



Universidad Autónoma de San Luis Potosí
Facultad de Ingeniería
Centro de Investigación y Estudios de Posgrado

**Reconocimiento geológico de las zonas mineralizadas por fluorita:
Mina La Rosita y La Ilusión, Rioverde, San Luis Potosí,
¿Mineralización producto de hidrotermalismo magmático o MVT?**

T E S I S

Que para obtener el grado de:

Maestra en Ciencias en Geología Aplicada

Presenta:

Ing. Diana Elsy Martínez Hernández
Becaria SECIHTI: CVU 1239823

Asesor:

Dr. José Ramón Torres Hernández

Co-asesora:

Dra. Vivian Ruiz Mendoza



San Luis Potosí, S. L. P.

Agosto de 2025



19 de septiembre de 2024

**ING. DIANA ELSY MARTÍNEZ HERNÁNDEZ
P R E S E N T E.**

En atención a su solicitud de Temario, presentada por los **Dres. José Ramón Torres Hernández y Vivian Ruiz Mendoza** Asesor y Coasesora de la Tesis que desarrollará Usted, con el objeto de obtener el Grado de **Maestra en Ciencias en Geología Aplicada**. Me es grato comunicarle que en la sesión del H. Consejo Técnico Consultivo celebrada el día 19 de septiembre del presente, fue aprobado el Temario propuesto:

TEMARIO:

"RECONOCIMIENTO GEOLÓGICO DE LAS ZONAS MINERALIZADAS POR FLUORITA: MINA LA ROSITA Y LA ILUSIÓN, RIOVERDE, SAN LUIS POTOSÍ, ¿MINERALIZACIÓN PRODUCTO DE HIDROTHERMALISMO MAGMÁTICO O MVT?"

Introducción y generalidades del área de estudio.

1. Elementos teóricos de los depósitos Tipo Mississippi Valley (MVT) e hidrotermales magmáticos.
2. Reconocimiento geológico de los depósitos La Rosita y La Ilusión.
3. Estudio petrográfico de las unidades geológicas identificadas en el área de estudio.
4. Resultados de los estudios microtermométricos de inclusiones fluidas, fluorescencia de Rayos X, difracción de Rayos X, catodoluminiscencia, microespectrometría infrarroja con transformada de Fourier y microscopía de fluorescencia UV.

Discusión.

Conclusiones.

Referencias.

"MODOS ET CUNCTARUM RERUM MENSURAS AUDEBO"

A T E N T A M E N T E

DR. EMILIO JORGE GONZÁLEZ GALVÁN
DIRECTOR

UNIVERSIDAD AUTÓNOMA
SAN LUIS POTOSÍ
FACULTAD DE INGENIERÍA
DIRECCIÓN

www.uaslp.mx

Copia. Archivo
*etn.

Av. Manuel Nava 8
Zona Universitaria • CP 78290
San Luis Potosí, S.L.P.
tel. (444) 826 2330 al 39
fax (444) 826 2336

"UASLP, con profesionistas abiertos al mundo"



UASLP
Universidad Autónoma
de San Luis Potosí



FACULTAD DE
INGENIERÍA



CENTRO DE
**INVESTIGACIÓN
Y ESTUDIOS
DE POSGRADO**

UNIVERSIDAD AUTÓNOMA DE SAN LUIS POTOSÍ
FACULTAD DE INGENIERÍA
Área de Investigación y Estudios de Posgrado

DECLARACIÓN

El presente trabajo que lleva por título:

Reconocimiento geológico de las zonas mineralizadas por fluorita: Mina La Rosita y La Ilusión, Rioverde, San Luis Potosí, ¿Mineralización producto de hidrotermalismo magmático o MVT?

se realizó en el periodo agosto de 2022 a agosto de 2025 bajo la dirección del Dr. José Ramón Torres Hernández y de la Dra. Vivian Ruiz Mendoza.

Originalidad

Por este medio aseguro que he realizado el trabajo reportado, y la escritura de este documento de tesis. para fines académicos sin ayuda indebida de terceros y sin utilizar otros medios más que los indicados.

Las referencias e información tomadas directa o indirectamente de otras fuentes se han definido en el texto como tales y se ha dado el debido crédito a las mismas.

El autor exime a la UASLP de las opiniones vertidas en este trabajo escrito y asume la responsabilidad total del mismo.

Este trabajo no ha sido sometido como tesis o trabajo terminal a ninguna otra institución nacional o internacional en forma parcial o total, exceptuando el caso cuando existe un convenio específico de doble titulación celebrado entre ambas instituciones.

Se autoriza a la UASLP para que divulgue este documento para fines académicos.

El autor del trabajo escrito, Diana Elsy Martínez Hernández.

DEDICATORIA

A Dios, gracias infinitas por todo tu apoyo y por poner en mi camino a personas tan valiosas en esta etapa de mi vida. Gracias por darme la fuerza para seguir adelante siempre.

A mi amorosa madre, Elsa María, te amo profundamente. Gracias por siempre creer en mí incluso más de lo que yo creo en mí misma. La admiración y el amor que me profesas es mutuo, mamita linda.

A mi amado padre, Eutiquio, te amo con todo mi corazón. Gracias por darme todo lo que tú no tuviste, por nunca cortarme las alas y por siempre impulsarme en la vida. Que sepas que para mí eres grandioso y profundamente admirable.

A mis ángeles de la guarda, Dulce e Imelda, las extraño mucho. Gracias por todo el amor que me dieron en vida, y por todo el amor que me dan desde el cielo.

Agradecimientos

A mis padres, Elsa y Eutiquio, les agradezco profundamente por todo su apoyo, paciencia y el amor incondicional que siempre me han brindado, especialmente en esta etapa que no fue sencilla para mí. Los amo con todo mi corazón, porque con ustedes a mi lado, todo es posible. Siempre juntos, por siempre.

A mis bebés peludos, Naollin, Rufo y Coyotita, gracias por su amor puro y por su tierna y amorosa compañía en los días buenos y en los difíciles.

A mi familia, por siempre estar al pendiente de mí incluso en la distancia. Especialmente a Araceli, María José y Bruno: su apoyo y cariño siempre me da fuerza y me inspira a salir adelante.

A mis amigos, por jamás olvidarse de mí, por tenerme siempre presente a pesar de la distancia, y por brindarme su apoyo y ánimo en los momentos en que más lo necesitaba.

A mis amadas amigas y compañeras, la M.C. Osmara y la M.C. Mayela, gracias por absolutamente todo: las risas, las lágrimas, los chistes buenos y los malos, las salidas a campo, las comidas, las noches eternas y todos los momentos especiales que compartimos. Las admiro y quiero muchísimo. Espero de corazón que sigamos compartiendo muchas más experiencias juntas.

Al Dr. José Ramón Torres Hernández, muchas gracias por permitirme ser su estudiante. Agradezco su acompañamiento, sus palabras de aliento y por involucrarse en este trabajo como si fuera propio. Lo admiro profundamente, tanto en lo personal como en lo profesional.

A la Dra. Vivian Ruiz Mendoza, gracias infinitas por la inmensa paciencia que siempre me ha tenido, por compartir conmigo su conocimiento y pasión por la geología. Le agradezco de todo corazón por abrirme las puertas de su hogar y dedicar tantas horas a revisar este trabajo. Su calidad humana y profesional es admirable.

Dr. José Ramón Torres Hernández, Dra. Vivian Ruiz Mendoza y P. Geol. Stephen de Wit: gracias por su esfuerzo, invaluable compañía y todas sus enseñanzas durante el extenuante

trabajo de campo. Siempre llevaré conmigo su compromiso y entrega, los valoro profundamente.

Al comité sinodal, Dr. José Rafael Barboza Gudiño, M.C. Marco Antonio Rojas Beltrán y Dra. Martha Gabriela Gómez Vasconcelos, les agradezco profundamente su interés, tiempo y dedicación a este trabajo.

Al Dr. Gilles Pierre René Levresse, gracias por su amabilidad y apoyo. Sin usted no habría sido posible realizar los estudios de inclusiones fluidas, catodoluminiscencia, fluorescencia UV y microespectrometría FTIR, los cuales fueron fundamentales para este estudio.

Al Dr. Gilles Pierre René Levresse y a la Dra. Marina Vega González, muchas gracias por su paciencia, por el tiempo que me dedicaron y por permitirme utilizar sus laboratorios y equipos con tanta confianza y generosidad.

Al Ing. Erasmo Mata Martínez (Instituto de Geología, UASLP) y al Ing. Juan Tomás Vázquez Ramírez (Instituto de Geociencias, UNAM), por la elaboración de las láminas delgadas y doblemente pulidas.

A todo el personal docente y administrativo del Instituto de Geología de la Universidad Autónoma de San Luis Potosí, gracias por su apoyo a lo largo de esta etapa. A la Dra. Sonia Alejandra Torres Hernández, gracias por abrirme siempre las puertas de su cubículo. A Maura Andrea Zavala Zavala, gracias por tu amable apoyo con el material de la biblioteca.

A la M.M.I.M. Rosa Lina Tovar Tovar (Instituto de Metalurgia, UASLP), gracias por la realización e interpretación de los análisis de DRX. A la Quím. Patricia Girón García (Laboratorio Nacional de Geoquímica y Mineralogía, Instituto de Geología, UNAM), gracias por su trabajo en los análisis de FRX.

A las personas tan amables de las comunidades La Rosita y El Zapote, Petra Sánchez, Juan Rangel y Ramiro Rangel, por abrirnos las puertas de su casa, brindarnos orientación y compartir con nosotros algunas muestras.

Y al SECIHTI, por permitirme ser becaria durante estos años (CVU 1239823).

ÍNDICE

Resumen.....	1
Abstract.....	2
INTRODUCCIÓN Y GENERALIDADES DEL ÁREA DE ESTUDIO.....	3
I. Introducción.....	3
II. Generalidades del área de estudio.....	5
III. Localización y vías de acceso.....	6
IV. Planteamiento del problema.....	7
V. Hipótesis.....	9
VI. Justificación.....	10
VII. Objetivo.....	12
VII.1 Objetivos específicos.....	12
VIII. Metodología.....	13
VIII.1 Técnicas analíticas y equipos.....	18
IX. Contexto geológico del área de estudio.....	33
 1. ELEMENTOS TEÓRICOS DE LOS DEPÓSITOS TIPO MISSISSIPPI VALLEY (MVT) E HIDROTERMALES MAGMÁTICOS.....	 43
1.1 Depósitos Mississippi Valley Type (MVT).....	43
1.2 Depósitos hidrotermales de origen magmático.....	45
1.3 Generalidades de los depósitos de fluorita.....	48
1.4 Antecedentes de los principales depósitos de fluorita del Noreste (NE) de México.....	50
1.4.1 Depósitos de fluorita del estado de Coahuila.....	50
1.4.2 Depósitos de fluorita del estado de San Luis Potosí.....	56
 2. RECONOCIMIENTO GEOLÓGICO DE LOS DEPÓSITOS LA ROSITA Y LA ILUSIÓN.....	 67
2.1 Geología local de la zona mineralizada La Rosita.....	67
2.1.1 Acceso al tiro principal de la mina La Rosita.....	67
2.1.2 Socavón principal de la mina La Rosita.....	72
2.1.3 Áreas circundantes a la mina La Rosita.....	79
2.2 Características de la mineralización en la zona La Rosita.....	90
2.3 Geología local de la zona mineralizada La Ilusión.....	97
2.3.1 Calizas de la Formación El Abra.....	97
2.3.2 Dacitas de la Unidad Riodacita Del Carmen.....	105
2.4 Características de la mineralización en la zona La Ilusión.....	111
 3. ESTUDIO PETROGRÁFICO DE LAS UNIDADES GEOLÓGICAS IDENTIFICADAS EN EL ÁREA DE ESTUDIO.....	 120
3.1 Estudio petrográfico de las unidades geológicas correspondientes al área de estudio en láminas delgadas.....	120
3.1.1 Calizas de la Formación El Abra.....	120
3.1.2 Dacitas de la Unidad Riodacita Del Carmen.....	121

3.1.3 Ignimbritas de la Unidad El Órgano.....	127
3.1.4 Fluorita.....	129
3.2 Estudio petrográfico de inclusiones fluidas en láminas delgadas doblemente pulidas.....	133
4. RESULTADOS DE LOS ESTUDIOS MICROTERMOMÉTRICOS DE INCLUSIONES FLUIDAS, FLUORESCENCIA DE RAYOS X, DIFRACCIÓN DE RAYOS X, CATODOLUMINISCENCIA, MICROESPECTROMETRÍA INFRARROJA CON TRANSFORMADA DE FOURIER Y MICROSCOPIA DE FLUORESCENCIA UV.....	138
4.1 Microtermometría de inclusiones fluidas.....	139
4.2 Fluorescencia de rayos X (FRX).....	148
4.2.1 Geoquímica de elementos mayores.....	148
4.2.2 Geoquímica de elementos traza.....	158
4.2.3 Indicadores de fluidos hidrotermales: contenido de F y Cl.....	162
4.3 Difracción de rayos X (DRX).....	163
4.3.1 Muestra LIL-06.....	164
4.3.2 Muestra LIL-08.....	166
4.3.3 Muestra LR-16.....	167
4.3.4 Muestra LR-17.....	169
4.4 Catodoluminiscencia (CL).....	172
4.4.1 Resultados del análisis de catodoluminiscencia en la muestra LR-04.....	173
4.5 Microespectrometría infrarroja con transformada de Fourier (FTIR).....	175
4.5.1 Resultados de microespectrometría infrarroja con transformada de Fourier.....	177
4.6 Microscopía de fluorescencia UV (FUV).....	184
4.6.1 Resultados del análisis de fluorescencia UV en la muestra LR-04.....	184
X. Discusión.....	190
X.1 Inclusiones fluidas: Temperatura, salinidad y evolución del sistema.....	192
X.2 DRX y FRX: Identidad mineralógica y composición química.....	194
X.3 FTIR: Presencia de grupos funcionales e inclusiones acuosas.....	195
X.4 Catodoluminiscencia: Pulsos de mineralización y zonación óptica.....	196
X.5 FUV: Heterogeneidad óptica en fluorita y calcita.....	198
XI. Conclusiones.....	202
XII. Referencias.....	205

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 1. Localización de los principales depósitos de fluorita en el estado de San Luis Potosí.....	5
Figura 2. Localización y vías de acceso a los depósitos La Rosita y La Ilusión.....	6
Figura 3. Distribución de los principales depósitos de fluorita en el NE de México.....	8
Figura 4. Principales depósitos de fluorita ubicados en la carta geológica F14-C26 del SGM (2018).....	10
Figura 5. Microscopio óptico binocular de luz polarizada simple reflejada, marca Olympus SZX12 con una platina de CL de cátodo caliente marca Reliotron.....	24
Figura 6. Espectrofotómetro de infrarrojo (IR) Bruker Tensor 27 utilizado para el análisis de espectroscopía FT-IR.....	26
Figura 7. Microscopio Olympus BH2 equipado para realizar microscopía de fluorescencia UV con una cámara digital Qimaging MicroPublisher de 5 Mp., y un quemador Olympus con longitud de onda de 480 n.m.....	28
Figura 8. Equipo utilizado para el análisis microtermométrico: microscopio Olympus SZX12 con platina de controlador térmico Linkam THMSG-600 y controlador digital TMS94.....	32
Figura 9. Mapa litogeológico representativo de la distribución de las Unidades litológicas presentes en el área de estudio. Modificado de Labarthe et al., 1986 y SGM 2018.....	35
Figura 10. Columna estratigráfica del área de estudio, donde se representan las unidades litoestratigráficas aflorantes desde el Cretácico hasta el Cuaternario, con énfasis en su relación estratigráfica y distribución vertical.....	42
Figura 11. Vista del malacate tomada desde el acceso al tiro principal de la mina La Rosita.....	68
Figura 12. Características de las calizas de la Formación El Abra.....	69
Figura 13. Ejemplo de contacto definido entre dacitas (Dac) y calizas (Cal), donde las dacitas subyacen a las calizas.....	70
Figura 14. Dacitas del afloramiento ubicado en el acceso al tiro principal de la mina La Rosita.....	71
Figura 15. Contacto por falla entre calizas y dacitas en la mina La Rosita.....	72
Figura 16. Vista de una porción de brecha en un muro externo del acceso al socavón principal de la mina La Rosita (a) y en uno de los muros laterales del túnel (b).....	73

Figura 17: Zona de contacto entre dacitas argilitizadas (marrones y rojizas) y calizas alteradas (beige y blanco) en la mina La Rosita, observando brechamiento en ambas.....	74
Figura 18. Afloramiento de calizas en la zona del socavón principal de la mina.....	75
Figura 19. Caliza masiva con textura mudstone y cavidades de disolución.....	76
Figura 20. Caverna de disolución en calizas de la Formación El Abra observada en el interior del túnel.....	77
Figura 21. Espejo de falla en calizas dentro de la mina La Rosita.....	78
Figura 22. Evidencias de deformación tectónica en calizas de la Formación El Abra.....	80
Figura 23. Calizas masivas pseudoestratificadas, con textura mudstone y evidencias de recristalización y materia orgánica.....	80
Figura 24. Brecha sedimentaria compuesta por fragmentos angulosos de caliza gris claro a gris oscuro.....	81
Figura 25. Variabilidad textural y alteraciones en Riodacita Del Carmen.....	82
Figura 26. Brecha hidrotermal sobre calizas recristalizadas de la Formación El Abra.....	83
Figura 27. Dacita con oxidación superficial y geometría hexagonal.....	84
Figura 28. Afloramiento de tobas masivas con fracturación y alteración oxidativa.....	85
Figura 29. Vista panorámica de afloramiento de ignimbrita El Órgano.....	86
Figura 30. Características macroscópicas de la Ignimbrita El Órgano.....	87
Figura 31. Afloramiento de conglomerado polimíctico.....	89
Figura 32. Afloramiento de fluorita ámbar (CaF_2) alojada en una brecha hidrotermal con matriz de dacita intensamente argilitizada.....	90
Figura 33. Fluorita ámbar en contacto dacita-caliza.....	91
Figura 34. Muestra LR-03 de fluorita morada con textura masiva.....	92
Figura 35. Mineralización de fluorita negra en calizas fracturadas con evidencias de alteraciones hidrotermales.....	92
Figura 36. Diversidad textural de la fluorita negra.....	93
Figura 37. Asociación de fluorita ámbar con alteración hidrotermal en rocas dacíticas.....	94
Figura 38. Calcita en drusas. Mineralización rellenando cavidades de disolución en calizas de la Formación El Abra.....	95

Figura 39. Calizas masivas recristalizadas de la Formación El Abra.....	98
Figura 40. Cavidades fósiles asociadas a paleokarstificación.....	99
Figura 41. Evidencia de paleokarst y relleno volcánico fino.....	102
Figura 42. Evidencias de paleokarstificación y alteración en calizas de la Fm. El Abra...	103
Figura 43. Dacitas fracturadas de la Unidad Riodacita Del Carmen.....	106
Figura 44. Variaciones de color y textura en las dacitas de la unidad Riodacita Del Carmen.....	108
Figura 45. Contacto entre calizas masivas de la Fm. El Abra y dacitas alteradas de la unidad Riodacita Del Carmen.....	109
Figura 46. Mineralización de fluorita negra en vetillas hospedadas en dacitas argilizadas.....	112
Figura 47. Variaciones en la mineralización de fluorita ámbar emplazada en calizas recristalizadas.....	114
Figura 48. Precipitación de calcita en fracturas dentro de calizas masivas de la Fm. El Abra.....	117
Figura 49. Mineralización de fluorita y calcita en brecha hidrotermal con fragmentos de dacita argilizada y caliza recristalizada.....	119
Figura 50. Microfotografías a nícoles paralelos de calizas de la Formación El Abra.....	121
Figura 51. Microfotografías de la muestra LIL-02 a nícoles cruzados.....	122
Figura 52. Microfotografías de la muestra LIL-08B a nícoles cruzados.....	123
Figura 53. Microfotografías a nícoles cruzados de dacitas negras de la unidad Riodacita Del Carmen.....	124
Figura 54. Microfotografías de dacitas negras de la unidad Riodacita Del Carmen, mostrando textura porfídica con matriz microlítica.....	125
Figura 55. Microfotografías de la muestra LR-08A a nícoles cruzados.....	126
Figura 56. Ignimbrita El Órgano bajo luz polarizada cruzada.....	128
Figura 57. Microfotografías de la muestra LR-14 (ignimbrita El Órgano) a nícoles cruzados.....	129
Figura 58. Fluorita morada bajo luz polarizada paralela.....	131
Figura 59. Fluorita ámbar bajo luz polarizada paralela.....	132
Figura 60. Inclusiones bifásicas asociadas a microfracturas y límites cristalinos en fluorita y calcita, observadas bajo luz polarizada paralela.....	135

Figura 61. Inclusiones fluidas en cristales de calcita y fluorita morada.....	136
Figura 62. Inclusiones fluidas bifásicas de origen primario observadas en cristales de calcita y fluorita.....	137
Figura 63. Histograma de frecuencias de las temperaturas de homogenización (Th) obtenidas a partir de la medición microtermométrica de inclusiones fluidas.....	142
Figura 64. Histograma de frecuencias de salinidad estimada en inclusiones fluidas, expresada en wt % NaCl equivalente.....	144
Figura 65. Diagrama de Temperatura de homogenización (Th) contra la salinidad estimada (wt % NaCl equiv.) de las inclusiones fluidas en fluorita y calcita.....	145
Figura 66. Boxplot de temperaturas de homogenización (Th) por tipo de mineral.....	147
Figura 67. Diagrama TAS (Total Alkali vs. Silica) modificado de Le Bas et al. (1986), subdivisión subalcalina/alcalina de Irvine & Baragar (1971), y los datos ajustados de FRX.....	151
Figura 68. Diagrama ternario K_2O - Na_2O - CaO_{ADJ}	152
Figura 69. Diagrama de discriminación de series alcalinas basados en los contenidos de Na_2O y K_2O (Middelmost, 1975).....	153
Figura 70. Diagramas Harker para óxidos mayores (TiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , MgO , CaO , Na_2O , K_2O y P_2O_5) vs. SiO_2 ajustado.....	154
Figura 71. Diagrama de índice férrico ($Fe\text{-índice} = FeO^t / (FeO^t + MgO)$) vs. SiO_2 ajustado, modificado de Frost et al. (2001).....	156
Figura 72. Diagrama de discriminación tectónica Nb vs Y, modificado de Pearce et al. (1984).....	161
Figura 73. Fotografía de la muestra LIL-06, recolectada en un afloramiento de caliza micrítica de color gris oscuro y textura mudstone de la Fm. El Abra.....	164
Figura 74. Difractograma de rayos X correspondiente a la muestra LIL-06.....	165
Figura 75. Muestra LIL-08 correspondiente a una caliza alterada de la Fm. El Abra.....	166
Figura 76. Difractograma correspondiente a la muestra LIL-08.....	167
Figura 77. Afloramiento correspondiente a la muestra LR-16.....	168
Figura 78. Difractograma correspondiente a la muestra LR-16.....	169
Figura 79. Afloramiento y muestra de brecha dacítica alterada con cristales de fluorita ámbar.....	170
Figura 80. Difractograma de rayos X de la muestra LR-17.....	171

Figura 81. Cristales de fluorita morada y vetillas de calcita observados bajo luz transmitida y catodoluminiscencia en caliza de la Fm. El Abra.....	173
Figura 82. Contraste en la luminiscencia de la calcita en la muestra LR-04.....	174
Figura 83. Evidencia de múltiples pulsos de mineralización en el depósito de fluorita La Rosita mediante catodoluminiscencia en la muestra LR-04.....	175
Figura 84. Espectro FTIR correspondiente a la muestra LR-03.....	178
Figura 85. Espectro FTIR obtenido sobre el mineral de la muestra LR-04.....	180
Figura 86. Espectro FTIR de la calcita de la muestra LR-04, segunda medición.....	181
Figura 87. Espectro FTIR de la inclusión LR04-i2, alojada en un cristal de calcita de la muestra LR-04.....	182
Figura 88. Espectro FTIR representativo de las mediciones no interpretables sobre inclusiones de calcita de la muestra LR-04.....	183
Figura 89. Microfotografía bajo FUV de la lámina LR-04, evidenciando crecimiento oscilatorio y zonación concéntrica.....	186
Figura 90. Evidencias FUV de fracturación, disolución y reactivación.....	187
Figura 91. Heterogeneidad composicional y contraste de fluorescencia.....	189

ÍNDICE DE TABLAS

Tabla 1. Principales características de las litologías identificadas en el área de estudio, ordenadas de forma estratigráfica ascendente. Modificado de Labarthe et al. (1989).....	41
Tabla 2. Características generales de los depósitos tipo Mississippi Valley-Type (MVT) (Gonzalez-Partida et al., 2003; Leach et al., 2005).....	43
Tabla 3. Principales características de los depósitos hidrotermales de origen magmático (Simmons et al., 2005).....	46
Tabla 4. Comparación entre depósitos tipo Mississippi Valley-Type (MVT) y depósitos hidrotermales de origen magmático, en función de sus características geológicas, geoquímicas, mineralógicas y texturales (González-Partida et al., 2003; Simmons et al., 2005; Heinrich, 2007; Leach et al., 2010).....	46
Tabla 5. Asociaciones minerales y tipos de alteración comunes en depósitos hidrotermales de origen magmático.....	47
Tabla 6. Comparación general entre las características geológicas, mineralógicas y fluidales de los depósitos de fluorita del estado de Coahuila y San Luis Potosí.....	63
Tabla 7. Comparación de los modelos genéticos propuestos para los depósitos de fluorita del estado de San Luis Potosí, con base en las características geológicas, mineralógicas y de inclusiones fluidas descritas por distintos autores.....	65
Tabla 8. Comparación petrográfica e interpretativa entre fluorita ámbar y fluorita morada en la zona de estudio.....	133
Tabla 9. Resultados microtermométricos de inclusiones fluidas en fluorita y calcita.....	141
Tabla 10. Resultados de fluorescencia de rayos X (FRX) para elementos mayores en seis muestras representativas: cuatro dacitas de la Unidad Riodacita Del Carmen, una ignimbrita de la Unidad El Órgano y un polvo negro interpretado como fluorita.....	150
Tabla 11. Resultados de FRX para elementos traza, expresados en ppm, en cuatro muestras de dacita, una ignimbrita y una muestra de fluorita correspondiente a la mineralización....	158
Tabla 12. Contenido de flúor (F) y Cloro (Cl), expresado en porcentaje, determinado por FRX en muestras de dacita, ignimbrita y fluorita.....	163

RESUMEN

El presente estudio se enfoca en la caracterización geológica de los depósitos de fluorita La Rosita y La Ilusión, localizados en el municipio de Rioverde, San Luis Potosí. A partir del reconocimiento geológico en campo se identificaron estructuras de disolución, vetillas, brechas y cavidades rellenas con fluorita, asociadas a fracturas y fallas que afectan a calizas recrystalizadas de la Formación El Abra del Cretácico Inferior, las cuales subyacen a rocas volcánicas dacíticas, pertenecientes a la Unidad Riodacita Del Carmen, y riolíticas, correspondientes a la Unidad Ignimbrita El Órgano, ambas del Oligoceno. Estas condiciones estructurales y de paleokarstificación favorecieron la circulación de fluidos mineralizantes. En los resultados de inclusiones fluidas se obtuvieron temperaturas de homogenización entre 118 y 278 °C y bajas salinidades (0.18–0.88 wt% NaCl equivalente), lo que indica un sistema hidrotermal de baja a mediana temperatura y descarta un origen MVT clásico. Los resultados de DRX confirmaron la presencia de fluorita, calcita y cuarzo, mientras que FRX detectó niveles anómalos de flúor en rocas volcánicas (0.12 %), sugiriendo su aporte como fuente del elemento. La microespectrometría FTIR evidenció grupos funcionales carbonato e inclusiones acuosas, y los estudios ópticos mediante CL y FUV mostraron ausencia de luminiscencia en fluorita morada y zonación heterogénea en calcita, lo que se asocia a múltiples eventos de precipitación y variaciones en la composición de los fluidos.

En conjunto, los resultados demuestran que la mineralización se desarrolló en un sistema hidrotermal relacionado con vulcanismo, en el que el magmatismo del Oligoceno aportó flúor y calor, mientras que la karstificación y la fracturación de las calizas generaron espacios de permeabilidad que permitieron el emplazamiento de fluorita y calcita en cavidades, vetillas y brechas.

ABSTRACT

This study focuses on the geological characterization of the La Rosita and La Ilusión fluorite deposits, located in the municipality of Rioverde, San Luis Potosí. Fieldwork observations identified dissolution structures, veins, breccias, and cavities filled with fluorite, associated with fractures and faults affecting recrystallized limestones of the Lower Cretaceous, El Abra Formation. These limestones are overlain by dacitic volcanic rocks of the Riodacita Del Carmen Unit and rhyolitic volcanic rocks of the Ignimbrita El Órgano Unit, both from the Oligocene age. Such structural conditions and paleokarstification favored the circulation of mineralizing fluids.

Fluid inclusion results obtained homogenization temperatures between 118 and 278 °C and low salinities (0.18–0.88 wt% NaCl equivalent), indicating a low to medium temperature hydrothermal system and ruling out a classical MVT origin. XRD results confirmed the presence of fluorite, calcite, and quartz, while XRF detected anomalous fluorine contents in volcanic rocks (0.12 %), suggesting their contribution as a source of this element. FTIR revealed carbonate functional groups and aqueous inclusions, and optical studies by CL and UVF showed the absence of luminescence in purple fluorite and heterogeneous zoning in calcite, which is associated with multiple precipitation events and variations in fluid composition.

Overall, the results demonstrate that mineralization developed in a hydrothermal system related to volcanism, in which Oligocene magmatism supplied fluorine and heat, while karstification and fracturing of the limestones created permeability pathways that allowed the emplacement of fluorite and calcite in cavities, veins, and breccias.

INTRODUCCIÓN Y GENERALIDADES DEL ÁREA DE ESTUDIO

I. Introducción

México se encuentra entre los primeros diez países a nivel mundial en la producción de 17 minerales, tanto metálicos como no metálicos, todos ellos de gran importancia para diversas industrias (Secretaría de Economía, 2014). Históricamente, los depósitos minerales de mayor interés económico eran aquellos con altos contenidos de metales, debido al elevado valor en el mercado. Sin embargo, con el tiempo, los minerales no metálicos comenzaron a ganar relevancia conforme se descubrieron nuevos usos y aplicaciones industriales para ellos.

Según la Secretaría de Economía (2015), México ocupa el segundo lugar a nivel mundial en la exportación de fluorita. La fluorita (CaF_2) es un mineral no metálico compuesto por calcio y flúor, cuya principal aplicación es la producción de ácido fluorhídrico, utilizado en la industria del aluminio para la fabricación de fluoruro de aluminio. Además, se emplea como fundente en la obtención de acero, en la elaboración de esmaltes y vidrios translúcidos, y en la industria cementera para incorporar otros materiales al clinker (LaMadrid, 2009).

Los principales depósitos de fluorita en México se localizan en el noreste del país. Diversos estudios (González-Partida et al., 2002, 2003, 2019; Tritlla et al., 2003, 2004, 2006; Levresse et al., 2003, 2006, 2011; Ruiz et al., 1980; Magotra et al., 2017) han sugerido que la mayoría de estos yacimientos, de baja temperatura y hospedados en rocas carbonatadas, están asociados a depósitos de Tipo Valle del Mississippi (Mississippi Valley Type, MVT). Estos depósitos deben su nombre a un conjunto de yacimientos ubicados en la región del Valle del río Mississippi en los Estados Unidos, caracterizados por una asociación mineral típica de esfalerita, galena, barita y fluorita (Tritlla et al., 2006).

En el estado de San Luis Potosí existe una franja mineralizada por fluorita con orientación NW-SE, de aproximadamente 77 kilómetros de largo por 20 kilómetros de ancho. En el municipio de Villa de Zaragoza se encuentra el depósito mineral Las Cuevas, considerado uno de los más importantes a nivel mundial por su alta producción, que varía entre 500,000 y 1'200,000 toneladas anuales, así como por su elevada pureza, con altos contenidos de fluoruro de calcio (CaF_2) (Servicio Geológico Mexicano, 2018).

En el municipio de Rioverde se localizan los depósitos La Rosita y La Ilusión, que constituyen el área de estudio del presente trabajo. Los trabajos previos en esta zona incluyen cartografías a escala 1:50, 000 (Labarthe et al., 1989; Servicio Geológico Mexicano, 2001) y un trabajo recepcional que incorporó análisis de Difracción de Rayos X (DRX) y Microscopía Electrónica de Barrido con Espectroscopía de Energía Dispersiva (SEM-EDS) sobre ocho muestras del área La Rosita, con el objetivo de caracterizar mineralógicamente el depósito (Armijo, 2017).

Estos depósitos se localizan dentro de la Plataforma Valles- San Luis Potosí (PVSLP), y a su vez, dentro del Complejo Volcánico Santa María (CVSM). Ambos marcos geológicos han sido centrales en el debate científico sobre el origen y clasificación de estos depósitos, por lo que este estudio busca aportar nuevos elementos para contribuir al esclarecimiento de los eventos formadores de la mineralización.

Regionalmente, el área de estudio se ubica en el sector sur de la Sierra Madre Oriental, cerca del límite sur de la Mesa Central y en el extremo suroeste de la Plataforma Valles- San Luis Potosí. Las rocas más antiguas presentes corresponden a calizas de la Formación El Abra, del Cretácico, las cuales son sobreyacidas en discordancia por flujos de lava de composición dacítica o riolítica del Paleógeno. La mineralización en estos prospectos se encuentra cercana a zonas de contacto por falla entre la caliza y rocas volcánicas.

II. Generalidades del área de estudio

La franja de mineralización por fluorita en el estado de San Luis Potosí tiene una orientación NW-SE. En ella se encuentra uno de los depósitos de fluorita más grandes a nivel mundial: el yacimiento Las Cuevas, reconocido por su elevada producción. Al sureste de esta región se localizan dos distritos mineros conocidos como El Realito y El Refugio, distribuidos en tres zonas mineralizadas: Mesa Prieta, El Zapote y Bagres. Ambos distritos están hospedados en brechas tectónicas hidrotermales (Servicio Geológico Mexicano, 2001), en contacto con rocas carbonatas de la Formación El Abra y rocas ígneas de composición riódacítica (Figura 1). La zona mineralizada de El Zapote incluye los prospectos La Ilusión, La Valenciana, Hilbertha y La Lupita; mientras que la zona Bagres está constituida por los prospectos La Rosita, La Rosita-2 y El Tequezquite, siendo La Rosita el principal de ellos.

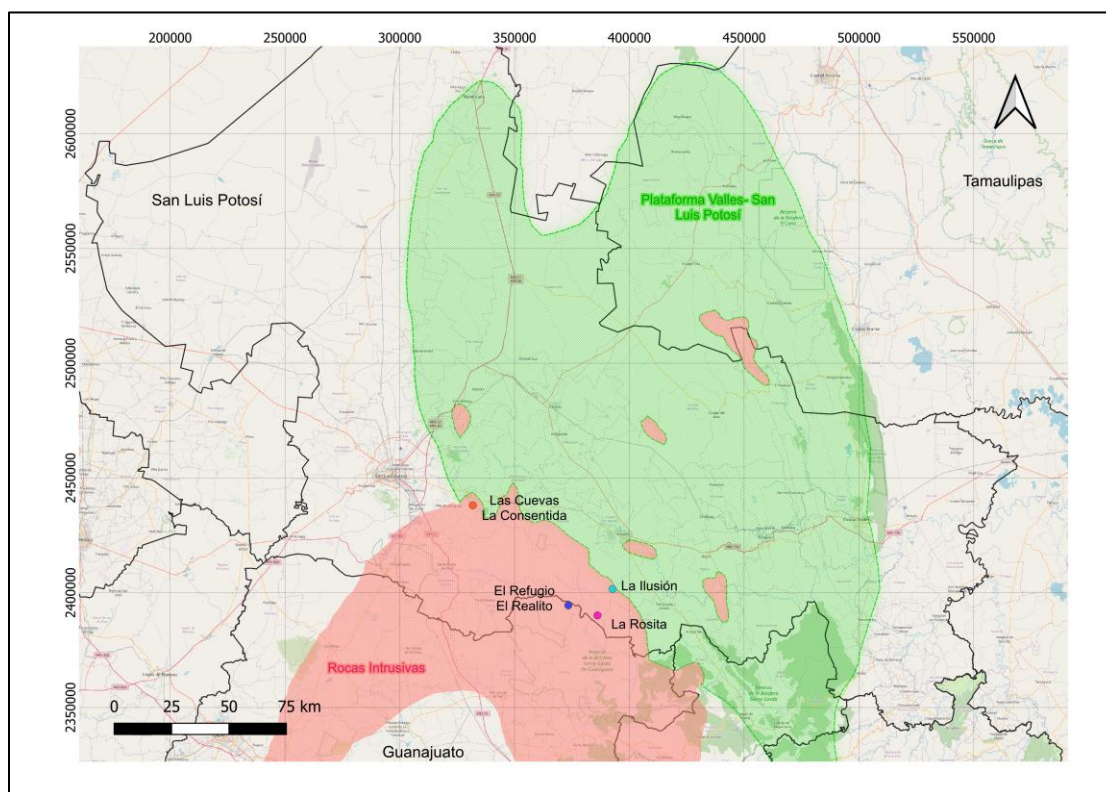


Figura 1. Localización de los principales depósitos de fluorita en el estado de San Luis Potosí y del área de estudio. Modificado de Ruiz et al., 1980.

III. Localización y vías de acceso

El área de estudio se localiza en la zona centro-sur del estado de San Luis Potosí, dentro de la región Sierra Media en el municipio de Rioverde, en la comunidad homónima La Rosita. El acceso se realiza desde la vialidad principal de Rioverde en dirección a la presa El Realito, siguiendo la carretera federal 69 con rumbo al sureste. El trayecto continua de forma recta, pasando por las comunidades El Capulín, Las Magdalenas, hasta llegar al poblado de La Aldea, donde se toma un desvío a la derecha hacia un camino de terracería. Desde allí, se recorren aproximadamente 33 km, atravesando las comunidades La Ardilla, El Zapote y El Abojón, hasta llegar finalmente a La Rosita (Figura 2).

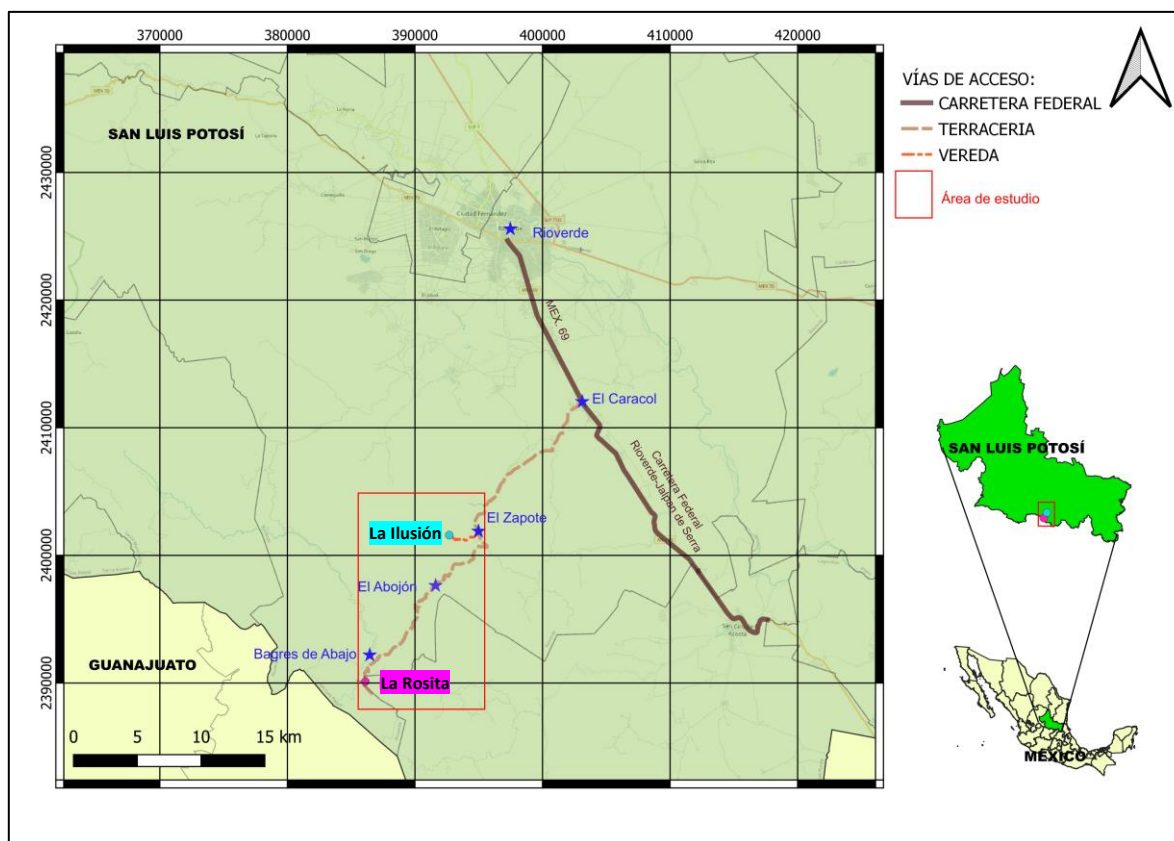


Figura 2. Localización y vías de acceso a los depósitos La Rosita y La Ilusión. El área de estudio está conformada por los depósitos La Rosita (color rosa) y La Ilusión (color azul cian), en el municipio de Rioverde, San Luis Potosí, México.

IV. Planteamiento del problema

Numerosos depósitos de fluorita del noreste de México, principalmente los localizados en Coahuila y San Luis Potosí, han sido clasificados como depósitos MVT, por su hospedaje en rocas carbonatadas, origen epigenético y su disposición estratoligada (Figura 3). Los depósitos MVT clásicos están caracterizados por la circulación de salmueras de cuenca con altas salinidades, 10-30 % wt. NaCl equivalente, y temperaturas de homogenización entre 75 y 200 °C (Leach et al., 2005).

Sin embargo, en la franja mineralizada por fluorita del sureste de San Luis Potosí, algunos depósitos, como Las Cuevas, presentan características que se apartan de este modelo tradicional: fluidos de muy baja salinidad, 0-1.9 % wt. NaCl equivalente, y temperaturas más bajas, 49-177 °C, así como una fuente de flúor asociada a la interacción de aguas meteóricas con riolitas topazíferas del Oligoceno (Gonzalez-Partida et al., 2019).

Los depósitos La Rosita y La Ilusión, ubicados en esta misma franja, comparten características similares, aunque también muestran evidencias geológicas, como vetillas, alteración hidrotermal y cercanía a cuerpos volcánicos, que sugieren una posible relación con fluidos hidrotermales magmáticos (Foxworth, 1960; Kemiak & Cookson, 1973; Ruiz et al., 1980). Esta dualidad plantea la necesidad de esclarecer si su origen corresponde a la variante del modelo MVT propuesto para Las Cuevas o si se trata de un sistema hidrotermal-magmático. Ante esta incertidumbre, el presente trabajo busca contribuir el esclarecimiento del origen de la mineralización por fluorita en los depósitos La Rosita y La Ilusión.

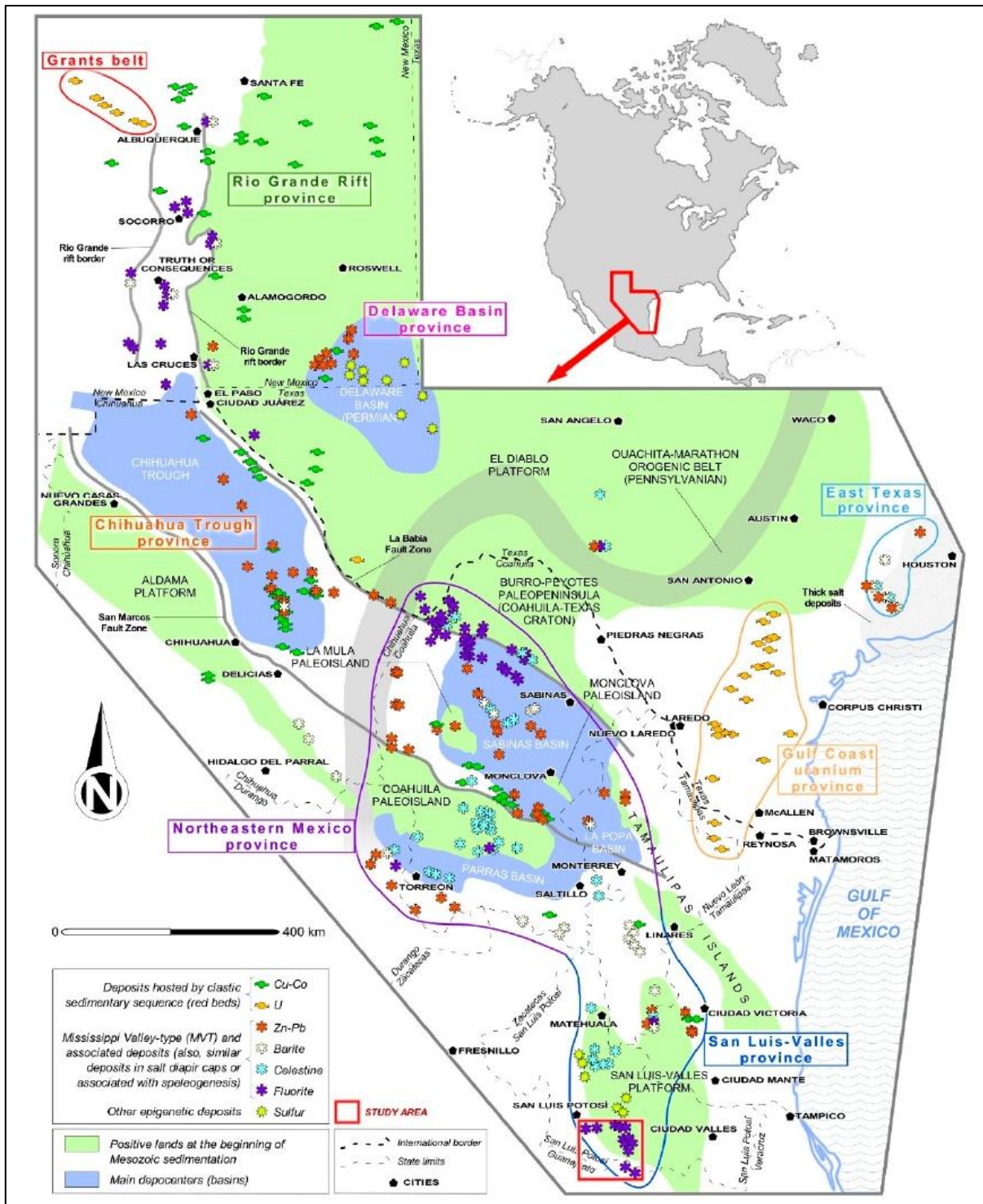


Figura 3. Distribución de los principales depósitos de fluorita en el NE de México. Destacan los depósitos ubicados en San Luis Potosí y Coahuila, los cuales presentan características atribuidas a depósitos MVT, como su hospedaje en rocas carbonatadas, origen epigenético y forma estratoligada. Tomado de González-Partida et al., 2019.

V. Hipótesis

Con base en lo expuesto en el apartado anterior, existe la posibilidad de que la serie de eventos que propiciaron la formación de los depósitos La Rosita y La Ilusión esté relacionada con el origen del depósito Las Cuevas. Este último ha sido interpretado como un sistema epigenético de baja temperatura y baja salinidad, resultado de la mezcla entre aguas meteóricas profundas, enriquecidas en calcio por interacción con rocas carbonatadas, y aguas meteóricas superficiales que adquirieron flúor al interactuar con riolitas topazíferas del Oligoceno.

Alternativamente, se plantea la posibilidad de que la mineralización en La Rosita y La Ilusión esté más directamente vinculada a la circulación de fluidos hidrotermales de origen magmático, asociados al vulcanismo del Oligoceno, en un esquema más cercano a los sistemas hidrotermales volcánicos que a los modelos MVT tradicionales.

VI. Justificación

El sureste de San Luis Potosí alberga una extensa zona mineralizada con fluorita, de aproximadamente 7,200 km² (Secretaría de Economía, 2021), con al menos 45 prospectos del Paleógeno (Armijo, 2017), entre ellos Las Cuevas, El Refugio y El Realito (Figura 4). El origen de estos depósitos sigue siendo objeto de debate: mientras que estudios como los de Foxworth (1960), Kemiak & Cookson (1973) y Ruiz et al. (1980) proponen un origen hidrotermal magmático, otros más recientes (Camprubí et al., 2003; González-Sánchez et al., 2007; González-Partida et al., 2019) sugieren un modelo tipo Mississippi Valley Type (MVT), respaldado por la presencia de hidrocarburos en inclusiones fluidas.

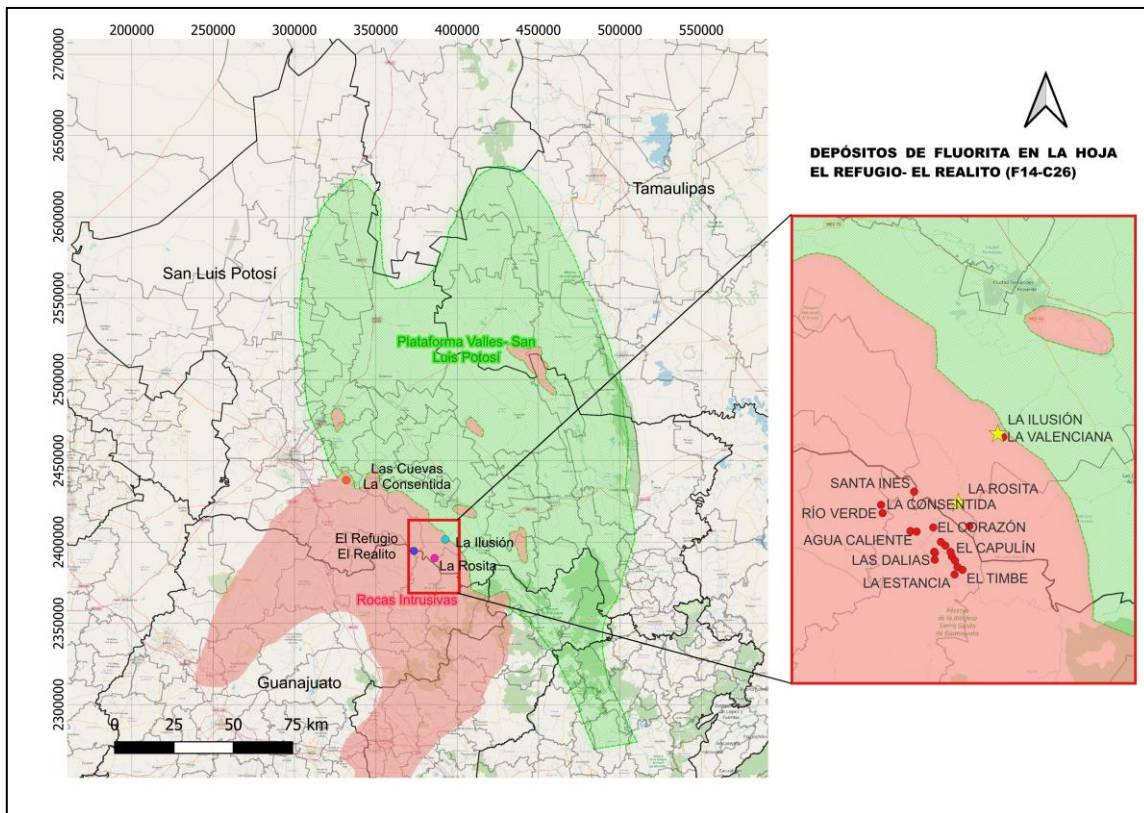


Figura 4. Principales depósitos de fluorita ubicados en la carta geológica F14-C26 del SGM (2018), incluyendo Las Cuevas, El Refugio, El Realito, La Rosita y La Ilusión.

En este contexto, el estudio de los depósitos La Rosita y La Ilusión, ubicados en esta misma zona mineralizada, mediante el reconocimiento geológico, análisis petrográfico, geoquímica y microtermometría de inclusiones fluidas, permitirá aportar nuevos datos a esta discusión, contribuyendo a esclarecer el posible origen de los fluidos mineralizantes y la naturaleza del sistema hidrotermal que dio lugar a la precipitación de fluorita.

Impacto social

La Rosita y La Ilusión son actualmente depósitos concesionados y en explotación activa, operados a pequeña escala. Estos yacimientos representan una fuente importante de empleo para las comunidades de El Abojón y La Rosita, respectivamente. Por ello, el entendimiento geológico de estos cuerpos no solo tiene valor científico, sino también implicaciones económicas y sociales. Una caracterización precisa del entorno geológico, la mineralización y su paragénesis puede orientar estrategias que optimicen la exploración y potencialmente prolonguen la vida útil de las minas.

Aunque existen estudios detallados de algunos depósitos de la región, como Las Cuevas, El Refugio y El Realito, muchos otros, incluidos La Rosita y La Ilusión, permanecen escasamente documentados. Por ello, este trabajo busca no solo aportar a la discusión sobre el origen de estos sistemas, sino también incentivar un mayor interés por parte de la comunidad científica hacia la investigación de estos depósitos de fluorita.

VII. Objetivo

Realizar un estudio de reconocimiento geológico de los depósitos La Rosita y La Ilusión, correspondientes a la mineralización por fluorita del SE del estado de San Luis Potosí, para determinar y describir las condiciones geológicas en las que se desarrolló la mineralización y su relación con la roca encajonante, con la finalidad de proponer un probable origen de estos depósitos, es decir, si pertenecen a los depósitos MVT, a eventos hidrotermales magmáticos, o de otro tipo.

VII. 1 Objetivos específicos:

- I. Describir las alteraciones hidrotermales relacionadas al entorno del depósito mineral.
- II. Identificar las litologías presentes en el área de estudio y la relación de la fluorita con la roca encajonante.
- III. Proponer un posible modelo genético del depósito basado en los resultados de esta investigación.

VIII. Metodología

Este trabajo consistió en la integración de información geológica e histórica previamente documentada sobre yacimientos de tipo Mississippi Valley Type (MVT) y depósitos de fluorita en México, con el objetivo de establecer comparaciones y relaciones con los depósitos ubicados en el municipio de Rioverde, San Luis Potosí. Además, se generó información nueva a partir del trabajo de campo y del análisis de muestras mediante diversas técnicas analíticas.

El estudio se desarrolló en tres etapas: trabajo de gabinete, trabajo de campo y trabajo de laboratorio.

1. Trabajo de gabinete:

Inicialmente, en esta etapa se llevó a cabo una búsqueda de información con respecto a los depósitos minerales de fluorita en México. Los capítulos que conforman el presente se redactaron en esta etapa, con la finalidad de proporcionar al lector una panorámica del contexto geológico en el que se encuentra el área de estudio, así como proporcionar algunas de las particularidades más importantes de la mineralización por fluorita del estado de San Luis Potosí, las características que poseen los yacimientos MVT, describir el comportamiento de la fluorita en los depósitos minerales y proporcionar datos cuantitativos y cualitativos obtenidos de las diferentes técnicas realizadas a las muestras recolectadas en el área.

Elaboración de mapas:

Se generó un primer mapa base del área de estudio para distinguir las litologías principales y rasgos geológicos estructurales, partiendo de la carta geológica F14-C26 del Servicio Geológico Mexicano (SGM) a escala 1: 50 000, y el Folleto Técnico 112 (Labarthe et al., 1980). Asimismo, se emplearon imágenes LandSat, las cuales debido a su calidad y alta

precisión facilitaron la identificación de litologías a mayor escala, y en conjunto con los datos estructurales y las descripciones de las litologías recabados en campo fue posible procesar la información para proponer un mapa de reconocimiento geológico del área de estudio.

Los mapas se elaboraron en los programas Qgis 3.24.0 y AutoCad Ver.2012.

2. Trabajo de campo:

Con la finalidad de caracterizar el entorno geológico que hospeda los depósitos La Rosita y La Ilusión, se realizaron salidas a campo en las que se tomaron puntos con un dispositivo portátil GPS Garmin 65 para elaborar una base de datos en la que se describieron los contactos observados entre las litologías presentes en el área de estudio, y la medición de datos estructurales, principalmente. Esto también permitió tener un control en cuanto al muestreo que se llevó a cabo.

En el trabajo de campo se reconocieron y describieron los principales rasgos geológicos de algunos afloramientos de las zonas mineralizadas La Rosita y La Ilusión del municipio Rioverde del estado de San Luis Potosí. Las observaciones realizadas en campo se correlacionaron con el mapa base previamente elaborado a partir de la carta geológica del Servicio Geológico Mexicano (SGM, 2001) y del Folleto Técnico 112 de Labarthe-Hernández et al. (1989). Esta integración permitió actualizar y complementar la cartografía inicial, generando como producto final un mapa de reconocimiento geológico del área de estudio, en el que se incorporaron las unidades litológicas observadas, y los contactos reconocidos, principalmente.

Se llevó a cabo la recolección de muestras de roca representativas de las unidades litológicas aflorantes en el área de estudio, principalmente calizas de la Formación El Abra, rocas ígneas asociadas al vulcanismo del Oligoceno, y muestras de fluorita provenientes de los prospectos mineros La Ilusión y La Rosita.

Descripción macroscópica de las muestras:

Para la selección y posterior clasificación de las muestras destinadas a análisis de laboratorio, se realizó una descripción macroscópica in situ. En el caso de las calizas, se describieron características como la estratificación, la textura, la presencia de fósiles (rudistas y gasterópodos) y otras estructuras sedimentarias relevantes; En las rocas ígneas, se evaluó la proporción y distribución de cristales, la estructura interna, la presencia de foliaciones de flujo y la existencia de diacclasas; y para las muestras que contenían fluorita o que se encontraban en su proximidad, se hizo especial énfasis en describir la porosidad, la morfología de cavidades, y el grado de reemplazo con respecto a la roca encajonante, lo cual resulta fundamental para el análisis genético de la mineralización

3. Trabajo de laboratorio:

En esta etapa se procesaron y analizaron las muestras recolectadas durante el trabajo de campo mediante diversas técnicas analíticas, con el objetivo de caracterizar su composición mineralógica, geoquímica, estructural y microtextural.

Inicialmente, se realizó un reconocimiento visual de las muestras y se tomaron fotografías para su documentación. Posteriormente, se clasificaron según su litología aparente y sus características macroscópicas, con el fin de definir las técnicas analíticas más adecuadas para su estudio. Las muestras de mayor tamaño fueron fragmentadas; aquellas seleccionadas para análisis petrográfico y de inclusiones fluidas fueron cortadas para la elaboración de láminas delgadas y láminas delgadas doblemente pulidas, respectivamente. Las restantes fueron trituradas y pulverizadas para su uso en análisis químicos y mineralógicos.

Durante esta fase se aplicaron diversas técnicas analíticas con distintos objetivos:

- a) Fluorescencia de Rayos X (FRX): determinación de composición química.
- b) Difracción de Rayos X (DRX): identificación mineralógica.

- c) Catodoluminiscencia (CL): reconocimiento de fases minerales y paragénesis.
- d) Espectroscopía Infrarroja con Transformada de Fourier (FTIR): identificación de compuestos gaseosos atrapados en fluorita y calcita.
- e) Fluorescencia ultravioleta (FUV): detección de materia orgánica e identificación de trazadores ópticos.
- f) Microtermometría de inclusiones fluidas: medición de temperaturas de homogenización, fusión y salinidad de los fluidos mineralizantes.

Además, se elaboraron láminas delgadas de las muestras seleccionadas para su descripción petrográfica en microscopio de luz transmitida.

I. Corte y descripción macroscópica de las muestras: Las muestras recolectadas fueron limpiadas, fragmentadas y seccionadas utilizando una cortadora de disco marca Hillquist en el Laboratorio de Laminación del Instituto de Geología de la Universidad Autónoma de San Luis Potosí (UASLP). Posteriormente se realizó una segunda descripción macroscópica para examinar las superficies internas expuestas durante el corte.

II. Trituración y pulverización de las muestras: Las muestras destinadas a análisis geoquímicos fueron limpiadas para eliminar el material alterado o intemperizado, obteniendo así núcleos representativos para su posterior trituración y pulverización en el mismo laboratorio de Instituto de Geología de la UASLP.

Los equipos utilizados fueron: una quebradora de quijada marca Retsch modelo BB100 Mangan y un mortero de ágata automático marca Retsch modelo Rs 200. Finalmente, las muestras fueron tamizadas hasta obtener partículas de tamaño menor a 150 μm y almacenadas en viales estériles.

