

**TIPOLOGÍA Y CONDICIONES DE FORMACIÓN DE LAS
MANIFESTACIONES HIDROTERMALES DEL SECTOR
ESMERALDIFERO “PEÑA COSCUEZ” (MUNICIPIO SAN
PABLO DE BORBUR, BOYACA)**

LAURA MILENA ORTEGA MEDINA

UNIVERSIDAD INDUSTRIAL DE SANTANDER
FACULTAD DE INGENIERIAS FISICO-QUIMICAS
ESCUELA DE GEOLOGIA
BUCARAMANGA

2007

**TIPOLOGÍA Y CONDICIONES DE FORMACIÓN DE LAS
MANIFESTACIONES HIDROTERMALES DEL SECTOR
ESMERALDIFERO “PEÑA COSCUEZ” (MUNICIPIO SAN PABLO
DE BORBUR, BOYACA)**

LAURA MILENA ORTEGA MEDINA

Proyecto de grado presentado como requisito para optar el título de Geóloga

Director:

Ph. D. LUIS CARLOS MANTILLA FIGUEROA

Codirector:

M. Sc. OSCAR MAURICIO CASTELLANOS ALARCÓN

UNIVERSIDAD INDUSTRIAL DE SANTANDER
FACULTAD DE INGENIERIAS FISICO-QUIMICAS
ESCUELA DE GEOLOGÍA
BUCARAMANGA

2007

DEDICATORIA

*A **DIOS**; fortaleza mía, roca mía, castillo mío, mi escudo, mi fuerza, quien ha iluminado mis noches, mis días y cada instante de mi vida.*

*A mis padres; **Carlos y Margarita** por su enseñanza basada en grandes valores, su ejemplo, compañía, apoyo incondicional y sobre todo su Amor.*

*A mis hermanos; **Carlos Alberto y Rocío**, compañeros, guías, ejemplo y amigos.*

*A mi novio; **Hernán Darío** por su compañía, paciencia, comprensión y amor.*

A todos ellos porque me han apoyado en mis decisiones y me han enseñado a no desfallecer ante los obstáculos y dificultades de la vida.

AGRADECIMIENTOS

Al profesor y director de tesis Luis Carlos Mantilla Figueroa por su colaboración, guía, orientación y sobre todo por su confianza al permitirme hacer parte de este gran proyecto.

Al grupo de INGEOMINAS; Germán Reyes, Jaime Mojica y Diana Montoya por compartir sus conocimientos y prestarme todo su apoyo y colaboración.

A la Universidad Industrial de Santander por permitirme hacer parte de su cuerpo estudiantil y prestar sus equipos e instalaciones para el desarrollo de este trabajo.

Al grupo humano que hace parte del grupo de Investigación MINPETGEO, especialmente al Geólogo Alejandro Silva por compartir conmigo su experiencia, conocimientos y brindarme su asesoría y amistad.

Al cuerpo docente de Geología por sus conocimientos.

Al Geólogo Oscar Mauricio Castellanos por la asesoría y amistad brindada durante toda mi carrera.

A mis amigos y compañeros especialmente a Liliana por su compañía y amistad durante toda la carrera y a Carolina por ser mi consejera y amiga de toda la vida.

A mis hermanos y novio por su apoyo, guía y amor.

A mis padres por su apoyo económico y moral en todo el proceso de mi vida.

A Dios por permitirme terminar satisfactoriamente una de mis metas.

CONTENIDO

1	INTRODUCCIÓN	1
2	OBJETIVOS	3
2.1	OBJETIVOS ESPECÍFICOS.....	3
3	METODOLOGÍA	4
3.1	FASE DE OFICINA	4
3.2	FASE DE CAMPO	4
3.3	FASE DE LABORATORIO.....	5
3.3.1	Microscopía.....	5
3.3.1.1	Microscopía óptica.....	5
3.3.1.2	Microscopía Electrónica	6
3.3.2	Microtermometría en IF	8
3.3.3	Difracción de Rayos X (DRX).....	10
3.3.4	Geoquímica de Isótopos Estables.....	12
3.4	FASE DE INTERPRETACIÓN DE DATOS.....	13
3.5	ELABORACIÓN DEL INFORME FINAL	13
4	GENERALIDADES DEL ÁREA.....	14
4.1	LOCALIZACIÓN.....	14
4.2	ASPECTOS GEOGRÁFICOS Y GEOMORFOLÓGICOS.....	15
4.3	CLIMA Y VEGETACIÓN	16
4.4	INFRAESTRUCTURA VIAL Y URBANA	16
5	ANTECEDENTES.....	17
5.1	ASPECTOS GEOLÓGICOS REGIONALES	17
5.2	ASPECTOS GEOLÓGICOS LOCALES	19
5.2.1	Arquitectura Estratigráfica.....	19
5.2.1.1	Formación Furatena (K1f - edad Valanginiano).....	20
5.2.1.2	Formación Muzo (K1m – edad Hauteriviano-Barremiano).....	22
5.2.1.3	Formación Capotes (K1c – edad Aptiano – Albiano Inferior).....	24
5.2.2	Aspectos Estructurales del Área de Estudio.....	25
5.2.3	Análisis Estructural del Sector Peña Coscuez.....	28
5.3	MODELOS GENÉTICOS DE LOS DEPÓSITOS ESMERALDÍFEROS EN EL CINTURÓN ESMERALDÍFERO OCCIDENTAL (COLOMBIA)	31
6	RESULTADOS.....	33
6.1	GENERALIDADES GEOLÓGICAS DEL SECTOR ‘PEÑA COSCUEZ’ 33	
6.2	TIPOS DE MANIFESTACIONES HIDROTERMALES	37
6.2.1	Consideraciones Previas.....	38
6.2.1.1	Mecanismos y procesos asociados a la formación de venas hidrotermales.....	38
6.2.1.2	Mecanismos y procesos asociados a la formación de brechas hidráulicas	43
6.2.1.3	Dolomitización.....	44
6.2.2	Tipología de venas	45
6.2.3	Tipología de Brechas.....	46

6.3	PETROGRAFIA	47
6.4	DIFRACCIÓN DE RAYOS X (DRX)	64
6.4.1	Consideraciones Previas.....	64
6.4.2	Resultados Obtenidos.....	66
6.5	INCLUSIONES FLUIDAS.....	66
6.5.1	Consideraciones Previas.....	68
6.5.2	Resultados Obtenidos.....	74
6.5.2.1	Petrografía de las Inclusiones Fluidas (IF).....	74
6.5.2.2	Datos microtermométricos en IF.....	76
6.6	ESTUDIO DE LOS SÓLIDOS EN LAS IF MEDIANTE EXPLORACIONES AL SEM	78
6.6.1	Consideraciones Previas.....	78
6.6.2	Resultados Obtenidos.....	80
6.7	ANÁLISIS DE QUÍMICA MINERAL	81
6.7.1	Consideraciones Previas.....	81
6.7.2	Resultados Obtenidos.....	83
6.7.2.1	Clasificación de carbonatos.....	86
6.7.2.2	Clasificación Química de las plagioclasas	90
6.7.2.3	Secuencia de cristalización de los minerales de relleno hidrotermal 92	
6.8	ANÁLISIS DE ISÓTOPOS ESTABLES	104
6.8.1	Consideraciones Previas.....	104
6.8.2	Resultados Obtenidos.....	108
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.....	111
7	CONCLUSIONES	114
8	RECOMENDACIONES	116
9	BIBLIOGRAFIA	117

LISTA DE FIGURAS

FIGURA 1	Aspecto del microscopio de luz transmitida marca NIKON, utilizado en el presente estudio. Laboratorio de Microscopía de la Escuela de Geología. UIS..	6
FIGURA 2	Aspecto de las Microsondas electrónicas, utilizadas en el presente estudio para análisis de química mineral. Microsonda JEOL del Centro de Microscopía Electrónica Luís Bru (Madrid, España) 2a. Microsonda Cameca MBX del Electrón Microprobe Laboratory en Arizona University (Tucson, Arizona, EE.UU) 2b. Esquema ilustrativo de los componentes de la microsonda Cameca 2c. .	7
FIGURA 3	Aspecto del equipo para análisis de Inclusiones Fluidas del laboratorio de microtermometría en la sede UIS-Guatiguará (Piedecuesta, Santander).	9
FIGURA 4	Aspecto del Difractómetro marca RIGAKU modelo D/MAX IIIB utilizado en el presente estudio. Laboratorio de DRX de la Escuela de Química de la UIS.	11
FIGURA 5	Esquema ilustrativo con la localización del sector Peña Coscuez. Tomado de Mantilla <i>et al</i> 2007.	14
FIGURA 6	Panorámica del sector conocido como Chacaro 6a, el cual es uno de los puntos más importantes en Colombia donde se comercializa esmeralda en bruto 6b.	15
FIGURA 7	Sección Tipo de la Formación Furatena sobre la carretable San Pablo de Borbur-Pauna. Tomado de Reyes <i>et al.</i> (2006).....	21
FIGURA 8	Sección Tipo de la Formación Muzo sobre la carretera San Pablo de Borbur-Pauna. Tomado de Reyes <i>et al.</i> (2006).....	24
FIGURA 9	Esquema del área del cinturón esmeraldífero occidental, donde se resaltan las principales fallas geológicas (Tomado de Reyes <i>et al.</i> , 2006). El punto verde indica la localización del sector Peña Coscuez.	26
FIGURA 10	Esquema del área del cinturón esmeraldífero occidental, donde se resaltan los principales pliegues. (Tomado de Reyes <i>et al.</i> , 2006). El punto morado indica la localización del sector Peña Coscuez.	27
FIGURA 11	Mapa estructural del sector Peña Coscuez. Tomado de Mora 2005 ..	29
FIGURA 12	Aspecto del sector Peña Coscuez, lugar donde se realizó el presente estudio.	33
FIGURA 13	Plegamiento característico de la zona 13a. Estratos verticalizados con venas paralelas a al estratificación 13b y13c.	34
FIGURA 14	Esquema ilustrativo de las zonas del Nivel 3 o trayecto superior y localización de las muestras recolectadas. Tomado y modificado de Mora (2005)....	35
FIGURA 15	Roca hidrofracturada con presencia de venas de gran longitud.....	36
FIGURA 16	Aspecto de un bloque de roca rodada, el cual muestra un pliegue apretado con hidrofracturas confinadas especialmente en el núcleo del pliegue.....	36
FIGURA 17	Esquema ilustrativo de la zona del Nivel 1 trayecto inferior y localización de las muestras recolectadas. Tomado y modificado de Mora (2005)....	37
FIGURA 18	Vena con relleno masivo 18a; Vena con relleno fibroso 18b. Tomado y modificado de Dunne y Hancock (1994).	39

FIGURA 19	Etapas progresivas de relleno, cristalización y textura resultante en venas. Relleno, cristalización y textura de crecimiento de venas bajo condiciones estáticas 19a; Relleno, cristalización y textura de crecimiento de venas bajo condiciones dinámicas 19b. Tomado de Wilson (1994).	40
FIGURA 20	Vena con crecimiento de tipo sintaxial 20a; Vena con crecimiento de tipo antitaxial 20b. Tomado de Dunne y Hancock (1994).	41
FIGURA 21	Tipo de crecimiento de relleno en venas fibrosas. Tomado de Passchier y Trouw (1998).	42
FIGURA 22	Fracturamiento y luego relleno 22a; Fracturamiento + Deslizamiento y luego Relleno 22b; Fracturamiento + Relleno y luego Deslizamiento 22c. Tomado de Petit <i>et al.</i> (1999).	42
FIGURA 23	Venas paralelas a la estratificación con espesores aproximados de 10-15 cm y de gran longitud 23a. Vena cruzando la estratificación con espesor aproximado de 1-2 cm y de poca longitud 23b.	46
FIGURA 24	Zona de Brechificación en la que se puede observar hacia la parte central (cerca al eje del sinclinal) un aumento de la brechificación, mientras que hacia alrededor va disminuyendo el tamaño de las brechas.	47
FIGURA 25	Localización de muestras estudiadas petrográficamente en el nivel superior y su relación con las estructuras de deformación del sector (Esquema base tomado de Mora, 2005).	49
FIGURA 26	Roca calcárea con presencia de venas de carbonato. Microfotografía en Nicoles paralelos 10X 26a. Microfotografía en Nicoles cruzados 10X 26b.	49
FIGURA 27	Lodolita calcárea laminada con venas de carbonatos paralelas y cruzando la laminación. Microfotografía en Nicoles paralelos 10X 27a. Microfotografía en Nicoles cruzados 10X 27b.	50
FIGURA 28	Vena de carbonatos. Microfotografía en Nicoles paralelos 5X 28a. Microfotografía en Nicoles cruzados 5X 28b.	51
FIGURA 29	Lodolita calcárea con laminación ondulosa continua. Microfotografía en Nicoles paralelos 10X 29a. Microfotografía en Nicoles cruzados 10X 29b.	52
FIGURA 30	Roca dolomítica con laminación ondulosa continua y presencia de venillas de carbonato. Microfotografía en Nicoles paralelos 10X 30a. Microfotografía en Nicoles cruzados 10X 30b.	54
FIGURA 31	Lodolita calcárea con laminación ondulosa continua en contacto con vena de carbonatos fibrosa. Microfotografía en Nicoles paralelos 10X 31a. Microfotografía en Nicoles cruzados 10X 31b.	55
FIGURA 32	Lodolita calcárea con laminación ondulosa continua y presencia de venillas de carbonato. Microfotografía en Nicoles paralelos 10X 32a. Microfotografía en Nicoles cruzados 10X 32b.	56
FIGURA 33	Lodolita calcárea con laminación ondulosa continua y presencia de venillas de carbonato. Microfotografía en Nicoles paralelos 10X 33a. Microfotografía en Nicoles cruzados 10X 33b.	58
FIGURA 34	Lodolita calcárea con laminación ondulosa continua y presencia de venillas de carbonato. Microfotografía en Nicoles paralelos 10X 34a. Microfotografía en Nicoles cruzados 10X 34b.	59

FIGURA 35	Figura 35. Lodolita calcárea con laminación ondulosas y presencia de venas de carbonato. Microfotografía en Nicoles paralelos 10X 35a. Microfotografía en Nicoles cruzados 10X 35b.....	60
FIGURA 36	Localización de muestras estudiadas petrográficamente en el nivel inferior y su relación con las estructuras de deformación del sector (Esquema base tomado de Mora, 2005).....	61
FIGURA 37	Vena de carbonato fibrosa en Nicoles cruzados 10X 37a. Lodolita calcárea con laminación ondulosa en Nicoles paralelos 10X 37b.	62
FIGURA 38	Lodolita calcárea con laminación ondulosa continua y presencia de venillas de carbonato. Microfotografía en Nicoles paralelos 10X 38a. Microfotografía en Nicoles cruzados 10X 38b.....	64
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	65
FIGURA 40	Localización de las muestras analizadas de Inclusiones Fluidas.	68
FIGURA 41	Representación esquemática mostrando la formación de inclusiones primarias, secundarias y pseudosecundarias durante el crecimiento de un cristal. Tomado de Samsan, Anderson y Manshall, 2003.....	69
FIGURA 42	Criterio diagnóstico para clasificar inclusiones fluidas como primarias 2a. Diferentes ocurrencias de inclusiones fluidas primarias relacionadas con zonas de crecimiento 2b.....	70
FIGURA 43	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.	71
FIGURA 44	Diagrama de presión en función de la temperatura del desarrollo de una inclusión fluida salina después de su atrapamiento en un mineral.....	73
FIGURA 45	Fotografía de Inclusiones polifásicas en cuarzo (izquierda) y la calcita (derecha) de la muestra LME038008.....	75
FIGURA 46	Fotografía de Inclusiones polifásicas en la calcita de la muestra LME038010	75
FIGURA 47	Fotografía de Inclusiones polifásicas en la calcita de la muestra LME038010	76
FIGURA 48	Interacción del haz de electrones con la muestra.....	79
FIGURA 49	Imágenes del SEM de cavidades de inclusiones con sólidos. a- Microfotografía SEM de cristal hijo de calcita (C) en la muestra LME038008.....	81
FIGURA 50	Esquema general de la técnica de microsonda. Tomado de http://www.uned.es/cristamine/mineral/metodos/sem.htm	82
FIGURA 51	Localización de las muestras para análisis químico del nivel superior	84
FIGURA 52	Localización de las muestras para análisis químico. Nivel inferior....	85
FIGURA 53	Mosaico en el que se observar la variación composicional.	86
FIGURA 54	Diagrama ternario para carbonatos de la lamina LME038051. Elementos mayores 54a. Elementos menores 54b	86
FIGURA 55	Diagrama ternario para carbonatos de la lámina LME038035. Elementos mayores 55a. Elementos menores 55b.	87
FIGURA 56	Diagrama ternario para carbonatos de la lámina LME038018. Elementos mayores 56a. Elementos menores 56b.....	87

FIGURA 57	Diagrama de anomalías para carbonatos de la lámina LME038018. Anomalía de Sr 57a. Anomalía de Ba 57b. Anomalía de Pb 57c.	88
FIGURA 58	Diagrama de anomalías para carbonatos de la lámina LME038035. Anomalía de Sr 58a. Anomalía de Ba 58b. Anomalía de Pb 58c.	89
FIGURA 59	Diagrama de anomalías para carbonatos de la lámina LME038051. Anomalía de Sr 59a. Anomalía de Ba 59b. Anomalía de Pb 59c.	89
FIGURA 60	Diagrama ternario para clasificación de Feldespatos muestra LME038051	90
FIGURA 61	Imagen 32 lámina LME038051. Se observa el contacto de la roca caja con la vena, y en las tablas se observa la variación composicional en ppm, los datos sombreados son de los elementos mas importantes, dejando ver su variación en cada mineral.	93
FIGURA 62	Imagen 35 lámina LME038051, se observa el contacto de una dolomita y calcita mostrando el cambio de la tonalidad debida al contenido de Mg, en las tablas se observa la variación composicional en ppm, los datos sombreados son de los elementos más importantes, dejando ver su variación en cada análisis.	94
FIGURA 63	Imagen 38 lámina LME038051. Contacto entre la roca caja y la calcita, este punto se encuentra en la parte media de la vena, en las tablas se observa la variación composicional en ppm, los datos sombreados son de los elementos más importantes, dejando ver su variación en cada mineral.	95
FIGURA 64	Imagen 40 lámina LME038051 se observan el contacto de la dolomita con la calcita , y en las tablas se observa la variación composicional en ppm, los datos sombreados son de los elementos mas importantes, dejando ver su variación en cada mineral.	96
FIGURA 65	Imagen 41 lámina LME038051, y en las tablas se observa la variación composicional en ppm, los datos sombreados son de los elementos mas importantes, dejando ver su variación en cada mineral.	97
FIGURA 66	Imagen 42 lámina LME038051 se observa el cuarzo detrítico dentro de la vena de calcita, en las tablas se observa la variación composicional en ppm, los datos sombreados son de los elementos mas importantes, dejando ver su variación en cada mineral.	98
FIGURA 67	Imagen 43 lámina LME038051 se observa el contacto de la roca caja con la vena, en las tablas se observa la variación composicional en ppm, los datos sombreados son de los elementos mas importantes, dejando ver su variación en cada mineral.	99
FIGURA 68	Imagen 44 lámina LME038051 se observa el contacto de la vena con la roca caja, en las tablas se observa la variación composicional en ppm, los datos sombreados son de los elementos mas importantes, dejando ver su variación en cada mineral.	100
FIGURA 69	Imagen 46 lámina LME038018 contacto de la vena con la calcita, en las tablas se observa la variación composicional en ppm, los datos sombreados son de los elementos más importantes, dejando ver su variación en cada mineral.	101
FIGURA 70	Imagen 47 lámina LME038035 contacto de la Albita con la vena al igual que contacto del Cuarzo con la vena, en las tablas se observa la variación composicional en ppm, los datos sombreados son de los elementos mas importantes, dejando ver su variación en cada mineral.	102

FIGURA 71	Poblaciones isotópicas	109
FIGURA 72	Reservorios naturales de $\delta^{13}\text{C}$. Rangos de valores naturales en muestras con relación al Carbono. Datos de Kerridge (1985), Exley <i>et al</i> (1986), Field & Ficarek (1986), Hoefs (1987) y Schidlowski (1987).....	110
FIGURA 73	Figura 73. Histograma de variación de $\delta^{13}\text{CPDB}$ en carbonatos.....	110
FIGURA 74	Histograma de variación de $\delta^{18}\text{OSMOW}$ en carbonatos	111
FIGURA 75	Fraccionamiento isotópico del H_2O en equilibrio con cuarzo y calcita en la muestra LME038010	112

LISTA DE TABLAS

TABLA 1.	Patrones de calibración de la platina de microtermometría THMS-600. Te= temperatura del punto eutéctico, Th= temperatura de homogenización.....	10
TABLA 2.	Especificaciones técnicas bajo las cuales se realizaron los análisis de DRX.	11
TABLA 3.	Clasificación de las venas de acuerdo al ambiente de deformación. Tomado de Petit <i>et al.</i> , (1999).....	43
TABLA 4.	Datos de DRX en el que se observa sombreado lo que ha sido denominado zona 1.	67
TABLA 5.	Petrografía de IF.....	74
TABLA 6.	Microtermometría de IF.....	77
TABLA 7.	Resultados de los análisis SEM.	80
TABLA 8.	Cálculo de la formula química de la Albita muestra LME038051	91
TABLA 9.	Cálculo de la formula química de la Albita muestra LME038035	91
TABLA 10.	Cálculo de la formula química de la Albita muestra LME038018	92
TABLA 11.	Abundancia media de las especies isotópicas utilizadas en el presente estudio.	105
TABLA 12.	Estándares de referencia utilizados en el estudio de los isótopos estables.	105
TABLA 13.	Muestras analizadas en el Cerro Coscuez y su composición isotópica	108
TABLA 14.	Valores de las composiciones isotópicas de $\delta^{18}O(H_2O)$ en equilibrio con calcita y cuarzo.....	113

RESUMEN

TÍTULO: TIPOLOGÍA Y CONDICIONES DE FORMACIÓN DE LAS MANIFESTACIONES HIDROTERMALES DEL SECTOR ESMERALDÍFERO “PEÑA COSCUEZ”, MUNICIPIO SAN PABLO DE BORBUR, DEPARTAMENTO DE BOYACÁ, COLOMBIA. *

AUTOR: Laura Milena Ortega Medina. **

PALABRAS CLAVES: Coscuez, Inclusiones Fluidas, Química Mineral, Isótopos Estables.

El presente estudio muestra un análisis de los datos obtenidos de petrografía, DRX, Inclusiones Fluidas, SEM e Isótopos Estables realizados a la roca caja, venas y brechas de la Formación Muzo en el sector esmeraldífero Peña Coscuez localizado en el municipio de San Pablo de Borbur al extremo occidental del departamento de Boyacá.

El sector peña Coscuez esta constituido por rocas lodolitas calcáreas laminadas con presencia de dos tipos de venas desde el punto de vista estructural: unas paralelas a la estratificación con espesores de 3 -10cm y longitudes de varios metros y otras perpendiculares o diagonales a la estratificación con espesores no mayores a 5 cm y longitudes de hasta 30cm. Estas venas se encuentran principalmente rellenas de calcita, Dolomita, Ankerita, Mg-Calcita, Y Cuarzo.

Dos zonas han sido reconocidas; mediante DRX y Química mineral. Zona 1 caracterizada por la presencia de pliegues invertidos presentando mineralogía de tipo Albita, Cuarzo, Muscovita (O Illita Muy Cristalina), Mg-Calcita; Ankerita, Dolomita, Hematita y \pm Calcita. Zona 2 caracterizada por plegamiento normal y mineralogía de tipo Albita, Cuarzo, Illita, Caolinita, Calcita, Dolomita Y \pm Mg-Calcita.

Basado en los análisis de microtermometría en Inclusiones Fluidas de venas y brechas se determino que la temperatura de homogenización de la Halita esta entre el rango de temperatura de 248-350°C y mediante análisis de Isótopos estables se estableció que la temperatura de equilibrio es de 320°C, y que los fluidos mineralizante atraparon el carbono de la roca caja.

* Tesis

** Facultad de Ciencias Físico-Químicas. Escuela de Geología. Director Luis Carlos Mantilla Figueroa

ABSTRACT

TITLE: TIPOLOGY AND CONDITIONS OF FORMATION OF THE HIDROTHERMAL MANIFESTATIONS OF THE EMERALD SECTOR OF COSCUEZ, MUNICIPALITY SAN PABLO DE BORBUR, DEPARTMENT OF BOYACA, COLOMBIA. *

AUTHOR: Laura Milena Ortega Medina. **

KEY WORDS: Coscuez, Fluid Inclusions, Mineral Chemistry, Stable Isotopes

The present study shows an analysis of the obtained data of petrography, DRX, Fluid Inclusions, SEM and Stable Isotopes carried out to the rock, veins and breccias of the Formation Muzo in the Emerald sector of Coscuez located in the municipality of San Pablo de Borbur to the western of the department of Boyacá.

The sector Coscuez is constituted by laminate calcareous rocks, mudstone with presence of two types of veins from the structural point of view: some parallel ones to the stratification with thickness of 3 - 10cm and longitudes of several meters and other perpendicular ones or diagonals to the stratification with thickness not bigger to 5 cm and longitudes of up to 30cm. These veins are mainly padded of calcite; dolomite; ankerite; Mg-calcite, and Quartz.

Two areas have been recognized; by means of DRX and Mineral Chemistry. Area 1 is characterized by the presence of invested fold presenting mineralogy as Albite, Quartz, Muscovite (or Illite Very Crsitaline), Mg-calcite; Ankerite, Dolomite, Hematite and Calcite. Area 2 is characterized by normal fold and mineralogy as Albite, Quartz, Illite, Caolinite, Calcite, Dolomite and Mg-calcite.

Based on the microthermometry analysis in Fluid Inclusions of veins and breccias it was determinated that the temperature of homogenization of Halite this among the range of temperature of 248-350°C and by means of analysis of stable Isotopes it was settled down that the equilibrium temperature is of 320°C, and that the mineral fluid caught the carbon of the rocks.

* Thesis

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

1 INTRODUCCIÓN

En Colombia el sector de mayor interés por producción de Esmeraldas se encuentra en la Cordillera Oriental (CO). En esta macromorfoestructura se delimitan dos grandes áreas denominadas cinturones Esmeraldíferos: el Oriental (Sector Chivor, Gachalá, Somondoco) y el Occidental (Sector Muzo, Coscuez y Peñas Blancas).

El sector esmeraldífero conocido mundialmente como Mina de Coscuez (Figura 1), se localiza en el Municipio de San Pablo de Borbur (Dpto. de Boyacá), y es uno de los principales distritos mineros del cinturón esmeraldífero Occidental de la Cordillera Oriental. Allí, las esmeraldas se explotan mediante minería subterránea y en menor medida mediante laboreo superficial. Una montaña en ese sector conocida como ‘Peñón de Coscuez’ (localizado en la vereda Coscuez), la cual se localiza frente a uno de los centros de comercialización de esmeraldas en bruto más importantes de Colombia, conocido como ‘Chacaro’, muestra perfectamente su litología, estructuras de deformación y demás rasgos geológicos, debido a la gran pérdida de su capa vegetal por actividad antrópica (debido a trabajos mineros). Aprovechando la facilidad que estas condiciones brindan para estudiar los distintos rasgos geológicos y sus relaciones de ese sector concreto (donde además se han extraído esmeraldas), se decidió desarrollar la presente tesis de pregrado ‘Modalidad Investigación’, la cual tiene por objetivo principal estudiar las distintas estructuras hidrotermales allí presentes, y su relación con la mineralización esmeraldífera.

Por otro lado, el estudio propuesto en éste trabajo de proyecto de grado se enmarca en un proyecto de investigación suscrito a finales del año 2005 entre el Instituto Colombiano de Geología y Minería (INGEOMINAS) y la Universidad Industrial de Santander (UIS), 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 ”.

La finalidad de este proyecto de Investigación es conocer los mecanismos y las condiciones que han generado los depósitos de esmeraldas, con el propósito de identificar criterios de exploración que permitan localizar nuevas áreas potenciales con este recurso. En ese mismo sentido, se enfoca el estudio planteado en el presente trabajo de proyecto de grado.

Desde el punto de vista geológico las rocas constituyentes del área de trabajo representan un registro de tiempo geológico de edad Hauteriviano - Barremiano pertenecientes a la formación Muzo. Entre sus rasgos geológicos más relevantes, se destaca la presencia de venas calcáreas paralelas y perpendiculares a la estratificación con diferentes tamaños de longitud y espesor; una zona dolomitita muy evidente por el tipo de algas que en ellas crecen (conocida por los mineros del área como ‘Flor de Ahuyama’) y zonas con fuerte plegamiento e hidrofracturamiento.

2 OBJETIVOS

Determinar los tipos y las condiciones a las cuales fueron formadas las manifestaciones hidrotermales en el sector esmeraldífero Peña Coscuez (Municipio San Pablo de Borbur, Boyacá).

2.1 OBJETIVOS ESPECÍFICOS

- Compilar y analizar la información geológica existente sobre el sector esmeraldífero de la vereda Coscuez (San Pablo de Borbur).
- Determinar las variedades litológicas del material sedimentario aflorante en la Peña Coscuez, mediante estudios petrográficos.
- Realizar análisis petrográfico y microtermométrico de inclusiones fluidas presentes en los materiales de rellenos de venas hidrotermales.
- Caracterizar genéticamente la procedencia de los paleofluidos asociados a las manifestaciones hidrotermales a partir del análisis de isótopos estables.
- Identificar los tipos de sólidos presentes en las inclusiones fluidas de algunas muestras concretas de venas hidrotermales, con ayuda de microscopía electrónica de barrido (SEM).
- Estudiar mediante la composición de la química mineral algunos precipitados hidrotermales de interés, en aras de contribuir al conocimiento de la evolución química del fluido hidrotermal mineralizante.
- Establecer a la luz de los nuevos datos las condiciones de formación de las distintas manifestaciones hidrotermales identificadas y su relación con los eventos generadores de esmeraldas.

3 METODOLOGÍA

El actual trabajo de investigación se planeó y desarrolló de manera esquemática en cinco etapas o fases, las cuales se enuncian y describen a continuación:

3.1 FASE DE OFICINA

Durante esta fase del proyecto, se realizaron trabajos previos de búsqueda de información existente sobre el área de interés, además se realizaron ejercicios de organización de las actividades a desarrollar durante las jornadas de campo. Básicamente, durante esta etapa se realizó una recopilación y análisis de la información existente para el área de estudio (mapas topográficos y geológicos, informes de estudios anteriores y publicaciones geológicas en general). Esto, con el fin de tener una idea de la geología regional y local. Por otro lado, se documentaron aspectos relacionados con la fisiografía y el clima del área de estudio. La búsqueda de esta información se desarrolló acudiendo a distintas fuentes: Biblioteca, bases de datos (GEOREF) y hemeroteca de las UIS; biblioteca del INGEOMINAS (sedes de Bucaramanga y Bogotá), Internet, entre otras.

Asimismo, durante esta se planificaron las actividades a realizar durante la etapa de campo.

3.2 FASE DE CAMPO

Durante esta fase se desarrolló el muestreo, toma de datos y fotografías de las unidades litológicas aflorantes y sus manifestaciones hidrotermales asociadas. Éste muestreo, centrado exclusivamente en el sector de la Peña Coscuez, se enfocó fundamentalmente hacia las manifestaciones hidrotermales presentes en las rocas de edad Hauteriviano – Barremiano, por ser en éstas rocas donde se hospeda la mineralización esmeraldífera.

3.3 FASE DE LABORATORIO

Durante esta fase se realizaron análisis de microscopía óptica y electrónica; microtermometría en Inclusiones Fluidas (IF); difracción de rayos x y geoquímica de isótopos estables. A continuación se hace una descripción más detallada de los equipos y las condiciones de medición en cada uno de éstos grupos de análisis.

3.3.1 Microscopía

Para separar manualmente minerales que se analizaron mediante geoquímica isotópica, como también para identificar y observar distintos aspectos tanto mineralógicos como morfológicos de algunas fases minerales, se utilizó una lupa binocular Carl-Zeiss de la Escuela de Geología de la UIS.

3.3.1.1 Microscopía óptica

Las secciones delgadas para estudios petrográfico y de inclusiones fluidas fueron realizadas en el laboratorio de preparación de muestras de la Escuela de Geología, siguiendo el procedimiento conocido para tal fin. El estudio petrográfico de las secciones delgadas obtenidas y toma de fotografías, se realizaron utilizando un microscopio de luz transmitida marca: NIKON (Figura 1), modelo: Eclipse-50i, incorporado con Cámara Digital modelo: DS-L1, localizado en el laboratorio de Microscopía de la Escuela de Geología de la UIS (sede principal). La información obtenida en estos análisis fue registrada en los formatos proporcionados por el INGEOMINAS, tal como se muestra en el Anexo 1 de petrografía.



FIGURA 1 Aspecto del microscopio de luz transmitida marca NIKON, utilizado en el presente estudio. Laboratorio de Microscopía de la Escuela de Geología. UIS.

3.3.1.2 Microscopía Electrónica

Microscopía electrónica de Barrido (SEM)

Los análisis SEM, fueron realizados en los laboratorios de INGEOMINAS sede Bogotá. En el que se utilizó un Microscopio Electrónico de Escaneo (SEM) en el que un rayo de electrones es enfocado sobre puntos muy pequeños de la muestra, permitiendo el estudio de detalles muy finos suministrando a la vez vistas detalladas de la morfología y un análisis semi-cuantitativo de los cristales que están dentro de la inclusión fluida.

Las muestras usadas en esta técnica deben tener un recubrimiento con un material eléctricamente conductor como el oro o el carbono.

Para estos análisis en particular se usó un microscopio electrónico de escaneo Philips modelo XL30ESEM equipado con un espectrómetro de dispersión de energía de rayos x (EDAX) modelo PSOS 13 a.2.5. El equipo fue calibrado con muestras de cobre y aluminio.

Para el recubrimiento de las muestras se uso oro y un recubridor de metales Sputter Coater S150B marca Edwards.

