

**GÉNESIS DE LAS FORMACIONES VETIFORMES CON  
'GRANATE+EPÍDOTA+MAGNETITA' EN LA MINA  
'LA GLORIETA' (MUNICIPIO YACOPI, CUNDINAMARCA).**

**YASMÍN PELAYO SERRANO**

**UNIVERSIDAD INDUSTRIAL DE SANTANDER  
FACULTAD DE INGENIERIAS FISICOQUÍMICAS  
ESCUELA DE GEOLOGÍA  
BUCARAMANGA  
2007**

**GÉNESIS DE LAS FORMACIONES VETIFORMES CON  
'GRANATE+EPÍDOTA+MAGNETITA' EN LA  
MINA 'LA GLORIETA' (MUNICIPIO YACOPÍ, CUNDINAMARCA).**

**YASMÍN PELAYO SERRANO**

**TRABAJO DE GRADO PRESENTADO COMO REQUISITO PARA OPTAR EL TÍTULO  
DE GEÓLOGA**

**DIRECTOR DE PROYECTO  
LUIS CARLOS MANTILLA FIGUEROA  
GEÓLOGO Ph.D.**

**UNIVERSIDAD INDUSTRIAL DE SANTANDER  
FACULTAD DE INGENIERIAS FISICOQUÍMICAS  
ESCUELA DE GEOLOGÍA  
BUCARAMANGA  
2007**

A MIS PADRES LIBARDO Y LUCILA POR SU INMENSO AMOR Y DEDICACION

A MIS HERMANOS LUCY Y CESAR POR SER MI ALEGRIA

A MI FAMILIA POR SU APOYO INCONDICIONAL

A MIS NONITAS CANDIDA Y MARIA ANTONIA

A JUAN K POR SER MI ANGELITO DE LA GUARDA

A MIS AMIGOS POR SER QUIENES SON

## AGRADECIMIENTOS

- A Dios, por mi vida y quienes hacen parte de ella.
- Al profesor Luis Carlos Mantilla, Director de éste Proyecto de investigación por su confianza, comprensión, apoyo y guía en el desarrollo de este proyecto y en mi carrera.
- A Jaime Mojica, Geólogo y amigo, por todas sus enseñanzas, así como su colaboración y hospitalidad en mi estadía en Cali.
- A Ignacio Subías por su interés y colaboración en este proyecto.
- Al grupo de profesionales y estudiantes que hicieron parte del convenio UIS-INGEOMINAS, por brindar su sincero esfuerzo para mejorar la Geología de nuestro país.
- A los profesores de la Universidad Industrial de Santander, especialmente a los docentes de la Escuela de Geología, por aportar sus conocimientos y experiencias de vida para forjar mejores profesionales, pero sobre todo mejores personas.
- A la Universidad Industrial de Santander (UIS) y al INGEOMINAS, instituciones que por su financiación y aporte de instalaciones, hicieron posible desarrollar este proyecto.
- A Jorge Linares y los trabajadores del Túnel La Glorieta por brindarme su hospitalidad y colaboración en la fase de campo.
- A mis amigos y compañeros por brindarme durante estos años la oportunidad de ser parte de sus vidas. Gracias por su apoyo, alegría y sinceridad.

## TABLA DE CONTENIDO

<b>1. INTRODUCCION.....</b>	<b>1</b>
1.1. OBJETIVOS .....	2
1.1.1. Objetivo General.....	2
1.1.2. Objetivos Específicos .....	2
1.2. GENERALIDADES DEL ÁREA DE ESTUDIO .....	4
1.2.1. Localización Geográfica.....	4
1.2.2. Vías de Acceso.....	4
1.2.3. Aspectos Geográficos y Geomorfológicos .....	5
1.2.4. Vegetación y Clima.....	7
1.3. METODOLOGIA.....	8
1.3.1. Fase Pre-Campo .....	8
1.3.2. Fase de Campo .....	8
1.3.3. Fase de Laboratorio.....	9
1.3.3.1. Microscopia Óptica .....	11
1.3.3.2. Difracción de Rayos X (DRX) .....	11
1.3.3.3. Microtermometria en Inclusiones Fluidas.....	14
1.3.3.4. Química Mineral .....	15
1.3.3.5. Geoquímica Isotópica .....	17
1.3.3.6. Datación Sm- Nd .....	17
1.3.4. Fase de Interpretación de Datos y Edición del Informe Final .....	18
<b>2. ANTECEDENTES.....</b>	<b>19</b>
2.1. ASPECTOS GEOLÓGICOS DE ESCALA REGIONAL.....	19
2.2. ASPECTOS GEOLOGICOS DE ESCALA LOCAL .....	23
2.2.1. Estratigrafía del Área de Estudio .....	23
2.2.1.1 Formación Muzo (Hauteriviano – Barremiano) .....	23
2.2.2. Aspectos Estructurales del Área de Estudio .....	24
2.3. MAGMATISMO CRETACICO EN LA CORDILLERA ORIENTAL .....	27
2.5. OTRAS MINERALIZACIONES DEL ÁREA DE ESTUDIO .....	30
2.6. GENERALIDADES DE LOS YACIMIENTOS DE TIPO SKARN .....	31
2.5.1. Historia y Definiciones.....	31

2.5.2. Mecanismos Generadores .....	33
2.5.3. Factores Determinantes .....	33
2.5.4. Evolución Temporal del Skarn.....	34
2.5.5. Clasificación de los Skarns.....	36
2.7. YACIMIENTOS TIPO SKARN EN COLOMBIA.....	41
<b>3. RESULTADOS .....</b>	<b>43</b>
3.1. RASGOS GEOLÓGICOS GENERALES .....	43
3.2. TIPOLOGÍA DE LAS MANIFESTACIONES HIDROTERMALES .....	45
3.2.1. Consideraciones Previas .....	45
3.2.2. Tipología de las manifestaciones hidrotermales presentes en el Túnel La Glorieta .....	49
3.2. DIFRACCIÓN DE RAYOS X .....	55
3.3. PETROGRAFÍA.....	58
3.5. ANÁLISIS DE QUÍMICA MINERAL .....	67
3.5.1. Química Mineral del Túnel La Glorieta.....	67
3.5.1.1. Cloritas .....	68
3.5.1.3. Granates.....	76
3.5.2. Implicaciones de la Química Mineral en la Mineralización .....	81
3.6. ESTUDIO DE IF .....	82
3.7. ANALISIS DE ISÓTOPOS ESTABLES.....	83
3.7.1. Consideraciones Previas .....	84
3.7.2. Datos Isotópicos de C , O y D en la Mina La Glorieta .....	90
3.7.3. Implicaciones Entorno a la Procedencia de los Paleofluidos.....	100
3.7.4. Condiciones De Temperatura Alcanzadas en el Sector de la Mina La Glorieta	100
3.8. ANALISIS DE ISOTOPOS RADIOGENICOS .....	103
3.8.1. Consideraciones Previas del Metodo Sm / Nd.....	103
3.8.2. Datos Radiogénicos del Túnel La Glorieta.....	105
3.8.3. Implicaciones Temporales en los Eventos Generadores de las Mineralizaciones .....	108
3.9. IMPLICACIONES METALOGENICAS DE LA MANIFESTACION HIDROTERMAL DEL GRUPO I.....	109
3.10. INTERPRETACION DE RESULTADOS.....	109

<b>4. CONCLUSIONES .....</b>	<b>112</b>
<b>5. RECOMENDACIONES.....</b>	<b>115</b>
<b>6. BIBLIOGRAFIA .....</b>	<b>116</b>
<b>ANEXOS .....</b>	<b>121</b>

## LISTA DE TABLAS

Tabla 1. Especificaciones técnicas del difractómetro marca Rigaku, modelo RINT2000, utilizado en el presente estudio.....	13
Tabla 2. Parámetros de medición para análisis de muestras en ‘polvo desorientado’.	14
Tabla 3. Asociaciones características de skarns cálcicos, magnésicos, endoskarns y periskarn. Tomado de Tornos (1990).....	39
Tabla 4. Clasificación de skarns en base a los principales metales de interés económico. Basado en los autores citados anteriormente, utilizando las abreviaturas de Krez (1983) en Tornos (1990). .....	40
Tabla 5. Resumen de los datos obtenidos por difracción de rayos X, se presenta una determinación semicuantitativa de las fases minerales presentes. (Ver localización de las muestras en la Figura 26). .....	57
Tabla 6. Valores composicionales obtenidos de cristales de clorita pertenecientes al túnel La Glorieta .....	70
Tabla 7. Valores composicionales de epidotas pertenecientes al túnel La Glorieta.....	74
Tabla 8. Valores composicionales obtenidos de cristales de granate pertenecientes al túnel La Glorieta. ....	78
Tabla 9. Estándares de referencia internacionales utilizados en el estudio de los isótopos estables. ....	85
Tabla 10. Tabla de datos isotopicos $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ , $\delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}}$ , $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ , .....	91
Tabla 11. Tabla de datos isotopicos $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ , $\delta\text{D}_{\text{SMOW}}$ , $\% \text{H}_2\text{O}$ .....	91
Tabla 12. Valores de $\delta^{13}\text{CO}_2$ y $\delta^{18}\text{H}_2\text{O}$ en la muestra LME014002, para la vena de calcita y su roca encajante.....	95
Tabla 13. Tabla de datos del fraccionamiento isotópico para $\delta^{13}\text{CO}_2$ , $\delta^{18}\text{H}_2\text{O}$ en la muestra LME014003. ....	98
Tabla 14. Tabla de resultados de Pirolisis Rock Eval y COT.....	102
Tabla 15. Muestras con análisis de cristalinidad de illita en agregados $<2\mu\text{m}$ (IC EG) y agregados desorientados (IC DES). ....	103
Tabla 16. Valores de las relaciones isotópicas Sm-Nd de los materiales analizados en las mineralizaciones de grano grueso en el túnel ‘La Glorieta’. ....	107

## LISTA DE FIGURAS

Figura 1. Mapa de localización del área de estudio .....	5
Figura 2. Modelo digital del terreno de la zona de estudio. ....	6
Figura 3. a) Mapa de precipitación anual de Cundinamarca, b) Grafica de promedios históricos de 15 años de pluviosidad mensual total de la estación meteorológica del municipio de Yacopi, Cundinamarca, (Tomado de la página web Ecofondo -- Regional Bogotá - Cundinamarca).....	7
Figura 4. a) Lupa binocular (Marca Stemi DV4. Zeiss) ubicada en el Laboratorio de Arcillas de la Escuela de Geología UIS, b) Mufla Marca Isuzu serial 40254206, y c) Pulidora Marca Doctor / Lap Maruto, ubicadas en el Laboratorio de mineralogía del INGEOMINAS sede Santiago de Calí.....	10
Figura 5. Microscopios de luz transmitida (Nikon Alphaphot.YS2-T). Laboratorio de Microscopía Óptica de la Escuela de Geología, Sede Principal y UIS-Sede Guatiguará...	11
Figura 6. a) Difractómetro marca Rigaku, modelo RINT2000, b) Difractograma modelo. Laboratorio de DRX - INGEOMINAS, Sede Santiago de Cali. ....	12
Figura 7. Molino de rodillo de tungsteno (Sample Mill Model TI – 100). Laboratorio de Trituración - INGEOMINAS, Sede Santiago de Cali.....	13
Figura 8. Platina de enfriamiento – calentamiento, tipo THMS 600 marca LINKAM. Laboratorio de Microtermometría de IF de la Escuela de Geología, UIS - Sede Guatiguará. ....	15
Figura 9. Microsonda marca JEOL, modelo JXA 8900 M. Laboratorio de Servicio de microscopía “Luis Bru” de la Universidad Complutense de Madrid (España). ....	16
Figura 10. Mapa paleogeografico del Cretáceo. a) Cretácico Inferior, 120 M.a., b) Cretácico Medio, 105 M.a., c) Cretácico Superior, 90 M.a. (Tomado de la página web Rectangular Global Maps) .....	21
Figura 11. Mapa de distribución de facies y ambiente tectónico durante el Hauteriviano - Barremiano (Etayo <i>et al.</i> , 1997). ....	22
Figura 12. Sección Tipo de la Formación Muzo sobre la carretable San Pablo de Borbur-Pauna. Tomado de Reyes (2006) .....	25
Figura 13. Mapa Geológico del área de estudio apoyado en la cartografía geológica reportada (Reyes et al., 2006). ....	26

Figura 14. Mapa del Distrito Minero de Muzo, Tomado de UPME (2005).....	30
Figura 15. Corte esquemático mostrando la evolución temporal de un skarn. Tomada de Casquet (1990). .....	35
Figura 16. Etapas evolutivas de un skarn. A) skarn blanco o etapa isoquímica. B) skarn de alta temperatura. C) skarn de baja temperatura o aposkarn. Tomado de Einaudi y Cols (1981), en Casquet (1990) .....	37
Figura 17. Mapa de ubicación de manifestaciones tipo skarn en Colombia. Imagen tomada de Google Earth.....	42
Figura 18. Esquema del túnel La Glorieta, con su correspondiente localización de muestras.....	44
Figura 19. Vena con relleno de tipo a) granular; b) fibroso (sintaxial). Tomado y modificado de Dunne y Hancock, (1994). .....	46
Figura 20. Venas con relleno fibroso de tipo a) sintaxial y b) antitaxial. Tomado y modificado de Passchier y Trouw (1996). .....	47
Figura 21. Evolución de formación venas con relleno fibroso a) sintaxiales; y b) antitaxiales. Tomado y modificado de Passchier y Trouw (1996).....	48
Figura 22. Clasificación de las venas de acuerdo al ambiente de deformación. Tomado y modificado de Petit <i>et al.</i> , (1999).....	49
Figura 23. Manifestación hidrotermal del Grupo I, en contacto difuso e interdigitado con la manifestación del Grupo II. 1) Zona de epidota + clorita, 2) Zona de magnetita + granate + epidota, 3) Sector con magnetita, 4) ápices del Grupo II.....	52
Figura 24. Manifestación hidrotermal del Grupo II, se observa el bandeamiento de Cal+ Dol ± Alb ± Ank en lodolitas calcáreas, las cuales aumentan su espesor al acercarse al Grupo I.....	53
Figura 25. Venas de Cal + Dol ± Alb ± Ank con presencia de pirita, ubicadas en el frente del túnel La Glorieta, las cuales corresponde a venas de tipo antitaxial con una disposición a) paralela a la estratificación, b) disposición discordante.....	54
Figura 26. Perfil de la zonalidad mineralógica del túnel La Glorieta y la ubicación de las muestras recolectadas en campo. La nomenclatura completa de las muestras es LME014 seguido del número relacionado en la figura.....	55
Figura 27. Cristales tabulares de clorita en contacto con cristales de calcita, dispuestos de forma concéntrica. ....	59

Figura 28 a) Cristal de diópsido mostrando una de sus dos direcciones de exfoliación en contactos con calcita, opacos y agregados de clorita. b) Cloritas dispuestas formando venillas atravesando la sección. ....	60
Figura 29. a) Granate en contacto neto lineal con cristales de calcita, opacos, epidota. b) cristales de epidota con presencia de óxidos en su interior.....	61
Figura 30. a) Vena antitaxial con crecimiento de los cristales de dolomita del centro hacia los bordes; y b) micropliegues de lodolita sobre cristal de calcita. ....	62
Figura 31. Microfotografías en nicoles paralelos y cruzados de cristales tabulares de clorita en contacto con calcita, opacos y lodo. ....	62
Figura 32. Cristales de clorita en una matriz lodosa con venillas de calcita con contacto suturados.....	64
Figura 33. Vena sintaxial de calcita, con dos bordes de sutura, evidenciando un crecimiento de los cristales de formas fibrosas hacia el centro de la apertura. Se observa cristales granulares que hacen pare de una venilla de tipo antitaxial hacia la parte superior derecha de la microfografía.....	64
Figura 34. Cristal de plagioclasa alterada a sericita en medio de una matriz lodosa con calcita, la cual presenta evidencias de disolución por la presión relacionada a los procesos de diagenesis sufridos por la roca.....	65
Figura 35. Vena sintaxial de calcita con crecimiento de los cristales desde la roca hacia el centro; se presentan hacia el borde derecho, cristales granulares lo que muestra un relleno rápido, sugiriendo más de una episodio de apertura y relleno.....	66
Figura 36. Historia de cristalización de la manifestación hidrotermal de la mina La Glorieta para el Grupo I.....	66
Figura 37. Imagen en retrodispersados, donde se ubican algunos datos de química mineral obtenidos de cristales pertenecientes a la zona de la pirita. ....	69
Figura 38. Diagrama ternario de $Al_2O_3$ - FeO - MgO, donde se observan dos poblaciones de cloritas diferenciadas principalmente por el contenido de MgO.....	71
Figura 39. Diagrama binario FeO - MgO e histograma de las poblaciones de clorita, se observa en el diagrama binario la reaccion inversa entre las variables.....	71
Figura 40. Variación en la composición química de las cloritas del túnel La Glorieta (Hey 1954, en Richard, 1997) .....	72
Figura 41. Microfotografía en nicoles paralelos, mostrando la ubicación de algunos datos de química obtenidos en la zona del granate-epidota (objetivo 10x).....	73

Figura 42. Diagrama ternario de CaO – FeO – Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> , donde se observa una población de epidotas cuya variable FeO se encuentra en menor proporción a las demás. ....	75
Figura 43. Diagrama binario de FeO - Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> e histograma del contenido de FeO para las epidotas del túnel La Glorieta. ....	75
Figura 44. Datos de química mineral obtenidos en las distintas tonalidades dentro de un cristal de granate y una maganetita (dato 64), ubicados en la imagen de retrodispersado. ....	77
Figura 45. Diagrama ternario de CaO – FeO – Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> para los granates del túnel La Glorieta. ....	79
Figura 46. Diagrama binario FeO - Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> , e histograma del contenido de Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> para los granates del túnel La Glorieta. ....	80
Figura 47. Cristal de granate con zonación. Imagen obtenida mediante retrodispersados. ....	81
Figura 48. Fotografía de Inclusiones polifásicas tipo III, en una vena de calcita+dolomita, según la clasificación de Nash y Theodore (1971). Se destaca la presencia de un posible cubo de halita (Tomada a 50 x). ....	83
Figura 49. Variación Isotópica del agua en el ciclo hidrológico desarrollada por Rayleigt. Modificado de la página web El Maravilloso Ciclo del Agua.....	89
Figura 50. Grafica de poblaciones isotópicas de carbonatos del túnel La Glorieta.....	92
Figura 51. Posibles orígenes para el fluido con las características isotópicas de las cloritas del túnel La Glorieta. (Modificado de Sheppard, 1986 en Recio y Subías, 2002). Nótese la posible influencia de aguas metasedimentarias.....	93
Figura 52. Grafica de la variación de $\delta^{18} \text{H}_2\text{O} - \delta^{13} \text{CO}_2$ en la calcita de vena,(muestra LME014002). ....	96
Figura 53. Grafica de la variación de $\delta^{18} \text{H}_2\text{O} - \delta^{13} \text{CO}_2$ en la calcita de la roca, (muestra LME014002). ....	96
Figura 54. Grafica de la variación de $\delta^{18} \text{H}_2\text{O} - \delta^{13} \text{CO}_2$ en la calcita de la roca, (muestra LME014003). ....	99
Figura 55. Grafica de la variación de $\delta^{18} \text{H}_2\text{O} - \delta^{13} \text{CO}_2$ en la calcita de vena, (muestra LME014003). ....	99
Figura 56. Grafica de la variación de $\delta^{18} \text{H}_2\text{O} - \delta^{13} \text{CO}_2$ en la dolomita de vena, (muestra LME014003). ....	100

Figura 57. Histograma de distribución de COT de las muestras recolectadas en los principales túneles de la campaña INGEOMINAS – UIS, Cinturón Esmeraldífero Occidental (Tomado de Ramírez, 2007). .....	101
Figura 58. Cristales de granate de tonalidades oscuras (a) y claras (b), así como cristales euhedrales de epidota (c), correspondientes a la mineralización vetiforme del Grupo I en la mina La Glorieta.....	105
Figura 59. Isócrona obtenida a partir de los materiales analizados en la mineralización vetiforme del Grupo I en la mina La Glorieta. (Municipio de Yacopí, Cundinamarca).....	106

## LISTA DE ANEXOS

<b>ANEXO 1.</b> Difractogramas obtenidos para las muestras del túnel La Glorieta .....	122
<b>ANEXO 2.</b> Detalle de la ubicación de los análisis de química mineral realizados por microsonda .....	128
<b>ANEXO 3.</b> Datos de química mineral obtenidos por microsonda electrónica. ....	133
<b>ANEXO 4.</b> Datos de química en roca total de elementos traza, menores, mayores y óxidos principales. ....	135

## RESUMEN

TITULO: GÉNESIS DE LAS FORMACIONES VETIFORMES CON 'GRANATE+EPÍDOTA+MAGNETITA' EN LA MINA 'LA GLORIETA' (MUNICIPIO YACOPÍ, CUNDINAMARCA)\*

AUTOR: Yasmin Pelayo Serrano\*\*

PALABRAS CLAVES: Skarnoide, Petrografía, Química Mineral, Isotopos Estables, Dataciones Sm-Nd.

### DESCRIPCIÓN:

La mina La Glorieta se encuentra ubicada en el Cinturón Esmeraldífero Occidental de la Cordillera Oriental de Colombia, en el Cerro "Las Tetas", Municipio de Yacopi, Cundinamarca.

El túnel, se encuentra en rocas sedimentarias del Hauteriviano – Barremiano, correspondientes a la Formación Muzo. Se realizó un levantamiento y reconocimiento detallado del túnel y de la geología del área, apoyados en la cartografía geológica realizada por el INGEOMINAS. Posteriormente se realizaron análisis mineralógicos, petrográficos, inclusiones fluidas, química mineral e isotopos estables y radiogénicos en muestras de roca, venas y otras manifestaciones hidrotermales presentes en el túnel.

Las paragénesis presentes en las venas de carbonatos (Grupo II) son calcita + dolomita ± albita ± ankerita; y en el caso de las manifestaciones vetiformes del skarnoide (Grupo I) se encuentra conformado por magnetita + granate + epidota + calcita; así como por diópsido + epidota ± clinozoisita + clorita + calcita. Los análisis de química mineral determinaron

---

\* Trabajo de Investigación

\*\* Facultad de Físicoquímicas, Geología, Director Ph. D. Luis Carlos Mantilla Figueroa

un comportamiento inverso entre el contenido de MgO y FeO para el caso de las cloritas; y entre  $\text{Al}_2\text{O}_3$  y FeO para el caso de los granates; donde adicionalmente se determino zonaciones producto de variaciones en las condiciones fisicoquímicas de los episodios de ingreso de fluidos al sistema.

La procedencia de los fluidos generadores del oxígeno contenido en los carbonatos se encuentra relacionado con procesos de termoreducción química de sulfatos y disolución de un posible reservorio sedimentario marino; así mismo, en el caso de las cloritas, su agua de constitución, al parecer proviene de la deshidratación de metasedimentos y de aguas magmáticas, tal como lo indican los valores de  $\delta^{18}\text{O}$  (aguas pesadas). La edad de las manifestaciones vetiformes Grupo I, obtenida a partir de una isócrona de Sm-Nd (mineral-mineral) es de  $117 \pm 11$  Ma, lo cual sería anterior a los eventos generadores de las esmeraldas.

## ABSTRACT

TITLE: GENESIS OF FORMATION VETIFORMES WITH  
“GRANATE+EPIDOTA+MAGNETITA” MINE THE GLORIETA (MUNICIPALITY  
YACOPÍ, CUNDINAMARCA)\*.

AUTHOR: Yasmín Pelayo Serrano\*\*

KEY WORDS: Skarnoide, Petrography, mineral chemical, Isotopos Stable, Sm-Nd  
Datings

### DESCRIPTION:

The mine La Glorieta is located in Western Emeraldiferous Belt of the Eastern Cordillera of Colombia, in the hill "Las Tetas", municipality of Yacopí, Cundinamarca.

The tunnel was made on sedimentary rocks of the Hauteriviano – Barremiano age, corresponding to the Muzo Formation. It was made a field reconnaissance of the tunnel and the geology of the area, supported in the geologic cartography made by the INGEOMINAS. Later mineralogical, petrographic, fluid inclusions, mineral chemistry and stable and radiogenic isotopes analyses were made in rock samples, present veins and other hidrothermal manifestations in the tunnel.

The present paragenesis in the carbonate veins (Group II) are calcite + dolomita ± ankerita ± albita; and in the case of the vein shaped manifestations of the skarnoid (Group I) is conformed by magnetite + garnet + epidota + calcite; as well as by diopside + epidote ± clinozoisite + clorite + calcite. The mineral analyses of chemistry determined an inverse

---

\* Trabajo de Investigación

\*\* Facultad de Fisicoquímicas, Geología, Director Ph. D. Luis Carlos Mantilla Figueroa

behavior between the content of MgO and FeO for the case of the chlorites; and between  $\text{Al}_2\text{O}_3$  and FeO for the case of garnets; where additionally zonations were determined by product of variations in the physico-chemical conditions of the episodes of fluids entrance to the system

The origin of the generating fluids of oxygen content in carbonates is related to processes of chemical thermoreduction of sulphates and dissolution of possible marine sedimentary reservoir; also, in the case of chlorites, its constituent water, apparently comes from the dehydration of metasediments and magmatic waters, as indicated by the values of  $\delta^{18}\text{O}$  (heavy waters). The age of the vein shaped manifestations Group I, obtained from an isochrone Sm-Nd (mineral-mineral) is  $117 \pm 11$  Ma, which would be previous to the generating events of emeralds.

## 1. INTRODUCCION

El presente trabajo de proyecto de pregrado, 'Modalidad Investigación', se desarrolló en el marco del Acuerdo Específico No. 01, complementario al Convenio de Cooperación No. 005 de 2001, suscrito entre la Universidad Industrial de Santander (UIS) y el Instituto Colombiano de Geología y Minería (INGEOMINAS). Este acuerdo, contempla el desarrollo de un proyecto de investigación de mayor alcance, titulado: "Investigación Petrográfica y Geoquímica de las Sedimentitas del Cretácico Inferior y sus Manifestaciones Hidrotermales Asociadas (Cordillera Oriental de Colombia): Implicaciones en la Búsqueda de Esmeraldas". En este contexto administrativo y de compromisos investigativos, se desarrolló el trabajo que aquí se presenta.

Este documento es el resultado del estudio realizado sobre algunas manifestaciones vetiformes con granate-epidota-magnetita y clorita, de pequeño espesor (menor a 0.5 m), las cuales de manera muy restringida se presentan en un sector donde actualmente se desarrollan labores mineras para explotación de esmeraldas (Mina La Glorieta, municipio de Yacopí, departamento de Cundinamarca). Dada la estrecha relación espacial entre estas estructuras vetiformes (considerada de naturaleza skarnoide) y la presencia de estructuras vetiformes con rellenos hidrotermales típicos de los procesos metalogénicos asociados a la formación de esmeraldas, se determinó la necesidad de estudiar dichas estructuras hidrotermales.

El conjunto de los estudios, permitió establecer que el sector de Yacopí, es un área de interés metalogénico, debido a que en ese sector existen evidencias de la presencia de skarnoides. Estas pequeñas manifestaciones, apuntan a la necesidad de realizar estudios geológicos de exploración mineral, especialmente en niveles más profundos que permitan caracterizar y dimensionar las mineralizaciones presentes para su futura explotación.

## **1.1. OBJETIVOS**

### **1.1.1. Objetivo General**

Estudiar la génesis de las Formaciones vetiformes con granate-epidota-magnetita, en la Mina 'La Glorieta' (Municipio Yacopí, Cundinamarca) y su relación con la mineralización esmeraldífera.

### **1.1.2. Objetivos Específicos**

- Revisión y análisis de la información geológica existente sobre el área de estudio, en aras de contextualizar geológicamente el problema objeto de estudio
- Realizar el trabajo de campo con fines de muestrear los diferentes tipos de rocas y venas al interior del túnel 'La Glorieta', así como de recolectar información estructural del túnel.
- Realizar un análisis macroscópico de las muestras recolectadas en campo, en aras de identificar sus rasgos mineralógicos y texturales-estructurales más relevantes a esta escala.
- Estudiar la Petrografía en láminas delgadas de muestras relacionadas con la formación vetiforme con granate y su roca encajante, en aras de identificar una posible zonalidad termal (a escala centimétrica), basada en la paragénesis mineral reconocida.
- Realizar el análisis de DRX en muestras de rocas, con el propósito de identificar las especies minerales presentes.

- Realizar análisis de química mineral en muestras pertenecientes a las mineralizaciones vetiformes con granate-epidota-magnetita.
- Establecer un modelo de formación de las estructuras vetiformes con granate-epidota-magnetita y su significado metalogénico.
- Realizar análisis de isótopos estables de C y O en carbonatos y de D y O en cloritas, en aras de conocer la fuente de los fluidos involucrados en su formación.
- Realizar una datación de los materiales vetiformes con granate–epidota-magnetita.
- Estudiar las Inclusiones Fluidas presentes en las venas de calcitas reconocidas en el túnel, con el propósito de establecer sus condiciones físico-químicas de formación.

## **1.2. GENERALIDADES DEL ÁREA DE ESTUDIO**

### **1.2.1. Localización Geográfica**

El área de estudio del presente trabajo de grado se encuentra en la Cordillera Oriental, en el Cinturón esmeraldífero occidental, específicamente en el cerro las Tetas, en el municipio de Yacopí, perteneciente al departamento de Cundinamarca (Figura 1), donde se encuentre ubicada la mina La Glorieta.

La mina La Glorieta se localiza en el Cerro las Tetas, municipio Yacopí (Cundinamarca), con coordenadas en su bocamina  $X = 1100732$ ,  $Y = 978402$ , aproximadamente a 1230 m.s.n.m, a 2 Km al oriente de la zona urbana de Yacopí. El área trabajada está localizada dentro de la plancha 189 IV – A (IGAC).

### **1.2.2. Vías de Acceso**

La ruta de acceso al área de estudio desde Bucaramanga inicia en la carretera Bucaramanga-Chiquinquirá-Muzo-Quípama-Yacopí, donde se continua hasta la escuela La Glorieta por la carretable que comunica a Yacopí con la vereda de Yacopí Grande. La escuela la Glorieta es el punto desde el cual el viaje continúa siguiendo trochas por desvíos hacia el sur durante 1,4 Km aproximadamente hasta llegar a la bocamina.

Otra vía de acceso a la zona de estudio es la carretera Bucaramanga - Zipaquirá - Troncal del Río Negro (Zipaquirá – Pacho - La Palma – Yacopí), donde es necesario seguir por carretable a Yacopi Grande durante 3 KM hasta la escuela La Glorieta, siguiendo un ramal hacia el sur durante 1 Km, y desde allí es posible llegar a la bocamina por trocha después de 400 m.

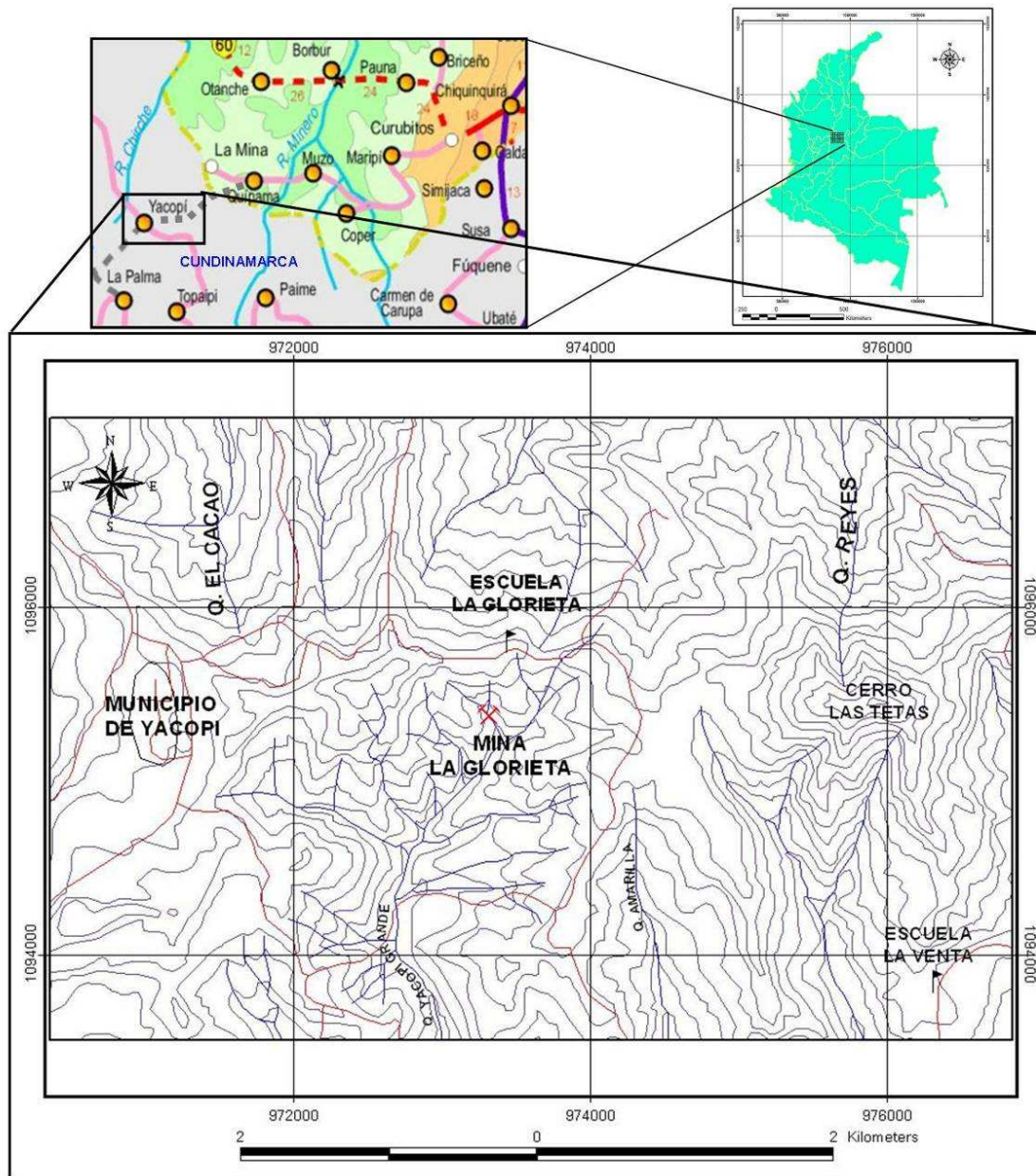


Figura 1. Mapa de localización del área de estudio

### 1.2.3. Aspectos Geográficos y Geomorfológicos

El área de estudio se encuentra ubicada en el piedemonte de la cordillera Orienta y presenta una morfología montañosa caracterizada por relieves moderados a fuertes en general, con drenajes subparalelos y subdendríticos de densidad media (ejemplo de ello

la quebrada la Piñuela y la quebrada el Tejar), y desarrollo de valles juveniles; dichos drenajes pertenecen a la cuenca hidrográfica del río Magdalena; lo cual se observa ampliamente en el modelo digital del terreno (Figura 2).

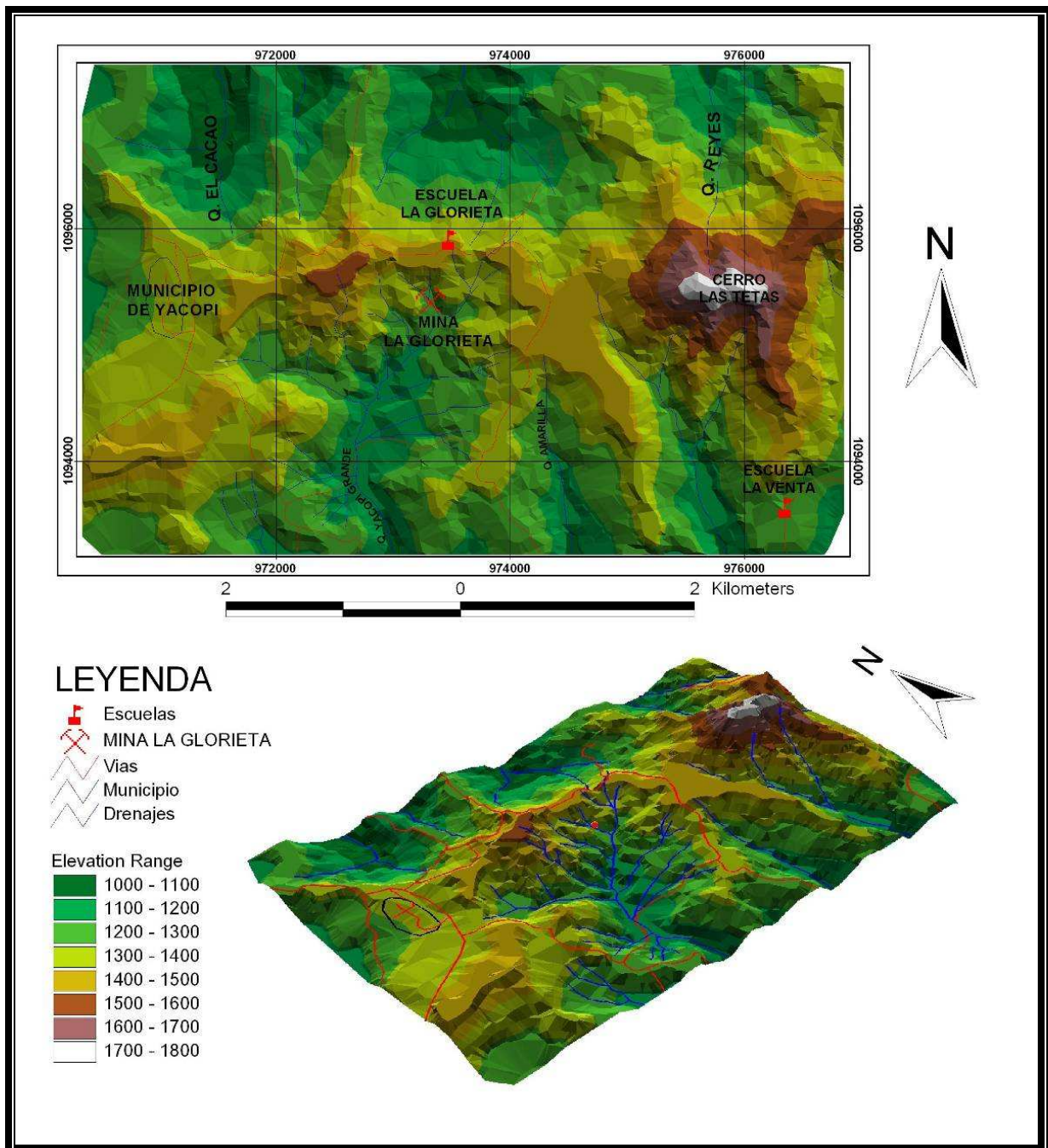


Figura 2. Modelo digital del terreno de la zona de estudio.

### 1.2.4. Vegetación y Clima

La zona se caracteriza por un clima cálido húmedo, típico de un bosque húmedo tropical (bh-T) 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 el plátano; y cultivos temporales como el maíz y el frijol.

La precipitación total anual es 2591 mm (Figura 3) alcanzando los 200 a 250 días con lluvia en la zona y una temperatura media anual de 21° C, siendo una temperatura templada, de acuerdo con la estación meteorológica del IDEAM, ubicada en las proximidades al caso urbano, (Tomado de la página web Ideam, atlas, clima).

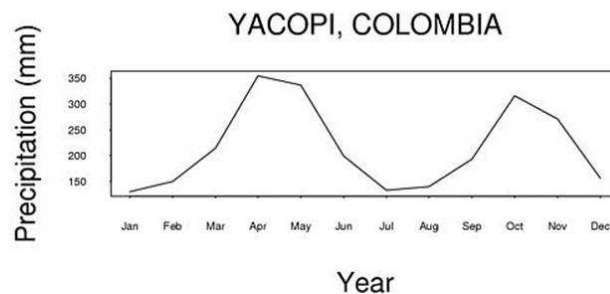
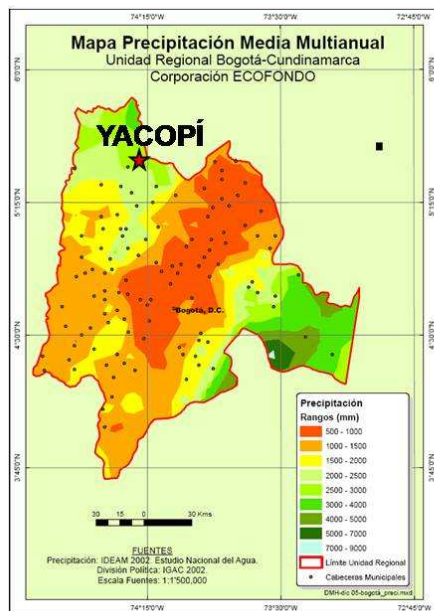


Figura 3. a) Mapa de precipitación anual de Cundinamarca, b) Grafica de promedios históricos de 15 años de pluviosidad mensual total de la estación meteorológica del municipio de Yacopi, Cundinamarca, (Tomado de la página web Ecofondo -- Regional Bogotá - Cundinamarca)

### **1.3. METODOLOGIA**

Las actividades realizadas en el transcurso del desarrollo del trabajo de grado, se han recopilado en las siguientes fases:

#### **1.3.1. Fase Pre-Campo**

Esta fase comprende las actividades realizadas dentro del proyecto y fomenta la capacitación y la preparación adecuada para la realización del trabajo de campo.

Inicialmente se realizó la recopilación y la revisión de información referente al Cinturón Esmeraldífero Occidental (CEOCC), tanto gráfica (mapas topográficos, mapas geológicos), como de tipo documental (publicaciones, artículos, informes, tesis, otros) en las diferentes entidades (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.), con el fin de realizar una base de datos detallada, que nos permitiera tener una mejor visión de la zona de estudio. Adicionalmente, se realizaron reuniones técnicas con los geólogos vinculados al INGEOMINAS, en aras de conocer la información geológica que ellos disponían, gracias a anteriores trabajos de cartografía geológica (Reyes *et al.*, 2006).

#### **1.3.2. Fase de Campo**

Durante esta fase se realizó un recorrido por el área, con fines de reconocimiento de la cartografía geológica del área correspondiente al CEOCC (realizada previamente por personal del INGEOMINAS, ver Reyes *et al.*, 2006), incluyendo el sector seleccionado para el presente estudio. Una vez realizado el reconocimiento regional, se procedió a levantar el túnel la Glorieta y realizar el correspondiente muestreo y toma de datos.

El trabajo de campo en el túnel de la mina La Glorieta inició con la toma de las coordenadas en la bocamina por medio del GPS (GARMIN Etrex Vista), lo que permitió la

referenciación del material obtenido al interior del túnel (muestras, fotos, etc.) durante su levantamiento. Para la toma de los datos estructurales y el propio levantamiento del túnel, se utilizó una brújula marca Brunton y una cinta métrica para la ubicación exacta de las muestras.

El muestreo en el túnel se realizó desde el frente de exploración, donde según rasgos geológicos específicos observados, se tomaron fracciones de roca y venas de aproximadamente el tamaño de una mano; en el caso de las muestras de las venas fue necesario adicionalmente tomar muestras de la roca encajante a distancias que variaban de centímetros a metros desde la mineralización, esto con el fin de observar posibles variaciones (mineralógicas, químicas, etc.).

### **1.3.3. Fase de Laboratorio**

Esta fase corresponde a los diferentes análisis macroscópicos y microscópicos realizados en laboratorios concretos, tales como análisis mineralógicos, petrográficos, geoquímicos y de inclusiones fluidas, fundamentalmente.

Inicialmente, se realizó la descripción macroscópica de las muestras recolectadas, utilizando una lupa binocular (Marca Stemi DV4. Zeiss) Figura 4a, ubicado dentro de las Instalaciones de la Escuela de Geología. Las descripciones reportan la mineralogía e identifican las diferentes características macroscópicas presentadas en la roca (color, textura, estructura, composición y clasificación). Toda esta información fue registrada según los formatos elaborados para tal fin y al ser complementaria con la información obtenida en campo permitió la elaboración de los diferentes catálogos (Catálogo de Muestras, el Catálogo de Fotos, libreta digital de campo).

Las secciones delgadas para estudios petrográficos, estudios de química mineral con ayuda de microsonda electrónica y las secciones doblemente pulidas para estudios de Inclusiones Fluidas, fueron realizadas en el Laboratorio de mineralogía de INGEOMINAS en Santiago de Cali, siguiendo el siguiente procedimiento: se seleccionaron las muestras con un interés específico y fueron cortadas a un tamaño de aproximadamente 6\*8 cm, las

cuales fueron llevadas a una mufla (Marca Isuzu serial 40254206), Figura 4b, a 50 grados centígrados durante dos días e impregnadas con resina o petropoxina debido a su alta porosidad. Seguidamente, éste material fue devastado con abrasivo de 400, 600 y 1000 en laminas de acero endurecidas con samario y pulidas en paños de 1, 3 y 6 micras con crema de diamante en una pulidora (Marca Doctor / Lap Maruto) Figura 4c; posteriormente fueron llevadas a la mufla a 50 grados centígrados durante 1 día para su secado donde volverían luego de pegárseles el portaobjeto biselado. Para el pegado se utilizo resina o petropoxina en las laminas de petrografía y pegante instantáneo transparente, en el caso de las secciones para estudios de las inclusiones fluidas.

