

**ESTUDIO DE LAS MANIFESTACIONES HIDROTERMALES DEL TÚNEL
'LA PAZ', (VEREDA COSCUEZ, MUNICIPIO ESMERALDÍFERO DE
SAN PABLO DE BORBUR, BOYACÁ):**

IMPLICACIONES EN LA EXPLORACIÓN DE ESMERALDAS

JORGE ARLEY MEZA ORTÍZ

UNIVERSIDAD INDUSTRIAL DE SANTANDER
FACULTAD DE INGENIERIAS FISICOQUÍMICAS
ESCUELA DE GEOLOGÍA
BUCARAMANGA

2007

**ESTUDIO DE LAS MANIFESTACIONES HIDROTERMALES DEL TÚNEL
'LA PAZ', (VEREDA COSCUEZ, MUNICIPIO ESMERALDÍFERO DE
SAN PABLO DE BORBUR, BOYACÁ):**

IMPLICACIONES EN LA EXPLORACIÓN DE ESMERALDAS

JORGE ARLEY MEZA ORTÍZ

Trabajo de Grado presentado como requisito para optar el título de Geólogo

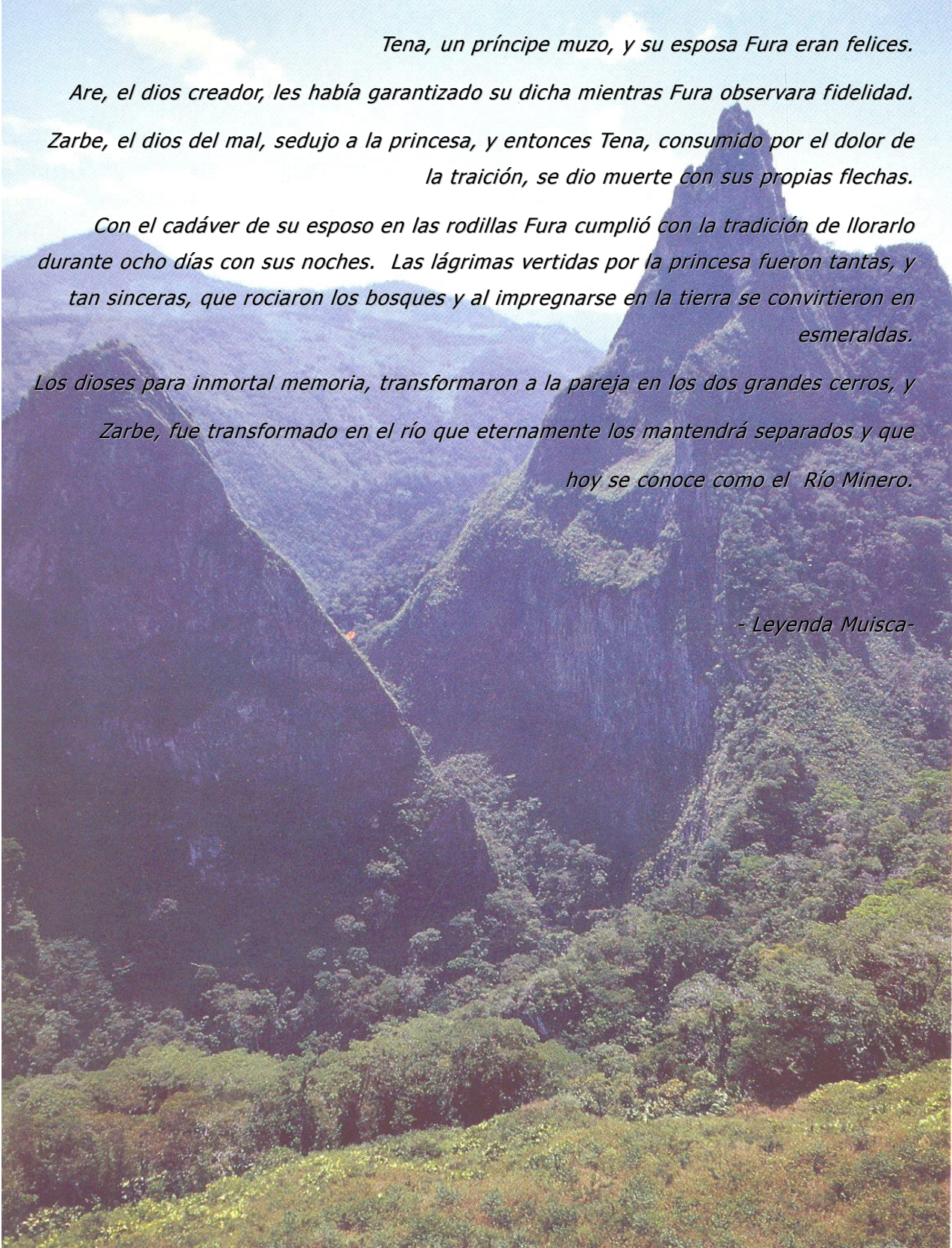
Director:

LUIS CARLOS MANTILLA FIGUEROA

Geólogo Ph. D.

UNIVERSIDAD INDUSTRIAL DE SANTANDER
FACULTAD DE INGENIERIAS FISICOQUÍMICAS
ESCUELA DE GEOLOGÍA
BUCARAMANGA

2007



*Tena, un príncipe muzo, y su esposa Fura eran felices.
Are, el dios creador, les había garantizado su dicha mientras Fura observara fidelidad.
Zarbe, el dios del mal, sedujo a la princesa, y entonces Tena, consumido por el dolor de
la traición, se dio muerte con sus propias flechas.*

*Con el cadáver de su esposo en las rodillas Fura cumplió con la tradición de llorarlo
durante ocho días con sus noches. Las lágrimas vertidas por la princesa fueron tantas, y
tan sinceras, que rociaron los bosques y al impregnarse en la tierra se convirtieron en
esmeraldas.*

*Los dioses para inmortal memoria, transformaron a la pareja en los dos grandes cerros, y
Zarbe, fue transformado en el río que eternamente los mantendrá separados y que
hoy se conoce como el Río Minero.*

- Leyenda Muisca-

*A Dios,
A mis padres,
A mis hermanos,
A mis amigos,
Y con especial cariño...a Catata.*

AGRADECIMIENTOS

El autor quiere expresar sus agradecimientos a:

Luís Carlos Mantilla Figueroa, Profesor y Director de ésta Investigación, por sus valiosas orientaciones, contribuciones y por la confianza depositada para la realización de este trabajo.

Jorge Eduardo Pinto, Geólogo y Amigo, por su colaboración al inicio de este trabajo.

Jaime Mojica, Geólogo y Amigo, por su valiosa colaboración y orientación en campo y durante los análisis de difracción de rayos X en la ciudad de Cali

Germán Reyes, Geólogo y Director de este Proyecto por parte de INGEOMINAS, por su colaboración, amistad y confianza con el grupo de tesis de la UIS para el desarrollo de éste dispendioso trabajo.

La Universidad Industrial de Santander (UIS) e INGEOMINAS, instituciones que financiaron e hicieron posible el desarrollo de este trabajo de grado a través del Proyecto de Investigación 8492, así como por el préstamo de laboratorios y equipos.

Todos mis amigos y compañeros durante el transcurso de mi carrera, por que me brindaron su amistad incondicional y apoyo en los momentos difíciles y porque me enseñaron que *“las cargas pesan menos si se llevan entre dos”*.

CONTENIDO

	Pág.
RESUMEN	xviii
INTRODUCCIÓN	1
1. OBJETIVOS	2
1.1. OBJETIVO GENERAL	2
1.2. OBJETIVOS ESPECÍFICOS	2
2. METODOLOGÍA	4
2.1 FASE DE COMPILACIÓN Y ANÁLISIS DE LA INFORMACIÓN TÉCNICA	4
2.2 FASE DE CAMPO	5
2.3 FASE DE OFICINA Y LABORATORIO	6
2.3.1 Descripción Macroscópica de Muestras	6
2.3.2 Elaboración de Láminas Doblemente Pulidas	6
2.3.3 Difracción de Rayos X (DRX)	8
2.3.4 Análisis Petrográfico (Microscopía Óptica)	11
2.3.5 Microtermometría de Inclusiones Fluidas (IF)	11
2.3.6 Análisis de Isótopos Estables	13
2.4 FASE DE ANÁLISIS E INTERPRETACIÓN DE RESULTADOS	14
2.5 FASE DE ENTREGA Y SUSTENTACIÓN	14
3 GENERALIDADES DEL ÁREA DE ESTUDIO	15
3.1 LOCALIZACIÓN GEOGRÁFICA	15

3.2	ASPECTOS GEOGRÁFICOS Y GEOMORFOLÓGICOS	16
3.3	HIDROGRAFÍA.....	17
3.4	CLIMA Y VEGETACIÓN.....	17
3.5	VIAS Y ACCESIBILIDAD	18
4	ANTECEDENTES.....	19
4.1	CONTEXTO PALEOGEOGRÁFICO Y PALEOTECTÓNICO DEL ÁREA DE ESTUDIO DURANTE EL CRETÁCICO Y EL TERCIARIO.....	22
4.2	GENERALIDADES GENÉTICAS DE LOS DEPÓSITOS DE ESMERALDAS A NIVEL MUNDIAL	28
4.2.1	<i>Depósitos Esmeraldíferos a Nivel Mundial.....</i>	29
4.2.2	<i>Depósitos Esmeraldíferos en Colombia.....</i>	30
4.3	MODELOS DE GÉNESIS DE LAS ESMERALDAS COLOMBIANAS	32
5	RESULTADOS	34
5.1	RASGOS GEOLÓGICOS GENERALES DEL ÁREA DE ESTUDIO	34
5.1.1	<i>UNIDADES ESTRATIGRÁFICAS</i>	34
5.1.2	<i>Aspectos Estructurales.....</i>	41
5.2	GENERALIDADES DEL TUNEL LA PAZ	43
5.3	CARACTERIZACIÓN MINERALÓGICA MEDIANTE DIFRACCIÓN DE RAYOS X.....	45
5.3.1	<i>Consideraciones Previas.....</i>	45
5.3.2	<i>Zonación Mineralógica del Túnel “La Paz”.....</i>	47
5.3.3	<i>Tipología de los Carbonatos; ¿Presencia de Una Nueva Variedad?</i>	52
5.4	VENAS HIDROTERMALES.....	56
5.4.1	<i>Consideraciones Previas.....</i>	57
5.4.2	<i>Tipología de las Venas</i>	60
5.5	ESTUDIO PETROGRÁFICO	68
5.5.1	<i>Petrografía de las Venas del Sector Muzo.....</i>	69
5.5.2	<i>Petrografía de Venas del Sector Coscuez (Túnel La “Paz”).....</i>	73

5.6	INCLUSIONES FLUIDAS	77
5.6.1	<i>Consideraciones Previas</i>	77
5.6.2	<i>Petrografía De Inclusiones Fluidas</i>	82
5.6.3	<i>Estudio Microtermométrico de las Inclusiones Fluidas</i>	86
5.6.4	<i>Condiciones Físico-Químicas de Atrapamiento</i>	88
5.7	GEOQUÌMICA DE ISOTOPOS ESTABLES	92
5.7.1	<i>Consideraciones Previas</i>	92
5.7.2	<i>Geoquímica Isotópica Del Túnel “La Paz”</i>	99
5.7.3	<i>Geotermometría Isotópica del Túnel “La Paz”</i>	103
6	CONCLUSIONES	113
7	RECOMENDACIONES	116
	BIBLIOGRAFIA	117

LISTA DE FIGURAS

	Pág
Figura 1 (a) Estereomicroscopio <i>Carl Zeiss</i> , (b) Horno de secado para muestras. Laboratorio de Arcillas, Escuela de Geología.....	7
Figura 2 Difractómetro de Rayos X, marca <i>Rigaku</i> , modelo <i>RINT 2000</i> y software de interpretación de la JCPDS (<i>Joint Comitté on Powder Difraccion Standars</i>), Fotografía cortesía de INGEOMINAS – Cali.	9
Figura 3 Molino Mecánico con Mortero –RM100, marca <i>Retsch</i> , empleado en el proceso de trituración de muestras para su análisis mediante difracción de rayos X.....	9
Figura 4 Aspecto del equipo (Platina TH 600 <i>Linkam</i> adaptada a microscopio óptico) utilizado para los estudios microtermométricos de Inclusiones Fluidas (Laboratorio de Geología, sede UIS-Guatiguará).....	11
Figura 5 Localización del Cinturón Esmeraldífero Occidental.	16
Figura 6 Mapa vial del departamento de Boyacá y alrededores de la zona esmeraldífera.	18
Figura 7 Modelo secuencial de desarrollo de las regiones tectónicas para la cordillera oriental, Valle Medio del Magdalena y Cuenca de los Llanos, durante el Jurásico al Paleoceno.	23
Figura 8 Mapa Paleogeográfico del Cretáceo inferior (120 Ma.). Nótese el depocentro formado en lo que hoy es la parte central de la Cordillera Oriental y el Valle Medio del Magdalena	24
Figura 9 Mapa paleogeográfico de Límite K – T (65 Ma.). Nótese el levantamiento de la Cordillera Central y su interposición como barrera geográfica durante el Maastrictiano.....	25
Figura 10 Mapa paleogeográfico del eoceno temprano (50 Ma.) y Modelo secuencial de desarrollo de las regiones tectónicas para la cordillera	

oriental, Valle Medio del Magdalena y Cuenca de los Llanos, desde este mismo periodo a la actualidad.....	27
Figura 11 Esquema tectónico del Norte de los Andes y del caribe hace 20 Ma. a-a' y época actual (b-b'), ilustrando la configuración geodinámica antes y después de la colisión del Bloque Panamá-Baudó, la cual empezó hace 12 Ma.....	28
Figura 12 Mapa Geológico preliminar del área de estudio (Túnel La Paz) y sus alrededores. K4= Valanginiano, K5= Hauteriviano – Barremiano, K6= Aptiano – Albiano.....	39
Figura 13 Cuadro de Correlación Litoestratigráfica de la zona de estudio. Tomado de Reyes (2006b).....	40
Figura 14 Esquema de la sección muestreada y localización de muestras del túnel “La Paz” durante la fase de campo.....	44
Figura 15 Principio de aplicación de la Ley de Bragg en Difracción de Rayos X y esquema de funcionamiento del aparato de difracción.....	46
Figura 16 Esquema de zonación mineralógica al interior del túnel “La Paz” establecido según la caracterización con DRX.....	49
Figura 17 Aspecto en campo de las rocas y venas situadas en la zona estéril. Muestras LME030-028 (izq.) y LME030-026 (der.). Ver también figuras 18, 20 y 23.....	50
Figura 18 Aspecto de las vetas cercanas a la zona productiva. Nótese el gran tamaño de las mismas con minerales de relleno como calcita (blanco) y dolomita (gris ahumado) con cristales esporádicos de pirita. Muestras LME030-016 (Izq.) y LME030-020 (der.).....	51
Figura 19 Aspecto de las venas más próximas a la zona productiva. Nótese que se mantiene el gran tamaño de las mismas y los minerales de relleno siguen siendo calcita (blanco), dolomita (gris ahumado) y albita con cristales esporádicos de pirita hacia las paredes de la vena. Muestras LME030-019 (Izq.) y LME030-012 (der.).....	52
Figura 20 Muestra LME030-007, con desplazamiento lateral de los picos en el difractograma e intensidades levemente modificadas.	53
Figura 21, a (arriba) y b (abajo) Difractogramas de muestras analizadas con desplazamiento parcial del pico de mayor intensidad en $2\theta = 30.92$ indicando posible presencia de minrecordita?.....	55

Figura 22	Vena con relleno a) Masivo Granular, b) Cristales fibrosos con crecimiento de tipo sintaxial y c) de tipo antitaxial.	58
Figura 23	Tipos de crecimiento de minerales de relleno de vena.....	59
Figura 24	Modos mecánicos de desarrollo de venas, según Petit et al., (1999). a) Fracturamiento y posterior relleno, b) Fracturamiento + Deslizamiento y posterior Relleno, c) Fracturamiento + Relleno y Deslizamiento posterior. Tomado de Naranjo, (2001).	59
Figura 25	Mapa de localización de las muestras con esmeralda provenientes de la mina el Repollal (LME064001) y Puerto Arturo – ‘Túnel 5’ (LME022001), utilizadas en el estudio petrográfico.	61
Figura 26	Muestras de ganga provenientes de la mina el Repollal (a) y Puerto Arturo (b) utilizadas en el estudio petrográfico.	62
Figura 27	Muestra de ganga de la mina “El Repollal”. Nótese el carácter antitaxial de la vena y las asociaciones paragenéticas en torno al berilo, a sí como la distribución de los cristales de pirita hacia las paredes de la misma.....	63
Figura 28	Corte en sección transversal de la muestra de la mina “El Repollal”. El carácter antitaxial de la vena es más evidente en esta vista y las asociaciones paragenéticas en torno al berilo están representadas por la calcita y la dolomita, a sí como la distribución de los cristales de pirita hacia las paredes de la misma.	64
Figura 29	Aspecto en campo de los materiales de relleno de vena, cuarzo y calcita romboédrica (izq. Muestra LME030036) y calcita fibrosa de color rosado (der. Muestra LME030023). Ver también figura 14.....	65
Figura 30	Vena de relleno fibroso de calcita de tipo sintaxial, perpendicular a los planos de estratificación. Muestra LME030-023.....	66
Figura 31	Aspecto en campo de venas de tipo antitaxial con crecimientos de cristales de calcita en contacto con rocas de composición margosa. (Izq.) pirita diseminada hacia los bordes. (Muestra LME030-003) y Vena de calcita con ‘verdacho’ (der.)	67
Figura 32	Aspecto en campo de las zonas de brechamiento al interior del Túnel “La Paz”. (Izq.) muestra LME0300-027 y (der.) muestra LME030-009.	68
Figura 33	Disposición de la lámina delgada en muestra de mano de la ganga proveniente de Puerto Arturo, Muzo.....	69

Figura 34	Megacrystales de calcita vistos bajo luz plana no analizada (izq.) y Luz plana analizada con aumento de 5X	70
Figura 35	Microfotografías (izq.) de cristales de calcita (Cal) en contacto con cristales de berilo (Brl) en la ganga; y (b) fracturas en cristales de berilo.	71
Figura 36	Microfotografías (izq.) de cristales de calcita (Cal) en contacto con cristales de berilo (Brl) en la ganga; y (b) fracturas en cristales de berilo.	72
Figura 37	Microfotografía de vena de tipo antitaxial con cristales de calcita en contacto con roca caja formada por lodolita margosa compuesta principalmente de cuarzo y albita.	72
Figura 38	Microfotografía de vena de tipo antitaxial con cristales de calcita en contacto con roca caja y cristales de mica hacia las paredes de la veta.	73
Figura 39	Microfotografía de cristales de calcita con estructura masiva. Muestra LME030-019.	74
Figura 40	Vena con relleno de calcita fibrosa de tipo sintaxial. Observe el borde de sutura central y la dirección de crecimiento de los cristales desde las paredes de la roca encajante.	75
Figura 41	Representación esquemática mostrando la formación de inclusiones primarias, secundarias y pseudosecundarias durante el crecimiento de un cristal.	78
Figura 42	(a) Criterio diagnóstico para clasificar inclusiones fluidas como primarias. (b) Diferentes ocurrencias de inclusiones fluidas primarias relacionadas con zonas de crecimiento.....	78
Figura 43	Tipos de inclusiones fluidas según el número de fases presentes a temperatura ambiente L = Líquido. V = Vapor. C= a 20 °C presenta tres fases. S=contiene por lo menos un sólido. G= vidrio mas fluido o fases sólidas.....	80
Figura 44	Diagrama de P vs. T de desarrollo de una inclusión fluida salina después de su atrapamiento en un mineral	81
Figura 45	Fotografía de Inclusiones polifásicas con cristales hijos de halita de la muestra LME030-020. Tomada a 40 x.	83
Figura 46	Fotografía de Inclusiones bifásicas de la muestra LME030-029. Tomada con aumento de 40x.....	84

Figura 47	Microfotografía de familia de Inclusiones bifásicas de la muestra LME030-033. Fotografía tomada con aumento de 40 x.....	85
Figura 48	Microfotografía de Inclusiones bifásicas en la muestra LME030-038. Tomada con aumento de 50 x.....	86
Figura 49	Isócora de la muestra LME030-029, correspondiente a un sistema composicional $H_2O + NaCl + CaCl_2$	89
Figura 50	Isócora de la lamina LME030-033 para un sistema composicional $H_2O + NaCl + CaCl_2$	90
Figura 51	Isócora de la lámina LME030-038. Sistema composicional $H_2O + NaCl + CaCl_2$	90
Figura 52	Variación del contenido isotópico durante el ciclo hidrológico. Destilación Rayleigh.....	97
Figura 53	Relación isotópica de $\delta^{13}C_{PDB}$ y $\delta^{18}O_{SMOW}$ en carbonatos del túnel “La Paz”.....	101
Figura 54	Variación del contenido $\delta^{18}O_{SMOW}$ en de carbonatos de relleno de venas del túnel “La Paz”.....	102
Figura 55	Fraccionamiento isotópico del $\delta^{18}O$ en carbonatos según variación de la temperatura. Nótese la temperatura de equilibrio entre las dos especies de carbonatos analizadas.	103
Figura 56	Temperatura de equilibrio isotópico del sistema Cuarzo (LME030-033) – Calcita (LME030-025), según Clayton & Keiffer (1991).	104
Figura 57	Temperatura de equilibrio isotópico del sistema Cuarzo (LME030-033) – Calcita (LME030-023), según Clayton & Keiffer (1991).	105
Figura 58	Temperatura de equilibrio isotópico del sistema Cuarzo (LME030-033) – Calcita (LME030-013), según Clayton & Keiffer (1991).	105
Figura 59	Temperatura de equilibrio isotópico del sistema Cuarzo (LME030-033) – Calcita (LME030-025), según Sharp & Kirscher (1994).	106
Figura 60	Temperatura de equilibrio isotópico del sistema Cuarzo (LME030-033) – Calcita (LME030-023), según Sharp & Kirscher (1994).	107
Figura 61	Temperatura de equilibrio isotópico del sistema Cuarzo (LME030-033) – Calcita (LME030-013), según Sharp & Kirscher (1994).	107

Figura 62	Temperatura de equilibrio isotópico del sistema cuarzo (LME030-033) – <i>calcita</i> (LME030-013), según Zheng, (1999).	108
Figura 63	Temperatura de equilibrio isotópico del sistema <i>cuarzo</i> (LME030-033) – <i>calcita</i> (LME030-019), según Zheng, (1999).	109
Figura 64	Temperatura de equilibrio isotópico del sistema <i>cuarzo</i> (LME030-033) – <i>calcita</i> (LME030-006), según Zheng, (1999).	109
Figura 65	Fraccionamiento isotópico del H ₂ S en equilibrio con pirita (muestra LME064-001), según variación de la temperatura.	111
Figura 66	Valores isotópicos de $\delta^{34}\text{S}_{\text{CDT}}$ para piritas de zonas mineralizadas y sin mineralizaciones de esmeraldas. Tomado de Giulliani <i>et al.</i> , (1995).	112

LISTA DE TABLAS

	<i>Pág</i>
Tabla 1 Especificaciones técnicas del equipo de difracción.	10
Tabla 2 Parámetros de medición de muestras de polvo desorientadas.....	10
Tabla 3 Patrones de calibración de la platina de microtermometría THMS-600.	12
Tabla 4 Análisis cualitativo de abundancia de minerales según resultados de difracción de rayos X. Las columnas resaltadas indican las asociaciones mineralógicas dominantes. Rojo: corresponde a zonas estériles (sin presencia de esmeraldas). Amarillo: zonas contiguas a la zona mineralizada, en Verde.	48
Tabla 5 Carbonatos del grupo de la dolomita.....	54
Tabla 6 Carbonatos del grupo de la dolomita con sus respectivos valores de distancia interplanar y ángulo 2θ , según valores de $K\alpha_1 = 1.54056$	54
Tabla 7 Clasificación de las venas de acuerdo al ambiente de deformación. Tomado de Petit et al., (1999).....	60
Tabla 8 Tabla comparativa de las paragénesis encontradas en los sectores de Muzo y Coscuez.....	76
Tabla 9 Principales tipos de temperaturas tomadas en el estudio de microtermometría de IF.....	86
Tabla 10 Cuadro resumen de los datos fisicoquímicos obtenidos mediante microtermometría de inclusiones fluidas en muestras analizadas del túnel “La Paz”.	91
Tabla 11 Características isotópicas fundamentales de los elementos ligeros. No se incluyen los isótopos radiactivos cuyas abundancias relativas, además, son muy pequeñas. (Tomado y modificado de Redondo, 2001).....	93
Tabla 12 Estándares de referencia utilizados en el estudio de los isótopos estables.....	94

Tabla 13 Muestras analizadas en el túnel “La Paz” y sus respectivos valores de $\delta^{13}\text{C}$ - $\delta^{18}\text{O}$ expresados en (‰).	100
Tabla 14 Cuadro resumen de valores de paleotemperaturas obtenidas empleando el sistema <i>cuarzo – calcita</i>	110

RESUMEN

TITULO: ESTUDIO DE LAS MANIFESTACIONES HIDROTERMALES DEL TÚNEL ‘LA PAZ’, (VEREDA COSCUEZ, MUNICIPIO ESMERALDÍFERO DE SAN PABLO DE BORBUR, BOYACÁ): IMPLICACIONES EN LA EXPLORACIÓN DE ESMERALDAS*

AUTOR: Jorge Arley Meza Ortiz**

PALABRAS CLAVES: Coscuez, Esmeraldas, Mineralogía, Petrografía, Inclusiones Fluidas, Venas Hidrotermales, Isótopos Estables.

DESCRIPCIÓN:

El túnel “La Paz” se encuentra localizado en el distrito minero de Coscuez, ubicado hacia la parte central del flanco occidental de la Cordillera Oriental de los Andes Colombianos, en el denominado Cinturón Esmeraldífero Occidental.

Este sector presenta ocurrencia de mineralización de esmeraldas dentro de rocas sedimentarias de edad Hauteriviano – Barremiano, pertenecientes a la recientemente denominada Formación Muzo. Las esmeraldas aparecen en depósitos en forma de bolsones, brechas y venas asociadas a calcita, dolomita, albita y pirita, dentro de las lodolitas encajantes.

Con el objeto de conocer de una manera más detallada los depósitos de esmeraldas del distrito minero de Coscuez, se realizaron estudios mineralógicos de DRX en muestra de rocas y venas en el túnel “La Paz” e identificar así, las especies minerales presentes. Estudios de microtermometría de inclusiones fluidas en cristales de calcita, dolomita, cuarzo y esmeraldas, permitieron definir las condiciones termobarométricas de su formación. Los resultados obtenidos muestran que las temperaturas de cristalización están dentro de un rango de valores entre 110 – 300°C. Las temperaturas del punto eutéctico de las soluciones están en torno de los -55°C, ubicando éstas soluciones en el sistema composicional de H₂O + NaCl + CaCl₂. Las medidas termobarométricas en la época de formación han sido calculadas entre 300 a 1000 bares, lo que sugiere que estos depósitos se formaran a unos 4Km de profundidad, a partir de un fluido mineralizante común.

Por otra parte, los resultados de geoquímica isotópica evidencian un origen del carbono presente en los carbonatos a partir de la reducción de sulfatos y de materia orgánica, mientras que el oxígeno procede de la disolución de calizas de origen marino. Asimismo, las temperaturas de equilibrio isotópico calculadas a partir del sistema cuarzo – calcita varían entre los 204 °C y los 386 °C, confirmando el origen hidrotermal de los depósitos.

* Trabajo de Grado, Modalidad Investigación

** Facultad de Ingenierías Físico-Químicas, Escuela de Geología. Director, Luís Carlos Mantilla F.

ABSTRACT

TITLE: STUDY OF THE HYDROTHERMAL MANIFESTATIONS AT “LA PAZ” TUNNEL, COSCUEZ MINING DISTRICT, SAN PABLO DE BORBUR TOWN, BOYACÁ PROVINCE): IMPLICATIONS IN THE EMERALD SEARCH.*

AUTHOR: Jorge Arley Meza Ortiz.**

KEY WORDS: Coscuez, Emerald Deposits, Mineralogy, Petrography, Fluid Inclusions, Hydrothermal Veins, Stable Isotopes.

DESCRIPTION:

“La Paz” tunnel is localized at the Coscuez Mining District, It does situate toward western edge of the Eastern Cordillera of Colombia, in the named Western Emerald Belt.

In this sector there are emerald mineralizations inside of Hauterivian – Barremian stage age sedimentary rocks, belonging to the recently gotten in Muzo Formation. The emeralds appear in deposits in form of handbags, breaches and veins associated to calcite, dolomite, albite and pyrite, within black shales.

In the emerald deposits of the mining district of Coscuez, mineralogical studies of DRX in rock and veins samples were made in the tunnel "La Paz" and to identify thus, the present mineral species. Studies of fluid inclusions in calcite, dolomite, quartz and emeralds crystals, allowed defining the thermobarometric conditions of their formation. The obtained results show that, the temperatures of crystallization are within a rank of values between 110 - 300°C. The temperatures of the eutectic point of the solutions are in winch of -55°C, locating these solutions in the compositional system of H₂O + NaCl + CaCl₂. The thermobarometric measures at time of formation have been calculated between 300 to 1000 bars, which suggests; these deposits formed to 4Km of depth, from a common mineralizing fluid.

On the other hand, the isotopic geochemistry results demonstrate an origin of present carbon in carbonates from the reduction of sulphates and organic matter, whereas oxygen comes from the dissolution of limestones of marine origin. Also, the isotopic recovery temperatures calculated from the system quartz - calcite varies between the 204 °C and the 386 °C, confirming the hydrothermal origin of the deposits.

* Degree's Work

** Physical-chemical's Engineering College, Geology School, Director Luis Carlos Mantilla F.

INTRODUCCIÓN

Al comparar las cifras de producción y exportación de esmeraldas para Colombia con las reportadas en décadas anteriores, vemos una disminución alarmante, enraizadas en parte a las precarias condiciones de trabajo con que cuentan los empleados que laboran para las empresas explotadoras y cortes de particulares, además de factores de orden socio económicos como la escasa y casi nula inversión minera y el escaso control geológico en etapas de exploración. De aquellos tiempos cuando Colombia encabezaba la producción a nivel mundial, y se situaba incluso por encima de países como Zambia, Brasil e India no quedan sino los recuerdos (CIDEIBER, 1998). A pesar de que los estudios geológicos con fines exploratorios para esmeraldas se viene desarrollando desde principios del siglo pasado y que existe un sinnúmero de los mismos sobre los yacimientos esmeraldíferos por parte de instituciones nacionales e internacionales; no se cuenta aún con un plan de prospección adecuado que defina de manera concreta cuáles son los parámetros de orden geológico determinantes en la búsqueda de yacimientos de este tipo, limitándose, este trabajo únicamente a supersticiones y agüeros por parte de los mineros. En razón de lo expuesto, la prospección de esmeraldas se convierte en una labor complicada que necesita de metodologías de prospección geológica que permitan la localización de nuevos yacimientos y a su vez, un mejor diseño para la explotación de los mismos. El trabajo de prospección de esmeraldas requiere de un amplio conocimiento de las características mineralógicas y de las propiedades físicas y químicas de las asociaciones minerales presentes en las manifestaciones hidrotermales, incluyendo en conjunto las áreas mineralizadas y estériles, así como la roca encajante, que permitan acertar en la selección de métodos integrales y específicos de prospección geológica, geoquímica y geofísica, y se seleccionen sitios promisorios de un área reducida.

En el contexto anteriormente mencionado, se planteó el desarrollo del presente trabajo de tesis de pregrado, encaminado fundamentalmente a determinar las características mineralogénicas, petrográficas y de tipología de venas, así como fisicoquímicas de las Inclusiones fluidas presentes en rocas y/o venas cortadas por las galerías desarrolladas en la mina 'La Paz' (Vereda Coscuez, Municipio San Pablo de Borbur, Boyacá).

Con base en ésta información, se espera identificar algunos criterios útiles en la búsqueda y en la identificación de nuevas áreas con potencial esmeraldífero.

1. OBJETIVOS

1.1. OBJETIVO GENERAL

Realizar el estudio Mineralógico, Petrográfico y de Inclusiones Fluidas de las manifestaciones hidrotermales del túnel “La Paz”, vereda Coscuez (San Pablo de Borbur, Boyacá).

1.2. OBJETIVOS ESPECÍFICOS

- Contextualizar la problemática geológica del presente estudio mediante la compilación y análisis de la bibliografía existente sobre la geología del área de estudio y particularmente sobre los depósitos de esmeraldas.
- Realizar el muestreo metodológico de rocas y manifestaciones hidrotermales presentes en el túnel “La Paz”, para su posterior estudio mineralógico, petrográfico y geoquímico.
- Identificar mediante análisis de Difracción de Rayos X (DRX) en muestra de polvo desorientado, las especies minerales presentes en las muestras recolectadas de rocas con y sin alteración hidrotermal evidente a escala macroscópica; bolsas y venas con rellenos hidrotermales.
- Establecer las características petrográficas de las muestras de rocas y minerales de relleno de venas recolectadas en el túnel “La Paz”, asociadas a venas mineralizadas con esmeraldas y sin mineralización, mediante el análisis en sección delgada.

- Definir las características fisicoquímicas de los distintos tipos de paleofluidos identificados en minerales de relleno de bolsas y venas hidrotermales mediante el estudio petrográfico y microtermométrico de Inclusiones Fluidas.
- Caracterizar mineralógicamente el túnel “La Paz”, mediante la identificación de asociaciones minerales propias de las áreas mineralizadas (con esmeralda) y sin mineralización (sin esmeralda), así como su distribución espacial dentro de la litología presente en el túnel.
- Caracterizar genéticamente la procedencia de los paleofluidos asociados a las manifestaciones hidrotermales presentes en rocas sedimentarias del Cretácico Inferior en el túnel “La Paz”, a partir del análisis de isótopos estables.

2. METODOLOGÍA

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

2.1 FASE DE COMPILACIÓN Y ANÁLISIS DE LA INFORMACIÓN TÉCNICA

El trabajo de precampo comienza con la recopilación y análisis de la información existente y disponible acerca del área de estudio, tales como, mapas topográficos del área y la cartografía geológica de la misma, además de informes y publicaciones geológicas. Esto, con el fin de tener una idea tanto de la geología, como de las generalidades del área de estudio. La búsqueda de esta información se desarrollo en las bibliotecas de la UIS, el INGEOMINAS (sedes de Bucaramanga y Bogotá) del ICP (Instituto Colombiano del Petróleo) y en la Base de Datos GEOREF de la Biblioteca UIS.

Asimismo, se llevo a cabo una reunión técnica plenaria entre el grupo de trabajo de la UIS y el INGEOMINAS, en las instalaciones de INGEOMINAS sede Bogotá con motivo de la integración conceptual y metodológica de ambos grupos de trabajo (INGEOMINAS-UIS) además de programar de la manera más conveniente posible el trabajo a desarrollar durante la fase de campo.

2.2 FASE DE CAMPO

Esta fase inició con un breve reconocimiento de la zona durante los tres primeros días del trabajo de campo, haciendo especial énfasis en el reconocimiento geológico de las unidades litoestratigráficas aflorantes en el área; revisando durante estos días conceptos importantes relacionados con las unidades bioestratigráficas determinadas por el INGEOMINAS durante sus trabajos previos de re-levantamiento de la cartografía geológico.

Por otro lado, el procedimiento empleado en la recolección de datos fue bastante sencillo y aunque si bien difiere del muestreo en superficie, guardan una estrecha relación entre sí.

El muestreo se encaminó básicamente hacia las manifestaciones hidrotermales presentes en rocas de edad Hauteriviano – Barremiano cortadas por el túnel “La Paz”, haciendo especial enfoque en venas y brechas con y sin mineralización de esmeraldas y su distribución espacial a lo largo del túnel, así como su relación estructural y mineralógica (composicional) con la roca encajante y continuidad de las mismas a través de elementos estructurales y estratigráficos. La distribución espacial de las muestras de venas o brechas tomadas, se realizó tomando inicialmente trozos desde su *parte central* hasta los *bordes* de la misma. Asimismo, se muestreaba el contacto con la roca encajante y la propia roca caja a unos pocos centímetros (5–10 cm.) y a una distancia mayor (entre 20–50 cm.). Lo anterior, con el objetivo de tener un control detallado de las variaciones en composición mineralógica de las venas y brechas con respecto a la roca encajante, así como valorar posteriormente la variación en el fraccionamiento isotópico producido por la interacción geoquímica entre el fluido mineralizador y la roca encajante.

Es importante tener en cuenta que la densidad de muestreo puede cambiar según varíen las condiciones geológicas en el área de interés, y la estructura de la mina lo permita; puesto que no se debe olvidar que las excavaciones presentes en esta zona se hacen de manera muy artesanal, sin tecnicismo alguno, y las características

de la litología involucrada hacen aún más riesgosa la actividad, en cuanto a la probabilidad de sufrir un accidente se refiere.

2.3 FASE DE OFICINA Y LABORATORIO

La fase de oficina esta representada entonces por la interpretación de los datos obtenidos durante el reconocimiento de campo, teniendo por objetivo la elaboración de los productos finales contemplados dentro de los objetivos; tales como el Catalogo de Muestras, el Catálogo Fotográfico, la Elaboración y Descripción de Secciones Delgadas, Mapa Geológico, Perfil Geológico del Túnel “La Paz”, análisis de DRX, entre otros.

2.3.1 Descripción Macroscópica de Muestras

La descripción de las muestras de mano se desarrolló en el Laboratorio de Arcillas de la Universidad Industrial de Santander utilizando un estéreo-microscopio marca *Carl- Zeiss* –Jena (ver Figura 1a.); con la cual se describieron componentes texturales y composicionales de la muestras recolectadas

2.3.2 Elaboración de Láminas Doblemente Pulidas

Para la elaboración de las láminas delgadas doblemente pulidas para estudios de petrografía y de inclusiones fluidas fue necesario viajar hasta la seccional Cali del INGEOMINAS, dónde se cuenta con el equipo y la infraestructura necesaria para su desarrollo. La preparación de las muestras se realizó previamente en las instalaciones del Laboratorio de Preparación de Muestras de la UIS donde se hicieron los respectivos cortes, secado de las mismas.

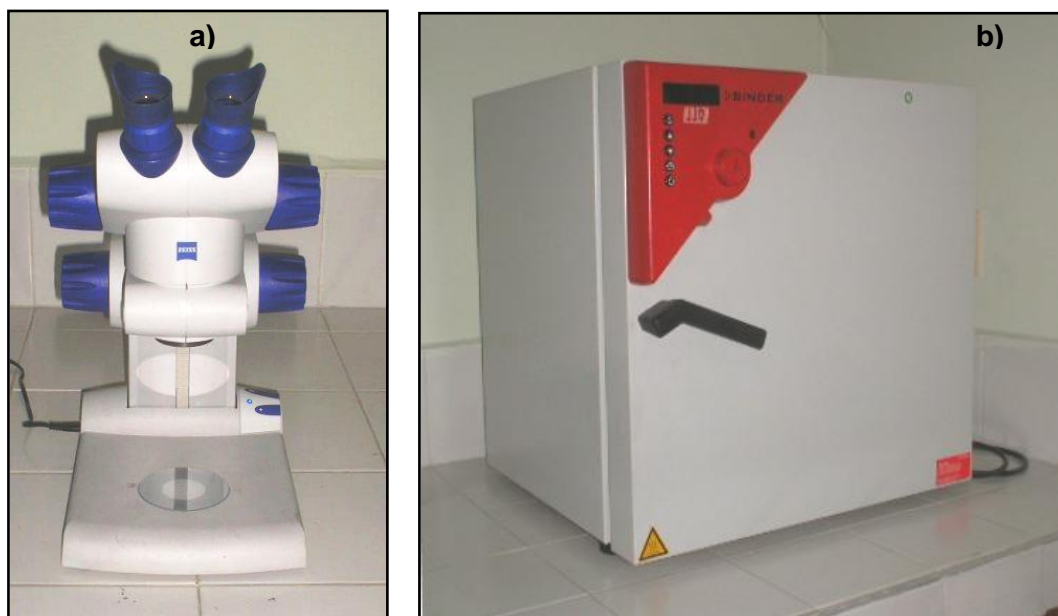


Figura 1 (a) Estereomicroscopio *Carl Zeiss*, **(b)** Horno de secado para muestras. Laboratorio de Arcillas, Escuela de Geología.