Microsonda electrónica

Los análisis de química mineral, fueron realizados en el Centro de Microscopía Electrónica Luís Bru, ubicado en Madrid (España) en el cual se empleo una microsonda JEOL, modelo JXA 8900 M, dotada de cuatro espectrómetros (Figura 2a), y en NAU Electrón Microprobe Laboratory, Collage of Engineering & Natural Sciences, Northern Arizona University (USA) en el que se empleo una microsonda marca Cameca MBX Microprobe figura 2b y 2c.



FIGURA 2 Aspecto de las Microsondas electrónicas, utilizadas en el presente estudio para análisis de química mineral. Microsonda JEOL del Centro de Microscopía Electrónica Luís Bru (Madrid, España) 2a. Microsonda Cameca MBX del Electrón Microprobe Laboratory en Arizona University (Tucson, Arizona, EE.UU) 2b. Esquema ilustrativo de los componentes de la microsonda Cameca 2c.

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 3 cm. 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.

3.3.2 Microtermometría en IF

En la microtermometría se determinaron las temperaturas de los cambios de fases de las inclusiones fluidas durante el enfriamiento y el calentamiento. Estas mediciones se realizaron en una platina de enfriamiento – calentamiento (rango de temperaturas entre -198°C y $+700^{\circ}\text{C}$), tipo THMS 600 marca LINKAM (Figura 3), ubicada en el

laboratorio de microtermometría del Grupo de Investigaciones en Geología de la UIS, sede Guatiguará .



FIGURA 3 Aspecto del equipo para análisis de Inclusiones Fluidas del laboratorio de microtermometría en la sede UIS-Guatiguará (Piedecuesta, Santander).

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 1.

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 inclusiones fluidas 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 sin superar.

COMPOSICIÓN PATRÓN	Te (°C)	Th (°C)
75% mol H ₂ O + 25% mol CO ₂	-56,6	31,3
H ₂ O + NaCl Composición Eutéctica (23.2% p/p de NaCl)	-21,2	—
H ₂ O + KCl Composición Eutéctica (19.6% p/p de KCl)	-10,7	—
Tolueno	-95	—
Cl-Benceno	-45,6	—
H ₂ O	0,0	374,1

TABLA 1. Patrones de calibración de la platina de microtermometría THMS-600. Te= temperatura del punto eutéctico, Th= temperatura de homogenización.

3.3.3 Difracción de Rayos X (DRX)

Con el fin de identificar las fases mineralógicas presentes en las muestras recolectadas de venas, rocas y demás manifestaciones hidrotermales, se efectuaron pruebas de difracción de rayos X (DRX) en el laboratorio de DRX de la Universidad Industrial de Santander. Para tal fin fue utilizado un difractómetro de polvo marca RIGAKU modelo D/MAX IIIB (Figura 4). Las especificaciones técnicas del equipo de trabajo se presentan en la Tabla 2.

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 4 Aspecto del Difractómetro marca RIGAKU modelo D/MAX IIIB utilizado en el presente estudio. Laboratorio de DRX de la Escuela de Química de la UIS.

Voltaje	40(kV)
Corriente	20(mA)
Rendijas (Slits) DS	1.0°
RS	0.3mm
SS	1.0°
Muestreo	0.02° 2theta
Rango de Medición	2-70° 2theta
Radiación	CuKa1
Monocromador	Grafito
Identificación de fases	
Tipo de barrido	continúo
Velocidad de Barrido	1.2° / min

TABLA 2. Especificaciones técnicas bajo las cuales se realizaron los análisis de DRX.

3.3.4 Geoquímica de Isótopos Estables

Las muestras seleccionadas para estudio mediante isótopos estables, fueron analizadas en el laboratorio de Isótopos estables de la Universidad de Salamanca (España).

Los minerales en los que se realizó este estudio fueron: calcitas y cuarzos. Estos minerales, extraídos de las muestras de interés, fueron sometidos a varios lavados mediante ultrasonidos, para con ello eliminar algunas posibles contaminaciones adheridas a su superficie.

Las muestras de cuarzos y calcitas, una vez seleccionadas, fueron molidas en un mortero mecánico de ágata (disponible en la Escuela de Geología de la UIS) hasta obtener su pulverización total; luego de ser pulverizadas, se pesaron para separar 0.01 gramo de cada muestra, para ser puesta 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% (H₃PO₄), 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, 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 $\delta^{13}\text{C} = 2,12\%$ (PDB) y para $\delta^{18}\text{O} = -1,51\%$ (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.

3.4 FASE DE INTERPRETACIÓN DE DATOS

Durante esta fase se interpretaron los resultados obtenidos, producto de las mediciones efectuadas. Para apoyar lo relacionado con la interpretación de los datos de isótopos estables especialmente, cuyos datos fueron obtenidos en el marco del proyecto, se contó con la ayuda de los profesores Clemente Recio de la Universidad de Salamanca e Ignacio Subías de la Universidad de Zaragoza.

3.5 ELABORACIÓN DEL INFORME FINAL

Es la fase final, en la cual se redactó y elaboró el documento sobre el trabajo de investigación realizado, el cual fue enviado al director del proyecto para su revisión y observaciones; con base a estas correcciones se elaboró el informe final, el cual fue entregado a los calificadores para ser presentado y sustentado.

4 GENERALIDADES DEL ÁREA

4.1 LOCALIZACIÓN

El área de estudio está localizada en el municipio de San Pablo de Borbur en el extremo occidental del departamento de Boyacá (Figura 5), correspondiente al Cinturón Esmeraldífero Occidental de la Cordillera Oriental. El sector ‘Peña Coscuez’, área donde se concentró el presente estudio, se enmarca en las siguientes coordenadas:

N: 1.114.590	N: 1.114.590	N: 1.114.870	N: 1.114.870
E: 991.500	E: 991.290	E: 991.290	E: 991.500

Este sector, hace parte de la vereda Coscuez, proyectándose dentro de la plancha topográfica 189-II-B del IGAC a escala 1:25.000.

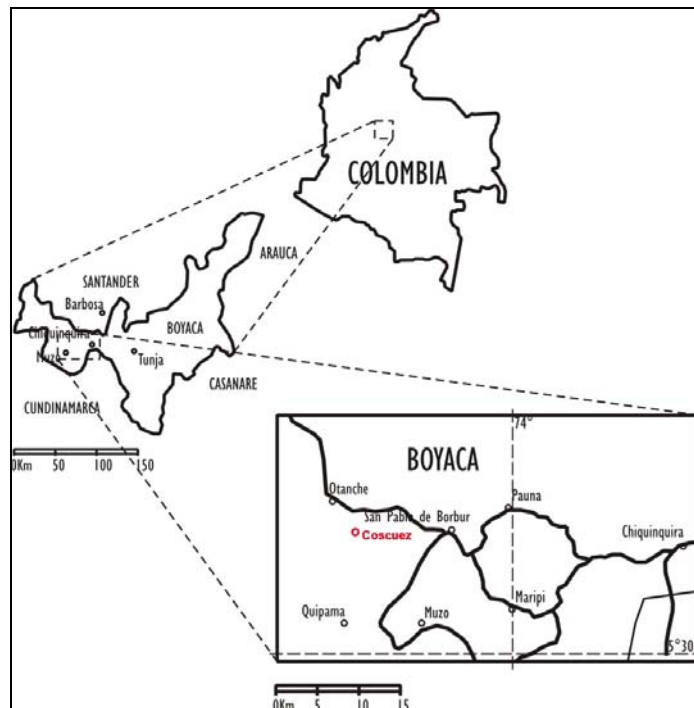


FIGURA 5 Esquema ilustrativo con la localización del sector Peña Coscuez. Tomado de Mantilla *et al* 2007.

La mina esta rodeada por los barrios: El chico, El silencio, y ‘Chacaro Pelao’. Éste último, es uno de los centros de mayor comercialización de Esmeraldas de la región (Figura 6a y 6b)

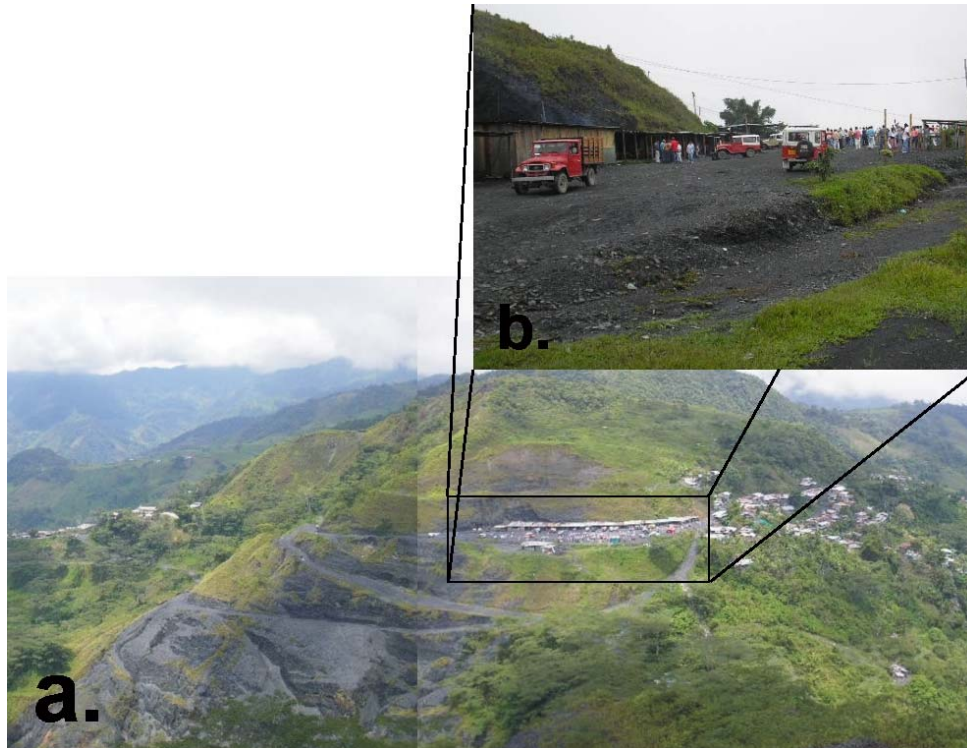


FIGURA 6 Panorámica del sector conocido como Chacaro 6a, el cual es uno de los puntos más importantes en Colombia donde se comercializa esmeralda en bruto 6b.

La Minería en el sector de Coscuez esta representada en 55 frentes de trabajo (agosto 2006), de los cuales, la empresa ESMERACOL esta a cargo del desarrollo de estas labores mineras del área.

4.2 ASPECTOS GEOGRÁFICOS Y GEOMORFOLÓGICOS

Geográficamente, la zona está localizada hacia el piedemonte occidental de la cordillera oriental de los andes colombianos. morfológicamente, el sector peña Coscuez y su área circunvecina, es montañosa y se caracteriza por presentar un relieve moderado a fuerte en general, con drenaje subparalelo y subdendrítico de densidad media, y desarrollo de valles juveniles.

4.3 CLIMA Y VEGETACIÓN

Aunque el sector de estudio se encuentra prácticamente desprovisto de su capa vegetal, por razones antrópicas, tal como se mencionó anteriormente, la zona en su conjunto se caracteriza por ser un bosque húmedo tropical (bh-T) a bosque subandino (Van Der Hammen *et al.*, 1980 en Rodríguez y Ulloa, 1994b) típico de pisos térmicos entre 800 a 1000 m.s.n.m., con presencia de cultivos permanentes de caña panelera, café, pastos naturales y frutales especialmente naranja y mandarina; presencia de cultivos anuales de yuca y plátano; y cultivos temporales como el maíz y el frijol.

Con base en la información suministrada por las estaciones pluviométricas localizadas en Muzo, Otanche, Santa Bárbara, La Palma, Caparrapí, Yacopí y Paime, que cubren un período de aproximadamente 24 años, la precipitación media anual es de unos 2.617,7mm (INDERENA, 1974; Flórez *et al.*, 1976, en Rodríguez y Ulloa, 1994b). La temperatura media anual oscila entre los 21° a 30° C de acuerdo con la estación meteorológica del IDEAM (2001), ubicada en las proximidades de san Pablo de Borbur. La mayor precipitación pluvial se presenta durante los meses de Abril, Mayo, Octubre y Noviembre.

4.4 INFRAESTRUCTURA VIAL Y URBANA

Al área de estudio se puede llegar desde la ciudad de Bucaramanga hasta Chiquinquirá donde se toma la carretera (pavimentada en sus primeros kilómetros) en dirección NW; pasando por los municipios de Pauna, San Pablo de Borbur hasta llegar a la vereda de Coscuez y encontrar el centro de comercialización de Esmeraldas “Chacaro” donde existe una división que lleva al Sector de Peña Coscuez.

5 ANTECEDENTES

Con el propósito de contextualizar el problema que se ha planteado en el marco del presente proyecto de trabajo de grado, a continuación se presentará un resumen de los aspectos geológicos regionales más relevantes que han contribuido a la configuración tectonoestratigráfica del área donde se localiza el sector de estudio. Seguidamente, se presentará un resumen de los rasgos geológicos locales, con especial énfasis en las estructuras y litologías aflorantes en el sector de estudio y su entorno más cercano. Posteriormente, se presenta un resumen de un estudio estructural realizado por el Geólogo Andrés Mora en el sector de ‘Peña Coscuez’, por ser éste seguramente el de mayor relevancia, en términos de su relación con los objetivos de éste proyecto de trabajo de grado. Finalmente, se presenta un resumen de algunos estudios realizados sobre los modelos genéticos de los depósitos esmeraldíferos en el área.

5.1 ASPECTOS GEOLÓGICOS REGIONALES

El área de estudio esta ubicada en la Cordillera Oriental, la cual está caracterizada por un basamento constituido por rocas ígneas y metamórficas de edad Precámbrico y Paleozoico, el cual ha sufrido múltiples episodios deformativos durante eventos orogénicos pre-Mesozoicos. Éste basamento está suprayacido por una secuencia sedimentaria de gran espesor, de edad Mesozoico y Cenozoico, las cuales, a su vez, han sido fuertemente deformadas durante el Neógeno por fallamientos y plegamientos (Taboada *et al.*, 2000).

El Valle del Magdalena, la Cordillera Oriental y los Llanos Orientales constituyeron una cuenca sedimentaria importante desde el Triásico hasta el Mioceno Medio. El desarrollo de la cuenca se inicio durante el Triásico hasta principios del Cretácico con una megasecuencia *synrift* relacionada a la separación de Norte y Sur América en el proto-Caribe. El desarrollo de la cuenca continuó durante el Cretácico en un ambiente

tectónico de back-arc al este de la subducción Andina con un predominio de una sedimentación marina (Cooper *et al.*, 1995). La invasión marina de principios del Cretácico tuvo lugar en lo que hoy es la parte central de la Cordillera Oriental y el Valle del Magdalena, indicando que ésta zona constituyó un gran depocentro durante ésta época y por lo que muestran las reconstrucciones paleogeográficas realizadas por (Etayo *et al.*, 1997), ésta condición se mantuvo durante la mayor parte del Cretácico Inferior.

En el contexto de esa importante subsidencia del Cretácico Inferior, tuvo lugar la depositación de los sedimentos que hoy constituyen las unidades sedimentarias aflorantes en el área de estudio: Formaciones Rosablanca, Furatena, Muzo, Capotes, entre otras (Reyes *et al.*, 2006).

La depositación marina fue interrumpida durante el Maastrichtiano Superior debido a la acreción final de los fragmentos de corteza oceánica de la Cordillera Occidental. Esta fase inicial pre-Andina provocó deformación en el Valle Superior del Magdalena y el segmento sur de la Cordillera Oriental (Cooper *et al.*, 1995 y Taboada *et al.*, 2000). Posteriormente, durante el Eoceno Temprano a Medio (Climax de la orogenia pre-Andina) se presentó otra fase tectónica que provocó cabalgamientos y plegamientos con vergencia hacia el oeste en el Valle Medio del Magdalena (Taboada *et al.*, 2000). Una última fase de deformación, relacionada fundamentalmente con el levantamiento de la Cordillera Oriental, tuvo lugar durante el Mioceno temprano, la cual es una fase conocida en la bibliografía especializada como la Orogenia Andina (Cooper *et al.*, 1995; Taboada *et al.*, 2000).

Además de estas fases tectónicas, también se identifica una última fase pre-Andina durante inicios del Oligoceno, caracterizada por cabalgamientos y plegamientos a lo largo de los flancos de la Cordillera Oriental (Branquet *et al.*, 1999 en Taboada *et al.*, 2000). Durante las fases del Eoceno-Oligoceno, probablemente ocurrió deformación transpresiva dextral a lo largo de los sistemas de fallas de Romeral y Salinas como resultado de la convergencia oblicua entre la placa Paleo-Caribe y el Noroeste de

Suramérica. La acreción del terreno San Jacinto parece correlacionarse con estas fases deformativas (Duque-Caro, 1984 en Taboada *et al.*, 2000).

El inicio de la deformación Andina en la Cordillera Oriental durante el Mioceno Medio, aisló el Valle del Magdalena de la Cuenca de los Llanos (Cooper *et al.*, 1995). Esta deformación se debió a la acreción del arco Baudó-Panamá, que al parecer bloqueó la subducción oceánica normal de la Placa Caribe debajo del continente, provocando que la velocidad de convergencia entre las placas disminuyera de modo que la deformación activa se trasladó hacia el este, hacia zonas de la litosfera continental debilitadas por la misma subducción de bajo ángulo y finalmente acomodó el acortamiento de esta deformación a lo largo de las cuencas extensionales Mesozoicas por medio de la inversión de fallas normales antiguas. El acortamiento de la litosfera continental está asociada con una subducción de buzamiento E-SE de la Placa Paleo-Caribe debajo de la Cordillera Oriental (Taboada *et al.*, 2000).

La zona de estudio pertenece al segmento central de la Cordillera Oriental el cual incluye la Sabana de Bogotá y sus Piedemontes Oriental y Occidental, en los cuales se observan fallas inversas buzando hacia la Cordillera. El levantamiento principal en el área de la Sabana de Bogotá ocurrió entre 3 y 5 Ma, según los datos palinológicos de depósitos del Plioceno (Helmens y Van der Hammen, 1995 en Taboada *et al.* 2000), aunque deformaciones compresivas anteriores se pueden identificar en esta zona, en especial del Mioceno, en la zona axial de la Cordillera Oriental. En ésta, las rocas sedimentarias plegadas están suprayacidas por depósitos del Plioceno inclinados con una pronunciada inconformidad angular (Taboada *et al.*, 2000).

5.2 ASPECTOS GEOLÓGICOS LOCALES

5.2.1 Arquitectura Estratigráfica

El Cinturón Esmeraldífero Occidental, donde se localiza el sector objeto del presente estudio, se caracteriza por presentar un registro litológico en el que afloran rocas sedimentarias Jurásicas y Cretáceas, fundamentalmente.

Un re-levantamiento cartográfico-geológico elaborado por geólogos del INGEOMINAS (Reyes *et al.*, 2006), estableció una secuencia litoestratigráfica basada en los cambios litológicos y su contenido fósil. Esto se hizo debido a que en esta área convergen nomenclaturas diferentes, consideradas en trabajos geológicos anteriores, las cuales provienen de los departamentos de Boyacá-Santander, Cundinamarca y Valle superior y medio del Magdalena. No obstante, las variaciones faciales encontradas con respecto a las unidades utilizadas en las regiones antes mencionadas, hizo difícil adoptar una de estas nomenclaturas. Por esta razón, estos geólogos proponen las siguientes unidades informales de acuerdo a las características lito- y bioestratigráficas: Formación Arcabuco, de edad Jurásico Superior; y las Formaciones Cumbre; Rosablanca; Ritoque; Furatena, Muzo, El Peñón, Capotes, Tablazo e Hiló (Reyes *et al.*, 2006).

Dada la estrecha relación con el sector de estudio, a continuación solo se hará referencia a las formaciones Furatena, Muzo (aflorante en el sector Peña Coscuez) y Capotes.

5.2.1.1 Formación Furatena (K1f - edad Valanginiano)

Esta Formación infrayace la formación Muzo (rocas que constituyen el sector de Peña Coscuez). Se observa ampliamente, desde la población de Pauna hasta el municipio de Florián, también aflora en el sector de Peñas Blancas y en La Palma forma los flancos del Anticlinal La Chapa - Borbur y del Sinclinal de Santa Bárbara - Río Pescadero. Al sur, en la carretera Yacopí – La Glorieta, hace parte del núcleo del Anticlinal de Yacopí, del Cerro de las Tetas y sus alrededores y en las proximidades de la población de Ibama donde hace parte del núcleo del Anticlinal de Ibama.

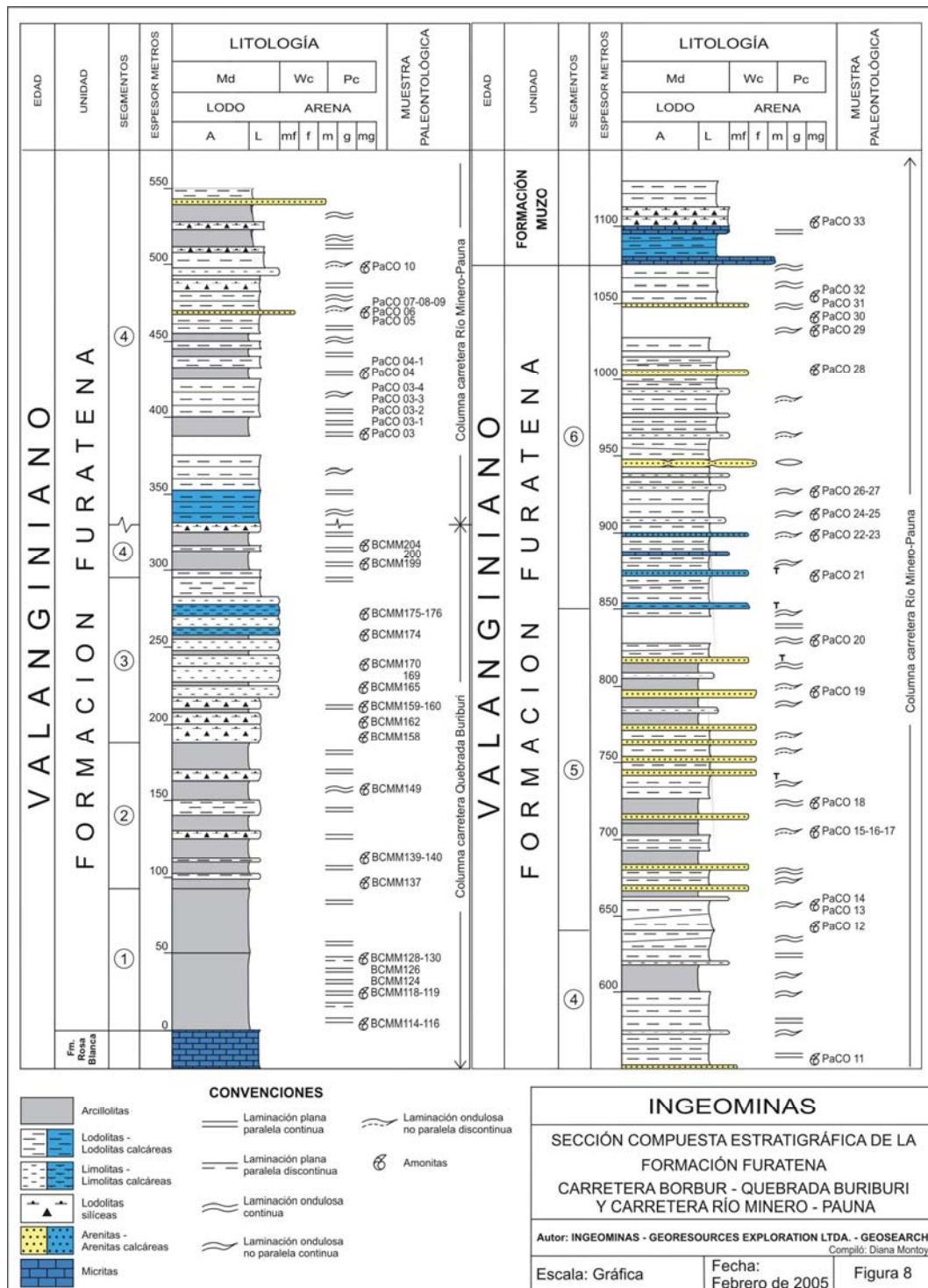


FIGURA 7 Sección Tipo de la Formación Furatena sobre la carretable San Pablo de Borbur-Pauna. Tomado de Reyes *et al.* (2006)

La Formación Furatena (Figura 7) está compuesta por intercalaciones de limolitas micáceas, lodolitas calcáreas, shales y arcillolitas. Existen concreciones calcáreas con

pirita y presentan una deformación muy penetrativa. Esta unidad presenta un espesor aproximado de 1000 m, según columnas levantadas en la carretera Borbur-Buriburi (INGEOMINAS-GEORESOURCES EXPLORATION LTDA., 2005 en Reyes *et al.*, 2006) y en la carretera Borbur-Pauna (INGEOMINAS- GEOSEARCH LTDA., 2005 en Reyes *et al.*, 2006). Esta unidad suprayace a micritas de la Formación Rosablanca de manera concordante e infrayace a arcillolitas calcáreas de la Formación Muzo en un contacto neto. Las amonitas han arrojado una edad Valanginiano (Etayo, F., comunicación verbal, 2005 en Reyes *et al.*, 2006)

5.2.1.2 Formación Muzo (K1m – edad Hauteriviano-Barremiano)

Esta unidad, aflorante en el sector de Peña Coscuez, aflora igualmente en Vélez, Chiquinquirá, La Palma, hace parte de los flancos del Anticlinal La Chapa-Borbur, también se observa en el sinclinal de Otanche, en el sector de Coscuez, en la región de Muzo y Calcetero, también hace parte del sinclinal de El Almendro y forma el núcleo del Anticlinal de Pauna.

Esta unidad alberga la mayoría de las minas productoras de esmeraldas de la región como es la zona de Coscuez; aunque también presenta minas no productoras, por lo cual es de gran interés para la exploración. La Formación Muzo (Figura 8) es una secuencia en general calcárea, sin embargo al norte de la Falla de Ibacapí, se observa meteorizada y no se reconoce su composición calcárea y al norte de Pauna tiene un carácter silíceo. En general está compuesta por lodolitas calcáreas color gris oscuro con interposiciones de lentes y concreciones de caliza, además es común encontrar pirita y venas de calcita. Estas lodolitas se encuentran intercaladas con limolitas arenosas y arenitas cuarzosas. Hacia la mitad del segmento afloran lodolitas y limolitas albitizadas, algo calcáreas, en este nivel aparecen una zona brechada y mineralizada con venas de calcita y láminas de sulfuros oxidados. La parte superior del segmento se encuentra intercalaciones de capas de lodolitas grises con capas de limolitas que contienen fauna representada en moldes de amonitas. En la parte inferior de esta unidad se encuentra la mina La Marina y se pueden continuar hacia el sur las minas de esmeraldas de la Pita, Consorcio, Totumos, Polveros y otras. El primer paquete calcáreo se vuelve más grueso hacia el sur, es así como en la mina La

Pita, tiene un espesor de 2 metros y en el sector del Totumo y Polveros llega a 45 metros y está constituido por intercalaciones de caliza (micrita), margas y limolitas arenosas. La zona de brechas hidrotermales que se encuentra inmediatamente encima de las rocas calcáreas, en la Mina la Pita tiene un espesor aproximado de 30 metros y al ser un este sector de la minas Totumos puede llegar a tener 50 metros. Esta unidad en el área de Coscuez y de Muzo presenta mineralizaciones de esmeralda, aquí su característica sigue siendo calcárea en capas de limolitas calcáreas intercaladas con lodolitas calcáreas. Al sur del área, esta unidad presenta características similares; Acosta y Ulloa (2001), muestran una columna estratigráfica por la carretera La Palma-Yacopí, donde concluyen que esta unidad esta compuesta por una secuencia de micrita terrígena negra, (marga) con aspecto macizo con intercalaciones de lodolita calcárea, negra, hacia la parte superior aparecen intercalaciones de shale negro arcilloso con hojuelas de yeso y abundantes concreciones micríticas con piritas, algunas con amonitas (Reyes *et al.*, 2006). Por la vía la Palma-caserío Murca se presentan buenas exposiciones de la unidad correlacionable con El Peñón; la litología difiere, consiste de arcillolita gris oscuro a negro, muy compacta y algo silíceas, estratificada en capas delgadas; algunas capas son calcáreas o ligeramente calcáreas; se observan intercalaciones de limolitas de cuarzo, lodolitas de cuarzo (carbonosas) y micritas arcillosas (margas). El espesor de esta unidad esta estimado en 300 m, este cálculo fue obtenido en el levantamiento de la columna estratigráfica llevada a cabo por INGEOMINAS – GEOSERCH LTDA (2005). Esta unidad suprayace la formación Furatena en contacto transicional a neto e infrayace la formación Capote en contacto neto a transicional. Hacia el norte de la Falla de Ibacapí, la formación Muzo descansa sobre rocas de la Formación Ritoque o Rosablanca en contacto neto, mientras en el resto del área descansa sobre la Formación Furatena. Lo que infiere cambios faciales del intervalo de la Formación Furatena desde el norte hacia el sur.

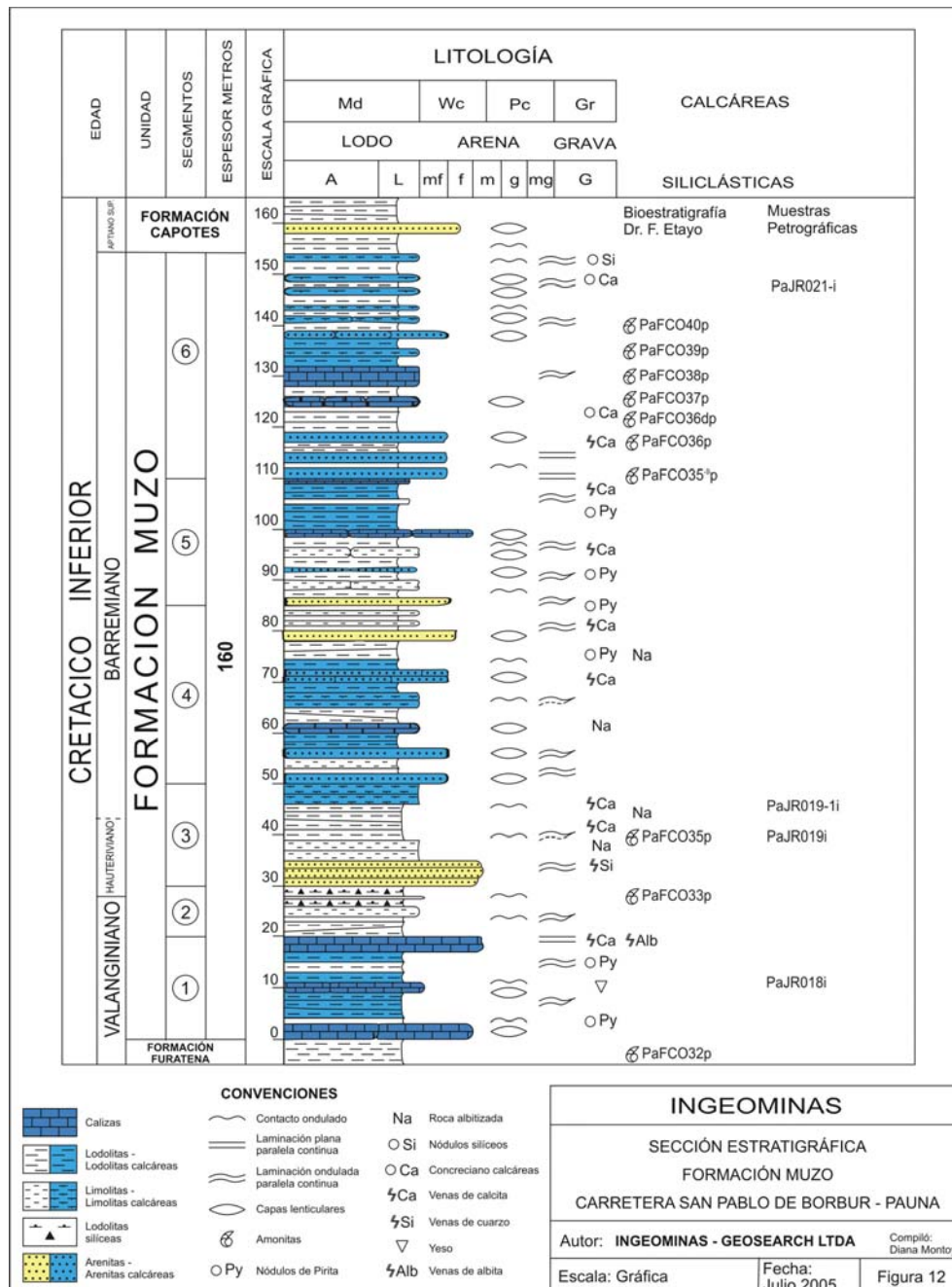


FIGURA 8 Sección Tipo de la Formación Muzo sobre la carretera San Pablo de Borbur-Pauna. Tomado de Reyes *et al.* (2006)

5.2.1.3 Formación Capotes (K1c – edad Aptiano – Albiano Inferior)

Esta Formación aflora inmediatamente en el cerro localizado al frente del sector Peña Coscuez, Inmediatamente por detrás de las ventas donde se comercializan Esmeraldas (Figura 6), las cuales son agrupadas con el nombre de Chácara. Esta formación, se compone de una secuencia de arcillolitas y limolitas principalmente. Son comunes

las concreciones con amonitas y en algunos sectores la parte inferior es calcárea. El espesor aproximado es de 750 m; el límite inferior con la Formación Muzo es concordante, pero considerando la edad de ésta última y la edad de la parte baja de la Formación Capotes como Aptiano tardío se presenta un hiato correspondiente al Aptiano inferior. El límite superior con la Formación Hiló es transicional

5.2.2 Aspectos Estructurales del Área de Estudio

Las fallas más relevantes (Figura 9) localizadas en proximidad al área donde se localiza el sector de estudio son:

- Falla de San Martín: Falla de cabalgamiento con vergencia al Occidente y orientada N40°E; paralela a la Falla de Peñas Blancas. Hacia el norte pone en contacto la Formación Cumbre sobre la Formación Rosablanca; al igual que la formación Rosablanca con la parte media de la formación Muzo. Esta falla tiene asociados algunos pliegues oblicuos indicando una componente de rumbo sinextral.
- Falla Tambrías: Falla de cabalgamiento con vergencia al occidente, teniendo el salto mas grande al nororiente de Otanche donde coloca rocas de la Formación Muzo, sobre rocas de la Formación Otanche.