III. Elaboración de láminas delgadas: Para la elaboración de láminas delgadas, se cortó un pequeño bloque de roca por muestra. Una de sus caras fue pulida manualmente con polvos abrasivos de carborundum de granos decrecientes hasta obtener una superficie plana. Esta fue adherida a un portaobjetos de vidrio con resina epóxica Hillquist de curado UV, y se procedió al desbaste con la cortadora hasta alcanzar un espesor aproximado de 100 μm . El acabado final se logró mediante pulido manual hasta alcanzar 33 μm , tras lo cual se colocó un cubreobjetos utilizando la misma resina.

Se laminaron un total de 10 muestras, que incluyen calizas, ignimbritas, dacitas y ejemplares de fluorita. La preparación fue realizada en dos etapas: la primera en el Instituto de Geología de la UASLP por el Ing. Erasmo Mata Martínez, y la finalización en el Instituto de Geociencias de la UNAM, Campus Juriquilla, por el Ing. Juan Tomás Vázquez Ramírez.

IV. Elaboración de láminas delgadas doblemente pulidas: El procedimiento para obtener láminas doblemente pulidas es similar al de las láminas delgadas convencionales, con algunas diferencias significativas. En este caso, se utilizó una resina de curado a baja temperatura para evitar el sobrecalentamiento de las inclusiones fluidas, debido a que se podrían alterar las propiedades físico químicas de las mismas. Una vez curado el bloque muestra-lámina, se desbastó una de las caras con carborundum hasta obtener un pulido tipo espejo. Posteriormente, esa cara se adhirió a un portaobjetos con una resina soluble en acetona, lo que permitió desbastar la cara opuesta hasta alcanzar transparencia. Este espesor fue ajustado cuidadosamente, debido a que láminas más gruesas aumentan la probabilidad de

encontrar inclusiones, pero reducen la transparencia; por ello, se buscó un equilibrio óptimo entre espesor y visibilidad.

Antes del análisis microtermométrico, la resina fue eliminada con acetona para evitar su degradación al aplicar calor. Finalmente, las muestras fueron fragmentadas e introducidas en cápsulas de vidrio aptas para la platina del equipo microtermométrico (LaMadrid, 2009).

Previo a esta técnica, se realizó la descripción petrográfica de las muestras seleccionadas. En total se prepararon 10 láminas doblemente pulidas, correspondientes a ejemplares de fluorita y calcita provenientes de ambos prospectos mineros.

VIII.1 Técnicas analíticas y equipos:

1. Estudio petrográfico de láminas delgadas:

La petrografía es una rama de la petrología que estudia el origen, la composición y la clasificación de las rocas, así como los procesos geológicos que las han afectado. Mediante la observación microscópica de láminas delgadas, es posible identificar la textura, los minerales constituyentes y las relaciones texturales dentro de una roca (González, 2020).

Para llevar a cabo este análisis, primero se realizó una descripción macroscópica que incluyó aspectos como la textura, color, dureza y tamaño de grano. Posteriormente, se procedió con la descripción microscópica, donde se diferencian los componentes primarios, minerales esenciales y representativos de la roca, de los componentes secundarios, productos de procesos de alteración, también conocidos como minerales accesorios (González, 2020).

Las láminas delgadas fueron analizadas en el Laboratorio de Microscopía del Instituto de Geología de la Universidad Autónoma de San Luis Potosí, utilizando un microscopio óptico de polarización marca Leica, modelo DML-P triocular, con objetivos de 5X, 10X, 20X y

40X, equipado con fuente halógena de 100 W y duplicador de aumentos. Las muestras se examinaron con y sin polarizadores cruzados, y se obtuvieron microfotografías digitales para documentar las texturas y asociaciones mineralógicas. Se identificaron los minerales presentes, su morfología, tamaño, abundancia relativa y disposición textural.

2. Estudio petrográfico de láminas delgadas doblemente pulidas:

El análisis petrográfico de láminas delgadas doblemente pulidas comparte similitudes con el estudio de láminas delgadas convencionales, aunque en este caso, el objetivo principal es la identificación de inclusiones fluidas presentes en minerales transparentes como fluorita y calcita.

Este tipo de estudio permite observar el tipo, morfología, distribución y características internas de las inclusiones, lo que proporciona información clave sobre las condiciones fisicoquímicas de formación del sistema mineralizante. Se identifican aspectos como el tipo de inclusión (primaria, secundaria o pseudosecundaria), el grado de relleno, la presencia de fases líquidas, gaseosas o sólidas (cristales hijos), hidrocarburos, fracturas asociadas, entre otras características (Goldstein & Reynolds, 1994). Estos rasgos son fundamentales para reconstruir la sucesión paragenética de los minerales y comprender la evolución del fluido mineralizante.

Las observaciones se realizaron con un microscopio triocular marca Olympus, modelo 13751, equipado con un objetivo de 50X. Se seleccionaron aquellas láminas que presentaban un mayor número y diversidad de inclusiones para su posterior análisis mediante microtermometría.

3. Fluorescencia de Rayos X (FRX):

La Fluorescencia de Rayos X (FRX) es una técnica analítica no destructiva que permite determinar la composición elemental de una muestra a partir de la emisión de rayos X

secundarios generados al irradiarla con rayos X primarios. Cada elemento emite radiación con energías características, lo que permite su identificación y cuantificación (Beckhoff et al., 2006).

Es un método rápido, preciso y sensible, capaz de detectar elementos en concentraciones que van desde niveles porcentuales hasta partes por millón (ppm). No obstante, requiere una preparación cuidadosa de la muestra, ya que contaminantes superficiales pueden afectar la calidad del análisis (Beckhoff et al., 2006).

En este estudio, la aplicación de la FRX tuvo como objetivo la determinación de elementos mayores, con especial énfasis en las concentraciones de flúor (F) y cloro (Cl), elementos clave en la evaluación geoquímica de la fluorita y su entorno de mineralización (Leoni et al., 1982).

Principios básicos de la técnica:

El análisis mediante Fluorescencia de Rayos X (FRX) se basa en un sistema compuesto por tres elementos principales: una fuente de radiación, que típicamente consiste en un tubo de rayos X con ánodo de rodio, tungsteno o molibdeno; una muestra, que se presenta generalmente en forma de polvo fino o pastilla prensada; y un detector, encargado de registrar la energía e intensidad de los rayos X emitidos por la muestra. A partir de estos datos, se genera un espectro de energía característico que permite identificar los elementos presentes y cuantificar su concentración en la muestra analizada (Beckhoff et al., 2006).

Equipo:

Los análisis se realizaron en el Laboratorio Nacional de Geoquímica y Mineralogía del Instituto de Geología de la Universidad Nacional Autónoma de México en colaboración de la Quím. Patricia Girón García. El equipo utilizado fue un espectrómetro ZSX Primus II de

la marca RIGAKU, el cual cuenta con un generador de rayos X de rodio con cámara automatizada para muestrear y analizar de forma continua múltiples muestras.

4. Difracción de Rayos X (DRX):

La Difracción de Rayos X (DRX) es una técnica analítica no destructiva utilizada para identificar la composición mineralógica de materiales cristalinos, a partir de la interacción de los rayos X con la estructura interna de los minerales. Funciona enviando un haz de rayos X hacia la muestra, la cual debe estar bien pulverizada para que los pequeños cristales que la forman se orienten en distintas direcciones. Este fenómeno produce un patrón de difracción cuya posición e intensidad de picos permite identificar las fases presentes, ya que cada mineral genera un patrón único determinado por su celda unitaria y el tipo de átomos que la componen (Cullity & Stock, 2001).

Este patrón proporciona dos tipos de información: la posición de los picos, que está relacionada con el tamaño de los espacios entre los átomos del mineral (ley de Bragg), y la intensidad de los picos, que depende del tipo de átomos y de cómo están acomodados dentro del cristal. Analizando estos patrones, se puede identificar con bastante precisión qué minerales hay en la muestra (Cullity & Stock, 2001).

Principio básico de la técnica:

Los rayos X se generan acelerando electrones desde un cátodo hacia un ánodo mediante un voltaje elevado. Al incidir sobre los cristales, estos provocan fenómenos de interferencia constructiva y destructiva, produciendo un patrón de líneas (picos) que es característico para cada fase mineral (Cullity & Stock, 2001).

Equipo:

Los análisis fueron realizados en el Instituto de Metalurgia de la Universidad Autónoma de San Luis Potosí, por la M.M.I.M. Rosa Lina Tovar Tovar. Se utilizó un difractómetro de

rayos X marca Bruker, modelo D8 Advance. La identificación de las fases mineralógicas se realizó mediante comparación de los difractogramas con la base de datos PDF (Powder Diffraction File), lo que permitió una correlación confiable con minerales previamente caracterizados.

5. Catodoluminiscencia (CL):

La catodoluminiscencia (CL) es una técnica que permite observar la luz emitida por los minerales al ser bombardeados con electrones (rayos catódicos) en condiciones de vacío controlado. Esta emisión de luz ocurre debido a defectos o irregularidades en la estructura cristalina de los minerales, que actúan como centros de activación o inhibición de la luminiscencia (Lamadrid, 2009; González, 2020). Estas imperfecciones dentro de las redes cristalinas de los minerales con frecuencia están relacionadas a los ambientes y procesos de formación de los mismos. Las zonas con estas imperfecciones dentro de los cristales actúan como zonas de absorción de energía de la luminiscencia producida por la excitación de los electrones, la energía muestra una tendencia de concentración en estas imperfecciones (González, 2020).

La CL permite reconocer aspectos como la estratigrafía de cementos, recrecimientos cristalinos, corrosiones, zonaciones, y generaciones sucesivas de mineralización, información que no siempre es visible bajo el microscopio óptico convencional (Marshall, 1988). También puede evidenciar microtexturas como vetillas, inclusiones y superficies de reemplazo. (Lamadrid, 2009; González, 2020).

El funcionamiento de la catodoluminiscencia se basa en que, al lanzar un haz de electrones sobre un mineral, sus electrones internos se excitan y eso provoca que el mineral emita luz. La intensidad de esa luz depende del tipo de mineral y de cuánta energía (corriente y voltaje) se le aplica. En general, si se aumenta la energía, la luminiscencia también se hace más

intensa. Sin embargo, llega un punto llamado saturación, en el que, aunque se siga aumentando la energía, la luz ya no se vuelve más brillante. Incluso, si se aplica demasiada energía, la luminiscencia puede disminuir, y a esto se le conoce como la fase de inhibición. (González, 2020).

Existen dos tipos de cátodos: frío y caliente. Algunos minerales sólo muestran respuesta bajo condiciones de cátodo caliente, por lo que la elección del sistema es clave para obtener imágenes representativas (Lamadrid, 2009).

Principios básicos de la técnica:

Los colores observados en la CL dependen de la presencia de ciertos elementos activadores o inhibidores. Por ejemplo, el Mn^{2+} suele aumentar la luminiscencia, generando colores anaranjados o rojos, mientras que el Fe^{2+} la inhibe parcial o totalmente, haciendo que el mineral se vea mate o no luminiscente (González, 2020; Lamadrid, 2009). Estos colores e intensidades pueden variar desde tonos brillantes hasta apagados, permitiendo una evaluación cualitativa de las condiciones químicas y estructurales del mineral.

La catodoluminiscencia permite realizar un estudio textural detallado de la lámina delgada, facilitando la identificación de la distribución de minerales en la muestra, así como el reconocimiento de vetillas finas, inclusiones, y heterogeneidades en la superficie, como zonaciones, sobrecrecimientos y reemplazamientos. También ayuda a distinguir diferentes generaciones de un mismo mineral, lo que complementa y enriquece las observaciones obtenidas mediante microscopía óptica convencional (Marshall, 1988; González, 2020).

Equipo:

Esta técnica se aplicó sobre una lámina delgada (LR-04) compuesta por fluorita y calcita. El análisis se realizó en el Laboratorio de Geoquímica de Fluidos Corticales del Instituto de Geociencias de la Universidad Nacional Autónoma de México (UNAM), Campus Juriquilla,

bajo la supervisión del Dr. Gilles Pierre René Levresse. Se utilizó un microscopio Olympus modelo SZX12 acoplado a una platina de cátodo caliente marca Reliotron, que permitió controlar parámetros como voltaje, presión y amperaje durante la observación (Figura 5).



Figura 5. Microscopio óptico binocular de luz polarizada simple reflejada, marca Olympus SZX12 con una platina de CL de cátodo caliente marca Reliotron.

6. Microespectrometría infrarroja con transformada de Fourier (FT-IR):

La espectroscopía infrarroja con transformada de Fourier (FTIR) es una técnica óptica que permite identificar compuestos moleculares a partir de su interacción con la radiación infrarroja (IR). Cuando una muestra es irradiada con un haz de luz infrarroja, una parte de esa energía es absorbida y otra parte la atraviesa. El patrón de absorción resultante, conocido como espectro infrarrojo, es único para cada compuesto, ya que cada uno presenta

frecuencias de vibración específicas, lo que permite su identificación precisa (Smith, 2011; Khang & Korovkin, 2016).

Esta técnica puede aplicarse al estudio de sólidos, líquidos y gases, y se basa en el principio de que las moléculas vibran de distintas formas cuando absorben radiación IR. Cada tipo de enlace químico absorbe energía a frecuencias específicas, lo que genera bandas de absorción características para cada sustancia (Stuart, 2004).

Principios básicos de la técnica:

La FTIR funciona mediante un dispositivo llamado interferómetro, que divide el haz de luz y crea un patrón de interferencia al combinar dos haces con diferentes trayectorias. Este patrón, llamado interferograma, es procesado matemáticamente mediante la transformada de Fourier, lo que permite convertirlo en un espectro de frecuencias reconocible (Smith, 2011; Stuart, 2004).

Las moléculas absorben radiación cuando un fotón infrarrojo coincide con la energía necesaria para cambiar su estado vibracional. Este proceso genera una serie de números de onda, expresados en cm^{-1} , que se traducen en los picos de absorción del espectro. Como cada compuesto tiene una estructura molecular única, su espectro infrarrojo también lo es, lo que hace posible su identificación (Stuart, 2004).

Un espectrofotómetro FTIR está conformado por tres componentes principales: una fuente de radiación infrarroja, un interferómetro y un detector. La fuente puede ser una lámpara de tungsteno, una lámpara de mercurio o una fuente Global, compuesta por carburo de silicio, las cuales permiten cubrir distintos rangos del espectro infrarrojo, incluyendo el infrarrojo cercano, medio y lejano. El interferómetro emplea un láser de referencia para controlar con alta precisión la trayectoria del haz de luz y generar un interferograma, que es la base del análisis espectral. Finalmente, el detector, que puede ser de tipo térmico o fotónico, recibe la

señal producida por la muestra, la convierte en una señal eléctrica y la transmite al sistema computacional, donde es procesada y transformada mediante la transformada de Fourier para obtener el espectro infrarrojo de la muestra (Smith, 2011).

Equipo:

La técnica se aplicó sobre una lámina delgada, LR-04 y LR-03, compuestas por fluorita morada y vetillas de calcita hospedadas en caliza. El análisis se realizó en el Laboratorio de Geoquímica de Fluidos Corticales del Instituto de Geociencias de la Universidad Nacional Autónoma de México (UNAM), Campus Juriquilla, bajo la supervisión del Dr. Gilles Pierre René Levresse y la Dra. Marina Vega González. El equipo utilizado fue un espectrofotómetro infrarrojo marca Bruker, modelo Tensor 2 (Figura 6).



Figura 6. Espectrofotómetro de infrarrojo (IR) Bruker Tensor 27 utilizado para el análisis de espectroscopía FT-IR.

7. Microscopía de fluorescencia UV (FUV):

La fluorescencia ultravioleta (FUV) es una técnica óptica basada en la emisión de luz visible por parte de ciertos compuestos al ser excitados mediante radiación ultravioleta. Si la emisión ocurre de manera casi instantánea tras la excitación, se trata de fluorescencia; si es retardada, se denomina fosforescencia. Esta propiedad ha sido aprovechada en el estudio de inclusiones fluidas con contenido orgánico, ya que muchos hidrocarburos responden visiblemente a la luz UV, emitiendo en el rango de los 400 a 700 nm, lo que genera un contraste fácilmente detectable (Blamey et al.,2007; Lamadrid, 2009). Por ello, esta técnica se incorporó en este trabajo con el objetivo de detectar materia orgánica y analizar su distribución dentro de la muestra.

Principios básicos de la técnica:

La excitación se genera mediante una lámpara de mercurio de alta presión, y se utilizan filtros ópticos para restringir la longitud de onda a aproximadamente 480 nm, que es ideal para inducir la fluorescencia en hidrocarburos (Lamadrid, 2009). El análisis puede ser cuantitativo, si se utilizan espectrómetros, o cualitativo, mediante observación directa.

En particular, los aceites pesados emiten luz a longitudes de onda más altas que los aceites ligeros. Dependiendo del tipo de aceite y del filtro utilizado, se pueden observar colores fluorescentes como amarillo o rojo para aceites pesados y blanco o azul para aceites ligeros (Blamey et al.,2007; Lamadrid, 2009). En este estudio, la técnica se aplicó de forma cualitativa, con el fin de identificar visualmente la presencia y distribución de materia orgánica en la muestra, así como reconocer estructuras microscópicas que favorecieron la circulación de fluidos, como fracturas, poros e intercrecimientos cristalinos.

Equipo:

El análisis se llevó a cabo sobre la lámina delgada LR-04, compuesta por fluorita morada y vetillas de calcita en caliza. Se utilizó un microscopio Olympus BH2 con objetivos de 5x, 10x y 50x de ultra largo alcance, equipado con una cámara digital Qimaging MicroPublisher 5. La excitación se produjo mediante un quemador Olympus, calibrado para emitir a 480 nm (Figura 7). El análisis fue realizado en el Laboratorio de Geoquímica de Fluidos Corticales del Instituto de Geociencias de la UNAM, Campus Juriquilla, bajo la supervisión del Dr. Gilles Pierre René Levresse.



Figura 7. Microscopio Olympus BH2 equipado para realizar microscopía de fluorescencia UV con una cámara digital Qimaging MicroPublisher de 5 Mp., y un quemador Olympus con longitud de onda de 480 n.m.

8. Microtermometría de Inclusiones Fluidas:

Los minerales presentan estructuras cristalinas específicas (cúbica, hexagonal, trigonal, etc.) compuestas por celdas unitarias. Durante su crecimiento, pueden quedar atrapados pequeños volúmenes de fluido dentro de defectos o discontinuidades en la red cristalina, formando así inclusiones fluidas. Estas inclusiones representan una herramienta fundamental para reconstruir las condiciones fisicoquímicas del medio en el que se formó el mineral, ya que contienen parte del fluido mineralizante original (Camprubí, 2010).

La petrografía de inclusiones fluidas, combinada con el análisis microtermométrico, permite obtener información detallada sobre las fases internas presentes en las inclusiones (sólido, líquido y vapor), así como sobre su tipo genético (primarias, secundarias o pseudosecundarias), el grado de relleno, y la posible existencia de modificaciones posteriores al atrapamiento. Esta técnica complementa la petrografía clásica, que por sí sola permite reconocer las asociaciones minerales y establecer la secuencia paragenética de los minerales presentes en la muestra (Camprubí, 2010).

Antes de aplicar microtermometría, se recomienda observar las inclusiones a temperatura ambiente (Roedder, 1984) considerando los siguientes parámetros:

- i) Distribución: si las inclusiones son aisladas, agrupadas o alineadas en fracturas o bordes de grano.
- ii) Forma: irregulares, esféricas, alargadas, elipsoidales o en cristal negativo.
- iii) Tamaño: expresado en micras.
- iv) Relación volumétrica: proporción entre las fases líquida, gaseosa y sólida.

Destacan dos tipos de clasificaciones de las inclusiones fluidas, la primera es la clasificación genética y la segunda es con base al número de fases presentes en las mismas:

a) Según su origen (Roedder, 1984; LaMadrid, 2009):

Primarias: atrapadas durante el crecimiento del cristal. Reflejan directamente las condiciones del fluido mineralizante. Pueden estar distribuidas de forma aleatoria o alineadas con bandas de crecimiento.

Secundarias: se alojan en fracturas o planos posteriores a la cristalización. No reflejan el ambiente de formación del mineral, pero pueden representar fases posteriores de mineralización.

Pseudosecundarias: se forman durante el crecimiento, pero en fracturas internas que se cierran con el avance del cristal. El fluido atrapado puede tener características primarias, aunque su posición sugiere lo contrario.

b) Según el número de fases (LaMadrid, 2009; Rocha, 2008):

Monofásicas: una sola fase (líquido o vapor).

Bifásicas: dos fases, normalmente líquido + vapor (L+V).

Trifásicas: tres fases, como líquido, vapor y un sólido (cristal hijo).

Polifásicas: contienen más de tres fases, incluyendo múltiples líquidos y sólidos.

Durante el análisis microtermométrico, se obtienen variables clave que permiten inferir las condiciones de atrapamiento:

- i) Temperatura de Homogenización (T_h): temperatura mínima de atrapamiento. Se observa cuando las fases se combinan en una sola, por ejemplo, cuando una burbuja desaparece dentro del líquido.
- ii) Temperatura de atrapamiento (T_a): incluye corrección por presión. Coincide con la T_h cuando el atrapamiento ocurrió en condiciones de ebullición o fluidos inmiscibles.

- iii) Temperatura de decrepitación (T_d): punto en el que la inclusión colapsa por exceso de presión.
- iv) Temperatura de fusión del hielo (T_f): indica la concentración de solutos y permite estimar la salinidad del fluido.
- v) Temperatura eutéctica (T_e): temperatura máxima a la que todas las fases sólidas congeladas del sistema funden. Por ejemplo: $-20.8\text{ }^{\circ}\text{C}$ para $\text{H}_2\text{O}-\text{NaCl}$.
- vi) Temperatura crítica: donde líquido y vapor tienen propiedades físicas similares.
- vii) Punto triple (P_t): coexistencia de sólido, líquido y vapor. Por ejemplo.: $0.01\text{ }^{\circ}\text{C}$ para H_2O .
- viii) Isocora: curva $T-P$ que indica la densidad del fluido atrapado.
- ix) Curva de punto de burbuja: equilibrio entre fases líquida y vapor.
- x) Curva de fusión: equilibrio entre líquido y sólido.
- xi) Curva de sublimación: equilibrio entre sólido y vapor.

Principios básicos de la técnica:

La microtermometría permite determinar condiciones físico-químicas como T_h , T_a y salinidad. En sistemas con fluidos inmiscibles o en ebullición, se puede calcular la isocora de cada fluido, y el cruce entre ambas representa el par $T-P$ real del atrapamiento (Roedder, 1984).

La salinidad se expresa como porcentaje en peso equivalente de NaCl y, en casos con cristales hijos, también puede incluir KCl , MgCl_2 , entre otros. Esta variable representa la concentración total de solutos disueltos en el fluido mineralizante (Camprubí, 2010).

Los resultados permiten interpretar procesos como: temperaturas y presiones de mineralización; Composición de los fluidos; Capacidad de transporte de metales; Y posibles fuentes hidrotermales o de cuenca de dichos fluidos.

Equipo:

Este análisis se realizó en el Laboratorio de Geoquímica de Fluidos Corticales del Instituto de Geociencias de la UNAM, Campus Juriquilla, bajo la supervisión del Dr. Gilles Pierre René Levresse.

Se analizaron láminas delgadas doblemente pulidas de fluorita y calcita pertenecientes a las muestras LIL-01, LIL-03, LR-03 y LR-04, correspondientes a las secciones LIL-01-A-1, LIL-03-1, LR-03-2, LR-03-3, LR-04 y LR-04-2. En total se realizaron 33 mediciones.

El equipo empleado fue un microscopio Olympus SZX12, acoplado a una platina Linkam THMSG-600, controlada por un sistema digital TMS94. El calentamiento se realizó con una resistencia de platino, y el sistema de enfriamiento empleó nitrógeno líquido mediante el módulo THM-LNP94, con un tubo capilar aislado por poliuretano (Figura 8) (LaMadrid, 2009).

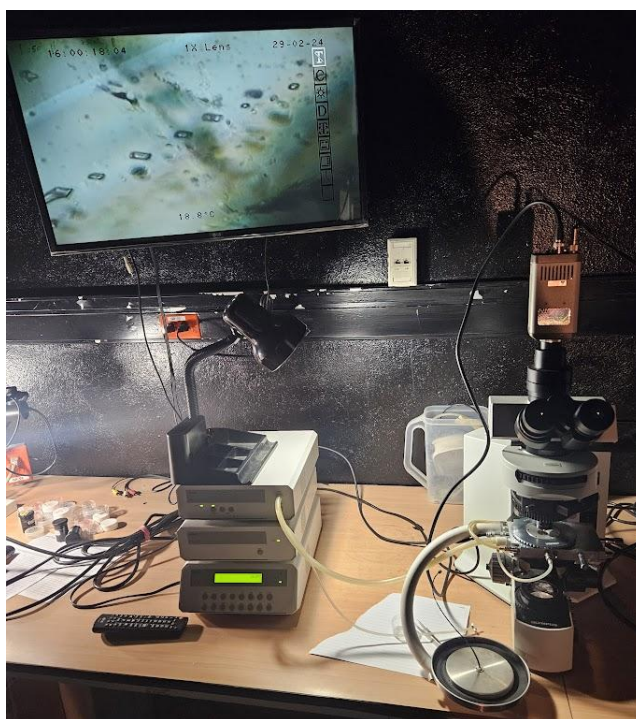


Figura 8. Equipo utilizado para el análisis microtermométrico: microscopio Olympus SZX12 con platina de controlador térmico Linkam THMSG-600 y controlador digital TMS94.

IX. Contexto geológico del área de estudio

La geología de la hoja El Refugio–El Realito (F14-C26) está compuesta por unidades que abarcan desde el Cretácico Inferior al Holoceno. Dentro del área de estudio afloran principalmente rocas sedimentarias correspondientes a la Formación El Abra, constituidas por calizas depositadas en un ambiente de plataforma carbonatada asociado a la Plataforma Valles–San Luis Potosí (PVSLP), durante el Cretácico Inferior (Carrillo-Bravo, 1971). Asimismo, afloran rocas volcánicas de composición riodacítica y riolítica que han sido interpretadas como producto de eventos volcánicos del Oligoceno, posiblemente relacionados con la actividad del Complejo Volcánico Río Santa María (CVRSM) o con unidades volcánicas equivalentes del Paleógeno (Labarthe-Hernández et al., 1989; Serna, 2022). Estas rocas volcánicas podrían haberse emplazado a través de fisuras de orientación preferente NW-SE, originadas durante un evento de transtensión regional ocurrido en la transición del Paleoceno Tardío al Eoceno Temprano (Tristán-González et al., 2009; Serna, 2022) (Figura 9).

Las zonas mineralizadas correspondientes al área de estudio se localizan cerca del límite SW dentro de la PVSLP, una unidad paleogeográfica de edad mesozoica compuesta predominantemente por rocas sedimentarias de distintas facies, con una extensión aproximada de 44,200 km² (Carrillo-Bravo, 1971; Rocha, 2008). Esta plataforma se encuentra al suroeste de la provincia fisiográfica Sierra Madre Oriental, cuya morfología y evolución tectónica están asociadas a la Orogenia Laramide, un evento compresivo que se desarrolló entre aproximadamente 105 Ma en el oeste y 55 Ma en el este (Cuéllar-Cárdenas et al., 2012). La tectónica de la región también fue influida por colapsos gravitacionales posteriores, tras el cese de los esfuerzos compresivos.

Al suroeste de la Sierra Madre Oriental aflora el Complejo Volcánico Santa María (CVSM), constituido por una secuencia de rocas volcánicas del Paleógeno, emplazadas entre los límites de la Cuenca Mesozoica del Centro de México (CMCM) y la PVSLP (Labarthe-Hernández et al., 1989; Serna, 2022). Durante el Oligoceno Temprano, ocurrió un evento de vulcanismo caracterizado por el emplazamiento de extensas cadenas de domos endógenos y exógenos de composición riodacítica y riolítica (Tristán-González et al., 2009). Estas estructuras se originaron a lo largo de fisuras orientadas NW–SE, generadas por un evento de transtensión regional ocurrido entre el Paleoceno Tardío y el Eoceno Temprano (Serna, 2022).

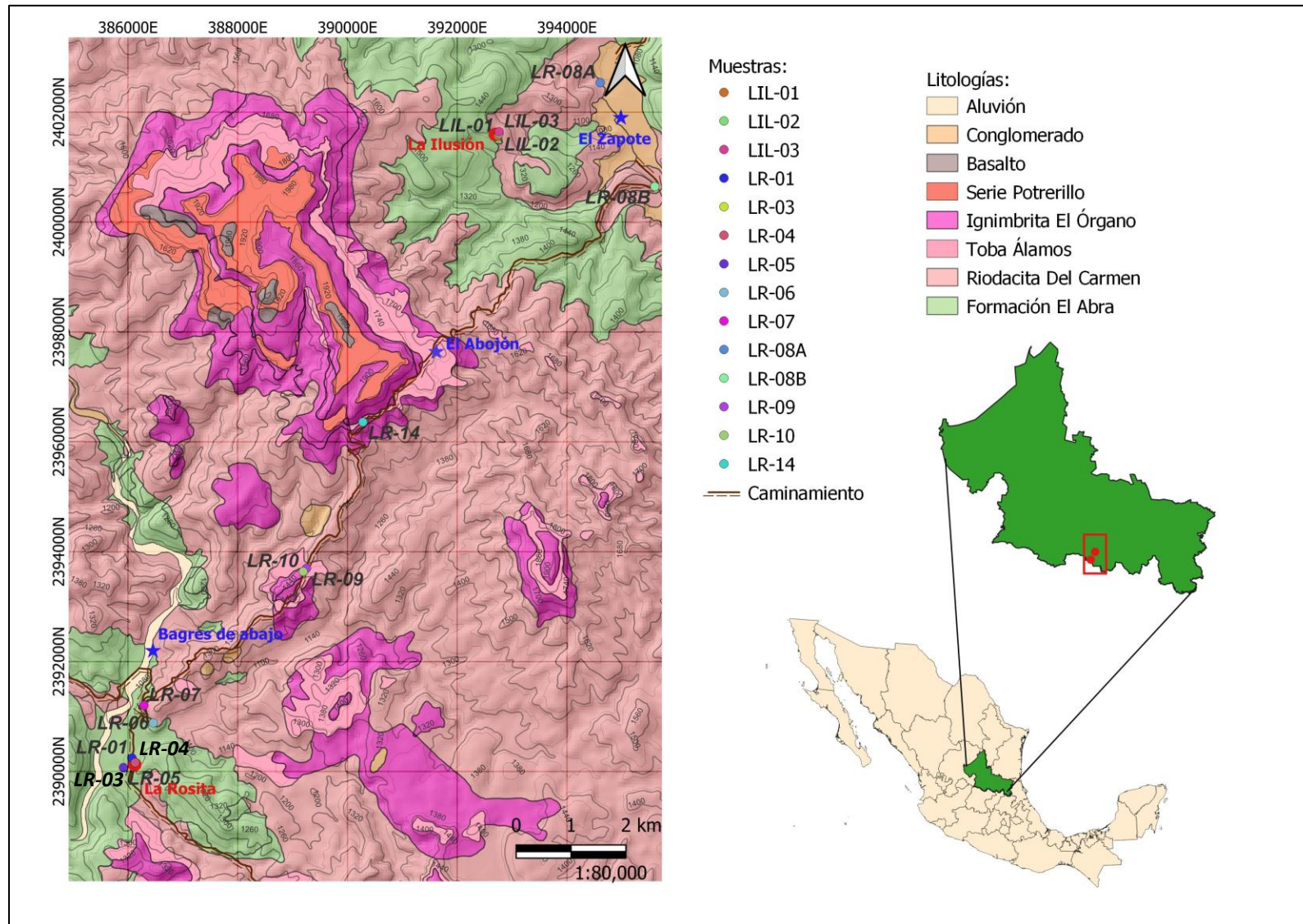


Figura 9. Mapa litogeológico representativo de la distribución de las Unidades litológicas presentes en el área de estudio. Modificado de Labarthe et al., 1986 y SGM 2001.

A continuación, se describen las principales unidades litológicas que conforman la estratigrafía del área de estudio, con base en observaciones de campo, análisis petrográficos, así como en la información geológica disponible en la hoja El Refugio–El Realito (F14-C26) y en el Folleto Técnico 112 (Labarthe et al., 1989). Estas unidades abarcan desde el Cretácico Inferior hasta el Cuaternario, e incluyen rocas sedimentarias, ígneas y depósitos recientes de origen aluvial. Su secuencia estratigráfica general se presenta en la Figura 10, y sus características principales se resumen en la Tabla 1.

Calizas de la Formación El Abra (Fm. El Abra)

Edad: Cretácico Inferior, Albiano–Cenomaniano (Rocha, 2008)

La Formación El Abra fue definida por Carrillo-Bravo (1971) y está formada principalmente por bancos de caliza de textura criptocristalina, con colores que van del gris claro al gris oscuro. En otras zonas cercanas, como La Salitrera, municipio de Villa de Zaragoza, estas calizas presentan nódulos de pedernal de color café oscuro (Serna, 2022), mientras que en Los Federales se ha identificado dolomitización (Labarthe et al., 1989).

En el área de estudio, estas calizas afloran de forma discontinua en un cordón alargado con dirección noroeste-sureste, y se observan parcialmente recrystalizadas, especialmente cerca de los depósitos La Rosita y La Ilusión. Frecuentemente muestran líneas estiliolíticas paralelas a los planos de estratificación y contienen fósiles abundantes, sobre todo Rudistas (Toucasias) y Miólidos, lo que indica un ambiente marino somero de tipo post-arrecifal.

Estratigráficamente, esta unidad sobreyace discordantemente a las Formaciones Huayacocotla y Trancas, y subyace a la Formación Soyatal (Serna, 2022). En el área de estudio, se encuentra debajo de rocas volcánicas de composición riódacítica y riolítica, lo que podría haber influido en su recrystalización.

Riodacita Del Carmen

Edad: Oligoceno, 32.81 ± 0.17 Ma (Serna, 2022).

La Riodacita Del Carmen es una roca ígnea lávica descrita por Labarthe et al. (1989) como de color gris claro a gris rosáceo, aunque en algunos afloramientos también puede presentar tonos rojizos o cafés. Tiene una textura porfirítica, holocristalina e inequigranular, con fenocristales visibles principalmente de plagioclasas, sanidino y, en menor proporción, cuarzo y ortopiroxenos. En su matriz desvitrificada también es común encontrar óxidos de hierro de forma diseminada. Ocasionalmente, aparecen minerales accesorios como zircón y apatito.

A nivel microscópico, las plagioclasas son los fenocristales más abundantes. Algunos sectores presentan brechas o niveles lenticulares de dacita vítrea de color negro en la base, seguidos por flujos de lava riodacítica de color café rojizo, en los que se observan zonas alteradas por argilización, identificables por su color amarillento, y otras con oxidación superficial. En la parte superior, se exponen flujos de aspecto masivo de color café grisáceo. Estratigráficamente, la Riodacita Del Carmen se encuentra sobre las calizas de la Formación El Abra y debajo de la Toba Álamos y de la Ignimbrita El Órgano.

Toba Álamos (Labarthe et al., 1989).

Edad: Oligoceno

La Toba Álamos está compuesta por corrientes de densidad piroclástica concentrada que afloran principalmente en la porción central y occidental de la hoja El Refugio-El Realito (F14-C26). Estas rocas presentan colores que varían entre rosa y crema, y se caracterizan por estar bien estratificadas y mostrar estructuras gradadas, lo que indica un origen piroclástico con deposición por caída aérea (Labarthe et al., 1989).

Su espesor varía notablemente a lo largo del área, y estratigráficamente descansa sobre la Riodacita Del Carmen y subyace de forma discordante a la Ignimbrita El Órgano. En el área de estudio, un afloramiento representativo de esta unidad se encuentra al suroeste, justo en la zona donde se localiza el depósito de fluorita La Rosita.

Ignimbrita El Órgano (Labarthe et al., 1989).

Edad: Oligoceno (32.94 Ma)

La Ignimbrita El Órgano corresponde a un extenso flujo piroclástico de cenizas volcánicas de composición riolítica, generado en un evento pre-caldera. Se distingue por su coloración que varía de gris rosáceo a rojizo, y por su textura porfirítica con una matriz desvitrificada y fluidal. Contiene fenocristales de sanidino euhedral, plagioclasa y cuarzo subhedral a anhedral, los cuales suelen estar fracturados. Además, se observan fiammes de tonalidades blancas a grises que indican procesos de compactación y soldadura (Labarthe et al., 1989).

En el área de estudio, esta unidad aflora en la zona media entre los depósitos La Rosita y La Ilusión, con un espesor aproximado de 10 metros. Estratigráficamente, descansa de forma discordante sobre la Riodacita Del Carmen y la Toba Álamos, y a su vez, está cubierta por rocas de la Serie Potrerillo y por el Basalto.

Serie Potrerillo (Labarthe et al., 1989).

Edad: Oligoceno

La Serie Potrerillo está compuesta por una sucesión de flujos de lava de composición dacítica y andesítica, y se divide en dos miembros: inferior (Tdp1) y superior (Tdp2). En el área de estudio, específicamente en la hoja El Refugio–El Realito (F14-C26), afloran principalmente rocas del miembro inferior, localizadas entre los depósitos La Rosita y La Ilusión.

El miembro inferior (Tdp1) está formado por rocas de color café rojizo a gris claro, con textura porfirítica, holocristalina e inequigranular. Su matriz es de grano fino y contiene fenocristales de sanidino, plagioclasa, cuarzo en menor proporción y óxidos de hierro. En algunas zonas, se presenta fuertemente brechado, con fragmentos de vitrófido negro y textura fluidal en las partes vítreas (Labarthe et al., 1989).

El miembro superior (Tdp2) incluye lavas andesíticas con intercalaciones dacíticas, de coloración café verdoso, gris oscuro o rojizo. Su matriz, de aspecto vítreo, puede contener vesículas rellenas de calcedonia. Esta unidad subyace al Basalto y sobreyace discordantemente a la Ignimbrita El Órgano y a la Riodacita Del Carmen.

Basalto (Labarthe et al., 1989).

Edad: Neógeno

Este flujo de lava de composición basáltica aflora en distintas zonas del área de estudio y se caracteriza por presentar un color negro y una textura holocristalina e inequigranular. Microscópicamente, su matriz muestra una textura porfirítica y pilotaxítica, con fenocristales de andesina calcárea, olivino alterado a bowlingita, magnetita oxidada y, posiblemente, algo de piroxeno intersticial (Labarthe et al., 1989).

Estratigráficamente, esta unidad sobreyace discordantemente a la Riodacita Del Carmen, a la Ignimbrita El Órgano o a la Serie Potrerillo. Se interpreta que su origen está relacionado con pequeños derrames volcánicos aislados, que probablemente ascendieron a la superficie a través de fracturas profundas.

Conglomerado Polimítico–Arenisca

Edad: Neógeno

Esta unidad aflora principalmente en las zonas topográficamente más elevadas de la Hoja El Refugio–El Realito (F14-C26). En el área de estudio, el afloramiento más representativo se localiza en el cauce principal que atraviesa la comunidad de La Rosita.

El conglomerado está compuesto por fragmentos redondeados a subarredondeados de rocas volcánicas que afloran localmente, destacando la presencia de clastos derivados de la Riodacita Del Carmen (Labarthe et al., 1989). Se encuentra intercalado con capas de arenisca, lo que sugiere una dinámica de transporte y depósito influenciada por procesos fluviales de alta energía.

Aluvión

Edad: Cuaternario (Holoceno)

Los depósitos aluviales del área de estudio se encuentran principalmente en los valles y zonas bajas, asociados a los cauces de ríos y arroyos. Están compuestos por una mezcla no consolidada de gravas, arenas, limos y arcillas, producto del arrastre y depósito por corrientes de agua. Estos materiales representan los sedimentos más recientes en la columna estratigráfica, y su distribución está influenciada por la topografía actual y la dinámica hidrológica regional.

UNIDAD	EDAD	DESCRIPCIÓN
Aluvión	Cuaternario, Holoceno	Depósitos aluviales de gravas, arenas, limos y arcillas, presentes en los valles y zonas bajas.
Conglomerado Polimíctico-Arenisca	Neógeno-Cuaternario	Conglomerados con clastos redondeados a subredondeados, formados por fragmentos de las rocas volcánicas locales, principalmente de la Riodacita Del Carmen.
Basalto	Neógeno, Plioceno	Rocas negras, de textura holocristalina, inequigranular, con matriz porfirítica y pilotaxítica. Asociado a pequeños derrames aislados.
Dacita Potrerillo (Inferior)	Paleógeno, Oligoceno (32.24-31.82 Ma)	Flujos dacíticos con textura porfirítica e inequigranular, intercalados con niveles vitrofídicos y fragmentos de vidrio volcánico negro.
Ignimbrita El Órgano	Paleógeno, Oligoceno (32.94-28.03 Ma)	Flujo piroclástico riolítico pre-caldera de coloración gris rosáceo a rojiza, con textura porfirítica y fluidal, presencia de fiammes y cristales rotos de sanidino y cuarzo.
Toba Álamos	Paleógeno, Oligoceno	Tobas riolíticas rosáceas y cremas, depositadas por caída aérea; estratificadas y gradadas, con vidrio volcánico verdoso en la base.
Riodacita Del Carmen	Paleógeno, Oligoceno (32.81 Ma)	Lavas dacíticas de color gris a rosáceo, textura porfirítica con fenocristales de plagioclasa, sanidino, cuarzo y óxidos de hierro. Con brechas vítreas negras y zonas argilitizadas.
Fm. El Abra	Cretácico Inferior, del Albiano al Cenomaniano	Calizas masivas de color crema a grisáceo, con abundante fauna fósil como rudistas (Toucasia) y miólidos; asociadas a facies post-arrecifales.

Tabla 1. Principales características de las litologías identificadas en el área de estudio, ordenadas de forma estratigráfica ascendente. Modificado de Labarthe et al. (1989).

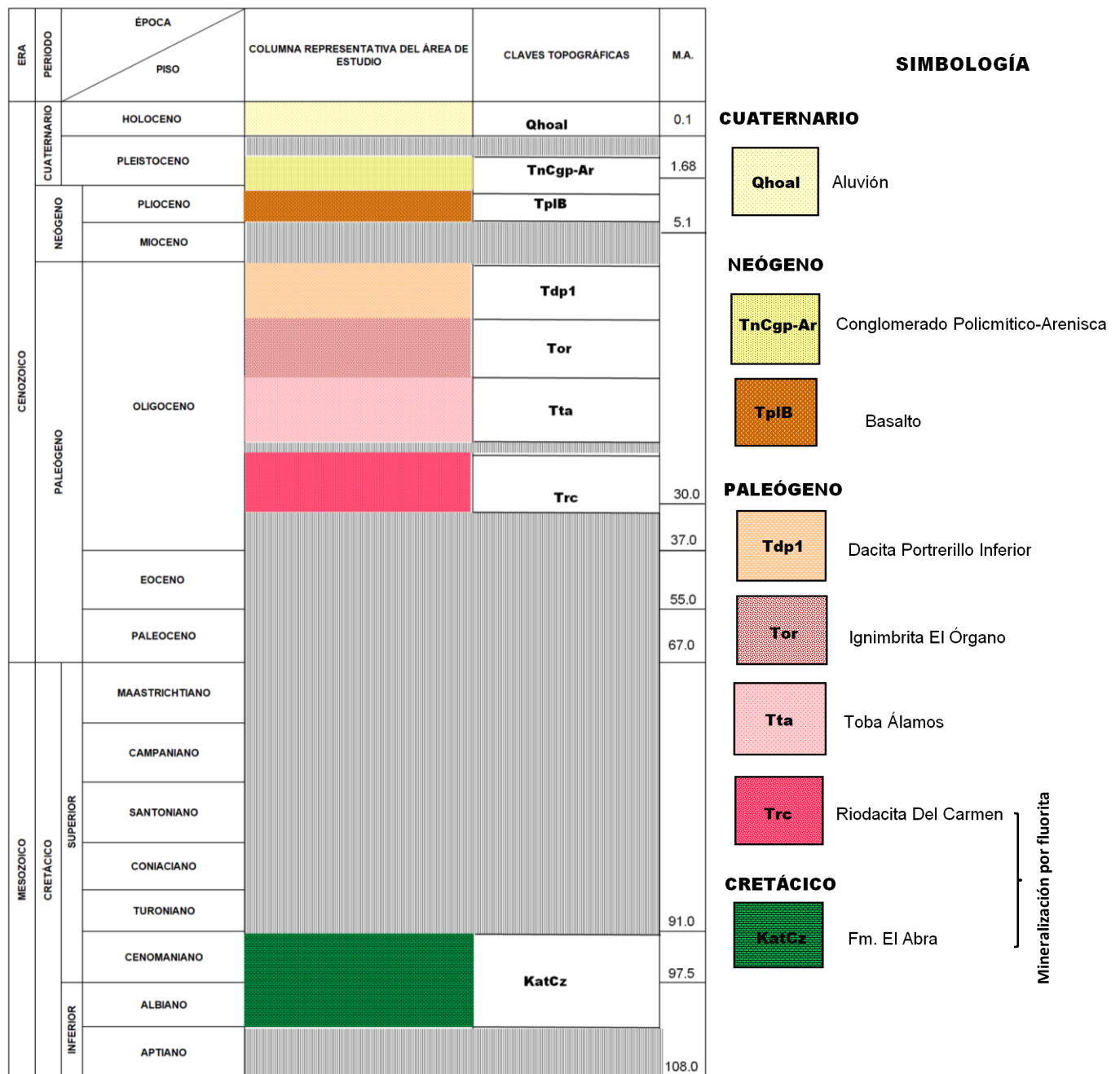


Figura 10. Columna estratigráfica del área de estudio, donde se representan las unidades litoestratigráficas aflorantes desde el Cretácico hasta el Cuaternario, con énfasis en su relación estratigráfica y distribución vertical.

CAPÍTULO 1: ELEMENTOS TEÓRICOS DE LOS DEPÓSITOS TIPO MISSISSIPPI VALLEY (MVT) E HIDROTERMALES-MAGMÁTICOS.

1.1 Depósitos Mississippi Valley Type (MVT)

Los depósitos tipo Mississippi Valley-Type (MVT) son cuerpos mineralizados de plomo, zinc y fluorita alojados en rocas carbonatadas, especialmente calizas y dolomías, que se forman en plataformas continentales estables y márgenes pasivos (Tabla 2). Estos depósitos se desarrollan por la migración de soluciones salinas de baja temperatura (100–200 °C) a través de fallas y discontinuidades estructurales, donde precipitan los minerales metálicos al interactuar con la roca encajonante (Gonzalez-Partida et al., 2003; Leach et al., 2005).

Características generales de los depósitos MVT	
Parámetro	Característica típica en MVT
Roca hospedante:	Calizas, dolomías
T. de formación:	100-200 °C
Fluidos:	Salinos (NaCl-CaCl ₂), inclusiones bifásicas
Alteraciones:	Dolomitización, karstificación, silicificación
Control geológico:	Estructural y estratigráfico
Minerales principales:	Galena, esfalerita, fluorita, barita, calcita
Asociación magmática:	Ausente

Tabla 2. Características generales de los depósitos tipo Mississippi Valley-Type (MVT) (Gonzalez-Partida et al., 2003; Leach et al., 2005).

Geoquímicamente, los fluidos mineralizantes en ambientes MVT presentan una composición dominada por cloruros de sodio y calcio (NaCl-CaCl₂), con salinidades entre 10 y 30 wt% NaCl equivalente. Las inclusiones fluidas observadas en estos depósitos son principalmente

bifásicas (vapor + líquido) y ocasionalmente contienen burbujas de hidrocarburos, lo que sugiere una migración desde cuencas sedimentarias profundas y reductoras (Liu et al., 2017).

Las reacciones entre estos fluidos y las rocas hospedantes producen diversos tipos de alteración, entre las que destacan:

Dolomitización: reemplazo parcial o total de la caliza por dolomita, provocando un incremento en la porosidad de la roca y favoreciendo la circulación de fluidos.

Karstificación: disolución de la roca hospedante que genera cavidades y espacios secundarios donde puede precipitar la mineralización.

Silicificación: reemplazo parcial por sílice, puede presentarse en etapas más profundas o tardías del sistema.

Estas alteraciones son características de los depósitos MVT y representan la interacción entre fluidos salinos y las rocas carbonatadas. Aunque procesos como la silicificación también pueden observarse en sistemas hidrotermales magmáticos, la combinación de dolomitización extensiva, karstificación y reemplazo mineral selectivo en calizas o dolomías, junto con la ausencia de actividad magmática contemporánea a la precipitación de la mineralización, es indicativa de un sistema tipo MVT (Paradis et al., 2007).

Asimismo, los depósitos MVT presentan otras características distintivas que permiten diferenciarlos de sistemas hidrotermales de origen magmático (Leach et al., 2010):

- a. Se alojan exclusivamente en plataformas carbonatadas, generalmente del Paleozoico o Mesozoico.
- b. Los fluidos mineralizantes son altamente salinos y ricos en cloruros, con baja concentración de gases como CO₂ o H₂S.

- c. Las texturas comunes incluyen reemplazo de carbonatos por galena o esfalerita, relleno de cavidades por fluorita, y cementación abierta.
- d. Los minerales asociados suelen ser fluorita, calcita, dolomita, barita y pirita, mientras que en los sistemas magmáticos predominan minerales como el cuarzo, sericita, turmalina y otros aluminosilicatos.

En conjunto, estas características permiten establecer criterios útiles para la interpretación del origen de los depósitos hospedados en ambientes de plataforma carbonatada.

1.2 Depósitos hidrotermales de origen magmático

Los depósitos hidrotermales de origen magmático se generan a partir de la circulación de soluciones acuosas derivadas directa o indirectamente de cuerpos ígneos intrusivos (Tabla 3). Estos fluidos, liberados durante la cristalización de magmas, son ricos en componentes volátiles como H₂O, CO₂, HCl, HF y SO₂, así como en metales transportados en solución, los cuales precipitan al experimentar cambios en temperatura, presión, pH, Eh o al mezclarse con otros fluidos (Simmons et al., 2005).

Características generales de los depósitos hidrotermales de origen magmático	
Parámetro	Descripción
<i>Fuente de los fluidos:</i>	Principalmente magmática (fluidos exsolvados durante la cristalización del magma)
<i>T. de formación:</i>	Alta, generalmente entre 250 y 500 °C, dependiendo del tipo de sistema
<i>Roca hospedante:</i>	Variable (ígneas, sedimentaria o metamórfica); frecuentemente asociada a intrusivos
<i>Fluidos:</i>	Ricos en H ₂ O, CO ₂ , HCl, HF, SO ₂ ; pueden incluir metales y gases como CH ₄ o N ₂
<i>Salinidad:</i>	Variable, desde baja a muy salina; inclusiones multifásicas comunes
<i>Alteraciones:</i>	Silicificación, sericitización, argilización, carbonatación, propilitización
<i>Minerales principales:</i>	Fluorita, cuarzo, calcita, galena, esfalerita, pirita, barita, turmalina

<i>Texturas:</i>	Zonaciones concéntricas, vetillas, brechas hidrotermales, reemplazo masivo
<i>Control estructural:</i>	Fisuras, fallas, fracturas asociadas a emplazamiento ígneo
<i>Ambiente tectónico:</i>	Arcos volcánicos, márgenes convergentes, extensionales con intrusivos félsicos

Tabla 3. Principales características de los depósitos hidrotermales de origen magmático (Simmons et al., 2005).

A diferencia de los depósitos tipo MVT, estos sistemas están directamente relacionados espacial y temporalmente con magmatismo (Tabla 4). Los emplazamientos pueden desarrollarse en ambientes volcánicos, plutónicos o subvolcánicos, con control estructural y litológico variable (Heinrich, 2007).

Comparación general entre depósitos MVT e hidrotermales de origen magmático		
Parámetro	Depósitos MVT	Depósitos hidrotermales magmáticos
<i>Ambiente geológico:</i>	Plataformas carbonatadas estables, márgenes pasivos	Arcos volcánicos, zonas de intrusión ígnea, márgenes convergentes
<i>Asociación magmática:</i>	Nula o muy lejana; sin actividad ígnea contemporánea a la mineralización	Directamente vinculados a cuerpos ígneos; simultánea a la mineralización
<i>Roca hospedante:</i>	Calizas, dolomías (rocas carbonatadas)	Variada: ígnea, sedimentaria o metamórfica
<i>Fluidos:</i>	Salmueras de cuenca, evolucionadas, con bajo contenido en gases	Fluidos magmáticos ricos en volátiles (H ₂ O, CO ₂ , HCl, etc.)
<i>T. de formación:</i>	Baja a moderada (60–250 °C)	Alta (250–500 °C)
<i>Salinidad:</i>	Alta (10–30 % eq. NaCl); clorurados	Variable: de baja a alta; pueden incluir gases y fases sólidas
<i>Inclusiones fluidas:</i>	Bifásicas (L+V), a veces con hidrocarburos	Multifásicas (L+V+S), comúnmente con CO ₂ y otros gases
<i>Alteraciones:</i>	Dolomitización, karstificación, silicificación localizada	Silicificación, sericitización, argilización, carbonatación, propilitización
<i>Texturas:</i>	Reemplazo en carbonatos, relleno de cavidades, vetillas simples	Vetillas, brechas hidrotermales, zonación mineralógica
<i>Minerales principales:</i>	Fluorita, galena, esfalerita, calcita, dolomita, barita	Fluorita, cuarzo, calcita, galena, esfalerita, barita, turmalina, sericita

<i>Control estructural:</i>	Fallas, fracturas regionales; a menudo control estratigráfico	Fisuración intensa, intrusivos, zonas de presión reducida
<i>Zonación geoquímica:</i>	Suele ser débil o ausente	Frecuente, en halos concéntricos o en vetas polimetálicas
<i>Indicadores de mezcla:</i>	Mezcla de fluido de cuenca – meteórico o de origen profundo	Mezcla de fluido magmático – meteórico o de cuenca

Tabla 4. Comparación entre depósitos tipo Mississippi Valley-Type (MVT) y depósitos hidrotermales de origen magmático, en función de sus características geológicas, geoquímicas, mineralógicas y texturales (González-Partida et al., 2003; Simmons et al., 2005; Heinrich, 2007; Leach et al., 2010).

Las asociaciones minerales típicas incluyen fluorita, cuarzo, calcita, barita, sulfuros (pirita, galena, esfalerita, arsenopirita), óxidos y minerales de alteración como sericita, clorita y turmalina. Las alteraciones hidrotermales comunes son la silicificación, sericitización, propilitización y argilización, con zonaciones texturales y mineralógicas que reflejan la evolución del sistema (Corbett & Leach, 1998; Simmons et al., 2005) (Tabla 5).

Principales tipos de alteración hidrotermal en depósitos de origen magmático			
Tipo de alteración	Minerales característicos	Ambiente geoquímico	Implicación geológica
<i>Silicificación</i>	Cuarzo, calcedonia, ópalo	Ácido, alta T	Reemplazo masivo o vetillas; indica zonas de alta temperatura y aporte de sílice.
<i>Sericitización</i>	Sericita (mica blanca), cuarzo	Ácido, K ⁺ rico	Alteración feldespática por fluidos magmáticos; común en zonas proximales a la fuente térmica.
<i>Argilización</i>	Caolinita, esmectita, illita	Ácido a neutro	Refleja interacción con fluidos meteóricos; puede indicar mezcla o enfriamiento.
<i>Propilitización</i>	Clorita, epidota, calcita, albita	Neutro a básico, T moderada	Alteración distal; indica zonas de enfriamiento periférico del sistema.
<i>Potásica</i>	Ortosa, biotita, sericita	Alto K ⁺ , T alta	Suele ser temprana; asociada a intrusivos graníticos y transporte de metales.
<i>Carbonatación</i>	Calcita, ankerita, siderita	Neutro, CO ₂ -rico	Favorece la precipitación de fluorita y carbonatos metálicos.

Tabla 5. Asociaciones minerales y tipos de alteración comunes en depósitos hidrotermales de origen magmático. La zonación mineralógica refleja la evolución geoquímica del sistema, desde zonas internas más calientes, con silicificación y sericitización, hasta zonas externas con propilitización o argilización (Simmons et al., 2005; Corbett & Leach, 1998).

Las inclusiones fluidas en depósitos hidrotermales magmáticos suelen presentar temperaturas elevadas (250-500 °C); fluidos de composición variable: acuosos, salinos, ricos en gases

(CO₂, CH₄, N₂); presencia frecuente de inclusiones multifásicas (vapor + líquido + sólidos); y evidencias de ebullición o mezcla de fluidos (Heinrich, 2007).

La precipitación de fluorita en este tipo de sistemas puede estar asociada tanto a la exsolución de fluidos magmáticos como a su interacción con fluidos meteóricos o de cuenca, generando complejas asociaciones paragenéticas (González-Partida et al., 2017)

1.3 Generalidades de los depósitos de fluorita

La fluorita (CaF₂) es un mineral de gran importancia económica por su amplia gama de aplicaciones industriales, entre las que destacan su uso como fundente en la metalurgia, la fabricación de ácido fluorhídrico, la industria química, la óptica y la elaboración de cerámica y vidrio. Su presencia está ampliamente distribuida en distintos ambientes geológicos y se ha documentado tanto en rocas ígneas como sedimentarias (González-Partida et al., 2017).

Los depósitos de fluorita pueden clasificarse en diferentes tipos según su ambiente de formación: hidrotermales, sedimentarios estratiformes, relacionados con rocas ígneas alcalinas y pegmatíticos, aunque también pueden ocurrir asociaciones más complejas o poligenéticas (Pi Puig, 2005).

- a. Depósitos hidrotermales: Son los más abundantes a nivel mundial. Se originan por la circulación de fluidos a distintas temperaturas (desde menos de 100 °C hasta más de 300 °C), que transportan flúor en solución y lo precipitan como fluorita al interactuar con las rocas encajonantes (Heinrich, 2007; Simmons et al., 2005). Estos depósitos pueden clasificarse en dos grandes grupos: los asociados a procesos sedimentarios tipo MVT y aquellos vinculados directamente con magmatismo (Leach et al., 2005; González-Partida et al., 2003).

- b. Depósitos sedimentarios estratiformes: Se caracterizan por su disposición concordante con la estratificación de la roca huésped y su origen se relaciona con procesos de diagénesis o precipitación química directa en ambientes marinos poco profundos o lagunares (Leach et al., 2010).
- c. Depósitos asociados a rocas ígneas alcalinas: La fluorita puede estar presente en rocas como carbonatitas y sienitas nefelínicas, tanto como mineral accesorio como en vetillas asociadas a procesos tardomagmáticos (Wall & Mariano, 1996).
- d. Depósitos pegmatíticos: Aunque son menos comunes, la fluorita también puede formar parte de asociaciones mineralógicas en pegmatitas graníticas, generalmente vinculadas a fases tardías del enfriamiento magmático (González-Partida et al., 2017; Pi Puig, 2005).

En México, la fluorita se presenta en una amplia variedad de contextos geológicos, siendo destacables los depósitos de los estados de San Luis Potosí, Coahuila, Chihuahua, Durango, Guerrero y Zacatecas. Esta diversidad refleja la multiplicidad de procesos geológicos responsables de su génesis, los cuales han sido ampliamente estudiados en depósitos como los de Taxco y Zacualpan (Pi Puig, 2005; González-Partida et al., 2017; Tritlla et al., 2004).

1.4 Antecedentes de los principales depósitos de fluorita del Noreste (NE) de México

En el noreste de México se localizan varios de los depósitos de fluorita más importantes del país, principalmente en los estados de Coahuila y San Luis Potosí. Estas zonas han sido ampliamente estudiadas por su relevancia económica y geológica.

A continuación, se presentan algunos antecedentes relevantes que permiten entender mejor las características y el origen de estos yacimientos, y que sirven como base para comparar con los depósitos La Rosita y La Ilusión.

1.4.1 Depósitos de fluorita del estado de Coahuila

Gonzalez-Partida et al., (2002): Este estudio se centra en el depósito de fluorita de La Purísima, ubicado en el distrito minero de Melchor Múzquiz, noreste de Coahuila. El depósito se encuentra hospedado en calizas fracturadas de la Formación Aurora, del Cretácico Medio, y la mineralización consiste principalmente en fluorita púrpura y calcita, dispuestas en vetillas y brechas cementadas, con evidencias de disolución y reemplazo de la roca huésped.

El análisis de inclusiones fluidas evidenció la presencia de hidrocarburos líquidos y gaseosos, así como elevadas salinidades, hasta 20 wt% NaCl equivalente, y temperaturas de homogeneización entre 120 y 140 °C. Estos resultados indican que los fluidos mineralizantes provinieron de una mezcla de salmueras de cuenca con hidrocarburos migrados desde sedimentos ricos en materia orgánica.

