

**GÉNESIS DE LAS VENAS HIDROTERMALES EN ROCAS
SEDIMENTARIAS DE LA FORMACIÓN ROSABLANCA (K1
VALANGINIANO). MINA “EL TRAPICHE”, SECTOR ESMERALDIFERO
“PEÑAS BLANCAS” (MUNICIPIO SAN PABLO DE BORBUR, BOYACA)**

LILIANA MARIA PLATA SARMIENTO

UNIVERSIDAD INDUSTRIAL DE SANTANDER
FACULTAD DE INGENIERIA FISICO QUIMICA
ESCUELA DE GEOLOGIA
BUCARAMANGA

2007

**GÉNESIS DE LAS VENAS HIDROTERMALES EN ROCAS
SEDIMENTARIAS DE LA FORMACIÓN ROSABLANCA (K1
VALANGINIANO).MINA “EL TRAPICHE”, SECTOR ESMERALDIFERO
“PEÑAS BLANCAS” (MUNICIPIO SAN PABLO DE BORBUR, BOYACA)**

LILIANA MARIA PLATA SARMIENTO

Trabajo de grado para optar el título de Geólogo

DIRECTOR

LUIS CARLOS MANTILLA FIGUEROA

Geólogo Ph.D.

UNIVERSIDAD INDUSTRIAL DE SANTANDER

FACULTAD DE INGENIERIA FISICO QUIMICA

ESCUELA DE GEOLOGIA

BUCARAMANGA

2007

A mis padres Elizabeth y Alberto

A mi hermana

Y al Todopoderoso

AGRADECIMIENTOS

Al Señor JESUS por su misericordia y su infinito poder que me ha dado valor para afrontar los momentos difíciles en mi vida y quien ha hecho realidad el sueño de convertirme en Geóloga.

Al profesor Luís Carlos Mantilla por haberme dado la oportunidad de ser parte de su grupo de trabajo.

Al grupo MINPETGEO, especialmente al geólogo Alejandro Silva por su colaboración y amistad.

La Universidad Industrial de Santander (UIS) e INGEOMINAS, instituciones que financiaron e hicieron posible el desarrollo de este trabajo a través del Proyecto de Investigación , así como por el préstamo de sus laboratorios y equipos.

A los todos los profesores tanto del colegio como de la universidad por su paciencia y dedicación.

A mis amigos y compañeros, especialmente a Laura Ortega por su camaradería y a Laura Rueda por todo.

A Alexander por estar siempre conmigo.

A mis padres porque han disfrutado mis triunfos y sufrido mis derrotas
A mi abuela, a mi tia Deyanira y a mi tia Maritza por todo su apoyo incondicional.

CONTENIDO

1	INTRODUCCION	1
2	OBJETIVOS.....	3
2.1	Objetivos Específicos	3
3	METODOLOGIA DE ESTUDIO	5
3.1	FASE DE CAMPO	5
3.2	FASE ANÁLISIS DE LABORATORIO	5
3.2.1	Microscopia óptica y electrónica.....	6
3.2.2	Difracción de Rayos X (DRX)	8
3.2.3	Inclusiones Fluidas (IF)	10
3.2.4	Espectroscopia Raman	11
3.2.5	Geoquímica de Isótopos Estables	12
4	GENERALIDADES DEL ÁREA DE ESTUDIO.....	13
4.1	Localización.....	13
4.2	Vías de acceso	15
4.3	CLIMA, VEGETACIÓN y topografía.....	15
5	ANTECEDENTES.....	16
5.1	Estratigrafía	17
5.1.1	Formación Rosablanca (Valanginiano).....	17
5.1.2	Formación Furatena (Valanginiano)	20
5.2	Aspectos estructurales	21
5.2.1	Fallas.....	21
5.2.2	Pliegues.....	23
5.2.3	Génesis de las Esmeraldas Colombianas	24
6	RESULTADOS	27
6.1	Rasgos geológicos generales del túnel “El Trapiche”	27
6.1.1	Tipos de litología	29
6.1.2	Tipología de estructuras hidrotermales	33
6.2	PETROGRAFIA.....	37
6.2.1	Características petrográficas de las rocas y venas hidrotermales relacionadas con la Zona I.....	38
6.2.2	Características petrográficas de las rocas y venas hidrotermales relacionadas con la Zona II.....	42
6.3	DIFRACCION DE RAYOS X	49
6.3.1	Consideraciones Previas.....	49
6.3.2	Resultados	51
6.4	INCLUSIONES FLUIDAS (IF).....	52
6.4.1	Consideraciones Previas.....	52
6.4.2	Resultados	58
6.4.2.1	Petrografía de las Inclusiones Fluidas.....	58
6.4.2.2	Datos microtermométricos.....	62
6.5	Análisis de sólidos en las Inclusiones fluidas mediante sem.....	64
6.5.1	Consideraciones Previas.....	64
6.5.2	Resultados	66
6.6	Análisis de volátiles mediante espectroscopia Raman	67
6.6.1	Consideraciones Previas.....	67

6.6.2	Resultados	72
6.7	QUIMICA MINERAL	74
6.7.1	Consideraciones Previas.....	74
6.7.2	Resultado	76
6.8	GEOQUIMICA ISOTOPICA.....	81
6.8.1	Consideraciones Previas.....	81
6.8.2	Resultados	84
6.8.2.1	Composición Isotópica del agua ($\delta^{18}\text{O H}_2\text{O}$) y CO_2 ($\delta^{13}\text{C CO}_2$) en equilibrio con los materiales analizados	88
7	CONCLUSIONES	96
8	RECOMENDACIONES.....	98
9	BIBLIOGRAFIA.....	99

LISTA DE FIGURAS

Figura 1. Microscopio de luz transmitida NIKON E 200 incorporado con Cámara Digital modelo DS-L1, se encuentra en el laboratorio de microscopía óptica de la Escuela de Geología (UIS).	6
Figura 2. Aspecto de las Microsondas electrónicas, utilizadas en el presente estudio para análisis de química mineral.a) Microsonda JEOL del Centro de Microscopía Electrónica Luís Bru (Madrid España) 2b. Microsonda Cameca MBX del Electrón Microprobe Laboratory de la Universidad de Arizona (Tucson, AZ, EE.UU).	7
Figura 3. Aspecto del Difractómetro marca RIGAKU modelo D/MAX IIIB utilizado en el presente estudio. Laboratorio de DRX de la Escuela de Química de la Universidad Industrial de Santander.	9
Figura 4. Equipo (Platina TH 600 Linkam adaptada al microscopio óptico Nikon Elipse 50i) utilizado para los estudios microtermométricos de Inclusiones Fluidas, del laboratorio de investigaciones geológicas, sede UIS-Guatiguará.	10
Figura 5. Localización del Distrito Minero Peñas Blancas, zona donde se encuentran un grupo importante de frentes de trabajo minero, entre ello el túnel “El Trapiche”. Modificado de Giuliani et al. (2000).	14
Figura 6. Aspecto de la entrada al túnel “El Trapiche”, cuyas coordenadas son Norte =1123593 y Este =999326	15
Figura 7. Cerros Fura-Tena, ubicados dentro del área del sector Esmeraldífero Peñas Blancas.	16
Figura 8. Columna Estratigráfica generalizada de la Zona Otanche-Guadualito. Modificada de Reyes et al. (2006).	18
Figura 9. Afloramiento de la porción media de la Formación Rosablanca por la carretera Florián-Saboyá constituido por lodolitas calcáreas negras alternando con micritas. Tomado de Reyes et al (2006).	19
Figura 10. Aspecto de la Formación Rosablanca en el distrito minero de “Peñas Blancas”.	19
Figura 11. Mapa de la disposición de las fallas geológicas del Cinturón Esmeraldífero Occidental (Tomado de Reyes et al., 2006).	23
Figura 12. Esquema de la disposición de las estructuras geológicas del Cinturón Esmeraldífero Occidental (Tomado de Reyes et al., 2006).	24
Figura 13. Esquema del túnel “El Trapiche”, mostrando la distribución de las muestras recolectadas.	28
Figura 14. Esquema del túnel “El Trapiche” con los datos estructurales obtenidos durante su recorrido	28
Figura 15. Características geológicas encontradas dentro del túnel “El Trapiche”	29
Figura 16. a) Roca con un ligero plegamiento producido por actividad tectónica, b) Aspecto de la roca calcárea (encajante de venas) con alto grado de trituración.	30
Figura 17. Esquema de la distribución de zonas encontradas dentro del túnel “El Trapiche”.	31
Figura 18. a) Vena paralela a la estratificación, la fotografía fue tomada en el frente del túnel. b) Fotografía de la muestra de mano LME040001, en la que se observa su aspecto masivo.	31
Figura 19. Aspecto de las rocas al interior del túnel ‘El Trapiche’, en la cual se observa una vena compuesta fundamentalmente de calcita-dolomita cortando la estratificación, esta se encuentra ubicada dentro de la zona II.	32
Figura 20. Roca caja alterada por aguas meteóricas, con vena de calcita dolomita perpendiculares a la estratificación, ubicada dentro de la zona II.	33
Figura 21. a) Roca caja de aspecto masivo, b) Roca caja con un aspecto laminado, además presenta un ligera alteración producida por infiltración de aguas meteóricas (fotografías tomas dentro de la zona II).	33
Figura 22. Vena paralela a la estratificación cortada por venas más delgadas.	34
Figura 23. Bolsa compuesta por calcita-dolomita y ankerita.	34

Figura 24.	a) Venas de calcita-dolomita y ankerita perteneciente al apique donde se encuentran mineralizaciones de berilo, donde se extrajeron las muestras LME040009, LME040010 b) Muestra de mano extraída del apique (LME040040), se observa la disposición de los minerales que caracterizan las mineralizaciones de esmeralda.....	35
Figura 25.	Vena compuesta por calcita-dolomita y cuarzo con fragmentos de roca a manera de brechas, ubicado dentro de la zona I.	36
Figura 26.	Esquema de las características de roca dentro del túnel.....	37
Figura 27.	Ubicación de las muestra analizadas petrográficamente.	38
Figura 28.	Imagen de la Muestra LME040020, mostrando la distribución de las características petrográficas.	39
Figura 29.	a) Fotografía con aumento de 5X, en nicoles cruzados de la muestra LME040020, se observa una vena de calcita atravesando la roca, b) Fotografía con aumento de 10X, en nicoles paralelos de la muestra LME040020, se observan los cristales subhedrales de albita.....	40
Figura 30.	Fotografía con aumento de 10X, en nicoles paralelos de la muestra LME040020, se observa que los cristales presentan un tamaño muy pequeño.	40
Figura 31.	a) Fotografía con aumento de 5X, en nicoles cruzados de la muestra LME040038, se observa un bolsa compuesta de albita y cuarzo dentro de una matriz micrítica, b) Fotografía con aumento de 10X, en nicoles cruzaos de la muestra LME040038, se observa la bolsa rodeada por materia orgánica.....	42
Figura 32.	a) Fotografía con aumento de 5X, nicoles paralelos en donde se observa el aspecto de los cuerpos de los foraminíferos; b) Fotografía con aumento de 5X, nicoles cruzados.	43
Figura 33.	a) Fotografía con aumento de 5X, en nicoles cruzados de la muestra LME040006, b) fotografía con aumento de 10X en nicoles cruzados de la muestra LME040006.	44
Figura 34.	Fotografía con aumento de 5X, en nicoles paralelos de la muestra LME040008, b) Fotografía con aumento de 10X, en nicoles cruzados de la muestra LME040008.	45
Figura 35.	a) Fotografía con aumento de 5X, en nicoles cruzados de la muestra LME040009, mostrando cristales de ankerita y dolomita, b) Fotografía con aumento de 10X, en nicoles paralelos de la muestra LME040009, mostrando la distribución de los cristales en la roca caja.	46
Figura 36.	a) Fotografía con aumento de 5X, nicoles cruzados de la muestra LME0400011; b) Fotografía con aumento de 5X, nicoles paralelos de la muestra LME040011.	47
Figura 37.	a) Fotografía con aumento de 5X en nicoles cruzados de la muestra LME040015; b) Fotografía con aumento de 5X en nicoles paralelos de la muestra LME040015.	48
Figura 38.	Fotografía con aumento de 10X, en nicoles cruzados de la muestra LME040038, donde se observan los cristales de pirita de gran tamaño superpuestos en los cristales de cuarzo y albita.....	49
Figura 39.	Principio de aplicación de la Ley de Bragg en Difracción de Rayos X y esquema de funcionamiento del aparato de difracción. Tomado de http://www.uma.es/scail/servicios/xrd/xrd.html	50
Figura 40.	Representación esquemática mostrando la Formación de inclusiones primarias, secundarias y pseudosecundarias durante el crecimiento de un cristal. Tomado de Samsan, Anderson y Manshall, 2003).	53
Figura 41.	a) Criterio diagnóstico para clasificar inclusiones fluidas como primarias. (b) Diferentes ocurrencias de inclusiones fluidas primarias relacionadas con zonas de crecimiento. (Tomado de Van de Kerkhof y Heln, 2001).	54
Figura 42.	Esquema de los tipos de inclusiones fluidas según el número de fases presentes a temperatura ambiente L = Líquido. V = Vapor. Tomado de Nash y Theodore (1971).	55

Figura 43.	Diagrama de fase que muestra la isocora de una IF trifásica desde su atrapamiento como fluido homogéneo hasta los cambios de fase durante su exhumación. R: temperatura ambiente, L: líquido, V: vapor, S: sólido. Tomado de Shepherd et al. (1985). ..	57
Figura 44.	Distribución de las láminas usadas para el análisis de inclusiones fluidas. .	58
Figura 45.	Fotografía de Inclusiones polifásicas con cristales hijos de halita en calcita en la lamina LME040002	59
Figura 46.	Muestra de mano (LME040009).	60
Figura 47.	Fotografía de Inclusiones polifásicas con cristales hijos de halita en esmeralda en la lámina LME040009. Tomada a 50 x	61
Figura 48.	Fotografía de Inclusiones polifásicas con cristales hijos de halita en calcita en la lamina LME040009.	61
Figura 49.	Interacción del haz de electrones con la muestra. Tomado de www.uned.es/cristamine.com	64
Figura 50.	a) Microfotografía SEM de cristal hijo de siderita (S) en la muestra LME0420012 dentro de un cristal de calcita asociado a la esmeralda; b) Microfotografía SEM de cristal hijo de calcita (C) en una inclusión fluida dentro de un cristal de esmeralda de la muestra LME040009.	67
Figura 51.	Esquema ilustrativo de los procesos de transmisión, reflexión y difusión de la luz por un medio material (Tomado de Mangas y Sierra, 1991).	68
Figura 52.	Diagrama ilustrativo del efecto vibracional Raman (modificado de Touray et al., 1985). ..	69
Figura 53.	Esquema ilustrativo de un equipo microsonda Raman (Tomado de Mangas y Sierra, 1991). ..	70
Figura 54.	a) Espectro Raman del CO ₂ (pico 1285 y 1388), b) Espectro Raman de N ₂ (pico 2331), c) Espectro Raman de materia orgánica, identificados en las inclusiones fluidas primarias de las venas hidrotermales, muestra LME040009, túnel “El Trapiche”	73
Figura 55.	Puntos seleccionados para la determinación de la composición química de los minerales constituyentes de la roca. Las zonas más oscuras corresponden a silicatos, mientras que las zonas más claras corresponden a carbonatos (imagen derecha).	77
Figura 56.	Nomenclatura de la serie de los feldespatos plagioclasas y los feldespatos alcalinos. (Según Derr, Howie y Zussman 1963).	79
Figura 57.	Diagrama ternario de clasificación de la solución sólida de los carbonatos en el sistema CaO-MgO-FeO-(CO ₂)	80
Figura 58.	Diagrama ternario de los elementos traza de la calcita de la muestra LME040020. ..	80
Figura 59.	Proyección de las composiciones isotópicas de los carbonatos de las muestras recolectadas en el túnel “El Trapiche”, según valores δ ¹³ C PDB y δ ¹⁸ O SMOW ..	86
Figura 60.	Reservorios naturales de δ ¹³ C. Rangos de valores naturales en muestras con relación al Carbono. Datos de Kerridge (1985), Exley et al (1986), Field y Fifarek (1986), Hoefs (1987) y Schidlowski (1987).	87
Figura 61.	Histograma de la variación isotópica de δ ¹⁸ O SMOW de los carbonatos en las muestras analizadas.	87
Figura 62.	Comparación en la variación isotópica de δ ¹³ C PDB en los carbonatos de las muestras analizadas.	88
Figura 65.	Fraccionamiento isotópico del H ₂ O en equilibrio con calcita y cuarzo en la muestra LME040012.	92
Figura 66.	Fraccionamiento isotópico del H ₂ O en equilibrio con calcita y berilo en la muestra LME040040.	93
Figura 67.	Fraccionamiento isotópico del H ₂ O en equilibrio con calcita y cuarzo en la muestra LME040002.	94

LISTA DE TABLAS

Tabla 1.	Parámetros utilizados durante el análisis de muestras mediante difracción de rayos X.	9
Tabla 2.	Patrones de calibración de la platina de microtermometría THMS-600. Te= temperatura del punto eutéctico, Th= temperatura de homogenización.	11
Tabla 3.	Datos de DRX obtenidos en las muestras de roca caja y venas.	52
Tabla 4.	Petrografía de las Inclusiones fluidas.	62
Tabla 5.	Datos de Microtermometria de las inclusiones fluidas. Tpvf= primera fusión detectable del vapor, TpfL = primera fusión detectable del líquido, Tffhh = temperatura de la fusión final de la hidrohilita, Tffi = temperatura de fusión final del hielo, Tfh = temperatura de fusión de la halita, Th = temperatura de homogenización total del fluido, Td = temperatura de decrepitación.	63
Tabla 6.	Contenido en porcentajes de la composición química de los sólidos analizados dentro de las inclusiones fluidas.	66
Tabla 7.	Datos obtenidos mediante análisis SEM.	67
Tabla 8.	Valores Δv en cm^{-1} , de las especies más comunes en las inclusiones fluidas.	71
Tabla 9.	Valores de la composición de los análisis 1 y 2, correspondientes a silicatos y carbonatos respectivamente.	77
Tabla 10.	Cálculos para obtener la fórmula química de los silicatos analizados.	78
Tabla 11.	Abundancia media de las especies isotópicas utilizadas en el presente estudio. Tomado y modificado de RecioC y Subias (2002).	81
Tabla 12.	Estándares de referencia utilizados en el estudio de los isótopos estables.	82
Tabla 13.	Datos de composición isotópicas $\delta^{18}\text{O}$ SMOW y $\delta^{13}\text{C}$ PDB de las muestras analizadas (en ‰).	86
Tabla 14.	Valores de las composiciones isotópicas de $\delta^{18}\text{O}$ (H_2O) y $\delta^{13}\text{C}$ (CO_2), en equilibrio con calcita y dolomita.	90
Tabla 15.	Valores de las composiciones isotópicas de $\delta^{18}\text{O}$ (H_2O) en equilibrio con calcita y cuarzo.	91
Tabla 16.	Valores de las composiciones isotópicas de $\delta^{18}\text{O}$ (H_2O) en equilibrio con calcita y berilo.	92
Tabla 17.	Valores de las composiciones isotópicas de $\delta^{18}\text{O}$ (H_2O) en equilibrio con calcita y cuarzo.	93
Tabla 18.	Comparación de los valores de $\delta^{18}\text{O}$ (H_2O) según la variación de la temperatura en cada una de las muestras analizadas.	95

LISTA DE ANEXOS

- Anexo1. Catalogo de descripción de muestras de mano.
- Anexo 2. Datos de análisis de difracción de rayos X (DRX).

RESUMEN

TITULO: GÉNESIS DE LAS VENAS HIDROTERMALES EN ROCAS SEDIMENTARIAS CRETÁICAS DE LA FORMACIÓN ROSABLANCA (K1-VALANGINIANO).MINA “EL TRAPICHE”, SECTOR ESMERALDIFERO “PEÑAS BLANCAS” (MUNICIPIO SAN PABLO DE BORBUR, BOYACA)*.

AUTOR: Liliana Maria Plata Sarmiento**

PALABRAS CLAVES: Esmeraldas, Peñas Blancas, Fluidos Hidrotermales, Inclusiones fluidas.

DESCRIPCION:

Este documento muestra resultados de un estudio geológico realizado en el túnel “El Trapiche”, el cual esta localizado en el área esmeraldifera de Peñas Blancas (San Pablo de Borbur, Boyacá) hacia el norte del cinturón Esmeraldífero occidental de la cordillera oriental Colombiana.

El estudio de 400 metros dentro del túnel permitió identificar, basado en las características geológicas, la presencia del segmento inferior de la formación Rosablanca (Valanginiano). Un análisis de la roca permitió la identificación de algunas areas afectadas por una intensa trituración con pliegues de pocos centímetros y bolsas llenas por minerales hidrotermales además planos de anisotropía paralelos o subparalelos a la estratificación (Zona I), también como algunas áreas donde la roca es cohesiva y altamente competente fueron identificados (Zona II), esta presenta una significativa cantidad de venas hidrotermales especialmente en contacto con la zona I.

Las venas con esmeralda están especialmente presentes en la zona II y usualmente están compuestas por +calcita, +dolomita, ± albita, ± pirita, encajadas en calizas

Los estudios petrográficos sugieren un proceso de albitizacion (asociado con la mineralización de esmeralda), muy intenso en la zona I comparado con la zona II, Esto sugiere que estos sectores importantes canales de escape para fluidos mineralizantes, a través de los cuales los fluidos permearon la roca. Por otro lado los fluidos pueden haber inyectado la roca a través de fracturas como canales que pudieron haber existido previamente en el área.

Los análisis de IF sugieren que la mineralización de esmeralda en el túnel “El Trapiche” esta relacionado a la precolación e inyección de fluidos acuoso-hipersalino-carbónico. Además análisis adicionales usando isótopos estables indicó la participación de aguas de origen metasedimentario y carbono derivado de la oxidación de la materia orgánica en este proceso

* Tesis

** Facultad de Ingeniería Físico-Química. Escuela de Geología. Director: Luís Carlos Mantilla Figueroa.

ABSTRACT

TITLE: GENESIS OF HIDROTHERMAL VEINS IN CRETACIC SEDIMENTARY ROCKS OF ROSABLANCA FORMATION (K1 VALANGINAN) MINE "EL TRAPICHE" EMERALD SECTOR "PEÑAS BLANCAS" (MUNICIPALITY SAN PABLO DE BORBUR, BOYACA)*

AUTHOR: Liliana Maria Plata Sarmiento**

This document shows the results of a geological study conducted in El Trapiche tunnel, which is located in the emeralds area of Peñas Blancas (san Pablo de Borbur, Boyacá), in the north side of the emeralds western belt of the eastern colombian cordillera

The study of 400 metres inside of this tunnel permitted to identify, based on litological characteristics, the presence of the lower segment of the Rosablanca Formation (Valanginian). A rock analysis led to the identification of some areas affected by an intense crushing, with folds of few centimeters, and bags filled with hydrothermal minerals, moreover, anisotropy planes parallel or subparallel to the stratification (Zone I), as well as some areas where the rock is cohesive and highly competent (Zone II) were also identified. this, represent a significant amount of hydrothermals veins, especially in contact with Zone I.

Veins with emeralds are especially present in zone II, and they are usually composed by calcite+dolomite+ankerite+-albite+-pyrite, fitted on Mudstone.

Petrographic studies suggest an albatization process (associated with emeralds mineralization) very intense in zone I compared to Zone II. This suggests that these sectors had been important channels for the escape of mineralizing fluids, through which, the fluids have permeated the rock. Moreover, in Zone II the fluids may have injected the rock through fractures-like channels that may have existed previously in this area.

The IF analysis suggests that the emeralds mineralization in El Trapiche tunnel, is related to the percolation and injection of a watery-hypersaline- carbonic fluid. In addition, further analyses using stable isotopes indicate the participation of water of metasedimentary origen and carbon derived from the oxidation of organic substances in this process

* Thesis

** Faculty of Sciences Physics - Chemistry. School of Geology. The director: Luis Carlos Mantilla Figueroa.

1 INTRODUCCION

En el territorio colombiano las mineralizaciones de esmeraldas se encuentran confinadas a la Cordillera Oriental (CO), donde se han definido dos cinturones con alto potencial minero: el cinturón esmeraldífero occidental (con distritos mineros como Muzo, Coscuez, Peñas Blancas y otros); y el cinturón esmeraldífero oriental (con los distritos mineros de Chivor, Gachala, entre otros).

Para que la explotación de esmeraldas siga aportando beneficios económicos y contribuyendo al crecimiento de oportunidades laborales en nuestro país, es necesario invertir en la generación de nuevo conocimiento geológico (investigación), más aún en estos momentos, en los cuales la producción de esmeraldas ha sufrido una caída sensible; especialmente en los últimos años. Por esta razón, el Instituto Colombiano de Geología y Minería (INGEOMINAS) y la Universidad Industrial de Santander (UIS), decidieron suscribir un convenio específico a finales del año 2005 (Acuerdo No. 01, complementario al Convenio de Cooperación inter-institucional No. 005 de 2001), en aras de desarrollar el proyecto de investigación titulado: “Investigación petrográfica y geoquímica de las sedimentitas del Cretácico Inferior (K1) y sus manifestaciones hidrotermales asociadas; planchas 169, 170, 189 y 190 (Cordillera Oriental): implicaciones en la búsqueda de esmeraldas”.

El objetivo fundamental del proyecto mencionado (de carácter inter-institucional), es identificar una serie de criterios geológicos que sirvan a manera de guías para delimitar áreas nuevas con potencial esmeraldífero. En éste marco de ideas, se identificaron una serie de problemas geológicos en diferentes sectores del Cinturón esmeraldífero Occidental, relacionados con aspectos concretos de la mineralización esmeraldífera, a la espera que sus

soluciones pudieran aportar nuevo conocimiento que apoyara la definición de algunos criterios de exploración, tal como se ha dicho anteriormente.

Varias de las tareas derivadas del planteamiento mencionado, fueron abordadas en el marco de tesis de pregrado 'Modalidad Investigación', tal como es el caso del presente trabajo de proyecto de grado.

En el contexto mencionado, el presente trabajo de proyecto de grado se centró en estudiar la génesis de las venas hidrotermales (con y sin mineralización) que cortan rocas calcáreas de edad Valangiano (K1) en el sector de Peñas Blancas (Municipio San Pablo de Borbur), a partir de estudios mineralógico-petrográficos, microtermometría en inclusiones fluidas en materiales de relleno hidrotermal, y análisis de geoquímica isotópica, entre otros.

2 OBJETIVOS

Estudiar la génesis de las venas hidrotermales en rocas sedimentarias de edad Valanginiano (K1) de la mina “el Trapiche”, localizada en el sector esmeraldífero “Peñas Blancas”, municipio San Pablo de Borbur (Dpto. Boyacá).

2.1 OBJETIVOS ESPECÍFICOS

- Realizar un análisis de la información geológica existente sobre el sector esmeraldífero Peñas Blancas (San Pablo de Borbur)
- Contextualizar geológicamente el área específica de estudio, apoyados en la cartografía geológica a escala 1:25.000 levantada por el INGEOMINAS en el marco del proyecto de estudio del cinturón esmeraldífero occidental (Cordillera Oriental)
- Elaborar un esquema geológico del túnel, indicando la disposición de sus distintos rasgos geológicos, especialmente sus distintas estructuras de origen hidrotermal.
- Realizar un estudio petrográfico de rocas y materiales hidrotermales en aras de caracterizar algunos tipos litológicos concretos presentes en el sector específico de estudio.
- Realizar un análisis petrográfico y microtermométrico en inclusiones fluidas de rellenos de venas hidrotermales, en aras de establecer condiciones fisico-químicas de los paleofluidos hidrotermales que afectaron el área de estudio.
- Analizar la composición química de algunos minerales hidrotermales mediante microsonda electrónica.

- Determinar la procedencia de los paleofluidos hidrotermales a partir de estudios de geoquímica de isótopos estables (mayoritariamente $\delta^{18}\text{O}$, $\delta^{13}\text{C}$, en carbonatos).
- Establecer a la luz de los nuevos datos los mecanismos y las condiciones de Formación (génesis) de las distintas manifestaciones hidrotermales identificadas y su relación con los eventos generadores de esmeraldas.