Esta falla en el sector de Otanche, Rodríguez y Ulloa (1994), la llaman, La Salina, sin embargo se pudo determinar que el trazo de La Salina está más al occidente por el río Chirche.

En términos generales, el área del Cinturón Esmeraldífero Occidental, presenta pliegues sinclinales amplios con cierres frecuentes y poco deformados (Figura 10). A escala de afloramiento hay pliegues de poca amplitud (métricos) y generalmente asimétricos. El plegamiento observado en la zona de mineralización de esmeraldas es apretado y puede llegar a ser isoclinal relacionado con la mineralización.

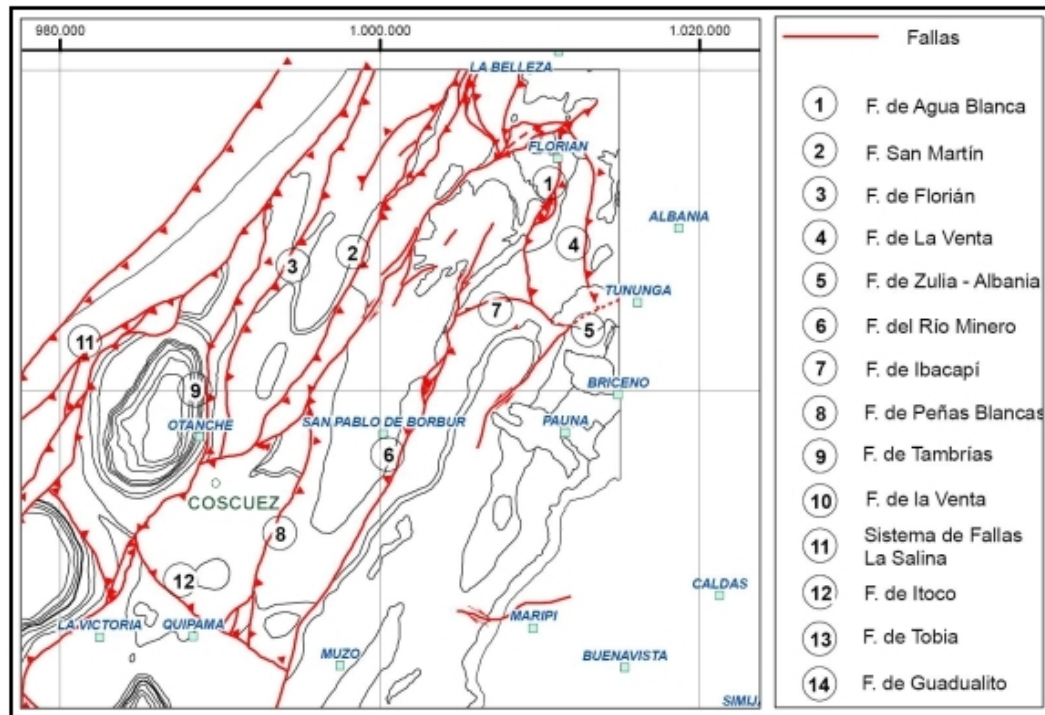


FIGURA 9 Esquema del área del cinturón esmeraldífero occidental, donde se resaltan las principales fallas geológicas (Tomado de Reyes *et al.*, 2006). El punto verde indica la localización del sector Peña Coscuez.

Los pliegues más relevantes localizados en proximidad al área donde se localiza el sector de estudio son:

- Sinclinal de Coscuez: Estructura simétrica con cierres perfectos en la Formación Hilo y hacia el norte presenta algunos pliegues parasíticos muy locales en rocas de la Formación Capotes. Tiene una orientación variable, entre NS y N45°E. Se extiende desde la Falla Itoco al sur, hasta la quebrada Míocá; tiene una amplitud de 3 Km. y una longitud de unos 8 Km.
- Sinclinal de Santa Bárbara: Estructura simétrica con cierres estructurales en algunos niveles estratigráficos duros dentro de la Formación Capotes. Se encuentra localizado al W de Coscuez y tiene una orientación de N10°-25°E, una amplitud de 3 Km. y una longitud de 7 Km.

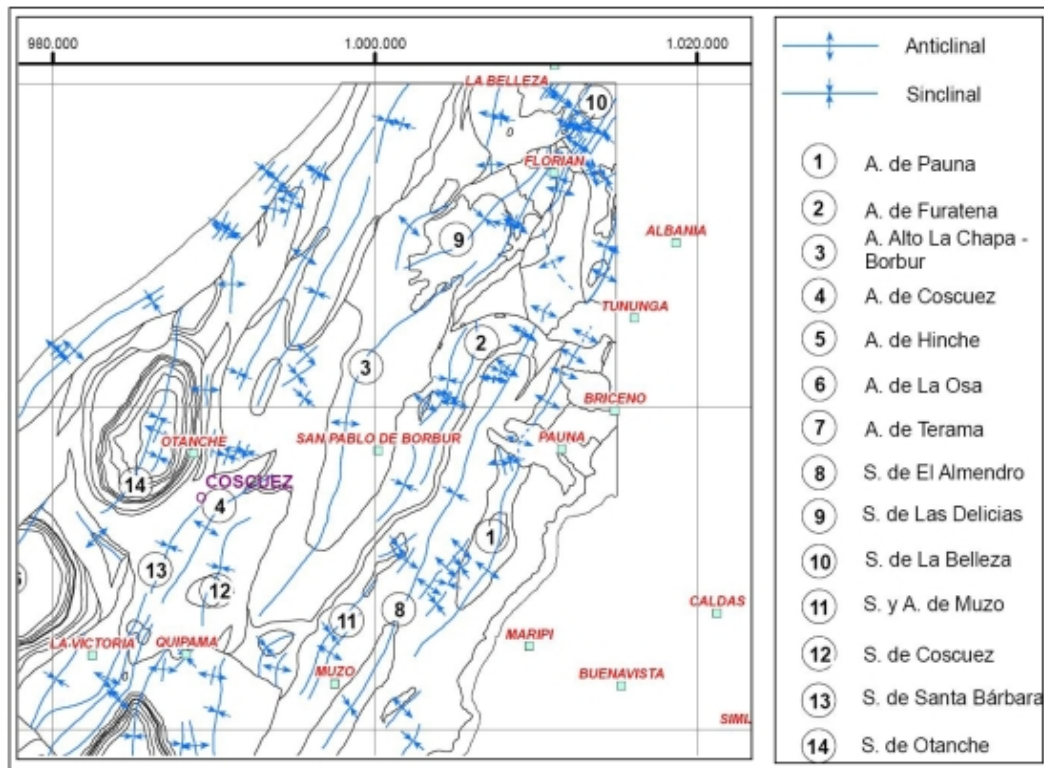


FIGURA 10 Esquema del área del cinturón esmeraldífero occidental, donde se resaltan los principales pliegues. (Tomado de Reyes *et al.*, 2006). El punto morado indica la localización del sector Peña Cosquez.

- Anticlinal de Cosquez: Estructura relativamente simétrica y poco deformada internamente excepto en la zona mineralizada de Cosquez, en donde las rocas de la Formación Muzo presentan una estratificación fina e intercalaciones de lodolitas y lodolitas calcáreas, propicias para la generación de plegamientos muy apretados y frecuentes, denotando un acortamiento y deformación muy fuerte. Anticlinal que pasa por la localidad de Cosquez y que se extiende desde la Falla Itoco, al S, hasta el sur de la localidad de San Martín (N). Tiene una amplitud aproximada de 3 Km. y una longitud de unos 12 Km. Al norte contiene en el núcleo rocas de las formaciones Furatena y Muzo, que van cerrando hacia Cosquez y al sur se encuentran rocas de la Formación Capotes.

5.2.3 Análisis Estructural del Sector Peña Coscuez

Mora (2005) Realiza un modelo estructural (Figura 11) del sector Peña Coscuez el cual divide en tres niveles, señalándolos como nivel tres o trazo superior, nivel 2 o trazo intermedio y nivel 1 o trazo inferior. Definiendo a grandes rasgos estructuras para cada uno de ellos; en primer lugar el perfil superior presenta un buzamiento monoclinal cuya base apunta al SE, en segundo lugar, el perfil intermedio muestra claramente un sinclinal como estructura principal y por último en el perfil inferior hacia la parte nor-occidental de este se presenta un anticlinal fallado en su charnela, y hacia el sur de este anticlinal hay presencia de un sinclinal. Estas estructuras fueron deducidas con base en las polaridades de las capas debido a que un cierre no es evidente ni tampoco susceptible a la medición directa de datos que lo definan. Hacia la parte SE se observan fallas menores de acomodación, con desplazamientos reducidos y con polaridades cuya base apunta al SE. De forma general estableció que las estructuras en los tres perfiles se orientan con un eje de plegamiento NE-SW con fuerte cabeceo hacia el NE (40° - 51°); lo cual deja ver que la zona mineralizada de Coscuez es estructuralmente anómala.

Dentro del área de estudio estableció la existencia de fracturas asociadas a los estados iniciales del plegamiento por efectos flexurales asociados con las zonas que inicialmente tenían una mayor curvatura debido a que guardan un paralelismo con los elementos del plegamiento mesoscópico asociado y se concentran en las charnelas de los pliegues.

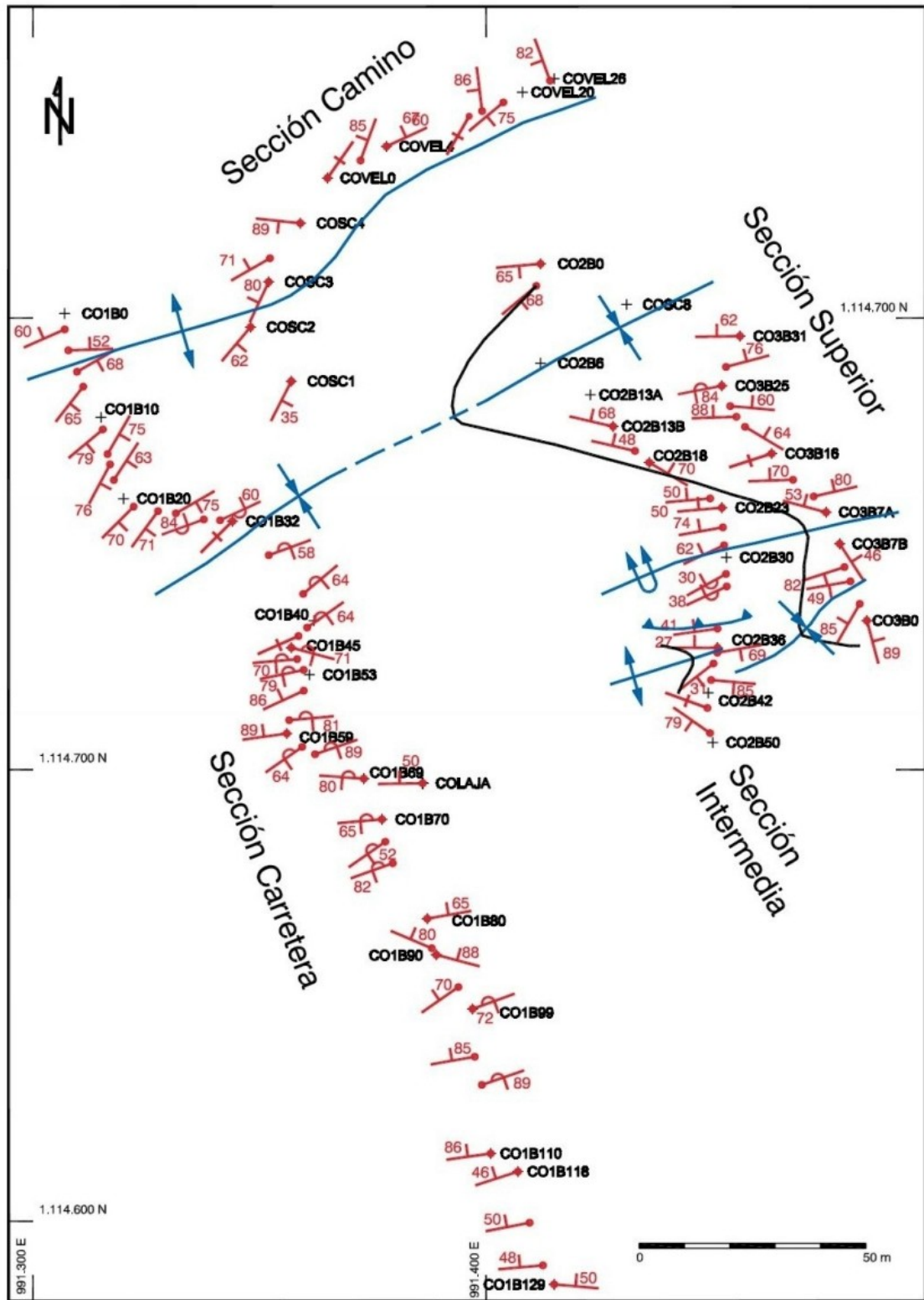


FIGURA 11 Mapa estructural del sector Peña Coscuez. Tomado de Mora 2005

De igual forma estableció presencia de venas paralelas a la estratificación y perpendiculares a la misma, en todos los casos rellenas como mínimo de calcita o con evidencias de haberlo estado. Según Mora (2005), las venas de tensión paralelas a la estratificación son mucho más importantes para la movilización de fluidos que las venas perpendiculares a las capas debido a que las venas paralelas a la estratificación tienen espesores que oscilan entre 3 y 10 cm y longitudes de varios metros mientras que las venas perpendiculares a la estratificación tienen espesores que en pocos casos pasan de los 5 cm y longitudes que en casos extremos pueden ser de 30 cm.

La presencia de brechas hidráulicas está concentrada en zonas de mayor curvatura como ejes de pliegues y zonas de bisagra de dominios plegados. De igual forma que las fracturas perpendiculares a la estratificación, las brechas en muchos casos se asocian a fenómenos flexurales y zonas de relaciones de deformación máxima. Esto no indica estrictamente que se deba a brechas cataclásticas, sino a fracturamiento hidráulico producido por una presión de fluidos máxima en aquellas zonas donde las relaciones de deformación son mayores.

Los ejes de las estructuras mayores se encuentran desviados de la tendencia regional debido a que las estructuras de las zona sufrieron una rotación horaria tardía hacia el E, a lo largo de un eje vertical

Por tanto propuso que los diferentes incrementos de la deformación son parte de una sola fase de deformación progresiva. Sin embargo la presencia de zonas cataclásticas no mineralizadas que re trabajan ciertas zonas de brecha hidráulica pueden ser el único indicio de deformación posterior bajo unas condiciones de presión y temperatura mucho menores que las que produjeron las mineralizaciones

Las observaciones del fracturamiento hidráulico muestran que la migración de fluidos se produjo probablemente en mayor cantidad a través de los planos mismos de estratificación, mientras que las zonas de brechamiento hidráulico nunca se observaron como niveles estratiformes continuos implicando que sean vías de migración de fluidos. Las fracturas perpendiculares a la estratificación por su parte tienen longitudes muy cortas para representar vías de migración representativas.

Posteriormente esta área sufre un acortamiento aun mayor, probablemente contemporáneo con la mayor exhumación, el cual bascula las capas a estados

subverticales y probablemente rota localmente los ejes de pliegue a lo largo de ejes verticales. Las fracturas previamente formadas también son pasivamente basculadas en este proceso. Finalmente también se observó que en general hay una superposición de deformación cataclástica tardía la cual en ningún caso se observó mineralizada (Mora, 2005).

5.3 MODELOS GENÉTICOS DE LOS DEPÓSITOS ESMERALDÍFEROS EN EL CINTURÓN ESMERALDÍFERO OCCIDENTAL (COLOMBIA)

Los depósitos de esmeraldas conocidos en la Cordillera Oriental de Colombia, se presentan en dos cinturones que cubren áreas de los Departamentos de Boyacá y Cundinamarca. En estos sectores, las mineralizaciones se presentan por lo general en rocas del Cretácico Inferior, en litologías mayoritariamente de tipo 'Black Shales' (Giuliani *et al.*, 1995).

Inicialmente se creía que los depósitos de esmeraldas en la zona Cundiboyacense, estaban relacionados con soluciones hidrotermales de procedencia magmática (Beus y Mineev, 1972). 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 Rodrigoque). Mientras que Hall (1973, 1978), defendía la relación de las soluciones mineralizantes con el volcanismo traquítico de Paipa e Iza, del Terciario Superior.

Hoy día, gracias a los estudios geológicos de detalle adelantados en la zona esmeraldífera Cundiboyacense (ver resúmenes de trabajos en Maya *et al.*, 2004), se ha llegado a un volumen de datos analíticos importantes, los cuales han contribuido significativamente al conocimiento de éstas mineralizaciones. En estos últimos trabajos (por ejemplo Giuliani *et al.*, 1995), se concluye que los fluidos son de procedencia intracuenal, enriquecidas en Na, Ca y K, y fueron los fluidos originarios de la reacción. De igual forma estudia las evaporitas y los shales

orgánicos relacionados con la evolución de la cordillera (antes de la orogenia andina del Mioceno-Plioceno) determinando con ellos que dichas salmueras reaccionaron con la materia orgánica de los shales durante la reducción termoquímica del sulfato (de origen evaporítico), por una interacción con los estratos ricos en materia orgánica. De este modo fue elaborado un nuevo modelo de génesis de los depósitos esmeraldíferos del área conocido como modelo Hidrotermal - Sedimentario

En el marco de este mismo modelo tipo sedimentario hidrotermal, existen otros trabajos como el de Ottaway *et al.*, (1994) que 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). Posteriormente a esto Cheillett y Giuliani (1996) se unen para identificar los depósitos esmeraldíferos colombianos como estratoconfinados de bajas temperaturas asociado con lutitas negras del Cretácico inferior, formados en ambientes sedimentarios y producidos a través de reducción termoquímica de salmueras que produce acidez, que puede disolver carbonatos, creando los huecos necesarios para el paso de los fluidos hidrotermales que generan la mineralización. Proponiendo que la que la formación del Berilo proviene de un fluido fuertemente alcalino (Na, Ca, Mg, Fe), con formación de complejos de carbonatoberilatos (pH=7/12), y precipitación por descenso de alcalinidad y presión.

Una recopilación detallada sobre los estudios realizados en el área del cinturón esmeraldífero occidental, presentada con una organización cronológica de los mismos, se resume de manera amplia en el trabajo de Maya *et al.*, (2004).

6 RESULTADOS

En este capítulo se presentan datos nuevos, derivados de las observaciones macroscópicas realizadas a escala de afloramiento y muestras de mano. Asimismo, se presentan los datos obtenidos a partir de los estudios petrográficos, difracción de rayos X (DRX), inclusiones fluidas, química mineral e isótopos estables. A continuación se presentan estos resultados, organizados mediante subcapítulos.

6.1 GENERALIDADES GEOLÓGICAS DEL SECTOR ‘PEÑA COSCUEZ’

El cerro que caracteriza al sector ‘Peña Coscuez’ (lugar donde se concentró el presente estudio), (Figura 12) se compone fundamentalmente de rocas de la Formación Muzo (de edad Hauteriviano-Barremiano), las cuales en términos generales corresponden a una secuencia de material limolítico orgánico calcáreo y lodolítico orgánico calcáreo, con estratificación fina. Estas rocas presentan un importante plegamiento y una gran profusión de venas y brechas hidrotermales.



FIGURA 12 Aspecto del sector Peña Coscuez, lugar donde se realizó el presente estudio.

Dada la facilidad que ofrecía la existencia de tres trayectos que cortan el cerro a distintas alturas (parte alta, media y baja), se realizó muestreo detallado a lo largo de estos trayectos. La distribución y localización de las muestras en cada uno de estos trayectos, se presentan en las Figuras 14 y 17.

A continuación se presenta una descripción general de los rasgos geológicos en cada uno de estos trayectos muestreados.

Nivel 3 o Trayecto superior: Este trayecto tiene una longitud total de 73 Metros, y tiene rumbo N28°W. En el cual se recolectaron 46 muestras de rocas y manifestaciones hidrotermales (venas, brechas hidráulicas, etc.).

Como se mencionó anteriormente, la roca presenta fuerte plegamiento al igual que estratos verticalizados con venas calcáreas fibrosas principalmente; que van paralelas a la estratificación (Figura 13) y otras que cruzan a ésta.

En este nivel se pueden diferenciar dos zonas: una con presencia predominante de hidrofracturamiento y otra dolomítica característica por su color naranja (debido al crecimiento de un pequeño hongo de ese color) y que es conocida por los mineros de la región como Flor de Ahuyama.



FIGURA 13 Plegamiento característico de la zona 13a. Estratos verticalizados con venas paralelas a la estratificación 13b y 13c.

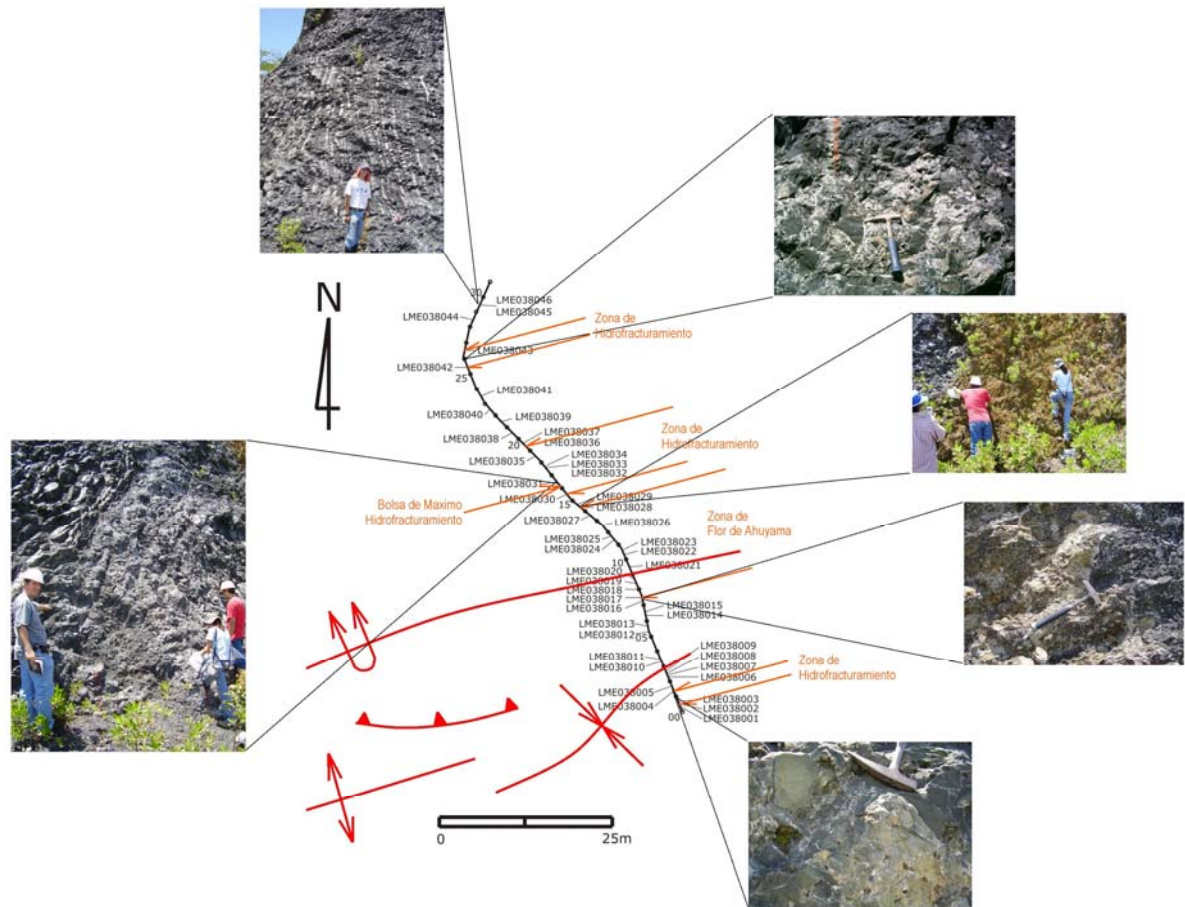


FIGURA 14 Esquema ilustrativo de las zonas del Nivel 3 o trayecto superior y localización de las muestras recolectadas. Tomado y modificado de Mora (2005).

Nivel 2 o Trayecto medio: En este nivel fue tomada una muestra y se observó la presencia de venas de mayor espesor (Figura 15) y continuidad que la presentada en el nivel 1 este nivel este nivel se encuentra debajo de la zona dolomítica.

Nivel 3 o Trayecto superior: Este trayecto tiene una longitud total de 278 metros, y tiene rumbo N28°W. En el cual se recolectaron 17 muestras de rocas y manifestaciones hidrotermales (venas, brechas hidráulicas, etc.).

El muestreo fue mucho menor en este nivel debido a que el afloramiento estaba muy cubierto a causa de fragmentos rodados de roca. Muchos de los bloques rodados

presentan un fuerte plegamiento que se ve caracterizado por presentar en el núcleo del pliegue hidrofracturamiento (Figura 16).



FIGURA 15 Roca hidrofracturada con presencia de venas de gran longitud.



FIGURA 16 Aspecto de un bloque de roca rodada, el cual muestra un pliegue apretado con hidrofracturas confinadas especialmente en el núcleo del pliegue.

Dentro de este nivel fue identificada una zona de hidrofracturamiento y es más notable el fuerte plegamiento (Figura 17), debido a lo mencionado anteriormente no pudo identificarse otras zonas de hidrofracturamiento.

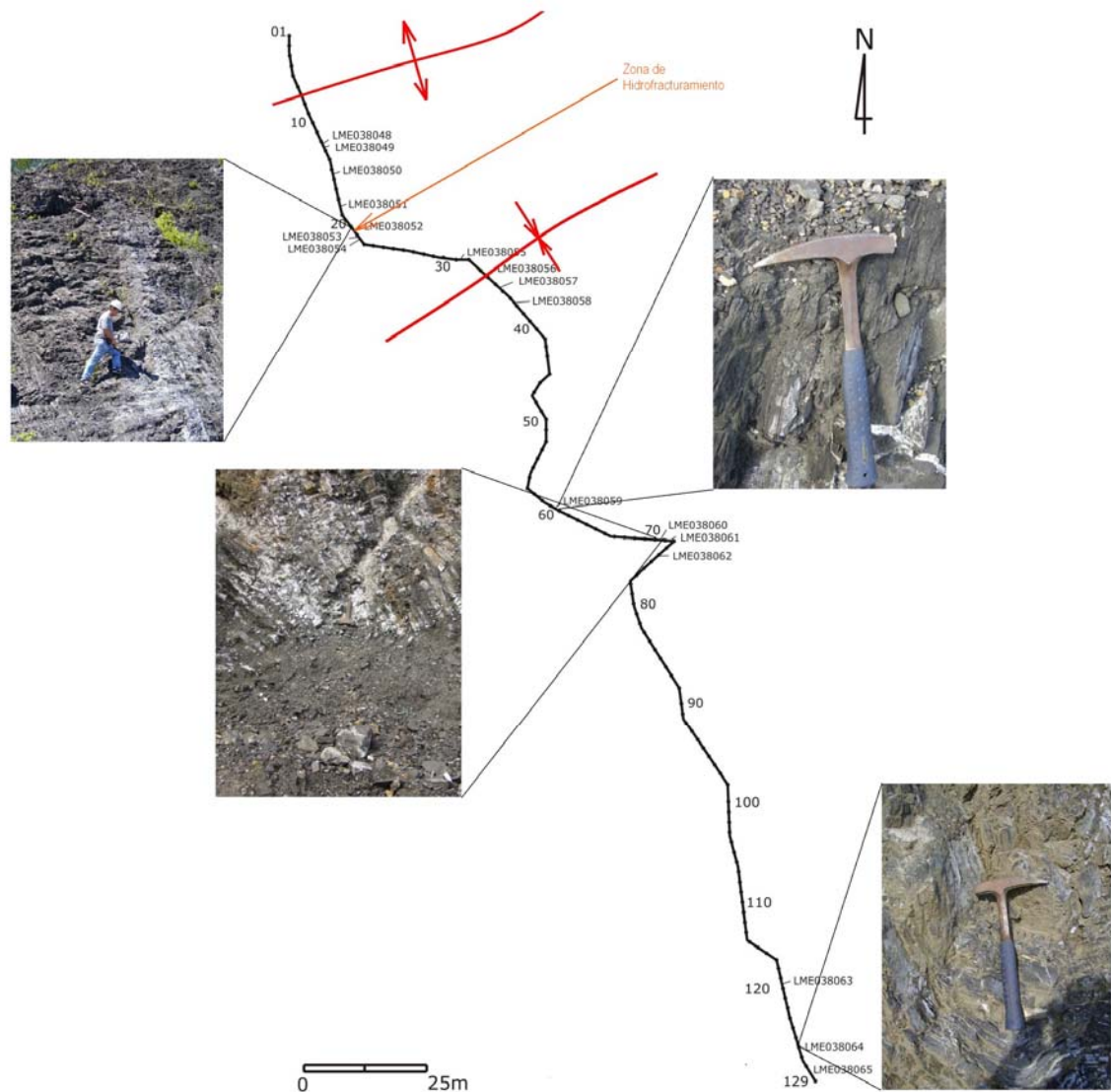


FIGURA 17 Esquema ilustrativo de la zona del Nivel 1 trayecto inferior y localización de las muestras recolectadas. Tomado y modificado de Mora (2005).

6.2 TIPOS DE MANIFESTACIONES HIDROTERMALES

El sector de ‘Peña Coscuez’, se destaca geológicamente en el área de estudio, porque sus rocas pelíticas presentan un importante replegamiento (en comparación con lo observado en las formaciones Furatena (unidad estratigráfica infrayacente) y la Formación Capotes (unidad estratigráfica suprayacente). En éstas últimas, no se observaron pliegues tan pronunciados como los que se observan en la Formación Muzo. Por otro lado, este sector presenta un desarrollo importante de venas

hidrotermales, brechas hidráulicas y zonas dolomitizadas, entre otras manifestaciones hidrotermales.

La presencia exclusiva de las anteriores estructuras de deformación e hidrotermales (asociadas con la mineralización esmeraldífera), en comparación con la ausencia de estas estructuras en las unidades infrayacentes (Formación Furatena) y suprayacentes (Formación Capotes), en las cuales no se han encontrado esmeraldas, despertó un enorme interés en el grupo de investigación y por consiguiente el sector fue seleccionado para desarrollar el presente estudio.

Considerando la importancia que han tenido los fluidos hidrotermales en la formación de los depósitos de esmeraldas (Giuliani *et al.*, 1995), a continuación se presenta un resumen sobre los mecanismos generadores de algunas de estas estructuras. Esto, con el propósito de facilitar elementos conceptuales que más adelante serán elementos básicos para la discusión entorno al tema que aquí se desarrolla.

6.2.1 Consideraciones Previas

6.2.1.1 Mecanismos y procesos asociados a la formación de venas hidrotermales

Las venas hidrotermales están directamente relacionadas con fracturas extensionales (dilatación), y se pueden clasificar desde un punto de vista genético o desde un punto de vista de la textura del relleno mineral (Dunne y Hancock, 1994). Genéticamente, las venas hidrotermales se pueden dividir en dos tipos:

a) venas de reemplazamiento: Estas se caracterizan por tener minerales que proceden del reemplazamiento de la roca caja preexistente.

b) venas de relleno: Estas se caracterizan porque los minerales han precipitado rellenando un espacio abierto.

Desde el punto de vista de la textura del relleno mineral, estas venas se pueden dividir en dos grupos: a) con textura de ‘relleno masivo o granular’ (Figura 18a) y; b) con textura de relleno con minerales en cristales fibrosos paralelos entre sí y oblicuos a la pared de la vena (Figura 18b).

Mišík (1971), interpreta las venas con textura granular como ‘fábricas de apertura rápida’, ya que el mecanismo de apertura sucede más rápido que el de relleno, lo cual es típico de etapas deformacionales a baja temperatura. Por otro lado, Groshong (1988) interpreta las venas con rellenos en fibras, como producidas por apertura lenta y/o producción muy lenta de material de relleno.

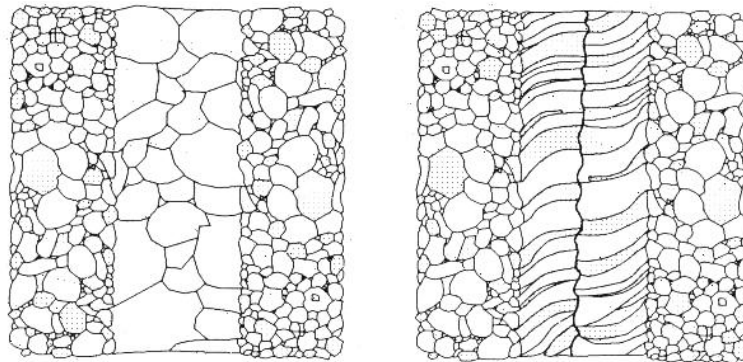


FIGURA 18 Vena con relleno masivo 18a; Vena con relleno fibroso 18b. Tomado y modificado de Dunne y Hancock (1994).

Wilson (1994), parte de la formación de una cavidad que se rellena de fluido y su consecuente precipitación (nucleación, cristalización), para describir un modelo de un ‘único evento de apertura’. En este tipo de venas se producen complejas microestructuras y texturas que dependen de las condiciones dominantes durante el relleno de la misma, y que llegan a influir en la circulación del fluido restante o tardío y en el comportamiento mecánico de la vena, debido a lo cual, las texturas pueden variar desde agregados con granos de morfología prismática, que indican un crecimiento estático de tipo ‘*free-face*’ (Figura 19a), cuando no existe una influencia de esfuerzos importante en el momento de la cristalización, hasta agregados policristalinos desarrollados en un ambiente de deformación, que sugieren un crecimiento de tipo ‘*contact growth*’ (Figura 19b). En ambos casos existe una clara dependencia de los esfuerzos macroscópicamente dominantes, es decir, de aquellos que representan las fuerzas totales experimentadas por las rocas a escala de granos, sobre la nucleación de cristales a partir de un fluido.