El proceso de elaboración de láminas delgadas doblemente pulidas fue el siguiente:

- Corte: este se realiza buscando la mejor superficie y exposición de los minerales de interés. El corte se debe hacer utilizando algún tipo de refrigerante con el fin de evitar el aumento de temperatura de la muestra durante el procedimiento.
- Desgaste: se hizo sobre platos giratorios y vidrio usando en estricto orden abrasivos de 320, 400, 600 y 1000, hasta obtener una superficie totalmente plana y pareja. Es importante que cada vez que se cambie el abrasivo la superficie se encuentre uniforme. El abrasivo 320 se debe utilizar por pocos minutos y su finalidad es quitar las marcas producidas por el disco durante el corte.
- Pulido: se realizó sobre un paño de pulido sobre disco giratorio y utilizando pasta de diamante de 6, 3 y 1 μm durante unos 3 minutos utilizando cada paño.

- Montaje: una vez ya pulida se dejó secar durante varias horas y se procedió a pegar el vidrio, preferiblemente biselado, sobre la superficie de la muestra utilizando un adhesivo instantáneo transparente (Pegadit), con el fin de que pudiera ser retirado con solvente orgánico (acetona) para proceder al estudio microtermométrico.

El anterior procedimiento se repitió sobre la cara opuesta de la muestra, exceptuando el último paso, es decir sin pegar el cubreobjetos de este lado de la lámina.

Los espesores de las muestras pueden llegar hasta 100 μm , dependiendo del tipo de mineral y durante su elaboración no se deben someter a temperaturas superiores a los 80°C, debido a que por encima de esta temperatura puede llegar a ocurrir la decrepitación de las inclusiones fluidas (IF) con temperaturas de homogeneización (Th) muy bajas.

2.3.3 Difracción de Rayos X (DRX)

Con el propósito de identificar las fases mineralógicas presentes en muestras de venas, rocas y demás manifestaciones hidrotermales recolectadas, se efectuaron pruebas de difracción de rayos X (DRX) utilizando un difractómetro marca *Rigaku*, modelo *RINT 2000* (ver figura 2) y software de interpretación distribuido por la *JCPDS (Joint Comitté on Powder Difraccction Standars)*, ahora (*International Centre for Difraccction Data*) en las instalaciones del INGEOMINAS –Cali, bajo la supervisión del geólogo Jaime Mojica, quién hace parte del grupo de trabajo del proyecto por parte de INGEOMINAS. Asimismo, el triturado de las muestras para DRX se efectuó empleando un *Molino Mecánico con Mortero –RM100*, marca *Retsch* (Ver Figura 3). Las especificaciones técnicas del equipo de difracción utilizado en el proceso son las mostradas en la tabla 1:



Figura 2 Difractómetro de Rayos X, marca *Rigaku*, modelo *RINT 2000* y software de interpretación de la JCPDS (*Joint Comitté on Powder Diffracction Standars*), Fotografía cortesía de INGEOMINAS – Cali.



Figura 3 Molino Mecánico con Mortero –RM100, marca *Retsch*, empleado en el proceso de trituración de muestras para su análisis mediante difracción de rayos X.

Tabla 1 Especificaciones técnicas del equipo de difracción.

Goniómetro	RINT2000, de ángulo amplio, 185°
Portamuestra	Estándar de aluminio
Monocromador	Automático, 3.3539
Rendijas DS	1°
Rendijas SS	1°
Rendijas RS	0,15mm
Contador	Contador de centelleo

Cabe aclarar que el análisis de DRX fue netamente cualitativo y se hizo en muestra de polvo desorientada, para lo cual se tomaron aproximadamente 20 g de roca o venas, y posteriormente se trituraron manualmente con un martillo aislados en papel blanco. Estas mediciones se realizaron bajo los parámetros indicados a continuación en la Tabla 2, para determinar la composición mineralógica de las rocas, bolsas y venas con rellenos hidrotermales muestreadas.

Tabla 2 Parámetros de medición de muestras de polvo desorientadas.

Modo de escaneo	2 Theta / Theta
Unidad X	grados
Unidad Y	cuentas por segundo (cps)
Inicio	2.00°
Parada	30.00°
Muestreo (step)	0.015°
Velocidad	3°/minuto
Voltaje	40kV
Amperaje	30mA

2.3.4 Análisis Petrográfico (Microscopía Óptica).

El análisis petrográfico fue realizado en el laboratorio de microscopía óptica de la UIS, utilizando un microscopio marca: *NIKON*, modelo: *Eclipse-50i*, incorporado con *Cámara Digital* modelo: DS-L1. mediante este equipo se pudo realizar la descripción textural e identificación y caracterización composicional de las muestras de roca, venas y demás manifestaciones hidrotermales vistas al interior del túnel “La Paz”.

2.3.5 Microtermometría de Inclusiones Fluidas (IF).

La petrografía de inclusiones fluidas se realizó en el laboratorio de microscopía de la Escuela de Geología de la UIS, utilizando el mismo equipo empleado en la descripción petrográfica textural, y posteriormente, en el Laboratorio de Geología de la sede UIS - Guatiguará se realizaron los análisis de microtermometría de IF, empleando una *Platina* THMS-600 marca: LINKAM (ver Figura 4). Previamente el sistema de medición fue calibrado con patrones sintéticos de inclusiones fluidas y algunos orgánicos con propiedades fisicoquímicas conocidas (ver Tabla 3).



Figura 4 Aspecto del equipo (Platina TH 600 Linkam adaptada a microscopio óptico) utilizado para los estudios microtermométricos de Inclusiones Fluidas (Laboratorio de Geología, sede UIS-Guatiguará).

Tabla 3 Patrones de calibración de la platina de microtermometría THMS-600. Te = Temperatura del punto Eutéctico, Th = Temperatura de Homogenización.

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

El equipo de microtermometría puede conseguir una fluctuación de temperaturas entre -198 °C y +700 °C durante las mediciones en un mismo punto, en todo caso el enfriamiento se realizó previo al calentamiento, esto con 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 (Te) y de fusión (Tf) ocasionadas por posibles comportamientos metaestables de las fases. La temperatura de homogenización (Th) se obtuvo también a través de un proceso de calentamiento lento sin superar los 400 °C

El proceso de identificación y descripción de las IF se basó en la técnica propuesta por (Roedder, 1984; Goldstein, 2003) en la cual las IF se clasifican según el tiempo de formación de la inclusión en el mineral hospedante. Los datos obtenidos en la microtermometría fueron procesados con la ayuda del software desarrollado por el profesor Ronald J. Bakker (1997, 2003). Finalmente, los datos de microtermometría obtenidos, fueron integrados en aras de favorecer una interpretación general de los mismos y como base para la elaboración del correspondiente modelo genético entorno al tema de los paleofluidos.

2.3.6 Análisis de Isótopos Estables.

Los análisis de Isótopos estables de C y O fueron realizados en el instituto de Geociencias de la Universidad de Sao Paulo, Brasil (muestras MLE030-19, 19A,23 y 25) y también en el Servicio General de Análisis de Isótopos Estables de la Universidad de Salamanca, España (demás muestras).

En este tipo de análisis se emplearon muestras de cristales de calcitas y dolomitas de relleno de venas y otros carbonatos que pudieran estar presentes en la roca encajante. y cuya disposición espacial en el afloramiento fuera continua, es decir, que no estuvieran separados más de unos cuantos centímetros, unos respecto de los otros; esto con el fin de establecer relaciones isotópicas directas respecto a la localización de las muestras al interior de la mina. También se emplearon muestras de pares minerales como calcita-albita –cuarzo –piritas y berilos de distintas muestras.

La separación de los materiales de relleno de venas, se realizó manualmente, requiriendo de tratamientos especiales para evitar la contaminación con agentes extraños e incluso con minerales vecinos; obteniendo así, en la mayoría de los casos fracciones monominerales casi puras, cuya composición y limpieza se corroboró con procedimientos ópticos convencionales de laboratorio.

El procedimiento de preparación de las muestras para este tipo de análisis lo describe Mantilla *et al.*, (2006) y se enuncia a continuación. “Este material, luego de ser pulverizado, se pesó para separar 0.01 g. de muestra y 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% (H_3PO_4), 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} Tor), 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 CO_2 , 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 $\delta^{13}\text{C} = 2,12\text{‰}$ (PDB) y para $\delta^{18}\text{O} = -1,51\text{‰}$ (PDB); al igual que patrones de agua suministrados por la Agencia Internacional de Energía Atómica (IAEA), tales como SMOW, V-SMOW, SLAP e GISP; y patrones de comparación internos.

2.4 FASE DE ANÁLISIS E INTERPRETACIÓN DE RESULTADOS

De la mano con el proceso de laboratorio se iba trabajando en la elaboración de los respectivos informes de avance, incluyendo estos, las tareas de interpretación de resultados obtenidos, producto de las mediciones efectuadas durante el desarrollo de éste y encaminados a la culminación exitosa del mismo, y que se ajustó a las actividades propuestas en el calendario académico expedido por el Consejo Académico de la UIS para los programas de pregrado.

2.5 FASE DE ENTREGA Y SUSTENTACIÓN

Esta es la última etapa planificada para el proyecto. En esta, se planea hacer entregar del informe final de investigación dentro de los plazos señalados por las directivas del proyecto y teniendo en cuenta el normal desarrollo del calendario académico de la universidad.

3 GENERALIDADES DEL ÁREA DE ESTUDIO

3.1 LOCALIZACIÓN GEOGRÁFICA

La zona objeto de estudio del presente trabajo se localiza en El Cinturón Esmeraldífero Occidental (CEOCC), el cual se sitúa en el flanco occidental de la Cordillera Oriental de los Andes Colombianos, más exactamente al occidente de los departamentos de Boyacá, Cundinamarca y sur de Santander. Las poblaciones más importantes de la región (CEOCC) son Muzo, Otanche, San Pablo de Borbur, Coscuez, Peñas Blancas y Yacopí, entre otras (ver Figura 5).

Cartográficamente, la zona de interés (área concreta del presente estudio) corresponde a la Vereda Coscuez y el sector minero que lleva su mismo nombre, están comprendidos dentro de las coordenadas planas siguientes:

$$X_1= 1.110.000 - X_2= 1.200.000$$

$$Y_1= 985.000 - Y_2= 1.000.000$$

Cartografiada en la plancha, 189-II-B de la base cartográfica del IGAC a escala 1:25.000. Así mismo, la boca-mina del túnel "La Paz" tiene coordenadas $X= 1.115.759$ e $Y= 991.822$; y se ubica en el distrito minero de la Vereda de Coscuez, Municipio de San Pablo de Borbur, Boyacá.

Estas coordenadas corresponden a las adoptadas por el Instituto Geográfico Agustín Codazzi, según el cual se toma como origen un punto en la ciudad de Bogotá de coordenadas planas: $X = 1'000.000$; $Y = 1'000.000$ y la intersección del paralelo de latitud $4^{\circ} 35' 56,57''$ Norte, con el meridiano de longitud $74^{\circ} 04' 51,30''$ W, de Greenwich (Instituto Geográfico Agustín Codazzi, 1967)

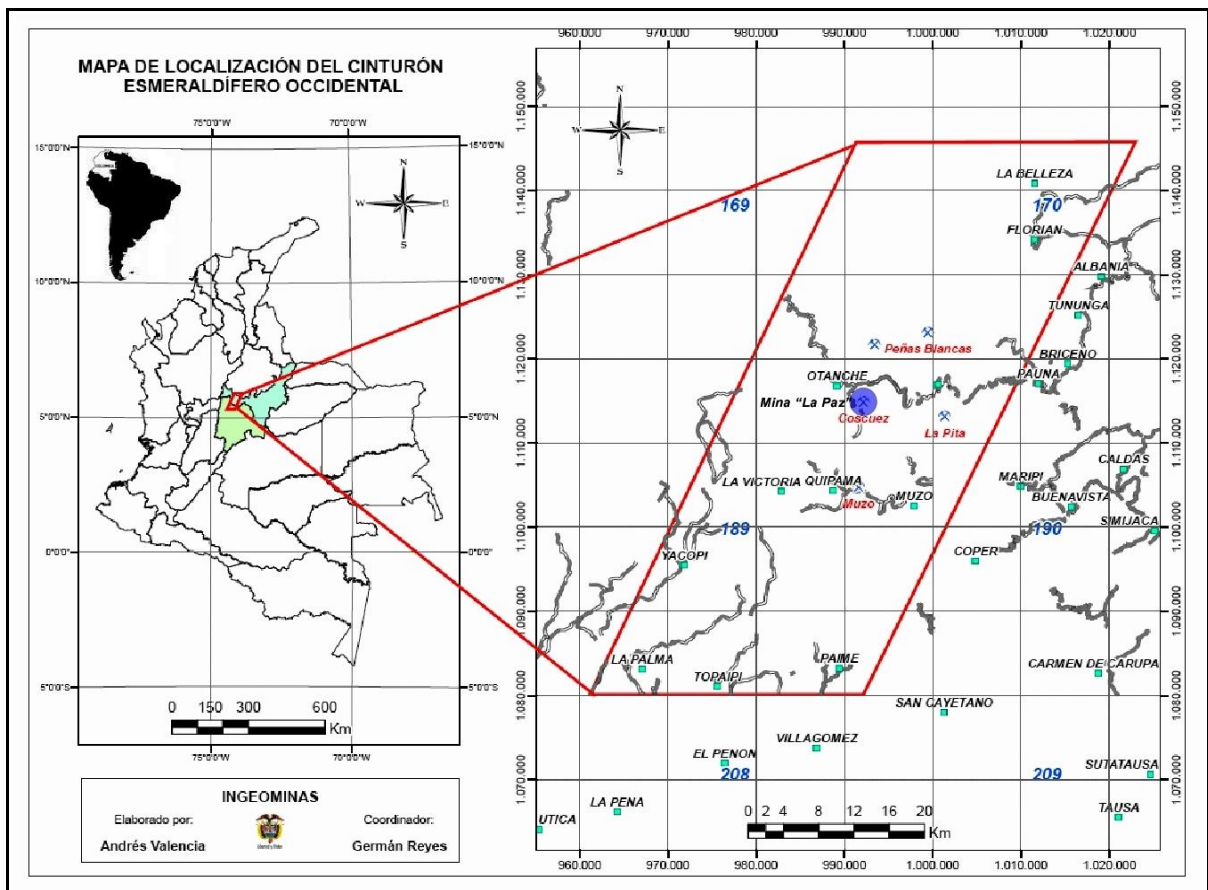


Figura 5 Localización del Cinturón Esmeraldífero Occidental. (Modificado de Valencia y Reyes, 2006)

3.2 ASPECTOS GEOGRÁFICOS Y GEOMORFOLÓGICOS

Morfológicamente toda el área es montañosa y se caracteriza por relieve moderado a fuerte en general, con drenaje subparalelo y subdendrítico de densidad media, y desarrollo de valles juveniles. En algunos sectores la topografía se suaviza por la presencia de depósitos cuaternarios, principalmente de origen fluvio-torrencial, (Reyes *et al*, 2006). La máxima altura se encuentra en el municipio de La Belleza con 2.450 m. s. n. m. en la vereda Villa Hermosa; la altura mínima es de 250 m. s. n. m. en la inspección de Policía de 'Otro Mundo' perteneciente también al municipio de La Belleza.

3.3 HIDROGRAFÍA

Como bien sabemos, la red hidrográfica de toda esta región pertenece a la vertiente del Atlántico y desarrolla un patón de drenajes subparalelos, cuyo control parece ser principalmente estructural.

Las corrientes principales las constituyen los ríos Negro y Minero, el primero recorre la zona en dirección sur-norte-sureste, hasta la confluencia con el río Guaguaquí, donde cambia su curso en dirección E-W para desembocar en el Magdalena. El río Minero, recorre la parte oriental del área en dirección sureste, con sus afluentes principales el río Guazo y la quebrada Itoco, tributarios oriental y occidental respectivamente, (Rodríguez y Ulloa, 1994b)

3.4 CLIMA Y VEGETACIÓN

La zona 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 Paimé, 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, siendo los meses de Diciembre, Enero y Febrero, los de menor Pluviosidad.

3.5 VIAS Y ACCESIBILIDAD

Existe una red vial relativamente buena, aunque difícilmente transitable en invierno y por lo general más cómodamente en carros pequeños de doble tracción en la zona. Los municipios que se localizan en los alrededores del sector minero son: Otanche, San Pablo de Borbur y Santa Bárbara al noroccidente y Quípama, al sur. El acceso al área se puede hacer por la vía Bogotá-Chiquinquirá-Pauna-San Pablo de Borbur-Coscuez -Otanche; (figura 6). A las instalaciones de la Empresa ESMERACOL, encargada de la administración y explotación en la mina “La Paz” se puede acceder por el carreteable que parte de la plaza de comercio de esmeraldas “Chácara” hacia el campamento minero.

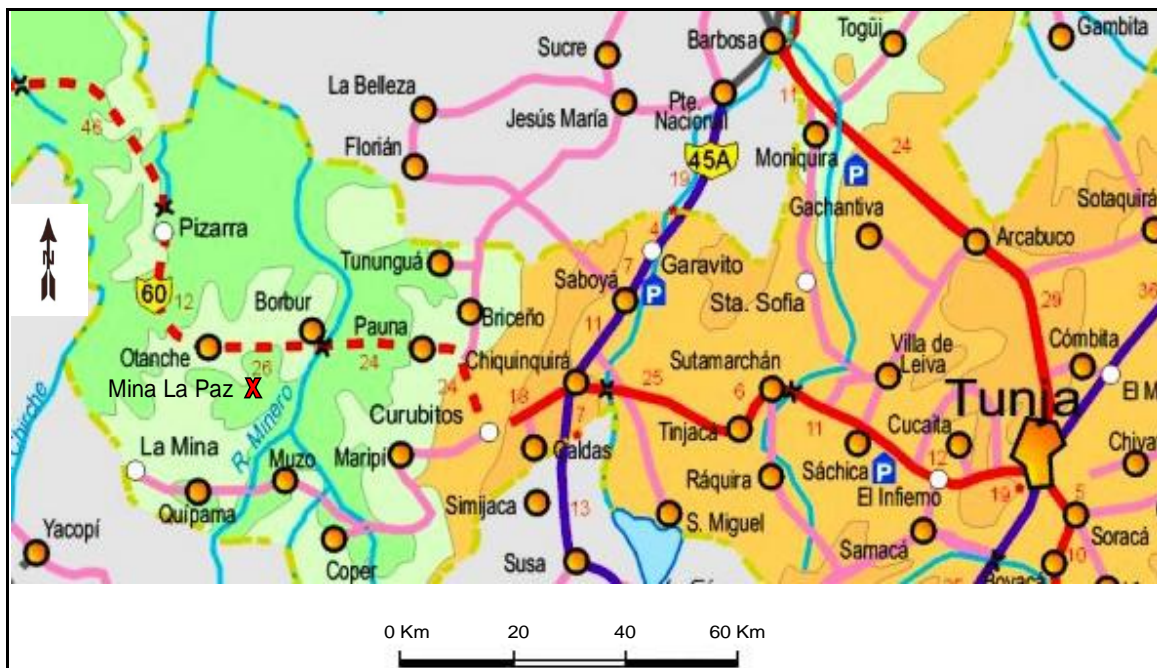


Figura 6 Mapa vial del departamento de Boyacá y alrededores de la zona esmeraldífera. (Tomado y modificado de <http://www.invias.gov.co>).

4 ANTECEDENTES

Los avances en el conocimiento geológico de los yacimientos esmeraldíferos colombianos, han sido encaminados hacia la caracterización y explotación de los mismos, y cuyo objetivo principal ha sido el de establecer elementos de discusión geológico-científicos que permitan dar a conocer y resolver la problemática que envuelve la génesis de este tipo de depósitos, considerados únicos a nivel mundial.

La mayoría de los trabajos efectuados en la región de estudio, hablan de diversos aspectos sobre las manifestaciones minerales presentes, tales como los realizados por Wokittel (1957) sobre los recursos minerales del Territorio Vásquez y Rodríguez (1972) sobre las ocurrencias minerales de la plancha 189, La Palma.

A finales de la década de los 70's, el Programa de las Naciones Unidas para el Desarrollo – PNUD (1975a, b) en asocio con el INGEOMINAS realizan un estudio geológico, estructural y geoquímico en las áreas de Muzo - Coscuez, Gachalá y alrededores de Pacho – La Palma (Cundinamarca). En Muzo -Coscuez determinaron una secuencia estratigráfica compuesta de lutitas negras y calizas correlacionables con la Formación Villeta. Mientras que el estudio geoquímica sirvió para proponer varios indicadores de las mineralizaciones.

Un informe completo sobre los distintos distritos esmeraldíferos de Colombia es presentado por Valdiri y Angulo (1978) en la serie especial de INGEOMINAS titulada Recursos Minerales de Colombia, volumen I.

En 1988 se inició un intercambio científico entre las instituciones científicas francesas: Centre National de la Recherche Scientifique – CNRS, Institut National Polytechnique de Lorraine–INPL y el Instituto para la Investigación Científica – ORSTOM, ahora, IRD, lideradas por el Profesor Alain Cheilletz, y MINERALCO (luego MINERCOL, hoy integrado

al INGEOMINAS) de Colombia. Este intercambio permitió la participación de instituciones europeas en la investigación científica de las principales minas de esmeraldas de Colombia (Financiación de ECOTECH) Cheilletz, 1998; Cheilletz *et al.* 1991, 1993, 1994, 1995, 1996, 1997, 1999; Cheilletz y Royant, 2001; Giuliani *et al.* 1990, 1991, 1992, 1993, 1995, 1998, 1999, 2000; Arhan, 1993, Banks *et al.*, 1995, 2000; Branquet *et al.*, 1999a, b, c, d, 2002; Sabot *et al.*, 2000.

Para el conocimiento estratigráfico de la región estudiada sirvieron de base los trabajos geológicos efectuados en áreas cercanas a la investigada; entre ellos cabe mencionar los realizados por De Porta (1965,1966) sobre el extremo sur del Valle Medio del Magdalena, Ulloa y Rodríguez (1979), efectuado en áreas de las planchas 170, Vélez y 190, Chiquinquirá y el Mapa Geológico a escala 1:100.000 del Cuadrángulo K-9, Armero y parte sur del J-9, La Dorada, elaborado por Barrero y Vesga (1976). Los recursos naturales no renovables del área, han sido descritos por Wokittel (1957) en su trabajo "Recursos minerales del territorio Vásquez". Estos trabajos aparecen referenciados por Rodríguez y Ulloa, (1994), quienes también se refieren a algunos trabajos geológicos de cartografía desarrollados en la plancha 169, Puerto Boyacá, por compañías petroleras principalmente, la compañía TEXAS que perforó varios pozos exploratorios en diferentes sitios.

Estos mismos autores, reportan para la plancha 189, La Palma, pocos trabajos, entre los que se destacan los de Bürgl (1954), quién realizó la exploración geológica de la zona esmeraldífera basándose en el estudio paleontológico con la finalidad de hallar nuevos depósitos de esmeraldas, al igual que lo hizo Hubach (1956) y Restrepo (1958).

En los últimos años, el INGEOMINAS dentro del marco del Plan Nacional de Desarrollo Minero (2002-2006) adelantando por el gobierno nacional, se ha dedicado a la exploración geológica de los cinturones esmeraldíferos occidental y oriental con el propósito de localizar nuevas áreas potenciales para la explotación de esmeraldas. Entre estos podemos citar la gran compilación bibliográfica que efectúan Maya, *et al.* (2004) y el cual ha servido como material de referencia para conocer la mayor parte de los trabajos efectuados en este tema. Estos autores, realizan una importante recopilación de trabajos publicados en Colombia y en el mundo, acerca del conocimiento de la exploración geológica, geoquímica y geofísica de los cinturones esmeraldíferos de la Cordillera

Oriental Colombiana, con el fin, de informar sobre los conceptos, ideas y métodos de exploración de esmeraldas en Colombia. Además elaboran un completo informe del estado del arte en lo que tiene que ver con la exploración e investigación geológica en los dos cinturones.

La Universidad Nacional (UN), la Universidad Industrial de Santander (UIS) y la Universidad Pedagógica y Tecnológica de Colombia (UPTC) han desarrollado varios proyectos de tesis de pregrado con el tema de la prospección regional de esmeraldas en los cuales se ha tenido en cuenta la estratigrafía, geología estructural, geoquímica y en los últimos años varios trabajos sobre geofísica.

Dentro del marco del proyecto de investigación del cual se deriva este trabajo, Reyes, *et al.*, (2006), entregan la “Memoria Geológica Preliminar del Cinturón Esmeraldífero Occidental”, en el cual se realiza un estudio Litoestratigráfico y bioestratigráfico de las unidades aflorantes en el área y su división en unidades cronoestratigráficas.

Igualmente, Vásquez (2006) realiza la gamma espectrometría de rocas a nivel de afloramiento de algunas secciones (Columnas estratigráficas) levantadas en el sector con el objetivo de caracterizar las propiedades radiactivas de las secciones y determinar los contrastes de valores que permitan determinar cambios litológicos y zonas de interés para mineralizaciones de esmeraldas. Los trabajos de prospección geofísica por su parte, han sido de carácter detallado y sobre áreas específicas previamente definidas a partir de otros estudios de carácter geológico, geoquímico y minero. En este tipo de prospección se han utilizado variados métodos, dependiendo de las propiedades geofísicas a medir y de las condiciones geológicas del sitio con mineralizaciones. Sin embargo parece que aún falta profundizar en esta clase de estudios para seleccionar los métodos geofísicos más adecuados, los cuales como bien sabemos pueden ser utilizados como herramientas indirectas eficaces en la exploración de los yacimientos esmeraldíferos

En cuanto a la prospección y exploración geoquímica para esmeraldas en Colombia, ésta se inició, básicamente a partir de los trabajos de Beuss y Mineev (1972), llegando a alcanzar su máximo desarrollo durante el Programa de intercambio con las Naciones Unidas para el Desarrollo en asocio con INGEOMINAS (PNUD, 1975), trabajo en el cual se establecieron con claridad la distribución de ciertos elementos químicos que pueden

utilizarse como indicadores, resaltando la importancia de los estudios geoquímicos en la prospección de estos depósitos; haciendo que los trabajos de investigación posteriores, tuvieran en cuenta el componente geoquímico en la etapa de prospección (Maya, *et al*, 2004).

4.1 CONTEXTO PALEOGEOGRÁFICO Y PALEOTECTÓNICO DEL ÁREA DE ESTUDIO DURANTE EL CRETÁCICO Y EL TERCIARIO

Como se ha mencionado anteriormente, el origen de los depósitos de esmeraldas de los Cinturones Esmeraldíferos, tanto Oriental como Occidental se vio controlado por los mecanismos de evolución tectónica que actuaron durante el levantamiento de la Cordillera Oriental. Según Taboada *et al.*, (2000) la Cordillera Oriental está caracterizada por un basamento cristalino de edad Precámbrico y Paleozoico, con una historia de múltiples procesos deformativos durante los eventos orogénicos pre-Mesozoicos. Este basamento a su vez se encuentra suprayacido por una cobertera sedimentaria de gran espesor, que comprende edades que van desde el Mesozoico a mediados del Cenozoico, la cual ha sido fuertemente deformada durante el Neógeno por diversos episodios de fallamiento y plegamiento.

La Cordillera Oriental, junto con el Valle Medio del Magdalena, y la Cuenca de los Llanos constituyen la mayor cuenca sedimentaria regional desde el Triásico hasta el Mioceno medio. El desarrollo de esta cuenca inicia en el Triásico con la apertura del Paleocaribe y la formación de una fosa tectónica de hundimiento (graben), con actividad volcánica considerable relacionada a la separación de Norte y Sur América en el proto-caribe, (Cooper *et al.*, 1995), y según (Toussaint y Restrepo, 1989, en Clavijo y Royero, 2000) este “megaterreno ancestral” comienza a fraccionarse con hundimiento de algunas áreas sobre las cuales se depositaron abanicos aluviales (Formación Tiburón). De esta manera la megasecuencia synrift se inicia con la depositación en un ambiente continental hasta uno con predominio marino somero en el Cretáceo temprano y que continuó desarrollándose durante el Cretácico en un ambiente tectónico de retro-arco al este de la zona de subducción Andina, (Cooper *et al.*, 1995).

A principios del Jurásico, se inicia un proceso de formación de cuencas, en lo que hoy son los valles del Magdalena Medio y del Cesar, dando origen a sedimentitas jurásicas que por esfuerzos distensivos, se hunden provocando un fallamiento normal y formando de esta manera el graben primario (ver figura 7).

Durante este periodo se suceden breves incursiones marinas (Formación Bocas), seguidas de una sedimentación fluvio – lacustre, acompañada de un incipiente volcanismo explosivo (Formación Jordán) que aporta material de relleno para estas cuencas, simultáneo con la intrusión de pequeños cuerpos granodioríticos en el Macizo de Santander (190 – 160 Ma.). Ya a finales del Jurásico y comienzos del Cretáceo se deposita la secuencia fluvial del potente Grupo Girón, (Clavijo y Royero, 2000).

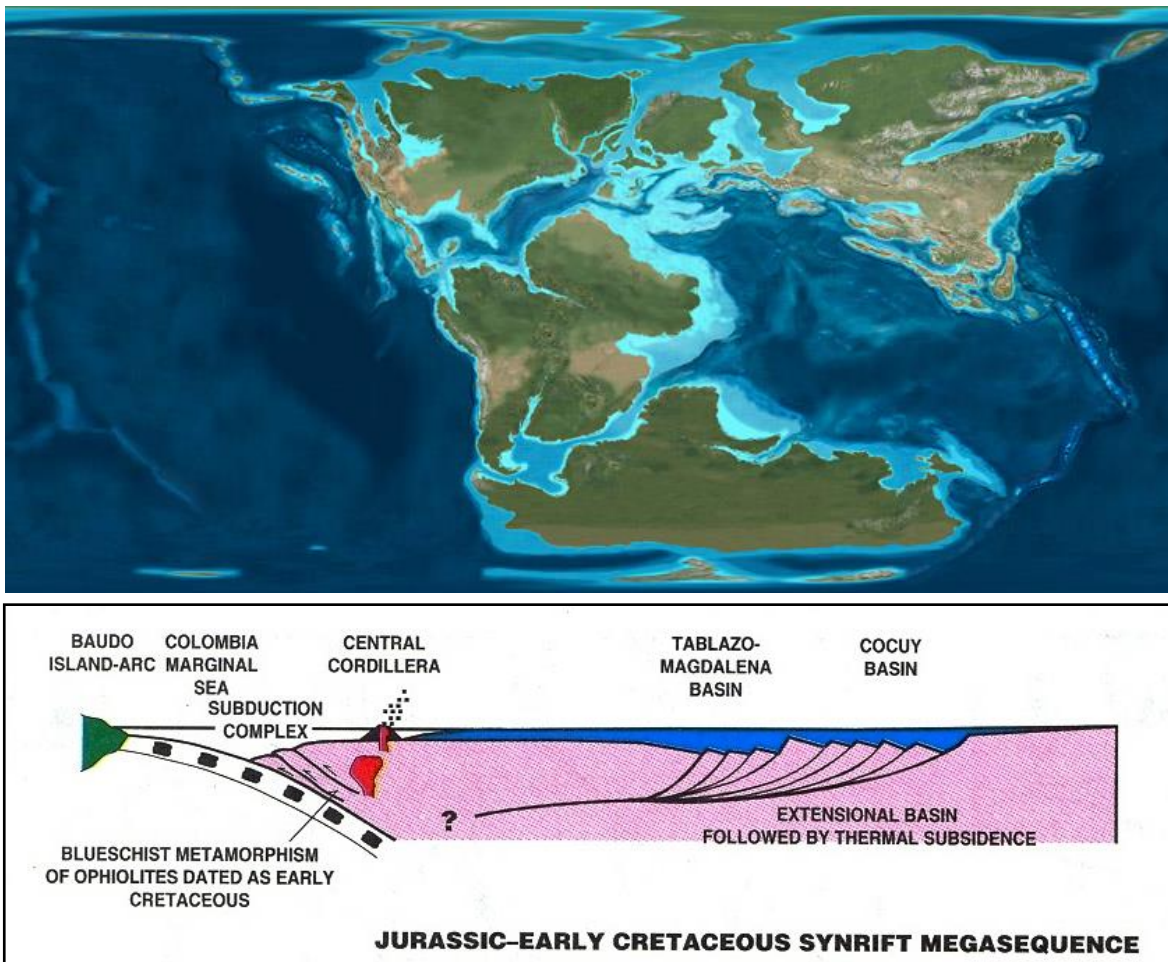


Figura 7 Modelo secuencial de desarrollo de las regiones tectónicas para la cordillera oriental, Valle Medio del Magdalena y Cuenca de los Llanos, durante el Jurásico al Paleoceno. Tomado y modificado después de Cooper *et al.*, (1995).

A principios del Cretácico tuvo lugar en lo que hoy es la parte central de la Cordillera Oriental y el Valle del Magdalena la invasión marina que primero inundó las entradas de las ramificaciones del paleo rift del Magdalena y que luego invadió áreas mayores (Etayo *et al.*, 1989, en Clavijo y Royero, 2000), indicando que ésta zona constituyó un gran depocentro durante ésta época depositándose una enorme secuencia de areniscas, lutitas y calizas de las formaciones cretácicas como lo muestran la reconstrucción paleogeográfica de la figura 8. Ésta condición se mantuvo durante la mayor parte del Cretácico Inferior.

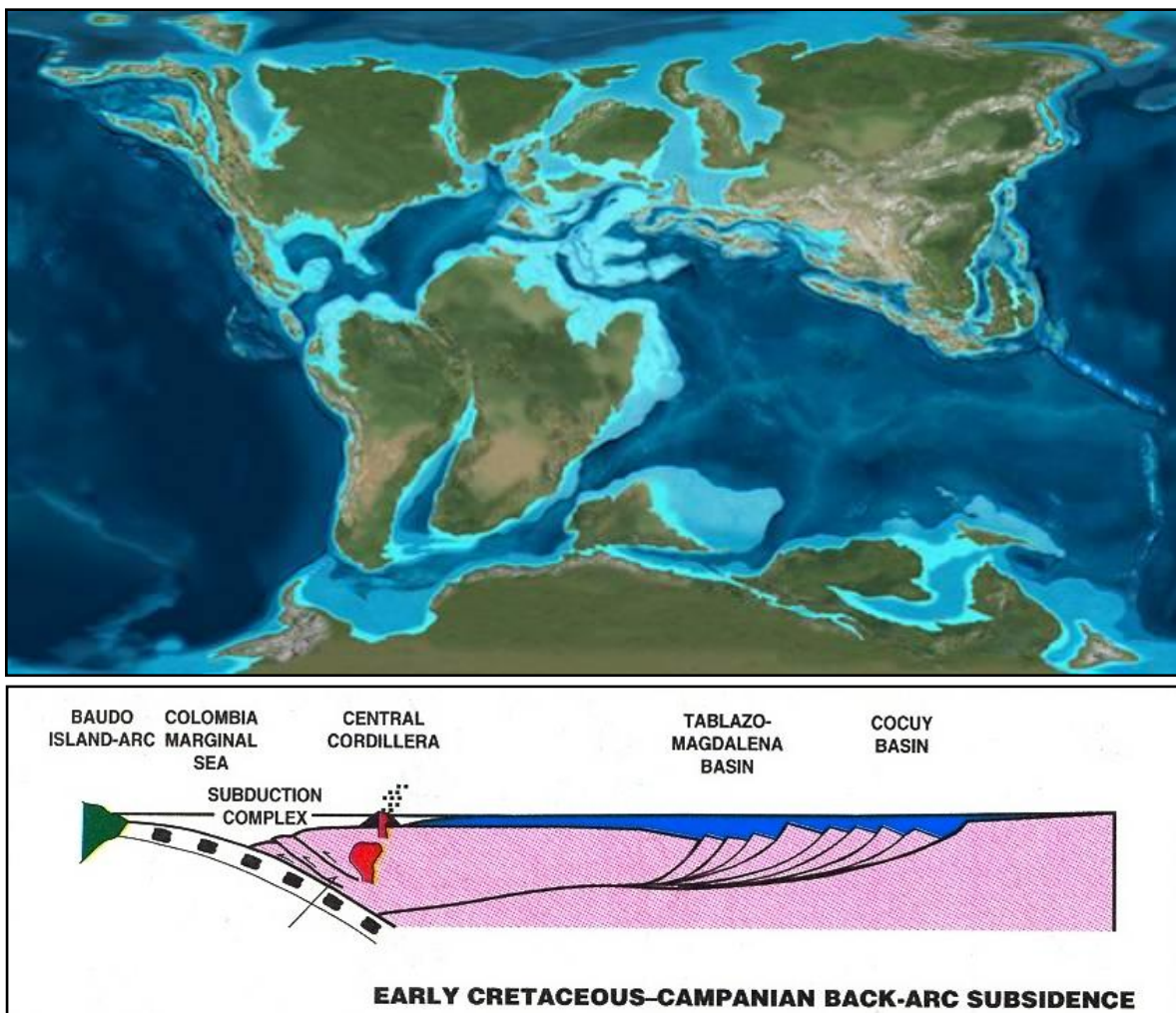


Figura 8 Mapa Paleogeográfico del Cretáceo inferior (120 Ma.). Nótese el depocentro formado en lo que hoy es la parte central de la Cordillera Oriental y el Valle Medio del Magdalena. Tomado y modificado después de Cooper *et al.*, (1995).

Hacia finales del Cretáceo y comienzos del Paleógeno (ver figura 9), se produce el retiro del mar interrumpiéndose la depositación marina de manera definitiva durante el Maastrichtiano Superior, debido a la acreción final de los fragmentos de corteza oceánica de la Cordillera Occidental, ésta 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). En este tiempo termina la larga etapa distensiva y se produce una inversión de esfuerzos que dan inicio a la etapa compresiva desde el Paleoceno.

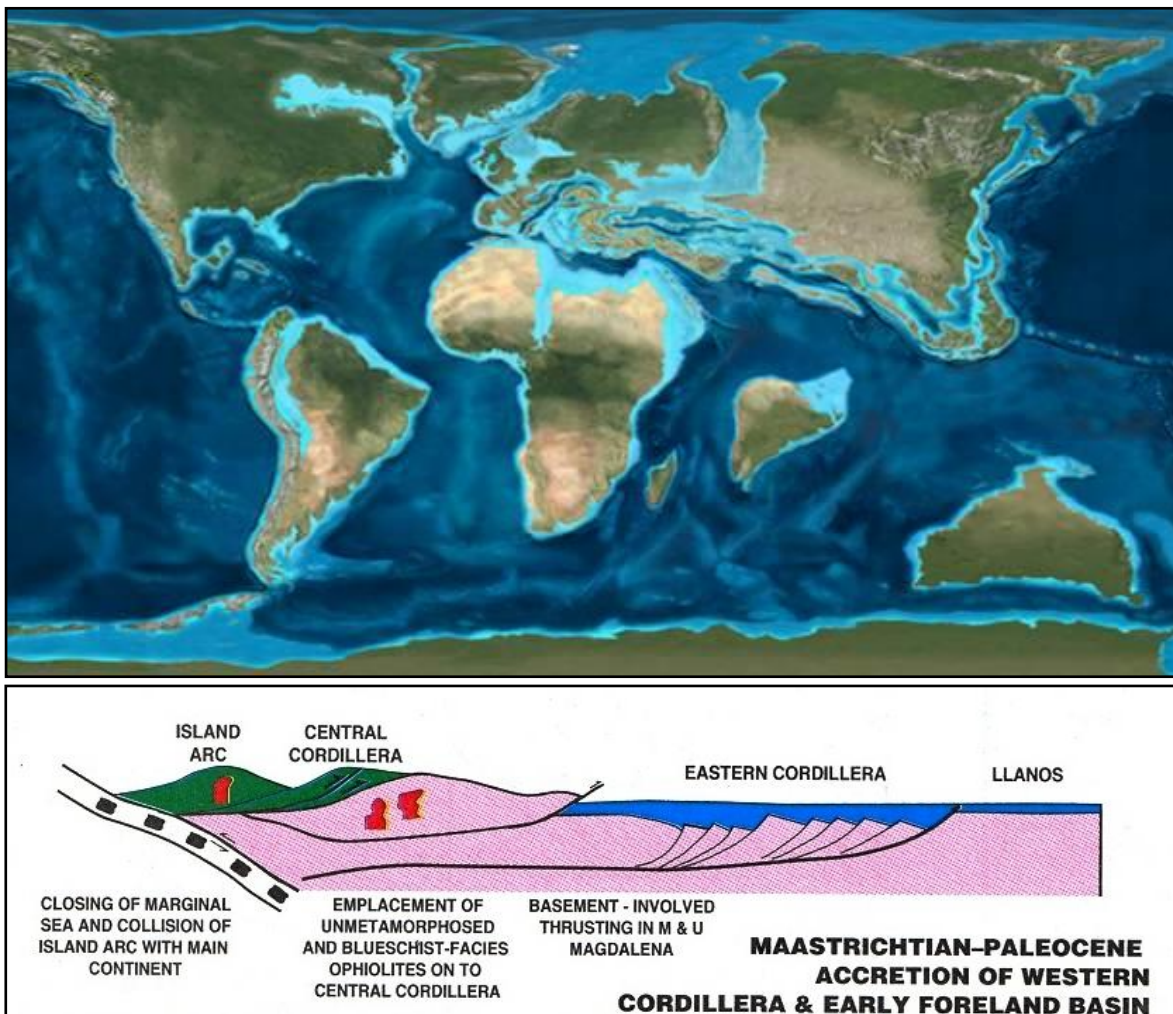


Figura 9 Mapa paleogeográfico de Límite K – T (65 Ma.). Nótese el levantamiento de la Cordillera Central y su interposición como barrera geográfica durante el Maastrichtiano. Tomado y modificado después de Cooper *et al.*, (1995).

