

**ESTUDIO DE LOS PROCESOS DE ALTERACIÓN HIDROTHERMAL EN EL
TÚNEL "VETA DE BARRO" (PROYECTO ANGOSTURA). MUNICIPIO DE
CALIFORNIA (MACIZO DE SANTANDER).**

JOSE JAVIER ROJAS MORALES

UNIVERSIDAD INDUSTRIAL DE SANTANDER

FACULTAD DE FISICOQUÍMICAS

ESCUELA DE GEOLOGÍA

BUCARAMANGA

2014

**ESTUDIO DE LOS PROCESOS DE ALTERACIÓN HIDROTHERMAL EN EL
TÚNEL "VETA DE BARRO" (PROYECTO ANGOSTURA). MUNICIPIO DE
CALIFORNIA (MACIZO DE SANTANDER).**

JOSE JAVIER ROJAS MORALES

Trabajo de grado para otorgar el título de GEÓLOGO

Director:

LUIS CARLOS MANTILLA FIGUEROA

GEÓLOGO. PhD.

Co-Director:

JULIÁN ANDRÉS LÓPEZ ISAZA

GEÓLOGO. MS.c.

UNIVERSIDAD INDUSTRIAL DE SANTANDER

FACULTAD DE FISICOQUÍMICAS

ESCUELA DE GEOLOGÍA

BUCARAMANGA

2014

DEDICATORIA

“Con todo mi amor y cariño para las personas que hicieron todo en la vida para que yo pudiera lograr mis sueños, por motivarme y darme la mano cuando sentía que el camino se terminaba, a ustedes por siempre mi corazón y mi agradecimiento”

Mamá y Papá

“Nuestra lealtad es para las especies y el planeta. Nuestra obligación de sobrevivir no es sólo para nosotros mismos sino también para ese cosmos, antiguo y vasto, del cual derivamos.”

Carl Sagan

AGRADECIMIENTOS

En primer lugar quiero agradecerle al profesor Luis Carlos Mantilla por su entera confianza y paciencia en mí para la realización de este proyecto de investigación, con su constante apoyo y colaboración se pudo culminar.

Agradezco al profesor Julián López por su constante dedicación, tiempo y apoyo incondicional en el presente trabajo de investigación.

A mis mejores amigos Alfonso, Camilo, Daniel y Eliana, con los que he compartido grandes momentos en mi vida personal y profesional.

CONTENIDO

	Pág.
INTRODUCCIÓN	18
1. OBJETIVOS	19
1.1 OBJETIVO GENERAL	19
1.2 OBJETIVOS ESPECÍFICOS	19
2. METODOLOGÍA	20
2.1 FASE DE LABORATORIO	20
2.1.1 Descripción macroscópica	20
2.1.2 Descripción petrográfica	20
2.1.3 Petrografía y microtermometría de inclusiones fluidas (IF)	21
2.1.4 Difracción de rayos x	21
2.1.5 Análisis geoquímicos	23
2.1.6 Espectroscopia de infrarrojo de onda corta (SWIR)	24
3. GENERALIDADES DEL ÁREA DE TRABAJO	25
4. ANTECEDENTES	28
5. RESULTADOS	32
5.1 MARCO TECTÓNICO Y ESTRUCTURAL DEL ÁREA DE ESTUDIO	32
5.2 LITOLOGÍAS AFLORANTES EN EL ÁREA DE ESTUDIO	37
5.2.1 Rocas metamórficas del Pre-Ordovícico Medio	39
5.2.2 Rocas ígneas del Triásico Tardío - Jurásico Temprano	49

5.2.3 Brechas tectónico-hidrotermales	57
5.2.3.1 Brecha clasto soportado a matriz soportado	58
5.2.3.2 Brecha polimíctica matriz soportada con cuarzo cemento soportado	62
5.2.3.3 Brecha polimíctica clasto soportado a cemento soportado	65
5.3 ALTERACIONES Y MINERALIZACIONES ASOCIADAS	70
5.3.1 Etapa 1. Cuarzo-sericita asociado a venillas de cuarzo-pirita	71
5.3.2 Etapa 2. Ambiente epitermal de alta sulfuración	75
5.3.3 Etapa 3. Ambiente epitermal de intermedia sulfuración	85
5.3.4 Etapa 4. Alteración supergénica	90
5.4 RESUMEN DE LA EVOLUCIÓN HIDROTERMAL DEL SECTOR VETA DE BARRO	93
5.5 INCLUSIONES FLUIDAS	96
5.5.1 Petrografía de inclusiones fluidas	96
5.5.2 Microtermometría de inclusiones fluidas	99
5.6 GEOQUÍMICA	104
5.6.1 Clasificación de la roca	105
5.6.2 Elementos menores y trazas	106
5.6.3 Contexto tectónico	108
5.6.4 Metales preciosos	109
6. CONCLUSIONES	112
7. RECOMENDACIONES	115
BIBLIOGRAFIA	116
ANEXOS	122

LISTA DE FIGURAS

Figura 1. Localización del Distrito Minero de Vetas-California (Macizo de Santander, cordillera oriental).	25
Figura 2. Fisiografía de la zona de la zona de estudio y su ubicación respecto al municipio de California.	26
Figura 3. Panorámica del Proyecto Angostura.	27
Figura 4. Localización del Distrito Minero de Vetas-California y el Bloque Tectónico de Maracaibo.	32
Figura 5. Imagen satelital de los principales patrones estructurales del área de interés y sus alrededores.	33
Figura 6. Distribución tabular de las estructuras mineralizantes y locación de los altos tenores o shoots del deposito de Angostura.	34
Figura 7. Detalle de las principales fallas locales de Angostura.	35
Figura 8. Mapa geológico del Distrito Minero de Vetas- California y localización del túnel Veta de Barro en el área de estudio (En blanco).	38
Figura 9. Distribución de las muestras de roca tomadas dentro del túnel Veta de Barro.	39
Figura 10. Contacto entre las rocas del Proterozoico y alaskita I en afloramiento.	40
Figura 11. Aspecto a escala de mano de la anfibolita.	41
Figura 12. Microfotografías de las muestra GG-58-M1 (A-D) perteneciente a la anfibolita.	42
Figura 13. Microfotografías de las muestra GG-58-M1 (A-D) perteneciente a la anfibolita.	43
Figura 14. Aspecto de la metadiorita en el túnel Veta de Barro.	45
Figura 15. Aspecto de las venillas de cuarzo-especularita en afloramiento.	46
Figura 16. Aspecto a escala de muestra de mano de la metadiorita.	47
Figura 17. Microfotografías de las muestra GH-72-M2 (A-D perteneciente a la metadiorita).	48
Figura 18. Aspecto a escala afloramiento de las rocas alaskíticas I de las muestra GE-58-M2 (A) y GFF-56-M2 (B).	51

Figura 19. Aspecto de la alaskita I en muestra de mano.	51
Figura 20. Microfotografías de las muestra GFF-56-M2 y GE-58-M2 perteneciente a la alaskita I.	52
Figura 21. Aspecto en afloramiento de la roca Alaskita II cortando a las rocas del Paleozoico.	54
Figura 22. Aspecto en muestra de mano de la alaskita II.	55
Figura 23. Microfotografías de las muestra GH-72-M1 y GH-72-M4 perteneciente a la alaskita II.	56
Figura 24. Localización de las fallas principales fallas en el área de la zona de estudio y esquema generalizado del control estructural del proyecto angosturas.	58
Figura 25. A. Brecha tectónica aflorando en el túnel Veta de Barro y a su vez cortando a las rocas alaskita I.	59
Figura 26. Microfotografía de la muestra GFF-56-M1 correspondiente a una brecha tectónica.	60
Figura 27. Fotografías y microfotografías de las texturas exhibidas en la brecha.	62
Figura 28. Brecha tectónica cortando a rocas del Proterozoico (Pr) y alaskita II en el túnel Veta de Barro.	63
Figura 29. Microfotografías de la muestra GH-72-M5 correspondiente a una brecha tectónica.	64
Figura 30. Aspecto en afloramiento de la brecha tectónico-hidroterlmal.	66
Figura 31. Fotografías a escala macroscópica de la brecha tectónico-hidrotermal.	66
Figura 32. Fotografías de la brecha tectónico-hidrotermal a escala macroscópica.	67
Figura 33. Microfotografías de la muestra LGJ-31-03 correspondiente a una brecha tectónico-hidrotermal.	68
Figura 34. Microfotografías de la muestra LGJ-31-03 correspondiente a una brecha tectónica.	69
Figura 35. Fotografías en afloramiento y muestra de mano de las rocas afectadas por la alteración cuarzo-sericita y vetillas asociadas.	72

Figura 36. Microfotografías de las muestras afectadas por la alteración sericítica en el área de estudio. Vetillas de cuarzo + sutura de pirita con halos de sericita (flechas rojas).	73
Figura 37. Espectros del infrarrojo de onda corta (SWIR) indicando fases minerales de dos muestras pertenecientes al túnel Veta de Barro.	74
Figura 38. Apariencia en muestra de mano de illita-sericita alterando bandas biotíticas y feldespatos.	76
Figura 39. Espectro del infrarrojo de onda corta (SWIR) indicando la fase mineral de una muestra pertenecientes al túnel Veta de Barro.	77
Figura 40. Microfotografías de las muestras afectadas por la alteración argílica en el área de estudio.	78
Figura 41. Microfotografías del área de estudio.	79
Figura 42. Diferentes contextos de la alteración argílica avanzada en muestra de mano.	81
Figura 43. Microfotografías de los diferentes contextos y texturas la formación de alunita en el túnel Veta de Barro.	82
Figura 44. Espectro del infrarrojo de onda corta (SWIR) indicando la fase mineral de una muestra pertenecientes al túnel Veta de Barro.	83
Figura 45. Microfotografías de los sulfuros asociados a la etapa 3 y relacionados a la alteración argílica avanzada.	84
Figura 46. Muestras de mano perteneciente a brechas tectónico-hidrotermales. A y B.	87
Figura 47. Microfotografías de las texturas del cuarzo asociadas a las zonas silicificadas y rellenos de cuarzo hidrotermal (Qz1).	88
Figura 48. Alunita y sulfuros relacionados a la silicificación.	89
Figura 49. A y C. Rocas del Pre-Ordovícico Medio afectada por la alteración supergena.	91
Figura 50. Microfotografías de diversas litologías del sector de Veta de Barro siendo afectadas por la alteración supérgena.	92
Figura 51. Modelo generalizado de alteraciones, mineralizaciones y vetillas asociadas para un sistema de pórfido de Cu-Au-Mo.	95

Figura 52. Zonación mineralógica de los depósitos epitermales asociados con cuarzo + alunita ± pirofilita ± dickita ± caolinita.	95
Figura 53. Clasificación de los tipos de inclusiones fluidas.	97
Figura 54. Se observa el cuarzo hidrotermal (Qz1) perteneciente a la muestra GH-72-M5. A. Recuadro en rojo muestra donde se hizo la sección doblemente pulida observada en B.	98
Figura 55. Microfotografías de los cristales de cuarzo donde se encontraron dos AIF registradas para la muestra GH-72-M5.	99
Figura 56. Microfotografías de las dos AIF identificadas en la muestra GH-72-M5.	99
Figura 57. Gráfico de Th/Salinidad para las inclusiones fluidas estudiadas.	102
Figura 58. Gráfico para la interpretación de poblaciones de datos de inclusiones fluidas.	103
Figura 59. Diagrama temperatura de homogenización Vs salinidad ilustrando los rangos típicos de inclusiones para los diferentes tipos de depósitos	103
Figura 60. Gráfico de rangos molares de álcalis/alúmina para las muestras analizadas.	105
Figura 61. Diagramas de clasificación de las rocas a partir de elementos menores y trazas. A. Zr/TiO ₂ vs. Nb/Y. B. SiO ₂ vs. Zr/TiO ₂ .	106
Figura 62. Gráficos de normalización respecto al condrito y manto primitivo.	107
Figura 63. Gráficos de discriminación tectónica para las muestras.	109
Figura 64. Valores de oro (Au) en ppb para las muestras analizadas.	110
Figura 65. Valores de cobre (Cu) en ppm para las muestras analizadas.	110
Figura 66. Valores de plata (Ag) en ppm para las muestras analizadas.	111
Figura 67. Valores de molibdeno (Mo) en ppm para las muestras analizadas.	111

LISTA DE TABLAS

Tabla 1. Características del difractómetro BRUKER D8 ADVANCE.	22
Tabla 2. Secuencia paragenética del túnel Veta de Barro y sus alrededores.	94
Tabla 3. Temperaturas del punto eutéctico para diferentes sistemas salino-acuosos (a 1 atm).	100
Tabla 4. Composición, salinidad y densidades de las inclusiones fluidas.	101
Tabla 5. Temperaturas de homogenización de las inclusiones fluidas.	101

LISTA DE ANEXOS

ANEXO A. Libreta digital de campo.