Por medio de una cortadora se elimino el exceso de tamaño y de espesor repitiéndose el procedimiento anteriormente descrito de desvaste y pulido hasta que la lámina alcanzo el espesor deseado, siendo para las láminas de petrografía de 25 a 30 micras y para estudios de inclusiones fluidas de aproximadamente 100 a 300 micras.



Figura 4. a) Lupa binocular (Marca Stemi DV4. Zeiss) ubicada en el Laboratorio de Arcillas de la Escuela de Geología UIS, b) Mufla Marca Isuzu serial 40254206, y c) Pulidora Marca Doctor / Lap Maruto, ubicadas en el Laboratorio de mineralogía del INGEOMINAS sede Santiago de Calí.

### 1.3.3.1. Microscopia Óptica

El estudio petrográfico de las secciones delgadas correspondientes al túnel La Glorieta fue realizado utilizando microscopios de luz transmitida (Nikon Alphaphot.YS2-T), Figura 5, los cuales se encuentran en los laboratorios de Microscopia de la Escuela de Geología de la UIS (sede Principal y sede Guatiguará).

La información obtenida a partir de los estudios mineralógicos, petrográficos y la caracterización de las diferentes familias de inclusiones fluidas, fue reportada en los formatos suministrados por el INGEOMINAS para tal fin.



Figura 5. Microscopios de luz transmitida (Nikon Alphaphot.YS2-T). Laboratorio de Microscopia Óptica de la Escuela de Geología, Sede Principal y UIS-Sede Guatiguará.

### 1.3.3.2. Difracción de Rayos X (DRX)

En una fase inicial, se realizaron en los laboratorios de la escuela de Geología en la U.I.S., la selección de las 15 muestras obtenidas en la fase de campo del túnel La Glorieta, cuarteándolas para que existiera una verdadera representatividad de la totalidad de la muestra; luego se tomaron aproximadamente 20 g de cada muestra, para ser

fragmentada más finamente de manera manual, con ayuda de un martillo. Este proceso se realizó sobre un papel blanco limpio, para evitar la contaminación y especialmente la pérdida de las fracciones más finas derivadas de éste procedimiento.

Posteriormente, la segunda fase del tratamiento de las muestras, se llevó a cabo en los laboratorios del INGEOMINAS en Santiago de Cali, donde fueron analizadas las muestras mediante difracción de rayos X en un difractómetro marca Rigaku, modelo RINT2000 (Figura 6). Las especificaciones técnicas del equipo son presentadas a continuación en la Tabla 1.

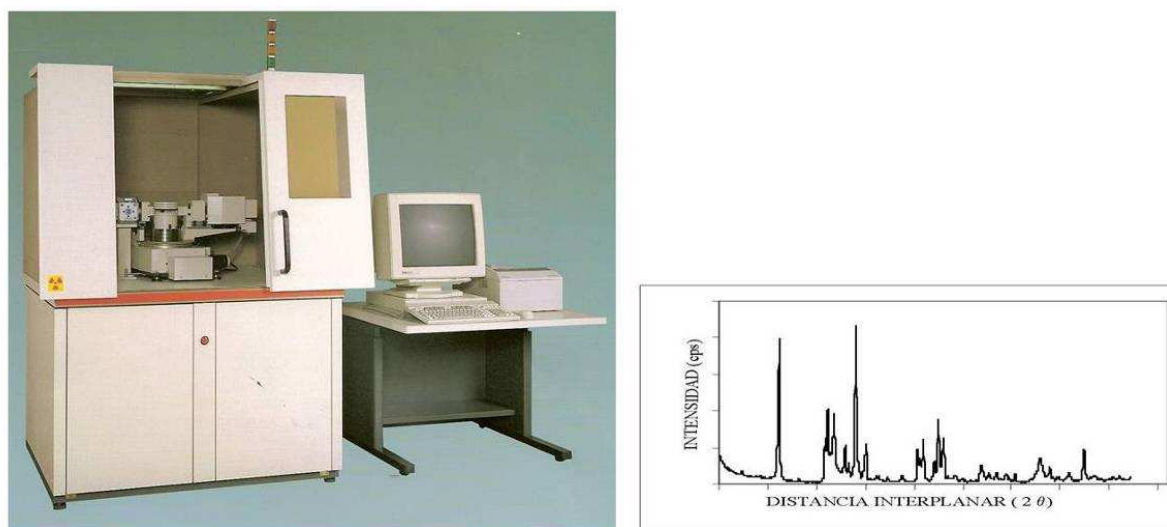


Figura 6. a) Difractómetro marca Rigaku, modelo RINT2000, b) Difractograma modelo.  
Laboratorio de DRX - INGEOMINAS, Sede Santiago de Cali.

Para realizar los análisis de las muestras en 'polvo desorientado', éstas fueron pulverizadas en su totalidad en un molino de rodillo de tungsteno (Sample Mill Model TI – 100, ver Figura 7), lo que permitió la representatividad de los componentes de la muestra de roca o vena. Luego de pulverizar la muestra, se realizó la selección por medio de cuarteo de aproximadamente 2 g, los cuales fueron pulverizados de forma manual en un mortero de ágata y montados sobre el porta muestra estándar de aluminio utilizado la técnica de llenado lateral. La muestra montada en el portamuestra finalmente fue llevada

al difractómetro, donde se realizaron las mediciones teniendo en cuenta los parámetros de la Tabla 2.

Tabla 1. Especificaciones técnicas del difractómetro marca Rigaku, modelo RINT2000, utilizado en el presente estudio.

Goniómetro	RINT2000, goniómetro 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



Figura 7. Molino de rodillo de tungsteno (Sample Mill Model TI – 100). Laboratorio de Trituración - INGEOMINAS, Sede Santiago de Cali.

Tabla 2. Parámetros de medición para análisis de muestras en ‘polvo desorientado’.

Modo de escaneo	2 Theta / Theta
Unidad X	grados
Unidad Y	cuentas por segundo (cps)
Inicio	2.00°
Parada	70.00°
Muestreo (step)	0.02°
Velocidad	5°/minuto
Voltaje	40kV
Amperaje	30mA

Como producto de las mediciones anteriormente descritas, se obtuvieron 15 difractogramas, los cuales se analizaron con el software D-Max para la identificación de los minerales presentes. Para tal fin, se realizó la comparación de los perfiles obtenidos, con aquellos perfiles de difracción reportados en la base de datos Powder Diffraction File (PDF-2) del Internacional Center for Diffraction Data (ICDD); además se realizó una determinación semicuantitativa de dichos minerales.

### 1.3.3.3. Microtermometría en Inclusiones Fluidas

El estudio petrográfico de las inclusiones fluidas (IF), se realizó en secciones delgadas doblemente pulidas, describiendo la ubicación, la relación espacial entre distintas familias de IF, sus morfologías y las características de las fases de relleno (por ejemplo, movilidad de la fase vapor, relaciones entre el volumen total con respecto al volumen del gas, etc.). Para tal propósito, se utilizó un microscopio de luz transmitida (Nikon Alphaphot.YS2-T), del Laboratorio de Microscopía óptica de la Escuela de Geología, UIS - Sede Principal.

El análisis microtermométrico de las IF del túnel la Glorieta, fue realizado en el Laboratorio de Microtermometría de IF de la Escuela de Geología de la UIS, Sede Guatiguara;

utilizando una platina de enfriamiento – calentamiento tipo THMS 600 marca LINKAM (Figura 8). El resultado del análisis crioscópico no fue el esperado, lo que impidió incluir en el presente trabajo, datos microtermométricos confiables. Para suplir esta necesidad, se optó por la caracterización de los fluidos utilizando la geoquímica isotópica, la cual será presentada mas adelante.



Figura 8. Platina de enfriamiento – calentamiento, tipo THMS 600 marca LINKAM. Laboratorio de Microtermometría de IF de la Escuela de Geología, UIS - Sede Guatiguará.

#### **1.3.3.4. Química Mineral**

El estudio de la química mineral realizado en las muestras provenientes del túnel La Glorieta, fue centrado en dos láminas delgadas de muestras relacionadas con la formación vetiforme con granate y las mineralizaciones próximas a este, con el fin de caracterizar químicamente los minerales presentes y complementar la fase de microscopía óptica.

Las secciones delgadas doblemente pulidas fueron analizadas en el Servicio de microscopía “Luis Bru” de la Universidad Complutense de Madrid (España), donde se realizaron los análisis empleando una microsonda JEOL, modelo JXA 8900 M (Figura 9), dotada de cuatro espectrómetros, con las siguientes condiciones de trabajo: 15Kv, 20 nA con un haz de 5 micras.



Figura 9. Microsonda marca JEOL, modelo JXA 8900 M. Laboratorio de Servicio de microscopía “Luis Bru” de la Universidad Complutense de Madrid (España).

En los análisis de microsonda electrónica, el bombardeo de electrones sobre la muestras en secciones delgadas doblemente pulidas e impregnadas de grafito, generan líneas de espectros de rayos X con intensidades o longitudes de onda específicas para cada elemento, permitiendo su identificación a partir de la comparación del espectro de la muestra con tablas de valores obtenidos de estándares de composición conocida.

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

#### **1.3.3.5. Geoquímica Isotópica**

Los análisis de isótopos estables de carbono y oxígeno en carbonatos ( $\delta^{13}\text{C}$  y  $\delta^{18}\text{O}$ ), se realizaron en cuatro muestras obtenidas del frente de explotación del túnel La Glorieta. Adicionalmente, se realizaron análisis de isótopos estables de deuterio y oxígeno en cloritas ( $\delta\text{D}$  y  $\delta^{18}\text{O}$ ).

La preparación del material para análisis de isótopos estables en carbonatos, se realizó tomando trozos representativos de vena y de roca, de los cuales fueron separados aproximadamente 25 gramos de calcita, dolomita y roca. Adicionalmente, las cloritas analizadas, fueron concentradas manualmente, identificando cada individuo con ayuda de una lupa estereoscópica Marca Stemi DV4. Zeiss, para así garantizar su máxima pureza.

El material seleccionado para análisis isotópico de los carbonatos, fue analizado en el laboratorio de isótopos estables del Instituto de Geociencias de la Universidad de Sao Pablo (Brasil), utilizando un espectrómetro de masas Tipo 20-20, previo tratamiento de las muestras con ataques ácidos, tal como se documenta en Mantilla *et al.* (2006). Un análisis isotópico adicional de carbonatos y de una muestra de clorita, se realizó en el laboratorio de isótopos estables de la Universidad de Salamanca (España), siguiendo los procedimientos respectivos, documentados en Clemente *et al.* (2006).

#### **1.3.3.6. Datación Sm- Nd**

Para realizar la datación con Sm-Nd de la mineralización vetiforme de la zona granate - epidota, se escogió la muestra LME01411B obtenida del túnel La Glorieta. Inicialmente se seleccionaron 3 g de cristales sin impurezas y con formas euhedrales de granates y epidotas, los cuales fueron lavados con agua destilada y empacados evitando cualquier posible contaminación con el medio. Posteriormente, estas muestras fueron nuevamente sometidas a un proceso de selección más detallado, para evitar al máximo las pequeñas contaminaciones que pudieran provenir de la presencia de inclusiones de otros minerales. Se obtuvo del anterior procedimiento de selección dos fracciones de granates, diferenciadas

por la tonalidad de su color y una fracción de epidota. Este procedimiento y su posterior análisis, estuvo a cargo del director del proyecto Luis Carlos Mantilla Figueroa.

Todo el análisis de tratamiento químico (dilución por vía ácida) de las muestras y de medición de las relaciones isotópicas, se realizó en el Centro de Pesquisas Geocronológicas de Sao Pablo, (Brasil), siguiendo los procedimientos que en resúmen se documentan en la página web CPGEO - Centro de Pesquisas Geocronológicas - IGc – USP.

#### **1.3.4. Fase de Interpretación de Datos y Edición del Informe Final**

Durante esta fase se analizaron para su correspondiente evaluación e interpretación todos los datos geológicos obtenidos en campo y en laboratorio, con el propósito de generar un modelo de evolución geológica preliminar del área de estudio, relacionándolo con las manifestaciones hidrotermales formadoras de esmeraldas y así corroborar los criterios de exploración de nuevas áreas que tiene como fin el trabajo realizado en el convenio de cooperación No. 005 De 2001 entre la Universidad Industrial de Santander (UIS) y el INGEOMINAS. Los resultados de todo esto, fue editado y consignado en el presente trabajo de grado.

## **2. ANTECEDENTES**

Con el propósito de poder contextualizar el problema objeto del presente estudio, a continuación se resume lo relacionado con los eventos geológicos que han configurado los rasgos tectónico-estratigráficos del área de estudio (a escala regional y local). Por otro lado, se presentará el estado del arte entorno al tema de las estructuras vetiformes con granate-magnetita-epídota en la mina La Glorieta. Finalmente, con el propósito de facilitar información útil en las discusiones e interpretaciones que se desarrollarán en los siguientes apartados de éste trabajo, se concluye el capítulo de antecedentes, con un resumen sobre los conceptos básicos relacionados con el tema de los Skarn y se hace referencia a las manifestaciones de este tipo reportadas en Colombia.

### **2.1. ASPECTOS GEOLÓGICOS DE ESCALA REGIONAL**

Debido a que las rocas en las cuales se presentan las principales estructuras hidrotermales objeto de este estudio, a continuación se presenta un resumen del contexto paleogeográfico y paleotectónico que dominó durante el Cretácico: época de la depositación de los sedimentos que actualmente constituyen las unidades sedimentarias del área de estudio y la formación de las mineralizaciones vetiformes con granate-epídota, tal como se mostrará más adelante.

El área de estudio se encuentra sobre el flanco occidental de la Cordillera Oriental de Colombia, compuesto fundamentalmente de una secuencia sedimentaria Mesozoica de gran espesor. Estas rocas, fundamentalmente de origen marino, son el resultado de una etapa evolutiva que se relaciona un proceso de rifting, cuyo comienzo se remonta al Triásico-Jurásico.

La depositación de los sedimentos que formarían las rocas sedimentarias Jurasicas y Cretácicas, tuvo lugar desde el Triásico dentro de una gran cuenca, la cual se encuentra formada por el actual Valle del Magdalena, la Cordillera Oriental y los llanos Orientales. Su origen es producto del régimen tectónico extensional causante de la separación de

Norte y Sur América, lo que permitió la formación de un posible rifting continental. Adicionalmente, se encuentra relacionado con la extensión de cuencas de back-arc ubicadas al oriente de la Cordillera Central, como consecuencia de la subducción de la placa oceánica Farallón bajo el noroeste de Sur América (Mojica *et al.*, 1996, en Taboada *et al.*, 2000). Las invasiones marinas sufridas durante el Cretácico (Figura 10), en el depocentro formado por la parte central actual de la Cordillera Oriental y el Valle del Magdalena, permitieron la formación de un gran registro de sedimentos marinos, principalmente del Cretácico Inferior, como lo muestran las reconstrucciones paleogeográficas presentadas por Etayo *et al.*, (1997), (Figura 11).

Las ramificaciones del paleo rift del Magdalena y algunas aéreas mayores, fueron las primeras afectadas por las invasiones marinas Cretácicas, generando una gran secuencia de depositación de areniscas, lutitas y calizas (Etayo *et al.*, en Clavijo y Royero, 2000). Durante el Hauteriviano – Barremiano, se desarrollo un gran delta intracratónico, con ríos cuyas cabeceras se encontraban en el actual Valle Superior del Magdalena; además de algunos plutones de tipo máfico, producto del adelgazamiento de la corteza continental por eventos extensivos (Cediel *et al.*, 2003).

Según Cediel *et al.*, (2003), en el Aptiano – Albiano inferior, se produjo el adelgazamiento de la corteza continental hacia la zona central de Colombia, generando plutones desde una afinidad máfica-toleítica hasta alcalina. Adicionalmente, se dio un avance de norte a sur de las invasiones marinas, mostrando una profundización del mar en la parte central del país; con dos dominios deposicionales principales: el actual Valle Superior del Magdalena y una cuenca que se extendía desde el margen Occidental pasivo hacia el escudo oriental. Los dos dominios faciales que marcaron el Albiano Medio y Superior, fueron: el primero de tipo arenoso, desde el Golfo de Maracaibo hasta el norte del Macizo de Garzón, con una entrante en la actual Serranía de la Macarena. El segundo, conformado principalmente por shale negros, con presencia de carbón, y chert en el borde interno del margen continental.

Durante el final del Cretáceo y el inicio del Paleógeno, se dieron eventos de regresión marina, que finalizaron en el Maastrichtiano Superior, cuando la acreción final de los fragmentos de corteza oceánica de la Cordillera Occidental, tuvo como consecuencia la

interrupción definitiva de la depositación marina. Además, la fase inicial pre-Andina permitió la deformación de las rocas constituyentes del Valle Superior del Magdalena y del segmento sur de la Cordillera Oriental (Cooper *et al.*, 1995). La evolución geológica de este sector de la corteza continental Colombiana, es ampliamente documentada entre otros autores por Cooper *et al.*, (1995); Villamil (1999); y Clavijo y Royero (2000).

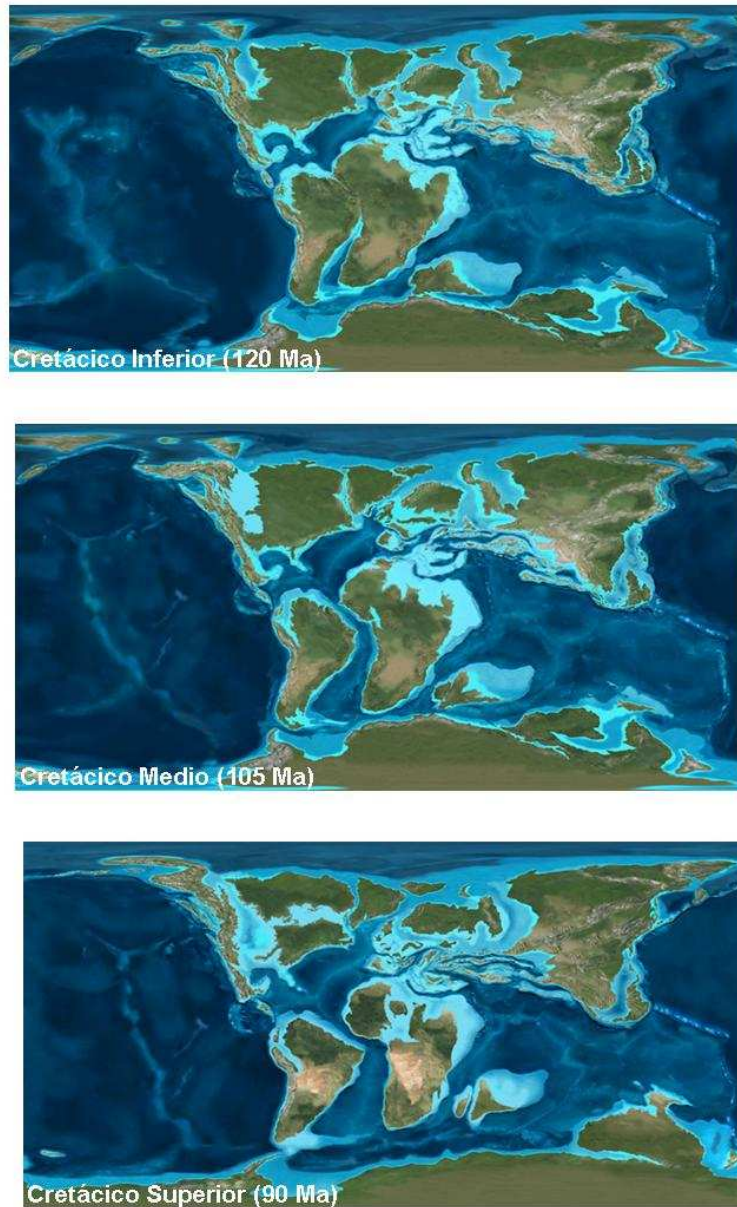


Figura 10. Mapa paleogeografico del Cretáceo. a) Cretácico Inferior, 120 M.a., b) Cretácico Medio, 105 M.a., c) Cretácico Superior, 90 M.a. (Tomado de la página web Rectangular Global Maps)

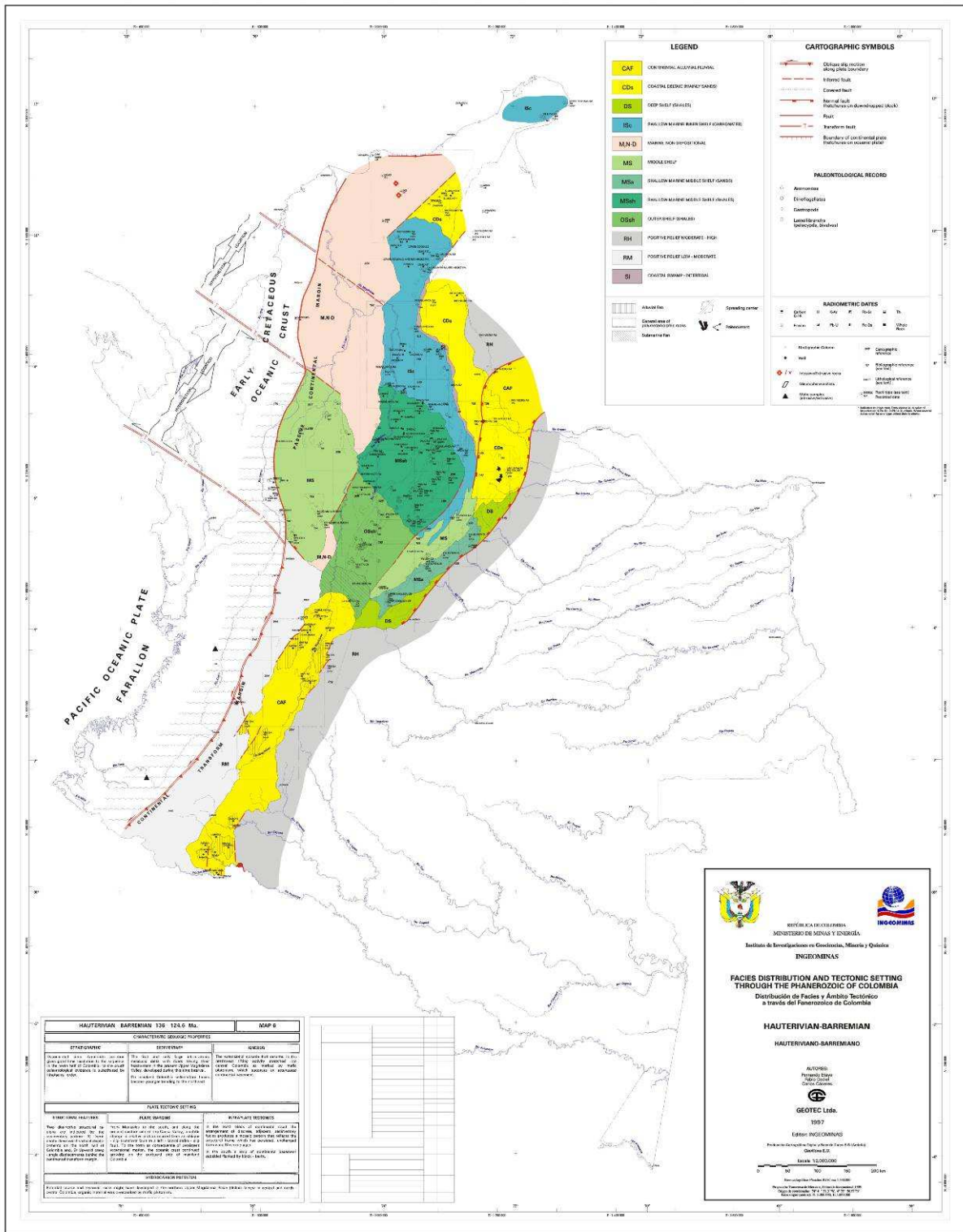


Figura 11. Mapa de distribución de facies y ambiente tectónico durante el Hauteriviano - Barremiano (Etayo *et al.*, 1997).

## **2.2. ASPECTOS GEOLOGICOS DE ESCALA LOCAL**

### **2.2.1. Estratigrafía del Área de Estudio**

Según los recientes estudios cartográficos geológicos, realizados por el INGEOMINAS y presentados en Reyes *et al.*, (2006), se estableció una secuencia litológica para el Cinturón Esmeraldífero Occidental, en base a las variaciones de facies y la bioestratigrafía encontrada. En dicho documento, se integran los anteriores trabajos cartográficos realizados en la zona, utilizando una única nomenclatura geológica para los departamentos de Cundinamarca, Boyacá y Santander. Las unidades litoestratigráficas a nivel de Formación, presentadas en dicho trabajo son: la Formación cumbre, Formación Rosablanca, Formación Ritoque, Formación Tablazo y Formación Hilo; siendo propuestas por primera vez, la Formación Furatena, Formación Muzo, Formación Capotes, Formación Otanche, Formación la Frontera y la Formación Cordoba.

Debido a que la Formación Muzo posee un especial interés, al ser las rocas hospedadoras de las mineralizaciones vetiformes objeto de estudio, a continuación se realizara una descripción mas detallada de esta unidad.

#### **2.2.1.1 Formación Muzo (Hauteriviano – Barremiano)**

La Formación Muzo corresponde a una secuencia que anteriormente fue reportada como parte de la Formación Paja (Etayo, 2005 en Reyes *et al.*, 2006) y fue diferenciada de esta ultima utilizando bioestratigrafía. Esta unidad es descrita por Reyes *et al.*, (2006), como una franja alargada de aproximadamente 150 – 300 m de espesor. La sección tipo fue levantada, en una columna estratigráfica (Figura 12) en el 2005, por INGEOMINAS-GEOSERCH Ltda., sobre la carretable San Pablo de Borbur – Pauna.

Litológicamente fue descrita como una secuencia calcárea con variaciones faciales, evidenciadas por el registro fósil y la disminución de su contenido calcáreo en determinados sectores producto de los procesos de meteorización, llegando en algunos casos a ser netamente silíceas como al norte de Pauna.

El registro litológico hacia el inicio de Hauteriviano corresponde a lodolitas calcáreas color gris oscuro con interposiciones de lentes y concreciones de caliza, con pirita y venas de calcita; las cuales se encuentran Intercaladas con limolitas arenosas y arenitas cuarzosas en capas medias de grano muy fino a fino. La secuencia continua con lodolitas y limolitas albitizadas calcáreas con una laminación ondulada no paralela; y una zona brechada y mineralizada con venas de calcita y láminas de sulfuros oxidados; seguida de intercalaciones de capas de lodolitas color gris oscuro con capas de limolitas al llegar al Barremiano. Esta litología es similar a la reportada por Acosta & Ulloa (2001) en Reyes *et al.* (2006) en el sector de la carretera La Palma-Yacopí, donde se inicia la secuencia con margas intercaladas con lodolitas calcáreas negras, las cuales presentan internamente laminación plano paralela; seguidas por intercalaciones de shale negro arcilloso con hojuelas de yeso y abundantes concreciones micríticas.

La Formación Muzo presenta un contacto inferior transicional a neto con la Formación Furatena y un contacto superior neto a transicional con la unidad Formación Capotes. Producto de la Falla de Ibacapí, se presenta un contacto neto con las Formaciones Ritoque o Rosablanca mientras en el resto del área de estudio descansa sobre la Formación Furatena.

### **2.2.2. Aspectos Estructurales del Área de Estudio**

Estructuralmente se presenta en la zona la estructura anticlinal Yacopi el cual se encuentra localizado al oriente de Yacopí y La Palma (189 – E7, F7, G7 y H6), el eje de este anticlinal se ve cerca al sitio conocido como La Glorieta (Figura 13), donde la estructura es tan apretada que incluso se alcanza a observar un rompimiento por el eje, lo cual puede generar la falsa idea de una falla. Las rocas que afloran en el núcleo de la estructura son de edad Valanginiano (Formación Furatena) y la dirección del pliegue es variable de NE-SW, a NS. Este es un anticlinal simétrico, con 2 kilómetros de amplitud y mínimo 9 kilómetros de longitud, (Reyes *et al.*, 2006).



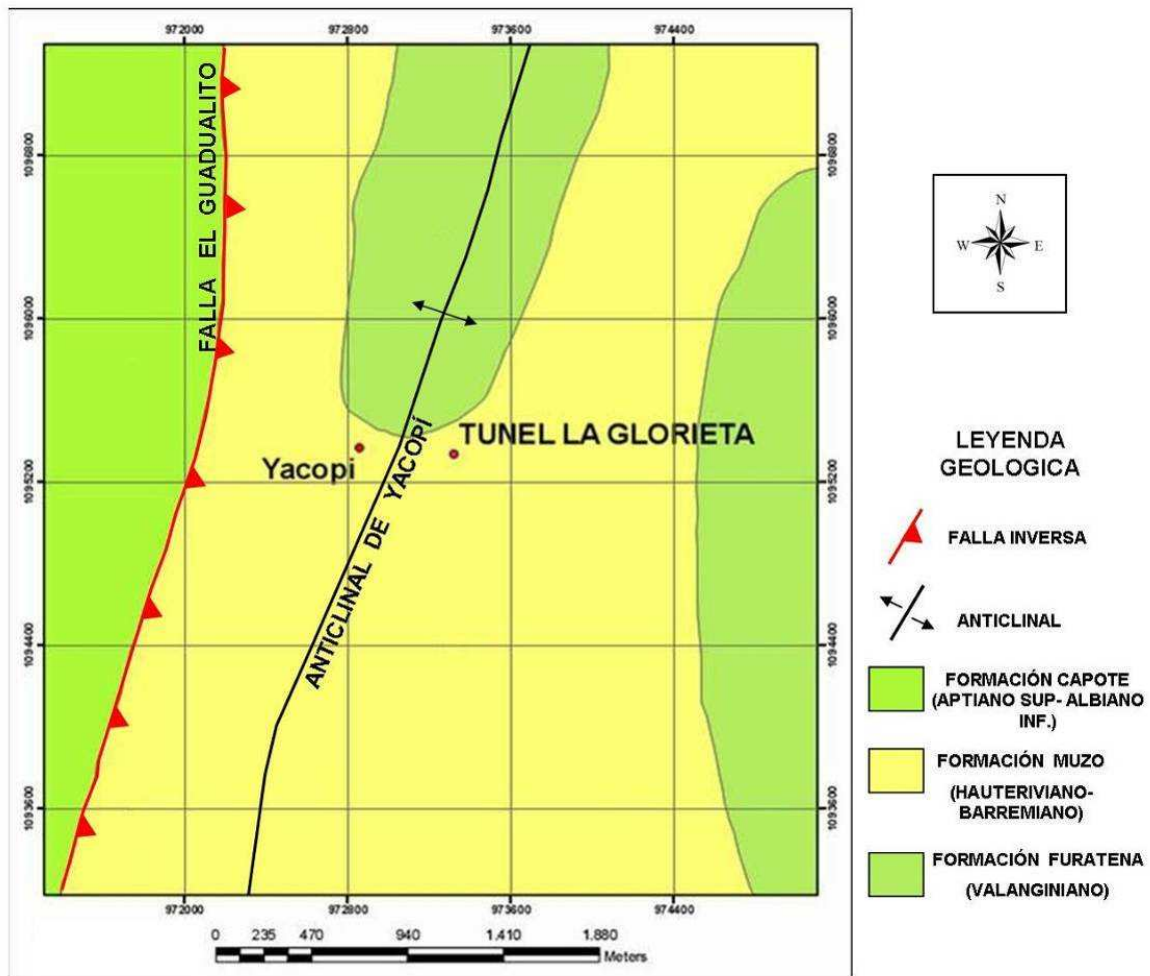


Figura 13. Mapa Geológico del área de estudio apoyado en la cartografía geológica reportada (Reyes et al., 2006).

La falla de Guadualito pertenece al sistema de fallas de La Salina, la cual se dispone hacia el oriente de la falla principal a la altura del río Aldana y cambiando a NS e su dirección al dirigirse al sur; lo cual permite que los pliegues caigan oblicuos en un movimiento transcurrente asociado en sentido sinextral. La falla de Guadualito pone en contacto rocas del Hauteriviano-Barremiano (Formación Muzo) y rocas del Aptiano – Albiano (Formación Capote); se presenta el mayor desplazamiento hacia el sur mientras en el norte trunca el sinclinal y anticlinal de Yacopí, (Reyes et al., 2006).

### 2.3. MAGMATISMO CRETACICO EN LA CORDILLERA ORIENTAL

Con el propósito de relacionar la formación de las estructuras vetiformes aquí estudiadas, con algún posible evento magmático ocurrido en la Cordillera Oriental, a continuación se presenta un resumen de estos, haciendo especial énfasis en los eventos magmáticos Cretácicos. Esto, debido a que con éstos últimos, se relaciona la formación de dichas mineralizaciones, tal como se demostrará más adelante con los datos derivados de la presente investigación.

En la Cordillera Oriental se presentan rocas ígneas de diferentes periodos geológicos. Los eventos ocurridos durante el Mesozoico y Terciario, al parecer se restringen a las siguientes épocas magmáticas: Triásico-Jurásico; Cretácico (Fabre y Delaloye, 1982; Moreno *et al.*, 2005) y Paleógeno (Mathur *et al.*, 2003). Un magmatismo al parecer muy reciente, se reporta en los sectores de Paipa, Iza, entre otros (Alfaro *et al.*, 2006; Galvis *et al.*, 2006).

Considerando que el magmatismo Cretácico guarda una estrecha relación con la formación de las mineralizaciones estudiadas en el sector de La Glorieta, a continuación se presenta un resumen sobre estos aspectos.

Según Fabre y Delaloye (1982), la evolución del magmatismo mesozoico de la Cordillera Oriental, se encuentra preservada en una mínima cantidad de material magmático, que corresponde en su mayoría a intrusiones de afinidad máfica; posiblemente relacionadas a una fase de subsidencia durante el inicio de la trasgresión Berriasiano – Cenomaniano. Además, es claramente identificado un evento de adelgazamiento de la litosfera durante el Cretácico Inferior-Cretácico Superior Temprano (Sarmiento, 2001; en Vásquez y Altenberger, 2005).

Los eventos extensivos durante el Cretácico temprano, permitieron el ascenso de magmas de tipo alcalino a toleítico hacia la superficie en pequeños volúmenes, los cuales además de evidenciar un aumento hacia el oeste de la Cordillera Oriental en el grado de

la fusión parcial sufrido por cada uno de ellos, permiten ubicarlos en un contexto geodinámico de máxima extensión (dorsales meso-oceánicas), dada su presencia dentro del rift continental.

El modelo presentado por Vásquez y Altenberger (2005), basado en la variación geoquímica y petrológica de las intrusiones sugiere la presencia de un manto subcontinental al oeste metasomatizado por fluidos derivados de una placa subducida mas antigua, la cual habría sufrido devolatización; se descarta la presencia de una pluma mantélica, dada la falta de grandes volúmenes de rocas magmáticas y la ausencia de inconformidades controladas tectónicamente durante el cretácico; otro modelo presentado propone que las celdas de convección en el manto movilizaron los fluidos liberados de la placa subducida y los transportaron a otra región, lejos de la cuña del manto. Los fundidos experimentaron el mas bajo grado de fusión parcial comparada con los otras inclusiones hacia el oeste y por tanto un evento magmático producido como consecuencia del rifting continental es propuesta. Este modelo esta de acuerdo con el régimen tectónico extensional asumido en el noroeste de sur América desde el Triásico hasta el Cretácico.

Los estudios realizados en los cuerpos intrusivos de la Cordillera Oriental, han permitido localizar en el rio Guaguaquí y en las localidades de Cáceres, Puerto Romero, La Corona, Pacho, Pajarito y Rodrigoqué, manifestaciones máficas con edades no mayores al Albiano Tardío, las cuales son reportadas y relacionadas con lineamientos tales como: Lineamiento de Paipa, Lineamiento de Muzo, Lineamiento de Gachalá y con el Rio Sogamoso (Ujuela, 1991).

#### **2.4. ESTUDIOS PREVIOS ENTORNO AL TEMA DE LA PRESENCIA DE GRANATE EN LA MINA LA GLORIETA.**

Tal como se dijo anteriormente, la Mina 'La Glorieta', localizada a unos 2.3 Km. al oriente de la zona urbana del Municipio de Yacopí (Cundinamarca), ha sido desarrollada fundamentalmente con el propósito de extraer esmeraldas. Sin embargo, luego excavar 30 metros de túnel, se encontraron unas formaciones vetiformes con presencia de granate, epidota y magnetita, básicamente. La proximidad espacial de esas formaciones vetiformes, con las estructuras hidrotermales que se han relacionado como asociadas a la

mineralización esmeraldífera del sector (identificadas durante el desarrollo del túnel), ha generado una serie de interrogantes sobre la génesis de esas formaciones vetiformes y su relación con los procesos generadores de esmeraldas, entre otros.

El reporte de las formaciones vetiformes con granate (al parecer de variedad andradita), solo se conoció inicialmente por comunicaciones verbales derivadas de los comentarios de técnicos que trabajan en el área (Geólogo J. R. Guerrero e Ingenieros Carlos y Jaime Pinilla). Sin embargo, solo en el marco del X Congreso Colombiano de Geología, realizado en la ciudad de Bogotá en el año 2005, su ocurrencia se reporta mediante una ponencia (con memoria) realizada por los geólogos de la Sociedad Kedahda S.A. (Subsidiaria de la multinacional Minera AngloGold Ashanti), Rafael Alfonso R. y Víctor Carrillo.

Ese primer reporte escrito de las formaciones vetiformes con granate (Alfonso y Carrillo, 2005), sugieren que su formación esta relacionada con un Skarn a profundidad. Donde la presencia de los granates se encuentra ligada al relleno de cavidades de poca dimensión, mostrando una clara relación con venas con alto contenido de magnetita y carbonatos.

El reporte plantea que los granates se encuentran ligados a las manifestaciones magmáticas acidas recientes de la Cordillera Oriental, tales como, Iza, Paipa y Duitama. Adicionalmente, reportan procesos de carbonatización, piritización y albitización, en fragmentos de lutitas negras carbonosas que hacen parte de una brecha tectónica. Sin embargo, dicho reporte adolece de un estudio petrográfico detallado de los materiales de relleno de venas; así como, de análisis que permitan determinar su relación con las estructuras hidrotermales asociadas con la génesis de las esmeraldas, careciendo de argumentos analíticos que apoyen esa idea. Sin embargo, este reporte, permite abrir una nueva frontera de discusión geológica entorno al significado y la relación de esas formaciones, con la historia hidrotermal e incluso magmática en el contexto del Cinturón Esmeraldífero Occidental de la Cordillera Oriental de Colombia.

Lo anteriormente mencionado, muestra que el problema entorno a la presencia de granates en el sector de la Mina La Glorieta, es un tema que solo se encuentra en su

etapa inicial de estudio. Dado, que aparte del trabajo de Alfonso y Carrillo, (2005), no se ha encontrado bibliografía adicional que haya tratado este aspecto, en dicho sector. En consecuencia, esta propuesta de proyecto de grado “Modalidad Investigación” es el primer documento que aborda esta problemática, con base en análisis de laboratorio (para fines de su caracterización, determinación de la edad, etc.) desde un punto de vista petrográfico, DRX, geoquímico mineral, e isotópico.

## 2.5. OTRAS MINERALIZACIONES DEL ÁREA DE ESTUDIO

Las manifestaciones de interés económico presentes en el área de estudio son principalmente de tipo minero, las cuales pertenecen al Distrito Minero de Muzo (Figura 14), en el cual se agrupan las áreas de actividad minera de los municipios de Muzo, Quipama, San Pablo de Borbur, Maripí, Pauna, Coper, Otanche, La Victoria, Briceño (departamento de Boyacá), y del municipio de Yacopí (Departamento de Cundinamarca). En este distrito se enfoca la actividad minera de la explotación de esmeraldas (UPME, 2005).

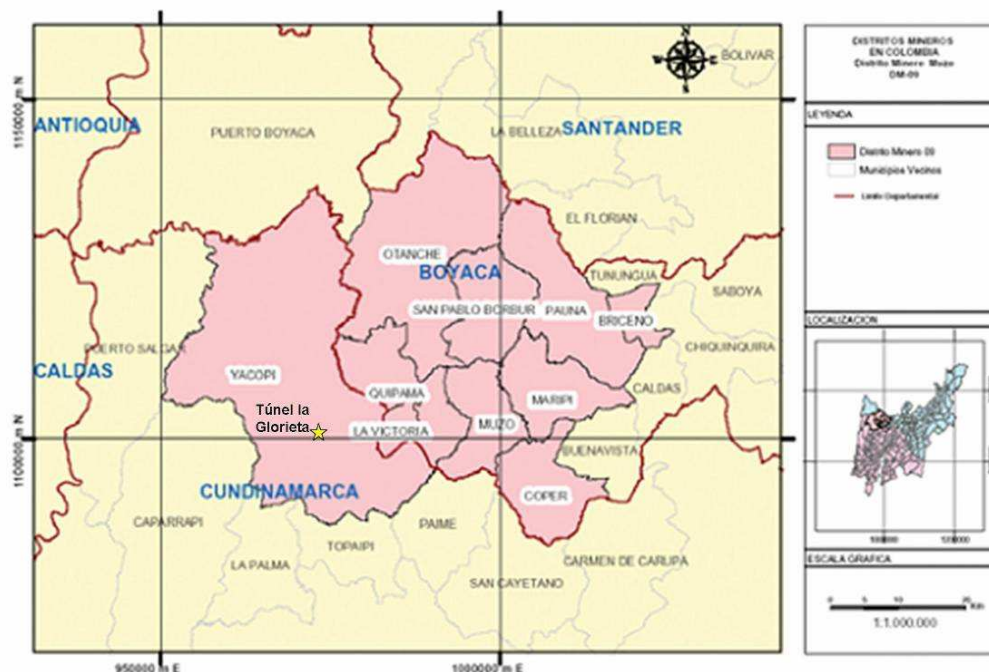


Figura 14. Mapa del Distrito Minero de Muzo, Tomado de UPME (2005).

Los depósitos de esmeraldas en Colombia son excepcionales a nivel mundial dado que se encuentran relacionados a manifestaciones hidrotermales epigenéticas, Cheillett y Giuliani (1995), donde a partir de fracturas producto del tectonismo de la zona fue posible el paso de fluidos hidrotermales con condiciones específicas (presión, temperatura), permitieron el transporte y lixiviación de los elementos presentes en las rocas del Cretácico Inferior, necesarios para la formación de las esmeraldas y otras mineralizaciones.

Una información más detallada sobre las mineralizaciones de esmeraldas en el área de estudio, se presenta en Beus y Meneev, (1972) y Reyes *et al.*, (2006). Estos y otros trabajos sobre este tema, se resumen en el trabajo de Maya *et al.*, (2004).

## **2.6. GENERALIDADES DE LOS YACIMIENTOS DE TIPO SKARN**

### **2.5.1. Historia y Definiciones**

El término skarn fue utilizado antiguamente en la jerga minera sueca, para referirse a los minerales de ganga silicatada (piroxenos, granates y anfíbol), asociados con los depósitos suecos de Magnetita en las minas de Kiruna. El término fue utilizado por primera vez en la literatura por Tornebohm en un artículo publicado en 1875, sobre algunos depósitos de Fe de Persberg en Suecia. Posteriormente el término "skarn" fue utilizado por algunos petrólogos metamórficos suecos para describir rocas con metamorfismo regional o de contacto, provenientes de un protolito de calizas y dolomitas. Estos depósitos minerales se caracterizaban por la presencia de silicatos de Ca, Mg y Fe, los cuales eran complementados metasomáticamente con grandes cantidades de Si, Al, Fe y Mg.

Actualmente, el término Skarn posee diversas definiciones, las cuales convergen en forma general al referir la existencia de una sustitución metasomática de la roca por un fluido en desequilibrio con ella. Este tipo de depósitos son también llamados: depósitos metamórficos hidrotermales, metamórficos ígneos, metamórficos de contacto y pirometasomáticos.

Algunas definiciones más detalladas describen los depósitos tipo skarn como un conjunto litológico, generalmente zonado, de grano grueso y formado por silicatos de Ca y Mg, a menudo rico en Fe, (Rose y Burt, 1979 en Tornos, 1990). La anterior definición es similar a la definición de Einaudi y Burt (1982) en Tornos (1990), la cual relaciona los skarn, con rocas formadas por silicatos de calcio en carbonatos relativamente puros, principalmente granate y piroxeno, cuyo tamaño varía de 1 mm a varios centímetros. Donde, el proceso de infiltración y difusión de fluidos metasomáticos, forma diferentes zonas de distribución mineralógica.

En Tornos (1990), se presenta dicho término para aquellas rocas metasomáticas desarrolladas por transformación (autometasomática?) de rocas básicas y ultrabásicas (rodingitas o skarns auto-reaccionales). Además, explica como los procesos de formación de los depósitos de skarn, permiten que al realizar la interacción entre roca – fluidos, se den intercambios de Si, Al, Fe, Ca, Mg, agua y bióxido de carbono entre otros, por medio de un fluido que sirve de transporte de los componentes suspendidos entre los sistemas geológicos con un claro desequilibrio composicional.