La mineralización estuvo estructuralmente controlada por fallas con rumbo NW-SE, las cuales actuaron como conductos para la circulación de los fluidos. La evidencia textural, geoquímica y microtermométrica permitió a los autores clasificar este sistema como un

depósito de tipo Mississippi Valley-Type (MVT), con una influencia significativa de componentes orgánicos.

Gonzalez-Partida et al., 2003: Este estudio se centra en los depósitos de fluorita Encantada y Buenavista, localizados en el distrito de Melchor Múzquiz, en la región norte de Coahuila. La mineralización se encuentra alojada en calizas fracturadas de la Formación Aurora, del Cretácico Medio, controlada estructuralmente por un sistema de fallas de rumbo NE-SW y NW-SE, que favorecieron la disolución de la roca huésped y la circulación de fluidos mineralizantes.

Petrográficamente, se identificaron texturas de reemplazo, disolución y relleno de cavidades, con fluorita morada y calcita como minerales principales. El análisis de inclusiones fluidas mostró la coexistencia de fases líquidas y gaseosas, algunas con contenido de hidrocarburos, y salinidades elevadas, con valores de hasta 20 wt% NaCl equivalente. Las temperaturas de homogeneización oscilaron entre 130 y 150 °C.

Los autores proponen un modelo de mineralización tipo Mississippi Valley-Type (MVT), en el que salmueras de cuenca calientes y ricas en calcio habrían interactuado con hidrocarburos migrados, lo que provocó cambios en el pH y favoreció la precipitación de fluorita. Las estructuras de disolución previas al emplazamiento mineral, junto con la cementación posterior por fluorita y calcita, indican una evolución compleja con múltiples pulsos de fluidos.

Tritlla et al., 2004: El yacimiento de fluorita La Encantada–Buenavista se encuentra en el norte del estado de Coahuila, y está hospedado en calizas del Cretácico. De acuerdo con Tritlla et al. (2004), la mineralización de fluorita está estrechamente controlada por

estructuras tectónicas, en particular por fallas de bajo ángulo paralelas a la estratificación, en zonas con abundante material arcilloso. Estos planos de debilidad favorecieron la generación de fracturas hidráulicas que aumentaron la permeabilidad de las rocas encajonantes, propiciando la formación de brechas hidrotermales.

La fluorita se presenta como cristales cúbicos idiomorfos, blancos a incoloros en etapas tempranas, y de color morado intenso con zonaciones en etapas tardías. La asociación mineral incluye calcita escasa, barita subordinada y fluidos ricos en hidrocarburos (bitumen y aceites pesados), los cuales fueron identificados mediante inclusiones fluidas. Los estudios microtermométricos y de halógenos indican que los fluidos involucrados eran de origen meteórico, posiblemente agua de mar evolucionada y parcialmente evaporada.

Los estudios microtermométricos realizados en inclusiones fluidas primarias y pseudosecundarias de fluorita reportaron temperaturas de homogeneización entre 96 °C y 164 °C, con valores más frecuentes entre 120 y 130 °C. Las salinidades fueron relativamente bajas a moderadas, variando entre 2.2 y 7.8 wt% NaCl equivalente, lo que sugiere una mezcla de fluidos meteóricos y de cuenca.

El modelo genético propuesto por los autores implica la mezcla de una salmuera rica en calcio, oxidante y con sulfato (bittern), que habría transportado el flúor, con un fluido rico en materia orgánica presente en las calizas hospedantes. Esta interacción provocó la maduración térmica in situ de la materia orgánica, reducción de sulfato (TSR), generación de gases como H₂S y CO₂, y un aumento de presión que favoreció la fracturación hidráulica. La precipitación de fluorita se dio por la desestabilización de complejos de flúor, MgF⁺ y CaF⁺, posiblemente por la liberación de CO₂ durante la maduración de la materia orgánica.

Este depósito se interpreta como producto de procesos tipo Mississippi Valley-Type (MVT), donde la mezcla de fluidos y la interacción con materia orgánica desempeñaron un papel fundamental en la mineralización (Tritlla et al., 2004).

Levresse et al., 2006: Los autores estudiaron el depósito de fluorita tipo skarn El Pilote, localizado en el distrito La Encantada, Coahuila, con el objetivo de evaluar su relevancia en la interpretación genética de los depósitos de fluorita del norte de México. Tradicionalmente, esta región ha sido interpretada como dominada por depósitos de origen hidrotermal magmático (Levresse et al., 2006). Sin embargo, este trabajo introduce una visión más compleja, al identificar dos tipos principales: depósitos tipo Mississippi Valley Type (MVT) formados por salmueras de cuenca durante la Orogenia Laramídica, como el de La Encantada, y depósitos de tipo skarn asociados a cuerpos intrusivos riolíticos, como El Pilote.

El depósito El Pilote está emplazado en calizas arrecifales del Cretácico, Formación Aurora, que fueron intrusionadas por un domo riolítico durante el Oligoceno (~28.4 Ma), generando alteración metasomática y un sistema skarn bien desarrollado. Este incluye zonas de endo-skarn (garneta andradita, wollastonita y fluorita verde), exo-skarn (fluorita verde y blanca, spurrita, ilvaíta, etc.) y una aureola de mármol manganífero.

Los análisis microtermométricos realizados en inclusiones fluidas de fluorita revelaron temperaturas de homogeneización entre 150 °C y 180 °C, con salinidades relativamente bajas, entre 0.5 y 7 wt% NaCl equivalente, lo cual indica la circulación de fluidos hidrotermales templados, posiblemente meteóricos, que habrían sido calentados por el intrusivo riolítico.

Los patrones de elementos tierras raras (REE) en fluorita del depósito El Pilote son comparables a los del depósito MVT de La Encantada, mostrando patrones planos normalizados a condrita, sin evidencia clara de una firma magmática directa. Esto sugiere que, a pesar de su proximidad a un cuerpo intrusivo, la fluorita de El Pilote podría derivarse de la removilización de mantos MVT preexistentes, enriquecidos en flúor, por efecto de intrusión riolítica posterior. Así, el depósito El Pilote representa un caso clave donde la interacción entre eventos MVT previos y magmatismo posterior puede explicar la complejidad genética de los depósitos de fluorita en el noreste de México.

Levresse et al., 2011: En este trabajo, Levresse et al. (2011) estudian la evolución mineralógica y geoquímica del depósito de fluorita El Pilote, ubicado al noreste del distrito minero La Encantada, en Coahuila. El depósito se emplaza en calizas del Cretácico de la Formación Aurora, donde se desarrolló un sistema skarn producto de la intrusión de un cuerpo riolítico durante el Oligoceno (~28.4 Ma). Este evento provocó una intensa alteración metasomática, favoreciendo la formación de minerales típicos de skarn como andradita, wollastonita, spurrita, ilvaíta y fluorita verde, así como la presencia de mármol manganífero en la aureola externa.

Los estudios microtermométricos realizados en inclusiones fluidas dentro de fluorita indicaron temperaturas de homogeneización de 150 a 180 °C y salinidades relativamente bajas, entre 0.5 y 7 wt% NaCl equivalente, lo que sugiere circulación de fluidos hidrotermales de baja a moderada temperatura, probablemente meteóricos calentados por el intrusivo.

La fluorita en El Pilote muestra patrones de elementos tierras raras (REE) planos a ligeramente enriquecidos en elementos ligeros (LREE), sin una fuerte anomalía de europio ni fraccionamientos marcados, lo que sugiere una baja influencia de componentes

magmáticos. Los autores proponen que la mineralización de fluorita se originó a partir de la removilización de flúor contenida en cuerpos MVT preexistentes, activada por el calor y los fluidos asociados al intrusivo riolítico.

Este trabajo destaca la complejidad genética de los depósitos de fluorita en el NE de México, donde se puede observar la superposición de procesos tipo MVT con eventos hidrotermales magmáticos tardíos, como en el caso de El Pilote.

Camprubí et al., 2019: Describen detalladamente la mineralización de fluorita en el distrito Aguachile–Cuatro Palmas, ubicado en la parte central de Coahuila. Este distrito se localiza en un contexto volcánico-estratovolcánico, formado por una secuencia de andesitas y tobas silíceas del Oligoceno, dentro de un ambiente tectónico asociado a la provincia de la Sierra Madre Oriental.

Los depósitos se alojan en estructuras controladas por fallas de orientación preferente NW-SE y NE-SW, y presentan mineralización epigenética en vetas, disseminaciones y cuerpos irregulares. La fluorita aparece como el mineral principal, acompañada de cuarzo, calcita, barita, yeso, celestina y ocasionalmente sulfuros. El estudio sugiere que la mineralización se relaciona con sistemas hidrotermales de baja a moderada temperatura, generados por la circulación de fluidos meteóricos calentados por actividad magmática somera.

A través de estudios geoquímicos, isotópicos ($\delta^{18}\text{O}$, δD y $\delta^{34}\text{S}$) y geocronológicos (U–Pb y $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$), los autores determinaron que los fluidos responsables de la mineralización eran de origen meteórico calentado, mezclados con una leve contribución magmática. Los valores isotópicos de oxígeno y deuterio sugieren una evolución de los fluidos desde condiciones iniciales de alta temperatura hacia sistemas más diluidos y fríos.

Los análisis geoquímicos muestran patrones de elementos tierras raras (REE) planos, sin fuertes anomalías de europio ni fraccionamiento de LREE/HREE, lo que respalda una baja influencia magmática directa. La edad de los eventos mineralizantes, estimada entre 31 y 28 Ma, coincide con la actividad volcánica del Oligoceno, lo que refuerza el vínculo con un sistema hidrotermal magmático post-orogénico.

Los análisis microtermométricos en inclusiones fluidas de fluorita revelaron temperaturas de homogeneización entre 110 °C y 160 °C y salinidades de 0.6 a 8 wt% NaCl eq., lo que indica circulación de fluidos meteóricos templados y descarta la participación de salmueras profundas típicas de depósitos tipo MVT.

Estos resultados permitieron a los autores descartar una génesis tipo MVT y proponer en cambio un modelo donde los fluidos meteóricos circularon en un sistema controlado por fallas, calentados por una fuente magmática somera relacionada al volcanismo regional.

1.4.2 Depósitos de fluorita del estado de San Luis Potosí

Foxworth, 1960: Estudió el depósito de fluorita Las Cuevas, ubicado al sureste del estado de San Luis Potosí, en una región donde afloran calizas del Cretácico Inferior intensamente karstificadas, pertenecientes a la Formación El Abra. Describe la mineralización como un reemplazo de caliza y relleno de cavidades y brechas, asociada con una intrusión de riolita que habría colapsado parcialmente al momento de su emplazamiento. El contexto estructural está dominado por fallas normales con rumbo NW-SE, que habrían facilitado la circulación de fluidos mineralizantes.

La mineralización se presenta en forma de vetas y cuerpos irregulares alojados en calizas cavernosas y fracturadas, parcialmente dolomitizadas, con evidencias de intensa disolución y cementación secundaria. La fluorita, de colores violeta, verde y ámbar, se asocia principalmente con calcita y en menor proporción con barita. El autor identificó varias generaciones de fluorita, algunas vinculadas a eventos de fracturamiento tardío.

El estudio destaca la relación entre la mineralización y los procesos de disolución–precipitación, que habrían generado espacios secundarios para el emplazamiento de fluorita. Aunque no se realizaron análisis isotópicos ni microtermométricos, las observaciones petrográficas permiten proponer un modelo epigenético, vinculado a fluidos hidrotermales de baja a moderada temperatura, sin evidencias claras de una fuente magmática directa ni de salmueras profundas.

Además, el autor propone que la fluorita habría precipitado a partir de vapores ácidos ricos en flúor (HF), originados por una intrusión riolítica parcialmente colapsada. Estos vapores habrían reaccionado con la caliza hospedante, generando reemplazo y cementación con fluorita. La relación espacial entre la riolita y la mineralización sugiere un posible origen magmático-hidrotermal. Foxworth argumenta que, si bien las temperaturas de formación habrían sido inferiores a los 175 °C, es posible que los vapores magmáticos se mezclaran con aguas meteóricas superficiales, promoviendo la precipitación de fluorita en condiciones más frías. Esta propuesta ubica al depósito en un modelo transicional entre los sistemas MVT clásicos y los hidrotermales magmáticos controlados estructuralmente.

Kemiac & Cookson, 1973: Describen los yacimientos de fluorita El Realito y El Refugio, ubicados en la región centro-sur de San Luis Potosí. Ambos depósitos se emplazan dentro de calizas masivas del Cretácico, las cuales se encuentran fracturadas y muestran evidencias de

disolución, lo que favoreció el desarrollo de estructuras tipo karst y cavidades, La fluorita se presenta principalmente en forma de vetas, disseminaciones irregulares y cuerpos masivos dentro de las cavidades karstificadas. En menor proporción se identifican también calcita y cuarzo como minerales acompañantes. El estudio enfatiza que la mineralización es de tipo epigenético, resultado de un proceso de reemplazo de la roca encajonante por soluciones hidrotermales ricas en flúor.

Los autores destacan el papel de la tectónica regional como control estructural clave en la localización y geometría de los cuerpos mineralizados. Las fallas y fracturas sirvieron como conductos preferenciales para la circulación de los fluidos. Aunque no se realizaron análisis geoquímicos ni microtermométricos, los autores interpretan que las condiciones de formación corresponden a temperatura de baja a moderada, y que los fluidos podrían estar relacionados con la actividad volcánica cercana, probablemente originados por la mezcla de aguas meteóricas con aportes magmáticos.

Este trabajo representa uno de los primeros estudios técnicos sobre yacimientos de fluorita en esta región, y resalta la importancia de la karstificación previa como factor de control sobre la mineralización, así como la posible vinculación con procesos hidrotermales post-sedimentarios.

Ruiz et al., 1980: Desarrollan un estudio integral del depósito Las Cuevas, considerando aspectos geológicos, geoquímicos, microtermométricos e isotópicos. Describen un contexto geológico conformado por calizas de la Formación El Abra del Cretácico, intrusionadas por cuerpos de riolita y cubiertas por flujos y domos volcánicos del Paleógeno. La mineralización se presenta principalmente como vetillas, disseminaciones y cuerpos irregulares de fluorita

emplazada en caliza (brechas hidrotermales), muchas veces cercana a los contactos con las rocas riolíticas.

Los autores proponen un origen hidrotermal para la fluorita, relacionado con los cuerpos intrusivos de riolita que habrían liberado fluidos ricos en flúor. Los análisis geoquímicos de roca total realizados sobre la riolita revelaron un enriquecimiento notable en flúor, de hasta 0.25 %, lo que interpretan como una evidencia directa de su papel como fuente de los fluidos mineralizantes. Esta interpretación se ve reforzada por el contacto entre fluorita y cuerpos riolíticos, así como por la presencia de texturas de disolución y reemplazo en la caliza.

Realizaron una datación K-Ar sobre biotita extraída de la riolita, obteniendo una edad de 32 ± 2 Ma, lo que vincula el evento intrusivo y la mineralización con el volcanismo del Oligoceno.

En cuanto a inclusiones fluidas, identificaron tres tipos principales:

A: inclusiones bifásicas (líquido + vapor), las más abundantes, consideradas representativas del fluido mineralizante dominante.

B: inclusiones monofásicas (solo líquido), de mayor tamaño y aisladas, interpretadas como evidencia de altas presiones.

C: inclusiones con gotas de aceite, relacionadas con presencia de materia orgánica.

Análisis cualitativos por microsonda sobre estas inclusiones revelaron la presencia de óxidos de Mn y Fe, así como elementos como Mg, S, Si, P, K, Al y Ba. Los estudios microtermométricos realizados sobre la fluorita indicaron temperaturas de homogeneización entre 60 °C y 130 °C, y salinidades de 0.0 a 3.0 wt% NaCl equivalente, lo que sugiere un ambiente de baja temperatura, posiblemente somero y con condiciones de alta presión.

Con base en estos datos, los autores proponen un modelo de mineralización en el que vapores ácidos ricos en HF, generados por el cuerpo riolítico, ascendieron y reaccionaron con las calizas, provocando disolución y posterior precipitación de fluorita. Este modelo descarta un origen sedimentario o tipo MVT clásico, y favorece una génesis hidrotermal magmática estructuralmente controlada.

Levresse et al., 2003: Retoman el estudio del depósito Las Cuevas con un enfoque más detallado y analítico, centrándose en el cuerpo mineralizado conocido como “G”, caracterizado por una intensa brechificación y asociaciones entre fluorita, calcita y fragmentos de riolita alterada. A diferencia de trabajos previos, este estudio integra observaciones de campo con análisis microtermométricos, geoquímicos e isotópicos para reconstruir la evolución del sistema hidrotermal que generó la mineralización.

Los autores describen que la fluorita se presenta en más de un 95 % de pureza, hasta 98 % de CaF_2 , principalmente como fluorita masiva de grano fino, botrioidal y estalactítica, con colores variados (blanco, amarillo, verde, rojo brillante). Está asociada con calcita tardía, cuarzo y arcillas residuales, alojada en calizas parcialmente recristalizadas hacia el contacto con la mineralización. Las brechas incluyen fragmentos de riolita silicificada y caolinizada, lo que evidencia un ambiente de alteración hidrotermal.

En el estudio de inclusiones fluidas, no observaron inclusiones en la fluorita masiva, por lo que analizaron cristales de fluorita botrioidal, calcita y cuarzo. Los resultados microtermométricos indicaron temperaturas de homogeneización entre 60 y 110 °C, que decrecen desde la fluorita marrón, 75–110 °C, pasando por cuarzo, 101–107 °C, fluorita púrpura, 65–77 °C, hasta calcita, 60–98 °C. Las salinidades registradas fueron muy bajas, de

hasta 0.18 wt% NaCl equivalente, lo que interpretan como circulación de fluidos meteóricos de baja temperatura en ambientes someros y progresivo enfriamiento del sistema.

Los análisis geoquímicos e isotópicos complementaron estas observaciones. Las calizas frescas presentaron valores de $\delta^{18}\text{O}$ entre +19.6 ‰ y +23.3 ‰ y $\delta^{13}\text{C}$ de -1.61 ‰ a +1.10 ‰, mientras que en la calcita tardía estos valores descendieron a $\delta^{18}\text{O}$ de +13.7 ‰ a +17.8 ‰ y $\delta^{13}\text{C}$ de -5.7 ‰ a -1.9 ‰, lo cual, según Levresse et al. (2003), indica una interacción con fluidos calientes de origen meteórico, acompañados de disolución de carbonatos y aporte de CO_2 derivado de la maduración de materia orgánica.

Con base en estos datos, los autores descartan una génesis magmática directa y proponen un modelo en el cual el flúor fue lixiviado de riolitas (potencialmente ricas en topacio) por aguas meteóricas calentadas por el gradiente geotérmico. Estos fluidos ascendieron por fallas activas, a través de un mecanismo de bombeo sísmico y precipitaron fluorita en zonas brechadas al interactuar con las calizas hospedantes. La presencia de hidrocarburos en algunas inclusiones fluidas apoya la interpretación de un sistema tipo MVT en sentido amplio, en lugar de un sistema magmático-hidrotermal.

Gonzalez-Partida et al., 2019: Los autores enfocan su estudio en caracterizar la mineralización de fluorita en varios depósitos del centro de México, entre ellos Las Cuevas, mediante análisis de inclusiones fluidas, relaciones texturales, geoquímica de elementos traza y REE, con el objetivo de evaluar su origen genético.

En el caso del depósito Las Cuevas, los autores mencionan que la fluorita se encuentra alojada en brechas hidrotermales y vetas, hospedadas en calizas del Cretácico que han sido afectadas por la intrusión de cuerpos riolíticos del Oligoceno. La mineralización está

compuesta principalmente por fluorita, acompañada de calcita, cuarzo y sulfuros subordinados, en una asociación epigenética.

Mediante estudios de inclusiones fluidas, los autores obtuvieron temperaturas de homogeneización que varían entre 100 °C y 150 °C, con un rango predominante entre 120 °C y 130 °C. Las salinidades fluctúan entre 0.5 % y 9 wt% NaCl equivalente, con valores más frecuentes entre 3 % y 6 %. Estas condiciones son típicas de sistemas de baja a moderada temperatura y salinidad, compatibles con un modelo tipo MVT.

Los análisis geoquímicos en fluorita muestran enriquecimiento en tierras raras ligeras (LREE), con patrones planos o ligeramente fraccionados, y una leve anomalía negativa de europio (Eu), lo que, según los autores, sugiere condiciones ligeramente reductoras. También detectaron concentraciones significativas de elementos como Sr, Ba y Y, asociados a la evolución del fluido mineralizante.

Con base en la evidencia microtermométrica, geoquímica y contextual, los autores proponen que la mineralización en Las Cuevas corresponde a una variante de los depósitos MVT “clásicos”, en el que el fluido mineralizante habría sido principalmente agua meteórica que interactuó con rocas encajonantes en profundidad, mezclándose con pequeñas cantidades de salmueras de cuenca. Este fluido, posteriormente enriquecido en flúor por interacción con rocas volcánicas ricas en topacio (riolitas ricas en F), habría ascendido a través de fallas y precipitado fluorita a baja temperatura.

En este modelo, los fluidos magmáticos no desempeñaron un papel principal, a diferencia de otros depósitos fluoríticos del noreste del país.

La comparación entre los depósitos de fluorita del estado de Coahuila y los de San Luis Potosí permite evidenciar diferencias significativas tanto en las condiciones de formación como en los modelos genéticos propuestos (Tabla 6).

Mientras que en Coahuila predominan los sistemas tipo Mississippi Valley-Type (MVT) clásicos, caracterizados por la circulación de salmueras de cuenca ricas en Ca^{2+} y la participación de hidrocarburos migrados desde sedimentos orgánicos, en San Luis Potosí la mineralización muestra una mayor variabilidad. En esta última región, los estudios apuntan a modelos hidrotermales más diluidos, con temperaturas generalmente menores, salinidades bajas y una mayor participación de aguas meteóricas, ocasionalmente mezcladas con salmueras o enriquecidas en flúor por interacción con riolitas ricas en topacio.

Comparación general entre los depósitos de fluorita de Coahuila y San Luis Potosí.		
Criterio	Depósitos en Coahuila	Depósitos en San Luis Potosí
<i>Litología hospedante</i>	Calizas del Cretácico medio (Fm. Aurora)	Calizas del Cretácico Inferior (Fm. El Abra)
<i>Control estructural</i>	Fallas NW-SE y NE-SW. Algunos casos con control estratigráfico o por skarn	Fallas normales y estructuras karstificadas
<i>Tipos de depósito</i>	MVT clásicos, variantes MVT, skarn y epigenéticos volcánicos	MVT variantes y modelos hidrotermales magmáticos con influencia meteórica
<i>Asociación mineral</i>	Fluorita púrpura, calcita, barita, sulfuros, minerales de skarn (andradita, wollastonita)	Fluorita de colores variados (ámbar, púrpura, verde), calcita, cuarzo, barita
<i>Temperatura de formación</i>	96–180 °C	60–150 °C
<i>Salinidad del fluido (wt% NaCl equivalente)</i>	0.5–20	0.0–9
<i>Presencia de materia orgánica</i>	Abundante en inclusiones (aceites, bitumen, hidrocarburos)	Puntual, detectada en algunas inclusiones y mediante $\delta^{13}\text{C}$
<i>Fuente del flúor</i>	Salmueras de cuenca, posibles mantos preexistentes removilizados	Rocas riolíticas ricas en F (topacio), interacciones meteóricas
<i>Modelo genético propuesto</i>	MVT clásico (con hidrocarburos), variantes MVT, skarn metasomáticos, sistemas hidrotermales volcánicos	Variante MVT con fluidos meteóricos y participación volcánica mínima o sin influencia magmática directa

Tabla 6. Comparación general entre las características geológicas, mineralógicas y fluidales de los depósitos de fluorita del estado de Coahuila y San Luis Potosí. Se destaca la diferencia entre modelos

MVT clásicos con fuerte influencia orgánica y/o magmática (Coahuila) y variantes con predominio de aguas meteóricas y mínima participación de salmueras profundas (San Luis Potosí).

Asimismo, los modelos genéticos propuestos para los depósitos de San Luis Potosí han pasado de interpretaciones iniciales que vinculaban la mineralización principalmente con fluidos de origen magmático (Foxworth, 1960; Ruiz et al., 1980), hacia modelos más recientes que consideran a las aguas meteóricas enriquecidas en flúor, la mezcla de fluidos y el control estructural como factores determinantes en el proceso de mineralización (Levresse et al., 2003; González-Partida et al., 2019) (Tabla 7). Esta transición ha sido respaldada por el empleo de técnicas analíticas modernas, que han permitido una caracterización más precisa de las condiciones fisicoquímicas del sistema mineralizante, así como una comprensión más detallada de la dinámica de los fluidos, los controles estructurales y la influencia de las rocas encajonantes y volcánicas.

Comparación entre modelos propuestos para depósitos de fluorita en San Luis Potosí según distintos autores.							
<i>Estudio / Autores</i>	<i>Depósito(s)</i>	<i>Origen propuesto</i>	<i>Fuente del flúor</i>	<i>Tipo de fluidos</i>	<i>Temp. (°C)</i>	<i>Salinidad (wt% NaCl equivalente)</i>	<i>Hallazgos destacados</i>
<i>Foxworth (1960)</i>	Las Cuevas	Hidrotermal magmático transicional	Vapores HF de intrusivo riolítico	Mezcla meteórica–magmática	<175 (estimado)	No reportado	Afloramiento de riolita, karstificación, relleno de cavidades
<i>Kemiac & Cookson (1973)</i>	El Realito, El Refugio	Epigenético hidrotermal (sin especificar tipo)	Soluciones hidrotermales	Mezcla meteórica con aporte magmático (hipótesis)	No determinado	No determinado	Reemplazo en caliza karstificada, vetas, control estructural
<i>Ruiz et al. (1980)</i>	Las Cuevas	Hidrotermal magmático estructuralmente controlado	Riolita (flúor 0.25 %)	Bifásico, orgánico y alta presión	60–130	0–3	Inclusiones con hidrocarburos, edad riolita 32 ± 2 Ma, proximidad con intrusivo
<i>Levresse et al. (2003)</i>	Las Cuevas (cuerpo G)	Variante MVT con fluidos meteóricos calentados por gradiente	Rocas volcánicas (riolitas con topacio)	Principalmente meteóricos	60–110	Hasta 0.18	$\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{18}\text{O}$ en calcita, zonación térmica, hidrocarburos residuales
<i>González-Partida et al. (2019)</i>	Las Cuevas	Variante MVT (flujo meteórico dominante, mínima participación de salmueras de cuenca)	Aguas meteóricas enriquecidas en flúor por riolitas	Agua meteórica + ligera mezcla con salmueras de cuenca	100–150 (prom. 120–130)	0.5–9	LREE en fluorita, patrones REE planos, inclusiones con baja salinidad

Tabla 7. Comparación de los modelos genéticos propuestos para los depósitos de fluorita del estado de San Luis Potosí, con base en las características geológicas, mineralógicas y de inclusiones fluidas descritas por distintos autores.

En conjunto, los depósitos de fluorita del noreste de México muestran una notable diversidad en sus características y procesos formadores. Esta variabilidad refleja la interacción entre distintos factores geológicos, como la fracturación, la karstificación, la presencia de cuerpos volcánicos ricos en flúor y la circulación de fluidos meteóricos o salinos, que actuaron de manera particular en cada depósito. Por ello, el estudio de estos sistemas requiere un análisis detallado y específico, considerando tanto su contexto estratigráfico y estructural como la naturaleza de los fluidos involucrados.

CAPÍTULO 2: RECONOCIMIENTO GEOLÓGICO DE LOS DEPÓSITOS LA ROSITA Y LA ILUSIÓN.

El área de estudio comprendida por las zonas mineralizadas La Rosita y La Ilusión presenta una geología compuesta por dos principales tipos de roca: sedimentarias y volcánicas. En ambas zonas, las rocas sedimentarias corresponden a las calizas de la Formación El Abra del Cretácico Inferior, ricas en fósiles y depositadas en un ambiente de plataforma (Rocha, 2008). Por otro lado, las rocas volcánicas están representadas por las unidades Riodacita del Carmen, Ignimbrita El Órgano y Toba Álamos, productos de una intensa actividad volcánica del Oligoceno y cuya distribución está asociada a la actividad tectónica de la región (Serna, 2022).

Este capítulo tiene como objetivo describir las principales características litológicas y texturales de las unidades aflorantes, así como su distribución espacial y su relación con la mineralización de fluorita, con la finalidad de establecer las condiciones geológicas que favorecieron su formación y emplazamiento.

2.1 Geología local de la zona mineralizada La Rosita

2.1.1 Acceso al tiro principal de la mina La Rosita.

La referencia más significativa para la identificación del acceso al tiro principal de la mina La Rosita es un malacate, la geología en esta zona del depósito muestra una interacción entre rocas sedimentarias y volcánicas (Figura 11).



Figura 11. Vista del malacate tomada desde el acceso al tiro principal de la mina La Rosita. Las líneas señalan la interacción entre calizas (Cal) oxidadas y dacitas (Dac) alteradas, donde las calizas presentan recristalización y tonalidades rojizas debido a procesos de oxidación, las dacitas muestran ligera alteración argílica.

Las calizas observadas corresponden a la Formación El Abra, con coloración gris y textura mudstone. En algunos sectores, estas calizas presentan nódulos de pedernal criptocristalino de color negro. La presencia de estos nódulos en las calizas sugiere que en el ambiente de deposición además de carbonatos existió una fuente significativa de sílice cuyo origen podría estar relacionado con materia orgánica, evidenciado por la presencia de rudistas en las calizas (Flügel, E., 2010; Figura 12). Asimismo, las calizas muestran signos de recristalización y tonalidades rojizas, probablemente asociadas a procesos de oxidación.

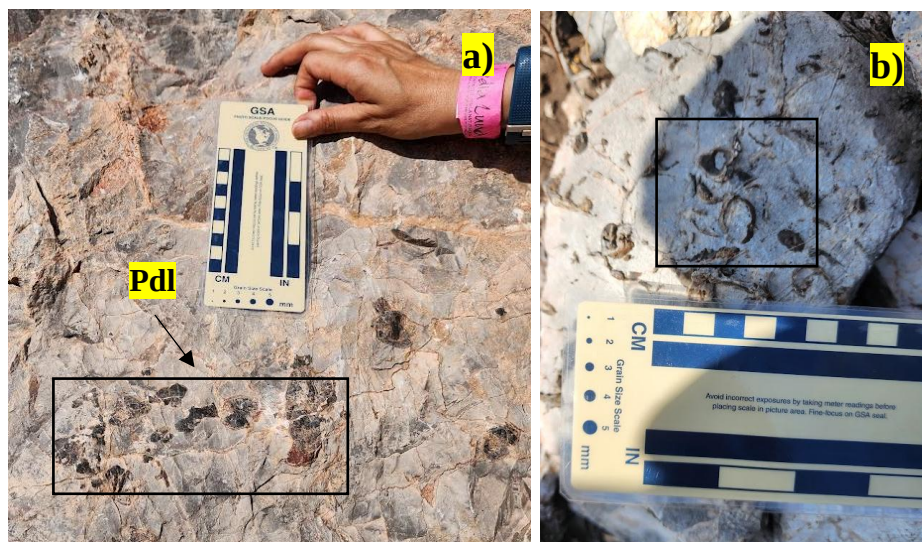


Figura 12. Características de las calizas de la Formación El Abra. a) Calizas con nódulos de pedernal (Pdl) criptocristalino de color oscuro cuyo origen está asociado a la presencia de sílice en el ambiente de deposición. b) Calizas con fósiles, rudistas, correlacionados a un entorno sedimentario marino.

Aunque la secuencia estratigráfica general del área muestra a las calizas de la Formación El Abra en la base y a las dacitas de la unidad Riodacita Del Carmen sobreyaciendo a estas, las zonas de contacto entre ambas unidades presentan variabilidad. En algunos sectores, las dacitas se observan por debajo de las calizas, con un contacto bien definido, lo cual podría deberse a procesos intrusivos o a la reactivación de estructuras tectónicas previas (Figura 13).

En otras áreas, el contacto entre ambas unidades es difuso o no observable. En estos casos, se interpreta que las rocas dacíticas ascendieron a través de las calizas, generando relaciones intrusivas en las que las dacitas se disponen por encima de las calizas. Esta relación puede asociarse al vulcanismo del Oligoceno, el cual habría afectado a las rocas carbonatadas más antiguas del Cretácico (Eguiluz de Antuñano et al., 2000).

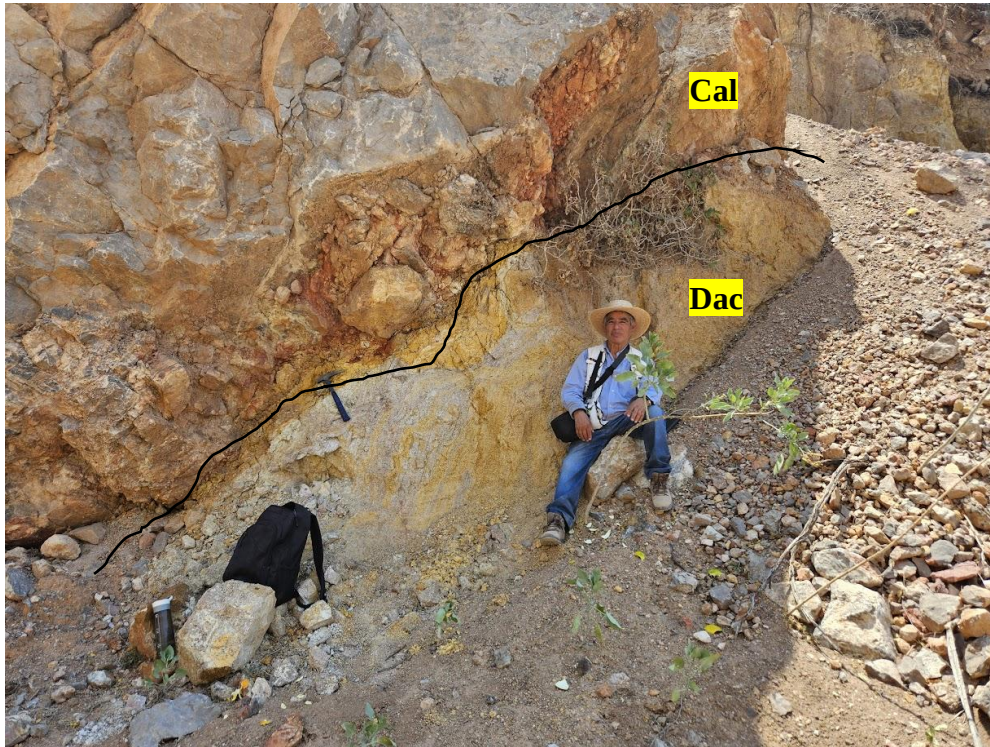


Figura 13. Ejemplo de contacto definido entre dacitas (Dac) y calizas (Cal), donde las dacitas subyacen a las calizas. Las dacitas muestran evidencias de argilitización, mientras que las calizas presentan una textura masiva. La línea negra delimita el contacto entre estas. Fotografía tomada en el acceso al tiro principal de la mina La Rosita.

Las dacitas observadas en esta sección se caracterizan por su coloración gris-rosácea y una ligera alteración argílica. Texturalmente, presentan una textura porfídica con fenocristales visiblemente alterados. Entre los minerales identificables, se observan feldespatos alterados, probablemente reemplazados parcialmente por minerales secundarios asociados a la argilitización, como micas blancas, que por su apariencia podrían ser sericita, común en procesos de alteración hidrotermal. La alteración se intensifica en su cercanía a las zonas de contacto entre las dacitas y las calizas indicando que los fluidos hidrotermales se concentraron en estas partes, hay evidencias de minerales arcillosos, caolinita-montmorillonita, concentrados principalmente en la matriz de las rocas volcánicas (Armijo, 2017). Las condiciones que presentan estas dacitas y su mineralogía sugieren que estas

interactuaron con fluidos hidrotermales intensos probablemente asociados a procesos magmáticos que provocaron la intensa alteración en las mismas (Figura 14).



Figura 14. Dacitas del afloramiento ubicado en el acceso al tiro principal de la mina La Rosita. a) Dacita con textura porfídica, feldespatos alterados por agilización y una vetilla de caolinita-montmorillonita. b) Matriz de la dacita con desarrollo de micas blancas.

En esta zona de la Mina La Rosita se observa una falla lateral con componente sinestral, cuya dirección es de 153/64. Esta estructura afecta principalmente a las calizas presentes en el área, la falla se extiende desde el rompimiento del tiro hasta la entrada a esta zona, donde existe un contacto entre calizas y dacitas. En este punto, las dacitas se emplazaron en esta falla, indicando un evento magmático posterior al desarrollo la estructura (Figura 15).

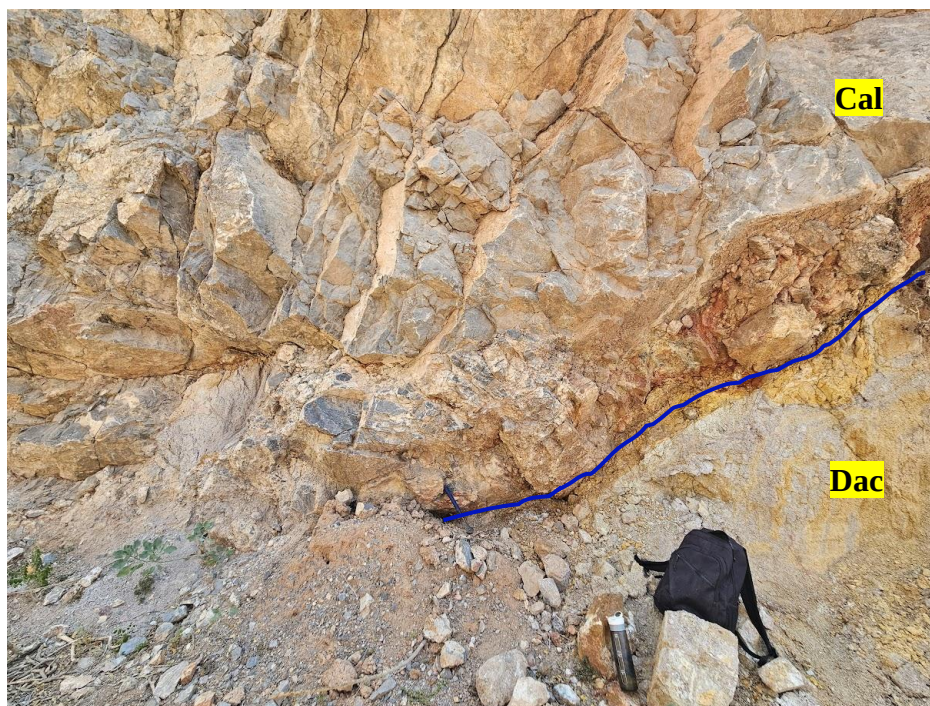


Figura 15. Contacto por falla entre calizas y dacitas en la mina La Rosita. La línea azul marca el contacto por falla. En la parte superior se encuentran calizas recrystalizadas de textura masiva, en la parte inferior, se observan las dacitas alteradas con signos de meteorización. En la parte intermedia, se distingue una coloración amarilla probablemente relacionada a la presencia de minerales secundarios producto de las alteraciones, como óxidos de hierro o arcillas.

2.1.2 Socavón principal de la mina La Rosita

En uno de los muros externos del acceso al socavón principal de la mina, se observa una brecha cuya formación probablemente está asociada a procesos tectónicos que provocaron fracturamiento de las rocas preexistentes. Estas fracturas permitieron la infiltración y circulación de fluidos hidrotermales a alta temperatura, los cuales se encontraban enriquecidos con minerales disueltos. Los fluidos alteraron las rocas circundantes y depositaron material dentro de las fracturas, conformando la matriz de esta brecha (Figura 16). La brecha está compuesta por fragmentos angulosos, predominantemente de dacita alterada y en menor proporción fragmentos de caliza. Estos fragmentos se encuentran soportados por una matriz arcillosa de color rojizo, esta coloración sugiere procesos de

oxidación posteriores al evento hidrotermal mencionado anteriormente y es atribuido a la formación de minerales como hematita o goethita, los cuales se desarrollan en ambientes oxigenados a partir del hierro presente en los fluidos hidrotermales o en las rocas alteradas (Sillitoe, 1993).

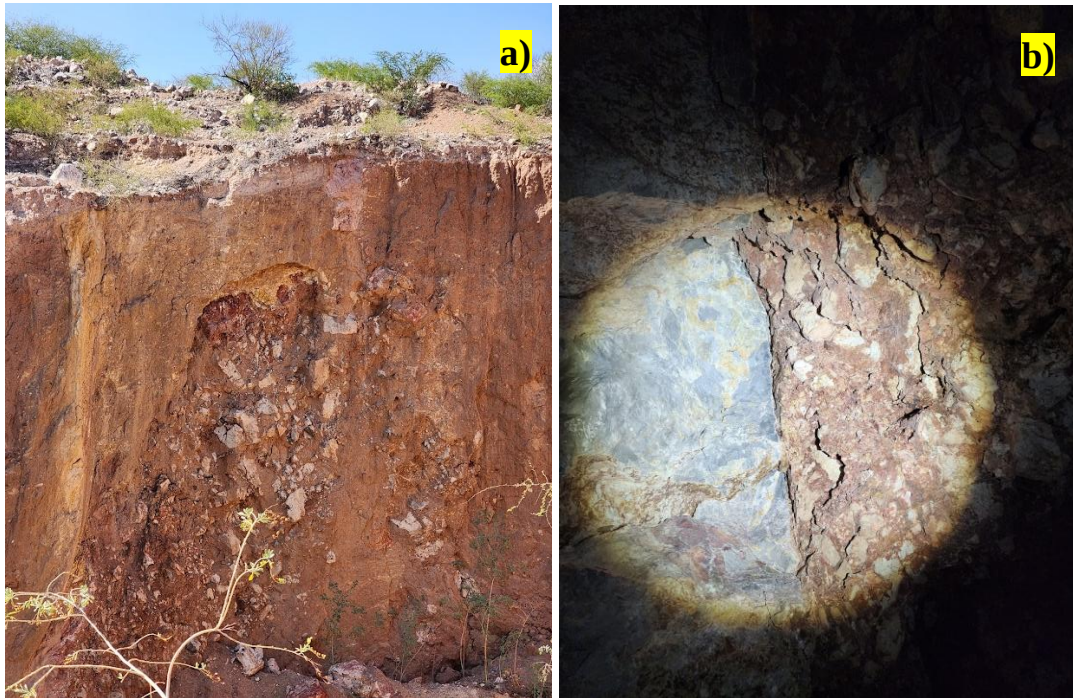


Figura 16. Vista de una porción de brecha en un muro externo del acceso al socavón principal de la mina La Rosita (a) y en uno de los muros laterales del túnel (b). La brecha está compuesta principalmente por fragmentos angulosos de dacita alterada y caliza, soportados por una matriz arcillosa rojiza asociada a procesos de oxidación y formación de minerales como hematita o goethita, evidenciando el impacto de procesos hidrotermales.

La coexistencia de fragmentos de dacita y caliza dentro de la brecha indica un sistema de fracturamiento activo y una intensa actividad hidrotermal, posiblemente en un contacto entre una intrusión ígnea y rocas carbonatadas dentro de esta área (Pirajno., 2009; Figura 17).

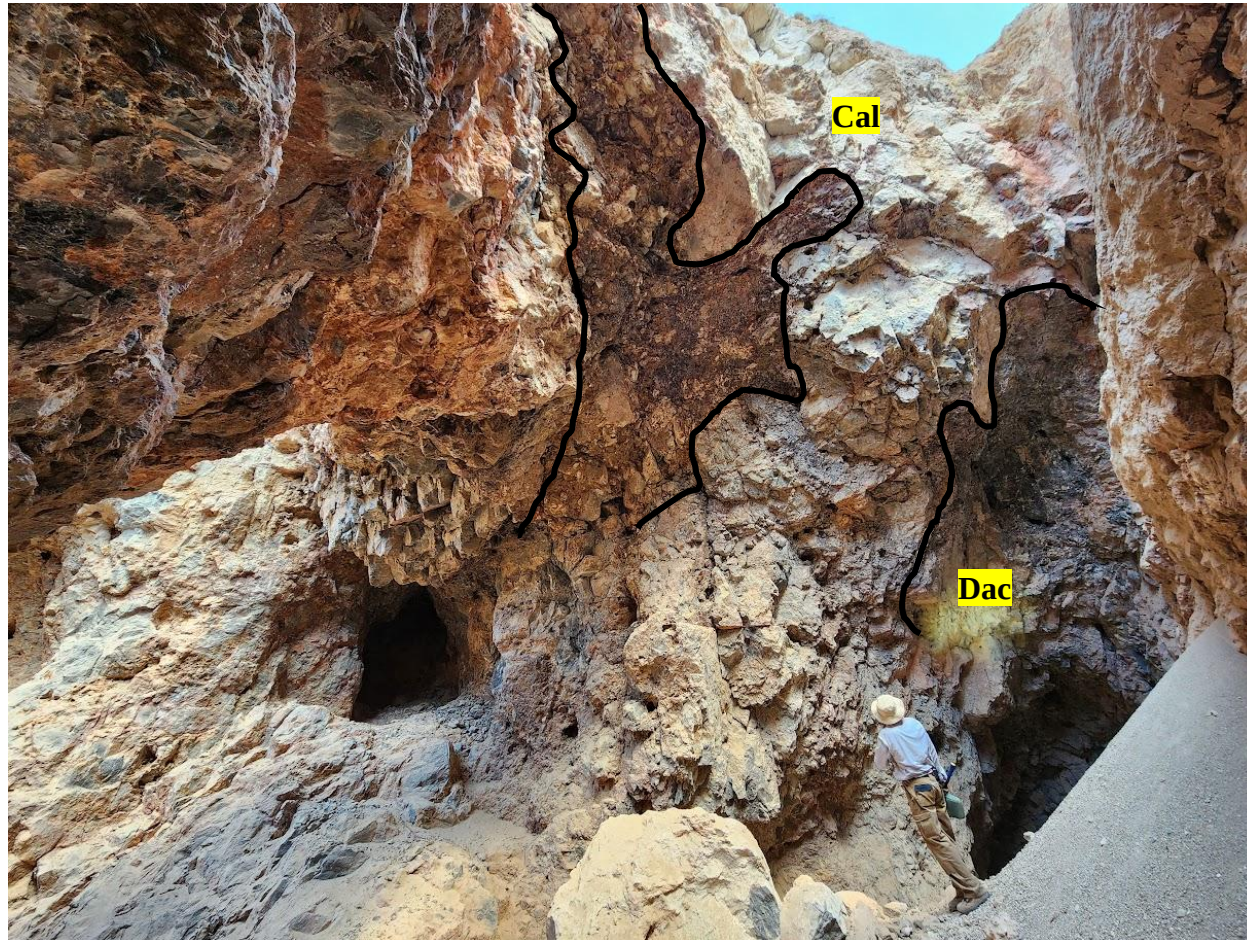


Figura 17: Zona de contacto entre dacitas argilitizadas (marrones y rojizas) y calizas alteradas (beige y blanco) en la mina La Rosita, observando brechamiento en ambas. Las dacitas presentan múltiples fracturas que favorecieron la circulación de fluidos hidrotermales, mientras que las calizas muestran cavidades asociadas a disolución parcial o recristalización. El contacto entre ambas litologías es irregular, con tonalidades amarillas indicativas de mineralizaciones secundarias derivadas de actividad hidrotermal intensa, como óxidos de hierro.

En el área comprendida desde el acceso al socavón hasta el final del túnel principal, la litología predominante corresponde a calizas masivas con textura mudstone, cuya coloración varía entre gris claro y gris con tonalidades crema (Figura 18). Entre sus características destacan la recrystalización, evidenciada por la presencia de vetillas de calcita, y la paleokarsticidad en algunas zonas, representada por pequeñas cavidades de disolución. La recrystalización y las vetillas de calcita indican que las calizas estuvieron sometidas a temperaturas y/o presiones que promovieron la redistribución mineral, probablemente vinculadas a procesos tectónicos o deformación regional (Pirajno., 2009).



Figura 18. Afloramiento de calizas en la zona del socavón principal de la mina. En el lado izquierdo, la caliza presenta una textura fina a masiva, recrystalizada, con vetillas de calcita. Se observa una fractura rellena de un material rojizo, que podría ser hematita o arcilla depositada posterior a la fractura, probablemente como consecuencia de procesos hidrotermales.

Por otro lado, las cavidades de disolución evidencian la interacción de las calizas con fluidos hidrotermales o meteóricos. Los cambios de pH generados en el sistema, derivados de esta interacción, propiciaron la disolución parcial de los carbonatos (Figura 19). Este fenómeno podría estar relacionado con periodos de exposición subárea o con el flujo de fluidos a través de fracturas presentes en la roca (Eguiluz de Antuñano et al., 2000). En el interior del túnel, se observan pequeñas porciones de brecha, descrita en el párrafo anterior, intrusionando a las calizas. Esta relación señala que la brecha es epigenética, es decir, posterior a la formación y a la recristalización de las calizas.

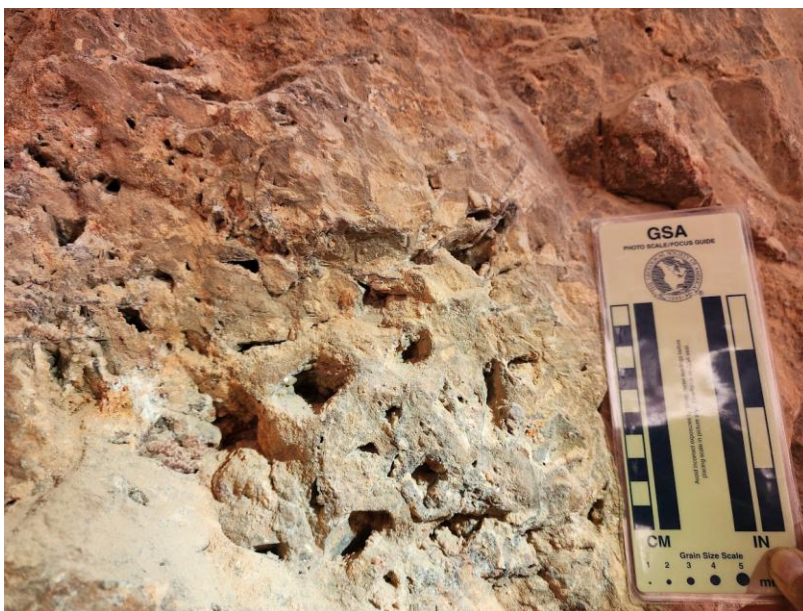


Figura 19. Caliza masiva con textura mudstone y cavidades de disolución, que evidencian procesos de recristalización y paleokarsticidad, procesos relacionados a cambios en el pH y que probablemente ocasionaron la disolución parcial de los carbonatos.

En esta área se identificaron unas calizas con una serie de características visuales que difieren con respecto a las calizas descritas en apartados anteriores observadas en el área de estudio (Figura 20).



Figura 20. Caverna de dissolução em calcários da Formação El Abra observada no interior do túnel. A forma arredondada e as superfícies curvas evidenciam um processo de karstificação, gerado pela interação da rocha carbonatada com fluidos circulantes ao longo de fraturas ou zonas porosas. Este tipo de estruturas sugere uma dissolução diferencial associada a condições de pH baixo e circulação ao longo de fraturas ou planos de fraqueza.

Na parte superior do túnel (teto da obra), observa-se uma caverna desenvolvida em calcários da Formação El Abra, a qual constitui uma clara evidência de karstificação. Esta estrutura se teria originado pela dissolução parcial da rocha carbonatada devido à infiltração de fluidos meteoricos ou hidrotermais. As formas curvas e irregulares das paredes do vazio indicam que a dissolução foi mais intensa em certas zonas, provavelmente facilitada por fraturas ou poros preexistentes. Este tipo de rasgos é comum em ambientes subterrâneos onde os fluidos circulam através de descontinuidades estruturais, gerando processos de dissolução diferencial e vazios secundariamente preenchidos ou recristalizados (Read, 1985; Eguiluz de Antuñano et al., 2000).

No segmento médio da labor minerária, especificamente na parte inferior da parede esquerda, os calcários apresentam um notável grau de oxidação, evidenciado por suas tonalidades avermelhadas e marrons (Figura 21). Esta alteração se encontra associada a um sistema

de fracturación con patrones irregulares. Las fracturas se disponen de manera subparalela al plano de una falla cuya dirección es de 092/72. La orientación de esta falla (NW-SE) coincide con el patrón estructural característico de la Sierra Madre Oriental (SMO), desarrollado durante la Orogenia Laramide. Este evento tectónico, ocurrido entre el Cretácico Superior y el Eoceno (Cuéllar- Cárdenas et al., 2012), generó sistemas de fallas inversas y fracturas en las secuencias carbonatadas de la región, incluidas las calizas de la Fm. El Abra (Eguiluz et al., 2000). La fracturación intensa observada en este afloramiento se atribuye a la deformación frágil asociada a los esfuerzos compresivos de dicho evento tectónico. Probablemente, estas fracturas facilitaron la circulación de fluidos hidrotermales y/o meteóricos.



Figura 21. Espejo de falla en calizas dentro de la mina La Rosita. El plano de deslizamiento muestra una coloración rojiza atribuida a procesos de oxidación. En la parte superior de la estructura, se observan calizas recrystalizadas con múltiples fracturas dispuestas de manera subparalela a la falla.

2.1.3 Áreas circundantes a la mina La Rosita.

A diferencia de las áreas correspondientes al acceso del tiro principal y el socavón principal de la mina La Rosita, las zonas circundantes a esta última abarcan una extensión considerable. Debido a la amplitud del área, y con fines prácticos, este apartado se organiza en función de las litologías identificadas, incluyendo una descripción de los principales afloramientos correspondientes a cada una de ellas:

Calizas de la Formación El Abra:

Las calizas aflorantes en las zonas circundantes presentan una complejidad estructural y textural atribuible a eventos tectónicos regionales y a diversos procesos diagenéticos secundarios. Estas comparten ciertas características con las calizas previamente descritas (masivas, recrystalizadas, con vetillas de calcita y presencia de materia orgánica), sin embargo, presentan diferencias significativas, como su disposición basculada, pseudoestratificación, plegamiento y brechamiento.

El basculamiento y el plegamiento observados sugieren una deformación tectónica significativa, relacionada con esfuerzos compresivos o distensivos a escala regional, cuyo origen podría remontarse a la Orogenia Laramide (Eguiluz de Antuñano et al., 2000; Figura 22).



Figura 22. Evidencias de deformación tectónica en calizas de la Formación El Abra. a) Afloramiento de calizas masivas basculadas de la Formación El Abra (N88E/33NW), con evidencias de deformación tectónica compresiva posiblemente relacionada con la Orogenia Laramídica. b) Vista panorámica de un plegamiento moderado de capas de calizas, ligeramente plegadas. El plegamiento es asimétrico, podría estar asociado a esfuerzos tectónicos de compresión. La continuidad de las capas es interrumpida por zonas de fracturas o diaclasas.

La Figura 23 muestra calizas de la Formación El Abra con pseudoestratificación, mientras que la Figura 24 presenta una brecha sedimentaria que podría estar asociada a movimientos tectónicos o procesos kársticos.



Figura 23. Calizas masivas pseudoestratificadas, con textura mudstone y evidencias de recrystalización y materia orgánica. Las calizas presentan pseudoestratificación, con rumbo 78° NE y buzamiento 2° SW, probablemente asociada a deformaciones tectónicas menores.



Figura 24. Brecha sedimentaria compuesta por fragmentos angulosos de caliza gris claro a gris oscuro, con variabilidad en el tamaño de los fragmentos y matriz clara, posiblemente de calcita recrystalizada. La disposición y características de los fragmentos sugieren un posible origen relacionado a un sistema de fallas o a procesos de colapso paleokárstico,

Riodacita Del Carmen:

Las dacitas constituyen la litología predominante en el área de estudio. Estratigráficamente, estas rocas volcánicas sobreyacen a las calizas, sus afloramientos y distribución proporcionan información con respecto a los procesos magmáticos y tectónicos que tuvieron lugar en esta región. Durante el trabajo de campo, se identificaron principalmente tres gamas de colores en estas rocas (Figura 25): gris rosáceo, predominante en las zonas próximas a la mina La Rosita; rojizo, común en áreas circundantes; y, con menor frecuencia, negro.



Figura 25. Variabilidad textural y alteraciones en Riodacita Del Carmen. a) Afloramiento de dacitas al norte de la mina La Rosita. Dacitas con textura porfirítica con fenocristales, posiblemente feldespatos potásicos, alterados por argilización. La matriz afanítica presenta un color marrón rojizo, indicativo de procesos de oxidación de minerales como biotita o anfíboles. El fracturamiento observado posiblemente esté relacionado con procesos tectónicos o enfriamiento. b) Dacitas oscuras con evidencias de alteración hidrotermal. Afloramiento de dacitas con textura afanítica a porfídica, caracterizadas por su contenido de fenocristales incrustados en una matriz de grano fino. Este afloramiento podría corresponder a un flujo lávico o a un domo volcánico afectado por actividad hidrotermal.

Un rasgo característico de estas rocas es la presencia frecuente y significativa de alteración hidrotermal, manifestada en forma de argilización extensa, lo que sugiere una interacción prolongada con fluidos hidrotermales, posiblemente vinculada a actividad magmática o tectónica (Pirajno, 2009). En algunas zonas, la alteración es tan intensa que no es posible observar la roca fresca. Además, dentro de estas zonas alteradas, es común la presencia de vetillas de fluorita o fluorita diseminada en la matriz de la dacita conformando una brecha hidrotermal, lo cual refuerza su asociación con procesos hidrotermales y evidencia eventos de mineralización subsecuentes a la alteración (Figura 26).



Figura 26. Brecha hidrotermal sobre calizas recristalizadas de la Formación El Abra. Afloramiento en el que se observa, en la base, calizas recristalizadas de color gris claro correspondientes a la Formación El Abra, con fracturas visibles. En la sección media, se presenta una brecha hidrotermal (Bre) cuya matriz está compuesta por pequeños cristales de fluorita y dacita alterada de tonalidad rojiza, perteneciente a la unidad Riodacita Del Carmen. También se identifican minerales arcillosos, como caolinita y montmorillonita, generados por procesos de alteración hidrotermal.

Entre sus características estructurales, las dacitas muestran fracturamiento recurrente y estructuras de enfriamiento rápido con patrones hexagonales. La composición intermedia de este tipo de rocas favorece la formación de este tipo de estructuras, las cuales podrían ser indicios de coladas volcánicas en superficie o de intrusiones someras posteriormente expuestas por procesos erosivos (Cas & Wright, 1987; Figura 27).

Las variaciones de colores observadas probablemente podrían estar asociadas a procesos de oxidación, contenido de minerales máficos y a grados distintos de actividad hidrotermal experimentados en cada zona (Pirajno, 2009).



Figura 27. Dacita con oxidación superficial y geometría hexagonal. Roca ígnea extrusiva de composición dacítica, con oxidación superficial de tonalidades amarillas y marrones. La geometría hexagonal observada podría haberse generado durante el enfriamiento del magma.

Toba Álamos:

En esta región, los afloramientos de tobas son escasos. Estas rocas se caracterizan por colores que varían del beige claro al rosado (Figura 28), presentan una textura masiva, buena consolidación y fracturas visibles, algunas de las cuales están parcialmente rellenas con minerales secundarios. Esto último sugiere una interacción posterior con fluidos, posiblemente de origen hidrotermal.



Figura 28. Afloramiento de tobas masivas con fracturación y alteración oxidativa. Sección de tobas masivas con textura consolidada y fracturación evidente, presenta tonalidades rosadas y beige, asociadas a procesos de oxidación y meteorización superficial. Las fracturas podrían estar asociadas a actividad tectónica.

El origen de dichas fracturas podría asociarse a eventos tectónicos o a la circulación de fluidos hidrotermales a través de zonas de debilidad estructural (Sillitoe, 1993). Las tobas muestran pseudoestratificación en láminas o capas gruesas, lo cual puede estar relacionado con eventos eruptivos episódicos y la deposición de distintos flujos piroclásticos. La ausencia

de laminación fina, junto con su masividad, sugiere que los depósitos estuvieron dominados por flujos densos ricos en ceniza y vidrio volcánico.

La consolidación y los patrones de fracturación observados podrían ser el resultado de procesos de silicificación o cementación hidrotermal tardía, comúnmente asociados a sistemas epitermales y magmáticos (Sillitoe, 1993; Cas & Wright, 1987). Estratigráficamente, estas tobas sobreyacen a la unidad Riodacita Del Carmen.

Ignimbrita El Órgano:

Las ignimbritas, aunque escasas, se localizan en la porción media del área de estudio, entre las áreas mineralizadas de La Rosita y La Ilusión, en afloramientos de considerable altura, aproximadamente hasta 8 metros (Figura 29).



