.

Menas de metales base

Esfalerita, galena, calcopirita y pirita. La esfalerita de primera generación tiene inclusiones de calcopirita y la segunda generación color miel semitraslúcida Pobre en Fe. La galena se encuentra en dos eventos, el primero con hábito subidiomórfico y el segundo la galena es la hipidiomorfa. La calcopirita temprana se encuentra en microinclusiones en esfalerita y la tardía como agregados cristalinos (Figura A2.8d).

Menas de metales preciosos

Argentita y tetrahedrita. Argentita en microcristales aislados y en vetilleo relacionadas con galena hipidiomorfa. La tetrahedrita se encuentra en microinclusiones, está relacionada con la esfalerita de segunda generación (Figura A2.8e).

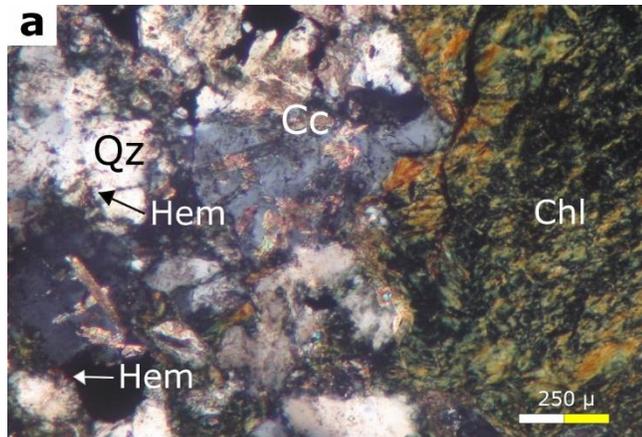


Figura A2.8a Asociación mineral de alteración. Clorita, cuarzo y calcita acicular.

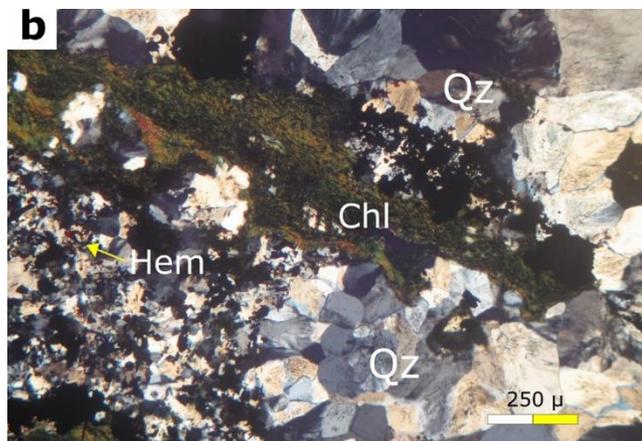


Figura A2.8b Cuarzo, hematita, clorita. Textura de la sílice: cuarzo de mosaico a micromosaico y cuarzo plumoso. Hematita como evento tardío.



Figura A2.8c Cuarzo plumoso y pseudotabular, calcita granular.

Paragénesis

1) Cuarzo, minerales de arcilla, pirita 2) galena 3) calcopirita, esfalerita, argentita 4) hematita.

Nomenclatura

Qz cuarzo, Chl clorita, Cc calcita, Ad adularia, Gal galena, Sph esfalerita, Py pirita, Hem hematita, Cpy calcopirita.

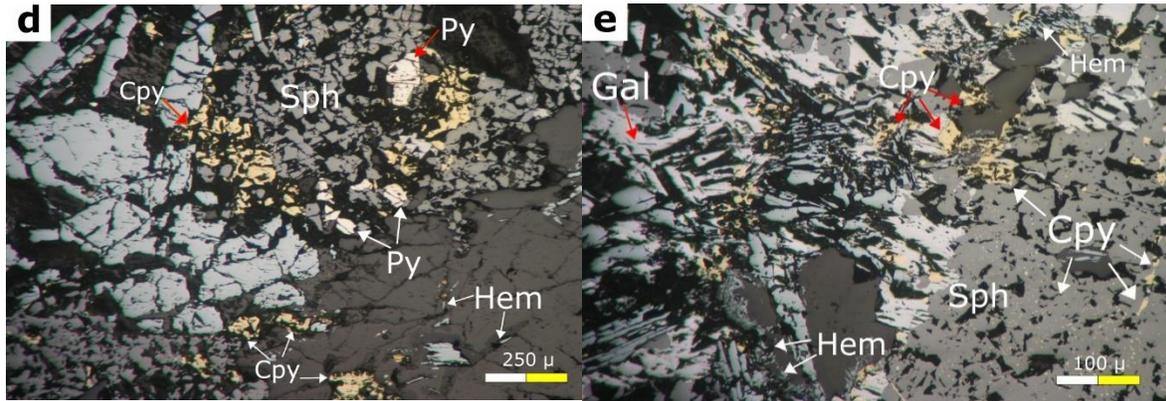


Figura A2.8d Esfalerita de primera generación con microinclusiones de calcopirita y esfalerita de segunda generación rica en Zn. Pirita tabular, calcopirita como agregado cristalino y hematita.

Figura A2.8e Esfalerita temprana con microinclusiones de calcopirita y esfalerita tardía rica en Zn. Hematita, calcopirita como agregado cristalino y en vetilleos.

BNO 193 165.15-165.6m

Muestra profunda de la región centro-sur de la veta San Rafael. Veta con bandeamiento crustiforme irregular y discontinuo con intervalos de brechamiento. Veta de cuarzo, clorita, minerales de arcilla, hematita y sulfuros diseminados. Los clastos de la brecha son de sulfuros. La alteración hidrotermal corresponde a cloritización y la asociación mineral consta de: clorita, minerales de arcilla, cuarzo y pirita (Figura A2.9a).

Las texturas de la sílice presentes son: cuarzo mosaico a micromosaico, cuarzo en peineta y pseudotabular, además en forma de vetilleo. El cuarzo en mosaico y micromosaico está relacionado con clorita y minerales de arcilla. Tanto la presencia de cuarzo plumoso como pseudotabular sugieren ebullición en el nivel de la muestra (Figura A2.9b y Figura A2.9c).

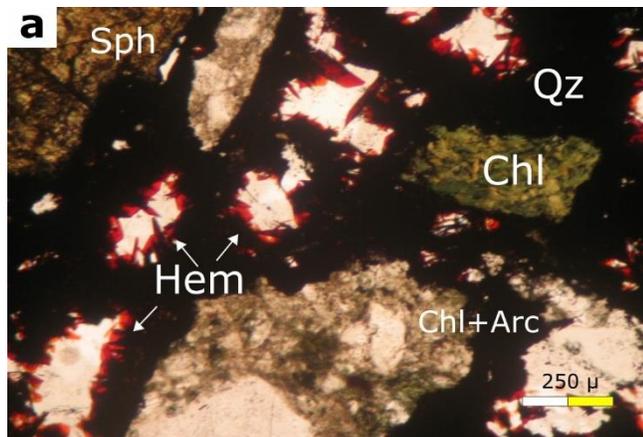


Figura A2.9a Asociación mineral de la muestra. Cuarzo, clorita, minerales de arcilla, hematita y sulfuros (esfalerita).

Menas de metales base

Esfalerita, calcopirita, pirita y galena. La esfalerita está presente en dos generaciones: la primera generación, siendo la más abundante, con microinclusiones de calcopirita y la segunda generación Pobre en Fe con tonalidad miel. La calcopirita de primera generación se encuentra en inclusiones asociadas a la esfalerita y la de segunda generación como microvetilleos. Pirita subhedral. Galena temprana de hábito subidiomórfica y galena tardía es hipidiomorfa (Figura A2.9d y Figura A2.9e).

Menas de metales preciosos

Argentita y tetrahedrita. Argentita en microcristales relacionados con galena hipidiomorfa. Tetrahedrita en microcristales asociada con calcopirita y galena de segunda generación.

Paragénesis

- 1) Cuarzo, pirita
- 2) Cuarzo, esfalerita 2da generación, calcopirita
- 3) Cuarzo, clorita, minerales de arcilla, galena, tetrahedrita, argentita
- 4) hematita

Nomenclatura

Qz cuarzo, *Chl* clorita, *Ad* adularia, *Gal* galena, *Sph* esfalerita, *Py* pirita, *Hem* hematita, *Cpy* calcopirita, *Arc* minerales de arcilla.

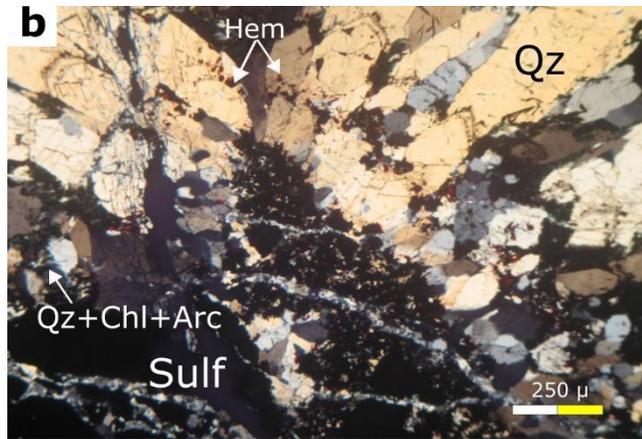


Figura A2.9b Texturas de la sílice. Cuarzo plumoso y cuarzo en mosaico. Sector brechado con cementante de cuarzo microcristalino con clorita y minerales de arcilla asociado a sulfuros.

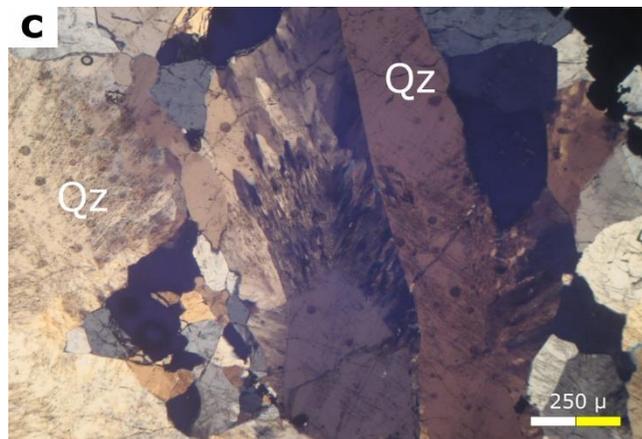


Figura A2.9c Cuarzo plumoso, cuarzo pseudotabular y cuarzo en micromosaico relacionado con la mineralización.

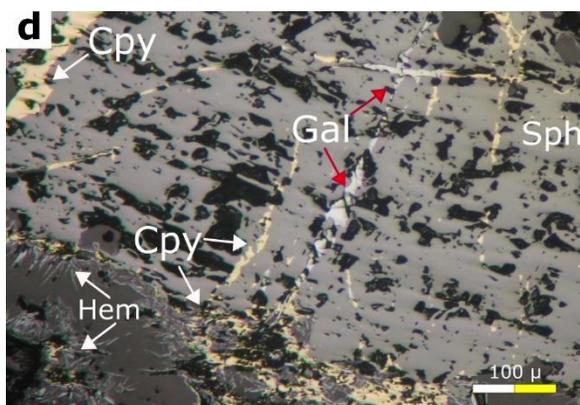


Figura A2.9d Esfalerita con vetilleo de calcopirita y galena de segunda generación. Hematita rodeando en esfalerita.

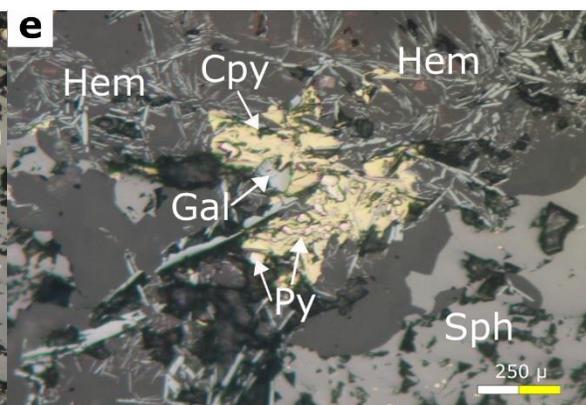


Figura A2.9e Reemplazamiento de pirita por calcopirita y galena de segunda generación. Hematita especular tardía.

BNO 193 164.6

Muestra profunda de la región centro-sur de la veta San Rafael. Veta con bandeamiento crustiforme con brechamiento en algunos intervalos. La brecha está compuesta por clastos de rocas piroclásticas cloritizados. La veta está compuesta por cuarzo, clorita, calcita, hematita, minerales de arcillas y sulfuros. La alteración hidrotermal corresponde a cloritización y consta de: clorita, minerales de arcillas, cuarzo, calcita y pirita (Figura A2.10a).

Las texturas de la sílice presentes son: cuarzo de mosaico a macrosaico, cuarzo plumoso y tabular, micromosaico, cuarzo en peineta y cuarzo microcristalino. El cuarzo en micromosaico está relacionado con clorita, minerales de arcilla y cuarzo en peineta. La mena está relacionada con cuarzo en micromosaico. Se sugiere el proceso de ebullición debido a la presencia de cuarzo plumoso y tabular (Figura A2.10b y Figura A2.10c).

Menas de metales base

Galena, pirita, esfalerita y calcopirita. La galena se encuentra en dos texturas: subidiomórfica como el primer evento, mientras que, el segundo evento es hipidiomorfa. La esfalerita de primera generación tiene calcopirita diseminada y la de segunda generación es color miel, Pobre en Fe y con poca calcopirita diseminada. La pirita se encuentra como cristales subhedrales. La calcopirita de temprana se encuentra en inclusiones asociadas a la esfalerita y la calcopirita tardía como microvetilleos (Figura A2.10d y Figura A2.10e).

Menas de metales preciosos

La mineralización de metales preciosos es limitada. Argentita se encuentra como microcristales en las fisuras de cristales de cuarzo.

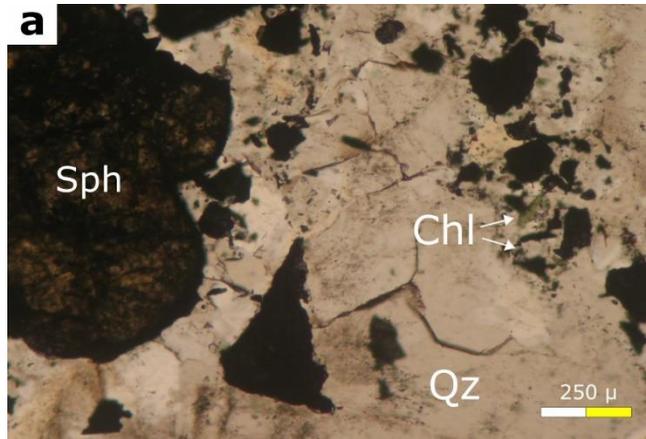


Figura A2.10a Asociación mineral de la muestra. Cuarzo, clorita y sulfuros (esfalerita).

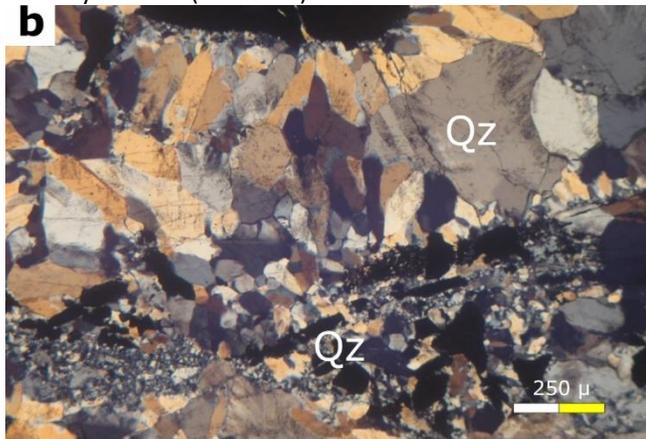


Figura A2.10b Texturas de cuarzo: cuarzo mosaico a macrosaico, cuarzo micromosaico y cuarzo en peineta.

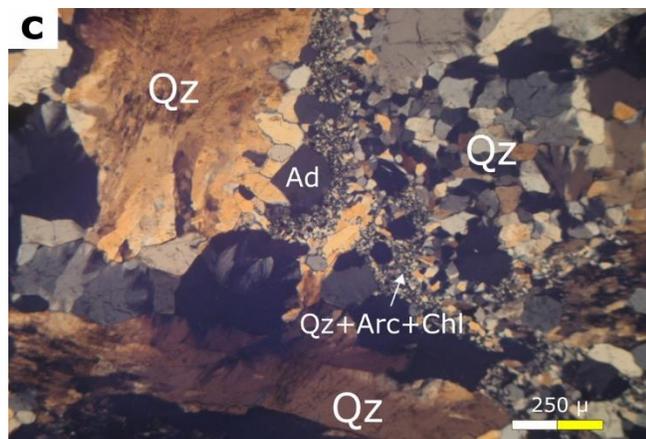


Figura A2.10c Texturas de cuarzo: cuarzo mosaico a macrosaico, cuarzo tabular, cuarzo plumoso, cuarzo micromosaico relacionado a minerales de arcilla y clorita. Adularia rómbica señalando ebullición en el nivel de la muestra.

Paragénesis

1) Cuarzo, pirita 2) Cuarzo, clorita, esfalerita 3) Cuarzo, clorita, minerales de arcilla, esfalerita, galena, pirita, calcopirita 4) Cuarzo, hematita.

Nomenclatura

Qz cuarzo, Chl clorita, Ad adularia, Gal galena, Sph esfalerita, Py pirita, Hem hematita, Cpy calcopirita, Arc minerales de arcilla

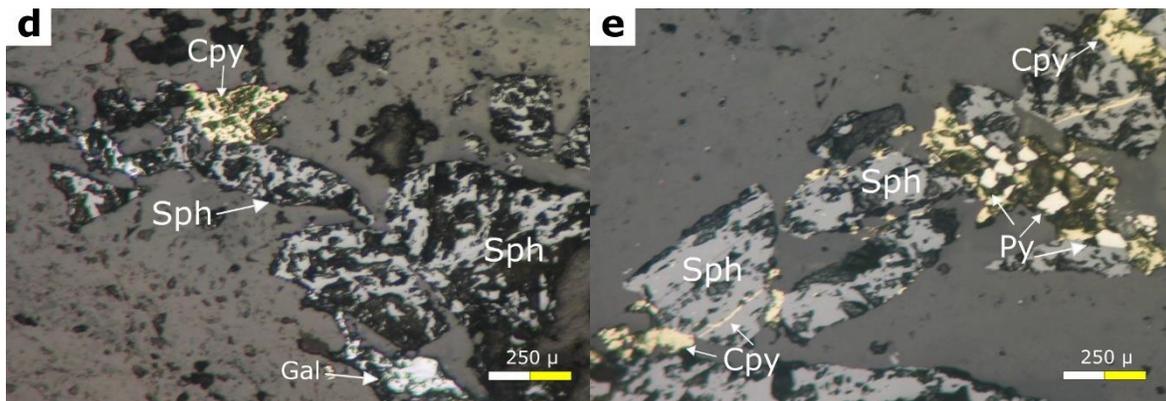


Figura A2.10d Menas de metales base. Galena subidiomórfica y calcopirita reemplazando a esfalerita a segunda generación.

Figura A2.10e Menas de metales base. Calcopirita de segunda generación en microvetillas y agregados cristalinos. Esfalerita de segunda generación y cristales subhedrales de pirita reemplazando la calcopirita.