Las venas también pueden ser formadas bajo eventos de apertura y relleno. Rawsay (1980), describe este mecanismo como una apertura seguida, sucesivamente, del

relleno de la fractura. En estos casos se pueden presentar varios estados de apertura y entrada consecutiva de fluido. El relleno generado durante estos eventos puede ser fibroso o de agregados cristalinos, entre otros.

Además de las clasificaciones anteriormente expuestas, Dunne y Hancock (1994) estudiaron las venas con material de relleno a manera de ‘granos minerales fibrosos paralelos’, y determinaron que se pueden dividir en dos clases: de relleno sintaxial y antitaxial.

Las fibras de venas sintaxiales crecen en continuidad óptica desde los granos en la pared de la vena, hasta su encuentro desigual en la zona de sutura central, de modo tal que la parte más antigua de la vena estaría en la zona adyacente a la pared de esta (Figura 20a).

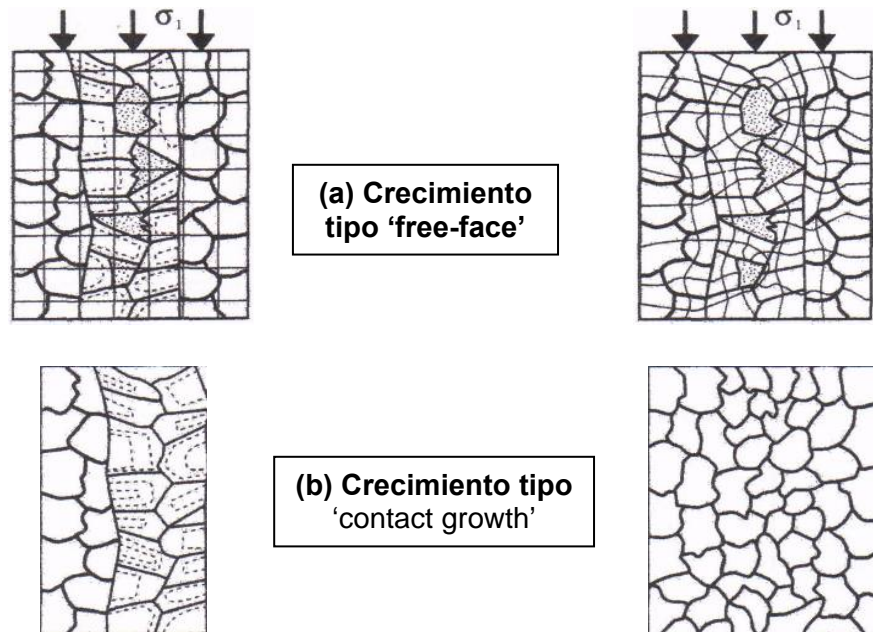


FIGURA 19 Etapas progresivas de relleno, cristalización y textura resultante en venas. Relleno, cristalización y textura de crecimiento de venas bajo condiciones estáticas 19a; Relleno, cristalización y textura de crecimiento de venas bajo condiciones dinámicas 19b. Tomado de Wilson (1994).

Las fibras de venas antitaxiales presentan un comportamiento opuesto, ya que crecen incrementándose desde la vena hasta las paredes de esta y por lo tanto no tiene sutura

en su parte central y las fibras más jóvenes estarían en la pared de las venas (Figura 20b).

Pashier y Trouw (1998), describen una clasificación para el relleno de venas que se divide en cuatro tipos de crecimientos: sintaxial, antitaxial, compuesto, atiaxial (Figura 21). Este último tipo de vena, corresponde a aquellas que se forman por repetida fracturación y crecimiento, en lugares alternantes diferentes de la vena y por lo tanto no presenta una línea media que este en continuidad con los fragmentos de un simple cristal en ambos lados de la vena.

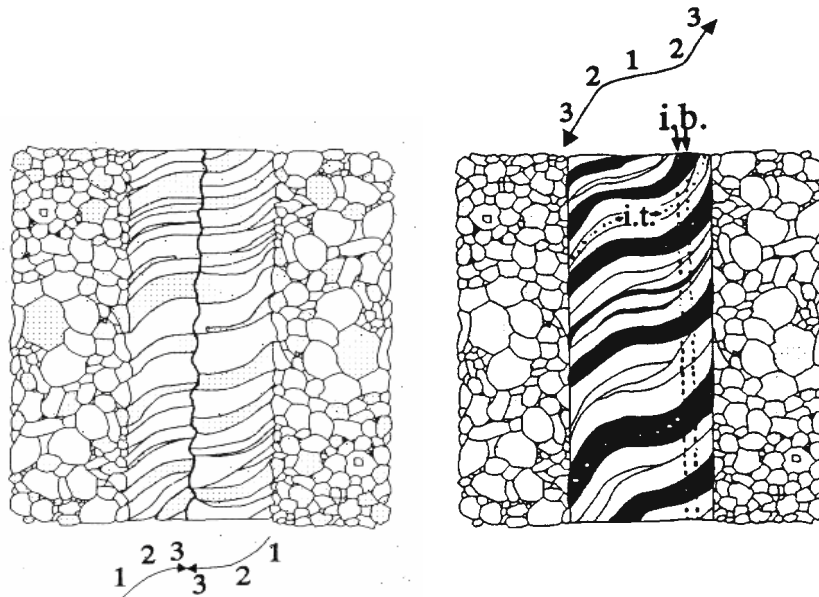


FIGURA 20 Vena con crecimiento de tipo sintaxial 20a; Vena con crecimiento de tipo antitaxial 20b. Tomado de Dunne y Hancock (1994).

Ramsay y Huber (1983) ofrecen una clasificación a partir de la textura del relleno de la vena y consiste en cuatro tipos: a) masivas o granulares; b) sintaxiales; c) antitaxiales y; d) de rellenos estirados o '*stretched fill*'.

Petit *et al.*, (1999), determina una clasificación para estas venas, a partir del modo mecánico de su desarrollo, y las divide en tres clases: a) '*crack-seal*'; b) '*crack-slip-seal*' y; c) '*crack-seal-slip*' (Figura 22). Donde las dos últimas clases requieren de

una sobrepresión de fluidos y su formación es asociada al frente de avance de las fallas de tipo cabalgante.

Desde el punto de vista del ambiente de deformación, generador de venas, estas se clasifican como se muestra en la tabla 3.

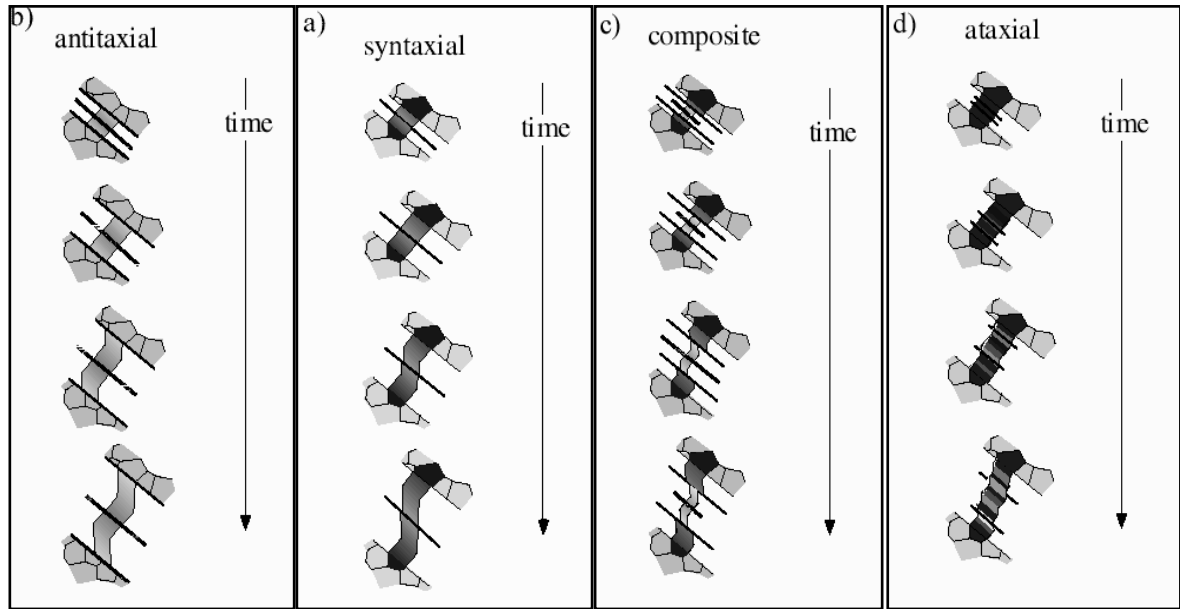


FIGURA 21 Tipo de crecimiento de relleno en venas fibrosas. Tomado de Passchier y Trouw (1998).

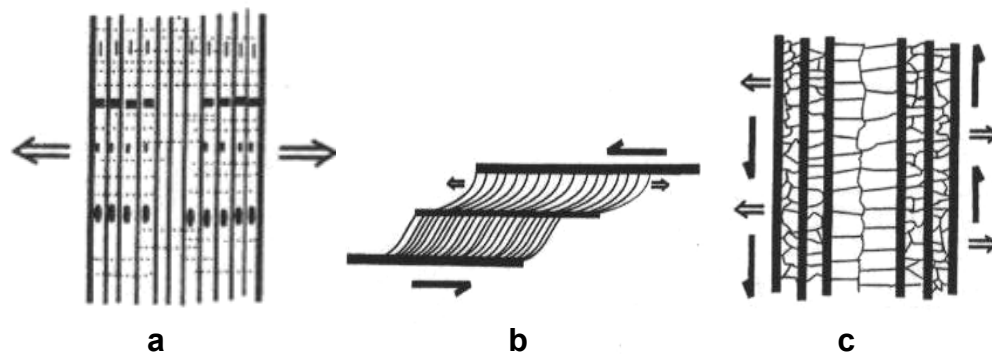


FIGURA 22 Fracturamiento y luego relleno 22a; Fracturamiento + Deslizamiento y luego Relleno 22b; Fracturamiento + Relleno y luego Deslizamiento 22c. Tomado de Petit *et al.* (1999).

Escala	Cm a dm	Cm a dm	Mayor al Cm
Características	Venas	Pull aparts	Venas reactivadas con deslizamiento
Cinemática	1. Fracturamiento 2. Relleno	1. Deslizamiento + Fracturamiento oblicuo 2. Relleno oblicuo en la dirección del deslizamiento.	1. Fracturamiento + relleno. 2. Deslizamiento paralelo a la falla
Presión del fluido	No es necesario sobrepresión	Probablemente es necesario sobrepresión	Es necesario la sobrepresión
Transferencia de fluido	Paralelo a la vena	Perpendicular al desplazamiento de la falla	Fallas paralelas en dirección al tip
Evolución de la Estructura	Ensanchando la vena	Ensanchando el pull apart	Ensanchando y ramificando la vena

TABLA 3. Clasificación de las venas de acuerdo al ambiente de deformación. Tomado de Petit *et al.*, (1999).

6.2.1.2 Mecanismos y procesos asociados a la formación de brechas hidráulicas

Las brechas en términos generales, son estructuras asociadas a procesos mecánicos, ya sea a consecuencia del fracturamiento generado durante la actividad de una falla, o simplemente a consecuencia de un fracturamiento producido por el escape de un fluido con presiones ‘supra-litostáticas’. Por otro lado, las brechas pueden estar igualmente relacionadas con el fracturamiento generado por una implosión a consecuencia de una exsolución (exsolución o desmezcla de una fase gaseosa a partir de un fluido). Finalmente, es posible generar brechas en ambientes de carstificación, brechificación química y brechas por colapsos asociadas a sismicidad (sismitas).

Por lo general, la brecha tectónica es la originada por la fricción sobre el plano del movimiento en procesos de dislocación (lo cual se manifiesta por lo general, en los ambientes frágiles de corteza), o dicho de otro modo, debido a la energía del movimiento algunas veces las rocas en la zona de falla se rompen y se quiebran, para formar una brecha de falla. Este tipo de brechas normalmente muestran una dureza menor como las rocas no afectadas, por lo cual, morfológicamente una brecha de falla se ve como depresión. En las brechas de falla la roca aparece materialmente triturada por las fuertes presiones sufridas, y los clastos exhiben contornos angulares y cumplen con “el criterio del puzzle (distribución de forma desordenada, de los materiales brechificados, dentro de la fractura)”.

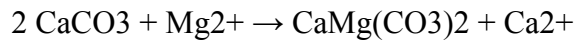
Por otro lado, la brecha hidráulica se presenta como brechas con trozos angulares. Venillas como redes atraviesan la roca, cortándola en compartimientos. Este tipo de brechas se forman donde la presión de los fluidos es fuerte, en lugares como los corazones de los pliegues debido a una presión de fluidos superior a la presión de la roca encajante Branquet (1995).

Brechas de carstificación: Fueron formadas por carstificación y posteriormente cementadas parcialmente por dolomitas y calizas. Se presentan en áreas de alta disolución por ejemplo cerca de zonas de mayor circulación (por encima del nivel vadoso), cavidades numerosas de tamaños variables.

Brechas de colapso: Este tipo está caracterizado por presentar mezcla de fragmentos originados por las capas adyacentes (las cuales fueron rotadas durante su acumulación), las proporciones variables de fragmentos, la matriz y el cemento de relleno dejan espacios abiertos. Estas brechas son comunes en zonas de líneas tectónicas, pero son también consecuencia de alteraciones diagenéticamente.

6.2.1.3 Dolomitización

El proceso de dolomitización se refiere al reemplazo de calcita a dolomita, debido al contacto de la calcita con aguas ricas en Mg, produciendo la siguiente reacción química.



El análisis de textura de dolomitización puede hacerse considerando dos casos reemplazamiento parcial o reemplazamiento total.

1. Reemplazamiento total: podemos encontrarnos diferentes situaciones:

- c) Conservación de la textura deposicional
- b) Conservación parcial de la textura deposicional (fantasmas)
- c) Sin conservación de la textura deposicional

2. Reemplazamiento parcial: el reemplazamiento parcial suele llevar, generalmente, un orden selectivo de tal forma que lo primero en dolomitizarse es la matriz micrítica y posteriormente los bioclastos. En otras ocasiones la selectividad se establece a través de fracturas, bioturbación, estructuras sedimentarias, etc.

6.2.2 Tipología de venas

En el sector ‘Peña Coscuez’ se presentan dos tipos de venas desde el punto de vista estructural: unas paralelas a la estratificación y otras perpendiculares o diagonales a ésta. Los espesores oscilan entre 3 y 10 cm con longitudes de varios metros para las primeras (Figura 23a); y las segundas en pocos casos son mayores de 5 cm y longitudes de hasta 30 cm (Figura 23b).

Desde el punto de vista de la textura del relleno de la vena, se observan venas antitaxiales y desde el punto de vista de su mineralogía de relleno, están principalmente rellenas de Calcita, Dolomita, Ankerita, Calcita Magnésica, y Cuarzo; dentro de esta mineralogía se pueden diferenciar venas de 2 tipos: a) de Calcita+Dolomita+Cuarzo b) de Calcita+Cuarzo



FIGURA 23 Venas paralelas a la estratificación con espesores aproximados de 10-15 cm y de gran longitud 23a. Vena cruzando la estratificación con espesor aproximado de 1-2 cm y de poca longitud 23b.

Por lo mencionado anteriormente, como son el tamaño, continuidad y tipo de relleno; las venas que van paralelas a la estratificación son mucho más importantes para la movilización de los fluidos.

6.2.3 Tipología de Brechas

Las brechas identificadas en el área, se han clasificado con base en las observaciones de campo como brechas de tipo hidrotermal (Figura 24). Estas, se concentran en muchos casos en zonas de mayor curvatura como ejes de pliegues (ver figuras 14 y 17) y están asociadas a fenómenos flexurales y zonas de relaciones de deformación máxima; esto nos indica un fracturamiento hidráulico producido por una presión de fluidos máxima en aquellas zonas donde las relaciones de deformación son mayores.



FIGURA 24 Zona de Brechificación en la que se puede observar hacia la parte central (cerca al eje del sinclinal) un aumento de la brechificación, mientras que hacia alrededor va disminuyendo el tamaño de las brechas.

6.3 PETROGRAFIA

La petrografía fue realizada a 15 secciones delgadas de roca caja, vena en contacto con roca caja y brechas. La descripción detallada de las muestras analizadas, se documentó en un formato especial facilitado por el INGEOMINAS (Ver Anexos 1).

Nivel tres: Es el nivel superior de la peña en el que fueron analizadas 12 muestras (Figura 25). Dentro de este trayecto se encuentran zonas de lodolita carbonosa con laminación muy delgada, paralela, ondulosa, continua conformada por una matriz de micrita asociada con materia carbonosa en la cual se encuentran los minerales de Cuarzo y Albita, igualmente hay recristalización de Esparita y presencia de venillas de carbonatos cruzando la laminación y bolsas de peloides esféricos a subesféricos dentro de un cemento esparítico anhedral.

Otra zona es la de hidrofracturamiento en la que es muy frecuente observar brechas con venas de carbonatos especialmente Dolomita y Calcita. La Albita y el Cuarzo muestran una ubicación preferencial hacia el borde de los fragmentos de micritas carbonosas al igual que presencia de lodolita carbonosa rodeada por venas de carbonatos dejando ver el gran plegamiento producto del hidrofracturamiento y mostrando que las venas de Albita están rotas por las venas de carbonatos, al igual

que la Albita se encuentra rodeada por carbonato, lo que nos indica que primero se formo la Albita.

También se encuentra la zona dolomítica que al igual que las demás zonas la roca caja es una lodolita calcárea que es característica por presentar en el afloramiento lo que ha sido denominado por los mineros como flor de ahuyama debido a su color y que en la parte petrográfica se puede ver en las venas compuestas casi en su totalidad de Dolomita-Ankerita y mostrando en los planos de exfoliación óxidos, al igual que arcillolitas de matriz micritica de Ankerita. También es de resaltar que presenta venas de carbonatos fibrosas de gran espesor.

LME038002 Roca caja formando una laminación debido a la acumulación de los dos componentes principales que son materia carbonosa intercalada con micrita, esta laminación es plano paralela continua en la que se observa que las laminas oscuras son de menor tamaño que las claras (Figura 26).

La roca es lodosoportada y tiene un contacto entre granos de 90% flotante y 10% puntual.

MINERALES

Cuarzo: (17%) Anhedral de tamaño limo grueso a muy grueso

Albita: (11%) Anhedral a subhedral de tamaño limo muy grueso

Materia Carbonosa (26%) Formando láminas.

Micrita: (46%) Se encuentra en asociación con la materia orgánica, formando láminas claras de mayor espesor

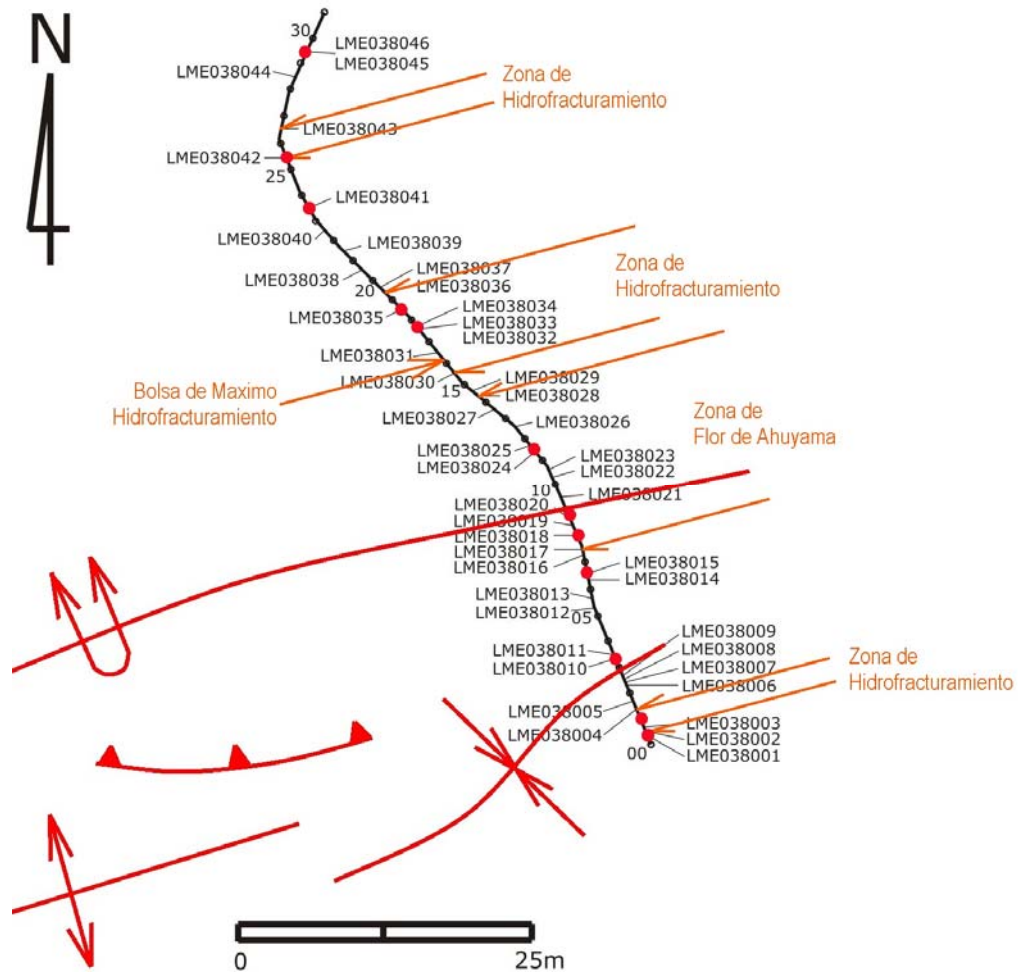


FIGURA 25 Localización de muestras estudiadas petrográficamente en el nivel superior y su relación con las estructuras de deformación del sector (Esquema base tomado de Mora, 2005).

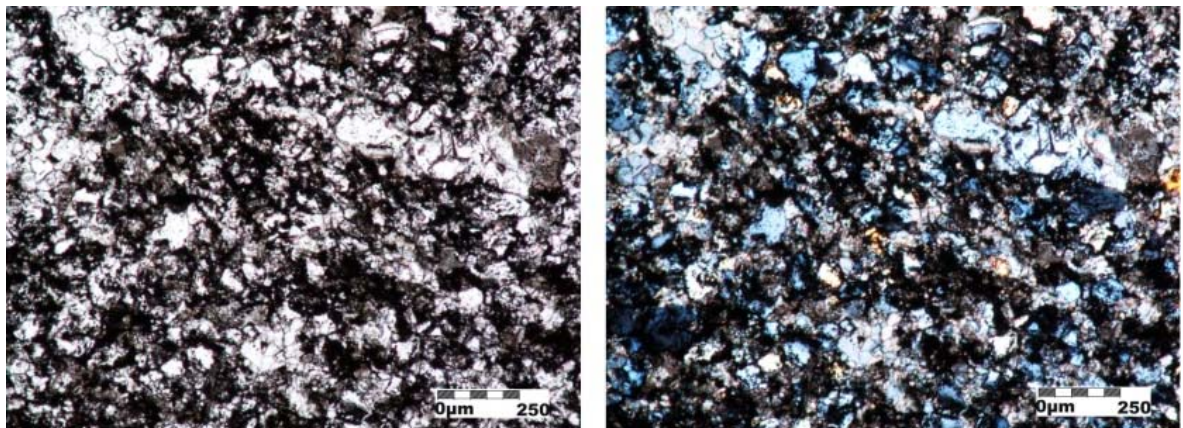


FIGURA 26 Roca calcárea con presencia de venas de carbonato. Microfotografía en Nicoles paralelos 10X 26a. Microfotografía en Nicoles cruzados 10X 26b.

LME038003 Vena de carbonatos de calcita-dolomita anhedral con tamaños de grano de cristalino grueso a fino. La roca caja presenta una laminación ondulosa paralela debida a la acumulación de materia carbonosa (Figura 27).

La roca presenta un 60% de matriz y 40% de armazón; los granos tienen una redondez promedio de 35% y esfericidad promedio de 65% al igual que un 35% de contacto suturado, 12% cóncavo-convexo y 53% flotante.

MINERALES

Materia Carbonosa: (37%) Se encuentra dentro de los fragmentos de roca formando láminas

Micrita: (20%) Se encuentra asociada a la materia carbonosa

Albita: (8%) Anhedral de tamaño limo grueso en contacto flotante dentro de la matriz micrítica

Minerales autigénicos 35%

Dolomita-Calcita: (24%) Cristalina gruesa a muy gruesa, anhedral angular

Cuarzo: (6%) anhedral fino

Albita: (5%) Subhedral grueso

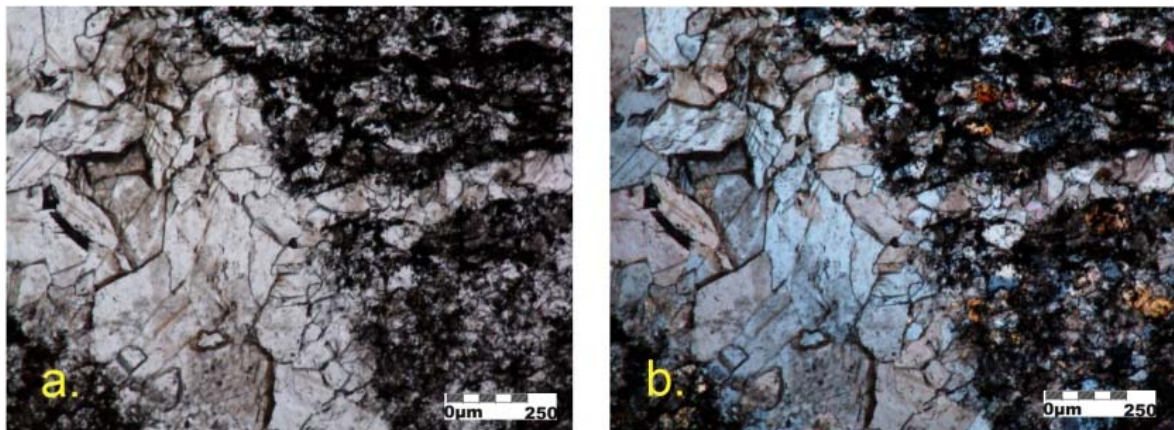


FIGURA 27 Lodolita calcárea laminada con venas de carbonatos paralelas y cruzando la laminación. Microfotografía en Nícoles paralelos 10X 27a. Microfotografía en Nícoles cruzados 10X 27b.

LME038010 Vena de Dolomita-Ankerita con presencia de óxidos en los contactos intergranulares. Se observan cavidades drusiformes rellenas con cristales escalenoédricos (Figura 28).

Los granos no presentan orientación definida, muestran un porcentaje de 95% de armazón y 5% de matriz, muy baja redondez y baja esfericidad y un contacto entre ellos de 90% suturado y 10% cóncavo-convexo.

MINERALES

Minerales Autigénicos: 100%

Dolomita -Ankerita: (76,2%) Cristales subhedrales a anhedrales romboédricos con exfoliación perfecta de tamaños muy gruesa a media predominando el tamaño grueso

Calcita: (9%) Cristales anhedrales que están en contacto suturado y en venas de espesores de 10micras

Feldespatos K: (7%) Cristales anhedrales en contacto suturado distribuidos aleatoriamente en la muestra

Cuarzo: (6%) Anhedrales de tamaño medio

Albita: (1,8%) Euhedral a subhedral de tamaño medio-fino algunas veces incluida en carbonatos

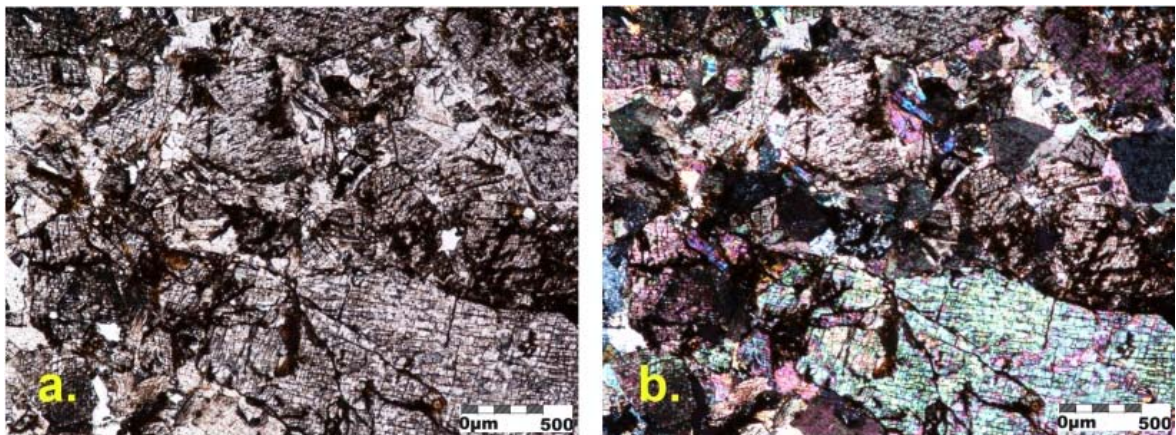


FIGURA 28 Vena de carbonatos. Microfotografía en Nícoles paralelos 5X 28a. Microfotografía en Nícoles cruzados 5X 28b.

LME038015 La roca caja está conformada por materia que presenta laminación muy delgada ondulosa paralela continua debido a variaciones granulométricas y de color

por la acumulación de materia carbonosa y en algunas partes presenta recristalización de la calcita (Figura 29).

La roca es 80% lodosoportada y 20% granosoportada con un contacto entre granos de 80% flotante y 20% longitudinal.

MINERALES

Terrígenos 20%

Albita: (12%) cristalina media muy fina subhedral, maclada se encuentra en contacto flotante dentro de una matriz de micrita

Cuarzo: (8%)

Materia Carbonosa: 50% Distribuida laminarmente

Minerales Autigénicos

Calcita: (5%) recristalizada en masas anhedrales

Ortoquímicos: 25%

Micrita-Microesparita: distribuida laminarmente en asociación con la materia orgánica formando láminas oscuras dentro de la roca caja

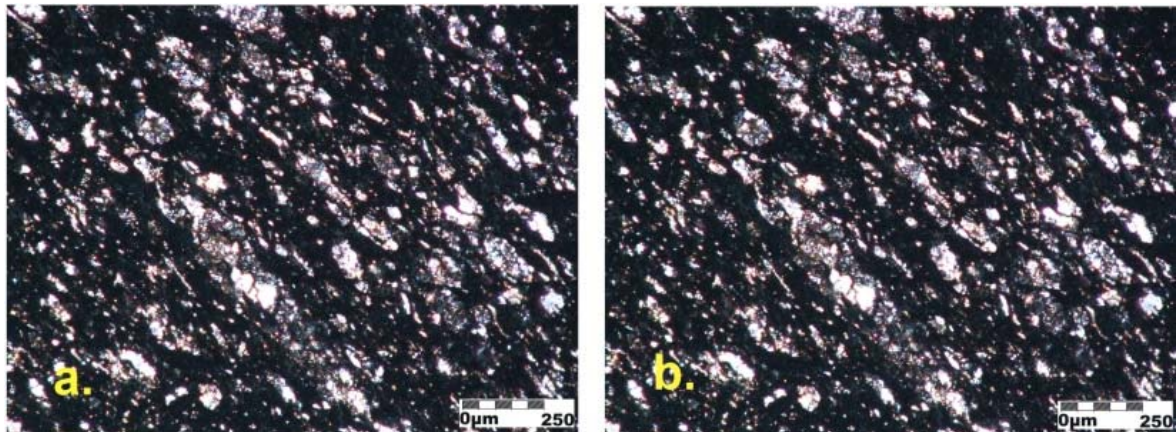


FIGURA 29 Lodolita calcárea con laminación ondulosa continua. Microfotografía en Nícoles paralelos 10X 29a. Microfotografía en Nícoles cruzados 10X 29b.

LME038018 Vena de carbonatos de calcita-dolomita anhedral con tamaños de grano de cristalino grueso a fino. La roca caja presenta una laminación ondulosa paralela debida a la acumulación de materia carbonosa.

La roca presenta un 65% de matriz y 35% de armazón; los granos tienen una redondez promedio de baja y esfericidad promedio media al igual que un 37% de contacto suturado, 15% cóncavo-convexo y 48% flotante.

MINERALES

Materia Carbonosa: (33%) Se encuentra dentro de los fragmentos de roca formando láminas

Micrita: (18%) Se encuentra asociada a la materia carbonosa

Albita: (7%) Anhedral de tamaño limo grueso en contacto flotante dentro de la matriz micrítica

Minerales autigénicos 42%

Dolomita-Calcita: (26%) Cristalina gruesa a muy gruesa, anhedral angular

Cuarzo: (9%) anhedral fino

Albita: (7%) Subhedral grueso

LME038020 Roca Dolomítica-Ankerítica con laminación muy delgada ondulosa paralela continua y matriz micrítica de ankerita con presencia de venas de carbonatos que van paralelas a la laminación con muy pequeño espesor pero alta continuidad (Figura 30).

La roca es lodosoportada un 100% y tiene un contacto entre granos de 90% flotante y 10% longitudinal.

MINERALES

Micrita: (60%) Se encuentra asociada a pequeñas laminas de óxido

Cuarzo: (22%) Anhedral de tamaño medio

Albita: (17%) Euhedral a subhedral de tamaño medio-fino

Minerales Antigénicos:

Dolomita-Calcita: (1%) Cristalina fina formando pequeñas venas

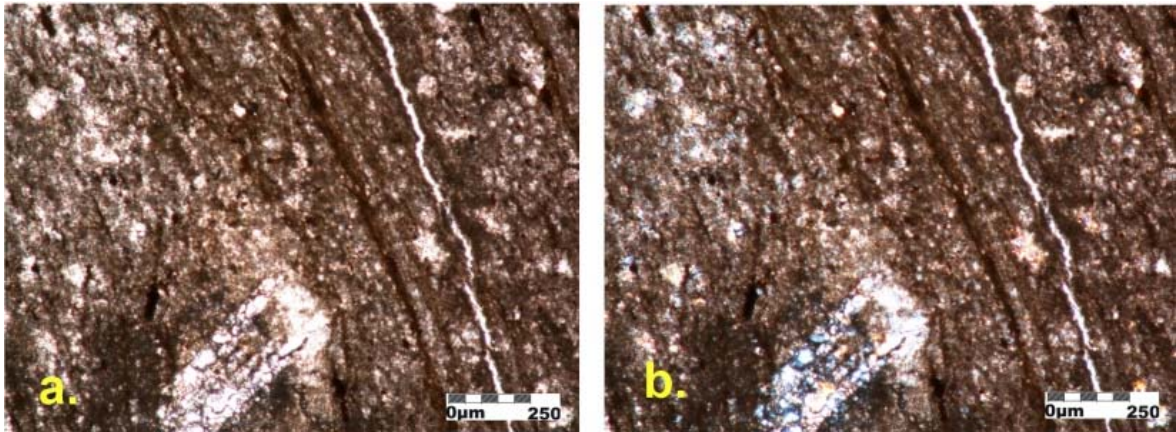


FIGURA 30 Roca dolomítica con laminación ondulosa continua y presencia de venillas de carbonato. Microfotografía en Nícoles paralelos 10X 30a. Microfotografía en Nícoles cruzados 10X 30b.