3 METODOLOGIA DE ESTUDIO

Con el propósito de alcanzar los objetivos establecidos anteriormente se diseñó la correspondiente metodología, la cual contempla las siguientes fases: campo, análisis de laboratorio, interpretación de datos, elaboración y edición de la presente memoria.

Debido a la importancia en la obtención de nuevos datos, a continuación de menciona con mayor detalle lo relacionado con la fase de campo y laboratorio.

3.1 FASE DE CAMPO

Una vez definida plenamente el área específica de estudio (Túnel “El Trapiche”), se muestrearon tanto venas hidrotermales, como su correspondiente roca caja, llevando simultáneamente un registro fotográfico de las diferentes estructuras hidrotermales aflorantes. Además se tomaron datos estructurales de la roca caja y las venas hidrotermales, teniendo en cuenta la relación de las mismas.

3.2 FASE ANÁLISIS DE LABORATORIO

Durante la Fase de análisis de laboratorio, se realizaron los estudios macroscópicos de las muestras para la elaboración de su correspondiente catálogo de muestras; se elaboraron láminas delgadas para su estudio mediante microscopía óptica y electrónica; se prepararon muestras y se estudiaron mediante difracción de rayos X; se seleccionaron, prepararon y estudiaron muestras específicas de monominerales mediante análisis de geoquímica de isótopos estables; se prepararon y estudiaron diferentes familias de Inclusiones Fluidas, mediante análisis microtermométricos y microraman.

A continuación se hace una descripción de los equipos utilizados durante esta fase y se indican las condiciones analíticas, en aquellos casos que se requiera.

3.2.1 Microscopia óptica y electrónica

Para la descripción de las muestras de mano con fines de elaborar el catálogo de muestras, se utilizó una lupa marca *Carl-Zeiss*, localizada en el laboratorio de Arcillas de la Escuela de Geología de la Universidad Industrial de Santander.

La elaboración de las láminas delgadas y su correspondiente estudio mineralógico-petrográfico, se llevaron a cabo, respectivamente en los laboratorios de preparación de muestras y microscopía óptica (sede principal y sede Guatiguará), de la Escuela de Geología de la Universidad Industrial de Santander (UIS).

Los microscopios ópticos utilizados son luz transmitida marca *Nikon Eclipse E 200* incorporado con Cámara Digital modelo DS-L1, entre otros (Figura 1).



Figura 1. Microscopio de luz transmitida NIKON E 200 incorporado con Cámara Digital modelo DS-L1, se encuentra en el laboratorio de microscopía óptica de la Escuela de Geología (UIS).

Estudios semi-cuantitativos puntuales y de algunas relaciones texturales, fueron realizados utilizando un microscopio electrónico de barrido (*SEM-*

scanning electron microscopy) del INGEOMINAS (Sede Bogotá), marca *Philips* modelo XL30ESEM equipado con un espectrómetro de dispersión de energía de rayos x (EDAX) modelo PSOS 13 a.2.5, previa calibración con muestras de cobre y aluminio y recubrimiento de las muestras con oro con ayuda de un recubridor de metales *Sputter Coater S150B* marca *Edwards*. Los análisis de química mineral, fueron realizados tanto en el Centro de Microscopía Electrónica Luís Bru de la Universidad Complutense de Madrid (España), utilizando una microsonda electrónica marca *JEOL*, modelo JXA 8900 M, dotada de cuatro espectrómetros (Figura 2a); como en 'Electrón Microprobe Laboratory' de la Universidad de Arizona (USA), utilizando una microsonda electrónica marca *Cameca MBX* (Figura 2b).



Figura 2. Aspecto de las Microsondas electrónicas, utilizadas en el presente estudio para análisis de química mineral. a) Microsonda JEOL del Centro de Microscopía Electrónica Luís Bru (Madrid España) 2b. Microsonda Cameca MBX del Electrón Microprobe Laboratory de la Universidad de Arizona (Tucson, AZ, EE.UU).

Para la realización de estos análisis las muestras son secciones delgadas sin cubreobjetos con su superficie muy bien pulida, debido a que esta es sometida a un bombardeo con electrones.

En los análisis de microsonda, el espectro de rayos X es grabado con un espectrómetro de dispersión de longitudes de onda (*wavelength-dispersive spectrometers, WDS*), o de dispersión de energía (*energy-dispersive spectrometers, EDS*).

El primero utiliza un cristal difractor que actúa como un monocromador, seleccionando una longitud de onda diferente cada vez, dependiendo del ángulo de incidencia de los rayos X. Muchos instrumentos tienen dos o más espectrómetros con cristales que cubren diferentes rangos de longitudes de onda. Los espectrómetros de energía dispersiva emplean detectores complementarios de rayos X en estado sólido y para algunos objetivos han reemplazado a los WDS. Los EDS graban el espectro completo simultáneamente, se analiza la altura del pulso electrónico para tipos de pulsos producidos en el detector de acuerdo con la energía de los rayos X.

La platina portadora de muestras aloja normalmente varias muestras y estándares. Las muestras son siempre redondas o rectangulares con dimensiones típicas del orden de 2 o 3cm. Los patrones pueden ser montados individualmente o agrupados en soportes de tamaño normalizado. Lo normal es fijar el foco del microscopio óptico acoplado y usar un fino ajuste de la platina en la dirección z para enfocar. Esto asegura que la posición de la fuente de rayos X es constante, lo cual es especialmente importante para espectrómetros de dispersión de longitudes de onda. En la actualidad, mediante ordenadores se controla la posición X e Y, y los movimientos en Z. Esto posibilita el análisis de un gran número de puntos sin intervención del operador, usando coordenadas previamente almacenadas.

3.2.2 Difracción de Rayos X (DRX)

Para identificar las fases minerales presentes en las muestras de rocas y venas se realizaron análisis de DRX en el laboratorio de difracción de rayos X de la Escuela de Química de la Universidad Industrial de Santander. Para tal fin fue utilizado un difractómetro de polvo marca RIGAKU modelo D/MAX III B (Figura 3). Las especificaciones técnicas del equipo de trabajo se presentan en la Tabla 1

Estos análisis fueron desarrollados sobre muestras de polvo desorientado. El espécimen seleccionado de la muestra fue montado en un portamuestra

de aluminio mediante la técnica de llenado lateral y posteriormente fueron analizadas cualitativamente las fases presentes mediante comparación del perfil observado con los perfiles de difracción reportados en la base de datos PDF-2 del *International Centre for Diffraction Data (ICDD)*.



Figura 3. Aspecto del Difractómetro marca RIGAKU modelo D/MAX III B utilizado en el presente estudio. Laboratorio de DRX de la Escuela de Química de la Universidad Industrial de Santander.

Voltaje	40 (Kv)
Corriente	20 (mA)
Rendijas (Slits)DE	1.0°
RS	0.3 mm
SS	1.0°
Muestreo	0.02° 2theta
Rango de Medición	2-70° 2 theta
Radiaciones	Cuka1
Monocromador Identificación de Fase	Grafito
Tipo de Barrido	Continuo
Velocidad de Barrido	1.2°/min

Tabla 1. Parámetros utilizados durante el análisis de muestras mediante difracción de rayos X.

3.2.3 Inclusiones Fluidas (IF)

La elaboración de las secciones doblemente pulidas para análisis de inclusiones fluidas se desarrollo similarmente a las láminas para microscopia óptica, a diferencia de que estas muestras no pueden ser sometidas a secados a altas temperaturas, pues esto podría cambiar el estado físico de las inclusiones (decrepitación, etc.).

Los análisis petrográficos de las diferentes familias de IF se realizaron con microscopios de luz transmitida anteriormente mencionados. Los análisis microtermométricos se realizaron en el laboratorio de Inclusiones Fluidas de la Escuela de Geología de la UIS (sede Guatiguará), utilizando una platina de enfriamiento – calentamiento tipo THMS 600 marca *LINKAM* (Figura 4), la cual permite medir cambios de fases al interior de la IF en el rango de temperaturas entre -198°C y $+600^{\circ}\text{C}$., esta a su vez se encuentra adaptada a un microscopio de luz transmitida marca *Nikon Elipse 50i*.



Figura 4. Equipo (Platina TH 600 Linkam adaptada al microscopio óptico Nikon Elipse 50i) utilizado para los estudios microtermométricos de Inclusiones Fluidas, del laboratorio de investigaciones geológicas, sede UIS-Guatiguará.

Previamente el sistema de medición fue calibrado con patrones sintéticos de inclusiones fluidas y algunos orgánicos con propiedades fisicoquímicas conocidas como se ilustra en la Tabla 2.

Las muestras fueron sometidas a enfriamiento que se realizó previo al calentamiento, esto con el objeto de evitar la decrepitación de las inclusiones

con menor temperatura de homogenización. En las etapas de enfriamiento las IF fueron llevadas a hasta temperaturas de -180°C y enseguida, fueron calentadas gradualmente para evitar lecturas erróneas de las temperaturas de punto eutéctico (T_e) y de fusión (T_f) ocasionadas por posibles comportamientos metaestables de las fases. La temperatura de homogenización (T_h) se obtuvo también a través de un proceso de calentamiento lento.

Composición Patrón	T_e ($^{\circ}\text{C}$)	T_h ($^{\circ}\text{C}$)
75% mol H_2O + 25% mol CO_2	-56.6	31.3
H_2O +NaCl composición Eutéctica 23.2% pp de NaCl	-21.2	
H_2O + KCl composición Eutéctica 19.6 % pp de KCl	-10.7	
Tolueno	-95	
Cl-Benceno	-45.6	
H_2O	0.0	374.1

Tabla 2. Patrones de calibración de la platina de microtermometría THMS-600. T_e = temperatura del punto eutéctico, T_h = temperatura de homogenización.

3.2.4 Espectroscopia Raman

Los análisis de microraman en inclusiones fluidas se realizaron en el centro científico-técnico de la universidad de Barcelona con un equipo de tipo *Jobin Yvon T64000* y una fuente de luz monocromática de tipo Ar (argón ion gas LASER), permitiendo así trabajar en longitudes de onda de 514.5nm , correspondientes a la región del verde en el espectro electromagnético. Un microscopio *Olympus BH-2* fue utilizado para observar las inclusiones fluidas

que previamente habían sido seleccionadas y sus características microscópicas definidas.

Las condiciones de trabajo del equipo, varían según las circunstancias, aunque lo más determinante, es la especie analizable; aunque en términos generales, cada componente analizado se estudio bajo las siguientes condiciones:

Po = 90-200mW (potencia del láser)

t= 10 segundos (tiempo de cada medida)

n = 6-10 medidas (numero de medidas por cada especie volátil analizada).

3.2.5 Geoquímica de Isótopos Estables

Las muestras seleccionadas para análisis de isótopos estables (C, O) corresponden a calcitas de venas y carbonatos presentes en la roca encajante. Este material, luego de ser pulverizado, se pesó para separar 0.01 gramos de muestra y seguidamente fue puesto en el fondo de una de las terminaciones de un tubo 'Y', junto con 25 ml de ácido fosfórico (vertido en el fondo de la otra terminación del tubo) a 100% (H₃ PO₄), evitando el contacto de la muestra con el ácido. Posteriormente, el tubo 'Y' fue sometido a una purificación al vacío (a presiones de 10⁻³ Torr), en una línea de extracción con trampas criogénicas, congelando así cualquier vapor o gases indeseables presentes. Una vez hecha la purificación al vacío del tubo 'Y', éste se somete a un baño maría a 25°C, durante 24 horas, manteniendo en contacto el ácido fosfórico con la muestra para que esta reacción favoreciera la liberación de CO₂, entre otros volátiles. Los volátiles liberados mediante este ataque ácido, pasaron nuevamente por la columna de trampas criogénicas de la línea de extracción, con el objetivo de aislar (recolectar) el CO₂ liberado de la muestra. Finalmente, este gas se analizó mediante un espectrómetro de masas Tipo 20-20 (Laboratorio de Brasil) y espectrómetro de masas de fuente gaseosa, tipo "Dual Inlet" (Laboratorio de España), para calcular las relaciones isotópicas del oxígeno y carbono. Durante el análisis

el espectrómetro inyectaba el patrón y la muestra intercaladamente, para generar un gráfico, a partir del cual fueron hechos los cálculos que permitieron obtener los valores $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^{13}\text{C}$. El patrón utilizado en este caso, fue un patrón interno (Patrón CM-1); proveniente de una muestra de mármol, con composición isotópica para $\delta^{13}\text{C} = 2,12\text{‰}$ (PDB) y para $\delta^{18}\text{O} = -1,51\text{‰}$ (PDB); al igual que patrones de agua suministrados por la Agencia Internacional de Energía Atómica (IAEA), tales como SMOW, V-SMOW, SLAP e GISP; y patrones de comparación internos.

El mismo procedimiento anteriormente mencionado, fue utilizado para el estudio de la composición isotópica en dolomitas, con la diferencia que el tiempo de ataque de la muestra con ácido fosfórico fue de 3 días, en lugar de las 24 horas de ataque que comúnmente se utiliza para el caso de las calcitas.

Estos análisis (C, O), se realizaron tanto en el Instituto de Geociencias de la Universidad de Sao Pablo (Brasil), como en el laboratorio de isótopos estables de la Universidad de Salamanca (España).

4 GENERALIDADES DEL ÁREA DE ESTUDIO

4.1 LOCALIZACIÓN

El túnel “El Trapiche”, se encuentra localizado en el municipio de San Pablo de Borbur en el departamento de Boyacá (Figura 5), dentro de lo que se ha designado como el distrito minero Peñas Blancas, situado en el cinturón esmeraldífero occidental de la cordillera Oriental. Este distrito minero cuenta con más de 20 túneles dedicados a la extracción rudimentaria de esmeraldas, aunque reconocidas como esmeraldas de mediana a alta calidad.

Las coordenadas de la bocamina del Túnel 'El Trapiche' son: Norte =1123593 y Este =999326 (Figura 6), haciendo parte de la plancha 169-IV-D (escala 1:100.000), de la base cartográfica del Intitulo Geográfico Agustín Codazzi (IGAC).

El municipio de San Pablo de Borbur se encuentra en las estribaciones de la cordillera oriental hacia el Valle del Magdalena, del Departamento de Boyacá, limitado al norte por el municipio de Pauna, al occidente por el municipio de Otanche, por el Sur con el municipio de Yacopí, departamento de Cundinamarca.

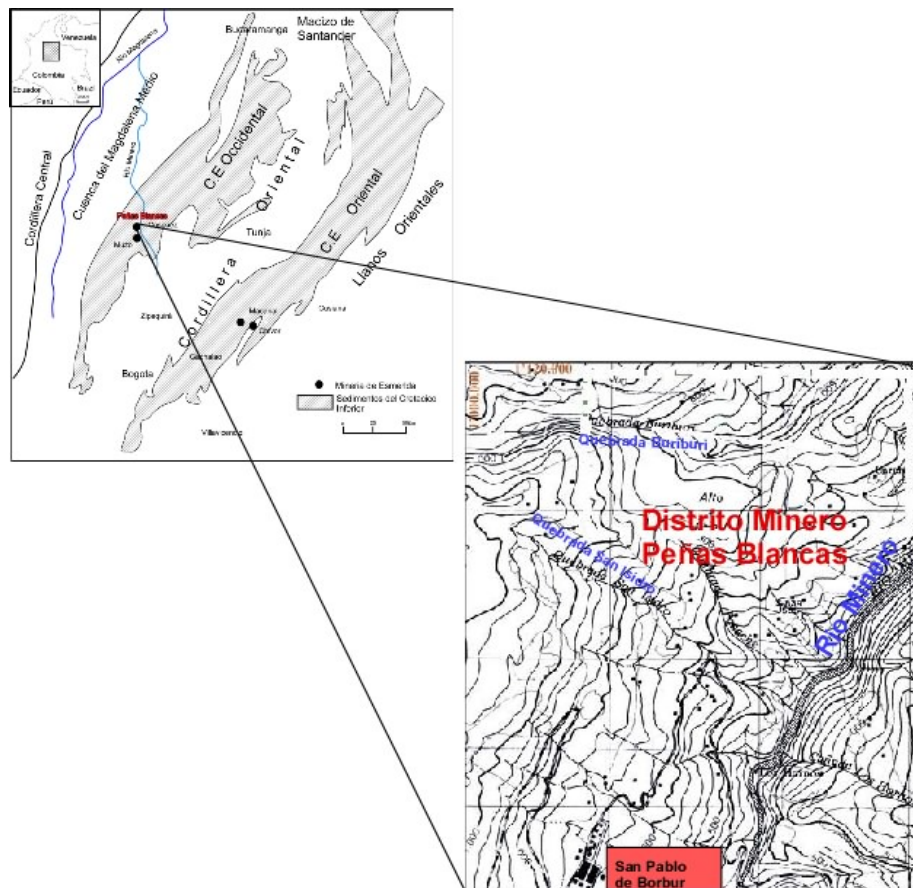


Figura 5. Localización del Distrito Minero Peñas Blancas, zona donde se encuentran un grupo importante de frentes de trabajo minero, entre ello el túnel "El Trapiche". Modificado de Giuliani et al. (2000).

4.2 VÍAS DE ACCESO

El área cuenta con un acceso vial desde el municipio de Chiquinquirá en buen estado hasta determinado punto, en el cual la carretera se encuentra sin pavimentar.

Esta carretera se ve seriamente afectada en las temporadas de lluvias, en las cuales hasta los automóviles de tracción encuentran grandes dificultades.

Para llegar al distrito minero de Peñas Blancas se cuenta con un camino estrecho y en muy mal estado que dificulta seriamente el recorrido.



Figura 6. Aspecto de la entrada al túnel “El Trapiche”, cuyas coordenadas son Norte =1123593 y Este =999326

4.3 CLIMA, VEGETACIÓN Y TOPOGRAFIA

El municipio de San Pablo de Borbur se encuentra en la zona de la cuenca del río Minero, el que más adelante desemboca en el Magdalena como Río Negro, todos ellos pertenecientes a la cuenca del río Magdalena.

La topografía del distrito minero de Peñas Blancas es en general montañosa, con relieve muy escarpado hacia la parte oriental, que se suaviza hacia el occidente. Las alturas varían entre 700 msnm en la parte de la Quebrada Honda y 1600 msnm en la parte alta de la mina La Nopacera, presentando una morfología de crestas empinadas y calles profundos en “V”, con excepto de las quebradas en donde existen materiales de relleno de las exploraciones mineras o donde se encuentran terrazas cuaternarias apreciables.

Los principales curso de agua son el Camellon de los Trapiches y la Quebrada Honda.

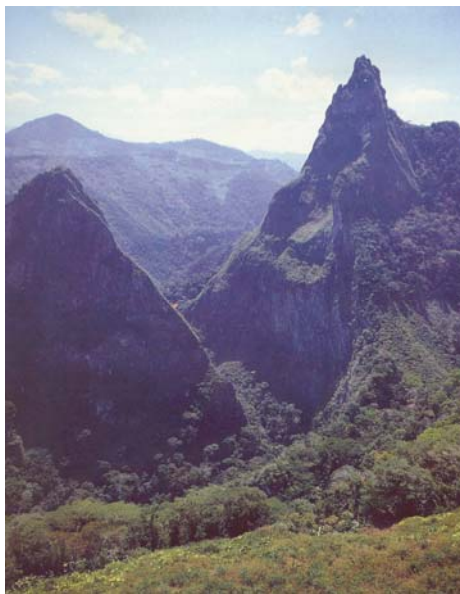


Figura 7. Cerros Fura-Tena, ubicados dentro del área del sector Esmeraldífero Peñas Blancas.

5 ANTECEDENTES

Con el propósito de contextualizar geológicamente la problemática abordada en el presente estudio, a continuación se hace referencia sobre los aspectos estratigráficos y tectónicos del área, reportados en estudios anteriores.

5.1 ESTRATIGRAFÍA

En el cinturón Esmeraldífero Occidental afloran rocas sedimentarias de edad Cretácica, además de rocas del Jurásico al NW del municipio de Florián, que corresponden a la Formación Arcabuco.

La secuencia estratigráfica reportada en Reyes *et al* (2006), para el área del cinturón esmeraldífero Occidental, la cual definieron con base en cambios en la litología y en su contenido fósil, define la presencia de las siguientes unidades de roca en rango de Formación: Arcabuco (Ja), Murca, Cumbre (Berriasiano), Rosablanca (Valanginiano), Ritoque (Valanginiano); Furatena (Valanginiano); Muzo (Hauteriviano-Barremiano); El Peñón (Barremiano-Aptiano Tardío); Capotes (Aptiano tardío-albiano temprano), entre otras (Figura 8).

Las Formaciones hospedadoras de venas con esmeraldas son las Formaciones Rosablanca y Muzo. El área donde se localiza el presente estudio (Túnel El Trapiche, Sector (Peñas Blancas), presenta rocas exclusivamente de la Formación Rosablanca.

Por su relación directa con el presente estudio, a continuación se hace referencia solo a las Formaciones Rosablanca y Furatena. La descripción litológica de estas Formaciones se reporta con base en estudios geológicos previos realizados en el área de estudio.

5.1.1 Formación Rosablanca (Valanginiano)

A continuación se presenta una descripción de esta Formación apoyada en el trabajo de Reyes *et al*. (2006), quien deduce la presencia de tres segmentos litológicos hacia el sector de Florián y La Belleza, de la cuales el superior e inferior son duros y tienden a resaltar topográficamente, separados por un nivel relativamente más blando con tendencias a formar depresiones morfológicas.

La porción inferior de la Formación Rosablanca se compone de micrita y micrita arcillosa negra, en capas delgadas hasta gruesas, tabulares con

laminación interna plana paralela poco desarrollada; se intercalan estratos de lodolita calcárea carbonosa y de arcillosita negra; algunos niveles muestran nódulos micríticos con pirita y calcopirita.

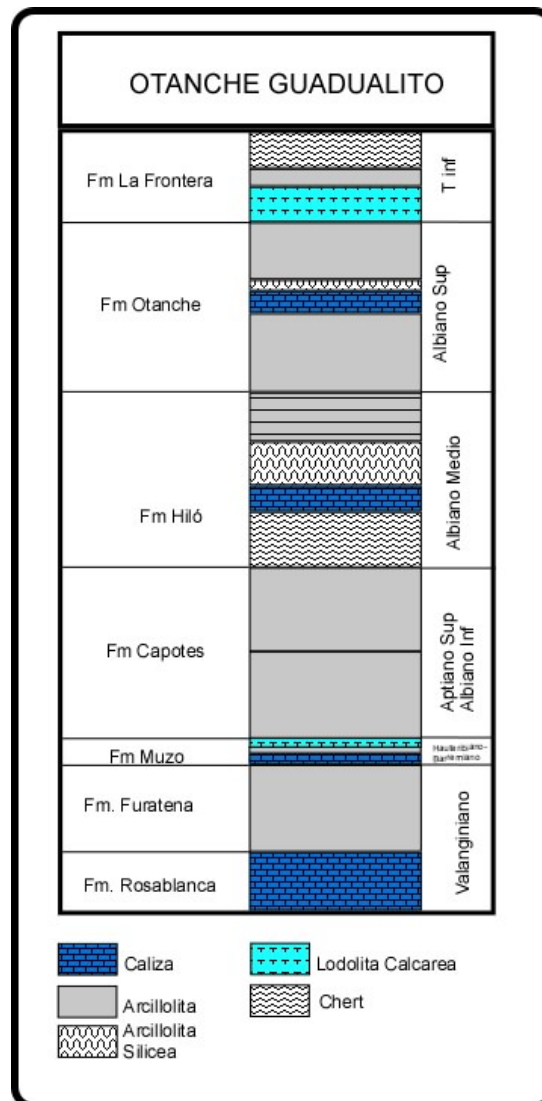


Figura 8. Columna Estratigráfica generalizada de la Zona Otanche-Guadualito. Modificada de Reyes et al. (2006).

En la porción media (Figura 9), se observa lodolita negra calcárea a ligeramente calcárea, en capas delgadas, con estratificación plano paralela; se intercalan capas delgadas de micrita arcillosa negra, la parte superior de la unidad inicia con una secuencia potente de micritas negras.

El techo de la Formación Rosa Blanca esta compuesto por micrita de color gris oscuro a negro, en capas gruesas a muy gruesas, internamente laminadas intercaladas con capas de arcillositas negras, calcáreas y algunas silíceas, carbonosas con fósiles de bivalvos o amonitas.



Figura 9. Afloramiento de la porción media de la Formación Rosablanca por la carretera Florián-Saboyá constituido por lodolitas calcáreas negras alternando con micritas. Tomado de Reyes et al (2006).

En el sector de Peñas Blancas afloran capas gruesas de micritas intercaladas con capas inframicrorudita, lodosotas calcáreas y limonitas, en la parte más inferior se observan capas delgadas a media de micritas con capas de lodolitas calcáreas carbonosas (Figura 10).



Figura 10. Aspecto de la Formación Rosablanca en el distrito minero de “Peñas Blancas”.

Es espesor calculado para la Formación Rosablanca se estima como mínimo 600m, los cuales son apreciados en los cañones formados por el río Minero y la Quebrada Guas.

Posición estratigráfica: Sobre el flanco oriental del Anticlinal de Portones (SW de La Belleza), el límite inferior de la unidad es inconforme angular con la Formación Arcabuco, mientras que sobre el flanco occidental es concordante con la Formación Cumbre. Al W y SW de Florián el límite superior es concordante-transicional con la Formación Ritoque, mientras que en el resto del área este límite puede ser concordante-neto con la Formación Furatena.

5.1.2 Formación Furatena (Valanginiano)

La descripción detallada de esta unidad fue llevada a cabo por INGEOMINAS-GEORESOURCES LTDA (2005) e INGEOMINAS-GEORESEARCH LTDA (2005), en las columnas levantadas en la carretera que conduce de San Pablo de Borbur a la quebrada Buriburi y en la carretera Borbur Pauna, respectivamente.

Según Reyes *et al.* (2006), la base de esta unidad está constituido por arcillolitas grises laminadas, seguidas por un nivel de arcillolitas carbonosas y luego un nivel de limolitas silíceas, en ocasiones calcáreo, con pirita en láminas.

Sobre esto se encuentra una secuencia de lodolitas calcáreas de color gris en capas tabulares y lentiformes, hacia la parte media del segmento aparecen arcillolitas carbonosas con restos vegetales y fauna representada por amontas, también aparecen nódulos de sulfuros oxidados y laminillas de yeso; estas se encuentran intercaladas con limolitas arenosas gris oscuro, con interposiciones de shales lodosos, arcillolitas y ocasionalmente en la parte superior intercalaciones de lodolitas calcáreas con lodolitas silíceas grises.

Se observan intervalos constituidos por arcillolitas gris no carbonosas y arcillolitas limosas.

Según Acosta y Ulloa (2001), esta Formación esta compuesta en la parte inferior y media por una sucesión de arcillolitas negras, comúnmente físciles, con algunas intercalaciones de arenitas de cuarzo. La parte superior consta de arcillolita negra a gris con ocasionales intercalaciones de limolitas sílíceas, negras.

Reyes *et al.* (2006), "Esta unidad suprayace e infrayace a micritas de la Formación Rosablanca y a arcillolitas calcáreas de la Formación Muzo de manera concordante y neto a transicional rápido (Etayo Serna, comunicación verbal, 2005)".

En la sección La Palma-caserío Murca, esta unidad es suprayacida por la Formación el Peñón e infrayace con la Formación Murca. "La Formación Furatena es una variación facial de la Formación Ritoque y a la parte inferior de la Formación La Paja".

5.2 ASPECTOS ESTRUCTURALES

La zona de estudio es afectada por una tectónica que generar intensos plegamientos en las zonas más dúctiles y fracturas (Figura 11), en zonas más frágiles.

La siguiente descripción de las fallas y pliegues que afecta la Formación Rosablanca es exclusivamente tomada del trabajo de Reyes *et al* (2006), siendo este, el trabajo geológico más reciente desarrollado por el INGEOMINAS dentro de esta área.