La formación de minerales calcosilicatados como diópsido, wollastonita, granate andradita y actinolita, presentan rangos de temperaturas de formación en general entre los 400°-600°C. En forma general, las condiciones de formación de este tipo de depósito mineral, es de altas temperaturas y presiones variables; aunque se presenta una excepción en los skarn de Zn-Pb, los cuales se caracterizan por sus bajas temperaturas de formación (Tornos, 1990).

Otro término utilizado en las mineralizaciones de este tipo es el término skarnoide, el cual según Casquet, (1990), se refiere al caso de rocas asociadas a un metamorfismo de tipo regional, que muestran una mineralogía semejante a la de los skarns (alto contenido de grosularia, idocrasa, wollastonita, piroxeno) pero en cuya formación no intervienen procesos metasomáticos, sino una recristalización isoquímica de litologías margosas o de rocas carbonatadas muy impuras.

### **2.5.2. Mecanismos Generadores**

Según Khorzhinskii (1970), en Casquet (1990), Los mecanismos generadores de los depósitos tipo skarn, son básicamente: la difusión y la infiltración, los cuales se encuentran íntimamente relacionados con la forma de transporte de los componentes químicos desde las rocas, por medio de los fluidos.

- La difusión de los fluidos, permite comunicar dos sistemas estáticos en desequilibrio, donde sus componentes químicos se desplazan en un mismo gradiente de potencial químico. A partir de este mecanismo, se genera un skarn difusional, también llamado bimetasomático o reaccional.
- La infiltración de los fluidos conlleva un desplazamiento de los mismos, siguiendo las fracturas, planos de estratificación y contactos, que se encuentran en la roca. Ciertos factores como la presión del fluido y la temperatura, favorecen el transporte pasivo de los componentes químicos, los cuales afectan grandes volúmenes de roca a medida que se desplazan y reaccionan con la roca adyacente.

### **2.5.3. Factores Determinantes**

Las diferencias mineralógicas entre los distintos skarns se encuentran relacionadas a cuatro rasgos fundamentales y determinantes de las condiciones fisicoquímicas que definen su evolución, las cuales según Tornos (1990) son:

- Composición del protolito (composición fija).
- Condiciones de temperatura y presión (litostática e hidrostática).
- Composición del magma con el que se relaciona el fluido.
- Características del fluido.

Las características del fluido definen la geométrica de los depósitos de skarn. Donde, la circulación a favor de gradientes (de presión, temperatura o de composición de la fase fluida) permiten que las vías preferentes de circulación hidrotermal (contactos litológicos,

fracturas, charnelas pliegues, etc.) sean mas afectadas por una alteración metasomática polifásica, generando una mineralización.

El origen de los fluidos según Korzhinskii (1970) en Tornos (1990), permite identificar dos diferentes tipos de skarn: los primeros llamados skarn de reacción o bimetasomático y de tipo skarn s.s. Los primeros se relacionan con procesos metasomáticos de tipo difusivo como producto de metamorfismo aloquímico de rocas carbonatadas; y los segundos son relacionados con procesos térmicos asociados a intrusiones ígneas.

Las características de los skarn de reacción son:

- Tamaño de grano  $\geq 1$  mm.
- Zonación generalmente concéntrica alrededor de las rocas más ricas en Ca y/o Mg.
- Mineralogía característica de los skarns en las zonas más internas.

Las características de los skarn s.s son:

- Tamaño de grano algo inferior a los skarn de reacción.
- Contenidos generalmente muy inferiores en Mn y Fe.
- Ausencia casi generalizada de mineralización apreciable.
- La alteración retrógrada tiene muy poca importancia volumétrica.
- Asociaciones paragenéticas compatibles con el entorno metamórfico.

#### **2.5.4. Evolución Temporal del Skarn**

Según Casquet (1990), la formación de un depósito skarn se encuentra íntimamente relacionado con los fluidos provenientes del magma. Dichos fluidos, adicionan componentes hacia la aureola al ser integrados al proceso metasomático. Por tanto, cuando el resultado es la formación de skarn en el encajante, se denomina exoskarns; mientras si su formación se realiza sobre las partes del plutón ya cristalizadas, se denomina endoskarn. En el primer caso, las litologías más afectadas son las calcomagnesianas, aunque también pueden estarlo, en menor proporción, las silíceo-alumínicas dándole la connotación de periskarns (Figura 15).

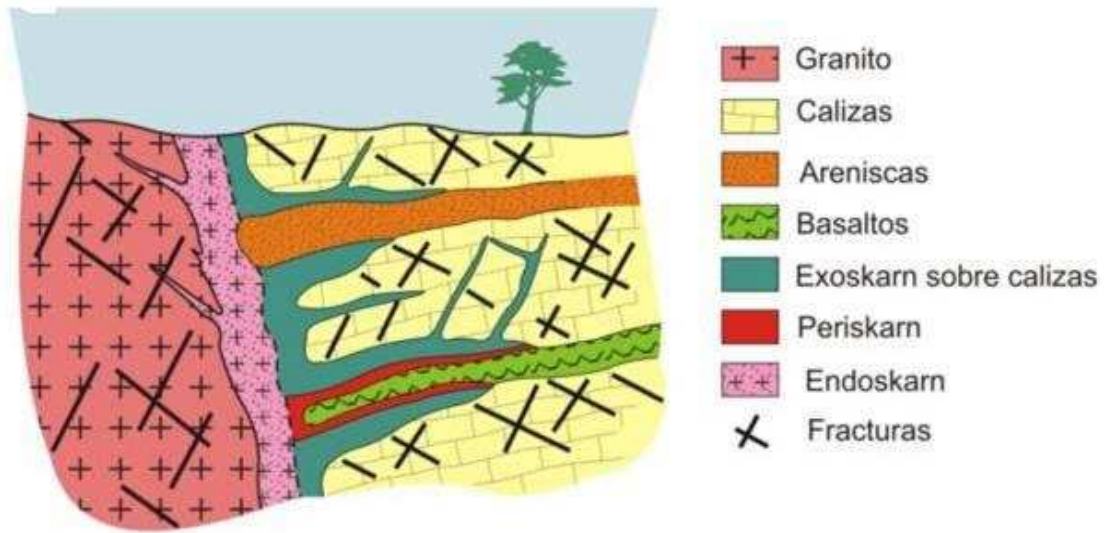


Figura 15. Corte esquemático mostrando la evolución temporal de un skarn. Tomada de Casquet (1990).

Las etapas de evolución temporal de los skarn presentadas por Einaudi y Cols (1981) en Casquet (1990), son las siguientes (Figura 16):

- La primera etapa se denomina isoquímica o del skarn blanco. Las rocas encajantes experimentan un metamorfismo de contacto sin participación de fluidos magmáticos. En esta etapa, los fluidos tienden a escapar siguiendo las zonas de mayor permeabilidad, sin importar su procedencia. Localmente se generan skarns bimetasomáticos. Esta etapa es estéril desde el punto de vista económico aunque durante ella pueden formarse algunos minerales de interés industrial (wollastonita, espinela).
- La segunda etapa se inicia al salir del magma el agua disuelta en forma de un vapor acuoso, con temperaturas entre 600- 750.C según la naturaleza del magma. Este fluido magmático, rico entre otros en Si, Al y Fe y con contenidos significativos de otros elementos del fundido residual (Cu, Zn, W, Sn, etc.), escapa hacia el encajante formando exo y endoskarns. En esta etapa se forma el volumen principal del skarn y se desarrolla la zonación metasomática más evidente, recibiendo el nombre de skarn de alta temperatura o skarn anhidro o también fase

primaria. Los minerales suelen ser anhidros como: granates, piroxenos, wollastonita, entre otros, en los tipos cálcicos y forsterita, espinela, piroxeno en los más magnésicos.

- La tercera etapa recibe el nombre de skarn de baja temperatura, fase secundaria o aposkarn. En ella, los minerales del skarn de alta temperatura son reemplazados por silicatos hidratados (anfíboles y epidota principalmente), feldespatos y carbonatos. Las temperaturas inician en 450°C y disminuyen hasta los 300°C, en equilibrio con el fluido hidrotermal. En esta etapa, se da la precipitación de sulfuros y la mayor proporción de magnetita en los skarns ferríferos. Esta etapa es claramente postmagmática y cuyos fluidos tienen una procedencia freática profunda, producto de la circulación convectiva por la anomalía térmica ligada al Plutón.
- Una cuarta etapa observada en algunos casos conlleva la aparición de minerales micáceos tipo biotita o clorita. Esta etapa se presenta de forma muy local, iniciándose hacia los 300°C.

### **2.5.5. Clasificación de los Skarns**

Los depósitos tipo skarn han sido recopilados en tres grandes tipologías: A) la primera y más antigua la clasificación es basada en la mineralogía del skarn B) la segunda clasificación se basa en la morfología del depósito y C) la tercera clasificación que es la más reciente, se basa en el metal o metales asociados, con implicaciones geotectónicas o de condiciones de formación.

A) La clasificación más conocida según la mineralización presente en un skarn es la presentada por Zharikov (1970), en Tornos (1990), donde se presenta una compleja tipología basada en las características de la ganga, tipos de alteración hidrotermal sobre rocas aluminicas asociadas y relación con la evolución tectonometamórfica del área. El autor desarrollo clasificaciones en base a su profundidad y relación con el magmatismo, enfocado en los skarns de tipo magnésico, englobando los de tipo cálcico en un gran grupo (Tabla 3).

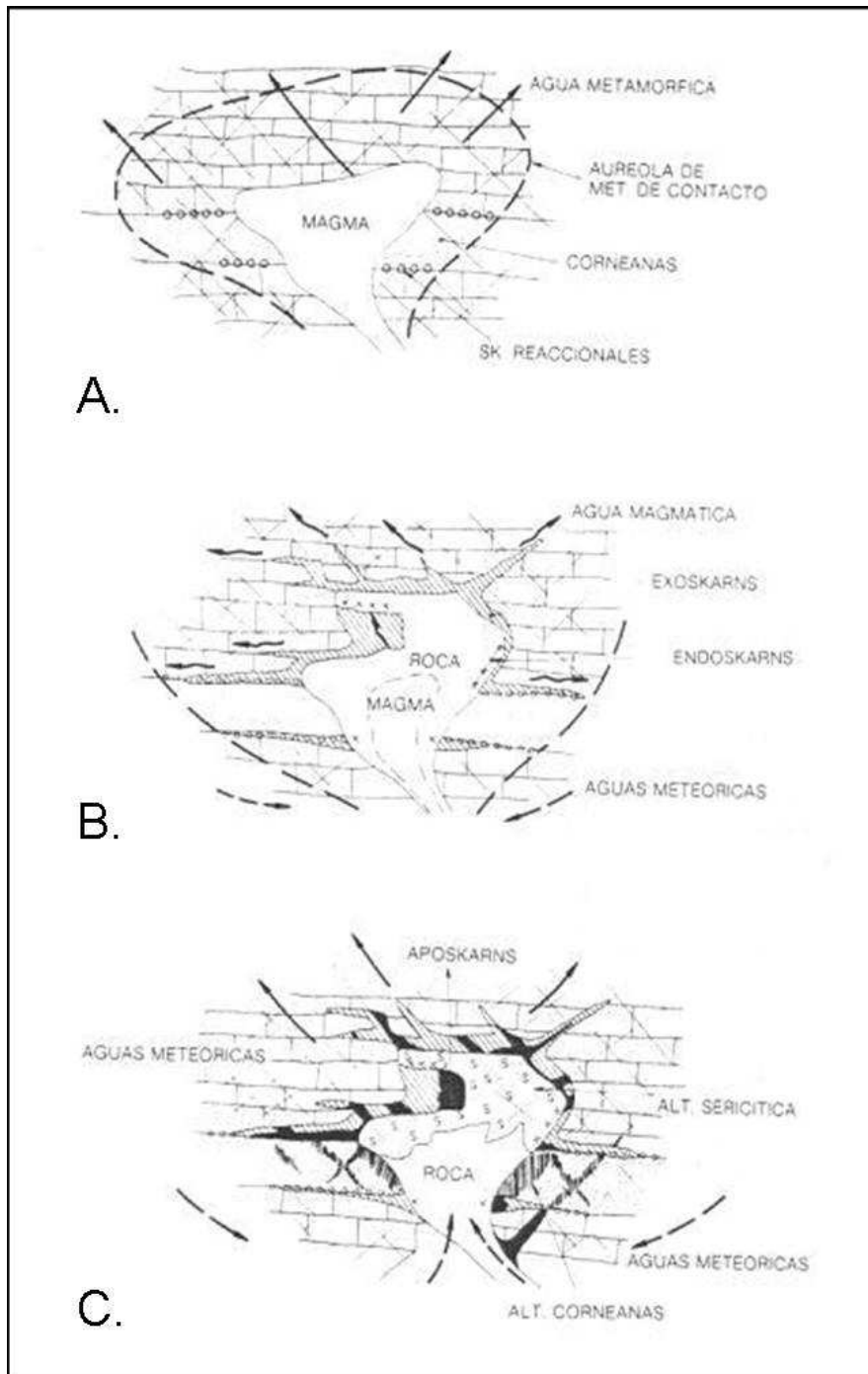


Figura 16. Etapas evolutivas de un skarn. A) skarn blanco o etapa isoquímica. B) skarn de alta temperatura. C) skarn de baja temperatura o aposkarn. Tomado de Einaudi y Cols (1981), en Casquet (1990)

También se destaca la clasificación de Rose y Burt (1979), en Tornos (1990), donde caracterizan los skarn utilizando las mineralizaciones presentes en la ganga, dado que corresponde volumétricamente a la mayor parte del skarn; ellos presentan las paragénesis como respuesta a la composición del fluido, la fuente y el medio de formación. Los tipos de skarn presentados son: skarns de tipo cálcico, magnésico o silicatado (periskarn), cada uno con su mineralogía precisa.

B) La clasificación de los depósitos de skarn según su morfología se basa en la situación del mismo y su relación con la roca ígnea siendo netamente descriptiva en la forma del yacimiento; fue así como Zharikov (1970), en Tornos (1990), y Kerrick (1977) en Tornos (1990), los clasifican en tres tipos morfológicos: 1) el skarn de tipo magmático el cual se encuentra desarrollado a favor del contacto roca ígnea-roca carbonatada, 2) el skarn tipo vena, se presenta sustituyendo a rocas carbonatadas a lo largo de fractura y 3) el skarn de tipo metamórfico, el cual se presenta a lo largo del contacto roca carbonatada-roca silicoaluminica. Esta clasificación fue desvirtuada dada su poca utilidad global, aunque es muy útil en la caracterización local.

C) la clasificación según el metal o metales asociados a los skarns, se basa en las excelentes condiciones metalotectas para una gran variedad de mineralizaciones tanto metálicas como de tipo industrial. Los depósitos de skarn son la principal fuente de W y de mayor importancia para Fe, Cu, Zn y Mo, así como para asbestos, talco y wollastonita. También se extraen Co, Au, Ag, Pb, Bi, Pt, U, Th, Sn, Be, B y grafito, flogopita y fluorita. Excepto Cr, Sb y Hg, todos los demás metales pueden ser localizados en un skarn, según Smirnov (1976) en Tornos (1990).

Inicialmente fueron clasificados por Zharikov (1970), en Tornos (1990), en varios tipos de mineralización como Fe, Cu, o, Zn-Pb, W, U y minerales industriales, (flogopita, boratos), todos ellos a su vez con diversas asociaciones. Posteriormente Einaudi (1980) en Tornos (1990), clasifica los skarns más comunes en seis grandes tipos, W (Mo), Fe (Au), Cu, Sn (W), Pb-Zn y Mo. La anterior clasificación fue adoptada en los estudios siguientes de Meinert (1983) en Tornos (1990) y presentada con los factores de formación, siendo según el autor la mayor dependencia referente al encuadre geotectónico y del tipo de

magma y en menor grado por variaciones locales motivadas por las características de las disoluciones, composición de la roca caja y protolito (Tabla 4).

Este enfoque geotectónico ha sido fuente de polémica dado que no es muy preciso en áreas circum-pacíficas, lo cual evidencia que el tipo de skarn está fundamentalmente definido por la presión, la composición del protolito y la del magma, según Tornos (1985, 1989) en Tornos (1990).

Tabla 3. Asociaciones características de skarns cálcicos, magnésicos, endoskarns y periskarn. Tomado de Tornos (1990).

TIPO	PROTOLITO	ASOCIACIÓN PROGRADA (zonación)	ASOCIACIÓN RETROGRADA	METALES PRINCIPALES	REFERENCIA
Skarn magnésico	dolomías calizas	fo, gr, px, mont, fluob, per, sp, hum	ser, tr, flog, hum, bt, lud, br, cc, mg, fluo, do, Q, czo - ep	Fe, Sn (w) Be, B	Smirnov(1976) Zharrikov(1970 )
Skarn cálcico	calizas	cc /wo/di/gros cc /gr, px, ld, esf	act – tr – horn, czo – ep, cl, ilv, bt, preh, cc, fluo	Fe, W, Cu, Mo, Zn–Pb, Sn-W	Einaudi <i>et al.</i> (1980) Einaudi y Burt (1982)
periskarn	esquistos gneises rocas volcánicas rocas ígneas	(cl)/anf /px /gr (bt) Fk, plag,Q,ep, esf	anf, ep, cl	Mineralización rara	Van Marcke (1983)
endoskarn	rocas ígneas	Gr/ anf /px/gr Fk, plag,Q, ep escap, esf	anf, ep, cl	Fe	Kalayjdian(198 3)

Tabla 4. Clasificación de skarns en base a los principales metales de interés económico. Basado en los autores citados anteriormente, utilizando las abreviaturas de Krez (1983) en Tornos (1990).

	<b>Fe (- Ca)</b>	<b>Fe (- Mg)</b>	<b>W (-Ca) (reducido)</b>	<b>W (-Ca) (oxidado)</b>	<b>Cu (-Ca)</b>	<b>Zn-Pb (-Ca)</b>	<b>Mo (-Ca)</b>	<b>Sn (- Ca)</b>	<b>Sn (- Mg)</b>
<b>Asociaciones Metálicas</b>	Fe (Cu, Co, Au)	Fe (Cu, Zn)	W (Fe, Bi)	W (Fe, Bi)	Cu (Mo, W, Zn)	Zn, Pb, Ag (Mo, W)	Mo, W (Cu, Bi, Zn)	Sn, F, W (Be, Zn )	Sn, F (Be, B)
<b>Rocas ígneas asociadas</b>	Gabro a granodiorita	Granodiorita a granito	Granodiorita a granito	Granodiorita a granito	Granodiorita a adamellita	Granodiorita a granito	Adamellita a granito	Granito	Granito
<b>Alteración Hidrotermal roca ígnea</b>	Feldespátic a endoskarn	Poco endoskarn propilitica	Endoskarn frecuente	Endoskarn frecuente	Alteración potásica raro endoskarn	Endoskarn frecuente	Alteración potásica	Greisen	Greisen
<b>Mineralogía prograda</b>	gr, px, ep, mt	Fo, cc , sp, di, mt	px>gr	gr>px	gr, px, wo	px , gr, id, bust	px , gr, Q	gr, id, dat, damb, malay	sp, di, fo, flog, hum
<b>Mineralogía retrograda</b>	anf, cl, ilv	anf, hum, serp, flog	bt, plag, anf, cl	ep, anf, cl	anf, cl	anf, ilv, cl, ep	anf, cl	anf, cl, tur, fluo	fluob, tr, fluo, cc, flog
<b>Minerales metálicos</b>	mt (cpy, py, po, s-as-co)	mt (py, cpy, sph, po)	sch (po, py, mt, bm)	sch (py, mt, bm)	cpy, bn, py, mt	sph, gal, cpy, apy	Mo, sch, bm, py, cpy	cs, apy, st, po, sch	cs (apy,po , st, sph)

## 2.7. YACIMIENTOS TIPO SKARN EN COLOMBIA

Los estudios de las manifestaciones de tipo skarn en el territorio Colombiano, se encuentran pobremente documentados en la literatura, algunos informes de dichas manifestaciones se encuentran en reportes cartográficos, donde destacan el skarn de Payande, el skarn de Mocoa y algunas manifestaciones de poco tamaño en Antioquia (Figura 17).

En Núñez (2003) se reporta como “a partir de Escorce (1977) y Naciones Unidas & INGEOMINAS (1977), se inician las investigaciones sobre el pórfido de cobre y el skarn de Mocoa, cuyos resultados fueron dados a conocer, entre otros, por Sillitoe (1978; 1979), Jaramillo y Escovar (1980), Jaramillo *et al.*, (1980), Sillitoe *et al.* (1982; 1984), Naciones Unidas *et al.*, (1984), Ramírez y Araque (1984)”.

En el caso del skarn de Mocoa, los procesos hidrotermales asociados a la intrusión por parte del monzogranito de Mocoa, perteneciente al Batolito de Ibagué-Mocoa, en la Formación Saldaña han sido el origen para posibles depósitos de interés económico; lo anterior se relaciona con un evento magmático calcoalcalino que tuvo lugar a finales del Jurásico, como respuesta al desarrollo de un arco volcano-plutónico en un ambiente tectónico relacionado a una zona de subducción, de características continentales. Las manifestaciones del skarn de Mocoa por tanto se encuentran relacionadas con mineralizaciones de metasedimentos calcáreos los cuales fueron afectados en cortas extensiones, (Ramírez y Araque, 1984)

El Batolito de Ibagué-Mocoa intruye una gran variedad de litologías como rocas precámbricas del Macizo de Garzón, metasedimentitas paleozoicas, sedimentitas calcáreas del Triásico y vulcanitas del Jurásico (Formación Saldaña), afectando gran parte de la Cordillera Central y forma parte del cinturón magmático Jurásico de pórfidos cupríferos del Sistema Andino que se extiende desde el Perú hacia Ecuador y Colombia (Bloque Norandino). Las posibilidades metalogénicas en este Batolito de afinidad calcoalcalina, esta confirmado por la presencia de varios prospectos de tipo pórfido cuprífero con molibdeno, skarn con Cu-Pb-Zn-Au-Ag-W y depósitos epitermales de metales preciosos, (Buenaventura y Bernal, 2003)

El skarn de Payandé se encuentra relacionado con un evento intrusivo en La Formación Payandé por parte del Batolito de Ibagué y el Stock de Payandé, el cual produjo mármoles y zonas de skarn, donde los cuerpos ígneos intruyeron las rocas metamórficas precámbricas y desarrollaron skarn; algunas de dichas manifestaciones se encuentran sobre la quebrada Chorros Blancos, afluente del río Cocora al SW de Ibagué; otras manifestaciones se encuentran en la Mina Vieja (Payandé), El Sapo (Valle de San Juan) y Copete (Chaparral). La explotación de los skarn de la Mina Vieja y El Sapo, se explotaron en el pasado, para cobre y otros metales; en la actualidad estas explotaciones se encuentran abandonadas (Nuñez, 2001).

En el departamento de Antioquia, los mármoles dolomíticos ubicados en Amalfi entre Jordán y el río Nare y en la región de Río Claro, evidencian los efectos del metamorfismo de contacto, el cual produjo lentes de skarn, a partir de bancos delgados de mármol en neises feldespáticos y aluminico en cuarcitas, (Gonzáles, 2001).



**Figura 17. Mapa de ubicación de manifestaciones tipo skarn en Colombia. Imagen tomada de Google Earth.**

### **3. RESULTADOS**

En éste capítulo, se presenta inicialmente una descripción general de la geología del túnel, los rasgos macroscópicos de las rocas y venas allí observadas, y posteriormente los datos derivados de los análisis mineralógico-petrográficos, geoquímicos, y geocronológicos, entre otros.

#### **3.1. RASGOS GEOLÓGICOS GENERALES**

El túnel La Glorieta se encuentra ubicado en el Cerro de las Tetras (ver Figura 2), en el municipio de Yacopí (Departamento de Cundinamarca), se caracteriza por tener una longitud aproximada de 50 metros (Figura 18). Los primeros 32 metros del túnel (desde la bocamina), esta completamente entibado. Esto impidió una documentación más rigurosa de esta parte del túnel. Por otro lado, para la fecha del 24 de marzo del 2006, fecha en la cual se realizó el levantamiento del túnel, se encontraba en desarrollo una clavada de unos 30 m de profundidad en el frente de exploración (a 50 metros de la bocamina), la cual no fue muestreada debido a su inundación en el momento de la visita. Por esta razón, el muestreo realizado fue relativamente muy restringido, aunque el sector con presencia de granates (objetivo fundamental del presente estudio), fue detalladamente muestreado. Por otro lado, se realizaron algunos recorridos en superficie, en aras de poder identificar afloramientos con granates, sin lograr identificar en superficie estas manifestaciones.

En términos generales, la presencia de granates en estructuras vetiformes, junto con epidota, magnetita y clorita, es un hecho hasta ahora, relativamente puntual (Figura 18). Sin embargo, dado su enorme interés mineralógico y metalogénico, se decidió concentrar la atención en esos sectores puntuales identificados, en aras de su caracterización. Este último aspecto, considerado clave para poder definir a futuro, una estrategia tendiente a estudiar la distribución de estos materiales y sus relaciones a mayor escala.

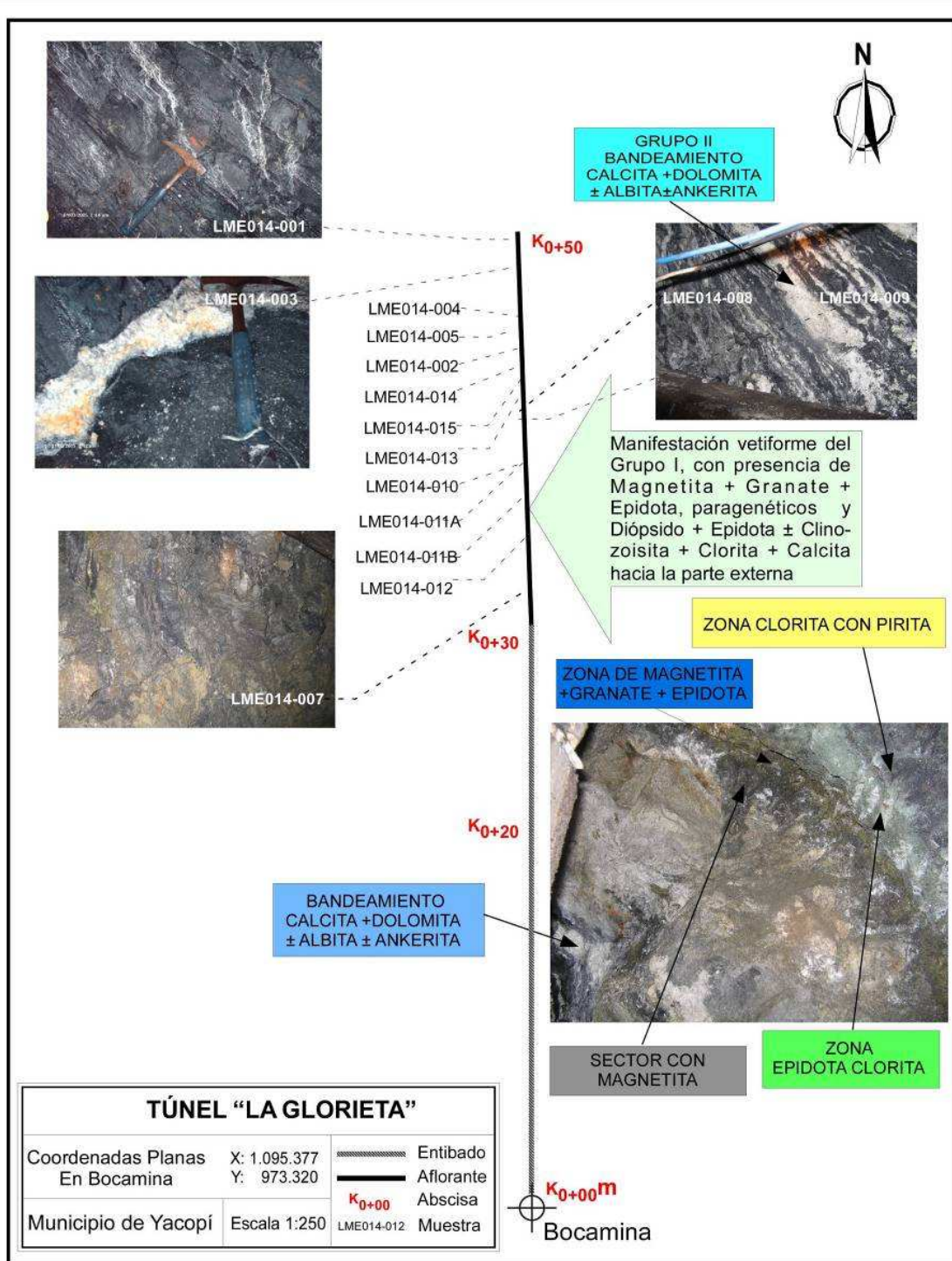


Figura 18. Esquema del túnel La Glorieta, con su correspondiente localización de muestras.

La dirección de la galería documentada durante las visitas realizadas (Ver Figura 18), es aproximadamente Norte – Sur. Esta labor minera, corta lodolitas calcáreas de edad Hauteriviano – Barremiano pertenecientes a la Formación Muzo, y algunas estructuras vetiformes o bandeadas de espesores centimétricos, consideradas producidas por eventos paleohidrotermales. Estas últimas, a simple vista pueden ser diferenciadas en dos grupos:

- **Grupo I**, compuesto de venas fundamentalmente de calcita + dolomita ± albita ± ankerita, con presencia en menor proporción de sulfuros y niveles con desarrollo de una albitización.
- **Grupo II**, conformada por estructuras vetiformes con magnetita + granate + epidota, las cuales muestran una granulometría mayor a las del Grupo I.

### **3.2. TIPOLOGÍA DE LAS MANIFESTACIONES HIDROTERMALES**

Con el propósito de facilitar algunos conceptos necesarios para caracterizar las manifestaciones hidrotermales en el túnel La Glorieta, a continuación se presentan algunas consideraciones teóricas sobre el tema de la tipología de venas hidrotermales, y posteriormente se documenta lo observado.

#### **3.2.1. Consideraciones Previas**

Las venas se encuentran relacionadas principalmente al relleno de fracturas producto de esfuerzos extensionales y procesos de dilatación, lo cual permite que sus características sean clasificadas principalmente desde el punto de vista genético, de la textura del relleno mineral y del ambiente de deformación.

Las venas se clasifican genéticamente en venas de reemplazamiento y venas de relleno; las primeras contienen minerales procedentes del reemplazamiento de la roca caja preexistente y las segundas contienen minerales producto de la precipitación a partir de fluidos externos de la roca encajante, los cuales se disponen rellenando un espacio abierto (Dunne y Hancock, 1994).

La clasificación de las venas según la textura del relleno del mineral ha sido realizada por diversos autores; Dunne y Hancock, (1994) diferencian dos grupos según el relleno de las venas, el primero se caracteriza por estar conformado por minerales de formas granulares y el segundo por tener un relleno con minerales en cristales fibrosos paralelos entre sí y oblicuos a la pared de la vena (Figura 19); estas diferencias se encuentran relacionadas con variaciones en el tiempo de cristalización, según Mišík (1971) en Naranjo (2001), las texturas conformadas por cristales granulares son 'fábricas de apertura rápida' típicas de etapas deformacionales a baja temperatura; contrario a las venas con rellenos en fibras, las cuales son producidas por apertura lenta y/o producción muy lenta de material de relleno (Groshong, 1988).

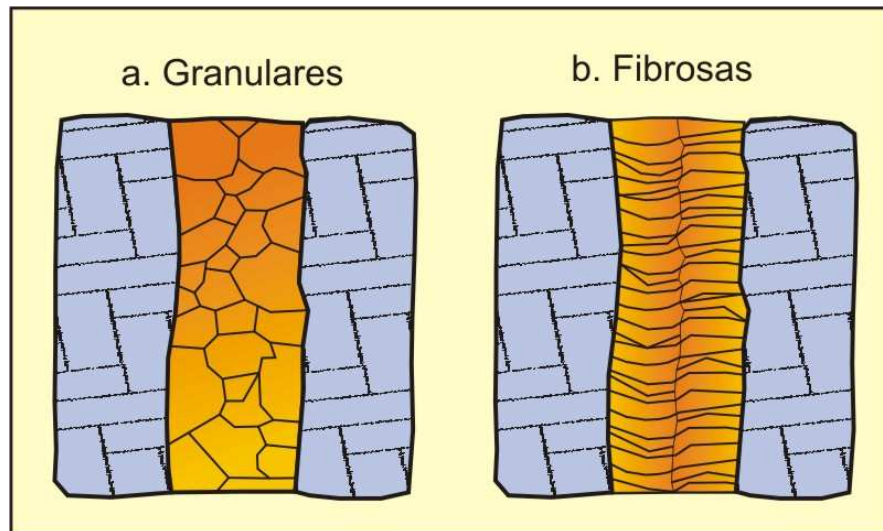


Figura 19. Vena con relleno de tipo a) granular; b) fibroso (sintaxial). Tomado y modificado de Dunne y Hancock, (1994).

Adicionalmente al tiempo de cristalización, Wilson (1994) con base en resultados experimentales en hielo y soluciones acuosas, señala que la presencia de esfuerzos son el factor mas importante en la nucleación de cristales a partir de un fluido, a tal punto que dichos esfuerzos pueden variar las texturas desde agregados de cristales grosos (crecimiento estático, modelo de crecimiento tipo '*free-face*'), hasta agregados policristalinos desarrollados en un ambiente de deformación (modelo de crecimiento tipo '*contact growth*').

Las venas con material de relleno a manera de 'granos minerales fibrosos paralelos', pueden ser divididas en dos grupos principales: venas de tipo sintaxial y antitaxial (Figura 20), aunque se presentan adicionalmente venas de crecimiento compuesto y ataxial (Passchier y Trouw, 1996).

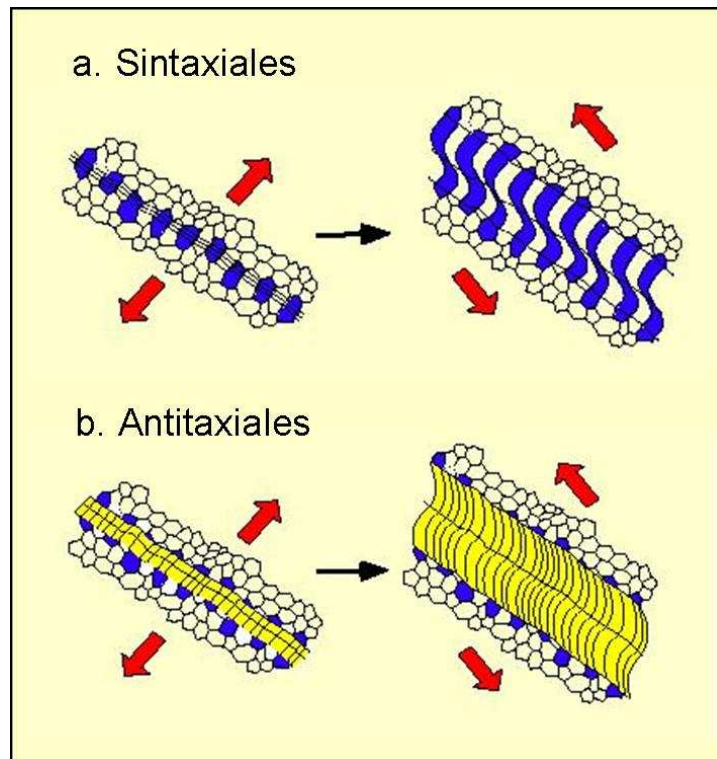


Figura 20. Venas con relleno fibroso de tipo a) sintaxial y b) antitaxial. Tomado y modificado de Passchier y Trouw (1996).

Según Passchier y Trouw (1996), la evolución de formación de las venas con relleno fibroso, pueden ser: sintaxiales, antitaxiales, o ataxiales, siendo presentadas en la Figura 21, los modelos de evolución de las dos primeras:

- Las 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, la línea media marca la posición final de la línea de crecimiento; siendo la parte más antigua de la vena la zona adyacente a la pared de esta.

- Las venas antitaxiales crecen progresivamente desde la vena hasta las paredes de esta, conteniendo material diferente al material de la roca; este tipo de venas presenta su parte más antigua en la parte central y dos superficies de crecimiento a lo largo del contacto con la pared de la roca
- Las venas ataxiales 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.

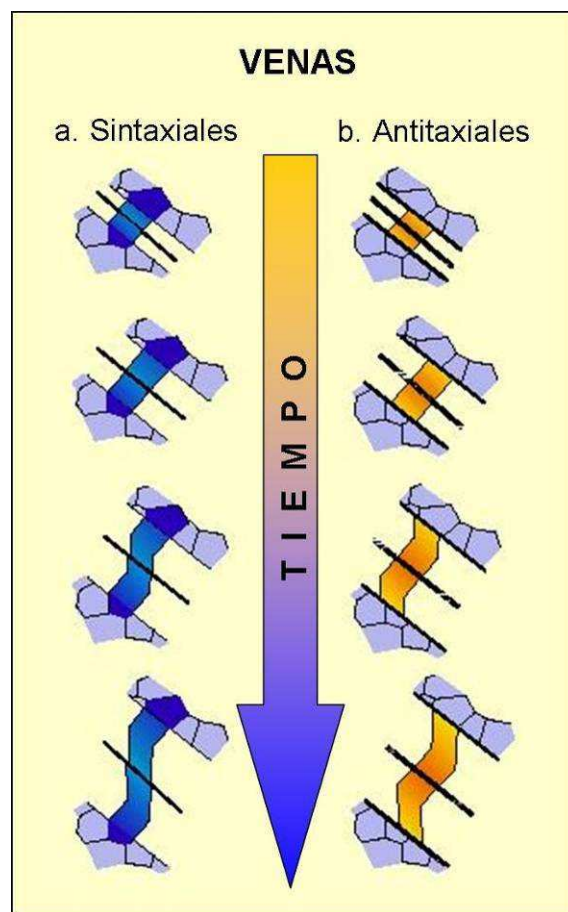


Figura 21. Evolución de formación venas con relleno fibroso a) sintaxiales; y b) antitaxiales. Tomado y modificado de Passchier y Trouw (1996).

Las venas además pueden ser clasificadas según el ambiente de deformación en: venas producto de fracturamiento posterior relleno; venas producto de fracturamiento-deslizamiento y posterior relleno; y fracturamiento- relleno y posterior deslizamiento.

Las venas producto del fracturamiento y posterior relleno (Figura 22 A) son de escala centimétrica y se encuentran caracterizadas por no ser necesario que exista sobrepresión del fluido que permita su desplazamiento; la transferencia de fluido en estos casos se realiza en la misma dirección de la vena y la estructura evoluciona a medida que esta se ensancha. Las venas producto de fracturamiento-deslizamiento y posterior relleno (Figura 22 B) son también de escala centimétrica a decimétrica producto de la transferencia de fluido de forma perpendicular a la dirección de la vena en algunos casos sobrepresionado y la estructura evoluciona a medida que esta se ensancha en el pull apart. Las venas producto del fracturamiento- relleno y posterior deslizamiento (Figura 22 C) son de escala de cm, siendo en su mayoría venas reactivadas con deslizamiento producto de una sobrepresión del fluido; la transferencia de fluido en estos casos se realiza en las fallas paralelas en dirección al tip y la estructura evoluciona a medida que esta se ensancha y ramifica la vena (Petit *et al* 1999).

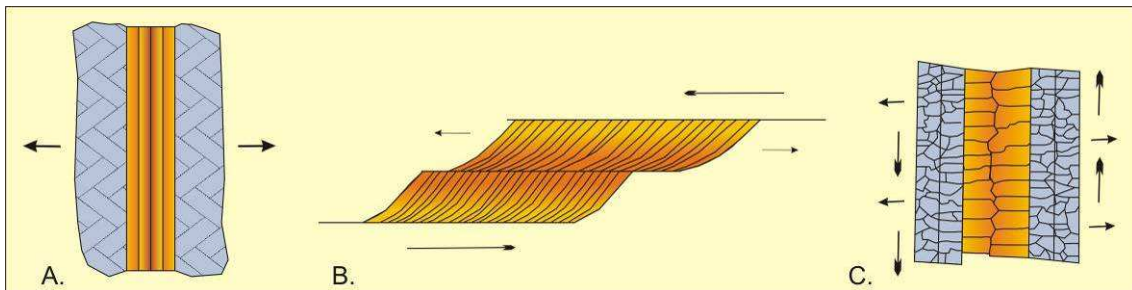


Figura 22. Clasificación de las venas de acuerdo al ambiente de deformación. Tomado y modificado de Petit *et al.*, (1999).

### 3.2.2. Tipología de las manifestaciones hidrotermales presentes en el Túnel La Glorieta

En el túnel La Glorieta, se identifican dos tendencias en las manifestaciones hidrotermales con rasgos granulométricos distintos: la primera tipología, se encuentra caracterizada por

granulometrías gruesas de aproximadamente 0.5 m.m., pertenecientes a las mineralizaciones vetiformes de la cual hace parte la zona del granate (Manifestaciones hidrotermales del Grupo I). La segunda tipología esta conformada por una granulometría predominantemente fina y cuyas mineralizaciones se disponen en los bandeamientos de Cal + Dol ± Alb ± Ank, (referenciadas como manifestaciones hidrotermales del Grupo II). Una descripción más detallada de cada una de estas manifestaciones hidrotermales, se presenta a continuación.

- **Manifestaciones hidrotermales del Grupo I**

Las manifestaciones hidrotermales del Grupo I, se encuentran caracterizadas por presentar una visible zonación mineralógica, mostrando un aumento drástico en el tamaño y el desarrollo de las caras cristalinas de los minerales (Figura 23). La parte central de dicha zonación, corresponde a una zona de 10 a 12 cm de espesor, con alto contenido de magnetita + granate + epidota, desde la cual se presenta a ambos lados, zonas mineralógicas de menor temperatura, como la zona de epidota + clorita. Estas manifestaciones se presentan con formas vetiformes, en contacto con las manifestaciones hidrotermales del Grupo II, mostrando una naturaleza de tipo difusa e interdigitada. Los apices de los bandeamientos pertenecientes al Grupo II, ubicados en el material con magnetita + granate + epidota, evidencian un proceso de percolación de fluidos que genero el reemplazamiento del material precursor.

La mineralogía del Grupo I, fue analizada por DRX indicando en sus resultados semicuantitativos, los porcentajes mineralógicos de cada zona, los cuales serán presentados mas adelante en otro apartado. Los resultados destacan para este grupo, en el caso de los carbonatos, la carencia de dolomita y ankerita, así como un abundante (>40%) contenido de calcita.

Para la zona central del Grupo I (zona de magnetita + granate + epidota), el análisis reporta un contenido escaso (3 – 10%) en minerales tales como granates, talco, albita, anfíboles, pirita y anhidrita; y un contenido pobre (10 – 20%) de epidota, clorita, magnetita. Para la zona de epidota + clorita, el análisis reporta, un contenido común (20 –

40%) de clorita, y escaso (3 – 10%) para minerales tales como la pirita, epidota y magnetita, adicionalmente, se reporta un contenido en trazas (<3%) de anfíboles, granates.

- **Manifestaciones hidrotermales del Grupo II**

Dado que otros estudios contemplados en el desarrollo del convenio en el cual se encuentra enmarcado el presente trabajo de grado, tienen como finalidad el estudio detallado de las manifestaciones hidrotermales generadoras de los bandeamientos de Cal + Dol ± Alb ± Ank y sus implicaciones como criterios de exploración de esmeraldas en Colombia, el presente trabajo fue centrado en las manifestaciones generadoras de las mineralizaciones con magnetita + granate + epidota, así como, diópsido + calcita + clorita. Adicionalmente es posible identificar venas hidrotermales con variantes tipológicas, lo que permite realizar una caracterización de los eventos de cristalización presentes en el túnel.

Los distintos procesos deformativos y de alteración, a los cuales fueron sometidas las rocas del área de estudio, produjeron la formación de pliegues que actualmente se evidencian a escala de afloramiento y de muestra de mano. La percolación de los fluidos hidrotermales generaron en algunos sectores de las rocas, fenómenos de reemplazamiento (metasomatismo y zonas con bandeamiento) y en otros espacios vacíos, los cuales fueron rellenos por los productos hidrotermales precipitados.

Se destaca que dichos bandeamientos presentan un aumento de espesor al acercarse a la manifestación del Grupo I (Figura 24), pero debido a que la mineralización se encuentra ubicada en un tramo restringido, la información macroscópica es insuficiente, para determinar en este punto la temporalidad de esas manifestaciones; por tanto se hace evidente la necesidad de utilizar otro tipo de estudios para realizar esta caracterización.

La mineralogía del Grupo II, fue analizada por DRX indicando en sus resultados semicuantitativos, en el caso de los carbonatos, para la muestra perteneciente al bandeamiento grueso, la presencia abundante (>40%) de calcita y un contenido común para la dolomita. El contenido de la albita es escaso (3 – 10 %), mientras que para

minerales tales como la pirita, son de carácter pobre (10 – 20%). El contenido de cuarzo para este grupo es reportada por este análisis, como escaso (<10%) a nulo.