Figura 29. Vista panorámica de afloramiento de ignimbrita El Órgano. El afloramiento se encuentra en la porción media del área de estudio entre las áreas mineralizadas de La Rosita y La Ilusión, su espesor aproximado es de 8 m. y su elevación es de 1400 msnm.

Macroscópicamente, estas ignimbritas presentan una textura masiva y tonalidades claras que varían entre beige, blanco y gris claro (Figura 30). La coloración blanquecina puede estar relacionada con procesos de desvitrificación del vidrio volcánico original o con la formación de minerales secundarios como sílice, arcillas o carbonatos, típicos de ambientes hidrotermales (Cas & Wright, 1987).



Figura 30. Características macroscópicas de la Ignimbrita El Órgano. Se aprecia la textura masiva, con tonalidades claras entre beige y gris, fiammes alargados y aplanados, en su matriz se observan pequeños cristales de cuarzo y feldespatos alterados. Estas características reflejan procesos como desvitrificación, alteraciones hidrotermales y deformación riomórfica.

Estas alteraciones no solo evidencian la interacción con fluidos hidrotermales, sino que también sugieren la existencia de procesos post-eruptivos que modificaron a la roca original. Las superficies de las ignimbritas son ásperas y porosas en algunas zonas, lo que podría reflejar variaciones en el grado de compactación durante su formación o en procesos posteriores.

Aunque predomina una textura masiva, se observa un bandeamiento o laminación difusa, que podría haber resultado de flujos piroclásticos durante su deposición. Este tipo de estructuras es característico de depósitos ignimbríticos de alta energía. Sin embargo, la estructura masiva

dominante indica un enfriamiento rápido, frecuente en depósitos piroclásticos de alta densidad (Cas & Wright, 1987). En su matriz, se identifican macroscópicamente cristales de cuarzo, feldespatos y plagioclasas, acompañados de fiammes alargados y aplanados que presentan signos de alteraciones. Estas particularidades sugieren que esta unidad es producto de un flujo piroclástico de alta temperatura y considerable espesor, donde los procesos de soldadura y riomorfismo desempeñaron un papel fundamental en la deformación de los fiammes (Branney & Kokelaar, 1992; Lipman, 2000).

Desde el punto de vista estratigráfico, estas ignimbritas sobreyacen a las tobas y dacitas previamente descritas, esto puede interpretarse como una evolución volcánica progresiva, es decir, desde episodios explosivos moderados asociados con flujos de lava, transicionando a una actividad más explosiva y diferenciada, posiblemente vinculada a la formación de calderas riolíticas (Lipman, 2000).

La alteración hidrotermal se manifiesta claramente en estas ignimbritas, afectando tanto a los fiammes como a los feldespatos.

En conjunto, estas características indican que las ignimbritas forman parte de un evento volcánico significativo, desarrollado en un contexto tectono-volcánico dinámico, asociado a una evolución magmática compleja (Cas & Wright, 1987).

Conglomerado polimíctico:

El conglomerado observado en el área de estudio, se compone por fragmentos redondeados a subredondeados, predominantemente derivados de rocas volcánicas que afloran en la zona, y en menor proporción por rocas sedimentarias (Figura 31).



Figura 31. Afloramiento de conglomerado polimíctico. Fragmentos redondeados a subredondeados, predominantemente de rocas volcánicas, depositados en una matriz fina.

La disposición de los clastos es desordenada y no se observan estructuras sedimentarias evidentes. Estas características sugieren un ambiente de depósito de alta energía, como un abanico aluvial o un depósito coluvial (Boggs, S., 2006).

Los afloramientos de esta unidad se encuentran distribuidos principalmente cerca de un arroyo ubicado en la parte baja de la comunidad, La Rosita, así como en algunas zonas topográficamente más elevadas, aproximadamente a 1100 msnm. Esta distribución sugiere una posible relación con la actividad tectónica regional, que habría generado variaciones en el relieve y, como consecuencia controlar los patrones de sedimentación. Los conglomerados localizados en las zonas más elevadas podrían corresponder a los depósitos más antiguos, actualmente expuestos debido a procesos tectónicos y erosión diferencial, mientras que los depósitos en niveles más bajos podrían representar acumulaciones más recientes, formadas por la acción de la erosión fluvial (Boggs, S., 2006).

2.2 Características de la mineralización en la zona La Rosita.

La mineralización en la zona La Rosita está compuesta principalmente por fluorita y calcita, cuya asociación sugiere un ambiente de precipitación vinculado a procesos hidrotermales. La mineralización está representada de la siguiente manera:

Fluorita: Se observa en tonalidades ámbar, negra y morada. Estas variaciones, podrían estar relacionadas con cambios en la composición química de los fluidos hidrotermales, temperatura de formación y posibles impurezas o defectos en la red cristalina (Magotra et al., 2017). La fluorita ámbar se encuentra principalmente en pequeñas vetillas irregulares emplazadas en dacitas (Figura 32), así como en zonas de brechas con cristales muy pequeños (Figura 33).

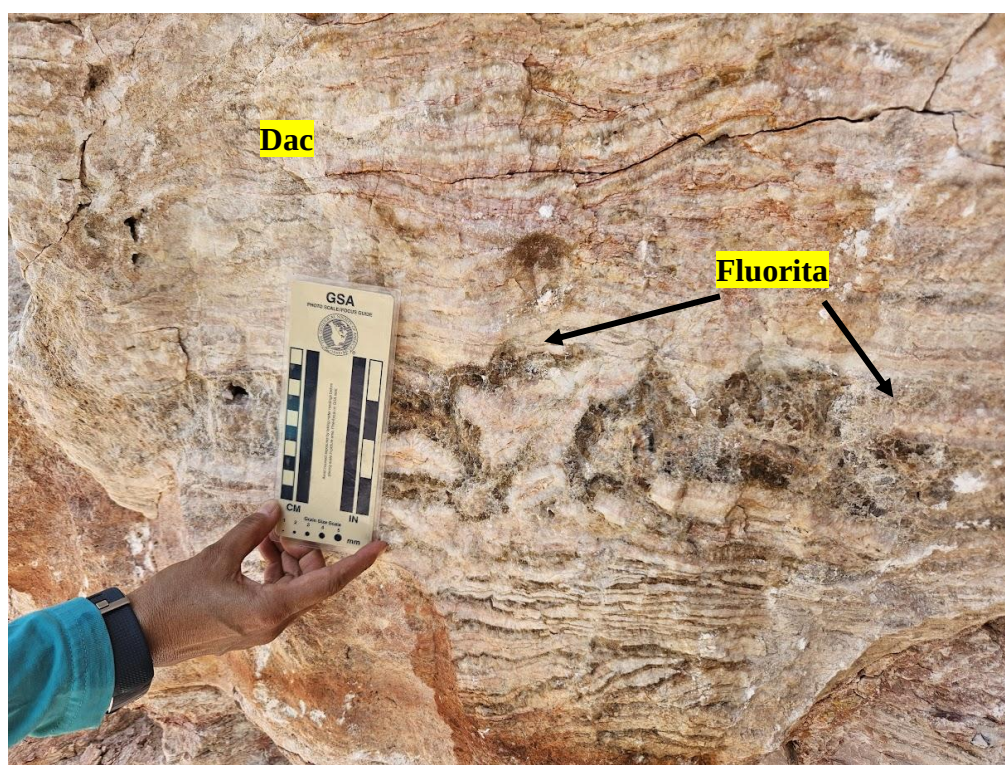


Figura 32. Afloramiento de fluorita ámbar (CaF_2) alojada en una brecha hidrotermal con matriz de dacita intensamente argilitizada.

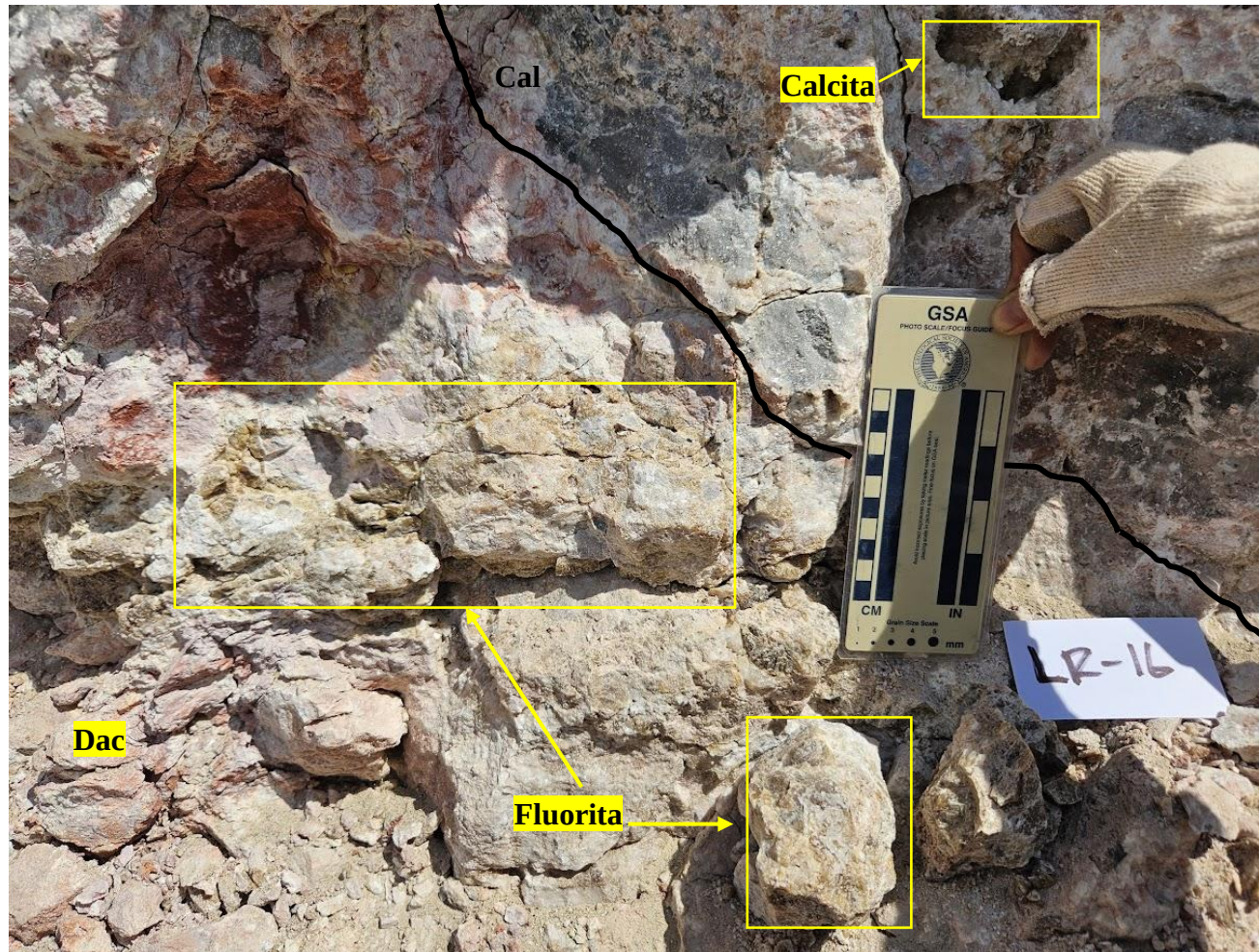


Figura 33. Fluorita ámbar en contacto dacita-caliza. Vetillas de fluorita ámbar alojadas en dacita intensamente argilitizada, en contacto con calizas recristalizadas (margen inferior). Las dacitas presentan alteración de feldespatos, reemplazados por minerales arcillosos, así como evidencia de procesos de oxidación. En el margen superior, las calizas muestran cavidades de disolución rellenas con calcita secundaria (CaCO_3). El contacto entre ambas litologías está definido por una zona de brecha.

Por otro lado, la fluorita morada se encuentra principalmente en las calizas, donde se presenta masivamente; sin embargo, su hábito cristalino no se observa a simple vista (Figura 34).



Figura 34. Muestra LR-03 de fluorita morada con textura masiva. La mineralización no presenta un hábito cristalino evidente, aunque pueden percibirse algunas áreas con cierta orientación y zonación interna. La fluorita parece tener un patrón bandeado o irregular. El contacto entre la fluorita morada y la caliza es irregular, lo que podría asociarse a un proceso de reemplazo o infiltración hidrotermal (Goldstein & Reynolds, 1994).

La fluorita negra puede observarse pulverizada en vetillas en las dacitas o rellenando cavidades en las calizas, además de dispersa en forma de pequeños cristales (Figura 35 y Figura 36).



Figura 35. Mineralización de fluorita negra en calizas fracturadas con evidencias de alteraciones hidrotermales. La fluorita negra está presente en vetillas estrechas, probablemente asociadas con fracturas o espacios abiertos rellenos por fluidos hidrotermales. En la parte superior, se notan tonos anaranjados o rojizos que podrían corresponder a óxidos de hierro formados por procesos de oxidación o alteraciones hidrotermales tardías.

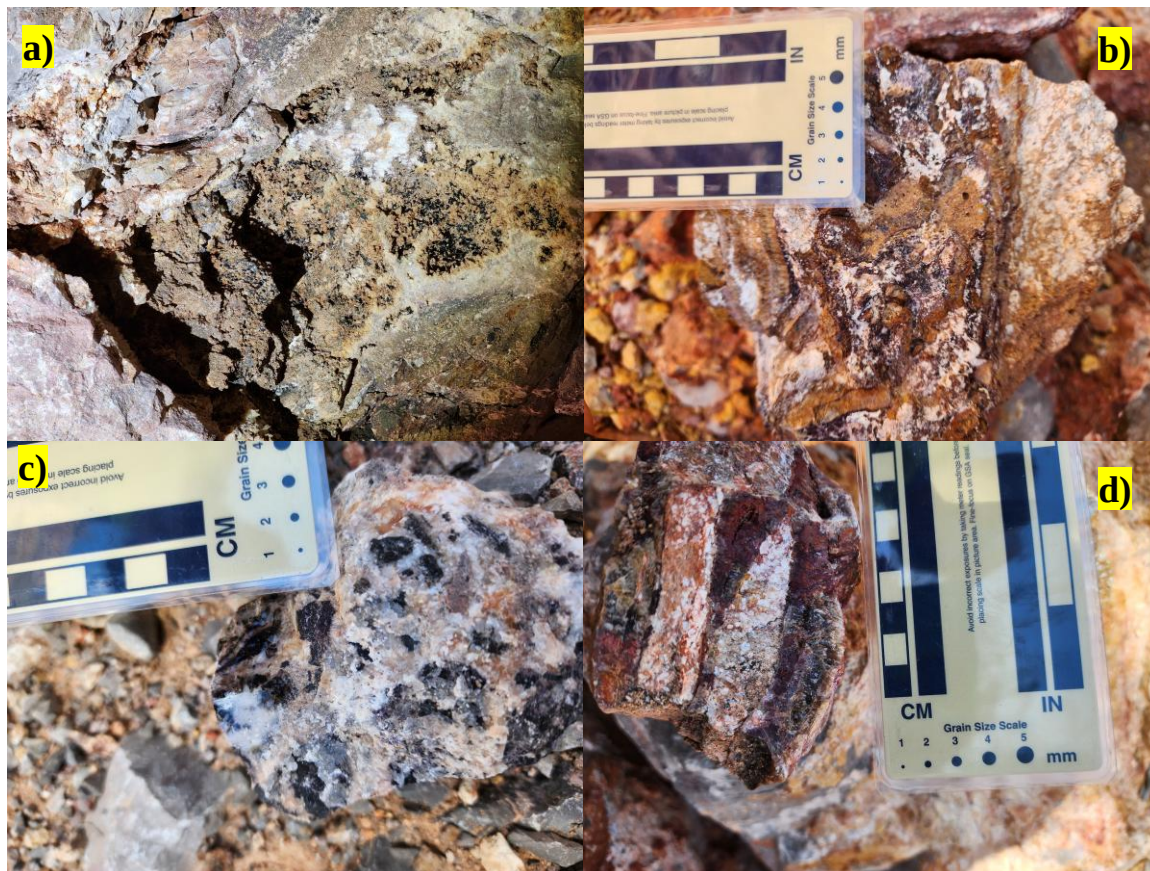


Figura 36. Diversidad textural de la fluorita negra. a) Afloramiento de fluorita negra en interior mina; los cristales rellenan cavidades en calizas intensamente fracturadas. b) Brecha con matriz de dacita ligeramente silicificada, con pequeños cristales de fluorita ámbar, de hábito masivo y bandeado, y fluorita negra. La mineralización rellena fracturas en la brecha, indicando un evento hidrotermal posterior a la formación de la dacita. c) Fluorita negra con textura nodular y vetillas de calcita. Presenta agregados cristalinos irregulares, brillo subvítreo y color negro intenso. Las fracturas internas rellenas con calcita sugieren un ambiente hidrotermal donde coexistieron fluidos ricos en F^- y carbonato (Bons et al., 2012). d) Fluorita negra de textura bandeada, dispuesta paralelamente dentro de vetillas y cavidades en dacita, lo que indica un crecimiento rítmico asociado a precipitación hidrotermal (Pirajno, 2009).

En el caso particular de la fluorita ámbar presente en las brechas dacíticas, la mineralización está acompañada por un halo de alteración con coloración amarilla, que podría indicar procesos de interacción con fluidos hidrotermales residuales (Figura 37).



Figura 37. Asociación de fluorita ámbar con alteración hidrotermal en rocas dacíticas. a) Vetillas de fluorita ámbar en dacita argilitizada, acompañadas por un halo de alteración secundaria de tonalidad amarilla. Las vetillas, de textura irregular, rellenan fracturas evidenciando circulación de fluidos hidrotermales. b) Cristales de fluorita ámbar dispuestos en una matriz intensamente alterada; su coloración sugiere precipitación bajo condiciones hidrotermales (Pirajno, 2009).

Calcita: Actúa como un mineral secundario en este depósito y se encuentra rellenando fracturas y cavidades de disolución (Figura 38). Esto sugiere que su deposición fue durante las etapas finales de un evento hidrotermal. Su presencia es especialmente notable en zonas de contacto con las dacitas y en espacios generados por procesos de disolución y de brecha, lo que indica que su formación estuvo controlada por la circulación de fluidos en un ambiente tectónicamente deformado.



Figura 38. Calcita en drusas. Mineralización rellenando cavidades de disolución en calizas de la Formación El Abra.

Las dacitas de la unidad Riodacita Del Carmen y las calizas de la Formación El Abra hospedan la mineralización por fluorita en la zona La Rosita. Las fallas y fracturas preexistentes funcionaron como conductos para la circulación de fluidos, favoreciendo la disolución de la roca encajonante y generando cavidades posteriormente rellenadas por fluorita y calcita.

En algunos sectores, se observan brechas dacíticas mineralizadas con fluorita que se emplazan en calizas falladas con rumbo NW-SE, lo que sugiere una relación espacial y temporal directa entre los procesos intrusivos del Oligoceno y la mineralización asociada.

Con base en las características litológicas y estructurales previamente descritas, se propone lo siguiente:

La actividad hidrotermal estuvo asociada a la tectónica regional, la cual generó estructuras favorables para el ascenso de fluidos. Estos fluidos, enriquecidos en calcio y fluoruro, precipitaron fluorita y calcita en zonas de menor presión y mayor reactividad química. La presencia de brechas formadas por dacitas intrusionando a calizas falladas refuerza la hipótesis de una interacción directa entre procesos magmáticos y la mineralización.

Hedenquist & Lowenstern (1994) señalan que las dacitas suelen estar asociadas a sistemas hidrotermales derivados de intrusiones magmáticas, que aportan calor y fluidos mineralizantes. En este contexto, la asociación entre fluorita y calcita en vetillas y cavidades de disolución puede reflejar cambios en condiciones fisicoquímicas, como disminuciones de temperatura o variaciones de pH, características de la evolución de fluidos hidrotermales magmáticos (Barton & Skinner, 1979).

Adicionalmente, la presencia de halos de alteración amarilla acompañando a la fluorita en brechas podría indicar alteraciones secundarias por interacción con fluidos residuales del sistema magmático-hidrotermal. Las fallas y fracturas actuaron como zonas preferenciales para la circulación de estos fluidos ascendentes desde una fuente magmática, concentrando la mineralización en zonas favorables (Sibson, 1996).

Finalmente, Larsen & Sørensen (1987) destacan que el flúor desempeña un papel fundamental en los sistemas magmáticos e hidrotermales, facilitando la formación de fluorita

durante etapas tardías de la cristalización magmática. Esto respalda la interpretación de un origen hidrotermal magmático para la mineralización en La Rosita.

2.3 Geología local de la zona mineralizada La Ilusión

La Rosita se encuentra en el extremo sur del área de estudio, mientras que La Ilusión se localiza en el límite norte (ver Figura 9). Ambas zonas comparten ciertas características geológicas similares, la extensión de la zona mineralizada La Ilusión tiene un desarrollo considerablemente menor en comparación con La Rosita. Las unidades geológicas identificadas en ambas zonas mineralizadas corresponden tanto a rocas sedimentarias como volcánicas. Sin embargo, en La Ilusión solo se observan dos unidades principales: Formación El Abra y Riodacita Del Carmen. En las siguientes secciones, se presentan las características más representativas de las unidades mencionadas y de la mineralización por fluorita.

2.3.1 Calizas de la Formación El Abra

Las calizas que afloran en La Rosita y La Ilusión comparten características geológicas similares, ya que ambas pertenecen a la Formación El Abra. Texturalmente, se presentan como calizas masivas con textura mudstone, ligera recrystalización y estratificación gruesa. Además, muestran fracturas rellenas con calcita. En La Ilusión, estas calizas tienden a ser más gruesas y, al igual que en La Rosita, exhiben un alto grado de fracturamiento, posiblemente asociado al plegamiento originado durante la Orogenia Laramide (Figura 39).

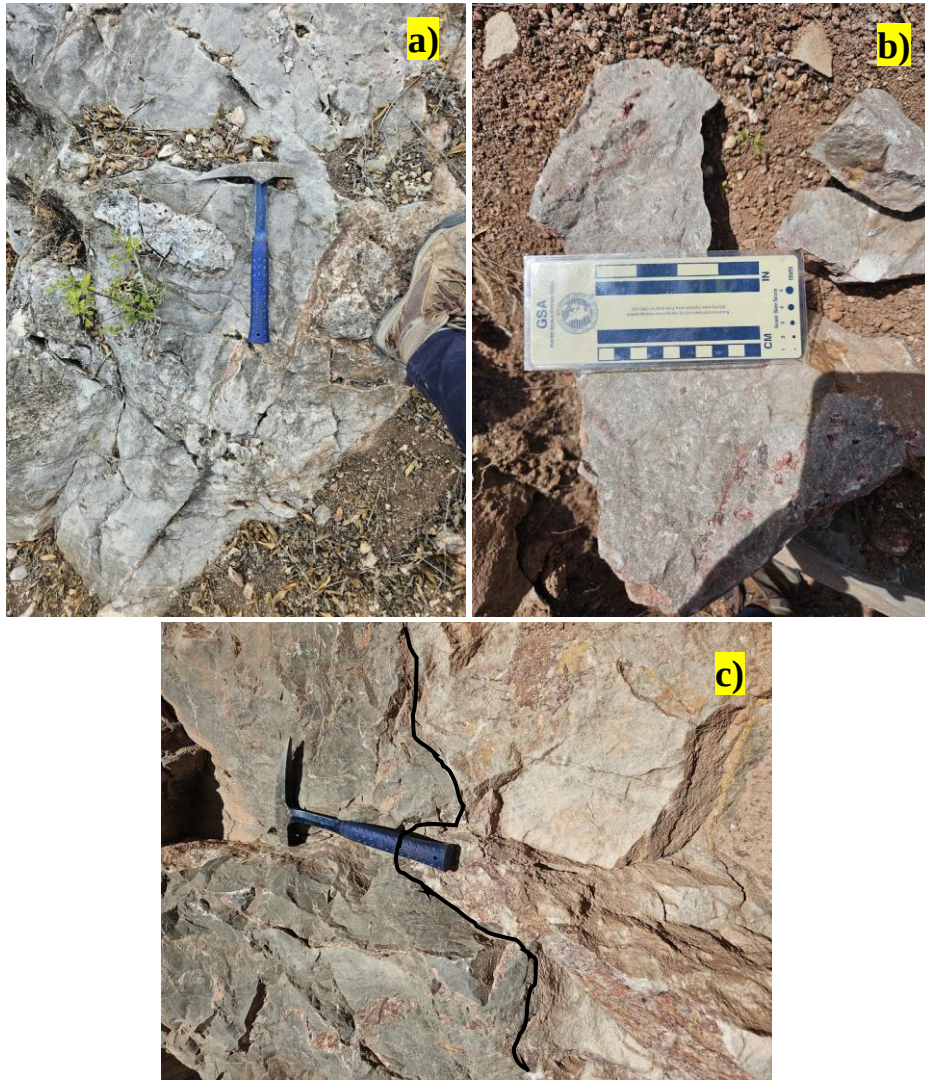


Figura 39. Calizas masivas recrystalizadas de la Formación El Abra. a) Caliza de color gris con fracturas visibles y tonalidad homogénea, ligeramente recrystalizada. b) Caliza recrystalizada con vetillas de color rojizo, posiblemente debido a óxidos de hierro asociados a circulación de fluidos hidrotermales. c) Contacto entre calizas de diferente coloración: a la izquierda, caliza gris con fracturas rellenas de óxidos de hierro; a la derecha, caliza blanquecina, ligeramente recrystalizada. La línea negra indica el límite entre ambas zonas.

En estas calizas, se identifican rastros fósiles que podrían estar asociados con bivalvos, gasterópodos y otros organismos marinos. Estos restos fósiles representan una evidencia significativa de las condiciones paleoambientales documentadas en la PVSLP, correspondientes a un entorno marino somero con aguas cálidas y de baja energía,

característico de plataformas carbonatadas (Carrillo-Bravo, 1971; Eguiluz de Antuñano et al., 2000; Figura 40).



Figura 40. Cavidades fósiles asociadas a paleokarstificación. Se observan estructuras que corresponden a moldes de fósiles disueltos. Estas pequeñas cavidades pueden estar asociados a la exposición subárea y la formación de paleokarst en un ambiente de plataforma carbonatada somera.

Con frecuencia, los fósiles muestran signos de disolución, formando huecos o moldes internos que, en algunos casos, se encuentran rellenos con minerales secundarios como calcita. Este fenómeno es indicativo de procesos de disolución relacionados con actividad kárstica secundaria, tal como se ha descrito en estudios previos sobre paleokarsticidad (James & Choquette, 1984), pero también del proceso de actividad hidrotermal relacionado con la intrusión de cuerpos intrusivos graníticos y/o granodioríticos, al cual, regionalmente se ha asociado la mineralización de fluorita.

La disolución selectiva de fósiles, junto con el relleno por minerales secundarios, constituye una evidencia clara de la interacción de estas calizas con procesos tardíos a lo largo del

tiempo. Estos procesos, además, probablemente modificaron las propiedades físicas de la roca, principalmente su porosidad y permeabilidad.

Un indicio a mayor escala de los procesos de paleokarstificación y de la influencia de actividad ígnea en esta zona mineralizada es un afloramiento que presenta una estratigrafía distintiva (Figura 41). En la base, se encuentran calizas recristalizadas de la Formación El Abra. Por encima, en la parte central, se observa una cavidad generada por disolución kárstica en estas calizas, la cual fue posteriormente rellenada por una secuencia laminada de grano fino y espesor variable. Esta unidad ha sido interpretada como una variante de la dacita, finamente estratificada, que pudo haberse depositado como material piroclástico muy fino y posteriormente sufrir procesos de alteración hidrotermal. La sucesión indica que la disolución carbonatada se interrumpió, dando paso a un relleno volcánico fino antes de la actividad ígnea Oligocénica registrada en la región (Labarthe et al., 1982).

Esta unidad intermedia es particularmente relevante, ya que presenta una textura compacta, laminaciones bien definidas y variaciones de color desde rosado claro hasta tonos más oscuros, lo cual podría reflejar cambios en su composición o en las condiciones paleoambientales durante su formación. Su disposición y regularidad sugieren un ambiente de baja energía, compatible con un depósito pausado de material fino (James & Choquette, 1984), de origen piroclástico.

Finalmente, en la parte superior se observa una secuencia de dacitas intensamente argilizadas, pertenecientes a la unidad Riodacita Del Carmen, que incluye fragmentos angulosos de la caliza subyacente. Esta superposición sugiere que la intrusión de las dacitas durante el Oligoceno habría sellado la cavidad y propiciado alteraciones hidrotermales posteriores, afectando tanto al relleno como a las calizas encajonantes.

La secuencia intermedia observada en el afloramiento es particularmente relevante. Su textura y apariencia son compatibles con un ambiente de baja energía (James & Choquette, 1984), correspondiente a facies de flujo piroclástico fino alterado.

La presencia de una cavidad kárstica dentro de la caliza masiva recristalizada sugiere un proceso de disolución significativo del carbonato, que generó el espacio posteriormente rellenado por esta unidad laminada. La intrusión de la Riodacita Del Carmen durante el Oligoceno selló dicha cavidad, y probablemente favoreció alteraciones asociadas a actividad hidrotermal.

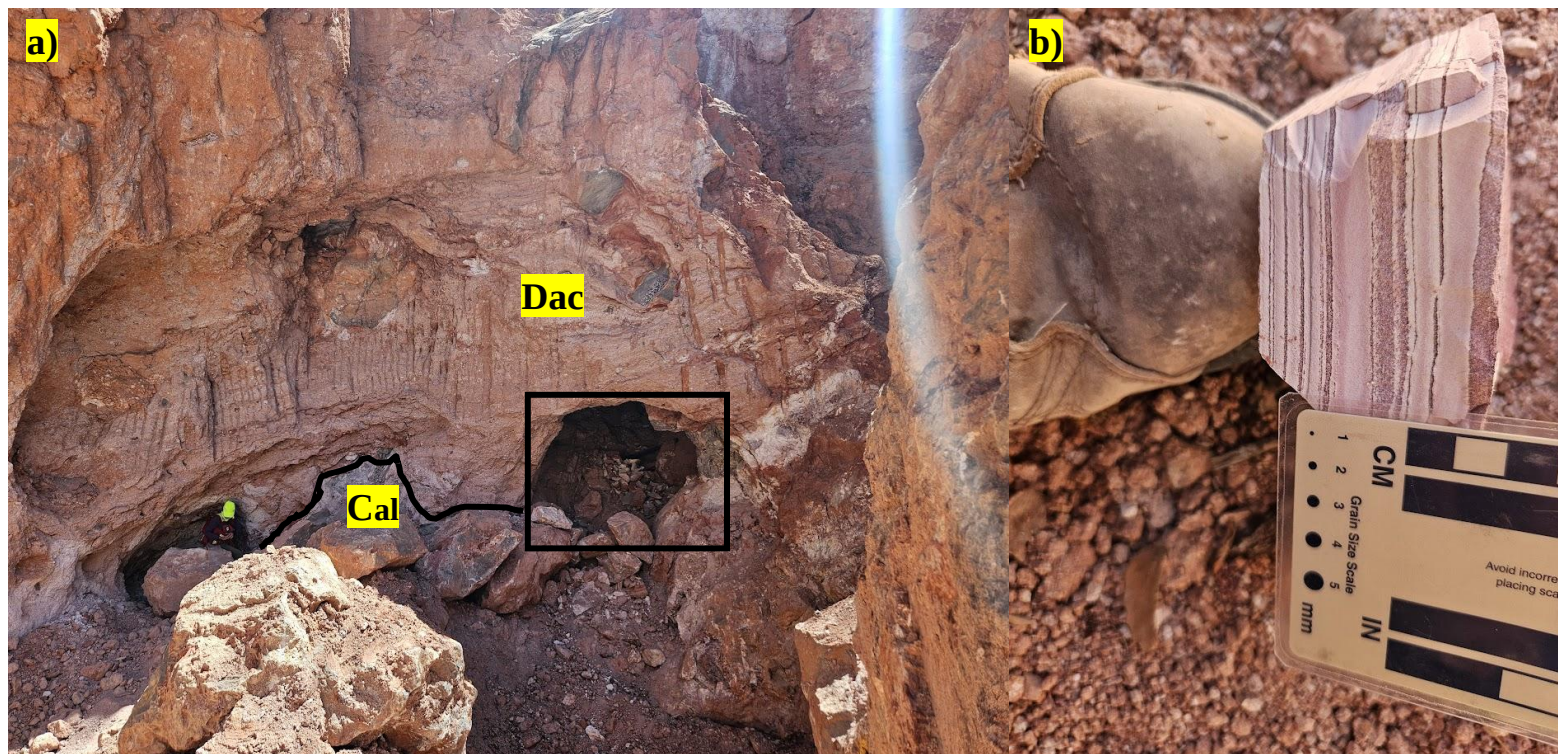


Figura 41. Evidencia de paleokarst y relleno volcánico fino. a) Afloramiento donde se observa una secuencia estratigráfica representativa: en la base, calizas masivas recrystalizadas de la Formación El Abra; en la parte intermedia, una cavidad generada por disolución (paleokarst) que fue rellena por una unidad litológica finamente laminada, correspondiente a facies finas de una dacita piroclástica alterada; en la parte superior, se disponen las dacitas argilizadas pertenecientes a la unidad Riodacita Del Carmen. b) Fotografía de muestra de la unidad intermedia, donde se aprecian las laminaciones paralelas con tonalidades que varían de rosado claro a oscuro, compatibles con flujos piroclásticos finos alterados.

En la zona de La Ilusión se observan contactos entre las calizas de la Formación El Abra y las dacitas argilizadas pertenecientes a la unidad Riodacita Del Carmen (Figura 42). Estas zonas de contacto presentan evidencias que podrían indicar procesos de paleokarsticidad de acuerdo con James & Choquette (1984).

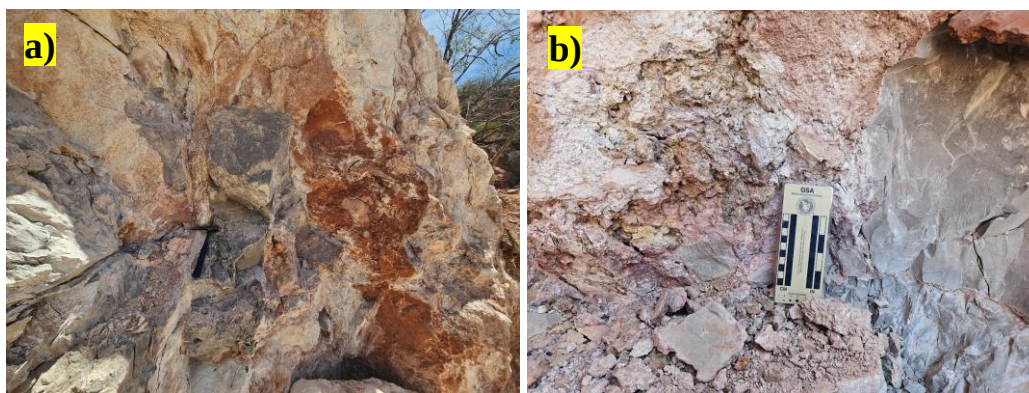


Figura 42. Evidencias de paleokarstificación y alteración en calizas de la Fm. El Abra. (A) Afloramiento de calizas en el que se aprecia un contacto irregular con fragmentos angulosos de calizas atrapados en una matriz clara, lo que sugiere un posible colapso y relleno kárstico. La presencia de coloraciones rojizas indica alteración ferruginosa, posiblemente producto de la circulación de fluidos meteóricos u oxidantes. El sistema de fracturas observado podría haber facilitado la infiltración de estos fluidos, promoviendo la disolución y posterior cementación secundaria. (B) Contacto entre calizas grises masivas de la Fm. El Abra (derecha) y una zona alterada (izquierda) con evidencias de disolución, colapso y posible relleno kárstico. La textura brechosa y la heterogeneidad indican procesos de paleokarstificación.

La transición entre las calizas masivas y la zona de alteración presenta las siguientes características que podrían sugerir un origen paleokárstico:

1. Contactos irregulares: La presencia de contactos irregulares podría representar antiguas cavidades kársticas que posteriormente fueron rellenadas con sedimentos finos, fragmentos de dacitas o cementadas por procesos diagenéticos secundarios.
2. Material ferruginoso: En sistemas paleokársticos, es común que los espacios generados por disolución sean rellenados con arcillas o material ferruginoso producto de la alteración de minerales expuestos a condiciones meteóricas u oxidantes (James & Choquette, 1984). En las zonas de contacto de La Ilusión, se aprecia una intensa

coloración rojiza en ciertas partes, lo que indica una alteración asociada a fluidos ricos en hierro.

3. Presencia de brechas: Se identificaron brechas formadas por fragmentos angulosos de caliza soportados en una matriz más clara de dacitas fuertemente alteradas. Esto sugiere procesos de disolución y colapso de una antigua cavidad kárstica, donde los fragmentos se acumularon y posteriormente fueron cementados.
4. Fracturación intensa: Los afloramientos muestran una fracturación significativa, lo que podría haber facilitado la infiltración de fluidos, promoviendo la disolución de la caliza y la formación de cavidades. La circulación de los fluidos pudo haber favorecido la redistribución de minerales y la formación de cementos ferruginosos.

A partir de estas características, se infiere que la karstificación representa una etapa de fuerte disolución en las calizas, donde las fracturas generadas por el plegamiento asociado a la Orogenia Laramide, permitieron la infiltración de aguas meteóricas ricas en CO₂ que habría generado ácido carbónico, facilitando la disolución del carbonato de calcio y la formación de cavidades, grutas que se reportan en la región, y fisuras, las cuales posteriormente, un cambio en el clima pudo generar que se frenara la karsticidad, y empezara un proceso de relleno de esas cavidades que representan las dacitas finamente estratificadas. Todo esto precediendo a la actividad ígnea, intrusiva y extrusiva, a la cual podría asociarse la mineralización de fluorita en la región, de manera semejante a lo que Torres-Hernández, (1994) ha planteado para el distrito minero de Guadalcázar, en la parte oeste de la Plataforma de Valles-San Luis Potosí.

Sin embargo, también es posible que la karstificación haya estado influenciada por fluidos hidrotermales. En esta propuesta, la circulación de fluidos hidrotermales ácidos a través de fracturas y planos de estratificación podría haber provocado la disolución parcial de la caliza, generando cavidades que posteriormente fueron rellenadas con material arcilloso, ferruginoso o carbonatos secundarios (Goldstein, 1991).

2.3.2 Dacitas de la Unidad Riodacita Del Carmen

Las dacitas de la unidad Riodacita Del Carmen, presentes en la zona de La Ilusión, muestran similitudes significativas con las observadas en La Rosita, tanto en su apariencia macroscópica como en sus rasgos estructurales. Se caracterizan por su aspecto masivo y una intensa fracturación. Los colores predominantes en estas rocas varían entre tonos de gris claro, negro y marrón-rojizo. La presencia de fracturas y planos de debilidad en las dacitas sugiere una influencia estructural significativa, probablemente asociada a deformaciones posteriores a su emplazamiento.

El grado de alteración se manifiesta en cambios evidentes en la coloración, la textura y la pérdida de cohesión mecánica de la roca, lo cual indica una interacción prolongada con fluidos posteriores al evento magmático (Figura 43).

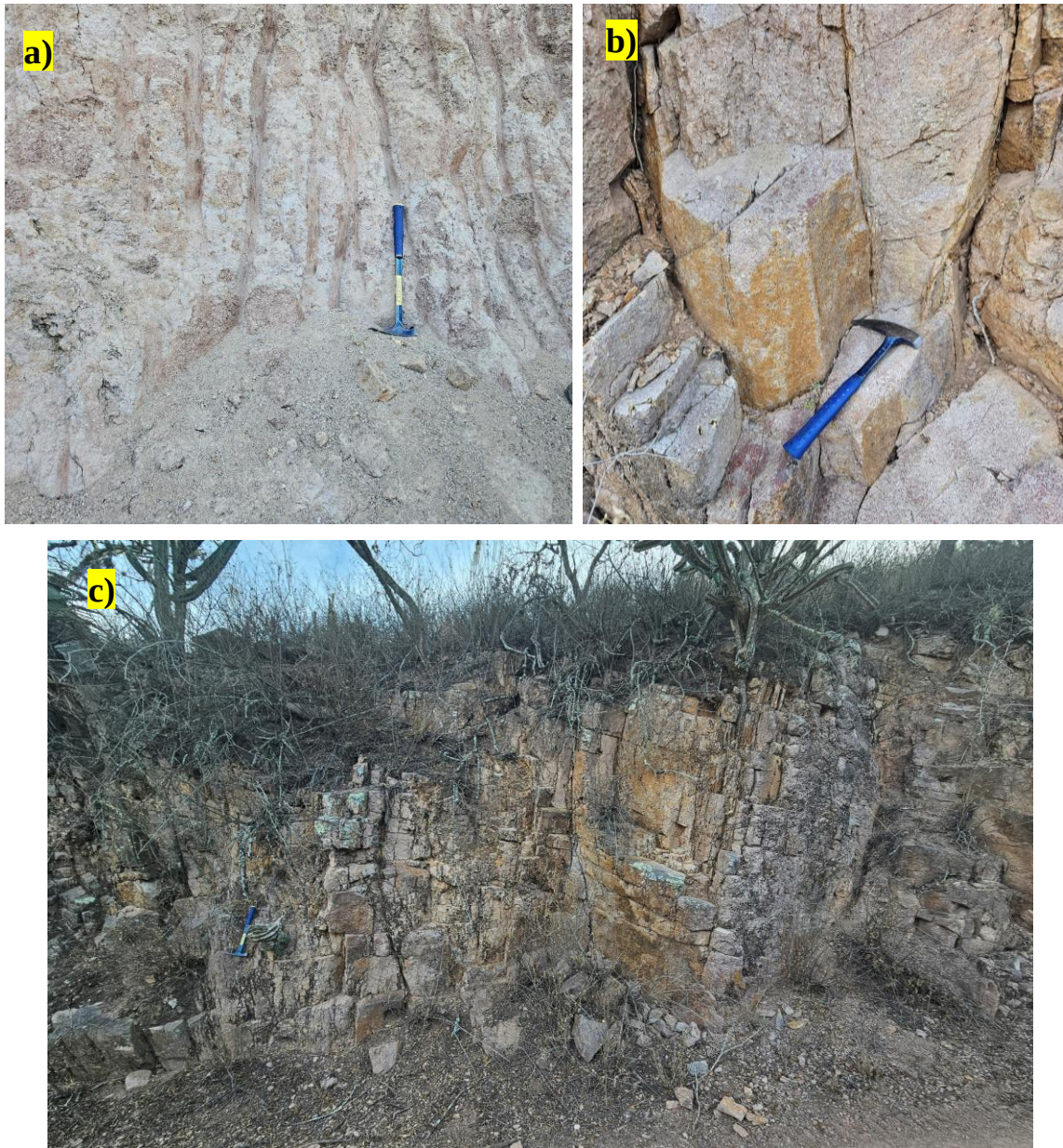


Figura 43. Dacitas fracturadas de la Unidad Riodacita Del Carmen. a) Afloramiento de dacitas con bandas de alteración de coloración rojiza asociadas con procesos de oxidación de minerales de hierro, posiblemente vinculados a circulación de fluidos hidrotermales a través de fracturas. La textura de la roca sugiere interacción química avanzada en el sistema hidrotermal (Pirajno, 2009). b) Dacitas con fracturamiento columnar hexagonal, mostrando textura porfídica y evidencias de alteración hidrotermal y meteórica. Las tonalidades amarillentas y rojizas reflejan procesos de oxidación y circulación de fluidos a través de las fracturas. c) Afloramiento de dacitas masivas mostrando un intenso fracturamiento y alteraciones hidrotermales con tonalidades rojizas (oxidación).

La variabilidad en los colores de estas dacitas probablemente represente distintos grados de alteración hidrotermal, meteorización o cambios composicionales ocurridos después de su emplazamiento (Figura 44).

La dacita de color gris parece ser la menos alterada, su tonalidad sugiere un bajo grado de alteración, permitiendo la preservación de minerales primarios como los feldespatos en mejor estado. En contraste, la dacita de color negro podría deber su tonalidad a un mayor contenido de vidrio volcánico o a la presencia de óxidos de manganeso y enriquecimiento en minerales máficos, como biotita y piroxeno. También es posible que esta coloración oscura indique una mayor proximidad a zonas de interacción con fluidos hidrotermales, los cuales habrían precipitado óxidos oscuros (Winter, 2014).

Por otro lado, la coloración rojiza se asocia con procesos de oxidación, donde el hierro contenido en minerales ferromagnesianos bajo condiciones oxidantes. Su textura sugiere que esta unidad litológica fue afectada por alteración argílica y meteorización (Pirajno, 2009).

La presencia de fracturas, junto con las variaciones en color y textura dentro de la misma unidad, sugiere que estas riodacitas estuvieron sometidas a procesos post magmáticos, como la circulación de fluidos hidrotermales y la exposición subaérea. En este contexto, los colores rojizos y negros podrían estar relacionados con la interacción de fluidos hidrotermales ricos en hierro y manganeso. Por otra parte, la alteración argílica observada en la dacita roja podría estar asociada a una fase tardía de circulación hidrotermal en la que los feldespatos fueron reemplazados por minerales arcillosos como caolinita o illita (Pirajno, 2009). Esta variante parece haber sido la más afectada por procesos de meteorización, donde el oxígeno atmosférico promovió la oxidación del hierro presente en la roca.



Figura 44. Variaciones de color y textura en las dacitas de la unidad Riodacita Del Carmen. Se identifican tres variantes: Dacita gris, con textura afanítica y pequeños fenocristales; Dacita negra, con aspecto vítreo, asociada a un enfriamiento rápido de la lava; Dacita rojiza, con intensa alteración de tipo argílico y procesos oxidantes, evidenciada por su coloración. Estas diferencias reflejan distintos grados de enfriamiento, alteración posterior a su emplazamiento y meteorización.

Al igual que en la zona mineralizada de La Rosita, en La Ilusión se ha identificado una brecha hidrotermal en la parte superior de las calizas masivas de la Fm. El Abra y de las dacitas de la unidad Riodacita Del Carmen (Figura 45). Las calizas subyacentes a esta brecha presentan una textura masiva y evidencian un claro proceso de recrystalización. La brecha se compone principalmente de fragmentos angulosos de dacitas alteradas, que presentan tonalidades rojizas y ocre, probablemente debido a la presencia de alteraciones argílicas avanzadas y a la oxidación de minerales secundarios. Estas características sugieren que la brecha se formó a partir de un evento tectónico o hidrotermal, en el que fluidos calientes, ricos en minerales, fracturaron las dacitas y depositaron minerales secundarios (Sillitoe, 2010).

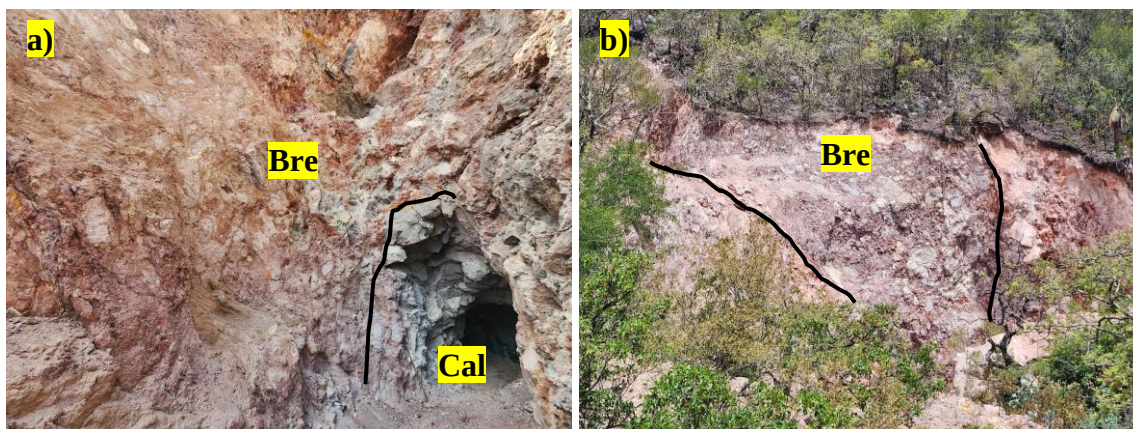


Figura 45. Contacto entre calizas masivas de la Fm. El Abra y dacitas alteradas de la unidad Riodacita Del Carmen. a) Afloramiento donde se observa el contacto entre calizas masivas recrystalizadas y brechamiento hidrotermal (Bre) en dacitas alteradas. En la base, se identificó una falla de rumbo 158/77, lo que sugiere que un evento tectónico posterior al emplazamiento de la Riodacita Del Carmen favoreció la fracturación y circulación de fluidos hidrotermales. La alteración argílica y la coloración rojiza en la brecha hidrotermal indican la influencia de procesos hidrotermales posteriores al fallamiento. b) Brecha hidrotermal desarrollada en dacitas argilizadas, conformada por clastos angulares y matriz cementada por óxidos de hierro. Este tipo de estructuras puede estar asociado a eventos de mineralización vinculados a sistemas hidrotermales volcánicos (Sillitoe, 2010).

En las calizas subyacentes a la brecha se identificó un plano de falla con orientación es de 158/77. Este desplazamiento tectónico habría generado zonas de debilidad estructural que facilitaron la circulación de fluidos hidrotermales hacia las dacitas suprayacentes. En este contexto, la tectónica regional actuó como el principal control estructural que favoreció tanto el ascenso del magmatismo como la circulación de fluidos hidrotermales asociados al enfriamiento de los intrusivos de la unidad volcánica denominada Riodacita Del Carmen (Labarthe et al., 1989), promoviendo la alteración hidrotermal y la probable mineralización por fluorita, tanto en las dacitas como en las calizas subyacentes.

La interpretación geológica de la estratigrafía de la zona es la siguiente:

1. Depósito de calizas de la Formación El Abra: La base de los afloramientos en la zona está constituida por calizas masivas de estratificación gruesa, las cuales contienen conchas y fragmentos de rudistas, incluyendo tanto radiolítidos de concha gruesa

como rudistas de concha delgada, estos últimos típicos de ambientes post-arrecifales. Su origen se asocia a un ambiente marino somero de plataforma carbonatada, donde se depositaron carbonatos finos que posteriormente experimentaron compactación y recristalización. Como se ha mencionado previamente, estas calizas pudieron haber estado sometidas a procesos secundarios y a cierto grado de karstificación antes del emplazamiento de las rocas volcánicas.

2. Emplazamiento de las dacitas de la unidad Riodacita Del Carmen: En una etapa posterior, ocurrió un evento volcánico que propició el emplazamiento de dacitas, posiblemente en forma de flujos de lava, como lo sugieren las foliaciones de flujo y las estructuras columnares observadas en algunos sectores, o como domos y cuerpos intrusivos. La presencia de alteración en las calizas, la formación de brechas hidrotermales asociadas a paleokarsticidad, así como la existencia de una secuencia laminar que corresponde a dacitas alteradas que rellenaron parcialmente cavidades kársticas, sugieren que esta actividad volcánica es posterior al desarrollo del karst y, por tanto, más reciente que la deposición de la Formación El Abra.
3. Fracturamiento y circulación hidrotermal: Un evento tectónico posterior, posiblemente asociado a una falla o a la reactivación de una estructura preexistente, generó el fracturamiento de las dacitas, favoreciendo la formación de una brecha hidrotermal observable en la parte superior de los afloramientos. La interacción con fluidos hidrotermales provocó alteraciones mineralógicas significativas, como la argilización y la oxidación de minerales, responsables de la coloración rojiza y ocre que presentan estas rocas.

2.4 Características de la mineralización en la zona La Ilusión

Al igual que en la zona mineralizada de La Rosita, en La Ilusión se identificó la presencia de fluorita y calcita. Sin embargo, mientras que en La Rosita la fluorita presenta tonalidades moradas, en La Ilusión solo se observaron variantes de fluorita de color negro y ámbar. Esta diferencia cromática podría estar relacionada con variaciones en la composición química de los fluidos mineralizantes, las condiciones de temperatura y presión, o a la interacción con las rocas hospedantes (Pi Puig et al., 2017).

A continuación, se describen las principales características observadas en la mineralización por fluorita de esta zona, con el objetivo de comprender mejor la génesis del depósito y los procesos geológicos involucrados:

Características y posibles implicaciones geológicas de la Fluorita negra:

La fluorita negra en La Ilusión se encuentra rellenando fracturas y vetillas, emplazándose en la dacita indicando un ambiente de precipitación asociado a un sistema hidrotermal (Figura 46). La roca hospedante muestra una alteración argílica avanzada, lo que indica una intensa interacción con fluidos hidrotermales. Además, la textura brechosa de la roca huésped, como se menciona en el apartado anterior, sugiere la presencia de eventos tectónicos o fracturamiento que favorecieron la circulación de los fluidos mineralizantes.

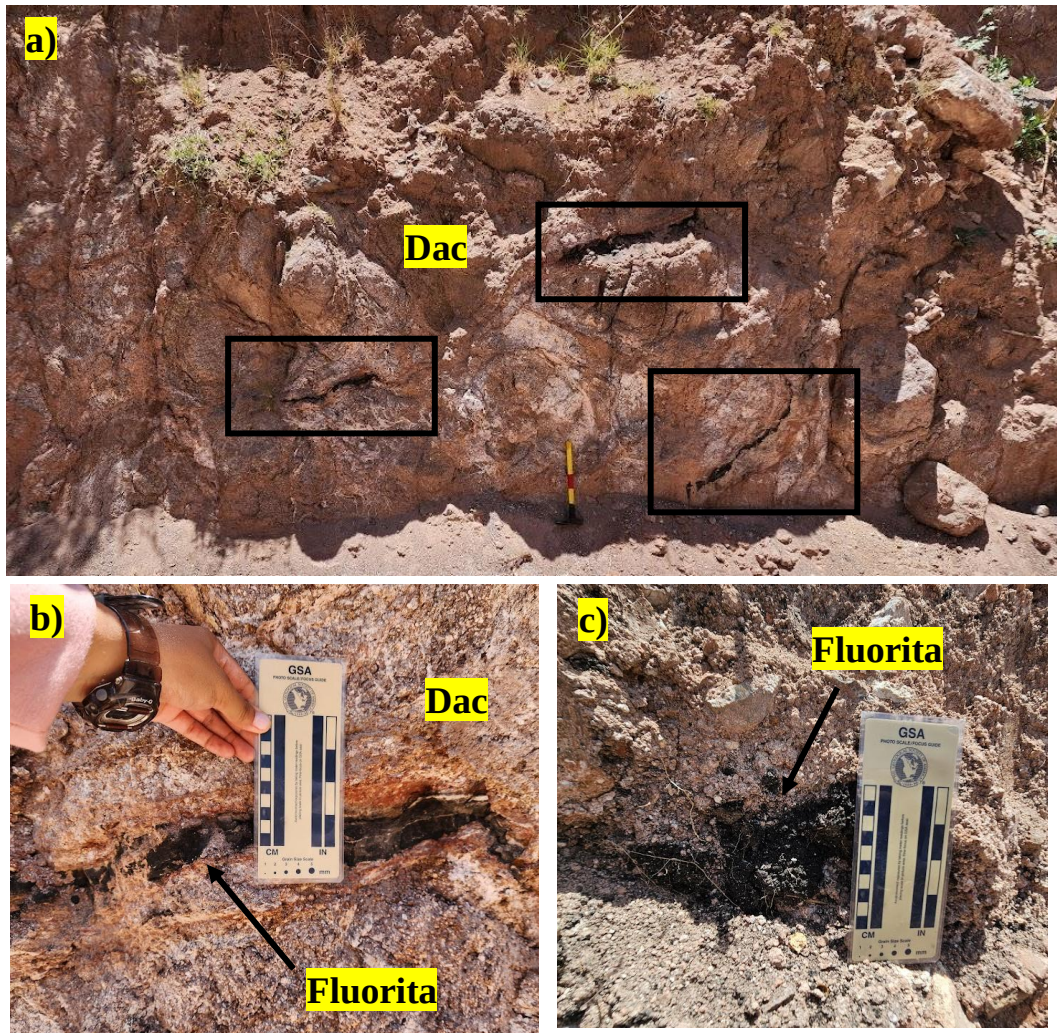


Figura 46. Mineralización de fluorita negra en vetillas hospedadas en dacitas argilizadas. a) Afloramiento de dacitas argilizadas con vetillas de fluorita negra. Se observa la alteración hidrotermal y estructuras de fracturamiento que facilitaron la circulación de fluidos mineralizantes. b) Detalle de una vetilla de fluorita negra en la dacita argilizada. Se aprecia la morfología de relleno en fractura y la relación con la roca hospedante. c) Fluorita negra relleno cavidades en la dacita ligeramente brechosa.

La coloración negra de esta variante de fluorita puede atribuirse a la presencia de inclusiones de material orgánico, sulfuros (como galena o esfalerita) o impurezas dentro de la estructura cristalina de la fluorita (Williams-Jones et al., 2012).

Con base en estas observaciones, se proponen las siguientes implicaciones geológicas sobre la génesis de la fluorita negra hospedada en las dacitas de la Unidad Riodacita Del Carmen (Gonzalez-Partida et al., 2003):

1. Origen tardío en un sistema hidrotermal: La presencia de fluorita negra en vetillas, junto con su asociación con alteración argílica avanzada en la roca huésped, sugiere que su precipitación ocurrió en una etapa tardía del sistema hidrotermal.
2. Interacción con fluidos ácidos: La alteración argílica en la roca huésped indica que los fluidos hidrotermales transportaban soluciones ácidas, lo que habría favorecido la movilización del calcio y la posterior precipitación de la fluorita.
3. Relación con actividad magmático-hidrotermal: La mineralización podría estar relacionada con una fase tardía de un sistema epitermal o con procesos hidrotermales asociados a actividad magmática.

Características y probable evolución hidrotermal de la Fluorita ámbar:

La fluorita ámbar de La Ilusión presenta una estructura cristalina bien definida, con cristales dispuestos radialmente en forma de abanico, adoptando un hábito prismático a tabular en lugar de la típica morfología cúbica. En esta variante de la fluorita, predomina el color ámbar, sin embargo, se pueden llegar a observar tonalidades negras o muy oscuras, posiblemente debido a impurezas de Fe o Mn, o a alteraciones superficiales. Su transparencia varía de baja a moderada, con algunas zonas translúcidas (Figura 47). De acuerdo con Taylor (2009), la cristalización radial indica un crecimiento desde un punto central, común en ambientes donde la mineralización se deposita en cavidades o fracturas.



Figura 47. Variaciones en la mineralización de fluorita ámbar emplazada en calizas recrystalizadas. a) Fluorita con hábito radial, de tonalidad ámbar con zonas más oscuras, alojada en calizas recrystalizadas de la Fm. El Abra. La coloración más intensa puede estar relacionada con impurezas de Fe y Mn, su disposición radial indica cristalización en espacios abiertos dentro de la roca huésped (Taylor, 2009). b) Cristales de fluorita de color ámbar hospedados en calizas recrystalizadas. Su tonalidad clara indica un ambiente de precipitación con menor contenido de impurezas y condiciones de mayor estabilidad química. La mineralización se alojó en fracturas y cavidades dentro de la caliza sugiriendo una etapa tardía en la evolución del sistema hidrotermal, cuando los fluidos ya habrían perdido gran parte de su contenido metálico y estaban enriquecidos en F⁻ (Simmons et al., 2005).

Esta fluorita se hospeda en las calizas recrystalizadas de la Fm. El Abra, cuya recrystalización podría estar vinculada con la mineralización de fluorita por los siguientes factores:

1. Permeabilidad secundaria: La recrystalización pudo incrementar la porosidad de la roca, favoreciendo la circulación de fluidos. Además, estas calizas presentan fracturas y cavidades de disolución, rasgos que conforman una red de permeabilidad secundaria. La presencia de fluorita en vetillas y cavidades sugiere que los fluidos mineralizantes aprovecharon estas estructuras preexistentes como vías de migración y precipitación (Taylor, 2009).
2. Interacción fluido-roca: Las calizas experimentaron procesos de disolución parcial y redistribución de carbonatos, lo que pudo facilitar la entrada de fluidos hidrotermales ricos en F⁻. Estas condiciones favorecen la deposición de fluorita en espacios abiertos o su reemplazo parcial en la caliza (Simmons et al., 2005).

3. Evento hidrotermal post- diagenético: La fluorita pudo haberse alojado en las calizas ya recristalizadas, lo que indicaría que la mineralización ocurrió en una etapa hidrotermal tardía (Taylor, 2009).