5.2.1 Fallas

- Falla del Río Minero: Esta falla se extiende subparalelamente por el río Minero y acaba en la vereda de Florián. En la parte sur tiene un comportamiento predominantemente transcurrente dextral y coloca en contacto diferentes conjuntos estratigráficos. En la parte norte tiene una

dirección N35E y no deja claras evidencias de su trazo, pero existan unos repliegues y unas inversiones dentro de la Formación La Paja. Otros indicios de esta estructura son apreciados en los cerros de Fura y Tena, constituidos en parte por roca calcárea de la Formación Rosablanca, los cuales fueron elevados dentro de la Formación La Paja por efecto de la falla a manera de “pop-up” (Reyes *et al.*, 2006).

- Falla de Peñas Blancas: Es una falla de cabalgamiento, la cual al sur termina en la falla del Río Minero. Tiene una dirección preferencial de N20E, presenta una vergencia hacia el occidente y cabalga rocas de la Formación Rosablanca y de la Formación La Paja. Al norte tiene un comportamiento dextral y afecta las Formaciones Arcabuco y Rosablanca (Reyes *et al.*, 2006).
- Falla San Martín: Es una falla de cabalgamiento subparalela a la falla Peñas Blancas que presenta una vergencia al occidente y orientada N40E. Al norte coloca en contacto la Formación Cumbre sobre la Formación Rosablanca y esta última, con la parte media de la Formación La Paja (Reyes *et al.*, 2006).
- Falla Tambrias: Esta falla va por la quebrada Tambrias y se extiende desde el sistema de fallas de la Salina al norte hacia el sur en la plancha 189, en donde su movimiento se transfiere a las fallas de Itoco, La Victoria y La Venta. Es una falla de cabalgamiento con vergencia al occidente (Reyes *et al.*, 2006).

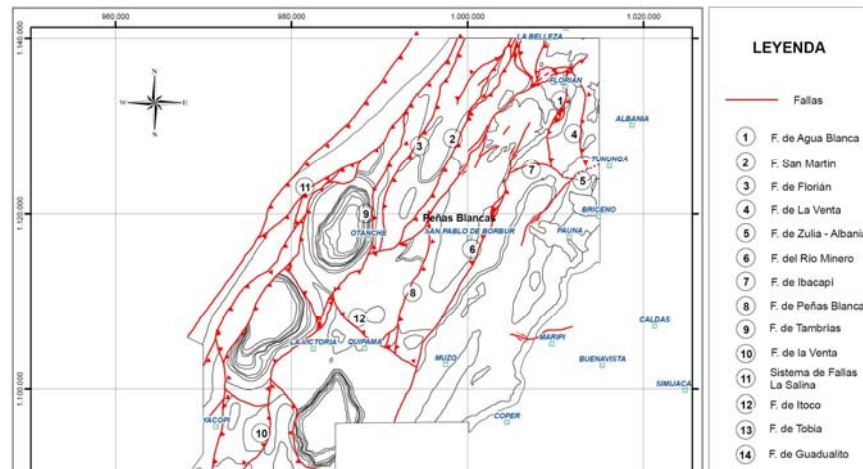


Figura 11. Mapa de la disposición de las fallas geológicas del Cinturón Esmeraldífero Occidental (Tomado de Reyes *et al.*, 2006).

5.2.2 Pliegues

Aunque la zona en general se encuentra afectada por el intenso plegamiento (Figura 12), el sector Esmeraldífero de “Peñas Blancas” se encuentra afectado predominantemente por el anticlinal “Alto de la Chapa-Borbur”.

Según Reyes *et al.* en su informe del 2006, el anticlinal Alto de La Chapa-Borbur tiene una dirección entre NS a N45E, en su núcleo aflora la Formación Rosablanca, los flancos están en la parte baja de la Formación La Paja y está limitado por la falla del Río Minero al oriente y la falla de Peñas Blancas al occidente y al sur termina en la falla de Itoco. Tiene una longitud de más de 40 Km, y su amplitud cerca de Peñas Blancas es de 7 Km., pero hacia el norte se va ampliando. Este anticlinal es una estructura suave, subvertical con inmersión horizontal aunque la línea de charnela muestra inmersión débil al NE y con un buzamiento aproximado de 80° al NW.



Figura 12. Esquema de la disposición de las estructuras geológicas del Cinturón Esmeraldífero Occidental (Tomado de Reyes et al., 2006).

5.2.3 Génesis de las Esmeraldas Colombianas

Inicialmente se creía que los depósitos de esmeraldas en la zona Cundiboyacense, estaban relacionados con soluciones hidrotermales de procedencia magmática (Beus y Mineev, 1972). Bajo esta hipótesis se consideró que los depósitos de Muzo y Cocuez son el producto de una actividad de soluciones hidrotermales de baja temperatura ricas en CO₂, S, Na, Ca y Mg. Pequeñas cantidades de F también tomaron parte en el proceso de mineralización.

Más aún, se llegaron a relacionar estas soluciones con cuerpos plutónicos concretos. Así, Ulloa (1980) y Albers *et al.* (1983), sugieren las rocas plutónicas básicas que intruyen las sedimentitas del Cretácico y que se localizan en las cercanías de las mineralizaciones esmeraldíferas (Plutones La Corona, Cáceres, Pajarito y Rodrogoque). Mientras que Hall (1973, 1978), defendía la relación de las soluciones mineralizantes con el volcanismo traquítico de Paipa e Iza, del Terciario Superior.

Actualmente se cuenta con numerosos datos analíticos obtenidos gracias a las investigaciones llevadas a cabo en los dos cinturones esmeraldíferos (oriental y Occidental), los cuales arrojan información detallada de los procesos de mineralización de esmeralda. Tales son los trabajos realizados por Cheilietz *et al.* (1991), en la cual se realizaron dataciones $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, en moscovita verde, la cual arrojó edades de 35-38 Ma para los depósitos de Coscuez y 31.5-32.6 Ma para los depósitos de Quipama-Muzo.

Otros trabajos realizados de gran importancia en la evolución del conocimiento del origen de las esmeraldas en Colombia (Ottaway., 1994) describe la Formación de los depósitos hidrotermales de esmeraldas en Muzo a partir de la liberación de cromo, vanadio y berilo, producto de la reacción de sulfatos evaporíticos termoquímicamente reducidos. Proponiendo que la Formación del berilo fue por lixiviado en la roca encajante (lodolita calcárea carbonosa) por oxidación de materia orgánica en condiciones ácidas, Formación de complejos con OH- a pH bajo, y precipitación por aumento de pH (interacción con carbonatos).

Sabemos que los depósitos de esmeraldas colombianos corresponden a depósitos estratoconfinados de bajas temperaturas asociado con lutitas negras del Cretáceo Inferior, formados en ambientes sedimentarios y producidos a través de reducción termoquímica de salmueras ricas en sulfatos y ácidos sulfurosos por interacción con estratos ricos en materia orgánica (Cheilietz y Giuliani, 1996). Las mineralizaciones están asociadas con brechas tectónicas y venas compuestas en su mayoría por carbonatos (calcita y dolomita, entre otros), pirita, y albita. Este modelo de génesis de los depósitos esmeraldíferos se conoce como el modelo Hidrotermal – Sedimentario (Giuliani *et al.*, 1995) y está fuertemente soportado por los datos de inclusiones fluidas y de azufre isotópico, revelando salmueras de cloro hipersalinas compuestas por Na-Ca-K y valores de $\delta^{34}\text{S}$ en pirita de las venas de esmeralda isotópicamente pesado.

Una síntesis cronológica de los estudios realizados en los cinturones esmeraldíferos colombianos se encuentra registrados en Maya *et al.* (2004).

6 RESULTADOS

6.1 RASGOS GEOLÓGICOS GENERALES DEL TÚNEL “EL TRAPICHE”

El túnel El Trapiche a la fecha de su levantamiento y muestreo (agosto de 2006), tenía una longitud aproximada de unos 400 m en su galería principal, iniciando desde la bocamina con una orientación aproximada SE en sus primeros 150 metros aproximadamente, para posteriormente tomar una orientación NE (Figura 13). A lo largo del tramo o galería principal, el túnel presenta sectores donde desarrollan o desvían pequeñas galerías satélites, elaboradas por los mineros para seguir alguna vena concreta.

Durante el recorrido se recolectaron 38 muestras, correspondientes tanto rocas calcáreas de la Formación Rosablanca, como de venas hidrotermales, además de la recolección de los datos estructurales de estas (Figura 14). El túnel se desarrolla en rocas que hacen parte de los estratos más bajos de la Formación Rosablanca, los cuales constituyen el núcleo del anticlinal de Alto La Chapa-Borbur, y siguiendo el eje de la estructura. Esta estructura se encuentra limitada por la Falla del Río Minero (oriente) y la Falla de Peñas Blancas (occidente); al sur termina en la Falla de Itoco.

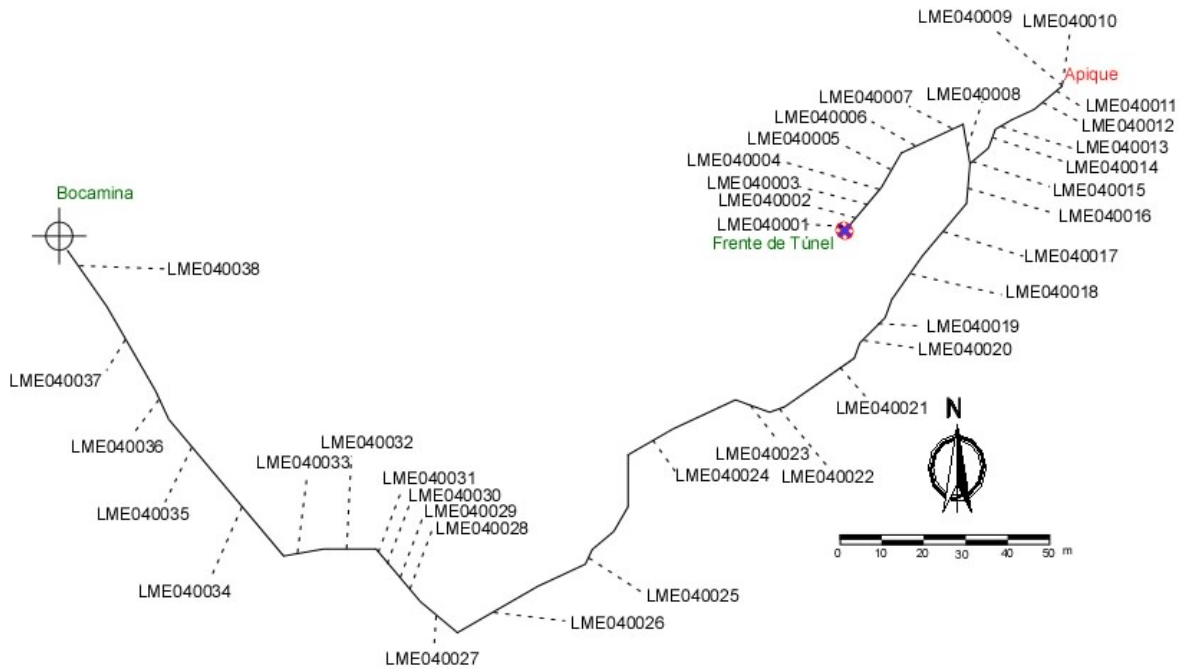


Figura 13. Esquema del túnel “El Trapiche”, mostrando la distribución de las muestras recolectadas.

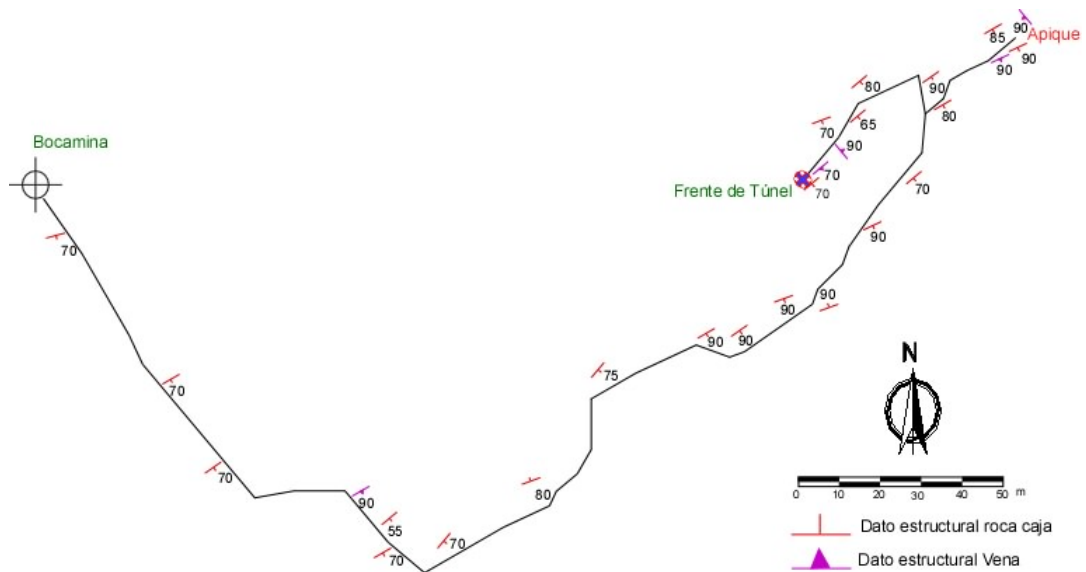


Figura 14. Esquema del túnel “El Trapiche” con los datos estructurales obtenidos durante su recorrido

6.1.1 Tipos de litología

Como se mencionó anteriormente, la roca caja en la cual se desarrollan las labores mineral de la Mina 'El Trapiche', pertenece a la Formación Rosablanca, la cual es una unidad sedimentaria de edad Valanginiano compuesta principalmente por micrita de color gris oscuro a negro, en capas gruesas intercaladas con capas mediana de arcillolita negra, calcárea y algunas silíceas, carbonosas con fósiles de bivalvos o amonitas y foraminíferos.

Estas rocas son conocidas por los mineros como "planchon gris" o "planchon de roca", el cual se trata de una roca muy competente, fuertemente cementada por carbonatos, que forman capas gruesas masivas que se reconoce fácilmente por su gran resistencia (Saenz *et al.*, 2005).

Durante el recorrido realizado dentro del túnel, se observaron algunos cambios en la textura de la roca caja, los cuales son fácilmente reconocidos a escala macroscópica (Figura 15).

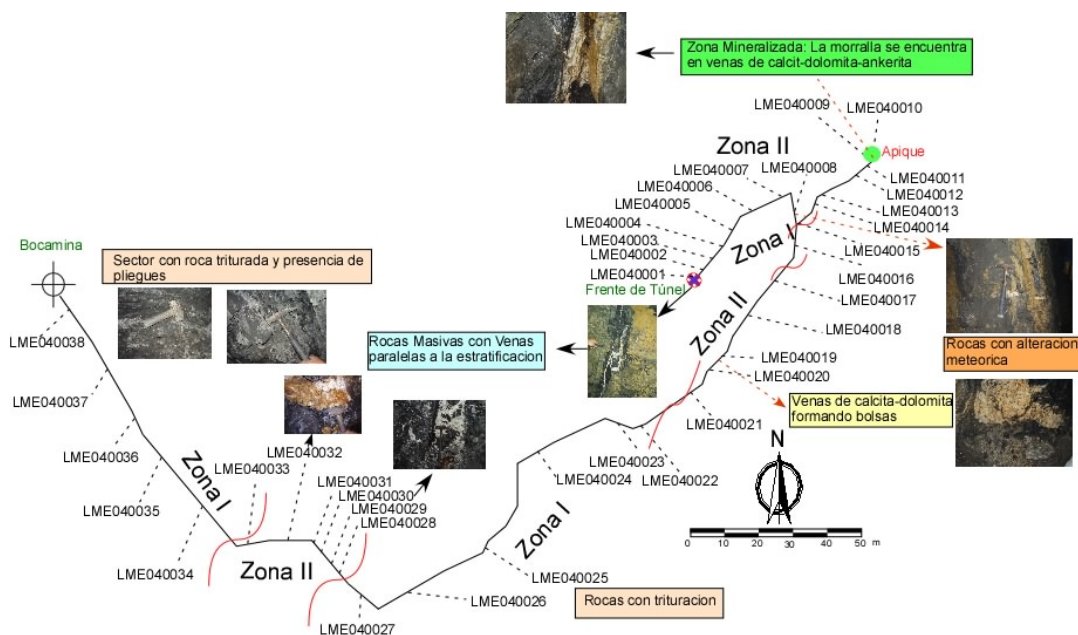


Figura 15. Características geológicas encontradas dentro del túnel "El Trapiche"

Como se observa en la Figura 15, durante el recorrido del túnel “El trapiche”, se pudieron determinar ciertas características con fabricas predominantes, con las cuales se llevo a dividir dicho túnel en zonas.

Zona I: Ésta zona se caracteriza fundamentalmente por la presencia de sectores afectados por una trituración (brechificación de la roca), pliegues menores de escala centimétrica y presencia de planos de anisotropía (Figura 16). Esta zona se reconoce en los primeros 90 m desde la bocamina. Otros sectores con similares características de fábrica al interior del túnel fueron igualmente reconocidos, como es el caso del tramo comprendido entre los 120 m y 140m desde la bocamina (Figura 17), aunque en este caso particular aquí no se observan plegamientos significativos, pero la roca sigue presentando planos de anisotropía

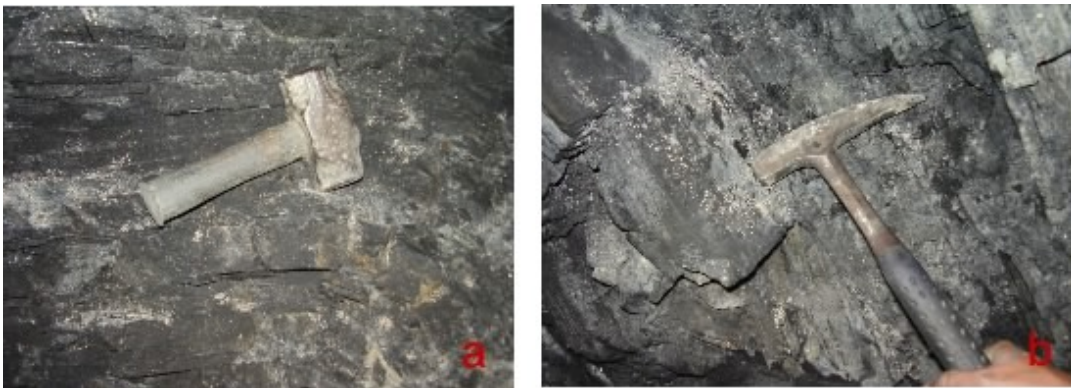


Figura 16. a) Roca con un ligero plegamiento producido por actividad tectónica, b) Aspecto de la roca calcárea (encajante de venas) con alto grado de trituración.

Zona II: Esto hace referencia a diferentes puntos del túnel en donde encontramos a la roca caja estratificada, con una apariencia masiva en cada uno de sus estratos, y un carácter competente. Esto se observa en el frente del túnel, en donde se encuentra una caliza masiva, cuya estratificación presenta datos estructurales de 50/70° (N50E/70°SE), con presencia de venas de calcita-dolomita paralelas a la estratificación y localmente interconectadas por venas de menor tamaño perpendiculares a estas (Figura 18). Ésta característica se mantiene en los siguientes 3 metros del túnel, en

donde se observa que las venas presentan una disposición espacial diferente (entorno a $140/90^\circ$), cortando la secuencia de roca y presentando un aspecto masivo.

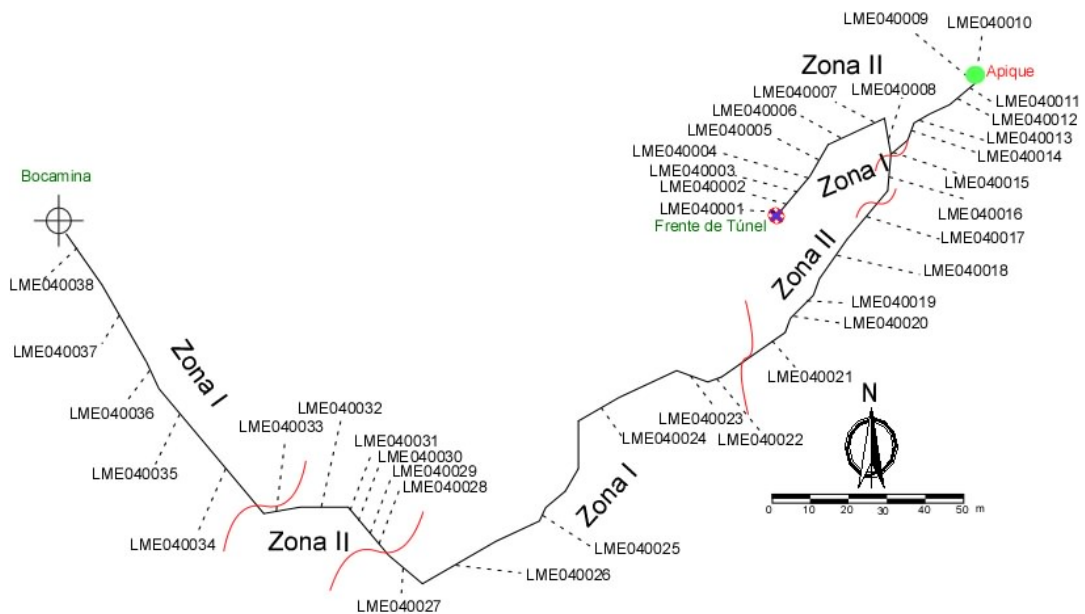


Figura 17. Esquema de la distribución de zonas encontradas dentro del túnel "El Trapiche".



Figura 18. a) Vena paralela a la estratificación, la fotografía fue tomada en el frente del túnel. b) Fotografía de la muestra de mano LME040001, en la que se observa su aspecto masivo.

Las venas perpendiculares a la estratificación (Figura 19), son las que presentan mayor interés para los mineros, dado que en ellas se han localizado las mejores y mayores acumulaciones de cristales de esmeraldas. Esta es la razón por la cual la excavación el túnel no siguió la dirección SE que se mantuvo los primeros 150 metros, es decir, para no seguir aquellas venas paralelas a la estratificación. No obstante, aparte de éste rasgo, existen otra serie de características que igualmente son tenidas en cuenta por los mineros.



Figura 19. Aspecto de las rocas al interior del túnel 'El Trapiche', en la cual se observa una vena compuesta fundamentalmente de calcita-dolomita cortando la estratificación, esta se encuentra ubicada dentro de la zona II.

Las rocas además son afectadas por la meteorización, en este caso han sufrido alteración debido a la filtración de aguas de origen meteórico, lo cual le brinda una coloración naranja a la roca (Figura 20).



Figura 20. Roca caja alterada por aguas meteóricas, con vena de calcita dolomita perpendiculares a la estratificación, ubicada dentro de la zona II.

Dentro de la zona II también se observa una alternancia de roca que presenta una mayor laminación y otra de aspecto masivo (Figura 21).

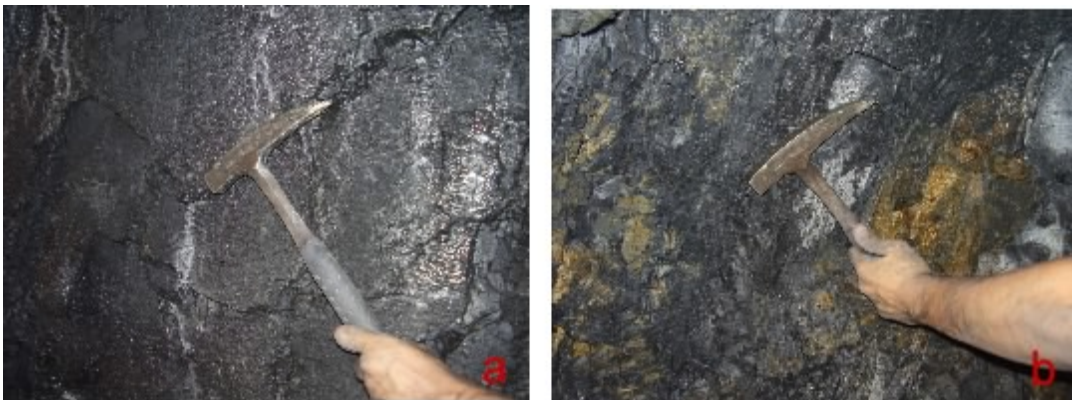


Figura 21. a) Roca caja de aspecto masivo, b) Roca caja con un aspecto laminado, además presenta un ligera alteración producida por infiltración de aguas meteóricas (fotografías tomadas dentro de la zona II).

6.1.2 Tipología de estructuras hidrotermales

En el caso general de los depósitos esmeraldíferos del distrito de Peñas Blancas, las vetas presentan una orientación y una composición bastante homogénea, con rumbos aproximados de N30W a N35W y buzamientos

verticales a subverticales, cortando los planos de estratificación y se observan fenómenos de acuñamientos (Saenz *et al.*, 2005).

A lo largo del túnel se encuentran dos tipo de venas, la cuales se pueden clasificar según su disposición estructural con respecto a la estratificación de la roca caja como Familia I, para las que se encuentran paralelas y familia II para las que son perpendiculares u oblicuas, (Figura 22), además se encuentran en formas irregulares como bolsas compuestas por calcita-dolomita y cuarzo (Figura 23).



Figura 22. Vena paralela a la estratificación cortada por venas más delgadas.



Figura 23. Bolsa compuesta por calcita-dolomita y ankerita.

Desde el punto de vista mineralógico las venas se encuentran rellenas por minerales como cuarzo, calcita, dolomita y ankerita, con variaciones muy suaves del contenido de dichos minerales

Como se había descrito anteriormente, el túnel presenta unas desviaciones en las cuales se llevan a cabo labores mineras, una de las cuales se encuentra aproximadamente a 25 m del frente del túnel dentro de la zona II y en donde se han encontrado venas con una mineralización importante de morralla* de la cual se obtuvieron las muestras LME040009, LME040010 y LME040040 (Figura 24).

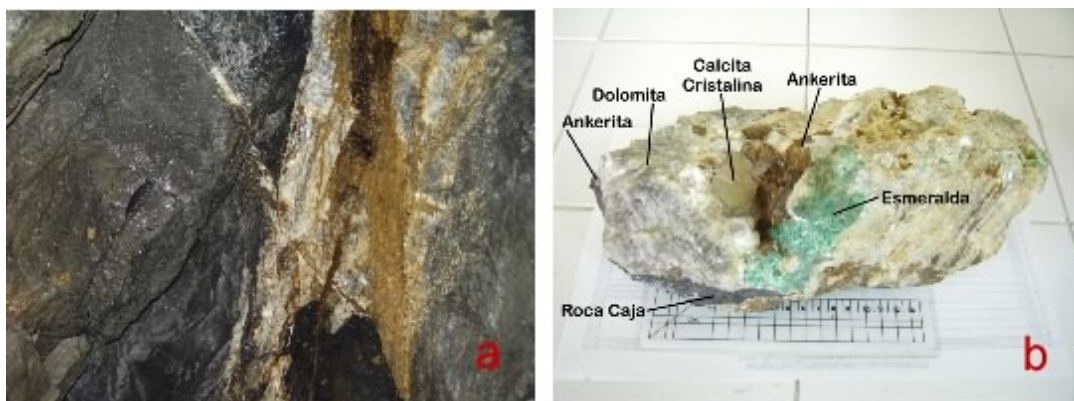


Figura 24. a) Venas de calcita-dolomita y ankerita perteneciente al apique donde se encuentran mineralizaciones de berilo, donde se extrajeron las muestras LME040009, LME040010 b) Muestra de mano extraída del apique (LME040040), se observa la disposición de los minerales que caracterizan las mineralizaciones de esmeralda.

Dentro de la zona I se observan venas compuestas por calcita-dolomita y cuarzo a manera de brecha (Figura 25). Este aspecto se debe a que inicialmente la roca se permeabiliza más como efecto producido por la actividad tectónica del área, facilitando de esta forma que los fluidos hidrotermales percolen la roca y favorezca la precipitación de material de relleno hidrotermal.

* Término minero utilizado para referirse a esmeraldas de baja calidad o simplemente berilos



Figura 25. Vena compuesta por calcita-dolomita y cuarzo con fragmentos de roca a manera de brechas, ubicado dentro de la zona I.

A medida que se avanza hacia la bocamina nos encontramos en la zona I, en este caso se observa mejor el plegamiento de las rocas y su aspecto triturado, aquí se hace más distante el punto donde se encuentran las venas con ocurrencia de berilo. En el recorrido final se puede, es decir, los últimos 100m aproximadamente, se encuentra la zona I, en donde se puede observar que la cantidad de venas hidrotermales va disminuyendo considerablemente.