BNO 194-190.85

Muestra muy profunda de la región centro-sur de la veta San Rafael. Veta con bandeamiento crustiforme con intervalos de brechamiento. Veta de cuarzo, minerales de arcilla, clorita, adularia, hematita y sulfuros (Figura A2.11a). Los intervalos de brecha se caracterizan por clastos de cuarzo rotados cuyo cementante es sílice. La alteración hidrotermal es de tipo cloritización y consta de clorita, minerales de arcillas, cuarzo, calcita, adularia y pirita.

Las texturas de la sílice presentes son: cuarzo peineta, cuarzo mosaico a macromosaico, cuarzo

micromosaico, cuarzo plumoso, pseudotabular y cuarzo microcristalino. El cuarzo mosaico a macromosaico está relacionado con cuarzo plumoso y pseudotabular además de menas de metales base. El cuarzo en micromosaico está asociada a la clorita, adularia y minerales de arcilla. El cuarzo microcristalino, cuarzo plumoso y pseudotabular al igual que la adularia rómbica sugieren ebullición en este nivel (Figura A2.11b y Figura A2.11c).

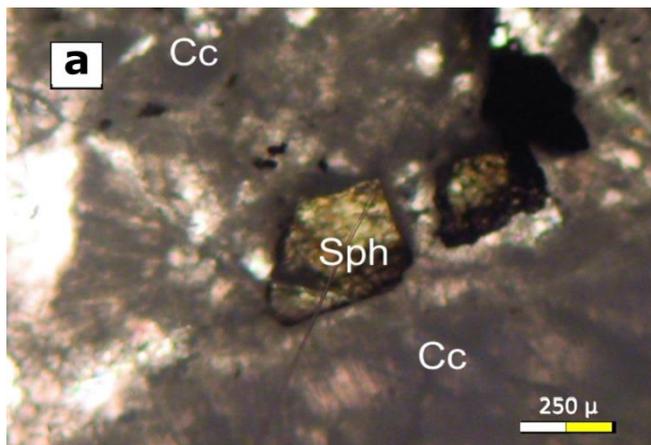


Figura A2.11a Asociación mineral. Esfalerita relacionada con calcita.

Menas de metales base

Esfalerita, pirita, calcopirita y galena. Esfalerita de primera generación con inclusiones de calcopirita y de segunda generación semitraslúcida Pobre en Fe. Pirita como cristales subhedrales. Calcopirita temprana como microinclusiones en la esfalerita y calcopirita tardía como agregado cristalino. Galena subidiomórfica como primer evento de mineralización y la hipidiomorfa como segundo evento (Figura A2.11d y Figura A2.11e).

Menas de metales preciosos

Tetrahedrita y argentita. Tetrahedrita en microcristales asociados a galena y calcopirita de segunda generación. Argentita en microcristales asociados a la galena hipidiomorfa (Figura A2.11d y Figura A2.11e).

Paragénesis

1) Cuarzo, pirita 2) Cuarzo, clorita, esfalerita tipo 1, calcopirita 3) Cuarzo, clorita, mineral de arcilla, adularia, esfalerita tipo 2, galena, calcopirita, tetrahedrita 4) Cuarzo, hematita.

Nomenclatura

Qz cuarzo, *Chl* clorita, *Cc* calcita, *Ad* adularia, *Gal* galena, *Sph* esfalerita, *Py* pirita, *Hem* hematita, *Cpy* calcopirita, *Arc* minerales de arcilla. *Tht* tetrahedrita

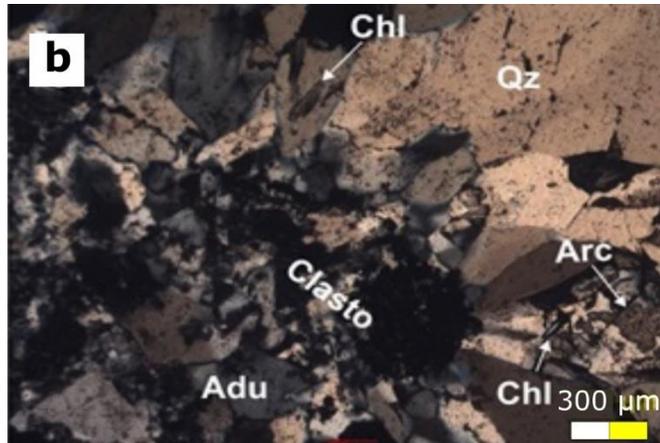


Figura A2.11b Textura de la sílice. Cuarzo en mosaico, clorita, minerales de arcilla y clastos rotados. Adularia rómbica que indica ebullición.

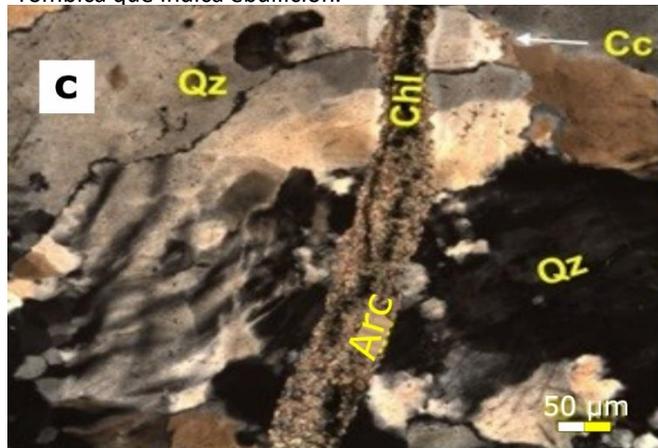


Figura A2.11c Textura de la sílice. Cuarzo en mosaico, cuarzo plumoso. Calcita, banda de minerales de arcilla y clorita.

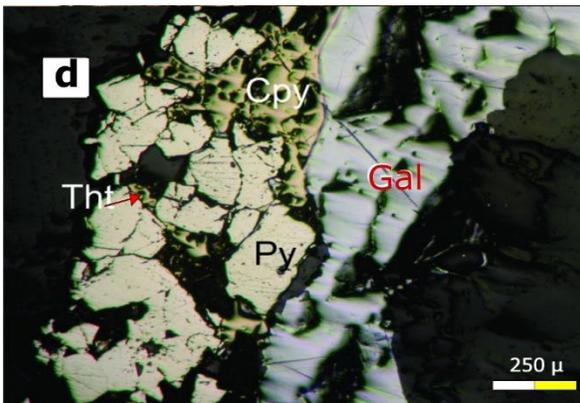


Figura A2.11d Galena de primera generación. Pirita reemplazando a calcopirita. Tetrahedrita relacionada a calcopirita y pirita de segunda generación.

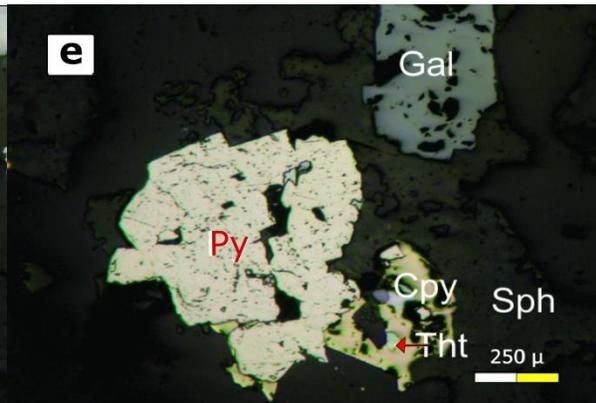


Figura A2.11e Galena subidiomórfica. Pirita reemplazando a calcopirita. Tetrahedrita relacionada con calcopirita y pirita de segunda generación. Esfalerita de segunda generación.

BNO 194-192.4

Muestra muy profunda de la región centro-sur de la veta San Rafael. Veta-brecha de textura crustiforme y clastos de fragmentos de veta. La veta-brecha está compuesta de cuarzo, clorita, hematita, minerales de arcilla y sulfuros. La asociación mineral de la alteración hidrotermal consta de: clorita, minerales de arcilla, cuarzo y pirita.

Las texturas de la sílice presentes son: cuarzo mosaico a macromosaico, cuarzo en peineta, cuarzo pseudotabular y cuarzo en micromosaico. El cuarzo mosaico a macromosaico está relacionado con el cuarzo en peineta, por otro lado, los minerales de mena están asociados con el cuarzo en micromosaico (Figura A2.12a y Figura A2.12b).

Menas de metales base

Esfalerita, calcopirita, pirita y galena. La esfalerita de primera generación tiene calcopirita diseminada, mientras que, la de segunda generación es miel, Pobre en Fe. La calcopirita presenta dos eventos de mineralización: el primero como microinclusiones en la esfalerita y el segundo como agregados cristalinos. La pirita se encuentra en cristales subhedrales. La galena de primera generación es de hábito subidiomórfico y la de segunda generación es hipidiomorfa (Figura A2.12c y Figura A2.12d).

Menas de metales preciosos

Tetrahedrita en microcristales asociados a galena y calcopirita de segunda generación.

Paragénesis

1) Cuarzo, pirita 2) Cuarzo, clorita, esfalerita, minerales de arcilla 3) Cuarzo, pirita, calcopirita, galena, esfalerita, argentita 4) hematita.

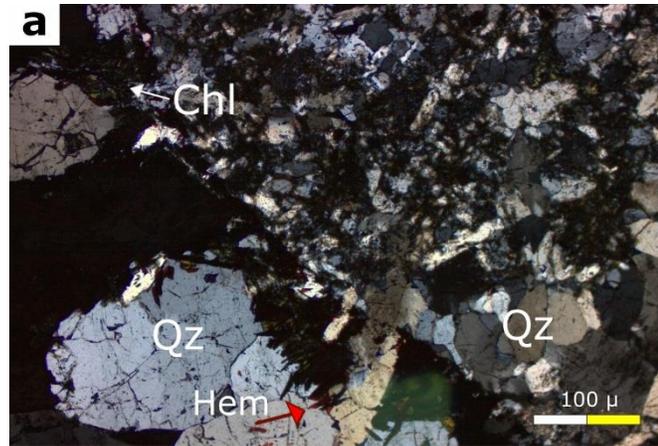


Figura A2.12a Textura de la sílice. Cuarzo en mosaico, cuarzo pseudotabular, micromosaico. Clorita y hematita.

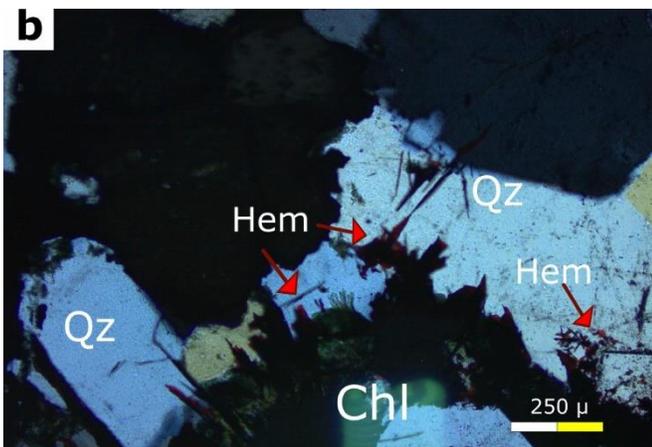


Figura A2.12b Textura de la sílice. Cuarzo en mosaico y pseudotabular. Clorita y hematita rodeándola.

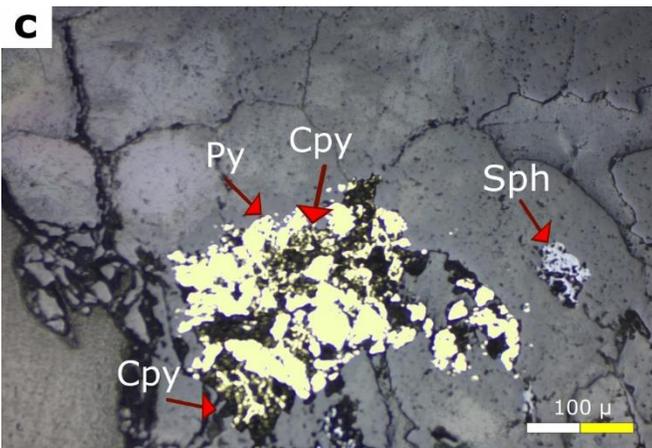


Figura A2.12c Reemplazamiento de calcopirita por pirita. Esfalerita de segunda generación.

Nomenclatura

Qz cuarzo, Chl clorita, Sph esfalerita, Py pirita, Hem hematita, Cpy calcopirita.

Sur

Muestra Carmen 1

Muestra somera de la veta Carmen en la región sur. Veta bandeada de textura crustiforme de cuarzo, calcita, adularia, clorita y sulfuros. La alteración hidrotermal corresponde a cloritización y consta de: clorita, calcita, adularia y minerales de arcilla (Figura A2.13a).

Las texturas de la sílice presentes son: cuarzo micromosaico a macromosaico, cuarzo plumoso, cuarzo en peineta y fenocristales de cuarzo tabular. El cuarzo en micromosaico está asociado con las menas de metales base y minerales de arcilla (Figura A2.13a, Figura A2.13b y Figura A2.13c).

Menas de metales base

Esfalerita, galena, pirita y calcopirita. La esfalerita temprana con microdiseminado de calcopirita, por otra parte, la esfalerita tardía Pobre en Fe es semitraslúcida. La galena de hábito subidiomórfico es de la primera generación y la de segunda generación es la hipidiomorfa. La pirita se encuentra en cristales subhedrales. La calcopirita de primera generación se encuentra

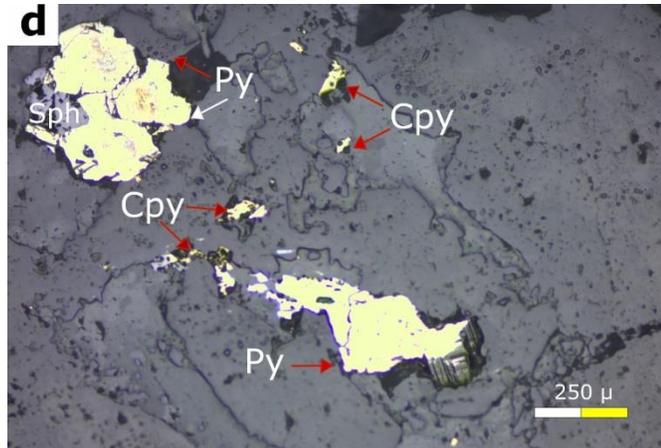


Figura A2.12c Agregado de calcopirita reemplazado por pirita de segunda generación. Esfalerita de segunda generación.

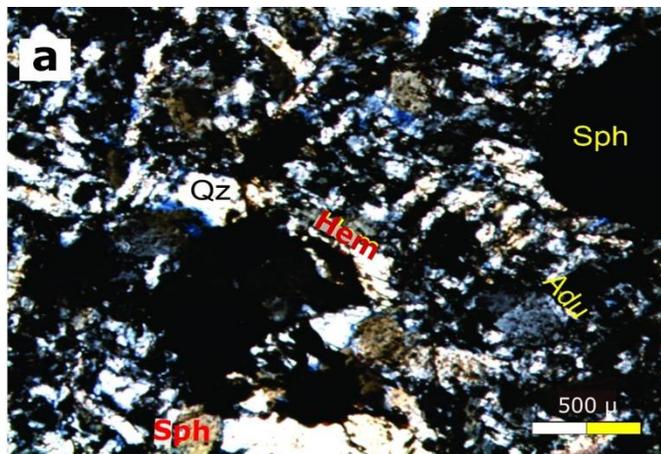


Figura A2.13a Asociación de minerales de alteración. Cuarzo microcristalino. Cuarzo, adularia rómbica en relación con esfalerita. La adularia rómbica refleja proceso de ebullición.

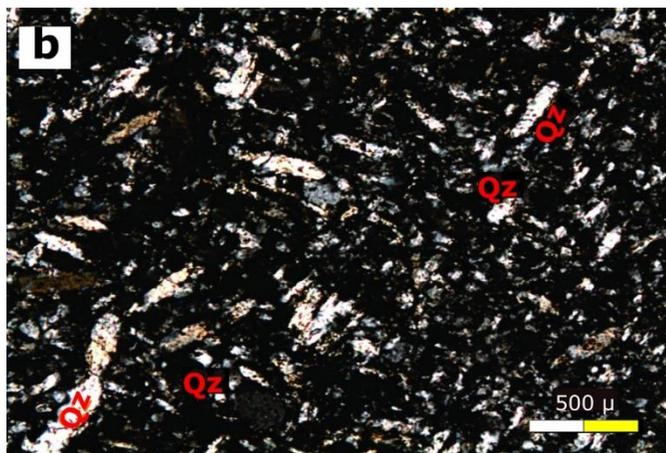


Figura A2.13b Cuarzo mosaico y micromosaico con cuarzo pseudotabular.

como microdiseminado en la esfalerita y la calcopirita de segunda generación como agregados cristalinos y como reemplazamiento de la pirita (Figura A2.13d y Figura A2.13e).

Menas de metales preciosos

Argentita y tetrahedrita. Argentita como inclusión en la esfalerita, asociada a la galena y a los microcristales de calcopirita tardía. Tetrahedrita como microinclusiones en calcopirita secundaria (Figura A2.13d y Figura A2.13e).

Paragénesis

1) cuarzo, calcita, esfalerita 2) cuarzo, clorita, galena 3) calcopirita 4) argentita.

Nomenclatura

Qz cuarzo, Ad adularia, Gal galena, Sph esfalerita, Py pirita, Hem hematita, Cpy calcopirita, Arc minerales de arcilla. Tht tetrahedrita, Arg argentita

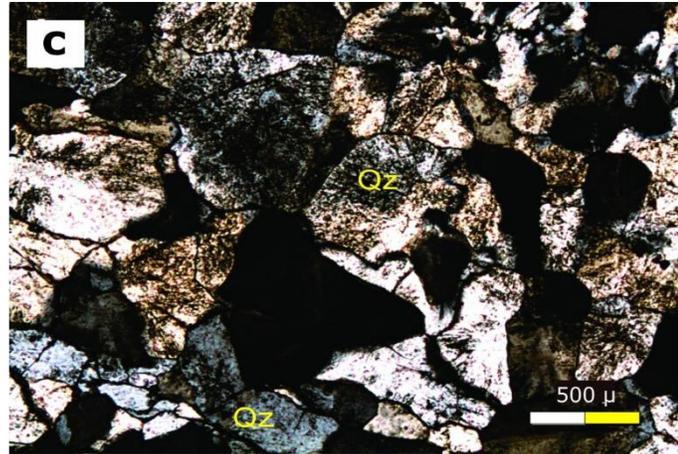


Figura A2.13c Cuarzo mosaico a macromosaico y cuarzo plumoso.