La presencia de fluorita negra hospedada en las dacitas argilizadas de la unidad Riodacita Del Carmen y fluorita ámbar en las calizas recristalizadas de la Fm. El Abra, junto con el hecho de que las dacitas sobreyacen a las calizas en la estratigrafía, sugiere que el depósito de fluorita de La Ilusión se formó en un sistema hidrotermal magmático con evolución progresiva (Ghaedi et al., 2023)

1. Etapa 1: Fluidos hidrotermales derivados de una intrusión magmática o evento volcánico interactúan con las dacitas, alterándolas. En esta fase, la fluorita negra precipita cuando los fluidos aún son calientes y reactivos. Su color oscuro podría atribuirse a la presencia de Fe y Mn, elementos asociados a condiciones de mayor temperatura y agresividad química.
2. Etapa 2: Conforme los fluidos hidrotermales pierden temperatura y evolucionan químicamente, migran hacia nuevas zonas. En apartados anteriores se presentaron evidencias de que estas calizas recristalizadas tienen fracturas y cavidades de disolución, lo que facilitó la circulación de fluidos. Además, la interacción con el carbonato de calcio (CaCO_3) provocó un cambio en el pH, favoreciendo un ambiente más estable. En esta etapa, la fluorita cristaliza con menor contenido de impurezas, dando lugar a cristales de color ámbar en fracturas y cavidades.
3. Fase 3: En la última fase, los fluidos hidrotermales agotan la mayor parte de sus elementos metálicos (Fe, Mn, etc.), quedando principalmente flúor y calcio. La

fluorita ámbar representa la etapa final del sistema, marcando el cese de la circulación de fluidos calientes en la zona.

Características e implicaciones geológicas de la Calcita:

Morfológicamente, la calcita se presenta en cristales granulares a sacaroidales con una textura intercrecida, lo que sugiere su crecimiento dentro de una fractura o cavidad de disolución en la roca huésped (Deer et al., 1992). Su color varía de blanco a ligeramente amarillento, esto podría indicar cierto grado de pureza con la posible presencia de trazas de otros elementos o impurezas, como óxidos de hierro o materia orgánica (Deer et al., 1992). La calcita está hospedada en las calizas de la Fm. El Abra, donde la transición entre el mineral y la roca caja es abrupta (Figura 48). Esto sugiere que su precipitación fue un evento secundario posterior a la formación de la caliza, emplazándose en fracturas y cavidades de disolución preexistentes generadas durante la Orogenia Laramide.

Si bien la fluorita se ha interpretado como de origen hidrotermal magmático, para la calcita se proponen las siguientes implicaciones geológicas con respecto a su probable origen:

1. La calcita pudo haberse depositado como parte de un proceso de cementación secundaria, derivado de la circulación de fluidos meteóricos ricos en CaCO_3 . Este tipo de precipitación es común en ambientes kársticos o en fracturas generadas por la disolución del carbonato (Leach et al., 2010).
2. Similar a la fluorita, la calcita podría haber precipitado a partir de fluidos hidrotermales, ya sean magmáticos o relacionados con eventos tectónicos que habrían generado las fracturas donde el mineral se emplazó.

La presencia de calcita rellenando cavidades constituye una evidencia consistente de procesos kársticos previos, en los cuales la disolución del carbonato generó espacios vacíos posteriormente cementados por fluidos ricos en carbonato de calcio.

Además, considerando la existencia de calizas masivas recrystalizadas y cambios en el pH, la precipitación de esta calcita podría estar vinculada más a episodios de circulación de fluidos, ya sean meteóricos o hidrotermales.

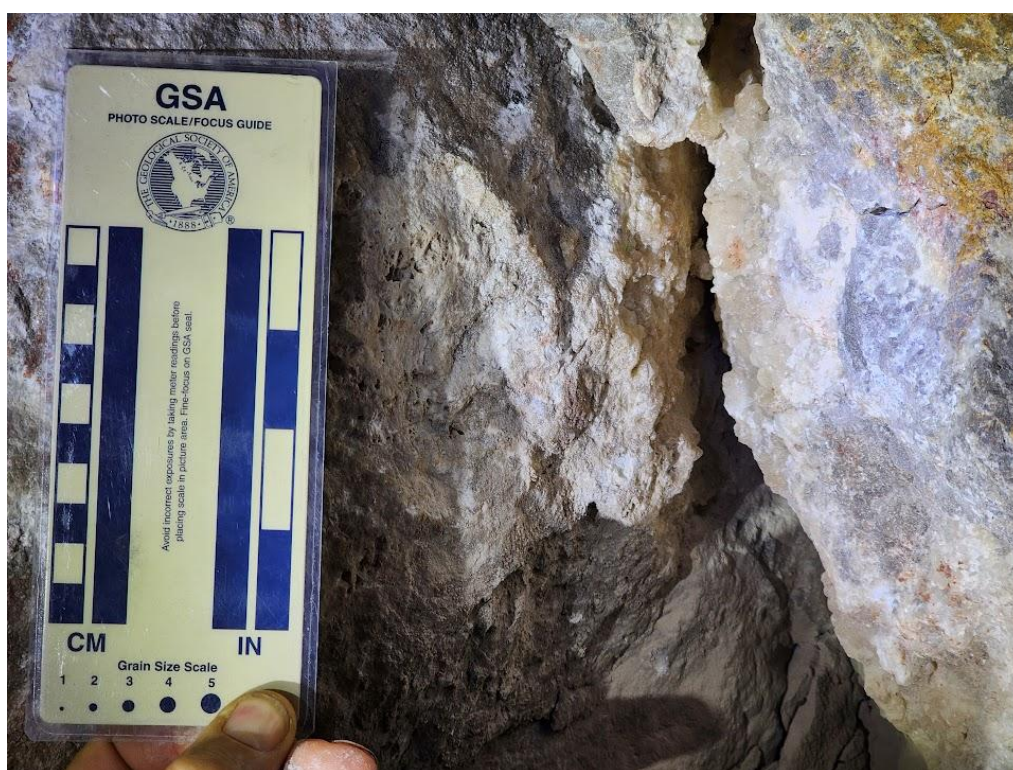


Figura 48. Precipitación de calcita en fracturas dentro de calizas masivas de la Fm. El Abra. Fractura rellena por cristales de calcita en una caliza masiva recrystalizada. La calcita presenta una textura granular a sacaroidal, con coloración blanca a amarillenta. Su formación puede estar asociada con procesos diagenéticos tardíos y/o circulación de fluidos hidrotermales, posiblemente controlados por fracturación o disolución kárstica previa.

Se identificó una muestra en la que coexisten fluorita y calcita de una brecha compuesta por fragmentos de dacita roja de la Unidad Riodacita Del Carmen y caliza recrystalizada de la Fm. El Abra. Esta asociación sugiere un sistema hidrotermal polifásico influenciado por eventos tectónicos y alteración hidrotermal (Figura 49).

La presencia de brechas que incluyen a la Riodacita Del Carmen indica un ambiente de fracturación significativa, probablemente relacionado con actividad tectónica que facilitó la circulación de fluidos mineralizantes. Inicialmente, la fluorita cristalizó a partir de fluidos hidrotermales ricos en F^- que se infiltraron y rellenaron los espacios abiertos en la brecha, señalando un evento temprano de mineralización. Posteriormente, la precipitación de calcita sugiere una fase tardía, en la que los fluidos evolucionaron hacia composiciones más ricas en Ca^{2+} y CO_3^{2-} , favoreciendo el sellado de fracturas y la cementación de la brecha (Bodnar, 2003).

Los fragmentos de dacita argilizada indican que la alteración hidrotermal contribuyó a la redistribución de elementos esenciales para la formación de estos minerales. Además, la interacción con calizas recristalizadas sugiere que la disolución y posterior relleno de cavidades también influyeron en la deposición mineral (Corbella et al., 2004). En conjunto, estos procesos reflejan una evolución geológica en la que la mineralización estuvo controlada por la tectónica, la circulación de fluidos hidrotermales y la interacción con la litología preexistente.

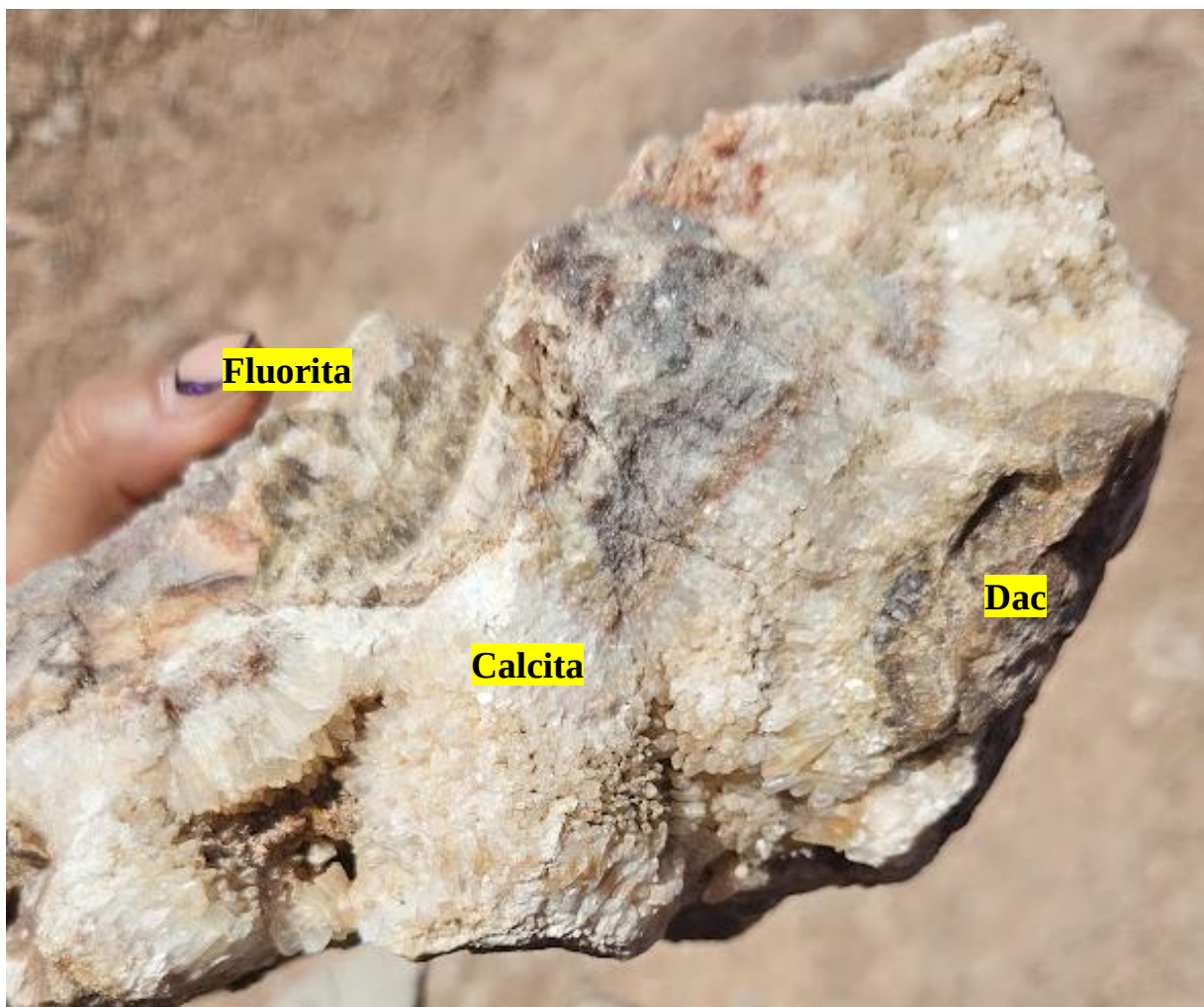


Figura 49. Mineralización de fluorita y calcita en brecha hidrotermal con fragmentos de dacita argilizada y caliza recristalizada. Muestra de brecha hidrotermal compuesta por fragmentos angulosos de dacita roja argilizada y caliza recristalizada, cementada por fluorita y calcita. La fluorita se presenta en cristales translúcidos de tonalidad ámbar a marrón claro, con hábito cúbico y bordes ligeramente corroídos, lo que indica recristalización parcial. La calcita, de color blanco a crema, muestra un hábito romboédrico y textura sacaroidea, sugiriendo una precipitación tardía a partir de fluidos hidrotermales ricos en CaCO_3 . La disposición de los minerales dentro de la brecha sugiere un proceso hidrotermal polifásico, donde la fluorita se depositó en una etapa inicial a partir de fluidos ricos en F^- , seguida por la cementación de calcita en una fase tardía. La mineralización indica circulación de fluidos a través de estructuras de fractura formadas por los procesos tectónicos de la Orogenia Laramide, y posiblemente también durante la etapa de magmatismo que emitió a la Riodacita Del Carmen.

CAPÍTULO 3: ESTUDIO PETROGRÁFICO DE LAS UNIDADES GEOLÓGICAS IDENTIFICADAS EN EL ÁREA DE ESTUDIO.

3.1 Estudio petrográfico de las unidades geológicas correspondientes al área de estudio en láminas delgadas

Como se mencionó en el capítulo anterior, las áreas mineralizadas La Ilusión y La Rosita comparten características litológicas y estructurales, así como unidades geológicas semejantes. No obstante, La Rosita abarca una mayor extensión y cuenta con más afloramientos accesibles para la toma de muestras. Debido a esto, la mayoría de las muestras analizadas en este estudio provienen de esta zona mineralizada por fluorita. En este capítulo se presenta la petrografía de las unidades identificadas en el área de estudio, así como la descripción petrográfica de las inclusiones fluidas presentes en la fluorita. En total, se realizaron 13 láminas delgadas correspondientes a: Calizas de la Formación El Abra, Dacitas de la unidad Riodacita Del Carmen, e Ignimbritas de la unidad El Órgano.

A continuación, se presentan las principales características microscópicas de cada una de estas unidades litológicas.

3.1.1 Calizas de la Formación El Abra

Las muestras LR-03, LR-05 y LR-06 (Figura 50) corresponden a calizas recristalizadas de la Formación El Abra. Petrográficamente, se clasifican entre mudstone, caracterizadas por un predominio de matriz micrítica, y packstone, que presentan más del 10 % de granos soportados en matriz micrítica, de acuerdo con la clasificación de Dunham (1962).

En la muestra LR-03 se observa una matriz calcárea micrítica atravesada por vetillas rellenas de calcita secundaria en contacto con cristales de fluorita. En la muestra LR-05 se identifican

restos fósiles de foraminíferos miliólidos soportados en matriz micrítica, así como vetillas con relleno de calcita secundaria.

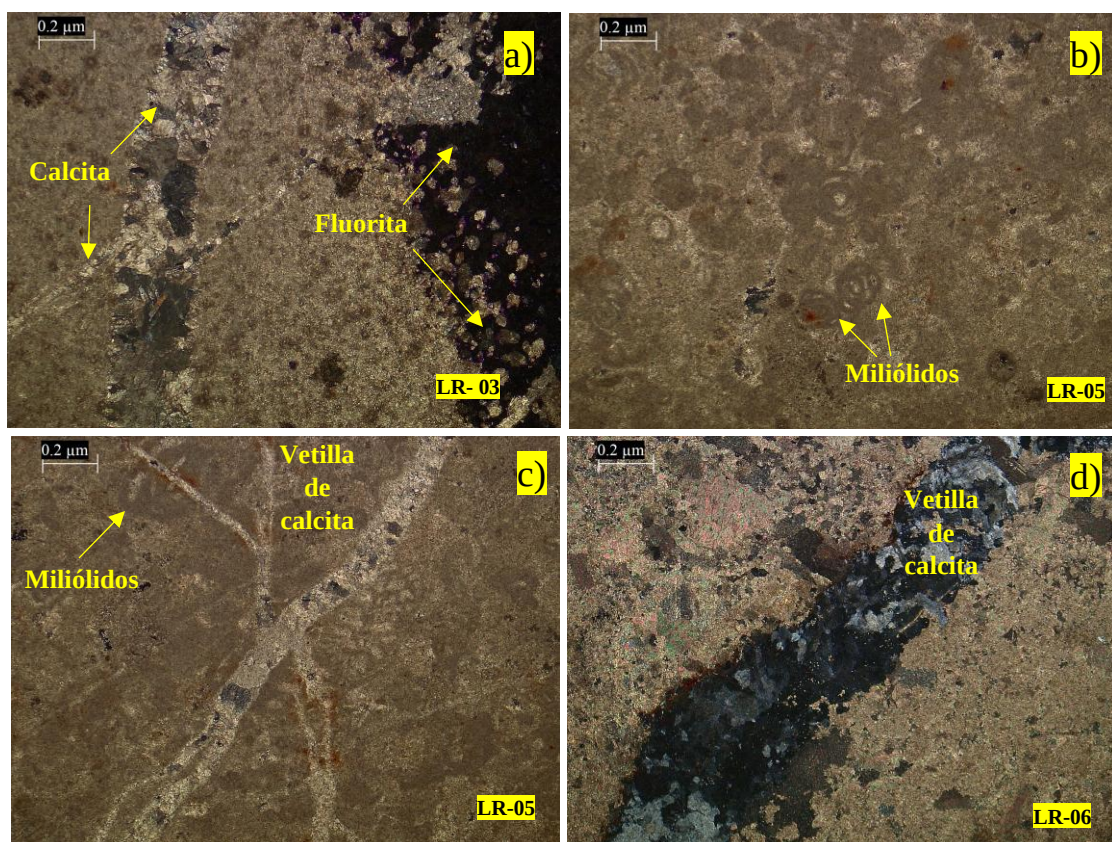


Figura 50. Microfotografías a nicoles paralelos de calizas de la Formación El Abra. a) Muestra LR-03: matriz micrítica recristalizada (mudstone) con fracturas rellenas de calcita; en el extremo derecho se observan cristales de fluorita de tonalidad púrpura en contacto con la caliza recristalizada. b) y c) Muestra LR-05: textura packstone con fósiles de foraminíferos miliólidos, circulares y elipsoidales, soportados en matriz micrítica recristalizada y atravesados por vetillas rellenas de calcita secundaria. d) Muestra LR-06: matriz micrítica recristalizada con vetilla rellena de calcita secundaria.

3.1.2 Dacitas de la Unidad Riodacita Del Carmen

En el área de estudio se reconocieron dacitas pertenecientes a la unidad Riodacita Del Carmen, caracterizadas por variaciones de color gris, negro y rojo. Las dacitas grises están representadas por las muestras LIL-02 y LR-08B; las dacitas negras, por las muestras LR-07

y LR-09; y las dacitas rojizas, por la muestra LR-08A. Estas diferencias de color podrían estar relacionadas con procesos de alteración hidrotermal y oxidación.

a. Dacitas Grises

Las muestras LIL- 02 Y LR-08 B presentan una textura porfídica, con fenocristales de plagioclasa y anfíboles inmersos en una matriz microlítica. Los fenocristales de plagioclasa son subhedrales, intensamente fracturados y con maclado polisintético, lo que indica condiciones de cristalización rápida en un magma de composición intermedia a ácida (Gill, 2010). Los anfíboles se observan subhedrales y parcialmente oxidados. La matriz exhibe textura pilotáxica, con aspecto que varía de vítreo a microcristalino, y presenta ligera argilitización (Figura 51 y 52).

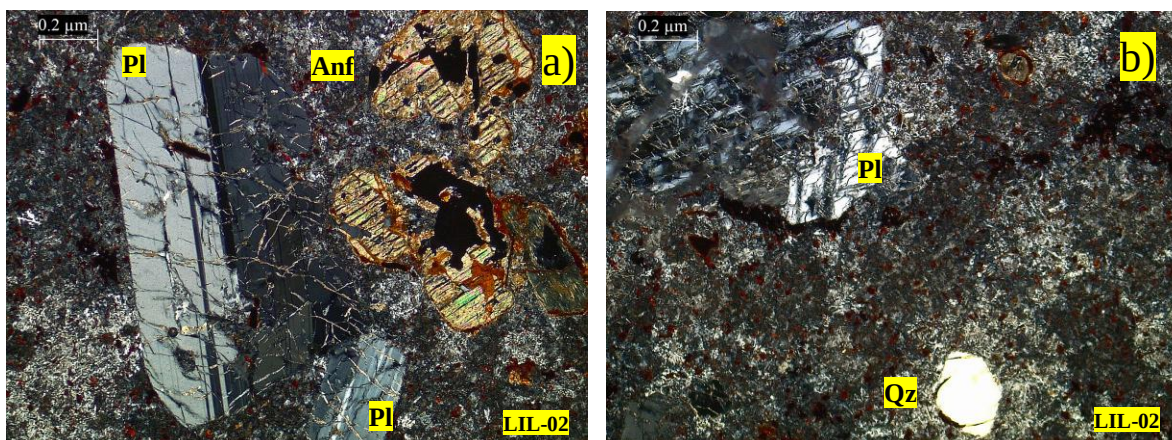


Figura 51. Microfotografías de la muestra LIL-02 a nícoles cruzados, mostrando fenocristales de plagioclasa (Pl), anfíbol (Anf), y cuarzo (Qz) en una matriz microlítica ligeramente argilitizada (color blanco). a) Fenocristales de plagioclasa intensamente fracturados, con maclado polisintético, y anfíboles subhedrales con evidencias de oxidación. La matriz presenta textura pilotáxica y ligera argilitización. b) Fenocristal de plagioclasa subhedral; la matriz, de aspecto microcristalino e intensamente alterado, presenta tonalidades grises oscuro a pardo tenue, bajo relieve y ausencia de estructura cristalina definida, lo que sugiere un reemplazo mineralógico por minerales arcillosos finos (alteración argílica). La presencia de puntos opacos oscuros dispersos indica oxidación de los anfíboles. En la parte inferior central se observa un cuarzo anhedral.

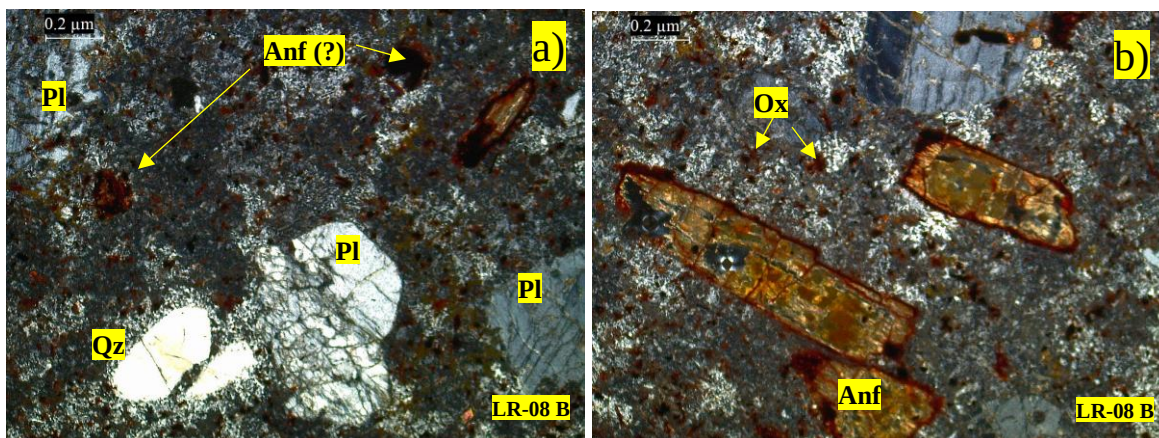


Figura 52. Microfotografías de la muestra LIL-08B a nículos cruzados. a) Dacita con textura porfídica, mostrando fenocristales de plagioclasa (Pl), anfíbol (Anf) reemplazado por oxidación y cuarzo (Qz), en una matriz microlítica argilitizada. b) Anfíboles oxidados en una matriz microlítica argilitizada, de color blanco.

b. Dacitas negras

Las dacitas de color negro, correspondientes a las muestras LR-09 y LR-07 (Figuras 53 y 54, respectivamente), presentan una textura porfídica caracterizada por fenocristales de plagioclasa, algunos con zonación, distribuidos en una matriz que varía de microlítica a vítrea y muestra evidentes signos de oxidación. Se observan ligeras variaciones en el grado de cristalinidad de la matriz: en algunas secciones predomina una textura microlítica, rica en microcristales y minerales opacos, lo que sugiere un enfriamiento relativamente rápido; en otras, la matriz es más homogénea y densa, lo que podría indicar un mayor emplazamiento en profundidad o un enfriamiento más lento.

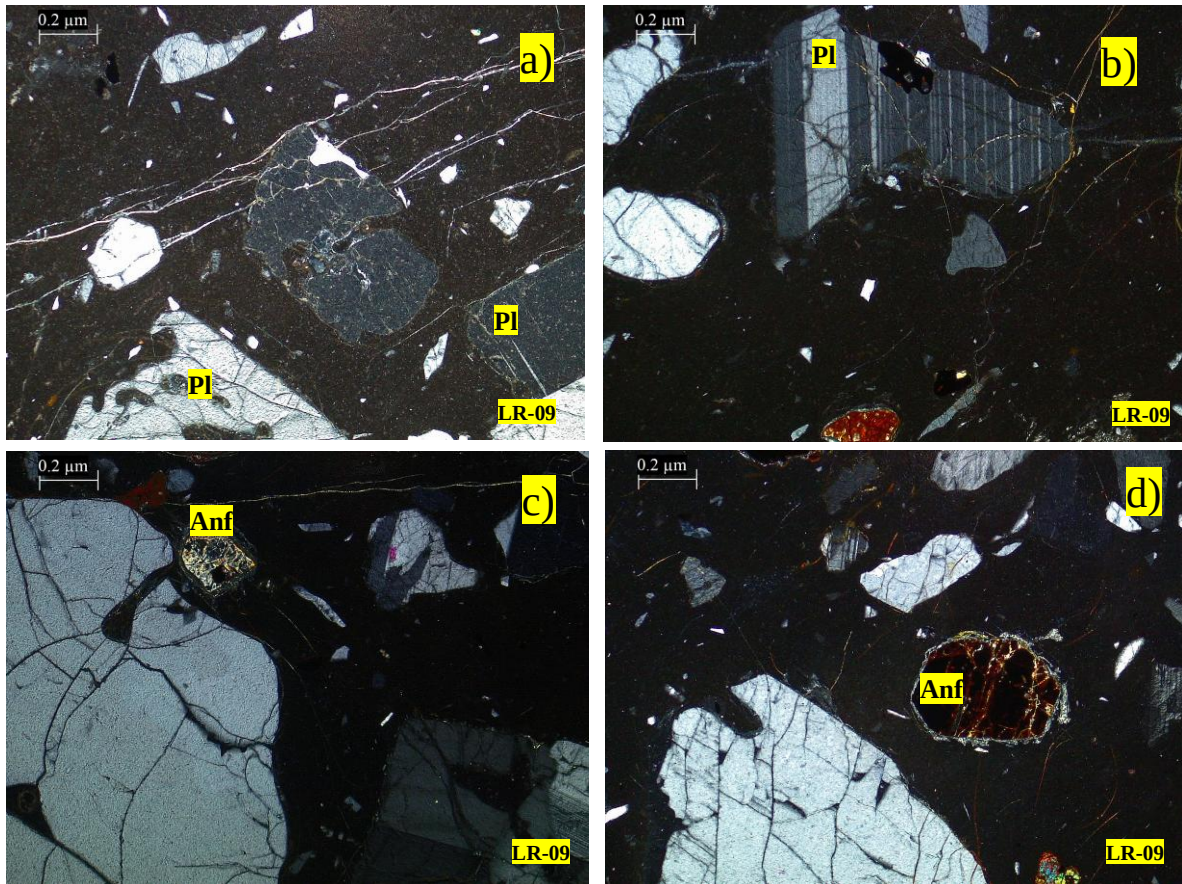


Figura 53. Microfotografías a nícoles cruzados de dacitas negras de la unidad Riodacita Del Carmen. a) Cristal de plagioclasa altamente fracturado y parcialmente alterado, inmerso en una matriz vítrea desvitrificada. Se observan microlitos y vetillas delgadas de relleno de sílice o carbonato que cortan el fenocristal. b) Fenocristal de plagioclasa con bordes irregulares y fracturación; presencia de anfíboles (Anf) en una matriz muy fina, vítrea y orientada, lo que sugiere enfriamiento rápido. c) Cristales subhedrales de plagioclasa con bordes redondeados y anfíbol; la matriz presenta vidrio desvitrificado. d) Cristales subhedrales de plagioclasa, algunos con fracturación interna y bordes alterados; anfíbol subhedral en matriz vítrea.

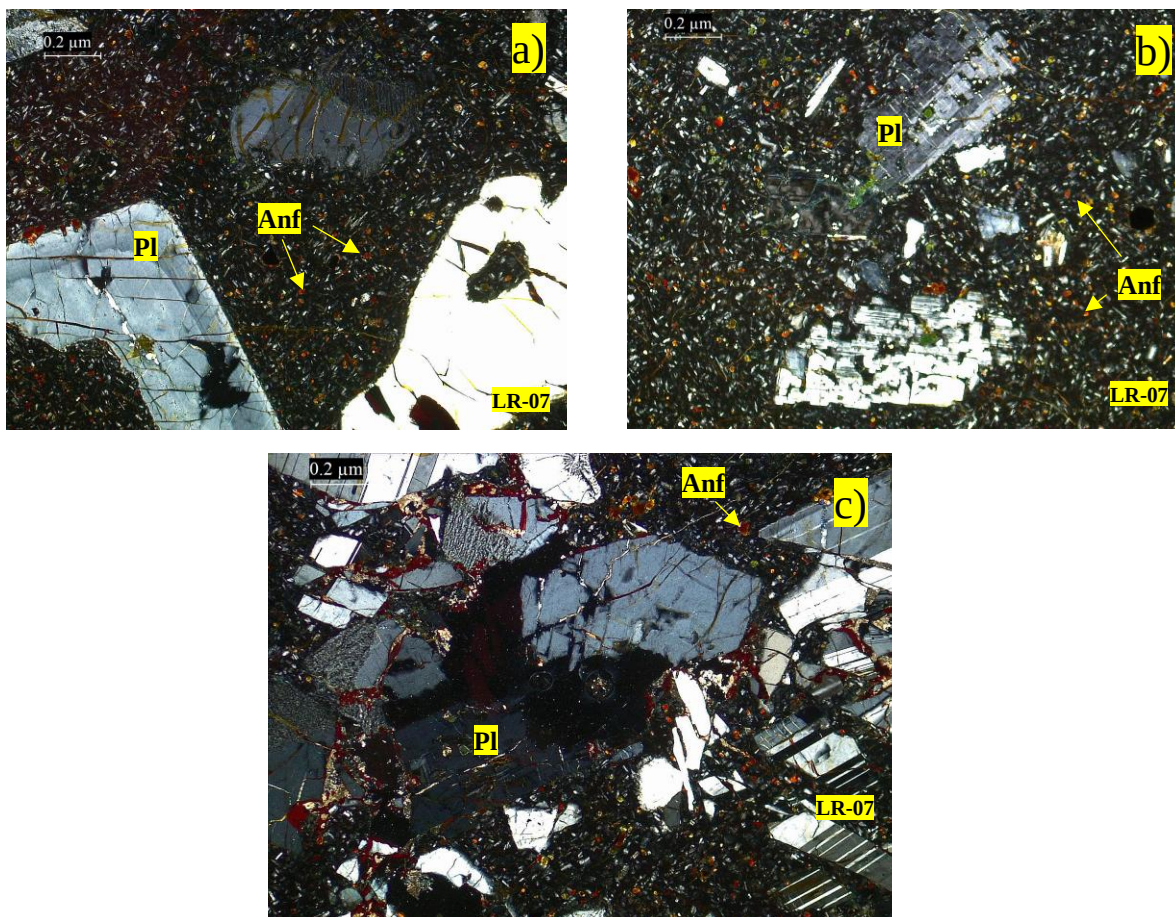


Figura 54. Microfotografías de dacitas negras de la unidad Riodacita Del Carmen, mostrando textura porfídica con matriz microlítica. a) Plagioclasa zonada con fracturas internas y bordes irregulares, inmersa en una matriz microlítica compuesta por plagioclasas y anfíboles ligeramente oxidados. b) Fenocristales subhedrales de plagioclasa con maclas polisintéticas; la matriz microlítica está formada por plagioclasa y anfíboles ligeramente oxidados. c) Agregado de plagioclasas en matriz microlítica con ligera oxidación.

c. Dacitas rojas

La muestra LR-08A corresponde a una dacita de color rojizo de la unidad Riodacita Del Carmen. Presenta fenocristales subhedrales de plagioclasa con maclas polisintéticas, contenidos en una matriz microlítica compuesta por plagioclasas ligeramente orientadas y anfíboles.

En las microfotografías se observa una alteración intensa, extendida y difusa en la matriz, la cual también presenta ligera argilitización y oxidación (Figura 55).

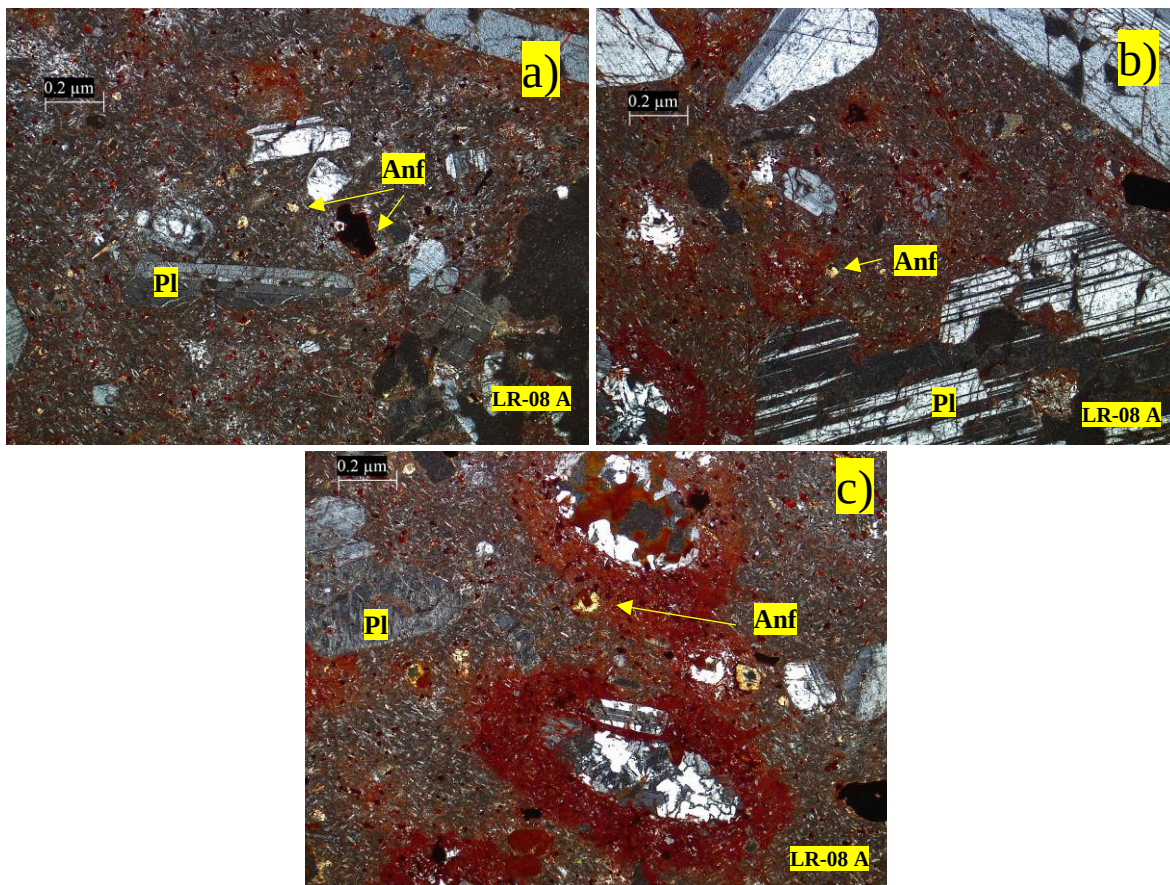


Figura 55. Microfotografías de la muestra LR-08A a nícoles cruzados. a) Fenocristales de plagioclasa (Pl) en una matriz microlítica compuesta por plagioclasas ligeramente orientadas y anfíboles (Anf), alrededor de los cuales se observa oxidación. b) Fenocristales de plagioclasa con maclas polisintéticas; algunos presentan fracturación interna y bordes corroídos. La matriz microlítica, con anfíboles, muestra oxidación intensa. c) Cristales de plagioclasa y anfíbol en matriz microlítica con evidencias de oxidación.

El análisis petrográfico comparativo de las tres variaciones de las dacitas de la Unidad Riodacita Del Carmen (grises, negras y rojas) permite identificar diferencias significativas tanto en sus características petrográficas como en los procesos geológicos que las han afectado: Las dacitas grises presentan una textura porfídica con fenocristales de plagioclasa y cuarzo en una matriz microcristalina, y muestran una alteración leve a moderada,

posiblemente asociada a procesos post- eruptivos tempranos. Por su parte, las dacitas negras presentan una coloración oscura atribuida a una mayor proporción de minerales máficos o a la presencia de vidrio volcánico. Estas rocas muestran una alteración hidrotermal más intensa y una matriz criptocristalina, así como reemplazos minerales. Finalmente, las dacitas rojas se caracterizan por una alteración argílica avanzada y coloración rojiza producto de la oxidación de los anfíboles posiblemente por alteración hidrotermal.

En conjunto, la progresiva alteración desde las dacitas grises hasta las rojas sugiere una evolución hidrotermal con distintos grados de interacción fluido-roca, siendo las dacitas negras una posible etapa intermedia con mayor preservación de la textura original en comparación con las rojas, pero con mayor afectación que las grises.

3.1.3 Ignimbritas de la Unidad El Órgano

Los afloramientos de ignimbritas correspondientes a la unidad El Órgano son escasos en el área de estudio y se localizan principalmente en la porción media, entre las zonas mineralizadas de La Rosita y La Ilusión. A esta unidad corresponden las muestras LR-10 y LR-14.

La muestra LR-10 presenta una textura porfídica, con fenocristales de feldespatos euhedrales a subhedrales inmersos en una matriz predominantemente vitromicrolítica a criptocristalina, parcialmente alterada. Algunos de estos cristales muestran zonación, fracturas internas y bordes corroídos, lo que sugiere un enfriamiento rápido.

En la microfotografía de la muestra LR-10 (Figura 56) se observa una matriz de aspecto vítreo a criptocristalino, asociada a enfriamiento rápido, con bordes irregulares e inmersa en una matriz con débil textura eutaxítica. Los fenocristales están representados por feldespatos

y óxidos de hierro que rellenan cavidades y microfracturas. Entre los componentes cristalinos destacan cristales aislados de feldespato.

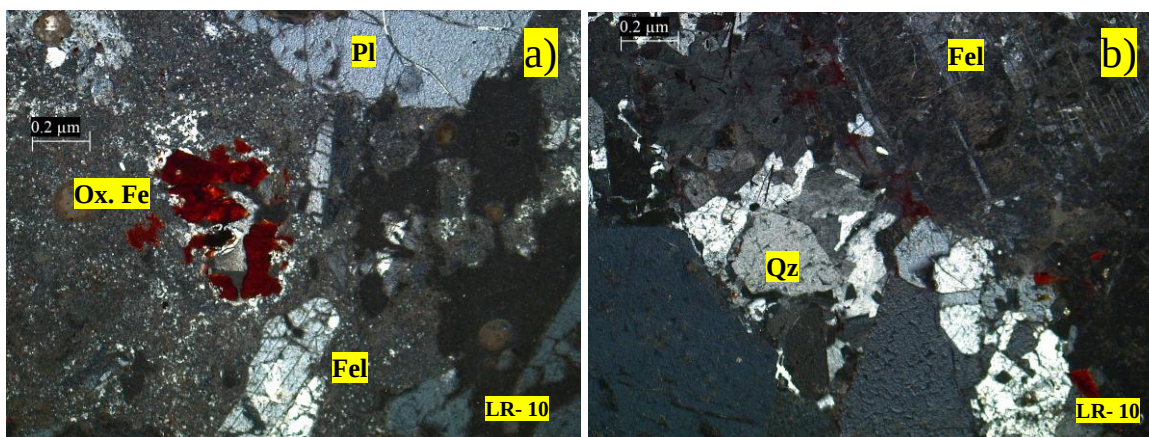


Figura 56. Ignimbrita El Órgano bajo luz polarizada cruzada. a) Matriz de aspecto vítreo a criptocristalino con textura eutaxítica débil; fenocristales de feldespato (Fel) euhedrales a subhedrales y óxidos de hierro rellenoando poros y fracturas. b) Fenocristales de feldespato con maclas polisintéticas, acompañados por cuarzo y óxidos de hierro.

La muestra LR-14, también perteneciente a la unidad Ignimbrita El Órgano, presenta una textura porfídica con fenocristales subhedrales de plagioclasa parcialmente alterados por sericita y acompañados por anfíboles oxidados (Figura 57). La matriz es microcristalina, con ligera argilitización producto de la presencia de minerales arcillosos finamente diseminados. Algunos fenocristales exhiben fracturación interna y bordes irregulares, posiblemente generados en eventos posteriores a la erupción. Estas características, en conjunto con la alteración hidrotermal observada, sugieren un enfriamiento relativamente rápido y una posterior circulación de fluidos que afectó tanto a la matriz como a los minerales principales, similar a lo observado en la muestra LR-10.

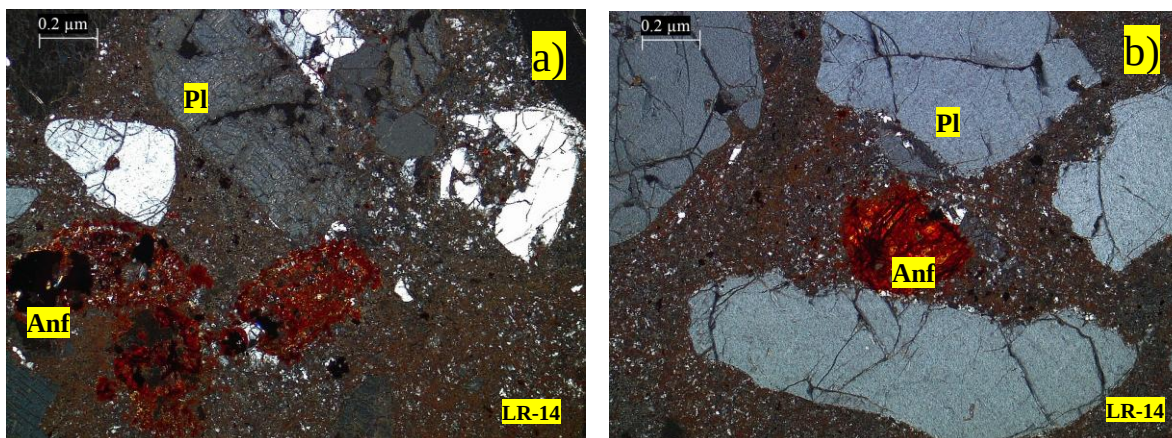


Figura 57. Microfotografías de la muestra LR-14 (ignimbrita El Órgano) a nícoles cruzados. a) Textura porfídica con fenocristales subhedrales de plagioclasa parcialmente alterados por sericita (?). La matriz microcristalina presenta ligera argilitización debido a la presencia de minerales arcillosos finamente diseminados y oxidación de anfíboles. b) Fenocristales subhedrales de plagioclasa con fracturación marcada y bordes irregulares, probablemente de origen post eruptivo. En el centro, anfíbol oxidado.

3.1.4 Fluorita

La muestra LR-04 corresponde a una caliza de la Fm. El Abra que ha sido afectada por procesos de mineralización por fluorita. Petrográficamente, exhibe una textura holocristalina y la presencia de tres fases principales: fluorita morada, calcita y una matriz micrítica con distintos grados de recrystalización y reemplazo.

La fluorita morada se presenta en dos formas principales: como cristales euhedrales a subhedrales de grano fino diseminados en la matriz, visibles en LR-04 (b) (Figura 58), probablemente correspondientes a una etapa temprana de diseminación difusa en la roca hospedante; y como cristales anhedrales de tamaño microlítico a criptocristalinos, dispersos en vetillas y cavidades, como se observa en LR-04 (a) y LR-04 (c) (Figura 58). Algunos de estos cristales presentan formas cúbicas a romboidales, con relieve medio, extinción uniforme y colores de interferencia bajos. En ocasiones, se agrupan densamente en disposiciones radiales, sugiriendo nucleación desde un punto central. La fluorita se presenta tanto embebida en la matriz como en contacto con cristales de calcita.

La calcita se identifica como cristales anhedrales a subhedrales. Muestra colores de interferencia altos, extinción oblicua y maclas internas, y se caracteriza por su textura granoblásticas en mosaico en algunas zonas. Se localiza relleno de poros, cavidades y fracturas, y en ciertos sectores reemplaza parcialmente la matriz micrítica. En las imágenes LR- 04 (d) y LR-04 (e) (Figura 58), la calcita aparece formando áreas compactas de cristales de mayor tamaño y aspecto anedral, en asociación directa con la fluorita, lo que indica un relleno tardío o una etapa de sobrecrecimiento posterior, posiblemente vinculada a un pulso de reequilibrio hidrotermal.

La matriz micrítica de la caliza presenta una textura densa en tonalidades oscuras, con signos de recristalización parcial inducida por la circulación de fluidos. Asimismo, se identifican texturas de disolución localizadas cerca de las fracturas mineralizadas por fluorita y grados variables de reemplazo, lo que indica una alteración progresiva en la roca original a lo largo del proceso de mineralización por fluorita.

La asociación entre fluorita y calcita, las evidencias de relleno de fracturas y reemplazo parcial de la matriz micrítica, sugieren un modelo de mineralización epigenética de carácter hidrotermal, con al menos dos fases mineralizantes: uno inicial con precipitación de fluorita y otro más tardío con cristalización de calcita. El contacto calcita-fluorita sugiere una alternancia en la circulación de fluidos con composiciones distintas.

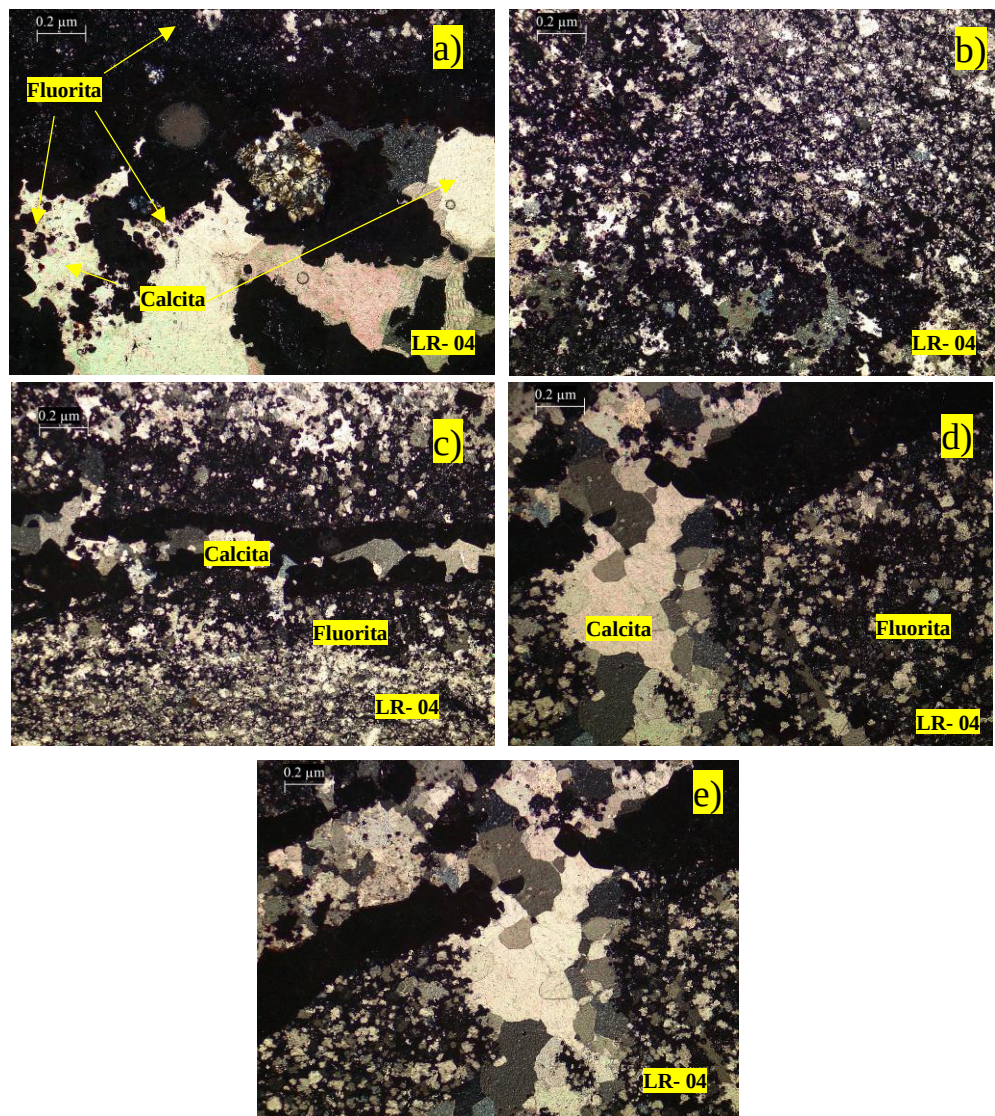


Figura 58. Fluorita morada bajo luz polarizada paralela. a) Cristales de fluorita con hábito cúbico o subromboidal, relieve medio y extinción uniforme; algunos forman agregados granulares y están embebidos en una matriz micrítica de fluorita. A la derecha se observan cristales anhedrales de calcita con extinción ondulante y altos tonos de interferencia. **b)** Infiltración difusa de fluorita en calcita; zona homogénea con alta proporción de fluorita microcristalina. **c)** Vetilla rellena por calcita subhedral que corta la matriz micrítica de calcita y fluorita. **d)** Agregado de cristales de calcita y zonas de fluorita fina dispersa en los intersticios; se observan contactos irregulares entre ambas fases. La calcita parece ser una fase tardía, posiblemente precipitada después de la fluorita o como relleno de espacios residuales. **e)** Vetilla de calcita en posición central, seguida de un posterior emplazamiento de fluorita.

La muestra LIL-03 corresponde a fluorita de color ámbar (Figura 59). Las microfotografías muestran una textura microgranular, formada por cristales predominantemente anhedrales a subhedrales, con bordes irregulares y escaso desarrollo de caras cristalinas. Estos se disponen

en agregados compactos, con variaciones de relieve y colores que van del ámbar al gris claro bajo luz paralela. Se identifican óxidos de hierro de color rojo oscuro, probablemente hematita o limonita, concentrados principalmente en bordes de cristales, cavidades y microfracturas. Esta asociación sugiere procesos de oxidación relacionados con la circulación tardía de fluidos. En algunas zonas, la fluorita presenta indicios de recrystalización, evidenciados por la orientación variable de los cristales y los contactos irregulares entre ellos, lo que podría reflejar un crecimiento diferencial dentro del mismo sistema hidrotermal o durante etapas sucesivas de mineralización.

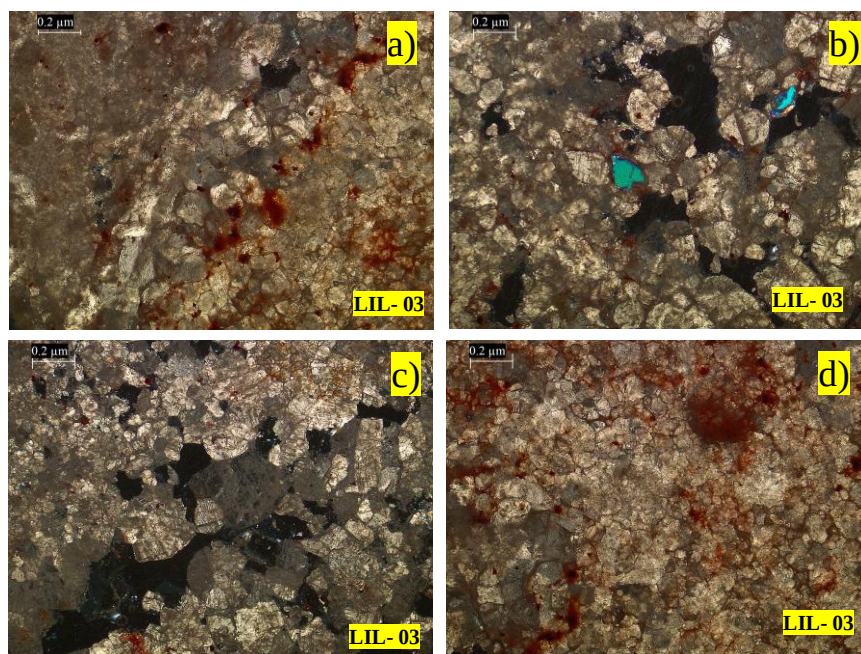


Figura 59. Fluorita ámbar bajo luz polarizada paralela. a) Cristales anhedrales a subhedrales de fluorita ámbar con textura masiva. b) Agregados de fluorita anedral asociados a porosidad secundaria. c) Cristales irregulares de fluorita con bordes corroídos y vacíos intercristalinos. Textura asociada a procesos de recrystalización tardía. d) Fluorita de grano fino con microfracturas rellenas de óxidos.

La comparación entre las características petrográficas entre la fluorita morada y la fluorita ámbar permite proponer una probable evolución dentro del sistema mineralizante (Tabla 8).

La fluorita morada representa una etapa temprana dentro del sistema mineralizante, precipitada en condiciones más profundas y reductoras, es decir, con baja disponibilidad de

oxígeno. En contraste, la fluorita ámbar muestra evidencias de recristalización, disolución parcial y una mayor presencia de óxidos de hierro, lo que sugiere una etapa tardía o superpuesta, probablemente vinculada a la incursión de fluidos meteóricos u oxidados (Pirajno ,2009)

Parámetro	Fluorita Ámbar	Fluorita Morada
Coloración:	Ámbar, amarillo claro, miel	Morado intenso a pálido
Textura:	Masiva, microgranular, anhedral	Diseminada y en contacto con vetillas, euhedral/ subhedral
Ambiente de formación:	Posible mineralización tardía u oxidante	Etapa más temprana, en ambientes reductores
Asociaciones minerales:	Óx. Fe	Caliza, matriz micrítica de caliza de la Fm. El Abra
Evidencias de recristalización:	Frecuente, con bordes irregulares y disolución parcial	Escasos, con menor porosidad observable
Porosidad o vacíos:	Frecuentes, asociados a fracturación y disolución	Escasos, con menor porosidad observable
Zonación interna:	Escasa o ausente	Puede presentar zonación concéntrica (coloración)
Implicación genética:	Mineralización por pulsos tardíos, quizás meteóricos o mixtos	Etapa temprana de precipitación hidrotermal

Tabla 8. Comparación petrográfica e interpretativa entre fluorita ámbar y fluorita morada en la zona de estudio.

3.2 Estudio petrográfico de inclusiones fluidas en láminas delgadas doblemente pulidas

Previo al análisis microtermométrico, se realizó un estudio petrográfico de las inclusiones fluidas presentes en cristales de fluorita ámbar, fluorita morada y calcita, con el objetivo de identificar su morfología, origen y características principales, y así seleccionar de manera adecuada las muestras a analizar. Las secciones delgadas doblemente pulidas elaboradas corresponden a: LIL-01-A-1, LIL-01-2, LIL-03-1, LIL-03-2, LR-03-1, LR-03-2, LR-03-3, LR-04 y LR-04-2. Las observaciones se realizaron bajo luz polarizada paralela, con un aumento de 30×, utilizando un microscopio óptico de polarización marca Leica, modelo DML-P, en el Instituto de Geología de la Universidad Autónoma de San Luis Potosí.

En el análisis petrográfico se identificaron inclusiones bifásicas (V+L), mayormente de origen pseudosecundario, distribuidas preferentemente a lo largo de microfracturas y límites cristalinos en fluorita ámbar, fluorita morada y calcita, sin evidencia visible de fases orgánicas o presencia de hidrocarburos.

Las características texturales y la distribución espacial de las inclusiones indican una evolución dominada por procesos de crecimiento mineral, recrystalización y circulación tardía de fluidos hidrotermales, lo que sugiere una dinámica post-formacional influenciada por microfracturas y reequilibrios físico-químicos en el sistema mineralizado (Bodnar, 2003).

Las microfotografías de la lámina LR-03-2 (a, b, c y d) de la Figura 60 muestran inclusiones pseudosecundarias dispuestas en grupos lineales o planares, en estrecha relación con microfracturas o límites cristalinos. En LR-03-2 (d), se observa una concentración de inclusiones hacia los bordes de los cristales, también de carácter pseudosecundario.

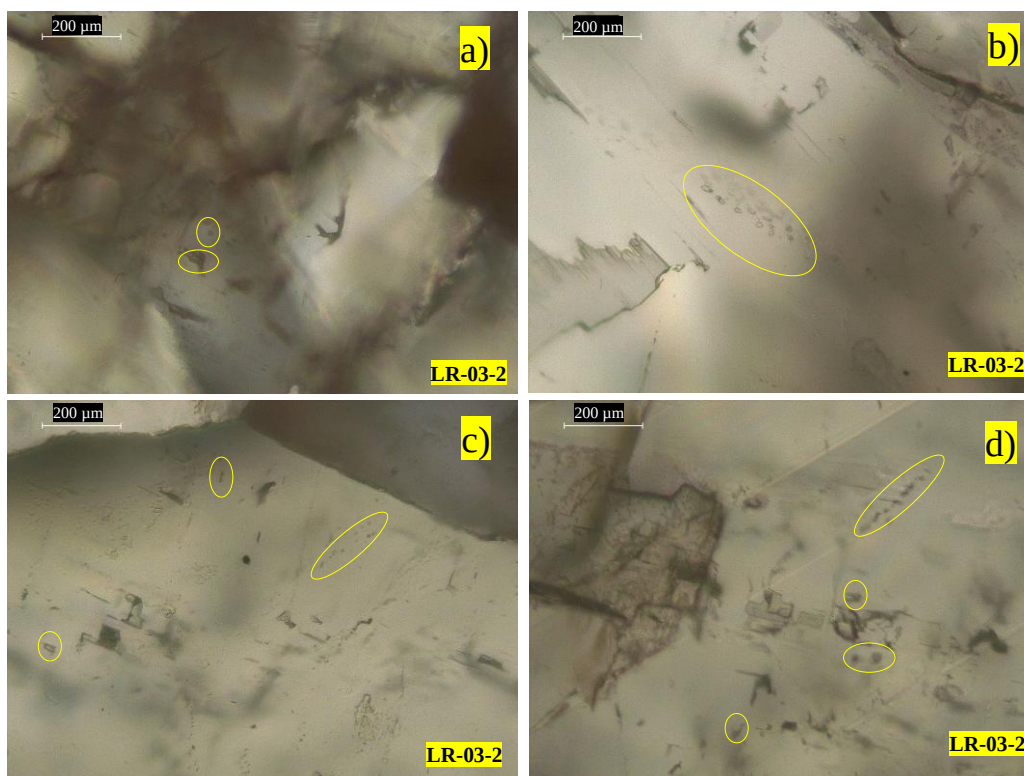


Figura 60. Inclusiones bifásicas asociadas a microfracturas y límites cristalinos en fluorita y calcita, observadas bajo luz polarizada paralela. a) Se observan inclusiones pequeñas de aproximadamente 8 a 10 μm , irregulares y mal definidas, alojadas dentro de un cristal de fluorita. La forma elongada y la disposición desorganizada sugiere una posible naturaleza pseudo secundaria, probablemente alineadas a lo largo de microfracturas selladas. b) Inclusiones de forma elongada y contorno ovalado, dispuestas en una aparente línea, característica asociada a inclusiones pseudosecundarias. Se identifican en una zona clara del cristal. c) Cristal con inclusiones pseudosecundarias de forma irregular a elongada. (D) Inclusiones bifásicas en una agrupación lineal. Las inclusiones muestran una orientación paralela a planos internos del cristal hospedante, lo que sugiere una posible relación con fases de crecimiento o microfracturación.

La comparación entre LR-03-2 (a) y LR-04 (b, c, y d) de la figura 61 permite identificar inclusiones fluidas de morfología elongada, irregular, esférica y rectangular, con tamaños que varían entre ~ 8 y $10 \mu\text{m}$. La mayoría presentan carácter bifásico (V+L), aunque en algunas no se distingue con nitidez la separación de fases. En LR-03-2, las inclusiones se concentran en zonas de contacto entre cristales de calcita, mientras que en LR-04 se distribuyen tanto en la matriz de fluorita morada como a lo largo de microfracturas y límites

cristalinos, lo que sugiere una generación vinculada a etapas de crecimiento tardío y a procesos de circulación de fluidos posteriores a la cristalización principal.