De acuerdo a lo observado en el túnel “El Trapiche” se puede decir que las manifestaciones de esmeraldas en las venas se encuentran asociado íntimamente con la presencia de ankerita, dolomita, albita

En conclusión podemos decir que el túnel “El Trapiche” se encuentra dividido en dos zonas: I y II, generadas por los movimientos a través de los planos de estratificación, esto se concluye debido a que los planos de anisotropía son paralelos a la estratificación. Estos movimientos generaron en la zona I trituración y plegamientos en la roca lo cual permitió que esta sea propicia para que los fluidos que pasas a través de ella la permeabilicen y generen a su paso venas de formas irregulares y bolsas la cuales rellenan los espacios dejados entre los fragmentos de roca.

La zona II son rocas que se encuentran más alejadas de la zona de movimiento, lo cual hace que estén menos afectadas, así, sus características son de roca masiva y compacta. En este punto los fluidos son inyectados a través de los planos de estratificación y fracturas en la roca, generando las venas de la familia I, y II, respectivamente.

La determinación de forma esquemática de la distribución de las características dentro del túnel (Figura 26), puede servir como herramienta para establecer rutas más seguras por donde los mineros pueden desarrollar labores mineras con un mayor porcentaje de éxito.

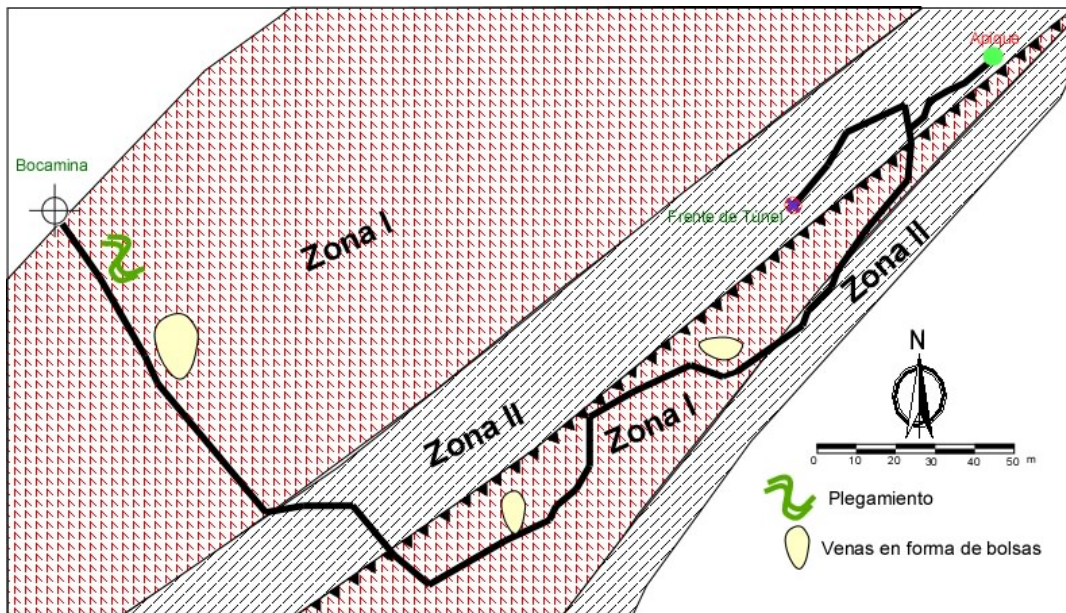


Figura 26. Esquema de las características de roca dentro del túnel

6.2 PETROGRAFIA

La petrografía de las secciones delgadas de las muestras recolectadas a lo largo del Túnel, se realizó siguiendo los parámetros para su descripción propuestos por el INGEOMINAS. El formato de la descripción detallada de las secciones se presenta como anexo a la Tesis (Anexo1). Este análisis petrográfico se realizó con el objetivo principal de conocer la composición

mineral de las rocas que contienen las manifestaciones hidrotermales teniendo en cuenta su ubicación de las muestras dentro del túnel (Figura 27).

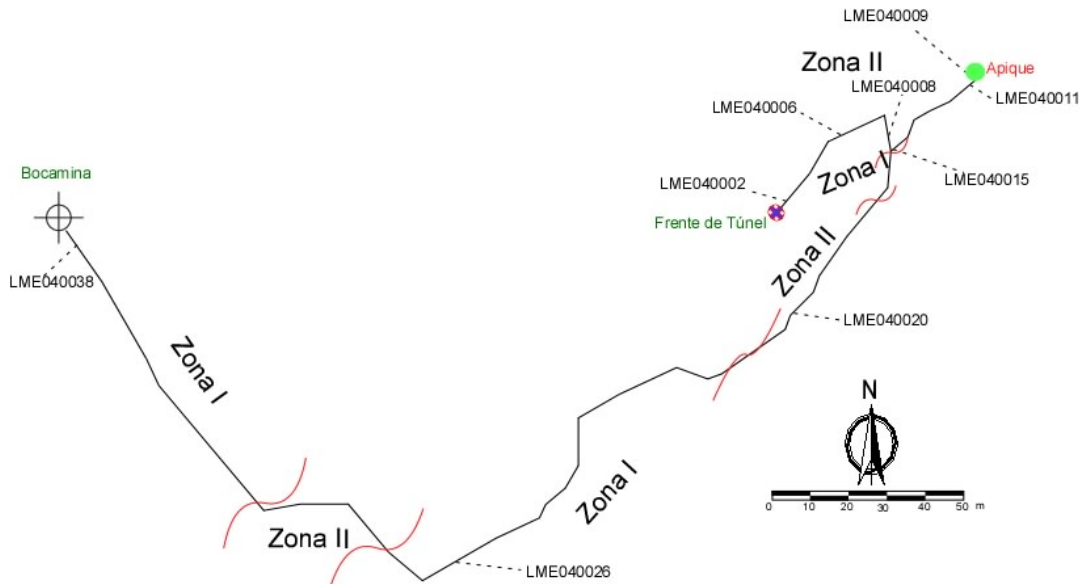


Figura 27. Ubicación de las muestra analizadas petrográficamente.

A continuación se describen resumidamente los rasgos mineralógico-petrográficos más relevantes en las muestras analizadas petrográficamente recolectadas en cada una de las zonas.

6.2.1 Características petrográficas de las rocas y venas hidrotermales relacionadas con la Zona I

- Lámina LME040020

La muestra esta compuesta principalmente por cuarzo, albita grandes cristales de pirita dentro de una matriz micrítica. La muestra presenta variación espacial de sus características (Figura 28 y 29):

En el punto "a" se observa una matriz de calcita en la que se encuentran cristales de cuarzo, albita y pirita

En la zona "b" se observa una disminución en el contenido de cristales de albita comparado con el resto de la sección, y no se identifican cristales de cuarzo.

En la zona “c”, la muestra presenta una disminución en el contenido de matriz de carbonato, debido a esto se observa un mayor contenido en cristales de albita contacto suturado.

En “d” se observa un aumento en el contenido de materia orgánica y una disminución en el contenido de cristales de cuarzo y albita.



Figura 28. Imagen de la Muestra LME040020, mostrando la distribución de las características petrográficas.

Calcita: 52 %: Los carbonatos son el principal componente de la muestra, pues hace parte de la matriz; la muestra es matriz-soportada.

También se presentan cristales irregulares y algo alargado de calcita formando una acumulación semejante a una vena, en contacto neto con el resto de la muestra.

Cuarzo: 10 %: Los cristales de cuarzo se presentan en formas irregulares preferentemente alargados distribuidos heterogéneamente en la muestra

Albita: 30 %: Los cristales de albita presenta formas subhedrales, se encuentran cristales cuyos bordes están bien definidos, en la matriz micrítica.

Materia Orgánica: 5 %: La materia orgánica hace parte esencial de la matriz, y se encuentra formado peloides con variación en sus tamaños y formas.

Pirita: 3 %: Se encuentran cristales aislados de pirita.

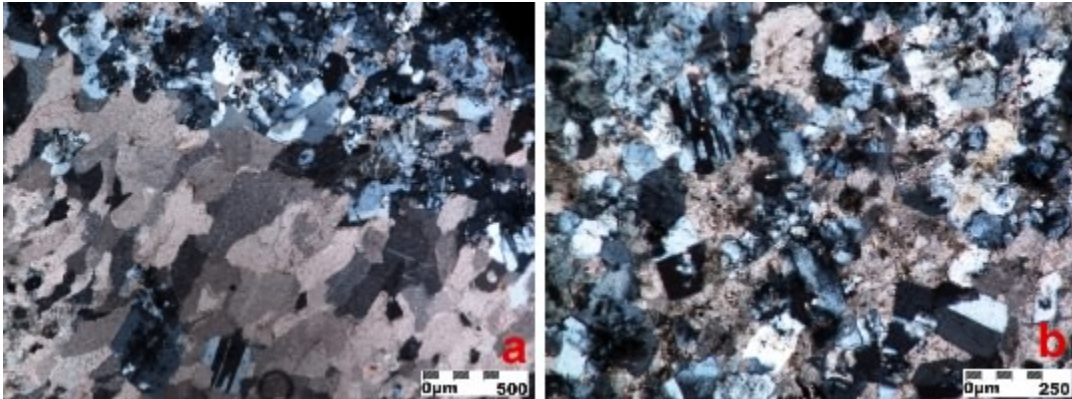


Figura 29. a) Fotografía con aumento de 5X, en nicoles cruzados de la muestra LME040020, se observa una vena de calcita atravesando la roca, b) Fotografía con aumento de 10X, en nicoles paralelos de la muestra LME040020, se observan los cristales subhedrales de albita

- Lámina LME040026

Esta muestra presenta un alto contenido de materia orgánica distribuido homogéneamente en la lámina.

Su composición es difícil de determinar por medio de la petrografía óptica, pues presenta cristales muy pequeños (Figura 30), pero se puede inferir que esta es muy similar al resto de muestras encontradas en el túnel, cabe recordar que el túnel solo atraviesa la Formación Rosablanca, la cual presenta una composición definida en esa zona.



Figura 30. Fotografía con aumento de 10X, en nicoles paralelos de la muestra LME040020, se observa que los cristales presentan un tamaño muy pequeño.

- Lámina LME040038

La muestra esta constituida principalmente por una matriz micrítica en donde se encuentran distribuidos sus componentes como albita, cuarzo y pirita en bolsas distribuidas heterogéneamente con tamaños de 250 μm aproximadamente. Dentro de dichas bolsas, los cristales presentan contactos longitudinales y suturados, produciendo una alta compactación (Figura 31).

Los cristales de cuarzo y albita presentan fuerte fracturamiento.

Calcita: 36 %: El carbonato es el componente principal de la matriz presente en la muestra.

Pirita: 10 %: La pirita se encuentra como cristales individuales de tamaños que varían entre 50-250 μm , o como agregados sobrepuestos en los cristales de albita, cuarzo y calcita.

Moscovita: 1 %. La moscovita se encuentra diseminada en la muestra como fragmentos transportados con tamaños muy pequeños.

Cuarzo: 7 %: Los cristales cuarzo se encuentra dentro de las bolsas en contacto neto longitudinal con los cristales de albita, sus tamaños son variados y presenta formas subhedrales.

Albita: 20 %: Al igual que los cristales de cuarzo, los cristales de albita se encuentran en las bolsas en contacto neto longitudinal con el cuarzo.

Materia Orgánica: 26 %: En zonas específicas se observa un bandeamiento generado por la distribución de la materia orgánica. Además se observa mayor concentración de la materia orgánica en los bordes de las bolsas, generando así una laminación ondulosa.

En algunos casos, dentro de los cristales de cuarzo se observan cristales de calcita y viceversa.

Teniendo en cuenta las características encontradas en el túnel, esta muestra se sitúa en la zona que presenta una trituración y plegamientos. Este fracturamiento, se ve reflejado en las bolsas de constituidas por cristales,

que se encuentran diseminada por la muestra dentro de una gran matriz de carbonatos.

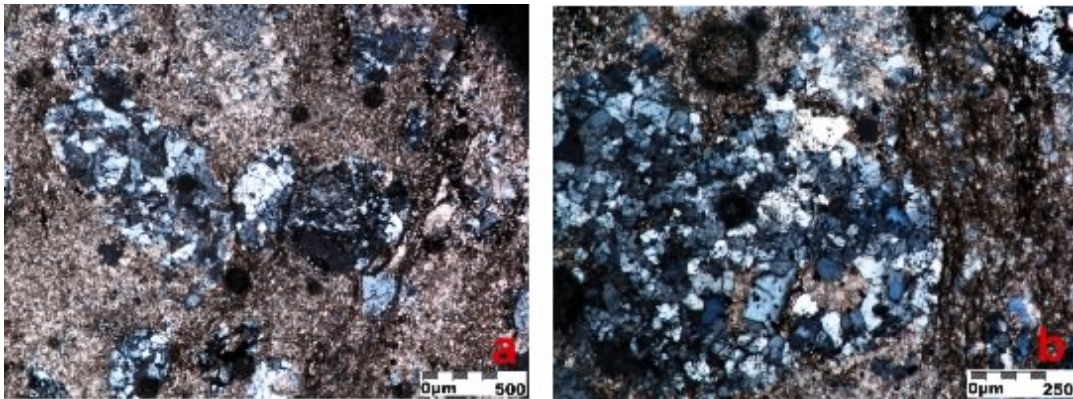


Figura 31. a) Fotografía con aumento de 5X, en nicoles cruzados de la muestra LME040038, se observa un bolsa compuesta de albita y cuarzo dentro de una matriz micrítica, b) Fotografía con aumento de 10X, en nicoles cruzaos de la muestra LME040038, se observa la bolsa rodeada por materia orgánica.

6.2.2 Características petrográficas de las rocas y venas hidrotermales relacionadas con la Zona II

▪ Lámina LME040002

La muestra presenta restos fósiles de foraminíferos de aproximadamente 700 μm , distribuidos erráticamente y cuyos cuerpos no presentan una orientación preferencial. La roca esta constituida por una matriz de micrita (carbonatos), un alto contenido de materia orgánica, y cristales de cuarzo (Figura 32).

El cuarzo se encuentra distribuido heterogéneamente, en este caso, se presenta en acumulaciones aisladas en donde los cristales están en contacto neto, cóncavo –convexo y suturado, y presenta variación en los tamaños de sus cristales, que varían entre los 20-400 μm .

El carbonato se encuentra distribuido en forma de micrita, constituyendo una matriz, además se observan pequeños cristales de calcita distribuidos heterogéneamente. La materia orgánica se encuentra distribuida en toda la sección y en forma de peloides, los cuales presentan tamaños entre los 100,

500, 700 μm con formas circulares y elípticas y alguno mostrando formas irregulares.

En esta lámina es difícil determinar el porcentaje de sus componentes, pues estos se encuentran distribuidos muy heterogéneamente dificultando la cuantificación de sus componentes.

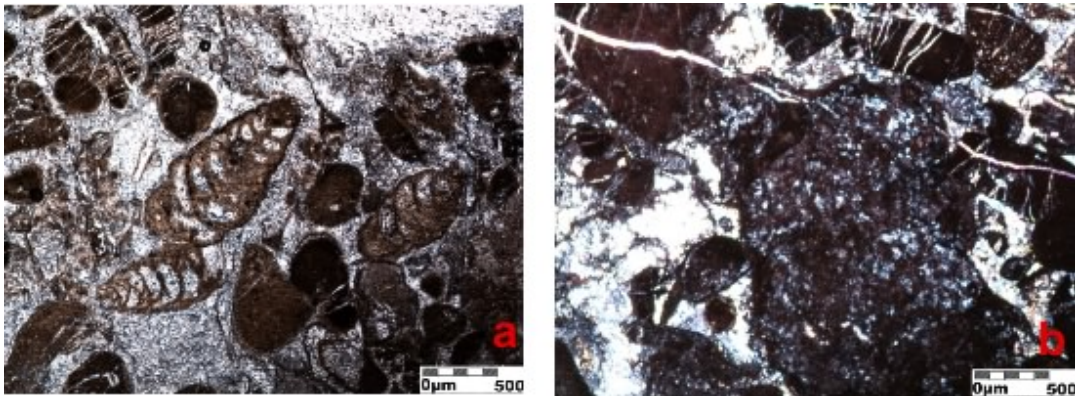


Figura 32. a) Fotografía con aumento de 5X, nicoles paralelos en donde se observa el aspecto de los cuerpos de los foraminíferos; b) Fotografía con aumento de 5X, nicoles cruzados.

▪ Lámina LME040006

En la muestra se observa un ligero bandeamiento evidente en la distribución de la materia orgánica. Calcita: 28 %: La calcita se encuentra formando parte de la matriz, en la cual están distribuidos los cristales de cuarzo y albita (Figura 33).

Cuarzo: 27%: El cuarzo se encuentra como cristales anhedrales a subangulares distribuidos homogéneamente en la muestra, con variación de tamaños.

Albita: 10 %: Se observan pocos cristales de albita distribuidos heterogéneamente en la muestra, con formas irregulares, lo que parece ser el transporte de este mineral.

Materia Orgánica: 34 %: Se encuentra formando parte de la matriz de la muestra, en relación muy estrecha con la micrita.

Moscovita: 1%: Presenta un porcentaje mínimo, estos cristales tienen unos tamaños muy pequeños y sus formas variadas indican que estos fueron trasportando hasta el lugar de la depositación de los sedimentos.

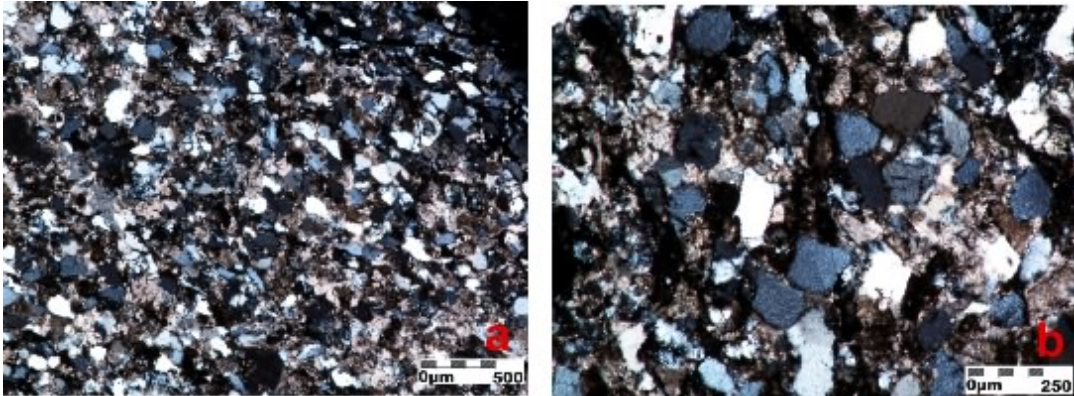


Figura 33. a) Fotografía con aumento de 5X, en nicoles cruzados de la muestra LME040006, b) fotografía con aumento de 10X en nicoles cruzados de la muestra LME040006.

- Lámina LME040008

La muestra presenta cristales de albita y cuarzo en una matriz micrítica, los cristales se presentan en formas anhedrales y en contacto flotante con una orientación no definida. Presenta alto contenido de materia orgánica (aloquímicos, peloides) (Figura 34). Se observa la presencia de microvenillas de calcita-dolomita.

Calcita: 57 %: La calcita se encuentra formando la matriz junto con la materia orgánica. Este mineral se encuentra distribuido homogéneamente en la muestra.

Cuarzo: 14%: Los cristales de cuarzo se encuentran mal distribuidos en la sección y presentan formas irregulares.

Albita: 9 %: Los cristales de albita se presentan en formas subhedrales, es decir, presenta algunas cara definidas.

Materia Orgánica: 19 %: La materia orgánica se encuentra distribuida homogéneamente en la muestra, además se encuentra formando peloides de diversos tamaños, que oscilan entre los 100 a 210 μm .

Moscovita: 1%: En un porcentaje muy mínimo este mineral se encuentra distribuido heterogéneamente en la muestra, indicando a sí que este fue transportado hacia el punto de la depositación de los sedimentos.

En general los cristales de albita y cuarzo se encuentran en contacto flotante en una matriz micrítica.

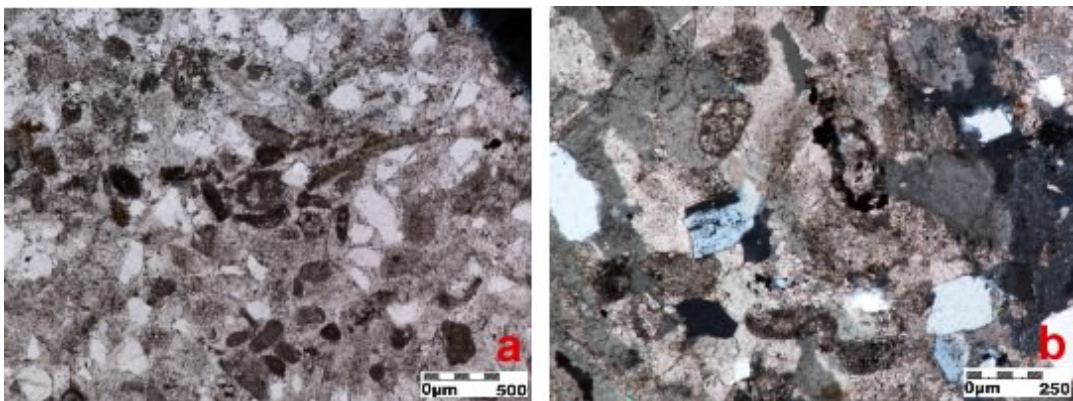


Figura 34. Fotografía con aumento de 5X, en nicoles paralelos de la muestra LME040008, b) Fotografía con aumento de 10X, en nicoles cruzados de la muestra LME040008.

- Lamina LME040009

La muestra está compuesta por roca caja y una vena de calcita-dolomita-ankerita en contacto neto entre sí (Figura 35).

Roca caja:

Esta compuesta de una matriz micrítica donde se encuentran sus componentes.

Albita: 23 %: Presenta cristales subhedrales y anhedrales de albita mostrando su macla polisintética característica, además se observan cristales con una extinción ondulosa presumiblemente albita con un contacto flotante entre ellos dentro de una matriz de micrita.

Materia Orgánica: 11 %: El contenido de materia orgánica es alto y esta se encuentra distribuida homogéneamente en la lámina presentándose en forma de peloides con variedad de tamaños.

Calcita: 62 %: El carbonato de muestra esta constituyendo principalmente la matriz de la muestra, pues esta es matriz-soportada, además también es componente principal de la vena.

Cuarzo: 4 %: los cristales de cuarzo se encuentran erráticamente en la muestra, con un contacto flotante entre los cristales de estos y los cristales de albita.

Vena:

Esta compuesta de dolomita-calcita con grandes cristales de ankerita. Dentro de los cristales de ankerita se encuentran incluidos algunos pequeños cristales de albita y dolomita.

Diagénesis: Autigénesis de dolomita y ankerita subhedral a euhedral de cristales de gran tamaño en vena que se encuentra en contacto neto con la roca caja.

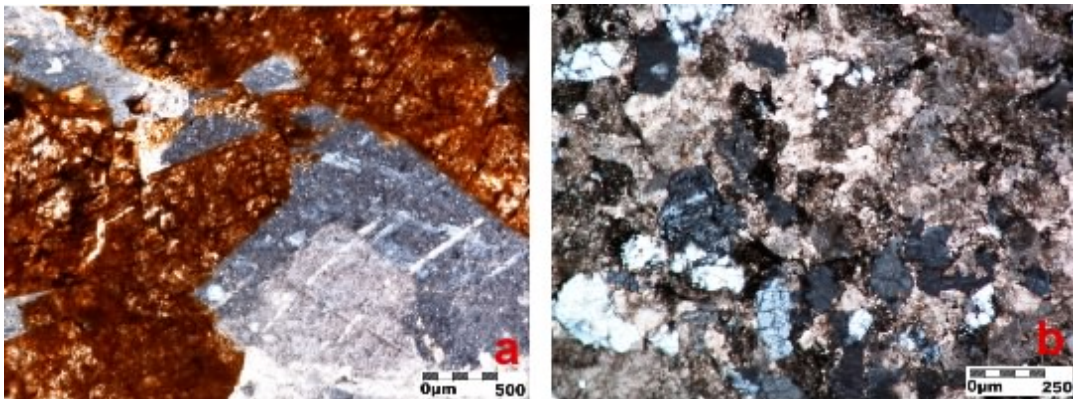


Figura 35. a) Fotografía con aumento de 5X, en nicoles cruzados de la muestra LME040009, mostrando cristales de ankerita y dolomita, b) Fotografía con aumento de 10X, en nicoles paralelos de la muestra LME040009, mostrando la distribución de los cristales en la roca caja.

- Lámina LME040011

La muestra esta compuesta por una matriz micrítica en donde se encuentran sus componentes principales (Figura 36), y además, esta presenta una venilla de calcita 70 μ m.

Cuarzo: 20 %: Los cristales de cuarzo tienen una tendencia subredondeada y algunos anhedrales, con tamaños de aproximadamente 35 μm , algunos cristales de cuarzo se encuentran fuertemente fracturados.

Albita: 8 %: los cristales de albita están en contacto flotante dentro de una matriz micrítica

Materia Orgánica: 32 %: En la muestra se observa un ligero bandeamiento debido a la distribución de la materia orgánica, y esta se encuentra concentrada en su mayoría en peloides de diferentes tamaños.

Calcita: 36 %: El carbonato hace parte principal de la composición de la matriz.

Pirita: 3 %. Se observa cristales de pirita superpuestos en los cristales de cuarzo.

Moscovita: 1 %: Existe un porcentaje muy mínimo de moscovita, indicando así, que esta fue transportada.

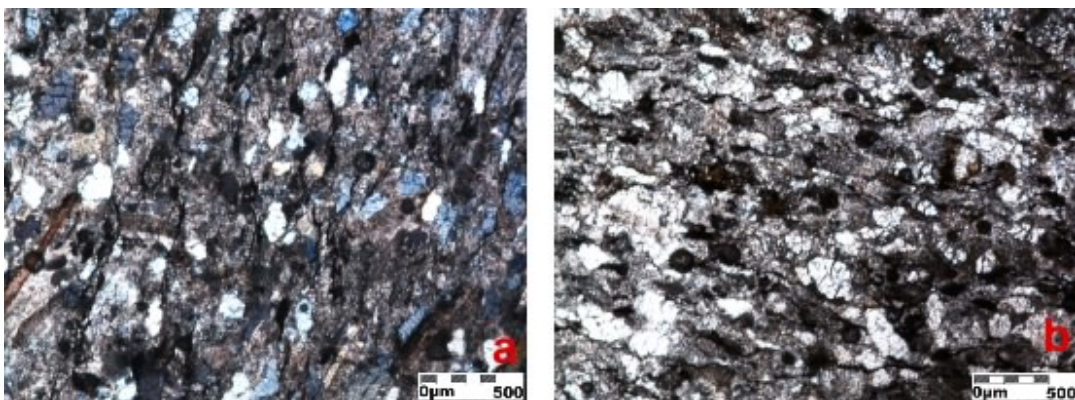


Figura 36. a) Fotografía con aumento de 5X, nicols cruzados de la muestra LME040011; b) Fotografía con aumento de 5X, nicols paralelos de la muestra LME040011.

- Lámina LME040015

La muestra esta constituida por una matriz de carbonatos, en la cual se encuentran distribuidos sus componentes tales como albita, cuarzo (Figura 37).

Materia Orgánica: 32 %: La muestra presenta gran cantidad de materia orgánica desde los 25 μm a los 75 μm , mostrando formas redondeada a elípticas distribuidos homogéneamente en la muestra.

En algunas zonas en particular presenta una acumulación de materia orgánica en contacto con la venilla.

Calcita: 50 %: El carbonato forma parte fundamental de la matriz, es decir, esta muestra es matriz-soportada

Cuarzo: 13 %: Los cristales de cuarzo se encuentran en contacto flotante entre ellos y los cristales de albita, con formas irregulares y tamaños aproximados de 25 μm .