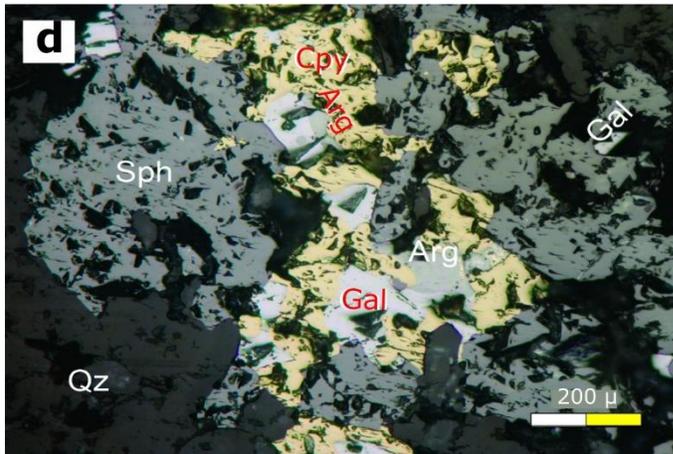


Figura A2.13d Argentita en cristales anhedrales en relación con galena y calcopirita de segunda generación. Esfalerita de segunda generación

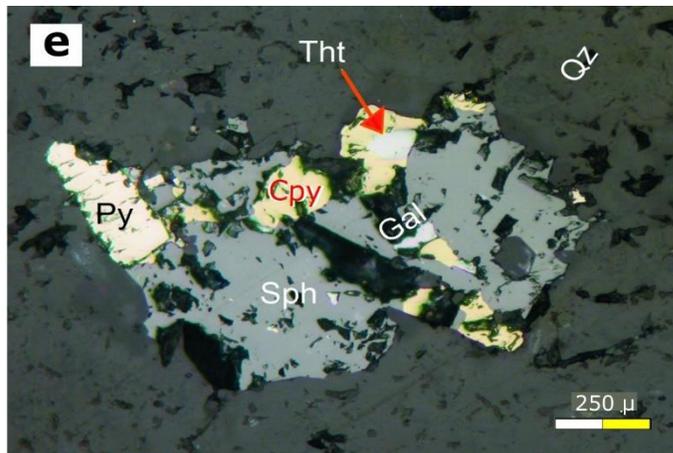


Figura A2.13a Microinclusión de tetrahedrita en calcopirita de segunda generación. Pirita reemplazando a calcopirita de segunda generación.

Muestra Carmen 2b

Muestra somera de la veta Carmen en la región sur (se encuentra más distal a la veta San Rafael que la muestra Carmen 1). Veta bandeada de textura coloforme de cuarzo, calcita, minerales de arcilla, fluorita, hematita y sulfuros. La alteración es de tipo cloritización. La asociación mineral de alteración se compone de: cuarzo, clorita, calcita, pirita y minerales de arcilla.

Las texturas de la sílice son: cuarzo microcristalino como el más abundante, cuarzo en micromosaico a mosaico, cuarzo macromosaico y cuarzo hojoso (Figura A2.14a). Se observa el reemplazamiento de calcita hojosa por cuarzo que están cubiertos por agregados cristalinos de fluorita. Se sugiere ebullición en el nivel de la muestra debido a la presencia de cuarzo hojoso (Figura A2.14b).

Menas de metales base

Galena, esfalerita, calcopirita y pirita. La mineralización se encuentra en bandas crustiformes discontinuas de sulfuros. La galena de hábito subidiomórfico es de la primera generación de mineralización, mientras que, la galena hipidiomorfa corresponde a la segunda generación. La esfalerita temprana es aquella con diseminado de calcopirita y la esfalerita tardía es color miel Pobre en Fe. La calcopirita se encuentra como diseminado en la esfalerita de un primer evento y como agregado cristalino de un segundo evento. La pirita se encuentra como cristales subhedrales (Figura A2.14c y Figura A2.14d).

Menas de metales preciosos

Argentita en microcristales relacionados con la galena de

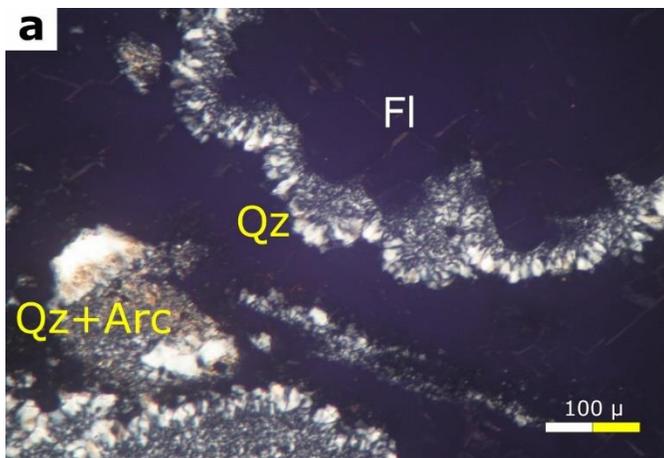


Figura A2.14a Cuarzo mosaico a micromosaico, banda coloforme a crustiforme. Cuarzo y minerales de arcilla.

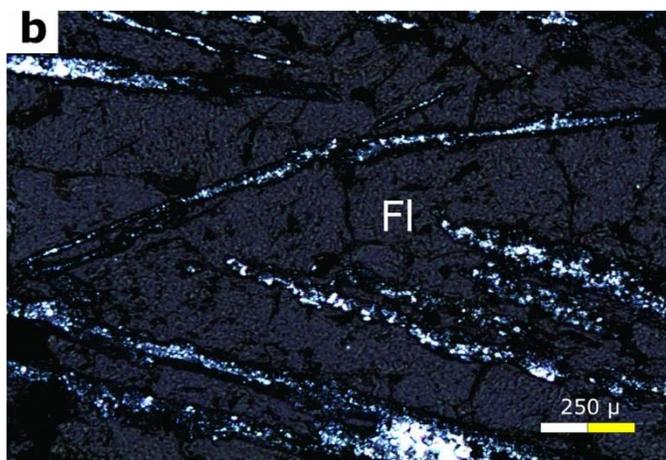


Figura A2.14b Calcita hojosa reemplazada por cuarzo. Cementado por fluorita.

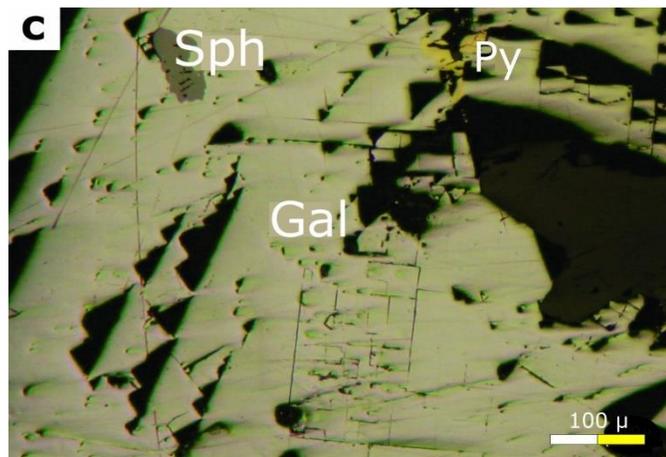


Figura A2.14c Esfalerita de segunda generación. Galena subidiomórfica y pirita de segunda generación.

segunda generación hipidiomorfa o bien como cristales anhedrales aislados (Figura A2.14d).

Paragénesis

1) cuarzo, esfalerita, adularia, galena 2) cuarzo, clorita, illita, esfalerita, galena, calcita y argentita 3) cuarzo y hematita 4) fluorita.

Nomenclatura

Qz cuarzo, *Fl* fluorita, *Gal* galena, *Sph* esfalerita, *Py* pirita, *Hem* hematita, *Cpy* calcopirita, *Arc* minerales de arcilla, *Arg* argentita

Muestra SRS-1

Muestra profunda de la región sur de la veta San Rafael, se encuentra más proximal a la veta Carmen 1. Veta crustiforme de bandeamiento regular con intervalos de brecha. La veta está compuesta de cuarzo, calcita, clorita, marcasita, minerales de arcilla y sulfuros. Los intervalos de brechamiento son clastos de líticos de toba con minerales de arcilla. La alteración hidrotermal representa cloritización y la asociación mineral está conformada por clorita, calcita, cuarzo y minerales de arcilla (Figura A2.15a).

Las texturas de la sílice son: cuarzo mosaico a macromosaico, cuarzo peineta, cuarzo plumoso, cuarzo pseudotabular y cuarzo en micromosaico. El cuarzo mosaico a macromosaico está relacionado con cuarzo plumoso y pseudotabular. Debido a la presencia del cuarzo plumoso y cuarzo pseudotabular se sugiere presencia de ebullición en el nivel de la muestra (Figura A2.15b y Figura A2.15c).

Menas de metales base

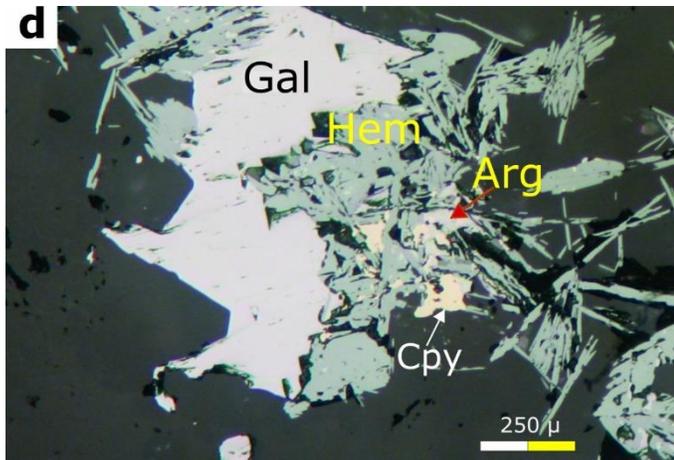


Figura A2.14d calcopirita de segunda generación y hematita especular cubriendo y rodeando.

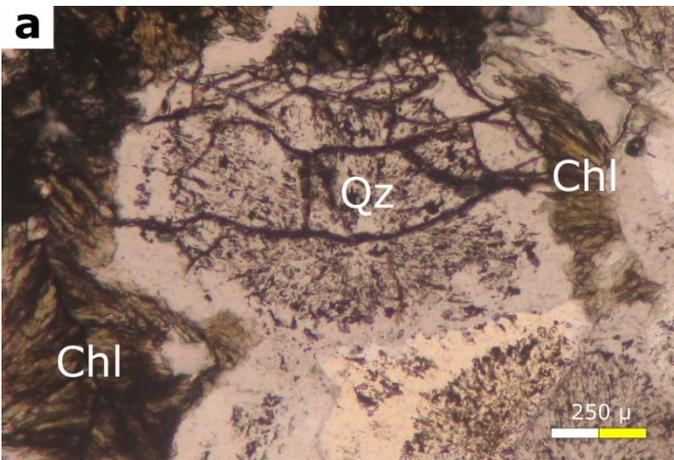


Figura A2.15a Asociación mineral de alteración. Cuarzo y clorita relacionado con los minerales de mena.

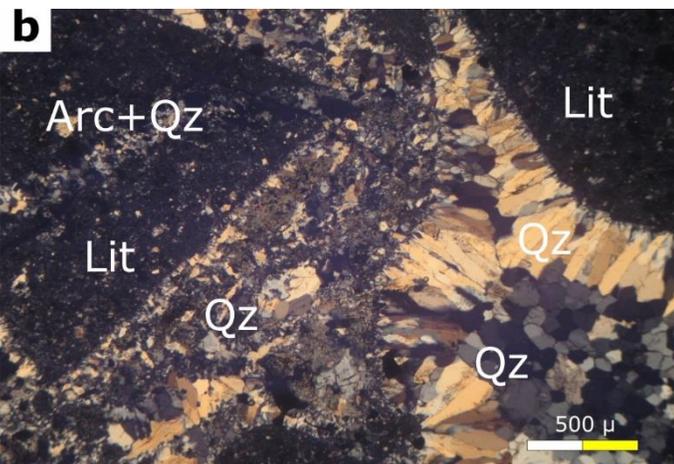


Figura A2.15b Textura de la sílice. Brecha con líticos de toba con minerales de arcilla y cuarzo. Están cementados por cuarzo peineta y micromosaico.

Esfalerita, calcopirita, galena y pirita. La esfalerita se presenta en dos eventos mineralizantes: el primero con inclusiones de calcopirita y el segundo es esfalerita semitranslúcida color miel Pobre en Fe. La calcopirita de primera generación es la que corresponde a microinclusiones en esfalerita y la de segunda generación como agregados cristalinos. La galena temprana es de hábito subidiomórfico y la tardía es hipidiomorfa. La pirita está presente como cristales subhedrales. Se observa marcasita como agregados microcristalinos asociados con la esfalerita de segunda generación (Figura A2.15d, Figura A2.15e y Figura A2.15f).

Menas de metales preciosos

Argentita en cristales anhedrales y microvetillas, relacionada con galena y calcopirita de segunda generación (Figura A2.15f).

Paragénesis

1) cuarzo, pirita 2) cuarzo, clorita, esfalerita, galena, calcopirita, marcasita 3) cuarzo.

Nomenclatura

Qz cuarzo, Chl clorita, Gal galena, Sph esfalerita, Py pirita, Cv covelina, Cpy calcopirita, Arc minerales de arcilla, Arg argentita, Lit líticas



Figura A2.15b Textura de la sílice. Cuarzo micromosaico, mosaico con cuarzo plumoso y pseudotabular. Cuarzo mosaico a macromosaico con cuarzo plumoso.

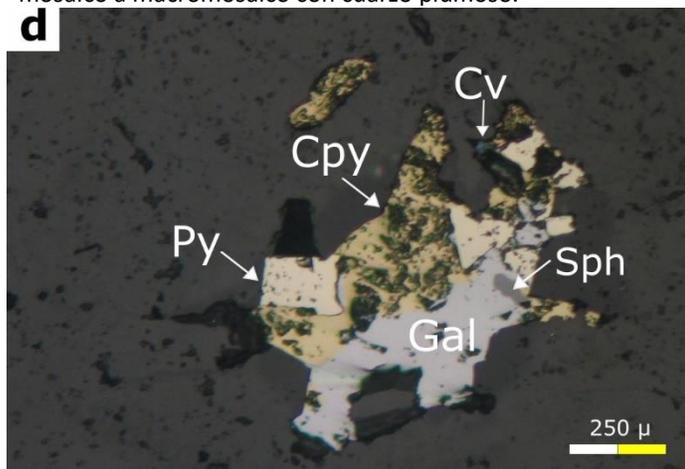


Figura A2.14d Asociación de calcopirita, pirita y esfalerita de segunda generación. Galena subidiomórfica y covelina.

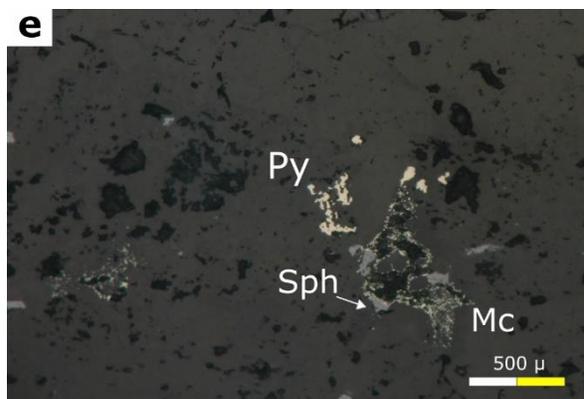


Figura A2.14e Asociación de pirita en agregados cristalinos y esfalerita de segunda generación. Marcasita reemplazando a pirita y esfalerita.

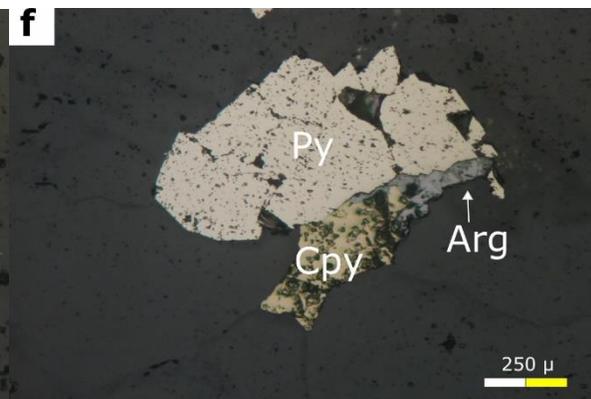


Figura A2.14f Argentita como cristal anhedral relacionada con calcopirita de segunda generación y pirita.

Anexo II. Espectroscopía de Infrarrojo Cercano (SWIR)

Se analizaron las muestras superficiales SR-1, SR-2 y SRN-1 de la región norte de la Veta San Rafael e interior mina, además, la muestra profunda SRN-NIV-17 en el sector centro-sur de la misma estructura. Las asociaciones de minerales de arcilla de alteración fueron determinadas mediante la espectroscopía de infrarrojo cercano (SWIR). Debido a la heterogeneidad de las muestras se seleccionaron dos a tres puntos distintos de la muestra para el análisis y se midió de tres a cuatro veces el mismo punto en condiciones idénticas para evaluar la reproducibilidad del instrumento.

SR-2

Muestra superficial del sector más al norte de la Veta San Rafael. Se trata de un análisis en tres zonas de aspecto diferente de la muestra. La fase identificada es caolinita, por lo cual, se definió a la alteración hidrotermal como argílica intermedia (Figura A2.1, Figura A2.2 y Figura A2.3).

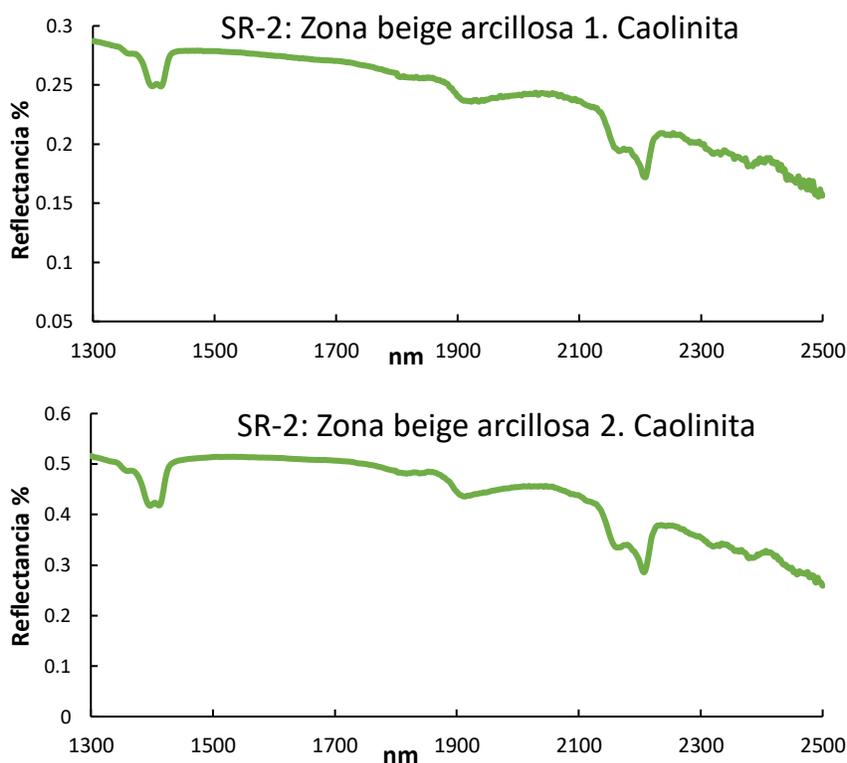


Figura A2.1 Análisis de espectroscopía de infrarrojo cercano (SWIR) de la muestra SR-2 en la zona beige arcillosa.