ANEXO B. Catálogo de muestras.

ANEXO C. Informe de resultados 016-12-1, entregado por el Laboratorio de Difracción de Rayos X, Escuela de Química (Universidad Industrial de Santander).

ANEXO D. Certificado de análisis geoquímicos MED12001733.1, entregado por Acme Labs Ltd.

ANEXO E. Formatos de estudios de inclusiones fluidas.

NOTA: ÉSTOS ANEXOS PUEDEN SER CONSULTADOS EN LA BIBLIOTECA DE LA UNIVERSIDAD INDUSTRIAL DE SANTANDER – SALA BASE DE DATOS.

RESUMEN

TITULO: ESTUDIO DE LOS PROCESOS DE ALTERACION HIDROTERMAL EN EL TÚNEL “VETA DE BARRO” (PROYECTO ANGOSTURA). MUNICIPIO DE CALIFORNIA (MACIZO DE SANTANDER).*

AUTOR: JOSE JAVIER ROJAS MORALES.**

PALABRAS CLAVES: Pórfido, epitermal, alta sulfidación, argílica avanzada.

DESCRIPCION

El túnel “Veta de Barro” es una obra subterránea presente en el área del Proyecto Angostura (localizado en el Macizo de Santander, Cordillera Oriental, Colombia), la cual se desarrolló inicialmente de manera artesanal para extracción de oro, posteriormente como túnel exploratorio (por la empresa Eco Oro Minerals Corp). A lo largo de ésta excavación minera de unos 300 metros de longitud, se observan: (a) rocas metamórficas agrupadas dentro de la unidad ‘Gneis de Bucaramanga’, la cual se considera afectada por un evento metamórfico, temporalmente relacionado con la orogenia Grenviliana (límite Meso-Neoproterozóico); (b) rocas metadioríticas, temporalmente relacionadas en origen con eventos magmáticos coetáneos con el desarrollo de la orogenia Famatiniana (de edad Ordovícico Temprano) y; (c) diques leucograníticos de edad Triásico Tardío-Jurásico Temprano. Las litologías anteriormente referidas, localmente son cortadas por estructuras epigenéticas; tipo brechas, venas y vetillas (temporal y genéticamente relacionadas con alteraciones hidrotermales hipógenas), las cuales presentan interés metalogénico (Au-Cu-Ag), y neoformaciones de origen supérgeno. Entre las estructuras epigenéticas mencionadas, es posible diferenciar dos estilos de mineralización: uno de ambiente porfirítico y otro de ambiente epitermal. El ambiente porfirítico se evidencia mediante la presencia de venas de cuarzo-pirita±calcopirita (tipo D), asociadas con una alteración de tipo cuarzo-sericita. El ambiente epitermal se evidencia mediante la presencia de venas de cuarzo-pirita, asociadas con una alteración de tipo cuarzo-alunita±(caolinita), la cual lateralmente pasa a una alteración de tipo illita-caolinita-montmorillonita-clorita. Las brechas antes referidas, se relacionan igualmente con las alteraciones propias de los ambientes epitermales. Entre las estructuras epigenéticas mencionadas y relacionadas con procesos supérgenos, se caracterizan por la presencia de óxidos de hierro, jarosita y enriquecimiento secundario de minerales ricos en Cu. Las relaciones entre los diferentes estilos de mineralización, permiten sugerir una evolución del sistema hidrotermal, pasando de un ambiente porfirítico somero a un ambiente epitermal de alta a intermedia sulfidación.

*Trabajo de grado

**Facultad de ingenierías físico-química. Escuela de Geología. Director: Luis Carlos Mantilla Figueroa. Co-director: Julián Andrés López Isaza.

ABSTRACT

TITLE: HYDROTHERMAL ALTERATION PROCESSES STUDY OF THE “VETA DE BARRO” TUNNEL (ANGOSTURA PROJECT). CALIFORNIA TOWN (SANTANDER MASSIF).*

AUTHOR: JOSE JAVIER ROJAS MORALES.**

KEYWORDS: Porphyry, epithermal, high-sulphidation, advanced argillic, phyllic.

DESCRIPTION

The “Veta de Barro” tunnel is an underground work located within the area of the Angostura Project (Santander Massif, Eastern Cordillera, Colombia). The tunnel was initially developed by artisanal gold mining and lately developed as an exploratory tunnel (by Eco Oro Minerals Corp). Along this mining excavation of about 300 meters long, the following lithologies are observed: (a) metamorphic rocks of the “Bucaramanga Gneiss”, which is affected by Grenvillian Orogeny related metamorphic events (Meso-Nesoproterozoic limit); (b) metadioritic rocks associated to magmatic pulses of the Famatinian Orogeny (Early Ordovician in age) and; (c) leucogranitic dykes of Late Triassic – Early Jurassic age. The aforementioned lithologies are locally cut by epigenetic structures; such as breccias and veinlets (temporally and genetically related with hypogene hydrothermal alterations), which represent metallogenic interest (Au-Cu-Ag) and contain supergene origin neof ormations. Within the recognized hydrothermal epigenetic structures is possible to differentiate two mineralization styles: one of porphyritic environments and other of epithermal environments. The porphyritic environment is evidenced by the presence of quartz-pyrite ± chalcopyrite veins (D-type veins), related to quartz-sericite alterations. The epithermal environment is evidenced by the presence of quartz-pyrite veins, associated to quartz-alunite ± kaolinite alteration, which grades laterally to illite-kaolinite-montmorillonite-chlorite alteration. The abovementioned breccias are associated with epithermal environments as well. Amongst the recognized epigenetic structures and related with supergene processes, are characterized by iron oxides, jarosite and secondary enrichment in Cu minerals. The relations between the two different mineralization styles allow suggesting an evolution for the hydrothermal system, grading from a shallow porphyritic environment towards a high-intermediate sulphidation environment.

*Work Degree

** Physicochemical Faculty. School of Geology. Director: Luis Carlos Mantilla Figueroa. Co-Director: Julián Andrés López Isaza.

INTRODUCCIÓN

El Distrito Minero de Vetas-California está localizado en el Macizo de Santander, Cordillera Oriental Colombiana. Desde la época de la colonia se tiene registro de explotación de estos yacimientos ricos en Au y Ag. Con el paso del tiempo, se han realizado varias investigaciones por diferentes entidades, tanto de carácter público como privado, nacional e internacional, mediante estudios cartográficos, geomorfológicos, petrográficos, geoquímicos, estructurales y metalogenéticos, con el fin de comprender los diferentes procesos formadores de la mineralización presente en el distrito.

El Distrito Minero de Vetas-California es un depósito muy particular debido a que se presenta de manera aislada dentro del sistema orogénico andino, con respecto a otros depósitos similares. La mineralización está hospedada en su mayoría en las rocas Pre-Cámbricas, rocas ígneas del Triásico-Jurásico e intrusivos porfiríticos de edad Mioceno, y diferentes asociaciones minerales (Au, Ag, Cu, Mo, Zn y Pb), a lo largo de los trenes o corredores mineralizantes del distrito. Recientes estudios geológicos indican que el Distrito Minero de Vetas-California presentan estilos de mineralización de tipo pórfido y epitermal (p. Ej.: Felder et al., 2010; Mantilla et al., 2009, 2012 y 2013). El presente trabajo de investigación se desarrolló en las inmediaciones del Proyecto Angostura, exactamente en el túnel Veta de Barro, donde el área de concesión es presidida por la compañía Eco Oro Minerals Corp (antes Greystar Resources), ubicado dentro del Distrito Minero de Vetas-California. Este estudio tiene como finalidad reconocer los diferentes tipos de rocas a lo largo del túnel, reconocer las diferentes asociaciones minerales de alteración hidrotermal que se imprimen a las distintas litologías, y por último, definir los estilos de mineralización presentes en el túnel. La mineralización del Proyecto Angostura se caracteriza por presentarse a lo largo de estructuras a manera de enjambre de venas, donde las características mineralógicas, químicas y microtermométricas permiten clasificarlo como un depósito epitermal de alta sulfuración.

1. OBJETIVOS

1.1 OBJETIVO GENERAL

Reconocer las diferentes unidades litológicas presentes a lo largo del túnel Veta de Barro, e identificar y caracterizar las diferentes alteraciones hidrotermales y estilos de mineralización presentes en éstas, para fines de contribuir al conocimiento sobre la metalogénesis de los metales preciosos en el área de estudio.

1.2 OBJETIVOS ESPECÍFICOS

- Documentar y analizar la información bibliográfica disponible sobre el Distrito Minero de Vetas-California, con la finalidad de contextualizar desde el punto de vista geológico el área objeto de estudio.
- Realizar un estudio mineralógico-petrográfico (microscopía óptica y difracción de rayos x-DRX-) de las rocas presentes en a lo largo del túnel Veta de Barro, para fines de clasificar las variedades litológicas observadas y caracterizar los diferentes tipos de alteraciones hidrotermales que han afectado a éstas litologías.
- Realizar un estudio petrográfico y microtermométrico de inclusiones fluidas (IF) en cuarzos de relleno hidrotermal, asociado a diferentes tipos concretos de alteraciones hidrotermales, con el propósito de conocer las propiedades físico-químicas de los paleofluidos hidrotermales.
- Analizar la geoquímica de roca total (elementos mayores, menores y trazas) de las variedades ígneas aflorantes en el área de estudio, para fines de su caracterización y para establecer el contexto tectónico del emplazamiento de los magmas genéticamente relacionados a éstas.
- Mediante los nuevos datos obtenidos, formular un modelo sobre la metalogénesis de los metales preciosos presentes en el área de estudio.

2. METODOLOGÍA

Para lograr los objetivos anteriormente mencionados, se siguió una metodología convencional, resumida en las siguientes fases: a) Oficina (búsqueda y análisis de la información existente); b) Campo (toma de muestras geo referenciadas y demás datos de campo); c) Laboratorio; d) Interpretación de datos y e) Elaboración del documento técnico final (trabajo de tesis de pregrado). Debido a la importancia en la obtención de nuevos datos, a continuación se documenta de manera más amplia sólo lo relacionado con la fase 'Laboratorio'.

2.1 FASE DE LABORATORIO

Durante esta fase se realizó: a) La descripción macroscópica de las muestras colectadas previamente en la fase de campo; b) El análisis de las muestras mediante microscopía óptica; c) La identificación de las fases minerales presentes en las muestras de roca, mediante análisis de Difracción de Rayos X (DRX); d) El análisis de la composición química (geoquímica) de las rocas y e) Espectroscopia de infrarrojo de onda corta (SWIR).

A continuación se describen las condiciones en las cuales se realizaron los respectivos análisis de laboratorio y las características de los equipos analíticos usados para tal fin.

2.1.1 Descripción macroscópica. Durante el desarrollo de éste estudio se realizó primero la descripción macroscópica de las muestras colectadas en campo, y se organizó esta información en el catálogo de muestras (ver Anexo 1). Ésta descripción incluyó: tipo de roca, contenido mineral, alteración y tipos de vetillas presentes. La descripción macroscópica permitió seleccionar de las catorce (14) muestras colectadas en campo, trece (13) para la elaboración de secciones delgadas pulidas y análisis de microscopía óptica de luz transmitida y luz reflejada. Se seleccionaron tres (3) muestras para sección doblemente pulida para el posterior análisis de microtermometría de inclusiones fluidas.

2.1.2 Descripción petrográfica. Se realizó el análisis petrográfico de trece (13) secciones delgadas pulidas mediante microscopia óptica de luz transmitida

en el laboratorio de mineralogía óptica de la escuela de Geología de la UIS, salón 311, con el equipo NKON ECLIPSE E200 50/POL con cámara Digital Sight DS-SM y pantalla incorporada Digital Sight DS-L1. El análisis permitió identificar las fases minerales presentes en las rocas, las texturas, microestructuras y alteraciones hidrotermales. En el marco de éste estudio se diferenciaron los minerales formados durante los procesos ígneos y minerales epigenéticos formados por procesos de alteración hidrotermal. Se realizó el análisis petrográfico de diez (10) secciones delgadas mediante microscopía óptica de luz reflejada en las oficinas de la compañía Eco-Oro Minerals Corp, con el equipo Leica Dm750p con cámara Digital Sight DS-SM y pantalla incorporada Digital Sight DS-L1. El análisis permitió diferenciar la paragénesis mineral de los minerales mena que fueron formados durante los procesos de alteración hidrotermal y supergénica. Apoyados en estos análisis, se pudieron clasificar las litologías estudiadas y se identificaron los tipos de alteración hidrotermal que las afectaron.