Durante el Eoceno Temprano a Medio (ver Figura 10), 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), ésta deformación terminó la depositación de sedimentos a través de Colombia y pudo haber sido limitada por la convergencia oblicua de la placa Nazca y la placa Sur Americana hasta hace unos 49 Ma (Pardo-Casas y Molinar, 1987 en Cooper *et al.*, 1995); pero los efectos posteriores de la carga reestablecieron la cuenca en la que se depositó la secuencia pre-Andina hasta el Mioceno temprano (Cooper *et al.*, 1995). Además a estas fases tectónicas, también se identifica una última fase pre-Andina durante el Oligoceno más bajo, caracterizada por cabalgamientos y plegamientos a lo largo de los flancos de la Cordillera Oriental (Branquet *et al.*, 1999 en Taboada *et al.*, 2000) que al parecer no causaron deformación alguna en la Cordillera Oriental o en los Llanos, pero en cambio, pudo haber ocurrido 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, (Alfonso *et al.*, 1989 en Cooper *et al.*, 1995 y Duque-Caro, 1984 en Taboada *et al.*, 2000), ver figura 10.

Como resultado de la acreción del arco Baudó-Panamá y posterior colisión con Sur América se produce la mayor deformación de la Cordillera Oriental y el Piedemonte Llanero, aproximadamente a 10,5 Ma.

Esta Colisión, al parecer bloqueó la subducción oceánica normal de la Placa Caribe bajo el 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 y el desarrollo de nuevas estructuras compresionales (ver Figura 11).

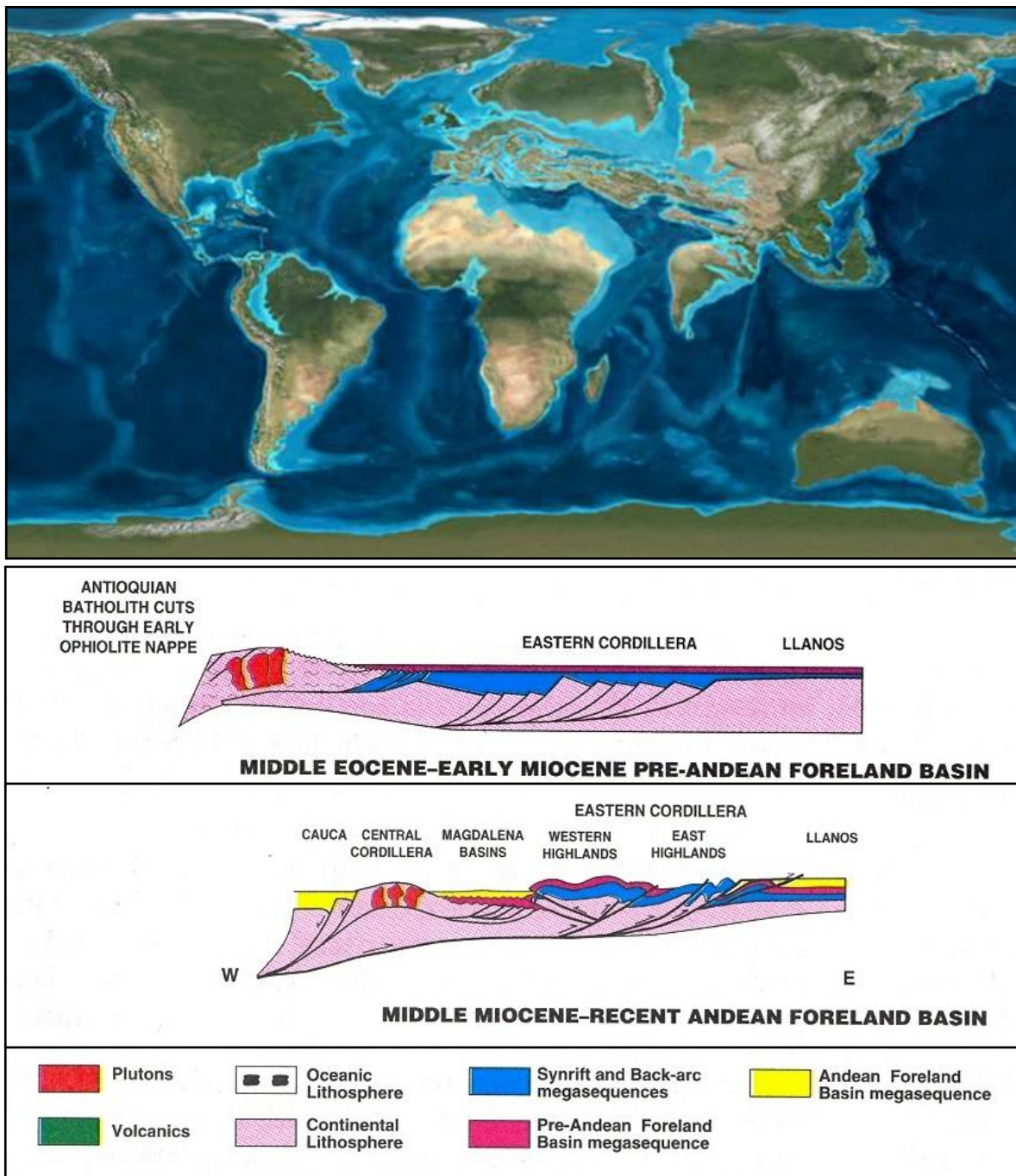


Figura 10 Mapa paleogeográfico del eoceno temprano (50 Ma.) y Modelo secuencial de desarrollo de las regiones tectónicas para la cordillera oriental, Valle Medio del Magdalena y Cuenca de los Llanos, desde este mismo periodo a la actualidad. Tomado y modificado después de Cooper *et al.*, (1995).

En el flanco oeste de la Cordillera Oriental y en el Valle del Magdalena, los plegamientos de edad Eoceno medio fueron reactivados (Butler y Schamel, 1989 en Cooper *et al.*, 1995). Así mismo 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).

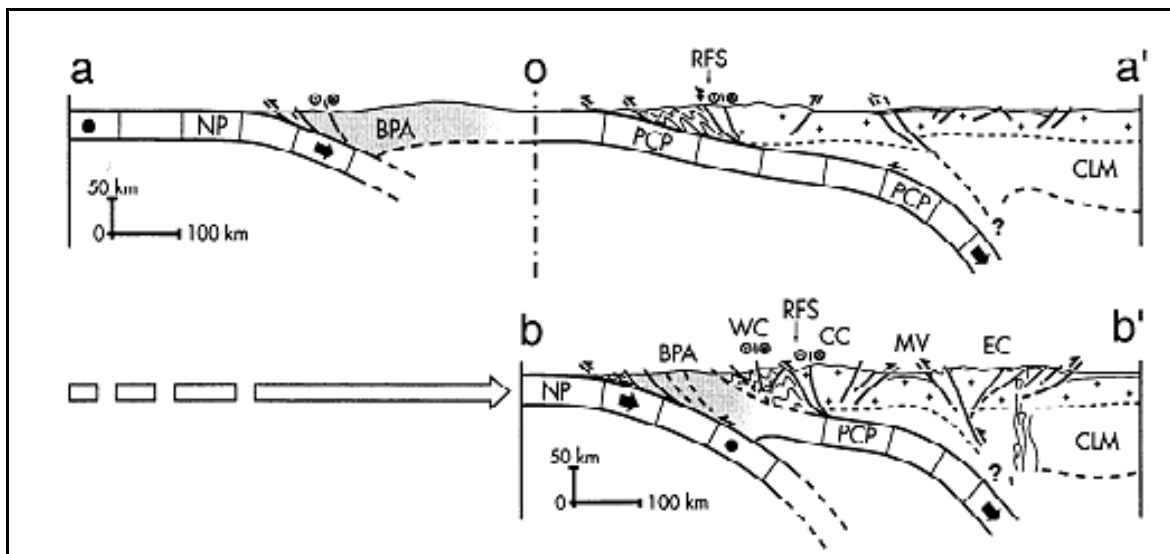


Figura 11 Esquema tectónico del Norte de los Andes y del Caribe hace 20 Ma. a-a' y época actual (b-b'), ilustrando la configuración geodinámica antes y después de la colisión del Bloque Panamá-Baudó, la cual empezó hace 12 Ma. Los sistemas de fallas activos aparecen en la ilustración como flechas con su respectivo símbolo en la dirección del movimiento. NP= placa Nazca, PCP= placa Paleo-Caribe, RFS= Sistema de fallas Romeral, CLM= Manto Litoférico Continental, WC= Cordillera Occidental, CC= Cordillera Central, MV= Valle del Magdalena. Tomado de Taboada *et al.*, 2000.

4.2 GENERALIDADES GENÉTICAS DE LOS DEPÓSITOS DE ESMERALDAS A NIVEL MUNDIAL

Los yacimientos Esmeraldíferos se pueden clasificar en dos tipos según su origen, estos pueden ser:

- Un tipo de alta temperatura, que se caracteriza por la presencia de intrusiones graníticas y pegmatíticas, asociadas a rocas máficas y ultramáficas afectadas por las soluciones metasomáticas ricas en potasio y sodio. Este tipo de yacimiento es el más frecuente en el mundo. La mineralización de esmeralda se encuentra dentro de diques pegmatíticos o vetas de cuarzo que cortan las secuencias Vulcano-sedimentarias Precámbricas (Giuliani *et al.*, 1990b,f; Cheilietz, 1998 en Maya *et al.*, 2004)
- El tipo colombiano, de baja temperatura, asociado con lutitas negras del Cretácico Inferior, metasomatizadas por fluidos ricos en sodio y calcio. Este tipo es único en el mundo porque no está asociado con rocas magmáticas; aunque los depósitos de Afganistán presentan algunas similitudes con los colombianos (Sabot *et al.*, 2000 en Maya *et al.*, 2004). La mineralización está asociada con brechas tectónicas presentando un cemento que se compone de carbonatos (calcita y dolomita), de pirita y albita. También se puede encontrar la esmeralda dentro de brechas hidráulicas o vetas de carbonatos.

4.2.1 Depósitos Esmeraldíferos a Nivel Mundial

Existen depósitos de esmeraldas localizados en diversas partes del mundo. Estos son depósitos típicos de berilo, son depósitos pegmatíticos o hidrotermales, estos últimos encajados principalmente en rocas metamórficas. De ahí la naturaleza particular de los depósitos de Colombia encajados en rocas sedimentarias, razón por la cual han sido los más estudiados a nivel mundial (Webster, 1978 en Forero, 1987).

Se han obtenido esmeraldas de buena calidad en la Unión Soviética, en venas hidrotermales encajadas en rocas metamórficas de los Urales. En el continente africano se han explotado esmeraldas en África del Sur, Zambia, Tanzania y Rhodesia. Siempre se encuentran en diques pegmatíticos o venas hidrotermales encajados en rocas metamórficas que varían en su textura y composición mineralógica (esquistos biotíticos, cloríticos, actinolíticos y tremolíticos; neises). En Tanzania, las esmeraldas, junto con alexandritas y corindones, se presentan en lentes y capas de biotita dentro de esquistos y neises (Amstutz y Bank, 1980 en Forero, 1987). En Zambia, donde se producen esmeraldas casi tan cotizadas como las colombianas, estas se hallan encajadas en

esquistos que afloran entre venas hidrotermales en el Área de Lufuba del Copperbelt (Pressler, 1983 en Forero, 1987). En Rhodesia, las esmeraldas más finas se han extraído de un esquisto que bordea diques de pegmatita en el Valle de Sandawana, al sur de la Cordillera Nweza (Webster, 1978).

En Europa se han hallado esmeraldas de mala calidad y escasa importancia en Salzburgo, Austria, dentro de venas en un esquisto micáceo; y en el extremo sur del Lago Mjosa, Noruega, embebidas en granito (Wokittel, 1960; Webster, 1978, en Forero, 1987).

En América, fuera de los depósitos de Colombia, también se han explotado en Estados Unidos, en la mina Big Crabtree, Little Switzerland (Carolina del Norte), mediante minería de pozo (Baskin, 1980 en Forero, 1987). En el Brasil existen varios depósitos de esmeralda en Socotó/BA, y Parangatu, Itabira/MG, Carnaiba, Santa Teresina/Goias entre otros (Schwarz Y Méndez, 1985; Barros, 1985, en Forero, 1987). Las esmeraldas de Socotó y Carnaiba ocurren en venas de matriz carbonática dentro de esquistos micáceos; sin embargo, a pesar de la proximidad geológica entre estas ocurrencias, los tipos de inclusiones de las esmeraldas de cada lugar son totalmente diferentes, lo que permite suponer variaciones en las condiciones locales durante la cristalización (Schwarz y Méndez, 1985, en Forero, 1987). Por su parte el depósito de esmeraldas de Parangatu contiene berilos de generaciones múltiples con asociaciones variadas, relacionadas a varios pulsos de mineralización.

4.2.2 Depósitos Esmeraldíferos en Colombia

Los eventos geológicos responsables de las mineralizaciones epigenéticas, son de afinidad magmática y sedimentogénica, los cuales tuvieron lugar aparentemente entre el Cretáceo y el Neógeno. Las esmeraldas colombianas solo se han encontrado en la Cordillera Oriental, dentro de la cuenca de Cundinamarca-Boyacá, asociadas a sedimentitas del cretácico inferior que hacen parte del Supraterrano Cretácico (Etayo *et al.*, 1983).

En el contexto regional las esmeraldas se encuentran en dos cinturones esmeraldíferos localizados en lados opuestos de la Cordillera Oriental (ver figura 6. Los depósitos de esmeraldas en Colombia pueden considerarse como tipo estratoconfinado, debido a que a escala regional están localizados en formaciones sedimentarias específicas del Cretáceo Inferior, asociados a lutitas (shales) negras carbonosas (Maya *et al.*, 2004).

El Cinturón Esmeraldífero Occidental tiene elevaciones entre 850 y 1020 metros sobre el nivel del mar y presenta una dirección N20°E. Uno de los depósitos más conocido y estudiado es el de Muzo, ubicado a 100 km. al norte de Bogotá; otras dos mineralizaciones importantes son las de Coscuez, donde está ubicada la mina La Paz, objeto del presente estudio y Peñas Blancas, localizadas a 12 y 20 Km. al norte de las mina de Muzo, respectivamente. También hacen parte de este cinturón las mineralizaciones de Quípama, Yacopí y La Pita (Reyes *et al.*, 2006).

Para Branquet (1995), las trampas para la mineralización de esmeraldas son las siguientes:

– **Brechas Tectónicas.** Formadas a lo largo de cabalgamientos y que tienen la particularidad de estar cementada por minerales de origen hidrotermal. Casi siempre contienen fragmentos de roca encajante (lutitas carbonosas), así como fragmentos blancos de lutita hidrotermalizada. El cemento se compone de los mismos minerales de la paragénesis hidrotermal, a saber, albita, calcita y pirita, ocasionalmente dolomita.

– **Brechas Hidráulicas.** Se trata de un tipo de brecha con trozos angulares que no muestran movimiento alguno. Una red de venillas atraviesa la roca, cortándola en compartimientos. La calcita romboédrica, la pirita y la esmeralda se forman en este sistema de venillas y cavidades. Se trata de una trampa mayor para la mineralización de la esmeralda (Reyes *et al.*, 2006). 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.

– **Venas Hidrotermales.** Se trata de la tercera trampa para las esmeraldas. Es muy difícil de caracterizar el tiempo de génesis para cada veta, pero parece posible indicar dos grupos; las vetas paralelas a la estratificación y las vetas que cortan la estratificación.

Las vetas paralelas a los planos de estratificación están rellenas, principalmente, por calcita o pirita fibrosa. Algunas de estas vetas paralelas presentan una segunda etapa de apertura rellenas de calcita. Este relleno puede contener esmeraldas. Las vetas que cortan la estratificación, presentan un relleno de calcita fibrosa a veces, aunque generalmente corresponde a calcita romboédrica. Se encuentra también pirita y moscovita sobre las paredes. Es claro que este tipo de vetas está asociado con la etapa de fracturación hidráulica.

Las vetas pueden tener hasta 30 cm. de espesor y, al parecer, en Coscuez constituyen la mejor trampa para las esmeraldas. La presión de los fluidos asociada con plegamientos es responsable de la apertura de estas vetas.

4.3 MODELOS DE GÉNESIS DE LAS ESMERALDAS COLOMBIANAS

– **Modelo de Beus y Meneev (1972).** Este modelo plantea un origen para los depósitos de Muzo y Coscuez, a partir de soluciones hidrotermales de relativa baja temperatura, ricas en CO₂, S, Na, Ca, Mg y F. El transporte de Be pudo ocurrir en forma de compuestos de carbonatos de F, desestabilizados por un aumento de alcalinidad y una disminución de la presión de CO₂.

En este modelo el principal problema es el origen del Be, el cual puede ser de una fuente endógena profunda.

– **Modelo de PNUD (1975).** En este modelo los sedimentos en la cuenca sufrieron un incremento de presión por soterramiento. Debido a los movimientos orogénicos posteriores, las aguas connotas / meteóricas sufrieron removilización por los intersticios, fracturas y fallas. Estas soluciones transformaron los minerales arcillosos en albita y oligoclasa a baja temperatura. El Be se transporta en complejos de Cl, CO₃ y F, los cuales se tornan inestables en cortas distancias y se deposita el berilo, en las lutitas carbonosas con Cr se forman las esmeraldas.

– **Modelo Hidrotermal □ Sedimentario.** Salmueras calientes, provenientes de la cuenca fueron los fluidos originadores de la mineralización, estas salmueras enriquecidas en sulfatos y sodio, reaccionaron con la materia orgánica de las lutitas negras durante la reducción termoquímica del sulfato. Este modelo presenta dos etapas.

La *Primera Etapa*, comprende la Infiltración de fluidos hidrotermales canalizados a lo largo de los planos de cabalgamiento. Estos fluidos fueron expelidos de la cuenca sedimentaria donde se habrían disuelto las capas evaporíticas.

Los Fluidos son alcalinos, enriquecidos en Na, Ca, y Mg, los cuales al interactuar con los shales negros producen un metasomatismo de Na y Ca a tal grado que hay una sustitución de las lutitas negras circundantes por horizontes o lentes blancos de albititas. El proceso de metasomatismo, desarrollo las capas albitizadas y carbonatizadas, y a la vez ocasionó la lixiviación de Be, Si, Al, Cr, V, y REE.

La *Segunda Etapa*, consiste en retrabajamiento y brechamiento de las estructuras de la etapa uno (capas de albititas), ocasionada por el acortamiento cortical de esta parte de la cordillera a lo largo de fallas inversas y en los pliegues por cabalgamiento. En las zonas apicales de las estructuras plegadas se generan pliegues disarmónicos y brechas hidráulicas, resultados del incremento de presión de fluidos hidrotermales.

Asimismo, la transición de la etapa uno a la dos, puede corresponder con cambios en la geoquímica del fluido y la subsiguiente precipitación de las esmeraldas. Sin embargo no se conoce la edad de las capas evaporíticas, de donde se originaron las salmueras hidrotermales.

5 RESULTADOS

5.1 RASGOS GEOLÓGICOS GENERALES DEL ÁREA DE ESTUDIO

En términos generales, el área de estudio presenta rocas sedimentarias de edad Cretáceo inferior a superior depositadas en ambientes marinos y continentales que conforman unidades litoestratigráficas características de la estratigrafía de los departamentos de Santander, Boyacá, Cundinamarca, y Valle Medio del Magdalena.

Aunque la cartografía geológica del área de estudio no fue un objetivo del presente trabajo de proyecto de grado, dado que esta ya había sido desarrollada previamente por el grupo de trabajo de INGEOMINAS (re-levantamiento cartográfico-geológico), si se realizaron trabajos geológicos de campo con fines de reconocimiento geológico de las unidades aflorantes y muestreo al interior del túnel La Paz (objeto del presente estudio), tal como fue descrito detalladamente en el apartado de la metodología.

Con el propósito de contextualizar geológicamente el área de estudio, a continuación se describen los rasgos estratigráficos y estructurales del sector estudiado, en la cual la información se apoya en trabajos previos (Reyes *et al.*, 2006) y en algunas observaciones particulares realizadas durante el presente estudio.

5.1.1 UNIDADES ESTRATIGRÁFICAS

El trabajo de cartografía geológica más reciente efectuado en el sector del Cinturón Esmeraldífero Occidental, hizo parte del megaproyecto de investigación del cual deriva este trabajo y en él se estableció una secuencia litoestratigráfica que consideraba cambios en la litología y su contenido fósil, y que a su vez, presentaba dificultades al

tratar de integrar dentro de una sola nomenclatura geológica los distintos trabajos cartográficos efectuados por un sin número de autores en años anteriores en los departamentos de Boyacá, Santander, Cundinamarca, y el Valle Medio del Magdalena (Reyes *et al.*, 2006). Dados estos cambios faciales laterales de las unidades en estudio se hizo imperiosa la necesidad de desarrollar un sistema de nomenclatura geológica que adopta unidades informales para efectos de correlación y que en otros casos ha sido necesario la introducción de una nueva unidad para abarcar esta, un rango de edad más amplio al reportado en la literatura. En todo caso se presenta la respectiva correlación estratigráfica de las unidades reportadas en este trabajo con las de otros autores.

5.1.1.1 Unidad K4. Valanginiano. Reyes *et al.*, (2006) reporta para esta unidad un espesor aproximado de 1000 m. Corresponde a una secuencia monótona de rocas de grano fino, en algunos sectores con predominio de material silíceo que tiende a resaltar en la topografía por ser litológicamente más resistentes. Esta unidad está constituida por arcillolitas grises laminadas hacia la base, seguidas por un nivel de arcillolitas carbonosas y luego un nivel de limolitas silíceas, en ocasiones calcáreo, con pirita en láminas. Le sigue una secuencia lodolitas calcáreas de color gris en capas tabulares y lentiformes, con laminación ondulada paralela y plana paralela; hacia la parte media del segmento aparecen arcillolitas carbonosas en capas tabulares y lentiformes con restos vegetales y fauna representada por amonitas, también aparecen nódulos de sulfuros y laminillas de yeso; estas se encuentran intercaladas con limolitas arenosas gris oscuro, en capas subtabulares y tabulares con interposiciones de shales lodosos, arcillolitas y ocasionalmente y en la parte superior intercalaciones de lodolitas calcáreas con lodolitas silíceas grises en capas lentiformes, macizas y en ocasiones con laminación ondulada paralela y no paralela.

Acosta & Ulloa (2001 en Reyes *et al.*, 2006), en la plancha 208-Villeta, describen esta formación al SE de La Palma, entre el caserío de Guayabal y Quitasol; allí se describe “compuesta en la parte inferior y media por una sucesión de arcillolitas negras, comúnmente fósiles, laminación plana paralela continua y plano no paralela, con algunas intercalaciones de arenitas de cuarzo, de grano fino, en capas delgadas, plano-paralelas. La parte superior consta de arcillolita negra a gris, en capas delgadas, con ocasionales intercalaciones de limolitas silíceas, negras, en capas delgadas, plano-paralelas”.

Posición Estratigráfica y Edad. Esta unidad suprayace e infrayace a micritas de la unidad K3 y a arcillositas calcáreas de la unidad K5 de manera concordante y neto. Las amonitas han arrojado una edad Valanginiana (Etayo, comunicación oral, 2005 en Reyes, 2006). Acosta & Ulloa (2001), reportan 1260 m de espesor en la sección estratigráfica levantada entre Guayabal y Quitasol y le asignan edad Valanginiano tardío- Hauteriviano temprano con amonitas. Indican que su límite inferior con la Formación Murca es concordante-neto y el superior con la Formación El Peñón concordante-transicional.

5.1.1.2 Unidad K5. Hauteriviano – Barremiano. Esta unidad 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. El intervalo Hauteriviano – Barremiano empieza por intercalaciones de lodolitas calcáreas color gris oscuro con lentes y concreciones de caliza con limolitas arenosas y arenitas cuarzosas en capas medias de grano muy fino a fino. Hacia la mitad del segmento afloran lodolitas y limolitas albitizadas, algo calcáreas, en forma de lentes con una laminación ondulada no paralela; en este nivel aparecen una zona brechada y mineralizada con venas de calcita y láminas de sulfuros oxidados. Hacia la parte superior del segmento se encuentran intercalaciones de capas de lodolitas color gris oscuro 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 hacia el sur las minas de esmeraldas de la Pita, Consorcio, Totumos, Polveros y otras. La zona de brechas hidrotermales que se encuentra inmediatamente encima de las rocas calcáreas, en la Mina la Pita tiene un espesor de aproximadamente 30 metros y al sur en este sector de las minas Totumos puede llegar a tener 50 metros. Este intervalo en el área de Coscuez y de Muzo presenta las mineralizaciones de esmeraldas, aquí su característica sigue siendo calcárea en capas delgadas de limolitas calcáreas intercaladas con lodolitas calcáreas, esta estratificación fina ha sido propicia para que se generen pliegues muy apretados que han favorecido la mineralización ya que a través de los contacto litológicos migran los fluidos y cristalizan dentro de las diaclasas producto del plegamiento o como brechas hidrotermales. Aparentemente la migración de los fluidos es intraformacional, es decir son generados dentro de esta unidad (Reyes *et al.*, 2006).

– *Espesor, Posición Estratigráfica y Edad.* El espesor de este intervalo es de 160 m. El contacto inferior es transicional a neto con la unidad K4 y el superior es neto a transicional con la unidad K6. La edad que arrojan las amonitas recolectadas son Barremianas (Etayo comunicación oral, 2005 en Reyes *et al.*, 2006). Hacia el norte de la Falla de Ibacapí la unidad K5 descansa sobre rocas de las Formación Ritoque o Rosablanca en un contacto neto, mientras en el resto del área de estudio descansa sobre la unidad K4. Lo que infiere cambios faciales del intervalo K4 desde el norte hacia el sur (Reyes *et al.*, 2006).

5.1.1.3 Unidad K6. Aptiano Tardío – Albiano Temprano. Es una secuencia de grano fino pero no uniforme en litología; aflora en el sinclinal que es la continuación del Sinclinal del Río Pescadero, en el sinclinal de Otanche y en la faja plegada y fallada que aflora como franjas alargadas en sentido NE. En los alrededores de Coscuez, en los alrededores de Muzo y hace parte de los sinclinales de Coscuez y el de Santa Bárbara. Al sur en la mitad oriental de la plancha 189-III-D, esta ampliamente distribuida en franjas orientadas SW-NE, en proximidades a Yacopí, por la carretera que conduce a la Glorieta y por la vía Yacopí-Aposentos- Quípama

En el Aptiano tardío se puede diferenciar un intervalo arcilloso y niveles silíceos y el Albiano temprano puede ser arcilloso, limoso o calcáreo. En el sinclinal de Otanche y Guadualito, el Aptiano tardío esta representada por lodolitas micáceas meteorizadas de color gris claro, con laminación que parten en lajas y con concreciones alargadas de 10 a 20 cm. de óxidos de hierro. Subiendo en la secuencia afloran arcillolitas gris oscuro en capas gruesas y medias, tabulares intercaladas con capas de limolitas silíceas y arenitas arcillosas estas últimas de color ocre. El Albiano temprano, es una secuencia arcillosa de color gris claro que por meteorización toman un color rojizo con gran cantidad de concreciones (20 a 10 cm.) de óxidos de hierro, huecas, o con amonitas. En el área de Muzo, el Aptiano tardío presenta en la parte basal de la secuencia un nivel de limolitas silíceas (porcelanitas), seguidas por arcillolitas laminadas gris oscuro que por meteorización toman un color gris claro, son micáceas y son comunes concreciones desde 5 hasta 20 cm. En el Albiano temprano se diferencia una secuencia pre-Tablazo y la Formación Tablazo. La secuencia pre-tablazo es una secuencia en general limosa; que forman capas desde media a gruesas con planos levemente ondulados, son de color gris

oscuro y con gran cantidad de micas, concreciones calcáreas de hierro y madrigueras intercaladas con algunos niveles arcillosos.

– *Espesor, posición estratigráfica y edad.* Mediante corte geológico en el flanco occidental del sinclinal de Otanche y de Muzo el espesor es de 750 m aproximados. El límite inferior con la unidad K5 es concordante con la estratificación de las rocas, pero considerando la edad del K5 como Barremiano y la edad de la parte baja de este intervalo como Aptiano tardío se presenta un hiato correspondiente al Aptiano inferior. El límite superior con la unidad K7 es transicional, en el techo del intervalo K6 empieza a aflorar limolitas silíceas hasta llegar a ser estas predominantes. Las amonitas colectadas hasta el momento en esta unidad están indicando edad Aptiano tardío-Albiano temprano (Etayo comunicación oral, 2005 en Reyes *et al.*, 2006).

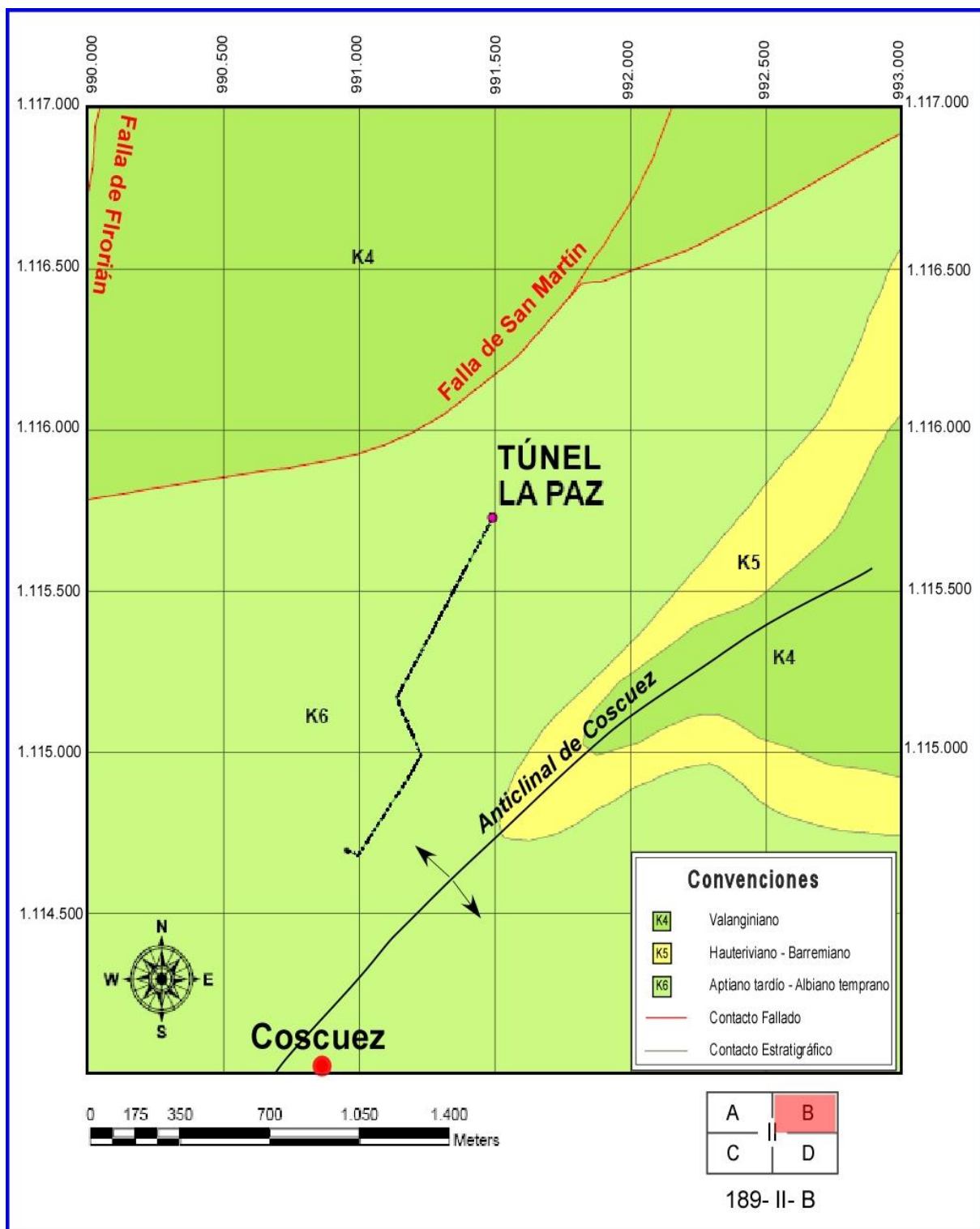


Figura 12 Mapa Geológico preliminar del área de estudio (Túnel La Paz) y sus alrededores. K4= Valanginiano, K5= Hauteriviano – Barremiano, K6= Aptiano – Albiano.

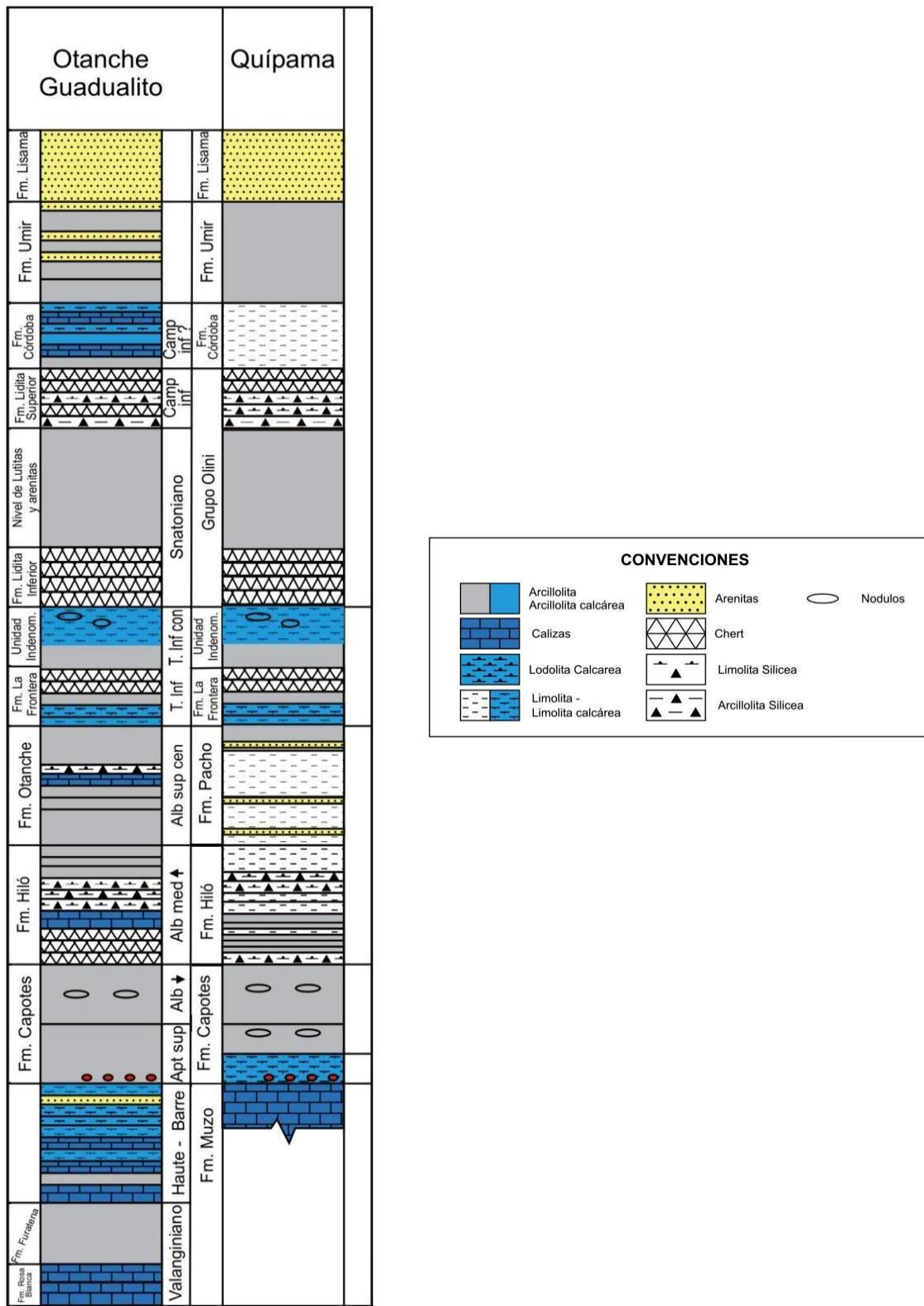


Figura 13 Cuadro de Correlación Litoestratigráfica de la zona de estudio. Tomado de Reyes (2006b)

5.1.2 Aspectos Estructurales

En la cartografía geológica efectuada por el INGEOMINAS en 2005, Reyes *et al.*, (2006) describe en rasgos generales, el comportamiento estructural de la zona de estudio controlado por la composición lodosa de las unidades, la cual ejerce una influencia en la deformación de las rocas, dado su comportamiento dúctil, generando plegamientos intensos y fallas poco definidas geomorfológicamente. El plegamiento es notorio a escala regional y local; regionalmente se presentan pliegues sinclinales amplios con cierres frecuentes y poco deformados. Los anticlinales que los separan no están bien definidos y presentan cierres muy rápidos y apretados, el anticlinal de La Chapa – Borbur, es el único amplio y muy regional. A escala de afloramiento hay pliegues de poca amplitud (m) y generalmente asimétricos. En las zonas esmeraldíferas éste plegamiento es muy apretado y llegan a ser isoclinales y están relacionados con la mineralización, como sucede al interior del Túnel “La Paz”. (Ver capítulo de Mineralogía)

5.1.2.1 Fallas. Las fallas son mayoritariamente inversas de cabalgamiento con vergencia al occidente en dirección NE, algunas presentan segmentaciones o terminan en rampas laterales de dirección NW. El movimiento combinado de las fallas (inverso y transcurrente), determina segmentos rectos, cuando son transcurrentes y segmentos sinuosos cuando el predominio es inverso; igualmente los pliegues en general son oblicuos a las fallas, lo que refuerza su carácter transcurrente (Reyes *et al.*, 2006).

Los planos de falla usualmente no están mineralizados y las brechas que normalmente se reconocen en las minas son de origen hidrotermal, pero se pueden confundir con las tectónicas cuando una falla esta afectando una zona mineralizada, en algunos casos repitiendo la secuencia, como sucede en la zona mineralizada del túnel “La Paz”, la cual está dentro de una secuencia fuertemente plegada y dada una zona de fallas de carácter inverso muy locales, la parte mineralizada se repite unos metros más abajo por la clavada Hayata. Por lo observado en campo las fallas son posteriores a la mineralización de esmeraldas, así coincidan con áreas mineralizadas.

– *Falla de San Martín*. Es una falla subparalela a la falla de Peñas Blancas. Es una falla de cabalgamiento con vergencia al occidente y orientada N40E. Al norte coloca en contacto la formación Cumbre sobre la formación Rosablanca y esta última, con la parte media de la formación Paja y al sur repite secuencia de la misma unidad. Esta falla tiene asociados algunos pliegues oblicuos a ella indicando una componente de rumbo sinistral. (Reyes *et al.*, 2006).

– *Falla de Peñas Blancas*. Según Reyes *et al.*, (2006), esta falla tiene una dirección preferencial de N20E, pero tiene sinuosidad y por momentos llega a N40E. Tiene una vergencia hacia el occidente y cabalga rocas de la formación Rosablanca y de la formación Paja, sobre secuencias más jóvenes de la formación Paja en el bloque occidental.

5.1.2.2 Pliegues. En términos generales de la zona de estudio, Reyes *et al.*, reporta pliegues de escala regional a intermedia, de los cuales el anticlinal de Coscuez, que atraviesa la población de la cual toma su nombre, es el más importante de la zona, ya que el túnel “La Paz” está ubicado en uno de sus flancos (ver figura 13).