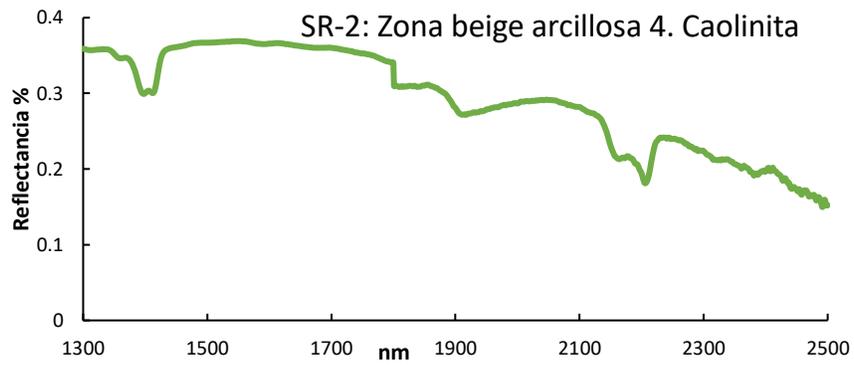
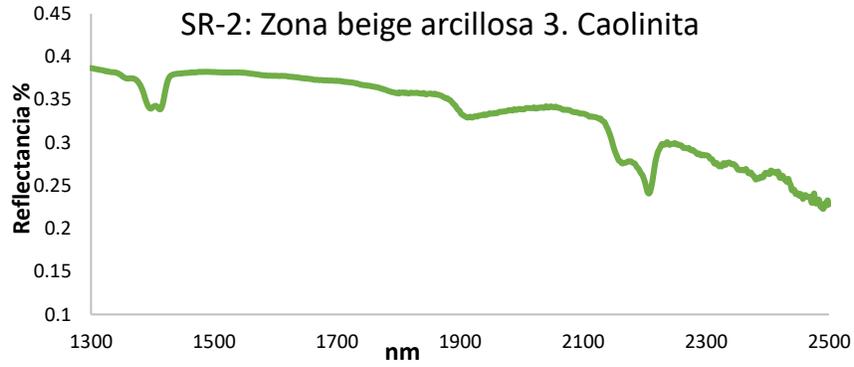


Figura A2.1 Continuación.

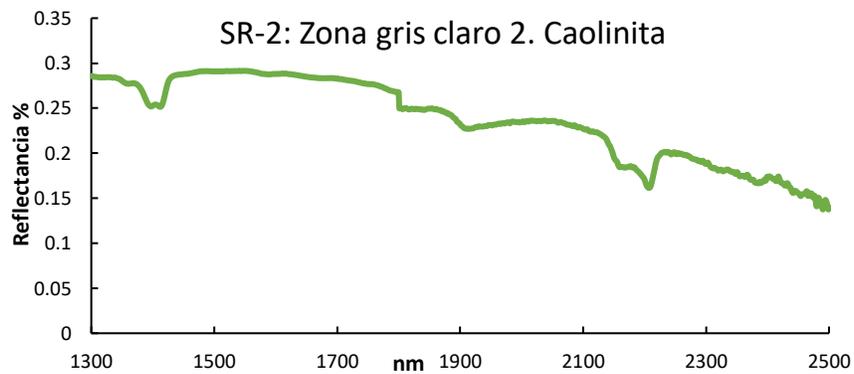
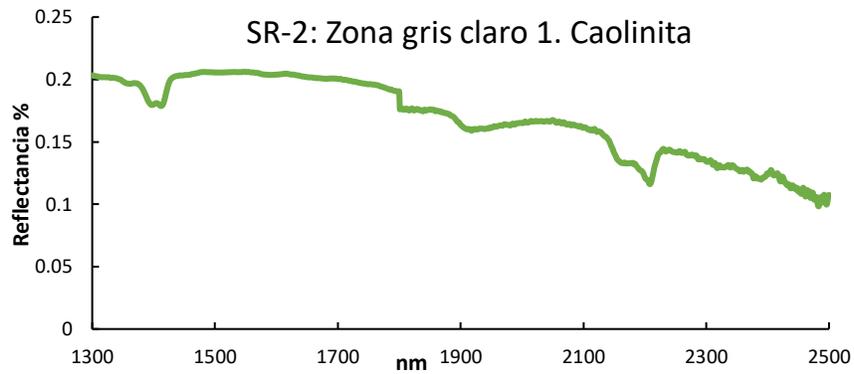


Figura A2.2 Análisis de espectroscopía de infrarrojo cercano (SWIR) de la muestra SR-2 en la zona gris claro.

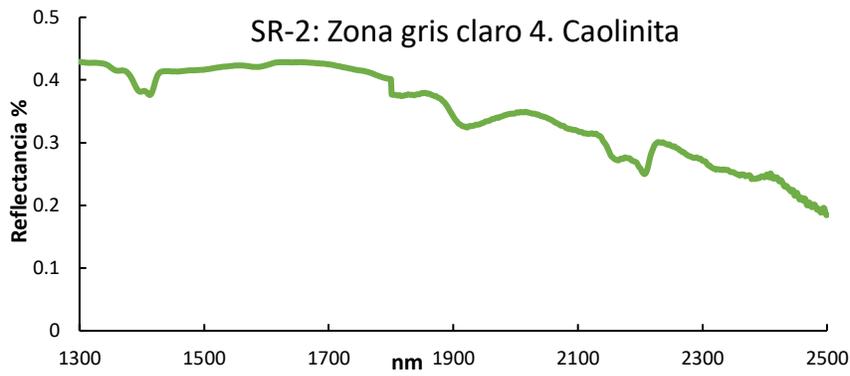
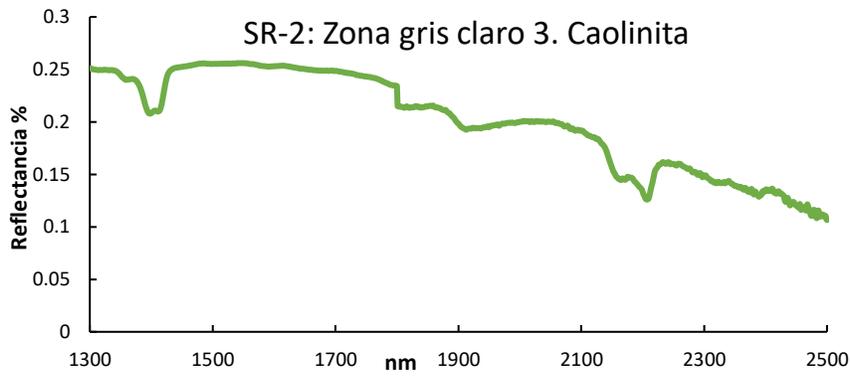


Figura A2.2 Continuación

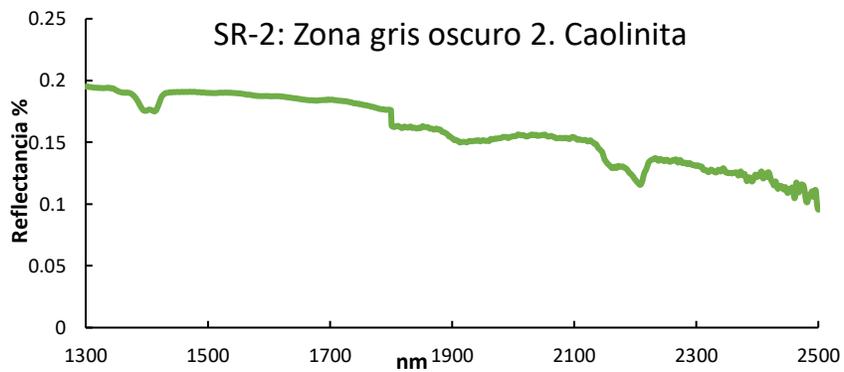
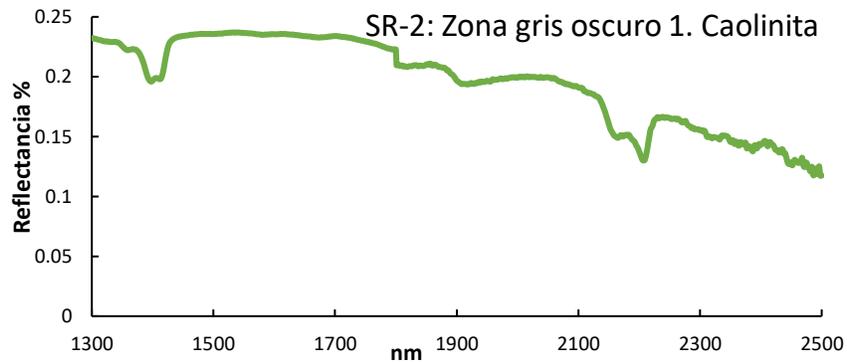


Figura A2.3 Análisis de espectroscopía de infrarrojo cercano (SWIR) de la muestra SR-2 en la zona gris oscuro.

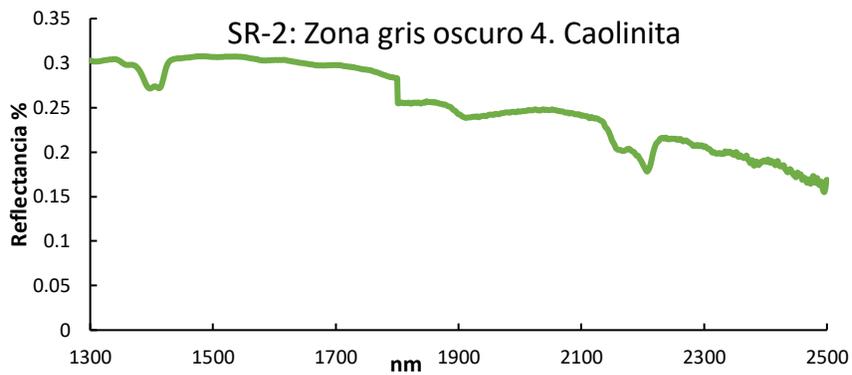
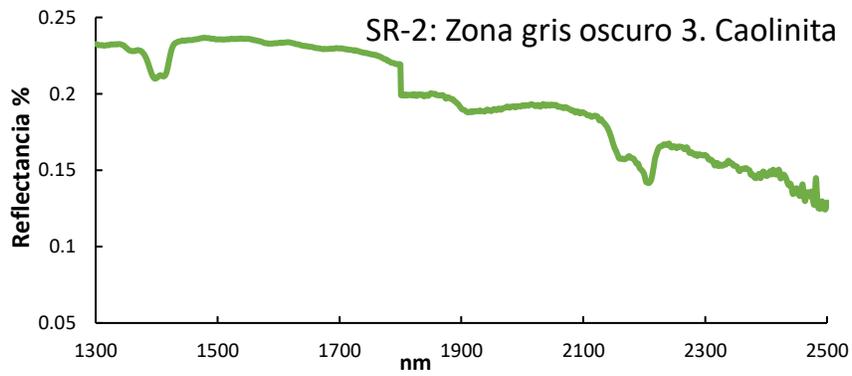


Figura A2.3 Continuación

SR-1

Muestra superficial ubicada en el norte de la Veta San Rafael. La alteración hidrotermal se definió como argílica mediante la identificación de montmorillonita en el análisis (Figura A2.4, Figura A2.5 y Figura A2.6)

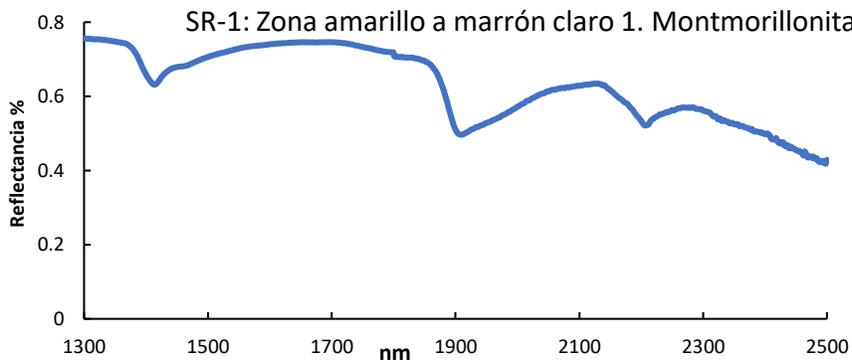


Figura A2.4 Análisis de espectroscopía de infrarrojo cercano (SWIR) de la muestra SR-1 en la zona amarillo a marrón claro.

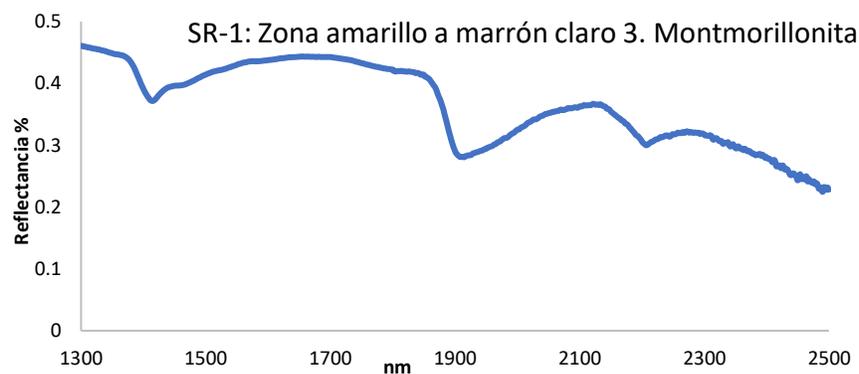
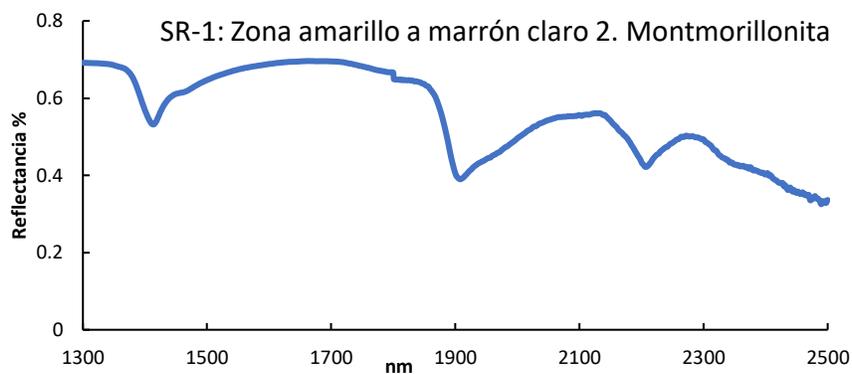


Figura A2.4 Continuación.

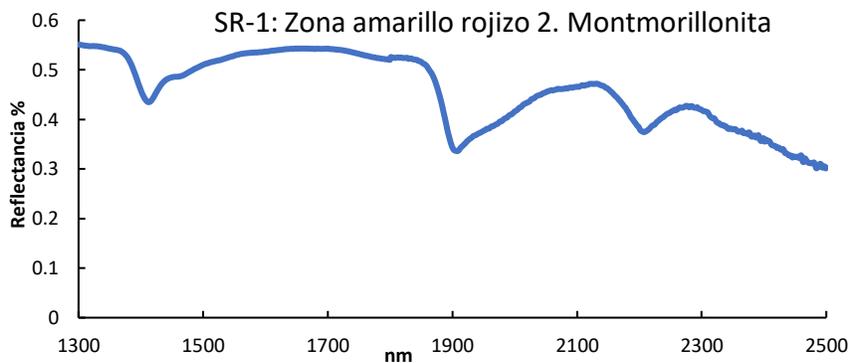
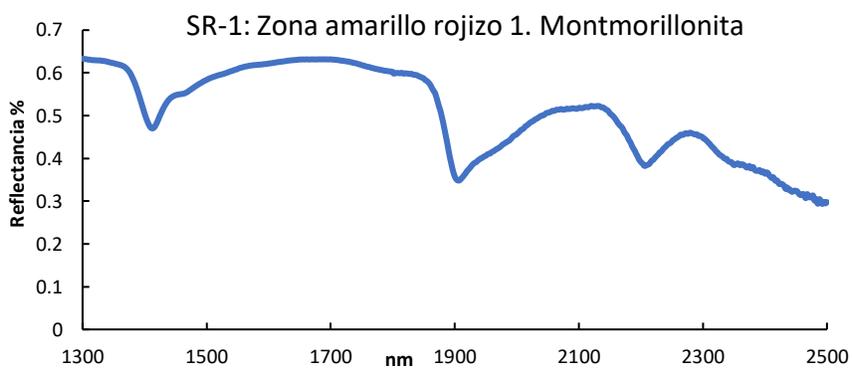


Figura A2.5 Análisis de espectroscopía de infrarrojo cercano (SWIR) de la muestra SR-1 en la zona amarillo rojizo.

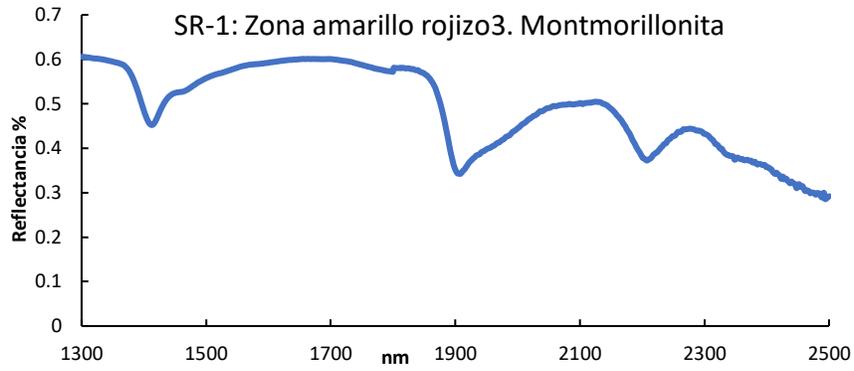


Figura A2.5 Continuación.

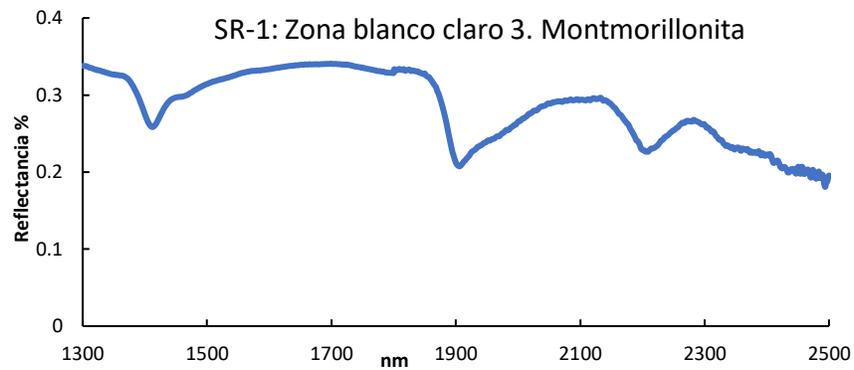
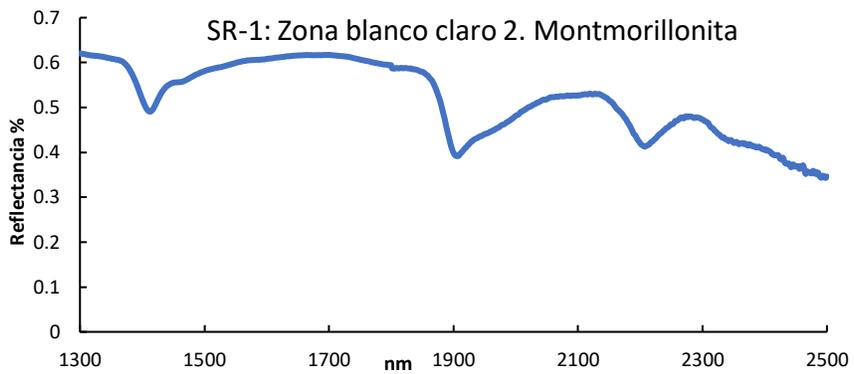
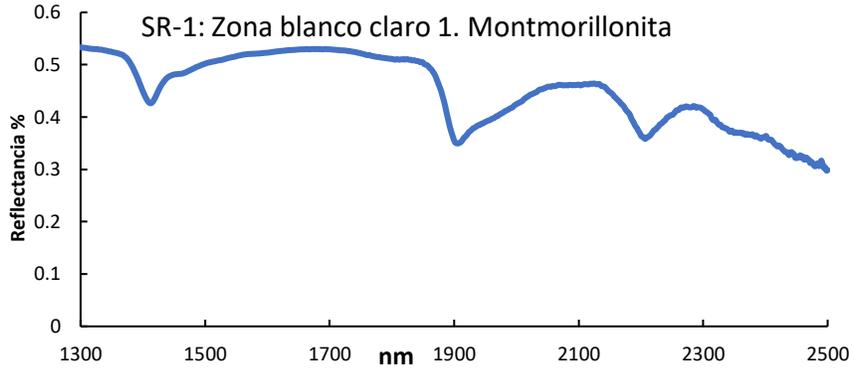


Figura A2.6 Análisis de espectroscopía de infrarrojo cercano (SWIR) de la muestra SR-1 en la zona blanco claro.