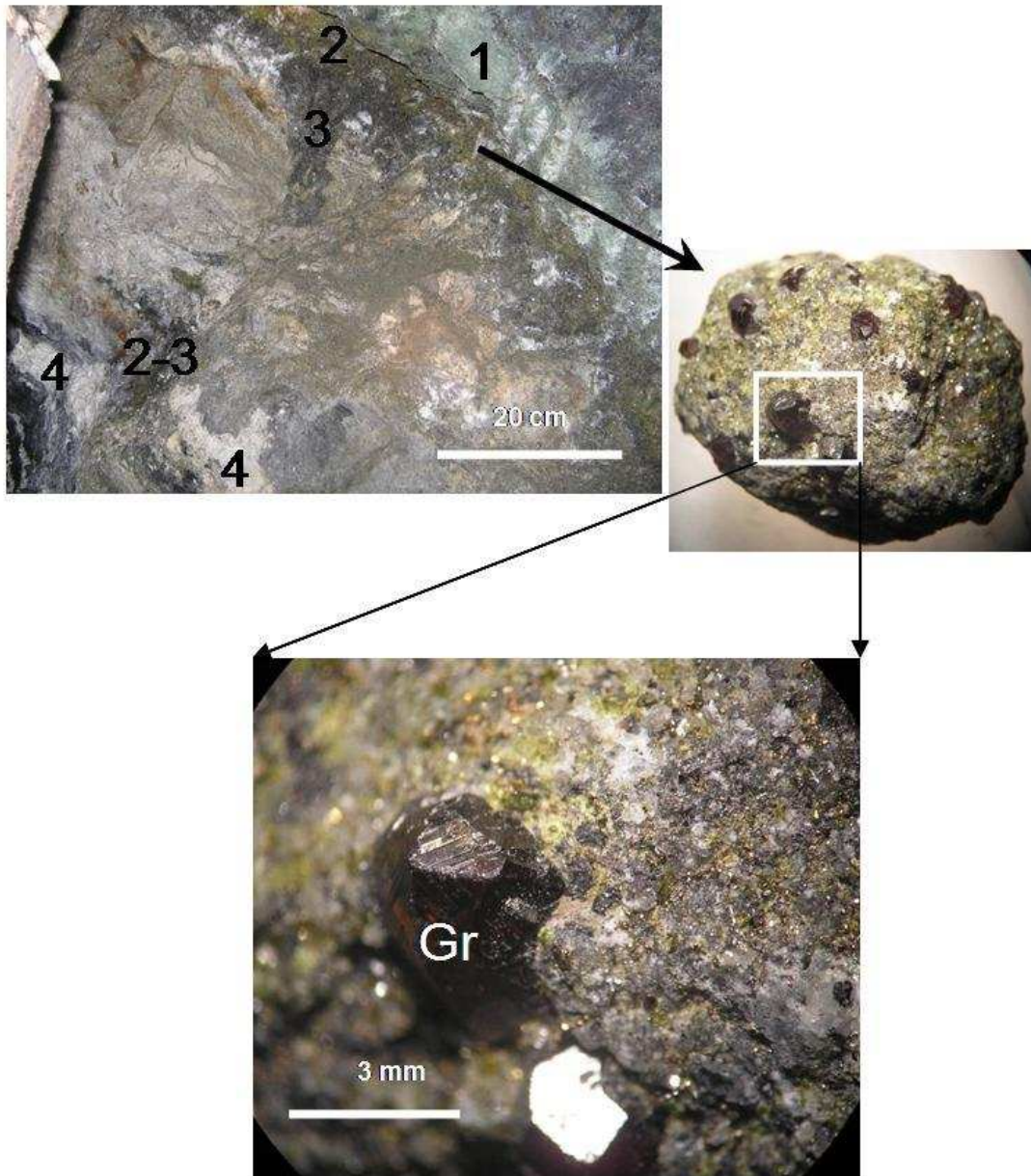


Figura 23. Manifestación hidrotermal del Grupo I, en contacto difuso e interdigitado con la manifestación del Grupo II. 1) Zona de epidota + clorita, 2) Zona de magnetita + granate + epidota, 3) Sector con magnetita, 4) ápices del Grupo II.



Figura 24. Manifestación hidrotermal del Grupo II, se observa el bandeamiento de Cal+Dol ± Alb ± Ank en lodolitas calcáreas, las cuales aumentan su espesor al acercarse al Grupo I.

- **Otras estructuras hidrotermales**

Entre otras estructuras hidrotermales, diferentes a las anteriormente mencionadas, se destaca la presencia de venas con espesores que varían entre 2 y 10 cm , las cuales se encuentran conformadas principalmente por calcita + dolomita ± ankerita + pirita, siendo en algunos casos apreciable el contenido de cuarzo y plagioclasa (albita).

En forma macro se determino en el caso de la vena de mayor tamaño (muestra LME014003) un alto contenido de pirita + albita hacia el borde inferior, un mayor contenido de calcita + albita en la parte media y un mayor contenido de dolomita + albita hacia el techo de la vena (Figura 25 a), aunque dicha distribución mineralógica no fue apreciada en otras venas presentes en el túnel; según las consideraciones previas esta vena fue clasificada macroscópicamente como una vena de tipo antitaxial (Passchier y Trouw 1996).

La disposición de las venas es diversa dado que se encontraron venas siguiendo los planos de estratificación de la roca encajante, otras cortando de forma perpendicular dichos planos y algunas dispuestas de forma discordante, como es el caso de la muestra LME014002 (Figura 25 b).

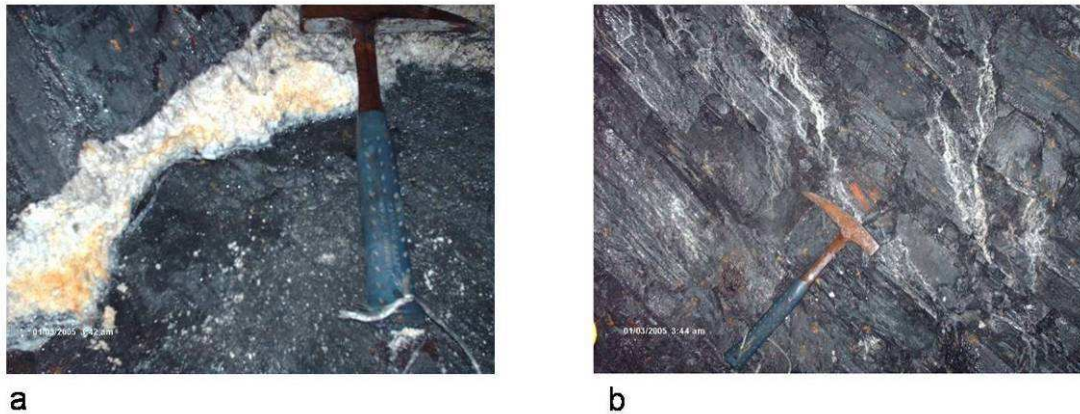


Figura 25. Venas de Cal + Dol  $\pm$  Alb  $\pm$  Ank con presencia de pirita, ubicadas en el frente del túnel La Glorieta, las cuales corresponde a venas de tipo antitaxial con una disposición a) paralela a la estratificación, b) disposición discordante.

Las observaciones de campo, el muestreo y la toma de datos del túnel permitieron diferenciar zonas de mineralizaciones específicas dentro de él, las cuales son mostradas en el diagrama del túnel, así como la ubicación de las muestras recolectadas (Figura 26).

En el frente de exploración del túnel se identifica la zona con menos efectos de alteración hidrotermal conformada por lodolitas calcáreas, las cuales localmente contienen venas de calcita y de Cal-Dol con presencia de sulfuros; a continuación de dicha litología se presenta un bandeamiento de fino a grueso de Cal-Dol, en contacto irregular con las zonas que contiene granate, epidota, magnetita y clorita principalmente. La zona de la magnetita, zona del granate- epidota, zona de epidota + clorita y zona de la pirita, presentan contacto difusos entre ellas.

# TUNEL LA GLORIETA

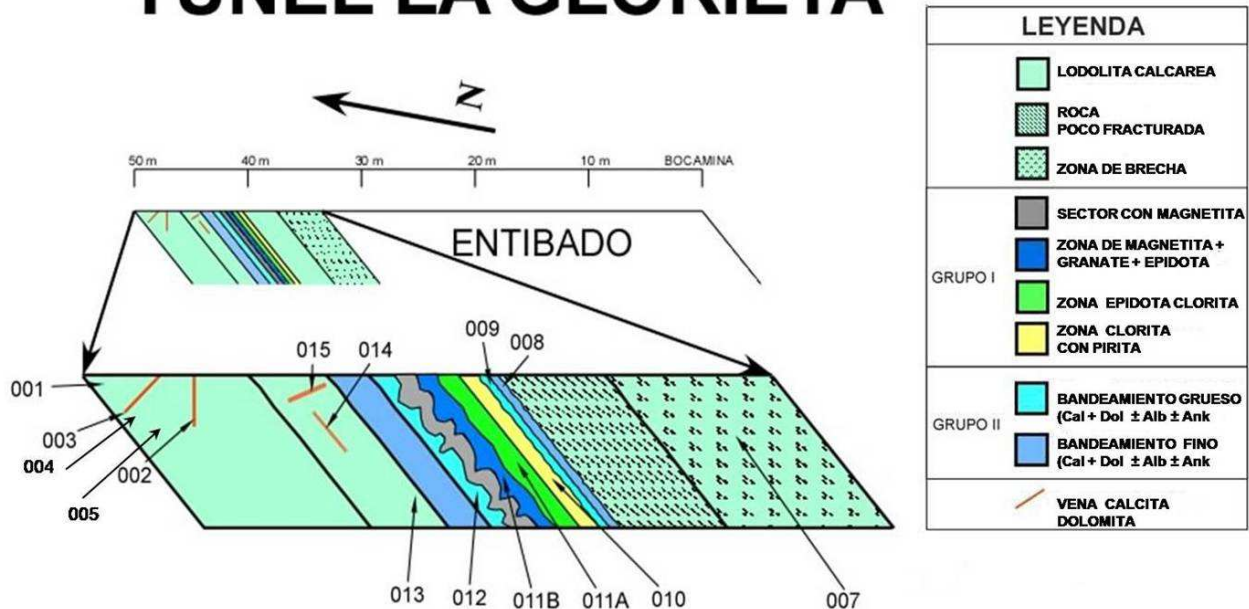


Figura 26. Perfil de la zonalidad mineralógica del túnel La Glorieta y la ubicación de las muestras recolectadas en campo. La nomenclatura completa de las muestras es LME014 seguido del número relacionado en la figura.

## 3.2. DIFRACCIÓN DE RAYOS X

Las muestras recolectadas en el túnel La Glorieta fueron analizadas por difracción de rayos X en los laboratorios del INGEOMINAS, Regional Cali, con el fin de identificar de manera preliminar los minerales presentes que no se podían identificar en muestras macroscópicas. Los resultados obtenidos de los difractogramas (Ver Anexo 1), se resumen en la Tabla 5, donde se muestra la determinación semicuantitativa de las fases minerales presentes en las muestras.

Resalta el hecho que la muestra de la zona inicialmente denominada en la fase de campo como perteneciente a un bandeamiento albitico (muestra LME014012), está compuesta en su mayoría de calcita + dolomita y en menor proporción ± albita ± ankerita. También, se destaca la disminución del contenido de albita hacia la zona del granate- epidota,

desde el frente del túnel en las muestras LME014-004-005-013-012 y desde la entrada en las muestras LME014-007-008-009, como se puede observar en el diagrama de ubicación de las muestras en el túnel (Figura 26). La disminución y casi ausencia de la albita en la zona mineralógica de grano grueso, está acompañada por la ausencia de la dolomita y el cuarzo, que se encuentran en los demás sectores del túnel.

El contenido de magnetita en las muestras ubicadas en las zonas mineralógicas de grano grueso supera notablemente al encontrado en el resto del túnel, especialmente la zona a la cual pertenece la muestra LME014010. El análisis realizado en dichas muestras, determino la presencia de crisotilo (también llamado amianto blanco), el cual corresponde a un asbesto del grupo de las serpentinas. El reporte del crisotilo, se encuentra sujeto a la verificación petrográfica, dado que utilizando DRX solo fue encontrado en el difractograma de la muestra LME014012 (Ver Anexo 1), la cual corresponde a una vena de Cal + Do l+ Alb + Ank.

Adicionalmente con base en los resultados obtenidos por medio de la difracción de rayos X, se confirma la zonación mineralógica descrita en la fase de campo, donde la zona de magnetita + granate + epidota (muestra LME014011B), se ubica en la parte central de la mineralización con un alto porcentaje de granate y epidota, adicional en esta zona se presenta un alto contenido de clorita, siendo solo mayor en la zona de dicho mineral (muestra LME014011A) ubicada continua a la zona anteriormente descrita.

Tabla 5. Resumen de los datos obtenidos por difracción de rayos X, se presenta una determinación semicuantitativa de las fases minerales presentes. (Ver localización de las muestras en la Figura 26).

No	MUESTRA				SILICATOS					PIRITA	CARBONATOS			SULFATOS		MAGNETITA	MATERIA ORGANICA	OTROS
		ILLITA	GLORITA	TALCO-ANTOFILITA	CUARZO	ALBITA	ANFIBOLES	GRANATE	EPIDOTA		CALCITA	DOLOMITA	ANKERITA	ANHIDRITA	YESO			
1	LME-014-1	+	-	-	*	++++	-	-	-	+	+	++++	++	-	-	-	OK	-
2	LME-014-2	*	-	-	-	++	-	-	-	++	++	++++	++	-	+	-	-	-
3	LME-014-3	*	-	-	*	-	-	-	-	*	++	++++	+	-	-	-	-	-
4	LME-014-4	+	-	-	+	++++	-	-	-	*	++	++	+?	-	-	-	OK	-
5	LME-014-5	+	-	-	+	++++	-	-	-	+	++	+	*	-	-	-	OK	-
6	LME-014-7	+	-	-	++	+++	-	-	-	++	+	++++	+	-	-	-	OK	-
7	LME-014-8	+	+	-	-	++	-	-	-	+++	++	++++	++	-	+	-	-	-
8	LME-014-9	+	+	-	-	+	-	-	-	++	++++	+++	+	-	+	-	-	-
9	LME-014-10	*	+	-	-	-	-	-	-	+++	++++	-	-	-	-	*	-	-
10	LME-014-11A	-	+++	-	-	-	*	*	+	+	++++	-	-	-	-	+	-	*
11	LME-014-11B	*	++	+	-	+	+	+	++	+	++++	-	-	+	*	++	-	+
12	LME-014-12	*	+	*?	+	++	-	-	-	++	++++	+++	+	-	-	*	-	CRISOTILO
13	LME-014-13	+++	-	-	++	+++	-	-	+	+	++	+++	-	-	-	-	OK	-
14	LME-014-14	+++	-	-	++	++	-	*	-	++	+++	+++	+	-	-	-	-	-
15	LME-014-15	++	-	-	++	++	-	*	-	*	++++	+++	+	-	-	-	-	-
		<b>++++ Abundante (&gt;40%)</b>			<b>+++ Común (20-40%)</b>			<b>++ Pobre (10-20%)</b>			<b>+Escaso (3-10%)</b>			<b>* Trazas (&lt;3%)</b>		<b>? Dudoso</b>		

### **3.3. PETROGRAFÍA**

El estudio mineralógico- petrográfico realizado en el túnel La Glorieta, en láminas delgadas de muestras relacionadas con la formación vetiforme con granate y su roca encajante, tiene como objetivo identificar una zonalidad termal, basada en la paragénesis mineral reconocida a lo largo del túnel. Este estudio se realizó en siete secciones delgadas relacionadas con las zonas mineralógicas más representativas, reportando los materiales de relleno de las venas y sus posibles relaciones con las manifestaciones hidrotermales presentes en el túnel, las cuales se relacionan a continuación y serán descritas detalladamente en este capítulo.

#### **3.3.1. Petrografía de las manifestaciones hidrotermales Grupo I y su roca encajante**

Con el fin de realizar una descripción detallada, en relación a los cambios en la manifestación hidrotermal del Grupo I, se realizó el análisis petrográfico de las muestras pertenecientes a la zonación mineral observada macroscópicamente en la fase de campo. Las laminas delgadas corresponden a muestras obtenidas de la zona de clorita con pirita (LME014010), la zona de epidota + clorita (LME014011A) y la zona de magnetita + granate + epidota (LME014011B), las cuales fueron descritas y se presentan a continuación.

- **LME014010**

Lodolita calcárea con presencia de calcita, pirita bipiramidal, plagioclasa, clorita y epidota. La muestra contiene cristales anhedrales de calcita de 0.6 mm, dispuestos de forma homogénea sin una orientación preferencial. Se presentan contactos netos entre la calcita y algunos cristales opacos (magnetita, pirita) de un tamaño aproximado de 0.8 mm, además de cristales de clorita con formas tabulares de 0.6 mm. Las cloritas evidencian procesos de deformación y exhiben formas tabulares (clorita I) con disposiciones concéntricas y en menor proporción hacen parte de agregados (cloritas II), ver Figura 27.

Se presentan cristales anhedrales de aproximadamente 0.6 mm de plagioclasa, en contacto neto lineal con calcita y opacos. Las plagioclasas evidencian procesos de sericitización y carbonatación. Adicionalmente se presentan muy localmente cristales de epidota hacia la parte inferior de la sección, así como cristales aciculares de rutilo, de color negro de aproximadamente 0.1 mm, incluidos en cristales de plagioclasa, calcitas y algunas clorita I.

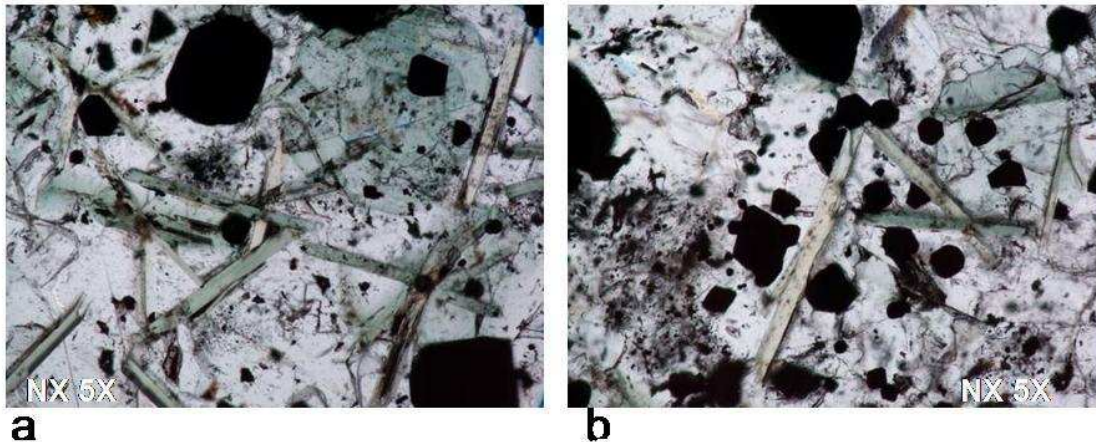


Figura 27. Cristales tabulares de clorita en contacto con cristales de calcita, dispuestos de forma concéntrica.

- **LME014011A**

Mineralización conformada por cristales de calcita + clorita tabular y en agregados, siendo evidente, adicionalmente la presencia de diópsido + epidota - clinozoisita (Figura 28a) y opacos. La muestra contiene cristales subhedrales de calcita de 0.8 mm, los cuales en ocasiones contienen en su interior cristales de clorita tabulares deformados. Los cristales tabulares de clorita tienen un tamaño aproximado de 0.8 mm y en ocasiones se disponen de forma concéntrica, a diferencia de los agregados de clorita que se disponen formando venillas con presencia de opacos (magnetita), en contacto lineal con epidota, calcita, opacos y diópsido (Figura 28b).

Adicionalmente se presentan cristales de epidota con formas columnares de aproximadamente 0.7 mm y cristales anhedrales de epidota y clinozoisita, encontrándose al igual que el diópsido con una distribución local, hacia la parte inferior de la sección. La

patinas de óxidos se encuentran asociadas a los opacos anhedrales, mas que los euhedrales (pirita).

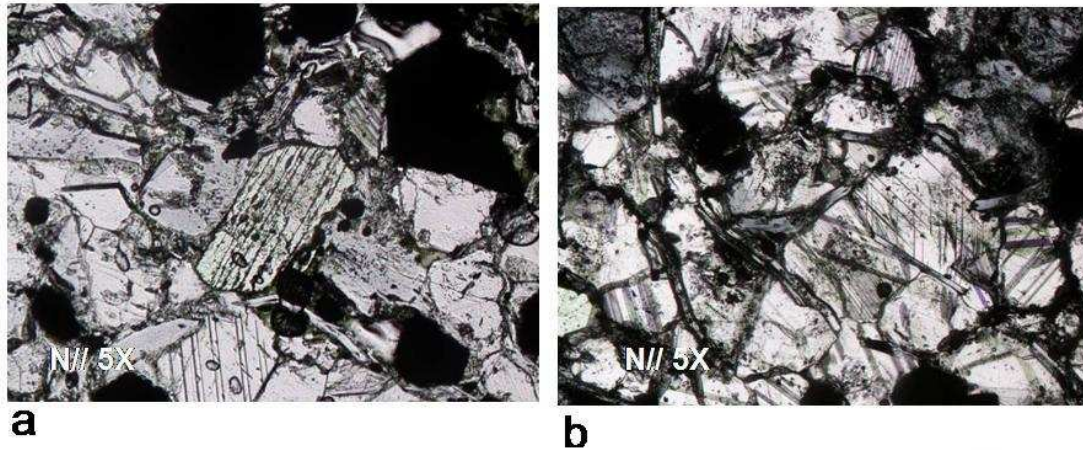


Figura 28 a) Cristal de diópsido mostrando una de sus dos direcciones de exfoliación en contactos con calcita, opacos y agregados de clorita. b) Cloritas dispuestas formando venillas atravesando la sección.

- **LME014011B**

Mineralización conformada por cristales de calcita, epidota, clorita, opacos, plagioclasa, granates, clinzoisita y oxidos. Los cristales de calcita presentan formas anhedrales de aproximadamente 1 mm, con macla polisintética y exfoliación romboédrica, los cuales se encuentran distribuidos homogéneamente en la sección con inclusiones de epidota en algunos cristales. Se presentan contactos netos lineales entre la calcita, la epidota, clorita tabular-agregado, magnetita y los granates; además se presentan contactos difusos entre cristales de calcita y algunos cristales de plagioclasa. Se evidencian deformación dúctil en la mineralización, la cual se refleja en la presencia de cristales aproximados de 0.3 mm, en forma de s de clorita casi fibrosa.

En la mineralización se hallan cristales de granates de formas euhedrales y anhedrales de color pardo, con variaciones en su interior las tonalidades, lo que se relaciona con variaciones composicionales, además en algunos cristales se observa la presencia de zonación; el tamaño de los cristales es variable, siendo común encontrar cristales de 3 mm (Figura 29a), con pequeñas inclusiones de epidota y cristales de opacos en su

interior; además se observa una distribución heterogénea, localmente hacia la parte inferior de la sección.

Se presentan cristales euhedrales (prismáticos) y anhedrales de epidota, con presencia de algunas inclusiones de óxidos de tonalidades rojizas en su interior (Figura 29b); además de cristales de clinozoisita con una distribución local hacia la parte inferior de la sección, con formas anhedrales de aproximadamente 0.6 mm de largo y exfoliación en una dirección.

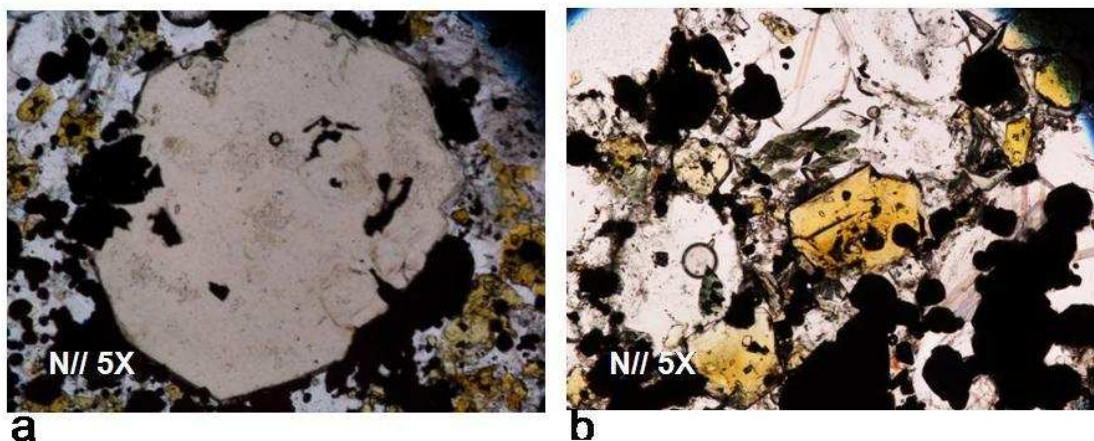


Figura 29. a) Granate en contacto neto lineal con cristales de calcita, opacos, epidota. b) cristales de epidota con presencia de óxidos en su interior.

### 3.3.2. Petrografía de las manifestaciones hidrotermales Grupo II y su roca encajante

Se realizó el análisis petrográfico de las muestras pertenecientes al Grupo II y a otras manifestaciones hidrotermales con el fin de caracterizar dicha manifestación hidrotermal. Las láminas delgadas descritas corresponden a las nomenclaturas LME014003, LME014008, LME014009, LME014012, y serán presentadas a continuación.

- **LME014003**

La muestra corresponde a una vena de dolomita + calcita ± ankerita en contacto con su roca encajante, la cual es una lodolita negra con contenido de calcita. En la sección delgada de la muestra se observa cristales subhedrales de dolomita y calcita de

aproximadamente 5 mm, los cuales se encuentran dispuestos de forma homogénea en la sección, siendo en ocasiones el relleno de venillas antitaxiales que se encuentran de este a oeste (Figura 30a). Se evidencia deformación dúctil por la presencia de micropliegues de lodolita en un cristal de calcita (Figura 30b).

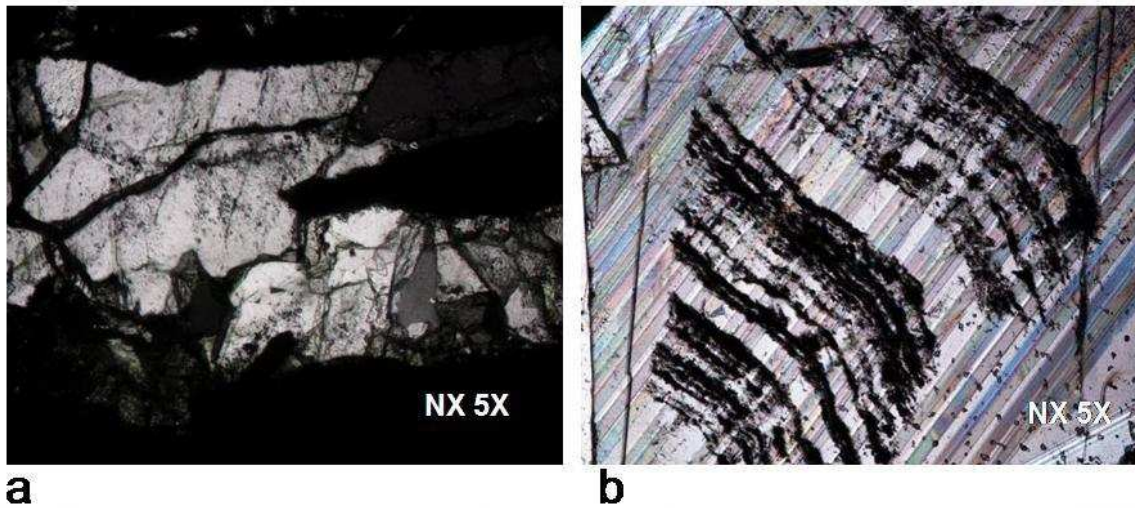


Figura 30. a) Vena antitaxial con crecimiento de los cristales de dolomita del centro hacia los bordes; y b) micropliegues de lodolita sobre cristal de calcita.

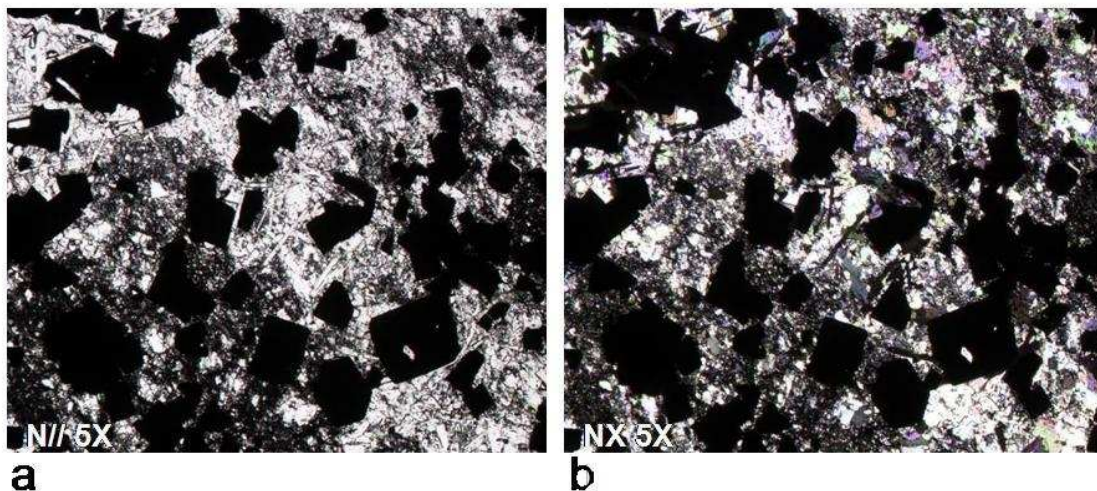


Figura 31. Microfotografías en nicols paralelos y cruzados de cristales tabulares de clorita en contacto con calcita, opacos y lodo.

- **LME014008**

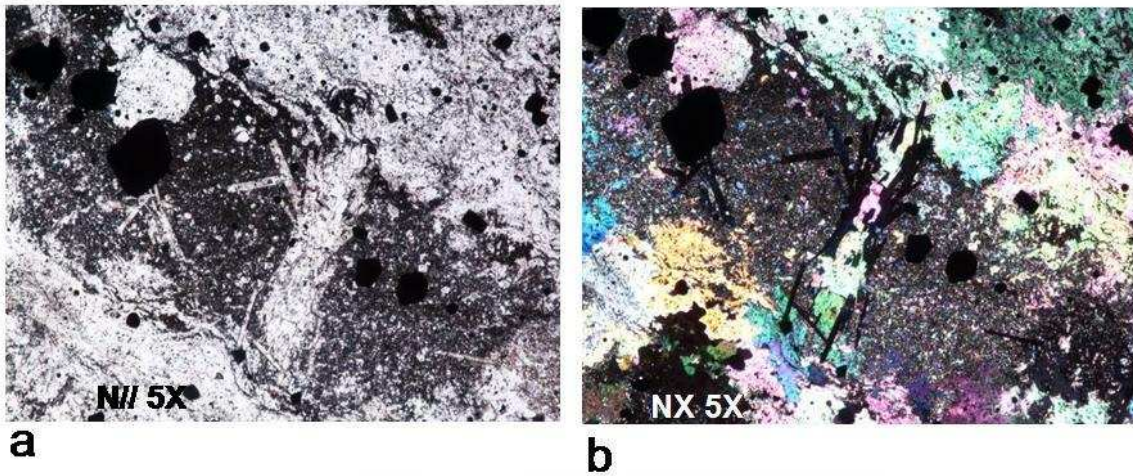
La muestra corresponde a una lodolita calcárea con presencia de cristales euhedrales de pirita de 0.6 mm en medio de cristales de dolomita y calcita, (Figura 31); estos últimos se disponen localmente siguiendo venillas con cristales de cuarzo y hacen parte de la matriz. Se observa un aumento del tamaño de los cristales de calcita hacia la parte superior de la sección. Se reporta la presencia de cloritas, algunas de las cuales se encuentran de forma concéntrica, con una distribución homogénea en toda la sección.

- **LME014009**

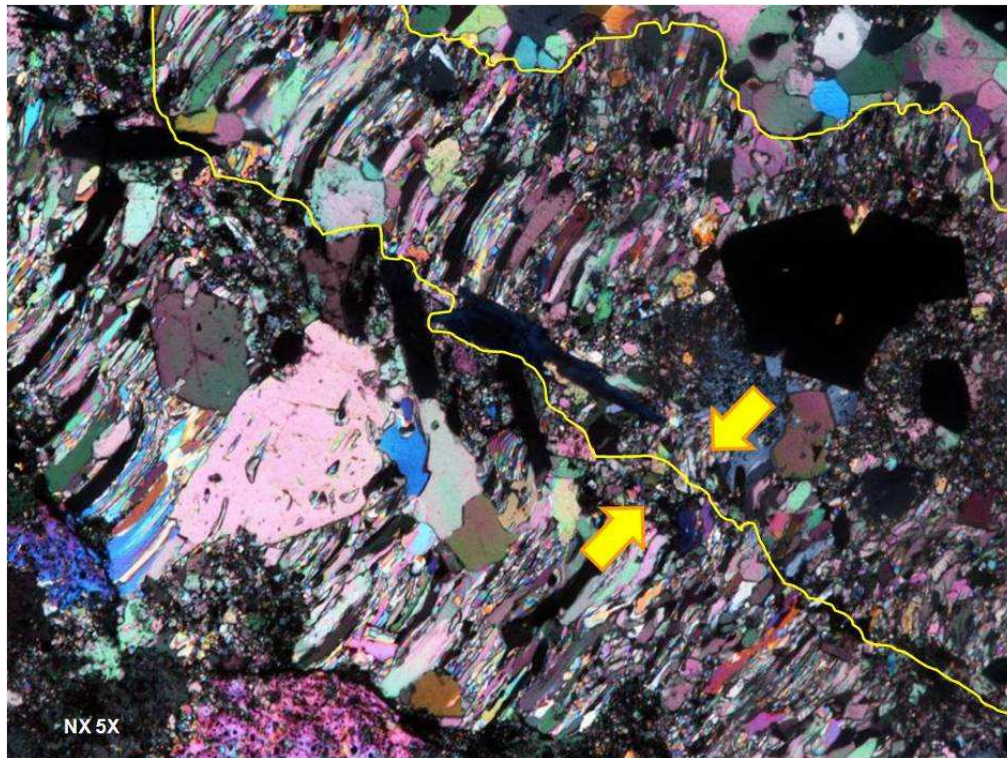
Lodolita calcárea con venillas de pirita cúbica +calcita+ cuarzo. La calcita se presenta como cristales anhedrales de 0.5 mm, formando venillas que atraviesan la sección y en forma de agregados, algunos cristales contiene cristales muy pequeños de rutilo acicular. Se evidencia la presencia de calcita como producto de la alteración de las plagioclasas y en agregados sobre algunos cristales tabulares de clorita, los cuales presentan un color de interferencia azul anómalo y se disponen de forma homogénea en toda la sección, con cristales opacos en su interior (Figura 32).

Se destaca la presencia de algunas lodolitas, las cuales se encuentran con una orientación en forma de venillas mostrando una estructura de flujo, encontrándose en su interior cristales de 0.7 mm de forma tabular de plagioclasa altamente alterada por sericita y carbonatos.

En la sección se destaca la presencia de venas sintaxiales de calcita que muestran más de un borde de sutura, lo cual indica diferentes episodios de apertura y relleno por parte de los fluidos, que permitieron la cristalización de la calcita desde la roca hacia el centro, creando una apariencia fibrosa en los cristales; cabe destacar la presencia de venillas antitaxiales en la misma lamina, lo que sugiere un proceso apertura y relleno rápido, permitiendo la cristalización desde el centro de la fractura hacia la roca (Figura 33).



**Figura 32.** Cristales de clorita en una matriz lodosa con venillas de calcita con contacto suturados.



**Figura 33.** Vena sintaxial de calcita, con dos bordes de sutura, evidenciando un crecimiento de los cristales de formas fibrosas hacia el centro de la apertura. Se observa cristales granulares que hacen parte de una venilla de tipo antitaxial hacia la parte superior derecha de la microfografía.

- **LME014012**

Mineralización conformada por calcita, dolomita, opacos, lodo, plagioclasa, cuarzo, clorita y epidota; descartándose la presencia de crisotilo sugerido por los análisis de DRX para esta muestra. Los cristales anhedrales y granulares de calcita tienen un tamaño de 1 mm, diferenciándolos el tipo de contacto, siendo para los primeros de tipo neto lineal y en los segundos de tipo suturados, estos últimos son evidentes en las venillas de calcita-cuarzo presentes en los extremos de la sección. En ocasiones se presentan agregados de calcita que en compañía de lodo atraviesan la sección formando venillas oscuras. En algunos cristales de calcita se presentan incluidos pequeños cristales epidota de forma subhedrales y cristales aciculares negros de rutilo.

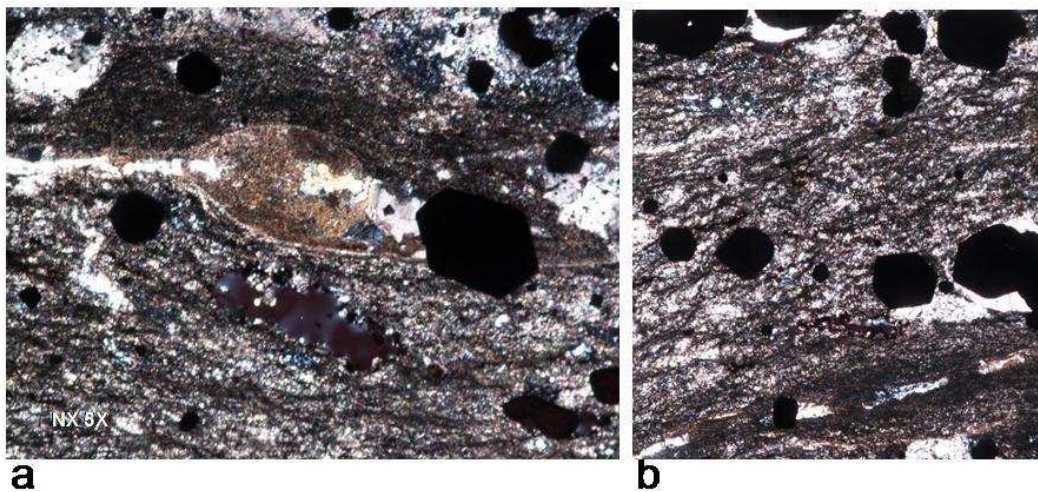


Figura 34. Cristal de plagioclasa alterada a sericita en medio de una matriz lodosa con calcita, la cual presenta evidencias de disolución por la presión relacionada a los procesos de diagenesis sufridos por la roca.

Se destaca la presencia de lodo siguiendo la dirección de venillas, evidenciando la presión sufrida por la roca debido a los procesos de diagenesis; algunos cristales anhedrales de plagioclasa se encuentran rodeados por dicha matriz, con cristales de clorita tabular en su interior y siendo altamente alterados a sericita y calcita, (Figura 34). Adicionalmente se aprecia venas de tipo sintaxial, evidenciadas en los cristales de calcita dispuesto en el contacto con la lodolita, donde se desarrollan cristales de forma fibrosa (Figura 35) que se encuentran dirigidos hacia el borde sutura; contrario a ello se aprecia en otra parte de la sección venas de tipo antitaxial con rellenos de calcita más de tipo



### **3.5. ANÁLISIS DE QUÍMICA MINERAL**

Con el fin de profundizar en la naturaleza cristaloquímica de las mineralizaciones del presente estudio, fue aplicada las técnicas para la operación de la microsonda electrónica, la cual permitió detallar y estimar cuantitativamente la composición química en minerales específicos, además de las variaciones composiciones presentes en algunos casos dentro de un mismo cristal. Dada la importancia de la técnica se presenta a continuación algunas consideraciones previas.

#### **3.5.1. Química Mineral del Túnel La Glorieta**

El estudio de química mineral realizado en el túnel La Glorieta, tiene como fin aportar información al identificar variedades composicionales de los minerales presentes que puedan ayudar a determinar las condiciones de formación de las zonas presentes en él.

El análisis se realizó en dos secciones delgadas relacionadas con las zonas mineralógicas características (LME014010 Y LME014011B), las cuales cuentan con cristales de interés como granates, epidotas, cloritas y calcitas; siendo en algunos casos realizados en determinados minerales como el granate, toma de más de un dato, lo que permitió diferenciar variaciones composicionales dentro de un mismo cristal. La localización en el túnel de las muestras en las cuales se realizaron análisis de química mineral se relacionan en las Figuras 18 y 26.

Las variaciones composicionales presentes en algunos cristales, nos indican cambios en las condiciones fisicoquímicas en las cuales tuvo lugar la cristalización del mineral, es por ello que apoyados en la química mineral obtenida en los minerales del túnel La Glorieta podemos identificar dichas variaciones y contextualizarlas con los eventos de formación de la mineralización.

Los análisis realizados en la sección LME014010 correspondiente a la denominada zona de clorita con piritita, se centraron en cristales de cloritas, calcitas y magnetitas entre otros; y de la muestra LME014011B, perteneciente a la zona del granate, se realizaron análisis

de granates, epidotas, calcita y magnetita principalmente (ver Anexos 2 y 3 para resultados completos). A continuación se presentan en forma general las composiciones químicas de estos minerales.

### 3.5.1.1. Cloritas

Las cloritas son aluminosilicatos, principalmente de Mg, Fe<sup>+2</sup> y Al, que en ocasiones contienen Ni, Fe<sup>+3</sup> y Cr<sup>+3</sup>, respondiendo en forma general a la fórmula:



Siendo

**A**= Al, Fe<sup>+2</sup>, Fe<sup>+3</sup>, Li, Mg, Mn<sup>+2</sup>, Ni, Zn

**Z**= Al, B, Fe<sup>+3</sup>, Si

En el túnel La Glorieta, las cloritas se presentan en casi todas las zonas de la mineralización vetiforme de grano grueso variando su proporción frente a otros minerales. Los cristales presentan macroscópicamente formas euédrales hexagonales y tonalidades verdes claro, infiriendo que los cristales son producto de la neoformación y no de origen detrítico.

Con el fin de identificar el tipo de clorita presente en el túnel La Glorieta y las variaciones composicionales de las mismas en la zonas mineralógicas de grano grueso, se agruparon los valores obtenidos con la microsonda en la Tabla 6, los cuales corresponden a los datos de cristales tabulares (Figura 37) pertenecientes a la zona de la pirita (Análisis 128, 130, 135 y 137); y la zona del granate-epidota (Análisis 69 y 73).

Dichos valores fueron tratados con el software MINPET 2.0, DONDE se graficó en un diagrama ternario de Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> - FeO - MgO para las cloritas (Figura 38). Este diagrama muestra claramente dos poblaciones de cloritas que se diferencian principalmente en el contenido MgO y FeO, la primera población presenta valores de MgO superiores a 24.4 en porcentaje en peso, mientras que los valores medios de la segunda población corresponden a los 15.6 en porcentaje en peso; los valores de FeO se presentan en un rango en porcentaje en peso entre 9.952 (primera población) y 17.464 (segunda población). El contenido casi constante del Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> ubica a las muestras en general, en un rango composicional de porcentaje en peso entre 19.241 y 20.621, lo cual indica que la

variación composicional de las cloritas esta casi exclusivamente definida por las relaciones Fe-Mg.

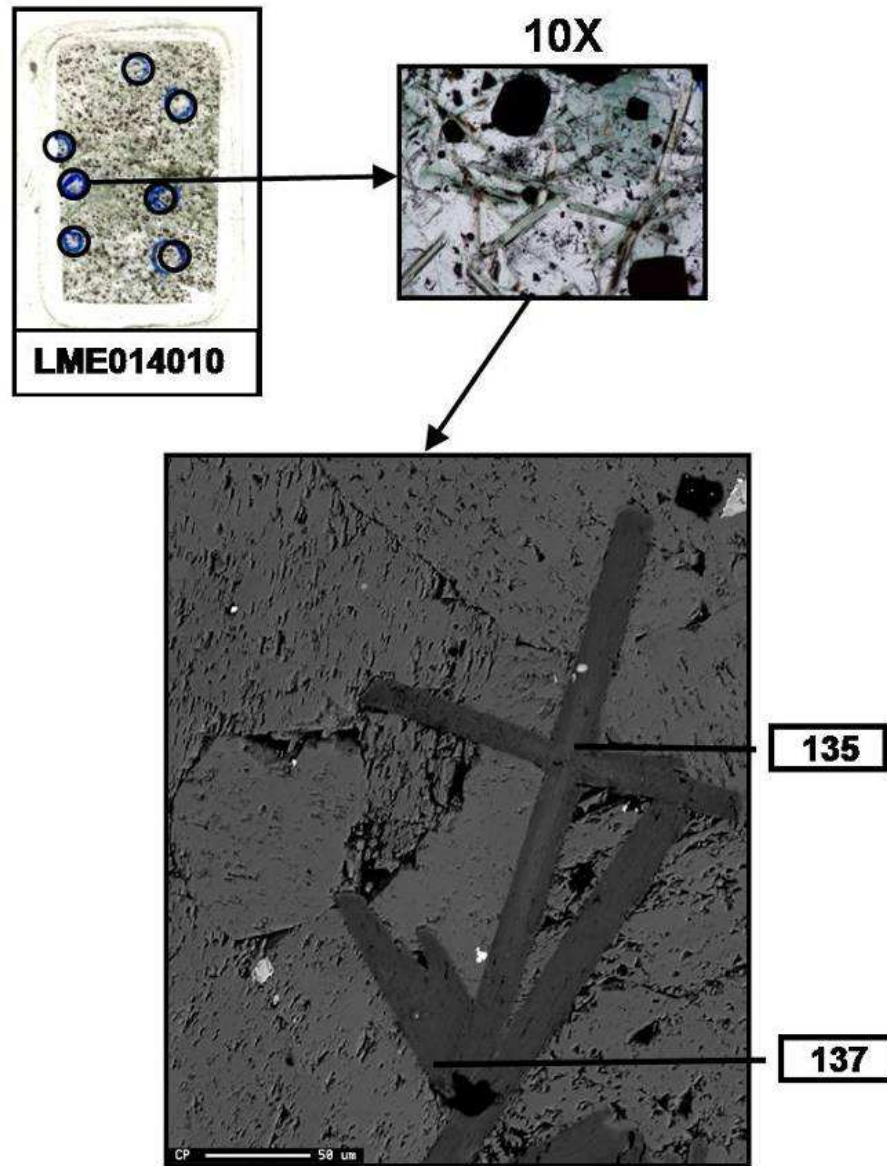


Figura 37. Imagen en retrodispersados, donde se ubican algunos datos de química mineral obtenidos de cristales pertenecientes a la zona de la pirita.