– *Anticlinal de Coscuez*. Reyes *et al.*, (2006) adopta el nombre propuesto por Rodríguez y Ulloa (1994), para el anticlinal que pasa por la localidad de Coscuez y que se extiende desde el sur en la falla Itoco, hasta el sur de la localidad de San Martín (al norte). Tiene una amplitud aproximada de 3 Km. y una longitud de unos 12 Km. Contiene rocas de las unidades K4, K5 en el norte, que van cerrando hacia Coscuez y al sur se encuentran rocas de la unidad K6. Es una estructura relativamente simétrica y tranquila excepto en la zona mineralizada de Coscuez, en donde las rocas del Barremiano (K5), presentan una estratificación fina e intercalada de lodolitas y lodolitas calcáreas, propicias para la generación de plegamientos muy apretados y frecuentes, denotando un acortamiento y deformación muy fuertes.

– *Sinclinal de Coscuez* Esta denominación se toma de Rodríguez y Ulloa (1994, en Reyes *et al.*, 2006), aunque difiere un poco su trazo. Tiene una orientación variable, entre NS y N45E. Se extiende desde la Falla Itoco, pasando por el alto Perú hacia el norte hasta la quebrada Miocá, tiene una amplitud de 3 Km. y una longitud de unos 8 Km. Es

una estructura simétrica con cierres perfectos de la unidad K7 y hacia el norte con algunos pliegues parasíticos muy locales en rocas de la unidad K6.

5.2 GENERALIDADES DEL TUNEL LA PAZ

El túnel “la Paz” cuenta con una longitud total de aproximadamente unos 1.600 m en el tramo principal medidos desde la bocamina hasta el frente de túnel (ver figura 14), también presenta varios tambores de unos pocos metros de longitud, desarrollados de manera aleatoria en cercanías de las zonas de interés minero y los cuales no fueron muestreados en este trabajo, bien porque se encontraban clausurados o por que no presentaban manifestaciones hidrotermales de interés.

Adicionalmente el túnel “La Paz” cuenta con una clavada llamada Hayata, de 70m de profundidad y un segundo nivel 50m por debajo del túnel principal que también expone la mineralización, esto producto de una falla inversa que repite la secuencia estratigráfica cortada por la mineralización. Este último túnel no fue muestreado dado que se encontraba inundado por las aguas de infiltración.

El túnel “la Paz” ha sido excavado en rocas de edad Hauteriviano – Barremiano de la recién introducida Formación Muzo (Reyes, comunicación verbal, 2006). En general, el tramo principal del túnel corta las rocas de la formación Muzo en dirección S 30° W, de manera subparalela al rumbo aparente de las capas rocosas. El buzamiento promedio de las capas varia entorno de los 80° NW – SE.

Las manifestaciones hidrotermales presentes en el túnel son básicamente venas hidrotermales y brechas tectónicas e hidráulicas. Las primeras, se componen mineralógicamente de carbonatos, Calcita, Dolomita y Ankerita; silicatos, Albita, Cuarzo; y sulfuros como Pirita. Asimismo, las brechas tectónicas e hidráulicas presentan una matriz de clastos angulosos de roca encajante, así como fragmentos de color blanco de lutitas hidrotermalizadas cementados por minerales de origen hidrotermal, los cuales frecuentemente son albita y carbonatos. Cualquiera de estas manifestaciones pueden contener esmeraldas, sin embargo, son las venas, la principal fuente de la mineralización.

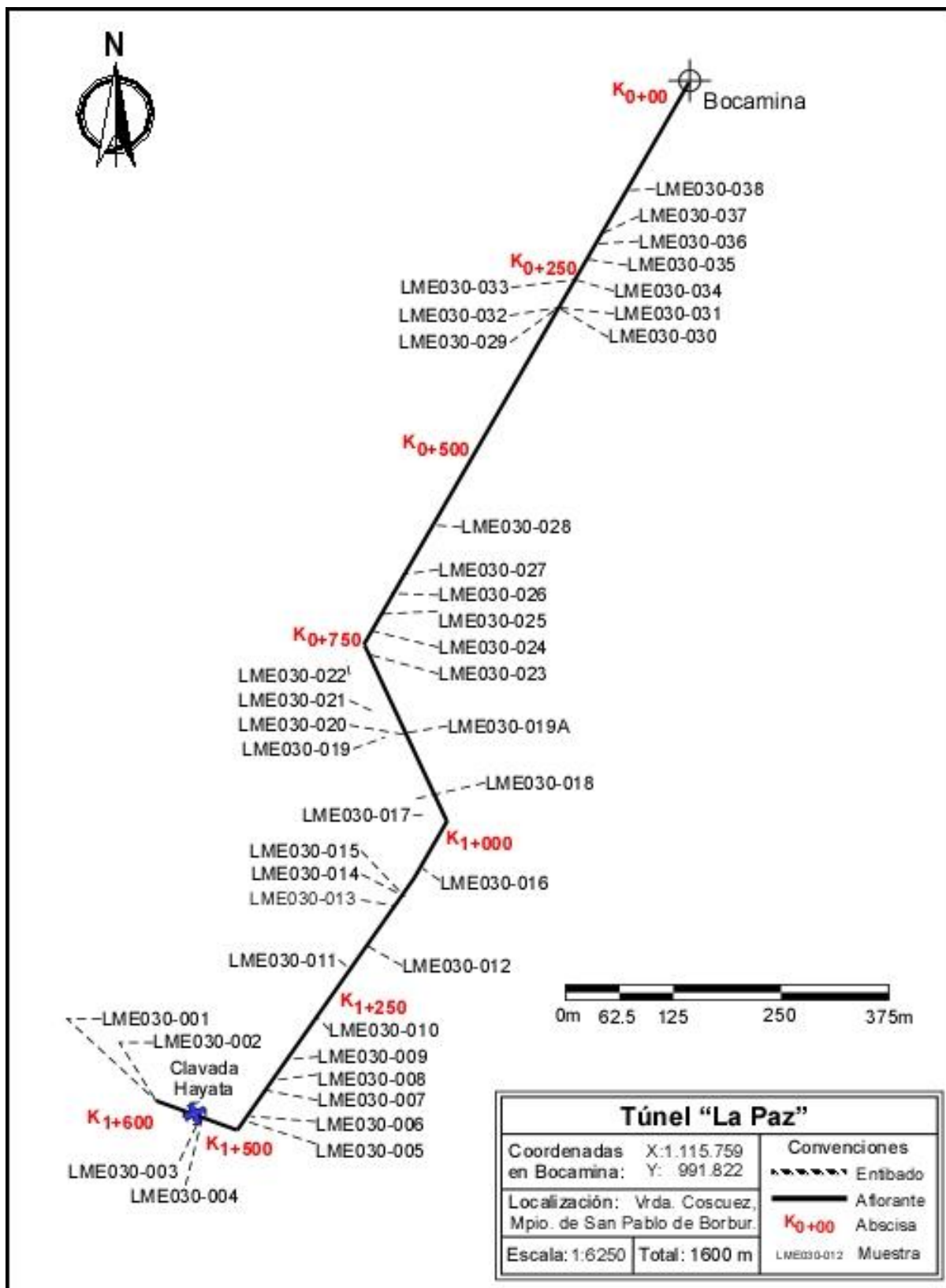


Figura 14 Esquema de la sección muestreada y localización de muestras del túnel "La Paz" durante la fase de campo.

5.3 CARACTERIZACIÓN MINERALÓGICA MEDIANTE DIFRACCIÓN DE RAYOS X

Para realizar la caracterización mineralógica del túnel “La Paz” fue necesario analizar la totalidad de las muestras recolectadas durante la fase de campo, mediante la técnica de Difracción de Rayos X (DRX) en muestra de polvo desorientada, dado que el pequeño tamaño de sus componentes, dificultaba la identificación de los mismos por los métodos tradicionales de estereomicroscopía.

5.3.1 Consideraciones Previas

Los Rayos X son una radiación electromagnética de longitud de onda corta producida por el frenado de electrones de elevada energía o por transiciones electrónicas de estos cuando se encuentran en los orbitales más internos. El Intervalo de longitudes de onda de los rayos X comprende desde aproximadamente 10^{-9} Å hasta 100 Å, sin embargo, la espectroscopia de Rayos X convencional se limita a la región comprendida entre 0,1 Å a 25 Å.

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

La Ley de Bragg permite estudiar las direcciones en las que la difracción de rayos X sobre la superficie de un cristal produce interferencias constructivas, al predecir los ángulos en que los rayos X son difractados por un material cristalino (ver figura 15).

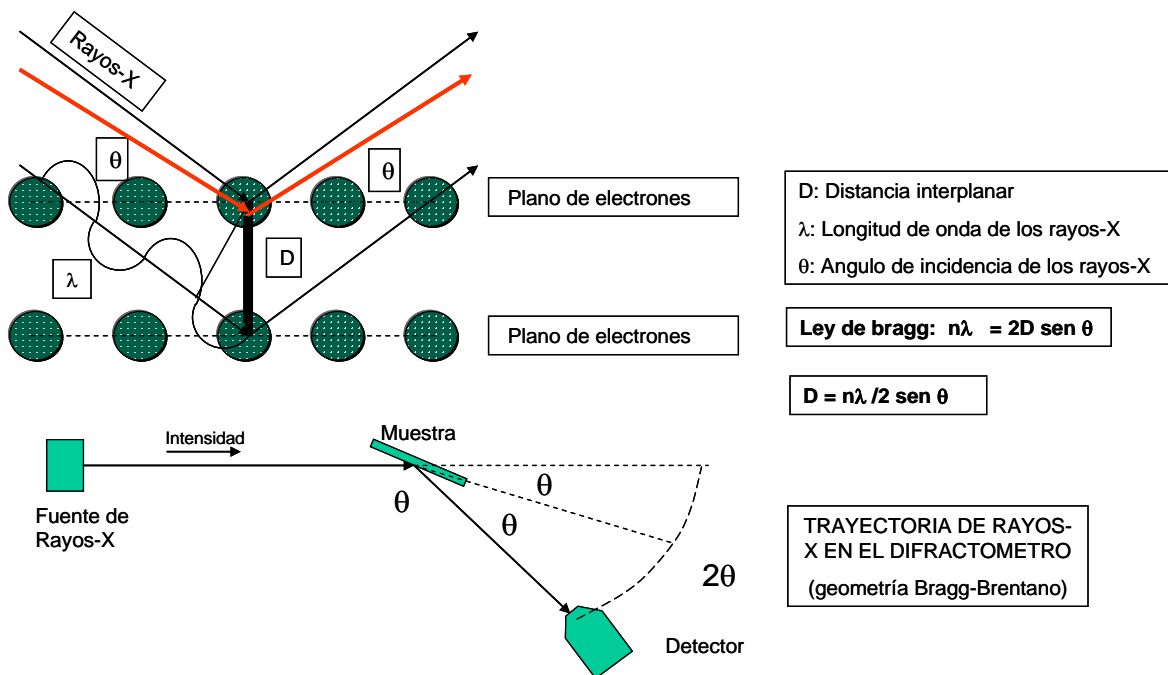


Figura 15 Principio de aplicación de la Ley de Bragg en Difracción de Rayos X y esquema de funcionamiento del aparato de difracción.

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

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

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

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

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

5.3.2 Zonación Mineralógica del Túnel “La Paz”

Con base en la caracterización composicional proporcionada por los análisis de DRX se pudo establecer la zonación mineralógica del túnel en torno a las áreas mineralizadas con esmeralda; teniendo en cuenta las paragénesis que se presentan en las manifestaciones con relleno hidrotermal, así como también, la composición mineralógica de las rocas encajantes, además de enunciar algunos criterios de tipo mineralogénico, los cuales podrían ser útiles para los trabajos de prospección mediante la determinación de dichas paragénesis en otros depósitos.

Fácilmente, se pueden identificar tres zonas donde la composición mineral es constante y se presenta a manera de asociaciones paragenéticas entre los minerales de relleno de venas hidrotermales y sus respectivas rocas hospedadoras.

Es así que se ha podido establecer una *Zona Sin Mineralización*, que al parecer abarca los primeros 750m. del túnel, contados desde la bocamina hacia el frente del túnel, una *Zona Intermedia*, localizada entre la zona estéril y la posterior zona mineralizada, y una tercer zona denominada, *Zona Mineralizada*, de la cual hay testimonio de haberse encontrado berilo. Estas zonas se pueden visualizar de una manera más ilustrativa al integrar los datos mostrados en la tabla 4 sobre el esquema en vista de planta del túnel como lo muestra la figura 16 a continuación.

Tabla 4 Análisis cualitativo de abundancia de minerales según resultados de difracción de rayos X. Las columnas resaltadas indican las asociaciones mineralógicas dominantes. Rojo: corresponde a zonas estériles (sin presencia de esmeraldas). Amarillo: zonas contiguas a la zona mineralizada, en Verde.

ANÁLISIS CUALITATIVO DE MINERALES POR DRX														
MUESTRA	SILICATOS				SULFUR	CARBONATOS			SULFATOS		OTROS			
	Ill	Chl	Qtz	Ab	Py	Cal	Dol	Ank	Anh	Gp	Rt	M.O.	Nnt	Pg
LME-030-038	+	+	++++	0	*	0	0	+	0	0		OK	0	*
LME-030-037	+++	++	++++	0	+	+++	0	0	0	0		OK	0	+
LME-030-036	++	++	++++	0	0	0	0	0	0	+	*?	OK	0	+
LME-030-035	+++	++	++++	0	+	0	0	0	0	0	0	OK	0	+
LME-030-034	+++	++	+++	++	+	++	0	0	0	0	0	OK	0	+
LME-030-033	0	0	++++	0	0	*?	0	++	0	0	0	OK	0	0
LME-030-032	+++	++	++++	0	+	*	0	0	0	0	0	OK	0	+
LME-030-031	0	0	++++	0	0	*	0	+?	0	0	0	OK	0	0
LME-030-030	+++	++	++++	++	+	0	0	0	0	0	0	OK	0	+
LME-030-029	+	+	++++	0	0	++	0	++++	0	0	0	OK	0	0
LME-030-028	++	0	++++	?	*	0	*	0	0	0	0	OK	0	+?
LME-030-027	0	0	0	++++	0	0	0	0	0	0	0	OK	0	0
LME-030-026	+++	0	0	+++	0	0	0	0	0	0	0	OK	0	++
LME-030-025 V	++	0	*	0	0	++++	0	+	0	0	0	0	0	+
LME-030-025 T	+	0	++	0	*	+++	*	*	0	0	0	OK	0	++
LME-030-024	++	*	++++	+	+	+	0	++	0	*	0	OK	0	0
LME-030-023	*	0	+	+	*	++++	+	++?	0	0	0	OK	0	0
LME-030-022	*	0	++	+	0	0	*?	++++	0	0	0	OK	0	0
LME-030-021	*	0	0	++	+	++++	+	0	0	0	0	OK	0	0
LME-030-020	*	0	+	+	0	+++	+++	+?	0	0	0	0	0	0
LME-030-019A	*	0	*?	++	*	+++	+++	?	0	0	0	0	0	0
LME-030-019	0	0	*?	*	0	++++	+	0	0	0	0	OK	0	0
LME-030-018	++	0	++	+++	+	++++	+	0	0	0	0	OK	0	0
LME-030-017	*	0	0	++	*	++++	0	0	0	0	0	OK	0	0
LME-030-016	++	0	0	++++	++	++	0	0	0	+	0	OK	0	0
LME-030-015	0	0	0	+++	++	++	+++	0	0	0	0	OK	0	0
LME-030-014	0	0	0	++++	+	+++	+++	0	0	0	0	OK	0	0
LME-030-013	0	0	0	+	+	++++	*	0	0	0	0	0	0	0
LME-030-012	0	0	*	*	*	++++	+	0	0	0	0	OK	0	0
LME-030-011	*	0	+	++++	*	++	+	0	0	0	0	OK	*	0
LME-030-010	++	0	++	++	*	+++	+	0	0	*	0	OK	0	0
LME-030-009	+	0	*	++	+	+	++++	0	+	0	0	OK	0	0
LME-030-008	+	?	+++	++++	*	0	+++	?	0	+	0	OK	0	0
LME-030-007	+	0	+	++++	*	0	++	+?	0	*	0	OK	0	0
LME-030-006	0	0	0	*	0	++++	*	0	0	0	0	OK	0	0
LME-030-005	*	*	+	+++	+	++++	++	0	0	+	0	OK	0	0
LME-030-004	0	0	0	++++	+	+++	++	0	0	+	0	OK	0	0
LME-030-003	0	0	0	*	0	++++	++	0	0	0	0	OK	0	0
LME-030-002	0	0	*	++++	+	++++	++	0	0	0	0	OK	0	0
LME-030-001	0	0	+	++++	+	+++	0	0	0	*	0	OK	0	0

++++ Abundante (>40%)
* Trazas (< 3%)

+++ Común (20-40%)
? Dudoso

++ Pobre (10-20%)
ND No determinada

+ Escaso (3-10%)
0 Nada

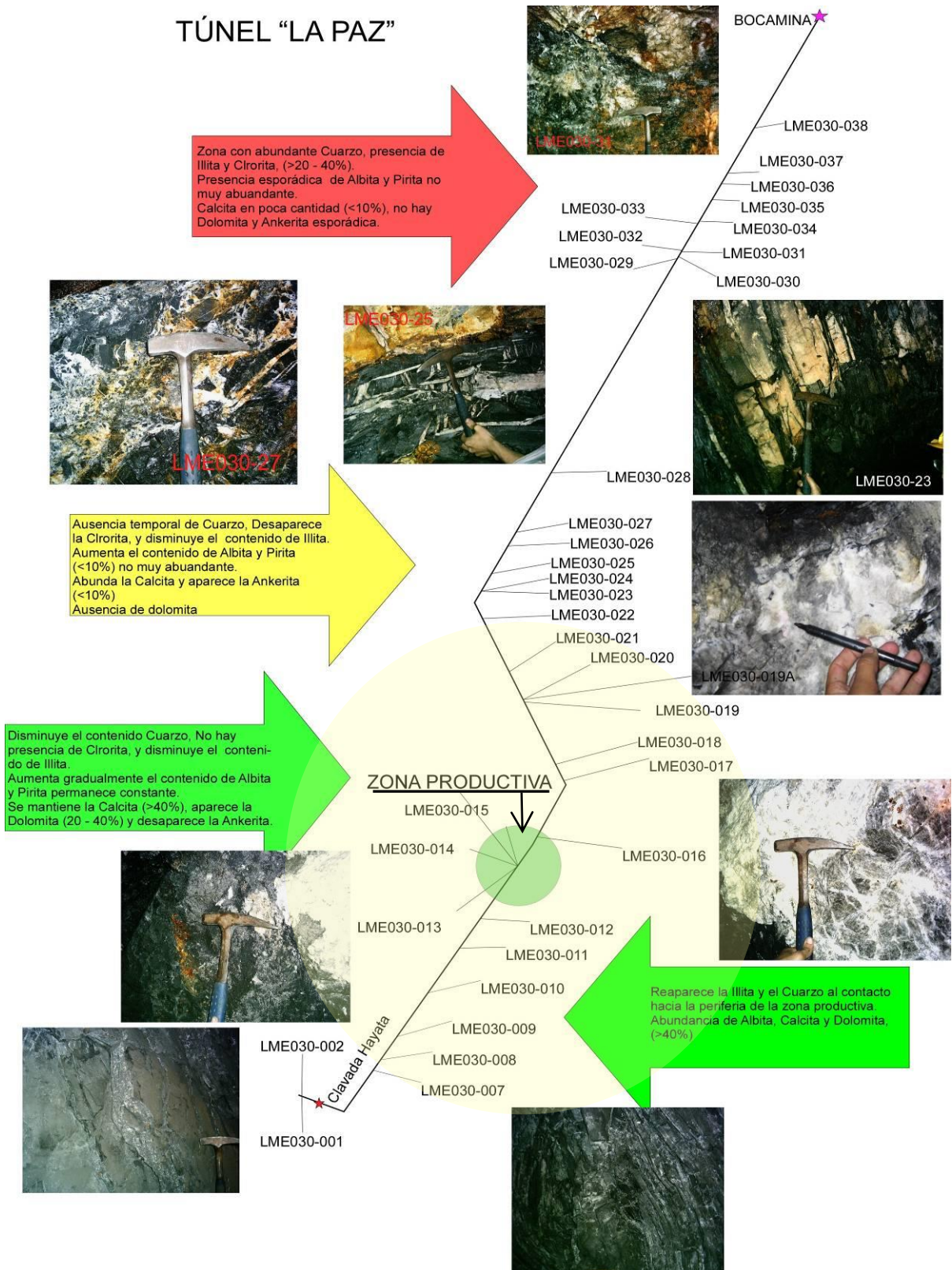


Figura 16 Esquema de zonación mineralógica al interior del túnel "La Paz" establecido según la caracterización con DRX.

5.3.2.1 Zona Sin Mineralización. Esta zona comprende aproximadamente los primeros 750 m. de túnel a partir de la bocamina, desde el delta (o localización de muestra) LME030-038 hasta LME030-025.

En esta zona, los minerales de relleno de venas y de las brechas muestreadas, son principalmente cuarzo en relativa abundancia (>40%) y calcita, aunque en mucho menor abundancia (<10%). Las rocas encajantes por su parte, presentan illita y clorita en altos porcentajes (20% a 40%); mientras que la albita aparece muy esporádicamente junto con la pirita, sin embargo presenta hasta un 10% de abundancia. En esta zona no hay dolomita y la ankerita se presenta de manera esporádica acompañando a la calcita. También cabe resaltar la presencia de paragonita en la roca encajante acompañando a la paragénesis.



Figura 17 Aspecto en campo de las rocas y venas situadas en la zona estéril. Muestras LME030-028 (izq.) y LME030-026 (der.). Ver también figuras 18, 20 y 23.

5.3.2.2 Zona Intermedia. Esta zona está comprendida desde el metro 800 m. hasta el frente del túnel y en su parte central está localizada la zona productiva. Se extiende desde el delta LME030-024 hasta el delta LME030-001.

Se caracteriza por la ausencia de y clorita, las cuales acompañaban la illita en la zona anteriormente descrita. También se evidencia una disminución cualitativa drástica del cuarzo y de la illita. Así mismo, la cantidad de albita presente en las venas se mantiene

constante y la pirita se da en forma de cristales diseminados hacia la pared de la vena. En cuanto a los carbonatos; aumenta considerablemente la Calcita (>40%) y es más frecuente encontrar Ankerita; mientras que en el caso de la dolomita, su presencia a lo largo de este trayecto es intermitente, dándose altibajos en la abundancia relativa de este carbonato, es decir, es ausente en algunas muestras y muy abundante en otras.

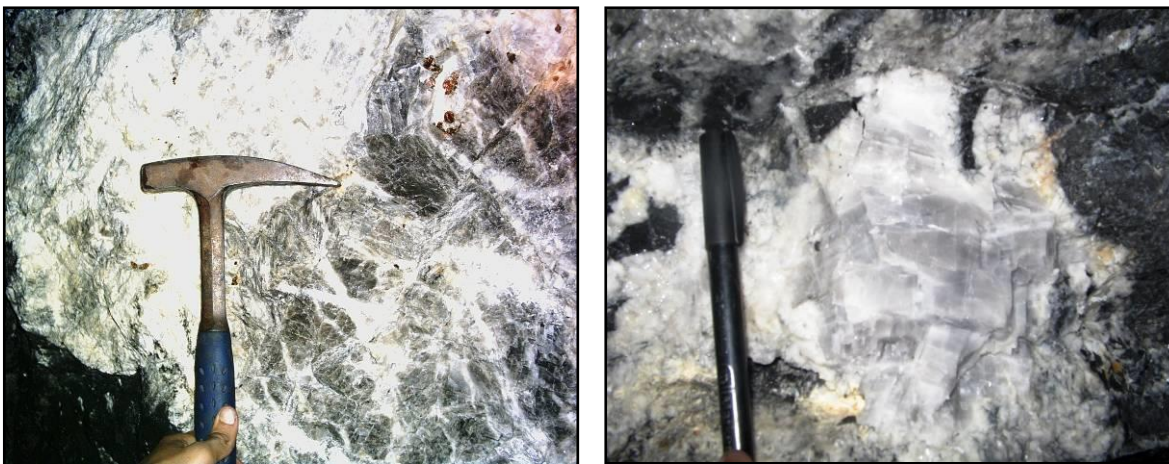


Figura 18 Aspecto de las vetas cercanas a la zona productiva. Nótese el gran tamaño de las mismas con minerales de relleno como calcita (blanco) y dolomita (gris ahumado) con cristales esporádicos de pirita. Muestras LME030-016 (Izq.) y LME030-020 (der.)

5.3.2.3 Zona Mineralizada. Este sector se ha tomado como referencia para resaltar la diferencia de los rasgos mineralógico-texturales de las venas con mineralización y sin esta, a partir de la información proporcionada por los mineros durante el muestreo en campo, sin embargo, también se habla de zonas mineralizadas en el frente del túnel junto a la clavada Hayata y en un nivel inferior del mismo túnel por debajo del muestreado ubicado a unos 50m de profundidad. Esta es tal vez, la zona más importante, dada su implicación económica y científica, ya que es en esta pequeña parte de un radio no mayor de 50 m dónde se dan las mineralizaciones de esmeraldas en comparación con los más de 1500 m. de longitud que tiene el túnel “La Paz”.

Aquí, se da la ausencia casi total de cuarzo en las manifestaciones vetiformes. Junto con la clorita; la illita es bastante escasa, al punto que desaparecen estos dos silicatos en las rocas encajantes. En cuanto a los carbonatos, el contenido de calcita se mantiene muy

parecido al de la zona intermedia, aquí las vetas alcanzan dimensiones muy interesantes, llegando en ocasiones a los 2 m. de espesor. Aumenta gradualmente el contenido de Dolomita junto con la Albita, alcanzando un 40%, mientras que la Ankerita que había estado presente de manera esporádica desde la zona sin mineralización, desaparece por completo.



Figura 19 Aspecto de las vetas más próximas a la zona productiva. Nótese que se mantiene el gran tamaño de las mismas y los minerales de relleno siguen siendo calcita (blanco), dolomita (gris ahumado) y albita con cristales esporádicos de pirita hacia las paredes de la vena. Muestras LME030-019 (Izq.) y LME030-012 (der.)

5.3.3 Tipología de los Carbonatos; ¿Presencia de Una Nueva Variedad?

Los carbonatos analizados durante el presente estudio corresponden fundamentalmente a carbonatos del grupo de la dolomita según la clasificación de Dana (Gaines *et al.*, 1997); tal y como lo indican sus reflexiones basales determinadas a partir de la difracción de rayos X en muestra de polvo desorientadas. Sin embargo, algunas de las muestras que contenían carbonatos, al ser analizadas mediante esta técnica, mostraban con base a observaciones visuales en el difractograma, alturas de los picos atenuadas por reflexiones adyacentes y picos desplazados y atenuados a la vez, lo que al parecer indicaban algún tipo de desorden estructural en las dolomitas.

No obstante, a pesar de que las intensidades de los picos pueden ser modificadas diferencialmente por variaciones composicionales, es tal vez la orientación preferencial de

determinado cristal en la muestra, el aspecto más importante, dado que la orientación de un mineral en la muestra puede variar de cristal a cristal y esto representa una gran dificultad al tratar de establecer las intensidades correctas (ver figura 20).

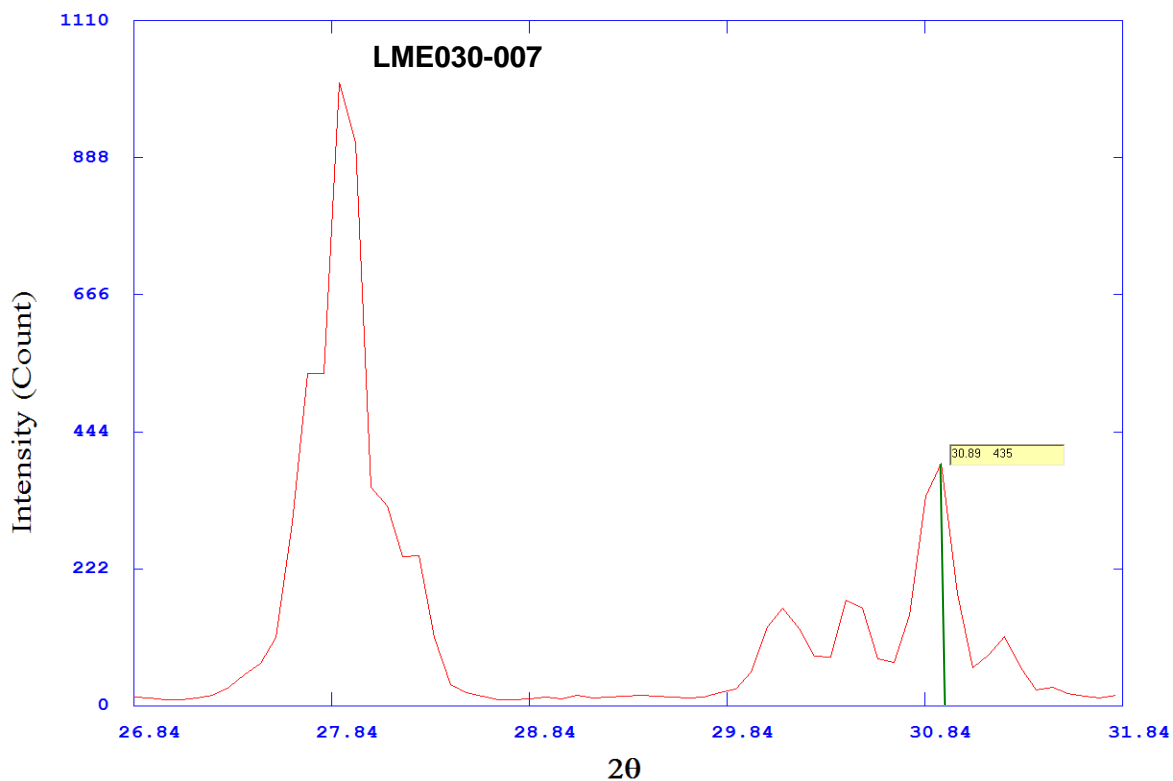


Figura 20 Muestra LME030-007, con desplazamiento lateral de los picos en el difractograma e intensidades levemente modificadas.

En este mismo orden de ideas, se realizaron las correcciones pertinentes al caso, llegándose a una prematura conclusión de que estas muestras podrían estar en solución sólida con varios miembros del grupo de la dolomita, empezando por ankerita, y siguiendo con kutnahorita y minrecordita e incluso miembros extremos de la serie incluyendo Calcita (CaCO_3), Magnesita (MgCO_3) y Rodocrosita (MnCO_3).

La causa de esta situación radica en que los minerales del grupo de la dolomita son isomorfos, esto es que la ankerita, kutnahorita, minrecordita, y una fase sintética de Cadmio, cristalizan con la misma estructura de la dolomita como lo muestra la tabla 5.

Tabla 5 Carbonatos del grupo de la dolomita.

Nombre Mineral	Formula ideal	Grupo Espacial
Dolomita	Ca Mg (CO ₃) ₂	R3*
Ankerita	Ca (Fe, Mg) (CO ₃) ₂	R3*
Kutnahorita	Ca Mn (CO ₃) ₂	R3*
Minrecordita	Ca Zn (CO ₃) ₂	R3*
** Huntita	Cd Mg (CO ₃) ₂ Mg ₃ Ca (CO ₃) ₄	R3* R32

* Estructura de la dolomita. ** Sintético.

En este caso, para su diferenciación fue necesario realizar el tratamiento digital de los registros de difracción mediante el software 'Powder X', utilizado y facilitado por la Escuela de Química de la UIS. Utilizando la ley de Bragg, se procedió a determinar el valor del ángulo 2θ para las especies minerales en cuestión, a partir de la distancia interplanar entre las caras cristalinas determinadas en monocristales. El valor del ángulo de difracción 2θ obtenido del proceso anteriormente descrito, debe coincidir o estar muy cercano al valor registrado en el difractograma. (Ver figura 21 a y c).

Tabla 6 Carbonatos del grupo de la dolomita con sus respectivos valores de distancia interplanar y ángulo 2θ , según valores de $K\alpha_1 = 1.54056$.

Nombre Mineral	Formula ideal	Distancia Interplanar	2θ
Dolomita	Ca Mg (CO ₃) ₂	2.883	30.993
Ankerita	Ca (Fe, Mg) (CO ₃) ₂	2.899	30.75
Kutnahorita	Ca Mn (CO ₃) ₂	2.940	30.378
<u>Minrecordita</u>	<u>Ca Zn (CO₃)₂</u>	<u>2.890</u>	<u>30.916</u>

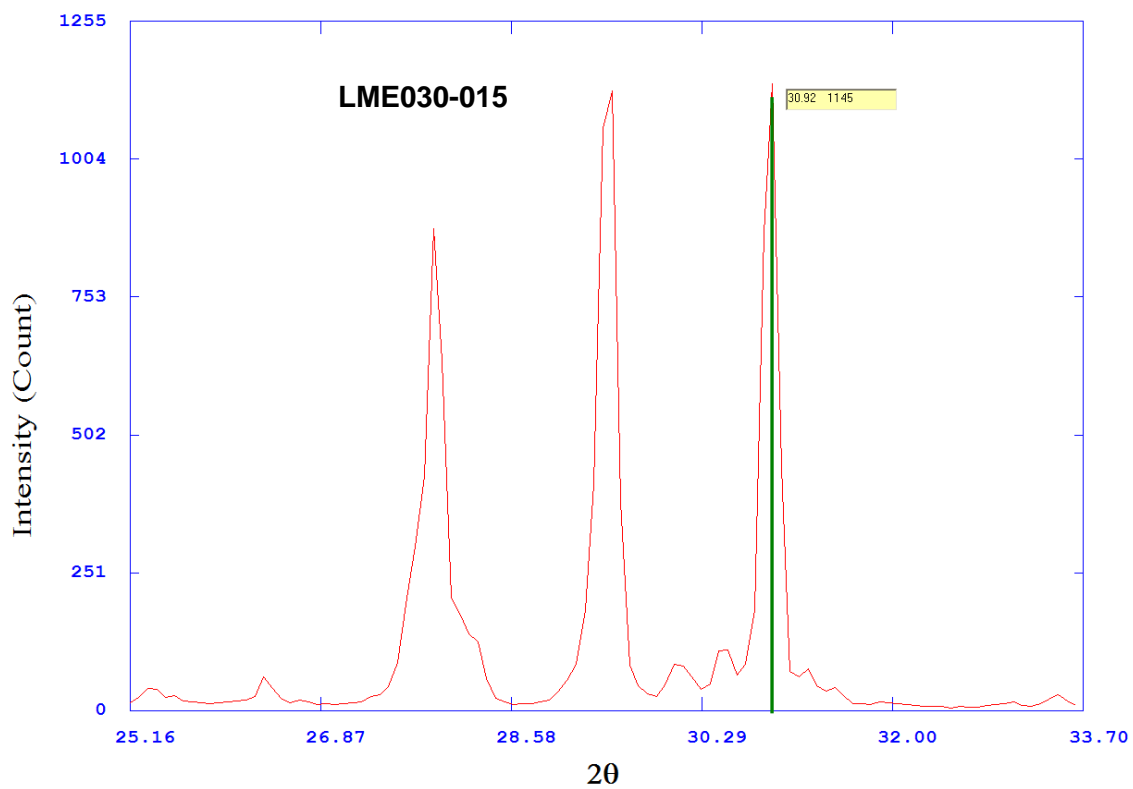
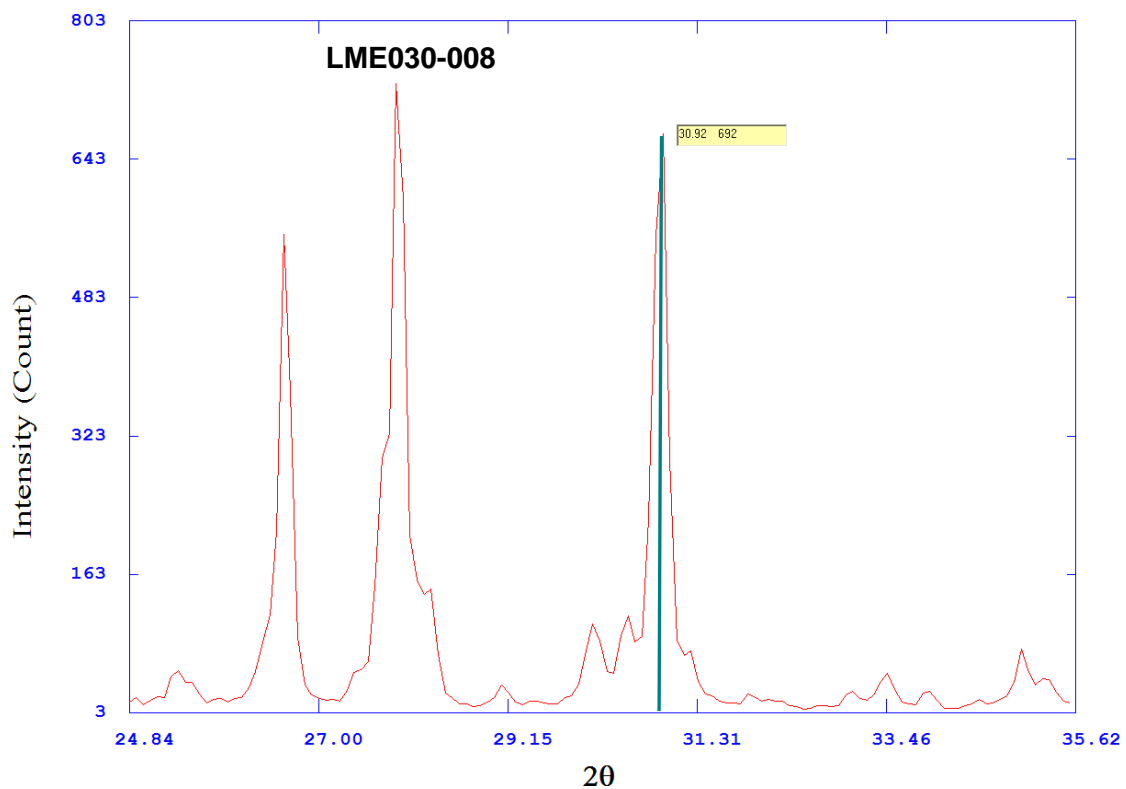


Figura 21, a (arriba) y **b** (abajo) Difractogramas de muestras analizadas con desplazamiento parcial del pico de mayor intensidad en $2\theta = 30.92$ indicando posible presencia de minrecordita?

Como veíamos en la tabla 6, de los valores del ángulo 2θ calculados utilizando Ley de Bragg para los carbonatos del grupo de la Dolomita, el de la Minrecordita tienen la mayor correspondencia con el valor registrado en el difractograma, el cual es $2\theta = 30.92$, (ver figuras 21a y b).

Por último, análisis efectuados posteriormente en algunos carbonatos utilizando SEM, arrojaron alto contenido de Mn; además se indicó la presencia de sectores oscuros (en electrones secundarios) dentro de los cuales, el contenido de Mn no es muy homogéneo y además contienen Nb entorno al 5% porcentaje en peso (p/p). de abundancia, lo cual representa una cantidad considerable. Dadas las anteriores circunstancias, es posible considerar que el contenido de Nb y la presencia de Mn dentro de la estructura cristalina de los carbonatos en cuestión sería el factor responsable de la anomalía en la intensidad y posición de los picos en el difractograma y no la coexistencia de fases polimorfas de la dolomita en solución sólida.

5.4 VENAS HIDROTERMALES

El estudio de las venas hidrotermales se realizó con el propósito de identificar las características composicionales y rasgos texturales-estructurales entre venas con mineralización (venas fértiles) y sin mineralización (venas estériles). Para tal fin, se analizaron las venas presentes en el túnel 'La Paz', objeto fundamental del presente estudio, y se compararon dichas características con las de dos muestras de venas mineralizadas (con esmeraldas); las cuales pertenecen al sector minero del Municipio de Muzo, más concretamente de las minas del complejo 'Puerto Arturo' y la mina 'El Repollal'.

La comparación de las venas del Túnel 'La Paz', con las venas mencionadas del sector de Muzo, fue realizada considerando que las rocas encajantes presentan características composicionales similares y además son de la misma edad (Hauteriviano-Barremiano). Por otro lado, la edad de la mineralización, los mecanismos y procesos mineralizantes al parecer son similares (Giuliani *et al.*, 2000).

Previo a la presentación de los datos anteriormente mencionados, se resume a continuación algunas generalidades relacionadas con el estudio de las venas hidrotermales (mecanismos de formación), en aras de facilitar elementos conceptuales, útiles para las discusiones a desarrollar.

5.4.1 Consideraciones Previas

En términos generales, las venas hidrotermales están estrechamente relacionadas con fracturas de tipo extensional (dilatación). Desde el punto de vista genético, las venas se pueden dividir en dos tipos: a) Venas de Reemplazamiento y; b) Venas de Relleno. Las primeras se caracterizan por tener minerales que proceden del reemplazamiento de la roca caja preexistente, mientras que las venas de relleno, los minerales han precipitado rellenando un espacio abierto (Dunne y Hancock, 1994; en Naranjo, 2001).