SRN-1

Muestra intermedia ubicada en el sector centro de la Veta San Rafael. Mediante el análisis se detectó una mezcla montmorillonita e illita (con predominio de montmorillonita), además, de calcita en algunos casos (Allen *et al.*, 1996). Conforme al análisis se ha definido la alteración hidrotermal como una transición entre alteración argílica a subpropilítica (Figura A2.7, Figura A2.8 y Figura A2.9).

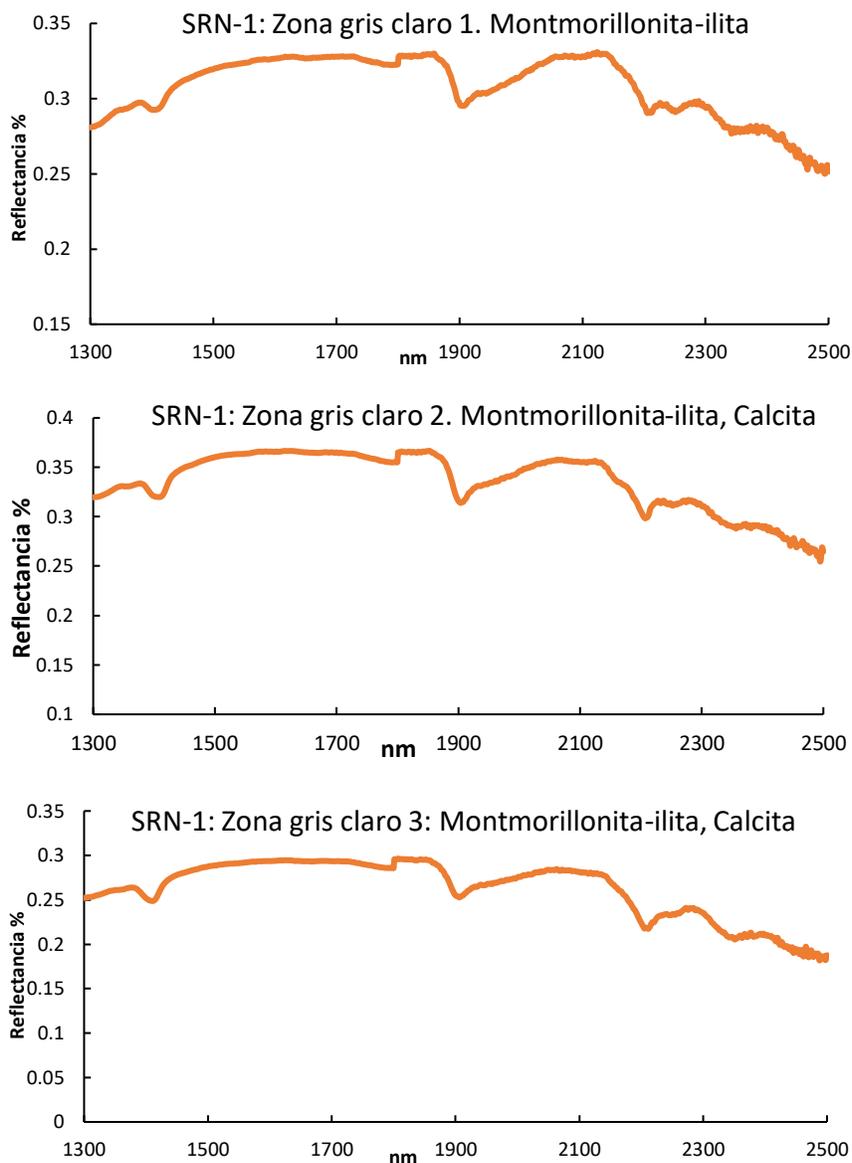


Figura A2.7 Análisis de espectroscopía de infrarrojo cercano (SWIR) de la muestra SRN-1 en la zona gris claro.

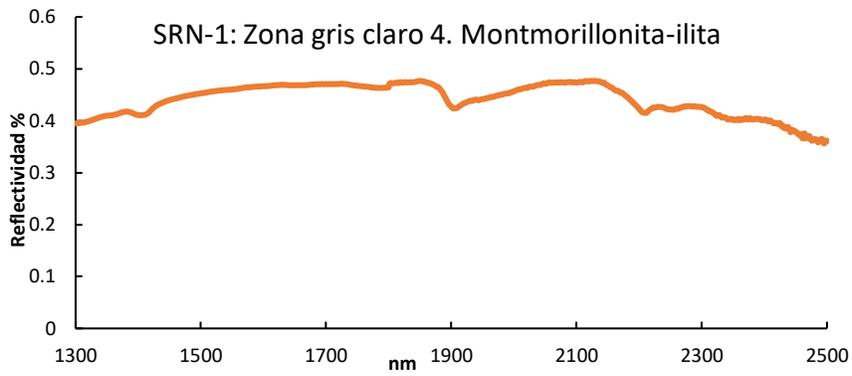


Figura A2.7 Continuación.

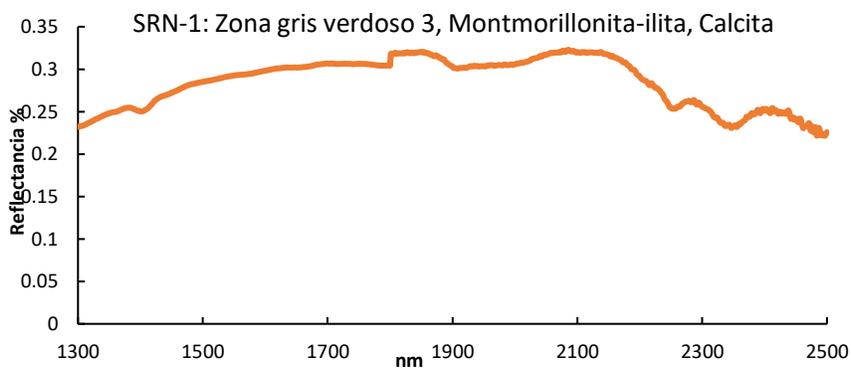
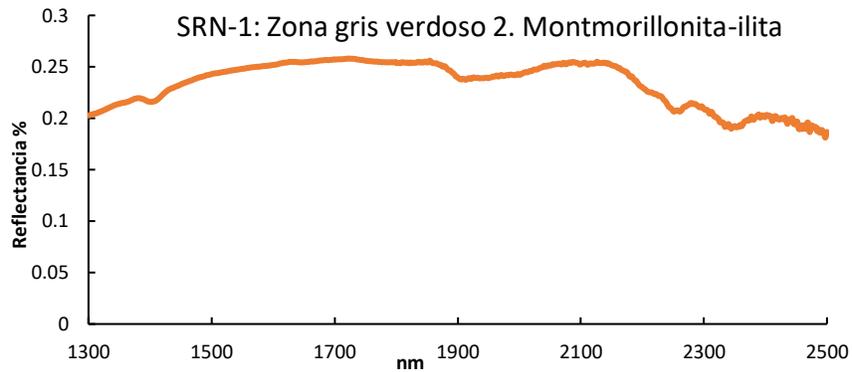
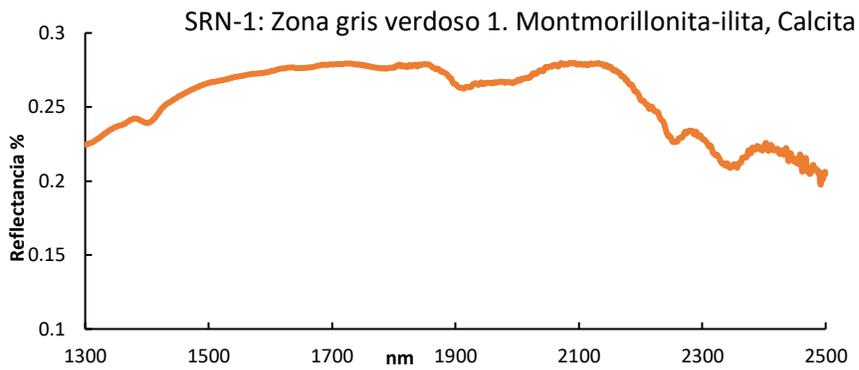


Figura A2.8 Análisis de espectroscopía de infrarrojo cercano (SWIR) de la muestra SRN-1 en la zona gris verdoso.

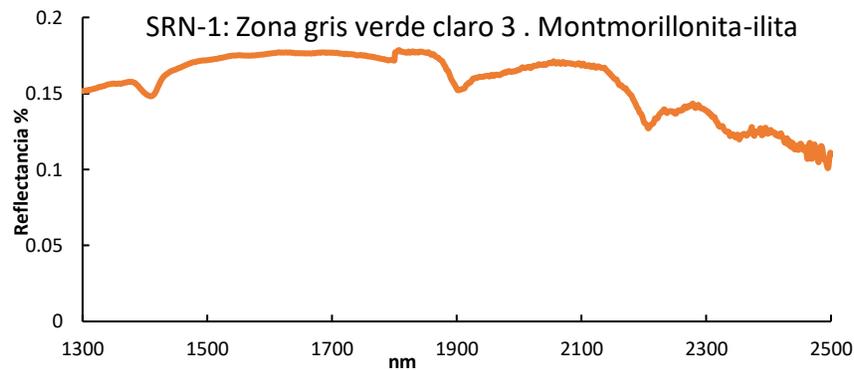
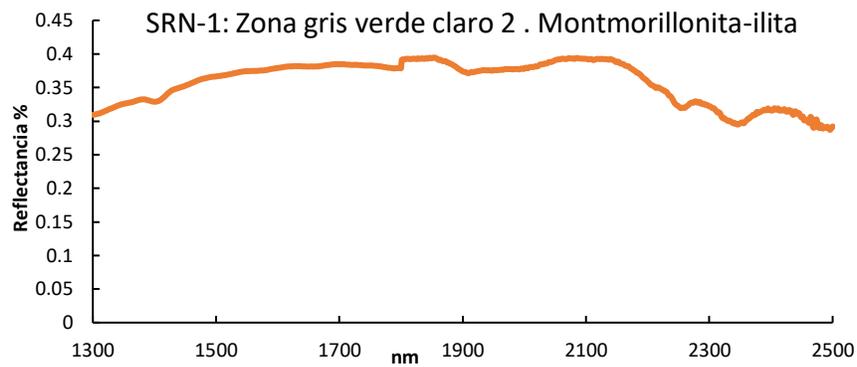
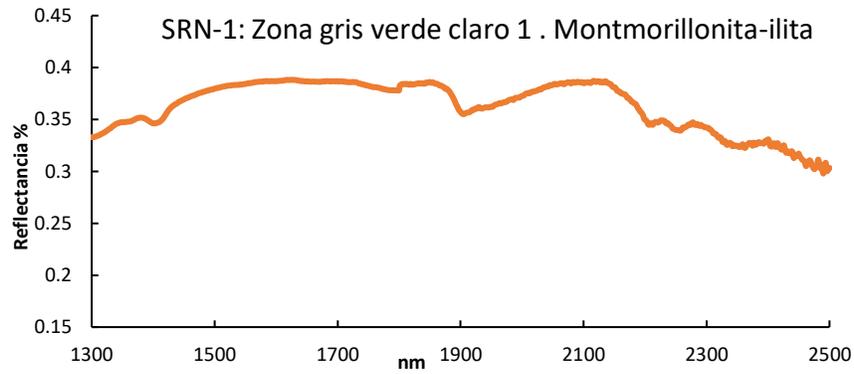


Figura A2.9 Análisis de espectroscopía de infrarrojo cercano (SWIR) de la muestra SRN-1 en la zona gris verde claro.

SRNNIV-17R

Muestra profunda ubicada en el sector centro sur de la Veta San Rafael. Se identificaron los minerales de arcilla montmorillonita e illita. De acuerdo con la identificación se ha definido la alteración hidrotermal como argílica (Figura A2.10 y Figura A2.11).

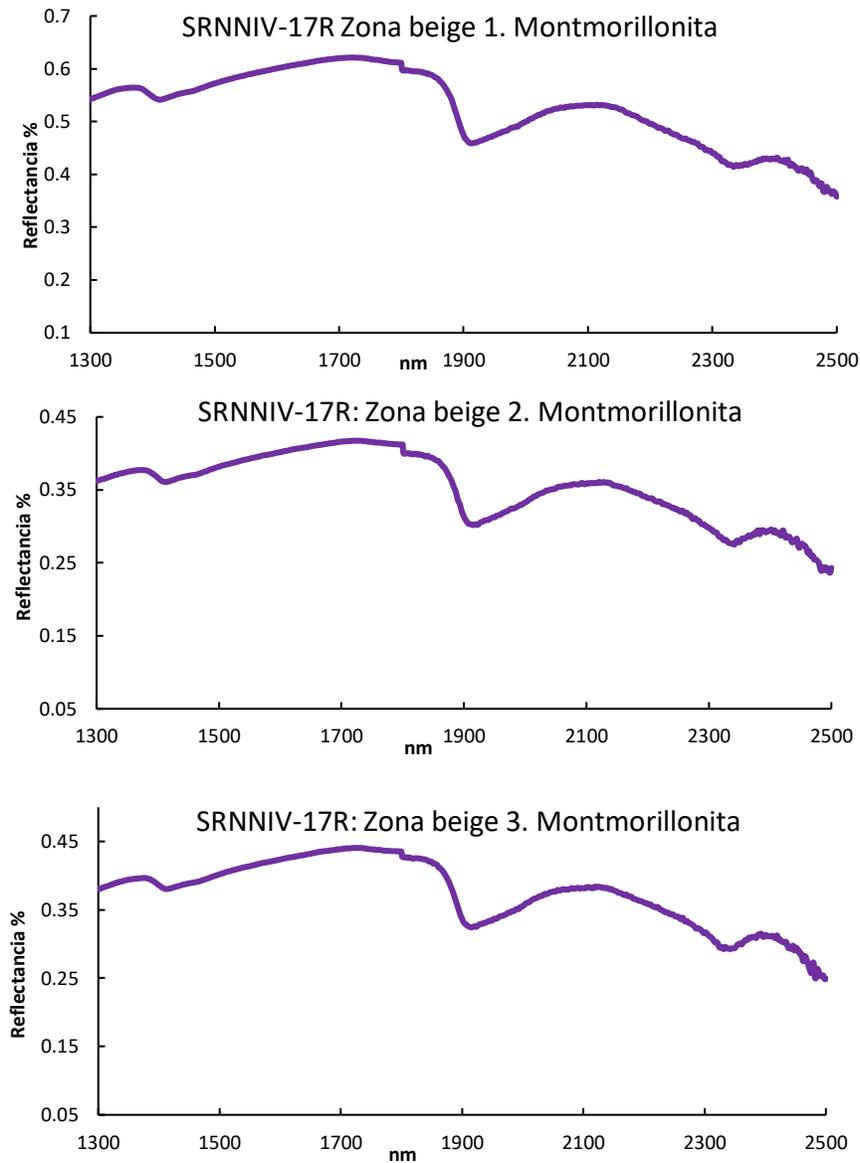


Figura A2.10 Análisis de espectroscopía de infrarrojo cercano (SWIR) de la muestra SRNNIV-17R en la zona beige.

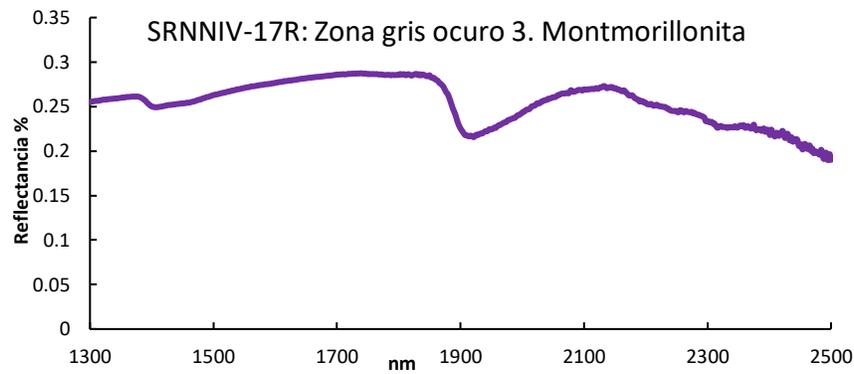
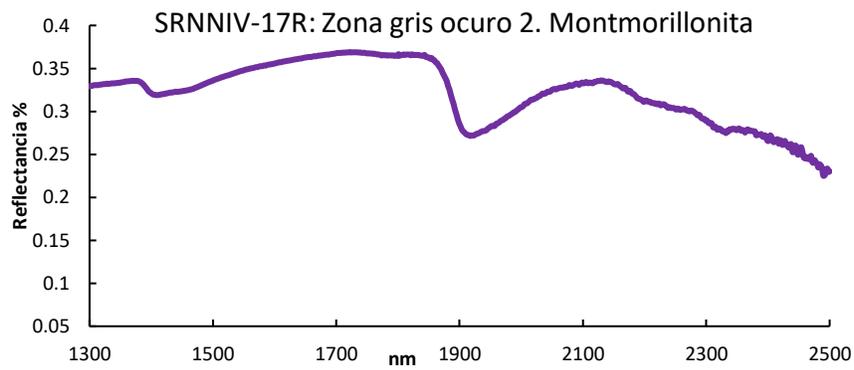
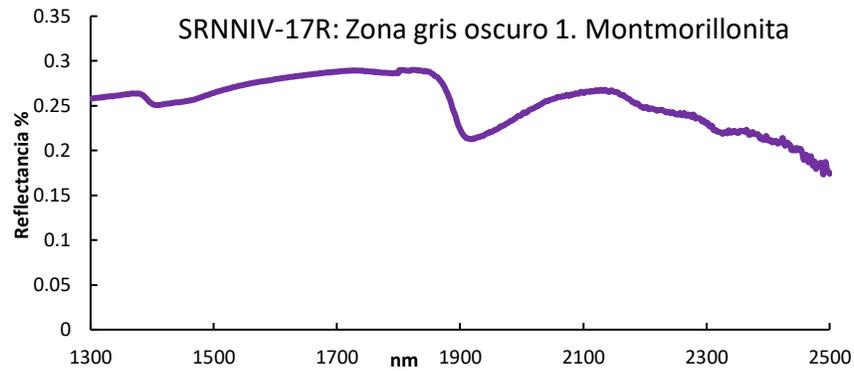


Figura A2.11 Análisis de espectroscopía de infrarrojo cercano (SWIR) de la muestra SRNNIV-17R en la zona gris oscuro.