Tabla 6. Valores composicionales obtenidos de cristales de clorita pertenecientes al túnel La Glorieta

<b>ELEMENTO</b>	<b>ANALISIS 69</b>	<b>ANALISIS 73</b>	<b>ANALISIS 128</b>	<b>ANALISIS 130</b>	<b>ANALISIS 135</b>	<b>ANALISIS 137</b>
<b>SiO<sub>2</sub></b>	29.438	27.977	26.058	27.351	25.424	26.997
<b>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	19.456	20.239	19.733	19.241	20.621	19.610
<b>FeO</b>	10.862	9.952	15.795	14.049	17.464	14.241
<b>MnO</b>	0.250	0.210	0.083	0.070	0.069	0.044
<b>MgO</b>	26.453	24.460	15.801	16.601	14.239	15.837
<b>CaO</b>	0.255	0.106	0.210	0.226	0.297	0.230
<b>Na<sub>2</sub>O</b>	0.029	0.127	0.062	0.108	0.151	0.139
<b>K<sub>2</sub>O</b>	-	0.058	0.085	0.125	0.117	0.141
<b>TiO<sub>2</sub></b>	-	-	0.056	0.033	0.069	0.034
<b>NiO</b>	-	-	-	-	0.008	0.037
<b>Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	0.082	0.066	0.014	0.033	0.041	-
<b>P<sub>2</sub>O<sub>5</sub></b>	-	-	0.022	0.026	-	0.036
<b>F</b>	-	-	-	-	-	-
<b>Cl</b>	0.008	0.012	0.072	0.076	0.069	0.091
<b>TOTAL</b>	86.831	83.204	77.975	77.922	78.553	77.416

La población 1 presenta mayor contenido de MgO con un menor contenido de FeO y corresponde a los análisis realizados en las cloritas pertenecientes a la zona de granate-epidota; así mismo la población 2 de cloritas presenta un menor contenido de MgO con mayor contenido de FeO, y se encuentra relacionada con la zona de la pirita (Figura 39). Adicionalmente los datos de microsonda obtenidos en los cristales fueron procesados y recalculados con ayuda del MINPET 2.0, permitiendo la ubicación de las diferentes cloritas en el diagrama de clasificación química (Figura 40), donde se diferenciaron dos tipos: la primera de tipo clinoclorita y la segunda de tipo picnoclorita, las cuales corresponden respectivamente para las poblaciones 1 y 2 anteriormente descritas. La fórmula química para la clinoclorita del análisis 69 corresponde a  $(Al_{1.14}, Fe_{0.89}, Mg_{3.88}, Mn_{0.020}) (Al_{1.11}, Si_{2.89}) O_{10} (OH, O)_2$  y la fórmula química para el análisis 130 correspondiente a una picnoclorita es  $(Al_{1.56}, Fe_{1.30}, Mg_{2.75}, Mn_{0.006}) (Al_{0.96}, Si_{3.04}) O_{10} (OH, O)_2$ .

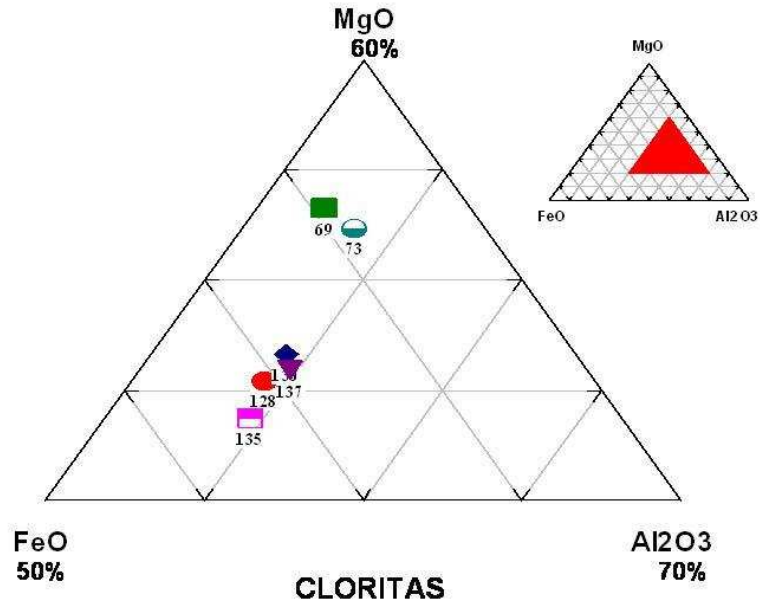


Figura 38. Diagrama ternario de  $\text{Al}_2\text{O}_3$  -  $\text{FeO}$  -  $\text{MgO}$ , donde se observan dos poblaciones de cloritas diferenciadas principalmente por el contenido de  $\text{MgO}$ .

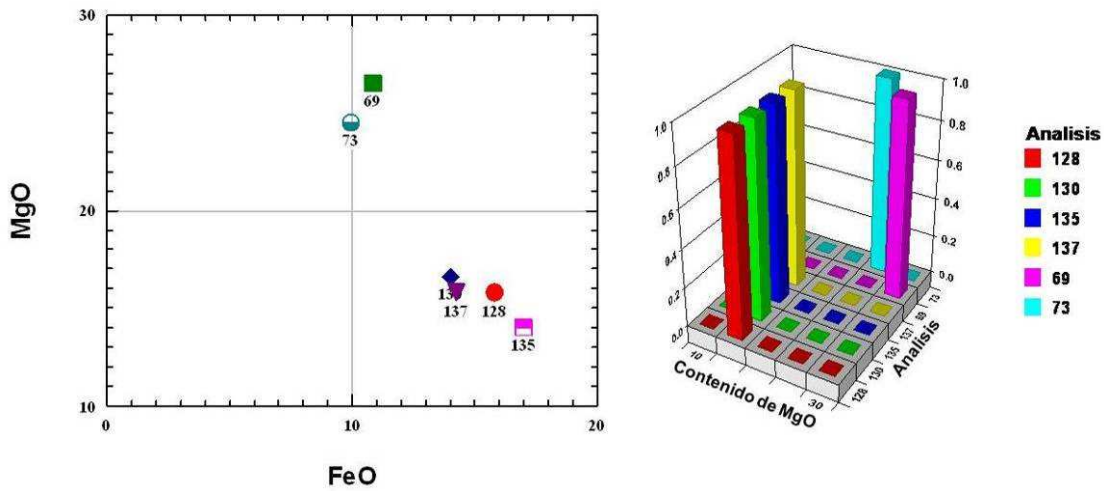


Figura 39. Diagrama binario  $\text{FeO}$  -  $\text{MgO}$  e histograma de las poblaciones de clorita, se observa en el diagrama binario la reaccion inversa entre las variables.

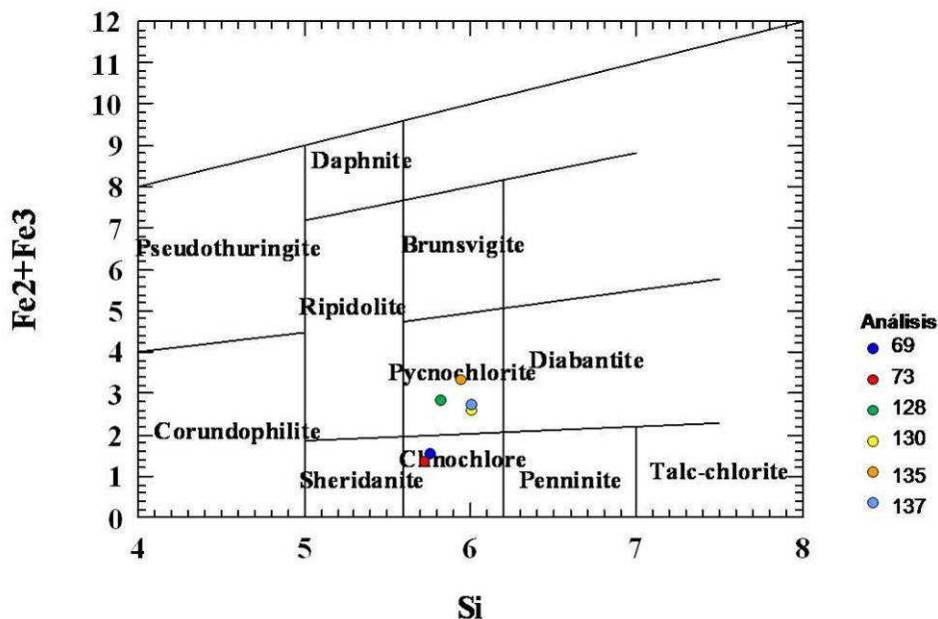
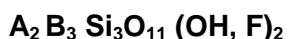


Figura 40. Variación en la composición química de las cloritas del túnel La Glorieta (Hey 1954, en Richard, 1997)

### 3.5.1.2. Epidotas

El grupo de la epidota se encuentra conformado por minerales que pertenecen a los sorosilicatos (clinozoisita, epidota, allanita, dissakita, dollaseita, hancockita, khristovita, mukhinita, pimontita, strontiopepumontita y zoisita), los cuales presentan un alargamiento sobre el eje b paralelo a las aristas de las cadenas de octaedros de  $Al_2O_3$  y  $AlO_4(OH)_2$ . En el caso de la clinozoisita, la presencia de Al en una posición octaédrica adicional, la diferencia de la epidota que presenta Al y  $Fe^{+3}$ . La epidota y la clinozoisita son los extremos de una solución sólida completa.

La fórmula general para este grupo mineral es:



Siendo **A**= Ca, Ce, Pb, Sr, Y

**B**= Al,  $Fe^{+3}$ , Mg,  $Mn^{+3}$ ,  $V^{+3}$

Los cristales de epidota pertenecientes al túnel La Glorieta son parte fundamental de la zona de mineralización de grano grueso y se presentan de forma concentrada en la zona del mismo nombre en compañía del granate principalmente. Las epidotas presentan formas euhedrales y subhedrales, conteniendo en algunos casos en su interior magnetita, la cual se presenta en forma de agregado (Figura 41).

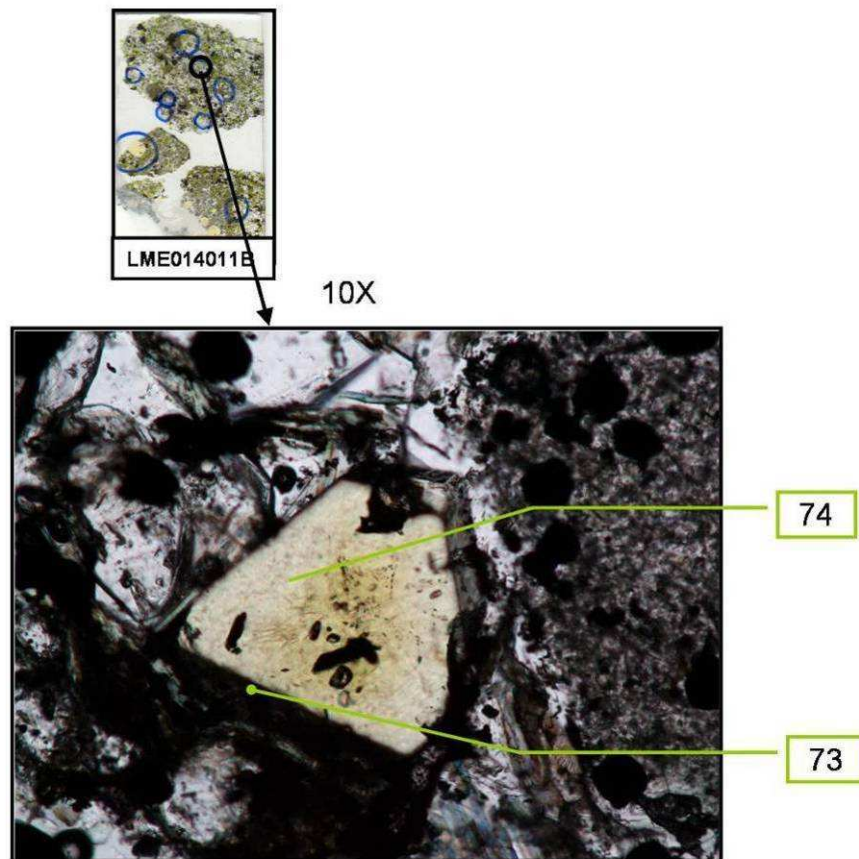


Figura 41. Microfotografía en nicoles paralelos, mostrando la ubicación de algunos datos de química obtenidos en la zona del granate-epidota (objetivo 10x).

Los datos obtenidos en los análisis de química mineral realizados a cristales de epidotas pertenecientes a la sección LME014011b, fueron consignados en la Tabla 7, mostrando un comportamiento muy similar en todos los datos. El valor medio para el  $\text{SiO}_2$  fue de 36.80 y los resultados pertenecientes al  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{CaO}$  y  $\text{FeO}$  fueron consignados en el diagrama ternario de la Figura 42, en el cual se observa una población composicional de epidotas.

Tabla 7. Valores composicionales de epidotas pertenecientes al túnel La Glorieta.

<b>ELEMENTO</b>	<b>ANALISIS 67</b>	<b>ANALISIS 68</b>	<b>ANALISIS 70</b>	<b>ANALISIS 74</b>
<b>SiO2</b>	37.942	35.480	36.871	36.925
<b>Al2O3</b>	22.783	22.610	22.184	22.517
<b>FeO</b>	13.721	12.992	14.636	13.677
<b>MnO</b>	0.013	0.163	-	0.031
<b>MgO</b>	-	-	-	-
<b>CaO</b>	23.983	22.963	23.387	23.573
<b>Na2O</b>	0.005	0.120	-	0.002
<b>K2O</b>	0.007	0.031	0.005	0.003
<b>TiO2</b>	-	0.003	0.011	0.075
<b>NiO</b>	-	0.104	-	-
<b>Cr2O3</b>	0.001	0.006	-	0.010
<b>P2O5</b>	0.007	0.002	0.009	-
<b>F</b>	-	-	-	-
<b>Cl</b>	-	0.042	-	0.011
<b>TOTAL</b>	98.462	94.507	97.103	96.822

Aunque petrográficamente se determinó la presencia de clinozoisita, la cual es una variedad de epidota, los análisis de química mineral solo fueron realizados en cristales de epidota, por tanto las variaciones de FeO – Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> mostradas en la Figura 43, reflejan la composición de la epidota y no del grupo mineral. Las epidotas analizadas presentan contenidos de FeO en un rango de 12.992 – 14.636 porcentaje en peso y de Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> entre 22.184 y 22.783 porcentaje en peso, lo que indica un contenido de FeO levemente menor al contenido de Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>. La fórmula química de los análisis realizados en las epidotas del túnel La Glorieta es muy similar en ellas, siendo el caso para el análisis 67 la siguiente fórmula química: Ca<sub>2.17</sub>, Al<sub>2.27</sub>, Si<sub>3.21</sub>, O<sub>11</sub> (OH)<sub>2</sub>.

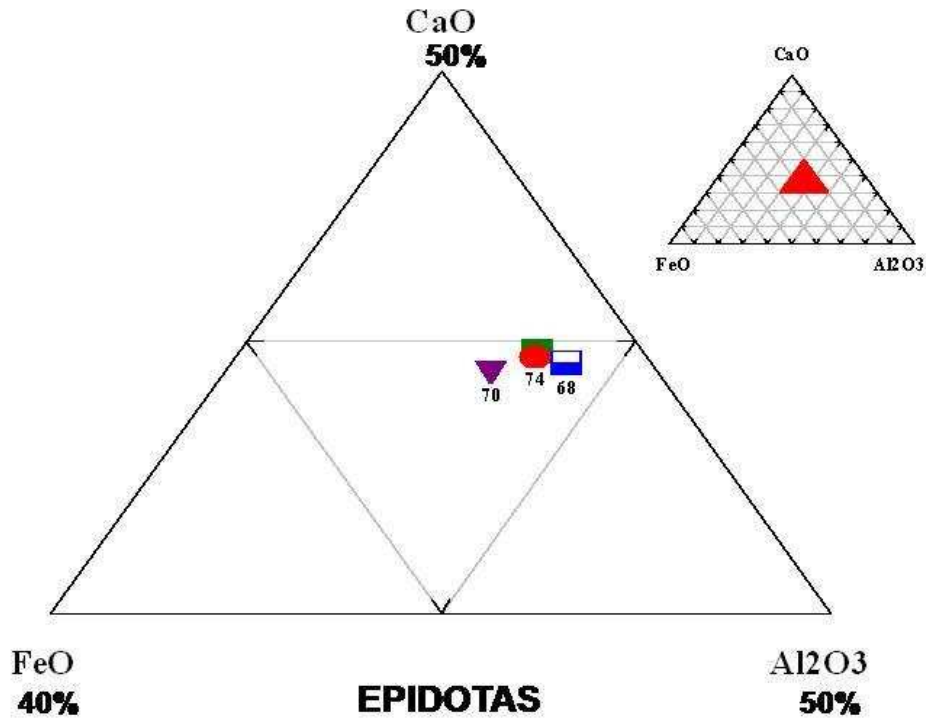


Figura 42. Diagrama ternario de CaO – FeO – Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, donde se observa una población de epidotas cuya variable FeO se encuentra en menor proporción a las demás.

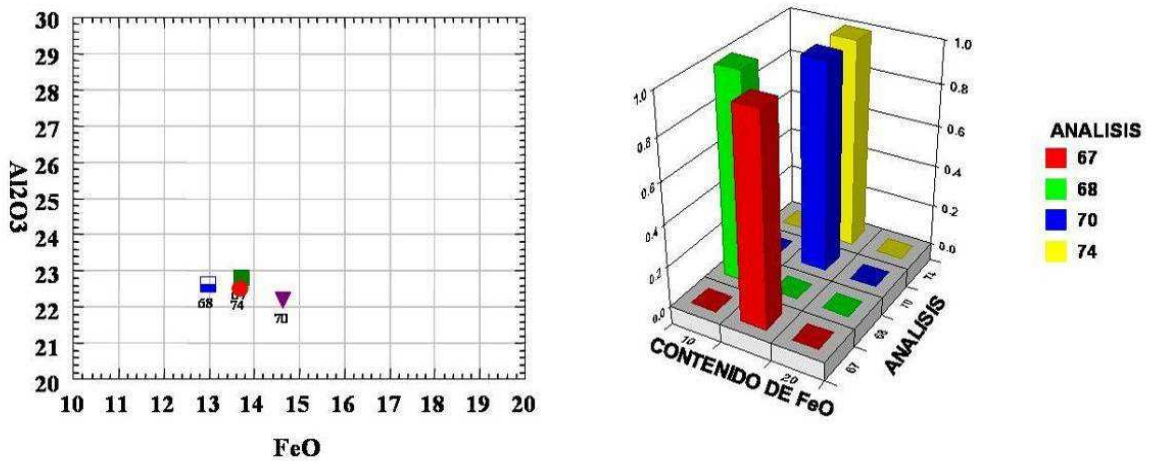
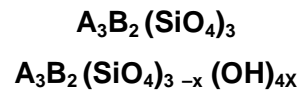


Figura 43. Diagrama binario de FeO - Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> e histograma del contenido de FeO para las epidotas del túnel La Glorieta.

### 3.5.1.3. Granates

Los granates pertenecen al grupo de los neosilicatos y se caracterizan por presentar formas dodecaedricas o trapezoedricas, con elementos quimicos que pueden estar presentes en su interior como: calcio, magnesio, aluminio, hierro (II), hierro (III), cromo (III), manganeso y titanio. El Si es parcialmente reemplazado por Al y Fe<sup>+3</sup>.

Los granates responden a la formula general:



Con **A** = Ca, Fe<sup>+2</sup>, Mg, Mn<sup>+2</sup>

**B** = Al, Cr<sup>+3</sup>, Fe<sup>+3</sup>, Mn<sup>+3</sup>, Ti, V<sup>+3</sup>, Zr

La presencia o carencia de estos elementos generan dos grandes series, la serie almanditica y la serie andraditica, la primera contiene las variedades tales como piropo, almandino y espesartina; mientras que la serie andraditica contiene las variedades grosularia, andradita y uvarovita; La andradita (Ca<sub>3</sub> Fe<sub>2</sub> (SiO<sub>4</sub>)<sub>3</sub>) y la grosularia (Ca<sub>3</sub> Al<sub>2</sub> (SiO<sub>4</sub>)<sub>3</sub>, al encontrarse juntas forman la variedad de granate, llamada grandita. Otras variedades de granate son calderita, goldmanita, hibshita, katoita, kimzeyita, knorringita, majorita y schorlomita.

En el túnel La Glorieta se realizaron análisis de química mineral sobre los granates contenidos en la muestra LME014011B, la cual se encuentra ubicada en la zona central de la mineralización vetiforme de grano grueso, los resultados de dichas mediciones se presentan en la Tabla 8. Los granates en los cuales se realizaron las mediciones presentaban macroscópicamente variaciones de tonalidades en su interior, lo que indujo que se hiciera la toma de datos en varios puntos de un mismo cristal. Los datos obtenidos relacionaron las variaciones de tonalidades con variaciones composiciones dentro de un mismo granate (Figura 44).

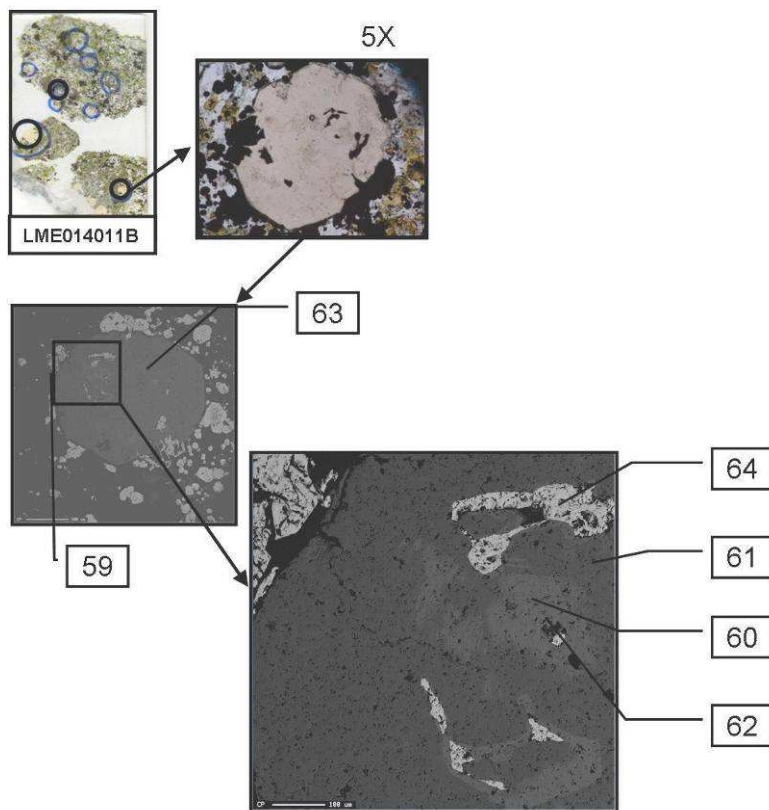


Figura 44. Datos de química mineral obtenidos en las distintas tonalidades dentro de un cristal de granate y una magnetita (dato 64), ubicados en la imagen de retrodispersado.

Los resultados presentados en la Tabla 8 muestran como los valores de FeO aumentan desde 19.491 hasta 28.005, mientras se realiza una disminución en el contenido de  $Al_2O_3$  desde 7.303 hasta 0.056; permitiendo relacionar las zonas mas claras con un contenido mayor de FeO y las zonas mas oscuras dentro de los cristales de granate con un contenido mayor de  $Al_2O_3$ ; el contenido de CaO se encuentra en un rango de 33.036 a 34.770. Las relaciones anteriormente descritas son presentadas en el diagrama ternario de CaO – FeO –  $Al_2O_3$  realizado utilizando el MINPET 2.0 (Figura 45), donde se observa la presencia de dos poblaciones de datos, las cuales tienen valores similares en el contenido de CaO (entre 50% - 60%), pero difieren en el contenido de FeO (40% -50%) y  $Al_2O_3$  (15% - 20%).

Tabla 8. Valores composicionales obtenidos de cristales de granate pertenecientes al túnel La Glorieta.

<b>ANALISIS</b> <b>OXIDO</b>	<b>60</b>	<b>61</b>	<b>62</b>	<b>63</b>	<b>65</b>	<b>144</b>	<b>145</b>	<b>146</b>	<b>147</b>	<b>148</b>	<b>149</b>	<b>150</b>
<b>SiO2</b>	34.561	36.213	34.975	36.530	35.264	34.223	35.694	35.601	34.492	34.830	33.097	36.075
<b>Al2O3</b>	0.092	7.042	0.056	7.303	0.986	0.688	6.910	5.591	0.226	6.874	0.288	6.294
<b>FeO</b>	27.363	19.491	28.005	19.871	27.102	26.687	19.492	21.148	27.784	19.749	27.301	20.287
<b>MnO</b>	0.354	0.843	0.308	0.897	0.470	0.420	1.067	0.957	0.347	0.790	0.526	0.366
<b>MgO</b>	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
<b>CaO</b>	33.364	34.349	34.494	34.463	33.806	33.654	33.999	34.176	33.036	34.021	33.205	34.770
<b>Na2O</b>	0.030	0.025	0.018	0.148	0.034	0.040	0.013	0.035	0.085	0.047	0.034	0.045
<b>K2O</b>	-	-	0.004	0.035	-	0.019	0.015	0.030	0.041	0.031	0.026	0.024
<b>TiO2</b>	0.022	-	0.007	-	-	0.015	0.016	0.043	-	-	-	0.009
<b>NiO</b>	0.041	0.016	-	0.053	-	-	0.016	0.034	0.057	0.052	0.088	-
<b>Cr2O3</b>	-	0.014	-	-	-	-	-	0.026	0.009	0.003	-	-
<b>P2O5</b>	-	0.022	0.003	0.038	0.033	0.048	0.025	-	0.032	0.056	0.025	0.001
<b>F</b>	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
<b>Cl</b>	-	0.008	0.009	0.030	0.011	0.004	-	-	0.017	0.011	0.009	0.015
<b>TOTAL</b>	95.827	98.021	97.877	99.361	97.704	95.797	97.247	97.641	96.122	96.462	94.597	97.883

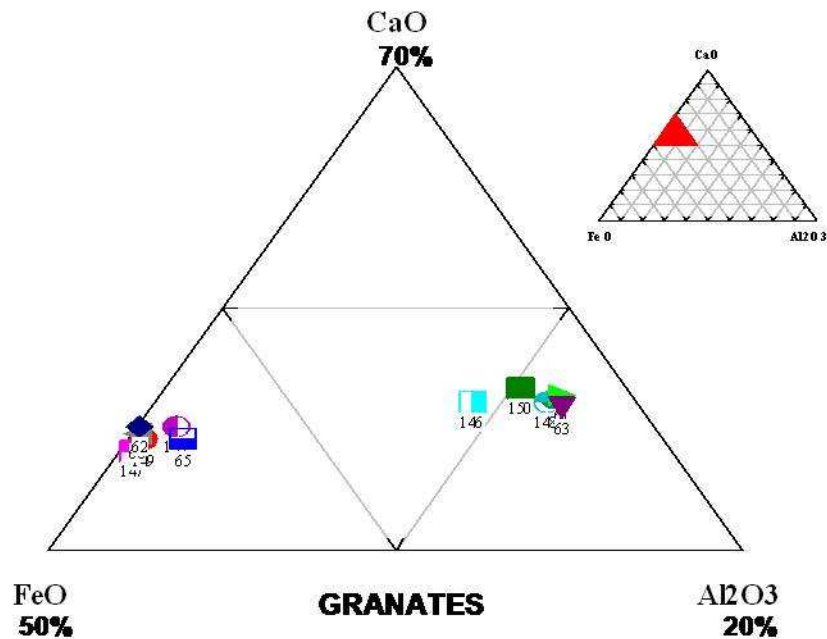


Figura 45. Diagrama ternario de CaO – FeO – Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> para los granates del túnel La Glorieta.

La relación FeO – Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> es presentada en el diagrama binario realizado utilizando el MINPET 2.0 (Figura 46), donde se observan claramente la relación inversa entre el Fe y el Al contenido por los cristales de granate, esto se encuentra evidenciado por el comportamiento de la población con mayor contenido de FeO, la cual posee valores muy bajos en el contenido de Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>; Siendo el caso contrario en la segunda población con contenidos mayores de Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>.

Las variaciones en el contenido de hierro y aluminio presentes en los granates del túnel La Glorieta no siempre son aleatorias, sino que en algunos cristales evidencian zonaciones composicionales (Figura 47), lo cual evidencian distintos episodios de infiltración de fluidos dado que la partición de Al-Fe entre granate y el líquido es muy sensible a variaciones en la temperatura, fugacidad de oxígeno, pH y salinidad; siendo en cada episodio de infiltración diferentes estas condiciones, dado que al alcanzar el fluido el

punto de ebullición, produce un incremento en las condiciones anteriores, como es el caso del pH al pasar el CO<sub>2</sub> reducido, como H<sub>2</sub> y H<sub>2</sub>S, a la fase de vapor (Villaseñor *et al.*, 2000); adicionalmente las zonaciones de Al y FeO presentes en los granates y su alto contenido de Ca, corroboran que los granates del túnel La Glorieta son similares composicionalmente, a los granates típicos de las zonas mineralizadas de algunos skarn y skarnoides.

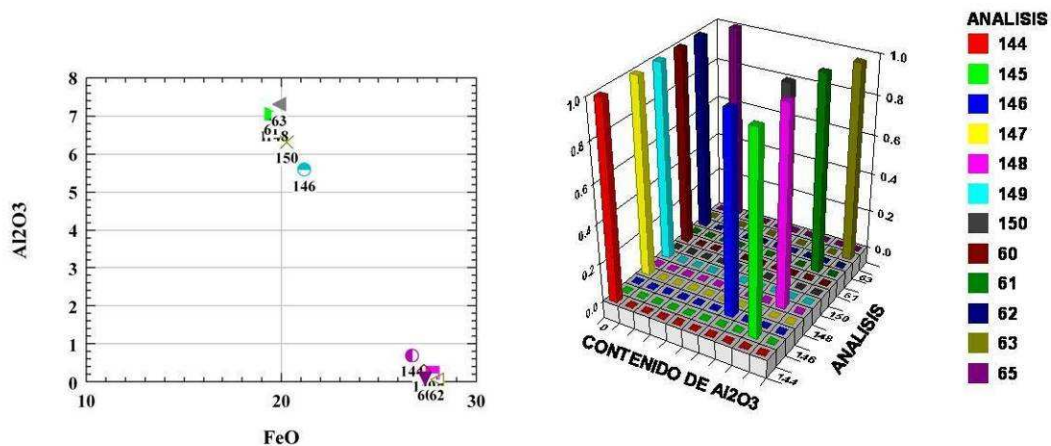


Figura 46. Diagrama binario FeO - Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, e histograma del contenido de Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> para los granates del túnel La Glorieta.

Los datos de química mineral obtenidos por medio de la microsonda en los cristales de granates fueron recalculados en el Minpet 2.0 a 12 oxígenos, con el fin obtener la información necesaria para su clasificación por medio del programa RECHES, del cual se determinó que los granates del túnel La Glorieta, contienen en forma general las variedades de grosularia (X entre 0.595 y 0.684), almandino (X entre 0.303 y 0.394) y espesartina (X entre 0.004 y 0.017). La fórmula química para los distintos análisis realizados mantienen la forma general anteriormente presentada; para el caso del análisis 60 la fórmula química es (Ca<sub>3.34</sub>, Fe<sub>2.14</sub>, Mn<sub>0.02</sub>) (Al<sub>0.01</sub>) Si<sub>3.23</sub> O<sub>12</sub> la cual corresponde a un granate de la variedad andradita.

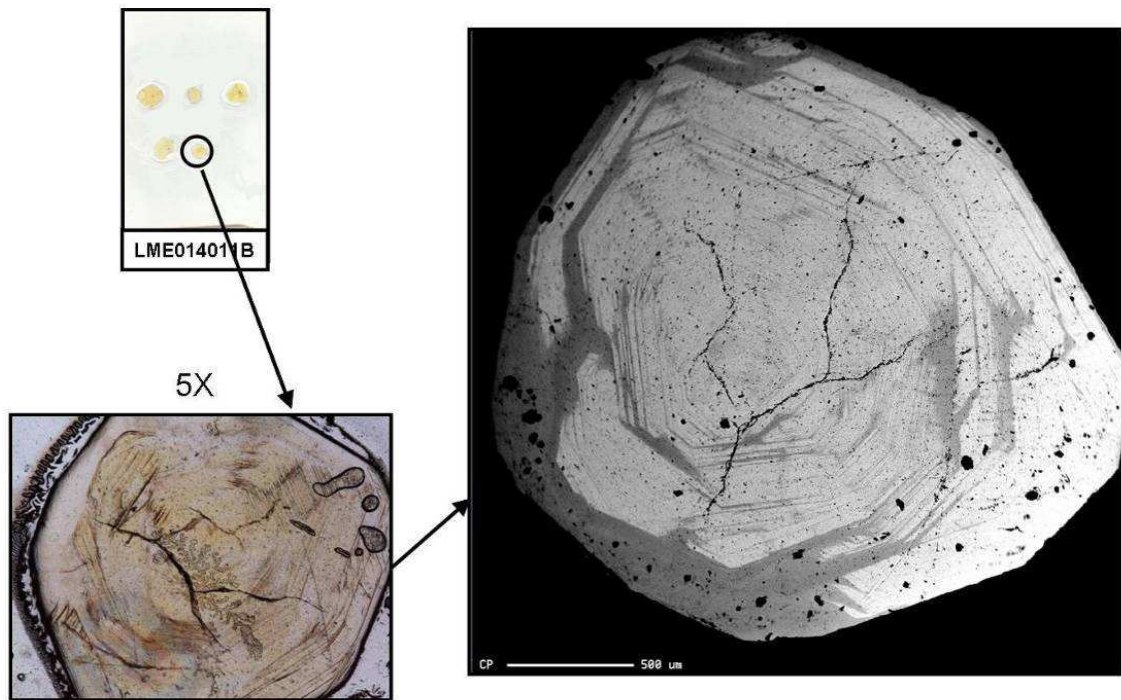


Figura 47. Cristal de granate con zonación. Imagen obtenida mediante retrodispersados.

### 3.5.2. Implicaciones de la Química Mineral en la Mineralización

Las manifestaciones composicionales anteriormente descritas, como la zonación Al Fe, se relaciona probablemente con el aporte por medio de la infiltración de aguas superficiales al sistema durante la nucleación y cristalización de un granate proveniente de fluidos más magmático. La variación de los fluidos a medida que crece el cristal permite la formación de los parches de Al y otros de Fe.

Adicionalmente dado que las variaciones en las condiciones de los fluidos que intervienen en la formación de los granates y en los procesos de fugacidad de oxígeno - dióxido de carbono, permiten la cristalización de variedades con un mayor contenido de hierro (andradita) y otras con un mayor contenido de aluminio (grosularia); se infiere que la formación de la andradita se encuentra relacionada con una alta fugacidad de oxígeno (Villaseñor *et al.*, 2000).

### 3.6. ESTUDIO DE IF

La importancia de los fluidos en el proceso de formación de las distintas mineralizaciones ha sido contemplada por el estudio de las inclusiones fluidas, las cuales fueron atrapadas en los distintos minerales durante la cristalización, permitiendo obtener información precisa de ciertas condiciones como la temperatura de formación entre otras.

Las inclusiones fluidas son producto del relleno por uno o varios fluidos de pequeñas cavidades o lagunas durante la cristalización, siendo común también la presencia de inclusiones sólidas de algunos minerales. La información detallada relacionada con los principios que sustentan el estudio de las IF y el procesos de estudio, se reporta en los trabajos de Nash y Theodore (1971); Roedder (1979 y 1984); Mangas, J.; y Sierra (1991); Maksaev (2001); Samson, Anderson y Marshall (2003) y en la página web Untitled Normal Page.

Durante le presente estudio, se realizaron láminas doblemente pulidas para su posterior estudio petrográficos de IF y sus correspondientes análisis crioscópicos. Con relación a éste último aspecto, desafortunadamente se hace necesario resaltar que el comportamiento metaestable de las pocos IF identificas y analizadas, resultó ser un importante obstáculo para obtener datos microtermométricos. Por lo anteriormente mencionado, a continuación solo se presenta un breve resumen de las familias de IF identificadas durante los estudios petrográficos.

La muestra en la cual se realizo el estudio de IF corresponde a una vena de calcita-dolomita, (LME014003), obtenida del frente de exploración del túnel La Glorieta en el Cerro las Tetas, en el Municipio de Yacopí, la cual se encuentra en contacto con lodolitas calcáreas de edad Hauteriviano – Barremiano pertenecientes a la Formación Muzo.

En dicha muestra se realizo el estudio petrográfico de las inclusiones fluidas a partir de la sección doblemente pulida realizada, identificando una familia de inclusiones dominante,

la cual corresponde a una serie de inclusiones primarias polifásicas (líquido+vapor+sólidos) tipo III según la clasificación de Nash y Theodore (1971) distribuidas al azar. Las inclusiones anteriormente descritas contienen sólidos (posiblemente de minerales calcáreos y puntualmente halita, ver Figura 48. Las formas que presentan las inclusiones son redondeadas regulares, con tamaños entre 7.2 - 21  $\mu\text{m}$  y con relaciones L/V entre 3/1 y 6/1 sin movimiento de su fase de vapor.

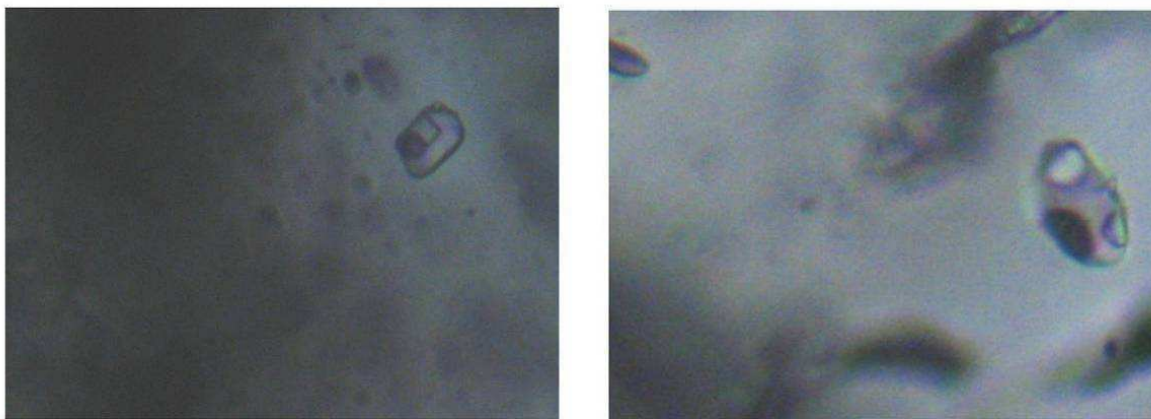


Figura 48. Fotografía de Inclusiones polifásicas tipo III, en una vena de calcita+dolomita, según la clasificación de Nash y Theodore (1971). Se destaca la presencia de un posible cubo de halita (Tomada a 50 x).

### 3.7. ANALISIS DE ISÓTOPOS ESTABLES

En respuesta a los inconvenientes con los análisis de inclusiones fluidas y dada la importancia de los estudios de los fluidos relacionados con la formación de las mineralizaciones presentes en el túnel, se realizaron como una alternativa de estudio los análisis de isótopos estables presentados a continuación, siendo el material analizado en el túnel La Glorieta, cloritas de la zona del granate- epidota, así como carbonatos los cuales fueron obtenidos de una vena de Cal y una vena de Cal-Dol ubicadas en el frente de exploración y de su roca caja proporcionando información sobre la procedencia del carbono y el oxígeno que hacen parte de su composición química.

### 3.7.1. Consideraciones Previas

Los isótopos son átomos de un mismo elemento químico, los cuales se diferencian entre ellos por el número de neutrones presentes en su núcleo y su masa atómica. Existen dos tipos de isótopos: los isótopos radiogénicos, los cuales presentan desintegración radiactiva, y los isótopos estables; siendo parte de estos últimos los isótopos estables ligeros (H, C, N, O y S) quienes son ampliamente utilizados como trazadores de los procesos sufridos por la roca y su temporalidad.

La composición isotópica de un mineral se forma a partir del equilibrio isotópico con el medio acuoso, siendo el agua quizás el principal componente de los fluidos mineralizadores, el cual es afectado por factores como la temperatura de formación, salinidad y composición isotópica del agua dado que el efecto de la presión es despreciable en el fraccionamiento de isótopos de oxígeno entre fases (Clayton et al., 1975).

Las abundancias relativas entre los isótopos de una muestra problema al ser referidas a un estándar internacional aceptado, permiten definir  $\delta$ , como:

$$\delta_{(\text{sample} - \text{standard})} = \left( \frac{R_{\text{sample}} - R_{\text{standard}}}{R_{\text{standard}}} \right) \times 10^3$$

$$\delta_{s-\text{std}} = \left( \frac{R_s}{R_{\text{std}}} - 1 \right) \times 10^3$$

Siendo, R las relaciones D/H,  $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ ,  $^{15}\text{N}/^{14}\text{N}$ ,  $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ ,  $^{34}\text{S}/^{32}\text{S}$ , en la muestra problema y en el estándar de referencia. Los estándares de referencia pueden ser internacionales (Tabla 9) o internos de cada laboratorio, donde estos últimos han sido a su vez calibrados respecto a estándares internacionales. Los valores de  $\delta$  positivos muestran un enriquecimiento de la muestra con relación al estándar en  $\delta$  partes por cada

1000 y en el caso de los valores negativos de  $\delta$  se relacionan a un empobrecimiento en la muestra.

Tabla 9. Estándares de referencia internacionales utilizados en el estudio de los isótopos estables.

<b>ESTANDARES INTERNACIONALES</b>	<b>RELACIONES</b>	<b>DESCRIPCIÓN</b>
SMOW (Standard Mean Ocean Water)	D/H, $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$	Relacionado con el patrón de la composición isotópica promedio del agua oceánica destilada colectada en diferentes puntos del planeta
AIR (Nitrógeno atmosférico)	$^{15}\text{N}/^{14}\text{N}$	Es la relación de $^{15}\text{N}/^{14}\text{N}$ de 0.0036765 que corresponde a 0.3663 átomos de ‰ de $^{15}\text{N}$
PDB (Pee Dee Formation Belemnite, Cretaceous, South Carolina)	$^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$	Relacionado a la composición isotópica obtenida del $\text{CO}_2$ generado por la reacción con ácido ortofosfórico al 100%, de la Belemnite americana de la Formación Peedee perteneciente al Cretácico en Norteamérica
CDT (Troilita del meteorito del Cañón del Diablo)	$^{34}\text{S}/^{32}\text{S}$	Relacionado con la composición isotópica del azufre generado por la fase de la troilita, el cual se encontraba contenido en un meteorito de hierro recolectado de Meteor Crater, Arizona

El fraccionamiento isotópico se produce debido a que algunas de las propiedades termodinámicas de los átomos dependen de su masa, lo que permite que los isótopos de un mismo elemento se comporten de manera diferente durante el curso

de los procesos físico-químicos que los puedan afectar mostrando como las propiedades isotópicas de algunos elementos que presentan un interés geológico como el H, C, O y S brindan información valiosa en los estudios isotópicos.

La energía cinética y la energía de vibración de una molécula dependen de la masa de los átomos y de la temperatura, cuanto menor sea T menor es la energía de la molécula, lo cual se ve reflejado en la ecuación empírica

$$1000 \ln \alpha = A 10^6 T^{-2} + B$$

Con A y B como constantes determinadas experimentalmente.

Otros factores que afectan el signo valor isotópico de  $\alpha$  diferente de la temperatura son la composición química, la estructura cristalina y la presión, siendo solo considerado este último factor si el sistema incluye fases gaseosas.