Según la textura de los minerales de relleno, las venas se pueden dividir en dos grupos: a) Texturas de 'Relleno Masivo o Granular' y; b) Textura de Relleno con Minerales en Cristales Fibrosos Paralelos entre sí y Oblicuos a la Pared de la Vena (ver figura 15).

El primer grupo de venas es interpretado como 'Fábricas de Apertura Rápida', debido a que su apertura es más rápida que su relleno, lo cual es típico de etapas deformacionales a baja temperatura (Mišík, 1971, en Naranjo, 2001). 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.

Según Wilson (1994, en Naranjo, 2001), las texturas pueden variar desde agregados de cristales groseros, que implican un crecimiento estático, cuando no existe una influencia de esfuerzos importante en el momento de la cristalización (modelo de crecimiento tipo 'free-face'), hasta agregados policristalinos desarrollados en un ambiente de deformación (modelo de crecimiento tipo 'contact growth').

A su vez, las venas con material de relleno a manera de Granos Minerales Fibrosos Paralelos, pueden ser divididas en dos grupos: 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. Así, la parte más antigua de la vena estaría en la zona adyacente a la pared de esta. Contrariamente, las venas antitaxiales, 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 (Dunne y Hancock, 1994, & Passchier y Trouw, 1996; en Naranjo, 2001).

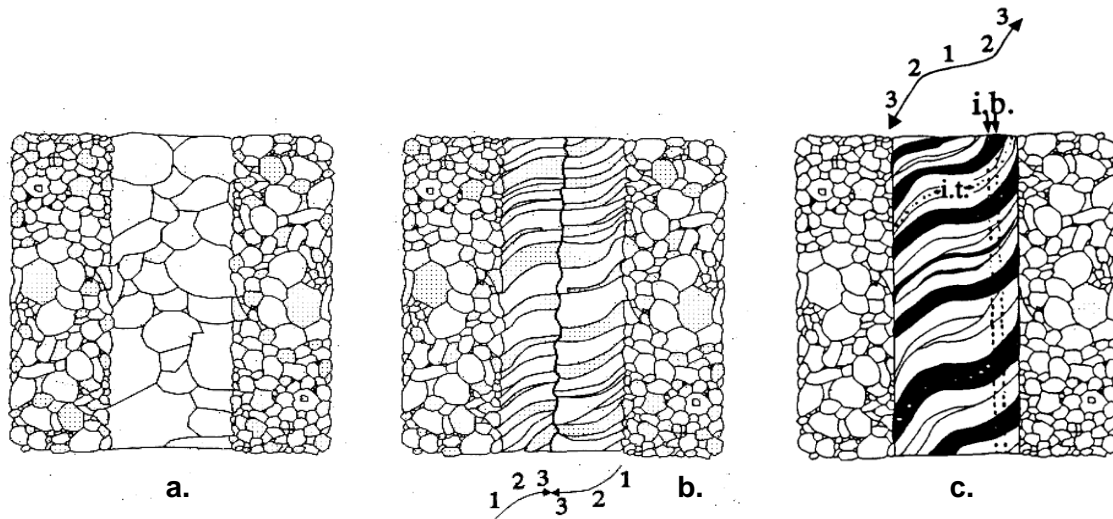


Figura 22 Vena con relleno a) Masivo Granular, b) Cristales fibrosos con crecimiento de tipo syntaxial y c) de tipo antitaxial. (Tomado de Dunne y Hancock, 1994, ; en Naranjo, 2001).

Passchier y Trouw (1998), presentan una clasificación más amplia para el crecimiento de minerales de relleno de venas (ver figura 23), la cual comprende cuatro tipos de crecimientos: a) syntaxial, b) antitaxial, c) compuesto, y d) ataxial. 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.

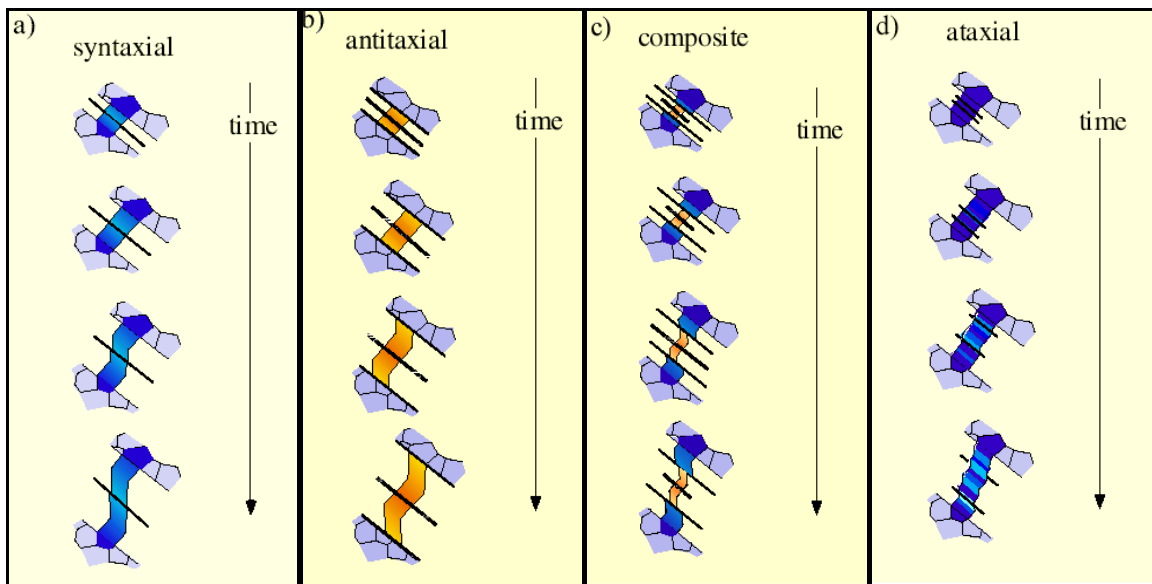


Figura 23 Tipos de crecimiento de minerales de relleno de vena (Tomado de Passchier y Trouw, 1998).

Desde el punto de vista del ambiente de deformación, generador de venas, estas se clasifican como se muestra en la tabla 7. De esta manera, las venas se diferencian, según el modo mecánico de su desarrollo (figura 24), en: a) venas tipo "crack-seal"; b) "crack-slip-seal" y; c) "crack-seal-slip" (Ramsay, 1980; Davison, 1995; Petit et al., 1999; en Naranjo, 2001). Por otro lado, según la textura del relleno, se clasifican fundamentalmente en: a) masivas o granulares; b) sintaxiales; c) antitaxiales y; d) de rellenos estirados ó "stretched fill" (Ramsay y Huber, 1983; en Naranjo, 2001).

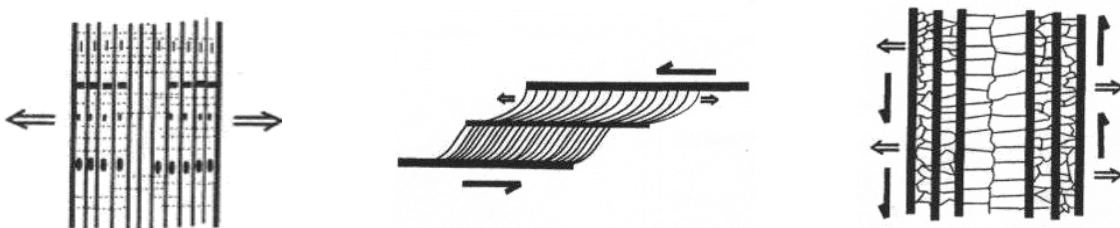


Figura 24 Modos mecánicos de desarrollo de venas, según Petit et al., (1999). a) Fracturamiento y posterior relleno, b) Fracturamiento + Deslizamiento y posterior Relleno, c) Fracturamiento + Relleno y Deslizamiento posterior. Tomado de Naranjo, (2001).

Tabla 7 Clasificación de las venas de acuerdo al ambiente de deformación. Tomado de Petit et al., (1999).

Escala	cm. a dm.	cm. a dm.	Varios 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 a el 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

5.4.2 Tipología de las Venas

Como se había mencionado anteriormente, a falta de muestras específicas con todo el registro de la historia hidrotermal (cristales de esmeraldas) en la mina 'La Paz', surgió la necesidad de estudiar muestras de venas con mineralización provenientes de otras localidades, las cuales fueron recolectas en el sector minero del Municipio de Muzo, en Puerto Arturo, mina 'Túnel 5', muestra LME064001 y en la mina 'El Repollal', muestra LME022001, (ver figura 26 a y b); esto con el fin de efectuar un ejercicio comparativo con las muestras de venas sin mineralización presentes en 'La Paz' y así poder reconocer diferencias y similitudes entre éstas para posteriormente identificar criterios de exploración a escala macroscópica.

La figura 25 nos muestra la ubicación regional de estas minas con respecto del sector minero de coscuez y la mina 'La Paz'.

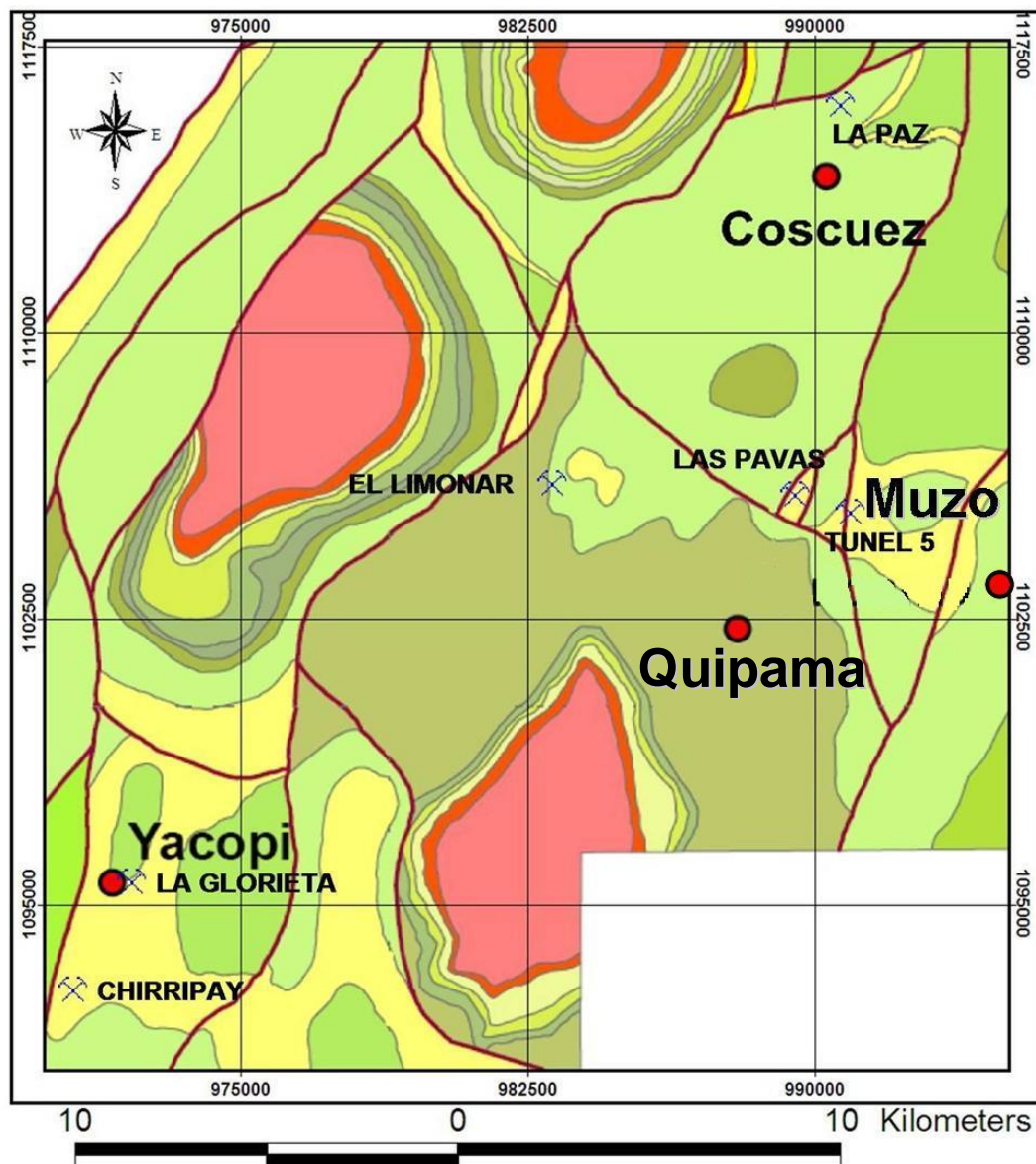


Figura 25 Mapa de localización de las muestras con esmeralda provenientes de la mina el Repollal (LME064001) y Puerto Arturo – ‘Túnel 5’ (LME022001), utilizadas en el estudio petrográfico.

5.4.2.1 Venas Del Sector Muzo. De este sector se analizaron dos muestras, las cuales cuentan con todo el registro de la historia hidrotermal, es decir, poseen cristales de esmeraldas, lo que les da un especial atractivo para el presente estudio.



Figura 26 Muestras de ganga provenientes de la mina el Repollal (a) y Puerto Arturo (b) utilizadas en el estudio petrográfico.

De la observación directa de estas muestras (figura anterior), vemos que los cristales de esmeralda están dispuestos hacia el centro de la vena y están rodeados de carbonatos, generalmente dolomita y calcita en el caso de la muestra de la mina 'el Repollal' y de calcita predominantemente para el caso de la muestra de 'Túnel 5'. El contacto con la roca encajante es neto y hacia los bordes de la vena podemos encontrar pirita diseminada o en cristales de varios milímetros de tamaño, superando casi los dos centímetros de arista.

Los minerales de relleno de estas venas presentan una dirección preferencial de crecimiento desde el interior de la vena hacia los bordes, siendo de mayor tamaño en el centro de la vena que hacia las paredes de la roca, lo que se explica por una fase de fracturamiento de la roca y posterior relleno de las cavidades por el fluido hidrotermal mineralizante, como lo describen Passchier y Trouw (1998), para el caso de venas de tipo antitaxial.

De lo anteriormente descrito podemos concluir en relación a las muestras del sector de Muzo (figura 26), que los procesos mineralizantes que dieron lugar a la cristalización del Berilo (esmeralda) están relacionados con vetas de tipo antitaxial, y carácter deformativo tipo crack – seal, caracterizado por la ausencia de bordes de sutura (como en el caso de las venas de tipo sintaxial) y dirección de crecimiento preferencial de los minerales de relleno desde el centro de la vena hacia la roca encajante.

A manera de ejemplo vemos en la figura 27 y 28, que los cristales de berilo se encuentran dispuestos hacia el centro de la misma, donde son más grandes y están rodeados por los demás minerales que acompañan la paragénesis, en este caso, la calcita y la dolomita.

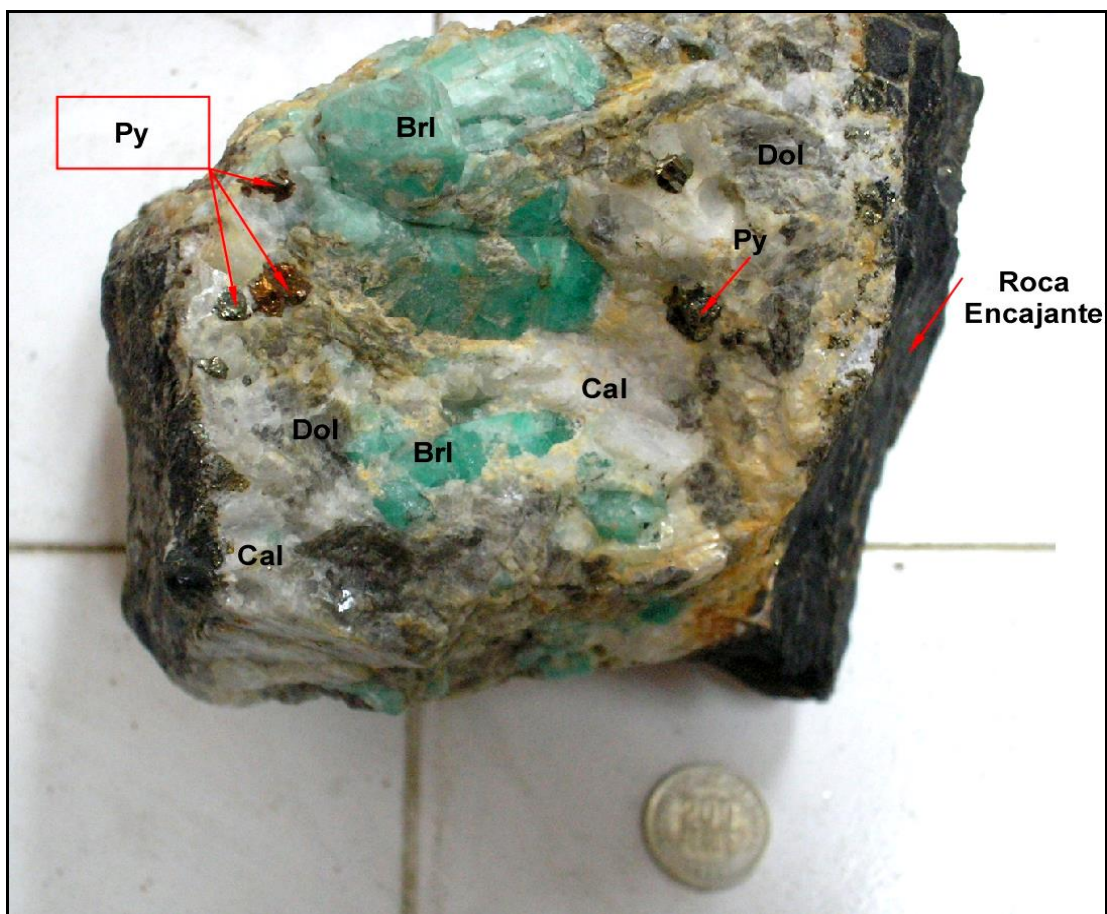


Figura 27 Muestra de ganga de la mina “El Repollal”. Nótese el carácter antitaxial de la vena y las asociaciones paragenéticas en torno al berilo, a sí como la distribución de los cristales de pirita hacia las paredes de la misma.



Figura 28 Corte en sección transversal de la muestra de la mina “El Repollal”. El carácter antitaxial de la vena es más evidente en esta vista y las asociaciones paragenéticas en torno al berilo están representadas por la calcita y la dolomita, a sí como la distribución de los cristales de pirita hacia las paredes de la misma.

De ahí que las venas de tipo sintaxial; como se verá más adelante en el siguiente apartado, las cuales se encuentran en algunos sectores del túnel ‘La Paz’, (dentro de las zonas sin mineralización), no presenten esmeraldas, tal vez, por estar relacionadas con otros procesos genéticos de cristalización del fluido hidrotermal posteriores a los involucrados en las venas de tipo antitaxial.

5.4.2.2 Venas del Sector Coscuez (Mina “La Paz”). Al interior del túnel podemos encontrar dos tipos generacionales de venas o pulsos de precipitación del fluido mineralizante, los cuales están representados básicamente por dos orientaciones predominantes de las vetas según direcciones perpendiculares entre sí, una más antigua

asociada con la generación de los depósitos de esmeraldas paralela a la estratificación, caracterizada por vetas más grandes y minerales de relleno de hábito granular y la otra perpendicular a esta, al parecer posterior representada por vetas de menor tamaño y cristales de relleno de hábito fibrosos y de menor tamaño.

Hacia la bocamina, las vetas se presentan paralelas a los planos de estratificación y están compuestas principalmente, por cuarzo y calcita romboédrica, mientras que a medida que nos internamos las venas se hacen más continuas y el material de relleno pasa a ser calcita fibrosa, a veces romboédrica y dolomita, ver figura 18. Algunas de estas vetas paralelas presentan una segunda etapa de apertura rellenas de calcita, el cual puede contener esmeraldas. Las vetas presentes en esta sección del túnel pueden superar los 30 cm. de espesor (figura 29 a y b).



Figura 29 Aspecto en campo de los materiales de relleno de vena, cuarzo y calcita romboédrica (izq. Muestra LME030036) y calcita fibrosa de color rosado (der. Muestra LME030023). Ver también figura 14.

Por las observaciones de campo, la causa de la apertura de estas vetas parece haber sido causada por pequeños plegamientos a escala de afloramiento y a planos de fallas de pequeña envergadura, localmente hablando.

Las venas que cortan la estratificación, presentan un relleno de calcita fibrosa a veces con un color rosado característico, y que generalmente corresponde a venas más pequeñas

(de apenas unos cuantos centímetros), de tipo sintaxial primordialmente o en ocasiones compuesto, siendo el modo mecánico de su desarrollo de tipo “crack – seal – slip. (Figura 30). Estas venillas debieron haber sido originadas por un proceso de fracturamiento producido por el desarrollo de pliegues cerrados a veces volcados en las rocas encajantes.

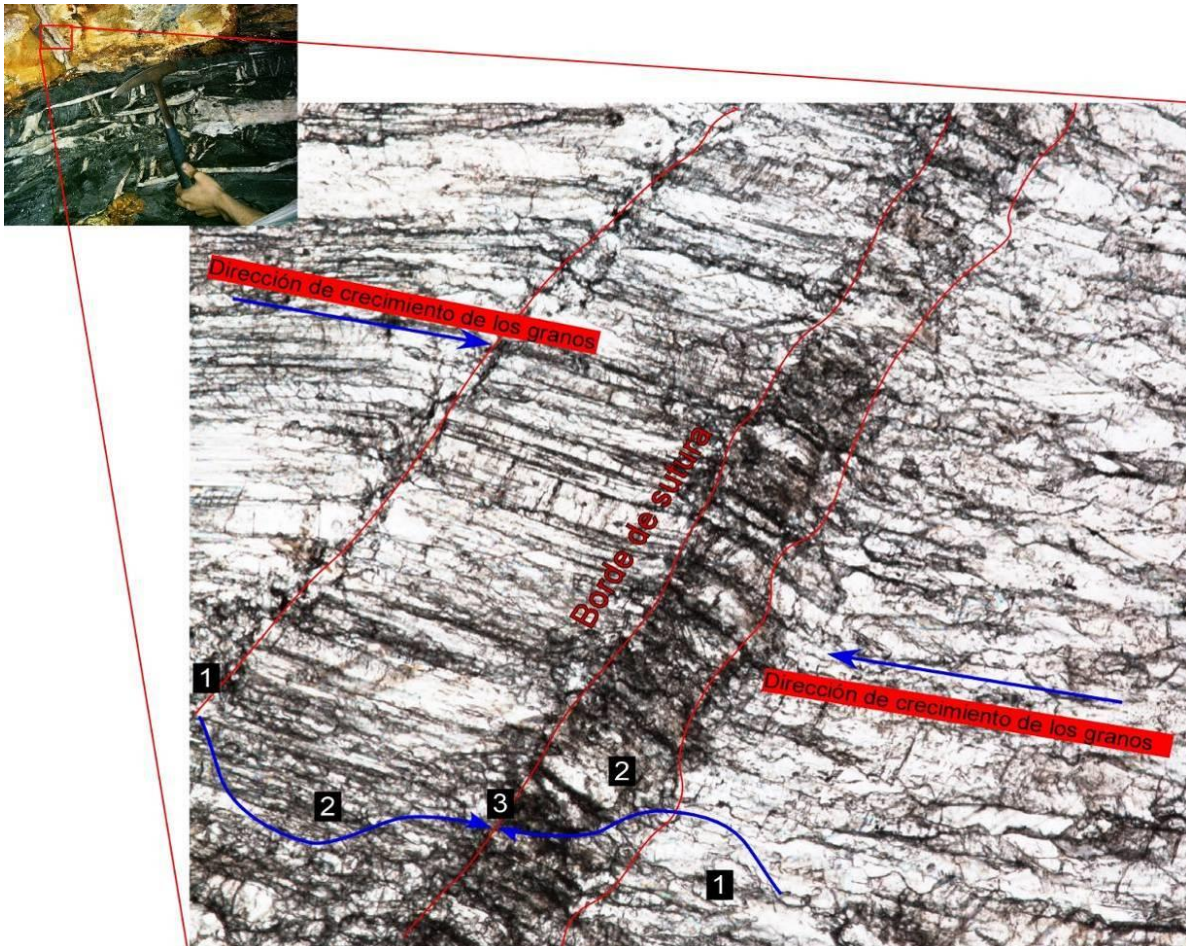


Figura 30 Vena de relleno fibroso de calcita de tipo sintaxial, perpendicular a los planos de estratificación. Muestra LME030-023

También es posible encontrar pirita diseminada en las venas o hacia los bordes de la misma en contacto con la roca encajante y moscovita o calcita de coloración verdosa característica (llamado comúnmente “Verdacho” por los mineros de la zona), la cual se debe según Mojica (2006) a la inclusión de iones de cobre, cromo y vanadio en su estructura cristalina cubriendo las paredes de la veta (Figura 31).

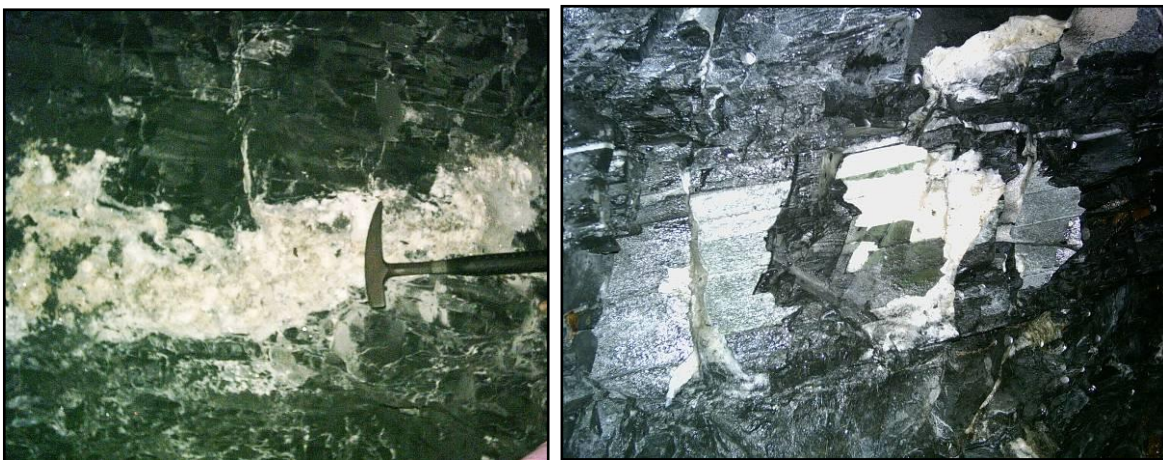


Figura 31 Aspecto en campo de venas de tipo antitaxial con crecimientos de cristales de calcita en contacto con rocas de composición margosa. (Izq.) pirita diseminada hacia los bordes. (Muestra LME030-003) y Vena de calcita con ‘verdacho’ (der.)

De esta manera, podemos ver que las venas dispuestas en forma paralela a la estratificación y que han tenido un desarrollo mecánico de tipo crack – seal permitiendo un crecimiento de los minerales de relleno de tipo antitaxial son las más importantes desde el punto de vista geoeconómico, ya que es en este tipo de venas en las que se da la mineralización de esmeraldas, basándonos también profusamente, en las apreciaciones y conceptos emitidos por los mineros durante el muestreo en la mina, sin olvidar claro está, que se habla de otras zonas mineralizadas hacia el frente del túnel y en la clavada la Hayata.

5.4.2.3 Otras Manifestaciones del Sector Coscuez (Mina “La Paz”). Dentro de estas manifestaciones encontramos las zonas de brechamiento formadas por procesos cinéticos a lo largo de pequeñas zonas de cabalgamientos aisladas y no cartografiables a escala geológica (*brechas tectónicas*) o por inyección de fluidos en lugares como los núcleos de los pliegues, donde la presión de estos es superior a la de la roca encajante.

Este tipo de trampas se presenta como zonas de forma irregulares, con aspecto de bolsa rellenas por fragmentos de aspecto angulosos de roca encajante cementados por fragmentos hidrotermalizados de los minerales que acompañan la paragénesis, generalmente albita y calcita y en ocasiones dolomita, (Ver figura 32).



Figura 32 Aspecto en campo de las zonas de brechamiento al interior del Túnel “La Paz”. (Izq.) muestra LME0300-027 y (der.) muestra LME030-009.

5.5 ESTUDIO PETROGRÁFICO

El estudio petrográfico realizado en el túnel “La Paz”, tiene por objeto establecer las relaciones paragenéticas de las distintas asociaciones minerales presentes en los materiales de relleno de las manifestaciones vetiformes con los fluidos hidrotermales que dieron origen a las ya mencionadas mineralizaciones de esmeraldas. Para tal fin, se analizaron las venas presentes en el túnel ‘La Paz’, objeto fundamental del presente estudio, y se compararon dichas características con las de dos muestras de venas mineralizadas (con esmeraldas); las cuales pertenecen al sector minero del Municipio de Muzo, más concretamente de las minas del complejo ‘Puerto Arturo’ y la mina ‘El Repollal’, mostradas anteriormente en la figura 26.

Una paragénesis mineral es un conjunto de minerales que cristalizan a un mismo tiempo, encontrándose en equilibrio entre ellos y la solución que los originó. La composición de estas soluciones puede evolucionar en el espacio y el tiempo. Espacialmente porque en un momento dado el fluido no presenta una composición homogénea, produciendo un zonamiento espacial y sincrónico del mismo, y temporalmente, porque la composición de los fluidos no es estática, sino que varía desde el principio hasta el fin del fenómeno mineralizante o precipitación mineralógica, por lo que también podrían existir una sucesión de paragénesis diferente en un determinado depósito.

5.5.1 Petrografía de las Venas del Sector Muzo.

Este estudio, comprende la descripción composicional, textural y microestructural de cinco láminas delgadas obtenidas de dos muestras de roca encajante y minerales de relleno con esmeralda del sector de Muzo, provenientes de la mina “El Repollal” y del complejo minero de Muzo, Puerto Arturo.

5.5.1.1 Muestra LME022001. La roca encajante corresponde a una lodolita calcárea ligeramente margosa, compuesta principalmente por cristales anhedrales a subhedrales de cuarzo y albita.

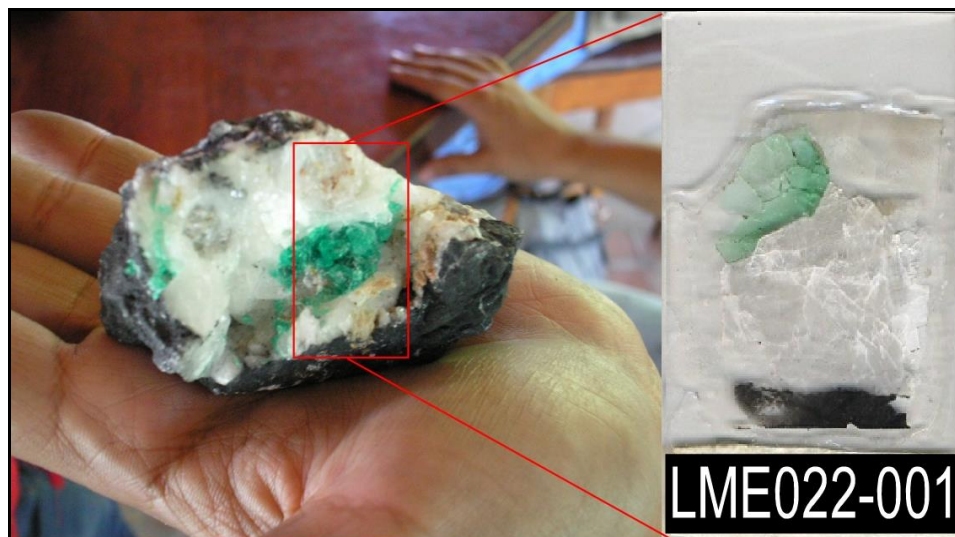


Figura 33 Disposición de la lámina delgada en muestra de mano de la ganga proveniente de Puerto Arturo, Muzo.

Los minerales de relleno hidrotermal en contacto con la roca son principalmente calcita de hábito romboédrico, generalmente de gran tamaño (cristales mayores a 1cm. en muestra de mano), ver figura 34.

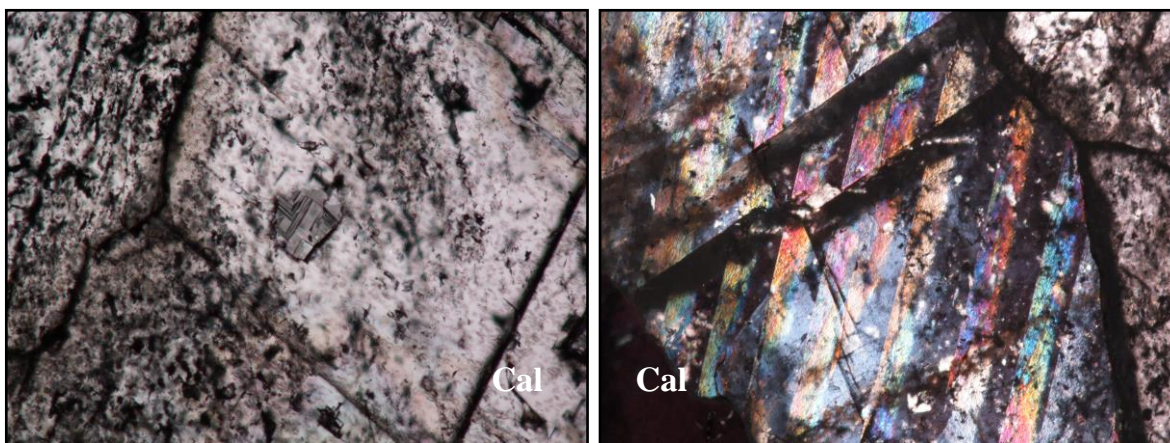


Figura 34 Megacrystales de calcita vistos bajo luz plana no analizada (izq.) y Luz plana analizada con aumento de 5X

El contenido de carbonatos en la muestra está representado principalmente por calcita, la cual es muy abundante; y aunque también aparece dolomita, es difícil diferenciarlas por medios petrográficos, dadas sus similitudes ópticas, basándose esta diferenciación en los análisis de difracción. Estos cristales son idiomórficos.

Los berilos se encuentran altamente fracturados de manera irregular, lo que determina la baja calidad de los cristales como piedra preciosa. En ocasiones las fracturas han sido rellenadas por venillas de calcita. Ver figura 35.

Texturalmente la muestra pueden presentar variaciones laterales y verticales entre sus miembros finales, sin embargo, las texturas principales son de relleno antitaxial, con megacrystales de calcita y berilo en contacto neto hacia el centro de la veta, indicando un tiempo de cristalización simultáneo desde el centro de esta hacia las paredes.

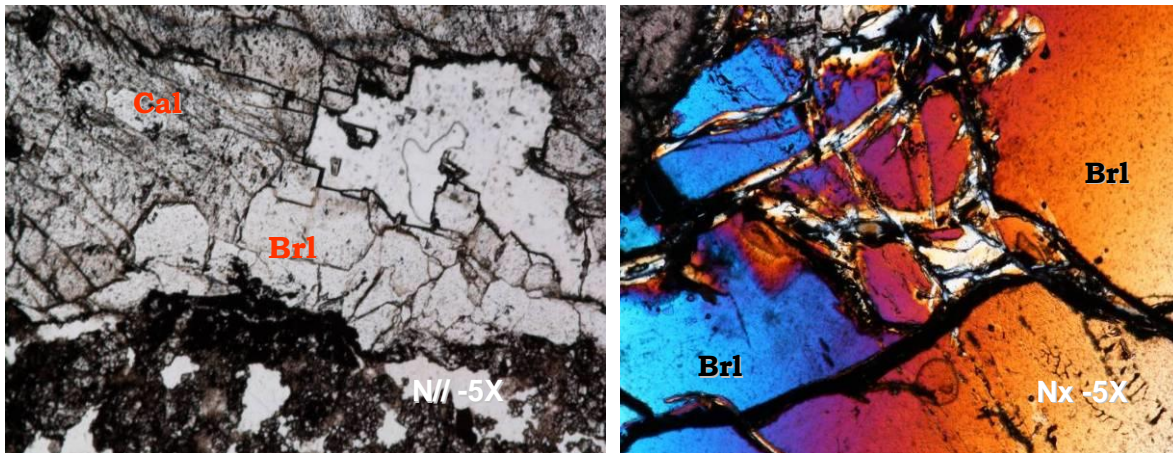


Figura 35 Microfotografías (izq.) de cristales de calcita (Cal) en contacto con cristales de berilo (Brl) en la ganga; y (b) fracturas en cristales de berilo.

Muestra LME064001. El estudio de esta muestra fue efectuado con fines de establecer las relaciones texturales entre los minerales de relleno, con aras de definir las secuencias paragenéticas al momento de cristalización de los fluidos hidrotermales responsables de la mineralización. Para tal fin, fue necesario elaborar dos macroláminas delgadas de un tamaño de 75 mm X 50 mm, (ver figura 36); y de esta manera poder abarcar la mayor cantidad de información posible que pudiese estar contenida dentro de la muestra.

En general la roca encajante es una lodolita calcárea compuesta principalmente por granos de cuarzo de tamaño arena muy fina de forma subhedral a anhedral, y cristales de albita de hábito prismático maclados según ley de la albita. (Ver figura 37).

Los minerales de relleno hidrotermal lo constituyen la calcita (60%), dolomita (20%), el berilo, (15%) y la pirita (5%). Estos presentan de manera general una estructura masiva.

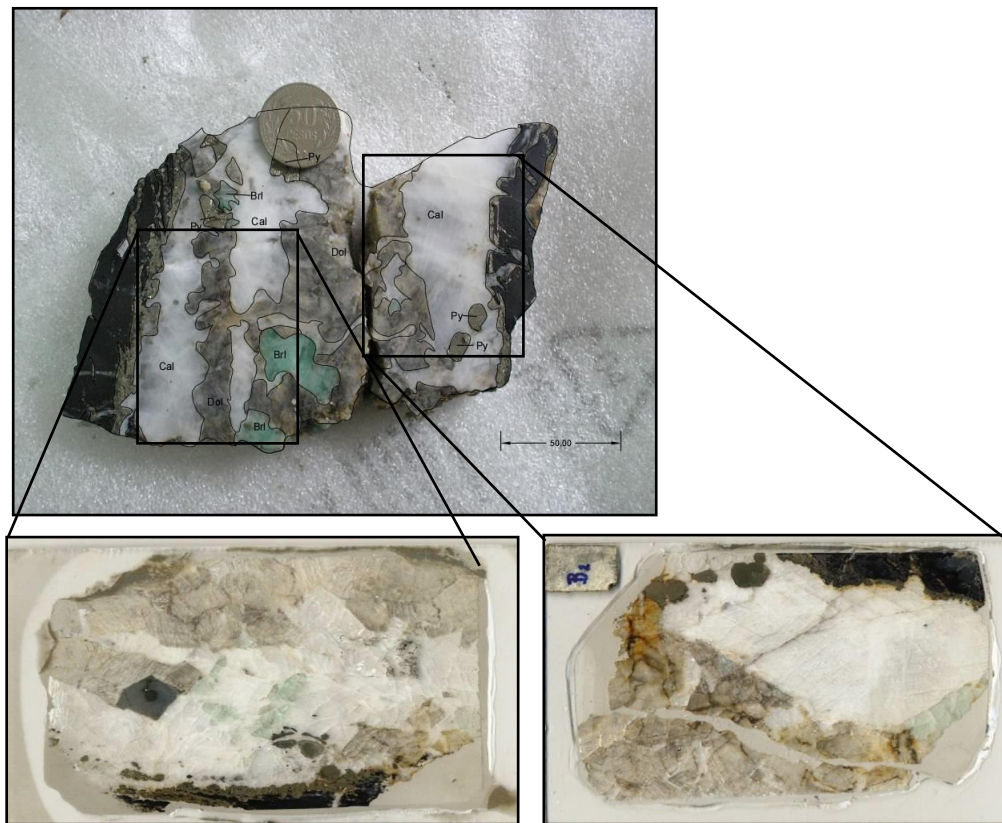


Figura 36 Microfotografías (izq.) de cristales de calcita (Cal) en contacto con cristales de berilo (Brl) en la ganga; y (b) fracturas en cristales de berilo.