Anexo III. Microscopía Electrónica de Barrido (SEM)

BNO 175-45 189.8-190.1 m

De acuerdo con el estudio realizado mediante el microscopio electrónico de barrido (SEM) y la química mineral semicuantitativa (SEM-EDS), en la esfalerita se ha observado dos eventos de mineralización: el primer evento asociado a la esfalerita con calcopirita diseminada (Figura A3.1A) y el segundo correspondiente a la esfalerita semitraslúcida Pobre en Fe (Figura A3.1B). La galena es de tipo idiomórfica, denota cantidades bajas de Fe y Zn derivadas del análisis y fases minerales contiguas (Figura A3.1C). No se observa plata como microinclusión en la galena ni como partícula en forma libre.

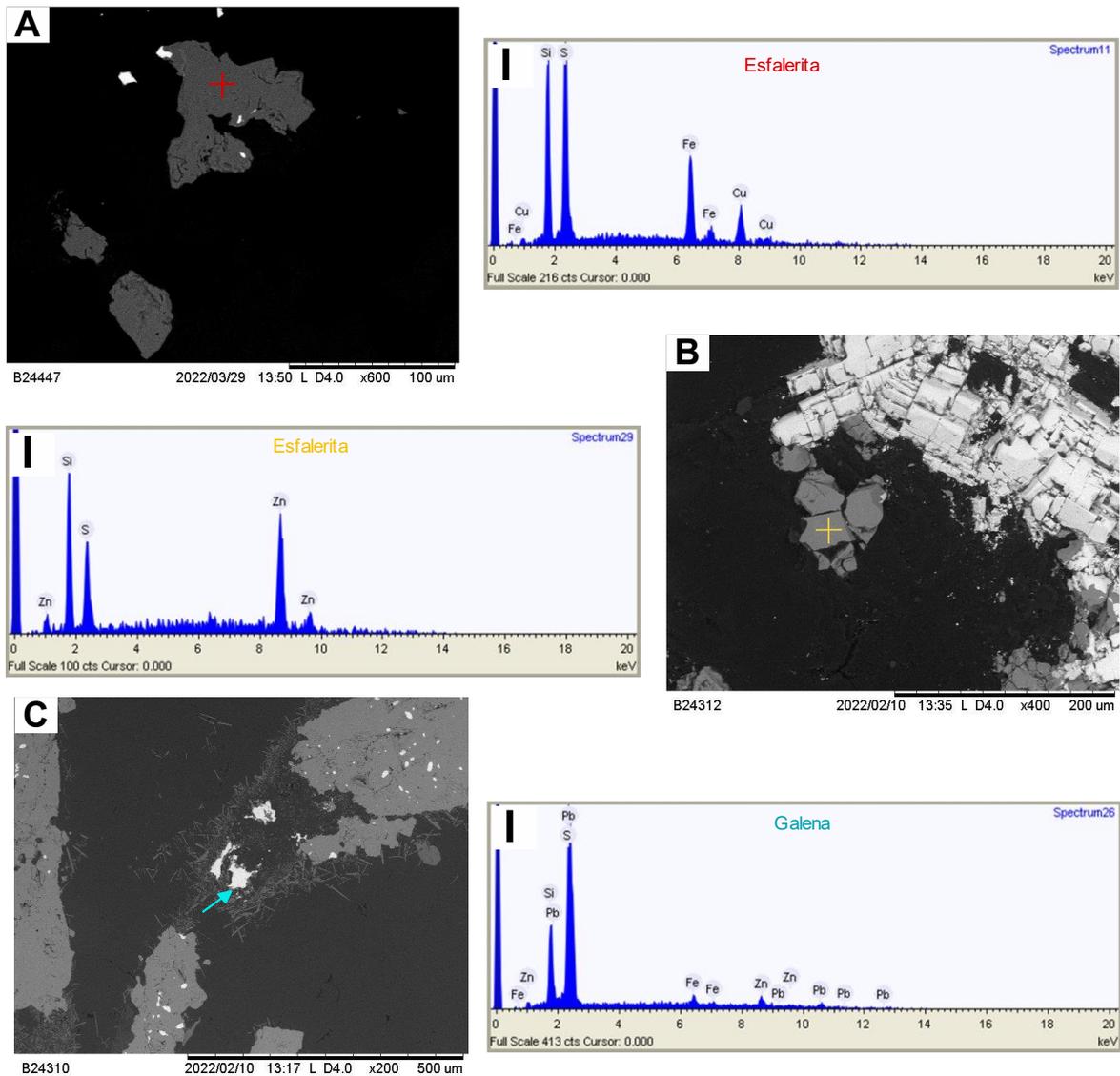


Figura A3.1 Imagen SEM-BSE y análisis EDS de minerales de mena de metales base de la muestra.

BNO 173-47 194.5-195.1 m

Se observan esfalerita Pobre en Fe con trazas de Mn y Ca derivadas de fases minerales próximas (Figura A3.2A y Figura A3.1B). La galena es de morfología subidiomórfica con trazas de Mn, no se observó plata como microinclusiones en la galena ni como partículas libres en el cuarzo (Figura A3.2A y Figura A3.2AI).

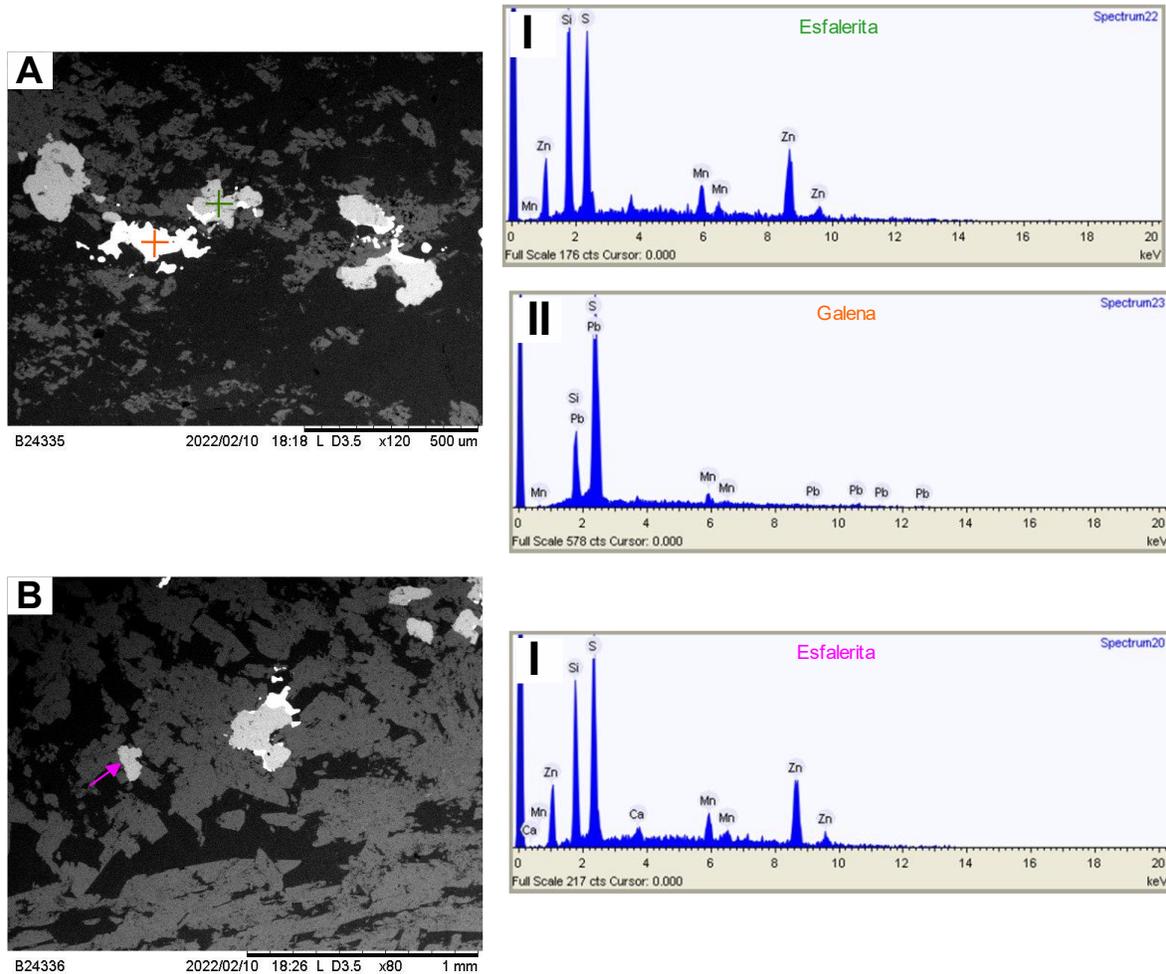


Figura A3.2 Imagen SEM-BSE y análisis EDS de minerales de mena de metales base de la muestra.

BNO 173-49 P 205-205.7 m

La esfalerita es de tipo semitraslúcida Pobre en Fe con cantidades bajas de Fe (Figura A3.3A y Figura A3.3AI). La galena es hipidiomorfa, cuyo tamaño es <0.02 cm (Figura A3.3A y Figura A3.3AII). La galena no presenta microinclusiones de plata. La hematita pertenece una etapa tardía en la mineralización, que es posterior a la mineralización de la esfalerita (Figura A3.3C y Figura A3.2CI).

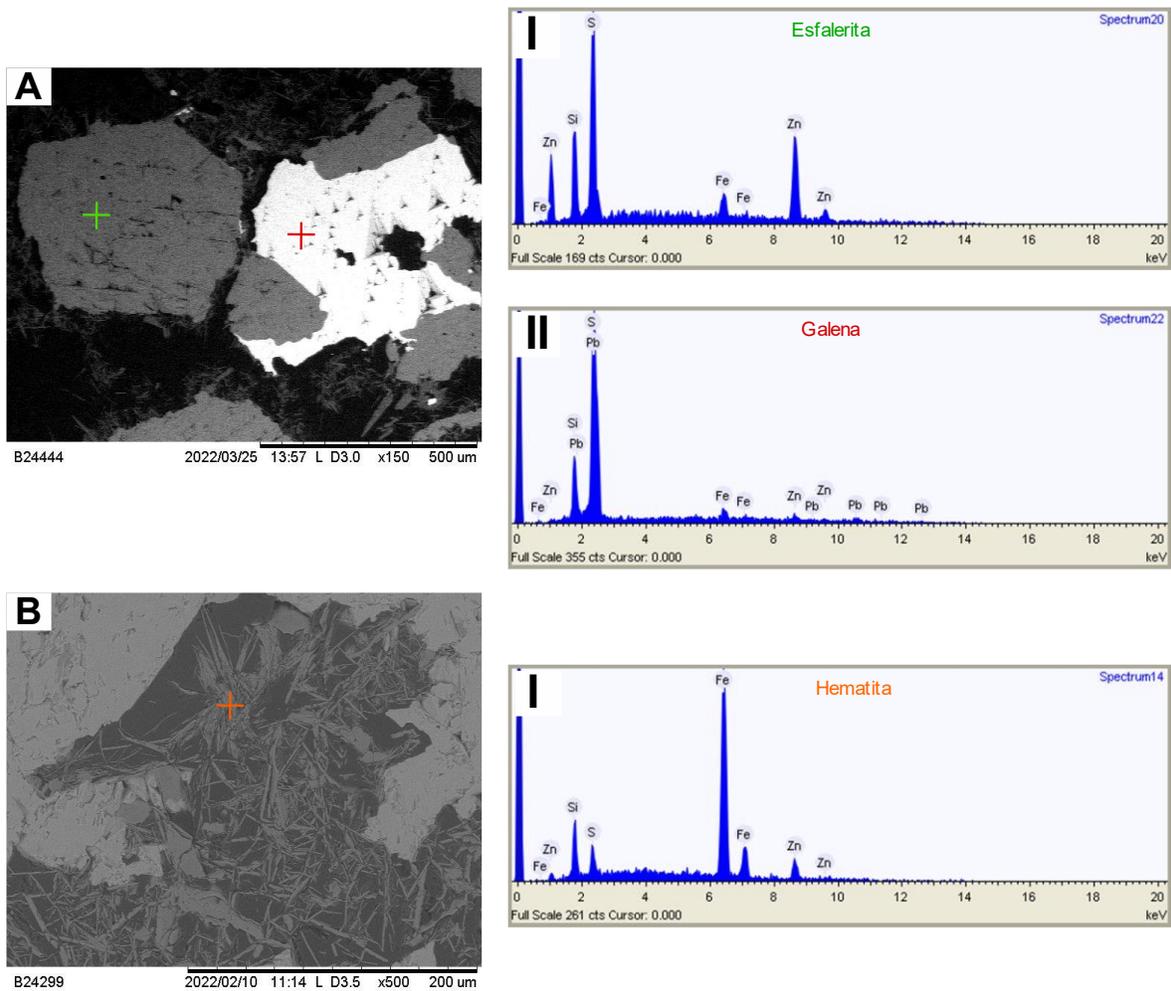
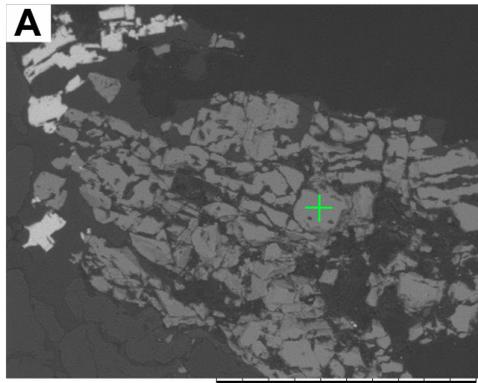


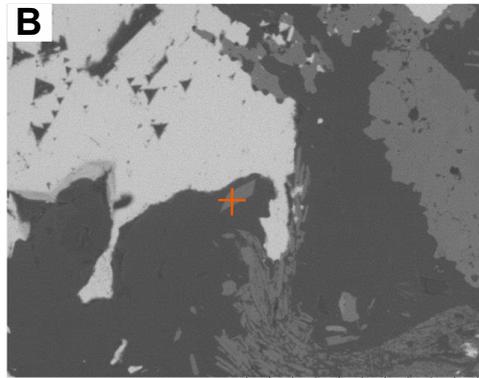
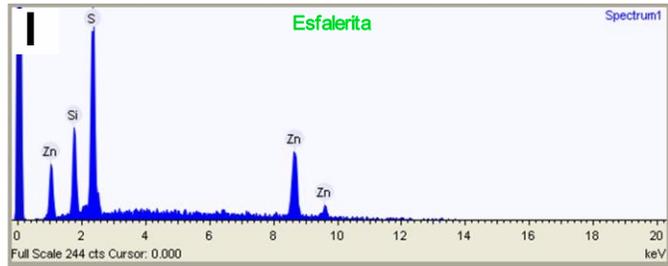
Figura A3.3 Imagen SEM-BSE y análisis EDS de minerales de mena de metales base y hematita de la muestra.

SRN 17a

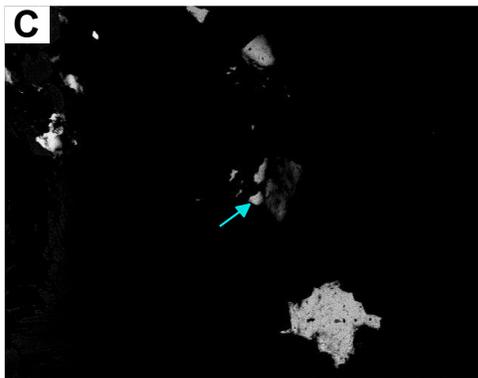
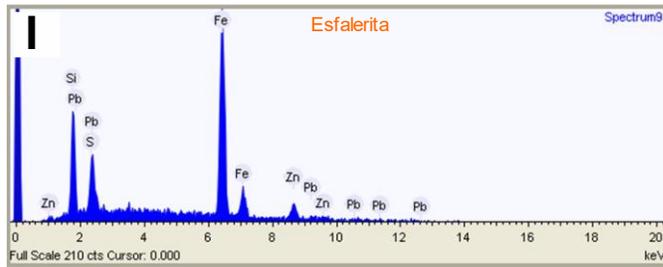
La esfalerita es semi traslúcida Pobre en Fe y ocasionalmente con valores bajos de Fe (Figura A3.4A y Figura A3.4B). La argentita se encuentra como microcristales anhedrales menores a 100 μm , adyacentes a los minerales de mena de metales base (Figura A3.4C) o de forma libre en el cuarzo (Figura A3.4D).



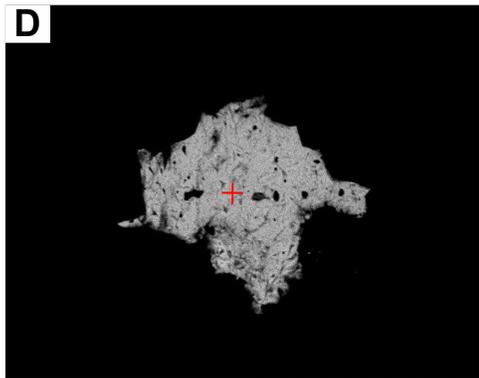
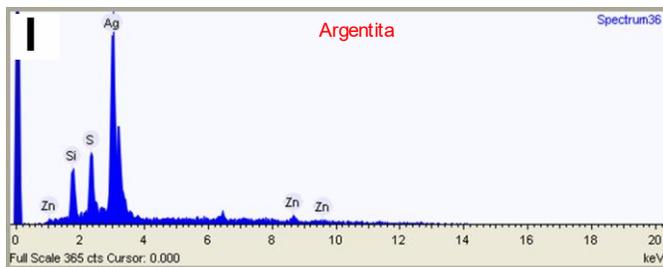
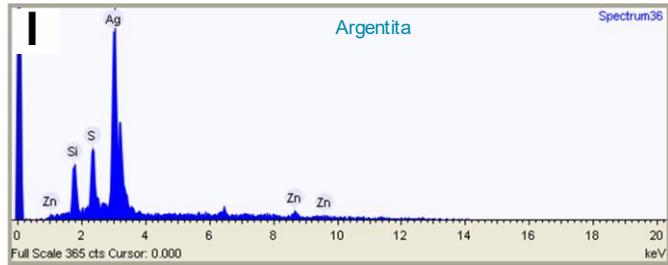
B24445 2022/03/29 12:54 L D3.7 x300 300 um



B24446 2022/03/29 13:24 L D3.7 x400 200 um



B24321 2022/02/10 14:49 L D4.1 x600 100 um



B24319 2022/02/10 14:38 L D4.1 x1.5k 50 um

Figura A3.4 Imagen SEM-BSE y análisis EDS de minerales de mena de metales base y metales preciosos de la muestra.

SRNNIV 17a

La esfalerita es Pobre en Fe con trazas de Mn (Figura A3.5A y Figura A3.5AI). La galena es de dos tipos: subidiomórfica e hipidiomorfa, además, presenta trazas de Mn (Figura A3.5B y Figura A3.5BI). Se observa tetrahedrita argentífera como microinclusiones en la esfalerita y los bordes de la galena (Figura A3.5B y Figura A3.5BII). De igual manera, se observa tetrahedrita no argentífera con trazas de Antimonio como microinclusiones en la galena o aislada en cuarzo. (Figura A3.5A y Figura A3.5AII).