2.1.3 Petrografía y microtermometría de inclusiones fluidas (IF). Con las tres (3) secciones doblemente pulidas, seleccionadas para éste tipo de análisis, se realizó el estudio petrográfico de las Inclusiones Fluidas (IF), en el cual se identificaron y describieron las diferentes asociaciones de inclusiones fluidas (AIF). Una vez realizado el estudio petrográfico de las IF, se seleccionaron aquellas AIF de interés para su análisis mediante microtermometría. Éste estudio se realizó en el Laboratorio de Geología de la UIS – Sede Guatiguará, usando un microscopio de luz transmitida NIKON ECLIPSE 50i, el cual tenía adaptada una platina de enfriamiento-calentamiento THMS 600 marca LINKAM. Durante estos estudios, se registraron las temperaturas a las cuales se presentaron cambios de fases, correspondientes a la Temperatura Eutéctica, Temperatura de fusión final de hielo, Temperatura de fusión del cristal de sal (halita?) y Temperatura de Homogenización.

2.1.4 Difracción de rayos x. Éste análisis se realizó en trece (13) muestras de roca, con el propósito de identificar o precisar la presencia de algunas fases minerales concretas, previamente observadas durante los análisis mediante

microscopía óptica, y sobre las cuales existían dudas o dificultades para su clasificación.

La preparación de las muestras para el análisis de difracción, consistió en triturar cada una de las rocas hasta llegar a la fase más fina (75µm). Para esto, fue necesario utilizar en un principio una trituradora de mandíbula marca RETSCH tipo BB200 y luego llevar el material resultante de esa trituración a un mortero de ágata RM 100 RETSCH, para lograr su pulverización total y homogénea. Una vez pulverizada la roca (agregado en polvo), se colectaron 10 gramos de muestra, para ser montados en un porta muestra de polimetilmetacrilato (PMMA), mediante la técnica de llenado frontal.

El análisis del agregado en polvo se realizó en el laboratorio de difracción de rayos X, localizado en la escuela de Química de la Universidad Industrial de Santander, usando un equipo BRUKER D8 ADVANCE, con geometría Da Vinci. Seguidamente, se realizó la toma de los datos de difracción bajo las condiciones analíticas relacionadas en la Tabla 1.

La identificación de las fases minerales presentes en los agregados en polvo se realizó comparando los perfiles de DRX obtenidos para nuestras muestras, con los perfiles de difracción reportados en la base de datos PDF-2 del *International Centre for Diffraction Data (ICDD)*, refinando ésta comparación mediante el Método de Rietveld.

Tabla 1. Características del difractómetro BRUKER D8 ADVANCE.

VOLTAJE	40 kV
CORRIENTE	30 mA
RENDIJA DE DIVERGENCIA	0.6 mm
RENDIJA SOLLER PRIMARIO	2.5°
MUESTREO	0.01526° 2theta
RANGO DE MEDICIÓN	3.5-70° 2theta

RADIACIÓN	CuK α 1
FILTRO	Níquel
DETECTOR	Lineal LynxEye
TIPO DE BARRIDO	A pasos
TIEMPO DE MUESTREO	0.4 Segundos

Fuente: Informe INF-016-12-1 entregado por el laboratorio de química de la UIS

2.1.5 Análisis geoquímicos. Los análisis de geoquímica de roca total, se realizaron en el laboratorio ACME Ltd. Los procesos de preparación de muestras se llevaron a cabo en la sucursal de Medellín (Antioquia) y el restante proceso analítico se realizó en la sede principal de éste laboratorio, localizada en Vancouver (BC, Canadá).

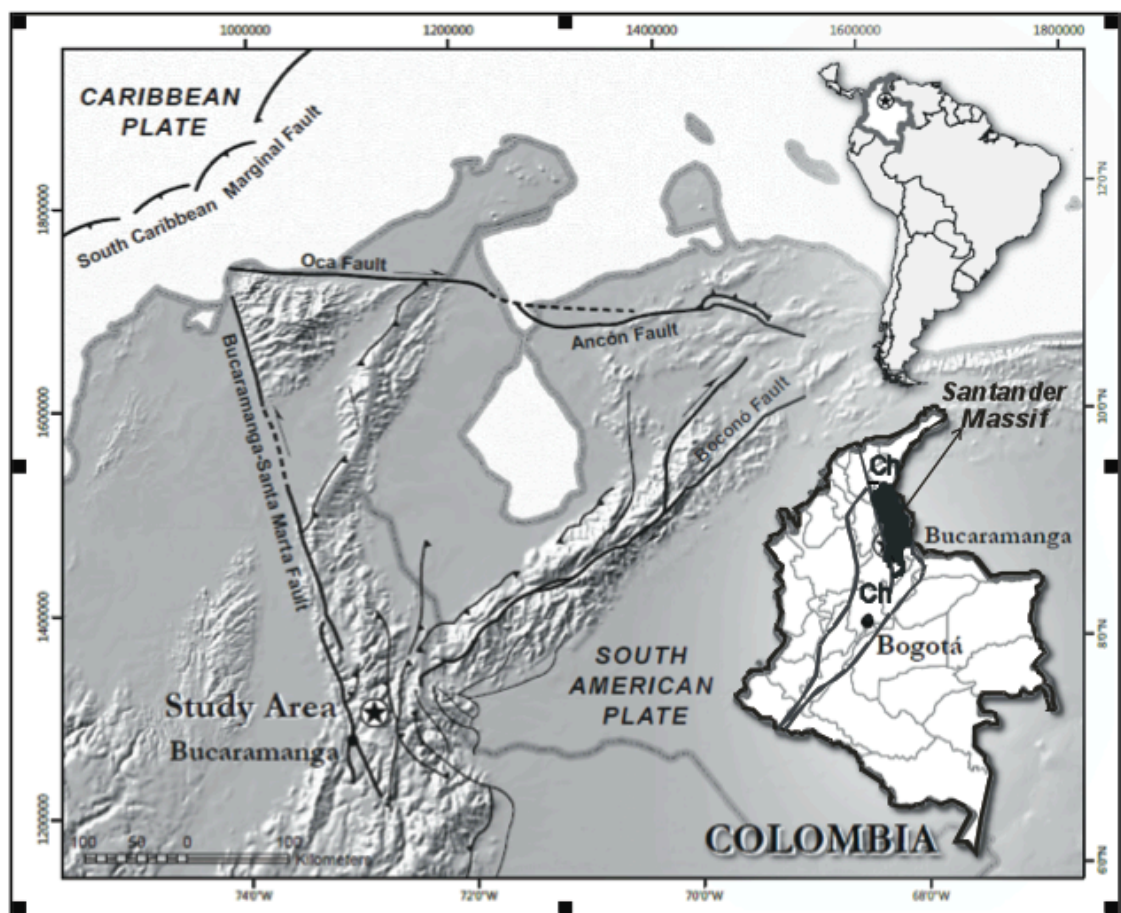
La preparación de las muestras se inició con la partición de éstas, para reducir las a un tamaño de grano de 6 mm y posteriormente poder ser trituradas y pulverizadas. Con éste propósito, fueron tomados 250 gramos de cada muestra, para ser molidos y pulverizados hasta una malla 74 μ m. Para el análisis de múltiples elementos la muestra pasó por un proceso de digestión en agua regia (mezcla de ácido nítrico y clorhídrico) hecha a 1 gramo de muestra; en cuanto a los análisis de elementos traza incluyendo REE la muestra se preparó mediante fusión de la misma en borato de litio. Esta técnica a diferencia de la anterior solubiliza la mayoría de los elementos incluyendo los altamente refractarios. Posteriormente el resultado de estas preparaciones se analizó mediante la técnica ICP-MS (espectrómetro de masa con fuente de plasma de acoplamiento inductivo). El análisis de los óxidos (elementos mayores) fue hecho mediante fluorescencia de rayos X, la preparación de las muestras se hizo igualmente con fusión de borato de litio, con excepción del análisis de FeO el cual paso por una digestión acida de H₂SO₄-HF.

2.1.6 Espectroscopia de infrarrojo de onda corta (SWIR). Los datos espectroscópicos tomados para las 4 muestras, fueron colectados mediante el equipo TerraSpec (*Analytical Spectral Device – TerraSpec short-wave infrared (SWIR) spectroscopic mineral analyzer*), el cual permite diferenciar a partir de la propiedad de reflectancia –respuesta a la luz-, diferentes fases minerales entre las que se encuentran arcillas y filosilicatos (entre otras fases de alteración), que son difíciles de observar tanto en muestra de mano como en sección delgada. La *Espectroscopia de Infrarrojo de Onda Corta* (SWIR, por siglas en inglés), es una técnica que consiste en registrar el espectro de absorción del infrarrojo que corresponde al catión–OH de las energías de enlace, la cual es característica de algunas de las estructuras minerales.

3. GENERALIDADES DEL ÁREA DE TRABAJO

El túnel Veta de Barro está localizado en el Distrito Minero de Vetas-California a unos 370 km al NE de Bogotá, en el Municipio de California (NE del Departamento de Santander a 55 km de su capital, Bucaramanga). A éste sector se accede siguiendo la vía que comunica el Municipio de California con el Proyecto Angostura (Figura 1).

Figura 1. Localización del Distrito Minero de Vetas-California (Macizo de Santander, cordillera oriental).



Fuente: Mantilla *et al* (2013).

Figura 2. Fisiografía de la zona de la zona de estudio y su ubicación respecto al municipio de California.



Fuente: Google Earth. 7.0.2. Modificada por el autor.

Desde el punto de vista geográfico el túnel Veta de Barro hace parte del Proyecto Angostura, con bocamina definida por las coordenadas (origen Bogotá): X: 1'309.243; Y: 1'130.963; Z: 3107 msnm. En este sector predomina un relieve montañoso con altas pendientes, donde los escarpes, valles profundos y drenajes paralelos y subparalelos están controlados estructuralmente. La vegetación característica es de tipo andino, con frailejones y escasos pastizales en las partes mas altas, arbustos en las partes medias y bosques a lo largo de las quebradas (Figura 2).

El Proyecto Angostura y sus alrededores mas próximos, se encuentra en un rango de clima templado a frío con temperaturas entre los 8°C y 16°C. Las principales corrientes son las quebradas Angostura, Páez, La Perezosa y El Pozo, donde la intersección entre la quebrada Páez y Angostura dan lugar a la quebrada la Baja, la cual junto al Río Vetas es uno de los principales drenajes del Río Suratá (Figura 3).

Figura 3. Panorámica del Proyecto Angostura.



Fuente: Modificada de Diaz y Guerrero, 2006.

4. ANTECEDENTES

Marco Tectónico Regional

La cordillera de los Andes presenta grandes variaciones de carácter tectónico y la combinación de fallas de rumbo, orógenos y acreciones que se desarrollan sobre la misma, causan que la margen noroccidental del continente Suramericano sea compleja (Cediel *et al.*, 2003). La deformación dentro de los Andes del norte es debida principalmente a la complejidad que hay entre las relaciones de la Placa Suramericana, Placa del Caribe con movimiento hacia al Este, Placa Nazca con movimiento E-SE y La Placa Cocos con movimiento E-NE (Taboada *et al.*, 2000). El Sistema Orogénico Andino Colombiano, al igual como los Andes de Mérida y los Andes Ecuatorianos, pertenecen a lo también denominado como Andes del Norte (Gansser, 1973; Alemán and Ramos, 2000). El sistema Orogénico Andino Colombiano es considerado como el resultado de varios eventos de acreción de terrenos (Restrepo *et al.*, 2011). De acuerdo con Cediel *et al.* (2003), la región Andina de Colombia esta compuesta por la Subplaca Central Continental, la Subplaca de Maracaibo, el Dominio Tectónico Occidental y el Terreno compuesto por Guajira-Falcón. El área de estudio esta localizada en el Terreno Chibcha, según Restrepo *et al.* (2011) y en la Subplaca de Maracaibo según Cediel *et al.* (2003). Recientemente, Van Der Lelij (2013) mediante datos geocronológicos, isotópicos y metamórficos en el basamento del Macizo de Santander y Andes de Mérida, sugiere que éstas secuencias del basamento son de origen autóctono y que los términos de Terreno Chibcha y Terreno Mérida son engañosas porque se basan en datos geocronológicos ambiguos e implican un origen alóctono para las rocas del basamento. La Subplaca de Maracaibo comprende el llamado Bloque Triangular Tectónico de Maracaibo, el cual es limitado por la Falla Bucaramanga-Santa-Marta con dirección NNW y la Falla Boconó con dirección NE (Taboada *et al.*, 1999, 2000). El área de estudio, localizada en el Distrito Minero de Vetas-California (Fig. 3), coincide con la posición sur de la esquina inferior del Bloque Maracaibo (Tschanz *et al.*, 1974; Van der Hilst and Mann, 1994).