La importancia del fraccionamiento isotópico en estos estudios radica en su utilización como geotermómetro en pares minerales y en fases en equilibrio que cumplan fundamentalmente tres condiciones:

- Una temperatura significativa geológicamente que permita alcanzar el equilibrio entre fases, conservándose hasta hoy.
- El equilibrio no ha sido modificado por procesos tardíos.
- Se establezca experimentalmente el factor de fraccionamiento isotópico.

La importancia de los carbonatos en los estudios isotópicos, yace en su papel como fuente de información sobre el origen del carbono implicado en la precipitación, el tipo de fluido, las trayectorias de reacción involucradas en la fijación del carbono y el oxígeno en los carbonatos, entre otros aspectos. Es por ello que a continuación se presentaran algunas generalidades sobre la geoquímica isotópica del C, O y D.

### **3.7.1.1. Geoquímica Isotópica del Carbono**

El carbono se encuentra ampliamente distribuido en la Tierra haciendo parte de la biósfera, atmósfera, hidrósfera, en la corteza y en el manto, se presenta en forma de componentes orgánicos y en estado oxidado como el dióxido de carbono, iones de carbonato en soluciones acuosas y como minerales carbonatados. En general se pueden identificar dos principales reservorios de carbono: el carbono orgánico rico en  $^{12}\text{C}$  y carbono inorgánico rico en  $^{13}\text{C}$  (Faure, 1986).

En ambientes sedimentarios y diagenéticos se presenta el carbono en forma oxidada (carbonatos), nativa y reducida (carbono orgánico). La composición isotópica del carbono se ve afectada por la temperatura, pH, fugacidad de oxígeno, concentración relativa de las diferentes formas de carbono en el sistema, y principalmente por los mecanismos de fraccionamiento isotópico del carbono.

Dichos mecanismos pueden ser de tipo cinético o de equilibrio, siendo el primero realizado durante los procesos fotosintéticos donde el material orgánico concentra  $^{12}\text{C}$  dependiendo del tipo de planta y del ciclo fotosintético; y el segundo mecanismo se presenta en una relación general en el intercambio isotópico para los carbonatos de la forma



Donde se obtiene el máximo fraccionamiento isotópico entre el  $\text{CO}_2$  y la calcita, la cual es enriquecida en el isótopo más pesado como respuesta a las bajas temperaturas, además existen sistemas importantes como el de calcita+  $\text{CO}_2$  +grafito+  $\text{CH}_4$ .

Los valores reportados en la literatura para la composición isotópica del carbono pueden variar desde valores altos de  $\delta^{13}\text{C}$  mayores de +20‰, hasta valores tan bajos como -80‰ en metano (Hoefs, 1997 en Mantilla *et al.*, 2006). Dependiendo de los valores obtenidos en los carbonatos, se puede inferir de donde proviene el carbono a partir del cual se precipita el carbonato, los cuales pueden ser oxidación de la materia orgánica durante el enterramiento, degradación de la materia orgánica durante el enterramiento,  $\text{CO}_2$  atmosférico en disolución, o su modificación por procesos fotosintéticos, o bien

componentes carbonáticos de la propia formación disueltos a distinta escala (Giménez y Taberner, 1997 en Mantilla *et al.*, 2006).

Los valores de  $\delta^{13}\text{C}$  próximos a cero se relacionan con el carbono proveniente de las calizas marinas, mientras que el presente en rocas como carbonatitas o kimberlitas presentan valores de  $\delta^{13}\text{C}$  entre -5‰ y el 8‰; cabe destacar que los carbonatos procedentes de la oxidación de la materia orgánica presentan valores negativos de -20‰ en su  $\delta^{13}\text{C}$  (Lopez Vera, 1990).

### **3.7.1.2. Geoquímica Isotópica del Oxígeno y Deuterio**

El oxígeno es uno de los principales indicadores isotópicos dado que constituye el 50% del planeta y hace parte de la mayoría de los minerales y fluidos de interés geológico, dicho elemento presenta tres isótopos ( $^{16}\text{O}$ ,  $^{17}\text{O}$  y  $^{18}\text{O}$ ) los cuales pueden ser afectados por los dos mecanismos de fraccionamiento isotópico, el cinético relacionado con los procesos de fotosíntesis y evaporación, y el fraccionamiento isotópico de equilibrio para el oxígeno, el cual depende de la energía de enlace y la relación masa/ carga iónica; de la cual se establece que a mayor energía de enlace o menor masa y mayor carga iónica del catión, mayor es la tendencia a concentrar  $^{18}\text{O}$ .

La composición isotópica de las aguas naturales se encuentra relacionada con el ciclo hidrológico (incluidos los sistemas o paleo-sistemas hidrotermales) y depende en gran medida tanto de su origen, como de los procesos sufridos por las mismas. En el caso de las aguas meteóricas, el factor determinante en su composición es la latitud, lo cual se ve reflejado en los valores próximos a cero de las aguas tropicales que se diferencian de los valores de  $\delta^{18}\text{O}$  entre -20 y -25 de las aguas continentales. Las aguas geotermales, generalmente se enriquecen en  $\delta^{18}\text{O}$  debido al intercambio isotópico con las rocas continentales. Las aguas de formación en las cuencas sedimentarias en ocasiones presentan valores que representan estados intermedios entre aguas meteóricas y aguas

de mar; mientras que las aguas metamórficas presentan valores promedios de  $\delta^{18}\text{O}$  entre +3 y +25, las aguas magmáticas presentan valores de  $\delta^{18}\text{O}$  entre +5.5 y +9 (Mantilla *et al.*, 2006).

Las aguas oceánicas se encuentran afectadas por el ingreso de aguas dulces, la circulación salina profunda y procesos de evaporación y congelación, lo que permite que se de un empobrecimiento en isotopos ligeros y un enriquecimiento en isotopos pesados. La homogenización convectiva de la atmosfera sobre el océano, empobrece el contenido isotópico de las aguas, las cuales toman valores de -12‰  $\delta^{18}\text{O}$  y -87‰  $\delta\text{D}$ , siendo el valor estimado de las aguas oceánicas de cero en  $\delta^{18}\text{O}$  y  $\delta\text{D}$  (SMOW). Dichos valores sufren un empobrecimiento progresivo, dado que el agua en las nubes al ascender y desplazarse presenta valores de -17‰  $\delta^{18}\text{O}$  y -128‰  $\delta\text{D}$  llegando a -11‰  $\delta^{18}\text{O}$  y -31‰  $\delta\text{D}$  en las aguas precipitadas (Figura 49).

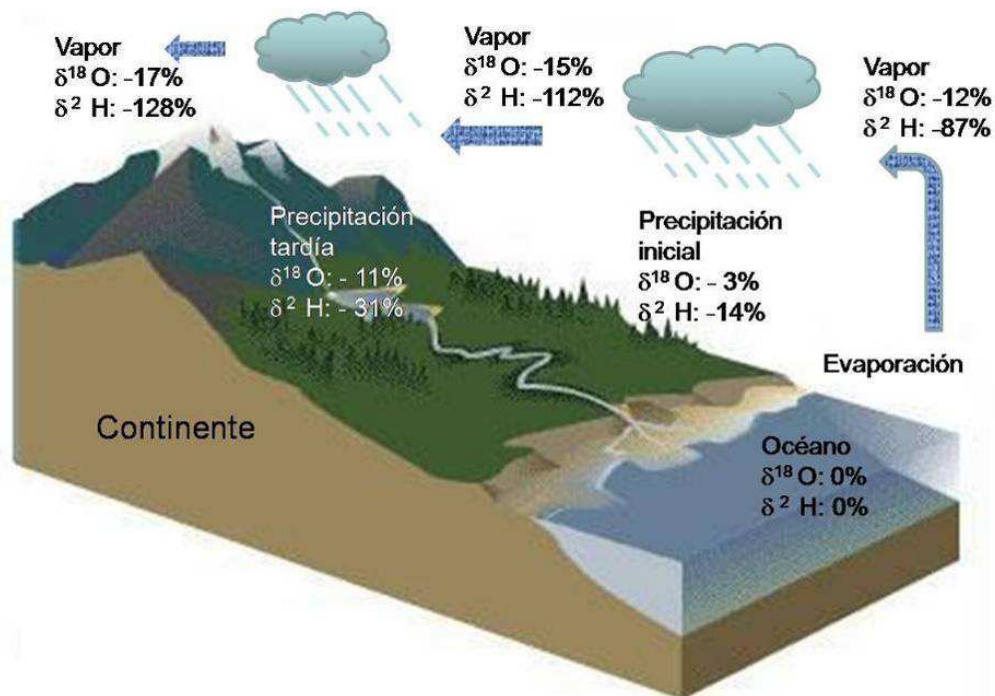


Figura 49. Variación Isotópica del agua en el ciclo hidrológico desarrollada por Rayleigt. Modificado de la página web El Maravilloso Ciclo del Agua

En los carbonatos, el oxígeno va unido a  $C^{4+}$  el cual corresponde a un ion pequeño y de elevada carga, por lo cual los carbonatos normalmente concentran  $^{18}O$  respecto a los silicatos, siendo en el caso de los carbonatos continentales apreciable un contenido  $\delta^{13}C$  y  $\delta^{18}O$  más ligero, con una variabilidad isotópica mayor a la presente en los marinos; en el caso de las aguas continentales, estas se encuentran por lo general empobrecidas en  $^{18}O$  respecto a las aguas marinas (Recio, C.; Subias, I., 2002, en proceso de impresión).

Los valores de  $\delta^{18}O$  medidos en los carbonatos son una herramienta útil que puede usarse para estimar la composición isotópica del oxígeno del fluido, estudiar procesos de interacción fluido-roca y para determinar paleotemperaturas.

### **3.7.2. Datos Isotópicos de C , O y D en la Mina La Glorieta**

Para realizar el análisis de isótopos estables ( $\delta^{13}C$ ,  $\delta^{18}O$ ), fueron seleccionadas cuatro muestras obtenidas del frente de explotación del túnel La Glorieta (LME014001, LME014002, LME014003 y LME014005), de las cuales las muestras LME014001 y 005 corresponden a carbonatos diseminados en la roca, correspondiendo en el caso de la muestra LME014002 a venas de calcita y roca con presencia de carbonatos; y en la muestra LME014003 a roca con carbonatos y una vena de calcita-dolomita. Adicionalmente se realizaron análisis de isótopos estables de D y O en cloritas contenidas en la muestra LME014011b, la cual corresponde a la zona central de la mineralización vetiforme de grano grueso (zona del granate).

Este material fue enviado al Instituto de Geociencias de la Universidad de Sao Pablo (Brasil) donde se realizaron los análisis mediante un espectrómetro de masas Tipo 20-20, para calcular las relaciones isotópicas del oxígeno y carbono, así como al laboratorio de isótopos estables de la Universidad de Salamanca donde se realizaron parte de las mediciones utilizadas en el presente informe.

El patrón utilizado para el estudio, fue un patrón interno (Patrón CM-1); proveniente de una muestra de mármol, con composición isotópica para  $\delta^{13}C = 2,12\%$  (PDB) y para  $\delta^{18}O$

= -1,51‰ (PDB); al igual que patrones de agua suministrados por la Agencia Internacional de Energía Atómica (IAEA), tales como SMOW, V-SMOW, SLAP e GISP; y patrones de comparación internos.

Los datos correspondientes a  $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ ,  $\delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}}$ ,  $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ , de las muestras con carbonatos del túnel de La Glorieta, se encuentran relacionados en la Tabla 10 y los datos de  $\delta\text{D}_{\text{SMOW}}$ , ‰  $\text{H}_2\text{O}$  y  $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$  de las cloritas se relacionan en la Tabla 11.

Tabla 10. Tabla de datos isotopicos  $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ ,  $\delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}}$ ,  $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ ,

MUESTRA	MATERIAL	TIPO DE MANIFESTACION	UBICACIÓN RESPECTO A BOCAMINA	$\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$	$\delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}}$	$\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$
LME014001	ROCA	Ninguna	K0+50	-2,65	-8,16	22,50
LME014002	ROCA CAJA	Ninguna	K0+48	4,1	-7,808	22,861
LME014002	CALCITA EN VENA	Otras manifestaciones	K0+48	-4,5	-9,6	21,033
LME014003	ROCA	Ninguna	K0+49	-3,2	-8,6	22,011
LME014003	CALCITA EN VENA	Otras manifestaciones	K0+49	0,9	-7,7	22,957
LME014003	DOLOMITA EN VENA	Otras manifestaciones	K0+49	-3,42	-9,94	20,66
LME014005	ROCA CAJA	Ninguna	K0+49	-5,81	-9,32	21,30

Tabla 11. Tabla de datos isotopicos  $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ ,  $\delta\text{D}_{\text{SMOW}}$ , ‰  $\text{H}_2\text{O}$

MUESTRA	MATERIAL	TIPO DE MANIFESTACION	UBICACIÓN RESPECTO A BOCAMINA	$\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$	$\delta\text{D}_{\text{SMOW}}$	‰ $\text{H}_2\text{O}$
LME014011b	CLORITA	Grupo II	K0+41	20,2	-49,8	12,1
		Grupo II	K0+41	20,5		

Los datos anteriormente presentados permiten inferir la presencia de dos poblaciones isotópicas de carbonatos presentes en la Figura 50 y en la Tabla 10 y el posible origen de las aguas productoras de la presencia de la calcita y dolomita.

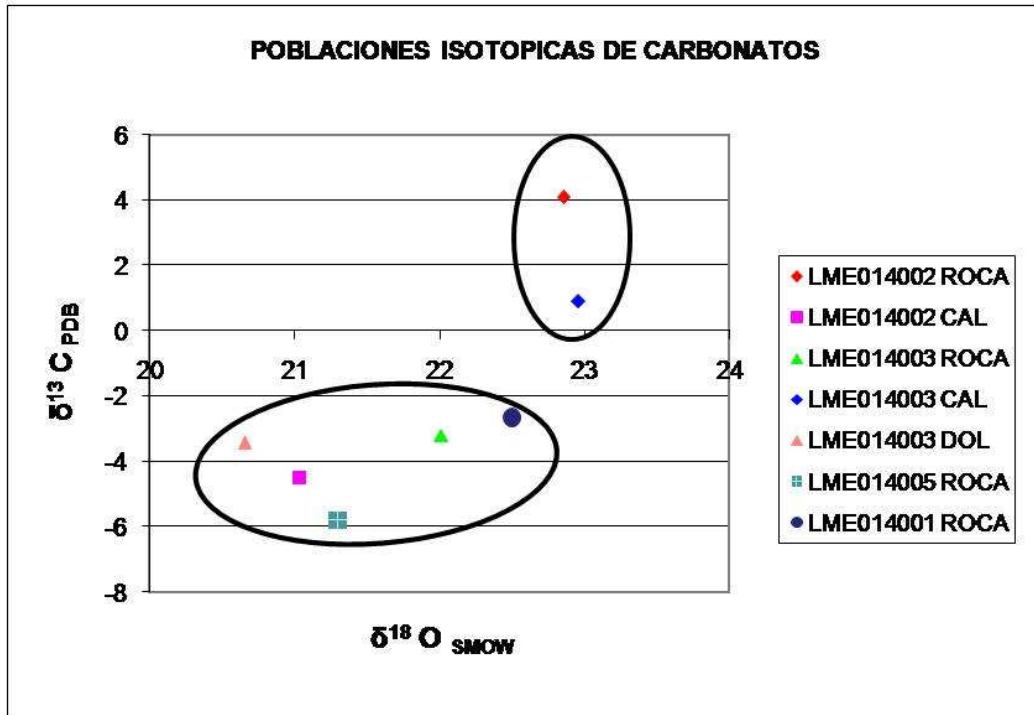


Figura 50. Grafica de poblaciones isotópicas de carbonatos del túnel La Glorieta

Se observa la presencia de dos poblaciones isotópicas de carbonatos, la primera con valores positivos de  $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$  y valores mayores en el  $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ , lo cual la diferencia de la segunda población cuyos valores de  $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$  son negativos y sus valores de  $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$  son menores a la primera población.

Los valores obtenidos de  $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$  en las diferentes muestras de carbonatos se encuentran en un rango entre 20‰ y 23‰, siendo muy similares a los valores de las cloritas presentes en la zona del granate-epidota, como se puede observar en la Tabla 11, los cuales corresponden a  $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}} = 20,5‰$  y  $\delta\text{D}_{\text{SMOW}} = -49,8‰$ . Los fluidos relacionados a la formación de los minerales en el túnel La Glorieta, como las cloritas, infieren dado su contexto geológico provenir principalmente de aguas producto de la

deshidratación de metasedimentos ( $\delta^{18}\text{O} = +8/+26\text{‰}$ ), aunque no se descarta algunos aportes de aguas magmáticas y metamórficas enriquecidas  $\delta^{18}\text{O}$  y un poco probable origen a partir de aguas meteóricas empobrecidas en  $\delta^{18}\text{O}$  (Figura 51).

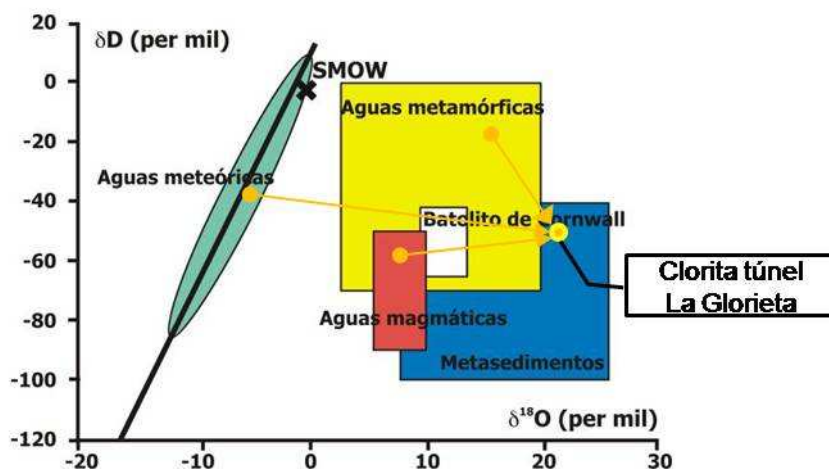


Figura 51. Posibles orígenes para el fluido con las características isotópicas de las cloritas del túnel La Glorieta. (Modificado de Sheppard, 1986 en Recio y Subías, 2002). Nótese la posible influencia de aguas metasedimentarias.

Aunque en la muestra LME014003, el origen de las aguas en la vena calcita- dolomita es común en relación a la deshidratación de los metasedimentos, estos dos minerales no se encuentran en equilibrio isotópico, dado que al realizar el calculo de la temperatura de equilibrio isotópico para un  $\Delta$  de composición de Golyshev *et al.* (1981), se generan temperaturas diferentes entre ellas.

Los cálculos realizados se apoyaron en la base de datos de la página web *Calculateur du Fractionnement des Isotopes Stables (CFIS) / Stable Isotope Fractionation Calculator (SIFC)*, como se muestra a continuación.

La ecuación utilizada para la relación dolomita  $\Leftrightarrow$  calcita presenta un rango de temperatura de T: 100°-650°C (Golyshev *et al.*, 1981);

$$1000 \ln \alpha = D \frac{(10^6)}{T^2} + E \frac{(10^3)}{T} + F$$

Los valores de las constantes son:

**D:** 0.450

**E:** 0.00

**F:** -0.36

El valor de temperatura obtenido a partir de la anterior ecuación fue T: 1515 °C, lo cual indican que se presenta un desequilibrio isotópico entre la dolomita <=> calcita lo que impide que sean tomados como un geotermómetro.

Utilizando el fraccionamiento isotópico en un rango de temperatura de 150 ° a 400° C se obtuvo  $\delta^{13} \text{CO}_2$  y  $\delta^{18} \text{H}_2\text{O}$ , en la calcita de la roca, calcita de la vena y la dolomita en el caso de la muestra LME014003.

Se uso para hallar  $\delta^{18} \text{H}_2\text{O}$  la ecuación de Zheng (1999), cuyo rango de temperaturas en la relación calcita<=>H<sub>2</sub>O es de cero a 1200° C, esta ecuación se presenta a continuación.

$$1000 \ln \alpha = C \frac{(10^9)}{T^3} + D \frac{(10^6)}{T^2} + E \frac{(10^3)}{T} + F$$

Los valores de las constantes son:

**C:** -0.891

**D:** 8.557

**E:** -18.11

**F:** 8.27

Para hallar  $\delta^{13}\text{CO}_2$  se utilizó la ecuación de Ohmoto y Rie (1976), siendo el rango para la relación calcita  $\rightleftharpoons$   $\text{CO}_2$  para temperaturas menores a  $600^\circ\text{C}$ , la cual se presenta a continuación.

$$1000 \ln \alpha = D \frac{(10^6)}{T^2} + E \frac{(10^3)}{T} + F$$

Los valores de las constantes son:

**D:** 4.010

**E:** -4.66

**F:** 1.71

Los valores obtenidos por el fraccionamiento isotópico para la muestra LME014002 es consignada en la siguiente Tabla 12.

Tabla 12. Valores de  $\delta^{13}\text{CO}_2$  y  $\delta^{18}\text{H}_2\text{O}$  en la muestra LME014002, para la vena de calcita y su roca encajante.

TEMPERATURA ° C	$\delta^{13}\text{CO}_2$ VENA CALCITA	$\delta^{13}\text{CO}_2$ ROCA	$\delta^{18}\text{H}_2\text{O}$ VENA CALCITA	$\delta^{18}\text{H}_2\text{O}$ ROCA
150	-6	2.6	-22.69	-20.898
175	-5.07	3.53	-20.88	-19.088
200	-4.31	4.29	-19.37	-17.578
225	-3.69	4.91	-18.11	-16.318
250	-3.2	5.4	-17.05	-15.258
275	-2.8	5.8	-16.15	-14.358
300	-2.49	6.11	-15.39	-13.598
325	-2.25	6.35	-14.73	-12.938
350	-2.06	6.54	-14.16	-12.368
375	-1.93	6.67	-13.67	-11.878
400	-1.83	6.77	-13.24	-11.448

Se destacan de la anterior tabla la diferencia entre los valores de isótopos de carbono en la roca y en la vena de calcita, dado que los primeros son positivos y los segundos presentan valores negativos; lo cual infiere una posible alteración de la materia orgánica. En las Figuras 52 y 53 se observa la grafica de la variación de  $\delta^{18} \text{H}_2\text{O} - \delta^{13} \text{CO}_2$  en la calcita de vena y en roca respectivamente.

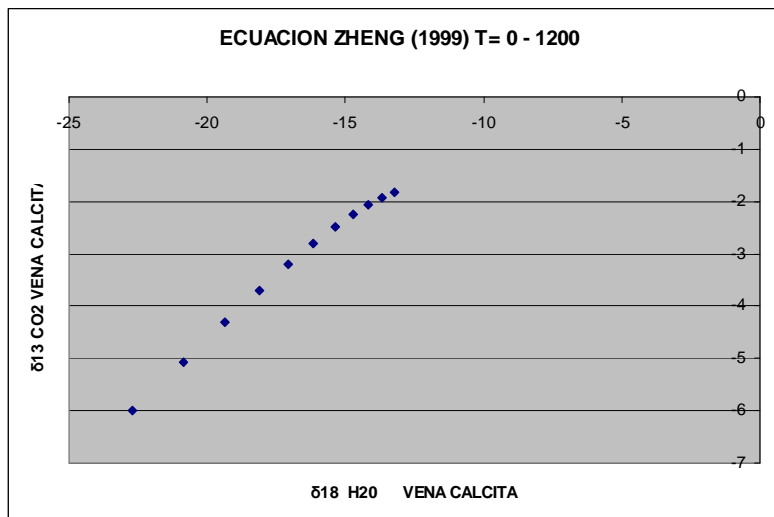


Figura 52. Grafica de la variación de  $\delta^{18} \text{H}_2\text{O} - \delta^{13} \text{CO}_2$  en la calcita de vena,(muestra LME014002).

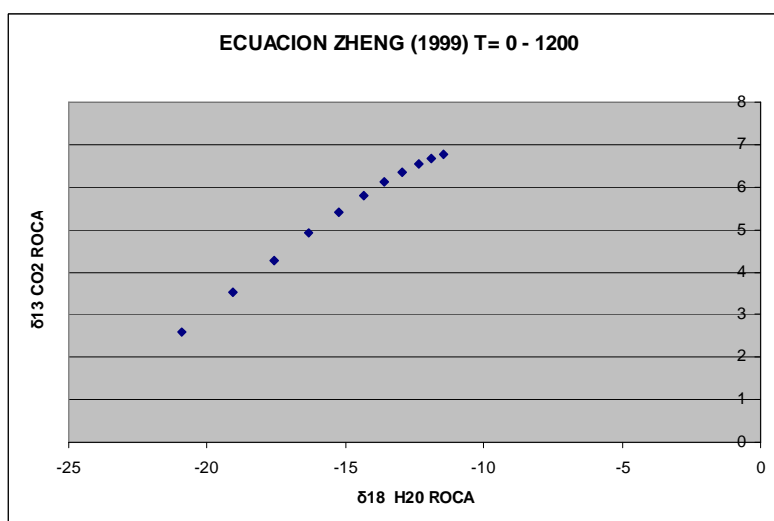


Figura 53. Grafica de la variación de  $\delta^{18} \text{H}_2\text{O} - \delta^{13} \text{CO}_2$  en la calcita de la roca, (muestra LME014002).

En la muestras LME014003 fue necesario utilizar adicionalmente a las ecuaciones de las relaciones: calcita $\rightleftharpoons$ H<sub>2</sub>O (Zheng, 1999) y calcita  $\rightleftharpoons$  CO<sub>2</sub> (Ohmoto y Rie, 1976) anteriormente escritas, las ecuaciones de la relación dolomita  $\rightleftharpoons$  CO<sub>2</sub> (Ohmoto y Rie, 1976) y la relación dolomita  $\rightleftharpoons$  H<sub>2</sub>O (Zheng, 1999).

Para hallar  $\delta^{13}$  CO<sub>2</sub> de la relación dolomita $\rightleftharpoons$ CO<sub>2</sub> se utilizo la ecuación de Ohmoto y Rie, 1976 con rangos de temperatura menores a 600 °C.

$$1000 \ln \alpha = C \frac{(10^9)}{T^3} + D \frac{(10^6)}{T^2} + E \frac{(10^3)}{T} + F$$

Los valores de las constantes son:

**C:** -0.891

**D:** 8.737

**E:** -18.11

**F:** 8.44

Se uso para hallar  $\delta^{18}$  H<sub>2</sub>O la ecuación de Zheng (1999), cuyo rango de temperaturas en la relación dolomita $\rightleftharpoons$ H<sub>2</sub>O es de cero a 1200° C, esta ecuación se presenta a continuación

$$1000 \ln \alpha = D \frac{(10^6)}{T^2} + E \frac{(10^3)}{T} + F$$

Los valores de las constantes son:

**D:** 4.060

**E:** -4.65

**F:** 1.71

Los valores obtenidos por el fraccionamiento isotópico para  $\delta^{13}\text{CO}_2$ ,  $\delta^{18}\text{H}_2\text{O}$  en calcita de roca, calcita de vena y dolomita en vena, de la muestra LME014003 es consignada en la siguiente Tabla 13.

Tabla 13. Tabla de datos del fraccionamiento isotópico para  $\delta^{13}\text{CO}_2$ ,  $\delta^{18}\text{H}_2\text{O}$  en la muestra LME014003.

<b>TEMPERATURA ° C</b>	<b><math>\delta^{13}\text{CO}_2</math> VENA CALCITA</b>	<b><math>\delta^{13}</math> CO<sub>2</sub> ROCA</b>	<b><math>\delta^{13}\text{CO}_2</math> VENA DOLOMITA</b>	<b><math>\delta^{18}\text{H}_2\text{O}</math> VENA CALCITA</b>	<b><math>\delta^{18}</math> H<sub>2</sub>O ROCA</b>	<b><math>\delta^{18}\text{H}_2\text{O}</math> VENA DOLOMITA</b>
150	-0.6	-4.7	-6.1	-20.79	-21.69	-23.33
175	0.33	-3.77	-5.05	-18.98	-19.88	-21.49
200	1.09	-3.01	-4.2	-17.47	-18.37	-19.96
225	1.71	-2.39	-3.51	-16.21	-17.11	-18.68
250	2.2	-1.9	-2.94	-15.15	-16.05	-17.6
275	2.6	-1.5	-2.49	-14.25	-15.15	-16.68
300	2.91	-1.19	-2.13	-13.49	-14.39	-15.9
325	3.15	-0.95	-1.84	-12.83	-13.73	-15.22
350	3.34	-0.76	-1.62	-12.26	-13.16	-14.64
375	3.47	-0.63	-1.44	-11.77	-12.67	-14.14
400	3.57	-0.53	-1.32	-11.34	-12.24	-13.7

En las Figuras 54, 55 y 56 se observa la Grafica de la variación de  $\delta^{18}\text{H}_2\text{O}$  -  $\delta^{13}\text{CO}_2$  en la roca, la calcita en vena y la dolomita respectivamente.

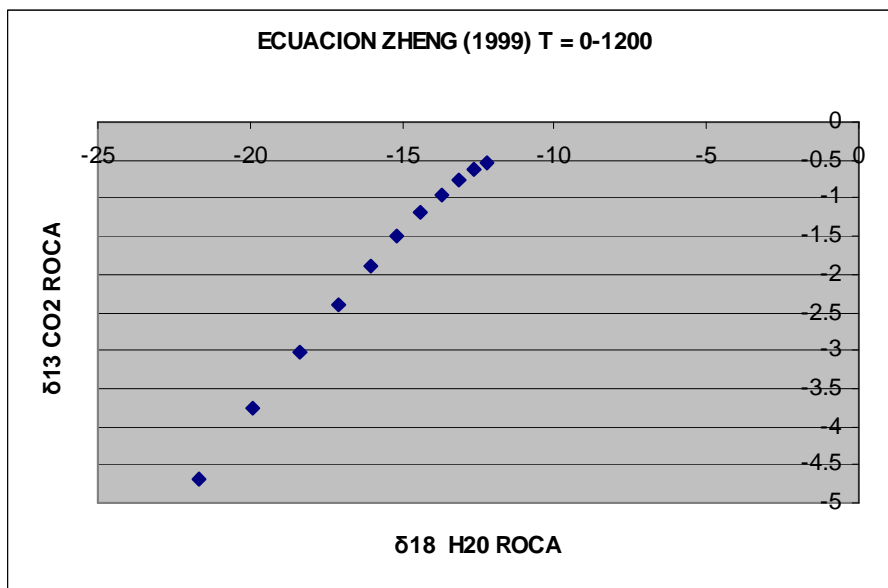


Figura 54. Grafica de la variación de  $\delta^{18} \text{H}_2\text{O} - \delta^{13} \text{CO}_2$  en la calcita de la roca, (muestra LME014003).

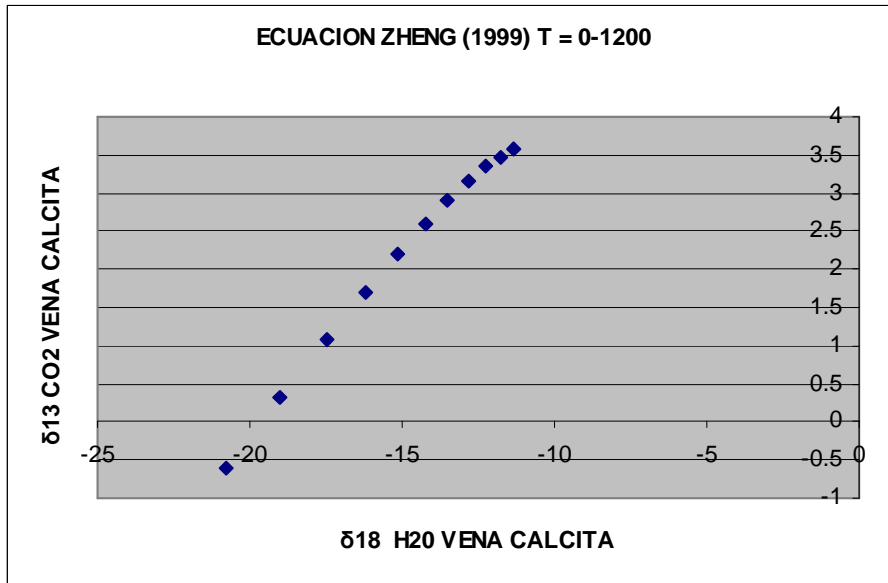


Figura 55. Grafica de la variación de  $\delta^{18} \text{H}_2\text{O} - \delta^{13} \text{CO}_2$  en la calcita de vena, (muestra LME014003).

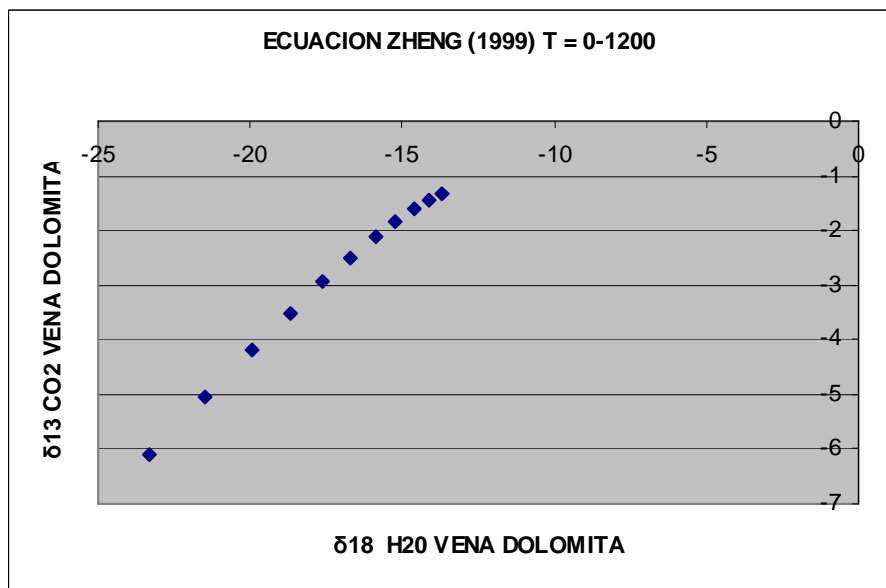


Figura 56. Grafica de la variación de  $\delta^{18} \text{H}_2\text{O} - \delta^{13} \text{CO}_2$  en la dolomita de vena, (muestra LME014003).

### 3.7.3. Implicaciones Entorno a la Procedencia de los Paleofluidos

Los datos obtenidos en el estudio isotópico realizado, permiten inferir que la procedencia de los fluidos generadores del oxígeno contenido en los carbonatos analizados en la muestra de la vena de calcita – dolomita del frente de exploración, presentan desequilibrio isotópico entre ellos y se encuentran relacionadas a un reservorio sedimentario marino, el cual evidencia según los datos positivos y negativos de  $\text{CO}_2$  procesos de termoreducción química de sulfatos y disolución de carbonatos marinos.

### 3.7.4. Condiciones De Temperatura Alcanzadas en el Sector de la Mina La Glorieta

En estudios realizados por Ramírez (2007), en muestras de roca encajante pertenecientes al túnel La Glorieta, se determinó el contenido de COT (Carbono orgánico total) aplicando el método LECO, dando como resultado valores que oscilan entre 1.1% y 2.4% (Tabla 14); en dicho estudio el autor determinó experimentalmente dos tendencias modales

(Figura 64), la primera con valores entre 2 y 5% de COT relacionada con los túneles productores de esmeraldas muestreados en las campañas de INGEOMINAS - UIS (Las Aguilas, La Paz, Las Pavas y Túnel 5); y una segunda tendencia cuyos valores de COT presentan una moda entre 1 y 2 % relacionada a los túneles no productores de esmeraldas (La Glorieta, Chirripay y El Limonar).

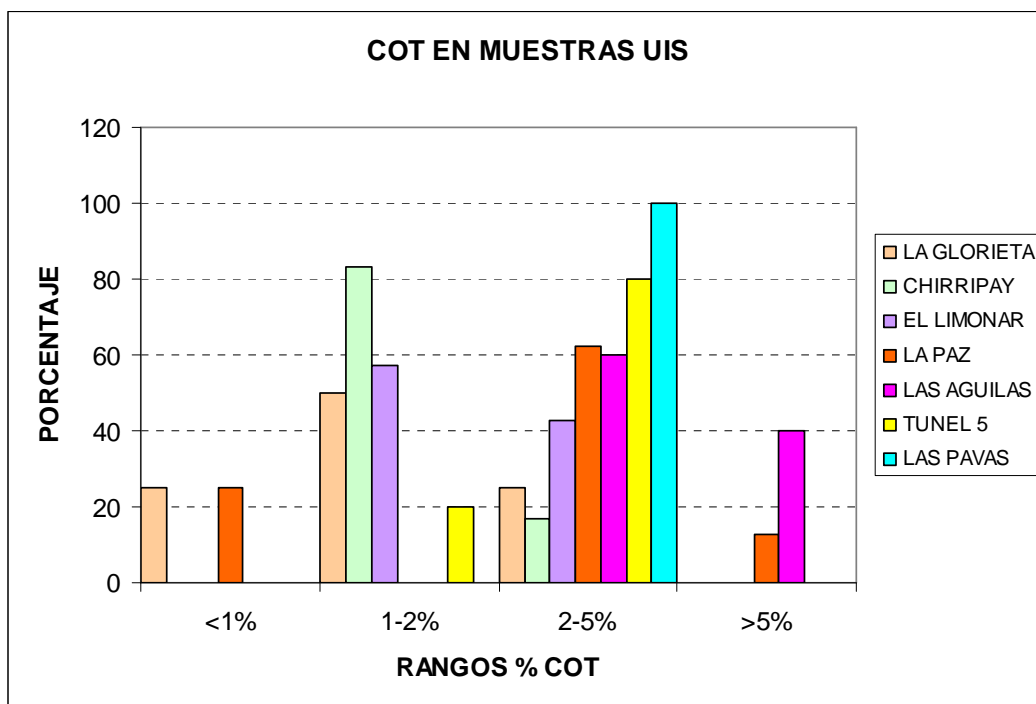


Figura 57. Histograma de distribución de COT de las muestras recolectadas en los principales túneles de la campaña INGEOMINAS – UIS, Cinturón Esmeraldífero Occidental (Tomado de Ramírez, 2007).

Los resultados obtenidos de los análisis de pirólisis Rock Eval realizados por Ramírez (2007), indican una posible muy baja calidad de la materia orgánica contenida en las muestras analizadas o un estado avanzado de madurez de la materia orgánica, dado que los valores de los picos S1, S2 y S3 y los índices de oxígeno (IO) e hidrógeno (IH) son bastante bajos y la ubicarían en el diagrama de Van Krevelen en el área de Metagénesis, lo cual estaría sustentado por el contexto geológico de la zona de estudio; adicionalmente los bajos valores obtenidos para el IO e IH, nos indican una baja confiabilidad en los

valores de Tmax producto de esta técnica, siendo de mayor grado de confiabilidad los resultados del análisis de cristalinidad de illita (IC).

Tabla 14. Tabla de resultados de Pirolisis Rock Eval y COT

MUESTRA	COT Wt. %	S1 mg/g	S2 mg/g	S3 mg/g	Tmax	IH	IO	S1/COT	IP
LME014001	1.120	0.232	0.340	0.810	378	30.357	72.321	20.744	0.405
LME014002	0.440	0.095	0.130	0.230	395	29.545	52.272	21.665	0.423
LME014004	1.670	0.264	0.210	0.240	420	12.574	14.371	15.835	0.557
LME014007	2.360	0.247	0.170	0.270	387	7.203	11.440	10.498	0.593

El análisis de IC en referencia al túnel La Glorieta fue extrapolado para tres muestras correspondientes a roca caja y algunas venas de calcita (Tabla 15), de las cuales se obtuvieron valores en el rango  $<0.25^\circ\Delta 2\theta$ , lo que indican según la clasificación de las zonas de evolución metapelítica presentada en Collo *et al.*, (2005) que pertenece a la Epizona, la cual se caracteriza por el inicio de la transformación gradual de las illitas a micas (sericita). Adicionalmente Ramirez (2007) infiere para el túnel La Glorieta y otros túneles, que las mayores cristalinidades de las illitas se encuentran en las muestras cercanas a materiales de origen hidrotermal, tales como albitización, sectores con gran profusión de venas y venillas y zonas con deformaciones de tipo cizalla y brechificaciones también albitizadas; dado que en dichas zonas los valores de IC varían en un rango de  $0.10$  a  $0.18^\circ\Delta 2\theta$ , contrastando de manera considerable con los valores de IC de  $0.21$  a  $0.44^\circ\Delta 2\theta$  correspondientes a sectores adyacentes sin algún tipo de manifestación hidrotermal.

Tabla 15. Muestras con análisis de cristalinidad de illita en agregados <math><2\mu\text{m}</math> (IC EG) y agregados desorientados (IC DES).

MINA LA GLORIETA	MUESTRA	IC EG PREDICHO	IC DES
	LME014013	0,10	0,10
	LME014014	0,18	0,14
	LME014015	0,24	0,17

### 3.8. ANALISIS DE ISOTOPOS RADIOGENICOS

Los estudios de geoquímica isotópica nos brindan información valiosa sobre la evolución de las rocas de la corteza terrestre y la temporalidad de los procesos en los cuales se han visto involucradas. Es por ello que la geoquímica de isótopos radiogénicos se han convertido en la herramienta más confiable de la geocronología, donde las razones de elementos específicos como Rb-Sr, K-Ar, U-Pb, Sm-Nd permiten que cada método tenga aplicaciones específicas, las cuales pueden ser complementadas por otros métodos.

El método empleado en el túnel La Glorieta corresponde a la relación de Samario (Sm) / Neodimio (Nd). Este método permite obtener dataciones de muestras de roca total (intermedias y básicas) y minerales (granate, epidota, anfíboles,...), donde las edades obtenidas corresponden en el primer caso a la edad de la cristalización y en el caso de los granates a edades de la diferenciación del manto. Dada la importancia del método y las implicaciones de los resultados en el estudio realizado, se presentan a continuación algunas consideraciones previas del método Sm / Nd.

#### 3.8.1. Consideraciones Previas del Método Sm / Nd

El Neodimio ( $Z=60$ ) y el Samario ( $Z=62$ ) son elementos del grupo del Cerio (tierras raras ligeras) y tienen respectivamente siete y cinco isótopos naturales. Las propiedades

geoquímicas y el comportamiento similar de estos dos elementos permiten que algunos minerales los acepten en sus estructuras cristalinas, tales como el Feldespato, la Biotita y el Apatito, los cuales tienden a concentrar las tierras raras ligeras. Este método se utiliza en rocas máficas y ultramáficas muy antiguas, así como en minerales como granates, piroxenos, plagioclasas, biotitas, hornblendas, apatito, epidotas y circones.

El método Sm/Nd se desarrolló en 1974, basado en el cambio del isótopo del samario  $^{147}\text{Sm}$  respecto al isótopo de neodimio  $^{143}\text{Nd}$ , teniendo presente que la vida media del Sm es de  $2,5 \times 10^{11}$  años, el cual se encuentra relacionado con el decaimiento del mismo, generando un enriquecimiento en  $^{143}\text{Nd}$  relativo al isótopo estable  $^{144}\text{Nd}$ , siendo apreciable como en las rocas ígneas las concentraciones tanto de Sm como de Nd aumentan con el grado de diferenciación pero la relación de Sm/Nd disminuye. La relación  $^{143}\text{Nd} / ^{144}\text{Nd}$  que se mide es altamente resistente a los procesos secundarios de alteración y metamorfismo, lo que permite que sea utilizado en una gran variedad de materiales terrestre y extraterrestres, brindando información secundaria sobre la petrogénesis del manto y la corteza de la tierra, dado que el rango de su aplicación se encuentra entre 120 Ma hasta 4.8 Ga.

La ecuación de la Geocronología aplicada a esta desintegración es:

$$\frac{^{143}\text{Nd}}{^{144}\text{Nd}} = \frac{^{143}\text{Nd}}{^{144}\text{Nd}} + \lambda t \frac{^{147}\text{Sm}}{^{144}\text{Nd}}$$

El método Sm-Nd permite teóricamente obtener dataciones de rocas de tres maneras distintas: calculando edades convencionales, construyendo isócronas de minerales o de roca total (método de la isócrona); y mediante el método de las “edades modelo”.

El valor primordial y base de este método sugiere que el manto inicial tenía la misma relación de los condritos, el cual es de  $^{143}\text{Nd} / ^{144}\text{Nd} = 0,5067$  correspondiente a 4550 Ma,

desde el cual se ha venido incrementando hasta el valor actual de  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0,51264$ , como producto de la desintegración del Sm. Esta línea de evolución se denomina CHUR (CHondritic Uniform Reservoir) y corresponde a una relación Sm/Nd de 0,31 donde las rocas que se proyectan en la línea CHUR proceden de un manto no diferenciado. El único proceso que puede desviar de forma significativa la relación Sm/Nd es la diferenciación del manto hacia la corteza. Los mayores contenidos de Sm/Nd se presentan en el manto y los más bajos se presentan en la corteza superior (Página web CPGEO- Centro de Pesquisas Geocronológicas –IGc-USP)

### 3.8.2. Datos Radiogénicos del Túnel La Glorieta

Con el fin de establecer la temporalidad los cuerpos vetiformes de grano grueso, presentes en el túnel La Glorieta, se analizaron mediante Sm/Nd cristales contenidos en la muestra LME014011b (zona central de la mineralización vetiforme de grano grueso) correspondientes a los dos tipos de granates identificables macroscópicamente y a epidotas (Figura 58) dado que se consideran cogenéticos.