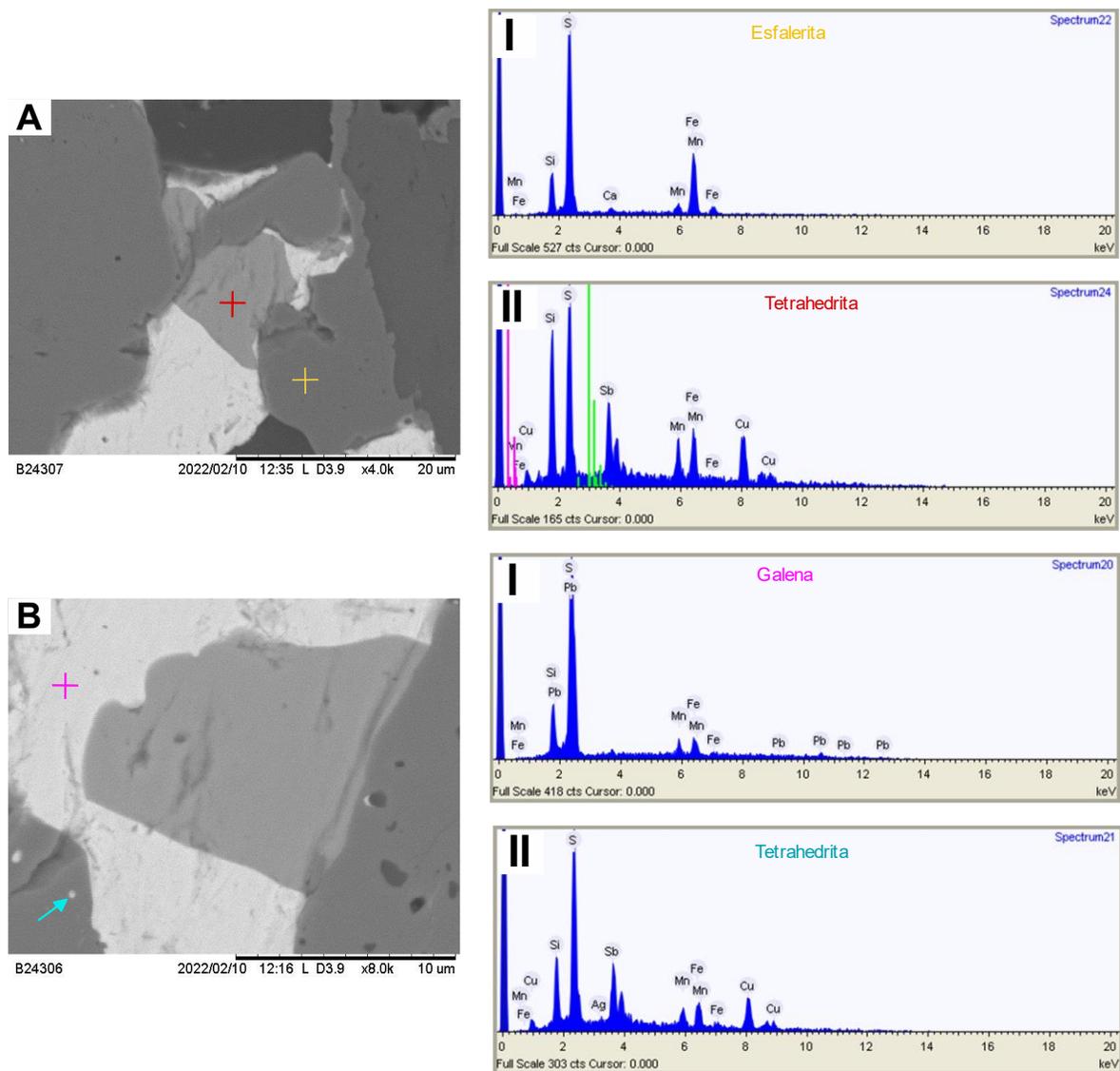


Figura A3.5 Imagen SEM-BSE y análisis EDS de minerales de mena de metales base y metales preciosos de la muestra.

BNO 193-39 164.25-164.6

La esfalerita se presenta en dos eventos mineralizantes: primer evento está asociada con microinclusiones de calcopirita (Figura A3.6A y Figura A3.6AI) y el segundo evento a una esfalerita semitraslúcida Pobre en Fe (Figura A3.6B y Figura A3.6BI). La galena presenta dos morfologías: hipidiomorfa y subidiomórfica (Figura A3.6C y Figura A3.6CI). No se presentan microinclusiones de plata en la muestra.

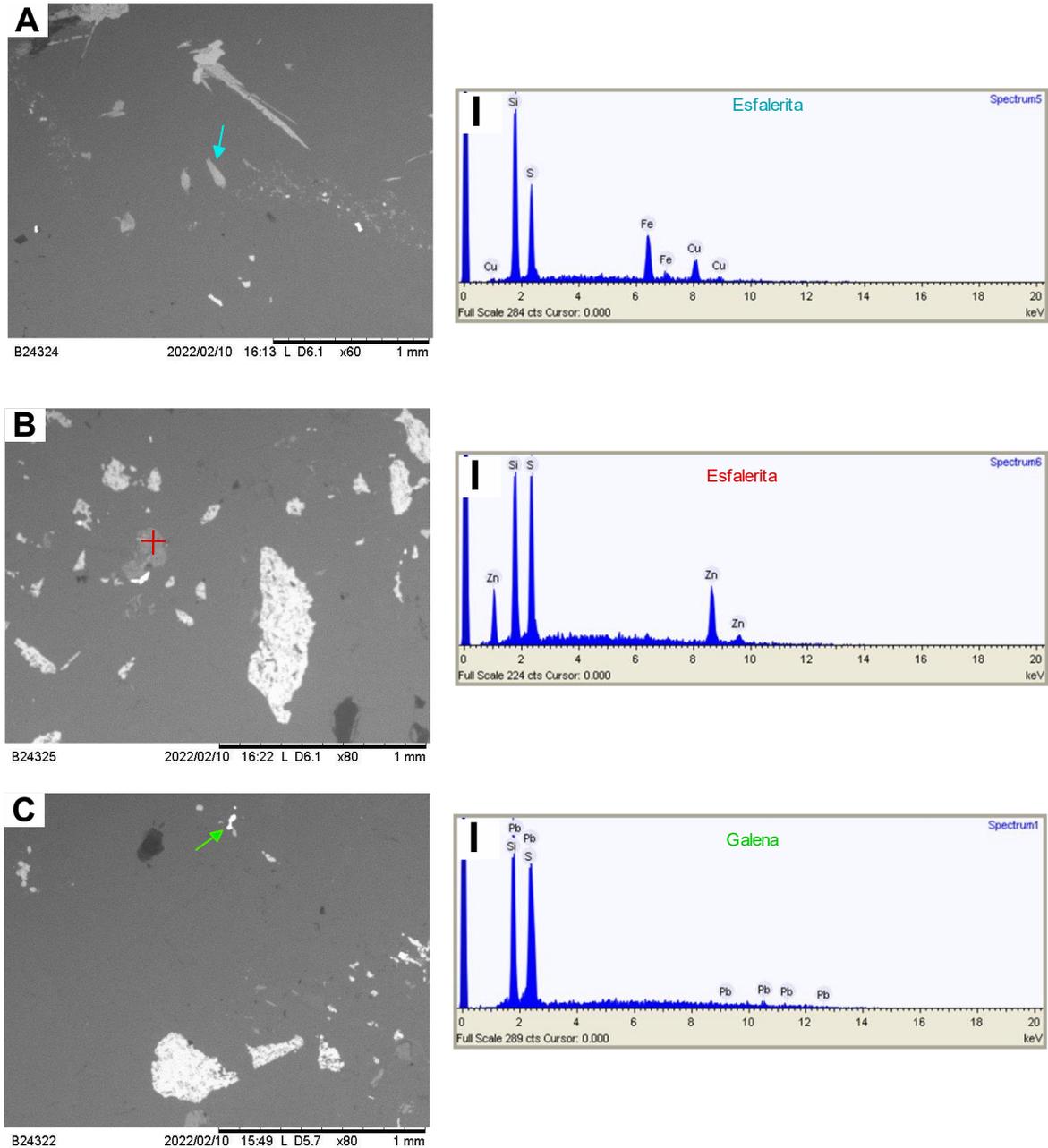


Figura A3.6 Imagen SEM-BSE y análisis EDS de minerales de mena de metales base de la muestra.

Carmen 1

La galena está presente en dos eventos mineralizantes: el primero representado por morfología idiomórfica (Figura A3.7A y Figura A3.7AI), la galena del segundo evento es la hipidiomorfa (Figura A3.7B y Figura A3.7BII). La esfalerita es del segundo evento de mineralización, se trata de la esfalerita semitraslúcida Pobre en Fe (Figura A3.7B y Figura A3.7BI). La galena hipidiomorfa (Figura A3.7B y Figura A3.7BII) contiene microinclusiones de argentita menores a 30 μm (Figura A3.7B y Figura A3.7BIII) además de otras microinclusiones de plata como de tetrahedrita, de tamaño menor a 50 μm (Figura A3.7B y Figura A3.7BIV). La polibasita (Ag_4SeS) se encuentra como una partícula independiente en el cuarzo, menor a 30 μm , está relacionada con el borde de la galena (Figura A3.7A y Figura A3.7AII). Al igual, se observó una partícula subredondeada de electrum rico en Au de 30 μm y una vetilla de electrum arborescente en la galena que es contemporánea o es cortada por ella. (Figura A3.7C y Figura A3.7CI).

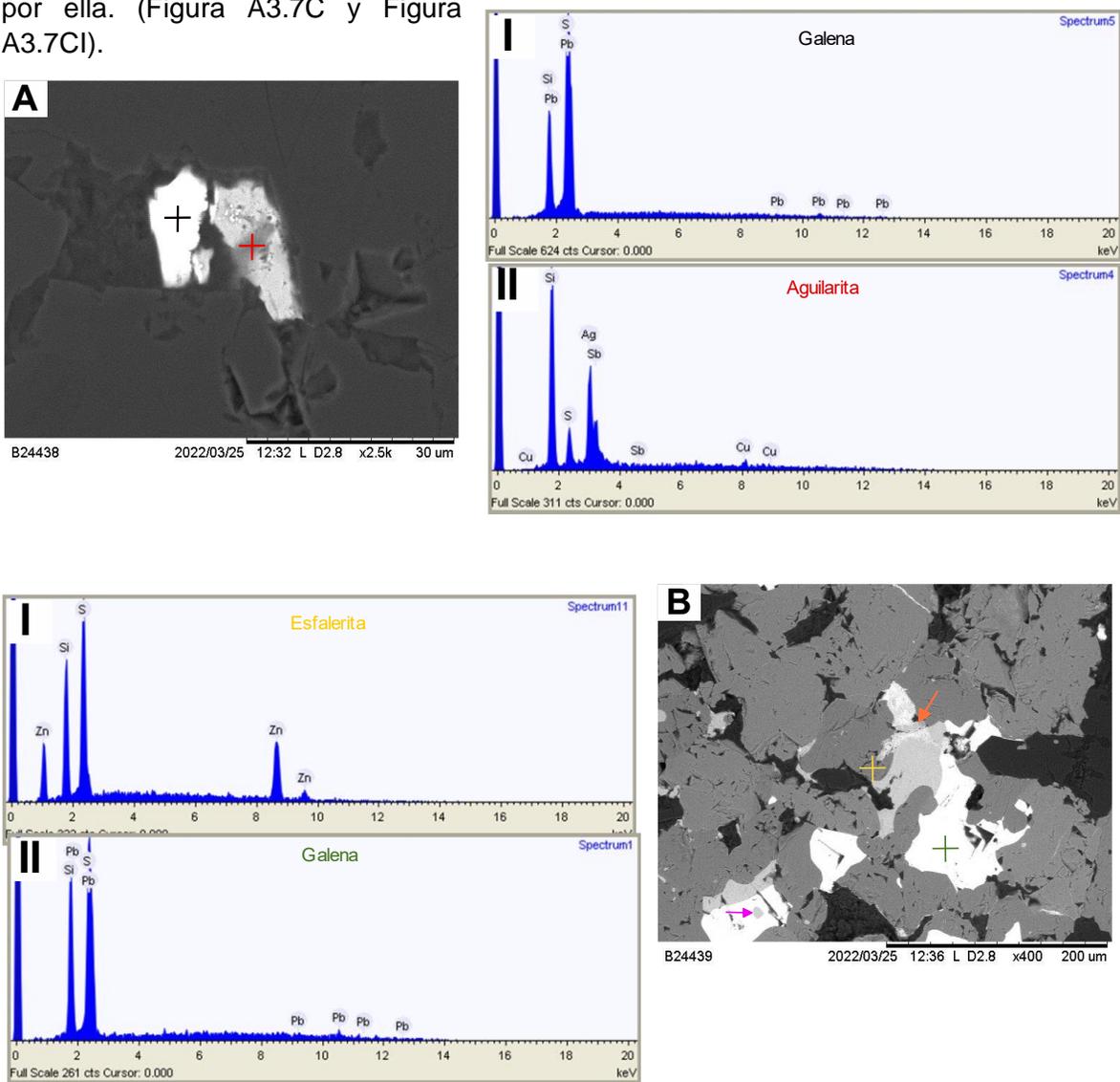


Figura A3.7 Imagen SEM-BSE y análisis EDS de minerales de mena de metales base y metales preciosos.

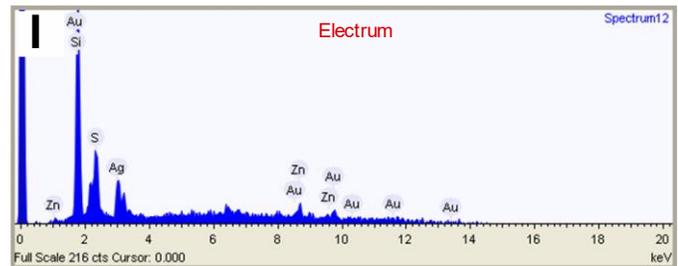
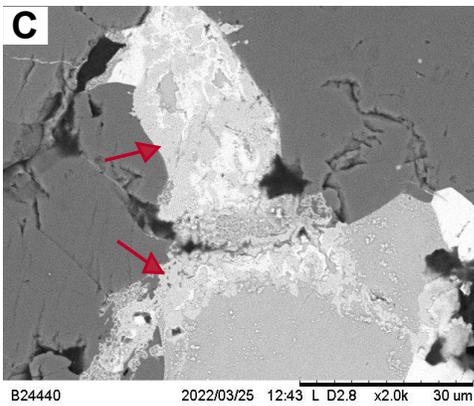
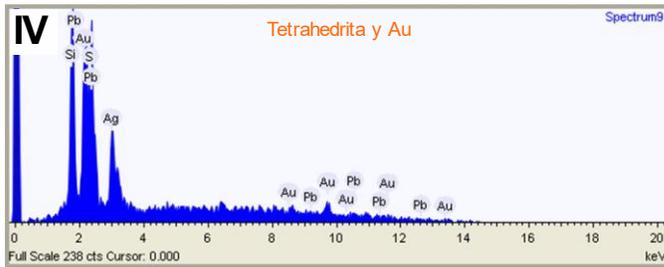
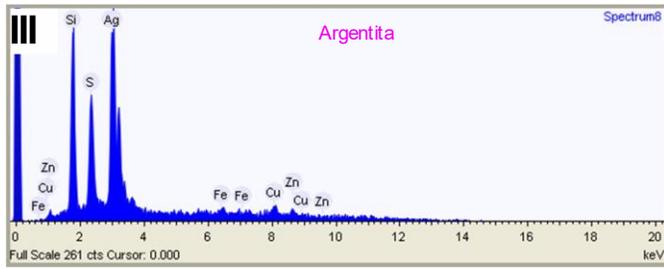


Figura A3.7 Continuación.

Carmen 2b

En la textura de la sílice se observan sectores con calcita hojosa reemplazando al cuarzo (Figura A3.8A y Figura A3.8AI), algunos de estos sectores están cubiertos por agregados cristalinos de barita (Figura A3.8A y Figura A3.8AII). También, se presenta adularia en textura tabular (Figura A3.8B y Figura A3.8BI).

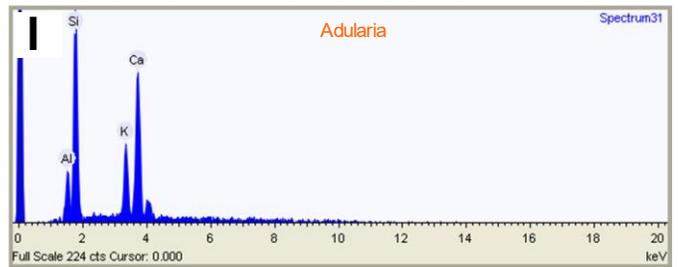
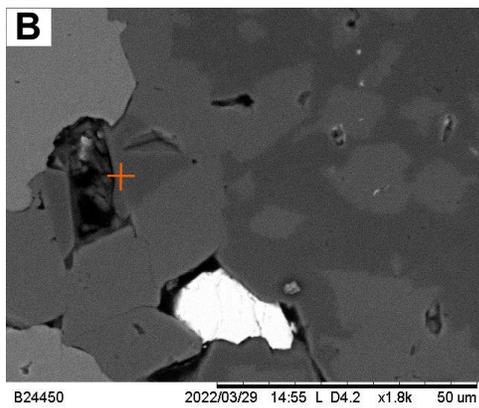
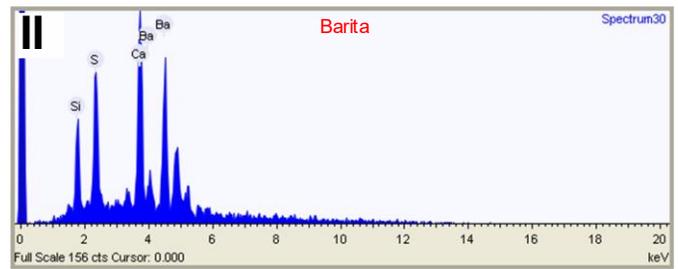
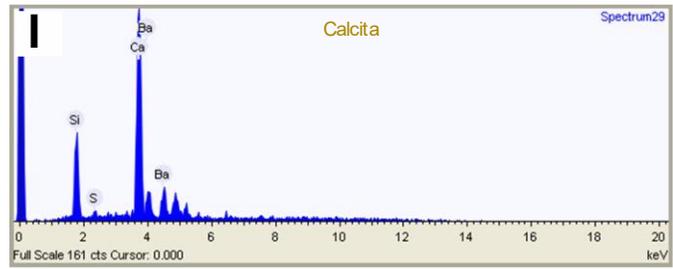
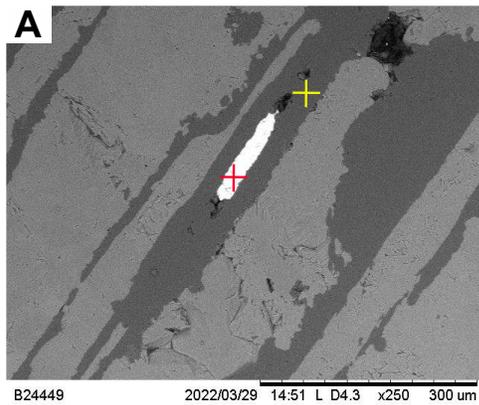


Figura A3.8 Imagen SEM-BSE y análisis EDS de minerales de calcita, barita y adularia.

Anexo IV. Química Mineral

Cálculo de fórmulas estructurales de la esfalerita

Tabla A4.1 Análisis de EMPA de esfalerita de las muestras SRNNIV 17a, SR-2 y BNO 193-39 165.15-165.6. Elementos cuantificados en % en peso.