LME038024 Esta muestra es el contacto entre la roca caja Dolomítica-Ankerítica y vena de dolomita fibrosa entre las cuales se presenta un contacto neto y deja ver muy bien la laminación de la roca caja y la fibrosidad de la vena que va perpendicular a la laminación de la roca. La roca caja tiene laminación muy delgada ondulosa paralela continua matriz micrítica de ankerita, presencia de venas de carbonatos algunas paralelas y otras cruzando la laminación en las últimas se observa plegamiento (Figura 31).

La roca es lodosoportada en un 62% y granosoportada en un 38% y presenta un contacto entre granos de 45% flotante, 35% longitudinal, 15% cóncavo-convexo y 5% tangencial.

MINERALES

Terrígenos 26%

Albita: (14%) anhedrales a subhedrales de tamaño limo grueso

Cuarzo: (12%) anhedral con tamaño de limo grueso

Minerales Autigénicos 36%

Dolomita-Ankerita: (34%) Cristalina gruesa de forma fibrosa en contacto longitudinal

Clorita: (2%) tabular de tamaño arena gruesa

Micrita: (38%) distribuida laminarmente en la roca en asociación con el óxido producto de la ankerita.

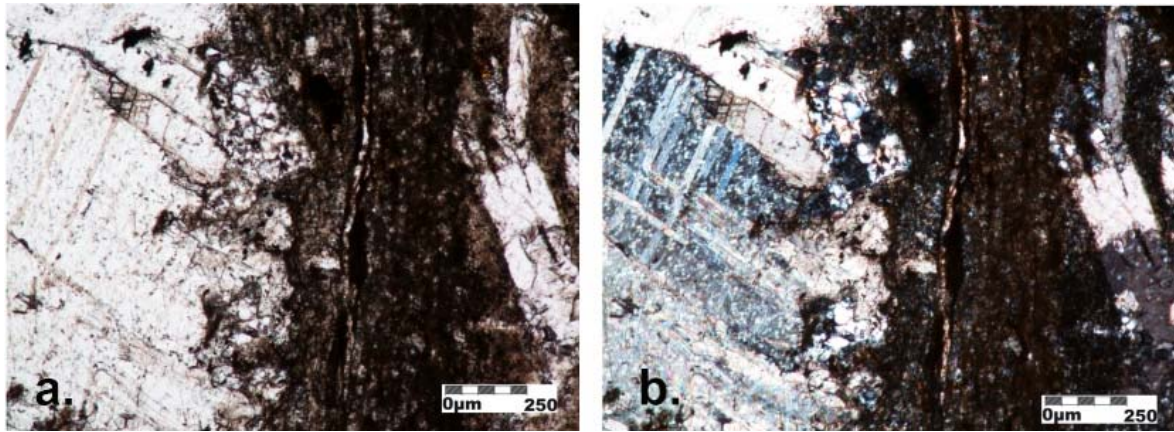


FIGURA 31 Lodolita calcárea con laminación ondulosa continua en contacto con vena de carbonatos fibrosa. Microfotografía en Nícoles paralelos 10X 31a. Microfotografía en Nícoles cruzados 10X 31b.

LME038034 Roca en contacto irregular con vena de carbonato a ambos extremos de la sección. La roca presenta un bandeamiento debido a la acumulación de materia carbonosa intercalada con bandas de microesparita anhedral mas claras en el que el espesor de cada banda disminuye hacia un extremo de la sección, hacia la parte del contacto se encuentran venillas de carbonatos; algunas paralelas y otras cruzando la laminación (Figura 32).

La roca es lodosoportada en un 85% y granosoportada en un 15% presentando un contacto entre granos de 65% tangencial, 20% suturado, 13% cóncavo-convexo y 2% longitudinal.

MINERALES

Albita: (6%) subhedral, subredondeada de tamaño limo grueso presente en las bandas claras y presentando una cantidad baja y en algunos casos ausente en las bandas oscuras

Cuarzo:(13%) anhedral de tamaño limo grueso

Muscovita: (1%) Tabular en contacto flotante

Materia Carbonosa 38% Distribuida laminarmente

Minerales Autigénicos 22%

Dolomita: (11%) Cristalina gruesa de forma anhedral, subredondeada, subesferica presentando la macla polisintética en las dos direcciones de las diagonales.

Calcita: (9%) Cristalina media de forma anhedral romboédrica, subredondeada, subesférica presentando la macla paralela a la diagonal mayor en algunos lugares presentan contacto longitudinal.

Cuarzo: (2%) Anhedral en contacto saturado con los carbonatos y esta ubicado hacia el contacto con la roca.

Microesparita: (20%) Se encuentra en asociación con la materia carbonosa

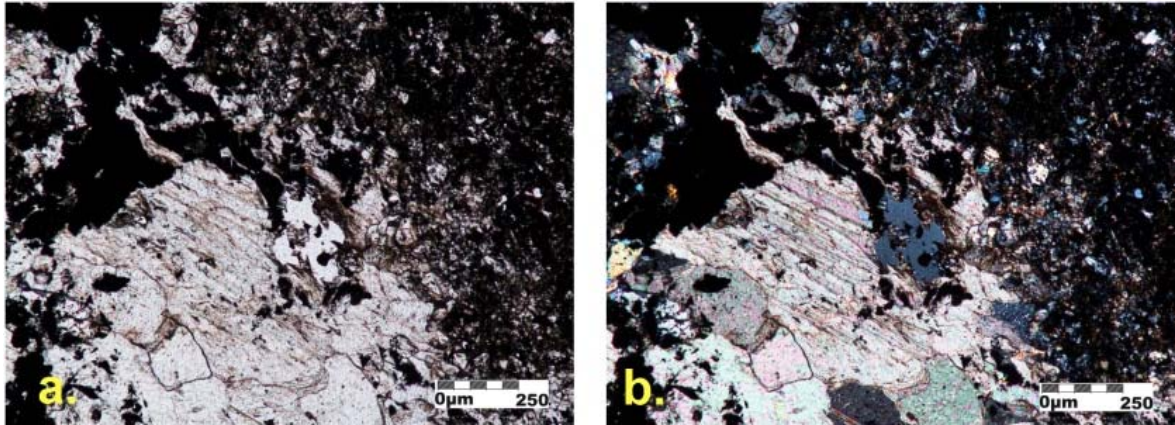


FIGURA 32 Lodolita calcárea con laminación ondulosa continua y presencia de venillas de carbonato. Microfotografía en Nícoles paralelos 10X 32a. Microfotografía en Nícoles cruzados 10X 32b.

LME038035 Vena de carbonatos de calcita-dolomita anhedral con tamaños de grano de cristalino grueso a fino, detritos de cuarzo que están preferiblemente ubicados hacia el contacto con la roca caja. La roca caja está compuesta de materia carbonosa, micrita, cuarzo y albita presentando una laminación ondulosa debida a la acumulación de materia carbonosa.

Los granos muestran un porcentaje de 58% de armazón y 42% de matriz, redondez promedio baja y esfericidad promedio media y un contacto entre ellos de 60% suturado 20% cóncavo-convexo y 20% flotante.

MINERALES

Materia Carbonosa: (20%) Se encuentra dentro de los fragmentos de roca formando láminas

Micrita (13%) Se encuentra asociada a la materia carbonosa

Albita: (5%) Anhedral de tamaño limo grueso en contacto flotante dentro de la matriz micrítica

Minerales Autigénicos

Dolomita-Calcita: (40%) Cristalina gruesa a muy gruesa, anhedral angular

Cuarzo: (12%) anhedral fino

Albita: (10%) Subhedral grueso

LME038041 Roca con presencia de laminación plana, paralela, ondulosa debida a la acumulación de materia carbonosa con venas de carbonatos cruzando la laminación. Presencia de bolsas de peloides de forma elipsoidal muy ricos en materia orgánica dentro de un cemento esparítico distribuidos al azar dentro de la muestra (Figura 33).

La roca es lodosoportada 100% y el contacto entre granos es 90% flotante y 10% tangencial

MINERALES

ALOQUIMICOS 8%

Peloides: (8%) Bolsas de peloides de materia orgánica esféricos a subesféricos dentro de un cemento esparítico anhedral, estas bolsas presentan tamaños de 0,5 -1 mm y están distribuidas al azar dentro de la muestra

Albita: (13%) anhedral fina a media

Cuarzo: (7%) anhedral medio

Materia Carbonosa 30% Distribuida laminarmente

Minerales Autigénicos 2%

Dolomita-calcita: (2%) subhedral formando venillas

Micrita: (35%) Se encuentra en asociación con la materia carbonosa formando la laminación

Microsparita: (5%) anhedral fina se encuentra recubriendo los peloides

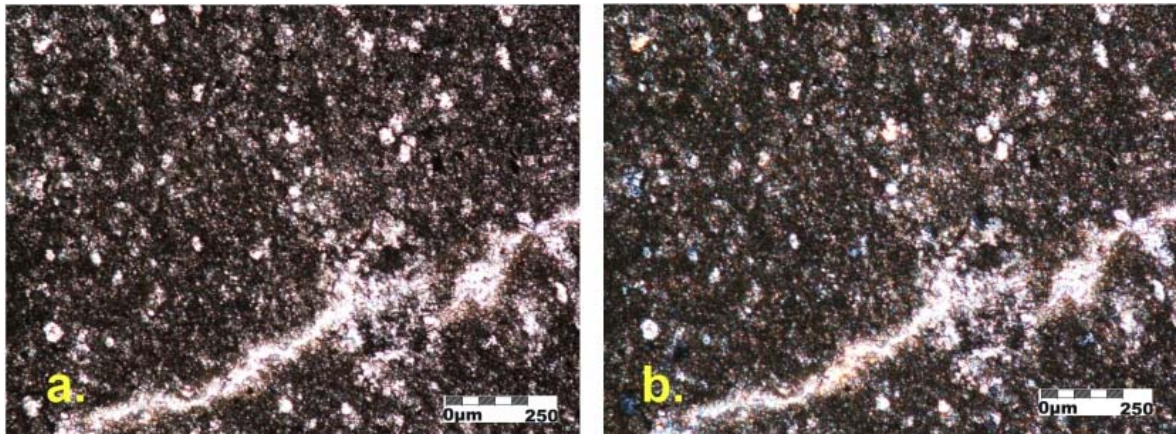


FIGURA 33 Lodolita calcárea con laminación ondulosa continua y presencia de venillas de carbonato. Microfotografía en Nícoles paralelos 10X 33a. Microfotografía en Nícoles cruzados 10X 33b.

LME038042 Roca caja conformada por materia carbonosa presentando laminación plano paralela continua en el que se observa que las laminas oscuras son de menor tamaño que las claras (Figura 34).

La roca es lodosoportada 100% y tiene contacto entre granos de 90% flotante y 10% puntual.

MINERALES

Cuarzo: (18%) Anhedral de tamaño limo grueso a muy grueso

Albita: (11,5%) Anhedral a subhedral de tamaño limo muy grueso

Materia Carbonosa 24,6% Presente formando laminas

Ortoquímicos 45,9%

Micrita: (45,9%) Se encuentra en asociación con la materia orgánica, formando láminas claras de mayor espesor

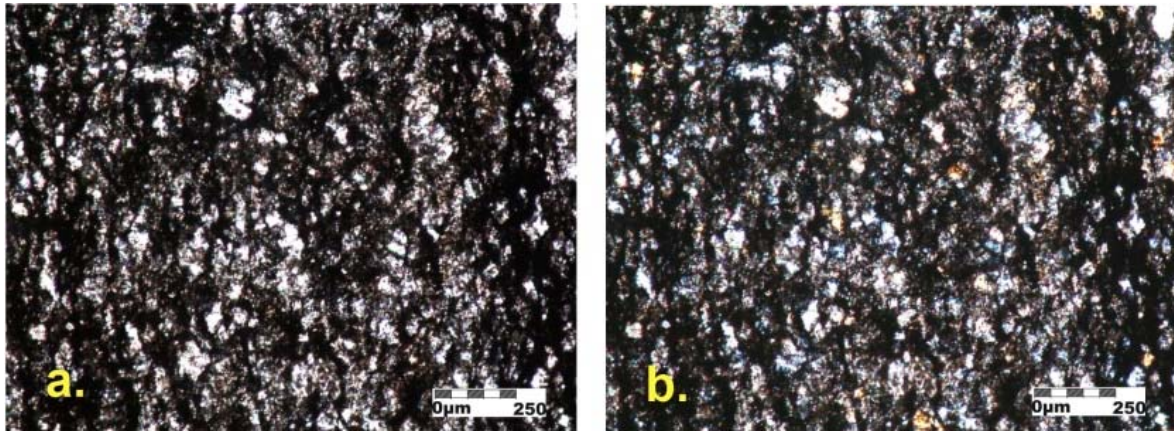


FIGURA 34 Lodolita calcárea con laminación ondulosa continua y presencia de venillas de carbonato. Microfotografía en Nícoles paralelos 10X 34a. Microfotografía en Nícoles cruzados 10X 34b.

LME038045 Vena de carbonatos de calcita-dolomita anhedral con tamaños de grano de cristalino grueso a fino. La roca caja presenta una laminación ondulosa debida a la acumulación de materia carbonosa (Figura 35).

La roca presenta un 65% de matriz y 35% de armazón; los granos tienen una redondez promedio de 30% y esfericidad promedio de 50% al igual que un 30% de contacto suturado, 10% cóncavo-convexo y 60% flotante.

MINERALES

Materia Carbonosa: (44%) Se encuentra dentro de los fragmentos de roca formando láminas

Micrita: (23%) Se encuentra asociada a la materia carbonosa

Albita: (9%) Anhedral de tamaño limo grueso en contacto flotante dentro de la matriz micrítica

Minerales autigénicos 24%

Dolomita-Calcita: (16%) Cristalina gruesa a muy gruesa, anhedral angular

Cuarzo: (5%) anhedral fino

Albita: (3%) Subhedral grueso

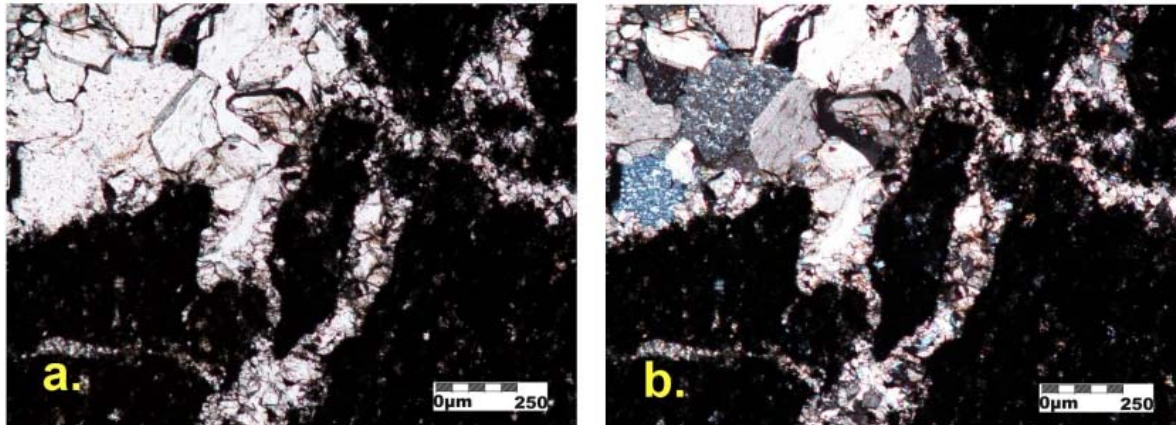


FIGURA 35 Figura 35. Lodolita calcárea con laminación ondulosas y presencia de venas de carbonato. Microfotografía en Nícoles paralelos 10X 35a. Microfotografía en Nícoles cruzados 10X 35b.

Nivel uno: Nivel inferior en el que fueron analizadas 3 muestras. En este nivel se encuentran lodolitas calcáreas compuestas de una matriz micrítica asociada con materia carbonosa formando bandas debido a la acumulación de la materia carbonosa, cuarzo anhedral y albita subhedral con pequeñas venillas dentro de ella y con intenso plegamiento, fracturamiento y venas de carbonatos fibrosas en contacto neto con la roca caja (Figura 36).

LME038048 Roca caja compuesta de materia carbonosa con pequeña venillas dentro de ella. La roca se encuentra en contacto con venas de calcita fibrosa de gran espesor, presenta gran plegamiento (Figura 37).

La roca es lodosoportada 45% y granosoportada 55% y el contacto entre granos es de 45% flotante, longitudinal 40% y cóncavo-convexo 15%.

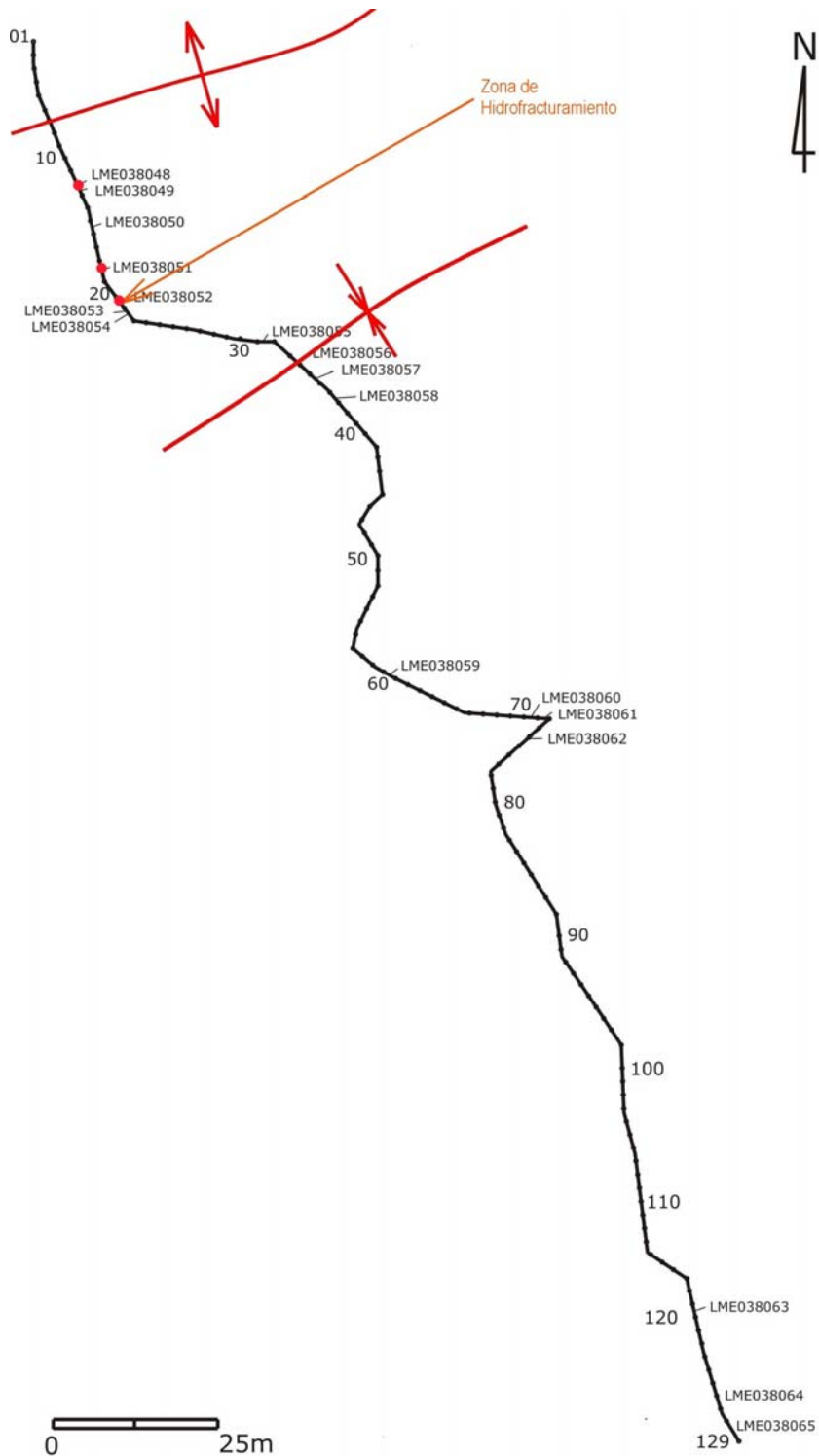


FIGURA 36 Localización de muestras estudiadas petrográficamente en el nivel inferior y su relación con las estructuras de deformación del sector (Esquema base tomado de Mora, 2005).

MINERALES

Albita: (10%) Subhedral a anhedral de tamaño limo grueso

Cuarzo: (9.1%) anhedral de tamaño limo medio a grueso

Materia Carbonosa 33% presente formando laminas

Minerales Autigénicos 31,4%

Calcita: (16,5%) cristalina media a gruesa anhedral

Dolomita: (8,8%) Cristalina gruesa a muy gruesa presentando maclado paralelo en las dos direcciones de las diagonales

Albita: (3,5%) anhedral de tamaño limo grueso

Cuarzo: (2,6%) anhedral de tamaño limo medio

Ortoquímicos

Micrita: (16,5%) en asociación con la materia carbonosa formando bandas

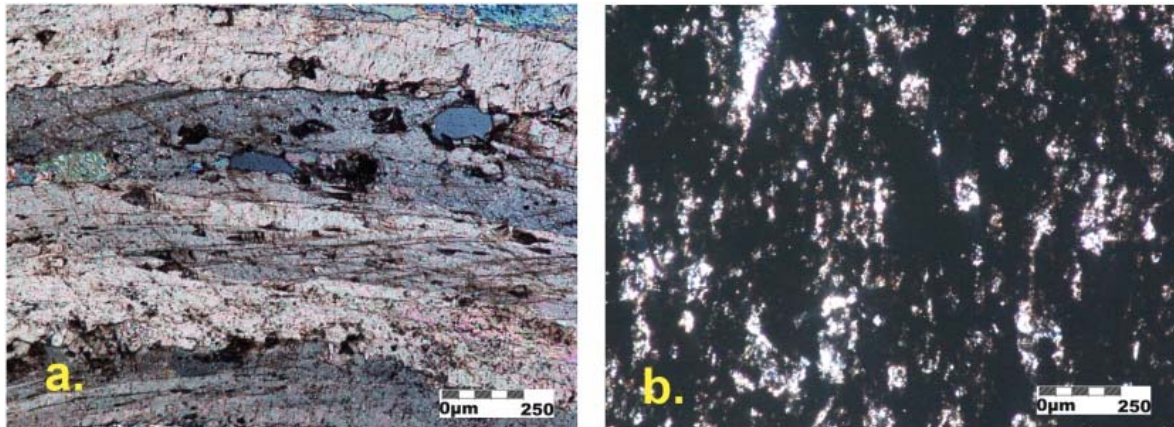


FIGURA 37 Vena de carbonato fibrosa en Nícoles cruzados 10X 37a. Lodolita calcárea con laminación ondulosa en Nícoles paralelos 10X 37b.

LME038051 Vena fibrosa de calcita-dolomita con tamaños de grano de cristalino grueso a fino, La roca caja está compuesta de materia carbonosa con laminación ondulosa debida a la acumulación de esta y presenta en algunas parte plegamiento.

Los granos muestran un porcentaje de 65% de armazón y 35% de matriz, 30% de redondez y 50% esfericidad y un contacto entre ellos de 65% suturado 22% cóncavo-convexo y 13% flotante.

MINERALES

Albita: (10%) Subhedral a anhedral de tamaño limo grueso

Cuarzo: (7.5%) anhedral de tamaño limo medio a grueso

Materia Carbonosa 20% presente formando laminas

Minerales Autigénicos 58%

Calcita: (29%) cristalina media a gruesa anhedral

Dolomita: (16%) Cristalina gruesa a muy gruesa presentando maclado paralelo en las dos direcciones de las diagonales

Albita: (8%) anhedral de tamaño limo grueso

Cuarzo: (5 %) anhedral de tamaño limo medio

Ortoquímicos

Micrita: (14%) en asociación con la materia carbonosa formando bandas

LME038052 Vena de dolomita-ankerita anhedral, muy gruesa a fina; presencia de alto contenido de óxidos (Figura 38).

Los granos no presentan orientación definida, muestran un porcentaje de 95% de armazón y 5% de matriz, muy baja redondez y baja esfericidad y un contacto entre ellos de 90% suturado y 10% cóncavo-convexo.

MINERALES

Minerales Autigénicos: 100%

Dolomita -Ankerita: (76%) Cristales subhedrales a anhedrales romboédricos con exfoliación perfecta de tamaños muy gruesa a media predominando el tamaño grueso

Calcita: (8%) Cristales anhedrales que están en contacto suturado y en venas de espesores de 10micras

Feldespatos K: (2.5%) Cristales anhedrales en contacto suturado distribuidos aleatoriamente en la muestra

Cuarzo: (4.5%) Anhedrales de tamaño medio

Albita: (9%) Euhedral a subhedral de tamaño medio-fino algunas veces incluida en carbonatos

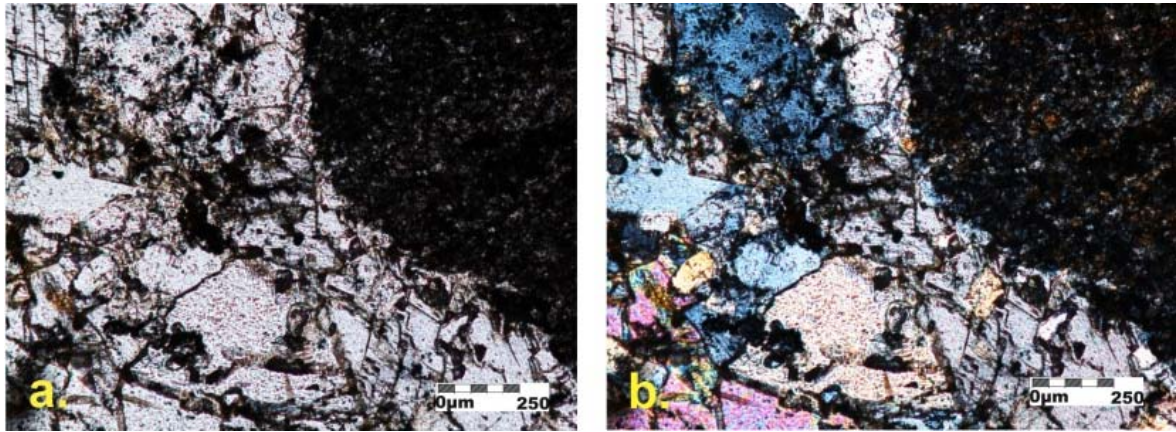


FIGURA 38 Lodolita calcárea con laminación ondulosa continua y presencia de venillas de carbonato. Microfotografía en Nícoles paralelos 10X 38a. Microfotografía en Nícoles cruzados 10X 38b.

6.4 DIFRACCIÓN DE RAYOS X (DRX)

Con el propósito de identificar mineralógicamente las rocas y venas del Sector Peña Coscuez, se realizaron análisis cualitativos de DRX a 53 muestras de polvo desorientado.

6.4.1 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).

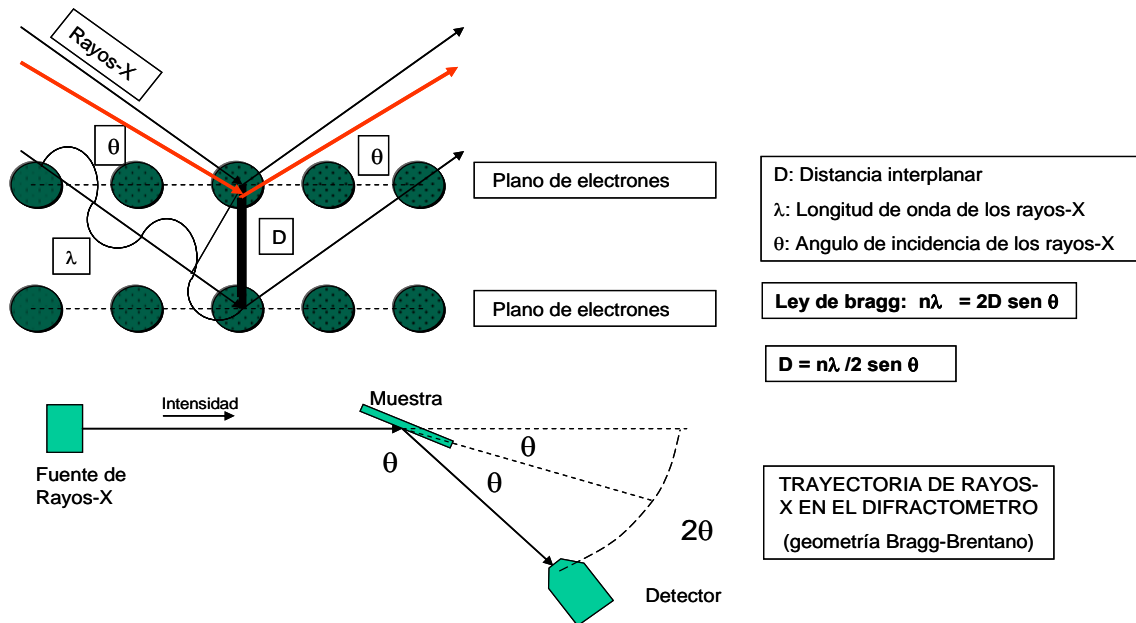


FIGURA 39 Principio de aplicación de la Ley de Bragg en Difracción de Rayos X y esquema de funcionamiento del aparato de difracción. Tomado de <http://www.uma.es/scai/servicios/xrd/xrd.html>

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:

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

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

$$\sin \theta = \frac{n\lambda}{2d}$$

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.

6.4.2 Resultados Obtenidos

Con base en la caracterización mineralógica obtenida mediante los análisis de DRX (Ver Anexo 2), se pudo establecer que la litología del área es muy homogénea; pudiendo identificar dos paragénesis minerales como se pueden observar en la Tabla 4.

Zana 1: Zona dentro de la cual se presenta la denominada ‘Flor de Ahuyama’ tiene un espesor aproximado de unos 30-35 m y se caracteriza por presentar la siguiente paragénesis.

Albita+Cuarzo+Dolomita+Ankerita+Hematita+Mg-Calcita+Muscovita±Calcita

Zona 2: Esta zona es aledaña a la zona 1, presenta pliegues métricos sin inversión y se caracteriza por presentar la siguiente paragénesis.

Albita+cuarzo+Dolomita+Calcita+Illita+Caolinita±Mg-Calcita

6.5 INCLUSIONES FLUIDAS

El propósito de este estudio es el de identificar los distintos paleofluidos que han circulado por las rocas de ese sector, los cuales han quedado atrapados a manera de pequeñas cavidades (inclusiones fluidas), en los minerales de relleno de venas. Asimismo, la idea es poder establecer las condiciones físico-químicas de estos paleofluidos.

Otro aspecto importante a resolver durante este estudio, es poder establecer el tipo de IF en los materiales hidrotermales presentes en las brechas hidrotermales, en aras de poder contribuir al conocimiento sobre la génesis de estas estructuras, al parecer relacionadas igualmente con el paso de los paleofluidos (Figura 40).

MUESTRA	TIPO DE MUESTRA	MINERALES																							
		CALCITA	MAGNESITA	DOLOMITA	DOLOMITA FERRICA	ANKERITA	ARAGONITA	CUARZO	ALBITA	MOSCOVITA	ILLITA	CAOLINITA	MONTMORIL	PIRITA	FLUORITA	MAGNETITA	CRISTOBALITA	HEMATITA	GOETITA	SIDERITA	RUTILO	DIGENITA	WILLEMITA	GYPSUM	SPANGOLITA
LME038001	ROCA CAJA	X						X	X		X	X													
LME038002	ROCA CAJA	X		X				X	X		X	X													
LME038003	ROCA CAJA	X		X				X	X																
LME038004	ROCA CAJA	X	X	X																					
LME038005	ROCA CAJA	X		X				X	X																
LME038006	VENA	X						X	X		X	X		X		X									
LME038007	ROCA CAJA	X		X				X	X		X	X					X								
LME038008	VENA	X				X		X	X			X				X									
LME038009	ROCA CAJA	X		X				X	X								X								
LME038010	VENA		X	X				X	X									X							
LME038011	ROCA CAJA	X		X				X	X									X							
LME038012	ROCA CAJA	X		X					X																
LME038013	ROCA CAJA	X		X				X	X	X															
LME038014	ROCA CAJA		X	X				X	X																
LME038015	ROCA CAJA		X	X				X	X									X	X						
LME038016	ROCA CAJA		X						X									X		X					
LME038017	ROCA CAJA	X		X				X	X									X		X					
LME038018	BRECHA	X		X				X	X			X						X		X					
LME038019	ROCA CAJA		X	X					X			X						X			X				
LME038020	ROCA CAJA	X		X				X	X		X							X							
LME038021	ROCA CAJA		X	X				X	X	X								X							
LME038022	ROCA CAJA	X		X			X	X	X									X		X					
LME038023	ROCA CAJA	X		X			X	X	X																
LME038024	ROCA CAJA	X		X			X	X	X																
LME038026	BRECHA	X		X			X	X	X									X							
LME038027	ROCA CAJA		X					X	X						X			X		X			X		
LME038028	ROCA CAJA		X					X	X									X		X					
LME038029	ROCA CAJA		X	X				X	X	X		X													
LME038030	ROCA CAJA	X		X				X	X	X		X													
LME038031	BRECHA	X						X	X		X							X							
LME038032	VENA		X	X				X	X	X		X													
LME038033	ROCA CAJA		X	X				X	X	X		X													
LME038034	VENA	X		X				X	X	X								X							
LME038035	ROCA CAJA	X		X				X	X	X		X													
LME038036	ROCA CAJA	X		X				X	X	X		X						X					X		
LME038037	ROCA CAJA	X		X				X	X	X		X						X							
LME038038	ROCA CAJA		X	X				X	X	X		X						X							
LME038039	ROCA CAJA	X		X				X	X	X		X									X				
LME038040	VENA	X		X				X	X	X		X													
LME038041	ROCA CAJA	X		X				X	X		X	X													
LME038042	BRECHA	X		X				X	X		X	X													
LME038043	VENA	X		X				X	X																
LME038044	ROCA CAJA	X		X				X	X		X	X													
LME038045	BRECHA	X		X				X	X		X	X													
LME038046	ROCA CAJA	X		X				X	X	X		X						X							
LME038047	VENA	X		X				X	X	X											X				
LME038048	ROCA CAJA	X		X				X	X		X														
LME038049	ROCA CAJA		X	X				X	X	X			X										X		
LME038050	ROCA CAJA	X		X				X	X		X												X	X	
LME038051	ROCA CAJA	X		X			X	X	X		X	X											X		
LME038052	ROCA CAJA	X		X			X	X	X		X	X						X							
LME038053	BRECHA	X	X	X				X		X														X	
LME038054	ROCA CAJA	X	X					X	X	X		X	X					X							

TABLA 4. Datos de DRX en el que se observa sombreado lo que ha sido denominado zona 1.