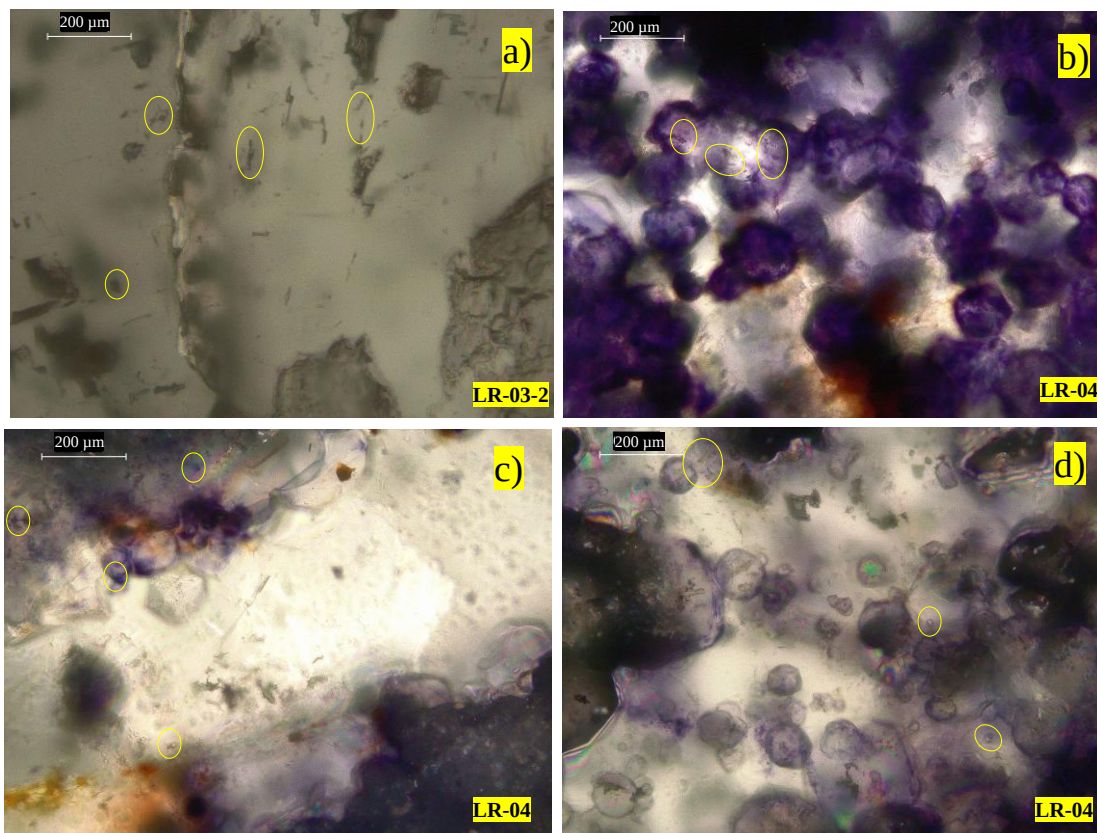


Figura 61. Inclusiones fluidas en cristales de calcita y fluorita morada. a) Inclusiones dispersas en una zona de contacto entre cristales de calcita. La forma es variada, desde elipsoidal hasta rectangular, y tamaño aproximado de 8 a 10 μm . b) Sector de fluorita morada con pequeñas inclusiones, posiblemente bifásicas. c) y d) Cristales de fluorita morada con inclusiones esféricas y elongadas, posiblemente bifásicas, aunque sin una distinción nítida de las fases V+L. Estas podrían corresponder a una fase de crecimiento tardío.

En LIL-01-2 (a) figura 62, las inclusiones muestran un patrón de alineación perpendicular a los planos de crecimiento cristalino, lo que sugiere un origen primario. Asimismo, en LR-03-1 (b), se reconocen inclusiones individuales embebidas en fluorita, interpretadas como primarias.

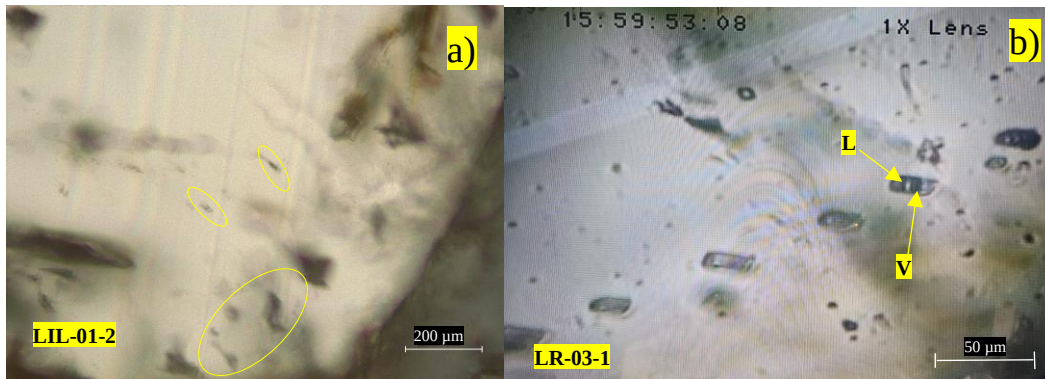


Figura 62. Inclusiones fluidas bifásicas de origen primario observadas en cristales de calcita y fluorita. (A) Inclusiones alineadas y elongadas, su distribución es perpendicular a las líneas de crecimiento, lo cual se puede interpretar como una naturaleza primaria en un evento de crecimiento temprano. (B) Imagen de cámara durante análisis microtermométrico. Se observan inclusiones bifásicas con mayor claridad, alojadas en cristales transparentes. La forma rectangular a elipsoidal es típica, y se confirma su carácter bifásico de fase líquida y vapor.

CAPÍTULO 4: RESULTADOS DE LOS ESTUDIOS MICROTERMOMÉTRICOS DE INCLUSIONES FLUIDAS, FLUORESCENCIA DE RAYOS X, DIFRACCIÓN DE RAYOS X, CATODOLUMINISCENCIA, MICROESPECTROMETRÍA INFRARROJA CON TRANSFORMADA DE FOURIER Y MICROSCOPIA DE FLUORESCENCIA UV.

En este capítulo se presentan los resultados obtenidos mediante la aplicación de diversas técnicas analíticas, cuyo propósito fue determinar la mineralogía, la composición química y las condiciones de formación de la fluorita, así como de las inclusiones fluidas presentes en las muestras seleccionadas.

Los estudios microtermométricos permitieron establecer las condiciones fisicoquímicas de los fluidos atrapados durante los procesos de mineralización. La fluorescencia de rayos X (FRX) proporcionó información sobre la composición química de las rocas, mediante la cuantificación de elementos mayores y traza. La difracción de rayos X (DRX), por su parte, permitió identificar las fases cristalinas a través del análisis de los patrones de difracción característicos de cada mineral.

El análisis por catodoluminiscencia reveló variaciones en la zonación y en los patrones de crecimiento de los cristales de fluorita, mientras que la microscopía de fluorescencia ultravioleta (FUV) y la microespectrometría infrarroja por transformada de Fourier (FTIR) aportaron datos complementarios sobre la composición de las inclusiones fluidas y la posible presencia de grupos funcionales específicos de compuestos como H₂O, CO₂ o hidrocarburos ligeros.

La integración de estas técnicas permitió construir una visión más completa de los procesos geológicos que dieron origen a la mineralización de fluorita en los depósitos La Rosita y La Ilusión.

4.1 Microtermometría de inclusiones fluidas

Se realizaron un total de 33 mediciones microtermométricas en cristales de fluorita, de tonalidades ámbar y morada, y calcita, a partir de las secciones delgadas doblemente pulidas mencionadas en el capítulo anterior. La observación y análisis de las inclusiones fluidas se vieron limitados por el reducido tamaño de las mismas, pero, a pesar de esta limitación, se logró analizar inclusiones primarias y pseudosecundarias de un tamaño promedio de 50 μm , consideradas las más representativas para reconstruir las condiciones fisicoquímicas de formación y evolución del sistema mineralizante.

En la tabla 9 se muestran los rangos y distribución de los valores obtenidos para cada muestra, de las temperaturas de inicio (T_i), temperaturas de homogenización (T_h) y temperaturas de fusión (T_f) entre calcita, fluorita y tipos de inclusiones.

En todos los casos, las inclusiones fueron bifásicas, con presencia de fase líquida y vapor ($V + L$) a temperatura ambiente, lo que indica un atrapamiento por debajo del punto crítico del sistema $\text{H}_2\text{O}-\text{NaCl}$ y sugiere una composición mayoritariamente acuosa (Bodnar, 2003).

Muestra	Mineral (Cristal)	Descripción InF			Mediciones			Salinidad (wt% NaCl equiv.)
		Tipo (origen)	Fases observadas	Estado físico	Ti (°C)	Th (°C)	Tf (°C)	
LIL-01-A-1	Calcita	Pseudosecundaria	Bifásica	V+L	21.7	225.2	ND	ND
LIL-01-A-1	Calcita	Pseudosecundaria	Bifásica	V+L	25.2	269	ND	ND
LIL-01-A-1	Calcita	Pseudosecundaria	Bifásica	V+L	26.7	118	-0.1	0.18
LIL-01-A-1	Calcita	Pseudosecundaria	Bifásica	V+L	22.1	183	ND	ND
LIL-01-A-1	Calcita	Pseudosecundaria	Bifásica	V+L	27.9	196	ND	ND
LIL-01-A-1	Calcita	Pseudosecundaria	Bifásica	V+L	24.9	230	ND	ND
LIL-03 (1)	Fluorita ámbar	Primaria	Bifásica	V+L	22.4	210	-0.3	0.53
LIL-03 (1)	Fluorita ámbar	Pseudosecundaria	Bifásica	V+L	22.3	169.4	ND	ND
LIL-03 (1)	Calcita	Pseudosecundaria	Bifásica	V+L	22.8	152	-0.2	0.35
LR-03-1	Fluorita morada	Pseudosecundaria	Bifásica	V+L	30.9	245.4	ND	ND
LR-03-1	Calcita	Pseudosecundaria	Bifásica	V+L	27.8	193.7	-0.2	0.35
LR-03-1	Calcita	Pseudosecundaria	Bifásica	V+L	28	134	ND	ND
LR-03-1	Calcita	Pseudosecundaria	Bifásica	V+L	30.5	248.5	-0.4	0.71
LR-03-1	Calcita	Pseudosecundaria	Bifásica	V+L	35.4	180.4	-0.2	0.35
LR-03-1	Calcita	Pseudosecundaria	Bifásica	V+L	40.2	191.4	-0.2	0.35
LR-03-1	Fluorita morada	Primaria	Bifásica	V+L	25	271.8	-0.2	0.35
LR-03-1	Fluorita morada	Primaria	Bifásica	V+L	23	220.2	-0.3	0.53
LR-03-1	Fluorita morada	Primaria	Bifásica	V+L	20.8	222.9	-0.2	0.35
LR-03-1	Calcita	Primaria	Bifásica	V+L	27	234	-0.2	0.35
LR-03-1	Calcita	Pseudosecundaria	Bifásica	V+L	21	186.8	-0.1	0.18
LR-03-1	Fluorita morada	Pseudosecundaria	Bifásica	V+L	32.5	215	ND	ND
LR-03-1	Fluorita morada	Primaria	Bifásica	V+L	36	228	ND	ND
LR-03-1	Calcita	Pseudosecundaria	Bifásica	V+L	29.3	198	-0.2	0.35

<i>LR-03-1</i>	Calcita	Pseudosecundaria	Bifásica	V+L	23	243	-0.3	0.53
<i>LR-03-1</i>	Fluorita morada	Pseudosecundaria	Bifásica	V+L	33	190	ND	ND
<i>LR-03-1</i>	Fluorita morada	Primaria	Bifásica	V+L	25.5	205	ND	ND
<i>LR-03-2</i>	Fluorita morada	Pseudosecundaria	Bifásica	V+L	23.5	213.9	ND	ND
<i>LR-03-2</i>	Fluorita morada	Pseudosecundaria	Bifásica	V+L	28	229	ND	ND
<i>LR-03-2</i>	Calcita	Pseudosecundaria	Bifásica	V+L	32	231.4	ND	ND
<i>LR-04</i>	Fluorita morada	Primaria	Bifásica	V+L	21.8	278	-0.3	0.53
<i>LR-4-2</i>	Fluorita morada	Primaria	Bifásica	V+L	34.8	218.6	-0.5	0.88
<i>LR-4-2</i>	Fluorita morada	Pseudosecundaria	Bifásica	V+L	22	193	ND	ND
<i>LR-4-2</i>	Fluorita morada	Pseudosecundaria	Bifásica	V+L	34.8	193.7	ND	ND

Tabla 9. Resultados microtermométricos de inclusiones fluidas en fluorita y calcita. Valores obtenidos en las 33 mediciones microtermométricas, indicando el tipo de inclusión, temperatura de inicio (Ti), temperatura de homogenización (Th), temperatura de fusión final del hielo (Tf) y salinidad equivalente en % wt NaCl. ND: No determinado.

Las temperaturas de homogenización (T_h), correspondientes a la fase líquida, varían entre 118 °C y 278 °C, lo que puede interpretarse como evidencia de múltiples pulsos hidrotermales o de una evolución térmica prolongada del sistema (Yardley & Bodnar, 2014). En el histograma de temperaturas de homogenización (T_h) muestra la distribución cuantitativa de las temperaturas obtenidas, se observa una moda en el rango intermedio (180 a 240 °C) (Figura 63). Esta distribución sugiere que la mineralización por fluorita ocurrió principalmente bajo temperaturas moderadas, lo que podría implicar un sistema en enfriamiento donde los pulsos térmicos más intensos fueron menos frecuentes. Las colas hacia ambos extremos del histograma pueden indicar etapas iniciales, hacia la derecha del gráfico más calientes (fluorita morada) y fases más frías hacia la izquierda del gráfico (calcita o fluorita ámbar).

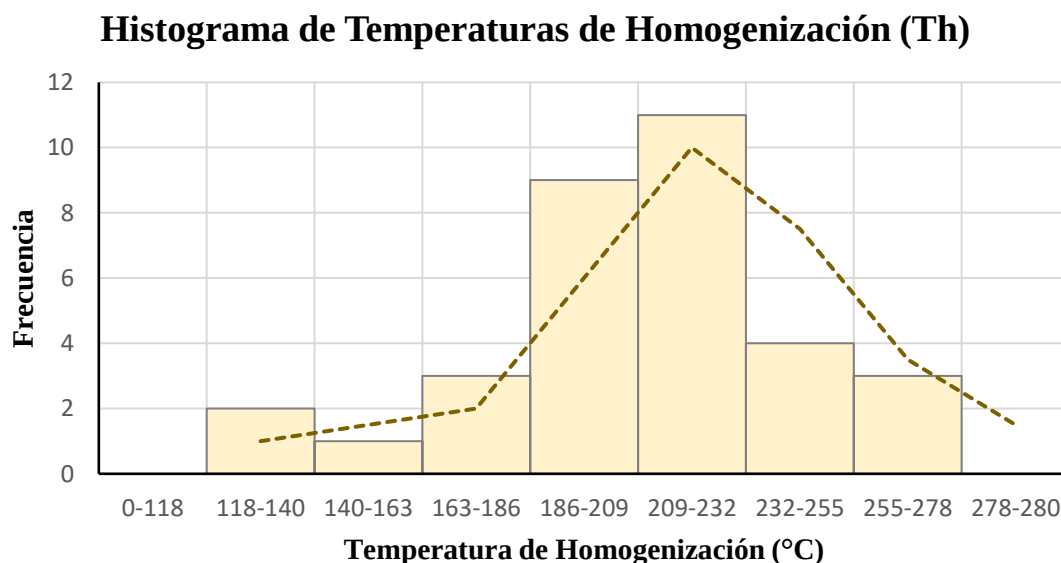


Figura 63. Histograma de frecuencias de las temperaturas de homogenización (T_h) obtenidas a partir de la medición microtermométrica de inclusiones fluidas. Se observa una mayor concentración de mediciones entre 180 °C y 240 °C, esta tendencia sugiere que la mayoría de las inclusiones se formaron en un intervalo de temperaturas intermedias, posiblemente vinculado a condiciones de enfriamiento progresivo durante etapas principales de la mineralización.

En 16 inclusiones fue posible registrar la temperatura de fusión final del hielo (T_f), con valores que oscilan entre $-0.1\text{ }^{\circ}\text{C}$ y $-0.5\text{ }^{\circ}\text{C}$, lo que permite estimar salinidades bajas, entre 0.18 y 0.88 wt% NaCl equiv. Estos resultados indican la circulación de fluidos diluidos, posiblemente de origen meteórico o mezclados con aguas superficiales (Audétat et al., 2008).

La combinación de baja salinidad y temperaturas moderadas de homogenización sugieren que la mineralización precipitó en un sistema de transición en el que los fluidos se enfriaron progresivamente conforme ascendían hacia zonas más someras (Heinrich, 2007).

En algunos casos no fue posible determinar el valor de T_f , debido al reducido tamaño de la inclusión o a la rápida fusión del hielo. Esta última podría estar asociada a un contenido salino muy bajo, lo que haría que el punto de fusión ocurriera de forma casi inmediata y cerca de $0\text{ }^{\circ}\text{C}$ (Bodnar & Vityk, 1994), imposibilitando así la estimación de la salinidad.

En el histograma de salinidad (wt% NaCl equiv.) se observa que la mayoría de las inclusiones presentan salinidades muy similares, concentrándose en torno a 0.35 wt% NaCl equiv. (Figura 64). La ausencia de salinidades elevadas en el sistema estudiado resalta aún más si se compara con otros ambientes hidrotermales, como los magmáticos, donde frecuentemente coexisten inclusiones fluidas con composiciones químicas contrastantes, desde fluidos muy salinos hasta soluciones diluidas (Heinrich, 2007).

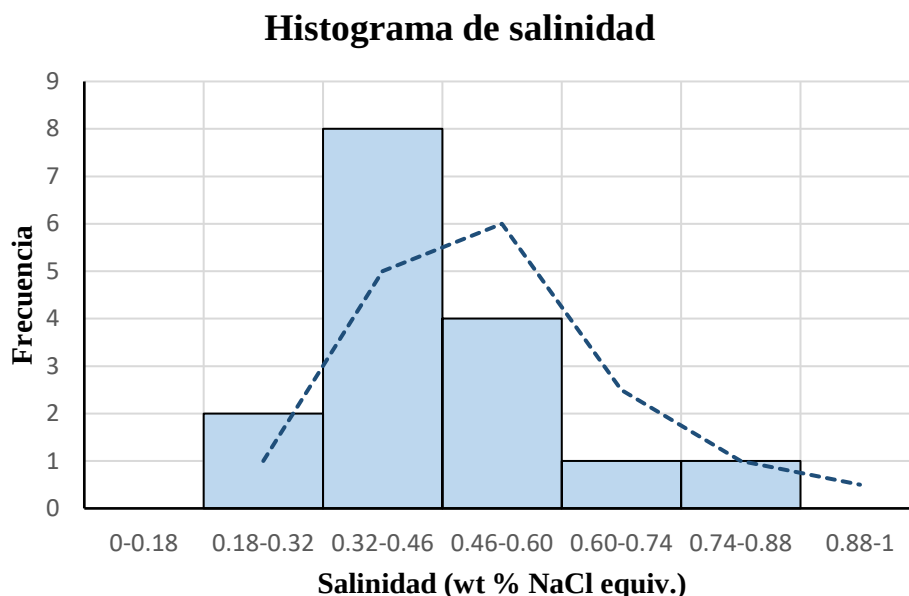


Figura 64. Histograma de frecuencias de salinidad estimada en inclusiones fluidas, expresada en wt % NaCl equivalente. Se observa una distribución concentrada en 0.35 wt% NaCl equiv., correspondiente a un intervalo de baja salinidad, lo que refleja una baja variabilidad composicional de los fluidos atrapados.

En el diagrama de Temperaturas de homogenización (T_h) contra Salinidad (wt% NaCl equiv.) (Figura 65) se observa que en el sistema hidrotermal los fluidos diluidos y las condiciones químicas se mantuvieron constantes a pesar de la variación. La falta de una relación directa entre salinidad y temperatura sugiere que los fluidos no evolucionaron de manera continua, si no que hubo varios episodios o pulsos de circulación de fluidos, con diferentes temperaturas, pero características químicas similares. Esto es posible si el sistema fue alimentado por diferentes eventos hidrotermales, o si los fluidos se mezclaron con aguas meteóricas en distintas etapas del proceso mineralizante (Heinrich, 2007; Bodnar, 2003).

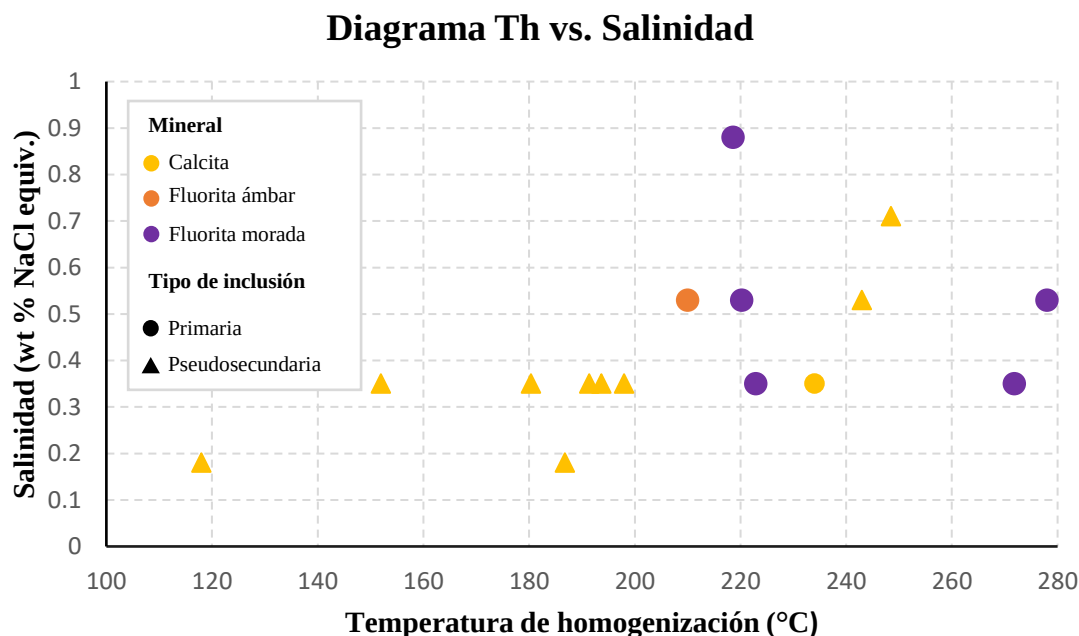


Figura 65. Diagrama de Temperatura de homogenización (Th) contra la salinidad estimada (wt % NaCl equiv.) de las inclusiones fluidas en fluorita y calcita. Se observa una tendencia general hacia salinidades bajas con amplio rango de temperaturas, lo cual sugiere una circulación de fluidos diluidos posiblemente meteóricos, y un sistema de enfriamiento progresivo.

Se compararon las inclusiones alojadas en fluorita morada y ámbar donde mostraron diferencias de temperaturas notables, lo que sugiere que ambas variedades se formaron en etapas distintas del sistema hidrotermal o bajo condiciones fisicoquímicas diferenciadas (Heinrich, 2007).

Las inclusiones en fluorita morada muestran valores de Th con rangos entre 190 a 278 °C (Ver tabla 9). La mayoría son de tipo pseudosecundario, lo que podría indicar atrapamiento durante procesos de recristalización o durante la circulación de fluidos calientes en microfracturas (Roedder, 1984). Esta variedad de fluorita suele estar asociada a fases tempranas de la mineralización, donde los fluidos hidrotermales presentaban temperaturas más elevadas y se encontraban más próximos a su fuente profunda, posiblemente de origen magmático o metamórfico (Ghaedi et al., 2023). La preservación de estas inclusiones puede

estar relacionada con una mayor estabilidad térmica en esta variedad de fluorita (Roedder, 1984).

En cambio, las inclusiones en fluorita ámbar presentaron un rango de Th entre 169 y 210 °C (ver tabla 9). Estas características, junto con la baja salinidad obtenida, sugieren que su cristalización se dio en una etapa más tardía, bajo condiciones más frías y posiblemente con una mayor influencia de fluidos meteóricos (Ghaedi et al., 2023).

Por otra parte, las inclusiones en calcita muestran un rango de Th entre 118 a 269 °C (ver tabla 9), estas temperaturas son más bajas que las observadas en la fluorita, así como salinidades reducidas. Estas características indican una precipitación en etapas tardías del sistema, en condiciones de enfriamiento progresivo o como resultado de la mezcla con fluidos meteóricos, de forma similar a la fluorita ámbar. Petrográficamente, la calcita se presenta como fase intersticial o de relleno en vetillas, lo que refuerza esta interpretación.

En la Figura 66 se presenta la distribución de las temperaturas de homogenización (Th) registradas en inclusiones fluidas de calcita, fluorita ámbar y fluorita morada. La fluorita ámbar muestra los valores más bajos y homogéneos, en un rango de 169 a 210°, lo que sugiere condiciones de formación más estables y posiblemente más tempranas. En contraste, la fluorita morada presenta temperaturas más altas y una mayor dispersión entre 190 a 278 °C, lo que podría reflejar un crecimiento en condiciones más variables o en una etapa tardía del sistema hidrotermal. La calcita presenta un rango intermedio de temperaturas y una dispersión moderada, en un rango de 118 a 269 °C, lo cual sugiere que se formó bajo condiciones térmicas ligeramente más variables, posiblemente durante una etapa de transición en el sistema mineralizante.

Esta distribución sugiere una posible evolución progresiva del sistema hidrotermal, en la que cada mineral registra diferentes condiciones térmicas al momento de su formación.

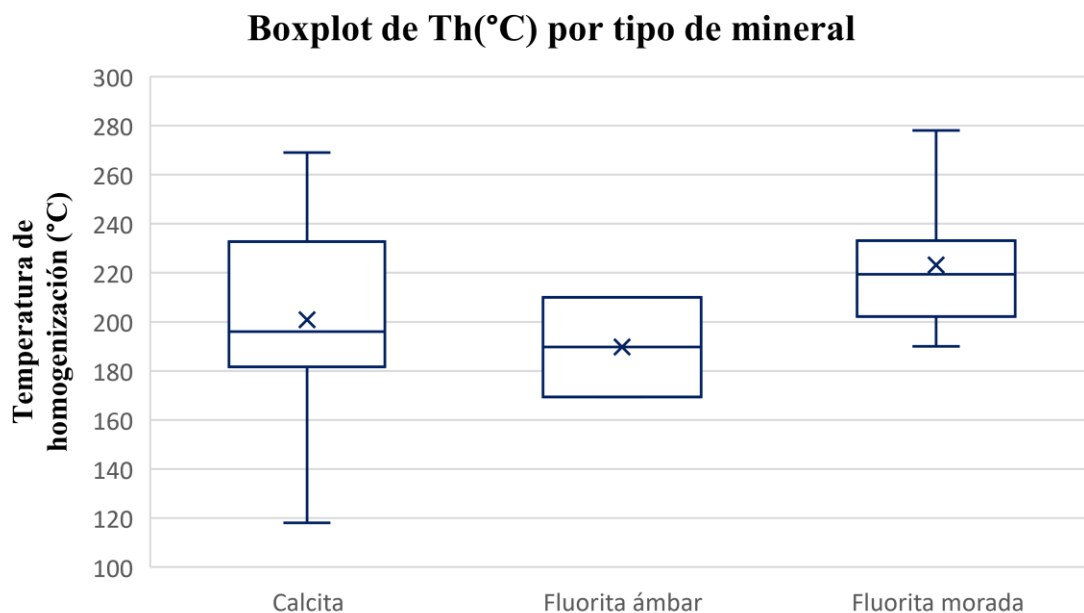


Figura 66. Boxplot de temperaturas de homogenización (Th) por tipo de mineral. Se observa que la fluorita morada presenta un valor medio de 223°C y un rango disperso entre 190 a 278°C, en contraste con la fluorita ámbar con un valor medio de 189 °C y rango de 169 y 210°C y la calcita con un valor medio de 200°C y un rango entre 118 a 269 °C, indicando su formación en condiciones térmicas más moderadas o tardías dentro del sistema hidrotermal.

En términos de salinidad, ambas variedades de fluorita presentan valores bajos y similares, de 0.35 a 0.88 wt% NaCl equiv., esto podría asociarse a que, pese a las diferencias térmicas, los fluidos mantuvieron una composición diluida relativamente constante, probablemente debido a una mezcla progresiva con aguas superficiales.

Por su parte, las inclusiones en calcita muestran temperaturas de homogenización más bajas que las observadas en fluorita, así como salinidades igualmente reducidas. Estas características indican una precipitación en etapas tardías del sistema, en condiciones de enfriamiento progresivo o como resultado de la mezcla con fluidos meteóricos, de forma

similar a la fluorita ámbar. Petrográficamente, la calcita se presenta como fase intersticial o de relleno en vetillas, lo que refuerza esta interpretación.

En conjunto, estos resultados sustentan el planteamiento de un modelo de evolución multifásico y dinámico, en el que distintas generaciones de fluorita y calcita registraron la huella térmica de pulsos sucesivos de fluidos hidrotermales. Esta diferenciación puede asociarse a la interacción entre fuentes de calor poco profundas, el enfriamiento progresivo del sistema y la entrada de aguas meteóricas.

4.2 Fluorescencia de rayos X

Se analizaron seis muestras representativas de rocas volcánicas y material mineralizado por fluorita mediante fluorescencia de rayos X (FRX).

4.2.1 Geoquímica de elementos mayores

En la tabla 10 se muestran los valores geoquímicos de los elementos mayores de las muestras LIL-02, LR-07, LR-08 A y LR-08 B, que corresponden a dacitas de tonalidades gris, negra y roja, pertenecientes a la Unidad Riodacita Del Carmen. La muestra LR-14 representa una ignimbrita de la Unidad El Órgano. Se incluyó el análisis de una muestra denominada como “polvo negro”, que se interpretó como Fluorita, recolectada directamente de las vetillas mineralizadas presentes en las dacitas descritas en el capítulo 3. Los datos geoquímicos para los elementos mayores fueron procesados en IgRocs (Verma y Rivera-Gómez, 2013) para obtener los valores ajustados de estos y los ratios $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$ recomendados por Middelmost (1989).

Las dacitas muestran un rango entre 63.59 a 70.22 wt% SiO_{2ADJ}, mientras que la ignimbrita de la unidad El Órgano, un valor de 73.28 wt% SiO_{2ADJ}, lo que sugiere un grado más avanzado de diferenciación o fusión parcial, en comparación con las demás muestras. Estos procesos con frecuencia son asociados a un enriquecimiento progresivo en sílice durante la evolución del magma (Rollinson, 1993).

Muestra:	LIL-02	LR-07	LR-08A	LR-08B	LR-14	POLVO NEGRO
Roca	Dacita	Dacita	Dacita	Dacita	Ignimbrita	Fluorita
UTM-E	392761	386290	394605	395600	390281	392768
UTM-N	2401611	2391205	2402538	2400647	2396360	2401652
Elementos mayores	Wt %					
SiO ₂	66.23	69.60	62.91	69.33	72.90	13.61
TiO ₂	0.67	0.69	0.97	0.66	0.17	0.13
Al ₂ O ₃	16.52	13.79	14.85	14.65	14.76	4.58
Fe ₂ O ₃	5.27	5.17	8.80	5.37	2.64	2.68
MnO	0.09	0.13	0.29	0.16	0.07	3.12
MgO	0.96	0.27	0.42	0.47	0.42	0.58
CaO	3.89	3.28	5.97	2.48	1.35	58.19
Na ₂ O	1.75	1.99	1.69	1.70	1.51	0.08
K ₂ O	3.85	4.21	3.16	1.70	5.73	0.35
P ₂ O ₅	0.37	0.34	0.49	0.27	0.07	0.09
LOI	1.93	2.63	2.97	1.77	1.75	4.59
TOTAL	101.57	102.13	102.57	98.60	101.41	88.04
Valores ajustados	Wt %					
SiO _{2ADJ}	66.73	70.22	63.59	69.91	73.28	
TiO _{2ADJ}	0.68	0.7	0.98	0.67	0.18	
Al ₂ O _{3ADJ}	16.65	13.91	15.01	14.77	14.84	
Fe ₂ O _{3ADJ}	1.41	1.38	2.35	1.44	0.82	
FeO _{ADJ}	3.52	3.46	5.88	3.59	1.65	
MnO _{ADJ}	0.096	0.136	0.296	0.164	0.072	
MgO _{ADJ}	0.97	0.27	0.42	0.48	0.43	
CaO _{ADJ}	3.93	3.31	6.04	2.51	1.37	

Na_2O_{ADJ}	1.76	2.01	1.72	1.72	1.52
K_2O_{ADJ}	3.88	4.25	3.2	4.47	5.77
P_2O_{5ADJ}	0.374	0.343	0.501	0.278	0.073
TOTAL	100	100	100	100	100
FeO^T_{ADJ}	4.78	4.70	8.00	4.87	2.38
<i>Fe-Index</i>	0.83	0.94	0.94	0.91	0.84

Tabla 10. Resultados de fluorescencia de rayos X (FRX) para elementos mayores en seis muestras representativas: cuatro dacitas de la Unidad Riodacita Del Carmen, una ignimbrita de la Unidad El Órgano y un polvo negro interpretado como fluorita. Se muestran tanto los valores sin ajustar como los valores normalizados a 100% en peso, excluyendo la muestra de fluorita en la sección ajustada, debido a su alto contenido de CaO y Flúor no cuantificado directamente.

En el diagrama TAS (Le Bas et al., 1986; Figura 67), las muestras LIL-02, LR-07, LR-08 A y LR-08 B se agrupan dentro del campo de dacita, mientras que la ignimbrita LR-14 se ubica en el campo de riolita. Todas las muestras se localizan dentro de la serie subalcalina, de acuerdo con la clasificación propuesta por Irvine y Baragar (1971).

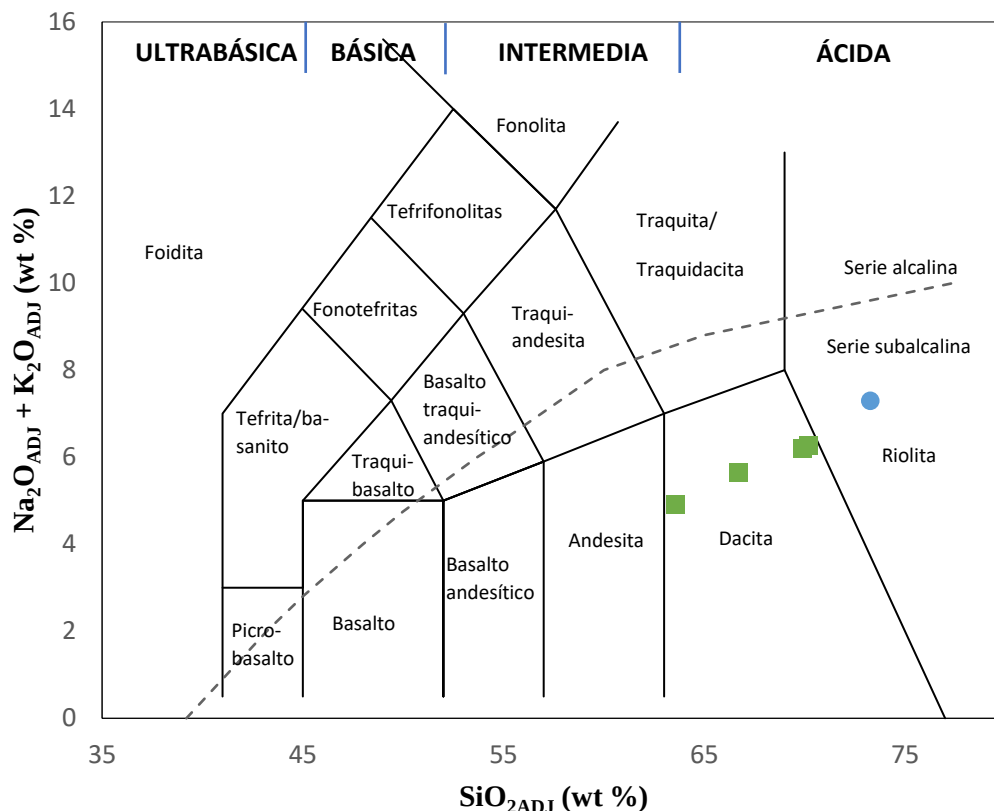


Figura 67. Diagrama TAS (Total Alkali vs. Silica) modificado de Le Bas et al. (1986), subdivisión subalcalina/alcalina de Irvine & Baragar (1971), y los datos ajustados de FRX. Las muestras dacíticas (cuadros verdes) se agrupan en el campo de *dacita*, mientras que la ignimbrita (punto azul) se ubica en el campo de *riolita*.

Las relaciones entre K_2O_{ADJ} , Na_2O_{ADJ} y CaO_{ADJ} fueron representadas en un diagrama ternario para evaluar las diferencias composicionales entre las muestras (Figura 68). La muestra LR-14 (ignimbrita) presenta un contenido de 5.77 wt% K_2O_{ADJ} , 1.37 wt% CaO_{ADJ} y 1.52 wt% Na_2O_{ADJ} , lo que podría interpretarse como un alto grado de diferenciación magmática o una alteración potásica significativa.

Por su parte, las muestras de dacitas LIL-02, LR-07, LR-08A y LR-08B se agrupan en un sector intermedio, con valores de 3.2 a 4.47 wt% K_2O_{ADJ} , 2.51 a 6.04 wt% CaO_{ADJ} y 1.72 a 2.01 wt% Na_2O_{ADJ} , lo que sugiere cierta variabilidad composicional posiblemente relacionada con procesos de alteración hidrotermal.

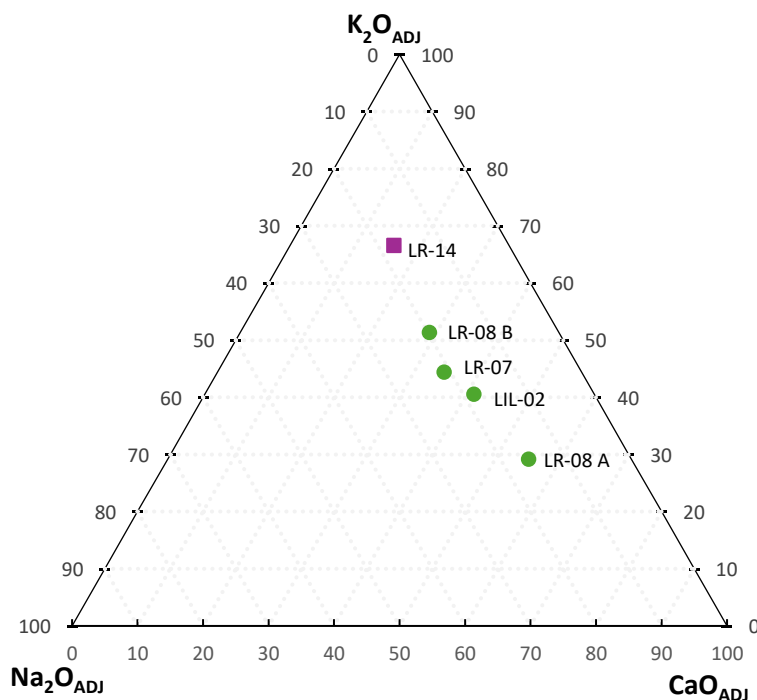


Figura 68. Diagrama ternario K₂O-Na₂O-CaO_{ADJ}. Se observa que la muestra LR-14 presenta mayor contenido de K₂O, en comparación con las muestras dacíticas LIL-02, LR-07, LR-08A y LR-08B, que muestran valores más bajos. Estas diferencias podrían estar relacionadas con procesos de alteración hidrotermal.

La relación entre los contenidos de Na₂O_{ADJ} y K₂O_{ADJ}, según la clasificación de Middelmost (1975), indica que todas las muestras analizadas corresponden a la serie de alto potasio (High-K series). Esta clasificación sugiere que los magmas a partir de los cuales se originaron estas rocas presentan una marcada afinidad potásica, lo cual podría estar relacionado con ambientes de arco continental evolucionado o con zonas afectadas por metasomatismo potásico. Además, la elevada proporción de K₂O observada en varias de las muestras también podría ser resultado de procesos de alteración hidrotermal potásica, evidenciados petrográficamente, los cuales habrían contribuido a modificar la composición original de las rocas (Figura 69).

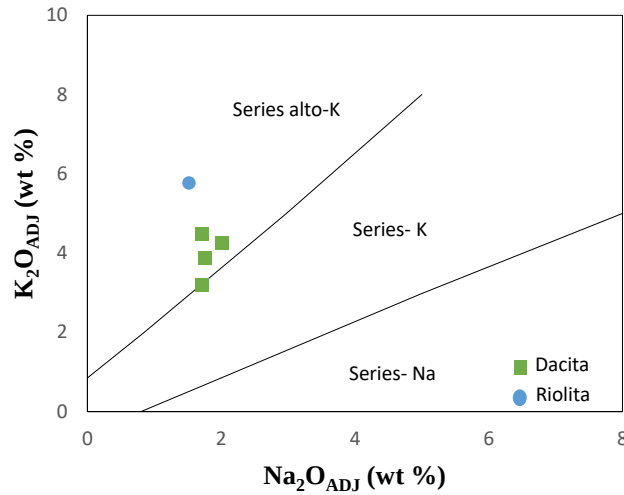


Figura 69. Diagrama de discriminación de series alcalinas basados en los contenidos de Na_2O y K_2O (Middelmost, 1975). Todas las muestras, tanto dacitas (cuadros verdes) como la ignimbrita/riolita (punto azul), se ubican en la serie de alto potasio (High-K series), lo que indica afinidad potásica del magma parental y posibles procesos de alteración potásica.

En los diagramas Harker, se muestra la relación entre los valores ajustados de SiO_2 contra TiO_2 , Al_2O_3 , MgO , Fe_2O_3 , CaO , K_2O , Na_2O y P_2O_5 . Estos diagramas permiten observar tendencias sistemáticas o anomalías que reflejan la evolución del magma, la cristalización fraccionada de fases específicas o procesos de alteración secundaria (Figura 70).

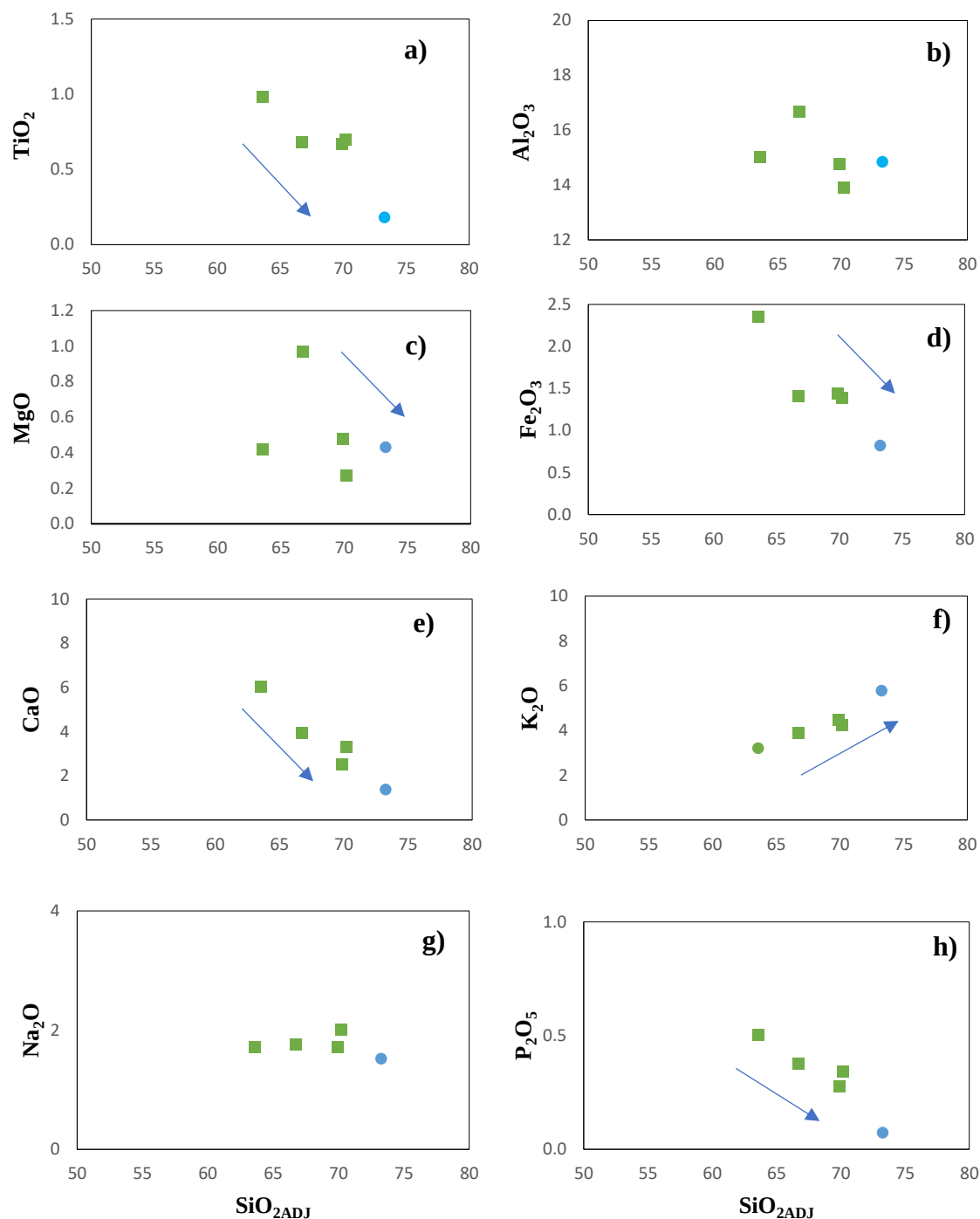


Figura 70. Diagramas Harker para óxidos mayores (TiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , MgO , CaO , Na_2O , K_2O y P_2O_5) vs. SiO_2 ajustado. Se observa una tendencia general de empobrecimiento en TiO_2 (a), MgO (c), Fe_2O_3 (d), CaO (e), P_2O_5 (h) con el incremento de $\text{SiO}_{2\text{ADJ}}$, esto es relacionado con procesos de diferenciación magmática. El enriquecimiento relativo de K_2O (f) y la variabilidad en Al_2O_3 (b), y Na_2O (g) con respecto al SiO_2 podrían estar influenciados por fraccionamiento de feldespatos, así como por alteración hidrotermal (Winter, 2010).

El aumento de Al_2O_3 en algunas muestras sugiere procesos de argilitización. Por su parte, el TiO_2 indica variaciones en la mineralogía magmática original, y la disminución de MgO sugiere alteración de minerales máficos (Winter, 2014).

Estas variaciones geoquímicas permiten inferir que las unidades volcánicas analizadas experimentaron distintos grados de diferenciación magmática y afectación hidrotermal, incluyendo procesos como argilitización y silicificación, posiblemente controlados por su cercanía a zonas de fracturamiento vinculados a la mineralización de fluorita.

La distribución de las muestras en el diagrama Fe-index vs. SiO_2 (Frost et al., 2001) indica un carácter predominantemente férrico en todas las rocas volcánicas analizadas, esto podría implicar condiciones oxidantes durante la evolución magmática, esto concuerda con la coloración rojiza observada en la muestra LR-08A. En este contexto, el Fe y el Mn son elementos móviles que tienden a concentrarse en condiciones oxidantes, especialmente cuando fluidos hidrotermales circulan a través de fracturas o zonas permeables, provocando la precipitación de óxidos e hidróxidos como hematita o goethita (Henley & Ellis, 1983). Este comportamiento es consistente con ambientes extensionales o con magmas altamente diferenciados. La muestra de riolita se ubica ligeramente por debajo del grupo de dacitas, reflejando su grado más avanzado de evolución química y bajo contenido de MgO (Figura 71).

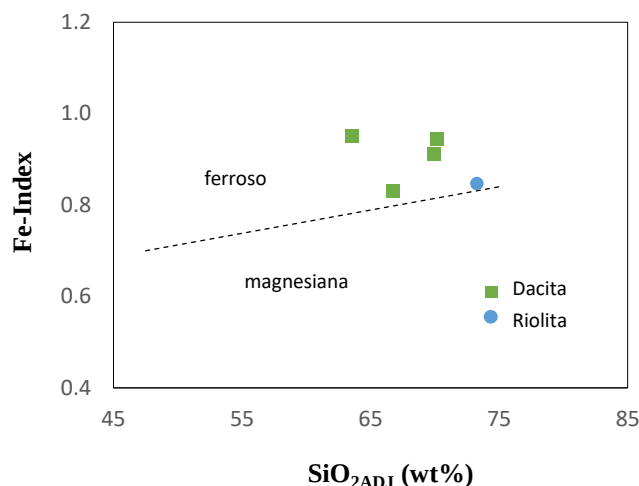


Figura 71. Diagrama de índice férreo ($\text{Fe-índice} = (\text{FeO} + \text{FeO}^i / (\text{FeO} + (\text{FeO}^i + \text{MgO})))$) vs. $\text{SiO}_{2\text{ADJ}}$, modificado de Frost et al. (2001). Las muestras dacíticas (cuadros verdes) y la ignimbrita/riolita (punto azul) se ubican en el campo férreo, indicando condiciones oxidantes durante la evolución magmática.

La muestra identificada como “polvo negro” presentó una composición química notablemente distinta a la de las rocas volcánicas. Reporta un contenido de 13.61 wt% de SiO_2 , mientras que el valor más alto corresponde a CaO , con 58.19 wt%, acompañado de una proporción significativa de flúor ($\text{F} = 15.33\%$; ver tablas 10 y 12). Estos valores destacan notablemente en comparación con los demás óxidos mayores presentes en la muestra, lo que evidencia una composición atípica respecto a las litologías volcánicas analizadas. Esta composición es representativa de la fluorita (CaF_2), cuya fórmula teórica está compuesta por 51.3 % de Ca y 48.7 % de F en peso (Klein & Dutrow, 2007).

La aparente discrepancia en los resultados se debe a que el flúor no se cuantifica directamente en los análisis estándar de óxidos mayores mediante FRX. No obstante, el alto contenido de CaO , junto con la baja presencia de óxidos característicos de silicatos o feldespatos, permite confirmar su identificación como fluorita. El déficit observado se atribuye a la presencia de

elementos ligeros no detectados por el equipo, como el flúor, y no a errores analíticos o a pérdida por ignición (Rollinson, 1993).

El análisis químico por FRX permite distinguir con claridad las diferencias composicionales entre las unidades volcánicas y el material mineralizado. La composición del “polvo negro” respalda su identificación mineralógica como fluorita, previamente propuesta por Armijo (2017). Esta evidencia es crucial para interpretar el origen hidrotermal de la mineralización, posiblemente asociada a eventos tardíos de circulación de fluidos ricos en flúor que percolaron a través de fracturas en las dacitas alteradas.

Estas evidencias químicas sugieren una posible relación con sistemas epitermales de baja sulfuración, caracterizados por la circulación de fluidos hidrotermales de baja salinidad y temperatura moderada (150-250 °C), capaces de generar alteración argílica, propilítica y silícea, así como precipitación de minerales como cuarzo, calcita, adularia y, frecuentemente, fluorita. En este tipo de sistemas es común la movilización de metales como Fe, Mn y REE, en ambientes de redox transicional u oxidante (Sillitoe, 1999; Guilbert & Park, 2007).

La mineralización por fluorita es un evento posterior al emplazamiento de las rocas volcánicas, es decir, epigenético, y probablemente controlada por fracturas y la circulación fluidos hidrotermales tardíos.

4.2.2 Geoquímica de elementos traza

Además del análisis de elementos mayores, se realizó la determinación de elementos traza mediante FRX, con el propósito de complementar la caracterización geoquímica de las unidades volcánicas y del polvo negro identificado como Fluorita. En la tabla 11 se muestran los elementos traza, medidos en partes por millón (ppm), que permiten reconocer patrones de diferenciación magmática, procesos de fraccionamiento mineral y posibles asociaciones con fluidos hidrotermales.

Muestra:	LIL-02	LR-07	LR-08A	LR-08B	LR-14	POLVO NEGRO
Roca	Dacita	Dacita	Dacita	Dacita	Ignimbrita	Fluorita
UTM-E	392761	386290	394605	395600	390281	392768
UTM-N	2401611	2391205	2402538	2400647	2396360	2401652
Elementos traza	ppm					
<i>Rb</i>	122	189	110	154	181	21
<i>Sr</i>	315	202	327	217	115	393
<i>Ba</i>	1125	1559	1087	1083	1267	3483
<i>Y</i>	36	27	33	36	31	48
<i>Zr</i>	470	448	335	392	347	62
<i>Nb</i>	18	19	14	18	18	4
<i>V</i>	57	46	93	48	18	25
<i>Cr</i>	29	45	66	26	<3	<3
<i>Co</i>	9	7	14	9	5	16
<i>Ni</i>	12	15	15	16	11	<3
<i>Cu</i>	17	20	21	16	9	8
<i>Zn</i>	109	80	90	85	65	40
<i>Th</i>	14	17	12	14	20	<4
<i>Pb</i>	23	39	31	23	45	289

Tabla 11. Resultados de FRX para elementos traza, expresados en ppm, en cuatro muestras de dacita, una ignimbrita y una muestra de fluorita correspondiente a la mineralización. El signo < indica que el valor está por debajo del límite de detección. Se observan enriquecimientos relativos de Ba, Sr, Pb y Co en la muestra de fluorita, lo que sugiere interacción con fluidos hidrotermales de carácter mineralizante.

Los elementos litófilos de alta intensidad de campo (HFSE) Zr, Nb, Y y Th, permiten inferir la posible evolución del sistema magmático y su relación con la mineralización de fluorita. El contenido de Zr es elevado en las muestras de dacitas, LIL-02, LR-07, LR-08A y LR-08B, reportan valores de 335 a 470 ppm, mientras que LR-14 presenta un valor de 347 ppm. Estos valores son típicos de magmas evolucionados y enriquecidos en fases félsicas, dado que el Zircón, mineral portador de Zr, tiende a concentrarse en etapas avanzadas de diferenciación (Rollinson, 1993). El Nb muestra una distribución relativamente constante, con valores entre 14 y 19 ppm para las muestras LIL-02, LR-07, LR-08A, LR-08B y LR-14, lo que sugiere su escasa movilidad durante procesos de alteración y una posible afinidad con magmas de carácter subalcalino (Pearce & Cann, 1973).

En el caso de Y, se observa una distribución homogénea en las muestras LIL-02, LR-07, LR-08A y LR-08B con un rango de 27-36 ppm y en LR-14 un valor de 31 ppm, mientras que el polvo negro presenta un valor de 48 ppm, posiblemente relacionado con procesos de coprecipitación o retención en fluidos residuales enriquecidos en flúor. Por su parte, el Th presenta su concentración más alta en la ignimbrita LR-14 con un valor de 20 ppm, lo cual se asocia con un alto grado de diferenciación magmática y enriquecimiento en elementos incompatibles (Pearce & Cann, 1973).

Respecto a los elementos litófilos de iones grandes (LILE), se identifican enriquecimientos notables de Rb, Ba y Sr. El Rb es particularmente alto en las muestras LR-07 y LR-14, con valores de 189 y 181 ppm, respectivamente, lo que podría deberse al fraccionamiento de feldespatos potásicos o biotita durante la evolución magmática. El Ba también se presenta en niveles altos en LIL-02, LR-07, LR-08A, LR-08B y LR-14 con un rango de 1083 a 1559 ppm, y muestra un valor considerablemente mayor en la fluorita con 3483 ppm, lo que sugiere

su incorporación por interacción con fluidos mineralizantes ricos en este elemento. El Sr muestra un rango de 202 a 315 ppm para las muestras LIL-02, LR-07, LR-08A, LR-08B, y 115 ppm para LR-14, mientras que la fluorita reporta un valor aún más alto de 393 ppm, lo que refleja una probable interacción entre fluidos mineralizantes y fases portadoras de Sr, como carbonatos o feldespatos.

En cuanto a los elementos de transición (V, Cr, Ni y Co), se observan variaciones entre muestras. El contenido de V es particularmente alto en la dacita LR-08A con un valor de 93 ppm, probablemente asociado a la presencia de minerales máficos o magnetita residual. Por el contrario, el Cr y Ni presentan concentraciones bajas, con valores de 26 a 66 ppm para Cr, y 12 a 16 ppm para Ni para las muestras LIL-02, LR-07, LR-08A, LR-08B y para LR-14 un valor de 11 ppm lo que implica que las muestras provienen de un magma que ha experimentado diferenciación avanzada, o bien que la roca contiene pocos minerales máficos capaces de alojar estos elementos (Rollinson, 1993). El Cr no fue detectado en la ignimbrita ni en la fluorita. Co se encuentra en concentraciones moderadas en las muestras LIL-02, LR-07, LR-08A, LR-08B con valores de 9 a 14 ppm, para LR-14 un valor de 11 ppm, la muestra de fluorita registró 16 ppm, probablemente esta concentración podría deberse a procesos tardíos de enriquecimiento asociados a la circulación de fluidos mineralizantes.

Respecto a los metales base (Pb y Zn), el Pb alcanza su concentración más alta en la fluorita con un valor de 289 ppm, posiblemente como resultado de su movilización por fluidos hidrotermales tardíos. Por otro lado, Zn muestra valores de 80-109 ppm en las muestras LIL-02, LR-07, LR-08A, LR-08B y 65 ppm para LR-14; mientras que el valor de la fluorita es de 40 ppm. Este comportamiento sugiere que el Zn pudo haber sido incorporado posteriormente,

durante el emplazamiento de la fluorita, sin formar parte de la composición magmática original.

La relación entre los contenidos Nb y Y fue evaluada mediante un diagrama de discriminación tectónica propuesto por Pearce et al. (1984). Las muestras LIL-02, LR-07, LR-08A, LR-08B y LR-14 se agrupan dentro del campo correspondiente a granitos de arco volcánico y colisión continental, lo que indica una afinidad tectónica relacionada con ambientes de subducción. Esta interpretación es congruente con la composición geoquímica subalcalina de las rocas con los elementos mayores, caracterizada por un enriquecimiento en LILES y una relativa moderación de HFSEs, rasgos típicos de magmas generados en arcos continentales (Rollinson, 1993; Figura 72).

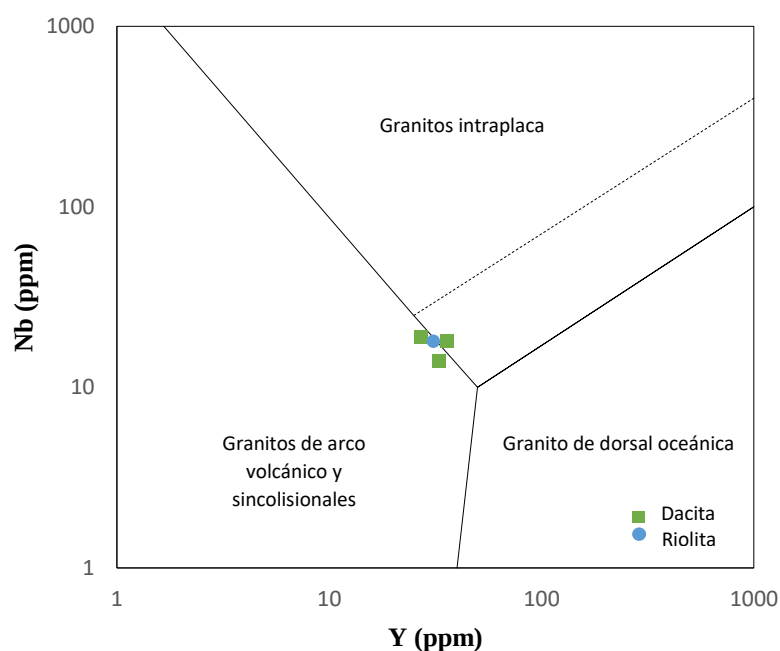


Figura 72. Diagrama de discriminación tectónica Nb vs Y, modificado de Pearce et al. (1984). Las muestras analizadas se agrupan dentro del campo correspondiente a *Granitos de arco volcánico y sincolisionales*, lo que indica un origen magmático en un ambiente tectónico de subducción continental.

4.2.3 Indicadores de fluidos hidrotermales: contenido de F y Cl

Los análisis de fluorescencia de rayos X cuantificó la presencia de flúor (F) y cloro (Cl) en las muestras seleccionadas, elementos considerados indicadores clave en sistemas hidrotermales y mineralizaciones fluoradas (Tabla 12). El contenido de F no fue detectable (ND) en las dacitas y en la ignimbrita, con excepción de la muestra LR-08 B, que registró un valor bajo, 0.12 %, posiblemente asociado a una interacción con fluidos ricos en flúor. Por el contrario, la muestra identificada como *polvo negro* presentó un contenido significativamente alto de F, 15.33 %, confirmando su composición como fluorita prácticamente pura (CaF_2), en concordancia con los valores de CaO y la ausencia de otros óxidos mayores mencionados en apartados anteriores.