Marco Geológico Regional

El túnel Veta de Barro está localizado dentro del Macizo de Santander y es uno de los varios prospectos de Au-Ag que se encuentran a lo largo del Distrito Minero de Vetas-California (DMVC). Las rocas más antiguas del DMVC pertenecen al Macizo de Santander (Clavijo, 1994) y comprende tres principales unidades metamórficas. La unidad principal es el Gneis de Bucaramanga (Ward *et al.*, 1973; también conocido como. Denominado Complejo de Bucaramanga: Clavijo, 1994), el cual consiste de un alto grado de paragneises cuarzo feldespáticos, hornbléndicos, micáceos y granatíferos y cantidades subordinadas de anfibolitas, migmatitas, cuarcitas, mármoles y esporádicamente granulitas, con edades del Proterozoico Temprano (García y Ríos, 1999; Ordoñez-Carmona *et al.*, 2006; Royero y Clavijo, 2001). El Ortoneis de Berlín es una unidad conformada por cuerpos metamórficos de origen ígneo con edades entre el Proterozoico Superior y Paleozoico Inferior, con estructura néisica, aspecto masivo y composición félsica a intermedia, que junto al Complejo Bucaramanga conforman el basamento del Macizo de Santander (Ward *et al.*, 1973; ; Royero y Clavijo, 2001). El Gneis de Bucaramanga suprayace por la Formación Silgara; la cual está compuesta principalmente por anfibolitas, esquistos, filitas, metalimolitas, meta-areniscas, meta-grauvacas y mármoles que van desde Proterozoico Tardío hasta Paleozoico Temprano, y también hace parte del basamento metamórfico del Macizo de Santander. (Ward *et al.*, 1973; Schaefer *et al.*, 1998; García y Ríos, 1999; Ríos *et al.*, 2003). Esta unidad no se encuentra aflorando en el DMVC pero se presenta en los alrededores del mismo (Ward *et al.*, 1973). Metagabros-metadioritas de edad Ordovícico Temprano en torno a 477 ± 4.1 Ma, han sido documentadas en el área del Proyecto Angostura (Túnel Veta de Barro) dentro del DMVC y representa las rocas más jóvenes afectadas por el metamorfismo de alto grado (Mantilla *et al.*, 2012).

Así mismo se reporta la presencia de rocas ígneas aflorantes en el Distrito Minero de Vetas-California, las cuales están relacionadas con los eventos magmáticos de edades que van del Ordovícico Medio, datadas en pegmatitas

al este del Municipio de Chitagá Datadas K-Ar en Moscovitas en torno a 457 ± 12 Ma y gabros de Silúrico Tardío localizados hacia al sur del Municipio de Pamplona con dataciones K-Ar en Horblendas en torno a 426 ± 23 Ma (Ward *et al.*, 1973; Boinet *et al.*, 1985; Goldsmith *et al.*, 1971). Sin embargo, las rocas ígneas de edades entre ~ 470 -210 Ma, no han sido mapeadas en el DMVC (Mantilla *et al.*, 2012). Mantilla *et al.* (2012) concluye que las rocas ígneas de edad Triásico Tardío y Jurásico Temprano pueden ser clasificadas dentro de tres grupos según las relaciones de corte reconocidas en campo y la geocronología. La más antigua es un Leucogranito de feldespato alcalino de grano medio denominado como Alaskita-I (entre ~ 204 -199 Ma), Las rocas intermedias son de composición tonalítica, diorítica y granodiorítica (con edades entre ~ 199 -198 Ma). El más joven es el Leucogranito de cuarzo-moscovita denominado Alaskita II (entre ~ 198 -196 Ma). Estas rocas ígneas hacen parte del grupo plutónico de Santander (Ward *et al.*, 1973).

De igual manera, hay presencia de rocas sedimentarias de edad Cretácico que son instruidas por cuerpos graníticos y dioríticos del Triásico-Jurásico. La sección estratigráfica del Mesozoico esta conformada por rocas sedimentarias del Cretácico, la cual desarrolla condiciones de transgresión marina en el Cretácico Inferior seguidas de rocas sedimentarias continentales del Cretácico Superior y Terciario (Goldsmith *et al.*, 1971; Ward *et al.* 1973; Evans, 1977; Mendoza y Jaramillo, 1979; Ward *et al.* 1977; Polania, 1980).

Estudios geocronológicos recientes, U-Pb en circones, realizados por Mantilla *et al.* (2009, 2011), Mediante la presencia de diques y cuerpos porfíricos aproximadamente de un kilómetro cuadrado de exposición, Indica la existencia de un pulso magmático de edad Mioceno Tardío (entre 10.9 y 8.4 ± 0.2 Ma).

Se destaca la presencia de diques riodacíticos en el sector suroccidental del municipio Arboledas, Norte de Santander), mediante estudios geocronológicos, U-Pb en circones (Cruz *et al.* 2014), indican un pulso magmático de edad Mioceno Tardío (13.9 ± 0.2 Ma).

Dataciones K-Ar realizadas por la Nippon Mining Company en 1976, en

minerales de alteración de una intrusión porfirítica de composición granodiorítica dieron como resultado un rango de edades entre 60 y 66 Ma, ubicando éstas rocas en el rango del Cretácico Superior a comienzos del Terciario (Mathur et al, 2002). Dataciones Re-Os realizadas por Mathur *et al.*, (2002) dan como resultado una isócrona de edad 57 ± 10 ma que provee una evidencia que liga la edad de la roca porfirítica estudiada por la Nippon Mining Company con la mineralización que los autores asocian con el desarrollo de un sistema epitermal. El error de la isócrona de Re-Os y la dispersión de las edades K-Ar (60-66 ma) no demuestran una correspondencia exacta entre los dos, pero enmarca la mineralización dentro de un período del Cretácico Tardío al Terciario Temprano. La edad de éste evento magmático ha sido descartada, sobre la base de los estudios geocronológicos realizados en diferentes rocas ígneas por Mantilla et al. (2011, 2012).

Dataciones Re-Os en Molibdenitas en torno a 10.14 ± 0.04 Ma (en Mantilla *et al.*, 2012) de venas de cuarzo- molibdenita, presentes en el sector de la Mina El Cuatro (Quebrada La Baja), han permitido establecer que este pulso magmático del Mioceno Tardío guarda relación directa (causa-efecto) con los estilos de mineralización porfirítica reconocidos en sectores concretos a lo largo de la Quebrada La Baja.

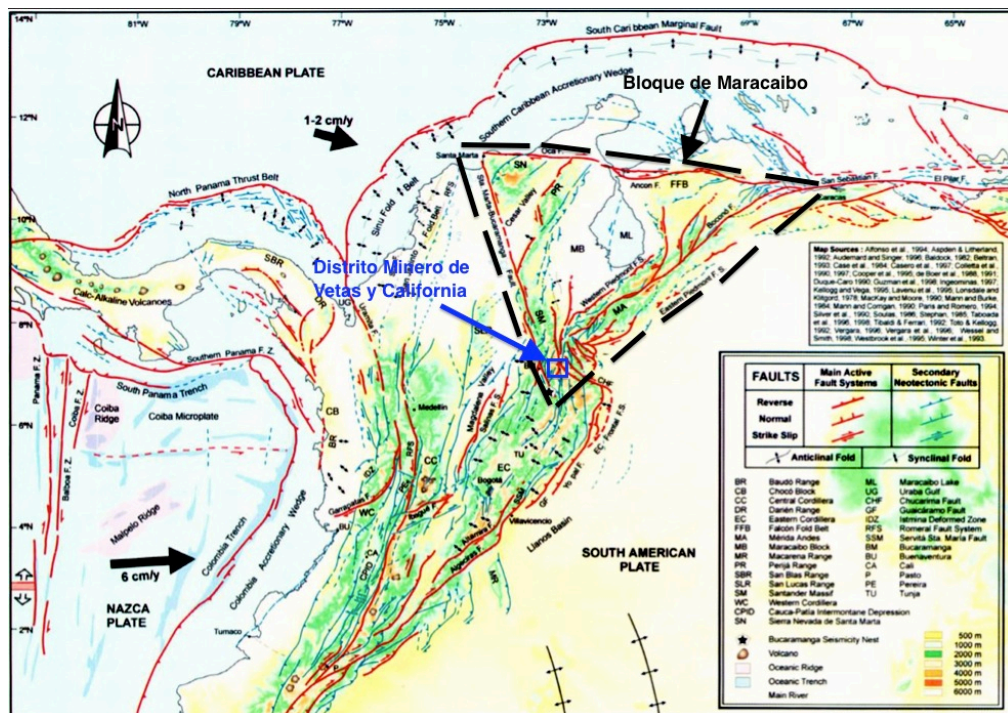
Dataciones $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ en alunita y moscovita en leucogranitos, muestra edades en torno a ~ 3.5 Ma and 1.6 Ma en Rodríguez (2014), para La Bodega, La Mascota y El Cuatro.

5. RESULTADOS

5.1 MARCO TECTÓNICO Y ESTRUCTURAL DEL ÁREA DE ESTUDIO

El túnel Veta de Barro se encuentra dentro del Proyecto Angostura, el cual hace parte del DMVC. El DMVC se encuentra en la esquina inferior derecha del Bloque Triangular de Maracaibo conformado por la Falla Bucaramanga-Santa-Marta con dirección NNW y la Falla Boconó con dirección NE (Figura 4; Taboada *et al.*, 1999, 2000). Tendencias lineales hacia el NE son identificadas en imágenes satelitales como lo son el Sistema de Fallas del Rio Surata y Cucutilla con dirección NE (ver Figura 5). Estas últimas consideradas como derivadas de la Falla de Bucaramanga-Santa Marta (Clavijo *et al.*, 2001). En éste sentido, vale la pena puntualizar que llama la atención que la mineralización en el DMCV está fuertemente controlada por patrones estructurales tanto regionales como locales.

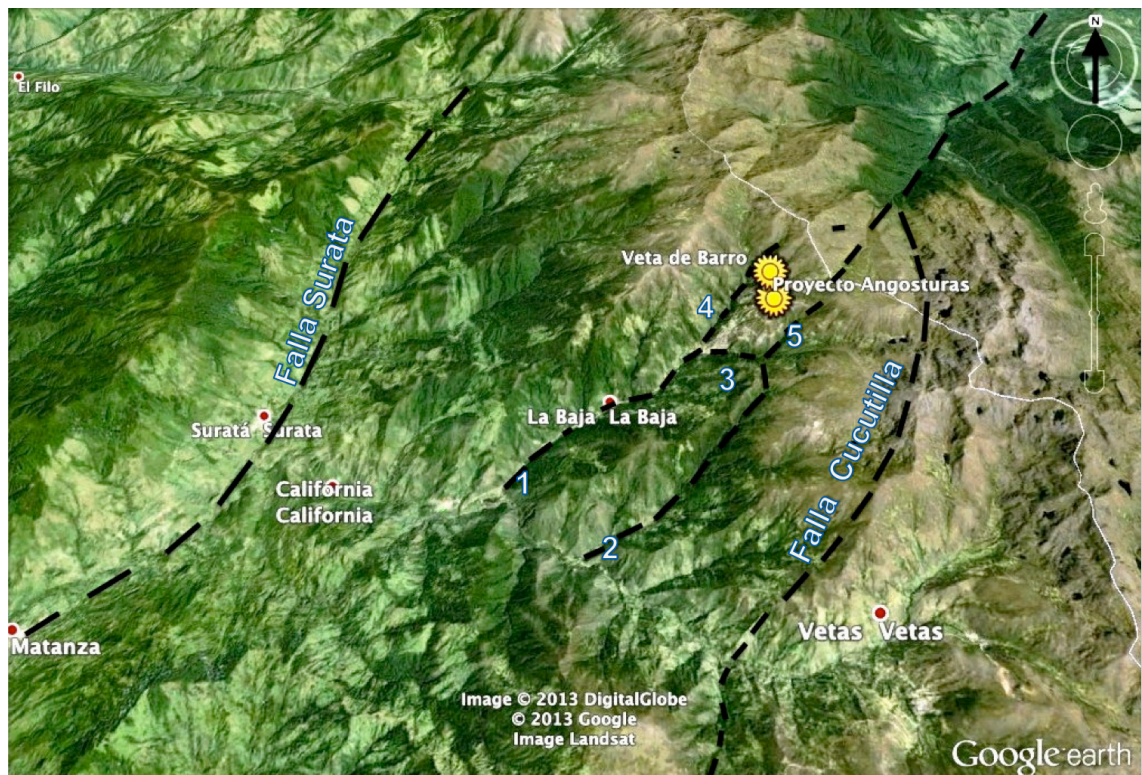
Figura 4. Localización del Distrito Minero de Vetas-California y el Bloque Tectónico de Maracaibo.