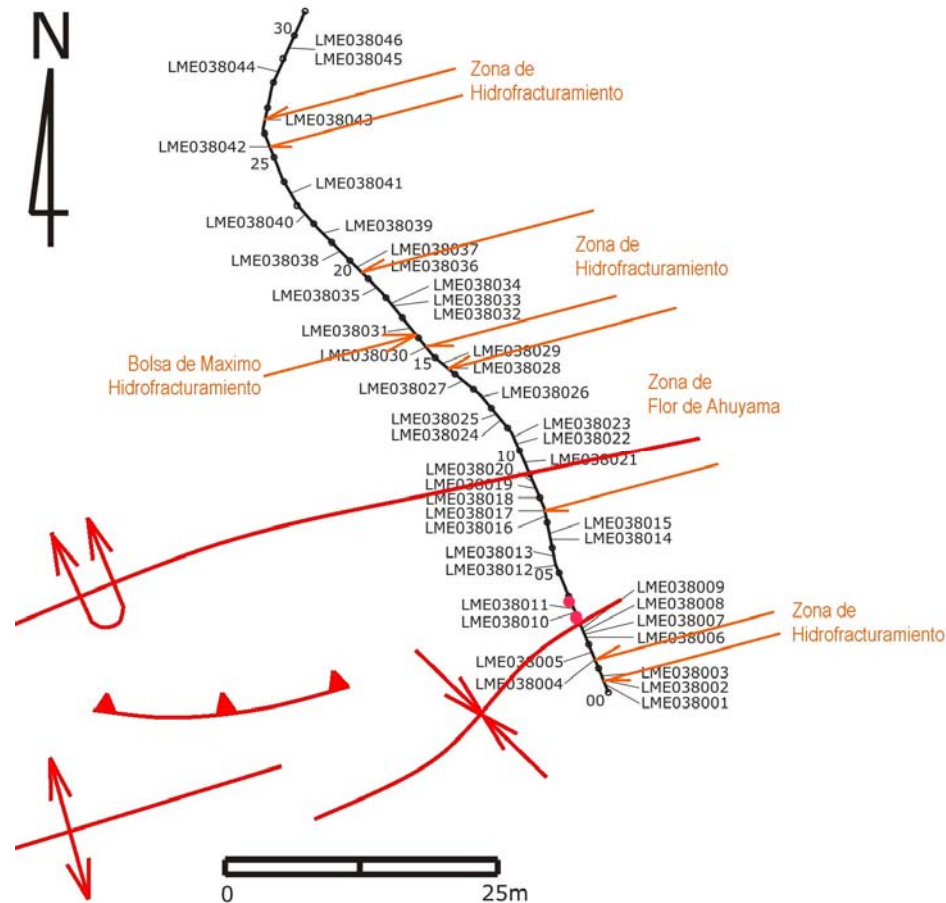


FIGURA 40 Localización de las muestras analizadas de Inclusiones Fluidas.

Con el propósito de facilitar una mejor comprensión de los datos microtermométricos obtenidos y el significado de los mismos, se presenta a continuación un resumen sobre los conceptos básicos que involucra un estudio de IF.

6.5.1 Consideraciones Previas

Las inclusiones fluidas son pequeños remanentes de fluidos atrapados en los minerales durante su cristalización o como producto de la cicatrización de fracturas posteriores a su formación (Figura 41). Sus tamaños normalmente son menores a 1mm (oscilan entre 1 y 10 μm), e inversamente proporcionales a su cantidad, a mayor cantidad menor tamaño.

El fluido atrapado puede ser líquido, vapor o un 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 la basada en el tiempo de formación de la inclusión en el mineral hospedador (Roedder, 1984; Goldstein, 2003).

Según esta clasificación se pueden distinguir inclusiones primarias, pseudosecundarias y secundarias (Figura 41).

Las primarias son aquellas que se formaron durante el crecimiento del cristal y son producto del mismo (Figura 42).

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

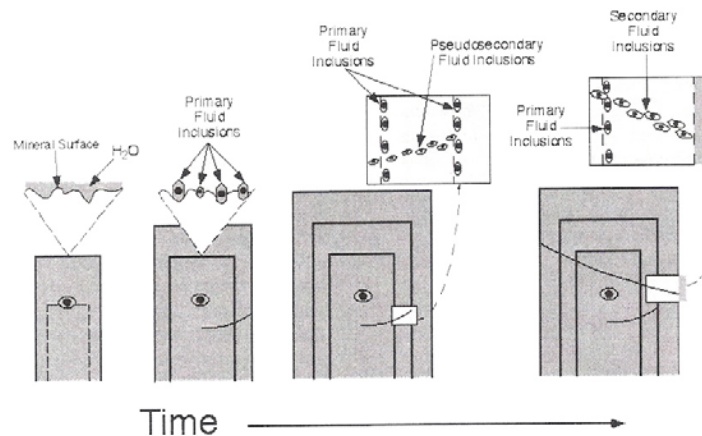


FIGURA 41 Representación esquemática mostrando la formación de inclusiones primarias, secundarias y pseudosecundarias durante el crecimiento de un cristal. Tomado de Samsan, Anderson y Manshall, 2003.

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.

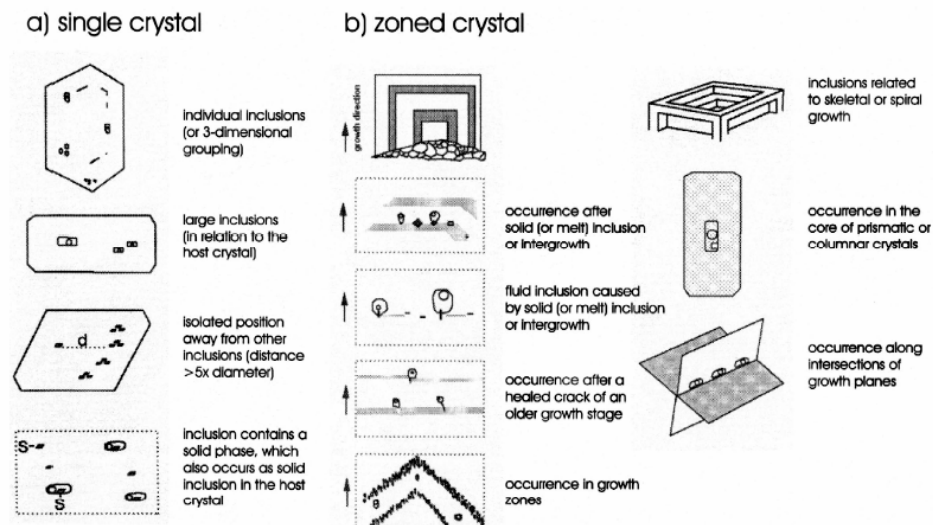


FIGURA 42 Criterio diagnóstico para clasificar inclusiones fluidas como primarias 2a. Diferentes ocurrencias de inclusiones fluidas primarias relacionadas con zonas de crecimiento 2b.

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 IF se pueden clasificar según fases observables a temperatura ambiente en: IF Tipo I, II, III, IV y V (Figura 43).

Las IF tipo I, son inclusiones líquidas con una pequeña burbuja de vapor, sin 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.

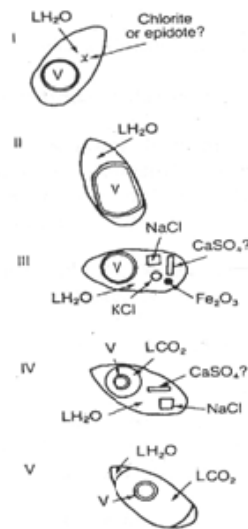


FIGURA 43 Esquema de los tipos de inclusiones fluidas según el número de fases presentes a temperatura ambiente L = Líquido. V = Vapor. Tomado de Nash y Theodore, 1971.

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.

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 44). 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 más abundantes son el Na y Cl. El CO_2 como líquido o gas no es raro y puede ser abundante y el CH_4 está presente en muchas inclusiones.

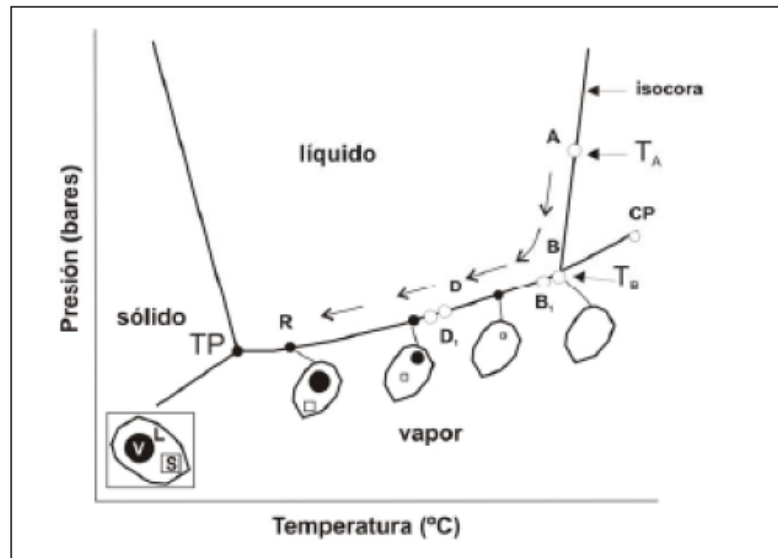


FIGURA 44 Diagrama de presión en función de la temperatura del desarrollo de una inclusión fluida salina después de su atrapamiento en un mineral.

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 por Roedder:

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.

6.5.2 Resultados Obtenidos

6.5.2.1 Petrografía de las Inclusiones Fluidas (IF)

La petrografía de las inclusiones fluidas presentes en las muestras se realizó siguiendo los criterios genético, morfológicos y número de fases presentes en cada una de las IF. Para este estudio se realizaron 7 láminas de las cuales petrográficamente todas eran similares por tal razón a continuación se muestra el estudio de las tres más características y que pudieron dar algunos resultados. (Tabla 5)

TIPO DE VENA	MUESTRA	MINERAL	FASES %				TIPO GENETICO	TAMAÑO μm	MOVIMIENTO BURBUJA
			L	V	S1	S2			
calcita	LME038047	calcita	55	20-25	15-25	10	primarias	3-24	nulo
calcita	LME038010	calcita	50	25	25		primarias	3-14	nulo
calcita-cuarzo	LME038008	calcita	60	15	15	10	primarias	2-20	nulo
		cuarzo	55	20	25		primarias	2-25	nulo

TABLA 5. Petrografía de IF.

LME038008 La petrografía de las inclusiones en el cuarzo mostró inclusiones polifásicas primarias con formas variadas pero redondeadas donde el líquido ocupa el 55 % del volumen, el vapor el 20% y un cristal de halita cúbico un 25%, el tamaño de las inclusiones oscila entre los 2 y los 25 μm aproximadamente (Figura 45 izq.). En la misma lámina la calcita muestra inclusiones diferentes al cuarzo compuestas por inclusiones polifásicas primarias con más de un sólido con la siguiente distribución, salmuera 60%, vapor 15%, sólido1: 15% y sólido2: 10%, las formas son rectangulares y los tamaños varían entre 2 y 20 μm (FIGURA 45der.).

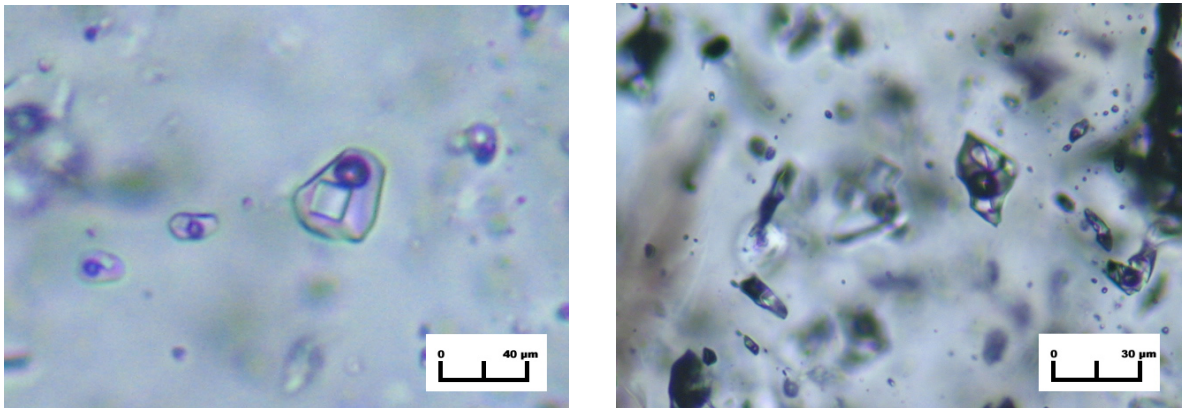


FIGURA 45 Fotografía de Inclusiones polifásicas en cuarzo (izquierda) y la calcita (derecha) de la muestra LME038008.

LME 038010 La petrografía de las inclusiones en la calcita mostró inclusiones polifásicas primarias con formas variadas pero donde el líquido ocupa el 50 % del volumen, el vapor el 25% y un cristal de halita cúbico un 25%, el tamaño de las inclusiones oscila entre los 3 y los 14 µm aproximadamente (Figura 46).

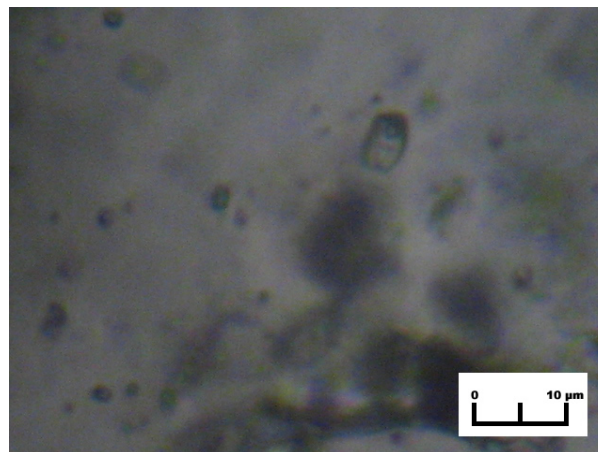


FIGURA 46 Fotografía de Inclusiones polifásicas en la calcita de la muestra LME038010

LME 038047 La petrografía de las inclusiones en la calcita mostró inclusiones polifásicas primarias con más de un solidó con la siguiente distribución salmuera 55%, vapor 20%, solidó1 15% y solidó2 10%, las formas son rectangulares con bordes redondeados y los tamaños varían entre 3 y 24 µm. (Figura 47)

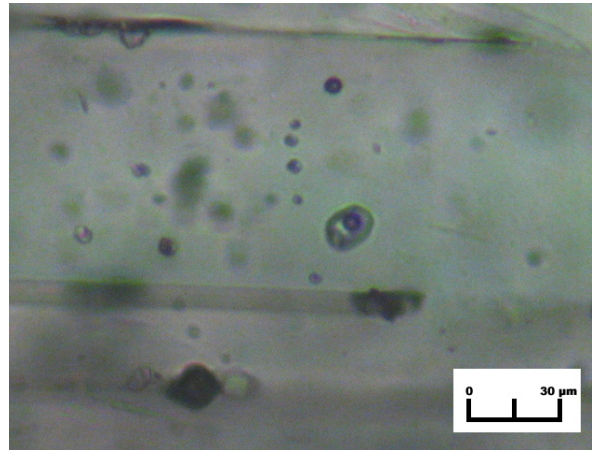


FIGURA 47 Fotografía de Inclusiones polifásicas en la calcita de la muestra LME038010

6.5.2.2 Datos microtermométricos en IF

El estudio realizado es de carácter preliminar y consistió en la toma los datos de temperatura de los cambios de fases de las inclusiones fluidas, durante su enfriamiento y posterior calentamiento. Las temperaturas tomadas se denominan:

Tp_{fv} = primera fusión detectable del vapor

Tp_{fL} = primera fusión detectable del líquido

Tff_{hh} = temperatura de la fusión final de la hidrohalita

Tff_i = temperatura de fusión final del hielo

Tfc = temperatura de fusión del clatrato

Tfh = temperatura de fusión de la halita

Th = temperatura de homogenización total del fluido

Td = temperatura de decrepitación

Estas temperaturas permitieron identificar en algunos casos un sistema composicional preliminar pero dominante para cada una de las muestras, además de su densidad y temperatura de atrapamiento (Th).

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 (inclusiones polifásicas con cristales de halita) que provocan la

decrepitación de las inclusiones antes de su homogenización o de la fusión de la halita y la dificultad para congelarse. Teniendo presente esta dificultad a continuación se presentan los resultados de las mediciones obtenidos en las inclusiones fluidas (Tabla 6).

LME038008 Lámina que corresponde a una vena de calcita y cuarzo.

De los análisis microtermométricos de las inclusiones polifásicas del cuarzo de esta muestra se registraron temperaturas de homogenización de la halita entre los 263 y los 340 °C equivalentes a salinidades entre los 35.5 y los 41.5 %w NaCl, en esta muestra en particular las inclusiones no congelaron, además presentan temperatura de decrepitación entre los 261 y los 322 °C

En el caso de la calcita de esta muestra estas inclusiones no permitieron sacar ni un solo dato de homogenización de vapor o halita pues en cada experimento realizado en sus inclusiones estas decrepitaron (243 a 310 °C).

MINERAL	MUESTRA (FLUIDO)	TIPO GENETICO	T _{pfV} (°C)	T _{pfL} (°C)	T _{ffhh} (°C)	T _{ffi} (°C)	T _{fh} (°C)	T _{h→L} (°C)	T _d (°C)
calcita	LME038047	primarias	-	-	-	-	322 a 326	188 a 255	-
calcita	LME038010	primarias	-	-	-	-	T _{fh} > T _{h→L}	350	248 a 350
cuarzo	LME038008	primarias	-	-	-	-	263 a 340	260 a 340	261 a 322
calcita		primarias	-	-	-	-	T _{fh} >T _d	T _{h→L} >T _d	243 a 310

TABLA 6. Microtermometría de IF

LME038010 Lámina que corresponde a una vena de calcita.

Las inclusiones en esta calcita corrieron la misma suerte que las de la muestra anterior el único dato obtenido fue de homogenización del vapor a 350 °C antes de la

fusión de la halita. La mayoría de experimentos terminaron en la decrepitación de las inclusiones entre los 248 a 350 °C.

LME038047 Los análisis microtermométricos de las inclusiones polifásicas de la calcita de esta lámina muestran temperaturas de homogenización de la halita entre los 322 y los 326 °C equivalentes a salinidades entre los 39.9 y los 40.2 %w NaCl, en esta muestra al igual que algunas anteriores las inclusiones no congelaron.

6.6 ESTUDIO DE LOS SÓLIDOS EN LAS IF MEDIANTE EXPLORACIONES AL SEM

6.6.1 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 48) 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.

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.

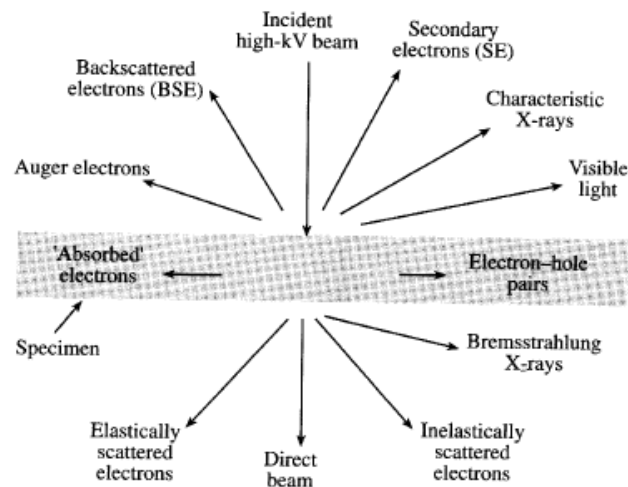


FIGURA 48 Interacción del haz de electrones con la muestra.

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.

6.6.2 Resultados Obtenidos

Los resultados obtenidos de este análisis SEM en sólidos dentro de las inclusiones fluidas de la muestra permitieron identificar algunos cristales hijos e inclusiones sólidas.

En los análisis realizados fue común encontrar más de un sólido dentro de una inclusión, casi siempre se encontraban un carbonato junto a un grupo de sales y en algunas ocasiones silicatos (Figura 49). Los carbonatos, que aparecen como cristales hijos entre ellos 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 LME038008 (Tabla 7).

FORMACIÓN	MINERAL HOSPEDADOR	MUESTRA	CRISTALES HIJOS	INCLUSIONES SÓLIDAS
Muzo	cuarzo	LME038008	calcita, siderita, CaCl	fengita o moscovita

TABLA 7. Resultados de los análisis SEM.



FIGURA 49 Imágenes del SEM de cavidades de inclusiones con sólidos. a- Microfotografía SEM de cristal hijo de calcita (C) en la muestra LME038008.

6.7 ANÁLISIS DE QUÍMICA MINERAL

6.7.1 Consideraciones Previas

Con el propósito de facilitar la contextualización de los datos de química mineral obtenidos, desde el punto de vista analítico, a continuación se hace una breve referencia a los principios en los cuales se fundamenta la microsonda electrónica.

Es una técnica basada en la interacción de un delgado haz de electrones acelerados con energías desde unos cientos de eV hasta unas decenas de keV (50 keV), sobre una muestra gruesa, opaca a los electrones (cubierta con grafito). Este haz se focaliza sobre la superficie de la muestra de forma que realiza un barrido de la misma siguiendo una trayectoria de líneas paralelas (Figura 50).

En los análisis de microsonda electrónica, el bombardeo de electrones sobre la muestra genera ondas de rayos X que son exhaustivamente analizadas. 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.

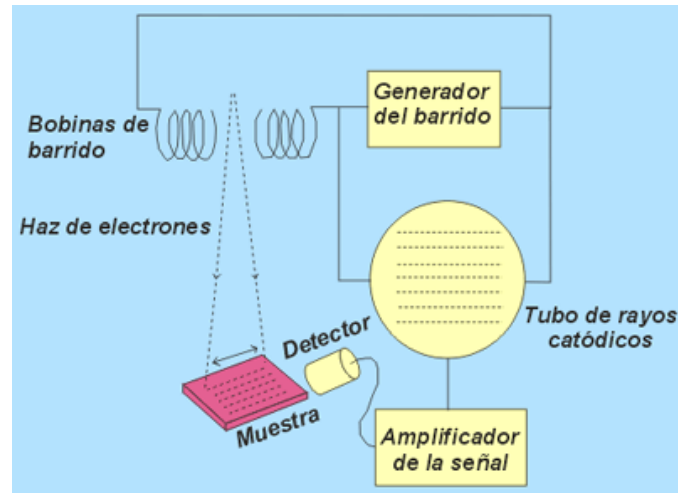


FIGURA 50 Esquema general de la técnica de microsonda. Tomado de <http://www.uned.es/cristamine/mineral/metodos/sem.htm>.

La microsonda puede generar imágenes generadas por electrones secundarios y por electrones retrodispersados. Con los electrones secundarios se obtiene una imagen de apariencia tridimensional de la muestra

La intensidad de emisión de los electrones retrodispersados depende del número atómico medio de los átomos de la muestra, así los átomos más pesados producen mayor cantidad de electrones retrodispersados. Una imagen originada por los electrones retrodispersados revela diferencias en la composición química por diferencias de contraste.

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. En los análisis cuantitativos, las intensidades de las líneas de rayos X del espécimen 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).

Normalmente las microsondas electrónicas poseen más de dos espectrómetros de rayos-X y un control preciso de los movimientos para localizar las coordenadas concretas de puntos previamente almacenados. Las muestras, planas y perfectamente pulidas, se disponen siempre perpendiculares al haz incidente.

6.7.2 Resultados Obtenidos

En este capítulo se presentan las características geoquímicas de la litología del Cerro Coscuez; del cual se analizaron 3 muestras; LME038018, LME038035 Y LME038051, en las que se encontraban plagioclasas y carbonatos que nos permitieran determinar los tipos composicionales de estas para poder observar su variación (Figura 51 y 52).

Para el tratamiento de los datos obtenidos se utilizó el programa de computador MINPET 2.02.

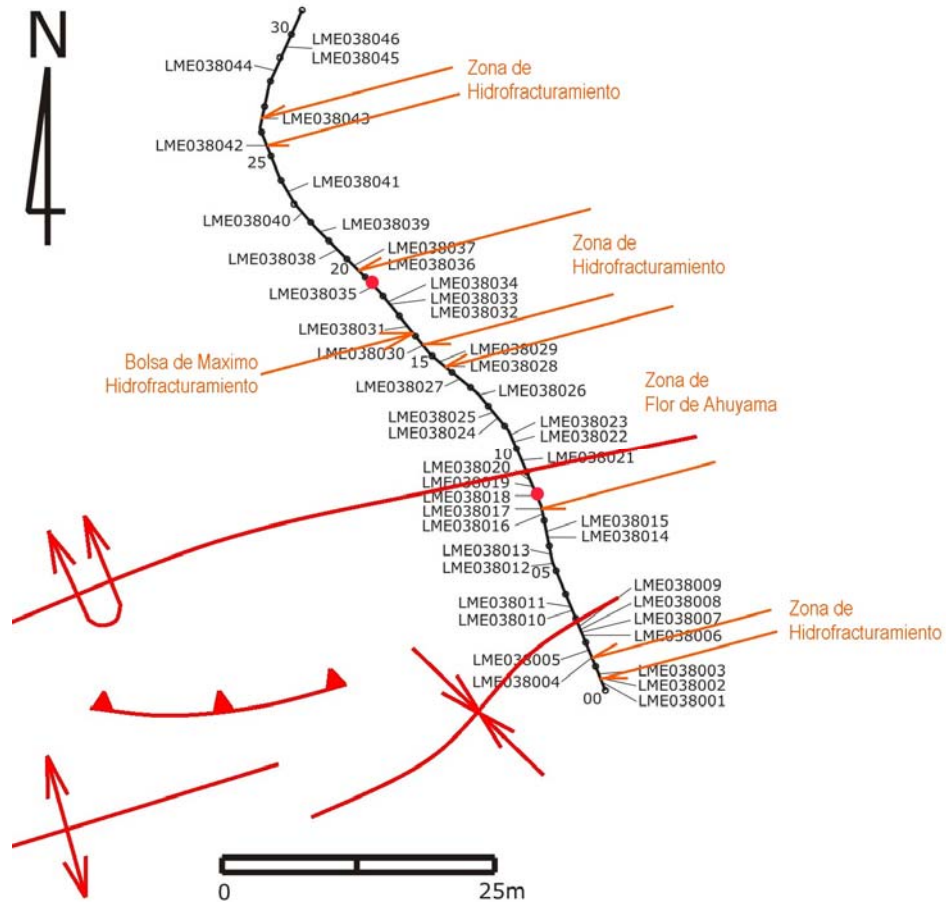


FIGURA 51 Localización de las muestras para análisis químico del nivel superior

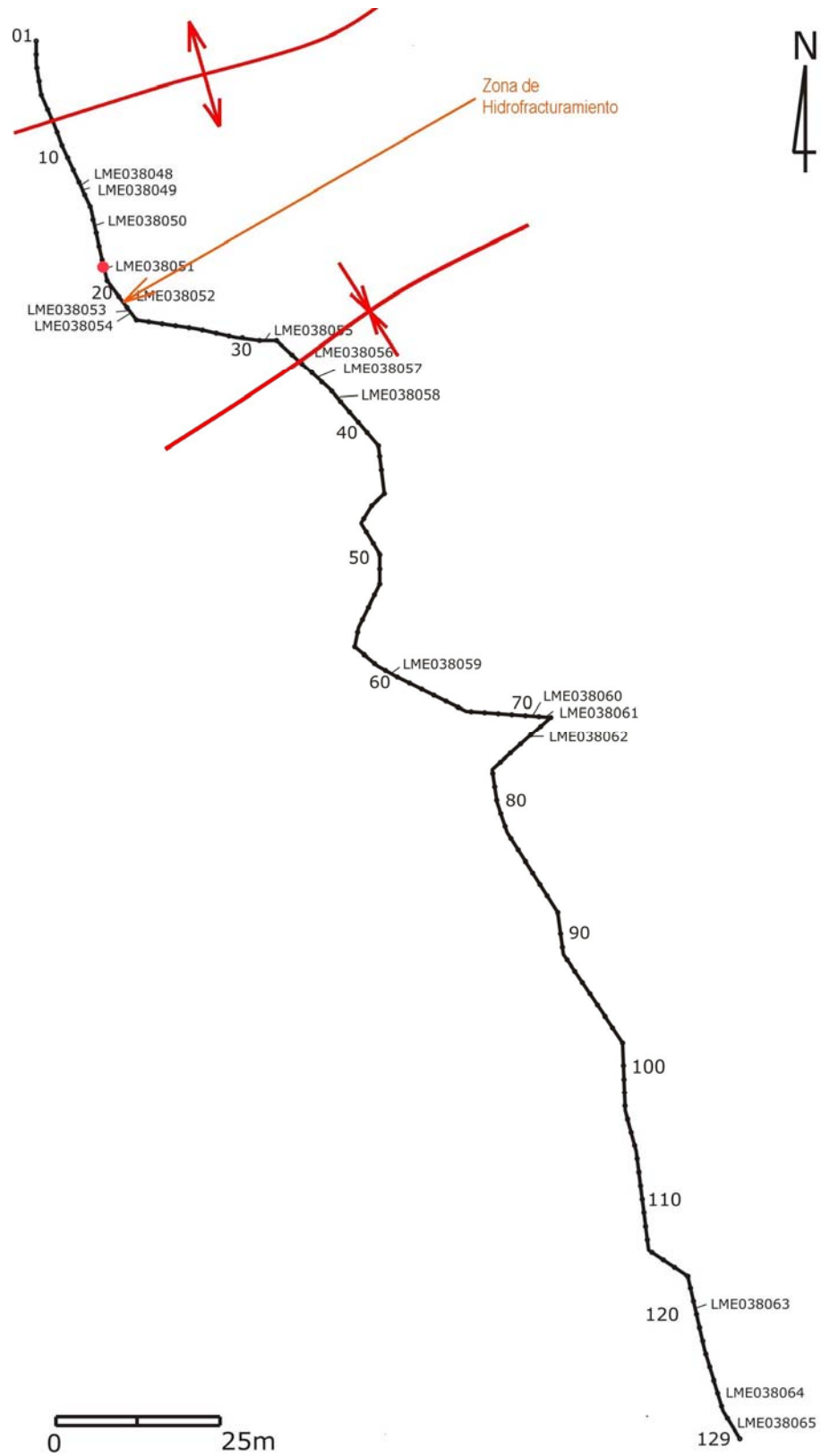


FIGURA 52 Localización de las muestras para análisis químico. Nivel inferior

A las tres muestras analizadas fueron realizados 76 análisis (Ver anexo 3). Pero como se muestra a continuación a la muestra LME038051 fue realizado un análisis detallado cruzando toda la muestra para poder observar su variación (Figura 53)

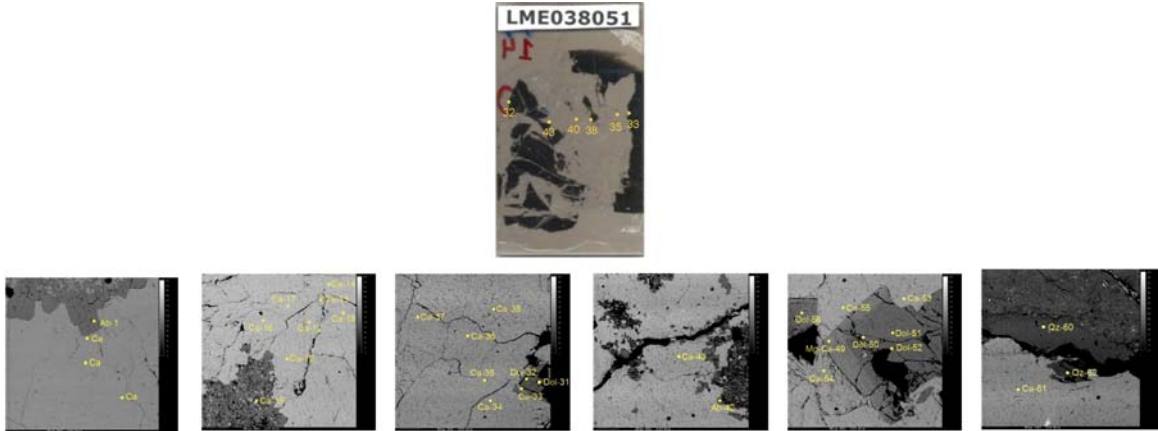


FIGURA 53 Mosaico en el que se observar la variación composicional.

6.7.2.1 Clasificación de carbonatos

En el tratamiento químico de los carbonatos se utilizaron los diagramas ternarios de Ca, Fe y Mg para determinar qué tipos de carbonatos presenta la roca. (Figuras 54, 55 y 56).