Albita: 5 %: Al igual que los cristales de cuarzo, los cristales de albita se encuentra en contacto flotante dentro de la matriz, además sus cristales presentan formas irregulares con tamaños aproximados de 75 μm .

Hay presencia de venillas de aproximadamente 50 μm , que atraviesan la sección, cuyo composición es calcita-dolomita.

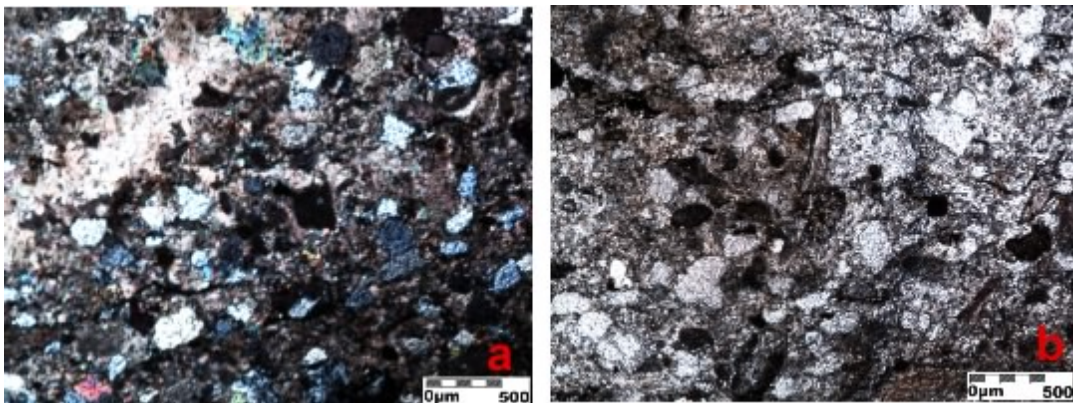


Figura 37. a) Fotografía con aumento de 5X en nicoles cruzados de la muestra LME040015; b) Fotografía con aumento de 5X en nicoles paralelos de la muestra LME040015.

En general las muestras analizadas petrográficamente no muestran cambios mineralógicos marcados observados al microscopio. Estas en su mayoría están constituidas principalmente por material calcáreo en forma de micrita y algunos casos como esparita, la cual se encuentra formando una matriz muy fina junto con la materia orgánica, la cual a su vez se presenta en

abundancia en forma de peloides y distribuida homogéneamente en las secciones.

En algunas muestras se observa una alta cantidad de terrígenos, mientras que en otras esta proporción disminuye.

La pirita se encuentra exclusivamente en la roca caja, en algunos casos con relativa abundancia, como es el caso de la muestra LME040038 (Figura 38) estos cristales se encuentran superpuestos en los cristales de albita y cuarzo, lo cual sugiere que provienen de eventos hidrotermales más recientes.

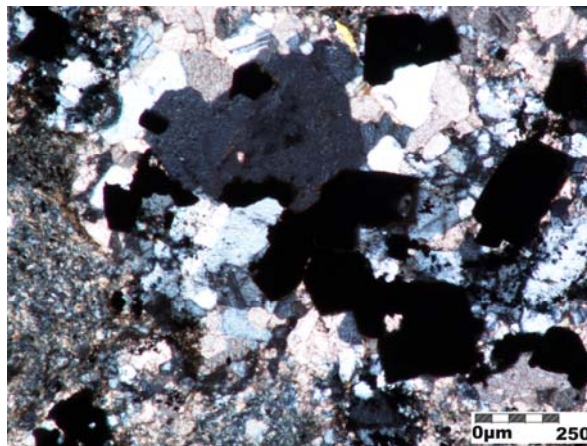


Figura 38. Fotografía con aumento de 10X, en nicoles cruzados de la muestra LME040038, donde se observan los cristales de pirita de gran tamaño superpuestos en los cristales de cuarzo y albita.

Los porcentajes en el contenido de albita difieren un poco en las zonas I y II, siendo mayor en la zona I, en la zona II la albita se encuentra más relacionada con la venas

6.3 DIFRACCION DE RAYOS X

6.3.1 Consideraciones Previas

Los Rayos X son una radiación electromagnética de longitud de onda corta producida por el frenado de electrones de elevada energía o por transiciones electrónicas de estos cuando se encuentran en los orbitales más internos. El

Intervalo de longitudes de onda de los rayos X comprende desde aproximadamente 10-9 Å hasta 100 Å, sin embargo, la espectroscopia de Rayos X convencional se limita a la región comprendida entre 0,1 Å a 25 Å.

La Difracción de Rayos X o Cristalografía de Rayos X es una técnica consistente en hacer pasar un haz de rayos X a través de un cristal de la sustancia sujeta a estudio. El haz incide en varias direcciones debido a la simetría de la agrupación de átomos y, por difracción, da lugar a un patrón de intensidades que puede interpretarse según la ubicación de los átomos en el cristal, aplicando la Ley de Bragg.

La Ley de Bragg permite estudiar las direcciones en las que la difracción de rayos X sobre la superficie de un cristal produce interferencias constructivas, al predecir los ángulos en que los rayos X son difractados por un material cristalino (Figura 39).

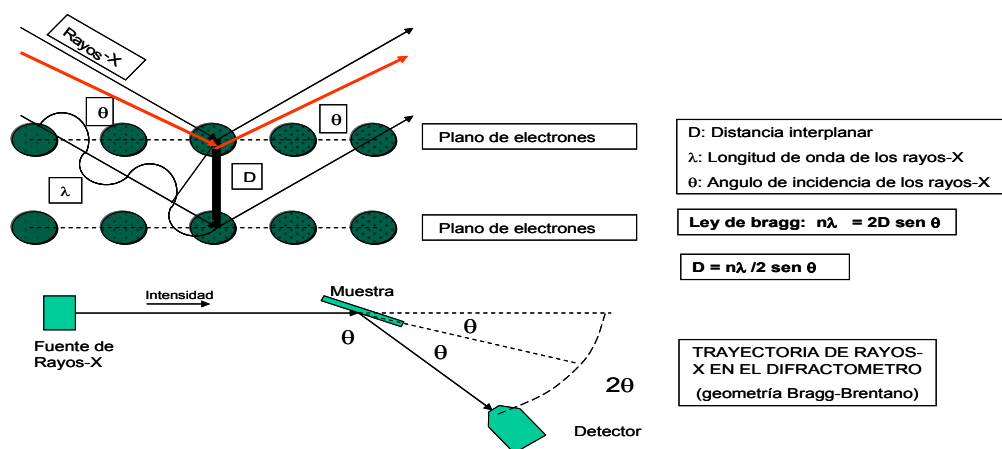


Figura 39. Principio de aplicación de la Ley de Bragg en Difracción de Rayos X y esquema de funcionamiento del aparato de difracción. Tomado de <http://www.uma.es/scai/servicios/xrd/xrd.html>

Así se puede escribir que las condiciones para que tenga lugar una interferencia constructiva del haz que forma un ángulo θ con la superficie del cristal, son:

$$n\lambda = 2d(\text{sen } \theta)$$

Y a su vez estos solo serán reflejados por el cristal sólo si el ángulo de incidencia satisface la condición:

$$\text{sen } \theta = \frac{n\lambda}{2d}$$

Esta es la Ley de Bragg y es muy importante, pues confirma la existencia de partículas a escala atómica, proporcionando una técnica muy poderosa en la exploración de la materia.

6.3.2 Resultados

Con los resultados obtenidos a partir de los análisis de difracción de rayos X (DRX) en las muestras de roca caja y vena (Anexo 2), se puede observar que la distribución mineralógica dentro del túnel “El Trapiche” se encuentra de forma muy homogénea tanto en zona mineralizada como en la zona estéril (tabla 3).

La roca encajante presenta la siguiente asociación mineral Cuarzo+Dolomita+Albita+Calcita+Moscovita; mientras que las venas hidrotermales que se encuentran en ella presentan una paragénesis Cuarzo+Albita+Carbonato (Mg).

Las zonas I y II no presentan variaciones mineralógicas significativas, pero se puede apreciar mejor la presencia de moscovita y montmorillonita en la zona I, es decir, la zona que presenta trituración.

Es posible observa en la asociación de minerales carbonáticos de las venas que estos presentan un mayor contenido magnesiano en la zonas cercanas a la mineralización, es decir, la presencia de esmeraldas esta relacionado directamente con la presencia de dolomita y la ausencia de cuarzo.

ZONAS	MUESTRA	TIPO DE MUESTRA	MINERALES																									
			CALCITA	CALCITA	MAGNESITA	DOLOMITA	DOLOMITA	FERRICITA	ANKERITA	ARAGONITA	CUARZO	ALBITA	MOSCOVITA	ILLITA	CAOLINITA	MONTMORIL	PIRITA	FLUORITA	MAGNETITA	CRISTOBALITA	HEMATITA	GOETITA	SIDERTA	RUTILO	DIGENITA	WILLEMITA	GYPSUM	SPANGOLITA
ZONA II	LME040001	ROCA CAJA		X						X	X	X								X								
	LME040005	ROCA CAJA	X		X					X	X									X							X	
	LME040006	ROCA CAJA	X		X					X	X				X					X								
	LME040015	ROCA CAJA		X						X	X	X																
ZONA I	LME040016	ROCA CAJA	X		X				X	X	X			X												X		
ZONA II	LME040018	ROCA CAJA	X		X				X	X	X		X		X							X				X		
	LME040020	ROCA CAJA	X						X	X		X																
	LME040021	ROCA CAJA	X						X	X				X														
ZONA I	LME040022	ROCA CAJA	X		X				X	X		X		X						X			X					
	LME040024	ROCA CAJA		X	X				X	X	X				X													
	LME040025	ROCA CAJA	X		X				X	X	X															X		
	LME040026	ROCA CAJA	X		X				X	X	X									X								
	LME040027	ROCA CAJA	X						X	X	X			X						X		X						
ZONAI	LME040028	ROCA CAJA	X		X				X	X	X			X														
	LME040029	ROCA CAJA			X				X	X										X								
	LME040031	ROCA CAJA	X		X		X	X	X	X																		
	LME040032	ROCA CAJA	X		X				X	X																		
ZONA I	LME040035	ROCA CAJA		X	X				X	X	X			X						X								
	LME040036	ROCA CAJA		X					X	X	X			X												X		
	LME040037	ROCA CAJA	X		X				X	X	X			X	X											X		
	LME040038	ROCA CAJA	X		X				X	X	X			X												X		
ZONA I	LME040007	VENA	X		X			X	X																			
ZONA I	LME040012	VENA		X			X																					
ZONA I	LME040014	VENA		X		X		X	X																			
ZONA II	LME040033	VENA	X				X	X														X						

Tabla 3. Datos de DRX obtenidos en las muestras de roca caja y venas.

6.4 INCLUSIONES FLUIDAS (IF)

6.4.1 Consideraciones Previas

Las inclusiones fluidas con pequeños remanentes de fluidos atrapados en los minerales durante su cristalización o como producto de la cicatrización de fracturas posteriores a su Formación. Sus tamaños normalmente son menores a 1mm (oscilan entre 1 y 10 μ m), e inversamente proporcionales a su cantidad, a mayor cantidad menor tamaño.

El fluido atrapado puede ser líquido, vapor o sólido, la composición de las inclusiones incluye agua pura, salmueras de salinidad variable, gases, silicatos entre otros.

Hay muchas maneras de clasificar las inclusiones fluidas entre ellas una basado en el tiempo de Formación de la inclusión en el mineral hospedador (Roedder, 1984; Goldstein, 2003).

Según esta clasificación se puede distinguir inclusiones primarias, pseudos secundarias y secundarias (Figura 40).

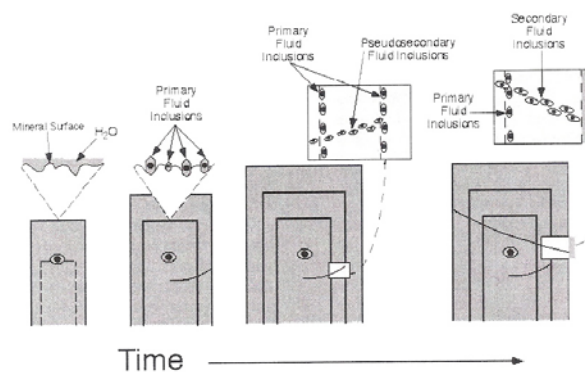


Figura 40. Representación esquemática mostrando la Formación de inclusiones primarias, secundarias y pseudos secundarias durante el crecimiento de un cristal. Tomado de Samsan, Anderson y Manshall, 2003).

Las primeras son aquellas que se forman durante el crecimiento del cristal y son producto del mismo (Figura 41).

Existen ciertos criterios que ayudan a identificarlas, entre ellos están la forma y orientación de la inclusión, inclusiones alargadas en dirección del crecimiento del cristal con bases planas y puntudas, inclusiones alineadas o agrupadas en zonas de crecimiento de los cristales, inclusiones grandes con relación al tamaño del cristal, entre otras.

Por otra parte, las inclusiones secundarias son atrapadas con posterioridad a la Formación del cristal, como producto de la cicatrización de fracturas que cortan todas las zonas de crecimiento del cristal. Estas inclusiones, a diferencia de las anteriores, se distinguen por su gran abundancia.

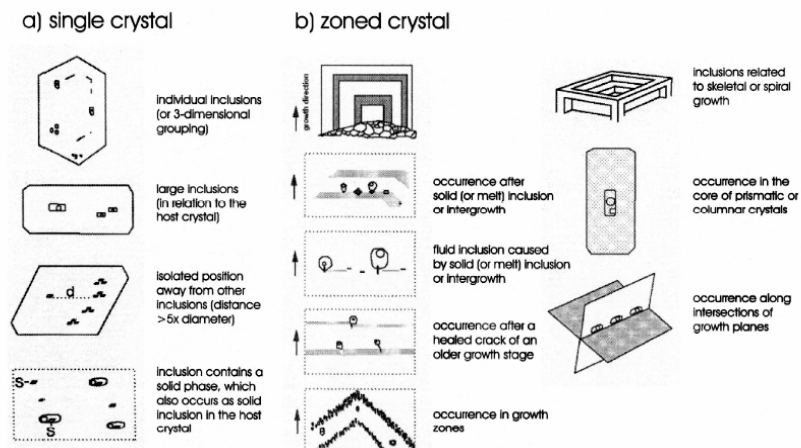


Figura 41. a) Criterio diagnóstico para clasificar inclusiones fluidas como primarias. (b) Diferentes ocurrencias de inclusiones fluidas primarias relacionadas con zonas de crecimiento. (Tomado de Van de Kerkhof y Heln, 2001).

Las inclusiones pseudosecundarias, tienen una Formación parecida a las secundarias diferenciadas en que las pseudosecundarias son seguidas de un crecimiento adicional del cristal.

Según Nash y Theodore (1971), las inclusiones fluidas se pueden clasificar según fases observables a temperatura ambiente en IF tipo I, II, III, IV y v (Figura 42).

Las IF tipo I, son inclusiones líquidas con una pequeña burbuja de vapor, en minerales hijos, formadas a partir de fluido subsaturado en sales (<26 % en peso de NaCl eq.) rica en H₂O (líquido). Estas inclusiones por lo general homogenizan a líquido durante el calentamiento.

Las IF tipo II, son inclusiones líquidas con una gran burbuja de vapor, sin minerales hijos. Los fluidos asociados a estas inclusiones son ricos en volátiles. Este tipo de IF por lo general homogenizan a vapor.

Las IF tipo III, son inclusiones polifásicas (líquido+vapor+sólidos), contienen uno o más minerales hijos y están relacionadas con fluidos saturados en más de un >26% peso NaCl eq. Estas inclusiones contienen fases sólidas a temperatura ambiente, tales como halita o silvita. Existen dos subtipos: uno subsaturado, el cual al ser calentado sufre la desaparición primero de la sal y luego de la burbuja y; otro de tipo saturado, el cual al calentarse desaparece primero la burbuja y luego la sal.

Las IF tipo IV, se caracterizan por presentar dos fases líquidas y minerales hijos. Estas inclusiones por lo general son ricas en CO₂, frecuentemente presentan dos fases líquidas: una rica en H₂O, otra rica en CO₂ líquido, CO₂ gaseoso y una o más fases sólidas.

Las IF tipo V, son inclusiones de CO₂ líquido y vapor, y sin minerales hijos. Contienen agua líquida, CO₂ líquido y una burbuja pequeña de vapor. Corresponden a un fluido subsaturado en sales y rico en CO₂.

La determinación de las temperaturas de los cambios de fases de las inclusiones fluidas durante el enfriamiento y el calentamiento es a lo que se le llama microtermometría.

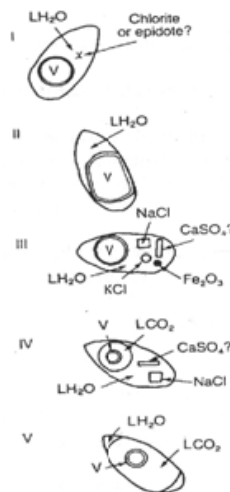


Figura 42. Esquema de los tipos de inclusiones fluidas según el número de fases presentes a temperatura ambiente L = Líquido. V = Vapor. Tomado de Nash y Theodore (1971).

Mediante los estudios microtermométricos, las inclusiones nos revelan datos claves de temperatura, presión, densidad y composición de los fluidos que dieron origen a estas rocas o las atravesaron. La temperatura se obtiene a partir del encogimiento diferencial entre el cristal y la inclusión fluida durante el enfriamiento de la misma desde su temperatura de atrapamiento hasta su temperatura de observación (Figura 43). Esta diferenciación hace que aparezca una burbuja en el fluido a temperatura ambiente, lo único que se

debe hacer es calentar la inclusión hasta que la burbuja desaparezca (temperatura de homogenización T_h). Los datos obtenidos pueden revelar información de la presión del ambiente en el momento del atrapamiento. Estos se calculan a partir de datos experimentales con fluidos similares, y aunque algunos solamente provean un rango de presión aun así esta información es muy valiosa. Las presiones varían desde cerca de la atmosférica hasta varios kilobares.

Las densidades son importantes para entender la circulación de los fluidos en la corteza terrestre y las inclusiones fluidas proveen el único dato directo que tenemos de estos fluidos.

Para hallar la composición hay métodos no destructivos usados para calcular cualitativa y cuantitativamente los componentes de una inclusión fluida a partir de la caracterización de su comportamiento a bajas y altas temperaturas.

La composición más abundante corresponde a un líquido de baja viscosidad que contiene una burbuja de vapor de volumen usualmente menor al líquido cuando se ve a temperatura ambiente, el líquido normalmente es agua con menos del 10 wt % en solutos, aunque varían entre 50 y 0 wt %. Los solutos consisten en cantidades mayores de Na, K, Ca, Mg, Cl, SO_4 , y otros componentes en menor cantidad. Varios iones individuales pueden ser predominantes aunque los mas abundantes son el Na y Cl. El CO_2 como líquido o gas no es raro y puede ser abundante y el CH_4 esta presente en muchas inclusiones.

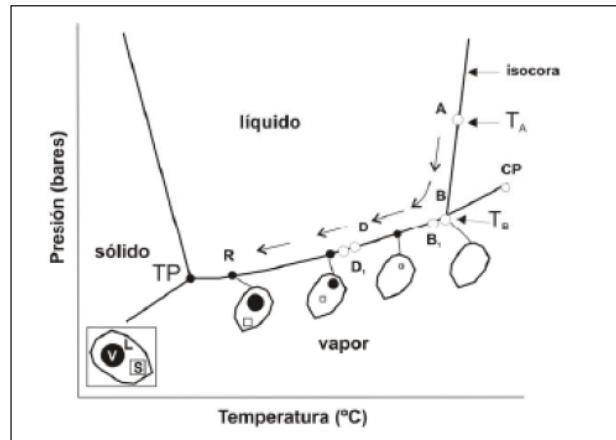


Figura 43. Diagrama de fase que muestra la isocora de una IF trifásica desde su atrapamiento como fluido homogéneo hasta los cambios de fase durante su exhumación. R: temperatura ambiente, L: líquido, V: vapor, S: sólido. Tomado de Shepherd et al. (1985).

Antes de que cualquier grupo de IF pueda ser usado para estudiar la evolución termal o química de un sistema geológico se debe tener la certeza que las inclusiones hayan atrapado un fluido representativo del momento en que se formó la inclusión y que no haya sido reequilibrado con posterioridad.

Para que esto se cumpla las inclusiones deben cumplir con las siguientes condiciones establecidas en Roedder (1984):

1. Que las inclusiones atrapen una sola fase homogénea.
2. Que las inclusiones representen un sistema isocórico (volumen constante).
3. Que después del atrapamiento nada haya sido añadido o removido de la Inclusión.

Estas condiciones deben ser confirmadas durante la petrografía y las mediciones microtermométricas.

6.4.2 Resultados

Las muestras seleccionadas para el análisis de inclusiones fluidas corresponden a venas ubicadas en zonas donde se encontró presencia de esmeralda y en zonas estériles dentro de la zona I (Figura 44).



Figura 44. Distribución de las láminas usadas para el análisis de inclusiones fluidas.

6.4.2.1 Petrografía de las Inclusiones Fluidas

El estudio petrográfico de las distintas familias de IF presentes en las muestras analizadas se realizó siguiendo los criterios genético, morfológicos y número de fases presentes en cada una de las IF, descrito anteriormente (Tabla 4).

- Lamina LME040002

La lamina corresponde a una vena de calcita encontrada en el frente del túnel dentro de la zona I, la cual corresponde a rocas de aspecto masivo,

además esta vena corresponde a una vena de la familia I, es decir, se encuentran paralelas a la estratificación de la roca caja.

La petrografía de inclusiones fluidas de esta lamina mostró principalmente inclusiones polifásicas primarias compuestas por una salmuera que ocupa en promedio el 55 % del volumen de la inclusión, una burbuja de vapor que ocupa un 20 % del volumen y un cristal cúbico de halita que ocupa aproximadamente un 25 % del volumen, las inclusiones poseen formas variadas redondeadas con tamaños que varían entre las 3 y las 15 μm (Figura 45)

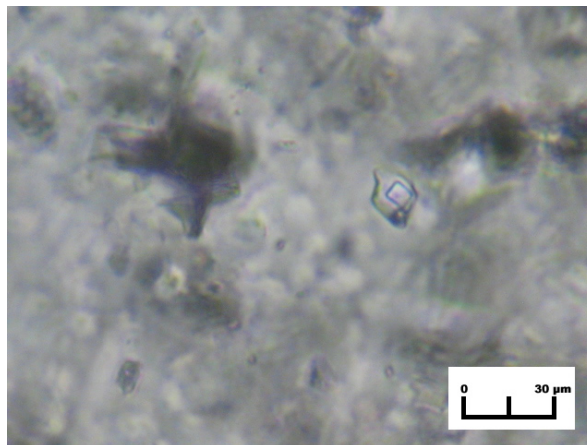


Figura 45. Fotografía de Inclusiones polifásicas con cristales hijos de halita en calcita en la lamina LME040002

- Lámina LME040009

Esta lámina corresponde a una vena de calcita, dolomita y esmeralda (Figura 46), tomada a 389 metros de la entrada principal del túnel dentro de la zona I, esta vena corresponde a la familia I.



Figura 46. Muestra de mano (LME040009).

Los análisis petrográficos de las inclusiones de las muestras de esta lámina arrojaron los siguientes resultados:

La petrografía de inclusiones permitió identificar las siguientes familias en la lámina: una familia de inclusiones primarias polifásicas con cristales hijos de halita (15%) (tipo III, según Nash y Theodore 1971) casi no visibles por que el índice de refracción de la esmeralda y la halita es el mismo en la esmeralda, los tamaños alcanzan las 80 μm (Figura 47) y presentan formas alargadas tabulares y burbujas oscuras no móviles ocupan un 10 % del volumen de la inclusión, mientras que la salmuera ocupa un 75%. La segunda familia esta compuesta por inclusiones secundarias polifásicas dispuestas a manera de estelas que llegan hasta el borde de la esmeralda, al parecer bifásicas no mayores a 4.8 μm .

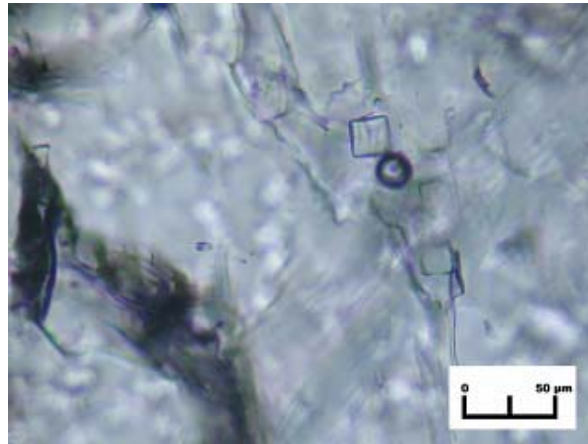


Figura 47. Fotografía de Inclusiones polifásicas con cristales hijos de halita en esmeralda en la lámina LME040009. Tomada a 50 x

Por otra parte la petrografía de inclusiones de esta lámina en calcita muestra inclusiones fluidas polifásicas con cristales hijos de halita tipo III, según Nash y Theodore (1971) distribuidas al azar por toda la muestra con tamaños entre 12 y 16.8 μm , en estas inclusiones el líquido ocupa un 50% aprox., mientras el vapor y el cubo de halita se reparten en partes iguales el restante volumen (Figura 48).

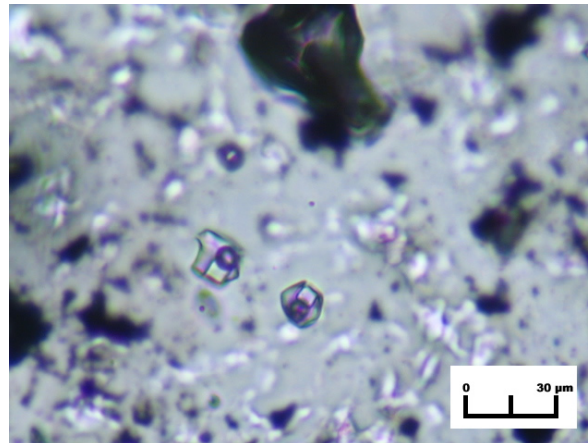


Figura 48. Fotografía de Inclusiones polifásicas con cristales hijos de halita en calcita en la lamina LME040009.

TIPO DE VENA	MUESTRA	MINERAL	FASES %			TIPO GENETICO	TAMAÑO μm	MOVIMIENTO BURBUJA
			L	V	S1			
Calcita	LME040002	Calcita	55	20	25	Primarias	Mar-15	Nulo
Calcita-dolomita esmeralda	LME040009	Esmeralda	75	10	15	Primarias	80	Nulo
			60	20	20	Secundarias	<48	Nulo
	LME040009	calcita	50	25	25	Primarias	12-16.8	Nulo

Tabla 4. Petrografía de las Inclusiones fluidas

6.4.2.2 Datos microtermométricos

El análisis microtermométrico presentó diversas dificultades, las cuales limitaron la cantidad de datos obtenidos, la mayor de ellas la alta densidad de la mayoría de las inclusiones fluidas (polifásicas con cristales de halita) que provocan su decrepitación antes de alcanzar su completa homogenización o de la fusión de la halita y la dificultad para congelarse (Tabla 5). Teniendo presente esta dificultad a continuación se presentan los resultados de las mediciones obtenidos en las inclusiones fluidas.

- Lamina LME040002

Los datos obtenidos en esta muestra de calcita son limitados por su alta tendencia a la decrepitación estas inclusiones presentan homogenización de la fase de vapor entre los 325 y los 341 °C, esta ocurrió antes de la disolución de la halita de la cual no se obtuvieron datos pues decrepitaron antes de que ocurriera, la decrepitación ocurrió entre los 307 y los 360 °C.

- Lamina LME040009

Las mediciones microtermométricas de las inclusiones polifásicas de la esmeralda mostraron una primera fusión detectable de la fase del vapor (T_{pfv}) entre los -77.9° C y los -57.2 °C lo que evidencia la presencia de algún componente además del CO₂, la salmuera presento temperaturas de primera fusión detectable entre los -56 y -50.2 °C lo cual indica la presencia de iones Ca⁺⁺, la inclusión mostró fusión de clatratos a los 20°C , y los datos de fusión de la halita obtenidos oscilan entre los 260 y 266.3 °C que equivalen a

salinidades entre 31.87 y 35.74 %w NaCl, sin embargo cabe resaltar que la gran mayoría de las inclusiones en la esmeralda decrepitaron por encima de los 280 °C y antes de la disolución de la halita lo que permite deducir que las salinidades están cerca de los 40 %w NaCl. Finalmente las inclusiones presentaron fuga y decrepitación antes de la homogenización, y las temperaturas de decrepitación varían entre los 150 y los 310 °C.