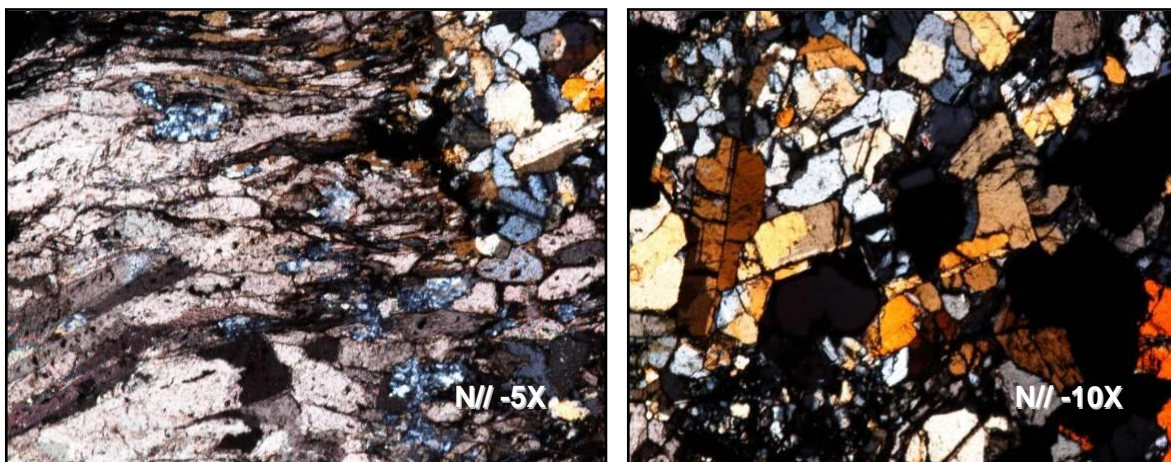


Figura 37 Microfotografía de vena de tipo antitaxial con cristales de calcita en contacto con roca caja formada por lodolita margosa compuesta principalmente de cuarzo y albita.

La calcita y la dolomita se presentan en metacristales de tamaños superiores a 1 cm. El contacto entre los cristales es neto y está bien definido. También se presentan fracturas que cortan la veta de un lado a otro y que corren paralelas a las paredes de esta; en esta misma zona se presentan procesos de desmezcla entre cristales de calcita-dolomita dando lugar a albita de alteración (Ver figura 38). La alteración presente en esta muestra es de carbonatación, típica de sistema hidrotermal y caracterizado por la adición de CO_3 en carbonatos dando lugar a albita y sericita singenéticas.

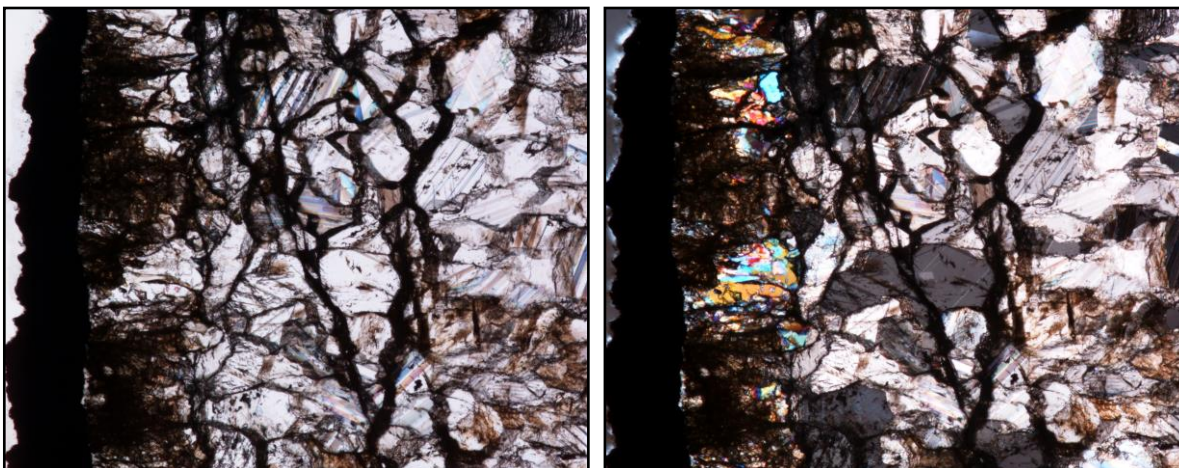


Figura 38 Microfotografía de vena de tipo antitaxial con cristales de calcita en contacto con roca caja y cristales de mica hacia las paredes de la veta.

5.5.2 Petrografía de Venas del Sector Coscuez (Túnel La “Paz”)

5.5.2.1 Muestras LME030- 019 y 019a corresponden a muestras de vena con relleno de metacristales de calcita y dolomita y esporádicamente pirita de tamaños de hasta de 5 mm. Localmente se observa proceso de desmezcla entre cristales de calcita - albita/cuarzo. Los cristales de dolomita/calcita son de color blanco y aspecto terroso, exfoliación perfecta en dos direcciones con maclado polisintético característico. Texturalmente se trata de venas de tipo antitaxial y estructura de relleno masivo, localizadas en los alrededores de la zona productiva, las cuales llamaron la atención por la gran cantidad de inclusiones fluidas que presentan dentro de los cristales de carbonatos y por el gran tamaño de la veta. (ver figura 39).



Figura 39 Microfotografía de cristales de calcita con estructura masiva. Muestra LME030-019.

5.5.2.2 Muestra LME030-023: En general corresponden a muestras de vena con relleno hidrotermal de carbonatos (calcita, dolomita), albita, cuarzo y pirita diseminada hacia los bordes en contacto con la roca encajante. Los cristales son en su mayoría idiomorficos a subidiomorficos, generalmente en agregados masivos. La calcita generalmente se presenta en dos formas, la primera y mas común en cristales de 1–5 mm fuertemente maclados según la diagonal mayor y colores de interferencia característicos del cuarto orden. La segunda especie es la que se presenta en hábitos alargados deformada por la dirección de crecimiento de los cristales en venas de tipo syntaxial. (Ver figura 40).

De esta manera, del análisis textural de los minerales de relleno de las manifestaciones vetiformes combinado con el estudio petrográfico de las muestras anteriormente descritas, podemos reconocer estructuras de crecimiento antitaxiales, con variación en el tamaño de los cristales, desde el centro de la vena hacia las paredes, lo cual indica una diferencia de temperatura marcada entre la roca huésped y el fluido hidrotermal.

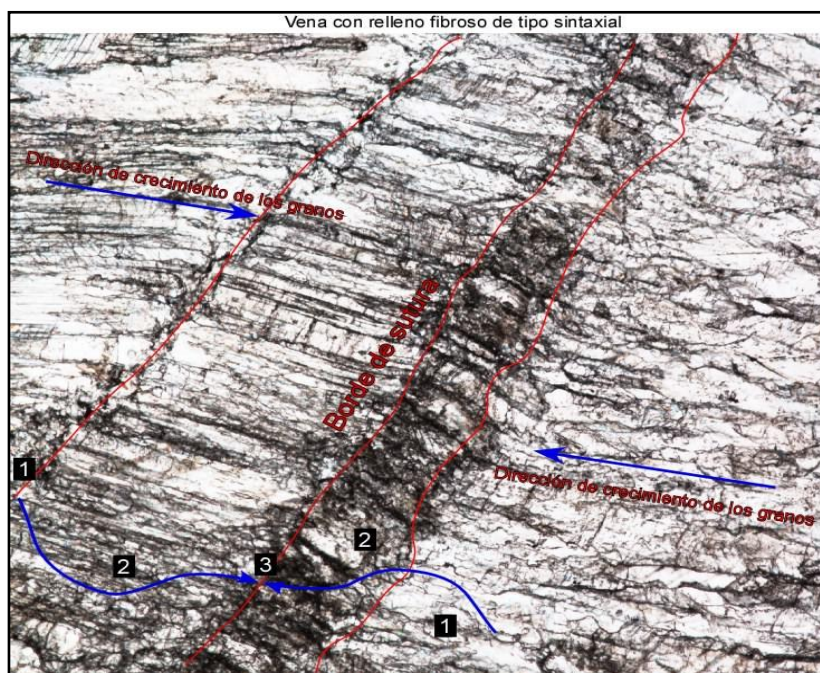


Figura 40 Vena con relleno de calcita fibrosa de tipo syntaxial. Observe el borde de sutura central y la dirección de crecimiento de los cristales desde las paredes de la roca encajante.

En las muestras de vetas analizadas pertenecientes a la *zona Intermedia*, se presentan texturas de crecimiento de los minerales de relleno con simetría hacia las paredes, indicando una fase de apertura y relleno rápido. Por otro lado, las estructuras syntaxiales se presentan mayoritariamente hacia la denominada *zona sin esmeralda*, (muestra LME030023, figura 40), las cuales se relacionan con una fase de apertura y posterior relleno lento hacia los alrededores de la *zona mineralizada*.

En resumen, se han podido diferenciar tres sistemas de venas mineralizadas:

- Las venas del sector de Muzo, presentan calcita romboédrica, berilo, albita y dolomita, aunque en menor cantidad y pirita cúbica diseminada hacia los bordes de la vena en contacto con la roca encajante. Para el caso de la muestra de 'Puerto Arturo' (LME030022), no se presenta albita ni pirita en la muestra.

- Para el caso de las venas del sector Coscuez, se presenta un primer sistema de venas de forma irregular, con espesores que varían a lo largo del rumbo, y se disponen paralelas a la estratificación de las rocas hospedadoras. Estas venas son de varios centímetros y llegan en algunos sectores a superar el metro de espesor en algunos casos. Las venas son de calcita romboédrica común con dolomita y ankerita esporádica, pirita cúbica, albita, y cuarzo hialino. No siempre se encuentra la asociación mineralógica completa. Es en estas venas donde se han encontrado esmeraldas en la mina.

El tercer sistema de venas corresponde a venas de cuarzo lechoso o hialino y calcita fibrosa, albita alterada y con espesores de unos cuantos centímetros. La disposición de estas venas varía de acuerdo al diaclasamiento local, orientándose preferencialmente en direcciones casi perpendiculares entre sí, una paralela a la estratificación y la otra perpendicular a esta.

La tabla 8, nos muestra una comparación de los sistemas paragenéticos encontrados en el presente estudio.

Tabla 8 Tabla comparativa de las paragénesis encontradas en los sectores de Muzo y Coscuez

<i>SECTOR</i>	<i>MUZO</i>	<i>COSCUEZ (Mina La Paz)</i>	
<i>SISTEMA</i>	I.	II.	III.
PARAGÉNESIS	calcita + berilo ± albita ± dolomita ± pirita	calcita ± dolomita ± ankerita + pirita cúbica ± albita ± cuarzo	cuarzo lechoso + cuarzo hialino ± calcita ± albita

De estas secuencias podemos distinguir claramente un tipo de asociación mineral de relleno de venas, fundamental para los sectores de Muzo y Coscuez (mina "La Paz"), representada por la presencia de calcita + berilo ± dolomita ± albita; estos elementos son esenciales en la cristalización de esmeraldas, ya que son el producto directo de la precipitación hidrotermal.

5.6 INCLUSIONES FLUIDAS

En total se analizaron 6 láminas doblemente pulidas de materiales de relleno de venas hidrotermales (Dolomita, Albita, y en mayor cantidad Calcita) del túnel “La Paz”, que cortan la recién introducida Formación Muzo de edad Cretáceo Inferior (Hauteriviano - Barremiano), y cristales de berilo de las muestras de ganga procedentes de Puerto Arturo y El Repollal.

5.6.1 Consideraciones Previas

Las inclusiones fluidas son pequeñas cantidades de fluidos remanentes atrapados en cristales minerales durante el momento de su cristalización o como producto de la introducción de fluidos a lo largo de fracturas y clivajes 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.

Debido a varias evidencias de laboratorio, se supone, que las inclusiones fluidas han conservado las propiedades químicas y físicas de las soluciones originales y se les considera como muestra directa de las fases volátiles.

Hay muchas maneras de clasificar las inclusiones fluidas, entre ellas una 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 42).

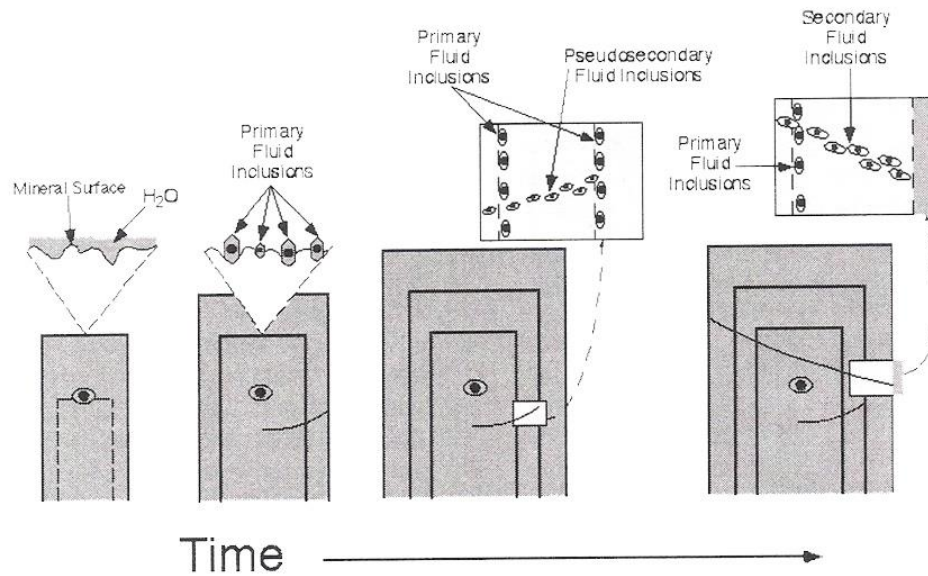


Figura 41 Representación esquemática mostrando la formación de inclusiones primarias, secundarias y pseudosecundarias durante el crecimiento de un cristal. Tomado de Samson, Anderson y Marshall, (2003), y modificado de Serrano (2005).

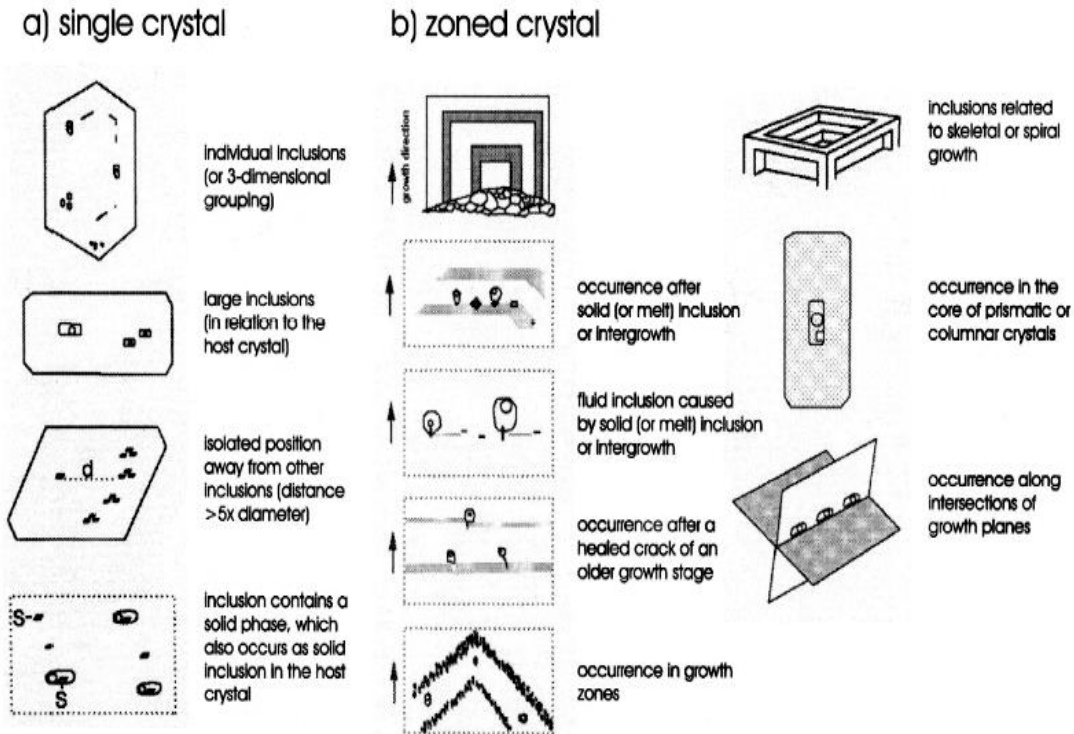


Figura 42 (a) Criterio diagnóstico para clasificar inclusiones fluidas como primarias. (b) Diferentes ocurrencias de inclusiones fluidas primarias relacionadas con zonas de crecimiento. Tomado y modificado de Van de Kerkhof & Hein, (2001, en Serrano, 2005).

– *Primarias*. Son aquellas que quedaron atrapadas durante el crecimiento del mineral y están asociadas con los rasgos de cristalización, tal como las zonas de crecimiento, y también pueden aparecer aisladas a causa de imperfecciones del cristal durante su crecimiento.

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

– *Secundarias*. Son aquellas que se forman posteriormente al crecimiento total del mineral. Estas cortan toda la sección de crecimiento hasta incluso los bordes del cristal y pueden representar infiltraciones en microgrietas por fluidos tardíos no relacionados con los eventos de formación de la mena. Estas inclusiones, a diferencia de las anteriores, se distinguen por su gran abundancia.

– *Pseudosecundarias*. Son aquellas formadas durante las dos etapas anteriormente descritas y se caracterizan por estar alineadas con microfracturas que finalizan contra zonas de crecimiento del cristal 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% p/p de

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.

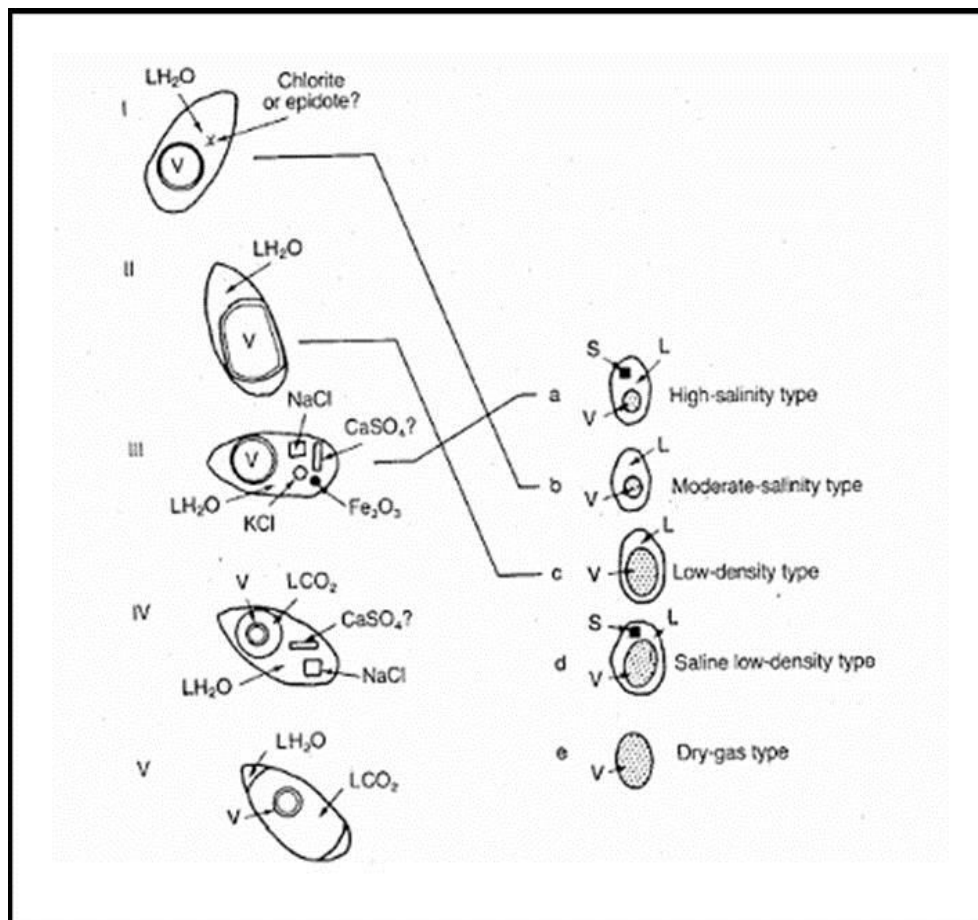


Figura 43 Tipos de inclusiones fluidas según el número de fases presentes a temperatura ambiente L = Líquido. V = Vapor. C= a 20 °C presenta tres fases. S=contiene por lo menos un sólido. G= vidrio mas fluido o fases sólidas. Nash y Theodore, (1971, en Maksaev, 2001).

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, esta es la 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.

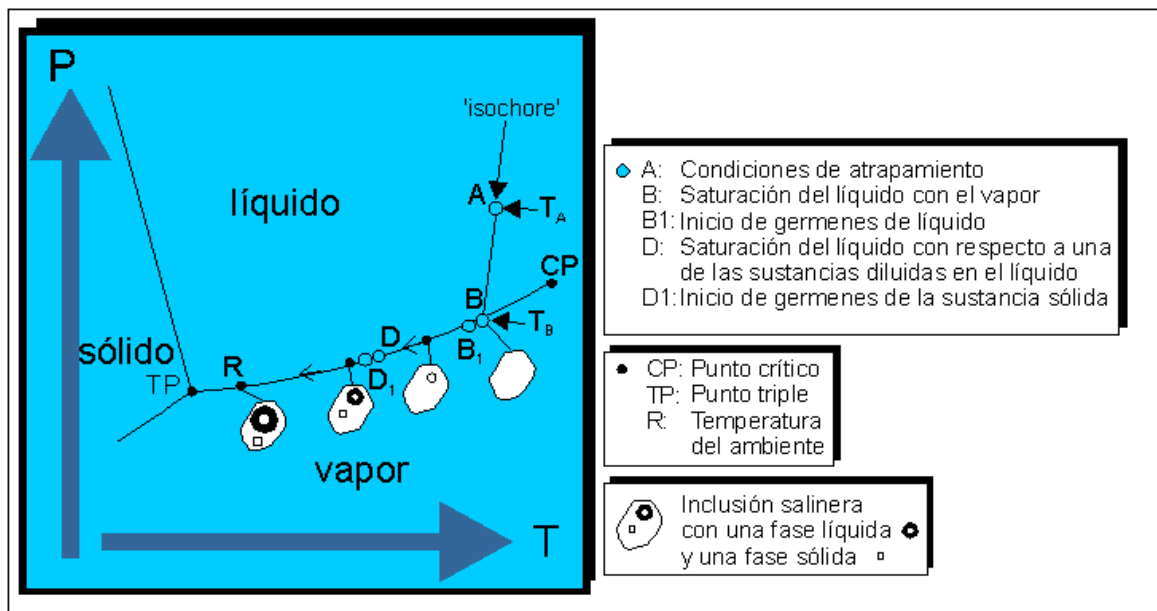


Figura 44 Diagrama de P vs. T de desarrollo de una inclusión fluida salina después de su atrapamiento en un mineral. Tomado de, <http://plata.uda.cl/minas/apuntes/Geologia/profluid/ptext/10001intro>

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. 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 mas 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, SO₄, y otros componentes en menor cantidad. Varios iones individuales pueden ser predominantes aunque los mas abundantes son el Na y Cl. El CO₂ como líquido o gas no es raro y puede ser abundante y el CH₄ esta presente en muchas inclusiones.

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 formo 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 (1984):

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

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

5.6.2 Petrografía De Inclusiones Fluidas.

Debido a que el sistema clásico presentado anteriormente sobre el estudio de inclusiones fluidas contiene ciertas dispersiones en cuanto a los valores de Temperatura de Homogenización (Th), fue necesario, mediante petrografía de detalle discriminar las Familias de Inclusiones Fluidas (FIF).

Las Familias de Inclusiones Fluidas (FIF o FIA: Fluid Inclusion Assemblage, Goldstein y Reynolds, 1994). Consiste en un grupo de inclusiones fluidas estrechamente asociadas petrográficamente, con y sin evidencias de origen común, simultaneidad y mismas condiciones físico-químicas. Las FIF son la asociación de IF más finamente discriminadas desde el punto de vista petrográfico, proporcionando el control más eficaz y directo de los valores medidos que permitan detectar de inmediato variaciones anómalas.

La petrografía de inclusiones realizada se basó únicamente en criterios genéticos, morfológicos y números de fases presentes en las IF a temperatura ambiente. El resultado de este análisis fue la identificación de varias familias de inclusiones para cada lámina, las cuales se explican detalladamente a continuación.

5.6.2.1 Muestra LME030-020. Ésta lámina corresponde a calcita de relleno de vena tomada a 875 m. de la bocamina del túnel, dentro del dominio mineralógico de la Zona Intermedia. La muestra presenta una familia de inclusiones fluidas primarias, predominantemente polifásicas (tipo III), distribuidas al azar con cristales hijos de halita, y una segunda familia de inclusiones fluidas polifásicas con inclusiones sólidas. Los tamaños de ambas varían entre 9.6 y 21.6 μm y las morfologías van desde cuadradas hasta amorfas, las relaciones liquido vapor son de 3/1 y 5/1. (ver figura 45).

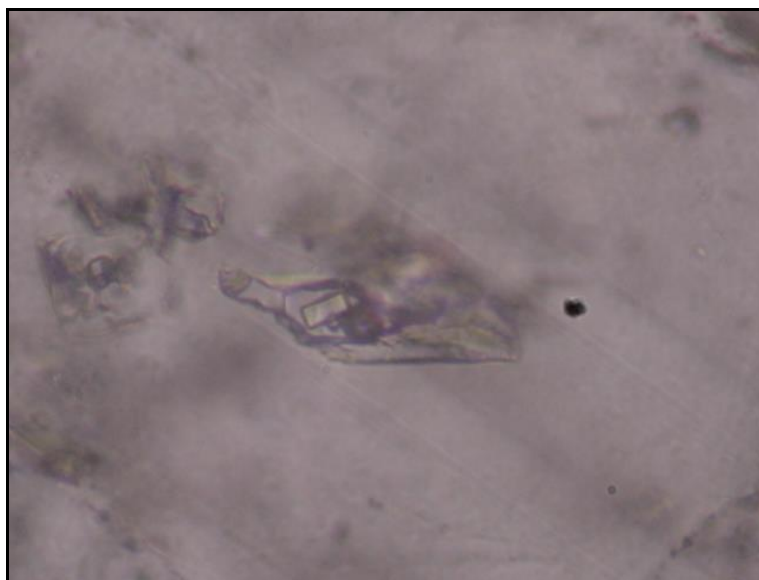


Figura 45 Fotografía de Inclusiones polifásicas con cristales hijos de halita de la muestra LME030-020. Tomada a 40 x.

5.6.2.2 Muestra LME030-029. Ésta muestra corresponde a calcita de relleno de vena tomada a 310 m. de la entrada principal del Túnel 'La Paz' dentro del dominio mineralógico de la *Zona Sin Mineralización*. Esta muestra presentó 3 familias de IF, un par de familias de inclusiones fluidas primarias bifásicas (tipo I), unas distribuidas al azar y otras de ellas aisladas, con burbujas de vapor sin movimiento, con relaciones liquido vapor de 3/1 y 7/1 y tamaños que varían entre 7.2 y 36 μm , principalmente amorfas y alargadas (Figura 46).

La tercera de las familias corresponde a un grupo de inclusiones secundarias bifásicas a manera de estelas cicatrizando fracturas en los cristales con tamaños menores a 20 μm con algo de movimiento en su fase de vapor.

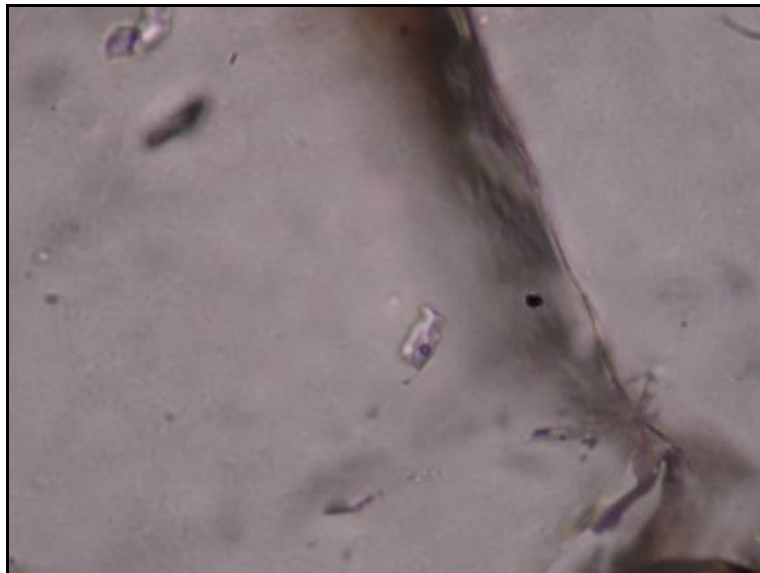


Figura 46 Fotografía de Inclusiones bifásicas de la muestra LME030-029. Tomada con aumento de 40x.

5.6.2.3 Muestra LME030-033. la muestra corresponde a calcita de relleno de vena, tomada a 202 m. de la bocamina del Túnel La Paz ubicada dentro de la *Zona Sin Mineralización*.

En esta muestra se pudo apreciar una familia de inclusiones dominante, caracterizada por ser primarias bifásicas (tipo I) distribuidas al azar, con burbujas de vapor sin movimiento,

con relaciones liquido vapor entre 4/1 y 6/1 y tamaños que varían entre 9.6 y 48 μm , sus morfologías son principalmente amorfas con bordes redondeados, (Figura 47).

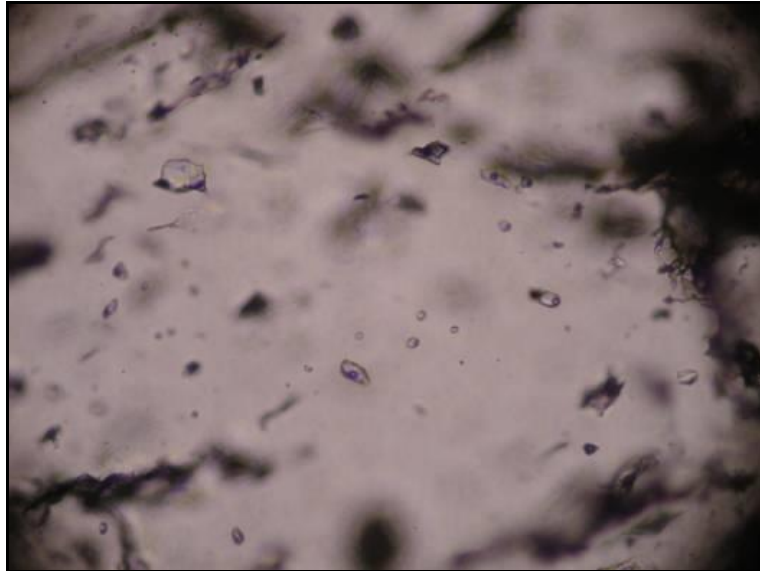


Figura 47 Microfotografía de familia de Inclusiones bifásicas de la muestra LME030-033. Fotografía tomada con aumento de 40 x.

5.6.2.4 Muestra LME030-038. Esta muestra corresponde a calcita de relleno de venas, tomada a 140 m. de la bocamina del túnel. En esta muestra se pudo identificar una familia de inclusiones fluidas primarias bifásicas (tipo I) distribuidas al azar, con burbujas de vapor con algo de movimiento y relaciones liquido vapor de 2/1 y 5/1, con tamaños que varían entre 7.2 y 36 μm , sus morfologías son principalmente amorfas con bordes redondeados, algunas rectangulares (Figura 48).

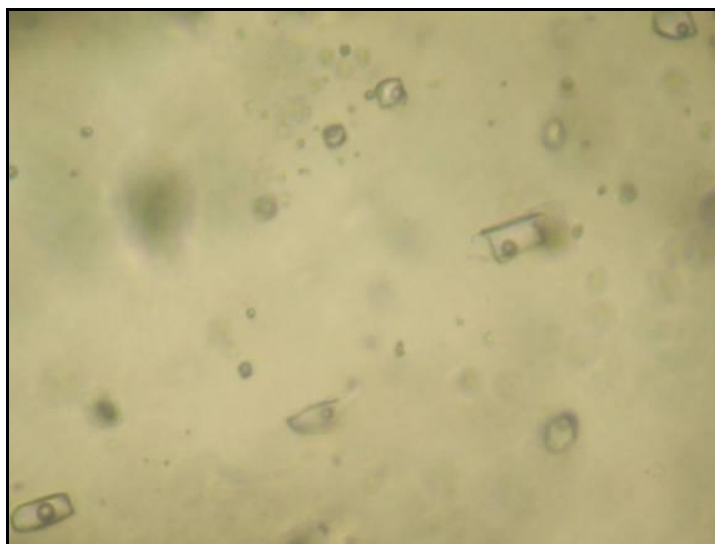


Figura 48 Microfotografía de Inclusiones bifásicas en la muestra LME030-038. Tomada con aumento de 50 x.

5.6.3 Estudio Microtermométrico de las Inclusiones Fluidas

Solo fue posible realizar el análisis microtermométrico a 4 láminas, pues algunas de ellas no cumplieron con los requisitos para ser analizadas en la microtermometría. El estudio realizado, consistió en la toma de datos de temperatura de los cambios de fases de las inclusiones fluidas, durante su enfriamiento y posterior calentamiento. Las temperaturas medidas en este estudio se relacionan en la tabla 9, mostrada a continuación.

Tabla 9 Principales tipos de temperaturas tomadas en ele estudio de microtermometría de IF.

Tpfv	primera fusión detectable del vapor
Tpfl	primera fusión detectable del liquido
Tffhh	temperatura de la fusión final de la hidrohálita
Tffi	temperatura de fusión final del hielo
Tfc	temperatura de fusión del caltrate
Tfh	temperatura de fusión de la halita
Th	temperatura de homogenización total del fluido

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 los fluidos en la mayoría de las inclusiones (inclusiones polifásicas con cristales de halita) que provocan la decrepitación de algunas de las familias de inclusiones medidas, antes de su homogenización o de la fusión de la halita. Teniendo presente esta dificultad a continuación se presentan los resultados de las mediciones obtenidos en la microtermometría de inclusiones fluidas.

5.6.3.1 Muestra LME030-020. En los análisis microtermométricos de la familia de inclusiones primarias polifásicas no se logró determinar la presencia de CO₂ pues no se presentó fusión detectable a los 56.6 °C. La salmuera presenta primeras fusiones detectables entre los -71 °C y los -64°C y fusiones finales del hielo entre los -27 y -24.2 °C. Durante el calentamiento se pudieron determinar algunas temperaturas de fusión final de la halita las cuales varían entre 252 y 292 °C equivalentes a unas salinidades de 34.81% y 37.55 de % NaCl y temperaturas de homogenización de la burbuja entre los 150.8 y 287.8 °C.

Cabe añadir que en el caso de estas inclusiones la homogenización de la burbuja se dio primero que la fusión de la halita.

5.6.3.2 Muestra LME030-029. Las mediciones obtenidas con la microtermometría arrojaron los siguientes datos, la primera fusión detectable de la fase líquida de estas inclusiones varía entre los -56.7 y -47.5 °C las temperaturas de fusión final de la hidrohilita (T_{ffhh}) varían entre -31.2 y -26.5 °C, las temperaturas de fusión final del hielo (T_{ffh}) oscilan entre -25.2 y -17.5 °C y finalmente las temperaturas de homogenización (Th) están entre 90.8 y 194 °C.

5.6.3.3 Muestra LME030-033. Las mediciones microtermométricas de la familia de inclusiones bifásicas mostraron que las inclusiones presentan su primera fusión

detectable entre los -57 y -48 °C que ubica estas inclusiones en el sistema composicional preliminar $\text{H}_2\text{O} + \text{NaCl} + \text{CaCl}_2$, las T_{ffhh} varían entre las -30 y -25 °C, las T_{ffh} están entre los -11 y -6 °C y temperaturas de homogenización entre 177.5 y 244.2 °C.

5.6.3.4 Muestra LME030-038. Las mediciones microtermométricas de esta familia de IF bifásicas muestran los siguientes datos, primeras fusiones detectables de las salmueras muestran temperaturas que varían entre los -55 y los -53.3, temperaturas de fusión final de la hidrohilita entre -30.2 y -25.3 °C, temperaturas de fusión del hielo entre -17.3 y -10.8 °C y temperaturas de homogenización final que varían entre 142.1 y 244 °C.

5.6.4 Condiciones Físico-Químicas de Atrapamiento

A partir de los datos microtermométricos obtenidos, se procesaron únicamente los que presentaron sistemas composicionales más sencillos y datos completos es por eso que en este estudio no se calcularon las isócoras de las inclusiones polifásicas.

Los datos fueron analizados mediante el uso de los programas *AqSo 2 a 3*, *BULK* e *ISOC* del profesor Ronald J. Bakker del Institute of Geological Sciences, de la Universidad de Leoben, Austria (2003). Los programas permitieron determinar las propiedades de las soluciones acuosas, la densidad y el volumen de los componentes de las inclusiones fluidas para elaborar las isócoras de un sistema fluido.

La obtención final de los datos fisicoquímicos termina con la elaboración de un gráfico que muestra la intersección de una isócora con gradientes litostáticos e hidrostáticos como lo muestran las figuras observadas más adelante.

La figura 49, muestra la isócora proyectada del sistema $\text{H}_2\text{O} + \text{NaCl} + \text{CaCl}_2$, de la muestra LME030-029 en color azul oscuro, junto con la línea de gradiente hidrostático en fucsia a la línea de gradiente litostático en amarillo. El punto de intersección de la línea de gradiente hidrostático con la línea de la isócora corresponde al punto de temperatura a presión mínima corregida de atrapamiento, para este caso en particular, 107 °C y 306.58 bares. Mientras que el punto de intersección del gradiente litostático con la isócora

corresponde a la temperatura de atrapamiento a presión máxima corregida, para este caso particular, es de 131 °C a 935.71 bares.

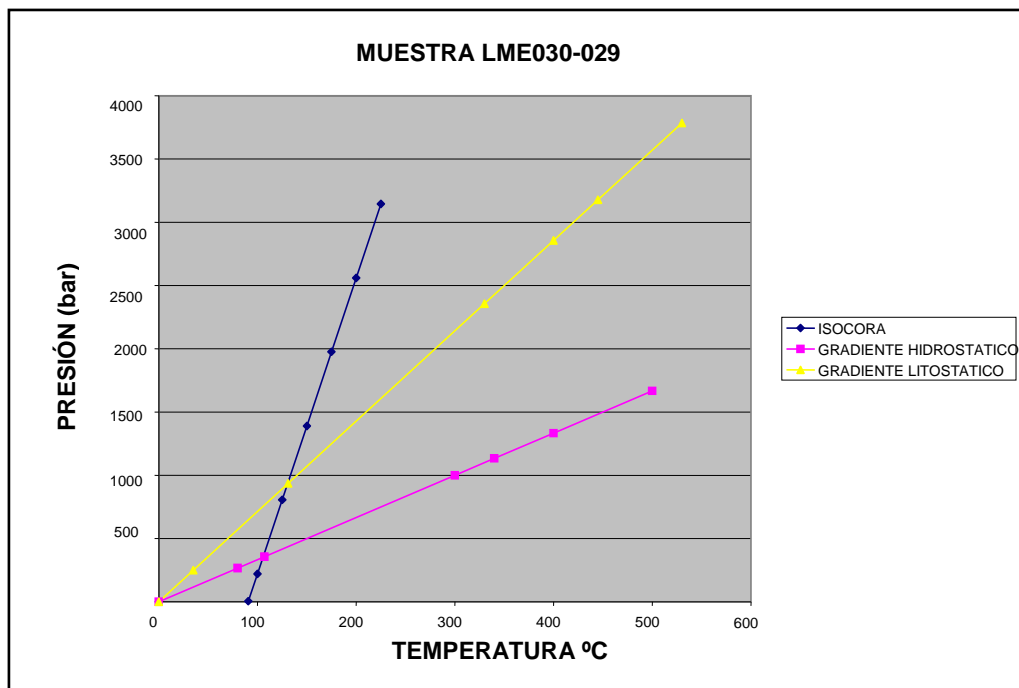


Figura 49 Isócora de la muestra LME030-029, correspondiente a un sistema composicional $\text{H}_2\text{O} + \text{NaCl} + \text{CaCl}_2$.

La figura 50, muestra la isócora proyectada del sistema $\text{H}_2\text{O} + \text{NaCl} + \text{CaCl}_2$, de la muestra LME030-033, utilizando la misma clave de colores de la muestra anterior. El punto de Temperatura a Presión mínima corregida de atrapamiento, para este caso en particular, es de 300 °C y 1.000 bares. Mientras que el punto de intersección del gradiente litostático con la isócora corresponde a la temperatura a presión máxima corregida de atrapamiento, para este caso particular, es de 445 °C a 3.178 bares.