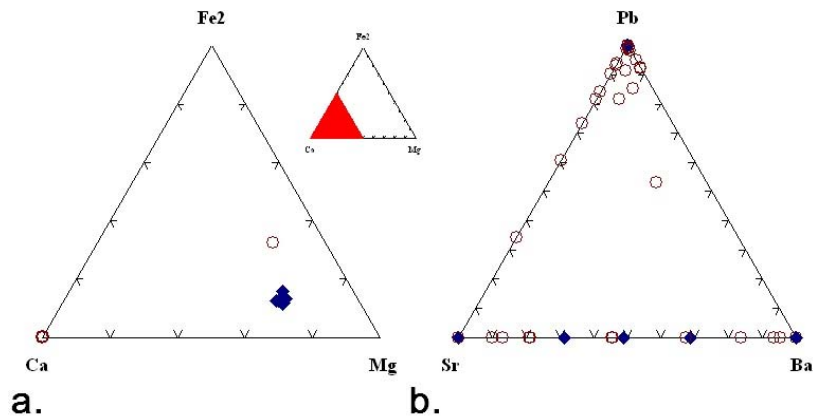


FIGURA 54 Diagrama ternario para carbonatos de la lamina LME038051. Elementos mayores 54a. Elementos menores 54b

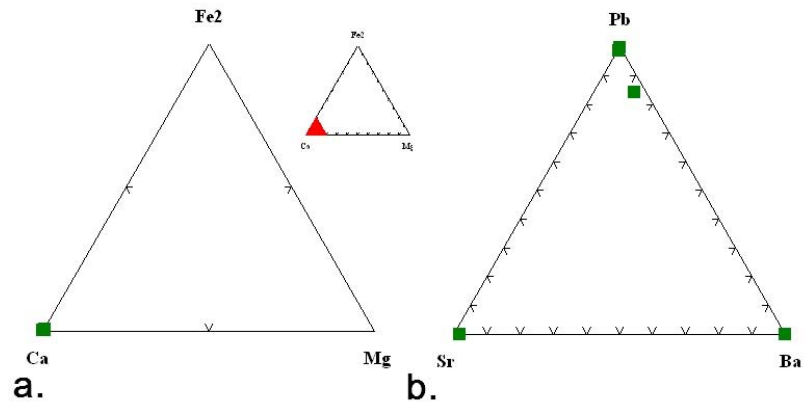


FIGURA 55 Diagrama ternario para carbonatos de la lámina LME038035. Elementos mayores 55a. Elementos menores 55b.

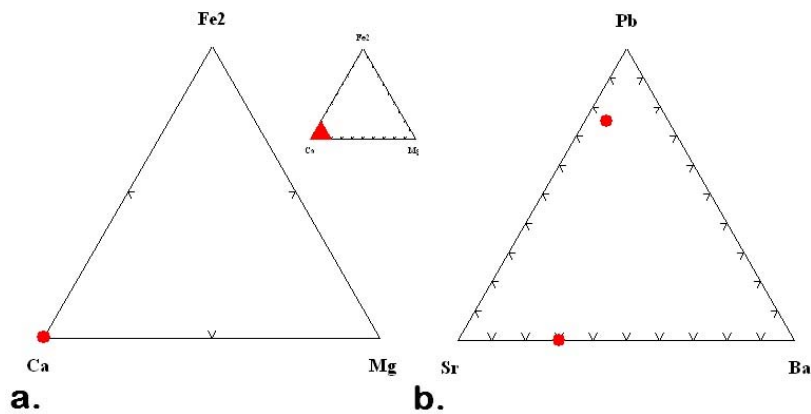


FIGURA 56 Diagrama ternario para carbonatos de la lámina LME038018. Elementos mayores 56a. Elementos menores 56b.

De acuerdo a las variaciones composicionales mostradas en los diagramas ternarios, las rocas del Cerro Coscuez presentan dos tipos de carbonatos que son Calcita y Dolomita; la última está presente en la lámina LME038051 como se observa en la Figura 54a.

Para determinar si existe una clasificación menor de las Calcitas se realizó un diagrama ternario para elementos menores como Ba, Pb y Sr en las tres muestras; esto permite caracterizar dos poblaciones; una población de Calcita enriquecida en Pb y otra enriquecida en Ba y Sr en la que varían sus proporciones (Figura 54b).

Para poder mostrar mejor lo dicho anteriormente se realizó un análisis de anomalías que nos permite apreciar alguna preferencia de los elementos menores por alguno de los minerales ya sea de calcita o Dolomita (Figuras 57, 58 y 59).

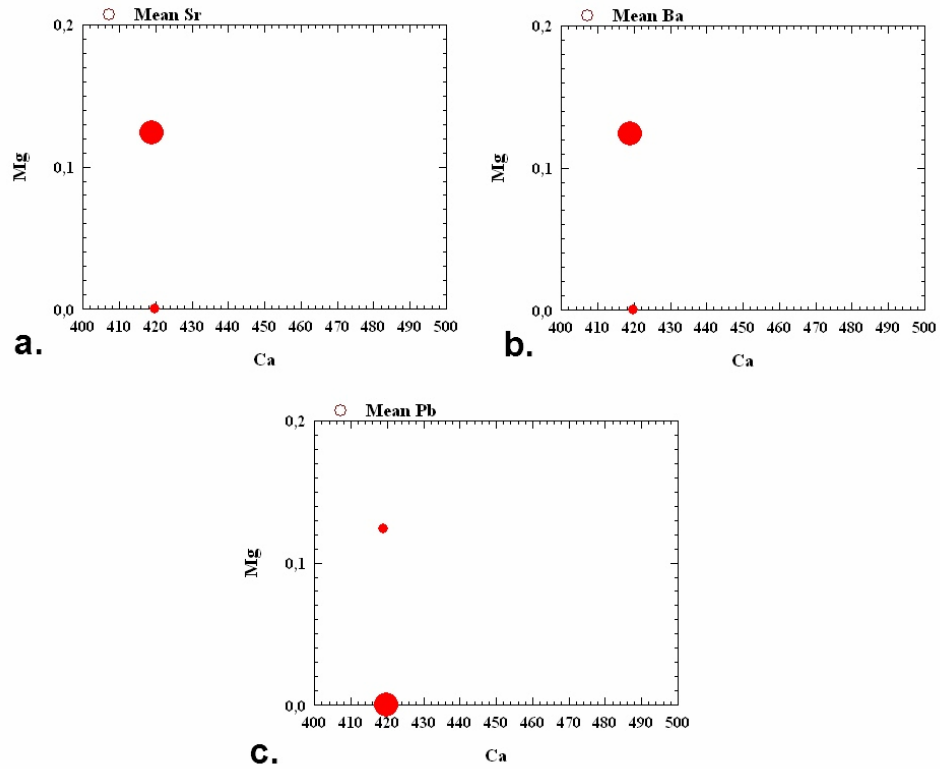


FIGURA 57 Diagrama de anomalías para carbonatos de la lámina LME038018. Anomalía de Sr 57a. Anomalía de Ba 57b. Anomalía de Pb 57c.

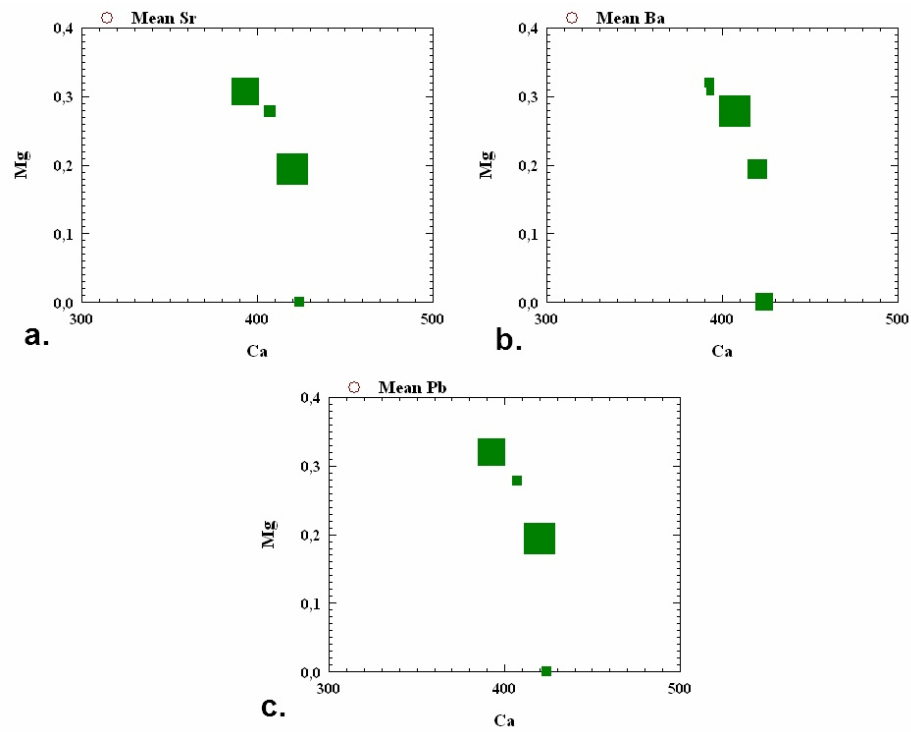


FIGURA 58 Diagrama de anomalías para carbonatos de la lámina LME038035. Anomalía de Sr 58a. Anomalía de Ba 58b. Anomalía de Pb 58c.

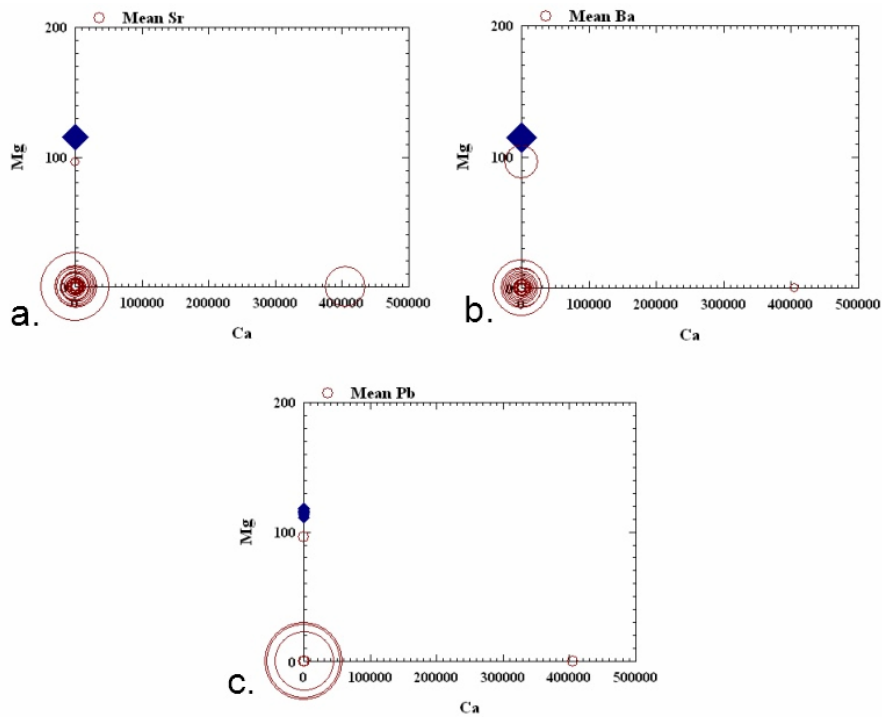


FIGURA 59 Diagrama de anomalías para carbonatos de la lámina LME038051. Anomalía de Sr 59a. Anomalía de Ba 59b. Anomalía de Pb 59c.

Los diagramas de anomalías dejan ver mas claramente como el contenido de Pb presenta un mayor porcentaje en la Calcita (Figura 59c), mientras que el Ba y Sr presentan preferencia por la Dolomita o por Calcita con algún contenido de Mg (Figura 59a y 59b) esto es muy importante debido a que esta es la tendencia de la formación Muzo y de los túneles productores de Esmeralda

Con los datos anteriormente vistos y analizados se puede determinar la existencia de tres tipos de carbonatos que son Calcita, Calcita magnésica y Dolomita.

6.7.2.2 Clasificación Química de las plagioclasas

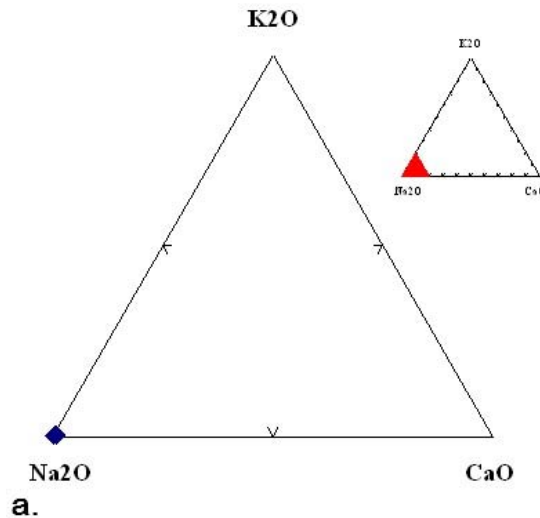


FIGURA 60 Diagrama ternario para clasificación de Feldespatos muestra LME038051

En la clasificación química de los feldespatos se utilizó el diagrama ternario para los óxidos de K, Ca y Na al igual que el diagrama de clasificación de los feldespatos del programa MINPET 2.02, en los cuales se puede observar que todos los datos ploteados caen en el vértice sódico clasificándolos como Albita (Ab) (Figura 60)

Otro método que nos indica que no existe otro tipo de feldespato fue mediante la realización de los cálculos de la fórmula química de la Albita que se muestran en las tablas 8, 9 y 10. Con estos datos podemos observar que no existe un cambio drástico en ellos que nos permita hacer una diferenciación.

Análisis 1						
Oxidos	Porcentaje en Peso	Peso Molecular	Proporción Molecular	Proporción Cationica	Número de Oxigenos	Número de cationes por 8 Oxígeno
Na ₂ O	11,5479	61,98	0,18631655	0,37263311	0,18631655	0,98414232
Al ₂ O ₃	19,7634	101,96	0,19383484	0,38766967	0,58150451	1,02385463
SiO ₂	67,9288	60,08	1,13063915	1,13063915	2,2612783	2,98607345
Total					3,02909936	
Factor de Oxígeno:	2,64104905					
Formula Química: Na ₁ Al ₁ Si ₃ O ₈						

TABLA 8. Cálculo de la formula química de la Albita muestra LME038051

Análisis 1						
Oxidos	Porcentaje en Peso	Peso Molecular	Proporción Molecular	Proporción Cationica	Número de Oxigenos	Número de cationes por 8 Oxígeno
Na ₂ O	11,5156	61,98	0,18579542	0,37159084	0,18579542	0,9765375
Al ₂ O ₃	19,9297	101,96	0,19546587	0,39093174	0,58639761	1,0273652
SiO ₂	68,2497	60,08	1,13598036	1,13598036	2,27196072	2,9853466
Total					3,04415374	
Factor de Oxígeno:	2,62799139					
Na _{0,98} Al _{1,02} Si _{2,98} O						

TABLA 9. Cálculo de la formula química de la Albita muestra LME038035

Análisis 3						
Oxidos	Porcentaje en Peso	Peso Molecular	Proporción Molecular	Proporción Cationica	Número de Oxigenos	Número de cationes por 8 Oxígeno
Na ₂ O	11,6558	61,98	0,18805744	0,37611488	0,18805744	0,99031241
Al ₂ O ₃	20,3189	101,96	0,19928305	0,3985661	0,59784916	1,04942661
SiO ₂	67,6635	60,08	1,12622337	1,12622337	2,25244674	2,96535194
Total					3,03835333	
Factor de Oxígeno:	2,63300516					
Formula Química: Na ₁ Al ₁ Si ₃ O ₈						

TABLA 10. Cálculo de la formula química de la Albita muestra LME038018

6.7.2.3 Secuencia de cristalización de los minerales de relleno hidrotermal

La secuencia de cristalización de los minerales de relleno de venas hidrotermales (especialmente para las venas de la muestra LME038018, LME038035 y LME038051), se determinó gracias a los datos petrográficos y especialmente a los análisis de las relaciones entre las distintas especies minerales, documentadas más detalladamente mediante microscopía electrónica (con su correspondiente análisis microquímico).

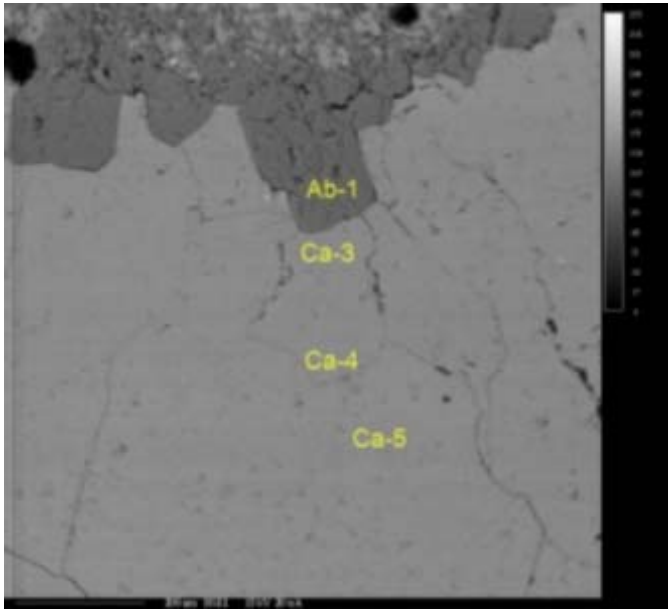


FIGURA 61 Imagen 32 lámina LME038051. Se observa el contacto de la roca caja con la vena, y en las tablas se observa la variación composicional en ppm, los datos sombreados son de los elementos mas importantes, dejando ver su variación en cada mineral.

ELEMENTOS	Análisis 1 Plagioclasa
Na	85.430
F	0.0410
K	0.0690
Ce	0.0360
Si	319.030
Mg	0.0000
Al	105.480
Ca	0.1500
Sr	0.0000
Cl	0.0040
Fe	0.0000
Cr	0.0170
Ti	0.0000
Mn	0.0080
O	487.770
Total	1.000.960

ELEMENTOS	Análisis 2 Calcita	Análisis 3 Calcita	Análisis 4 Calcita	Análisis 5 Calcita
Mg	0.3350	0.2610	0.2240	0.2250
Ca	412.040	395.180	405.970	421.490
Mn	0.2500	0.1690	0.2490	0.2950
Sr	0.1080	0.0380	0.0580	0.0590
Ba	0.0290	0.0590	0.0000	0.0000
Fe	0.4170	0.1830	0.1210	0.1640
Pb	0.0000	0.5580	0.7880	0.1620
Nb	0.0030	0.0030	0.0000	0.0000
C	111.260	117.640	113.070	108.660
O	465.280	474.480	466.560	460.800
Total	1.000.000	1.000.010	1.000.000	1.000.000

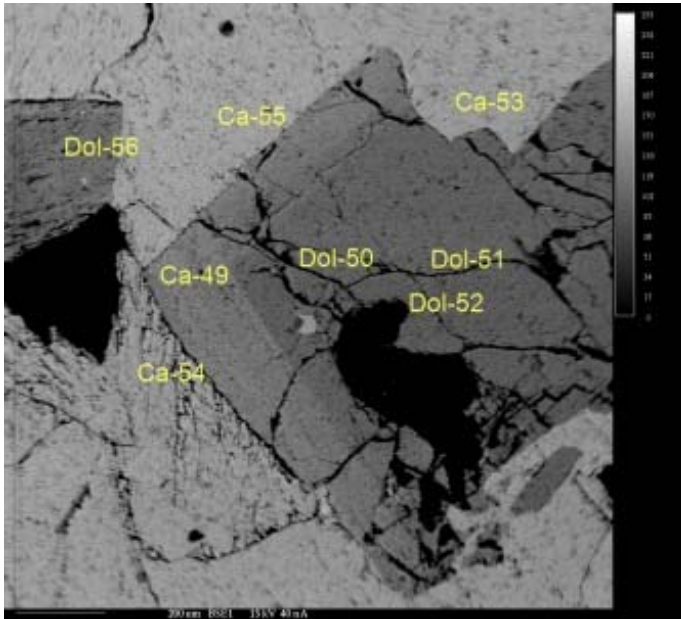
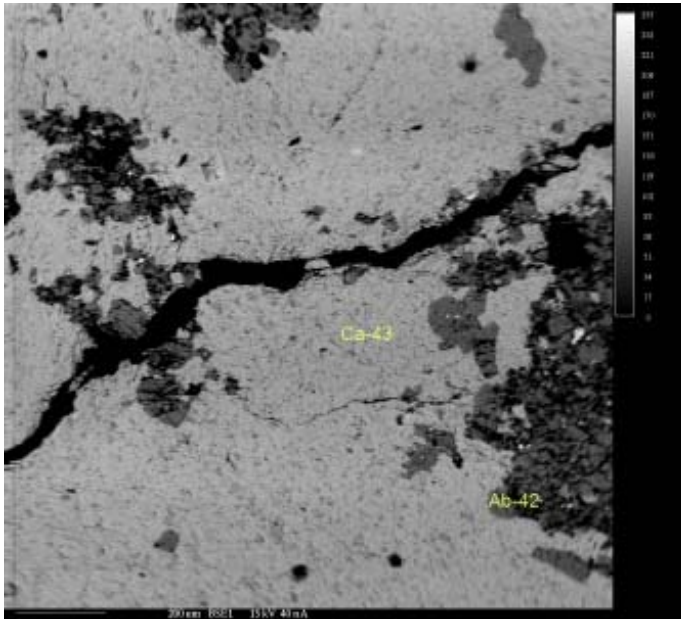


FIGURA 62 Imagen 35 lámina LME038051, se observa el contacto de una dolomita y calcita mostrando el cambio de la tonalidad debida al contenido de Mg, en las tablas se observa la variación composicional en ppm, los datos sombreados son de los elementos más importantes, dejando ver su variación en cada análisis.

ELEMENTOS	Análisis 49 Calcita	Análisis 50 Dolomita	Análisis 51 Dolomita	Análisis 52 Dolomita	Análisis 53 Calcita	Análisis 54 Calcita	Análisis 55 Calcita	Análisis 56 Dolomita
Mg	95.820	118.540	116.210	115.360	0.2550	0.0000	0.0720	115.320
Ca	212.220	225.870	215.050	216.530	405.750	396.880	406.180	220.110
Mn	0.2530	0.3920	0.4390	0.3830	0.2840	0.1230	0.2410	0.1860
Sr	0.0030	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0910	0.0790
Ba	0.0620	0.0000	0.0260	0.0000	0.0590	0.1060	0.0140	0.0360
Fe	59.610	23.350	23.400	21.070	0.1360	0.3560	0.4480	28.940
Pb	0.0000	0.2120	0.0000	0.0000	0.0000	14.550	0.0000	0.0000
Nb	0.0000	0.0000	0.0000	0.0080	0.0000	0.0000	0.0070	0.0000
C	126.480	122.810	128.360	129.240	115.160	115.070	114.700	125.490
O	502.670	503.390	512.330	513.880	471.750	467.640	470.400	507.130
Total	999.980	1.000.000	1.000.000	999.990	1.000.000	999.990	1.000.010	1.000.000



ELEMENTOS	Análisis 43 Calcita
Mg	0.4200
Ca	494.110
Mn	0.1540
Sr	0.0000
Ba	0.0750
Fe	0.3180
Pb	0.8880
Nb	0.0130
C	77.790
O	409.430
Total	1.000.010

FIGURA 63 Imagen 38 lámina LME038051. Contacto entre la roca caja y la calcita, este punto se encuentra en la parte media de la vena, en las tablas se observa la variación composicional en ppm, los datos sombreados son de los elementos más importantes, dejando ver su variación en cada mineral.

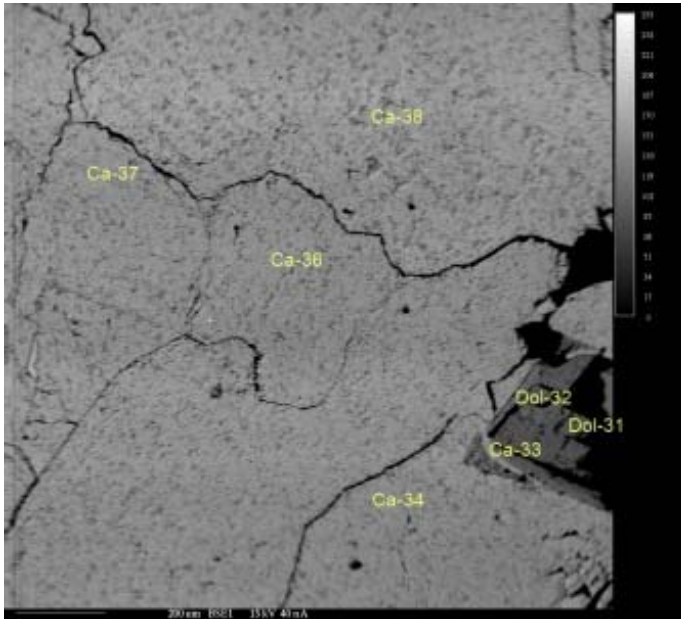


FIGURA 64 Imagen 40 lámina LME038051 se observan el contacto de la dolomita con la calcita ,
 y en las tablas se observa la variación composicional en ppm, los datos sombreados son de los
 elementos mas importantes, dejando ver su variación en cada mineral.

ELEMENTOS	Análisis 31 Dolomita	Análisis 32 Dolomita	Análisis 33 Calcita	Análisis 34 Calcita	Análisis 35 Calcita	Análisis 36 Calcita	Análisis 37 Calcita	Análisis 38 Calcita
Mg	111.290	115.020	0.0420	0.0090	0.0000	0.1770	0.3580	0.2050
Ca	220.290	215.690	389.340	414.680	413.450	405.240	421.720	422.760
Mn	0.4260	0.2700	0.3240	0.5730	0.2510	0.2020	0.2420	0.3290
Sr	0.0250	0.0250	0.0560	0.0380	0.0260	0.1260	0.0060	0.0440
Ba	0.0000	0.0550	0.0470	0.0780	0.0560	0.0000	0.0310	0.0000
Fe	21.940	20.080	0.6570	0.6100	0.2030	0.1140	0.5230	0.1070
Pb	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0930	0.0000	0.0000	0.0000
Nb	0.0060	0.0000	0.0000	0.0090	0.0170	0.0000	0.0260	0.0500
C	129.120	130.240	120.280	109.970	112.850	115.840	107.360	108.700
O	512.800	515.470	479.130	462.180	467.240	472.720	459.050	461.190
Total	1.000.010	1.000.000	1.000.010	1.000.000	1.000.000	999.990	999.990	1.000.000

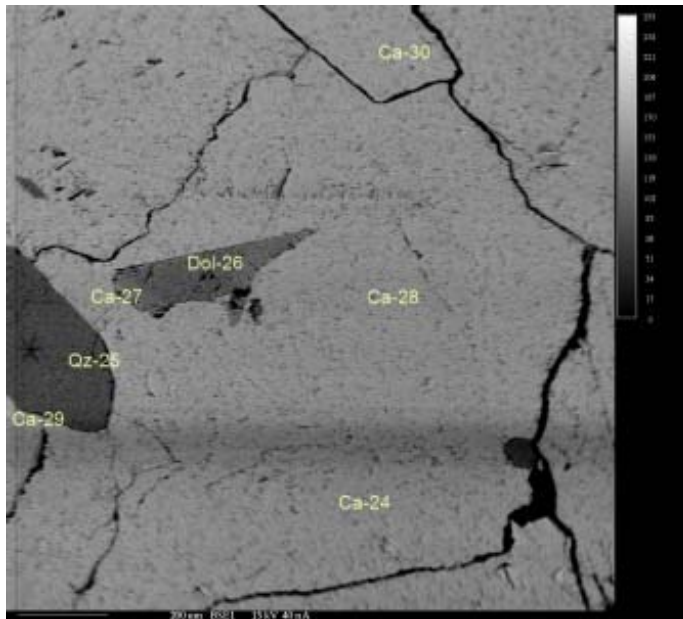
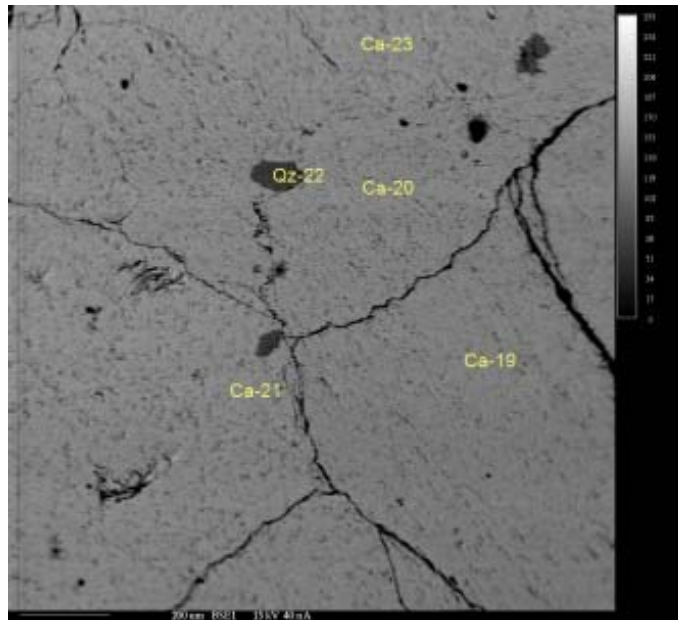


FIGURA 65 Imagen 41 lámina LME038051, y en las tablas se observa la variación composicional en ppm, los datos sombreados son de los elementos mas importantes, dejando ver su variación en cada mineral.

ELEMENTOS	Análisis 25 Cuarzo
Na	0.0360
F	0.0450
K	0.0510
Ce	0.1590
Si	453.750
Mg	0.0000
Al	0.3210
Ca	0.0320
Sr	0.0000
Cl	0.0150
Fe	0.0080
Cr	0.0120
Ti	0.0090
Mn	0.0110
O	520.430
Total	981.170

ELEMENTOS	Análisis 24 Calcita	Análisis 26 Dolomita	Análisis 27 Calcita	Análisis 28 Calcita	Análisis 29 Calcita	Análisis 30 Calcita
Mg	0.2900	117.640	0.0000	0.2320	0.2100	0.0170
Ca	414.880	223.320	418.030	413.490	419.710	415.500
Mn	0.1060	0.3430	0.0470	0.1680	0.1270	0.4720
Sr	0.0440	0.0250	0.0030	0.0850	0.0440	0.0500
Ba	0.0000	0.0240	0.0550	0.0490	0.0000	0.0000
Fe	0.2370	21.980	0.0190	0.1950	0.4830	0.6080
Pb	0.0230	0.0000	14.290	0.6020	0.0000	0.0000
Nb	0.0000	0.0330	0.0240	0.0000	0.0110	0.0000
C	111.760	125.200	108.590	110.500	109.370	110.210
O	466.360	507.610	457.610	462.700	462.180	462.810
Total	1.000.000	1.000.000	1.000.000	1.000.000	1.000.010	999.990



ELEMENTOS	Análisis 22 Cuarzo
Na	0.0710
F	0.0000
K	0.0520
Si	441.330
Mg	0.0180
Al	11.420
Ca	0.1460
Sr	0.0000
Fe	0.0040
Mn	0.0090
Ce	0.0240
O	514.130
Total	970.120

FIGURA 66 Imagen 42 lámina LME038051 se observa el cuarzo detrítico dentro de la vena de calcita, en las tablas se observa la variación composicional en ppm, los datos sombreados son de los elementos mas importantes, dejando ver su variación en cada mineral.

ELEMENTOS	Análisis 19 Calcita	Análisis 20 Calcita	Análisis 21 Calcita	Análisis 23 Calcita
Mg	0.1220	0.1550	0.2120	0.1600
Ca	405.080	405.660	423.580	411.140
Mn	0.2580	0.2660	0.2200	0.2870
Sr	0.0700	0.0000	0.0960	0.0440
Ba	0.0000	0.0000	0.0310	0.0050
Fe	0.1440	0.1170	0.1790	0.1040
Pb	0.6500	0.3950	10.830	0.0000
Nb	0.0140	0.0010	0.0240	0.0090
C	114.070	114.790	105.120	113.620
O	468.260	470.200	452.830	469.140
Total	999.990	999.990	999.980	999.990

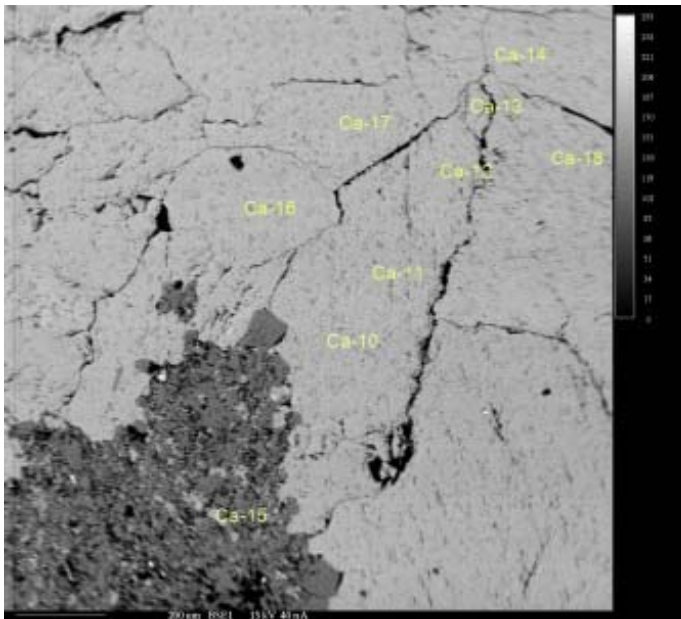
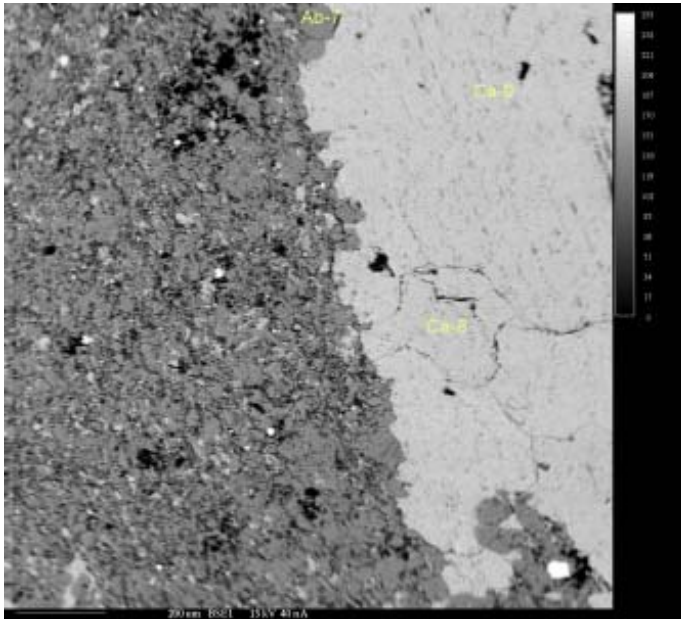


FIGURA 67 Imagen 43 lámina LME038051 se observa el contacto de la roca caja con la vena, en las tablas se observa la variación composicional en ppm, los datos sombreados son de los elementos mas importantes, dejando ver su variación en cada mineral.