En esta misma muestra, la calcita que se encuentra en paragénesis con la esmeralda presenta inclusiones en las cuales la primera fusión detectable del líquido ocurrió entre los -56 y los -44.6 °C, marcando la presencia del ion Ca. Las temperaturas de fusión del hielo están alrededor de los -4.3 °C, y aunque no se detectó el CO₂ en el vapor la disolución de clatratos entre los 8.6 y los 10.1 °C evidencia la presencia del mismo. La fusión del cubo de halita algunas veces marcó la homogenización de la muestra fundiendo entre los 266 y 323 °C equivalentes a salinidades de 35,72 y 40.06 %w NaCl, y la homogenización total de las inclusiones u homogenización del vapor varía entre los 245 y los 327 °C las temperaturas de decrepitación de esta muestra oscilan entre los 240 y los 277 °C.

Mineral	Muestra	Tipo Genético	T _{pv} (°C)	T _{pL} (°C)	T _{fi} (°C)	T _{fh} (°C)	T _{hL} (°C)	T _d (°C)
Esmeralda	LME040009	Primarias	-77.9 a - 57.2	-56 a - 50.2	T _{fc} =20	200 a 266.3	292	150 a 310
Calcita		Primarias		-56 a - 44.6	-43 y T _{fc} =8.6 a 10.1	266 a 323	245 a 327	240 a 277
Calcita	LME040002	Primarias				T _{fh} >T _{hL}	325 a 341	307 a 360

Tabla 5. Datos de Microtermometría de las inclusiones fluidas. T_{pv}= primera fusión detectable del vapor, T_{pL} = primera fusión detectable del líquido, T_{fh} = temperatura de la fusión final de la hidrohalita, T_{fi} = temperatura de fusión final del hielo, T_{fh} = temperatura de fusión de la halita, T_h = temperatura de homogenización total del fluido, T_d = temperatura de decrepitación.

6.5 ANÁLISIS DE SÓLIDOS EN LAS INCLUSIONES FLUIDAS MEDIANTE SEM

6.5.1 Consideraciones Previas

El microscopio electrónico de barrido -SEM- es el mejor método adaptado al estudio de la morfología de las superficies. A diferencia de un microscopio óptico que utiliza fotones del espectro visible, la imagen entregada por el SEM se genera por la interacción de un haz de electrones que "barre" un área determinada sobre la superficie de la muestra.

La técnica esencialmente consiste en hacer incidir en la muestra un haz de electrones. Este bombardeo de electrones provoca la aparición de diferentes señales (Figura 49) que, captadas con detectores adecuados, nos proporcionan información acerca de la naturaleza de la muestra.

La señal de electrones secundarios proporciona una imagen de la morfología superficial de la muestra. La señal de retrodispersados una imagen cualitativa de zonas con distinto número atómico medio, y la señal de rayos X espectros e imágenes acerca de la composición de elementos químicos en la muestra.

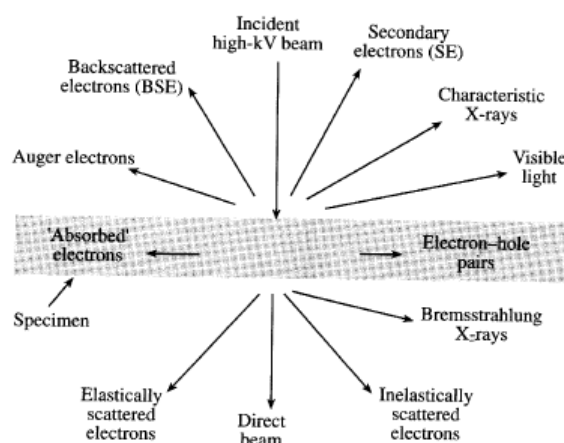


Figura 49. Interacción del haz de electrones con la muestra. Tomado de www.uned.es/cristamine.com

Electrones Secundarios: La señal de electrones secundarios es la que se emplea normalmente para obtener una imagen de la muestra. Es la señal que nos proporciona una imagen más real de la superficie que estemos estudiando, se considera un electrón secundario aquel que emerge de la superficie de la muestra con una energía inferior a 50 eV (electronvoltios), y un electrón retrodispersado el que lo hace con una energía mayor.

Electrones Retrodispersados: La señal de electrones retrodispersados está compuesta por aquellos electrones que emergen de la muestra con una energía superior a 50 eV (electronvoltios). Estos electrones proceden en su mayoría del haz incidente que rebota en el material después de diferentes interacciones

La intensidad de la señal de retrodispersados, para una energía dada del haz, depende del número atómico del material (a mayor número atómico mayor intensidad) Este hecho permite distinguir fases de un material de diferente composición química. Las zonas con menor Z se verán más oscuras que las zonas que tienen mayor número atómico. Esta es la aplicación principal de la señal de retrodispersados.

Microanálisis de Rayos X por Dispersión de Energías: La resolución espacial de los electrones secundarios es mucho mejor que la de los RX. Como resultado de esto, una característica de la muestra lo suficientemente grande para ser observada con la señal de secundarios puede no ser suficientemente grande como para contener todo el volumen de interacción del que emanan los RX. Con frecuencia, el haz de electrones al penetrar en la muestra causa la emisión de RX desde regiones de la superficie o de regiones cercanas, que tienen diferente composición que las del punto de incidencia del haz.

6.5.2 Resultados

Las muestras analizadas por medio de SEM corresponden a las muestra LME040002, LME040012 y LME04009, de las cuales la muestra LME040002 fue sometida a análisis petrográfico de inclusiones fluidas y microtermometría, de estas muestras se tomaron datos de los sólidos presentes en la inclusiones fluidas pertenecientes a minerales tales como calcita y esmeralda, los cuales arrojaron datos de composición química de dichos sólidos (Tabla 6).

ELEMENTO	LME040009% peso	LME040012 (1) % peso	LME040012 (2) % peso
CO ₂	13.02 %	26.11 %	63.46 %
CaO	82.22 %	6.91 %	7.15 %
TiO ₂			
Va ₂ O ₅			
Fe ₂ O ₃		48.83 %	1.75 %
Na ₂ O			
Cl ₂ O			0.37 %
K ₂ O			0.58 %
SiO ₂	4.76 %		24.51 %
MnO		18.15 %	
Al ₂ O ₃			2.18 %
	100%	100%	100%

Tabla 6. Contenido en porcentajes de la composición química de los sólidos analizados dentro de las inclusiones fluidas.

Con las exploraciones SEM de las inclusiones fluidas se pudo determinar la presencia de inclusiones sólidas (Figura 50), las cuales se encuentra un carbonato relacionado con sales o en algunas ocasiones con silicatos.

Los carbonatos que aparecen como cristales hijos tales como la calcita, la dolomita y la siderita (carbonato rico en hierro) se encuentran muchas veces cubiertos por finas capas de sales decrepitadas (CaCl₂, NaCl, KCl), detalle

que se tomó en cuenta a la hora de interpretar los resultados del espectrómetro. Otros elementos diferentes a los que forman los compuestos ya mencionados fueron también detectados, en sistemas composicionales más complejos como en el caso de la fengita o moscovita en las inclusiones de las muestras LME040012 (Tabla 7).

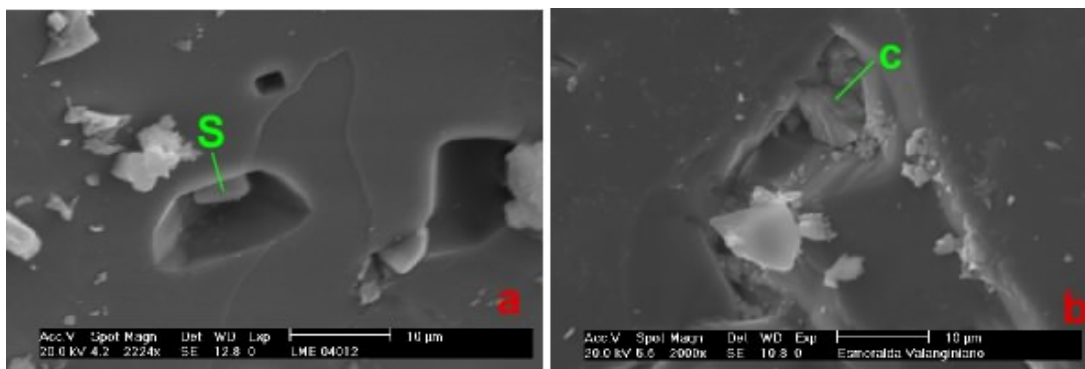


Figura 50. a) Microfotografía SEM de cristal hijo de siderita (S) en la muestra LME0420012 dentro de un cristal de calcita asociado a la esmeralda; b) Microfotografía SEM de cristal hijo de calcita (C) en una inclusión fluida dentro de un cristal de esmeralda de la muestra LME040009.

Formación	Mineral Hospedador	Muestra	Cristales Hijos	Cristales atrapados
Rosablanca	Esmeralda	LME040009	Calcita	Cuarzo, (Si, Al)
	Calcita	LME040012	Siderita, Calcita	Moscovita, (Si, Cu?)

Tabla 7. Datos obtenidos mediante análisis SEM.

6.6 ANÁLISIS DE VOLÁTILES MEDIANTE ESPECTROSCOPIA RAMAN

6.6.1 Consideraciones Previas

Tal como se resume en Mantilla *et al.* 1999, el efecto Raman es un fenómeno de dispersión de un rayo de luz, que tiene lugar en un medio material. La primera referencia sobre el efecto Raman, fue publicada en “Nature” en 1928

por Raman y Krisnan, donde se hizo referencia a las dispersiones inelásticas de la luz del sol en diversos líquidos.

Un espectro Raman es observado con la ayuda de un espectroscopio, dejando pasar una luz monocromática (como la producida por un láser) a través de un líquido, un gas o un sólido. En dicho caso se observa que además de las líneas espectrales del rayo incidente, aparecen otras líneas espectrales de mayor o menor frecuencia (Delhaye y Dhamelincourt, 1975), que han sido producidas por la pérdida o ganancia de energía de los fotones incidentes durante sus choques inelásticos con las moléculas de las sustancias sobre las que incide la luz (Figura 51).

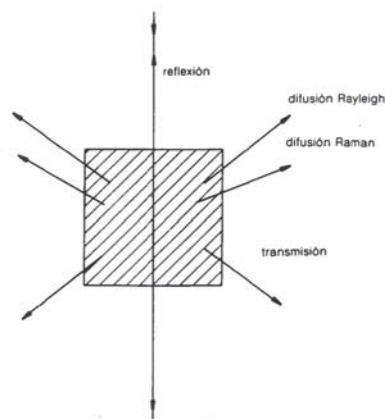


Figura 51. Esquema ilustrativo de los procesos de transmisión, reflexión y difusión de la luz por un medio material (Tomado de Mangas y Sierra, 1991).

En otras palabras, cuando interactúa un medio material con una luz monocromática, se puede producir fenómenos como la: absorción, reflexión, transmisión ó difusión en todas las direcciones del espacio de los fotones de la radiación de excitación (luz monocromática).

La mayoría de los fotones difundidos, no sufren cambios en la longitud de onda (difusión Rayleigh, elástica), mientras que otra parte de estos, presentan cambios en su longitud de onda respecto a la radiación de excitación (difusión inelástica, difusión Raman espontánea).

En el caso de ganancia de energía, por parte del fotón, el efecto es conocido como “Raman Anti-Stokes” ($h c (\nu_0 + \nu_i)$) y en el caso contrario (pérdida de energía) se le conoce como “Raman Stokes” ($h c (\nu_0 - \nu_i)$) (Figura 52). Donde $h c \nu_0$ es la energía del fotón incidente y ν_i representa los desvíos de la frecuencia, que son característicos del medio difusor y no dependen de la radiación de excitación. Es decir, ν_i representa las frecuencias de los modos de vibración de las estructuras poliatómicas presentes en la muestra excitada (Mangas y Sierra, 1991; Touray *et al.*, 1985; McMillan y Hofmeister, 1988). Dado que las líneas de dispersión “*stokes*” son más intensas, son éstas, las que se utilizan en los estudios de caracterización composicional de las especies químicas presentes en una muestra geológica determinada; una inclusión fluida en este caso.

Los desvíos “Raman” ($\Delta\nu$ en cm^{-1}) de las especies más comunes en las inclusiones fluidas, han sido estudiados en diferentes trabajos, tal como se resume en la Tabla 8.

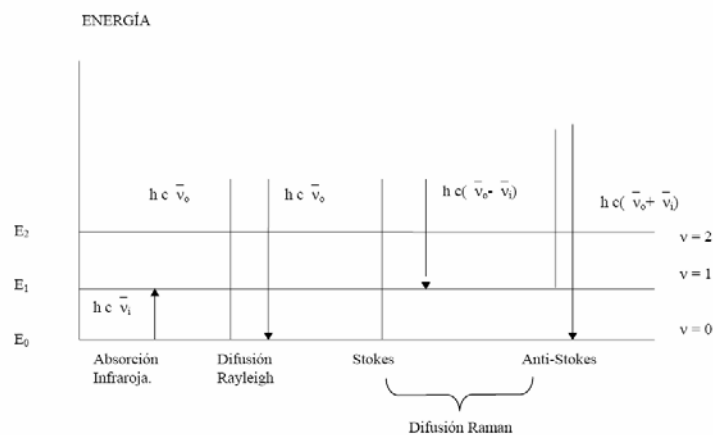


Figura 52. Diagrama ilustrativo del efecto vibracional Raman (modificado de Touray *et al.*, 1985).

El montaje que permite hacer un estudio de identificación de especies químicas, mediante efecto Raman, debe contener esencialmente: una fuente de luz (láser principalmente), un soporte para las muestras microscópicas o macroscópicas, filtros ópticos, detectores (mono o multicanal), un ordenador

para registrar los espectros y una impresora para imprimirlos (Burke, 1994; Ronchi y Bény, 1997) (Figura 53).

Actualmente, con carácter comercial, existen dos tipos principales de espectrómetros Raman: *Jobin Yvon (Longjumeau)* y *Dilor (Lille)*.

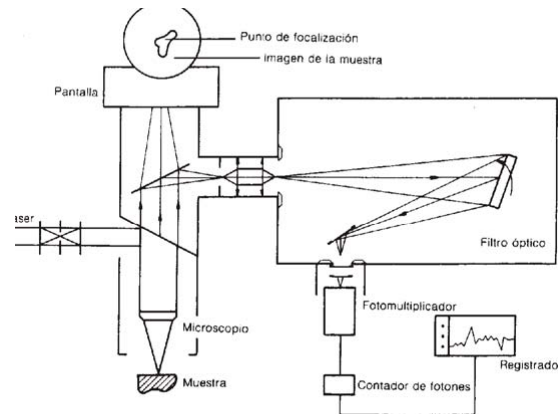


Figura 53. Esquema ilustrativo de un equipo microsonda Raman (Tomado de Mangas y Sierra, 1991).

Como fuentes de luz monocromáticas (láser), usualmente utilizadas por estos equipos, en estudios de microespectroscopía Raman, tenemos las siguientes:

- a) Fuentes tipo Ar (argon ion gas láser); siendo la más utilizada por su alta potencia y estabilidad. Las longitudes de onda más comunes en este tipo de estudios son: las de 488 nm (azul), 514,5nm (verde) ó las de 457,9 nm (violeta).
- b) Fuente He-Ne, en longitudes de onda de 647,1 nm, la cual por su alta potencia sirve especialmente en casos de una fuerte fluorescencia en las regiones del azul o del verde.
- c) Fuente tipo Nd-YAG LASER, con longitudes de onda de 1064 o 1350 nm, especial cuando se requiere de alta potencia.

Especie	Δv	Referencia
H ₂ O vapor	3657	Chou <i>et al.</i> (1990) y Dubessy <i>et al.</i> (1992)
H ₂ O liquido	3219	Chou <i>et al.</i> (1990) y Dubessy <i>et al.</i> (1992)
CH ₄	2917	Kerkhof Van den, (1987) y Larsen <i>et al.</i> (1992)
H ₂ S	2611	Bény <i>et al.</i> , 1982 y Kerkhof Van den, 1991
H ₂ S en agua	2590	Bény <i>et al.</i> (1982) y Dubessy <i>et al.</i> (1992)
H ₂ S liquido	2580	Bény <i>et al.</i> (1982) y Dubessy <i>et al.</i> (1992)
N ₂	2331	Andersen <i>et al.</i> (1989,1993) y Darimont <i>et al.</i> (1988)
¹² CO _{2v1}	1285	Garrabos <i>et al.</i> (1980) y Kerkhof Van den y Olsen,(1990)
2v2	1388	
¹³ CO _{22v2}	1370	Rosasco <i>et al.</i> (1975) y Dhamelincourt <i>et al.</i> (1979)
SO ₂	1151	Clocchiatti <i>et al.</i> (1983)
S _B	150-219-472	Bény <i>et al.</i> (1982)

Tabla 8. Valores Δv en cm^{-1} , de las especies más comunes en las inclusiones fluidas.

Entre las limitaciones existentes de la espectroscopia Raman tenemos:

- a) La fluorescencia, que enmascara los picos obtenidos, imposibilitando, por ende, el estudio de posibles componentes hidrocarburoados; b) La

superposición de picos tanto del mineral como de una sustancia determinada en las inclusiones fluidas; c) la imposibilidad de observar picos a partir de componentes monoatómicos; entre otros.

No obstante, el hecho mismo de poder adentrarnos en las particularidades composicionales de una inclusión fluida determinada, es lo que ha hecho que en los últimos años, esta herramienta de trabajo haya cobrado mayor utilidad en el estudio de las inclusiones fluidas.

6.6.2 Resultados

De las muestras recolectadas de las venas que cortan la Formación Rosablanca en el túnel “El Trapiche” se seleccionó la muestra LME040009, perteneciente a una vena de calcita-dolomita, en la cual se encontraban esmeraldas de baja calidad. El objetivo trazado durante el estudio de la muestra, fue determinar con mayor precisión los tipos de volátiles presentes en las Inclusiones Fluidas primarias en esmeraldas y carbonatos.

Los resultados aquí obtenidos, son de carácter cualitativo y no cuantitativo. La razón de esto, se debe a que el Laboratorio de Espectroscopia Raman, en el que se estudiaron las muestras, no cuenta con patrones de calibración para estudios concretos de inclusiones fluidas, como podría ser el caso de una mezcla de fluidos a una presión interna perfectamente conocida, tal como es recomendado hacer según Pasteris *et al.* (1988).

La determinación de cationes en disolución, analizable mediante el estudio de sus clatratos, no fue posible realizar, debido a que el equipo en cuestión no contaba con una platina enfriadora que permitiese dicho proceso.

La identificación de las especies presentes, se realizó una vez determinado el valor de ν , y correlacionado con aquellos valores expuestos en la Tabla 8, previo tratamiento de los espectros obtenidos, mediante el uso del programa *Spectra.Calc.*

En las inclusiones fluidas primarias, presentes en esmeraldas (IF L1+L2+ V+ S), se identificó claramente la presencia de CO₂ (Figura 54a) y N₂ (Figura 54b). Además se reconoció materia orgánica (Figura 54c).

Prácticamente la totalidad de las especies volátiles reportadas en la Tabla 8 fueron exploradas para establecer su presencia, pero solo se reconocieron las especies mencionadas.

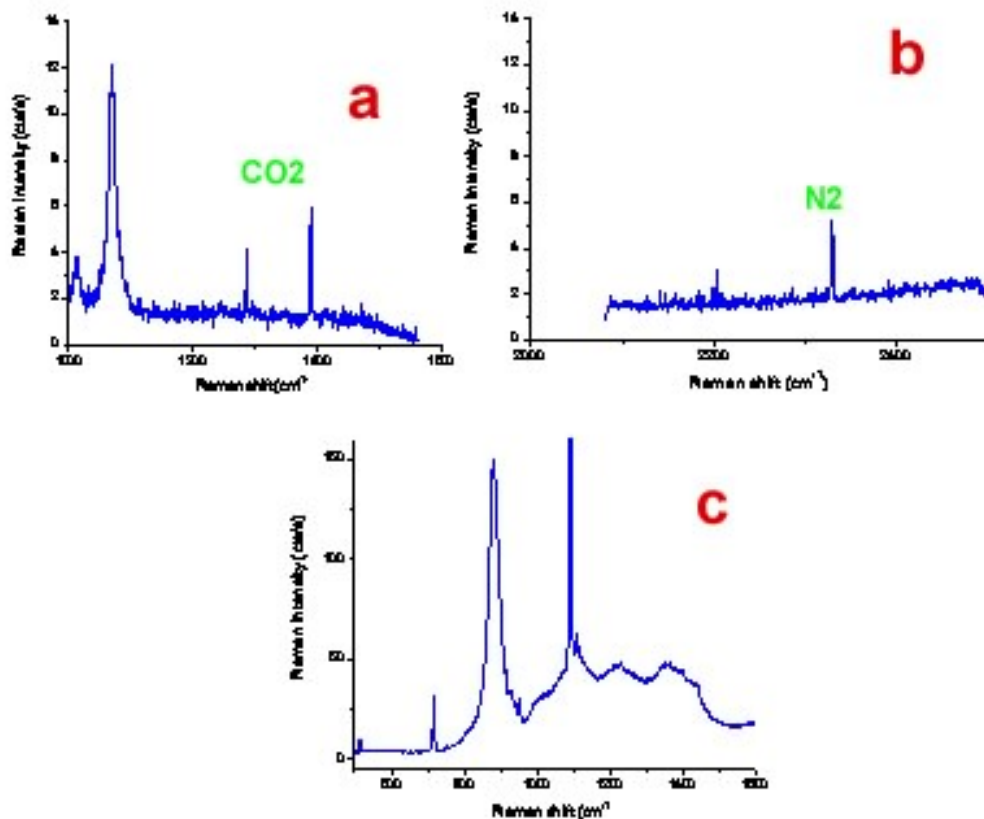


Figura 54. a) Espectro Raman del CO₂ (pico 1285 y 1388), b) Espectro Raman de N₂ (pico 2331), c) Espectro Raman de materia orgánica, identificados en las inclusiones fluidas primarias de las venas hidrotermales, muestra LME040009, túnel “El Trapiche”

Estos datos obtenidos nos indican la presencia de materia orgánica pirobituminosa, además de la presencia de N₂ y al mismo tiempo de CO₂, lo cual en conjunto es un buen indicador de la presencia de esmeraldas, de hecho se han encontrado venas con esmeraldas de baja calidad, esto indica a su vez que con más datos fundamentales se puede dirigir las

excavaciones hacia lugares donde las esmeraldas presentes una calidad más alta.

Paralelamente, en la tesis desarrollada por Gómez (2007) en el sector esmeraldífero Yacopí, en el túnel “Chirripay”, el cual no presenta mineralización alguna de esmeralda, se realizó análisis Raman a una de sus muestras representativas, la cual arrojó datos de materia orgánica posiblemente pirobituminosa presente, pero no se registró la presencia de N₂, y el pico del CO₂ no se muestra muy marcado.

Esto confirma que la presencia de materia orgánica bituminosa junto con volátiles como N₂ y el CO₂ son indicadores geoquímicos en la exploración de esmeraldas.

6.7 QUÍMICA MINERAL

6.7.1 Consideraciones Previas

Para obtener datos sobre la composición química de silicatos y carbonatos se realizó análisis por medio de la microsonda electrónica.

En los análisis a través de microsonda electrónica, el bombardeo de electrones sobre la muestra genera rayos X que son exhaustivamente analizados. Así, con la longitud de onda o la intensidad de las líneas en el espectro de rayos X, los elementos presentes pueden ser identificados y sus concentraciones estimadas. El uso de un haz de electrones muy finamente focalizado consigue seleccionar un área muy pequeña para ser analizada.

Los análisis cualitativos (identifican los elementos presentes) suponen la grabación del espectro mediante un espectrómetro de rayos X, por encima del rango de longitudes de onda o energías dentro de las cuales las líneas relevantes pueden estar presentes. Las líneas son identificables por referencia a las tablas y establecidas.

En los análisis cuantitativos, las intensidades de las líneas de rayos X de la muestra son comparadas con aquellas originadas por estándares de composición conocida. Las intensidades medidas requieren ciertas correcciones instrumentales, incluyendo la eliminación del fondo, de la que es origen principalmente el "espectro continuo" (fotones emitidos por electrones decelerados en colisiones con átomos). La composición en el punto analizado es calculada a partir de las intensidades, corregidas por la "matriz de correcciones", que tiene en cuenta los diferentes factores que gobiernan la relación entre intensidad y composición. Esto es lo que se aplica comúnmente en forma de correcciones ZAF (con factores de corrección separados dependientes del número atómico, de la absorción y de la fluorescencia)

Modos de operación:

Los electrones incidentes normalmente tienen una energía cinética de 10-30 KeV (un eV es la energía asociada con un cambio de 1 voltio en el potencial de un electrón), y penetra la muestra a una profundidad del orden de 1 μm , extendiéndose lateralmente a una distancia similar. Esto impone un límite inferior para el volumen analizado y por tanto para la resolución espacial. La mejora de la resolución mediante la reducción de la energía del electrón es generalmente impracticable ya que éstos deben poseer suficiente energía para conseguir una excitación eficiente de rayos X.

En los análisis de microsonda, el espectro de rayos X es grabado con un espectrómetro de dispersión de longitudes de onda (wavelength-dispersive spectrometers, WDS), o de dispersión de energía (energy-dispersive spectrometers, EDS). El primero utiliza un cristal difractor que actúa como un monocromador, seleccionando una longitud de onda cada vez, dependiendo del ángulo de incidencia de los rayos X.

Muchos instrumentos tienen dos o más espectrómetros con cristales que cubren diferentes rangos de longitudes de onda. Los espectrómetros de

energía dispersiva emplean detectores complementarios de rayos X en estado sólido y para algunos objetivos han reemplazado a los WDS. Los EDS graban el espectro completo simultáneamente, se analiza la altura del pulso electrónico para tipos de pulsos producidos en el detector de acuerdo con la energía de los rayos X.

La platina portadora de muestras aloja normalmente varias muestras y estándares. Las muestras son siempre redondas o rectangulares con dimensiones típicas del orden de 2 o 3 cm. Los patrones pueden ser montados individualmente o agrupados en soportes de tamaño normalizado. Se requiere que las muestras sean gruesas y estén pulidas, y que sean situadas en un sitio plano. Lo normal es fijar el foco del microscopio óptico acoplado y usar un fino ajuste de la platina en la dirección z para enfocar. Esto asegura que la posición de la fuente de rayos X es constante, lo cual es especialmente importante para espectrómetros de dispersión de longitudes de onda. En la actualidad, mediante ordenadores se controla la posición x e y, y los movimientos en z. Esto posibilita el análisis de un gran número de puntos sin intervención del operador, usando coordenadas previamente almacenadas.

6.7.2 Resultado

Para realizar el análisis de química mineral por medio de la microsonda electrónica se tomó la muestra LME040020, correspondiente a roca caja, la cual está compuesta por calcita, cuarzo, albita y materia orgánica.

De la muestra se tomaron datos en dos puntos (Figura 55), los cuales arrojaron los siguientes valores (tabla 9):

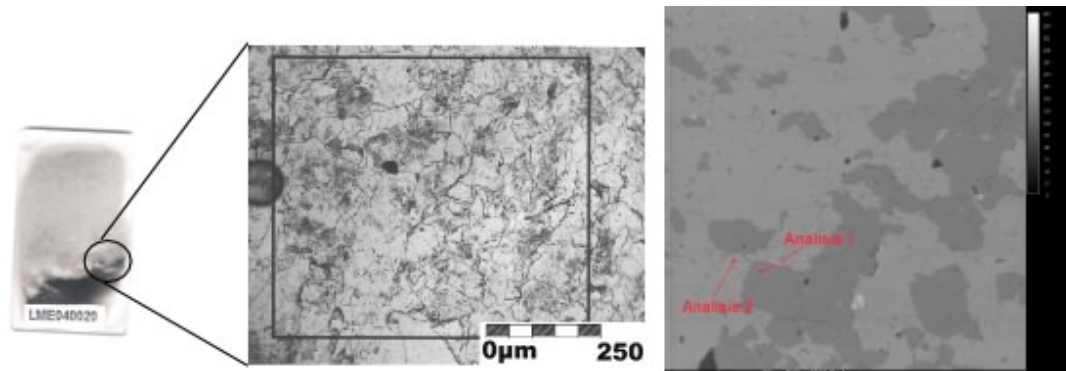


Figura 55. Puntos seleccionados para la determinación de la composición química de los minerales constituyentes de la roca. Las zonas más oscuras corresponden a silicatos, mientras que las zonas más claras corresponden a carbonatos (imagen derecha).