En cuanto al Cl, su presencia fue detectada en concentraciones muy bajas, con valores que oscilan entre 0.00 y 0.03 %. Las dacitas LR-07 y LR-08 A, así como la ignimbrita LR-14 y la fluorita, presentan trazas de Cl, esto sugiere una ligera incorporación de este elemento a partir de fluidos hidrotermales. Aunque las concentraciones son mínimas, su detección resulta significativa al indicar una posible contribución de fluidos salinos o clorurados en el sistema, con frecuencia relacionados con fases tardías de alteración o con procesos de transporte de metales.

El alto contenido de F en la fluorita y las trazas de Cl en algunas muestras volcánicas apoyan la hipótesis de que la mineralización fluorada se relaciona con la circulación de fluidos ricos en volátiles, posiblemente de baja salinidad, que habrían percolado a través de fracturas en las rocas volcánicas hospedantes. Estos fluidos no solo habrían promovido la precipitación de la fluorita, sino que también habrían contribuido a modificaciones geoquímicas locales en el entorno de emplazamiento.

Muestra:	LIL-02	LR-07	LR-08A	LR-08B	LR-14	POLVO NEGRO
Roca	Dacita	Dacita	Dacita	Dacita	Ignimbrita	Fluorita
UTM-E	392761	386290	394605	395600	390281	392768
UTM-N	2401611	2391205	2402538	2400647	2396360	2401652
Componente	%					
F	ND	ND	ND	0.12	ND	15.33
Cl	ND	0.03	0.01	ND	0.0065	0.03

Tabla 12. Contenido de flúor (F) y Cloro (Cl), expresado en porcentaje, determinado por FRX en muestras de dacita, ignimbrita y fluorita. El valor elevado de F en la muestra *polvo negro* confirma su composición mineralógica como fluorita, mientras que las trazas de Cl en algunas muestras volcánicas sugieren una participación limitada de fluidos hidrotermales clorados.

4.3 Difracción de Rayos X (DRX)

Durante el trabajo de campo se llevó a cabo un reconocimiento geológico preliminar con base en el contexto obtenido de trabajos previos, lo cual permitió establecer una descripción preliminar de la mineralización y de las rocas huésped. Sin embargo, con el propósito de validar dichas observaciones y resolver algunas dudas con respecto a la identificación precisa de ciertos minerales, se seleccionaron cuatro muestras representativas para su análisis mediante difracción de rayos X (DRX). Esta técnica permitió identificar con certeza las fases minerales cristalinas presentes en cada muestra, a partir de patrones de difracción característicos.

El análisis DRX tuvo como objetivos principales confirmar la presencia de fluorita como mineral dominante en las muestras LR-16 y LR-17, así como detectar fases adicionales, principalmente carbonatadas, silicatadas y arcillosas, en las muestras LIL-06 y LIL-08, cuya identificación resulta clave para comprender los procesos de alteración hidrotermal que pudieron haber afectado a las rocas hospedantes.

4.3.1 Muestra LIL-06

La muestra LIL-06 fue recolectada en un afloramiento de calizas de color gris oscuro con textura mudstone, pertenecientes a la Fm. El Abra. Macroscópicamente, se observó una matriz micrítica carbonatada con cristales diseminados aparentemente correspondientes a calcita, y áreas manchadas de color oscuro las cuales fueron interpretadas en campo como posibles cristales de fluorita negra, debido a su color y brillo vítreo (Figura 73).



Figura 73. Fotografía de la muestra LIL-06, recolectada en un afloramiento de caliza micrítica de color gris oscuro y textura mudstone de la Fm. El Abra. Se observan cristales diseminados de calcita y nódulos oscuros, inicialmente interpretados en campo como fluorita negra. Sin embargo, el análisis por DRX no confirmó la presencia de este mineral.

En el difractograma obtenido para la muestra LIL-06 (Figura 74), se observa un pico intenso localizado aproximadamente en 26.5° 2θ , correspondiente al cuarzo (SiO_2). Además, se identificaron señales asociadas a microclina, albita y montmorillonita. Este ensamblaje mineral sugiere procesos de alteración hidrotermal de baja temperatura (Corbett & Leach, 1998).

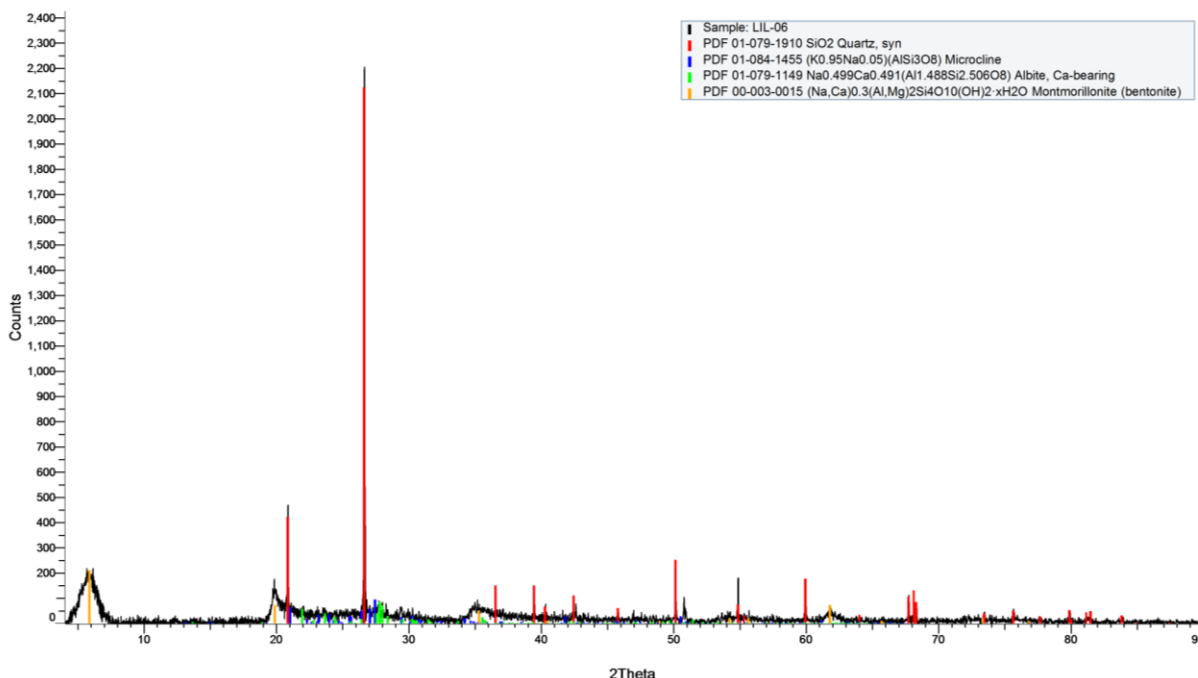


Figura 74. Difractograma de rayos X correspondiente a la muestra LIL-06, se identificó cuarzo (SiO_2), microclina (KAlSi_3O_8), albita ($\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$) y montmorillonita $[(\text{Na,Ca})(\text{Al,Mg})_2\text{Si}_4\text{O}_{10}(\text{OH})_2 \cdot x\text{H}_2\text{O}]$, asociadas a procesos de alteración hidrotermal.

La coexistencia de minerales silicatados y filosilicatados, especialmente la montmorillonita, podría estar relacionada con procesos de reemplazo o infiltración de fluidos en la matriz carbonatada original. Las áreas manchadas de color oscuro observadas en la muestra corresponden a zonas de recristalización de la caliza por aporte de sílice.

En conjunto, estos resultados sugieren que la caliza original de la Formación El Abra ha sido parcialmente alterada, posiblemente por circulación de fluidos ricos en sílice y otros elementos móviles, lo que dio lugar a la alteración de la caliza recristalizándola, es decir procesos de silicificación y argilitización (arcillas). Esta alteración podría estar asociada con la circulación de fluidos post- deposicionales, que podrían formar parte de un sistema hidrotermal regional.

4.3.2 Muestra LIL-08

La muestra LIL-08 corresponde a una caliza alterada de la Fm. El Abra, en la que se observa una coloración rojiza posiblemente asociada a procesos de oxidación del hierro presente en la composición química de la roca. Esta muestra presenta evidencias de paleokarsticidad, visible como pequeñas cavidades de disolución que parecen haber sido posteriormente rellenadas por minerales secundarios. Destacan en la muestra algunos cristales de tonalidad negra a gris oscura, cuya densidad óptica resultaba menor que la observada en fluorita negra identificada en otras muestras, lo que generó dudas sobre su caracterización mineralógica (Figura 75). Además, al aplicar HCl durante el trabajo de campo, se observó efervescencia, aunque no fue posible determinar con certeza si esta reacción provenía de la matriz carbonatada original o de los cristales oscuros.

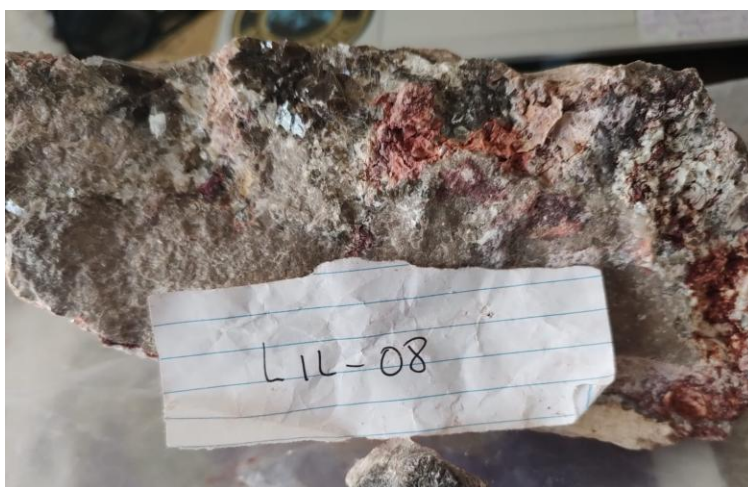


Figura 75. Muestra LIL-08 correspondiente a una caliza alterada de la Fm. El Abra. Se observan zonas rojizas asociadas a oxidación de hierro y cristales oscuros que fueron inicialmente interpretados como posible fluorita negra. El análisis por DRX permitió confirmar que se trata de calcita.

En el difractograma se observa un patrón claro correspondiente a calcita (CaCO_3), con picos intensos y bien definidos que coinciden con la tarjeta PDF 01-075-6049 (Figura 76). El pico principal, ubicado aproximadamente a 29.5° 2Theta, confirma la abundancia de esta fase en

la muestra. No se detectaron señales correspondientes a fluorita ni a otras fases minerales opacas.

Asimismo, la alta intensidad de los picos y la nitidez del patrón difractométrico sugieren una calcita bien cristalizada, que podría estar asociada a procesos de recristalización tardía en ambientes kársticos o hidrotermales de baja temperatura (Makvandi et al., 2023).

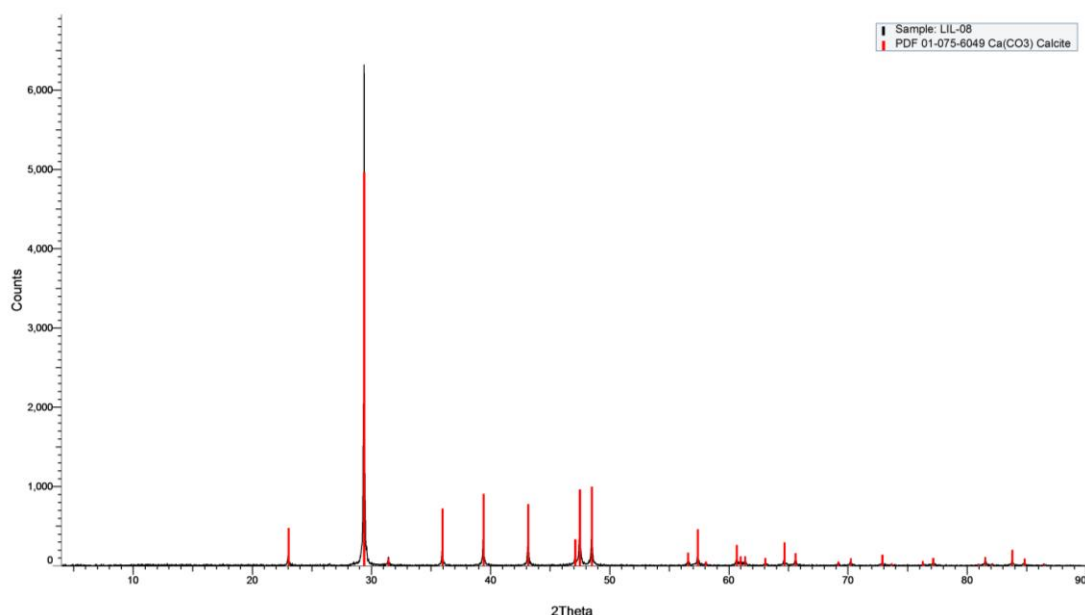


Figura 76. Difractograma correspondiente a la muestra LIL-08, donde se identifican picos característicos de calcita (CaCO_3), sin evidencia de fluorita u otras fases oscuras. La señal principal a $\sim 29.5^\circ$ 2θ confirma la abundancia de calcita como fase dominante.

4.3.3 Muestra LR-16

La muestra LR-16 fue recolectada en un afloramiento donde se observaron cristales de fluorita ámbar de gran tamaño, dispuestos en bandeamientos irregulares que atraviesan una zona de contacto entre rocas sedimentarias y volcánicas (Figura 77). Ambas unidades se encontraban alteradas, sugiriendo una interacción significativa con fluidos hidrotermales.

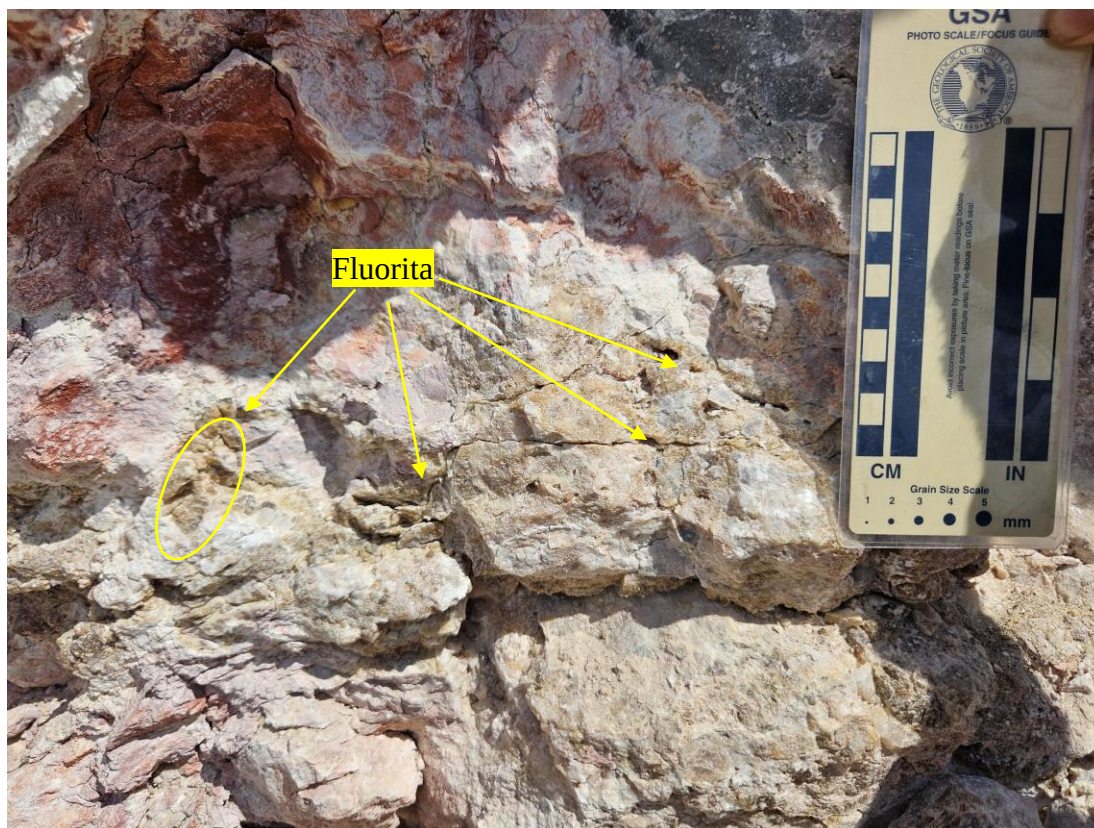


Figura 77. Afloramiento correspondiente a la muestra LR-16, donde se observan bandeamientos irregulares de fluorita ámbar en una zona de contacto entre rocas sedimentarias y volcánicas alteradas. La disposición estructural sugiere precipitación hidrotermal en fracturas.

En el difractograma de esta muestra (Figura 78) se observa un patrón simple, bien definido y característico de fluorita, con picos intensos. El pico principal, ubicado aproximadamente en 28.3° 2θ , junto con varias reflexiones secundarias distribuidas hasta 90° 2θ , confirman que la fluorita es la única fase cristalina detectable en la muestra.

Estos resultados respaldan la interpretación de que la fluorita se emplazó a lo largo de fracturas irregulares, las cuales actuaron como conductos para la circulación de fluidos mineralizantes entre las unidades volcánicas y sedimentarias alteradas.

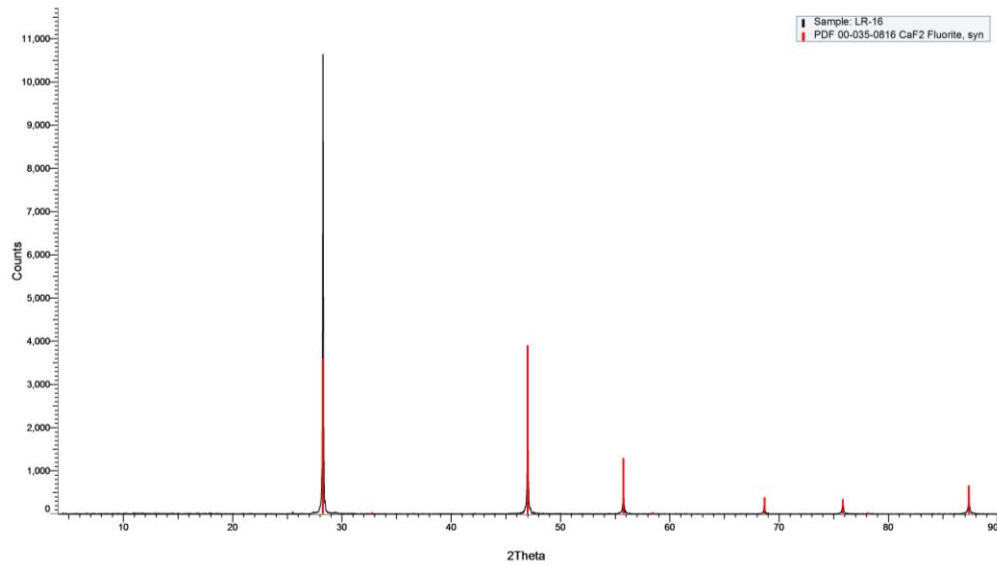


Figura 78. Difractograma correspondiente a la muestra LR-16, en el que se identifican picos definidos como fluorita.

4.3.4 Muestra LR-17

La muestra LR-17 corresponde a una brecha de composición dacítica, afectada por procesos de alteración hidrotermal, recolectada en un afloramiento próximo a la mina La Rosita. Como se describió en el capítulo 3, en el área de estudio se reconocieron algunas brechas de gran tamaño, asociadas con intensa circulación de fluidos hidrotermales. En campo, se observó una coloración amarilla muy característica, presente en forma de vetillas y bandeamientos irregulares que atraviesan estas brechas, que corresponden a fluorita de color ámbar (Figura 79).

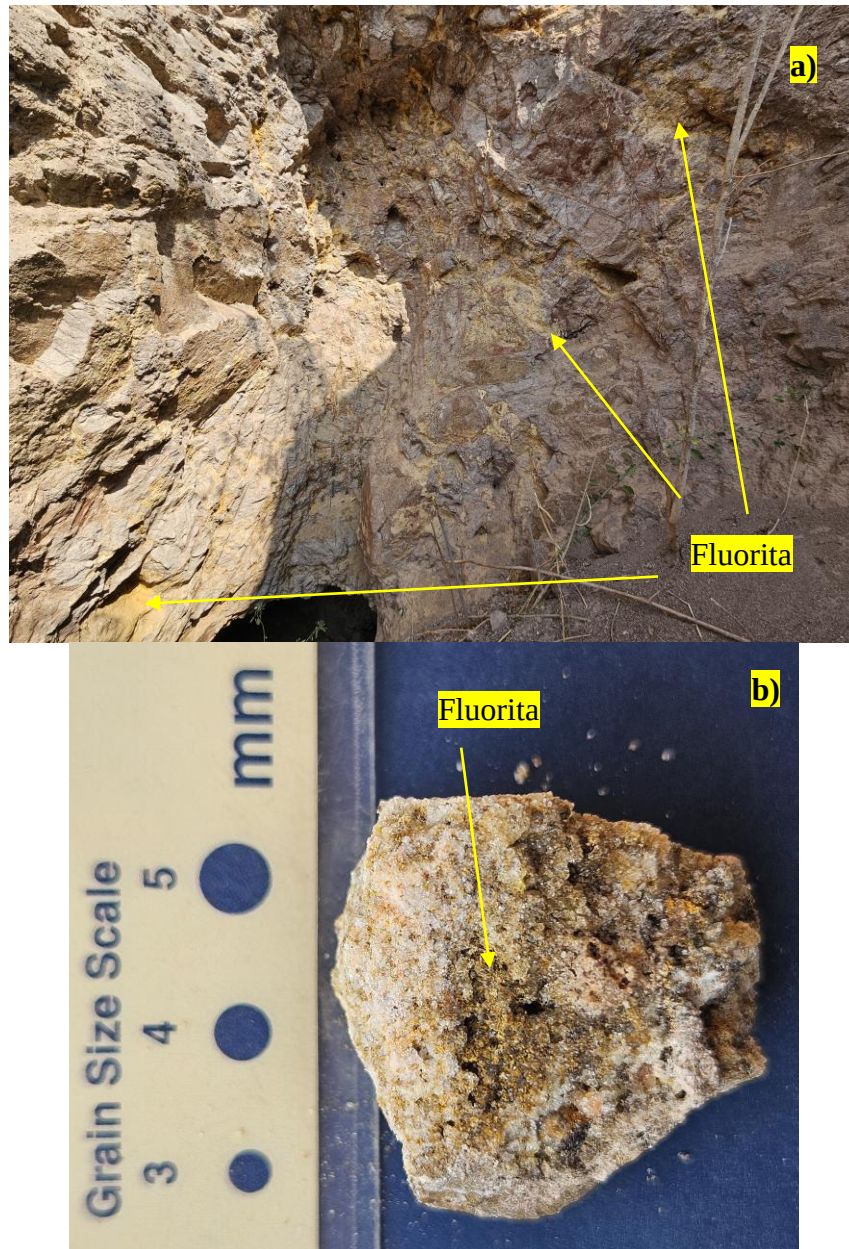


Figura 79. Afloramiento y muestra de brecha dacítica alterada con cristales de fluorita ámbar. a) Afloramiento en el que fue recolectada la muestra LR-17, compuesto por una brecha hidrotermal con vetillas y bandeamientos irregulares de coloración amarilla, interpretados como fluorita ámbar alterada. **b)** Fragmento de la brecha hidrotermal recolectada en el afloramiento, destaca la coloración amarilla asociada a la mineralización de fluorita ámbar. La textura brechada y el aspecto irregular de las vetillas sugieren su origen hidrotermal.

El difractograma correspondiente a la muestra LR-17 (Figura 80) muestra un patrón claro y consistente con la fluorita, caracterizado por picos de alta intensidad. El máximo difractado

se localiza alrededor de 28.3° 2Theta, acompañado de múltiples reflexiones secundarias, lo que confirma que la fluorita constituye la fase cristalina predominante en esta muestra.

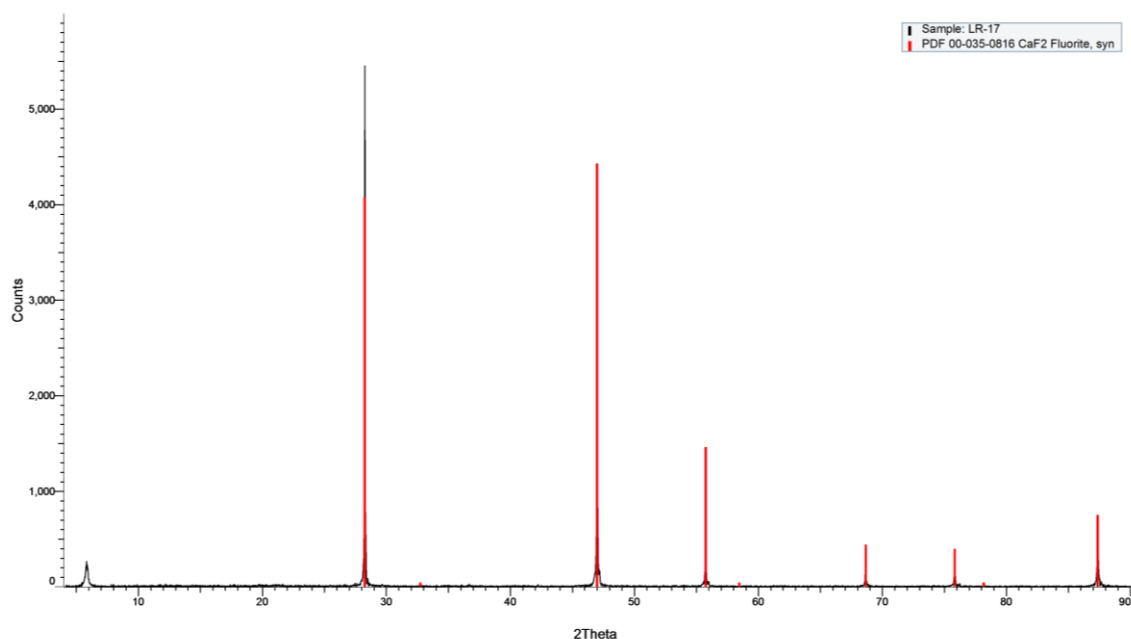


Figura 80. Difractograma de rayos X de la muestra LR-17. Se identifican picos característicos de fluorita. El patrón confirma su presencia como fase mineral dominante, a pesar del reducido tamaño de los cristales observados en campo.

La simplicidad del patrón y la alta cristalinidad observada en el difractograma sugieren que, a pesar del reducido tamaño de los cristales, la fluorita se encuentra en forma pura y bien definida. Estos resultados confirman el planteamiento de que la mineralización amarilla visible en campo corresponde efectivamente a fluorita ámbar, y que su coloración se debe probablemente a procesos de alteración oxidante que afectan la superficie de los cristales o a la roca hospedante. La disposición de la fluorita en vetillas y bandeamientos irregulares dentro de la brecha hidrotermal sustentan su origen asociado a la circulación de fluidos mineralizantes en un sistema estructuralmente controlado.

4.4 Catodoluminiscencia (CL)

La catodoluminiscencia (CL) es una técnica de caracterización mineralógica que permite visualizar heterogeneidades en la estructura interna de los cristales, mediante la emisión de luz inducida por el bombardeo con un haz de electrones (Pagel et al., 2000). Esta respuesta óptica posibilita la detección de variaciones internas como zonaciones de crecimiento, defectos estructurales, discontinuidades, sobrecrecimientos y evidencias de procesos de alteración o recristalización, las cuales suelen ser imperceptibles en observaciones petrográficas convencionales bajo luz transmitida o reflejada.

En el presente estudio, se utilizó la catodoluminiscencia para identificar impurezas o elementos traza en la fluorita, debido a que la intensidad y el tipo de luminiscencia pueden estar asociados a la presencia de ciertos elementos, como el Mn^{2+} (activador, que incrementa la luminiscencia) o el Fe^{2+} (apagador, que la disminuye). Particularmente, la fluorita muestra una respuesta lumínica sensible a cambios composicionales asociados con la química del fluido mineralizante, lo que permite inferir distintas etapas en su evolución (Götze et al., 2013).

La catodoluminiscencia se aplicó sobre la lámina delgada correspondiente a la muestra LR-04 del depósito de fluorita La Rosita, en la cual se identificaron cristales de fluorita y calcita. El análisis se realizó utilizando un microscopio marca Olympus modelo SZX12, equipado con una platina para CL de cátodo caliente marca Reliotron, que permitió controlar parámetros como la potencia, presión y amperaje del haz electrónico.

La aplicación de la catodoluminiscencia permitió identificar diferencias texturales y ópticas entre cristales de fluorita y calcita, proponer la existencia de múltiples eventos de

mineralización, y aportar evidencias complementarias que respaldan las interpretaciones propuestas a partir de las técnicas analíticas presentadas en los apartados anteriores.

4.4.1 Resultados del análisis de catodoluminiscencia en la muestra LR-04

El análisis mediante catodoluminiscencia en la muestra LR-04 se identificaron diferencias en la respuesta óptica de los minerales presentes, fluorita morada y calcita, hospedados en una matriz de caliza micrítica de la Formación El Abra. Los cristales de fluorita mostraron una luminiscencia débil o ausente, lo que sugiere una composición poco favorable para la emisión de luz bajo esta técnica (Figura 81). Esta ausencia de activación óptica puede atribuirse tanto a su composición química como a una estructura cristalina homogénea, sin defectos ni impurezas que propicien la emisión de luz bajo CL.

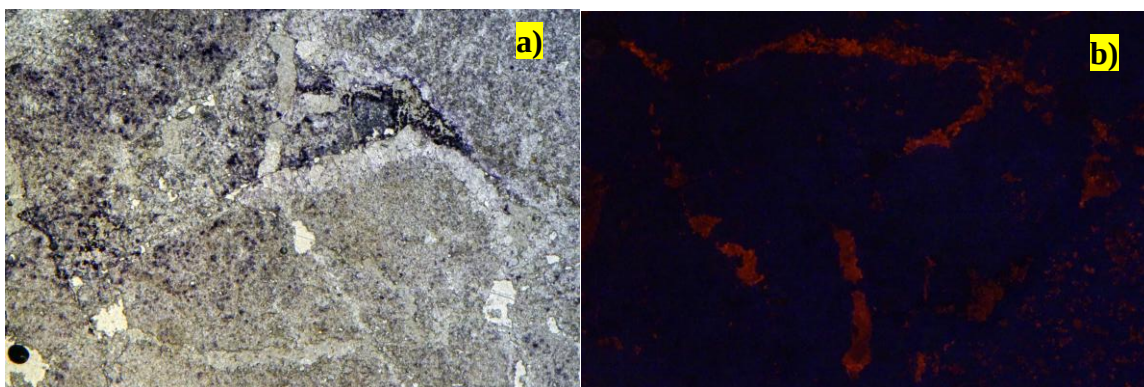


Figura 81. Cristales de fluorita morada y vetillas de calcita observados bajo luz transmitida y catodoluminiscencia en caliza de la Fm. El Abra. a) Imagen en luz transmitida de la muestra LR-04, donde se observan cristales de fluorita de tonalidad morada embebidos en una matriz micrítica de caliza de la Fm. El Abra, con vetillas delgadas de calcita que atraviesan la matriz. b) Imagen de la misma área obtenida bajo catodoluminiscencia, donde la fluorita morada no presenta luminiscencia, mientras que las vetillas de calcita muestran luminiscencia anaranjada de intensidad moderada. La escasa respuesta óptica de la fluorita sugiere condiciones de crecimiento poco favorables para la activación lumínica, mientras que la calcita podría corresponder a un evento tardío hidrotermal.

En contraste, la calcita presentó una luminiscencia variable, con predominio de tonalidades anaranjadas o rojizas. En algunas zonas de LR-04, se observaron microfracturas y vetillas rellenas de calcita con una luminiscencia intensa, lo que podría indicar una etapa de

precipitación tardía asociada a la circulación de fluidos enriquecidos en activadores ópticos, posterior a la cristalización de la fluorita. Sin embargo, en otras áreas de la misma lámina, la calcita mostró una luminiscencia débil o nula, posiblemente vinculada a diferencias composicionales o a variaciones en las condiciones redox durante su formación (Figura 82).

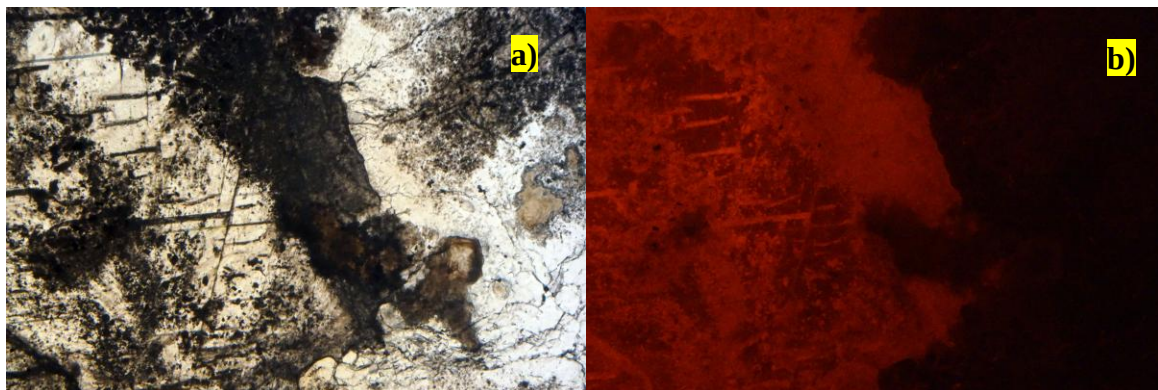


Figura 82. Contraste en la luminiscencia de la calcita en la muestra LR-04. a) Imagen en luz transmitida, en la que toda la superficie está ocupada por calcita, sin límites texturales evidentes entre ambas zonas. b) Imagen de la misma área bajo catodoluminiscencia, donde se observa una marcada diferencia en la intensidad de luminiscencia anaranjada intensa, mientras que la región derecha presenta una respuesta muy débil o nula. Esta variación óptica sugiere diferencias composicionales internas en la calcita, posiblemente asociadas a una zonación química o a la superposición de eventos de precipitación bajo condiciones redox distintas. El contraste apoya la existencia de múltiples etapas de mineralización en el sistema hidrotermal.

Esta heterogeneidad en la luminiscencia sugiere la existencia de múltiples eventos de mineralización, con cambios locales en la composición química de los fluidos que intervinieron en cada etapa. Un ejemplo representativo se observa en la Figura 83, donde se identifican dos vetillas de calcita con respuestas claramente contrastantes: una de ellas presenta una luminiscencia anaranjada intensa y homogénea, mientras que la otra apenas muestra emisión lumínica. Estas diferencias permiten inferir la existencia de al menos dos generaciones de calcita, formadas bajo condiciones fisicoquímicas distintas. Asimismo, la presencia de pequeños cristales de fluorita morada intercalados entre ambas vetillas, sin luminiscencia detectable, sugiere que la fluorita cristalizó entre ambos pulsos de calcita. Con

base en esta evidencia, se propone la siguiente secuencia paragenética: un primer evento de precipitación de calcita (*calcita I*), seguido por la cristalización de *fluorita*, y posteriormente una segunda generación de calcita (*calcita II*) con mayor respuesta lumínica. Esta evolución refuerza la interpretación de un sistema afectado por al menos dos fases de circulación de fluidos hidrotermales en el sistema, diferenciables a través de sus diferencias ópticas en catodoluminiscencia.

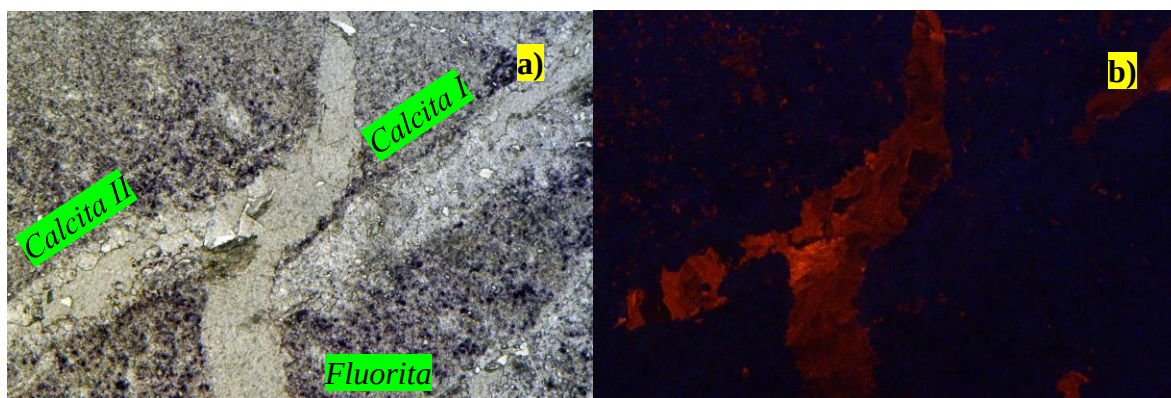


Figura 83. Evidencia de múltiples pulsos de mineralización en el depósito de fluorita La Rosita mediante catodoluminiscencia en la muestra LR-04. a) Imagen en luz transmitida, donde se observan cristales de fluorita alojados entre dos vetillas de calcita, hospedadas en una matriz de caliza micrítica de la Fm. El Abra. b) Imagen bajo catodoluminiscencia de la misma área en la que se observan las dos vetillas de calcita con diferente intensidad lumínica: una presenta luminiscencia anaranjada intensa, mientras que la otra muestra una respuesta óptica muy débil. Los cristales de fluorita morada localizados entre ambas vetillas no presentan luminiscencia aparente. Esta relación sugiere una secuencia paragenética compuesta por un primer evento de precipitación de calcita (*calcita I*), seguido por la cristalización de la *fluorita*, y finalmente un segundo pulso de precipitación de calcita (*calcita II*), con mayor luminiscencia. Estas evidencias refuerzan la existencia de múltiples etapas de circulación de fluidos hidrotermales en el sistema.

4.5 Microespectrometría infrarroja con transformada de Fourier (FTIR)

La microespectrometría infrarroja con transformada de Fourier (FTIR, por sus siglas en inglés) es una técnica analítica no destructiva que permite identificar qué tipos de enlaces químicos existen en una muestra, al analizar cómo esta absorbe la radiación infrarroja. Cada tipo de enlace vibra a frecuencias específicas cuando interactúa con esta radiación, generando un patrón o espectro específico que permite identificar los enlaces moleculares presentes en

el material analizado. En geología, esta técnica es utilizada para el estudio de minerales hidratados, carbonatados y silicatos, así como para la identificación de fases volátiles atrapadas en inclusiones fluidas (Ritz, Vaculíková & Plevová, 2010).

En el presente estudio, se aplicó microespectrometría infrarroja con transformada de Fourier en dos muestras, LR-03 y LR-04, para detectar grupos funcionales como los hidroxilos (OH^-), aniones carbonato (CO_3^{2-}) y moléculas de agua (H_2O), los cuales pueden encontrarse incorporados en la red cristalina de los minerales o contenidos en inclusiones fluidas. La interpretación de los espectros se basa en la presencia de bandas alrededor de 3400 cm^{-1} y 1630 cm^{-1} , asociadas al agua molecular y a los grupos OH^- , las cuales sugieren que los minerales estuvieron en contacto con fluidos acuosos, ya sea durante su formación o en etapas posteriores de alteración. Por otro lado, las señales correspondientes al grupo CO_3^{2-} , que aparecen entre 880 y 1450 cm^{-1} , pueden indicar la presencia de carbonatos primarios o bien su formación secundaria por reemplazo o precipitación inducida por fluidos hidrotermales ricos en CO_2 (Madejová, 2003).

El análisis se llevó a cabo en un espectrofotómetro de infrarrojo (IR) modelo Bruker Tensor 2, en el Laboratorio de Geoquímica de Fluidos Corticales del Instituto de Geociencias de la Universidad Nacional Autónoma de México, Campus Juriquilla, Querétaro. Este estudio se realizó con la colaboración del Dr. Gilles Pierre René Levresse y la Dra. Marina Vega González.

4.5.1 Resultados de microespectrometría infrarroja con transformada de Fourier

El análisis se realizó en cristales correspondientes a las muestras LR-03 y LR-04. Se seleccionaron zonas específicas dentro de los cristales de calcita donde, aunque con cierta

dificultad, fue posible identificar inclusiones fluidas. El objetivo de esta selección fue aumentar la probabilidad de detectar señales asociadas al contenido de dichas inclusiones, como H_2O , CO_2 o compuestos disueltos, y evitar que el espectro estuviera dominado únicamente por la señal de la matriz del cristal, la cual, por si sola, pudiera no contener esos grupos funcionales o presentarlos con una intensidad mucho menor.

En el espectro FTIR correspondiente a la muestra LR-03 se presentan las bandas características del mineral calcita, con señales evidentes en las regiones cercanas a $700\text{-}850\text{ cm}^{-1}$ y $1400\text{-}1500\text{ cm}^{-1}$, asociadas a la respuesta vibracional del ion carbonato (CO_3^{2-}), tanto de flexión como de estiramiento asimétrico, respectivamente (Farmer, 1974; Figura 84). Estas bandas se observan en ambas mediciones, una realizada sobre la matriz del cristal y otra en una inclusión, aunque con distinta intensidad, lo que indica que la calcita es el mineral dominante en la muestra. En la región de $2500\text{ a }3700\text{ cm}^{-1}$, particularmente en la medición sobre la matriz, se observa un conjunto de picos poco definidos y con ruido, especialmente entre $2800\text{ y }3200\text{ cm}^{-1}$. Esta zona suele asociarse con posibles contaminantes orgánicos, como restos de resina o adhesivos empleados durante la preparación de las muestras, o en algunos casos con vibraciones atribuibles a agua líquida si existiera una banda ancha centrada alrededor de los 3400 cm^{-1} (Kloprogge et al., 2001). Sin embargo, en este espectro no se identifica una banda clara y definida ni en $3400\text{ ni en }3700\text{ cm}^{-1}$, por lo que no hay evidencia convincente de la presencia de grupos OH estructurales ni de agua molecular abundante (Farmer, 1974). Asimismo, la ausencia de señales intensas en torno a $3610\text{-}3640\text{ cm}^{-1}$ respalda la interpretación de que no se trata de un mineral hidratado ni que la calcita analizada contenga cantidades significativa de OH incorporado en su red cristalina (Farmer, 1974).

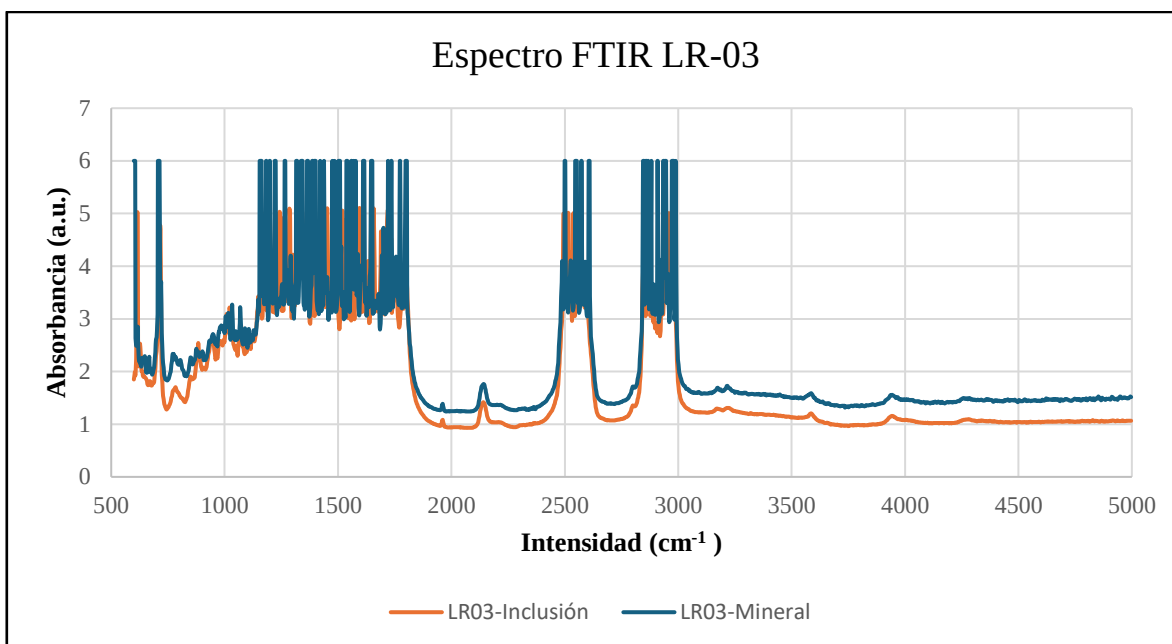


Figura 84. Espectro FTIR correspondiente a la muestra LR-03. Comparación de dos mediciones: una sobre la matriz de calcita (azul) y otra sobre una inclusión presente en el mismo cristal (naranja). Se observan las bandas típicas del ion carbonato (CO_3^{2-}) en las regiones de $700\text{-}850\text{ cm}^{-1}$ y $1400\text{-}1500\text{ cm}^{-1}$, confirmando la composición de calcita. En la región de $2500\text{ a }3700\text{ cm}^{-1}$, la medición de la matriz muestra picos poco definidos, posiblemente relacionados con contaminantes orgánicos derivados de la preparación de las muestras. No se identifican bandas claras en $3400\text{ ni en }3700\text{ cm}^{-1}$, ni señales significativas entre $3610\text{-}3640\text{ cm}^{-1}$, lo que sugiere la ausencia de grupos OH estructurales o agua molecular abundante en la calcita.

Estos resultados permiten interpretar que la calcita presente en la muestra LR-03 corresponde a una fase relativamente pura, sin evidencia directa de hidratación estructural, aunque no se descarta la posibilidad de que pequeñas cantidades de agua hayan estado involucradas en su formación. La medición sobre la inclusión, al compartir las bandas fundamentales del carbonato, sugiere que esta se encuentra alojada dentro del mismo mineral. Sin embargo, la señal es menos ruidosa en esa medición, lo que podría estar relacionado con diferencias en la transparencia del área medida o en el espesor de la inclusión. En conjunto, los datos del espectro no permiten identificar con claridad agua atrapada ni un pico vibracional atribuible a fluidos específicos dentro de la inclusión, por lo que no es posible definir su naturaleza o

implicaciones termo-hidrogeológicas, más allá de la evidencia ya observada a nivel petrográfico.

En la muestra LR-04 se identificaron cristales de calcita y fluorita. Aunque se realizaron múltiples intentos de medición tanto sobre la matriz de los cristales de fluorita como sobre las inclusiones alojadas en ellos, no fue posible obtener espectros legibles e interpretables. Por lo anterior, al igual que en la muestra LR-03, los espectros útiles correspondieron únicamente a mediciones realizadas sobre la matriz mineral de calcita y las inclusiones fluidas presentes en ella.

El espectro FTIR correspondiente a la primera medición realizada sobre el mineral, identificada como LR04-min1, muestra las bandas características atribuibles a la calcita (Figura 85). En la región comprendida entre 700 y 1500 cm^{-1} , se observan señales intensas y bien definidas, asociadas a las vibraciones de flexión y estiramiento del ion carbonato (CO_3^{2-}) reportadas en otros trabajos relacionados con fases calcíticas (Farmer, 1974). En la región de 2500 a 3700 cm^{-1} , el espectro registra un incremento progresivo de la absorbancia, alcanzando máximos entre 3400 y 3600 cm^{-1} , los cuales se atribuyen a las vibraciones de estiramiento de los enlaces O-H, relacionados con la presencia de agua estructural, agua adsorbida o inclusiones fluidas acuosas (Farmer, 1974). La detección simultánea de bandas correspondientes al ion carbonato y a grupos OH sugiere que este mineral no solo se formó en un ambiente carbonatado, sino que posteriormente interactuó con fluidos ricos en agua, posiblemente de origen hidrotermal o meteórico. Este tipo de respuesta espectral ha sido documentada en carbonatos afectados por procesos de diagénesis, alteración hidrotermal o interacción con aguas subterráneas (Singh, 2013). Estos resultados coinciden con los procesos de recristalización y circulación de fluidos previamente descritos en el área de

estudio, y refuerzan la posibilidad de que la calcita haya participado de manera activa en los procesos de transporte y precipitación de fluorita en el sistema mineralizante. No obstante, esta interpretación se basa en el análisis de una sola muestra, lo cual representa una limitación significativa. Para sustentar con mayor solidez este tipo de inferencias, sería necesario contar con un mayor número de análisis en diferentes muestras que presenten características similares.

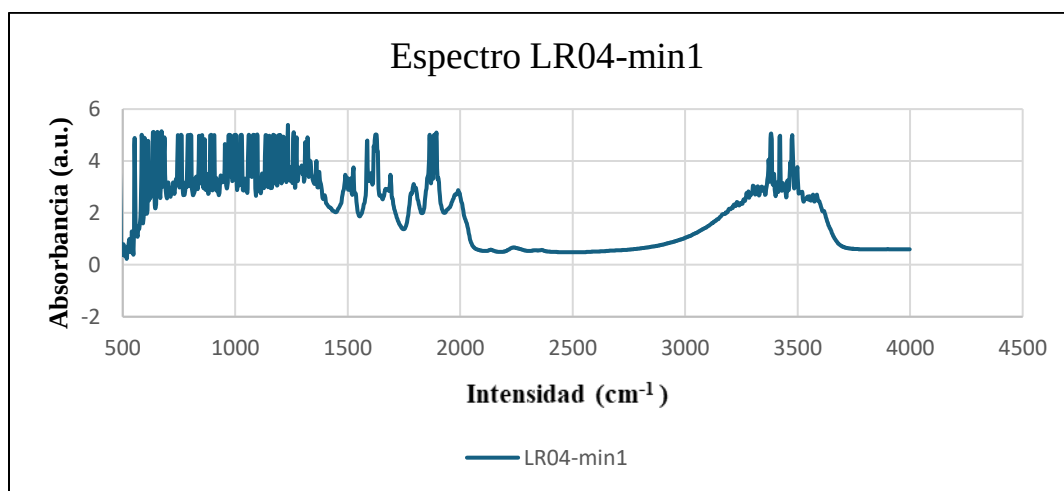


Figura 85. Espectro FTIR obtenido sobre el mineral de la muestra LR-04. Se identifican bandas características del ion carbonato (CO_3^{2-}), típicas de la calcita, en la región de 700 a 1500 cm^{-1} , así como señales asociadas a grupos O-H entre 3400 y 3600 cm^{-1} , relacionadas con la presencia de agua estructural o inclusiones fluidas acuosas. Estos resultados sugieren que la calcita, además de haberse formado en un ambiente carbonatado, interactuó con fluidos ricos en agua, posiblemente relacionados con procesos hidrotermales del sistema mineralizante.

La segunda medición realizada sobre la calcita de la muestra LR-04 (LR04-min2) mostró nuevamente las bandas típicas del ion carbonato (CO_3^{2-}) en la región de 700 a 1500 cm^{-1} (Figura 86), confirmando la identidad mineralógica del cristal (Kloprogge et al., 2001). No obstante, en comparación con la primera medición, se registró una disminución notable en la intensidad de la banda asociada a los grupos O-H, ubicada en el rango de 3400 a 3600 cm^{-1} , lo que puede interpretarse como una menor concentración de agua estructural o inclusiones fluidas acuosas en la sección analizada. Esta variabilidad entre ambas mediciones sugiere la

heterogeneidad interna del cristal de calcita, común en sistemas afectados por procesos hidrotermales o de recristalización, donde la distribución de inclusiones y la incorporación de agua pueden variar significativamente dentro un mismo mineral (Singh, 2013). Estos resultados aportan indicios sobre una compleja evolución del sistema mineralizante, donde probablemente los eventos de interacción con fluidos no fueron homogéneos a escala microscópica.

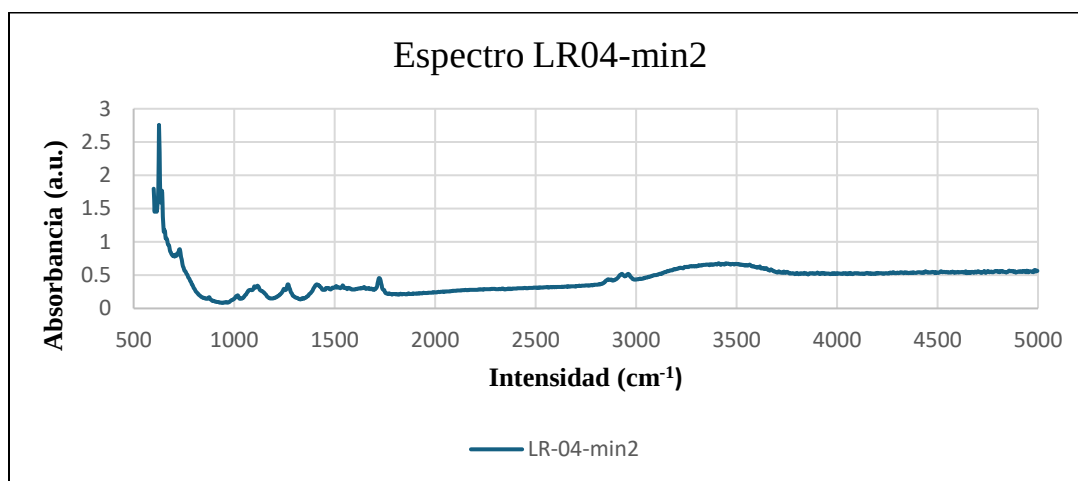


Figura 86. Espectro FTIR de la calcita de la muestra LR-04, segunda medición. Se identifican las bandas propias del ion carbonato (CO_3^{2-}) en la región de 700 a 1500 cm^{-1} , confirmando la identidad de la calcita. En comparación con la primera medición, se observa una menor intensidad en la banda de los grupos O-H (3400 a 3600 cm^{-1}), lo que evidencia variaciones en el contenido de agua o inclusiones dentro del mismo cristal.

Dentro de un cristal de calcita correspondiente a la muestra LR-04, la inclusión identificada como LR04-i2 muestra un espectro FTIR caracterizado por señales de baja intensidad en la región 700 a 1500 cm^{-1} (Figura 87), atribuibles a las vibraciones del ion carbonato (CO_3^{2-}), lo que podría deberse a una leve interferencia del mineral huésped (Kloprogge et al., 2001). Destaca la presencia de picos definidos en la región de 3500 a 3600 cm^{-1} , asociados a los grupos O-H, indicativos de agua en fase líquida o inclusiones acuosas atrapadas dentro del cristal (Farmer, 1974). Estas señales se asocian comúnmente a la presencia de fluidos

hidrotermales o meteóricos, que pudieron ser incorporados durante el crecimiento o los procesos de recristalización de la calcita. En conjunto, la comparación de este espectro con las mediciones realizadas directamente sobre el mineral, evidencia que la calcita de la muestra LR-04 no solo registra interacción con fluidos a nivel macroscópico, sino que también conserva inclusiones acuosas microscópicas, lo que aporta información sobre los procesos de circulación de fluidos, posiblemente de origen hidrotermal, asociados a la evolución del sistema mineralizante.

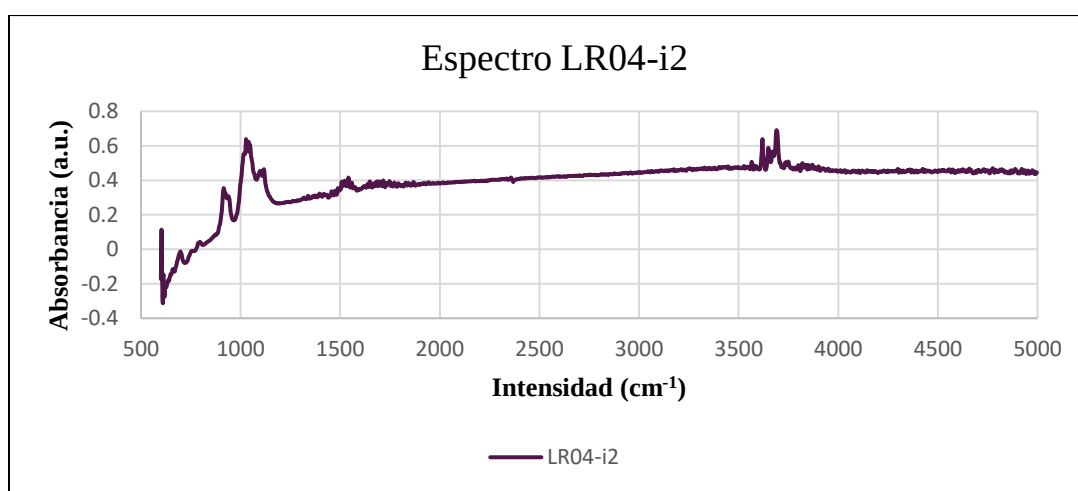


Figura 87. Espectro FTIR de la inclusión LR04-i2, alojada en un cristal de calcita de la muestra LR-04. Se observan señales en la región de los grupos O-H (3500 a 3600 cm^{-1}), atribuibles a la presencia de agua o inclusiones acuosas. La baja intensidad de las bandas de carbonato (700 a 1500 cm^{-1}) es consistente con la limitada cantidad de material analizado y la contribución parcial del mineral huésped. Nota: Se registran valores negativos al inicio del espectro, atribuibles a ajustes de línea base y ruido instrumental, sin afectar la interpretación de las bandas principales.

Además del espectro LR04-i2, se realizaron múltiples mediciones adicionales sobre otras inclusiones presentes en los cristales de calcita de la muestra LR-04. Sin embargo, la mayoría de estos espectros, incluido el correspondiente a la inclusión LR04-i1-2, presentaron un alto nivel de ruido y la ausencia de picos claramente definidos, lo que impidió su interpretación. Este tipo de resultados se atribuye a las dificultades técnicas inherentes al análisis de inclusiones de muy reducido tamaño, donde el haz infrarrojo atraviesa una cantidad mínima de material, lo que, sumado a factores como la orientación desfavorable de la muestra, la

morfología irregular de los cristales o la difícil accesibilidad de las inclusiones dentro del mineral huésped, compromete la calidad de la señal (Nichols et al., 2007). La figura 88 es representativa de estas mediciones no concluyentes, caracterizadas por señales de muy baja intensidad en la región de los carbonatos (700 a 1500 cm^{-1}) y la falta de picos distintivos en la zona de los grupos O-H (3400 a 3600 cm^{-1}). En consecuencia, estos espectros no aportan información confiable sobre la composición de las inclusiones ni sobre los procesos de interacción con fluidos.

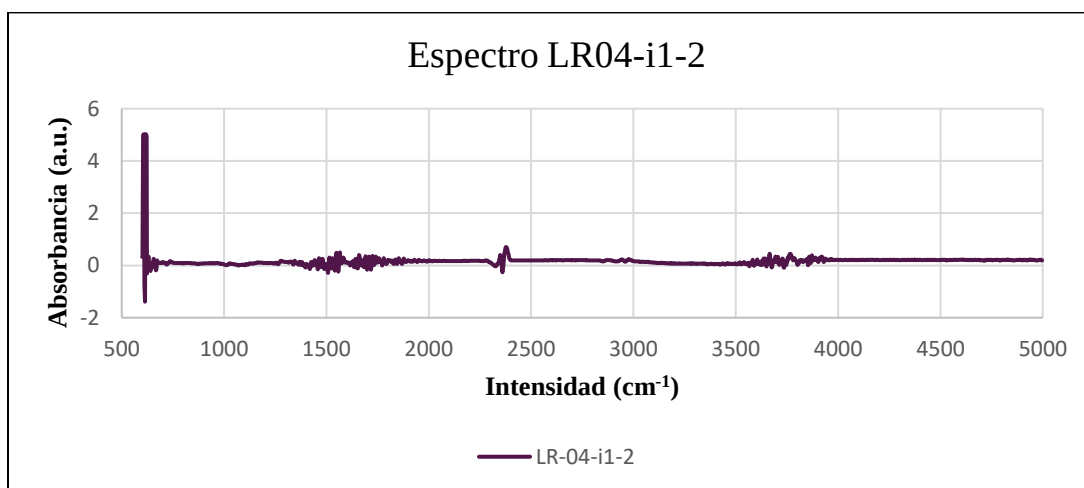


Figura 88. Espectro FTIR representativo de las mediciones no interpretables sobre inclusiones de calcita de la muestra LR-04. El espectro muestra un alto nivel de ruido, ausencia de picos claramente definidos en la región de los carbonatos (700 a 1500 cm^{-1}) y la falta de señales en la zona de los grupos O-H (3400 a 3600 cm^{-1}). Este tipo de respuesta es común en inclusiones de reducido tamaño o de difícil acceso, donde la cantidad de material atravesado por el haz es limitada. Nota: se observan valores negativos iniciales, atribuibles a correcciones de línea base y ruido instrumental, sin implicaciones en la interpretación.