La figura 51, muestra la isócora proyectada del sistema $\text{H}_2\text{O} + \text{NaCl} + \text{CaCl}_2$, de la muestra LME030-038, utilizando la misma clave de colores de la muestra anterior. El punto de Temperatura a Presión mínima corregida de atrapamiento, para este caso en particular, es de 188,7 °C y 628.8 bares. Mientras que el punto de intersección del gradiente litostático con la isócora corresponde a la temperatura a presión máxima corregida de atrapamiento, para este caso particular, es de 240 °C a 1.714 bares.

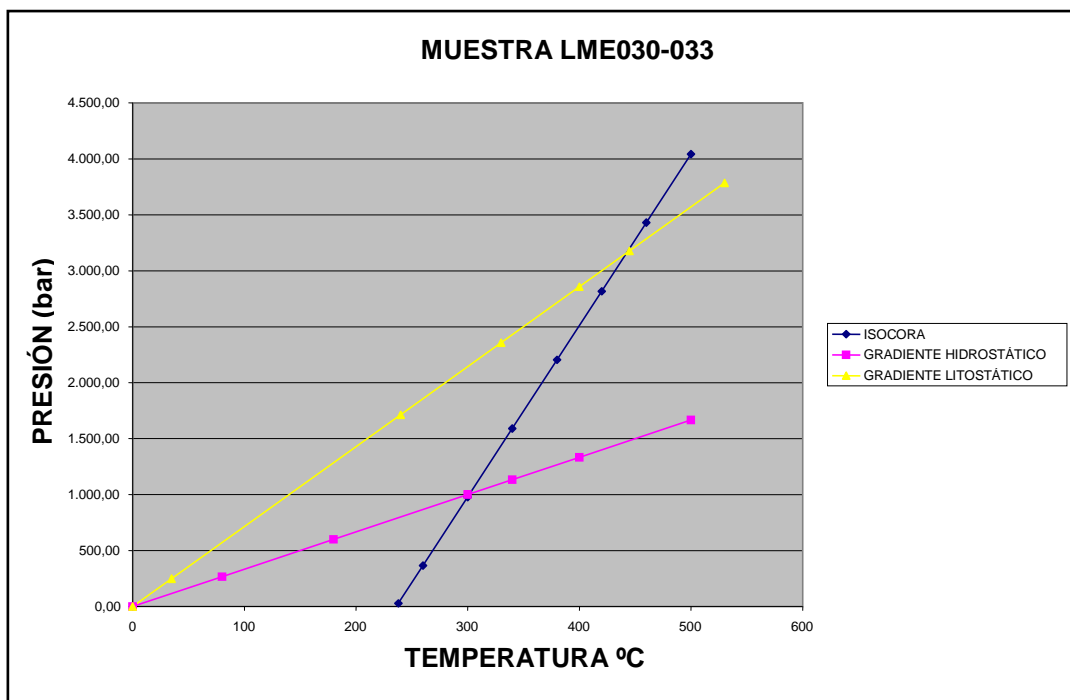


Figura 50 Isócora de la lamina LME030-033 para un sistema composicional H₂O + NaCl + CaCl₂.

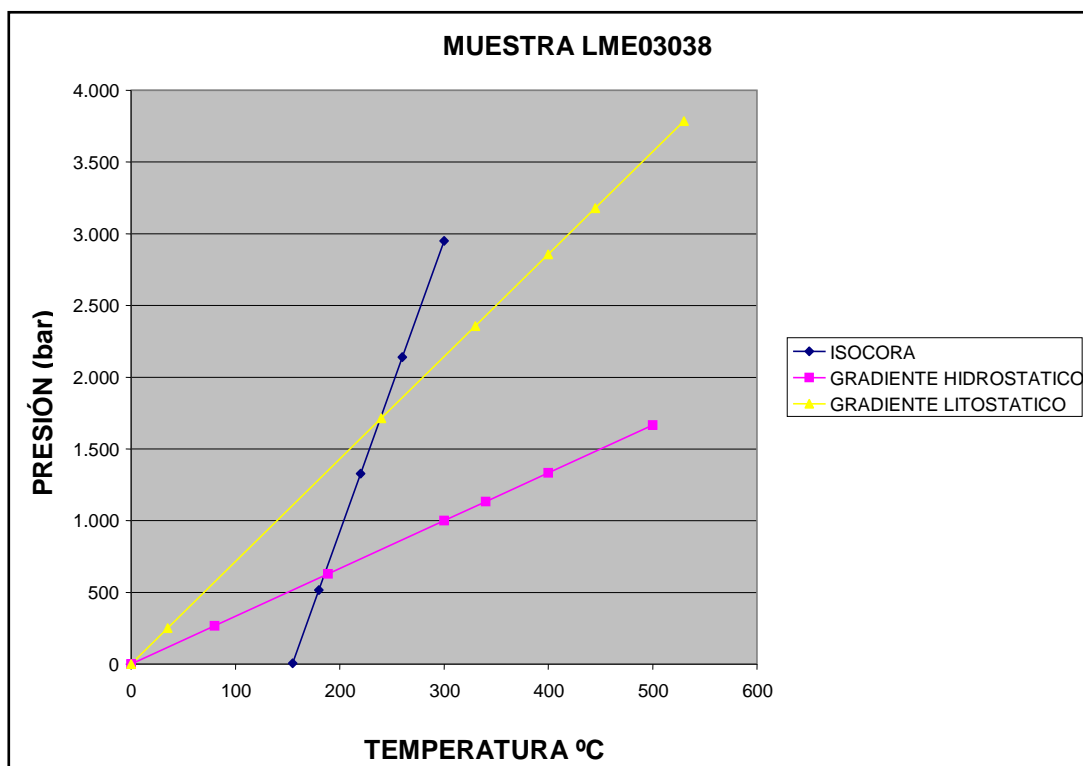


Figura 51 Isócora de la lámina LME030-038. Sistema composicional H₂O+ NaCl+ CaCl₂.

Tabla 10 Cuadro resumen de los datos fisicoquímicos obtenidos mediante microtermometría de inclusiones fluidas en muestras analizadas del túnel “La Paz”.

Datos Fisicoquímicos Túnel La Paz										
Muestra	Tipo	Salinidad (%W NaCl)	Densidad g/cc	Sistema químico	T _{min} (°C)	P _{min} (bar)	T _{min} correg (°C)	P _{min} correg (bar)	T _{máx} correg (°C)	P _{max} correg (bar)
LME030029	primarias	5.619	1.1625	NaCl- CaCl ₂ - H ₂ O	90.8	5.52	107	306.58	131	935.71
LME030033	primarias	11.61	0.9375	NaCl- CaCl ₂ - H ₂ O	238	28.35	300	999.75	445	3178.4
LME030038	primarias	1.012944	1.086504	NaCl- CaCl ₂ - H ₂ O	155	5.19	188.7	628.8	240	1714

A partir del estudio de petrográfico de inclusiones fluidas, se pudieron identificar familias de inclusiones de dos composiciones distintas.

Las primeras, con presencia de H₂O + NaCl en inclusiones polifásicas con halita y a veces con sólidos (muestra LME030-020) y la segunda con presencia de H₂O + NaCl + CaCl en inclusiones bifásicas.

Por su parte, la microtermometría muestra que las de la primera composición tienen temperaturas de homogenización entre 150°C y 300°C con altas salinidades y las de la segunda composición tienen dos grupos unas que tienden a homogenizar entre los 110-170°C y otro entre los 220 – 270°C.

De esta manera, tenemos que los datos fisicoquímicos obtenidos para las muestras del Túnel “La Paz”, muestran que los fluidos acuoso-salinos que rellenaron estas venas comprenden eventos que alcanzaron temperaturas de atrapamiento alrededor de los 300°C, con presiones mínimas de atrapamiento de casi 1000 bares; esto es, entorno a los 4 Km. de profundidad.

5.7 GEOQUÍMICA DE ISOTOPOS ESTABLES

El presente trabajo contó con el estudio de la geoquímica isotópica de las rocas y los materiales de relleno de venas en el túnel “La Paz”, con el propósito de conocer parte de la evolución paleohidrogeológica de distintas zonas con mineralización esmeraldífera; y de las rocas sedimentarias del Cretácico Inferior encajantes de la mineralización.

Principalmente, el material analizado mediante geoquímica de isótopos estables fueron los carbonatos, presentes en las rocas de la Formación Muzo, cortados por el túnel “La Paz”, como minerales de relleno de venas y en su roca caja, así como también fueron analizados cristales de berilo y pirita presentes en las gangas de la mina “el Repollal”. Por tal motivo, a continuación se resumen algunos aspectos importantes relacionados con su formación y la posible precedencia del carbono, el oxígeno y el azufre que forman parte de su composición química. Esto, con el propósito de presentar previamente algunos elementos importantes de discusión, los cuales serán necesarios durante la interpretación de los datos isotópicos obtenidos.

5.7.1 Consideraciones Previas

Los isótopos estables más utilizados son los correspondientes a los elementos químicos H, C, N, O y S, cuyas características principales se resumen en la Tabla 11. Su importancia radica en que son elementos muy abundantes en la corteza terrestre y a que toman parte en numerosos procesos naturales. Las relaciones isotópicas que más se emplean son:

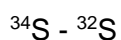
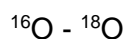
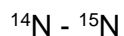
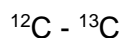
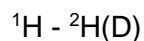


Tabla 11 Características isotópicas fundamentales de los elementos ligeros. No se incluyen los isótopos radiactivos cuyas abundancias relativas, además, son muy pequeñas. (Tomado y modificado de Redondo, 2001).

Símbolo	Número Atómico	Número Másico	Abundancia (%)	Peso Atómico (uma)
H	1	1	99.985	1.007825
D	1	2	0.015	2.01410
¹² C	6	12	98.93	12.00000000
¹³ C	6	13	1.07	13.00335
¹⁴ N	7	14	99.634	14.00307
¹⁵ N	7	15	0.366	15.00011
¹⁶ O	8	16	99.759	15.99491
¹⁷ O	8	17	0.037	16.99914
¹⁸ O	8	18	0.204	17.99916
³² S	16	32	94.93	31.97207
³³ S	16	33	0.76	32.97146
³⁴ S	16	34	4.29	33.96786
³⁶ S	16	36	0.014	35.96709

Estos isótopos poseen algunas características destacables que hacen que su estudio pueda resultar particularmente útil:

- 1.- Tienen bajos pesos atómicos. Se considera que en los elementos con un número atómico (Z) superior a 16, el denominado "fraccionamiento isotópico" es inapreciable.
- 2.- Presentan diferencias de masa relativamente grandes. Por ejemplo, el D (Deuterio) y el 1H (Protio) muestran un 100 % de diferencia de masa. En el elemento más pesado de ellos, el azufre, el isótopo ³⁴S es un 6,25 % más masivo que el ³²S.
- 3.- Corresponden a elementos que son muy abundantes en la naturaleza. Por ejemplo, el oxígeno en la corteza terrestre representa el 47 % de su peso y el 92 % en volumen.
- 4.- Los elementos C, N y S presentan, de modo natural, varios estados de oxidación.

5.- Estos elementos forman enlaces con diversos caracteres, que van desde iónicos a fuertemente covalentes. El fraccionamiento isotópico es mayor entre las fases que tienen más marcados los diversos tipos de enlace (por ejemplo el Mg o el Al prácticamente no sufren fraccionamiento porque siempre presentan enlaces de características similares).

6.- En los cinco elementos citados, la abundancia del isótopo más común (el ligero) es mucho mayor que la del isótopo (o isótopos) más escaso (el pesado). Las excepciones a esta norma (He, B) no pertenecen a los elementos referidos. Esta característica exige que los equipos que analizan las relaciones isotópicas (IRMS) posean una gran precisión analítica.

5.7.1.1 Composición Isotópica. Las composiciones isotópicas se reportan en razón de la diferencia de las relaciones isotópicas en el material analizado respecto a un estándar de calibración específico como se muestra a continuación, (Ver tabla 12).

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

<p>SMOW – (<i>Standard Mean Ocean Water</i>), hace referencia al patrón de la composición isotópica promedio del agua oceánica destilada colectada en diferentes puntos alrededor del planeta.</p>
<p>PDB – (<i>Pee Dee Belemnites</i>), hace referencia a la composición isotópica obtenida del CO₂ generado por la reacción de belemnites (<i>Belemnitella americana</i>) de la <i>Formación Pee Dee</i> (Cretácico de Carolina del Sur, Norteamérica) con ácido ortofosfórico al 100%.</p>
<p>CDT – (<i>Canyon Diablo Troilite</i>), se refiere a la composición isotópica del azufre generado por la fase de la troilita (FeS) que se obtiene a partir de un meteorito de hierro recogido de <i>Meteor Crater</i>, Arizona.</p>

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:

$$\delta^{13}\text{C} = \left[\frac{\left(\frac{^{13}\text{C}}{^{12}\text{C}} \right)_{\text{muestra}} - \left(\frac{^{13}\text{C}}{^{12}\text{C}} \right)_{\text{PDB}}}{\left(\frac{^{13}\text{C}}{^{12}\text{C}} \right)_{\text{PDB}}} \right] \times 10^3 \quad \delta^{18}\text{O} = \left[\frac{\left(\frac{^{18}\text{O}}{^{16}\text{O}} \right)_{\text{muestra}} - \left(\frac{^{18}\text{O}}{^{16}\text{O}} \right)_{\text{PDB}}}{\left(\frac{^{18}\text{O}}{^{16}\text{O}} \right)_{\text{PDB}}} \right] \times 10^3$$

$$\delta^{34}\text{S} = \left[\frac{\left(\frac{^{34}\text{S}}{^{32}\text{S}} \right)_{\text{muestra}} - \left(\frac{^{34}\text{S}}{^{32}\text{S}} \right)_{\text{CDT}}}{\left(\frac{^{34}\text{S}}{^{32}\text{S}} \right)_{\text{CDT}}} \right] \times 10^3$$

De esta manera, valores de δ positivos (mayores que cero), representan un enriquecimiento de la muestra con relación al estándar en δ partes por cada 1000. Un valor negativo, significaría entonces que la muestra está empobrecida. La misma apreciación aplica para las otras especies isotópicas analizadas.

5.7.1.2 Fraccionamiento Isotópico. Como lo menciona López-Vera (1991), los enlaces químicos entre las especies isotópicas más ligeras, son más débiles que los enlaces que incluyen especies isotópicas más pesadas. Por lo que en la naturaleza de las reacciones químicas siempre reaccionan primero las moléculas formadas con especies isotópicas ligeras, en comparación con las que contienen especies isotópicas más pesadas, produciéndose así el *fraccionamiento isotópico*.

El fraccionamiento isotópico depende de las propiedades termodinámicas de las moléculas implicadas y ciertos procesos de carácter fisicoquímico, los cuales se resumen a continuación:

- Propiedades termodinámicas de las moléculas
 - *Interacción con:*
 - *Naturaleza química de los compuestos*
 - *Condiciones físico-químicas del ambiente (redox)*
- Intercambio isotópico por reacción
 - *Cambios en la energía vibracional interna*
 - *Redistribución isotópica*
 - *Temperatura*
- Efecto cinético
 - *Teoría transición - estado*
 - *Velocidad – cinética química*
- Efectos físico-químicos
 - *Translocación isotópica*
 - *Gradientes térmicos*
 - *Cambios de fase o de estado*

Como ya sabemos, en la formación de yacimientos minerales de tipo hidrotermal participan fluidos acuosos que transportan los componentes minerales, razón por la cual, se hace importante estudiar las condiciones paleohidrogeológicas de la formación de dichos yacimientos, obviamente refiriéndonos a aguas profundas y en condiciones geotérmicas (Ohmoto, 1986 en López-vera, 1991).

5.7.1.3 Geología Isotópica Del Oxígeno. Las aguas directamente relacionadas por el ciclo hidrológico, como el vapor atmosférico, las aguas subterráneas, las aguas continentales superficiales, como ríos, lagos, etc., se conocen como aguas meteóricas.

Los océanos constituyen el gran reservorio que recibe las aguas de escorrentía y alienta el ciclo hidrológico. Las aguas connatas, son aguas fósiles atrapadas en los sedimentos y detraídas por un tiempo más o menos prolongado del ciclo hidrológico. La figura 52 nos muestra de forma resumida el contenido isotópico medio, en O-18 y D, del agua en las diversas fases del ciclo hidrológico.

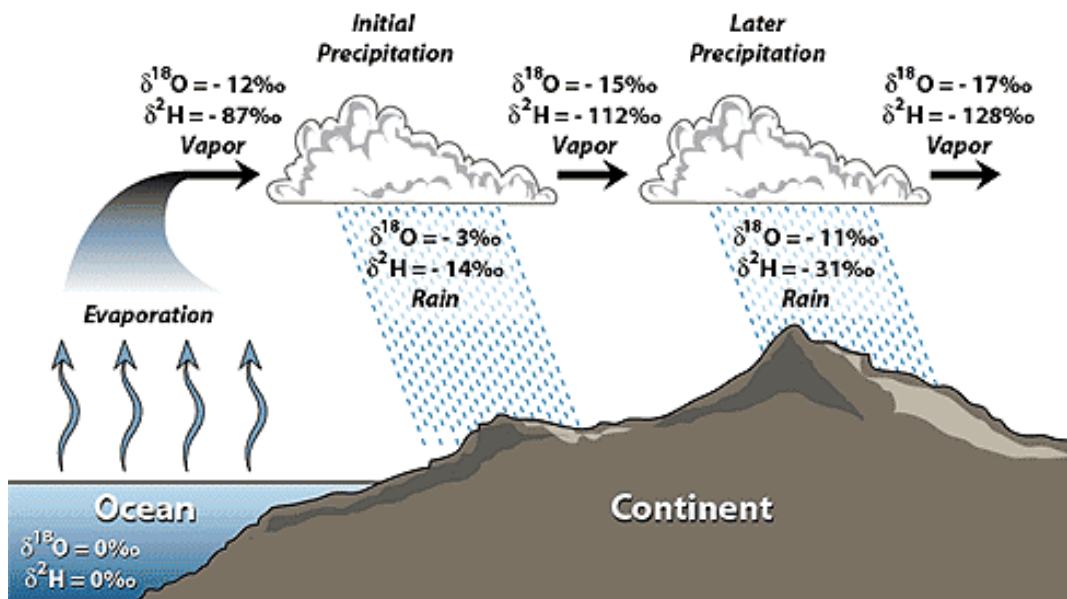


Figura 52 Variación del contenido isotópico durante el ciclo hidrológico. Destilación Rayleigh. Tomado de Recio y Subías, (2002).

Aunque por definición el agua oceánica presenta valores para $\delta^{18}\text{O}$ y D de cero (SMOW), las diversas capas oceánicas presentan valores que desvían de este valor medio en un estrecho margen de 10‰ para el δD y un 1‰ para el $\delta^{18}\text{O}$. Sin embargo, los procesos de evaporación y congelación afectan fuertemente su composición isotópica, empobreciéndose en isótopos ligeros y enriqueciéndose en isótopos pesados. Los dos fenómenos principales que hacen variar el $\delta^{18}\text{O}$ de esta agua son las disoluciones por descargas de aguas dulces y la circulación salina profunda. La homogenización convectiva de la atmósfera sobre el océano, empobrece el contenido isotópico, mostrando valores de -13‰ $\delta^{18}\text{O}$ y -94‰ δD . En su desplazamiento y ascenso las nubes se van empobreciendo aún más progresivamente, llegando a presentar valores de -17.5‰ $\delta^{18}\text{O}$ y -130‰ δD .

De esta manera el contenido isotópico de las aguas de precipitación, constituye el fondo isotópico de las aguas meteóricas y de las derivadas de ellas, superficiales y subterráneas.

En general, los valores de $\delta^{18}\text{O}$ en rocas y minerales son positivos, lo que significa que están enriquecidos en $\delta^{18}\text{O}$ con respecto al SMOW. La mayoría de las rocas silicatadas tienen valores de $\delta^{18}\text{O}$ entre +5 a 15‰. De cualquier manera, la composición isotópica de rocas ígneas sedimentarias y metamórficas presentan variaciones sistemáticas producto del origen de cada roca y reflejan la temperatura del equilibrio isotópico final.

5.7.1.4 Geología Isotópica Del Carbono. La procedencia del carbono presente en los sistemas hidrotermales puede ser identificada isotópicamente hablando. Así, el procedente de calizas marinas presenta un valor de $\delta^{13}\text{C}$ próximo a cero. El carbono de origen profundo como el asociado a carbonatitas o kimberlitas presenta valores de $\delta^{13}\text{C}$ entre -5 y -8‰. Por su parte el carbono orgánico incluido en rocas sedimentarias presenta valores muy negativos, frecuentemente menores de -20‰ en $\delta^{13}\text{C}$. (López-Vera, 1991).

No obstante, se puede dar el caso en que se genere una mezcla de carbonatos procedentes de distintas fuentes, en este caso el valor isotópico será también una mezcla de los valores de $\delta^{13}\text{C}$ para cada especie independiente.

Adicionalmente existen otros factores fisicoquímicos que pueden variar el equilibrio químico entre las diferentes especies carbonatadas en el fluido mineralizador, pues este también depende de la fugacidad del oxígeno, el pH, la temperatura, la fuerza iónica y el contenido total en carbono.

Según Recio y Subías (2002), la utilidad de los isótopos de C como geotermómetros suele ser limitada, como consecuencia del hecho de que es raro que se forme más de una fase portadora de C en equilibrio, especialmente durante los estadios principales de mineralización. Los carbonatos, que son frecuentes como ganga, se forman por lo general con posterioridad a los sulfuros. Además, el fraccionamiento entre los distintos carbonatos no es excesivamente sensible a la temperatura.

Un par que pudiera dar información útil es un carbonato en equilibrio con CO_2 en una inclusión fluida, a condición de que dicha inclusión esté alojada en un mineral no carbonatado, tal como un silicato.

5.7.1.5 Geología Isotópica Del Azufre. Las variaciones en la abundancia natural vienen provocadas por los procesos de fraccionamiento isotópico químicos y biológicos que suceden en el ciclo del azufre. El intercambio isotópico entre el SO_4^{2-} y el HS^- en solución y entre el SO_4^{2-} y el H_2O son procesos extremadamente lentos y, bajo las condiciones de superficie pueden no ser apreciables.

Por otro lado, los procesos bacterianos provocan fraccionamiento isotópico cinético. En general, los sulfatos oceánicos se encuentran enriquecidos en ^{34}S mientras que los sulfuros se muestran empobrecidos en este isótopo.

De esta manera, los minerales evaporíticos que derivan del sulfato oceánico poseen valores de $^{34}\delta$ de +20 ‰. El valor de $^{18}\delta$ del SO_4^{2-} oceánico disuelto es + 9,6 ‰. El sulfato de la lluvia que se genera a partir de la oxidación del $(\text{CH}_3)_2\text{S}$, sulfuro de dimetilo, originado durante la descomposición del plancton, posee unos valores de $^{34}\delta$ de + 5 ‰.

Uno de los problemas generales de los isótopos del azufre es que los valores isotópicos de ciertos compuestos podrían variar exageradamente, aunque tengan el mismo origen. Al igual que con los isótopos de carbono, el contenido isotópico final del azufre depende de las mismas condiciones de temperatura, pH, y fugacidad de oxígeno entre otras.

Las temperaturas obtenidas empleando piritas pueden dar lugar a temperaturas geológicamente no razonables en prácticamente la mitad de los casos, lo cual, tal como se ha comprobado mediante análisis por ablación láser, bien pudiera estar relacionado con la frecuente zonación isotópica observada especialmente en las piritas (Recío y Subías, 2002).

5.7.2 Geoquímica Isotópica Del Túnel “La Paz”.

En el presente estudio de análisis de isótopos estables se analizaron muestras correspondientes a carbonatos (calcita y dolomita), silicatos (cuarzo, albita y berilo) y sulfuros (pirita); presentes tanto en venas como en roca encajante.

En total se seleccionaron nueve muestras correspondientes en su mayoría a carbonatos, pares calcita y dolomita, y algunas asociaciones entre albita y cuarzo, con el fin de utilizar estos valores de $\delta^{13}\text{C} - \delta^{18}\text{O}$ como geotermómetros. La tabla 13 relaciona las muestras seleccionadas y sus respectivos valores de $\delta^{13}\text{C} - \delta^{18}\text{O}$.

Tabla 13 Muestras analizadas en el túnel “La Paz” y sus respectivos valores de $\delta^{13}\text{C} - \delta^{18}\text{O}$ expresados en (‰).

Unidad	Muestra	Material Analizado	Litología	$\delta^{13}\text{C}_{(\text{PDB})}$	$\delta^{18}\text{O}_{(\text{PDB})}$	$\delta^{18}\text{O}_{(\text{SMOW})}$	
FM. MUZO (Túnel “La Paz”)	LME-030-006	Calcita	Vena	-3,33	-11,61	18,94	
	LME-030-006	Dolomita	Vena	-3,31	-11,80	18,74	
	LME-030-013	Dolomita	Vena	-6,95	-12,78	17,74	
	LME-030-013	Calcita	Vena	-6,77	-10,96	19,61	
	LME-030-019	Calcita	Roca T	-3,10	-11,70	18,85	
	LME-030-019	Calcita	Vena	3,40	-12,50	18,04	
	LME-030-023	Calcita	Vena	-5,60	-11,50	19,09	
	LME-030-023	Calcita	Roca T	Insuficiente	—	Rejected	
	LME-030-023	Calcita	RT (M. Org.)	-22,35	—	—	
	LME-030-025	Calcita	Vena	-2,70	-11,80	18,75	
	LME-030-025	Calcita	RT (M. Org.)	Insuficiente	—	Rejected	
	LME-030-025	Calcita	Roca T	-21,84	—	—	
	LME-030-033	Albita	Vena	—	-10,29	20,30	
	LME-030-033	Cuarzo	Vena	—	-10,00	20,60	
	FM. MUZO (Mina “El Repollal”)	LME-064-001	Calcita	Vena	-5,56	-10,35	20,24
		LME-064-001	Dolomita	Vena	-6,92	-9,95	20,96
LME-064-001		Berilo	Vena	—	—	19,9	
LME-064-001		Berilo	Vena	—	—	19,8	
LME-064-001		RT (M. Org.)	RT (M. Org.)	-23,29	—	—	

La figura 53 muestra las poblaciones isotópicas en muestras de carbonatos analizados para el Túnel “La Paz” y los compara con los valores obtenidos para muestras de calcita y dolomita de la muestra de ganga de la Mina el “Repollal”.

Con base en la figura 53, se puede establecer que los carbonatos analizados isotópicamente pertenecientes al dominio mineralógico intermedio entre la zona con esmeralda y la zona sin mineralización, presentan un marcado equilibrio isotópico, evidenciado por valores de $\delta^{13}\text{C}_{(\text{PDB})}$ y $\delta^{18}\text{O}_{(\text{SMOW})}$ relativamente similares.

Caso contrario sucede con las muestras de dolomita de la ganga mineralizada y de la muestra LME030-013, las cuales presentan valores muy bajos de $\delta^{13}\text{C}$.

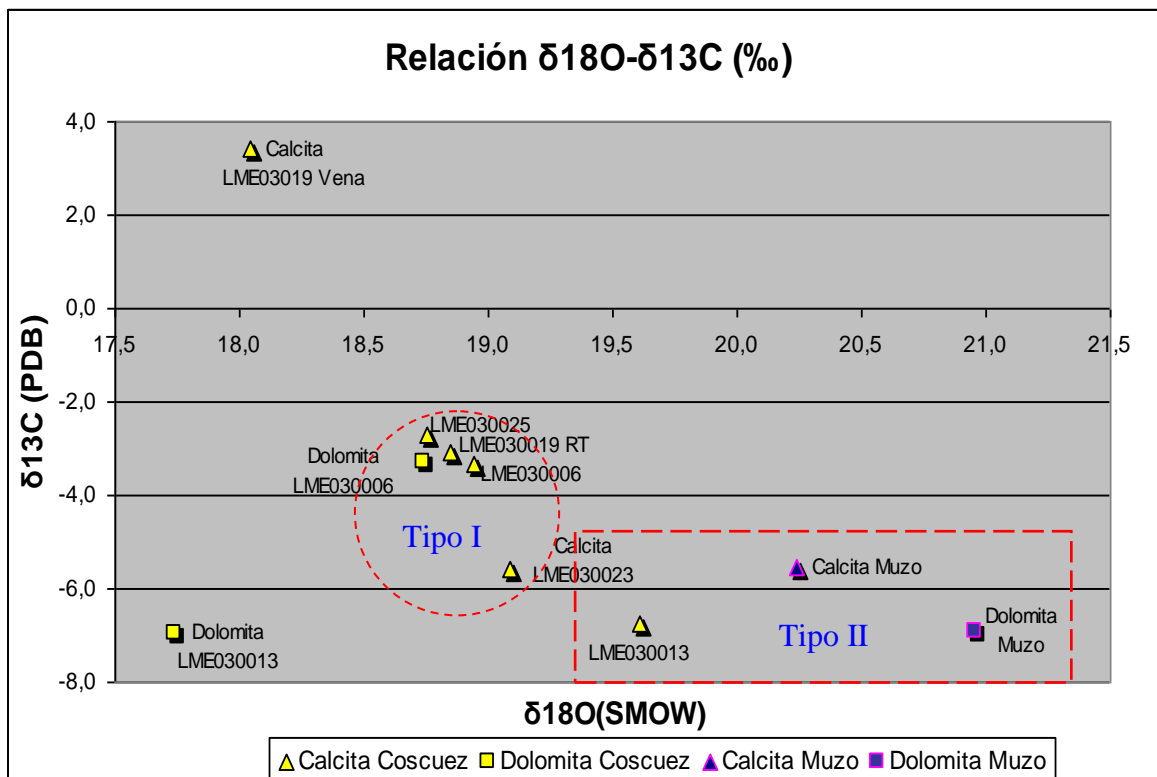


Figura 53 Relación isotópica de $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ y $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ en carbonatos del túnel “La Paz”.

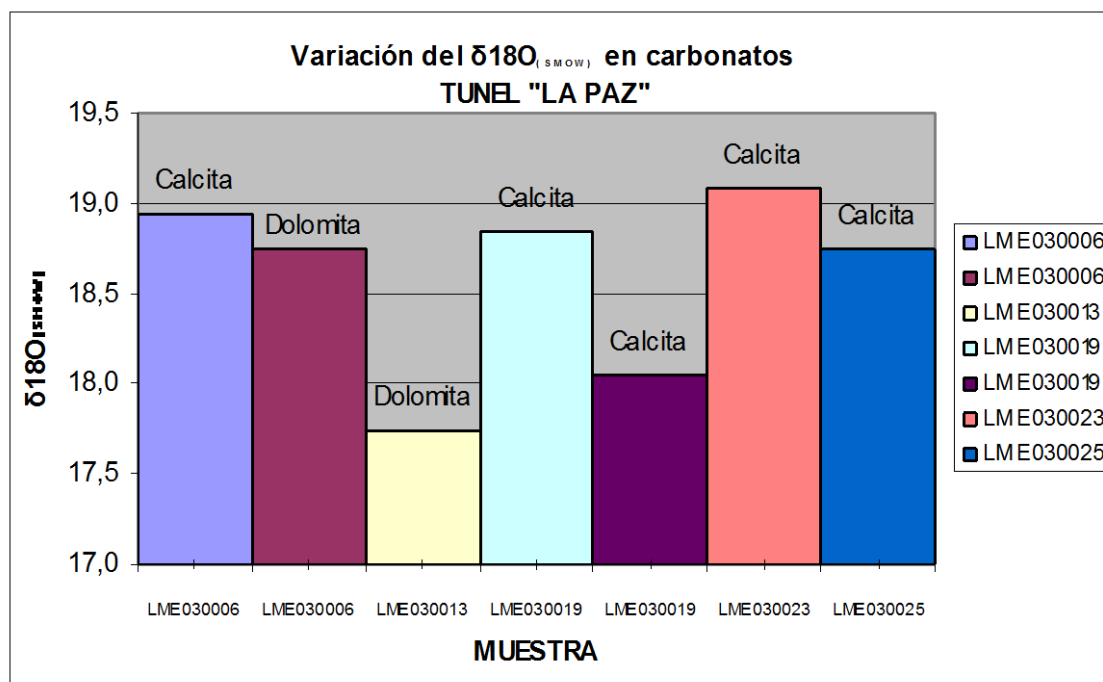


Figura 54 Variación del contenido $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ en de carbonatos de relleno de venas del túnel "La Paz".

De esta manera vemos que las muestras de carbonatos analizadas para el túnel "La Paz" presentan valores altos de $\delta^{18}\text{O}$ (los cuales están entre +17 a +20‰ relativos al SMOW), sugiriendo un origen marino para estos carbonatos y un posterior reequilibrio isotópico del fluido mineralizador con las limolitas encajantes y muy probablemente aguas meteóricas.

De la misma forma, los valores de $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ muestran valores relativamente ligeros de $\delta^{13}\text{C}$ (variando en un intervalo de $-7 < \delta^{13}\text{C} < -5$), exceptuando la muestra de calcita de relleno de vena perteneciente a la muestra LME030-019, la cual se encuentra enriquecida en $\delta^{13}\text{C}$, con un valor de +3.40‰. Esta anomalía puede ser de relativa importancia si tenemos en cuenta que la muestra en mención se encuentra ubicada en el dominio mineralógico intermedio, en cercanías de la zona mineralizada, como se hablo en el apartado de zonación mineralógica.

Los valores de $\delta^{13}\text{C}$ más ligeros pueden proceder de reacciones de reducción de sulfatos, las cuales liberan CO_2 y posteriormente precipita como CaCO_3 , o bien de la termorreducción de la Materia orgánica contenida en la roca.

5.7.3 Geotermometría Isotópica del Túnel “La Paz”

Dado que la temperatura es el principal factor que condiciona el fraccionamiento isotópico de un sistema cerrado, el enriquecimiento o empobrecimiento en $\delta^{18}\text{O}$ de una muestra con nos puede dar una idea de las temperaturas máximas a las cuales el sistema alcanzó el equilibrio. En este orden de ideas, la figura 55 nos muestra los valores de fraccionamiento alcanzados por muestras de carbonatos del túnel “La Paz” en un intervalo de temperaturas simulado para un ambiente de formación de características hidrotermales, es decir entre 100 y 400 °C.

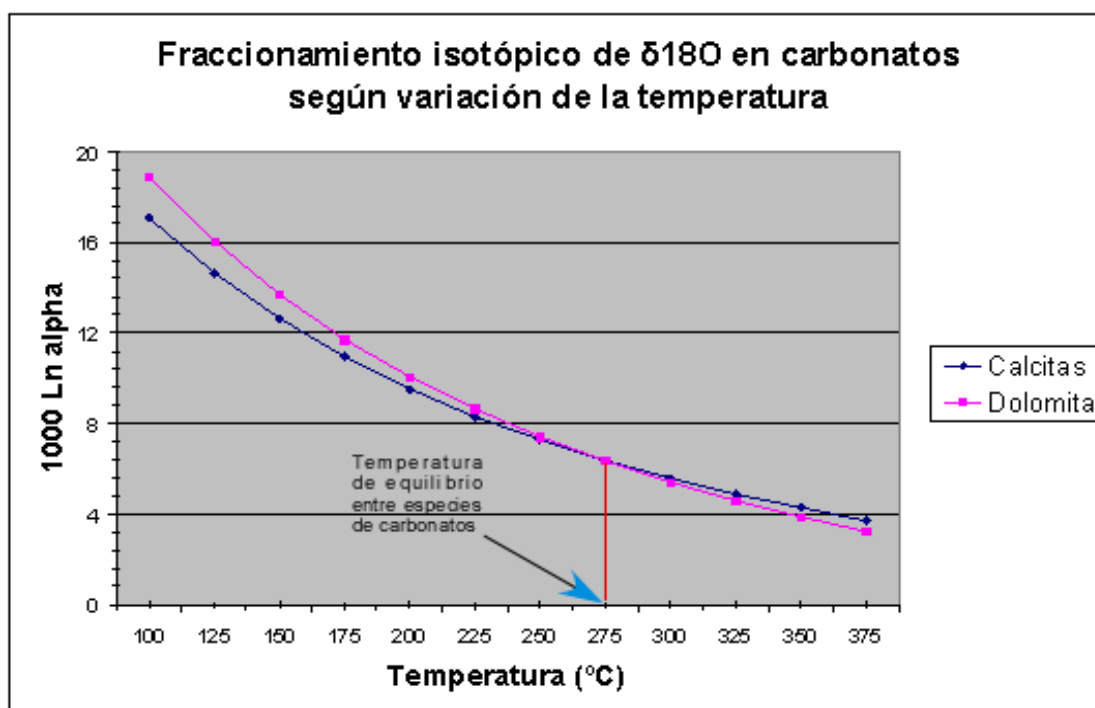


Figura 55 Fraccionamiento isotópico del $\delta^{18}\text{O}$ en carbonatos según variación de la temperatura. Nótese la temperatura de equilibrio entre las dos especies de carbonatos analizadas.

También es posible, de una manera más exacta, realizar el cálculo de paleotemperaturas a partir de sistemas minerales en equilibrio isotópico, desde el punto de vista del comportamiento fisicoquímico que presentan con el medio y entre ellos mismos.

En el presente trabajo, se empleó, con resultados significativamente confiables, el sistema de pares geotermométricos *cuarzo – calcita*. No obstante, a pesar de contar con varios datos adicionales de fraccionamiento isotópico obtenidos en minerales de berilo, cuarzo albita y dolomitas, no fue posible obtener resultados geológicamente confiables, ya que, las temperaturas calculadas empleando sistemas como *cuarzo – albita*, *cuarzo – dolomita*, *albita – calcita*, y *calcita – dolomita* se encontraban fuera de rango indicando que el sistema estaba en desequilibrio isotópico.

El análisis del sistema *cuarzo - calcita* se efectuó en minerales de relleno de venas alrededor de las zonas mineralizadas involucrando las muestras LME030–033, LME030–025, LME030–023, LME030–013 y LME030–006. Además permitió estimar intervalos de temperaturas de cristalización absolutas para los minerales de relleno de venas ubicados, siguiendo las ecuaciones para el fraccionamiento isotópico propuestas por Clayton & Keifferr, (1991) (ecuación 4):

$$1000\ln\alpha_{Qz-Calcita} = -0.0035(10^{18}T^{-6}) + 0.050(10^{12}T^{-4}) + 0.335(10^6T^{-2}) \quad (4)$$

De esta manera se obtuvieron los valores de temperatura mostrados en las graficas 56, 57 y 58, mostradas a continuación:

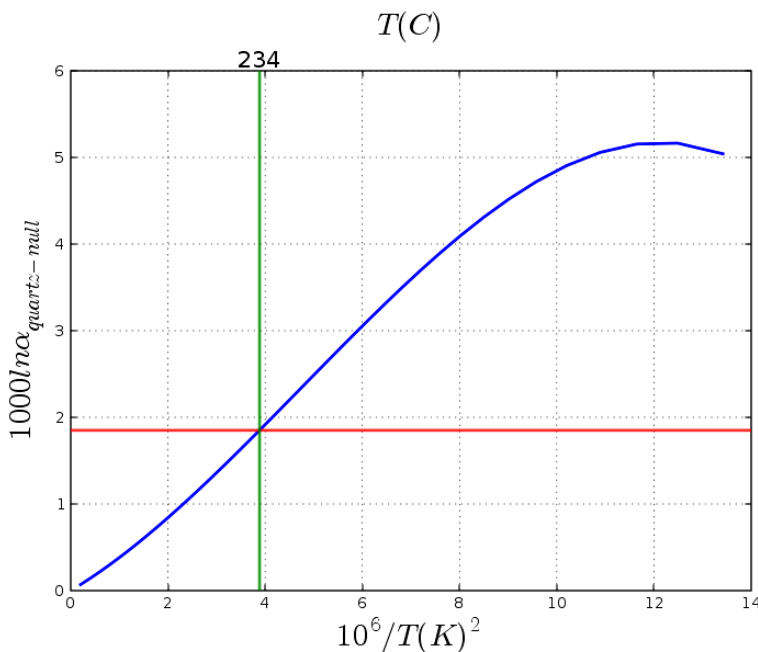


Figura 56 Temperatura de equilibrio isotópico del sistema Cuarzo (LME030-033) – Calcita (LME030-025), según Clayton & Keifferr (1991).