Análisis 1.Silicatos			Análisis 2, Carbonatos		
Elemento	Concen. (wt elem.)	Compnd% (wt oxide)	Elemento	Concen. (wt elem.)	Compnd% (wt oxide)
Na	8,7	11,7879	Mg	0,0315	0,0315
F	0	0	Ca	40,664	40,6
K	0,008	0,00964	Mn	0,0151	0,015
Ce	0	0	Sr	0,0026	0,0026
Si	32,24	68,98	Ba	0,0003	0,0003
Mg	0	0	Fe	0,0317	0,0317
Al	10,68	20,186	Pb	0	0
Ca	0,0017	0,00238	Nb	0,0008	0,0008
Sr	0	0	C	11,44	11,44
Cl	0	0	O	47,72	0
Fe	0	0			
Cr	0,0006	0,00088			
Ti	0,0023	0,00384			
Mn	0	0			
O	49,32				
	100,9526	100,97064		99,906	52,1219

Tabla 9. Valores de la composición de los análisis 1 y 2, correspondientes a silicatos y carbonatos respectivamente.

Con los datos obtenidos con la microsonda electrónica en cada uno de los puntos, se puede obtener la composición química de cada uno de los minerales por medio de sencillos cálculos para obtener su fórmula química (Tabla 10).

Los cálculos se realizaron tomando en cuenta un número de ocho oxígenos para los silicatos de tipo feldespatos plagioclasas, tendido en cuenta que en

la descripción petrográfica esta roca está compuesta por este tipo de mineral, además los valores arrojados dejan ver que este mineral esta compuesto principalmente por Na, Si y Al, composición que es típica de los feldespatos plagioclasas.

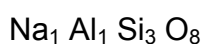
OXIDO	% EN PESO	PESO MOLECULAR	PROPORCION MOLECULAR	PROPRCION CATIONICA	# DE OXIGENOS	# DE CATIONESPOR 8 OXIGENOS
Na ₂ O	11,7879	61.08	0.1929	0.3858	0.1929	10011,0000
K ₂ O	0,0000010	94.20	1.02e-4	2.04e-4	1.02e-4	5,2937
SiO ₂	68,9813	60.08	1148,0000	1148,0000	2,2960	2979,0000
Al ₂ O ₃	20,1866	101.96	0.1979	0.3958	0.5937	10270,0000
CaO	2,40E-07	56.08	4.24e-5	4.24e-5	4.24e-5	1.10e ⁻⁴
Cr ₂ O ₃	1,00E-07	151,9900	5.789e-6	1.157e-5	1.736e-5	3.00e ⁻⁵
TiO ₂	4,00E-07	79,8900	4.806e-5	4.806e-5	9.612e-5	1,2471
Total	100,9558				3,0828	

Tabla 10. Cálculos para obtener la fórmula química de los silicatos analizados.

Para hallar el numero de cationes por cada ocho oxígenos multiplicó el valor del factor de oxígeno por la proporción cationica presente en cada uno de los óxidos encontrados en el punto.

Factor de Oxígeno: $8/3.0828 = 2.59499$

Teniendo en cuenta todo lo anterior, la fórmula química para el mineral analizado corresponde a:



Utilizando el programas sencillos de clasificación como el MINPET 2.0, se toma diagramas (Figura 56), ternarios de clasificación correspondientes a los

feldespatos, los cuales afirma que el mineral analizado corresponde a una albita

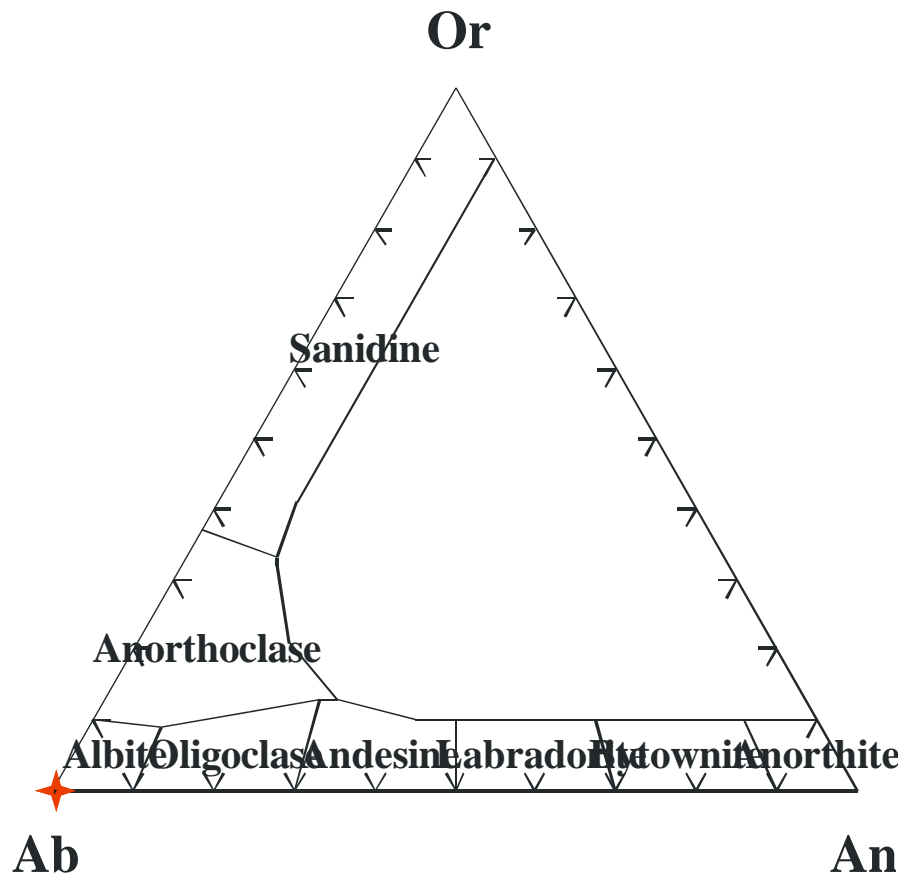


Figura 56. Nomenclatura de la serie de los feldespatos plagioclasas y los feldespatos alcalinos. (Según Derr, Howie y Zussman 1963).

El análisis 2 corresponde a un “pinchazo” realizado en la zona de carbonatos, los cuales arrojo los datos mencionados en Tabla 9.

De la misma forma que para los silicatos en los carbonatos se trabajo diagramas ternarios por medio del programa MNPET 2.0, para realizar la clasificación sistemática del mineral, donde se tomaron como vértices los catines de Ca, Mg y Fe (Figura 57).

Como se observa en la Tabla 9, el punto presenta un alto contenido de Ca, mientras que su contenido de Mg es muy bajo lo que indica inmediatamente que se trata de una calcita.

Esta calcita contiene elementos traza tales como Ba, Sr, Ng, Mn y el Fe también se presenta como un elemento traza (Figura 58).

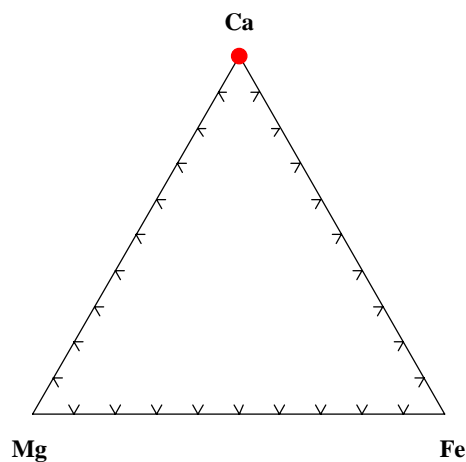


Figura 57. Diagrama ternario de clasificación de la solución sólida de los carbonatos en el sistema CaO-MgO-FeO-(CO₂)

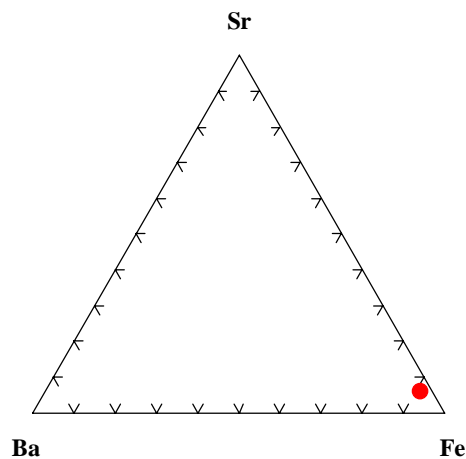


Figura 58. Diagrama ternario de los elementos traza de la calcita de la muestra LME040020.

Los resultados obtenidos con los análisis de química mineral de la muestra LME040020 para los silicatos analizados muestran que este pertenece a la serie feldespato plagioclasa, en este caso corresponde a una albita.

En el caso de los carbonatos este pertenece a una calcita pura.

Estos resultados no son representativos debido a que pertenecen a una de las muestras recolectadas dentro del túnel.

6.8 GEOQUIMICA ISOTOPICA

6.8.1 Consideraciones Previas

La abundancia media de las especies isotópicas ligeras analizadas, junto con el H son las más utilizadas en geología (Tabla 11). Estas constituyen una gran herramienta, porque forman parte de la mayoría de los fluidos geológicos y por lo tanto permiten su estudio directo y los procesos que estos involucran cuando interactúan con las rocas. Adicionalmente, son útiles en las tareas tanto de determinación de paleotemperaturas como de la fuente de elementos, así como en estudios de difusión y mecanismos de reacción en procesos geológicos.

ELEMENTO	ISOTOPO	% ABUNDANCIA
AZUFRE	³² S	95.02
	³³ S	0.75
	³⁴ S	4.21
	³⁶ S	0.02
OXIGENO	¹⁶ O	99.76
	¹⁷ O	0.037
	¹⁸ O	0.19
CARBONO	¹² C	99.89
	¹³ C	1.11
	¹⁴ C	~10 ⁻¹⁰

Tabla 11. Abundancia media de las especies isotópicas utilizadas en el presente estudio. Tomado y modificado de Recio y Subías (2002).

Las composiciones isotópicas, se reportan en términos de la diferencia de las relaciones isotópicas en el material analizado (por ejemplo $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ en un cuarzo analizado), respecto a un Standard determinado, (tabla 12) (utilizados en el presente estudio). Los valores se expresan en partes por mil (‰).

Dada la importancia de los conceptos 'Notación' y 'Fraccionación Isotópica', al igual que conocer los factores que controlan la composición isotópica de los minerales y su aplicación como geotermómetro, se hace la siguiente referencia:

Notación: La relación de los isótopos estables, se establece con relación a los estándares mencionados y se representa como un valor δ , el cual se calcula de la siguiente manera:

Sigla	Nombre	Utilidad
SMOW	Standard Mean Ocean Water	Utilizado para expresar el O y el H
PDB	Cretaceous belemnites of the Peedee Formation, en Carolina del Sur.	Utilizado para expresar la composición de Carbono y del Oxígeno en Carbonatos
CDT	Standard de la troilita (FeS) derivada del meteorito del Cañón del Diablo	Utilizado para la expresión de azufre

Tabla 12. Estándares de referencia utilizados en el estudio de los isótopos estables.

De este modo, si obtenemos valores de $\delta^{18}\text{O}$ de +10, esto quiere decir que la muestra está enriquecida en ^{18}O , con relación al estándar en 10 partes por cada 1000. Un valor negativo, significa que esta empobrecida. Similarmente se obtiene para las otras especies isotópicas analizadas.

Fraccionamiento isotópico: Un factor importante y determinante durante los estudios de isótopos estables, es: el Fraccionamiento Isotópico. Esta se define como la distribución desigual de las especies isotópicas de un

elemento, en dos o más fases, durante procesos de carácter físico, químico o biológico (Faure, 1986; López-Vera, 1991). Este fenómeno es explicable, teniendo en cuenta que los enlaces químicos son más débiles entre las especies isotópicas más ligeras y por lo tanto estas entran en reacción más rápidamente que aquellas de especies isotópicas más pesadas.

El fraccionamiento isotópico tiene lugar en la naturaleza de tres maneras:

- Reacciones de intercambio isotópico
- Procesos cinéticos
- Procesos físico-químicos, tales como la cristalización, difusión, fusión, evaporación y condensación.

La magnitud del fraccionamiento isotópico (Rollinson, 1993), entre dos fases, dos componentes o dos posiciones isotópicamente sustituidas, A y B, dentro de un simple componente, se expresa frecuentemente como el factor de fraccionación, α A-B.

$$\alpha \text{ A-B} = \left(\frac{{}^{18}\text{O}/{}^{16}\text{O}}{\text{A}} \right) / \left(\frac{{}^{18}\text{O}/{}^{16}\text{O}}{\text{B}} \right)$$

La relación entre α^{OX} A-B y $\delta^{18}\text{O}$ es:

$$\alpha^{\text{OX}} \text{ A-B} = \frac{1 + (\delta^{18}\text{O A}/1000)}{1 + (\delta^{18}\text{O B}/1000)} \sim 1 + \frac{(\delta^{18}\text{O A} - \delta^{18}\text{O B})}{1000}$$

Otra aproximación equivalente, es la siguiente:

$$1000 \ln \alpha \text{ A-B} \sim \delta^{18}\text{O A} - \delta^{18}\text{O B}.$$

Factores que controlan la composición isotópica de los minerales: La composición isotópica de un mineral que se forma en equilibrio isotópico con el medio acuoso, es una función tanto de la temperatura de Formación como de la composición isotópica del agua. La presión tiene un efecto despreciable sobre la fraccionación de los isótopos de oxígeno entre las fases (Clayton *et al.*, 1975). También tiene influencia la salinidad.

Si se analizan aguas naturales (incluidos sistemas o paleosistemas hidrotermales), la composición de éstas depende en gran medida de su origen y de su historia. Por ejemplo, la composición de las aguas meteóricas son las que muestran más variación de todas; respecto a la latitud, los valores próximos a cero corresponden a aguas tropicales, mientras que las de aguas continentales de mayor latitud tienen valores de $\delta^{18}\text{O}$ entre -20 y -25 . Las aguas oceánicas actualmente presentan una $\delta^{18}\text{O} = 0\%$. Las aguas geotermales, generalmente se enriquecen en $\delta^{18}\text{O}$ debido al intercambio isotópico con las rocas continentales. Las aguas de Formación en las cuencas sedimentarias, presentan en ocasiones valores que representan estados intermedios entre las aguas meteóricas y aguas de mar. Las aguas metamórficas en términos generales presentan valores promedios entre $+3$ y $+25$ ($\delta^{18}\text{O}$) y; las aguas magmáticas definen valores entre $+5.5$ y $+9$ ($\delta^{18}\text{O}$).

Geotermometría de Intercambio Isotópico: Desde los trabajos de Urey (1947), donde se sugirió que el enriquecimiento de ^{18}O en el carbonato cálcico con relación al agua de mar, dependía de la temperatura, se empezó a aplicar rápidamente este método para calcular las paleotemperaturas de los mares Cretácicos del hemisferio norte.

Actualmente existe toda una metodología para determinar paleotemperaturas a partir de varios pares minerales. Una fórmula general para tales cálculos, es la siguiente:

$$1000\ln\alpha_{\text{min1-min2}} = A(10^6/T^2) + B$$

Donde T , está en grados Kelvin y A y B , son constantes determinadas experimentalmente.

6.8.2 Resultados

Las muestras seleccionadas para el estudio de isótopos estables pertenecen a las muestras recolectadas durante el recorrido del túnel

El estudio de isótopos estables se realizó principalmente en material de relleno de venas compuestas por calcita, esmeralda, dolomita y ankerita, de las cuales se extrajeron muestras de mineral de calcita, dolomita y cuarzo, además se tomaron muestras de la roca caja, la cual es de composición calcárea, perteneciente a la Formación Rosablanca.

El estudio, básicamente pretende conocer los aspectos relacionados con el origen de los fluidos mineralizante, con énfasis en:

Establecer las diferencias de composición isotópica ($\delta^{18}\text{O}$, $\delta^{13}\text{C}$) entre los distintos materiales de rellenos de venas hidrotermales, principalmente los carbonatos y también los presentes también en la roca caja.

Determinar la composición isotópica y la procedencia de los fluidos hidrotermales.

Hacer estimaciones geotermométricas basadas en el intercambio isotópico entre minerales en aparente equilibrio textural.

En la Tabla 13 se presentan los datos obtenidos en el laboratorio de la composición isotópica del $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^{13}\text{C}$, correspondientes a muestras analizadas de calcitas, cuarzos, dolomitas y esmeraldas y así también como de roca caja total.

En la Figura 59 se presenta la población isotópica de los carbonatos, en la cual se aprecia que existen tendencias claras en las composiciones, es decir, se observa que los valores $\delta^{13}\text{C}$ presentan una variación que permite agruparlos en dos poblaciones isotópicas: una población de ligeros (Población A), según su composición isotópica $\delta^{13}\text{C}$ PDB, entre -7.4 y -5.05 y otra población un poco menos ligeros (Población B) isotópicamente $\delta^{13}\text{C}$ PDB, con valores entre -2.71 y -3.78. Con relación a la composición isotópica del $\delta^{18}\text{O}$ SMOW, esta no parece mostrar diferencias muy evidentes a primera vista, ya que todas las muestras analizadas presentan

composiciones $\delta^{18}\text{O}$ SMOW pesadas, las cuales oscilan en sus valores entre 16.77‰ y 22.1‰.

ZONA	Muestra	Mineral Analizado	$\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$	$\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$	$\pm 1\sigma$	$\delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}}$
ZONA II	LME040002	Cuarzo(vena)	22.1	~	~	~
		Calcita(vena)	21.5	-3	~	~
		M. orgánica RT (roca caja)	~	-25.3	0.08	~
ZONA II	LME040010	Cuarzo(vena)	22.1	~	~	~
		Calcita(vena)	20.3	-5.71	~	-10.29
		Dolomita(vena)	16.77	-5.05	~	-13.72
		Calcita RT (roca caja)	19.11	-3.24	~	-11.44
		M. orgánica RT (roca caja)	~	-22.96	0.3	~
ZONA II	LME040011	Calcita RT (roca caja)	20.53	-3.78		-10.07
		M. orgánica RT (roca caja)	~	-24.13	0.13	~
ZONA II	LME040012	Cuarzo(vena)	22.00	~	~	~
		Calcita(vena)	21.3	-2.71	~	-9.32
ZONA II	LME040040	Berilo(vena)	20.2	~	~	~
		Calcita1(vena)	20.37	-7.4	~	-10.22
		Calcita2(vena)	21.00	-6.49	~	-9.62
		M. orgánica RT (roca caja)	~	-21.69	0.06	~

Tabla 13. Datos de composición isotópica $\delta^{18}\text{O}$ SMOW y $\delta^{13}\text{C}$ PDB de las muestras analizadas (en ‰).

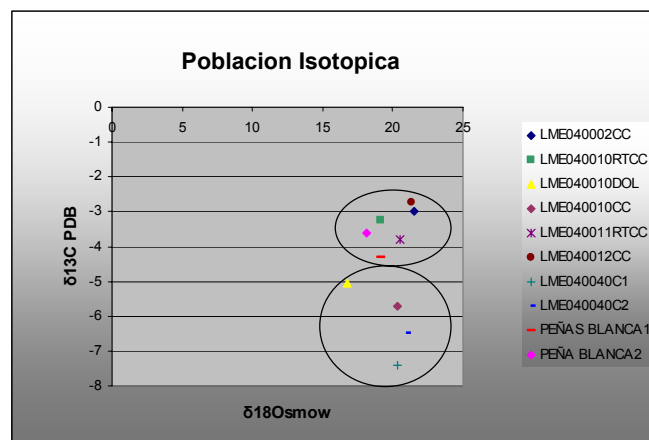


Figura 59. Proyección de las composiciones isotópicas de los carbonatos de las muestras recolectadas en el túnel "El Trapiche", según valores $\delta^{13}\text{C}$ PDB y $\delta^{18}\text{O}$ SMOW

La población A y B presenta valores $\delta^{13}\text{C}$ PDB isotópicamente ligeros, los cuales se encuentran dentro del rango establecido para los valores isotópicos de Carbono en calizas (Figura 60), lo cual indica que los fluidos mineralizantes atraparon el Carbono de la roca caja.

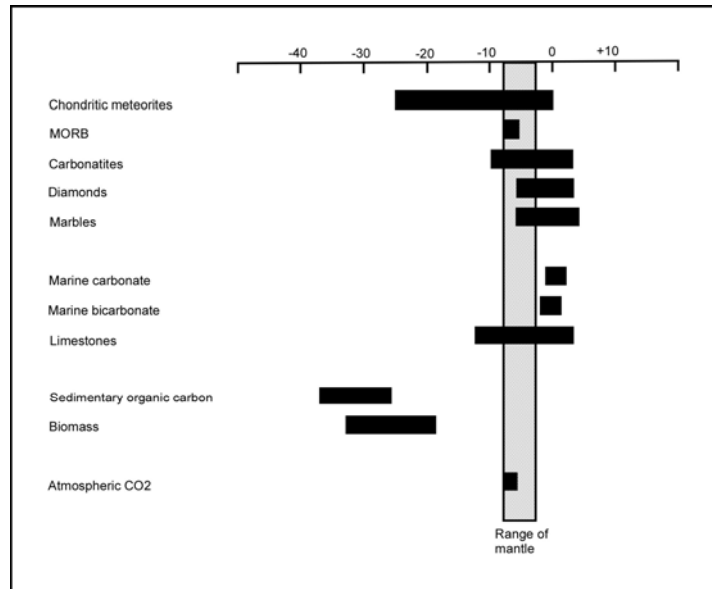


Figura 60. Reservorios naturales de $\delta^{13}\text{C}$. Rangos de valores naturales en muestras con relación al Carbono. Datos de Kerridge (1985), Exley et al (1986), Field y Fifarek (1986), Hoefs (1987) y Schidlowski (1987).

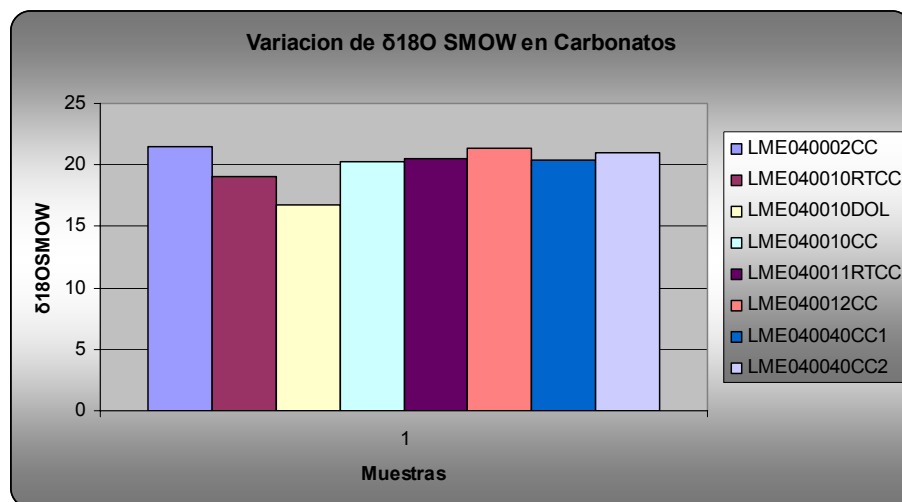


Figura 61. Histograma de la variación isotópica de $\delta^{18}\text{O}$ SMOW de los carbonatos en las muestras analizadas.

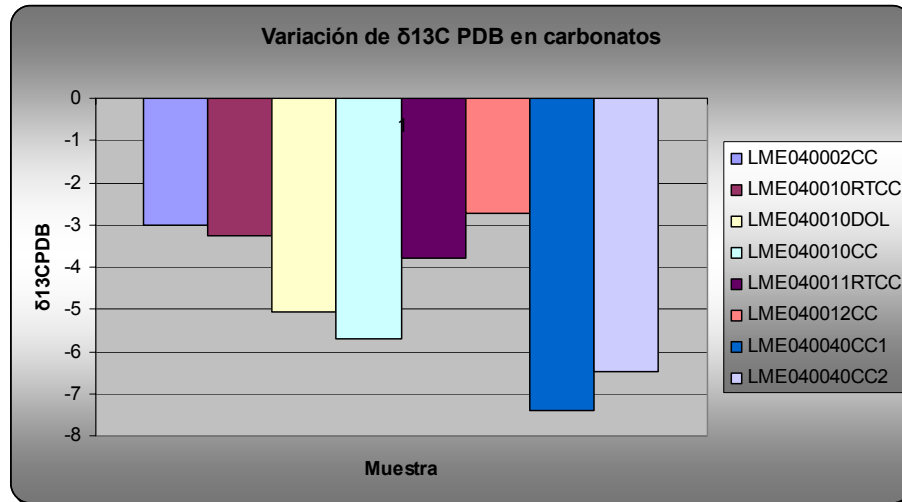


Figura 62. Comparación en la variación isotópica de $\delta^{13}\text{C PDB}$ en los carbonatos de las muestras analizadas.

Las Figuras 61 y 62, se observan las variaciones isotópicas comparativas de las muestras. En la Figura 61 vemos que la diferencia entre los valores de $\delta^{18}\text{O SMOw}$ no son marcadas, y presentan valores altos, entre los +17‰ a +21 ‰, sugiriendo un origen marino para estos carbonatos y un posterior reequilibrio isotópico del fluido mineralizador con las limolitas encajantes y probablemente aguas meteóricas.

En la Figura 62 se observan variaciones considerables de la composición isotópica de $\delta^{13}\text{C PDB}$, los cuales presentan valores relativamente ligeros. Las muestras LME040010 y LME040040 presentan valores isotópicos muy bajos entre -5‰ y -7‰ comparados con las demás muestras, teniendo en cuenta que en estas muestras de vena hay presencia de berilo.

6.8.2.1 Composición Isotópica del agua ($\delta^{18}\text{O H}_2\text{O}$) y CO_2 ($\delta^{13}\text{C CO}_2$) en equilibrio con los materiales analizados

Con el propósito de conocer la composición isotópica de los fluidos a partir de los cuales se formaron los materiales analizados, a una temperatura de referencia determinada, se realizaron algunos cálculos utilizando las ecuaciones que a continuación se mencionan.

La composición isotópica del agua ($\delta^{18}\text{O H}_2\text{O}$) en equilibrio con las calcitas y en equilibrio con el berilo fueron calculada según la ecuación propuesta por Zheng *et al.* (1999) y la ecuación de Zheng (1993), respectivamente.

De la misma manera la composición isotópica del agua ($\delta^{18}\text{O H}_2\text{O}$) en equilibrio con las dolomitas, fue calculada según la ecuación propuesta por Golyshev *et al.* (1981); T=100-650

La composición isotópica del agua ($\delta^{18}\text{O H}_2\text{O}$) en equilibrio con los cuarzo, fue calculada según la ecuación propuesta por Shiro & Sakai (1972); la cual esta calibrada para un rango de temperatura entre 195 y 573° C.

Para las composiciones isotópicas de CO_2 ($\delta^{13}\text{C CO}_2$), en equilibrio con las calcitas se realizó los cálculos con la ecuación propuesta por Ohmoto y Rye (1979), la cual esta calibrada para temperaturas menores a 600° C.

Estos cálculos fueron obtenidos mediante la utilización de programas simples directamente en la página de Internet: http://www.ggl.ulaval.ca/cgi-bin/isotope/generisotope_4alpha.cgi.

Para cada una de las muestras analizadas se realizó los cálculos de la composición isotópica de $\delta^{18}\text{O H}_2\text{O}$ y $\delta^{13}\text{C CO}_2$ entre los rangos de temperatura correspondientes a cada ecuación con el fin de generar un grafico representativo del comportamiento de la muestra.