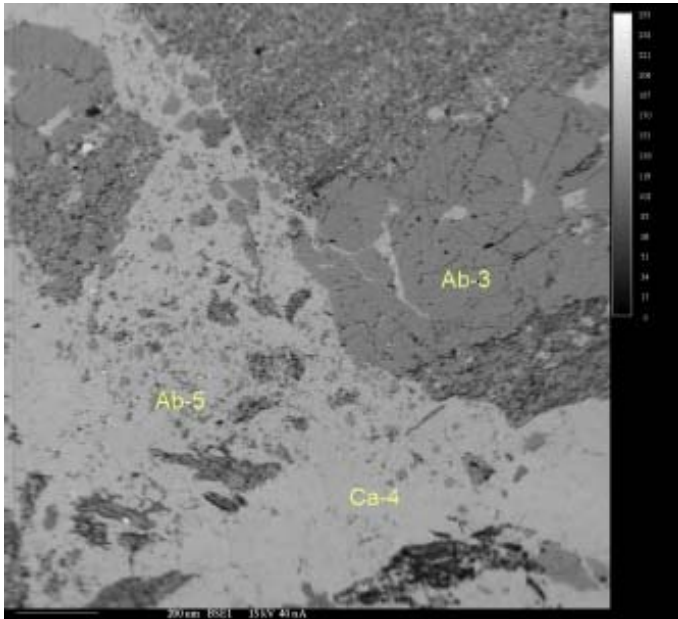
ELEMENTOS	Análisis 10 Calcita	Análisis 11 Calcita	Análisis 12 Calcita	Análisis 13 Calcita	Análisis 14 Calcita	Análisis 15 Calcita	Análisis 16 Calcita	Análisis 17 Calcita	Análisis 18 Calcita
Mg	0.0000	0.1590	0.1970	0.2140	0.2070	0.2000	0.2110	0.2060	0.1480
Ca	400.370	410.870	415.760	400.830	403.500	391.720	416.720	427.870	401.770
Mn	0.2080	0.2500	0.3010	0.2490	0.2290	0.1040	0.2670	0.3210	0.2560
Sr	0.0210	0.0000	0.0260	0.0350	0.0530	0.0000	0.1200	0.1290	0.0000
Ba	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0640	0.0000	0.0350	0.0000
Fe	0.1550	0.1710	0.0750	0.1230	0.1190	0.1310	0.0990	0.1150	0.0620
Pb	0.3260	0.7180	0.1160	0.0000	0.2790	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000
Nb	0.0030	0.0080	0.0000	0.0240	0.0000	0.0000	0.0010	0.0250	0.0010
C	117.720	111.680	111.510	117.380	115.680	121.400	111.140	106.450	117.700
O	474.790	464.390	465.580	475.340	471.950	481.890	465.140	457.370	475.860
Total	1.000.010	1.000.000	1.000.000	1.000.000	1.000.000	1.000.000	999.980	1.000.000	1.000.000



ELEMENTOS	Análisis 7 Plagioclasa
Na	74.630
F	0.3420
K	0.1090
Si	313.880
Mg	0.0230
Al	110.100
Ca	0.1020
Sr	0.0250
Fe	0.0000
Mn	0.0120
Ce	0.0000
O	480.950
Total	985.690

FIGURA 68 Imagen 44 lámina LME038051 se observa el contacto de la vena con la roca caja, en las tablas se observa la variación composicional en ppm, los datos sombreados son de los elementos mas importantes, dejando ver su variación en cada mineral.

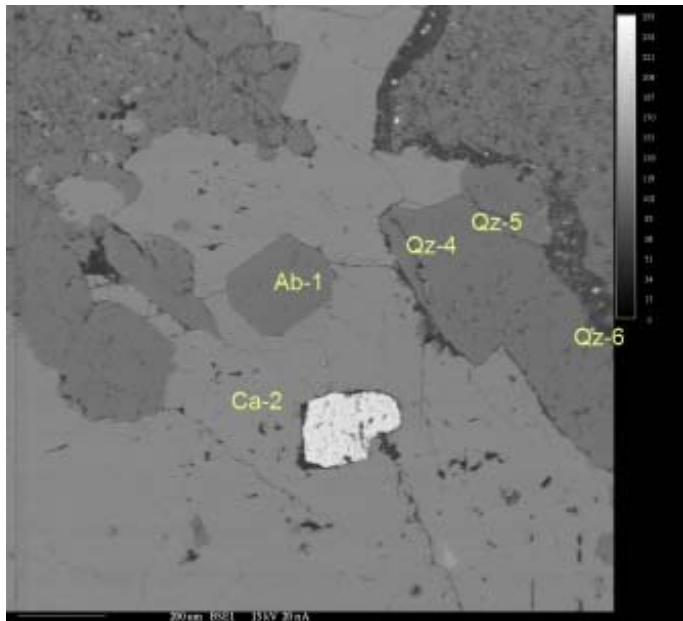
ELEMENTOS	Análisis 8 Calcita	Análisis 9 Calcita
Mg	0.1680	0.0870
Ca	415.810	399.700
Mn	0.2370	0.1840
Sr	0.0000	0.0000
Ba	0.0050	0.0120
Fe	0.1290	0.0840
Pb	0.4870	0.7670
Nb	0.0220	0.0000
C	110.560	116.650
O	463.150	472.310
Total	1.000.000	1.000.000



ELEMENTOS	Análisis 4 Calcita
Mg	0.0000
Ca	419.660
Mn	0.0990
Sr	0.0790
Ba	0.0290
Fe	0.1030
Pb	0.3240
Nb	0.0120
C	110.620
O	463.270
Total	1.000.010

FIGURA 69 Imagen 46 lámina LME038018 contacto de la vena con la calcita, en las tablas se observa la variación composicional en ppm, los datos sombreados son de los elementos más importantes, dejando ver su variación en cada mineral.

ELEMENTOS	Análisis 3 Plagioclasa	Análisis 5 Plagioclasa
Na	86.470	86.200
F	0.0820	0.1230
K	0.0250	0.0550
Ce	0.0000	0.0240
Si	316.290	317.910
Mg	0.0000	0.0020
Al	107.540	106.990
Ca	0.1300	0.2920
Sr	0.0000	0.0000
Cl	0.0010	0.0000
Fe	0.0110	0.0000
Cr	0.0000	0.0000
Ti	0.0140	0.0090
Mn	0.0000	0.0070
O	486.470	488.270
Total	999.400	1.004.490



ELEMENTOS	Análisis 2 Calcita
Mg	0.2780
Ca	407.280
Mn	0.1680
Sr	0.0210
Ba	0.0780
Fe	0.3870
Pb	0.5310
Nb	0.0010
C	112.310
O	465.780
Total	1.000.010

FIGURA 70 Imagen 47 lámina LME038035 contacto de la Albita con la vena al igual que contacto del Cuarzo con la vena, en las tablas se observa la variación composicional en ppm, los datos sombreados son de los elementos mas importantes, dejando ver su variación en cada mineral.

ELEMENTOS	Análisis 1 Plagioclasa	Análisis 4 Cuarzo	Análisis 5 Cuarzo	Análisis 6 Cuarzo
Na	85.430	0.0040	0.0410	0.0280
F	0.0410	0.0000	0.0000	0.0450
K	0.0690	0.0010	0.0070	0.0040
Ce	0.0360	0.0370	0.0000	0.0000
Si	319.030	458.910	459.690	461.250
Mg	0.0000	0.0020	0.0000	0.0000
Al	105.480	0.0190	0.0100	0.0210
Ca	0.1500	0.0370	0.0000	0.0010
Sr	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000
Cl	0.0040	0.0000	0.0000	0.0090
Fe	0.0000	0.0080	0.0050	0.0060
Cr	0.0170	0.0000	0.0000	0.0000
Ti	0.0000	0.0000	0.0000	0.0250
Mn	0.0080	0.0300	0.0000	0.0000
O	487.770	523.390	524.020	525.800
Total	1.000.960	983.680	984.340	988.440

El contenido de Mg y elementos menores como el Mn, Ba y Pb son factores importantes en la historia de cristalización de las rocas del Cerro Coscuez, debido a su gran homogeneidad.

Como se puede ver en los datos mostrados anteriormente el Mn disminuye al alejarse de la roca albitizada y aumenta su contenido hacia el centro de la dolomita.

Los contenidos de Ba y Pb aumentan al acercarse a la roca caja y se ubica en los bordes de los cristales de Dolomita y Calcita.

Los datos obtenidos dejan ver, como ha ocurrido el reemplazamiento de Ca por Mg, como se muestra en las figuras y en las tablas anteriores en las que se pueden distinguir la existencia de:

- un carbonato cálcico (calcita) que se encuentra en la parte central de la vena donde no hay contacto con la roca caja y el contenido de Ba es nulo como lo muestran los análisis 4 y 5 de la imagen 32 (Figura 61).
- un carbonato cálcico (calcita) con un contenido bajo en Magnesio que se encuentra en contacto con la roca encajante; donde el Mg se presenta en los bordes del cristal y tiene bajo contenido de Ba como se muestra en los análisis 49, 53, 55 de la imagen 35 (Figura 62).
- un carbonato Magnésico (Dolomita), donde el Mg aumenta hacia la parte central del cristal. Todo esto deja ver el proceso de dolomitización que esta ocurriendo en la zona; como se muestra en los análisis 50, 51, 52 de la imagen 35 (Figura 62).

Los minerales de Cuarzo se encuentran en forma fracturada dentro de minerales de calcita dejando ver que son material detrítico.

La historia de cristalización inicia con la Albita que se ubica preferiblemente en los bordes de la vena, seguido de esto se encuentra la precipitación de dolomita tipo I con contenido en Fe, dolomita tipo II con menor contenido en Fe y Mg-Calcita.

Posteriormente a esta secuencia de cristalización la sigue la precipitación de cuarzo, sulfuros y esmeraldas, para finalmente precipitar calcita.

6.8 ANÁLISIS DE ISÓTOPOS ESTABLES

El estudio de la geoquímica de isótopos estables se realizó fundamentalmente para conocer la historia paleohidrogeológica del área de estudio y especialmente para conocer la historia hidrotermal asociada a la formación de los yacimientos de esmeraldas. Esta ha sido una herramienta fundamental para entender los cambios físicos y químicos de las rocas y los propios fluidos, y en general para caracterizar estos procesos de interacción fluido-roca.

Con este propósito, se estudió la composición isotópica del C y O, en calcitas, y cuarzos.

La separación de los materiales de venas se realizó manualmente (los componentes de interés en la roca encajante requirió tratamientos especiales), obteniendo así en la mayoría de los casos fracciones monominerales puras, cuya composición se corroboró mediante análisis ópticos

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
	33S	0.75
	34S	4.21
	36S	0.02
OXIGENO	16O	99.76
	17O	0.037
	18O	0.19
CARBONO	12C	99.89
	13C	1.11
	14C	~10-10

TABLA 11. Abundancia media de las especies isotópicas utilizadas en el presente estudio.

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

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 par expresar la composición de Carbón 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.

Dada la importancia de los conceptos ‘Notación’ y ‘Fraccionamiento Isotópico’, 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:

$$\delta^{18}\text{O}(\text{‰}) = \left[\frac{^{18}\text{O}/^{16}\text{O}(\text{muestra}) - ^{18}\text{O}/^{16}\text{O}(\text{standard})}{^{18}\text{O}/^{16}\text{O}(\text{standard})} \right] * 1000$$

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} .

$$\alpha_{A-B} = \frac{(^{18}\text{O}/^{16}\text{O})_A}{(^{18}\text{O}/^{16}\text{O})_B}$$

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

$$\alpha_{A-B} = 1 + \frac{(\delta^{18}\text{O}_A/1000)}{1 + (\delta^{18}\text{O}_B/1000)} \approx 1 + (\delta^{18}\text{O}_A - \delta^{18}\text{O}_B) / 1000$$

Otra aproximación equivalente, es la siguiente:

$$1000 \ln \alpha_{A-B} \approx \delta_{18OA} - \delta_{18OB}$$

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 δ_{18O} entre -20 y -25 . Las aguas oceánicas actualmente presentan una $\delta_{18O} = 0\%$. Las aguas geotermales, generalmente se enriquecen en δ_{18O} 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 $+25$ (δ_{18O}) y; las aguas magmáticas definen valores entre $+5.5$ y $+9$ (δ_{18O}).

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:

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

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

6.8.2 Resultados Obtenidos

El estudio de isótopos estables se realizó con el fin de identificar la fuente del O y C presente en los fluidos hidrotermales que percolaron las rocas sedimentarias del Cerro Coscuez, este estudio fue realizado en material de relleno de venas compuestas por calcita, dolomita y cuarzo de las cuales se extrajeron muestras de mineral calcita y cuarzo y muestra de la roca caja de composición calcárea

En el cerro Coscuez se analizó una muestra de vena de carbonato y cuarzo, con su respectiva roca caja en las que se obtuvieron los valores isotópicos de $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^{13}\text{C}$. Para el estudio isotópico de la peña se tomaron y compararon estos con los obtenidos en el trabajo de Giuliani *et al.*, 1995, en el mismo lugar (Tabla 13).

MUESTRA	MINERAL	δ^{13} CPDB	δ^{18} OSMOW
C69-1	CALCITA	-6,6	20,5
G67	CALCITA	-3,7	18,6
G87b	CALCITA	-3,8	17,9
G104	CALCITA	-2	22,2
95-26-Cii	CALCITA	-6,6	20,5
LME038010	CALCITA	-3,52	17,66
LME038011	CALCITART	-9	17,09
G86c	CUARZO		22,1
G100	CUARZO		21,3
LME038010	CUARZO		19,6

TABLA 13. Muestras analizadas en el Cerro Coscuez y su composición isotópica

Con los datos obtenidos se realizó una grafica donde se puede ver la distribución isotópica y determinar si existen poblaciones características (Figura 71).

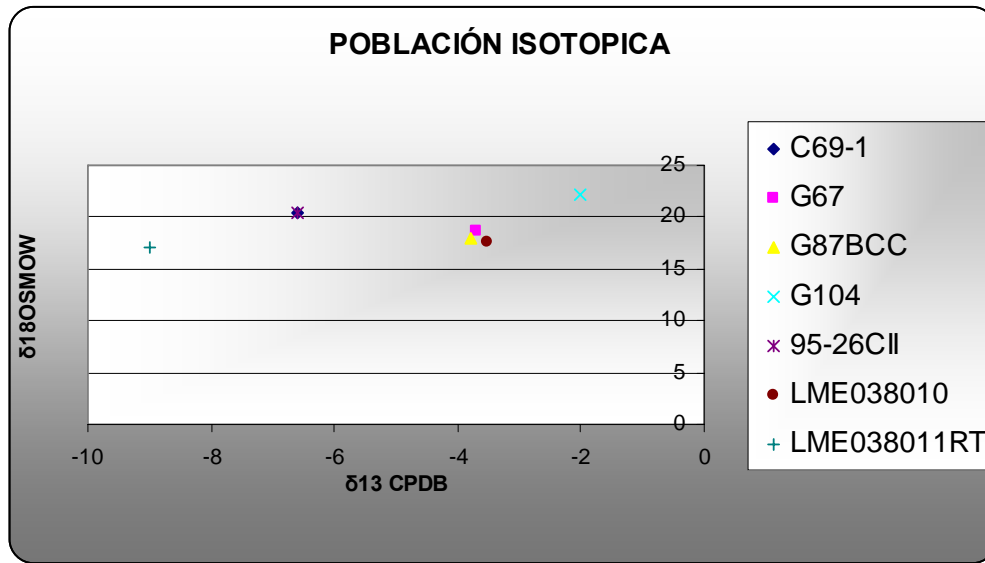


FIGURA 71 Poblaciones isotópicas

Como se aprecia en la (Figura 71) existen tendencias claras en las que los valores de $\delta^{13} \text{C}$ permiten identificar una población con composición isotópica ligera entre -6.6 y -9, y otra no tan ligera que es donde se encuentran ploteados la mayoría de los datos y tiene una composición entre -3.52 y -3.8. Contrario a esto la composición isotópica de $\delta^{18} \text{OSMOW}$ que es pesada y presenta valores entre 17.09 y 20.5, no muestra diferencias significativas que permitan clasificarlas en poblaciones.

Los valores de $\delta^{13}\text{CPDB}$ obtenidos en laboratorio son isotópicamente ligeros, lo que permite clarificarlos dentro del rango establecido para valores isotópicos de carbono en calizas (Figura 72), indicando esto que los fluidos mineralizantes atraparón el Carbono de la roca caja.

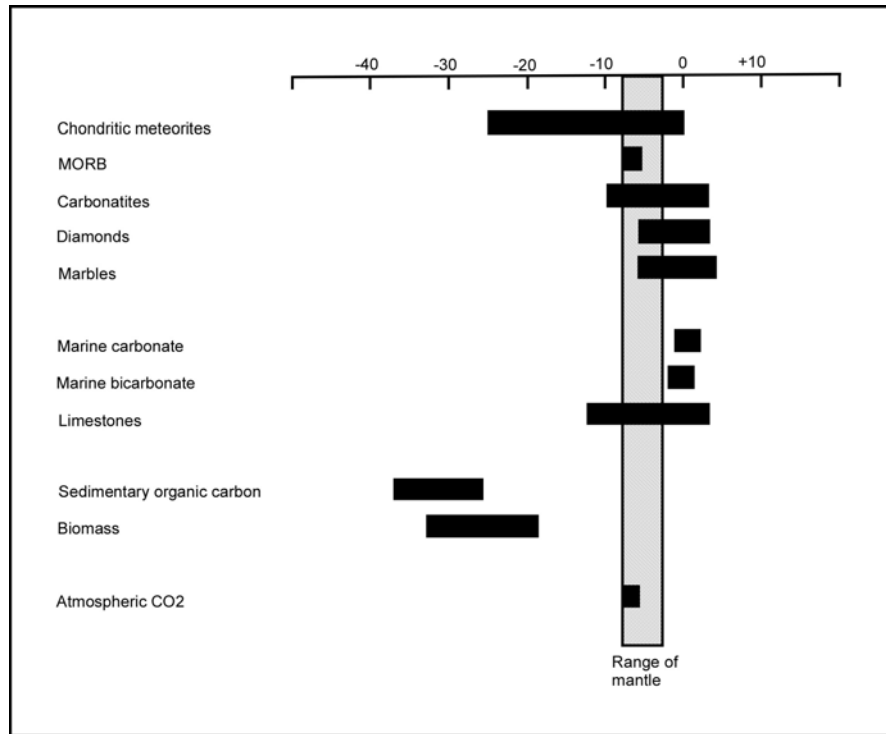


FIGURA 72 Reservorios naturales de $\delta^{13}\text{C}$. Rangos de valores naturales en muestras con relación al Carbono. Datos de Kerridge (1985), Exley *et al* (1986), Field & Fifarek (1986), Hoefs (1987) y Schidlowski (1987).

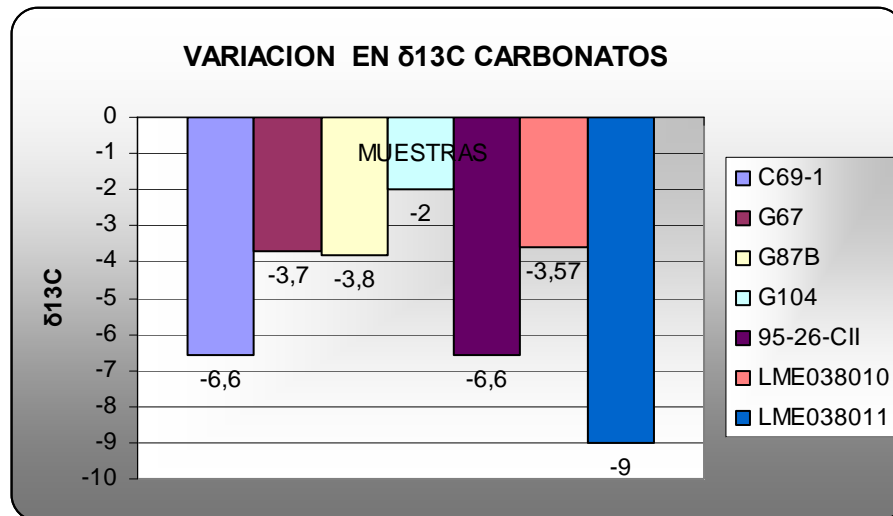


FIGURA 73 Figura 73. Histograma de variación de $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ en carbonatos. Como se puede observar en la (Figura 73) hay variaciones considerables en la composición isotópica del $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$, pero aún así se puede ver que estos valores son ligeros.

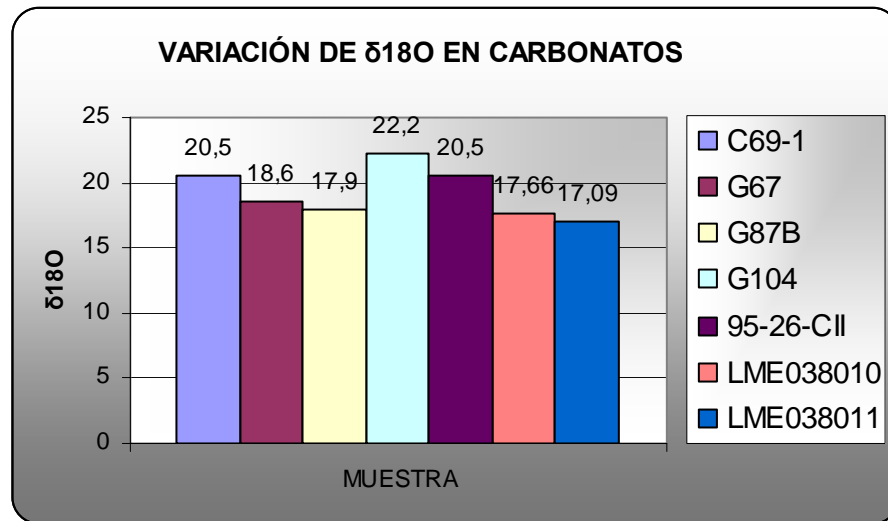


FIGURA 74 Histograma de variación de $\delta^{18}O_{SMOW}$ en carbonatos

En la (Figura 74) se puede ver que las muestras presentan valores altos de $\delta^{18}O$, sugiriendo un origen marino para estos carbonatos y un posterior reequilibrio isotópico del fluido mineralizador con las limolitas encajantes y probablemente aguas meteóricas.

6.8.2.1 Composición Isotópica del agua ($\delta^{18}O_{H_2O}$) y CO_2 ($\delta^{13}C_{CO_2}$) 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 ($\delta^{18}O_{H_2O}$) en equilibrio con los cuarzo, fue calculada según la ecuación propuesta por Shiro & Sakai (1972); la cual está calibrada para un rango de temperatura entre 195 y 573° C.

Para las composiciones isotópicas de CO_2 ($\delta^{13}C_{CO_2}$), en equilibrio con las calcitas se realizó los cálculos con la ecuación propuesta por Ohmoto and Rye (1979), la cual está 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.

Los cálculos de fraccionamiento isotópica de $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ y $\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2}$ fueron realizados a la muestra LME038010 (vena de calcita-dolomita). Estos cálculos se realizan dentro de los rangos de temperatura correspondientes a cada ecuación.

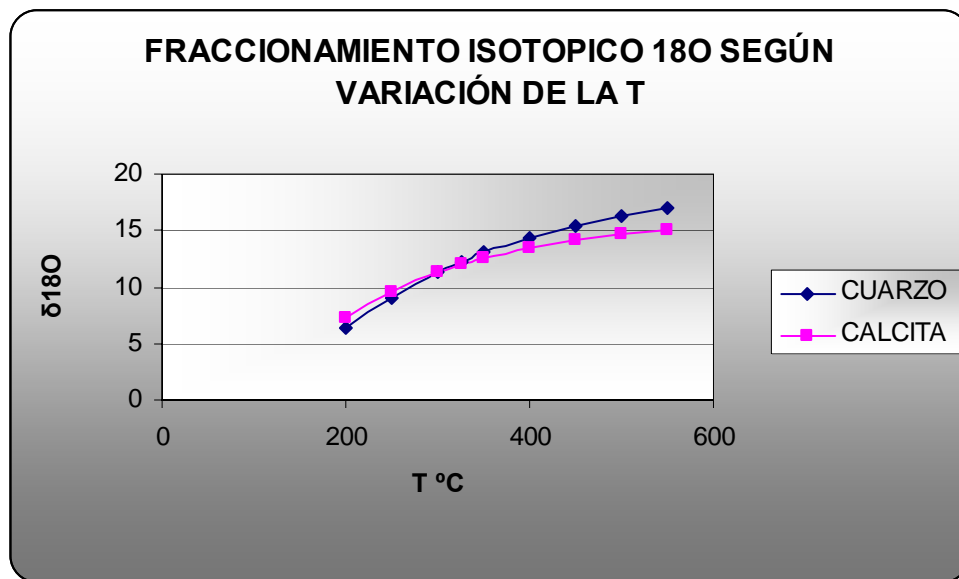


FIGURA 75 Fraccionamiento isotópico del H₂O en equilibrio con cuarzo y calcita en la muestra LME038010

Como se observa en la figura 75 el Cuarzo y la Calcita se encuentran en equilibrio isotópico a una temperatura de 320°C.

T(°C)	CUARZO δ^{18} O(H ₂ O)	CALCITA δ^{18} O(H ₂ O)
200	6,31	7,32
250	9,11	9,64
300	11,36	11,3
325	12,25	11,96
350	13,03	12,53
400	14,34	13,45
450	15,38	14,16
500	16,23	14,7
550	16,93	15,12

TABLA 14. Valores de las composiciones isotópicas de δ^{18} O(H₂O) en equilibrio con calcita y cuarzo.

7 CONCLUSIONES

El sector ‘Peña Coscuez’, esta constituido fundamentalmente por rocas tipo ‘lodolitas orgánicas calcáreas, de edad Hauteriviano-Barremiano, las cuales se agrupan dentro de la formación Muzo (K1). Estas rocas, presentan un importante replegamiento y una gran profusión de venas hidrotermales, a diferencia de lo observado en las unidades suprayacentes (Formación Capotes) e infrayacente (Formación Furatena). Estos rasgos macroscópicos, infieren de partida que esta unidad en ese sector, ha sufrido una deformación más intensa, seguramente debido a un mayor comportamiento plástico.

En el sector muestreado de ‘Peña Coscuez’, se pudo reconocer la presencia de una banda de aproximadamente unos 30-35 metros (posiblemente se repite en otros sectores del área no muestreados) de espesor, la cual se caracteriza por presentar pliegues invertidos, mayor presencia de estructuras tipo hidrofracturamiento, y especialmente por que sus rocas contienen minerales tipo Albita, Cuarzo, Muscovita (O Illita Muy Crsitalina), Mg-Calcita, Ankerita, Dolomita, Hematita y \pm Calcita.

Contrariamente, las zonas aledañas a la banda anteriormente mencionada, presenta pliegues métricos normales (sin inversión), y al parecer menor desarrollo de hidrofracturas. Por otro lado, desde el punto de vista mineralógico, sus rocas contienen las siguientes especies minerales: Albita, Cuarzo, Illita, Caolinita, Calcita, Dolomita y \pm Mg-Calcita.

La banda de unos 35 m anteriormente mencionada, en sectores donde no existe cobertura vegetal, favorecen el crecimiento de una especie de hongo de color naranja, que hace destacar esa banda al *visu*. Esa banda, es conocida por los mineros como ‘Flor de Ahuyama’.

Lo anteriormente expuesto, permite sugerir que la banda mencionada, representa un sector de alto paleoflujo hidráulico, lo cual favoreció una mayor madurez termal en sus componentes inorgánicos (presencia de moscovita y ausencia de illita y caolinita).

Los fluidos percolantes por la banda de alto paleoflujo hidráulico mencionada, fueron responsables de la formación de venas hidrotermales. El estudio de química mineral y DRX en estos materiales de relleno de venas, sugiere que los primeros minerales que precipitan a partir de este fluido, es la albita (localizada preferencialmente hacia los bordes de las venas), seguido de la precipitación de dolomita y Mg-Calcita. Posteriormente a esta secuencia de cristalización la sigue la precipitación de cuarzo, sulfuros y esmeraldas, para finalmente precipitar calcita.

Esta secuencia, sugiere que el fluido a partir del cual precipitaron los materiales de relleno de venas, era rico en Na, Mg y Fe, fundamentalmente. La precipitación inicial de albita, y posteriormente dolomita y Mg-calcita, hizo que éste fluido se empobreciera significativamente en estos componentes. Una vez el fluido evolucionó hacia una fase empobrecida en Na, Mg y Fe, precipita la esmeralda y finalmente la calcita.

El estudio de las venas hidrotermales mediante el análisis de microtermometría de minerales de calcita y cuarzo permitió determinar que las Inclusiones Fluidas son primarias polifasicas saturadas en halita y presentan un sistema composicional de $H_2O + NaCl + CO_2$, donde los fluidos acuoso-salinos que rellenan las venas, comprenden eventos que alcanzaron temperaturas de de homogenización de la halita en un rango de 248-326°C.

Finalmente los datos obtenidos de isótopos de C y O sugieren un origen marino para los carbonatos y un posterior reequilibrio isotópico del fluido mineralizador con las limolitas encajantes y probablemente aguas meteóricas al igual que indican que los fluidos mineralizantes atraparon el Carbono de la roca caja y se obtiene una temperatura de equilibrio de 320°C

8 RECOMENDACIONES

Se recomienda la realización de un estudio mas detallado de inclusiones fluidas para observar la presencia de fenómenos de mezclas que en el presente trabajo no se pudo realizar.

Realizar análisis Ramman para determinar la existencia de Nitrógeno en las inclusiones fluidas ya que este es un factor importante para la generar la mineralización de Esmeraldas.

9 BIBLIOGRAFIA

BEUS, A. A. (1979). Sodium – A Geochemical Indicador of Emerald Mineralization in the Cordillera Oriental, Colombia. *Journal of Geochemical Exploration*, N° 11. Págs. 195-208.

BOTTINGA, Y. (1968). Calculation of fractionation factors for carbon and oxygen isotopic exchange in the system calcite-carbon dioxide-water. *J. Phys. Chem.* 72, Págs. 800-808.

BURKE, E. A. J. (1994). Raman Microspectrometry in Fluid Inclusions: The Daily Practice. In: De vito, B. & Frezzotti, M. ed. *Fluid Inclusions in Minerals: Methods and Applications*. Short course of the working group (IMA) “Inclusions in Minerals” (Pontignano-Siena). 377 Págs.

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., GIULIANI, G. (1996). The genesis of Colombian Emeralds: a restatement. *Mineral Deposits*, Vol. 31, Págs. 359-364.

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

COOPER, M. B., ADDISON, F. T., ALVAREZ, R., CORAL, M., GRAHAM, R. H., HAYWARD, A. B., HOWE, S., MARTÍNEZ, J., NAAR, J., PEÑAS, R., PULHAM, A. J., TABORDA, A. (1995). Basin Development and Tectonic History of the Llanos Basin, Easter Cordillera, and Middle Magdalena Valley, Colombia. A.A.P.G. Bulletin, Vol. 79, No. 10, Págs. 1421 - 1443.

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

Geología Museo Virtual Atacame. 20/01/2006. Chile.
<http://www.geovirtual.cl/Geoestructural/gestr04.htm>

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.

GOLYSHEV, S.I., PADALKO, N.L. & PECHENKIN, S.A. (1981). Fractionation of Stable Oxygen and Carbon Isotopes in Carbonate Systems. Geochemistry International 18, Págs. 85-99.

LUNAR, R. y OYARZUN, R. (1991). Yacimientos Minerales: Técnicas de Estudio-Tipos, Evolución Metalogenética-Exploración. Centro de Estudios Ramón Areces S.A. 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.

MOJICA, J. y FRANCO, R. (1990). Estructura Y Evolución Tectónica del Valle Medio y Superior del Magdalena, Colombia. Geología Colombiana, N°17. Págs. 41-64.

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 Porhyry 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.

PASHIER, C. Y TROUW, R.A.J. (1998). Micritectonics. New York. 289 Págs.

PETIT, J.P., WIBBERLEY, C.A.J. y RUIZ, G. (1999). 'Crack-seal-slip': A New Fault Valve Mechanism? *Journal of Structural Geology*, 21, Págs. 1199-1207

RAWSAY, J.G. (1980). The Crack-Seal Mechanism or Rock Deformation. *Nature*, Vol. 284. Págs. 135-139.

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. 233 Págs.

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.

SAMSON, I., ANDERSON, A. y MARSHALL, D. (2003). Fluid Inclusion Analysis and Interpretation. Mineralogical Association of Canadá, Short Course Series, Vol. 32.

SHEPPARD, S.M.F. AND SCHWARCZ, H.P. (1970). Fractionation of Carbon and Oxygen Isotopes and Magnesium Between Coexisting Metamorphic Calcite and Dolomite. *Contrib. Mineral. Petrol.* 26, Págs. 161-198.

TABOADA, A., RIVERA, L.A., FUENZALIDA, A., CISTERNAS, A., PHILLIP, H., BIJWAARD, H., OLAYA, J. y RIVERA, C. (2000). Geodynamics of the

Northern Andes: Subduction and Intra-continental Deformation (Colombia).
Tectonics 19, N° 5. Págs. 787-813.

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.

WILSON, C. J. L. (1994). Cristal Growth During a Single-Stage Opening Event and
its Implications for Syntectonic Veins. Journal of Structural Geology, Vol. 16, N°9.
Págs. 1283-1296.

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

Paginas WEB

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

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

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