Fuente: Modificado de Taboada *et al.* (2000).

También se pueden reconocer fallas locales al interior del bloque formado por las Fallas de Surata y Cucutilla. Entre las fallas menores encontramos dos importantes lineaciones con dirección aproximadamente NE (ENE) – SW (WSW), denominadas como Falla La Baja (1) (al W; Figura 5) y La Falla Móngora (2) (al E; Figura 5).

Figura 5. Imagen satelital de los principales patrones estructurales del área de interés y sus alrededores.

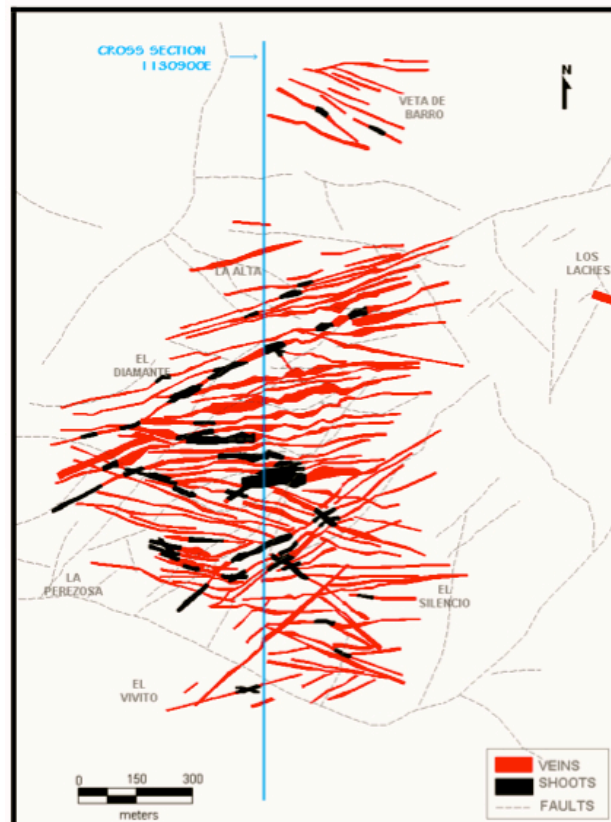


Fuente: Tomada de Google Earth 7.0.2. Modificada por el autor.

El área del Proyecto Angostura se encuentra delimitada al oeste por la Falla Angostura con dirección NE (4), al este por la Falla Romeral-Cucutilla con dirección NE (5), ambas fallas de cinemática rumbo-deslizante lateral derecha y la Falla Páez con dirección ESE (3) que limita hacia al sur tal como se observa en la Figura 5. Éstas fallas se interpretan como parte del Sistema de Fallas de Boconó a escala regional, extendiéndose en dirección NE hacia Venezuela (Taboada *et al.*, 2000). En la Figura 6 se puede observar que el depósito de Angostura esta sub-dividido geográficamente dentro de un numero de áreas o

secciones que de Sur a Norte están referidas como El Vivito, El Silencio, Nueva Alta, La Perezosa, El Diamante, La Alta y su vecino La Alta Este, El Pozo, Veta de Barro, Veta de Barro Este y Cristo Rey (Felder et al., 2005).

Figura 6. Distribución tabular de las estructuras mineralizantes y locación de los altos tenores o shoots del depósito de Angostura.



Fuente: Felder *et al* (2005).

Dentro del enrejado de fallas anteriormente descrito se desarrollan diferentes patrones en las estructuras mineralizantes con direcciones E-W a NE-SW y NW-SE (Felder et al., 2005) (Figura 6). Dentro de éstos patrones se destacan la Falla La Perezosa (6) con estructuras en dirección ENE-WSW en las zonas de La Perezosa y La Alta. La Falla El Pozo (7) con estructuras en dirección ESE-WNW en las zonas de Veta de Barro y Cristo Rey, y otras estructuras menores con dirección E-W, NW y WNW en las áreas de El Vivito y El Silencio (8) (Figura 7). La actividad a lo largo de los principales sistemas fallas laterales con direcciones NNW-SSE y NE-SW, son el resultado en el desacoplamiento

tectónico y escape del Bloque de Maracaibo hacia el N (Montes et al., 2004).

Figura 7. Detalle de las principales fallas locales de Angostura.



Fuente: Tomada del Google Earth 7.0.2. Modificada por el autor.

Las estructuras mineralizantes formadas en los diferentes sectores del Proyecto Angostura, muestran una relación directa con las fallas de rumbo-deslizantes a lo largo de la dirección noreste de las fallas La Baja-Angostura y Romeral-Cucutilla, donde el movimiento lateral derecho de las fallas generó una dilatación en la zona lo que provocó un aumento de permeabilidad secundaria (planos de anisotropía, ideales para el escape de fluidos) de la roca huésped para el paso de los fluidos mineralizantes.

La historia estructural (estructuras mineralizadas y fallas) en Angosturas ha sido estudiada por Horner (2005) (tomado de Angostura's report 2012), quien identificó cinco etapas de deformación frágil. Éstas fueron clasificadas en base a las relaciones de corte observadas en campo, interpretación y análisis de fotografías aéreas, imágenes satelitales e información estructural existente de la geología regional y local para el Proyecto Angosturas. Dentro de éstas se

describen varias etapas de generación:

Etapa 1: Fallas con dirección NE-SW con buzamientos altos a moderados para las zonas noroeste y sureste del proyecto. Éstas generalmente presentan baja mineralización y ocasionalmente muestran alteración.

Etapa 2: Venas y brechas mineralizadas con dirección NW-SE, parcialmente desarrolladas como fallas, con buzamientos alrededor 60°, localizadas en las zonas noreste y suroeste.

Etapa 3: Está representada por venas, vetillas y brechas mineralizadas con direcciones E-W a ENE-WSW buzamientos altos a moderados (85°-65°) para las zonas norte y sur.

Etapa 4: Venas, vetillas y fallas con direcciones N-S y E-W y estructuras de bajo ángulo (20°-50°) que buzaban hacia el oeste, norte o sur.

Etapa 5: Venas, Vetillas y fallas con direcciones NW-SE, N-S y NE-SW. Buzamientos altos a moderados hacia el W. Venas con dirección E-W con buzamientos altos hacia la parte norte y sur. Éstas estructuras muestran poca mineralización.

La finalidad de la información antes relacionada, sobre las múltiples etapas estructurales anteriormente mencionadas, solo tiene por objetivo aportar datos que ayuden a comprender y entender el comportamiento de los controles estructurales a lo largo del Proyecto Angostura, debido a las etapas de mineralización y alteración hidrotermal, las cuales serán referidas en éste documento, están estrechamente ligadas a los patrones estructurales preferenciales ya citados.

En el sector de Veta de Barro se encontraron estructuras brechadas que cortan las rocas metamórficas del Gneis de Bucaramanga de edad Proterozoico, Metadioritas del Ordovícico Temprano y leucogranitos de afinidad Alaskítica del Triásico-Jurásico (las características de estas litologías serán documentadas en el siguiente apartado). Estas estructuras mineralizadas tienen una dirección

NW-SE y NE-SW con buzamientos entre 70°-60°. Estos cuerpos mineralizados están controlados por la Falla el Pozo y los lineamientos estructurales del sector de Cristo Rey con direcciones ESE-WNW. En base al estudio estructural en el Proyecto Angostura por Horner (2005), se deduce que los controles estructurales que facilitaron la mineralización en el sector de Veta de Barro se encuentran asociados a la etapa 2 de la deformación frágil propuesta por Horner (2005) para el Proyecto Angosturas.

5.2 LITOLOGÍAS AFLORANTES EN EL ÁREA DE ESTUDIO

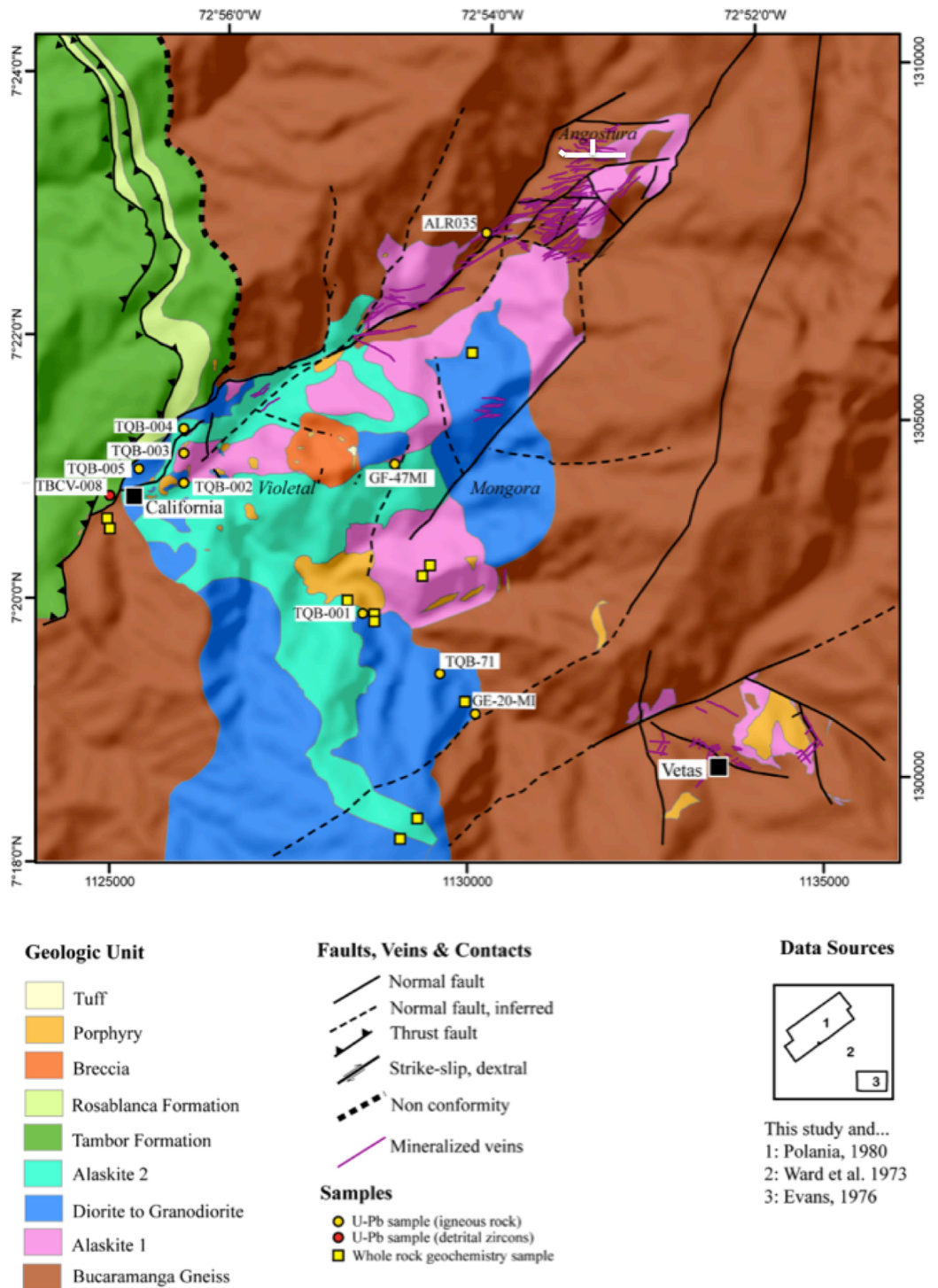
En éste capítulo se presentan las características macro y microscópicas de las litologías reconocidas dentro del túnel Veta de Barro y alrededores. El estudio de las muestras aquí estudiadas, se apoya tanto en análisis de microscopía óptica de luz transmitida y reflejada, como el análisis de Difracción de Rayos X y Terraspec.

El área de estudio presenta variedades litológicas que van desde rocas metamórficas del Precámbrico denominada Gneis de Bucaramanga (Ward *et al.*, 1973; También conocido como. Denominado Complejo de Bucaramanga: Clavijo, 1994). Metagabros-metadioritas de edad Ordovícico Temprano y rocas ígneas graníticas del Triásico-Jurásico (Mantilla *et al.*, 2012; Figura 8 de Mantilla *et al.*, 2013).

Las rocas anteriormente mencionadas han sido afectadas por procesos de alteración hidrotermal. Por lo tanto, para cada litología ésta se reporta de manera separada los minerales primarios (de origen ígneo-I o metamórfico-M), los de alteración hidrotermal, y los de alteración supergénica. A continuación se describe por separado cada una de las litologías anteriormente mencionadas.