Estos análisis hacen parte de los trabajos que adelantó el grupo de investigación en el marco del Convenio ya referido INGEOMINAS-UIS, y fue dirigido por el profesor Luis Carlos Mantilla F.

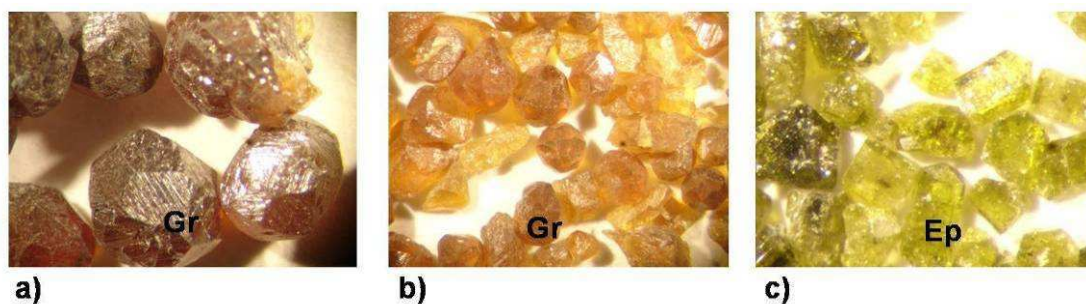


Figura 58. Cristales de granate de tonalidades oscuras (a) y claras (b), así como cristales euhedrales de epidota (c), correspondientes a la mineralización vetiforme del Grupo I en la mina La Glorieta.

Los datos obtenidos en el análisis de la mineralización de la zona del granate-epidota (Tabla 16) presentan una edad isocrónica de Sm-Nd entorno a los 117 Ma (Figura 59), ubicando la mineralización vetiforme en una edad Cretácica (Aptiano), dentro de rocas encajantes de la Formación Muzo de edad Hauteriviano - Barremiano (132-121 M. a).

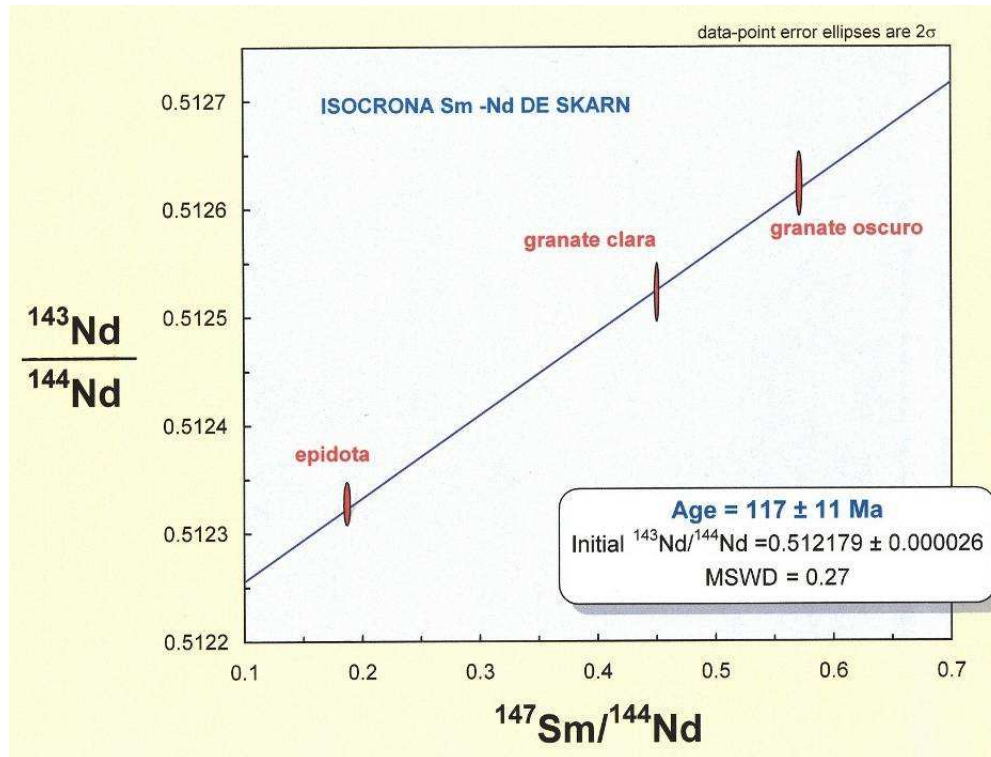


Figura 59. Isócrona obtenida a partir de los materiales analizados en la mineralización vetiforme del Grupo I en la mina La Glorieta. (Municipio de Yacopí, Cundinamarca).

Tabla 16. Valores de las relaciones isotópicas Sm-Nd de los materiales analizados en las mineralizaciones de grano grueso en el túnel 'La Glorieta'.

SPS	No. De Campo	Material	Sm (ppm)	Nd (ppm)	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	Error	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	Error	$F_{\text{Sm}/\text{Nd}}$	T DePaolo (Ga)	$E_{(0)}$
4544	LME014011A D11	Epidota	79.841	250.416	0.1928	0.022	0.512328	0.000016	-0.02	-	-6.05
4545	LME014011B D11	Granate Claro	0.406	0.541	0.45130	0.0015	0.512523	0.000022	1.30	-	-2.25
4546	LME014011C D11	Granate Oscuro	0.540	0.570	0.5727	0.0019	0.512623	0.000024	1.91	-	-0.30
4547	LME014011DD D11	RTOT		12.035			0.512339	0.000008			

### **3.8.3. Implicaciones Temporales en los Eventos Generadores de las Mineralizaciones**

La edad obtenida de los análisis de Sm/Nd de las mineralizaciones propias de la zona granate - epidota (117 Ma), corroboran la temporalidad posterior de la formación de dichas mineralizaciones a la depositación de los sedimentos de la roca encajante (Formación Muzo), la cual corresponde a edades del Hauteriviano – Barremiano; lo que ubicaría a las mineralizaciones de del Grupo I en la mina La Glorieta, como una manifestación anterior a las mineralizaciones de esmeraldas encontradas en la Formación Muzo, en el Cinturón Occidental Esmeraldífero de la Cordillera Oriental.

Dada la temporalidad de la formación de las mineralizaciones vetiformes del Grupo I en la mina La Glorieta, es posible relacionar su origen con algunas manifestaciones magmáticas del Cretácico para la Cordillera Oriental, más específicamente, con los cuerpos dioríticos del Cretácico que se presentan en el área de estudio, como aquel estudiado en Conde (2007), y donde se reportan fenómenos de episienitización. La presencia de episienitización asociada a esos cuerpos (Conde, 2007), parece ser una evidencia importante, en el sentido que esos cuerpos muestran estar asociados a fenómenos hidrotermales relacionados con estadios tardíos de su cristalización.

En este contexto, resulta claro que la edad sugerida por Alfonso y Carrillo (2005), no se ajusta a los datos aquí presentados. Por el contrario, este evento, considerado por estos autores como muy reciente (incluso Miocénico o relacionados con el magmatismo de Iza y Paipa), realmente es un evento Cretácico, el cual tuvo lugar con posterioridad a la depositación de los sedimentos del Hauteriviano – Barremiano.

### **3.9. IMPLICACIONES METALOGENICAS DE LA MANIFESTACION HIDROTHERMAL DEL GRUPO I**

Las manifestaciones hidrotermales del Grupo I, permiten identificar el cuerpo mineralizado como un skarnoide vetiforme, el cual según su mineralogía corresponde según la Tabla 3 y Tabla 4, de tipo cálcico y de tipo Fe (-Ca). Esto se puede corroborar a partir de los resultados de Química de Roca Total, obtenidos en los trabajos que adelantó el grupo de investigación en el marco del INGEOMINAS-UIS, y fue dirigido por el profesor Luis Carlos Mantilla F; en estos resultados se pueden observar las variaciones positivas en el contenido de Au, Ag, As, Co, Cu, Ln, Mn, Ni, S, Sn, Sr, W, algunos de los Lantánidos y los óxidos Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> y CaO (ver Anexo 2).

Debido a la anterior clasificación, la manifestación vetiforme del Grupo I de la mina La Glorieta, presenta interés económico para la exploración de Fe, W, Cu, Sn y Ag principalmente; así mismo se destaca la presencia de altos contenidos de Tierras Raras (Lantánidos).

### **3.10. INTERPRETACION DE RESULTADOS**

Con base en las observaciones de campo y en los resultados obtenidos a partir de los análisis macroscópicos y DRX, se determinaron dos manifestaciones hidrotermales principales, las cuales difieren claramente en su composición. El primer Grupo (I) se caracteriza por tener una granulometría gruesa donde la mineralización evidencia una zonalidad mineralógica desde la zona magnetita + granate + epidota. El segundo Grupo (II) muestra una granulometría fina y contiene bandeamientos de espesores variables de calcita + dolomita ± albita ± ankerita. La identificación de las manifestaciones hidrotermales y la zonalidad mineralógica en el túnel La Glorieta permite determinar la presencia de dos eventos: un evento inicial hidrotermal pre-evento esmeraldífero, que genera las mineralizaciones vetiformes del Grupo I, la cual es penetrada localmente en un segundo evento hidrotermal, que genere la manifestación del Grupo II.

La mineralogía observada en los análisis macroscópicos y microscópicos realizados en las muestras de las manifestaciones del Grupo I pertenecientes al túnel La Glorieta, evidencia zonas con concentraciones de minerales tales como granate, epidota, magnetita, diópsido, clorita y pirita, lo que permite determinar y caracterizar una zonalidad mineralógica-termal a partir de la zona del granate-epidota, la cual corresponde a la zona central y de mayor temperatura en la mineralización, teniendo adyacentes a ella, zonas de menor temperatura como la zona de epidota + clorita; esto coincide con las definiciones anteriormente descritas de las mineralizaciones vetiformes de tipo skarnoide, asociadas a rocas carbonatadas impuras, las cuales no han sufrido procesos metasomáticos sino generalmente una recristalización isoquímica por medio de procesos de difusión de fluidos.

Dada la composición mineralógica contenida en las manifestaciones vetiformes de dicho skarnoide (en paragénesis de magnetita + granate + epidota y diópsido + calcita + clorita), es posible determinar que la asociación presente es de tipo retrograda en una línea claramente cálcica y es producto de un evento hidrotermal anterior a las manifestaciones que dieron lugar a los bandeamientos de calcita + dolomita ± albita ± ankerita, pertenecientes al Grupo II, corroborando las observaciones hechas en la fase de campo. La temporalidad de este skarnoide de tipo cálcico fue determinada por el método de isótopos radiogénicos de Sm-Nd ( $117 \pm 11$  Ma), relacionando la formación de esta mineralización con un magmatismo muy reciente del Cretácico de la Cordillera Oriental casi coetáneo con los generadores del intrusivo La Corona.

Adicionalmente a partir de la presencia de algunas venas de calcita y dolomita de tipo syntaxial y antitaxial presentes en el túnel, dispuestas en algunos casos de forma concordante o discordante con la estratificación, se infieren la existencia de diferentes pulsos con velocidades de relleno de las aperturas diversas; así mismo, las variaciones composicionales registrados en algunos granates en relación con el contenido de Al y Fe, evidencian distintos episodios de infiltración que generaron cambios en las condiciones termodinámicas de temperatura, fugacidad de oxígeno, pH y salinidad de los fluidos. En el caso de los fluidos generadores del oxígeno contenido en los carbonatos, su origen más

probable corresponde a un reservorio sedimentario marino, el cual sufrió procesos de termo reducción química de sulfatos y disolución de carbonatos marinos, y en el caso de los fluidos que generaron minerales tales como las cloritas, se infiere dado el contexto geológico su origen a partir de la deshidratación de metasedimentos principalmente, con un menor aporte de aguas magmáticas o metamórficas.

#### 4. CONCLUSIONES

- En el túnel La Glorieta se identifican dos grupos en las manifestaciones vetiformes, el Grupo I conformado por una granulometría gruesa que evidencia una zonalidad mineralógica a partir de la zona magnetita + granate + epidota, y un Grupo II, cuya granulometría es menor y se dispone en bandeamientos de calcita + dolomita ± albita ± ankerita. Las disposiciones espaciales de estos dos Grupos, indican diferentes eventos hidrotermales, con variados episodios de ingreso de fluidos, además de variaciones en las velocidades de relleno de las aperturas.
- Los análisis de DRX realizados a las muestras del túnel determinaron que las manifestaciones hidrotermales del Grupo II, se encuentran compuestas en su mayoría por calcita-dolomita y en menor proporción por albita; a diferencia de los bandeamientos relacionados a las mineralizaciones de esmeraldas donde se encuentra un mayor contenido de albita + calcita. Adicionalmente con base en los resultados obtenidos se confirma la zonación mineralógica termal descrita en la fase de campo para las manifestaciones del Grupo I, donde la zona magnetita + granate + epidota, se ubica en la parte central de la mineralización adyacente a zonas de menor temperatura como la zona de epidota + clorita.
- Las paragénesis de las venas hidrotermales relacionadas al Grupo I son magnetita + granate + epidota + calcita para la zona central y diópsido + epidota ± clinozoisita + clorita + calcita para la zona externa de menor temperatura. Las manifestaciones del Grupo II tienen como paragenesis calcita + dolomita ± ankerita ± albita.
- El análisis de la química mineral realizado en cloritas, granates y epidotas principalmente, permitió determinar que en el caso de las cloritas se encuentra una relación inversamente lineal entre el contenido de MgO y el contenido de FeO, lo cual es claramente observado en las composiciones de las cloritas de zonas de

mayor temperatura (zona magnetita + granate + epidota) y zonas de menor temperatura (zona de clorita con pirita) , donde se aprecian cloritas de tipo clinoclorita y picnoclorita respectivamente.

- Los granates del túnel La Glorieta presentan variaciones de tonalidades, relacionadas con cambios en el contenido de FeO y Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>. Las zonas mas claras corresponden a un mayor contenido de FeO y las mas oscuras a contenidos mayores de Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, producto de las variaciones en la fugacidad del oxigeno, la temperatura, pH y salinidad de los diferentes episodios de ingreso de fluidos al sistema.
- Los datos obtenidos de la muestra de la vena de calcita + dolomita, en relación con las IF, corresponden principalmente a una familia de inclusiones primarias polifásicas (líquido+vapor+sólidos) tipo III, las cuales contienen cristales hijos de halita e inclusiones sólidas posiblemente de carbonatos, lo que impide que sean aptas para el estudio microtermométrico, dado que el fluido atrapado no corresponde a una sola fase homogénea.
- Los datos isotópicos permiten inferir que la procedencia de los fluidos generadores del oxígeno contenido en los carbonatos analizados en la muestra de la vena de calcita – dolomita, presentan desequilibrio isotópico entre ellos y se encuentran relacionadas a un reservorio sedimentario marino, el cual evidencia procesos de termoreducción química de sulfatos y disolución de carbonatos marinos. Así mismo, los fluidos relacionados a los minerales como las cloritas, infieren dado su contexto geológico provenir principalmente de aguas producto de la deshidratación de metasedimentos.
- La edad de la mineralización de la zona magnetita + granate + epidota, presenta una edad isocronica de Sm-Nd a los 117 ± 11 Ma, ubicándola como un evento posterior a la sedimentación y casi coetáneo con la diagénesis de las rocas de la formación Muzo; así mismo esta temporalidad infiere una relación con las

manifestaciones magmáticas Cretácicas de la Cordillera Oriental, como es el caso del Intrusivo La Corona.

- La manifestación hidrotermal del Grupo I del Túnel La Glorieta, es clasificada como un Skarnoide Vetiforme de afinidad Calcica, de tipo Fe (-Ca), lo cual implica un interés económico orientado a la explotación de Fe, W, Cu, Sn, Ag y Tierras Raras (Lantánidos) principalmente.

## 5. RECOMENDACIONES

- Debido al contenido de metálicos relacionados a este tipo de mineralización, se sugiere utilizar métodos geofísicos como magnetometría, gammaespectrometría o gravimetría, que aporten información sobre el cuerpo mineralizante a profundidad.
- Realizar un muestreo detallado de los afloramientos y de los túneles cercanos, con el fin de caracterizar la extensión de la manifestación hidrotermal generadora del skarnoide; así mismo utilizar dichas muestras para realizar análisis de isótopos ligeros, con el fin de hallar las temperaturas de la formación de la mineralización.

## 6. BIBLIOGRAFIA

- Alfaro, C. V., Velandia P.F., Pardo V.N., Cepeda V.H. y Vásquez A.L. (2006) Sistema Geotérmico de Paipa. Presentación VII Semana Técnica de Geología e Ingeniería Geológica. UPTC. Sogamoso.
- Alfonso, R. y Carrillo, V. (2005). Relación genética entre los granates y las esmeraldas de la Mina La Glorieta, Yacopí, Cundinamarca. X Congreso Colombiano de Geología, Bogotá
- Beus, A. y Mineev, D. (1972). Some Geological Geochemical Features of the Muzo-Coscuez Emerald Zone, Cordillera Oriental, Colombia. INGEOMINAS Inf. 1689, 50p.
- Buenaventura, J. y Bernal, L. (2003). Áreas potenciales para exploración de metales preciosos y metales base en Colombia. IX Congreso Colombiano de geología. INGEOMINAS. Medellín.
- Calculateur du Fractionnement des Isotopes Stables (CFIS) / Stable Isotope Fractionation Calculator (SIFC) , Beaudoin, G. y Therrien, P., Universidad Laval, Francia, 27/12/2006, [http://www.ggl.ulaval.ca/cgi-bin/isotope/generisotope\\_4temp.cgi](http://www.ggl.ulaval.ca/cgi-bin/isotope/generisotope_4temp.cgi)
- Casquet, C. (1990). Skarns, en Yacimientos Minerales (Lunar, R. y Oyarzun, R. Eds.). Editorial Centro de Estudios Ramón Areces, Madrid, pp. 265-286.
- Cediél, F., Shaw, R. P. y Cáceres, C. (2003). Tectonic assembly of the Northern Andean Block, AAPG Memoir 79, pp 815– 848.
- Cheilletz, A. y Giuliani, G. (1996). The genesis of Colombian Emeralds: a restatement. Mineral Deposits, Vol. 31, pp. 359-364.
- Clavijo, J. y Royero, J. M. (2000). Memoria Explicativa del Mapa Geológico Generalizado del Departamento de Santander, escala 1:400.000. INGEOMINAS. 99p.
- Clayton, R.; Goldsmith, J.; Karel, K.; Mayeda, T.; y Newton, R. (1975). Limits on the Effect of Pressure on isotopic Fractionation. Geoch. Cosmochim. Acta, 39, pp 1197- 1201.
- Collo, G., Do Campo, M. y Astini, R. (2005). Caracterización Mineralógica, Microestructural e Historia Postdeposicional de la Formación La Aguadita,

Sistema de Famatina, La Rioja, Argentina. Revista Mexicana de Ciencias, Vol. 22, No. 3, pp. 283-297.

- Conde, J. (2007). Estudio de las Alteraciones Postmagmáticas del Intrusivo La Corona, Municipio La Victoria, Departamento de Boyacá. Tesis Pregrado UIS, 156p.
- Cooper, M. B., Addison, F. T., Alvarez, R., Coral, M., Graham, R. H., Hayward, A. B., Howe, S., Martinez, J., Naar, J., Peñas, R., Pulham, A. J., Taborda, A. (1995). Basin Development and Tectonic History of the Llanos Basin, Eastern Cordillera, and Middle Magdalena Valley, Colombia. A.A.P.G. Bulletin, Vol. 79, No. 10, pp 1421-1443.
- CPGEO- Centro de Pesquisas Geocronológicas –IGc-USP, Brasil, 7/01/2007, <http://www2.igc.usp.br/cpgeo/samarioneodimio.php>
- Dunne, W. y Hancock, P. (1994). Paleostress analysis of small-scale brittle structures. Continental Deformation. Pergamon Press, Cambridge, pp. 101–120.
- Ecofondo -- Regional Bogotá – Cundinamarca, Ecofondo, Bogotá, 25/01/2007, [http://www.ecofondo.org/bogota/index.php?option=com\\_remository&Itemid=40&func=selectcat&cat=4&lang](http://www.ecofondo.org/bogota/index.php?option=com_remository&Itemid=40&func=selectcat&cat=4&lang)
- El maravilloso ciclo del agua, 25/02/2007, <http://edicasoftware.tripod.com/docs/4evaporacion.html>
- Etayo, F., Cediell, F. y Cáceres, C. (1997). Mapa de Distribución de Facies y Ambiente Tectónico Durante el Hauteriviano-Barremiano. INGEOMINAS.
- Fabre, A., y Delaloye, M. (1982). Intrusiones Básicas Cretácicas en las Sedimentitas de la Parte Central de la Cordillera Oriental. Geología Norandina, No. 6, pp 19-28.
- Faure, G., (1986). Principles of Isotope Geology. 589 p.
- Galvis, J., Espriella R. y Cortés, R. (2006) Vulcanismo Cenozoico en la Sabana de Bogotá. Rev. Acad. Colomb. Cienc, No. 30, pp 495-502,
- Golyshev, S.I., Padalko, N.L. & Pechenkin, S.A. (1981). Fractionation of stable oxygen and carbon isotopes in carbonate systems. Geochemistry International 18, pp. 85-99.
- Gonzáles, H. (2001). Mapa Geológico del Departamento de Antioquia, Geología, Recursos minerales y amenazas potenciales. INGEOMINAS. 256p.

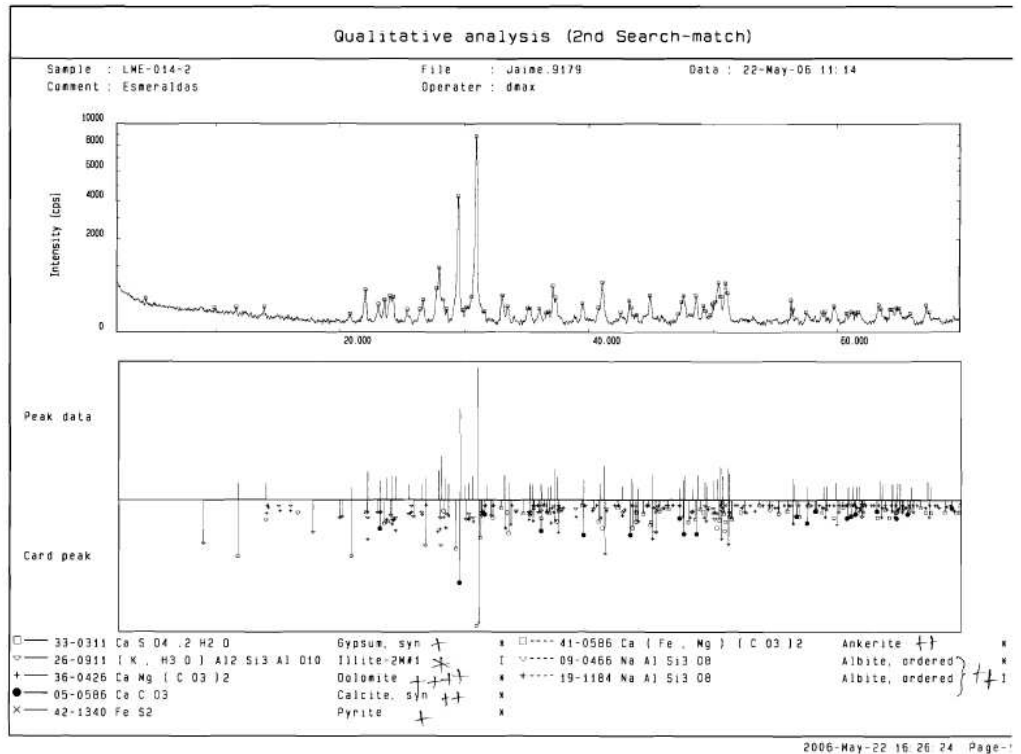
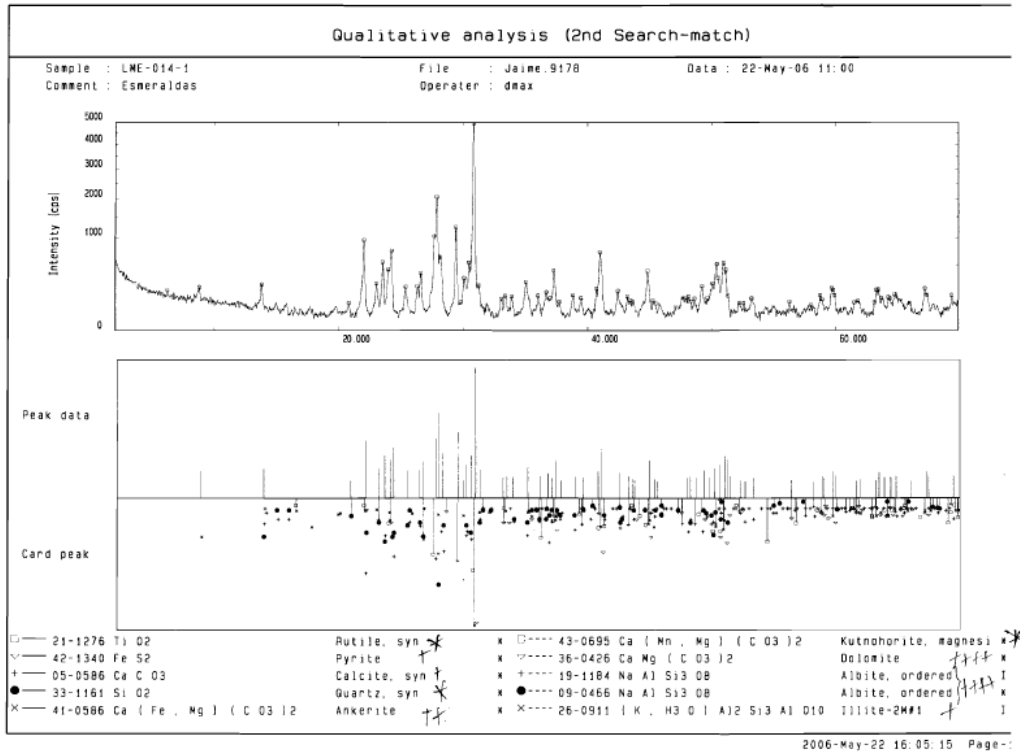
- Google Earth. (2007). Image NASA Europa Technologies. Image (2007) TerraMetrics.
- Groshong, R.H. (1988). Low- Temperature Deformation Mechanism and their interpretation. Geological Society of America Bulletin. Vol. 100, pp. 1329 -1360.
- Ideam, atlas, clima, IDEAM, Bogotá, 25/01/2007, <http://www.ideam.gov.co/atlas/mclima.htm> .
- López, F. (1990). Isotopos Estables Ligeros en el Estudio e Investigación de los Yacimientos Minerales, en Yacimientos Minerales (Lunar, R. y Oyarzun, R. Eds.). Editorial Centro de Estudios Ramón Areces, Madrid, pp. 147-177.
- MaksaeV, V. (2001). Inclusiones Fluidas en: Apuntes del Curso GL54A Metalogénesis, Departamento de Geología, Universidad de Chile. 12 p.
- Mangas, J.; Sierra, J. (1991). Las inclusiones fluidas: métodos de análisis e interpretación, Yacimientos minerales, Págs. 79-146.
- Mantilla, L., U.I.S. – INGEOMINAS (2006). Investigación Petrográfica y geoquímica de las Sedimentitas del Cretácico Inferior (K<sub>1</sub>) y sus Manifestaciones Hidrotermales Asociadas; Planchas 169, 170, 189, 190 (Cordillera Oriental): Implicaciones en la Búsqueda de Esmeraldas. Informe Final. 234p.
- Mathur R, Ruiz, J, Herb P, Hahn L, Burgath K-P. (2003). Re-Os isotopes applied to epithermal gold deposits near Bucaramanga, northeastern Colombia. Journal of South American Earth Sciences, No. 15, pp 815-821.
- Maya, M., Buenaventura, J. y Salinas R, (2004). Estado del conocimiento de la exploración de esmeraldas en Colombia. Ministerio de Minas y Energía. INGEOMINAS. Bogotá. 90p.
- Moreno, J.M., Concha, A.E., Vasquez P.M. (2005). Mid-Cretaceous magmatic evolution in the Eastern Cordillera of Colombia. Memories, Lateinamerika Konferenz. Potsdam – Germany, Vol.1. pp 34–35.
- Naranjo, V. J., (2001). 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. Universidad Industrial de Santander, UIS.
- Nash, J.T y Theodore, T. (1971). Ore fluids in the porphyry copper deposits at cooper Canyon. Econ. Geology, No. 66.

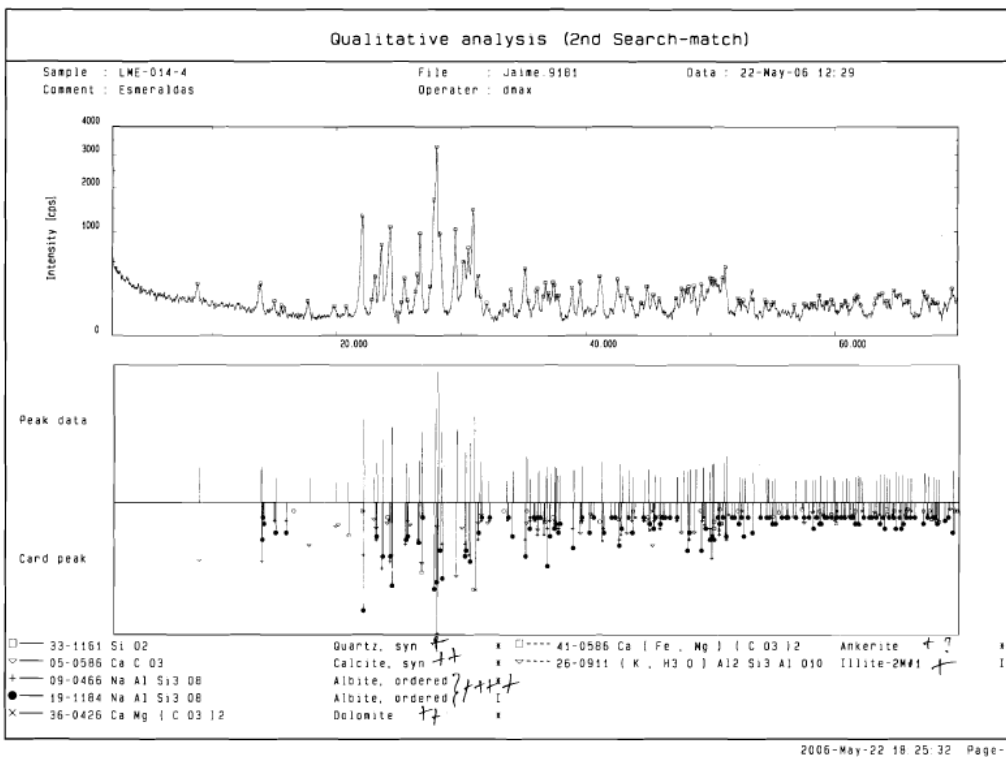
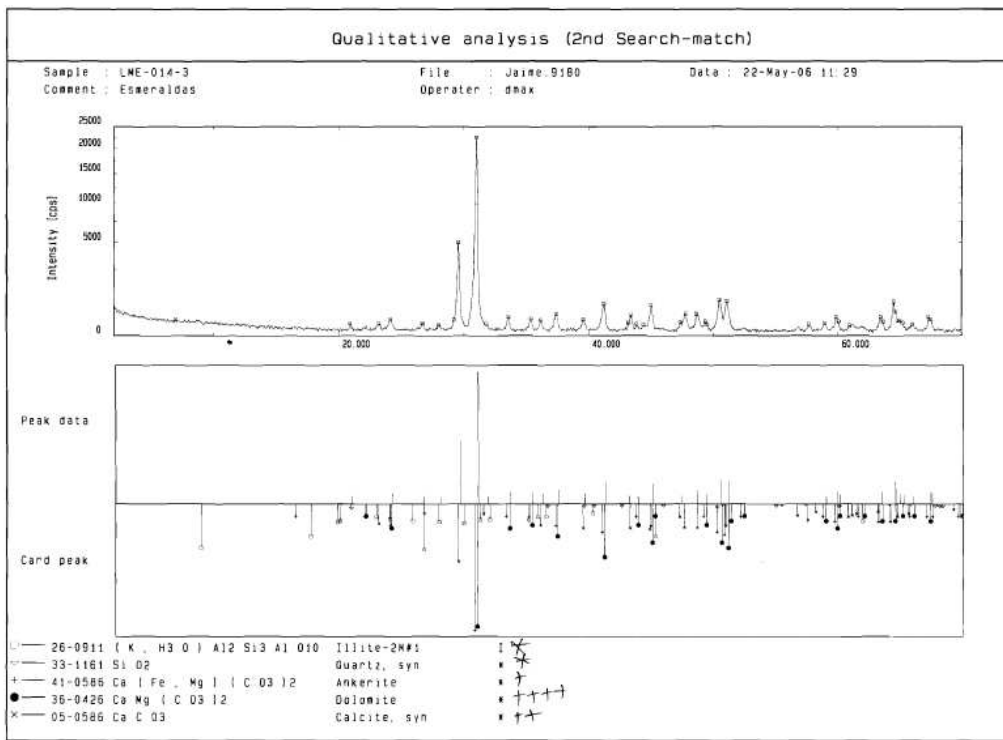
- Núñez, A. (2001). Mapa Geológico del Departamento del Tolima, Geología, Recursos Geológicos y amenazas geológicas. INGEOMINAS, 101p.
- Nuñez, A. (2003). Cartografía Geológica de las zonas andina sur y Garzón - Quetame (Colombia). Reconocimiento Geológico regional de las planchas 411 la Cruz, 412 San Juan de Villalobos, 430 Mocoa, 431 Piamonte, 448 Monopamba, 449 Orito y 465 Churuyaco Departamentos de Caquetá, Cauca, Huila, Nariño y Putumayo, Bogotá, D.C.
- Ohmoto, H.; Rye, R. (1976). Isotope of sulfur and carbon, in Barnes, H. L. Ed., Geochemistry of Hydrothermal deposits. pp. 509-567.
- Passchier, C. W. y Trouw, R. A. J., (1996): Microtectonics. Springer, Berlin. 289 Págs.
- Petit, J.P., Wibberley, C.A.J. y Ruiz, G. (1999). 'Crack-seal-slip': A New Fault Valve Mechanism? Journal of Structural Geology, 21, pp. 1199-1207.
- Ramirez A., J.C. (2007). Estudio de la Madurez Termal en Componentes Orgánicos e Inorgánicos en Rocas Cretácicas del Cinturón Esmeraldífero Occidental (Cordillera Oriental, Colombia). Tesis de Pregrado. UIS. 118 p.
- Ramírez, R. y Araque, L. (1984). Petrografía Del Skarn de Mocoa. Tesis grado, U. Nal. Bogotá.
- Recio, C.; Subias, I. (2002). Aplicación de los isótopos estables al estudio de los depósitos minerales. Curso de doctorado, Salamanca. 233 p.
- Rectangular Global Maps, Ron Blakey, Northern Arizona University, Estados Unidos, 28/01/2007, [http://jan.ucc.nau.edu/~rcb7/rect\\_globe.html](http://jan.ucc.nau.edu/~rcb7/rect_globe.html)
- Reyes, G. (2006). Modelo Geológico y Zonas Potenciales en el Cinturón Esmeraldífero Occidental. Presentación INGEOMINAS.
- Reyes, G., Montoya, D., Terraza, R., Fuquen, J. y Mayorga, M. (2006). Memoria Geología Del Cinturón Esmeraldífero Occidental. INGEOMINAS. Bogotá, 42p.
- Richard, L. (1997). Minpet Geological software. -146 Du Chateau, Masson – Angers, Quebec, Canada.
- Roedder, E. (1984). Fluid Inclusions. Mineralogical Society of America. Reviews in Mineralogy. Vol. 12, pp 644.
- Samson, I., Anderson, A. y Marshall, D. (2003). Fluid Inclusion Analisis and Interpretation. Mineralogical Association of Canadá, Short Course Series, Vol. 32.

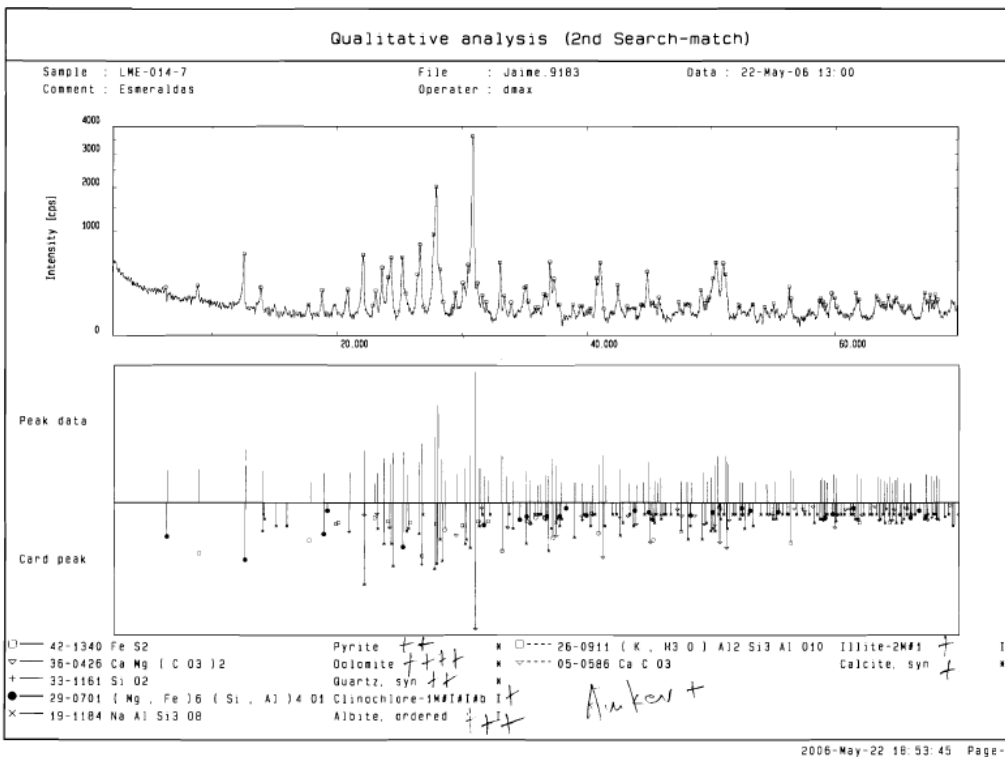
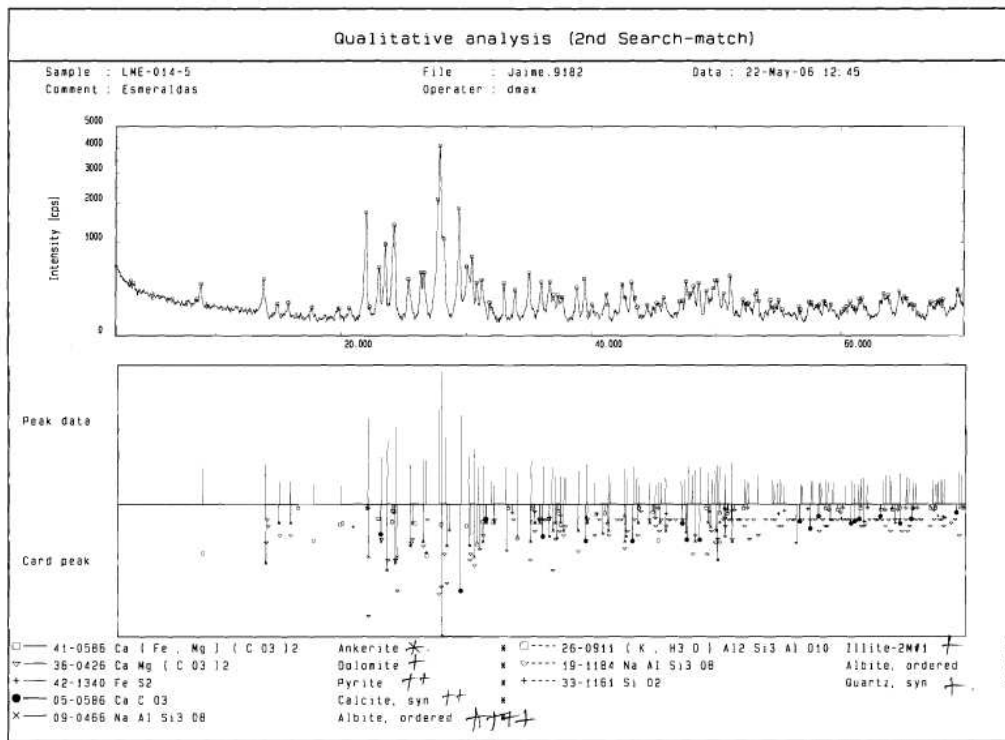
- Taboada, A., Rivera, L. A., Fuenzalida, A., Cisternas, A., Philip, H., Bijwaard, H., Olaya, J. y Rivera, C. (2000). Geodynamics of the Northern Andes: Subductions and Intracontinental Deformation (Colombia). *Tectonics*, Vol. 19, No. 5, pp. 787-813.
- Tornos, F. (1990). Los skarn y mineralizaciones asociadas del sistema central Español, modelo de caracterización petrológica geoquímica y metalogénica, Tesis doctoral Universidad Complutense de Madrid, 487p.
- Ujuela, G. (1991). Tectónica y actividad ígnea en la Cordillera Oriental de Colombia (sector Girardot-Cúcuta). Simposio sobre magmatismo andino y su marco tectónico, Manizales. Tomo1, pp. 151–192.
- Untitled Normal Page, Susanne Griem-Klee, Chile, 12/12/2006, <http://plata.uda.cl/minas/apuntes/Geologia/profluid/ptext/10001intro.htm#Aplicación%20en%20la%20minería>
- UPME, (2005). Distritos mineros: exportaciones e infraestructura de transporte. Ministerio Minas y energía. 120p.
- Vasquez, N. y Altenberger, U. (2005) Mid-Cretaceous Extension-Related Magmatism in the Eastern Colombian Andes. *Journal of South American Earth Sciences*, No. 20, pp 193-210.
- Villamil, T., (1999). Campanean-Miocene Tectonostratigraphy, Depocenter Evolution and Basin Development of Colombia and Western Venezuela. *Palaeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. Elsevier, Amsterdam, 153 (1-4), pp. 239-275.
- Villaseñor.C., Gómez, J., Condliffe, E. y Medina J. (2000). Origen de la Zonación en Granates de la Chimeneas Las Animas, Zimapán, Hidalgo, Mexico, *GEOS*, Vol.20, No 2, pp. 89-97.
- Wilson, C.J.L. (1994). Cristal Growth During a Single-Stage Opening Event and its Implications for Syntectonic Veins. *Journal of Structural Geology*, Vol. 16, No. 9, pp. 1283-1296.
- Zheng, Y. (1999). Oxygen isotope fractionation in carbonate and sulfate minerals. *Geochemical Journal*, 33, pp.109-126.