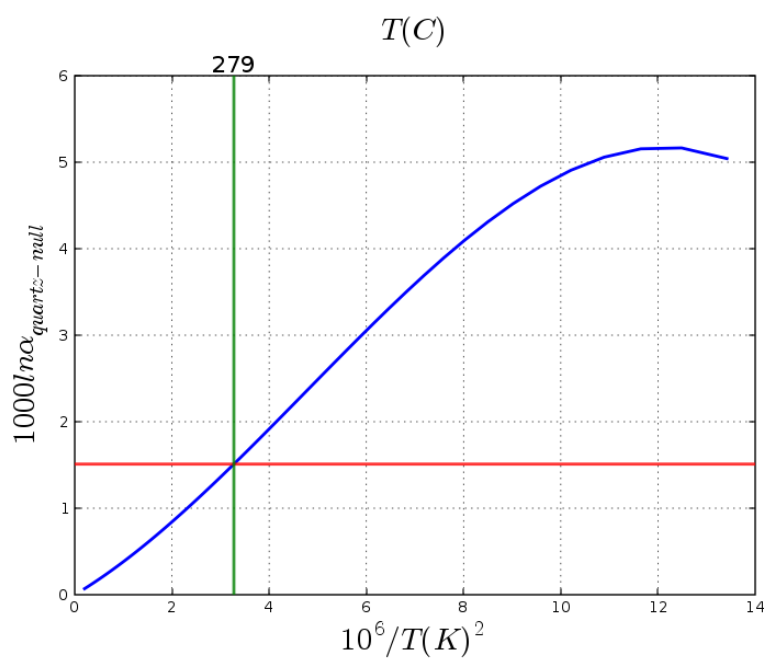


Figura 57 Temperatura de equilibrio isotópico del sistema Cuarzo (LME030-033) – Calcita (LME030-023), según Clayton & Keiffer (1991).

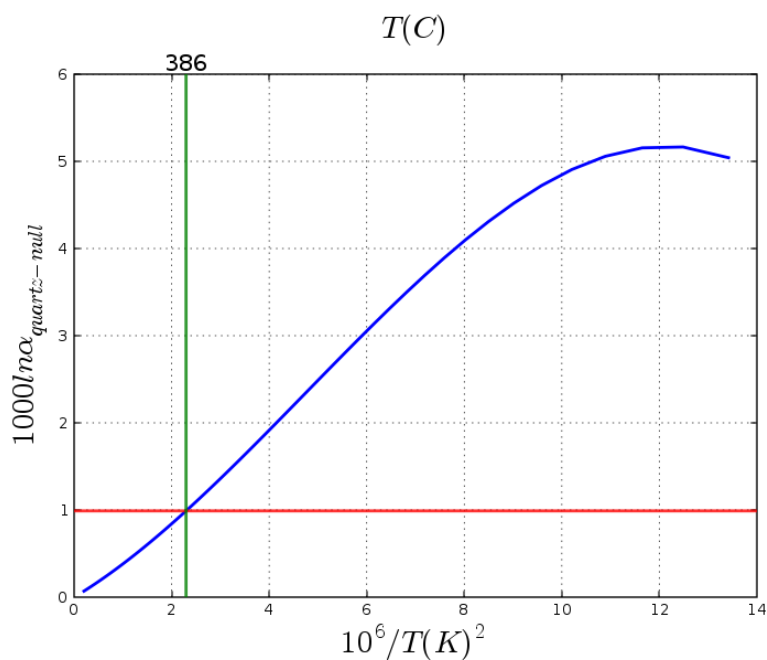


Figura 58 Temperatura de equilibrio isotópico del sistema Cuarzo (LME030-033) – Calcita (LME030-013), según Clayton & Keiffer (1991).

De acuerdo con Sharp & Kirscher (1994), se tiene que la temperatura de equilibrio isotópico está dada por la ecuación 5:

$$1000 \ln \alpha_{\text{Qz}-\text{Calcita}} = 0.870 (10^6 T^{-2}) \quad (5)$$

Así se obtienen valores de paleotemperaturas similares a los mostrados anteriormente y que aparecen a continuación en las gráficas 59, 60 y 61:

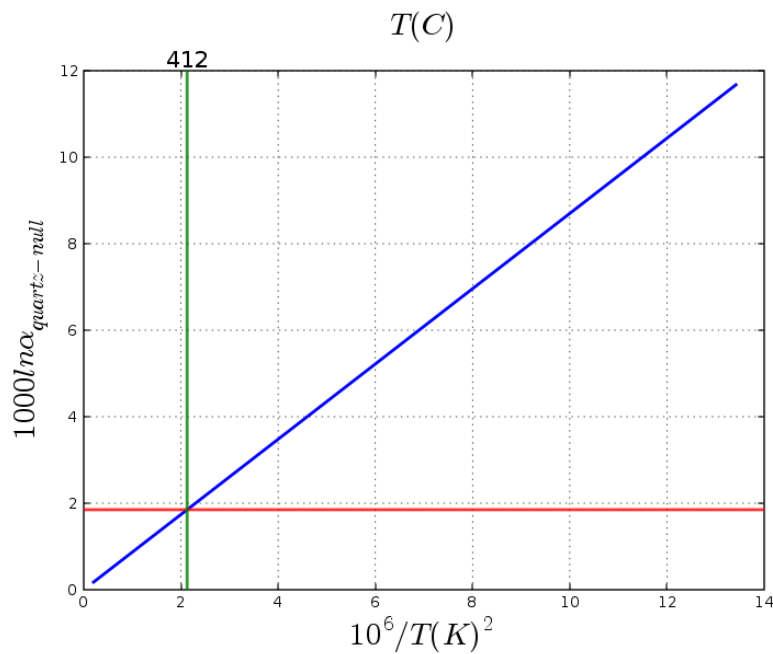


Figura 59 Temperatura de equilibrio isotópico del sistema *Cuarzo* (LME030-033) – *Calcita* (LME030-025), según Sharp & Kirscher (1994).

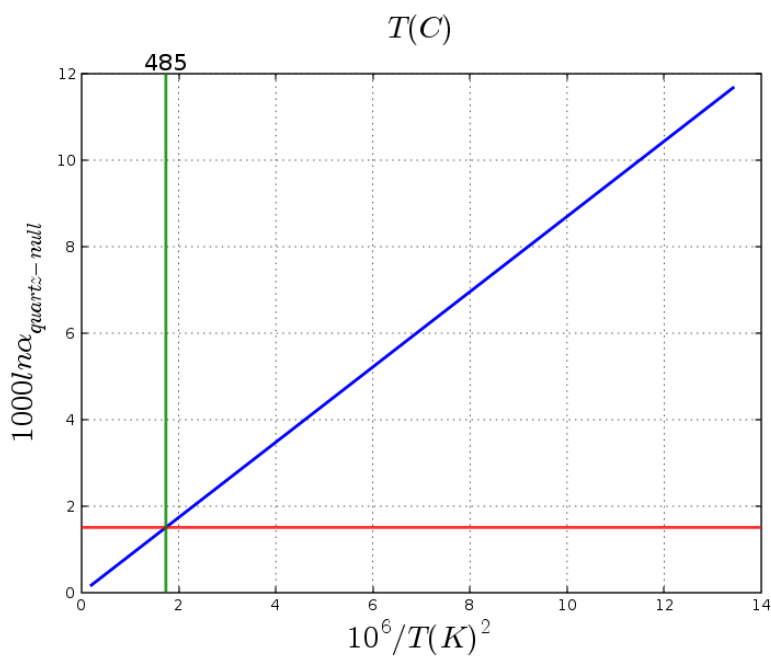


Figura 60 Temperatura de equilibrio isotópico del sistema *Cuarzo* (LME030-033) – *Calcita* (LME030-023), según Sharp & Kirscher (1994).

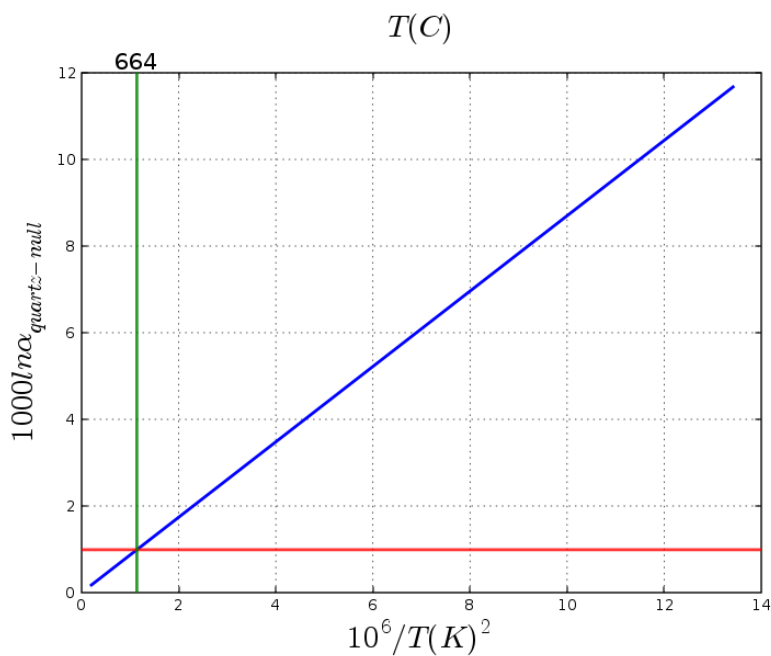


Figura 61 Temperatura de equilibrio isotópico del sistema *Cuarzo* (LME030-033) – *Calcita* (LME030-013), según Sharp & Kirscher (1994).

Y por último de acuerdo con Zheng, (1999), la temperatura de equilibrio isotópico del sistema se puede obtener con base en la ecuación 6 mostrada a continuación:

$$1000\text{Ln}\alpha_{Qz-Calcita} = 0.470(10^6 T^{-2}) - 0.10(10^3 T) \quad (6)$$

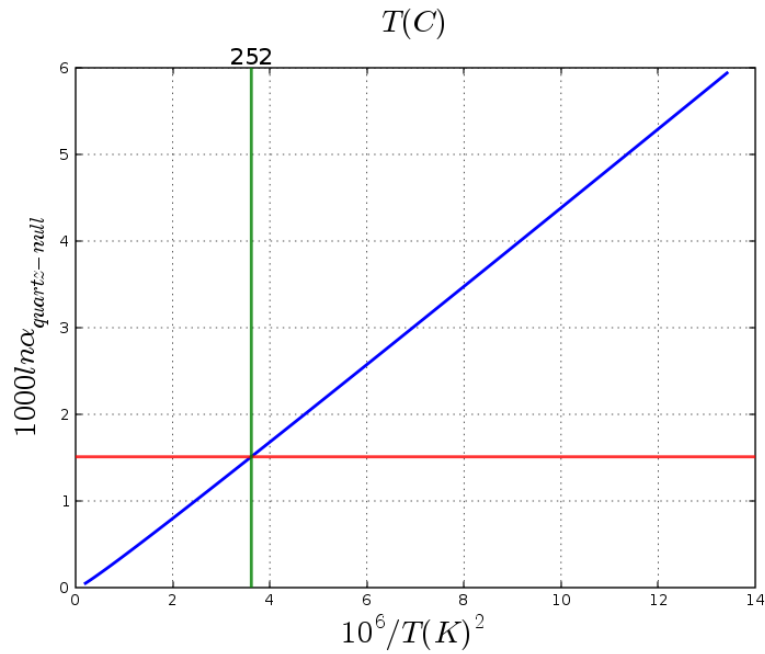


Figura 62 Temperatura de equilibrio isotópico del sistema cuarzo (LME030-033) – *calcita* (LME030-013), según Zheng, (1999).

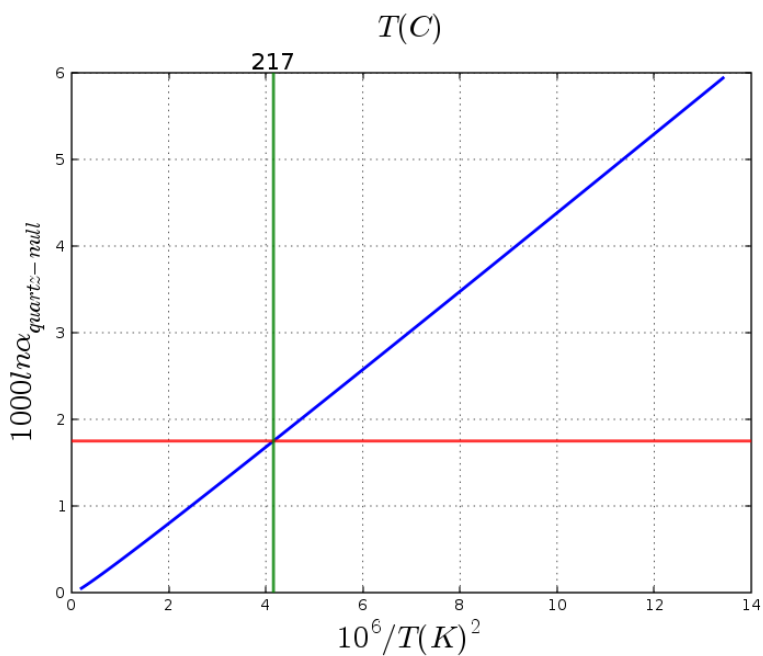


Figura 63 Temperatura de equilibrio isotópico del sistema *cuarzo* (LME030-033) – *calcita* (LME030-019), según Zheng, (1999).

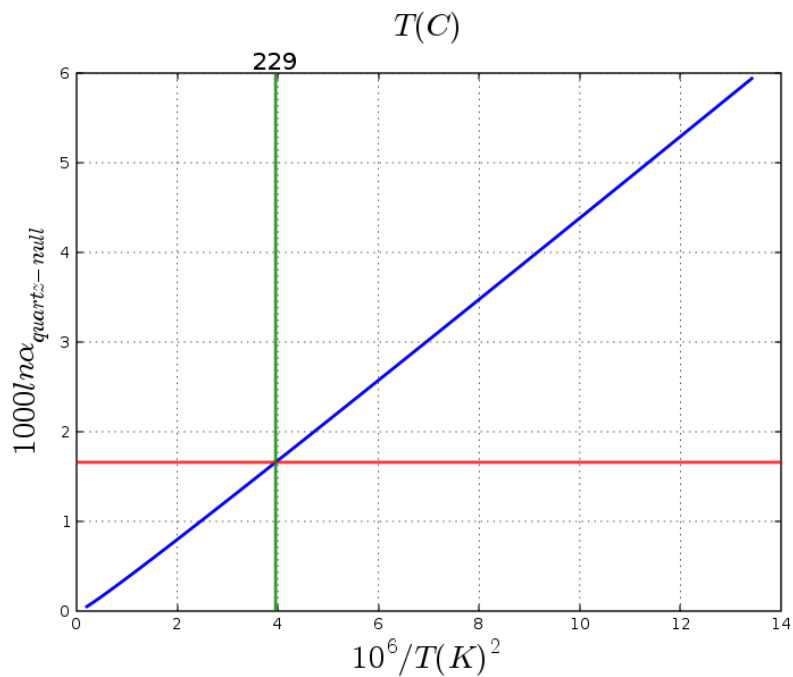


Figura 64 Temperatura de equilibrio isotópico del sistema *cuarzo* (LME030-033) – *calcita* (LME030-006), según Zheng, (1999).

En resumen, los resultados obtenidos se pueden agrupar en dos rangos de valores. Un primer intervalo que comprende temperaturas desde poco más de los 200°C y que va hasta los 386 °C calculadas utilizando las ecuaciones de Clayton & Keiffer (1991) y Zheng (1999) y un segundo rango de valores que va desde los 229°C hasta 664 °C, calculados a partir de las ecuaciones de Sharp & Kirscher (1994). Ver tabla 14.

Tabla 14 Cuadro resumen de valores de paleotemperaturas obtenidas empleando el sistema *cuarzo – calcita*.

1000 ln α	T (°C) según Clayton & Keiffer (1991)	T (°C) según Sharp & Kirscher (1994)	T (°C) según Zheng (1999)	Sistema Qz - Cc
				Muestra
1,85	234	412	204	LME030-033-025
1,51	279	486	252	LME030-033-023
2,56	168	229	217	LME030-033-019
0,99	386	664	367	LME030-033-013
1,66	257	451	229	LME030-033-006

Por otra parte, el cálculo de la composición isotópica del $\delta^{34}\text{S}_{\text{CDT}}$ en pirita se realizó en base en las ecuaciones de fraccionamiento isotópico del azufre con relación al H_2S propuesta por Ohmoto & Rye, (1979).

$$1000 \text{Ln} \alpha_{\text{Py}-\text{H}_2\text{S}} = 0.400 (10^6 T^{-2})$$

De donde, T es la temperatura en Grados Kelvin a la que se a adquirido el equilibrio isotópico y; los valores señalados son constantes determinadas experimentalmente.

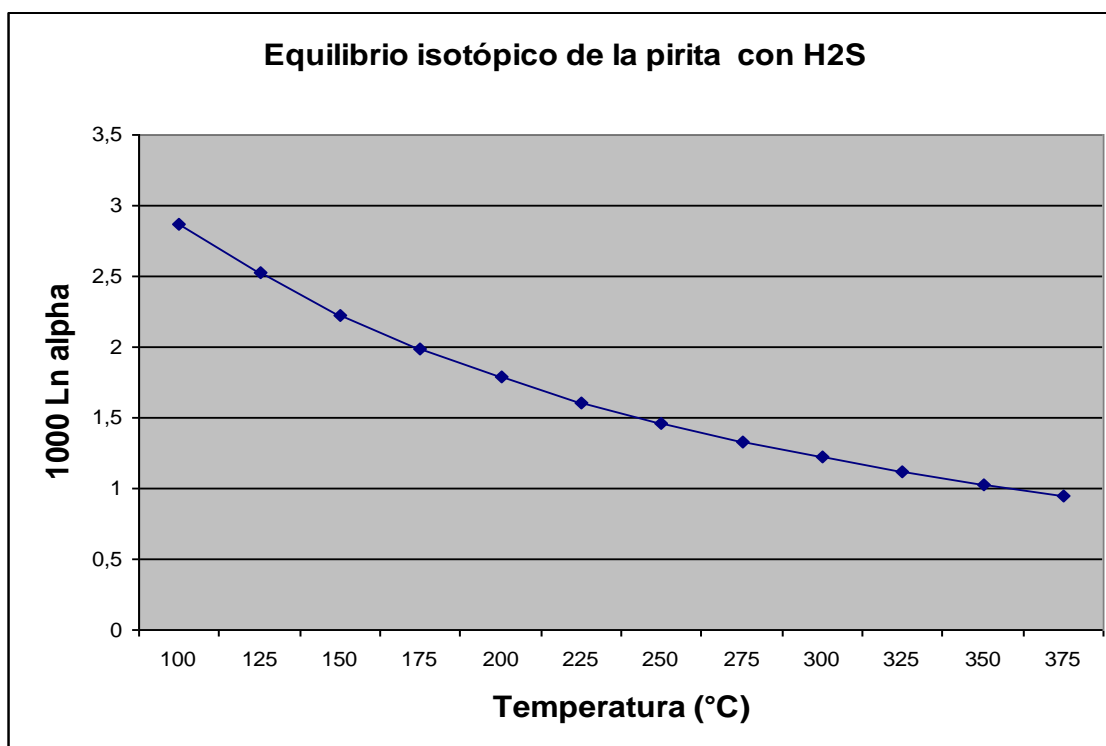


Figura 65 Fraccionamiento isotópico del H₂S en equilibrio con pirita (muestra LME064-001), según variación de la temperatura.

Durante la interpretación de los datos de fraccionamiento isotópico de azufre obtenido en piritas de la muestra LME064 ($\delta^{34}\text{S} = -0.3\text{‰}$), se evidenció que el origen de este S corresponde, en este caso particular, a pirita diagenética, indicado por los valores de $\delta^{34}\text{S}_{\text{CDT}}$ ligeros, (Giulliani *et al.*, 1995).

En este orden de ideas, se llegó a la conclusión, de que los valores de temperatura obtenidos para esta muestra no serían los del evento hidrotermal primario, responsable de las mineralizaciones, sino que en cambio, correspondería a la diagénesis de éstos sulfuros en la vena ya mineralizada con esmeraldas. En este primer caso, los valores de $\delta^{34}\text{S}$ deberían estar entre +10 a +20‰ como los reportados por Giulliani (*op. cit.*), ver figura 65.

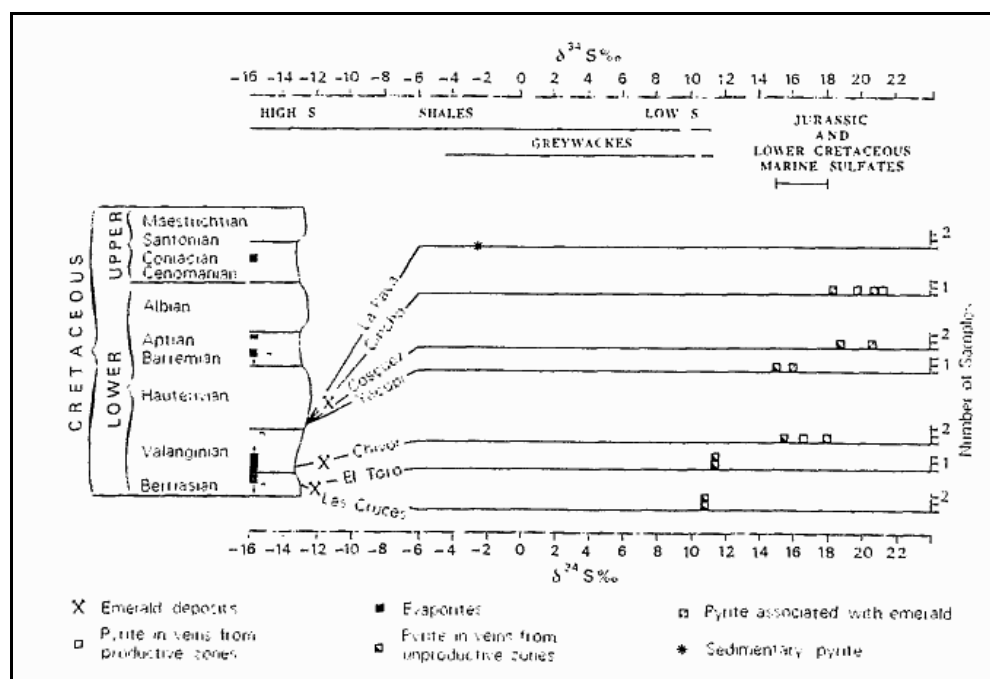


Figura 66 Valores isotópicos de $\delta^{34}\text{S}_{\text{CDT}}$ para piratas de zonas mineralizadas y sin mineralizaciones de esmeraldas. Tomado de Giuliani *et al.*, (1995).

En contrapartida, al contrastar los valores de concentración isotópica respecto al $\delta^{13}\text{C}_{\text{(PDB)}}$ de las rocas encajantes con los valores obtenidos en minerales de relleno de venas, notamos que éstos últimos están ampliamente enriquecidos con respecto de la roca hospedante, indicando un origen diferente para este carbono y una continua interacción del fluido mineralizante con la roca encajante.

6 CONCLUSIONES

Los avances en el conocimiento geológico de los yacimientos esmeraldíferos colombianos, han sido encaminados hacia la caracterización y explotación de los mismos, estableciendo elementos de discusión geológico-científicos que permiten dar a conocer y resolver la problemática que envuelve la génesis de este tipo de depósitos, considerados únicos a nivel mundial. De esta manera, se pudieron determinar ciertas características geológicas presentes en las manifestaciones hidrotermales del túnel “La Paz” y en sus rocas encajantes, las cuales son correlacionables a otros sectores con mineralizaciones; es así como se han podido establecer nuevos criterios geológicos claves en la prospección de nuevas zonas con potencial esmeraldífero.

Partiendo de los datos obtenidos en campo es bastante válido asegurar que las venas dispuestas en forma paralela a la estratificación y que han tenido un desarrollo mecánico de tipo crack – seal, permitiendo un crecimiento de los minerales de relleno de tipo antitaxial son las más importantes desde el punto de vista minero, ya que este tipo de venas suele albergar las mineralizaciones de esmeraldas.

Dentro del túnel “La Paz”, se pueden identificar tres Zonas o Dominios Mineralógicos. Estas son áreas continuas donde la composición mineral es constante; es decir, las asociaciones paragenéticas entre los minerales de relleno de las vetas de origen hidrotermal y sus respectivas rocas hospedadoras son características de cada dominio y se mantiene a lo largo de cada zona.

El primer dominio Mineralógico encontrado se ha llamado *Zona Sin Mineralización* y se caracteriza por la presencia elevada de Illita, clorita y paragonita en las rocas encajantes. Las venas están compuestas por cuarzo, dolomita y ankerita en su mayoría, mientras que la calcita es escasa. En esta zona las venas no superan los 5 cm. de espesor y en su mayoría son de tipo sintaxial.

La *Zona Intermedia* se caracteriza por la presencia de calcita, los carbonatos del grupo de la dolomita aparecen en solución sólida con ankerita y minrecordita. Además se aprecia disminución sustancial en el contenido de cuarzo dentro de las venas. En este dominio las venas son más grandes, alcanzando hasta dos metros de espesor en cercanías a la zona productiva.

La *Zona Mineralizada* está caracterizada por la presencia de albita, calcita y dolomita como minerales de relleno en las venas, las cuales son de tipo antitaxial.

Es probable que coexistan varias especies de carbonatos del grupo de la dolomita en solución sólida, acompañando las paragénesis de las venas hacia la zona intermedia del túnel "La Paz".

Las paragénesis presentes en las venas con mineralización de esmeraldas están conformadas por *calcita* como primer mineral + *dolomita* + *albita* ± *pirita*.

El estudio de inclusiones fluidas en los materiales de relleno de venas del túnel "La Paz" permitió identificar dos tipos de inclusiones compuestas básicamente por fluidos acuoso-salinos; algunas polifásicas de H₂O + NaCl con halita y otros sólidos, y otras bifásicas con presencia de H₂O + NaCl + CaCl₂.

Según las inclusiones fluidas, los rangos de temperatura varían ampliamente entre los 150 - 300 °C, con salinidades de 1% hasta 11%, confirmando el origen epitermal de los fluidos responsables de las mineralizaciones. En torno a la zona mineralizada las salinidades aumentan hasta el 35% y las temperaturas de homogenización entorno de los 220°C. Las presiones mínimas de atrapamiento giran entorno de los 1000 bares, lo que corresponde a profundidades cercanas a los 4Km.

El estudio de geoquímica isotópica del carbono y del oxígeno realizado en carbonatos de relleno de venas y las rocas sedimentarias encajantes del Cretácico Inferior, han permitido identificar dos grupos de carbonatos. Un primer grupo, localizado entorno a la zona mineralizada reportada en campo, con valores de $\delta^{13}\text{C}_{(\text{PDB})}$ ligeros (-3 a -3.5‰) y $\delta^{18}\text{O}_{(\text{SMOW})}$ intermedios. (+17 a +20‰ relativos al SMOW). El segundo grupo está representado por

la Muestra LME030-013, la cual presenta valores de $\delta^{13}\text{C}$, similares a los obtenidos en dolomitas de la muestra del repollal.

Los datos de isótopos estables de $\delta^{13}\text{C}_{(\text{PDB})}$ en los carbonatos del tipo I, parecen indicar un carbono procedente del lavado de calizas de origen marino, depositados en la paleocuenca Cretácica y aportados por las formaciones Rosablanca y Furatena. Los carbonatos del grupo II, evidencian un origen del carbono a partir de la termoreducción de la materia orgánica presente en la roca encajante, tal como lo indican sus valores bastante ligeros.

Los valores isotópicos del oxígeno en los carbonatos del grupo I (carbono orgánico), asociados a la mineralización esmeraldífera dentro del túnel “La Paz”, apuntan a que las aguas hidrotermales fueron muy pesadas isotópicamente, lo que sugiere una procedencia profunda, derivada de reacciones de devolatilización (eventos metamórficos a profundidad).

Para explicar las diferencias entre las relaciones isotópicas del C y O, existentes entre venas y rocas, se hace necesario considerar una fuente adicional de aguas (fluidos distintos a los generados en el sistema rocoso encajante: fluidos autóctonos), es decir, se requiere también de una participación de aguas alóctonas.

Las paleotemperaturas obtenidas empleando isótopos estables están dentro del rango de los 204 -386°C y son concordantes con las temperaturas obtenidas en la microtermometría, lo que comprueba el carácter epitermal de formación de los depósitos de esmeraldas, objeto del presente estudio.

7 RECOMENDACIONES

- Efectuar un estudio de caracterización microestructural al interior del túnel, involucrando las manifestaciones vetiformes, para poder determinar cualquier tipo de relación genética entre las mineralizaciones con los eventos que las originaron si los eventos mineralizantes cumplieron con un control estructural específico su.
- Estudiar más ampliamente las condiciones mineralogénicas de los procesos fisicoquímicos que dieron lugar a la zonación mineralógica de los fluidos a lo largo del túnel “La Paz”, ya que estas condiciones podrían establecer parámetros de exploración geológica en este tipo de yacimientos.
- Realizar análisis de isótopos estables de δD en filosilicatos y otros minerales hidratados, con el fin de caracterizar de una forma más específica la procedencia de los fluidos mineralizadores.
- Analizar mediante técnicas de tipo SEM y Microraman otros componentes químicos contenidos dentro de las inclusiones fluidas presentes en minerales de relleno de venas, especialmente cristales de carbonatos y esmeraldas; con el fin de conocer la concentración de estos y poder caracterizar la génesis de dichos fluidos.
- Para comprobar o desmentir la presencia de nuevas especies de carbonatos es necesario realizar estudios de DRX de mayor definición, para lo cual es necesario hacer el barrido de la muestra con un paso de 0.005° y disminuir la velocidad a menos de $1^\circ/\text{minuto}$. Además, es muy recomendable discriminar entre el rango de valores $28^\circ < 2\theta > 30^\circ$, específico de los carbonatos.

BIBLIOGRAFIA

ATLAS DE COLOMBIA, (1967). Instituto Geográfico "AGUSTÍN CODAZZI", 203 Págs. Bogotá, D.C.

BAKKER, R. J. (1997): CLATHRATES: Computer Programs To Calculate Fluid Inclusion V-X Properties Using Clathrate Melting Temperatures. Computers & Geosciences, vol. 23, no. 1, 1-18.

BAKKER, R. J. (2003): Package FLUIDS 1. Computer Programs For Analysis Of Fluid Inclusion Data And For Modeling Bulk Fluid Properties. Chemical Geology, vol. 194, Pág. 3-23.

BARTHLMY, David, (2000). Mineralogy Database. Reino Unido, 12/09/2006, <http://webmineral.com/>

BEAUDOIN, G. y THERRIEN, P. Stable Isotope Fractionation Calculator (SIFC). Universidad Laval, Québec – Canadá, 17/05/2007. http://www.ggl.ulaval.ca/cgi-bin/isotope/generisotope_4alpha.cgi.

BRANQUET, Yannick, (1995). Estudio estructural de la mina de esmeralda de Coscuez, Colombia. MINERALCO, 19 Págs.

BRANQUET, Y., LAUMONIER, B., LOPES, B., CHEILLETZ, A., GIULIANI, G., RUEDA, F., (1996). Evidences of Compressive Structures in the Muzo and Coscuez Emerald Deposits, Eastern Cordillera of Colombia.

BURGL, H., (1956). Condiciones Geológicas de las Minas de Esmeraldas de Muzo. Separata de la Revista de la Academia Colombiana de Ciencias. Vol. IX, No. 36-37. Bogotá D.C.

BURGL, H. y NICHOLLS, E., (1959). Recomendaciones respecto a la explotación de esmeraldas en Muzo y Coscuez, Boyacá. Servicio Geológico Nacional. Inf. 1325. 10 Págs.

CLAYTON, R., N. y KEIFFER, S., W. (1991). Oxygen isotopic thermometer calibrations, en TAYLOR, H.P., O'NEIL, J.R. & KAPLAN, I.R., eds., Stable Isotope Geochemistry: A tribute to Samuel Epstein, The Geochemical Society, Special Publication no.3, Págs. 3-10.

CLAVIJO, J., y ROYERO, J. M., Memoria Explicativa del Mapa Geológico Generalizado del Departamento de Santander, escala 1:400.000. INGEOMINAS. 99 Págs.

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

CHEILLETZ, A., GIULIANI, J.L., ZIMMERMANN, J.L., y RIBEIRO-ALTHOFF, A.M., (1995). Ages Geochemical Signatures and Origin of Brazilian and Colombian Emerald Deposits: A Magmatic Versus Sedimentary Model. Pasava, Krisek, Zak. Mineral Deposits. Balkema, Rotterdam, Págs. 569-572.

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

CHEILLETZ, Alain, 1997. The Genesis of Colombian Emerald Deposits; Contribution of Structural Geology and Geochemistry; Impact of Mining Exploitation on Environment. Rapport Scientifique Final. CNRS-INPL CEE DG XII – MINERALCO. 18.

CIDEIBER, (1998). Centro de Información y Documentación Empresarial de Iberoamérica, Bogotá D.C., 06/06/2006, <http://www.cideiber.com/infopaises/reparte1.asp?p=2>

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, Págs1421 - 1443.

DENGO, C. A., y COVEY, M. C., (1993). Structure of the Eastern Cordillera of Colombia: Implications for Trap Styles and Regional Tectonics. A.A.P.G. Bulletin, Vol. 77, No. 8, Págs. 1315 -1337.

DE PORTA, Jaime, (1965). La Estratigrafía del Cretáceo Superior y Terciario en el Extremo Sur del valle Medio del Magdalena. UIS, Bol. Geo., No. 19, Págs., 5 -30, Bucaramanga.

DE PORTA, Jaime, (1966). La Geología del Extremo Sur del Valle Medio del Magdalena. U.I.S., Bol. Geo., No. 22 – 23, Bucaramanga.

ESCOVAR, R., (1979). Geología y Geoquímica de las Minas de Esmeralda de Gachalá (Cundinamarca). INGEOMINAS, Bol. Geo. Vol. 22, No. 3, Págs. 116-153.

FORERO O., H, (1987). Esmeraldas. Publicación Geológica Especial. INGEOMINAS, N° 1. Págs. 567-605. Bogotá, D. C.

FRIEDMAN I. y O'NEIL J.R. (1977). Compilation of stable isotope fractionation factors of geochemical interest. U.S. Geol. Surv. Prof. Pap. 440-KK, 49 p.

GAINES, R., SKINNER, H. C., FOORD, E.; MASON, B., y ROSENZWEIG, A. (1997): Minerals Arranged by the New Dana Classification. Reino Unido, 12/09/2006, <http://webmineral.com/danaclass.shtml>

GIULIANI, G., CHEILLETZ, A., RUEDA, F., FERAUD, G & FRANCE-LANORD, C., (1995). The Genesis of Colombian Emerald Deposits: An Unique Example of Beryllium Mineralization Developed in a Black Shale Environment. Mineral Deposits, Balkema, Rotterdam, Págs. 943 – 946.

GIULIANI, G., CHEILLETZ, A., ARBOLEDA, C., CARRILLO, V., RUEDA, F., Y BAKER, J. (1995b). An Evaporitic Origin of the Parent Brines of Colombian Emeralds: Fluid Inclusions and Sulphur Isotope Evidence. Euro. Journal Mineral, Vol.7, Págs. 151-165.

GOLYSHEV, S.I., PADALKO, N.L. & PECHENKIN, S.A. (1981). Fractionation of stable oxygen and carbon isotopes in carbonate systems. Geochemistry International 18, p. 85-99.

GOLDSTEIN, R y REYNOLDS, J. (1994): Systematics of Fluid Inclusions in Diagenetic Minerals, Semp short course 31. PM Society for sedimentary Geology.

IDEAM, (2001): Instituto de Hidrología, Meteorología y Estudios Ambientales, Ministerio de Ambiente, Vivienda y Desarrollo, Bogotá D.C. 25/09/2006, <http://www.ideam.gov.co/sectores/agri/sequi.htm>

KERR, Paul F., (1965): Mineralogía Óptica, Columbia University, McGraw-Hill, España, pág. 203 -212.

KRETZ, Ralph, (1983). Symbols for Rock-Forming Minerals. American Mineralogist. Vol. 68, págs. 277- 279.

LOPEZ- VERA, F., (1991): isótopos Estables Ligeros en el Estudio e Investigación de los Yacimientos Minerales; en: Yacimientos Minerales, Madrid –España, Pág. 147-177.

MANTILLA, F., CONDE, J., GÓMEZ, C., MEZA, J., PELAYO, Y., RAMÍREZ, J., SILVA, A., (2006): Informe Preliminar de Actividades Proyecto 8492, INGEOMINAS – UIS.

MAYA, M; BUENAVENTURA, J; SALINAS R, (2004). Estado del conocimiento de la exploración de esmeraldas en Colombia. Ministerio de Minas y Energía. INGEOMINAS. 90 Págs. Bogotá, D. C.

MENDOZA, J. E., (1996). Anotaciones Geoquímicas para exploración de Esmeraldas en la Región de Muzo-Coscuez con base en la relación Na/K y Elementos Traza. Geología Colombiana, N° 21, Pp. 89-92. Santa Fe de Bogota.

MOJICA, Jaime. (2006). Fase de Campo, Proyecto de Exploración Esmeraldífera Conjunta UIS-INGEOMINAS, Otanche- San Pablo de Borbur- Muzo- Quípama.

NARANJO, V. J., (2003). Estudio de las manifestaciones hidrotermales en el sector de la Quebrada la Trampa, en rocas sedimentarias de la Formación Paja. Sector Guavatá-Bolívar (Dpto. de Santander). *Tesis Pregrado*, UIS, Bucaramanga.

OHMOTO, H. & RYE, R. O. (1979). Isotope of sulfur and carbon, in Barnes, H. L. Ed., *Geochemistry of Hydrothermal deposits*, John Wiley & Sons, p. 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, pp. 5547-5558.

PARK Y Mac DIARMID, (1981). Yacimientos Minerales, Ediciones Omega, Pág. 102-124.

PASSCHIER Y TROUW (1998). Fluid Inclusions. Venas Hidrotermales. CD Interactivo.

RAMIREZ, Juan C., (2007). Estudio de la Madurez Termal de Componentes Orgánicos e Inorgánicos en Rocas Cretácicas del Cinturón Esmeraldífero Occidental (Cordillera Oriental, Colombia). *Tesis de Pregrado*, UIS, Bucaramanga.

RECIO, C., y SUBIAS, I. (2002). Isótopos Estables Aplicados al Estudio de Depósitos Minerales. En: *Geotermometría Isotópica*. (en edición). Salamanca – España. Págs. 56 - 61.

REYES, G., MONTOYA, D., TERRAZA, R., FUQUEN, J., MAYORGA, M., (2006). Memoria del Cinturón Esmeraldífero Occidental, Informe de Avance. INGEOMINAS. 41 Págs. Bogotá D.C.

ROEDDER, E., (1984). Fluid Inclusions. Mineralogical Society Of America, Reviews In Mineralogy, Vol. 12, 664 Págs.

RODRÍGUEZ, E.; y ULLOA, C. E., (1994a). Geología de la plancha 169, Puerto Boyacá, escala 1:100.000. Instituto de investigaciones en Geociencias, Minería y Química. INGEOMINAS. 32 Págs., Santa fé de Bogota. D. C.

RODRÍGUEZ, E.; y ULLOA, C. E., (1994b). Geología de la plancha 189 La Palma, escala 1:100.000. Instituto de Investigaciones en Geociencias, Minería y Química. INGEOMINAS. 57 Págs., Santa fé de Bogota. D. C.

SERRANO, John J., (2006). Estudio de Inclusiones Fluidas en Materiales de Rellenos de Venas en La Serranía de San Lucas, (Planchas 55, 64, 85 Y 96): Inventario Preliminar de Sus Eventos Paleohidrotermales. *Tesis de Pregrado*, UIS, Bucaramanga, 78 Págs.

SHARP, Z. D. & KIRSCHER, D., L., (1994). Quartz – Calcite Oxygen Isotope Thermometry: a Calibration Based on Natural Isotopic Variation. *Geochemica et Cosmochimica Acta* 58. pp. 4491 – 4501.

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, C. E., (1980). Ambiente geológico de los yacimientos esmeraldíferos en Colombia. *Boletín Sociedad Geológica del Perú*, N° 65. Págs. 157-170.

VALBUENA, Nelly. (2004). Coscuez, Me Engüaco y Me Voy. *Crónica Periodística*., Bogotá D.C. 21/05/2006, <http://www.laesquinaregional.com/>

VALDIRI W, J; ANGULO C, R, (1978). Esmeraldas. Recursos Minerales de Colombia. Págs. 179-191.

VÁSQUEZ, Luís E., (2006). Gamma Espectrometría Portátil en los Cinturones Esmeraldíferos Colombianos, Coscuez – Borbur – Pauna (Occidente), Chivor-Ubalá (Oriente). Boyacá, INGEOMINAS, Bogotá, D. C.

WOKITTEL, R., (1957). Recursos Minerales en el Territorio Vásquez, Departamento de Boyacá. Serv. Geol. Nal., Informe N° 1240, Bogotá.

ZHENG, Y. F. (1999). Oxygen Isotope Fractionation in Carbonate and Sulfate Minerals. *Geochemical Journal*. No. 33, pp. 109 – 126.