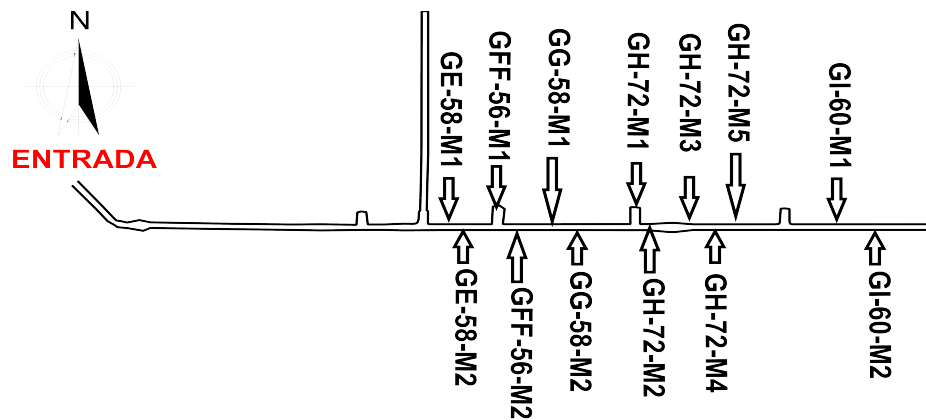
En el túnel Veta de Barro fueron tomadas 14 muestras (de las cuales la muestra LJG-31-03, fue tomada por estudiantes de geología, en el marco de la asignatura campo II. Ésta muestra se colectó a 5 metros de la bocamina). El muestreo al interior del túnel corresponde a una sección orientada E-W de 300 metros (Figura 9). La entrada del túnel Veta de Barro está localizada a 3.107 msnm con coordenadas Norte= 1.309.243 y al Este= 1.130.963.

Figura 8. Mapa geológico del Distrito Minero de Vetas- California y localización del túnel Veta de Barro en el área de estudio (En blanco).



Fuente: Tomado y modificado de Mantilla *et al.* (2013).

Figura 9. Distribución de las muestras de roca tomadas dentro del túnel Veta de Barro.



5.2.1 Rocas metamórficas del Pre-Ordovícico Medio. Comprende rocas metamórficas que pertenecen al Complejo Bucaramanga y Ortoneis de Berlín, que afloran en el túnel Veta de Barro. Constituidas por la presencia de anfibolitas de edad Proterozoico, la cual hace parte del denominado Complejo Bucaramanga (Ward *et al.*, 1973; Royero y Clavijo, 2001) y metadioritas de edad Ordovícico Temprano, relacionadas al Ortoneis de Berlín (Mantilla *et al.*, 2012).

Dentro de las unidades del Pre-Ordovícico Medio se han encontrado fundamentalmente gneises correlacionables al Gneis de Bucaramanga y Ortoneis de Berlín, y en ocasiones ha sido complicado reconocer ambas litologías a lo largo del túnel Veta de Barro debido a que éstas presentan neisicidad y foliación tectónica regional, el cual afecta a las dos unidades metamórficas de manera simultánea, pero también se observó que aquellos niveles más mesocráticos se han correlacionado con la formación Ortoneis de Berlín pero de las unidades mas básicas. Mediante estudios geocronológicos de U-Pb y Lu/Hf en zircones, se discriminaron rocas que afloran en el túnel Veta de Barro de edad Ordovícico Temprano y se caracterizan por presentar sectores con niveles más metadioríticos pero igualmente otras con estructuras tipo néisica (Mantilla *et al.*, 2012).

Anfibolita

Esta unidad metamórfica aflorante en el túnel Veta de Barro (Figura 10), pertenece a lo denominado Gneis de Bucaramanga (Ward *et al.*, 1973). Corresponde a una roca de grano fino a medio, muy maciza, de color negro a marrón, con estructura bandeada con direcciones de foliación principalmente en cristales de hornblenda entre ~ 1 mm a 0.5 mm de espesor, está conformada por individuos heteroblásticos subidioblásticos a idioblásticos de hornblenda y plagioclasa, las cuales están en contacto neto entre ellas junto con Bt y Qz1 (Figura 11). Se observaron tres tipos de Qz: 1. Cristales originales de la roca metamórfica. 2. Cristales que no presentan caras definidas por recristalización tardía. 3. Cristales subidioblásticos asociado a vetillas de dolomita y biotita. Los cristales de biotitas presentan una alteración moderada a alta a clorita y vermiculita.

Figura 10. Contacto entre las rocas del Proterozoico y Alaskita I en afloramiento. Pr: Rocas del Proterozoico del Gneis de Bucaramanga; T2: Rocas alaskíticas I.

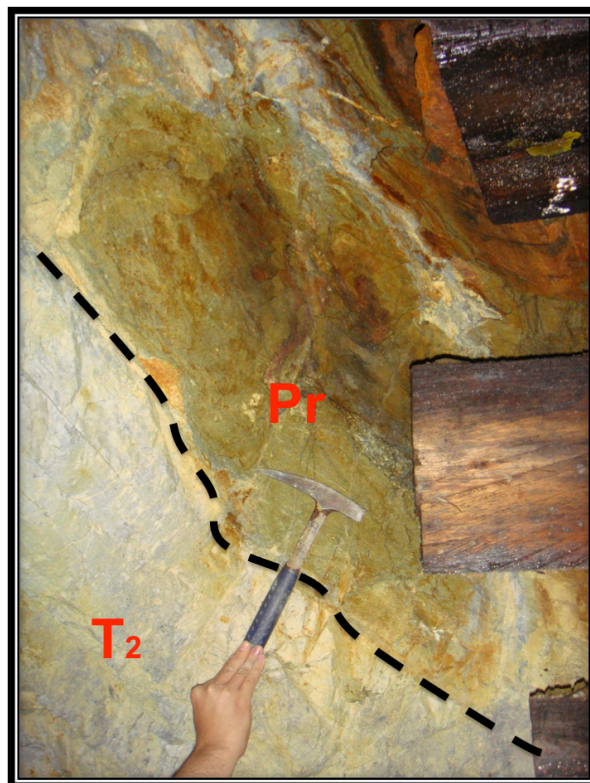
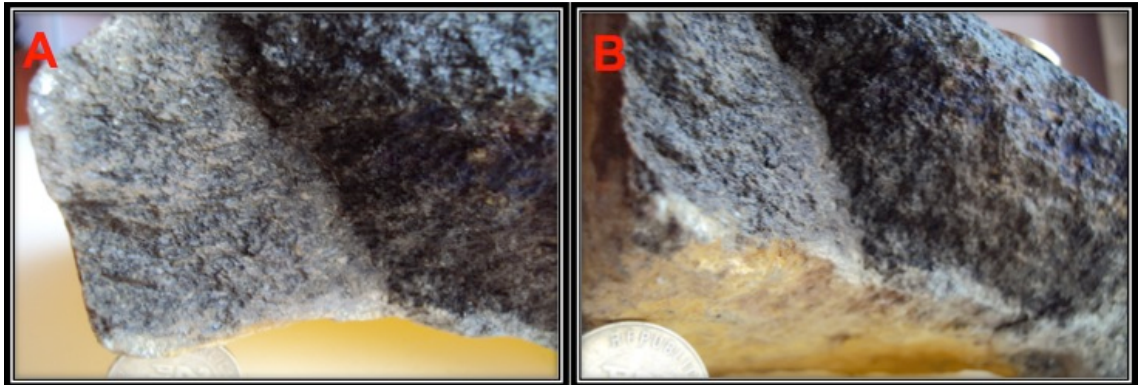


Figura 11. Aspecto a escala de mano de la anfibolita. Muestra GG-58-M1 (A y B).



Las fases minerales identificadas son:

- **Hornblenda (Hbl) (51%):** Individuos verdosos, heteroblásticos subidioblásticos a idioblásticos prismáticos y tabulares, formando la foliación principal (Sn), pleocróicos pasando de un verde marrón a un verde oliva, con exfoliación a 120°, esta exfoliación no es visible en todos los cristales. Estos están en contacto neto con la Pl, Qz1 y Bt. Algunos cristales de hornblenda se encuentran alterándose a Chl (Figura 12-A, B, C).
- **Plagioclasa (Pl) (24%):** Individuos incoloros de relieve bajo heteroblásticos, subidioblásticos, formando bandas poliminerales con la Hbl, presentan una alteración a minerales arcillosos, la cual en algunas partes enmascaran completamente mineral. Se distinguió plagioclasa tipo albita (ab), cristales subidioblásticos a idioblásticos, presentan el maclado polisintético de las plagioclasas, se encuentra en contacto neto con la Hbl, Qz1 y Bt . (Figura 12, A-D).

- **Cuarzo (Qz) (12%):** Se presentan tres tipos de Qz:

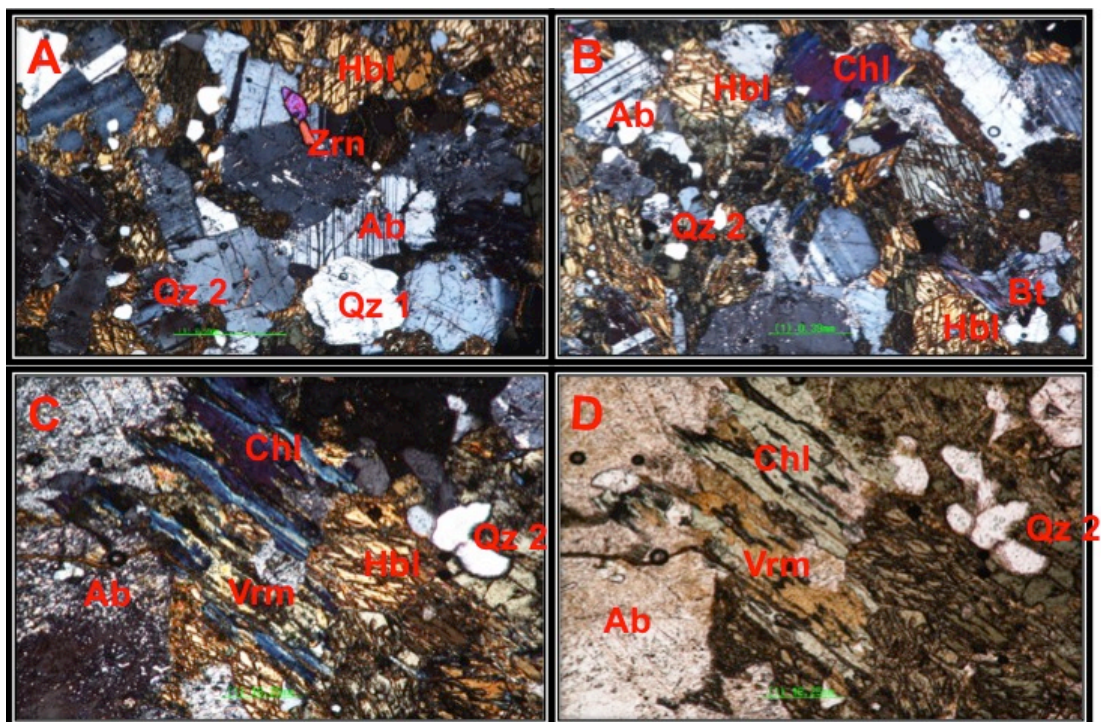
Cuarzo 1 (8%): Individuos incoloros, homeoblásticos, subidioblásticos, colores de interferencia grises de primer orden, se encuentra en contacto neto con Hbl y Pl. (Figura 12, A).

Cuarzo 2 (3%): Individuos incoloros de relieve bajo, homeoblásticos, xenoblásticos, se presenta en textura poiquiloblástica y están principalmente formados por cristalización temprana en cristales de Pl, Hbl y Qz 1. (Figura 12, D).

Cuarzo 3 (1%): Individuos incoloros, homeoblásticos de grano muy fino, subidioblásticos, presentes en vetillas de Qz3 y Dol. (Figura 13, C).

- **Biotita (Bt) (6%)**: Individuos de color marrón-verde, presenta el pleocroísmo característico, homeoblásticos, subidioblásticos de hábito hojoso, se encuentra en contacto neto con la Hbl y Pl. Presenta una alteración moderada a muy fuerte a Chl (Figura 12, B).

Figura 12. Microfotografías de las muestra GG-58-M1 (A-D) perteneciente a la anfibolita. Luz transmitida, nicoles cruzados A-C; nicoles paralelos D, Objetivo X5.