Muestra	S	Zn	Mn	Cd	Fe	In	Co	Ga	Ni	Ge	Cu	Sb	As	Total
SRNNIV 17a-C1-Sph-1	32.39	64.28	0.18	0.23	2.21	0.09	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.04	99.41
SRNNIV 17a-C1-Sph-2	32.46	64.57	0.12	0.20	2.01	0.07	0.01	0.14	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	99.58
SRNNIV 17a-C1-Sph-3	32.30	62.30	0.12	0.27	2.95	0.07	0.00	0.12	0.00	0.02	1.42	0.02	0.00	99.47
SRNNIV 17a-C1-Sph-4	32.06	62.06	0.14	0.16	3.33	0.06	0.02	0.00	0.01	0.00	1.73	0.00	0.00	99.58
SRNNIV 17a-C2-Sph-1	32.68	64.28	0.18	0.30	1.73	0.05	0.01	0.12	0.02	0.01	0.12	0.00	0.00	99.49
SRNNIV 17a-C2-Sph-2	32.52	64.90	0.08	0.23	1.43	0.08	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	99.26
SRNNIV 17a-C2-Sph-3	32.31	64.72	0.08	0.26	1.43	0.07	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.05	0.00	98.93
SRNNIV 17a-C2-Sph-4	32.44	63.91	0.25	0.12	1.84	0.09	0.00	0.11	0.00	0.03	0.09	0.00	0.04	98.80
SR2-C2-Sph-1	33.28	62.08	0.13	0.05	4.31	0.09	0.03	0.00	0.01	0.06	2.16	0.00	0.00	102.20
SR2-C2-Sph-2	32.59	63.78	0.18	0.16	3.55	0.12	0.04	0.00	0.01	0.02	0.56	0.01	0.01	101.04
SR2-C2-Sph-3	32.62	60.72	0.14	0.16	5.14	0.10	0.01	0.00	0.00	0.03	3.17	0.00	0.00	102.08
SR2-C5-Sph-1	32.39	61.19	0.10	0.21	4.11	0.07	0.02	0.00	0.02	0.00	2.43	0.00	0.00	100.54
SR2-C5-Sph-2	32.44	63.42	0.11	0.34	2.73	0.05	0.02	0.13	0.00	0.02	0.90	0.00	0.00	100.15
SR2-C5-Sph-3	32.68	59.81	0.08	0.17	5.06	0.08	0.01	0.00	0.00	0.00	3.50	0.00	0.00	101.38
SR2-C6-Sph-1	32.63	63.02	0.09	0.34	3.15	0.06	0.02	0.08	0.00	0.02	1.69	0.00	0.00	101.07
SR2-C6-Sph-2	33.15	65.17	0.11	0.27	2.14	0.08	0.01	0.00	0.00	0.00	0.23	0.04	0.00	101.19
SR2-C6-Sph-3	32.84	63.89	0.12	0.20	2.53	0.10	0.02	0.00	0.00	0.06	0.41	0.03	0.00	100.21
SR2-C6-Sph-4	32.94	63.97	0.11	0.17	2.61	0.38	0.05	0.06	0.00	0.00	0.38	0.02	0.00	100.69
BNO193-C5-Sph-1	32.31	64.05	0.07	0.28	2.54	0.06	0.02	0.00	0.00	0.03	0.70	0.01	0.00	100.06
BNO193-C5-Sph-2	32.03	64.20	0.07	0.51	2.60	0.01	0.03	0.04	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	99.49
BNO193-C5-Sph-3	32.34	64.08	0.06	0.36	2.26	0.10	0.03	0.13	0.00	0.05	0.00	0.00	0.00	99.41
BNO193-C5-Sph-4	32.98	64.25	0.04	0.47	2.43	0.05	0.03	0.12	0.00	0.04	0.21	0.01	0.03	100.49
BNO193-C6-Sph-1	32.89	65.07	0.06	0.29	2.13	0.11	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.07	100.63
BNO193-C6-Sph-2	32.39	65.21	0.06	0.28	2.31	0.08	0.00	0.13	0.02	0.06	0.00	0.00	0.00	100.48
BNO193-C6-Sph-3	32.27	64.55	0.05	0.46	2.14	0.08	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.04	99.62

A continuación, se agregan los cálculos realizados para la obtención de coeficientes de la fórmula estequiométrica. Las muestras están ordenadas de acuerdo con su ubicación. Siendo a) cuantificación de elementos en % en peso y b) coeficiente de la fórmula estructural calculado

Tabla A4.2 (a) Análisis de EMPA de esfalerita de la muestra SR-2 y (b) coeficientes de la fórmula estequiométrica calculados.

Muestra	SR2-C2-Sph-1		SR2-C2-Sph-2		SR2-C2-Sph-3		SR2-C5-Sph-1		SR2-C5-Sph-2		SR2-C5-Sph-3	
	a	b	a	b	a	b	a	b	a	b	a	b
S	33.28	1	32.59	1	32.62	1	32.39	1	32.44	1	32.68	1
Zn	62.08	0.8909	63.78	0.92457	60.72	0.86309	61.19	0.88894	63.42	0.93169	59.81	0.85959
Mn	0.13	0.0022	0.18	0.00314	0.14	0.00234	0.1	0.00176	0.11	0.00184	0.08	0.00137
Cd	0.05	0.00045	0.16	0.00131	0.16	0.00132	0.21	0.00174	0.34	0.00291	0.17	0.0014
Fe	4.31	0.0725	3.55	0.06026	5.14	0.0855	4.11	0.0699	2.73	0.0469	5.06	0.0851
In	0.09	0.00071	0.12	0.00097	0.1	0.00078	0.07	0.00058	0.05	0.00045	0.08	0.00068
Co	0.03	0.00046	0.04	0.00068	0.01	0.00013	0.02	0.00039	0.02	0.00039	0.01	0.00011
Ga	0	0	0	0	0	0	0	0	0.13	0.00181	0	0
Ni	0.01	8.00E-05	0.01	0.00011	0	0	0.02	0.00037	0	6.55E-05	0	0
Ge	0.06	0.00074	0.02	0.00029	0.03	0.0004	0	0	0.02	0.00026	0	3.88E-05
Cu	2.16	0.031941	0.56	0.00842	3.17	0.04643	2.43	0.03633	0.9	0.01367	3.5	0.05171
Sb	0	2.31E-05	0.01	7.79E-05	0	0	0	0	0	0	0	0
As	0	0	0.01	0.00018	0	0	0	0	0	0	0	0
Total	102.2		101.04		102.08		100.54		100.15		101.38	

Tabla A4.2 Continuación

Muestra	SR2-C6-Sph-1		SR2-C6-Sph-2		SR2-C6-Sph-3		SR2-C6-Sph-4	
	a	b	a	b	a	b	a	b
S	32.63	1	33.15	1	32.84	1	32.94	1
Zn	63.02	0.91467	65.17	0.95453	63.89	0.94382	63.97	0.94105
Mn	0.09	0.00157	0.11	0.00185	0.12	0.00218	0.11	0.00186
Cd	0.34	0.00287	0.27	0.00232	0.2	0.00173	0.17	0.00141
Fe	3.15	0.0535	2.14	0.0368	2.53	0.0438	2.61	0.0449
In	0.06	0.00048	0.08	0.00063	0.1	0.00086	0.38	0.00321
Co	0.02	0.00031	0.01	0.00011	0.02	0.00034	0.05	0.00075
Ga	0.08	0.00114	0	0	0	0	0.06	0.0008
Ni	0	1.62E-05	0	0	0	0	0	0
Ge	0.02	0.00026	0	0	0.06	0.00077	0	0
Cu	1.69	0.02521	0.23	0.00344	0.41	0.00624	0.38	0.00582
Sb	0	0	0.04	0.00034	0.03	0.00027	0.02	0.00019
As	0	0	0	0	0	0	0	0
Total	101.07		101.19		100.21		100.69	

Tabla A4.2 (a) Análisis de EMPA de esfalerita de la muestra SRNNIV 17a y (b) coeficientes de la fórmula estequiométrica calculados.

Muestra	SRNNIV 17a-C1-Sph-1		SRNNIV 17a-C1-Sph-2		SRNNIV 17a-C1-Sph-3		SRNNIV 17a-C1-Sph-4	
	a	b	a	b	a	b	a	b
S	32.39	1	32.46	1	32.3	1	32.06	1
Zn	64.28	0.95514	64.57	0.95819	62.3	0.9204	62.06	0.91165
Mn	0.18	0.00315	0.12	0.00212	0.12	0.00206	0.14	0.00248
Cd	0.23	0.00196	0.2	0.00173	0.27	0.00236	0.16	0.00138
Fe	2.21	0.0384	2.01	0.03497	2.95	0.05096	3.33	0.05737
In	0.09	0.00076	0.07	0.00059	0.07	0.00061	0.06	0.00054
Co	0	0	0.01	8.24E-05	0	0	0.02	0.00031
Ga	0	0	0.14	0.00199	0.12	0.00166	0	0
Ni	0	0	0	0	0	0	0.01	8.19E-05
Ge	0	0	0.02	0.00027	0.02	0.0002	0	0
Cu	0	0	0	6.11E-05	1.42	0.02157	1.73	0.02619
Sb	0	0	0	0	0.02	0.00019	0	0
As	0.04	0.00057	0	0	0	0	0	0
Total	99.41		99.58		99.47		99.58	

Tabla A4.2 Continuación

Muestra	SRNNIV 17a-C2-Sph-1		SRNNIV 17a-C2-Sph-2		SRNNIV 17a-C2-Sph-3		SRNNIV 17a-C2-Sph-4	
	a	b	a	b	a	b	a	b
S	32.68	1	32.52	1	32.31	1	32.44	1
Zn	64.28	0.95951	64.9	0.97057	64.72	0.97013	63.91	0.9574
Mn	0.18	0.00313	0.08	0.00142	0.08	0.0015	0.25	0.00451
Cd	0.3	0.0026	0.23	0.00203	0.26	0.00228	0.12	0.00104
Fe	1.73	0.03018	1.43	0.025	1.43	0.0251	1.84	0.0323
In	0.05	0.00042	0.08	0.00067	0.07	0.00059	0.09	0.00077
Co	0.01	9.94E-05	0.01	0.00013	0	0	0	6.65E-05
Ga	0.12	0.00168	0	0	0	0	0.11	0.00155
Ni	0.02	0.00032	0	0	0	0	0	0
Ge	0.01	0.00017	0	0	0	0	0.03	0.0004
Cu	0.12	0.00191	0	0	0	0	0.09	0.00143
Sb	0	0	0.02	0.00016	0.05	0.00039	0	0
As	0	0	0	0	0	0	0.04	0.00056
Total	99.49		99.26		98.93		98.8	

Tabla A4.3 (a) Análisis de EMPA de esfalerita de la muestra BNO-193-39 165.25-165.6m y (b) coeficientes de la fórmula estequiométrica calculados.

Muestra	BNO193-C5-Sph-1		BNO193-C5-Sph-2		BNO193-C5-Sph-3		BNO193-C5-Sph-4	
	a	b	a	b	a	b	a	b
S	32.31	1	32.03	1	32.34	1	32.98	1
Zn	64.05	0.94097	64.2	0.9483	64.08	0.95259	64.25	0.9468
Mn	0.07	0.00128	0.07	0.00123	0.06	0.00108	0.04	0.0007
Cd	0.28	0.0024	0.51	0.00435	0.36	0.00312	0.47	0.00406
Fe	2.54	0.04364	2.6	0.0451	2.26	0.03938	2.43	0.0419
In	0.06	0.00046	0.01	0.00011	0.1	0.0008	0.05	0.0004
Co	0.02	0.00026	0.03	0.00044	0.03	0.00051	0.03	0.00046
Ga	0	0	0.04	0.00051	0.13	0.00187	0.12	0.00166
Ni	0	0	0	0	0	0	0	0
Ge	0.03	0.00038	0	0	0.05	0.00064	0.04	0.00053
Cu	0.7	0.01054	0	0	0	0	0.21	0.00311
Sb	0.01	7.10E-05	0	0	0	0	0.01	5.54E-05
As	0	0	0	0	0	0	0.03	0.00036
Total	100.06		99.49		99.41		100.49	

Tabla A4.3 Continuación.

Muestra	BNO193-C6-Sph-1		BNO193-C6-Sph-2		BNO193-C6-Sph-3	
	a	b	a	b	a	b
S	32.89	1	32.39	1	32.27	1
Zn	65.07	0.95786	65.21	0.95343	64.55	0.95635
Mn	0.06	0.00098	0.06	0.00108	0.05	0.00093
Cd	0.29	0.0025	0.28	0.00235	0.46	0.00393
Fe	2.13	0.03664	2.31	0.03959	2.14	0.03712
In	0.11	0.00095	0.08	0.0007	0.08	0.00063
Co	0.01	9.80E-05	0	0	0.03	0.00046
Ga	0	0	0.13	0.00178	0	0
Ni	0	0	0.02	0.00026	0	1.65E-05
Ge	0	0	0.06	0.00079	0	0
Cu	0	0	0	0	0	0
Sb	0	2.37E-05	0	1.57E-05	0	0
As	0.07	0.00095	0	0	0.04	0.00056
Total	100.63		100.48		99.62	

Anexo V. Microtermometría de Inclusiones Fluidas

Datos microtermométricos de inclusiones fluidas primarias y pseudo secundarias en cuarzo, esfalerita y calcita de las muestras BNO-173-49-205-205.7 m, SRNNIV 17, BNO 193-39-165.15-165.6 m, BNO 194-46-190.4-190.85 m y BNO-194-191.7-192.4 m.

Tabla A5.1 Datos microtermométricos de inclusiones fluidas de la muestra BNO-173-49-205-205.7 m de la veta San Rafael.

Muestra	Tipo de IF	Mineral	Th (°C)	Tfh (°C)	Salinidad %wt (Sistema NaCl + H ₂ O)	Tamaño µm	
Tipo 1	L+V	PS	Qz somero	154	-2.20	3.71	14
Tipo 1	L+V	P		186	-2.60	4.34	
Tipo 1	L+V	PS	Qz Intermedio	192	-3.8	6.16	14
Tipo 1	L+V	PS		206	-2.7	4.49	10
Tipo 1	L+V	PS		202	-3.8	6.16	18
Tipo 2	L+V	P	Qz Profundo	272	-1.4	2.41	11
Tipo 2	L+V	PS		284	-1	1.74	
Tipo 2	L+V	P	Sph intermedio	189	-4	6.45	10
Tipo 2	L+V	P		273	-3.8	6.16	15
Tipo 2	L+V	PS		258	-3.7	6.01	12

Nota. Inclusión fluida primaria (P). Inclusión fluida pseudosecundaria (PS).

Tipo I. Inclusiones bifásicas (L+V). Tipo II. Inclusiones bifásicas (L+V) con contrastes de grado de relleno

Tabla A5.2 Datos microtermométricos de inclusiones fluidas de la muestra SRNNIV7 de la veta San Rafael.

Muestra	Tipo de IF	Mineral	Th (°C)	Tfh (°C)	Salinidad %wt (Sistema NaCl + H ₂ O)	Tamaño µm	
Tipo 2	L+V	P	200	-3.3	5.41	12	
Tipo 2	L+V	P	188	-2.7	4.49	13	
Tipo 2	L+V	PS	179	-2.5	4.18	14	
Tipo 2	L+V	PS	205	-3	4.96	12	
Tipo 2	L+V	P	Sph Intermedio	218	-3.4	5.56	13
Tipo 2	L+V	P		214	-3.5	5.71	12
Tipo 2	L+V	PS	191	-2.9	4.80	14	
Tipo 2	L+V	PS	186	-2.9	4.80	15	
Tipo 2	L+V	P	209	-3	4.96	10	
Tipo 2	L+V	P	207	-3.1	5.11	10	

Nota. Inclusión fluida primaria (P). Inclusión fluida pseudosecundaria (PS).

Tipo I. Inclusiones bifásicas (L+V). Tipo II. Inclusiones bifásicas (L+V) con contrastes de grado de relleno

Tabla A5.3 Datos microtermométricos de inclusiones fluidas de la muestra BNO-193-39-165.15-165.6 m de la veta San Rafael.

Muestra	Tipo de IF	Mineral	Th (°C)	Tfh (°C)	Salinidad %wt (Sistema NaCl + H ₂ O)	Tamaño µm
Tipo 2	L+V	P	222	-3.4	5.56	10
Tipo 2	L+V	P	228	-3.6	5.86	10
Tipo 2	L+V	PS	203	-3	4.96	15
Tipo 2	L+V	PS	211	-2.6	4.34	12
Tipo 2	L+V	P	209	-2.7	4.49	10
Tipo 2	L+V	P	220	-3.7	6.01	10
Tipo 2	L+V	PS	212	-3	4.96	14
Tipo 1	L+V	P	215	-2.6	4.3	10
Tipo 1	L+V	P	207	-2.8	4.6	10
Tipo 1	L+V	PS	200	-2.7	4.5	15
Tipo 1	L+V	P	202	-3.1	5.1	10
Tipo 1	L+V	P	222	-3.5	5.7	10
Tipo 1	L+V	PS	217	-2.9	4.8	12

Nota. Inclusión fluida primaria (P). Inclusión fluida pseudosecundaria (PS).

Tipo I. Inclusiones bifásicas (L+V). Tipo II. Inclusiones bifásicas (L+V) con contrastes de grado de relleno

Tabla A5.4 Datos microtermométricos de inclusiones fluidas de la muestra BNO-194-46-190.4-190.85 m de la veta San Rafael.

Muestra	Tipo de IF	Mineral	Th (°C)	Tfh (°C)	Salinidad %wt (Sistema NaCl + H ₂ O)	Tamaño µm	
Tipo 1	L+V	PS	Qz	175	-2.6	4.34	12
Tipo 1	L+V	PS	Somero	183	-3	4.96	13
Tipo 1	L+V	P	Qz	235	-2.7	4.49	15
Tipo 1	L+V	P	Intermedio	237	-2.9	4.80	16
Tipo 2	L+V	P	Cc	255	-1.9	3.23	18
Tipo 2	L+V	P	Profundo	193	-3.9	6.30	17
Tipo 2	L+V	P	Qz	265	-2.1	3.55	18
Tipo 2	L+V	P	Profundo	194	-3.7	6.01	15
Tipo 2	L+V	P	Sph	278	-4.5	7.17	16
Tipo 2	L+V	PS	Intermedio	276	-4.1	6.59	16

Nota. Inclusión fluida primaria (P). Inclusión fluida pseudosecundaria (PS).

Tipo I. Inclusiones bifásicas (L+V). Tipo II. Inclusiones bifásicas (L+V) con contrastes de grado de relleno

Tabla A5.5 Datos microtermométricos de inclusiones fluidas de la muestra BNO-194-191.7-192.4 m de la veta San Rafael.

Muestra	Tipo de IF	Mineral	Th (°C)	Tfh (°C)	Salinidad %wt (Sistema NaCl + H ₂ O)	Tamaño µm	
Tipo 1	L+V	PS	Qz Somero	189	-3.2	5.26	12
Tipo 1	L+V	PS		191	-3.6	5.86	11
Tipo 1	L+V	P	Qz	235	-4.4	7.02	14
Tipo 1	L+V	P	Intermedio	248	-4.9	7.73	15
Tipo 2	L+V	P	Qz	290	-2.5	4.18	16
Tipo 2	L+V	PS	Profundo	208	-4.1	6.59	18
Tipo 2	L+V	PS		205	-4.5	7.17	13
Tipo 2	L+V	P	Sph	282	-3.1	5.11	13
Tipo 2	L+V	P	Intermedio	280	-2.8	4.65	13

Nota. Inclusión fluida primaria (P). Inclusión fluida pseudosecundaria (PS).

Tipo I. Inclusiones bifásicas (L+V). Tipo II. Inclusiones bifásicas (L+V) con contrastes de grado de relleno