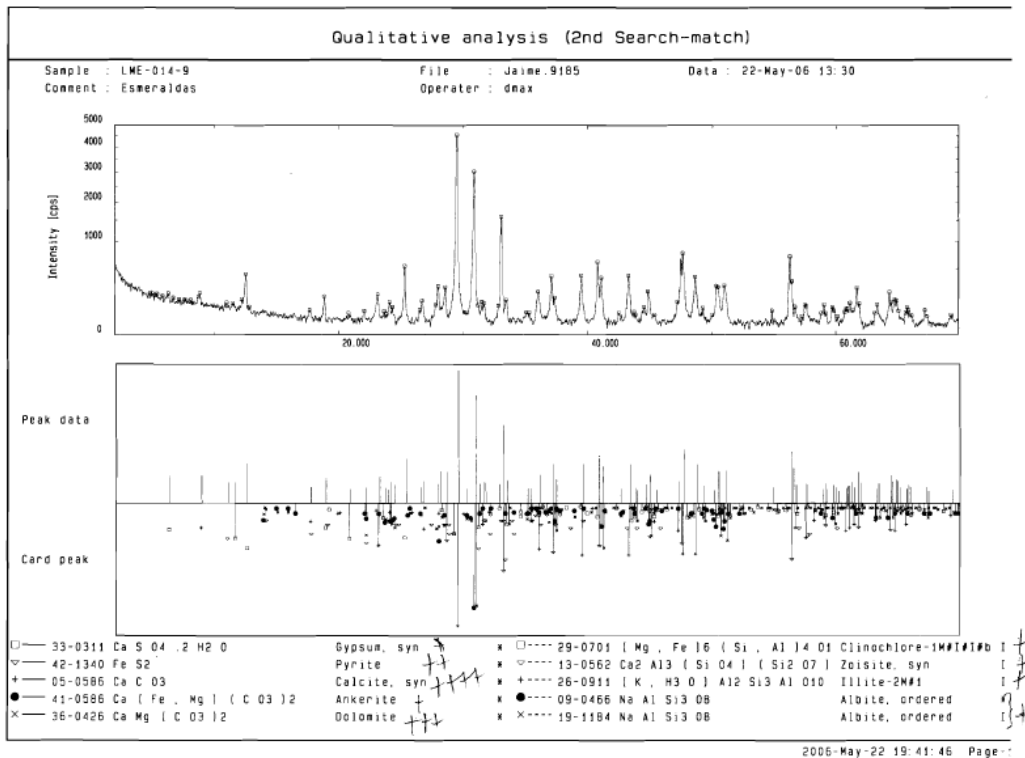
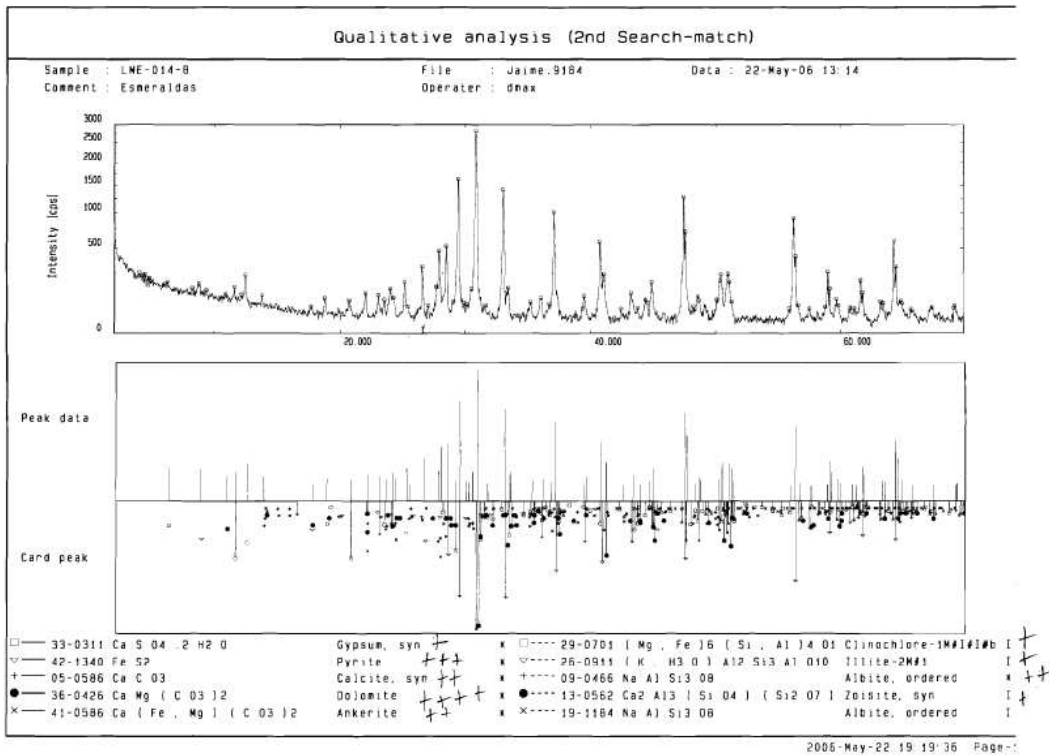
## **ANEXOS**

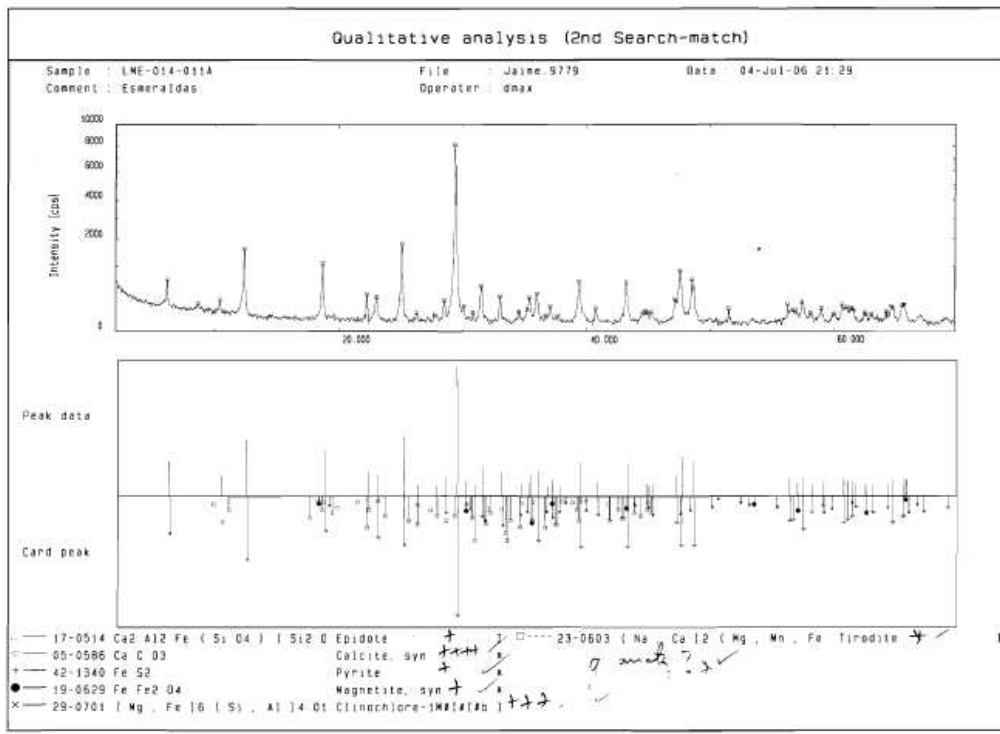
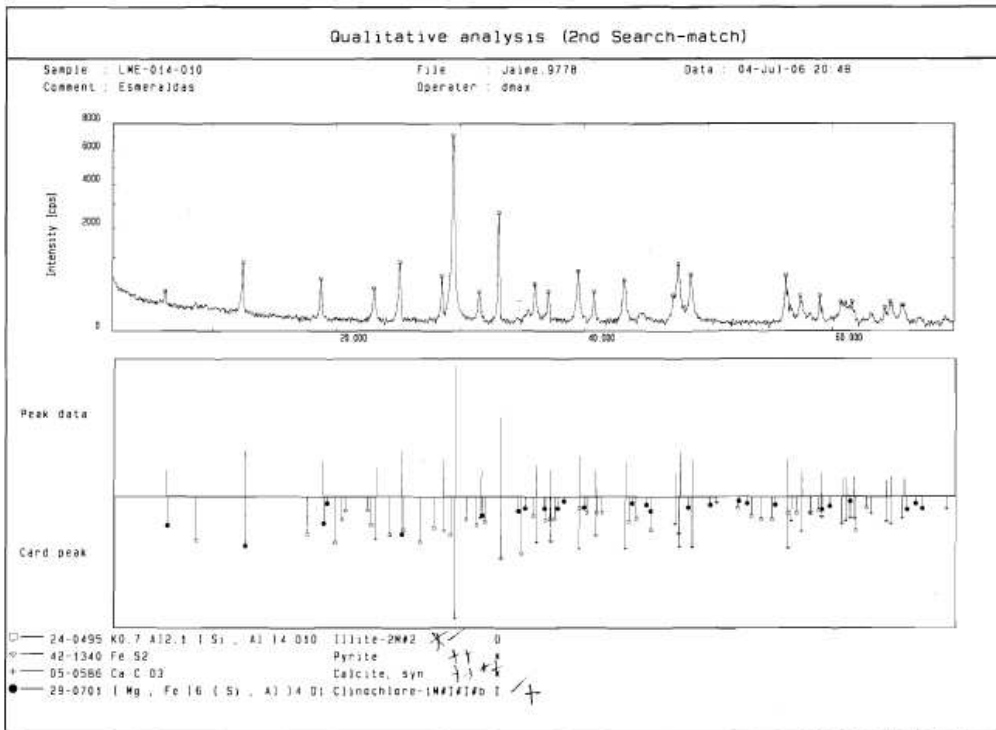
# ANEXO 1. Difractogramas obtenidos para las muestras del túnel La Glorieta

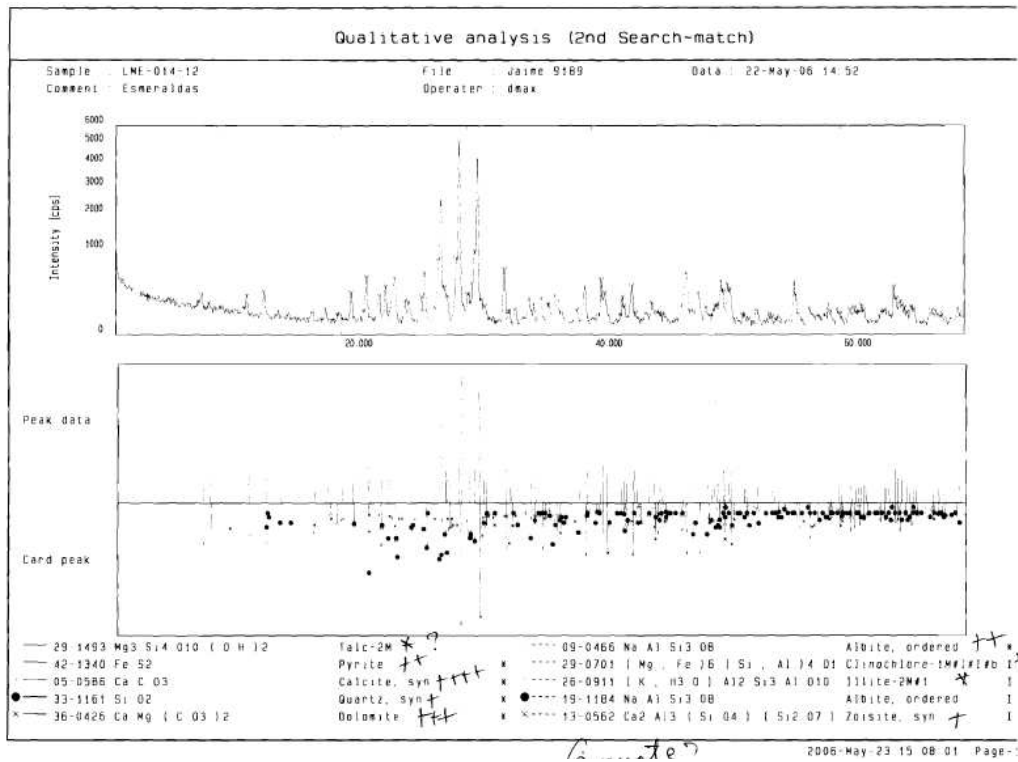
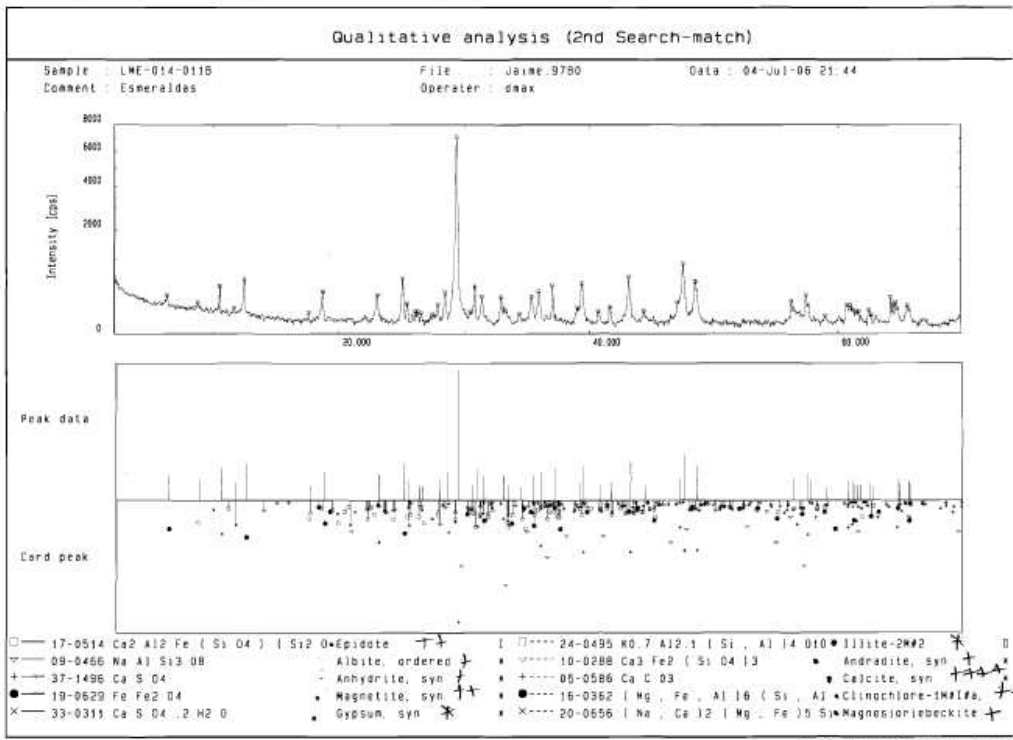




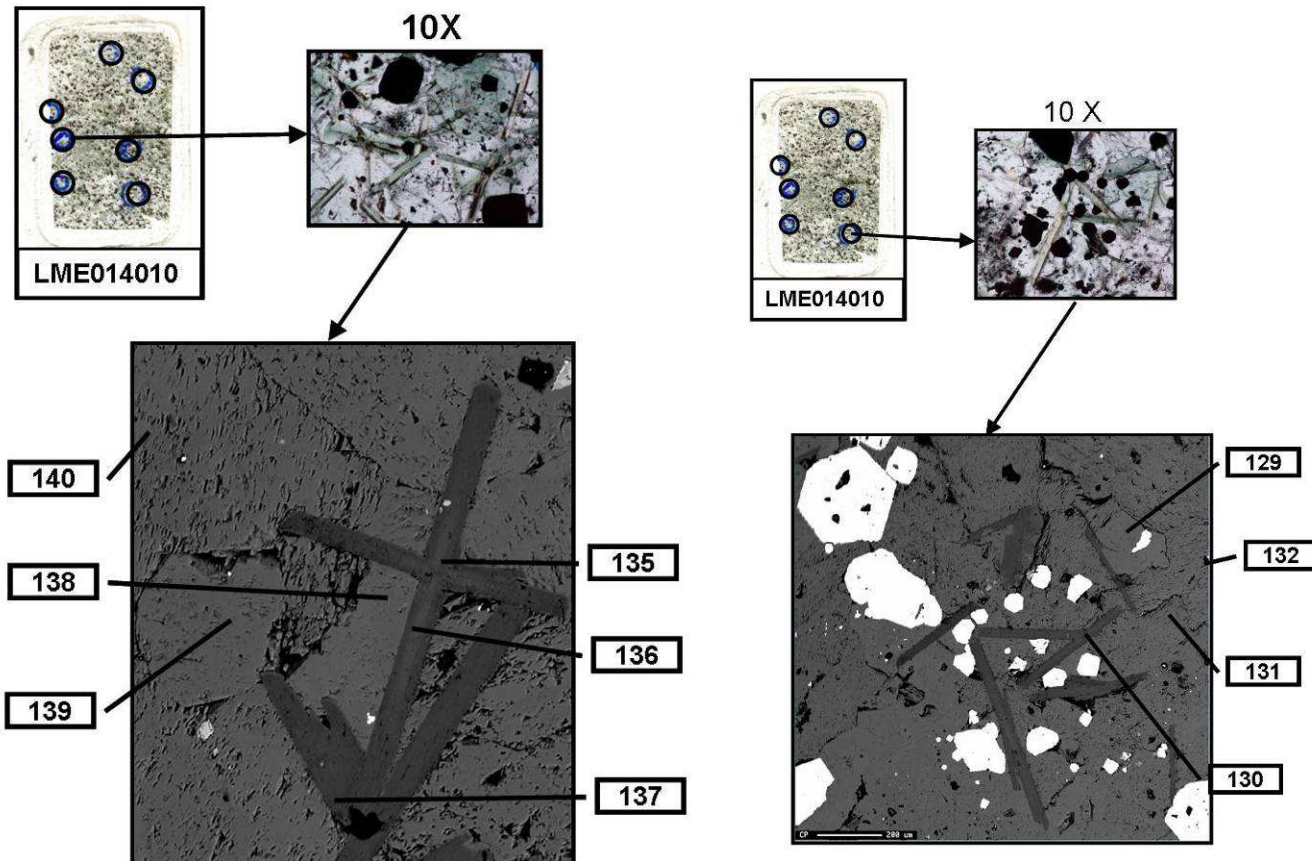


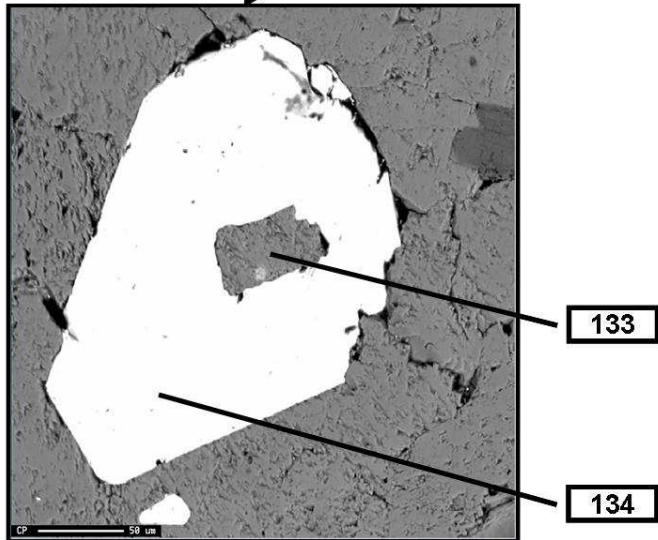
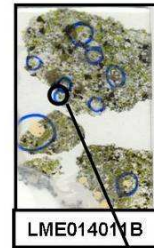
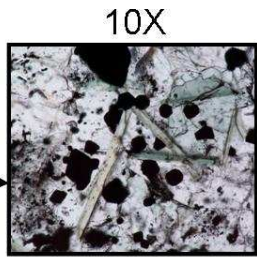
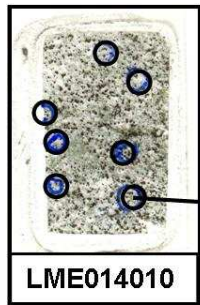


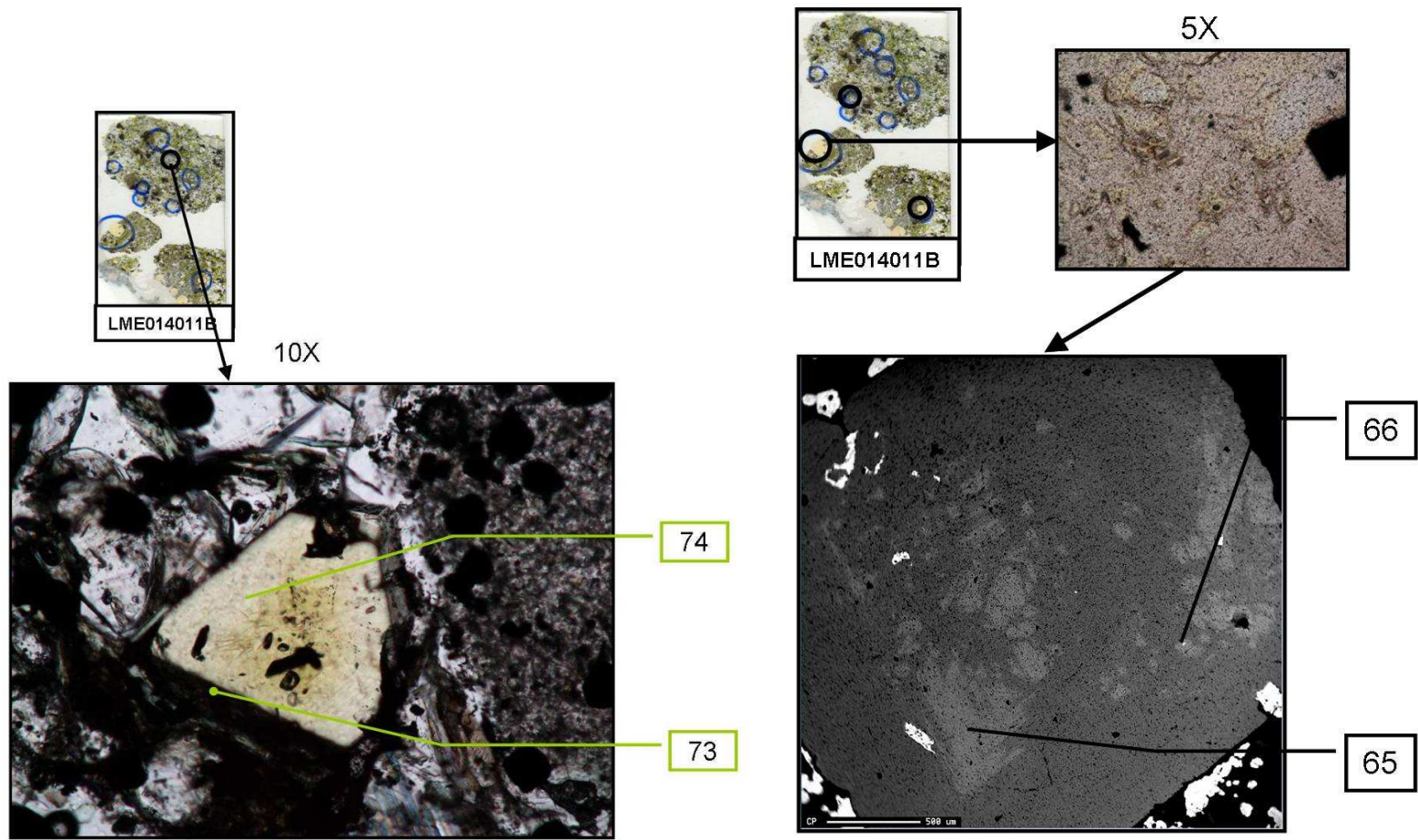


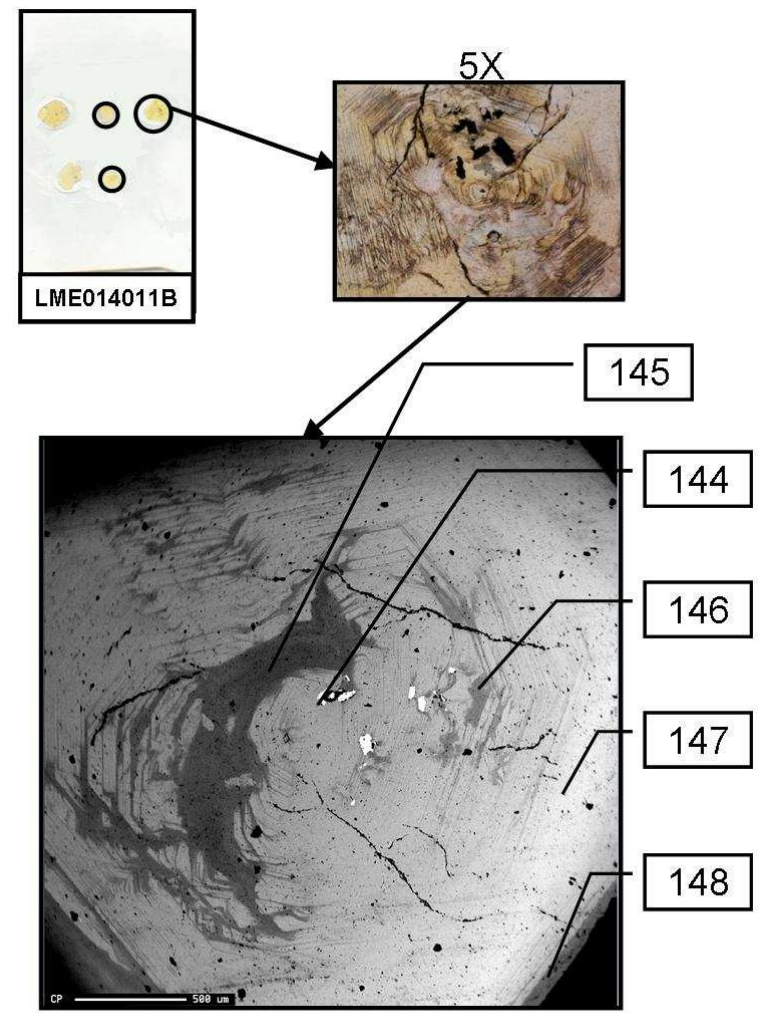
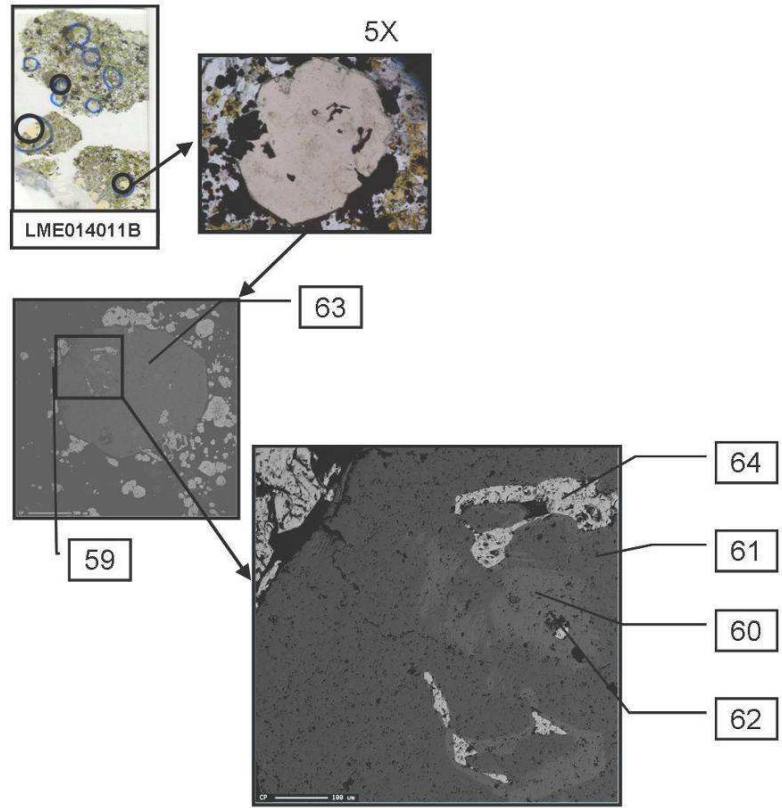


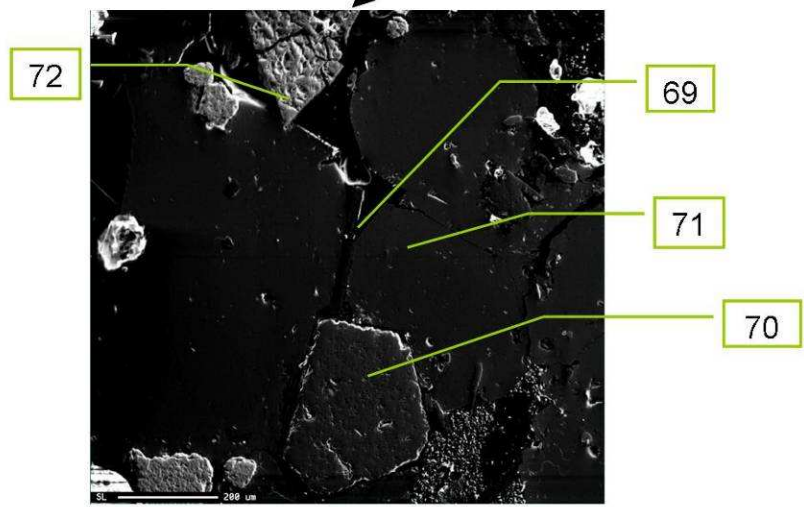
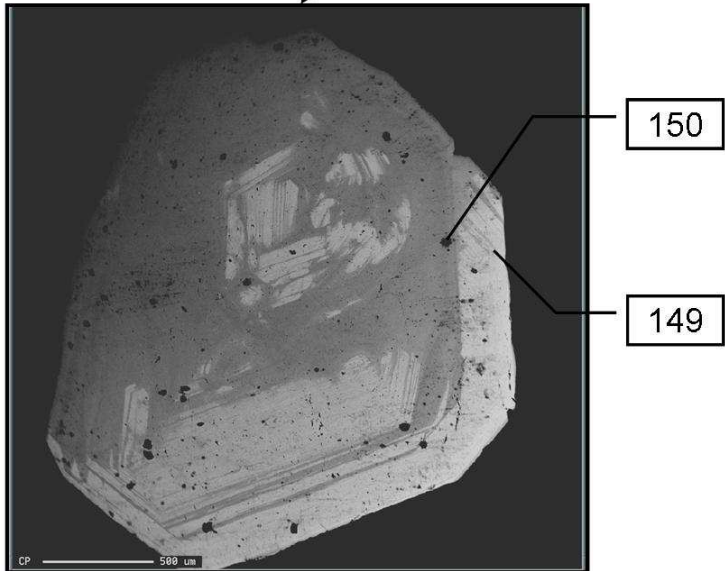
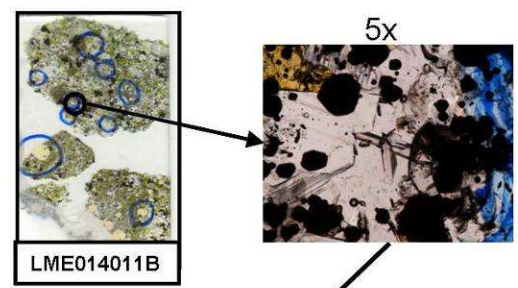
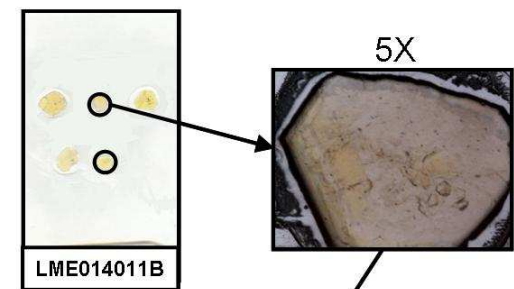
**ANEXO 2.** Detalle de la ubicación de los análisis de química mineral realizados por microsonda.











**ANEXO 3. Datos de química mineral obtenidos por microsonda electrónica.**

<b>Elemento</b>	<b>59</b>	<b>60</b>	<b>61</b>	<b>62</b>	<b>63</b>	<b>64</b>	<b>65</b>	<b>66</b>	<b>67</b>	<b>68</b>	<b>69</b>	<b>70</b>	<b>71</b>
SiO <sub>2</sub>	-	34.561	36.213	34.975	36.530	-	35.264	0.083	37.942	35.480	29.438	36.871	-
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	-	0.092	7.042	0.056	7.303	0.326	0.986	0.039	22.783	22.610	19.456	22.184	0.037
FeO	0.127	27.363	19.491	28.005	19.871	92.595	27.102	57.692	13.721	12.992	10.862	14.636	0.080
MnO	0.236	0.354	0.843	0.308	0.897	0.044	0.470	-	0.013	0.163	0.250	-	0.217
MgO	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	26.453	-	-
CaO	54.858	33.364	34.349	34.494	34.463	0.106	33.806	0.325	23.983	22.963	0.255	23.387	59.205
Na <sub>2</sub> O	0.048	0.030	0.025	0.018	0.148	0.059	0.034	0.094	0.005	0.120	0.029	-	-
K <sub>2</sub> O	0.013	-	-	0.004	0.035	0.014	-	0.025	0.007	0.031	-	0.005	-
TiO <sub>2</sub>	-	0.022	-	0.007	-	0.008	-	0.045	-	0.003	-	0.011	0.016
NiO	0.010	0.041	0.016	-	0.053	0.048	-	0.005	-	0.104	-	-	0.003
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	-	-	0.014	-	-	0.002	-	-	0.001	0.006	0.082	-	-
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	-	-	0.022	0.003	0.038	0.057	0.033	-	0.007	0.002	-	0.009	0.027
F	0.006	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Cl	-	-	0.008	0.009	0.030	0.019	0.011	0.004	-	0.042	0.008	-	-
<b>Total</b>	<b>55.295</b>	<b>95.827</b>	<b>98.021</b>	<b>97.877</b>	<b>99.361</b>	<b>93.274</b>	<b>97.704</b>	<b>58.311</b>	<b>98.462</b>	<b>94.507</b>	<b>86.831</b>	<b>97.103</b>	<b>59.585</b>

<b>Elemento</b>	<b>72</b>	<b>73</b>	<b>74</b>	<b>129</b>	<b>130</b>	<b>131</b>	<b>132</b>	<b>133</b>	<b>134</b>	<b>135</b>	<b>136</b>	<b>137</b>	<b>138</b>
SiO <sub>2</sub>	0.121	27.977	36.925	-	27.351	-	-	-	0.039	25.424	26.917	26.997	-
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.972	20.239	22.517	-	19.241	-	0.041	-	0.003	20.621	18.829	19.610	-
FeO	91.228	9.952	13.677	0.158	14.049	0.564	0.457	0.776	57.796	17.464	15.607	14.241	0.356
MnO	0.036	0.210	0.031	0.238	0.070	0.199	0.534	0.118	-	0.069	0.079	0.044	0.249
MgO	0.019	24.460	-	-	16.601	0.310	0.006	-	-	14.239	16.102	15.837	-
CaO	0.005	0.106	23.573	60.421	0.226	57.859	52.231	58.435	0.078	0.297	1.389	0.230	59.488
Na <sub>2</sub> O	0.031	0.127	0.002	0.070	0.108	0.034	0.082	0.059	0.139	0.151	0.086	0.139	-
K <sub>2</sub> O	0.006	0.058	0.003	0.006	0.125	-	0.090	0.011	0.020	0.117	0.089	0.141	0.012
TiO <sub>2</sub>	-	-	0.075	0.009	0.033	-	0.016	0.058	-	0.069	0.014	0.034	-
NiO	0.028	-	-	-	-	0.008	-	-	0.053	0.008	-	0.037	0.032
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.022	0.066	0.010	-	0.033	0.043	-	-	0.008	0.041	0.031	-	0.015
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	-	-	-	0.045	0.026	0.038	0.004	-	0.038	-	0.017	0.036	0.023
F	-	-	-	-	-	-	-	0.035	-	-	-	-	-
Cl	0.016	0.012	0.011	-	0.076	-	0.060	0.004	0.024	0.069	0.049	0.091	-
<b>Total</b>	<b>92.480</b>	<b>83.204</b>	<b>96.822</b>	<b>60.947</b>	<b>77.922</b>	<b>59.055</b>	<b>53.507</b>	<b>59.480</b>	<b>58.193</b>	<b>78.553</b>	<b>79.198</b>	<b>77.416</b>	<b>60.175</b>

Elemento	139	140	144	145	146	147	148	149	150
SiO <sub>2</sub>	-	0.200	34.223	35.694	35.601	34.492	34.830	33.097	36.075
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	-	-	0.688	6.910	5.591	0.226	6.874	0.288	6.294
FeO	0.071	0.172	26.687	19.492	21.148	27.784	19.749	27.301	20.287
MnO	0.272	0.113	0.420	1.067	0.957	0.347	0.790	0.526	0.366
MgO	-	-	-	-	-	-	-	-	-
CaO	60.800	58.413	33.654	33.999	34.176	33.036	34.021	33.205	34.770
Na <sub>2</sub> O	0.005	0.041	0.040	0.013	0.035	0.085	0.047	0.034	0.045
K <sub>2</sub> O	0.028	0.024	0.019	0.015	0.030	0.041	0.031	0.026	0.024
TiO <sub>2</sub>	0.005	-	0.015	0.016	0.043	-	-	-	0.009
NiO	-	-	-	0.016	0.034	0.057	0.052	0.088	-
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	-	-	-	-	0.026	0.009	0.003	-	-
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.039	0.001	0.048	0.025	-	0.032	0.056	0.025	0.001
F	0.022	-	-	-	-	-	-	-	-
Cl	-	0.019	0.004	-	-	0.017	0.011	0.009	0.015
Total	61.233	58.979	95.797	97.247	97.641	96.122	96.462	94.597	97.883

Los datos se presentan en porcentaje en peso

ANEXO 4. Datos de química en roca total de elementos traza, menores, mayores y óxidos principales.

Samples	Au	Ag	As	B	Ba	Be	Bi	Br	C	Cd	Cl	Co	Cr
LME014-1	0.41	33	5.3	50	80	0.81	0.08	1,45	8.10	238	535	7,8	31
LME014-2	0.46	26	8.8	17	44	0.59	0.06	1,00	4.19	408	316	11,1	16
LME014-4	0.76	35	5.5	78	101	0.89	0.15	0,50	5.32	339	186	9,8	46
LME014-5	0.64	28	5.7	90	63	0.81	0.16	0,50	4.39	337	180	8,0	48
LME014-7	0.40	29	21.2	75	93	0.69	0.22	1,90	8.72	153	550	27,1	24
LME014-8	0.66	24	113.8	8	15	0.24	0.58	1,70	3.80	294	817	81,8	5
LME014-9	0.35	26	22.6	3	24	0.15	0.14	1,35	10.00	212	433	53,4	4
LME014-10	0.60	76	175.6	1	162	0.08	0.14	1,20	11.56	156	445	2551,6	4
LME014-11A	1.69	78	1.5	30	82	0.14	0.04	1,40	7.43	68	304	12,9	19
LME014-11B	0.40	110	1.9	11	26	0.19	0.05	1,05	10.13	79	372	26,1	11
LME014-12	0.51	387	7.1	35	50	0.50	0.18	1,65	4.70	135	541	71,2	21
LME014-13	1.10	6190	6.6	122	200	1.95	0.19	1,40	4.21	69	245	6,4	52

Samples	Os	Cu	F	Ga	Ge	Hf	Hg	I	In	Li	Mn	Mo	N
LME014-1	0.4	29.2	365	11.1	0.76	2.5	15	0.29	0,051	4.4	1713	0.75	236
LME014-2	0.2	119.4	253	8.1	0.57	1.4	19	0.20	0,038	4.4	1761	1.26	101
LME014-4	0.7	3.3	380	17.4	1.00	4.1	17	0.47	0,045	3.5	683	1.23	400
LME014-5	0.8	13.2	412	17.0	0.92	3.9	21	0.62	0,062	3.3	438	1.73	376
LME014-7	1.3	50.7	365	6.9	0.67	3.5	17	0.70	0,080	10.0	1240	5.10	610
LME014-8	0.2	199.1	117	3.8	0.53	0.6	26	0.05	0,036	5.4	749	1.24	141
LME014-9	0.1	102.9	149	1.4	0.20	0.4	17	0.18	0,029	12.0	1544	2.54	89
LME014-10	0.1	1.0	103	1.6	0.25	0.6	14	0.15	0,030	9.9	1964	0.40	89
LME014-11A	0.2	1.0	243	7.6	0.57	1.4	13	0.26	0,368	34.8	1660	2.75	132
LME014-11B	0.2	0.9	466	4.0	0.45	1.5	11	0.18	0,301	12.5	1657	0.93	101
LME014-12	0.7	27.4	286	8.3	0.67	2.2	18	0.23	0,046	7.1	845	2.51	179
LME014-13	4.0	7.0	286	20.8	1.21	4.4	17	0.43	0,066	34.7	243	4.15	1507

Samples	Nb	Ni	P	Pb	Rb	S	Sb	Sc	Se	Sn	Sr	Ta	Th
LME014-1	8,6	15,6	1235	6.3	16	3344	0.31	13.6	0.41	1,5	86	0.32	8.1
LME014-2	5,7	32,3	455	8.6	8	8527	0.50	15.2	0.94	0,9	68	0.20	10.2
LME014-4	15,3	7,9	1378	6.7	26	2345	0.34	11.1	0.18	1,7	62	0.83	14.0
LME014-5	13,8	7,2	1723	6.3	24	2113	0.34	9.5	0.20	3,8	69	0.86	13.4
LME014-7	12,7	22,1	1451	7.7	23	17563	0.48	4.7	0.92	1,0	49	0.42	9.9
LME014-8	4,4	111,3	258	12.3	8	257305	1.43	3.5	0.81	0,7	37	0.22	3.5
LME014-9	3,1	28,6	185	6.2	4	38829	0.48	2.0	0.20	1,5	89	0.06	2.4
LME014-10	2,3	20,5	174	5.5	2	37849	0.50	1.9	0.47	2,4	108	0.08	1.1
LME014-11A	5,0	10,8	316	3.4	3	19920	0.19	4.5	0.14	8,6	140	0.29	3.6
LME014-11B	4,1	5,2	273	3.1	4	18823	0.26	2.8	0.09	6,6	191	0.24	2.6
LME014-12	8,7	7,1	515	4.4	22	11765	0.48	6.3	0.16	2,5	71	0.36	5.2
LME014-13	13,8	10,0	768	4.1	144	1986	0.31	10.5	0.28	1,9	32	0.60	5.8

Samples	Ti	Tl	U	V	W	Zn	Zr	Ce	Dy	Er	Eu	Gd	Ho
LME014-1	2261	0,16	1.30142	99	0.50	34	76	118.0	3.48	1.11	1.79	6.42	0.57
LME014-2	1063	0,24	0.64783	52	8.03	65	41	24.2	2.88	1.36	0.80	3.14	0.52
LME014-4	3345	0,45	1.44464	110	13.04	26	123	32.9	2.50	1.11	0.90	3.31	0.46
LME014-5	3729	0,33	1.63591	114	11.78	33	124	55.4	2.39	0.93	1.10	3.89	0.42
LME014-7	2906	0,17	1.60035	62	0.86	28	113	597.5	6.28	0.28	6.98	20.12	0.73
LME014-8	181	0,11	0.4729	17	96.51	54	15	1128.3	8.57	0.02	11.15	34.63	0.83
LME014-9	113	0,07	0.59496	6	1.38	45	11	108.9	3.02	0.95	2.67	6.33	0.49
LME014-10	188	0,09	0.75163	9	0.45	13	14	15.8	9.32	4.80	3.80	8.48	1.74
LME014-11A	1031	0,03	1.17455	41	0.28	31	45	8.2	3.48	1.41	22.33	4.21	0.58
LME014-11B	1017	0,04	0.81892	23	0.21	29	42	45.4	2.94	1.02	10.19	5.42	0.49
LME014-12	2291	0,11	1.89927	67	0.57	20	73	72.9	3.04	0.98	5.67	5.36	0.48
LME014-13	4058	0,41	1.12841	115	0.70	42	142	67.9	2.49	1.03	0.92	3.93	0.45

Samples	La	Lu	Nd	Pr	Sm	Tb	Tm	Y	Yb	Te
LME014-1	65.0	0.17	51.6	13.88	9.0	0.81	0.18	19.8	1.07	0,03628
LME014-2	12.4	0.18	12.6	3.20	2.9	0.52	0.20	18.3	1.21	0,0254
LME014-4	17.9	0.17	16.3	4.08	3.6	0.50	0.17	14.2	1.09	0,0254
LME014-5	30.4	0.17	26.3	6.79	5.0	0.50	0.16	11.9	1.00	0,03356
LME014-7	341.5	0.17	245.1	66.19	38.6	2.06	0.19	18.9	1.21	0,039
LME014-8	656.9	0.23	471.7	140.83	74.1	3.33	0.17	21.0	1.38	0,06531
LME014-9	64.9	0.21	47.2	12.52	9.7	0.77	0.18	11.8	1.26	0,03447
LME014-10	9.3	0.70	11.6	2.23	5.4	1.57	0.72	51.1	4.67	0,04717
LME014-11A	4.3	0.15	6.3	1.26	2.9	0.65	0.20	22.0	1.09	0,03175
LME014-11B	32.8	0.15	21.8	5.34	6.4	0.68	0.17	13.1	0.99	0,02902
LME014-12	43.0	0.16	34.5	8.83	7.9	0.68	0.17	13.8	1.08	0,02358
LME014-13	37.7	0.16	30.3	7.96	5.0	0.51	0.17	11.6	1.04	0,03356

Samples	SiO2	Al2O3	Fe2O3	MgO	CaO	Na2O	Na2O	K2O	Gr. C
LME014-1	33,67	10,19	5,12	7.29	17,18	4.51	4.51	0,42	1.69
LME014-2	27,30	8,05	6,26	7.60	19,85	3.91	3.91	0,19	1.13
LME014-4	47,19	15,30	2,61	2.48	10,77	7.51	7.51	0,62	0.70
LME014-5	47,35	15,29	1,52	0.52	12,34	7.59	7.59	0,68	1.93
LME014-7	40,40	12,57	8,38	5.02	11,71	4.54	4.54	0,67	2.70
LME014-8	9,09	2,68	21,37	2.28	14,43	0.59	0.59	0,15	2.50
LME014-9	4,04	1,24	9,59	4.14	37,85	0.22	0.22	0,04	0.43
LME014-10	3,50	1,41	8,84	1.50	42,73	0.04	0.04	0,02	0.30
LME014-11A	9,53	3,88	7,66	5.23	34,65	0.11	0.11	0,02	0.25
LME014-11B	9,45	3,00	10,52	2.10	38,99	0.45	0.45	0,03	0.27
LME014-12	39,67	13,03	6,24	3.42	16,69	4.16	4.16	0,60	0.26
LME014-13	58,28	22,18	2,92	4.78	5,56	2.29	2.29	4,34	1.66

Los valores aquí presentados se expresan en unidades de ppm, excepto para los óxidos, en cuyo caso se presentan en porcentajes