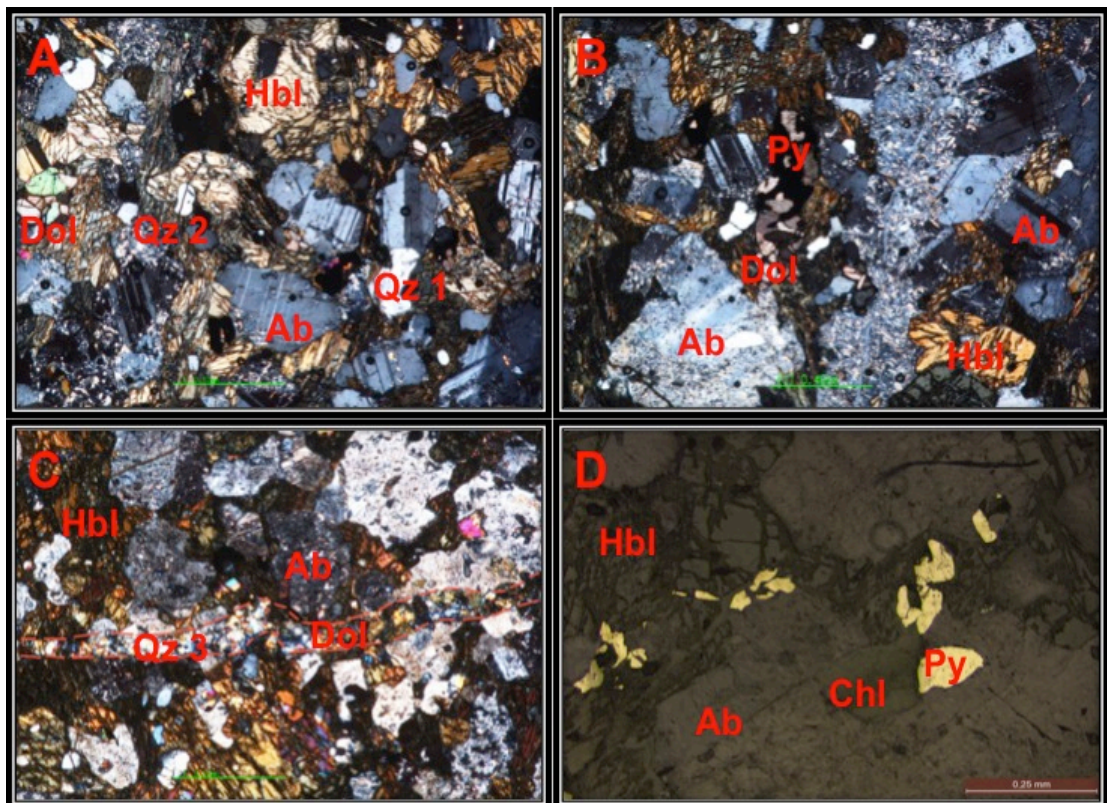
Clorita (Chl): Este mineral se presenta como producto de alteración de la Bt y

Hbl, presenta colores de interferencia anómalos azul-violeta, en algunos lados se observa algunos cristales de Bt que aún se preservan hacia los bordes de esos cristales de clorita. (Figura 12, C, D).

Vermiculita (Vrm): Individuo de color verde-marrón, no pleocróico, con colores de birrefringencia amarillos-verdosos de segundo orden. Se presenta como producto de la alteración hidrotermal de la Bt. (Figura 12, C, D).

- **Dolomita (Dol) (4%)**: Agregados incoloros de relieve bajo, homeoblásticos, idioblásticos. Colores de interferencia anómalos, se presenta en vetillas junto al Qz3 y en textura poiquilitica, formados por cristalización tardía en cristales de Hbl, Pl y Py (Figura 13, A, C).

Figura 13. Microfotografías de las muestra GG-58-M1 (A-D) perteneciente a la anfibolita. Luz Transmitida, nicoles (x) A-C; Luz Reflejada, nicoles (x) D, X5.



- **Zircon (Zrn) (1%):** Individuos homeoblásticos, subidioblásticos a idioblásticos. Presenta colores de interferencia muy altos, comúnmente asociados a cristales de Hbl, Pl y Py. (Figura 12, A).
- **Pirita (Py) (1.68%):** Porfidoblastos homeoblásticos de color amarillo subidioblásticos, asociados principalmente por cristales Hbl, Pl y Bt. En algunos sectores se observan cristales de Zrn presentando textura poiquilitica. (Figura 13, B, D).
- **Calcopirita (Cpy) (0.32 %):** Trazas de Cpy entre los cristales de Py. Cristales diminutos, subhedrales de color amarillo más intenso que la Py. (Figura 13, D).

El análisis de DRX (anexo 3) en la muestra de la anfibolita reporta la presencia de cuarzo, plagioclasa tipo albita y anortita, hornblenda, flogopita.

- **Textura:** Granonematoblástica
- **Paragénesis:** Hbl-Pl-Qz 1-Bt
- **Facies:** Anfibolita
- **Zona:** Andalucita-Almandino

Para realizar la clasificación modal de las rocas estudiadas ígneas en el túnel Veta de Barro, se utilizó el diagrama de clasificación de Streckeisen para rocas ígneas plutónicas. La clasificación modal pudo ser planteada directamente dentro del diagrama triangular con los porcentajes de QAPF, pero el nombre de la roca fue más fácil de determinar mediante la proporción del contenido de la plagioclasas, donde: $P' = 100 * P / (A + P)$, con $Q > 5\%$ y el índice de color (leucocrático o melanocrático), por lo tanto pudo ser fácilmente establecida por inspección, según el campo donde la roca caiga en la (Le Maitre, 2002).

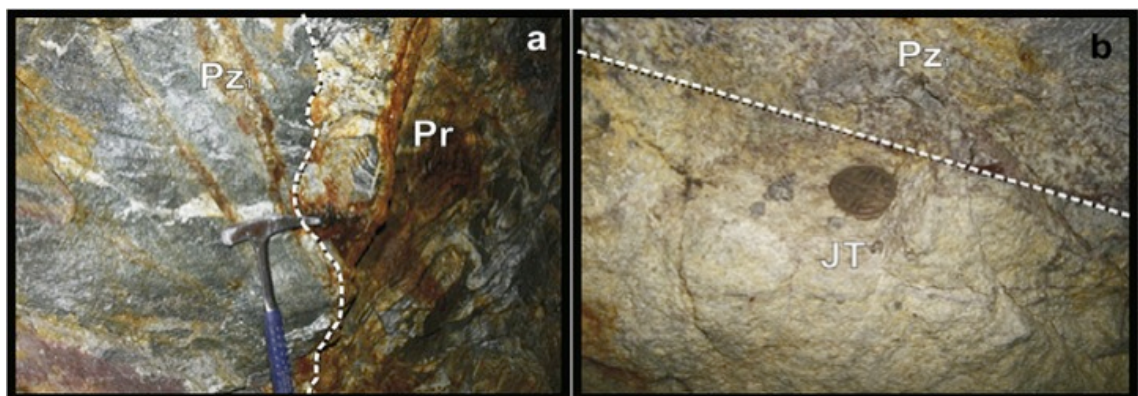
Metadiorita

Recientes dataciones con edades entorno a 477 ± 4.1 , utilizando el método U-Pb mediante la técnica de ablación laser y posteriormente estudiado por el

sistema Lu/Hf en zircones a partir de unas dioritas foliadas calco-alcalinas y con metamorfismo regional en el túnel Veta de Barro. Lo anterior evidencia que hubo un evento magmático durante el Ordovícico Temprano, la cual puede estar relacionado a un enriquecimiento de metales preciosos debido a que ha estado sometido a procesos magmático-hidrotermales; éstas representan las rocas mas jóvenes afectadas por el alto grado de metamorfismo (Mantilla *et al.*, 2012).

Éstas rocas en algunos sectores del túnel Veta de Barro a escala macroscópica y mesoscópica presentan estructuras néisicas características del Gneis de Bucaramanga, pero en Mantilla *et al.* (2012) por medio de estudios geocronológicos logró identificar que dichos cuerpos afectados por la neisicidad y foliación tectónica corresponde a rocas de edad Ordovícico Temprano, y correlacionable con las rocas de la unidad Ortoneis de Berlín, que afloran en el Macizo de Santander.

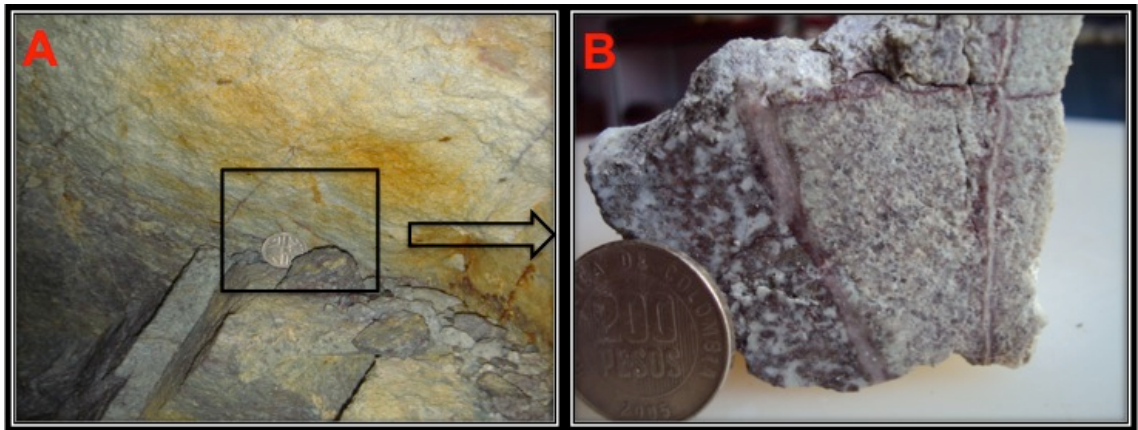
Figura 14. Aspecto de la metadiorita en el túnel Veta de Barro. a) Rocas del Ordovícico Temprano cortando a las rocas del Complejo Bucaramanga; b) Rocas del Ordovícico Temprano cortadas por un dique de Alaskita II, ambas rocas han sido afectadas por alteración hidrotermal. Pr: Rocas del Proterozoico del Gneis de Bucaramanga. Pz1: Roca metadiorita del Ordovícico Temprano. JT: Rocas Jurásico Temprano.



Fuente: Tomado de (Mantilla *et al.*, 2012).

Las rocas metadioríticas presentes en el túnel Veta de Barro se observan intruyendo a las rocas del Proterozoico del Gneis de Bucaramanga y a su vez las intruye rocas del Triásico Tardío – Jurásico Temprano de afinidad alaskítica (Figura 14 B), también se perciben xenolitos de la roca metadiorita en la Alaskita I. En el contacto de las rocas del Ordovícico Temprano y Jurásico Temprano, se aprecia venillas de cuarzo-especularita que salen de la roca metadiorita hacia la roca Alaskita II (Figura 15 A y B).

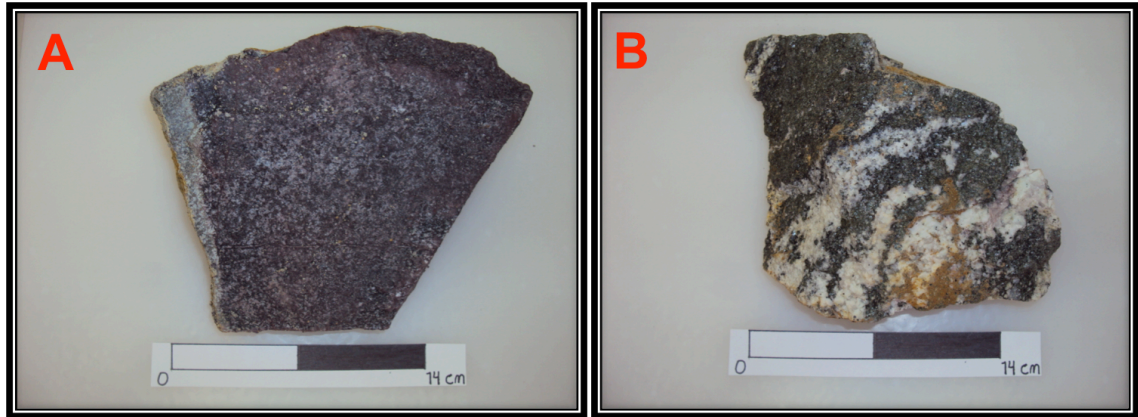
Figura 15. A. Aspecto de las venillas de cuarzo-especularita en afloramiento. El recuadro negro en la fotografía (A) indica el lugar donde fue recolectada la muestra de mano en la fotografía (B).



Las metadioritas cortan localmente la foliación regional (160/40) del Complejo Bucaramanga (Figura 14 A), pero también se ven afectadas por una foliación regional subparalela al Gneis de Bucaramanga (Mantilla *et al.*, 2012).