- Muestra LME040010:

La muestra LME040010 corresponde a una vena compuesta principalmente por calcita y dolomita, la cual presenta una mineralización de berilo, la tabla 14 muestra los valores de las composiciones isotópicas de $\delta^{18}\text{O (H}_2\text{O)}$ y $\delta^{13}\text{C (CO}_2)$ en equilibrio con cuarzo, calcita y dolomita.

El la Figura 63 se puede observar que el cuarzo y la calcita se encuentran en equilibrio isotópico a una temperatura aproximada de 320-350°C, mientras que la dolomita se encuentra en desequilibrio isotópico con respecto al cuarzo y a la calcita, esto mismo se observa en la Figura 64 donde las

composiciones isotópicas de $\delta^{13}\text{C}$ (CO_2) de la calcita y dolomita se encuentra en desequilibrio.

T(°C)	cuarzo $\delta^{18}\text{O}(\text{H}_2\text{O})$	calcita $\delta^{18}\text{O}(\text{H}_2\text{O})$	dolomita $\delta^{18}\text{O}(\text{H}_2\text{O})$	calcita $\delta^{13}\text{C}(\text{CO}_2)$	dolomita $\delta^{13}\text{C}(\text{CO}_2)$
200	8,81	10,53	6,72	-5.9	-4.27
250	11,61	12,85	9,37	-7.01	-5.53
300	13,86	14,51	11,36	-7.72	-6.34
325	14,75	15,17	12,17	-7.96	-6.63
350	15,53	15,74	12,89	-8.15	-6.85
400	16,84	16,66	14,09	-8.38	-7.15
450	17,88	17,37	15,05	-8.48	-7.3
500	18,73	17,91	15,83	-8.48	-7.35
550	19,43	18,33	16,47	-8.41	-7.31

Tabla 14. Valores de las composiciones isotópicas de $\delta^{18}\text{O}$ (H_2O) y $\delta^{13}\text{C}$ (CO_2), en equilibrio con calcita y dolomita.

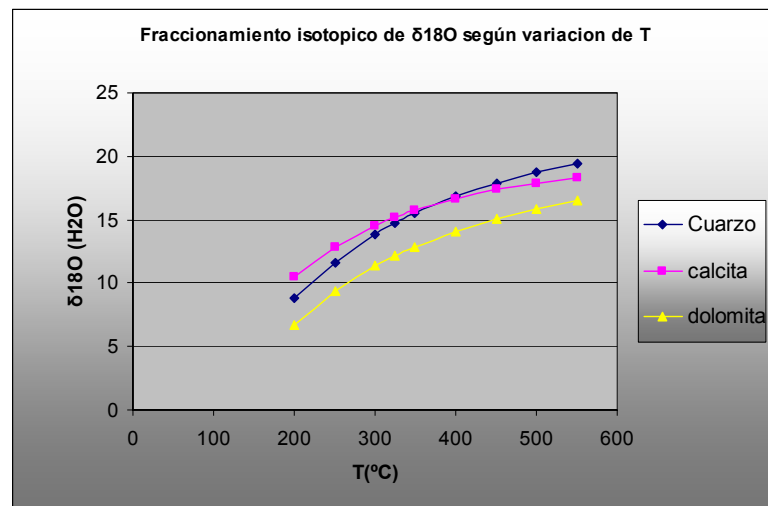


Figura 63. Fraccionamiento isotópico del H_2O en equilibrio con cuarzo, calcita y dolomita en la muestra LME040010 correspondiente a una vena dentro de la zona II.

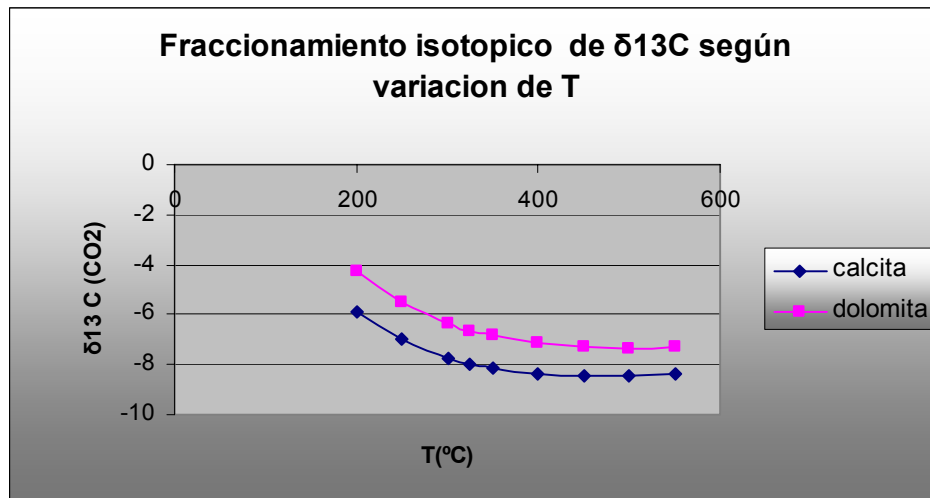


Figura 64. Fraccionamiento isotópico del CO_2 en equilibrio con calcita y dolomita en la muestra LME040010.

▪ Muestra LME040012

La muestra LME040012 corresponde a una vena de calcita-dolomita paralela a la estratificación, la cual no presenta mineralización alguna de berilo, es decir, se encuentra en una zona estéril, cuyos valores calcita $\delta^{18}\text{O}$ (H_2O) y cuarzo $\delta^{18}\text{O}$ (H_2O) en un rango de temperatura de 200° C-400° C, se presentan en la tabla 15.

T(°C)	calcita $\delta^{18}\text{O}(\text{H}_2\text{O})$	cuarzo $\delta^{18}\text{O}(\text{H}_2\text{O})$
200	11,53	10,47
250	13,85	8,15
300	15,51	6,49
325	16,17	5,83
350	16,74	5,26
400	17,66	4,34
450	18,37	3,63
500	18,91	3,09
550	19,33	2,67

Tabla 15. Valores de las composiciones isotópicas de $\delta^{18}\text{O}$ (H_2O) en equilibrio con calcita y cuarzo.

Como se observa en la Figura 65, la calcita y el cuarzo se encuentran en equilibrio isotópico, pero a diferencia de la Figura 63, donde también se

encuentran en equilibrio isotópico la curva correspondiente al cuarzo presenta un comportamiento descendente, además se observa que el punto de temperatura de equilibrio en la muestra LME040012 (200°C), es menor que en la muestra LME040010, (320-350°C aproximadamente).

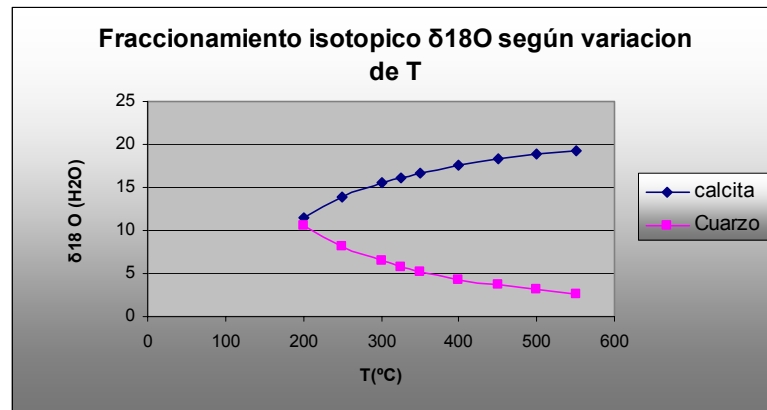


Figura 65. Fraccionamiento isotópico del H₂O en equilibrio con calcita y cuarzo en la muestra LME040012.

- Muestra LME040040

Los valores de las composiciones isotópicas para el berilo y la calcita en un rango de temperatura determinado se encuentran expresados en la tabla 16.

T(°C)	Berilo $\delta^{18}\text{O}(\text{H}_2\text{O})$	calcita $\delta^{18}\text{O}(\text{H}_2\text{O})$
200	17,33	10,6
250	18,92	12,92
300	19,98	14,58
325	20,38	15,24
350	20,71	15,81
400	21,2	16,73
450	21,53	17,44
500	21,76	17,98
550	21,9	18,4
600	21,99	18,74
650	22,03	19

Tabla 16. Valores de las composiciones isotópicas de $\delta^{18}\text{O}$ (H₂O) en equilibrio con calcita y berilo.

Luego de realizar los gráficos correspondientes (Figura 66), se observa que el berilo se encuentra en desequilibrio isotópico con la calcita.

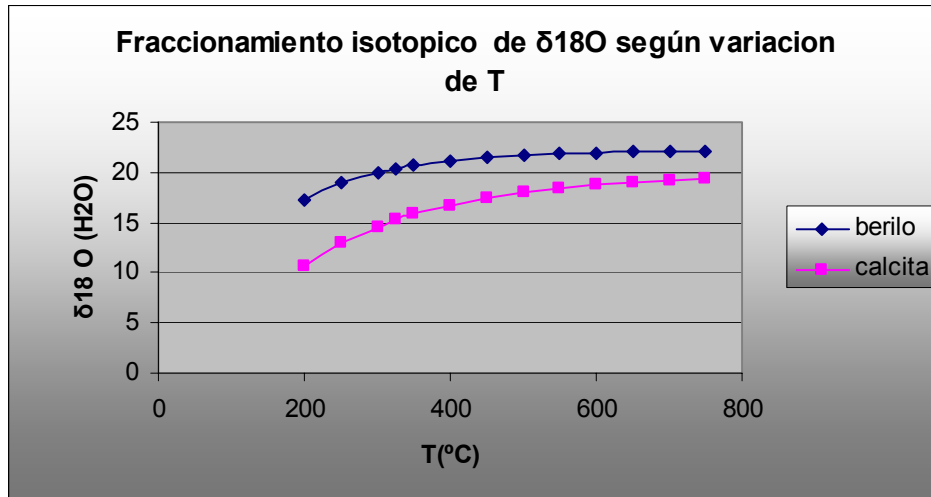


Figura 66. Fraccionamiento isotópico del H₂O en equilibrio con calcita y berilo en la muestra LME040040.

▪ Muestra LME040002

La muestra LME040002 corresponde a una vena de calcita-dolomita, paralela a la estratificación, encontrada en el frente de túnel, en donde hay ausencia de mineralización de esmeralda, la cual presenta los siguientes datos de composición isotópica para un rango de temperatura de 200 ° C a 550 °C.(tabla 17).

T(°C)	calcita δ ¹⁸ O(H ₂ O)	cuarzo δ ¹⁸ O(H ₂ O)
200	11,73	13,39
250	14,05	10,59
300	15,71	8,34
325	16,37	7,45
350	16,94	6,67
400	17,86	5,36
450	18,57	4,32
500	19,11	3,47
550	19,53	2,77

Tabla 17. Valores de las composiciones isotópicas de δ¹⁸O (H₂O) en equilibrio con calcita y cuarzo.

En la Figura 67 se observa que la calcita y el cuarzo alcanzan su punto de equilibrio isotópico a una temperatura aproximada a los 200°C

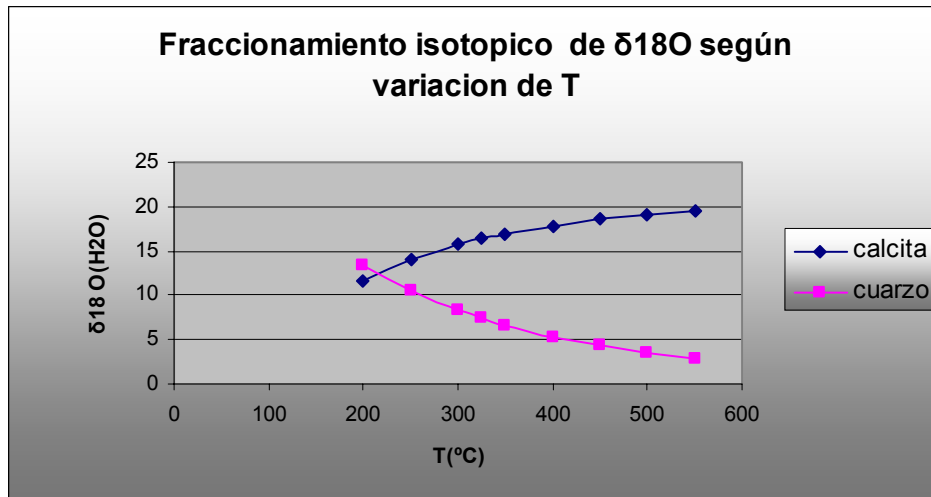


Figura 67. Fraccionamiento isotópico del H₂O en equilibrio con calcita y cuarzo en la muestra LME040002.

El origen del fluido mineralizante ha sido restringido por la composición de isótopos de hidrogeno de las inclusiones fluidas y el $\delta^{18}\text{O}$ H₂O calculado en temperaturas apropiadas de $\delta^{18}\text{O}$ carbonato de los carbonatos. Los fluidos están marcadamente enriquecidos en ¹⁸O con respecto a las aguas meteóricas. El $\delta^{18}\text{O}$ H₂O de los carbonatos del cinturón esmeraldífero occidental presenta menor enriquecimiento de ¹⁸O que en el cinturón esmeraldífero oriental (Giuliani *et al.*, 2000).

El enriquecimiento de ¹⁸O implica cambios sustanciales de isótopos de oxígeno ocurridos por intercambio con minerales ricos en ¹⁸O, como son los carbonatos, los minerales arcillosos o anhidrita, y relación fluido-roca probablemente baja.

En el trabajo realizado por Giuliani *et al.* (2000), en las zonas esmeraldíferos oriental y occidental, determina que las composiciones isotópicas $\delta^{18}\text{O}$ H₂O, son de $7.7\text{‰} < \delta^{18}\text{O}$ H₂O $< 12.8\text{‰}$, y $8.2\text{‰} < \delta^{18}\text{O}$ H₂O $< 17.8\text{‰}$,

respectivamente los cuales son típicos para aguas metamórficas o aguas desarrolladas en Formaciones sedimentarias.

En las rocas analizadas del túnel El Trapiche los valores de $\delta^{18}\text{O}$ H_2O aumentan a medida que se aumenta la temperatura (Tabla 18), pero sus datos siguen perteneciendo a los rangos antes mencionados.

T (°C)	$\delta^{18}\text{O}(\text{H}_2\text{O})$ LME040002 Calcita	$\delta^{18}\text{O}(\text{H}_2\text{O})$ LME040010 Calcita	$\delta^{18}\text{O}(\text{H}_2\text{O})$ LME040010 Dolomita	$\delta^{18}\text{O}(\text{H}_2\text{O})$ LME040012	$\delta^{18}\text{O}(\text{H}_2\text{O})$ LME040040	$\delta^{18}\text{O}(\text{H}_2\text{O})$ LME040040
250	14.05	12.85	9.37	13.85	12.92	13.55
300	15.71	14.51	11.36	15.51	15.58	15.21
325	16.37	15.17	12.17	16.17	15.24	15.87
350	16.94	15.74	12.89	16.74	15.81	16.44

Tabla 18. Comparación de los valores de $\delta^{18}\text{O}$ (H_2O) según la variación de la temperatura en cada una de las muestras analizadas.

7 CONCLUSIONES

El túnel 'El Trapiche', se localiza en el sector Esmeraldífero de Peñas Blancas en el municipio de San Pablo de Borbur (Boyacá), cortando rocas de la Formación Rosablanca (Valanginiano), especialmente su segmento inferior.

Con base en la fábrica de la roca, el tramo del túnel ha sido dividido en dos zonas: a) zona I, caracterizada por presentar calizas brechificadas, presencia de planos de anisotropía de carácter tectónico paralelos o ligeramente subparalelos a la estratificación de las capas y presencia ocasional de pliegues de dimensiones centimétricas; b) zona II, la cual se caracteriza por presentar una caliza cohesiva, con presencia de venas hidrotermales, especialmente concentradas hacia los límites con la zona I.

Los sectores al interior del túnel "El Trapiche", definidos como de tipo 'zona I', por lo general no presentan venas bien definidas y en los casos puntuales, éstas presentan una clara textura brechoide (fragmentos de la roca encajante), además presenta cuerpos hidrotermales en formas irregulares y bolsas. La mayor profusión de venas se confina hacia los extremos de esta zona, aunque mayoritariamente éstas se confinan en la zona II (próximo al límite con la zona I).

Los sectores considerados como de tipo 'Zona I', han sido interpretados como zonas de falla paralelas a la estratificación (tipo *decolement*), las cuales debieron servir de canales importantes para el escape de los fluidos mineralizantes. Estos debieron aprovechar los espacios dejados por el sistema rocoso (permeabilización del sistema a consecuencia del fracturamiento), para permear las rocas. Por esta razón, los fluidos rellenaron fundamentalmente los espacios dejados por la roca triturada creando así formas irregulares con relleno hidrotermal (bolsas). Por otro lado, en la zona

II, los fluidos lograron escapar por fracturas (inyección del fluido) o planos de anisotropía, formando venas hidrotermales (tanto paralelas a la estratificación como perpendiculares a ésta).

Los análisis mineralógicos y petrográficos, apuntan a que los sectores considerados de tipo 'zona I', presentan una mayor albitización, en comparación con los materiales rocosos observados en la zona II.

Los estudios de inclusiones fluidas permitió determinar que las inclusiones dentro de los minerales de calcita son polifásicas primarias, mientras que las inclusiones fluidas en esmeralda también presentan familias de inclusiones polifásicas secundarias con un alto contenido líquido. Los fluidos acuoso-salinos que rellenaron las venas, comprenden eventos que alcanzaron temperaturas de homogenización de la halita en un rango entorno a 260-270°C, en unas inclusiones y 325-341°C en otras.

En los registros Raman se identificó la presencia de N_2 y CO_2 en las inclusiones fluidas asociadas a la mineralización de esmeraldas (primarias y secundarias), además de contenido ocasional en materia orgánica.

Los valores de la composición isotópica del Oxígeno en carbonatos, apuntan a un agua pesada de origen metasedimentario asociada a la formación de estos precipitados hidrotermales, mientras que los valores isotópicos del Carbono sugieren la participación de materia orgánica oxidada.

Las temperaturas obtenidas por método indirecto para los minerales en equilibrio isotópico (cuarzo-calcita) para las muestras que contienen esmeralda es de 350-370°C, mientras que para aquellas muestras que no presentan esmeralda la temperatura es de aproximadamente 200-210°C.

8 RECOMENDACIONES

Se recomienda realizar un estudio detallado acerca de las características estructurales que controlan no solo las rocas dentro del túnel “El Trapiche”, sino a todo el sector Esmeraldífero Peñas Blancas.

Determinar las características de la zona en la que se encontraron las muestras que contenían mineralización de esmeraldas; debido a que a la fecha (agosto 2006), solo estaban realizando las excavaciones.

Efectuar un mayor número de mediciones de composición mineral para determinar las variaciones que se presentan a lo largo del túnel

Realizar los análisis de isótopos de Deuterio, en aras de que la determinación de la procedencia de los fluidos sea más precisa, ya que los criterios de clasificación de estos están determinados en función de la relación $\delta D - \delta^{18} O_{SMOW}$.

9 BIBLIOGRAFIA

ALBERST, J. P., *et al.*, (1983): Evaluación de los Recursos Minerales no-Combustibles de Colombia. Inf. del Proyecto Cooperativo INGEOMINAS – U.S.G.S. Edición preliminar. Publ. Geol. Esp. INGEOMINAS, No. 14-II. Págs. 1 – 55. Bogotá.

BEUS, A.A. y MINEEV, D. (1972): Some Geological and Geochemical Features of the Muzo-Coscuez Emerald Zone, Cordillera Oriental de Colombia. *Informe 1689*. INGEOMINAS, Bogotá.

BANK, D.A., GIULIANI, G., YARDELY, B.W.D. (2000). Emerald Mineralisation In Colombia: Fluid Chemistry and the Role of Brine Mixing. Pags 699-711.

CLAYTON, R. N., GOLDSMITH, J. R., KAREL, K. J., MAYEDA, T. K. & NEWTON, R. C., (1975): Limits on the Effect of Pressure on Isotopic Fractionation. *Geoch. Cosmochim. Acta*, 39. Págs. 1197 – 1201.

CHEILLETZ, A., GIULIANI, G., ZIMMERMANN, J. L., RIBEIRO-ALTHOFF, A. M. (1995). Ages, Geochemical Signaturas and Origin of Brazilian and Colombian emerald deposits: A Magmatic versus Sedimentary Model. *Mineral Deposits*. Págs. 569-572.

CHEILLETZ, A., FÉRAUD, G., GIULIANI, G y RODRÍGUEZ, C.T., (1991). $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ Laser-probe Dating of the Colombian Emerald Deposits: Metallogenic Implications. S.G.A. Meeting, 25 Years Anniversary, Nancy, Pags 373-376.

CHEILLETZ, A., GIULIANI, G. (1996). The Genesis of Colombian Emeralds: a Restatement. *Mineral Deposits*, Vol. 31, Págs. 359-364.

DELHAYE, M., DHAMELINCOURT, P., (1975): Raman Microprobe and Microscope With Laser Excitation. *J. Raman Spectrosc.* 3. Págs. 33 – 43.

FAURE, G., (1986). *Principles of Isotope Geology (Segunda edición)*, Edit. John Wiley & Sons. Pág. 589.

GEORESOURCES LTDA, INGEOMINAS. (2005). Levantamiento de Información Estratigráfica y Muestreo Paleontológico, Geoquímico e Isotópico en Secciones Estratigráficas en el Terreno del Cretácico Inferior del Sector Central de la Cordillera Oriental Sección San Pablo de Borbur-Coscuez (Boyacá).

GIULIANI, G., FRANCE-LANORD, C., CHEILLETZ, A., COGET, P., BRANQUET, Y. y LAUMOMNIER, B. (2000). Sulfate Reduction by Organic Matter in Colombian Emerald Deposits: Chemical and Stable Isotope (C, O, H) Evidence. *Economic Geology*, Vol. 95. Págs. 1129-1153.

GIULIANI, G., CHEILLETZ, A., RUEDA, F., FERAUD, G., FRANCE-LANORD, C. (1995). The Genesis of Colombian Emerald deposits: An Unique example of Beryllium Mineralization Developer in a Black Shale Environment. *Mineral Deposits*. Págs. 943-946.

GOLDSTEIN, R. y REYNOLDS, J. (1994): Systematics of Fluid Inclusions in Diagenetic Minerals, Semp short course 31. EPM Society for Sedimentary Geology. USA. 198 Págs.

HALL, M. (1976). *Mineralogía y Geoquímica de las Vetas Esmeraldíferas de Muzo, Departamento de Boyacá; con Implicaciones en la Prospección Futura de las Esmeraldas en Otras Partes de Colombia*. Bogota. Págs 1-326.

IDEAM, (2001): Instituto de Hidrología, Meteorología y Estudios Ambientales, Ministerio de Ambiente, Vivienda y Desarrollo, Bogotá D.C.

LÓPEZ VERA, F. (1991). Isótopos Estables Ligeros en el Estudio e Investigación de los Yacimientos Minerales. In: Lunar, R.; Oyarzun, R. (Eds.). Yacimientos Minerales: Técnicas de Estudio, Tipos, Evolución Metalogénica, Exploración (Parte 1). Ed. Centro de Estudios Ramón Areces. Págs. 147 - 177.

MANGAS, J., SIERRA, J. (1991). Las Inclusiones Fluidas: Métodos de Análisis e Interpretación. Págs 79-146.

MANTILA, L.C., UIS – INGEOMINAS (2006). Investigación Petrográfica y Geoquímica de las Sedimentitas del Cretácico Inferior (K1) y sus Manifestaciones Hidrotermales Asociadas; Planchas 169, 170, 189, 190 (Cordillera Oriental): Implicaciones en la Búsqueda de Esmeraldas. Informe Final. 234 Págs.

MAYA, M., BUENAVENTURA, J. y SALINAS R, (2004). Estado del Conocimiento de la Exploración de Esmeraldas en Colombia. Ministerio de Minas y Energía. INGEOMINAS. Bogotá. 90 Págs.

MCMILLAN, P. F. & HOFMEISTER, A. M., (1988): Infrared and Raman Spectroscopy. In: Hawthorne, F. C. Ed. Spectroscopic Methods in Mineralogy and Geology. Reviews in Mineralogy. Mineralogical Society of America. Vol.18. Págs. 99 – 159.

MORA, A. 2005, Modelo Geológico Integral y Potencial de Recursos del Territorio Colombiano. Cinturones Esmeraldíferos. INGEOMINAS, Bogotá.

NASH, J.T. y THEODORE, T. (1971). Ore Fluids in the Porphyry Copper Deposits at Cooper Canyon. Nevada. Economic Geology, N°66.

OHMOTO, H. & RYE, R. O. (1979). Isotope of Sulfur and Carbon, In Barnes, H. L. Ed., *Geochemistry of Hydrothermal Deposits*, John Wiley & Sons, Págs. 509-567.

O'NEIL, J.R., CLAYTON, R.N. AND MAYEDA, T.K. (1969). Oxygen Isotope Fractionation in Divalent Metal Carbonates. *J. Chem. Phys.* 51, Págs. 5547-5558.

OTTAWAY, T.; WICKS, F.; BRINDZIA, L.; KYSER, T. Y SOONER, E. (1994): Formation of the Muzo Hirothermal Emerald Deposit in Colombia. *Nature*, 369, Págs. 552-554

PASTERIS, J. D., WOPENKA, B., SEITZ, J. C., (1988): Practical Aspects of Quantitative Laser Raman Microprobe Spectrometry for the Study of Fluid Inclusions. *Geochim. Cosmochim. Acta.* 52. Págs. 979 – 988.

REYES, G., MONTOYA, D., TERRAZA, R., FUQUEN, J. y MAYORGA, M. (2006). *Memoria Geología Del Cinturón Esmeraldífero Occidental*. INGEOMINAS. Bogotá, 42 Págs.

RECIO, C. y SUBIAS, I. (2002). *Isótopos Estables Aplicados al Estudio de Depósitos Minerales*. Salamanca.

RODRÍGUEZ M, E. y ULLOA M, C E, (1994). *Geología de la Plancha 189 La Palma, escala 1:100.000*. Instituto de Investigaciones en Geociencias, Minería y Química. INGEOMINAS. 57 Págs.

ROEDDER, E. (1984). *Fluid Inclusions*. Mineralogical Society of America. USA. 644 Págs.

ROLLINSON, H., (1996): Using Geochemical Data: Evaluation, Presentation, Interpretation. Longman (ed.). Págs. 352.

SAENZ, L. D., (2005). Petrografía y Geotermometría de los Yacimientos de Esmeraldas de Peñas Blancas (San Pablo de Borbur, Boyacá). Universidad Nacional de Colombia. 20 pags.

SHEPHERD, T.J., RANKIN, A.H., ALDERTON, D.H.M., (1985). A Practical Guide to Fluid Inclusion Studies.

TOURAY, J. C., BENY-BASSEZ, C., DUBESSY, J., GUILHAUMOU, N., (1985): Microcharacterization of Fluid Inclusions in Minerals by Raman Microprobe. Scanning Electron Microscopy. I. Págs. 103 – 118

ULLOA, M. C. (1980). Ambiente Geológico de los Yacimientos Esmeraldíferos en Colombia. Boletín Sociedad Geológica del Perú, N° 65. Págs. 157-170.

VAN DE KERKHOFF, A. y HEIN, U.F. (2001). Fluid Inclusión Petrography. Lithos 55. Págs. 27-47.

ZHENG, Y. F. (1993). Calculation of Oxygen Isotope Fractionation in Anhydrous Silicate Minerals. Geochim. Cosmochim. Acta 57, Págs. 1079 – 1091.

ZHENG Y.-F. (1999). Oxygen Isotope Fractionation in Carbonate and Sulfate Minerals. Geochemical Journal, 33, Págs. 109-126.

Paginas WEB

<http://www.uma.es/scail/servicios/xrd/xrd.html>

<http://www.uned.es/cristamine/mineral/metodos/sem.htm>.

http://www.ggl.ulaval.ca/cgi-bin/isotope/generisotope_4alpha.cgi.

<http://www.ideam.gov.co/sectores/agri/segui.htm>