4.6 Microscopía de fluorescencia UV (FUV)

La fluorescencia ultravioleta (FUV) es una técnica basada en la capacidad de ciertos minerales o compuestos presentes en las rocas para emitir luz visible cuando son expuestos a radiación UV de onda corta o larga. Esta propiedad depende de la estructura cristalina del material y de la presencia de elementos activadores como tierras raras (REE's), manganeso o plomo, o inhibidores como el hierro, que modifican la respuesta de fluorescencia en intensidad y color de la fluorescencia (Pagel et al., 2000).

En geología, la fluorescencia ultravioleta es utilizada principalmente para diferenciar fases minerales con apariencia similar bajo luz transmitida convencional; identificar zonaciones de crecimiento o recristalización en cristales, las cuales reflejan variaciones en la química del sistema mineralizante; y detectar la presencia de materia orgánica (MO), que suele presentar fluorescencia amarilla, anaranjada o verdosa, dependiendo de su estado de preservación y composición (Pagel et al., 2000).

Para este estudio, la técnica se aplicó sobre la lámina delgada LR-04, compuesta por fluorita morada y calcita hospedadas en caliza de la Fm. El Abra.

4.6.1 Resultados del análisis de fluorescencia UV en la muestra LR-04

Las microfotografías obtenidas bajo FUV evidencian estructuras internas que permiten inferir múltiples episodios de crecimiento, disolución y circulación de fluidos en el sistema mineralizante que dio origen a la fluorita y la calcita de los depósitos La Rosita y La Ilusión. En la Figura 89 (a-d), se observan patrones de crecimiento concéntrico en los cristales, evidenciados por la alternancia de franjas de fluorescencia amarilla y verde de distinta intensidad. Este tipo de zonación oscilatoria es característico de sistemas en los que la

química de los fluidos varía de manera periódica durante la formación de los cristales (Pagel et al., 2000). En la microfotografía Figura 91-a, se identifican bordes bien definidos y un patrón interno de zonación concéntrica, que refleja etapas sucesivas de cristalización bajo condiciones fluctuantes. En Figura 91-b, las bandas de crecimiento concéntrico son aún más evidentes, asociadas a variaciones en el contenido de elementos activadores, principalmente Mn^{2+} y REE's, que controlan tanto la intensidad como el color de la fluorescencia (Pagel et al., 2000). De forma similar, en Figura 91- c y d, se observan bandas concéntricas distribuidas desde los núcleos hacia los bordes de los cristales, reforzando la interpretación de un crecimiento oscilatorio en un ambiente hidrotermal dinámico, con condiciones fisicoquímicas que no permanecieron constantes durante el proceso de precipitación de la mineralización.

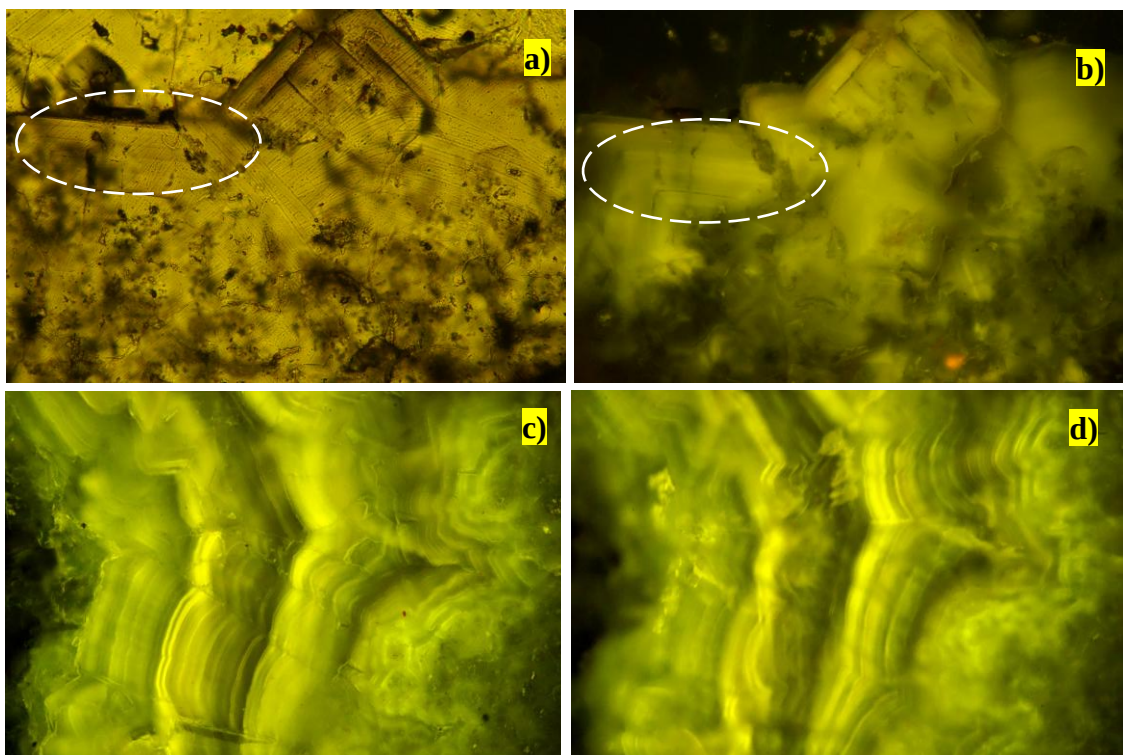


Figura 89. Microfotografía bajo FUV de la lámina LR-04, evidenciando crecimiento oscilatorio y zonación concéntrica. a) Cristales de calcita con zonación concéntrica, alternancia de franjas muy delgadas de fluorescencia amarilla de distinta intensidad, indicativa de crecimiento oscilatorio en un sistema de química variable. b) Bandas de crecimiento concéntrico bien definidas en tonalidades verdes-amarillas, relacionadas con fluctuaciones en el contenido de activadores como Mn^{2+} y REE's durante la cristalización. c) Patrón concéntrico de zonaciones desde el núcleo hacia los bordes de los cristales, reflejando múltiples episodios de crecimiento en condiciones hidrotermales dinámicas. d) Zonaciones concéntricas bien desarrolladas, con variaciones en la intensidad de fluorescencia que sugieren cambios en la composición de los fluidos mineralizantes.

En las microfotografías de la Figura 90 a-d, se evidencian fracturas internas, bordes irregulares y contactos abruptos que interrumpen la continuidad de las zonaciones, interpretados como resultado de procesos de reactivación del sistema mineralizante.

En Figura 90-a, las fracturas internas y bordes de disolución sugieren episodios de circulación de nuevos pulsos de fluidos, que generaron disolución parcial y fases de recristalización. En la Figura 90-b se muestra un contacto abrupto entre cristales, donde las zonas de fluorescencia intensa contrastan con áreas de menor emisión, indicando procesos de

disolución o alteración selectiva, relacionados con variaciones locales en el pH o la composición del fluido. De manera complementaria en la figura, c y d presentan fracturas internas, bordes irregulares y zonas alteradas, lo que evidencia la interacción entre fases de crecimiento, disolución y recrystalización, en un sistema mineralizante activo y sujeto a reactivaciones variables.

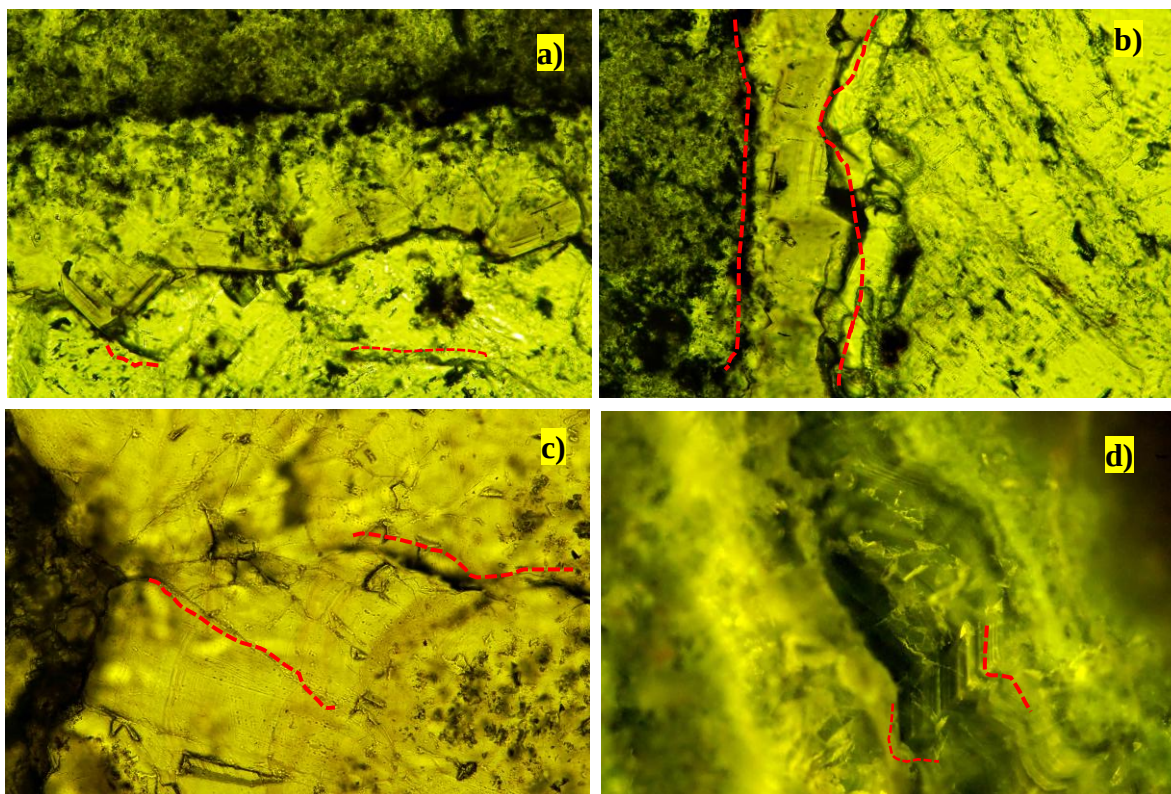


Figura 90. Evidencias FUV de fracturación, disolución y reactivación. a) Fracturas internas y bordes de disolución irregulares, interrumpiendo la zonación, asociadas a procesos de reactivación y circulación de nuevos pulsos de fluidos. b) Contacto abrupto entre cristales, con zonas de alta fluorescencia contrastando con áreas de menor emisión, indicativo de disolución selectiva o alteración diferencial. c) Fracturas internas y bordes irregulares dentro de los cristales, evidenciando episodios de disolución y sobrecrecimiento mineral. d) Combinación de zonación de crecimiento con áreas alteradas o irregulares, resultado de procesos superpuestos de cristalización y reactivación. La línea intermitente roja delimita los bordes irregulares.

En la Figura 91 a-b, se aprecia un comportamiento lumínico heterogéneo, asociado a las diferencias mineralógicas presentes en la lámina LR-04. En la Figura 91-a, de izquierda a

derecha, se distingue un sector oscuro correspondiente a un fragmento de caliza, seguido de una franja de fuerte fluorescencia amarilla atribuible a una vetilla de calcita secundaria.

Posteriormente, se observa un sector de fluorescencia tenue o casi ausente, asociado a cristales de fluorita morada, mineral que puede presentar baja o nula respuesta bajo FUV debido a la presencia de elementos inhibidores, como el hierro ferroso (Fe^{2+}), o inclusiones internas (Pagel et al., 2000). Finalmente, en el extremo derecho se identifica otra vetilla de calcita, que presenta fluorescencia amarilla de mayor intensidad.

Por su parte, la microfotografía de la Figura 91-b, corresponde al mismo sector, pero bajo diferente configuración de captura. Los patrones de fluorescencia evidencian nuevamente los contrastes entre los distintos minerales. El sector izquierdo, correspondiente a caliza, muestra fluorescencia verde tenue; la vetilla de calita destaca por su fluorescencia amarilla intensa; la fluorita morada carece de emisión significativa; y la franja de calcita ubicada al extremo derecho presenta nuevamente fluorescencia amarilla. Adicionalmente, se observan áreas rojizas dispersas, que podrían relacionarse con variaciones composicionales locales o posibles impurezas.

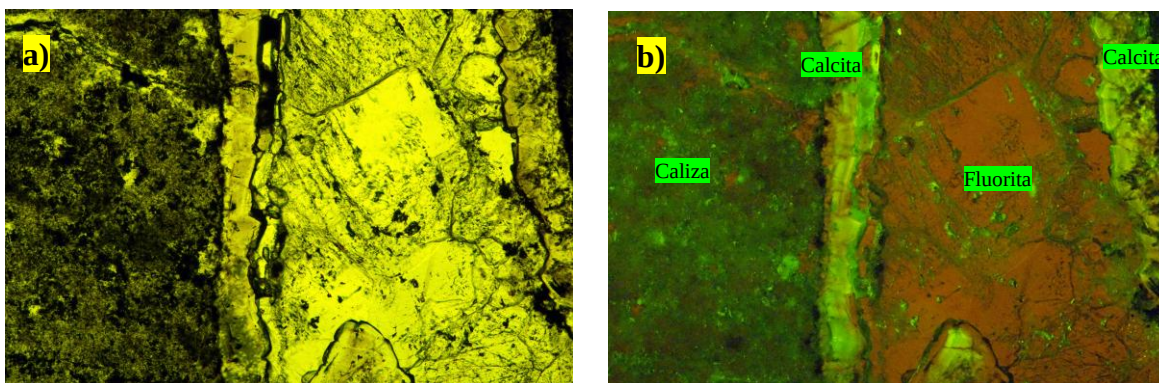


Figura 91. Heterogeneidad composicional y contraste de fluorescencia. a) Imagen panorámica en la que se observa, de izquierda a derecha: caliza de fondo con fluorescencia tenue, vetilla de calcita secundaria con intensa fluorescencia amarilla, fluorita morada con nula o escasa respuesta de fluorescencia, y una segunda vetilla de calita con fuerte fluorescencia amarilla. b) Misma área con diferente configuración de captura, resaltando los contrastes en fluorescencia: sector de caliza, vetilla de calcita amarilla, fluorita morada sin fluorescencia apreciable, y vetilla de calita con fluorescencia amarilla intensa. Se observan áreas puntuales rojizas, asociadas a variaciones composicionales.

Es importante resaltar que, si bien la fluorescencia UV puede utilizarse para detectar materia orgánica, en las microfotografías analizadas no se observó evidencia directa de impregnaciones orgánicas, por lo que la respuesta heterogénea se interpreta principalmente en función de las diferencias mineralógicas y composicionales.

En conjunto, las microfotografías obtenidas de FUV permiten proponer que el sistema mineralizante en el que precipitaron la fluorita y la calcita evolucionó de manera compleja, en el que probablemente existieron múltiples episodios de crecimiento oscilatorio, reflejados en la zonación concéntrica; procesos de disolución, fracturación y reactivación asociados a la dinámica de los fluidos; y una marcada heterogeneidad composicional, evidenciada en los contrastes de fluorescencia entre fluorita morada, calcita y fases con distinta concentración de elementos activadores, representando así, los cambios en la química del sistema mineralizante y en las condiciones fisicoquímicas durante la evolución del depósito de Fluorita.

X. Discusión

La zona mineralizada que alberga los depósitos de fluorita La Rosita y La Ilusión se encuentra en un contexto geológico controlado por la interacción entre unidades sedimentarias carbonatadas del Cretácico, representadas por la Formación El Abra, y cuerpos volcánicos de composición dacítica y riolítica pertenecientes a las unidades Riodacita Del Carmen e Ignimbrita El Órgano, asociadas al vulcanismo del Oligoceno.

Las calizas de la Formación El Abra muestran un alto grado de recrystalización, estratificación gruesa a masiva, textura tipo mudstone, y evidencias de disolución, cementación secundaria y circulación de fluidos. Adicionalmente, se observaron cavidades de disolución, fracturas mineralizadas y zonas con disolución selectiva de fósiles (particularmente en La Ilusión), que sugieren procesos de paleokarstificación. Estas estructuras se interpretan como el resultado de disolución secundaria, ya sea durante etapas subaéreas o en ambientes marinos kársticos de baja energía, lo cual concuerda con lo propuesto por James & Choquette (1984) para plataformas carbonatadas someras.

Estos procesos generaron espacios de porosidad secundaria favorables para la circulación y acumulación de fluidos mineralizantes. En este marco, las evidencias de campo y petrográficas indican que la distribución y el emplazamiento de la fluorita están fuertemente controlados por:

1. La interacción entre calizas y dacitas, con contactos que alternan entre relaciones estratigráficas definidas y zonas caóticas, interpretadas como resultado de intrusiones subvolcánicas de magmas ricos en flúor que fueron inyectadas en cavernas formadas

por karstificación y fracturas preexistentes en las calizas, en asociación con eventos tectónico-magmáticos del Oligoceno (Eguiluz de Antuñano et al., 2000).

2. La fracturación y el fallamiento con rumbo NW-SE, evidenciado en estructuras como la falla sinistral de La Rosita, que facilitó tanto el ascenso de magmas como la circulación de fluidos hidrotermales, lo que se refleja en la intensa argilización, la presencia de vetillas de caolinita-montmorillonita y otras alteraciones hidrotermales en rocas carbonatadas y volcánicas.

Los contactos entre las dacitas argilizadas y las calizas recrystalizadas, la presencia de brechas con fragmentos de ambas litologías, así como las cavidades de disolución y vetillas mineralizadas, refuerzan la posibilidad de que los procesos hidrotermales asociados al emplazamiento magmático desempeñaron un papel crucial en la evolución de la mineralización por fluorita, dentro de un ambiente estructuralmente favorable, representado por fallas y fracturas en las calizas.

Este panorama es comparable a lo documentado en el depósito de fluorita Las Cuevas (Gonzalez-Partida et al., 2019), donde la mineralización se aloja en estructuras de colapso kárstico vinculadas a sistemas de fallas, con un claro control estructural y una estrecha asociación entre los procesos de disolución de carbonatos y la actividad magmática fluorada. En ambos casos, se reconoce la importancia de:

1. Los procesos de disolución-reprecipitación de carbonatos.
2. El control estructural ejercido por fracturas y fallas.
3. La interacción con rocas volcánicas intensamente alteradas.
4. La migración de fluidos hidrotermales diluidos, de baja a mediana temperatura.

Asimismo, algunas de las características observadas en La Rosita y La Ilusión presentan similitudes con los modelos propuestos para depósitos de fluorita tipo MVT modificados, como los reportados en la PVSLP, donde la mineralización se vincula con la mezcla de fluidos meteóricos, hidrotermales y salmueras de cuenca diluidas, favorecida por la karstificación de los carbonatos (González-Partida et al., 2019; Armijo, 2017). Sin embargo, la intensa recristalización de las calizas, la presencia de fluorita y calcita asociadas a cavidades y vetillas, así como las texturas evidenciadas por catodoluminiscencia y fluorescencia UV, discutidas a detalle más adelante, respaldan un sistema mineralizante de tipo epigenético, controlado por la paleokarsticidad, la fracturación, y los contactos entre rocas sedimentarias y volcánicas.

X.1 Inclusiones fluidas: Temperatura, salinidad y evolución del sistema.

El análisis microtermométrico de las inclusiones fluidas en fluorita y calcita provenientes de las zonas mineralizadas La Rosita y La Ilusión proporciona información sobre las condiciones de formación de la mineralización y la evolución del sistema hidrotermal.

En todos los casos, las inclusiones observadas son bifásicas (L+V) a temperatura ambiente, lo que indica atrapamiento de los fluidos por debajo del punto crítico del sistema H_2O -NaCl y sugiere una composición predominantemente acuosa (Bodnar, 2003). Las temperaturas de homogenización (T_h) registradas varían entre 118°C y 278°C, mostrando una amplia dispersión que se interpreta como reflejo de múltiples pulsos hidrotermales o de una evolución térmica prolongada del sistema (Yardley & Bodnar, 2014).

Los valores más altos de T_h corresponden a inclusiones primarias en cristales de fluorita morada, hasta 278 °C, mientras que las inclusiones en calcita y fluorita ámbar presentan

temperaturas de homogenización intermedias a bajas, con un rango que va desde 118 °C hasta 234 °C. Esta tendencia sugiere que los primeros eventos de mineralización, dominados por fluorita morada, ocurrieron bajo condiciones térmicas relativamente más elevadas, seguidos de la precipitación de calcita y fluorita ámbar en un sistema de enfriamiento progresivo.

Los valores de salinidad, calculados a partir de la temperatura de fusión final del hielo (T_f), oscilan entre 0.18 y 0.88 wt% NaCl equivalente, indicando la presencia de fluidos de baja salinidad. Estos valores son típicos de sistemas hidrotermales diluidos y con posible influencia meteórica o de mezcla con aguas superficiales (Giggenbach, 1997). Además, no se registraron inclusiones salinas de origen asociado a salmueras de cuenca ni inclusiones ricas en gases como CO_2 , lo cual descarta la participación dominante de salmueras profundas o de fluidos típicos de sistemas MVT clásicos (Leach et al., 2010).

Este conjunto de evidencias sugiere que la evolución del sistema estuvo principalmente controlada por la interacción entre fluidos magmáticos, en lugar de estar asociada con procesos de circulación de cuenca profunda.

La coexistencia de inclusiones primarias y pseudosecundarias en fluorita y calcita, junto con la variabilidad térmica, respalda un modelo evolutivo caracterizado por la superposición de varios pulsos de mineralización, en un ambiente epigenético donde la interacción entre procesos magmáticos y estructurales fue determinante.

Este contexto es compatible con los sistemas hidrotermales magmático-carbonatados descritos en depósitos como Las Cuevas (González-Partida et al., 2019) y con los modelos MVT modificados de la región de San Luis Potosí (Armijo, 2017), aunque en el presente

trabajo se reconoce una mayor influencia del vulcanismo con el aporte termoquímico derivado del magmatismo del Oligoceno.

X.2 DRX y FRX: Identidad mineralógica y composición química.

Los difractogramas obtenidos mediante DRX confirman la presencia de fluorita, calcita y, en menor proporción, cuarzo en las muestras mineralizadas. Esta mineralogía concuerda con las observaciones petrográficas y con los resultados obtenidos mediante otras técnicas, como catodoluminiscencia y fluorescencia UV. En particular, los difractogramas validan que los cristales observados en las láminas delgadas corresponden a fluorita de tonalidad morada y calcita, hospedadas en una matriz carbonatada de la Formación El Abra, afectada por procesos de recristalización y mineralización secundaria.

Por otra parte, los resultados de FRX revelan la composición química de las muestras, con énfasis en la presencia de flúor y otros elementos mayoritarios. Las muestras de fluorita presentan contenidos elevados de F (15.33 %), característicos de sistemas mineralizantes de origen hidrotermal. Asimismo, en los análisis realizados sobre las dacitas y riolitas de la Unidad Riodacita Del Carmen y de la Ignimbrita El Órgano, respectivamente, se identificó un nivel anómalo de flúor en una de las muestras (0.12 %), lo que sugiere que estas rocas volcánicas podrían haber funcionado como fuente de dicho elemento o como conducto para la migración de los fluidos mineralizantes.

Estos resultados sustentan la propuesta de que el magmatismo del Oligoceno, representado por las unidades volcánicas presentes en el área de estudio, desempeñó un papel clave en la evolución del sistema hidrotermal. El aporte de flúor desde el magmatismo es un rasgo comúnmente descrito en depósitos de fluorita asociados a procesos volcánicos- sedimentarios

o a sistemas de tipo hidrotermal magmático, como se ha documentado en depósitos de flúor en México y otras regiones (Gonzalez- Partida et al., 2019; Ghaedi et al., 2023).

La información derivada de estas técnicas resulta importante para sustentar los análisis más detallados sobre el origen y evolución de los fluidos mineralizantes, que se abordan en los apartados siguientes.

X.3 FTIR: Presencia de grupos funcionales e inclusiones acuosas.

El análisis de microespectrometría infrarroja con transformada de Fourier (FTIR) realizado en cristales de fluorita y calcita permitió identificar la presencia de grupos funcionales e inclusiones acuosas, contribuyendo a la caracterización de los procesos de mineralización y la evolución de los fluidos asociados al sistema.

En los espectros correspondientes a cristales de calcita se registraron bandas de absorción características del ion carbonato (CO_3^{2-}), con señales prominentes entre 700 y 900 cm^{-1} y en la región de 1400 a 1500 cm^{-1} . Estas bandas, observadas tanto en el mineral como en las zonas correspondientes a inclusiones fluidas, confirman la identidad mineralógica de la calcita y sugieren un ambiente de formación dominado por procesos de recristalización y cementación secundaria bajo condiciones hidrotermales (Kloprogge et al., 2001).

Además, algunos espectros mostraron bandas de absorción en la región de 3000 a 3600 cm^{-1} , relacionadas con la vibración del grupo hidroxilo (-OH), lo que sugiere la posible incorporación de agua estructural o la presencia de inclusiones fluidas acuosas en las zonas analizadas (Farmer, 1974). La detección de estas señales, aunque de intensidad variable, es consistente con los datos microtermométricos que evidencian la existencia de inclusiones acuosas de baja salinidad atrapadas durante los procesos de mineralización.

En los espectros obtenidos de la fluorita, la respuesta en la región de los 3400 cm^{-1} es débil, lo que se atribuye a la alta simetría y densidad de su estructura cristalina, que normalmente limita la detección de grupos funcionales. No obstante, en algunas mediciones se registraron señales débiles en esa zona, que podrían estar asociadas a la presencia de pequeñas inclusiones de fase líquida atrapadas durante el crecimiento del cristal, o a defectos estructurales que permitieron la incorporación de agua (Madejová, 2003).

Estos resultados refuerzan la interpretación de que los minerales presentes, en especial la calcita, precipitaron en un sistema hidrotermal influenciado por la interacción de fluidos acuosos diluidos, en correspondencia con los valores de baja salinidad obtenidos en los análisis de inclusiones fluidas. La presencia de agua estructural o de inclusiones acuosas en los cristales de calcita sugiere que su precipitación ocurrió bajo condiciones de enfriamiento progresivo, posiblemente en etapas tardías del sistema, cuando los fluidos hidrotermales ya se habían mezclado parcialmente con aguas meteóricas.

En conjunto, los resultados de FTIR, al integrarse con las observaciones petrográficas, los análisis de inclusiones fluidas y la información mineralógica, permiten confirmar la presencia de grupos funcionales asociados a carbonatos y agua, así como la existencia de inclusiones de fase líquida atrapadas durante el crecimiento de los cristales. Estos datos refuerzan la presencia de procesos de interacción fluido-roca durante la mineralización, en un contexto hidrotermal con condiciones de baja a media temperatura.

X.4 Catodoluminiscencia: Pulsos de mineralización y zonación óptica.

En los cristales de fluorita morada de la muestra LR-04, analizados mediante catodoluminiscencia, se observó una respuesta lumínica muy débil o ausente, lo que puede

atribuirse a su composición química poco favorable para la emisión de luminiscencia o a una estructura cristalina relativamente homogénea, sin defectos ni impurezas que activen este tipo de señal óptica (Pagel et al., 2000). Esta baja respuesta lumínica sugiere que la fluorita se formó durante un evento mineralizante en el cual la composición de los fluidos o las condiciones redox no favorecieron la incorporación de activadores ópticos como el Mn^{2+} , o bien, existió un bajo contenido de defectos estructurales.

En contraste, la calcita mostró una respuesta heterogénea en CL, con variaciones de intensidad y tonalidad que oscilan entre luminiscencia anaranjada intensa y zonas con señal muy débil o nula. Este comportamiento es indicativo de una zonación interna, atribuible a diferencias composicionales o a la superposición de múltiples eventos de precipitación bajo condiciones físicoquímicas variables. La presencia de vetillas de calcita con distinta intensidad de luminiscencia, en contacto directo con cristales de fluorita, sugiere al menos dos generaciones de calcita, separadas por la etapa de cristalización de la fluorita.

Particularmente, la observación de calcita con alta intensidad lumínica en vetillas tardías, en contraste con la calcita poco luminiscente en eventos anteriores, refuerza la existencia de pulsos sucesivos de circulación de fluidos enriquecidos en activadores ópticos, posiblemente relacionados con cambios en la química del sistema, en las condiciones redox o en la interacción de los fluidos con las rocas encajonantes.

Estos patrones de zonación y superposición mineralógica observados mediante CL se interpretan como evidencia de un sistema mineralizante que estuvo controlado por múltiples eventos de disolución-reprecipitación, en un contexto estructural y litológico favorable. La ausencia de luminiscencia en la fluorita, combinada con la variabilidad lumínica de la calcita, respaldan un modelo de evolución progresiva del sistema, en el cual la fluorita se formó

durante un evento inicial de mayor temperatura o menor contenido de activadores, seguido por fases de enfriamiento y circulación de fluidos que precipitaron calcita con composiciones variables.

X.5 FUV: Heterogeneidad óptica en fluorita y calcita.

Los análisis de fluorescencia ultravioleta (FUV), realizados en cristales de fluorita morada, presentaron una respuesta lumínica débil bajo FUV, lo que coincide con los resultados obtenidos mediante CL, donde también se observó una escasa o nula emisión lumínica. Esta baja respuesta puede atribuirse a una composición con deficiencia de elementos activadores como el Mn^{2+} o a una baja concentración de defectos estructurales, factores que inhiben la emisión de luz bajo excitación ultravioleta (Pagel et al., 2000).

En contraste, los cristales de calcita mostraron una respuesta lumínica heterogénea bajo FUV, con zonas que exhiben fluorescencia mucho más débil o prácticamente ausente. Esta variabilidad se interpreta como indicativa de diferencias internas en la composición química de la calcita, posiblemente asociadas a zonaciones químicas, la incorporación heterogénea de elementos activadores, o a la presencia de múltiples generaciones de precipitación bajo condiciones fisicoquímicas variables.

La observación de calcita con alta respuesta lumínica en vetillas tardías, en contraste con zonas más opacas, coincide con los resultados de CL y respalda la interpretación de un sistema mineralizante caracterizado por múltiples pulsos de circulación de fluidos con composiciones variables y cambios en las condiciones redox.

Los patrones de fluorescencia observados en fluorita y calcita mediante FUV, integrados con los resultados de otras técnicas, refuerzan la existencia de una mineralización controlada por

procesos de disolución-reprecipitación y circulación de fluidos hidrotermales diluidos, en un ambiente estructuralmente favorable y con influencia de factores como la composición de los fluidos, la temperatura y las condiciones químicas locales.

La coexistencia de fluorita morada con escasa o nula luminiscencia bajo FUV y CL, junto con la baja salinidad de las inclusiones fluidas y las temperaturas de homogenización relativamente elevadas, hasta 278 °C, presenta semejanzas con lo reportado en el depósito de Pinavand F en Irán (Ghaedi et al., 2023) en ese yacimiento, la fluorita púrpura se asocia a temperaturas de homogenización entre 170 a 260 °C, con baja concentración de elementos activadores y un origen interpretado como hidrotermal magmático. En el caso de La Rosita y La Ilusión, los valores de temperaturas de homogenización son de hasta 278°C, lo que sugiere un mayor aporte de calor, posiblemente vinculado al emplazamiento de las dacitas y riolitas del Oligoceno, que favorecieron la circulación de fluidos hidrotermales enriquecidos en flúor. Por otra parte, los procesos de disolución de carbonatos, la paleokarsticidad, la presencia de brechas con fragmentos de caliza y dacita, así como el control estructural ejercido por fracturas y fallas, son características que asemejan a las observadas en los depósitos de fluorita de la Plataforma Valles-San Luis Potosí, en particular Las Cuevas (Gonzalez-Partida et al., 2019) y La Rosita (Armijo, 2017). En dichos depósitos, la mineralización se asocia a estructuras de colapsos kárstico y a procesos de disolución-reprecipitación de carbonatos, con circulación de fluidos meteóricos y salmueras diluidas, en ambientes de baja a media temperatura.

No obstante, en este estudio se reconoce una mayor influencia magmática, respaldada por la presencia de rocas volcánicas intensamente argilitizadas, los niveles anómalos de flúor identificados en las dacitas y riolitas mediante FRX (0.12 %), y los valores de temperaturas

de homogenización (278°C) superiores a los reportados en sistemas MVT clásicos o modificados de la PVSLP. Esta diferencia sugiere que, aunque existen características compartidas con los depósitos tipo MVT modificados, el sistema mineralizante de La Rosita y La Ilusión se desarrolló bajo condiciones hidrotermales más próximas a un sistema de origen magmático, donde la paleokarsticidad, el fracturamiento y fallamiento, preexistente, de las calizas de la Formación El Abra favorecieron la mineralización, pero el aporte principal de flúor y calor está vinculado al magmatismo del Oligoceno. Al integrar las características de los sistemas MVT modificados y de los depósitos hidrotermales magmáticos, hay una coincidencia con los modelos propuestos para depósitos de flúor emplazados en carbonatos afectados por eventos magmáticos, como los descritos en Irán (Ghaedi et al., 2023) y en diversas regiones de México (Gonzalez-Partida et al., 2019).

La integración de las técnicas descritas anteriormente junto con las evidencias geológicas, petrográficas, microtermométricas, espectroscópicas y ópticas, realizadas en este trabajo permiten proponer un modelo sobre la mineralización por fluorita en los depósitos de La Rosita y La Ilusión, en su entorno geológico, de la siguiente manera:

La mineralización de fluorita se emplaza tanto en las calizas de la Formación El Abra, afectadas por procesos de recrystalización y paleokarstificación, como en cuerpos volcánicos de composición dacítica (Unidad Riodacita Del Carmen) y riolítica (Unidad Ignimbrita El Órgano), relacionados con el vulcanismo del Oligoceno. Los procesos de disolución de carbonatos, la formación de brechas y cavidades, así como el control estructural ejercido por fallas y fracturas, favorecieron la circulación de fluidos y la creación de espacios abiertos propicios para la mineralización.

La presencia de fluorita y calcita como fases principales, en conjunto con un aporte significativo de flúor desde las rocas volcánicas alteradas, indica una estrecha relación entre la actividad magmática y la evolución del sistema hidrotermal. Esta interpretación se ve reforzada por los datos de inclusiones fluidas, que evidencian la circulación de fluidos acuosos diluidos, de baja salinidad, y con temperaturas de homogeneización que alcanzan hasta 278 °C en la fluorita; valores superiores a los reportados en sistemas MVT clásicos, lo que sugiere una mayor influencia térmica y química de origen magmático.

Asimismo, los resultados obtenidos mediante FTIR, CL y FUV revelan una clara heterogeneidad composicional y óptica en la calcita, atribuible a múltiples generaciones de precipitación y a variaciones en la composición de los fluidos; mientras que la fluorita morada, con escasa o nula luminiscencia, se interpreta como producto de un evento temprano de mayor temperatura y menor contenido de activadores ópticos.

En conjunto, las evidencias respaldan la interpretación de que la mineralización en La Rosita y La Ilusión corresponde a un sistema de tipo hidrotermal magmático, que comparte algunas características con los depósitos tipo MVT modificados, como la karstificación de carbonatos y el control estructural, pero cuya evolución estuvo dominada por el aporte de flúor, calor y fluidos hidrotermales vinculados al magmatismo del Oligoceno.

Finalmente, los resultados de este trabajo permiten responder a la hipótesis planteada, estableciendo que la mineralización de fluorita en los depósitos La Rosita y La Ilusión no corresponde a un sistema MVT clásico, sino a un sistema hidrotermal de origen magmático, con características modificadas por la interacción con carbonatos, la paleokarstificación y el control estructural preexistente.

XI. Conclusiones

Los resultados obtenidos en el presente estudio, mediante el análisis integrado de inclusiones fluidas, microespectrometría FTIR, catodoluminiscencia (CL), microscopía de fluorescencia ultravioleta (FUV), así como estudios mineralógicos y geoquímicos, permiten establecer que la mineralización de fluorita y calcita en las zonas de La Rosita y La Ilusión se originó a partir de un sistema hidrotermal de baja a mediana temperatura, controlado por la interacción de fracturas y fallas, paleokarsticidad y actividad magmática.

Los análisis de inclusiones fluidas evidenciaron la circulación de fluidos acuosos diluidos, de baja salinidad, con temperaturas de homogenización que alcanzan hasta 278°C, lo que indica un aporte térmico significativo, atribuible al magmatismo del Oligoceno. Esta interpretación se ve reforzada por los resultados de FRX, que identificaron niveles anómalos de flúor (0.12 %) en las rocas volcánicas, y por la presencia de fluorita morada con escasa o nula respuesta óptica, atribuida a un evento temprano de mayor temperatura y baja concentración de activadores lumínicos.

Por su parte, la calcita mostró una heterogeneidad composicional y óptica, observable mediante CL y FUV, que refleja múltiples eventos de precipitación y variaciones en la química de los fluidos, en un sistema que evolucionó progresivamente desde condiciones de mayor temperatura hacia etapas de enfriamiento, con incorporación de aguas meteóricas y circulación de fluidos enriquecidos en elementos activadores.

En conjunto, los resultados indican que la mineralización se desarrolló bajo condiciones hidrotermales magmáticas, influenciada por la interacción con carbonatos, la karstificación preexistente y el control estructural local, descartando que se trate de un sistema MVT

clásico, el cual se caracteriza por una nula o muy lejana asociación con actividad ígnea. Finalmente, la caracterización mineralógica, óptica y microtermométrica aquí presentada contribuye al entendimiento de los procesos que controlaron la evolución de los sistemas mineralizantes en la región, y resalta la importancia de considerar los aportes magmáticos en el estudio de yacimientos de fluorita hospedados en ambientes carbonatados. No obstante, es importante señalar que tanto la propuesta de modelo como la interpretación de los resultados presentados están sujetas a las limitaciones del muestreo y del número de análisis realizados. Las conclusiones aquí planteadas se basan en un conjunto reducido de muestras representativas, por lo que se requiere un mayor número de análisis para validar y afinar el modelo propuesto. Esto es particularmente relevante considerando que las condiciones fisicoquímicas del sistema hidrotermal pueden variar significativamente entre diferentes sectores del depósito, en función de factores como la litología de la roca encajonante, el grado de alteración, la conexión entre fracturas y la evolución de los fluidos. Estudios futuros, con una mayor extensión espacial y un muestreo más amplio, permitirán evaluar la continuidad del sistema mineralizante y profundizar en la comprensión de su evolución temporal y composicional.

Para fortalecer las interpretaciones propuestas en este trabajo, investigaciones futuras podrían incluir estudios de isótopos estables (C, O, Sr, S), que permitirían establecer con mayor certeza las fuentes de los fluidos mineralizantes y su interacción con la roca huésped. Asimismo, análisis de elementos de tierras raras (REE) en la fluorita han demostrado ser herramientas efectivas para diferenciar entre ambientes de formación de tipo MVT y sistemas hidrotermales magmáticos (Magotra et al., 2017; Ghaedi et al., 2023). De igual forma, un estudio estructural detallado contribuiría a comprender la evolución cinemática de las

fracturas y fallas que actuaron como conductos de los fluidos. Estos estudios complementarios ampliarían la caracterización del sistema mineralizante y fortalecerían la interpretación del modelo genético propuesto.

XIII. Referencias

1. Armijo Castillo, J. de J. (2017). Geología y mineralización del depósito de fluorita La Rosita, ubicado en la región de Río Verde, San Luis Potosí, México (Tesis de licenciatura, Universidad de Sonora, División de Ciencias Exactas y Naturales, Departamento de Geología). Hermosillo, México.
2. Audétat, A., Pettke, T., Heinrich, C. A., & Bodnar, R. J. (2008). The composition of magmatic-hydrothermal fluids in barren and mineralized intrusions. *Economic Geology*, 103(5), 877–908.
3. Barton, P. B., Jr., & Skinner, B. J. (1979). Sulfide mineral stabilities. En *Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits* (2.^a ed., pp. 278–403). John Wiley & Sons.
4. Beckhoff, B., Kanngießer, B., Langhoff, N., Wedell, R., & Wolff, H. (Eds.). (2006). *Handbook of practical X-ray fluorescence analysis*. Springer.
5. Blamey, N. J. F., Ryder, A. G., & Geddes, C. D. (2007). Hydrocarbon fluid inclusion fluorescence: A review. In C. D. Geddes & J. R. Lakowicz (Eds.), *Reviews in Fluorescence* (pp. 299–334). Springer.
6. Bodnar, R. J. (2003). Introduction to fluid inclusions. In Samson, I., Anderson, A., & Marshall, D. (Eds.), *Fluid Inclusions: Analysis and Interpretation* (Vol. 32, pp. 1–8). Mineralogical Association of Canada, Short Course Series.
7. Bodnar, R. J., & Vityk, M. O. (1994). Interpretation of microthermometric data for H₂O-NaCl fluid inclusions. In *Fluid Inclusions in Minerals: Methods and Applications* (pp. 117–130). Virginia Tech.
8. Boggs, S. (2006). *Principles of sedimentology and stratigraphy* (4th ed.). Upper Saddle River, NJ: Pearson Prentice Hall.
9. Branney, M. J., & Kokelaar, P. (1992). A reappraisal of ignimbrite emplacement: Progressive aggradation and changes from particulate to non-particulate flow during emplacement of high-grade ignimbrite. *Bulletin of Volcanology*, 54(6), 504–520.
10. Camprubí, A. (2010). Criterios para la exploración minera mediante microtermometría de inclusiones fluidas. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 62(1), 25–42. Sociedad Geológica Mexicana, A.C.
11. Camprubí, A., González-Partida, E., Levresse, G., Tritlla, J., & Carrillo-Chávez, A. (2003). Depósitos epitermales de alta y baja sulfuración: una tabla comparativa. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 56(1), 10–18.
12. Camprubí, A., González-Partida, E., Richard, A., Boiron, M.-C., González-Ruiz, L. E., Aguilar-Ramírez, C. F., Fuentes-Guzmán, E., González-Ruiz, D., & Legoux, C. (2019). MVT-like fluorite deposits and Oligocene magmatic-hydrothermal fluorite–Be–U–Mo–P–V overprints in northern Coahuila, Mexico. *Minerals*, 9(1), 58.
13. Carrillo-Bravo, J., 1971, La Plataforma Valles San Luis Potosí, *Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros*, V. 13.
14. Cas, R. A. F., & Wright, J. V. (1987). *Volcanic Successions: Modern and Ancient*. London: Allen & Unwin. 528 pp.

15. Corbella, M., Ayora, C., & Cardellach, E. (2004). Fluid mixing, carbonate dissolution and sulfide precipitation in Mississippi Valley-type deposits. *Mineralium Deposita*, 39(4), 344–357.
16. Corbett, G. J., & Leach, T. M. (1998). Southwest Pacific rim gold–copper systems: Structure, alteration, and mineralization. Society of Economic Geologists Special Publication 6, 238 p.
17. Cuéllar-Cárdenas, D., de Cserna, Z., & Pérez-Gutiérrez, M. A. (2012). Estructura y evolución tectónica de la Sierra Madre Oriental. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 29(1), 150–166.
18. Cuéllar-Cárdenas, M. A., Nieto-Samaniego, A. F., Levresse, G., & Alaniz-Álvarez, S. A. (2012). Límites temporales de la deformación por acortamiento Laramide en el centro de México. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 29(1), 12–27.
19. Cullity, B. D., & Stock, S. R. (2001). *Elements of X-ray Diffraction* (3rd ed.). Prentice Hall.
20. Deer, WA, Howie, RA y Zussman, J. (1992) *Introducción a los minerales formadores de rocas*. 2.a edición, Prentice Hall, Harlow.
21. Dunham, R. J. (1962). Classification of carbonate rocks according to depositional texture. In W. E. Ham (Ed.), *Classification of carbonate rocks* (pp. 108–121). AAPG Memoir 1. Tulsa: American Association of Petroleum Geologists.
22. Eguiluz-de Antuñano, S., Aranda-García, M., & Marrett, R. (2000). Tectónica de la Sierra Madre Oriental, México. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 53(1), 1–26.
23. Evans, A. M. (1993). *Ore geology and industrial minerals: an introduction* (3rd ed.). Blackwell Science.
24. Farmer, V.C. (1974) *The Infrared Spectra of Minerals*. Mineralogical Society, London.
25. Flügel, E. (2010). *Microfacies of Carbonate Rocks* (2a ed.). Springer.
26. Foxworth, R. E. (1960). Geology of the Las Cuevas fluorite deposits, San Luis Potosí, Mexico. *Economic Geology*, 55(2), 407–426.
27. Frost, B. R., Barnes, C. G., Collins, W. J., Arculus, R. J., Ellis, D. J., & Frost, C. D. (2001). A geochemical classification for granitic rocks. *Journal of Petrology*, 42(11), 2033–2048.
28. Ghaedi, F., Taghipour, B., Somarin, A. K., & Fazli, S. (2023). Fluid Inclusions and REE Geochemistry of White and Purple Fluorite: Implications for Physico-Chemical Conditions of Mineralization; an Example from the Pinavand F Deposit, Central Iran. *Minerals*, 13(7), 836.james
29. Goldstein, R. H., & Reynolds, T. J. (1994). Systematics of fluid inclusions in diagenetic minerals. Society for Sedimentary Geology (SEPM) Short Course 31, 199 p.
30. Goldstein, R. H., & Reynolds, T. J. (1994). Systematics of fluid inclusions in diagenetic minerals. SEPM Short Course 32, 199 pages.
31. González Ruiz, I. (2020). Caracterización petrográfica y de catodoluminiscencia en cementos de carbonatos naturalmente fracturados de la Formación Agua Nueva, al

- noreste de México (Tesis de Maestría). Instituto Potosino de Investigación Científica y Tecnológica (IPICYT), San Luis Potosí, México.
32. González-Partida, E., Hanano, D., Tritlla, J., & Camprubí, A. (2002). Petroleum-rich fluid inclusions in fluorite, Purisima mine, Coahuila, Mexico. *Journal of South American Earth Sciences*, 15(5), 775–782
 33. González-Partida, E., Tritlla, J., Hanano, D., & Camprubí, A. (2003). The Encantada-Buenavista fluorite deposits in northern Mexico: Fluid inclusion and REE geochemistry studies. *Mineralogical Magazine*, 67(6), 1317–1328.
 34. González-Partida, E., Tritlla, J., Hanano, D., Camprubí, A., & Levresse, G. (2019). Giant fluorite mineralization in Central Mexico by means of meteoric fluids without magmatic input. *Journal of Geochemical Exploration*, 205, 106323.
 35. González-Sánchez, F., Puente-Solís, R., González-Partida, E., & Camprubí, A. (2007). Estratigrafía del Noreste de México y su relación con los yacimientos estratoligados de fluorita, barita, celestina y Zn-Pb. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 59(1), 43–62.
 36. Götz, J., Schertl, H.-P., Neuser, R. D., Kempe, U., & Hanchar, J. M. (2013). Optical microscope–cathodoluminescence (OM–CL) imaging as a powerful tool to reveal internal textures of minerals. *Mineralogy and Petrology*, 107(3), 373–392.
 37. Guilbert, J. M., & Park, C. F. Jr. (2007). *The Geology of Ore Deposits* (Revised ed.). Waveland Press, Inc.
 38. Hedenquist, J. W., & Lowenstern, J. B. (1994). The role of magmas in the formation of hydrothermal ore deposits. *Nature*, 370(6490), 519–527.
 39. Heinrich, C. A. (2007). Fluid–fluid interactions in magmatic–hydrothermal ore formation. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 65(1), 363–387.
 40. Heinrich, C. A. (2007). Fluid–fluid interactions in magmatic–hydrothermal ore formation. *Geological Society, London, Special Publications*, 284(1), 1–32.
 41. Henley, R. W., & Ellis, A. J. (1983). Geothermal systems ancient and modern: a geochemical review. *Earth-Science Reviews*, 19(1), 1–50.
 42. Irvine, T. N., & Baragar, W. R. A. (1971). A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 8(5), 523–548.
 43. James, N. P., & Choquette, P. W. (1984). Diagenesis 9. Limestones—the meteoric diagenetic environment. *Geoscience Canada*, 11(4), 161–194.
 44. Kemiak, J. A., & Cookson, R. H. (1973). Geology of the El Realito and El Refugio fluorite deposits, San Luis Potosí, Mexico. *Economic Geology*, 68(4), 517–531.
 45. Klein, C., & Dutrow, B. (2007). *The Manual of Mineral Science* (23rd ed.). Hoboken, NJ: John Wiley & Sons.
 46. Klopogge, J. T., Frost, R. L., & Hickey, L. (2001). FTIR and Raman study of organic contaminations in minerals and clays. *Journal of Materials Science Letters*, 20, 1361–1363
 47. Labarthe H., G., Tristán G., M., Aguillón R., A., Jiménez L., L. S., & Romero, A. (1989). Cartografía geológica 1:50,000 de las hojas El Refugio y Mineral El Realito, estados de San Luis Potosí y Guanajuato (Folleto Técnico No. 112). Universidad Autónoma de San Luis Potosí, Instituto de Geología.

48. LaMadrid de Aguiñaco, H. M. (2009). Petrología y diagénesis de las dolomías con alta porosidad de la Sonda de Campeche (Tesis de maestría, Universidad Nacional Autónoma de México, Programa de Posgrado en Ciencias de la Tierra).
49. Larsen, R. B., & Sørensen, H. (1987). The role of fluorine in the differentiation of the Ilímaussaq alkaline intrusion, South Greenland. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 51(10), 2601–2610
50. Le Bas, M. J., Le Maitre, R. W., Streckeisen, A., & Zanettin, B. (1986). A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram. *Journal of Petrology*, 27(3), 745–750.
51. Leach, D. L., Bradley, D. C., Lewchuk, M. T., Symons, D. T. A., de Marsily, G., & Brannon, J. (2005). Sediment-hosted lead-zinc deposits: A global perspective. In J. W. Hedenquist, J. F. H. Thompson, R. J. Goldfarb, & J. P. Richards (Eds.), *Economic Geology 100th Anniversary Volume 1905–2005* (pp. 561–607). Society of Economic Geologists.
52. Leach, D. L., Taylor, R. D., Fey, D. L., Diehl, S. F., & Saltus, R. W. (2010). A deposit model for Mississippi Valley-Type lead-zinc ores (Scientific Investigations Report 2010–5070–A, chap. A of Mineral deposit models for resource assessment). U.S. Geological Survey.
53. Leoni, L., Menichini, M., & Saitta, M. (1982). Determination of S, Cl and F in silicate rocks by X-ray fluorescence analyses. *X-Ray Spectrometry*, 11(4), 156–158.
54. Levresse, G., González-Partida, E., Tritlla, J., Camprubí, A., Cienfuegos-Alvarado, E., & Morales-Puente, P. (2003). Fluid characteristics of the world-class, carbonate-hosted Las Cuevas fluorite deposit (San Luis Potosí, Mexico). *Journal of Geochemical Exploration*, 78–79, 537–543.
55. Levresse, G., Tritlla, J., González-Partida, E., & Camprubí, A. (2006). Fluid inclusions and stable isotopes of fluorite deposits in northern Mexico: Genetic implications. *Journal of Geochemical Exploration*, 89(1–3), 326–330.
56. Levresse, G., Tritlla, J., González-Partida, E., & Camprubí, A. (2011). Fluid inclusion evidence for multiple hydrothermal events in northern Mexico fluorite deposits. *Journal of Geochemical Exploration*, 110(1), 87–97.
57. Lipman, P.W. (2000). Calderas. En: Sigurdsson, H. (Ed.), *Encyclopedia of Volcanoes*. Academic Press, San Diego, pp. 643–662.
58. Liu, Y.-C., Yang, Z.-S., Tian, X.-H., Song, Y.-C., Zhang, H.-R., & Hou, Z.-Q. (2015). Fluid origin of fluorite-rich carbonate-hosted Pb–Zn mineralization of the Himalayan–Zagros collisional orogenic system: A case study of the Mohailaheng deposit, Tibetan Plateau, China. *Ore Geology Reviews*, 70, 546–561
59. Madejová, J. (2003). FTIR techniques in clay mineral studies. *Vibrational Spectroscopy*, 31(1), 1–10
60. Magotra, R., Namga, S., Singh, P., Arora, N., & Srivastava, P. K. (2017). A new classification scheme of fluorite deposits. *International Journal of Geosciences*, 8(4), 599–610.

61. Makvandi, S., Cauzid, J., Tarantola, A., Melfos, V., & Voudouris, P. (2023). XRD clustering and quantitative analysis as a fingerprinting technique to study ore deposits. *Proceedings of the 17th SGA Biennial Meeting, Zürich, Suiza*.
62. Marfunin, A. S. (1979). *Spectroscopy, luminescence and radiation centers in minerals*. Springer-Verlag.
63. Marshall, D. J. (1988). *Cathodoluminescence of geological materials*. Unwin Hyman Ltd.
64. Middelmost, E. A. K. (1975). A K₂O–Na₂O diagram to classify igneous rocks and to compare their potassium and sodium contents. *Geological Magazine*, 112(6), 611–615.
65. Middelmost, E. A. K. (1989). Iron oxidation ratios, norms and the classification of volcanic rocks. *Chemical Geology*, 77(1), 19–26.
66. Nichols, A. R. L., Petach, T., & Holliger, K. (2007). Using micro-FTIR spectroscopy to measure volatile contents in small and unexposed inclusions hosted in olivine crystals. *Fuel*, 86(10-11), 1608–1615.
67. Pagel, M., Barbin, V., Blanc, P., & Ohnenstetter, D. (Eds.). (2000). *Cathodoluminescence in Geosciences*. Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg.
68. Paradis, S., Lavoie, D., & Patterson, C. (2007). Mississippi Valley–Type lead–zinc mineralization in the Lower Ordovician Romaine Formation, Anticosti Island, Quebec: Characteristics, age and origin. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 44(3), 337–361.
69. Pearce, J. A., Harris, N. B. W., & Tindle, A. G. (1984). Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of Petrology*, 25(4), 956–983.
70. Pi Puig, T. (2005). Estudio mineralógico, geoquímico y geocronológico de los yacimientos de fluorita de Taxco (Guerrero) y Zacualpan (Edo. de México) [Tesis doctoral, Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología]. Repositorio TESIUNAM.
71. Pi, T., Solé, J., Morton-Bermea, O., Taran, Y., & Hernández-Álvarez, E. (2017). Geoquímica de lantánidos de los yacimientos de fluorita de los distritos mineros de Taxco y Zacualpan, sur de México: implicaciones sobre el origen y la evolución de los fluidos. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 34(3), 455–469.
72. Pirajno, F. (2009). *Hydrothermal processes and mineral systems*. Springer Science & Business Media.
73. Ritz, M., Vaculíková, L., & Plevová, E. (2010). Identification of clay minerals by infrared spectroscopy and discriminant analysis. *Applied Spectroscopy*, 64(12), 1379–1387.
74. Rocha Rocha, M. (2008). Yacimientos de celestina en la Plataforma Valles–San Luis Potosí (Tesis de Maestría, Universidad Autónoma de San Luis Potosí, Instituto de Geología).
75. Roedder, E., 1984, Inclusiones fluidas: *Mineralogical Society of America Reviews in Mineralogy*, 12, 644 p.

76. Rollinson, H. R. (1993). *Using Geochemical Data: Evaluation, Presentation, Interpretation*. Longman Scientific & Technical, Harlow, England. ISBN: 9780582081654.
77. Ruiz, J., Kesler, S. E., & Jones, L. M. (1980). Geology and geochemistry of the Las Cuevas fluorite deposit, San Luis Potosí, Mexico. *Economic Geology*, 75(8), 1220–1231.
78. Secretaría de Economía. (2014). *Anuario estadístico de la minería mexicana, 2014*. Dirección General de Desarrollo Minero, Subsecretaría de Minería. México: Secretaría de Economía.
79. Secretaría de Economía. (2015). *Anuario estadístico de la minería mexicana, 2015*. Dirección General de Desarrollo Minero, Subsecretaría de Minería. México: Secretaría de Economía.
80. Secretaría de Economía. (2021). *Anuario estadístico de la minería mexicana 2021*. Dirección General de Desarrollo Minero, Gobierno de México.
81. Serna Bafún, J. H. (2022). *El vulcanismo félsico del Campo Volcánico Río Santa María: una integración y redefinición de unidades litoestratigráficas para una correlación regional* (Tesis de maestría, Universidad Autónoma de San Luis Potosí). Facultad de Ingeniería.
82. Servicio Geológico Mexicano (SGM). (2001). Carta geológico-minera F14-C26, Rioverde, escala 1:50,000. Secretaría de Economía, México.
83. Servicio Geológico Mexicano (SGM). (2018). *Panorama minero del estado de San Luis Potosí*. Secretaría de Economía, México.
84. Sibson, R. H. (1996). Structural permeability of fluid-driven fault–fracture meshes. *Journal of Structural Geology*, 18(8), 1031–1042.
85. Sillitoe, R. H. (1993). Epithermal models: Genetic types, geometrical controls and shallow features. *Geological Association of Canada, Special Paper*, 40, 403–417.
86. Sillitoe, R. H. (1999). Hydrothermal processes and mineral systems. *SEG Newsletter*, 39, 1–17.
87. Sillitoe, R. H. (2010). Porphyry copper systems. *Economic Geology*, 105(1), 3–41.
88. Simmons, S. F., White, N. C., & John, D. A. (2005). Geological characteristics of epithermal precious and base metal deposits. In Hedenquist, J. W., Thompson, J. F. H., Goldfarb, R. J., & Richards, J. P. (Eds.), *Economic Geology 100th Anniversary Volume* (pp. 485–522). Society of Economic Geologists.
89. Singh, R. K. (2013). FTIR spectroscopy of natural fluorite from Ambadongar, Gujarat. *Journal of the Geological Society of India*, 81(2), 215–218
90. Smith, B. C. (2011). *Fundamentals of Fourier Transform Infrared Spectroscopy* (2nd ed.). CRC Press.
91. Stuart, B. (2004). *Infrared spectroscopy: Fundamentals and applications*. John Wiley & Sons.
92. Taylor, R. (2009). *Ore Textures: Recognition and Interpretation*. Springer, Berlin Heidelberg.
93. Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses. *Earth and Planetary Science Letters*, 19(2), 290–300.

94. Torres Hernández, J. R. (1994). Evolución estructural de la sierra de Guadalcázar, Estado de San Luis Potosí [Tesis de Maestría, Universidad Autónoma de San Luis Potosí, Facultad de Ingeniería]. Repositorio Institucional UASLP.
95. Tristán-González, M., Aguillón-Robles, A., Barboza-Gudiño, J. R., Torres-Hernández, J. R., Bellon, H., López-Doncel, R., Rodríguez-Ríos, R., & Labarthe-Hernández, G. (2009). Geocronología y distribución espacial del vulcanismo en el Campo Volcánico de San Luis Potosí. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 61(3), 287–303.
96. Tritlla, J., González-Partida, E., Levresse, G., Banks, D., & Pironon, J. (2003). Fluorite deposits at Encantada-Buenavista, Mexico: Products of Mississippi Valley type processes. *Ore Geology Reviews*, 23(1–2), 107–124.
97. Tritlla, J., González-Partida, E., Levresse, G., Banks, D., & Pironon, J. (2004). Fluorite deposits at Encantada-Buenavista, Mexico: Products of Mississippi Valley type processes [Ore Geol. Rev. 23 (2003), 107–124]—A reply. *Ore Geology Reviews*, 25(3–4), 329–332.
98. Tritlla, J., Levresse, G., González-Partida, E., & Camprubí, A. (2006). Depósitos de Pb-Zn-Cu-Ba-F-Sr epigenéticos estratoligados en series sedimentarias en relación con salmueras de cuenca. *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 18(3–4), 187–200.
99. Verma, S. P., & Rivera-Gómez, M. A. (2013). Computer programs for the classification and nomenclature of igneous rocks. *Geoscience Frontiers*, 4(5), 633–651.
100. Vu C. Khang, & Korovkin, M. V. (2016). Identification of clay minerals in reservoir rocks by FTIR spectroscopy. *IOP Conference Series: Earth and Environmental Science*, 43(1), 012004
101. Wall, F., & Mariano, A. N. (1996). Rare earth minerals in carbonatites: A discussion centred on the Kangankunde carbonatite, Malawi. In: *Rare Earth Minerals: Chemistry, Origin and Ore Deposits* (Jones, A. P., Wall, F., & Williams, C. T., Eds.), Chapman & Hall, London, 193–225.
102. Williams-Jones, A. E., Migdisov, A. A., Samson, I. M. (2012). Hydrothermal transport and deposition of the rare earth elements by fluorine-bearing aqueous liquids. *Mineralogical Association of Canada Short Course Series*, 42, 135–168.
103. Winter, J.D. (2014) *Principles of Igneous and Metamorphic Petrology*: Pearson New International Edition. Pearson Education Limited, Harlow, UK.
104. Yardley, B. W. D., & Bodnar, R. J. (2014). Fluids in the crust. *Elements*, 10(2), 107–112.