Corresponde a una roca de grano medio, equigranular, de color negro a morado y levemente foliada. Compuesta principalmente por anfíbol, biotita, cuarzo, plagioclasa. La muestra recolectada en campo presenta una alteración hidrotermal muy pervasiva, la cual hace un poco difícil su reconocimiento en campo y microscópicamente (Figura 16).

Figura 16. Aspecto a escala de muestra de mano de la metadiorita. A. Muestra GH-72-M2 perteneciente a la metadiorita. B. Muestra GI-60-M2 perteneciente a metadioritas afectadas por la foliación tectónica regional.

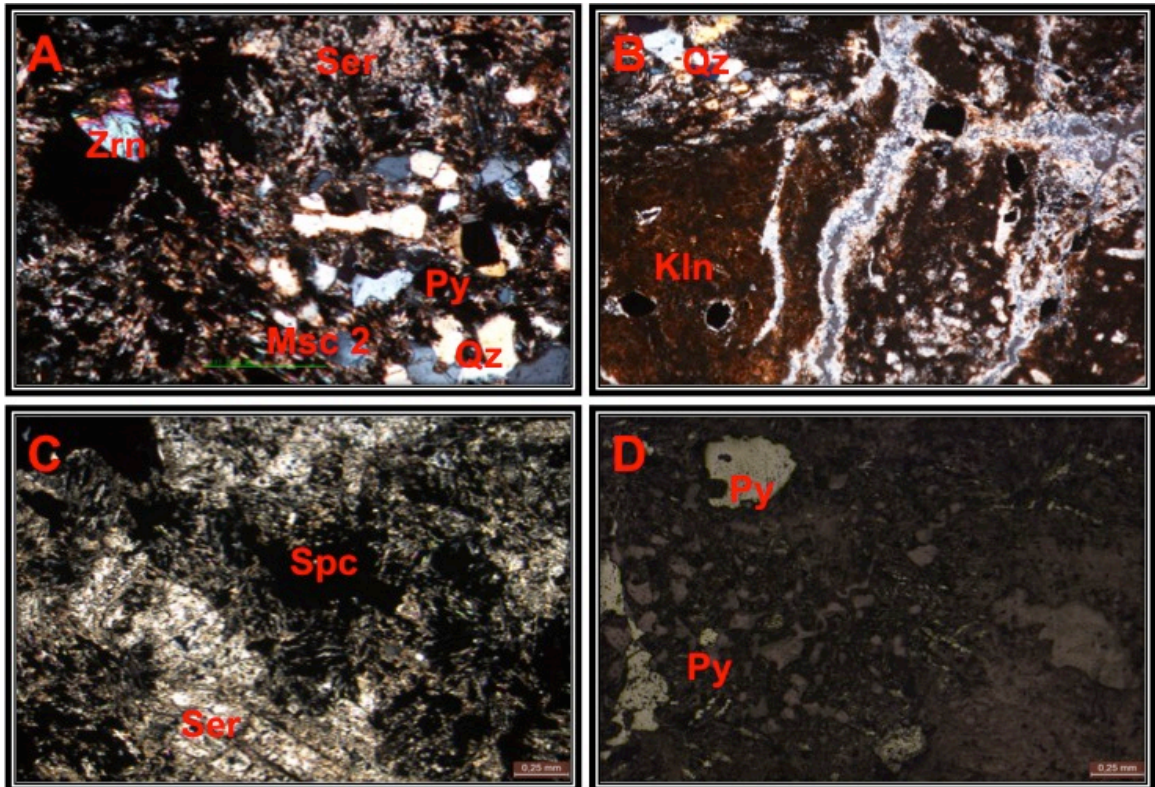


Desde el punto de vista petrográfico, la metadiorita se observa extremadamente alterada y muchos minerales de la roca original no son distinguibles. Las fases minerales identificadas son:

- **Hornblenda (Hbl) (40%):** Debido a la intensa alteración hidrotermal a la que fue sometida la roca no se conservan ejemplares de hornblenda y la presencia de la misma se encuentra representada por hematita-especularita. Según su hábito prismático y algunos con dos direcciones de exfoliación, se puede deducir que sean cristales originales de hornblenda (Figura 17-C).
- **Plagioclasa (Pl) (35%):** Debido a la intensa alteración a la que fue sometida la roca no se conservan los individuos de plagioclasa y se encuentran representados por una intensa sericitización, según el hábito prismático de algunos cristales ya pseudomorfizados, se puede deducir que posiblemente sean cristales de plagioclasa (Figura 17-A).
- **Feldespato Potásico (Fk) (15%):** No se reconocieron cristales de feldespato potásico debido a la intensa alteración hidrotermal que exhibe los cristales. Posiblemente algunos cristales prismáticos de feldespato potásico se han pseudomorfizado a caolinita. En el DRX se pudo detectar la presencia

de ortoclasa y microclina, pero estos especímenes no se observaron microscópicamente (Figura 17-B).

Figura 17. Microfotografías de las muestra GH-72-M2 (A-D perteneciente a la metadiorita). Luz transmitida, nicoles (x) A-B (X10); C (x4); luz reflejada, nicoles (x) D, (x4).



- **Cuarzo (Qz) (5%):** Individuos incoloros, anhedrales a subhedrales con relieve bajo a moderado, con colores de interferencia grises de primer orden (Figura 17-A y B).
- **Biotita (Bt) (2%):** Se presenta como individuos tabulares, el cual presenta un débil color marrón, con colores de interferencia de tercer orden. Debido a la intensa alteración hidrotermal que presenta la roca, se distingue la presencia de cristales incoloros de moscovita (Ms 2) con geometría irregular y bordes dentados, posiblemente de origen secundario como producto de la alteración hidrotermal de antiguas biotitas (Figura 17-C).

- **Pirita (Py) (2%):** Se presentan de dos maneras: Cristales subhedrales de grano fino con tamaños entre 50 micras hasta 100 micras y cristales anhedrales de grano medio con tamaños entre 250 micras hasta 500 micras, se presentan diseminados homogéneamente en toda la sección, principalmente asociada a la alteración sericitica. En algunos sectores se observan cristales de Zrn presentando textura poiquilitica (Figura 17-D).
- **Zircón (Zir) (1%):** Cristales bipirámidales, incoloros, de alto relieve y colores de interferencia hasta finales de tercer orden, se da como un mineral accesorio, comúnmente se encuentra asociado a cristales de cuarzo e incluidos en cristales de pirita (Figura 17-A).
- **Goethita (Gth) (T):** Se observaron trazas de goethita, son individuos de color rojo, subhedrales a anhedrales, con colores de interferencia muy elevados y enmascarados, asociados a los cristales de pirita.

El análisis de DRX (anexo 3) en la muestra de la roca metadiorita reporta la presencia de cuarzo, goethita, ortoclasa, microclina. Según el re-cálculo caen el campo de las monzodioritas.

5.2.2 Rocas Ígneas del Triásico Tardío - Jurásico Temprano. En el túnel Veta de Barro se reconocieron dos variedades de rocas intrusivas de composición leucograníticas en base a los estudios petrográficos, y denominadas en el presente manuscrito como rocas Alaskita I y II, teniendo en cuenta la nomenclatura usada en la bibliografía.

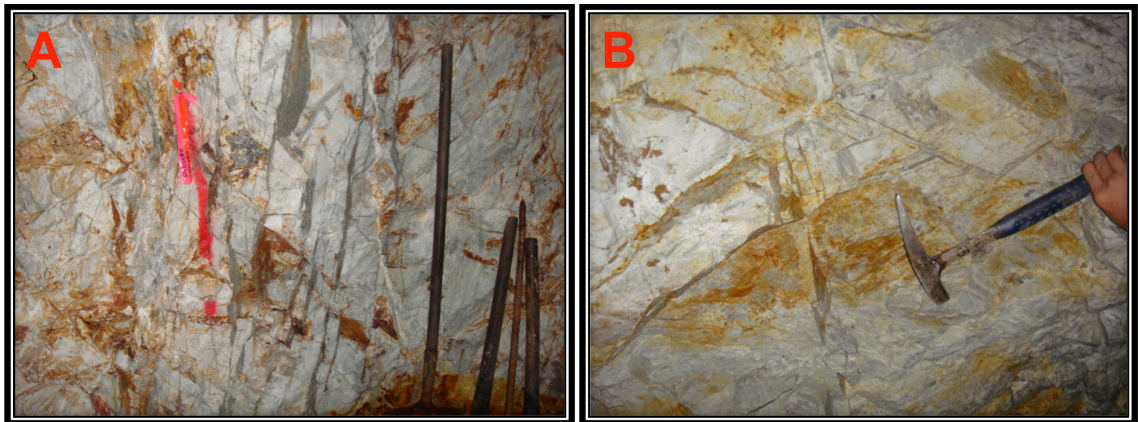
Intrusivos leucograníticos, los cuales presentan un escaso contenido de minerales máficos (<10%). Debido a su bajo contenido de minerales máficos, éstas rocas fueron diferenciadas con base en la literatura como alaskitas (Evans, 1977; Maitre, 2002). Recientes dataciones con edades entorno a 204 – 199 ± 2.6 Ma, utilizando el método U-Pb mediante la técnica ablación laser en zircones a partir de unos intrusivos leucograníticos denominados como Alaskita

I, éstos afloran a manera de cuerpos intrusivos de tamaños considerados y como diques con un promedio entre 20-30 cm de espesor con una dirección dominante WNW y buzando 80° SW (Mantilla *et al* 2012), indicando la generación de un pulso magmático durante el Triásico Tardío. Estas edades son consistentes con intrusivos granodioríticos de 205 – 210 Ma (Dorr *et al.*, 1995) en Páramo Rico a unos 18 km del SE de Veta de Barro. Sin embargo, en Mantilla *et al.*, (2013), indican la presencia de dos pulsos magmáticos generadores de alaskitas (denominados como Alaskita I y Alaskita II), los cuales están separados por magmas de composición intermedia. Las rocas intermedias son de composición tonalítica, diorítica y granodiorítica (con edades entre ~ 199-198 Ma), estas presentan una leve foliación tectónica y en algunas partes hay una alineación preferencial del flujo magmático en los minerales máficos. El mas joven es el leucogranito cuarzo-moscovita denominado Alaskita II (entre ~ 198-196 Ma), es equigranular de grano fino y petrográficamente es similar a la Alaskita I pero la diferencia es que esta contiene xenolitos del intrusivo de composición intermedia. Lo anteriormente descrito, me indica que el DMVC estuvo expuesto a una serie de pulsos magmáticos, que tuvo lugar durante el Triásico Tardío hasta el Jurásico Temprano.

Alaskita I

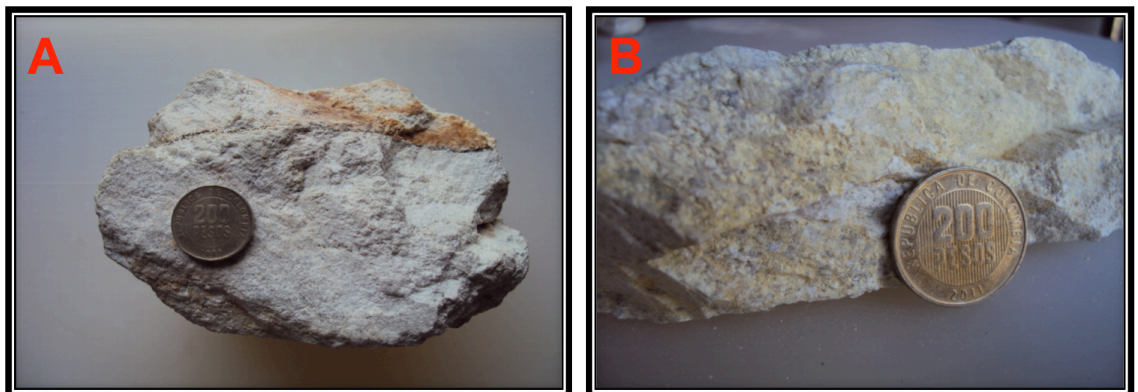
Los intrusivos leucograníticos Alaskita I, se observan en el túnel Veta de Barro (Figura 18 A y B) a manera de cuerpos intrusivos, y se caracteriza por ser una roca equigranular, holocristalina, con textura fanerítica, de color blanco, compuesta principalmente por cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa, moscovita y algunos cristales de biotita (< 5%) (Figura 19 A y B).

Figura 18. Aspecto a escala afloramiento de las rocas alaskíticas I de las muestra GE-58-M2 (A) y GFF-56-M2 (B).



A nivel petrográfico las rocas Alaskitas I están compuesta por cristales de cuarzo, feldespatos potásicos (ortoclasa y microclina), plagioclasa (albita) en menor cantidad, cristales de moscovita, rutilo y pirita.

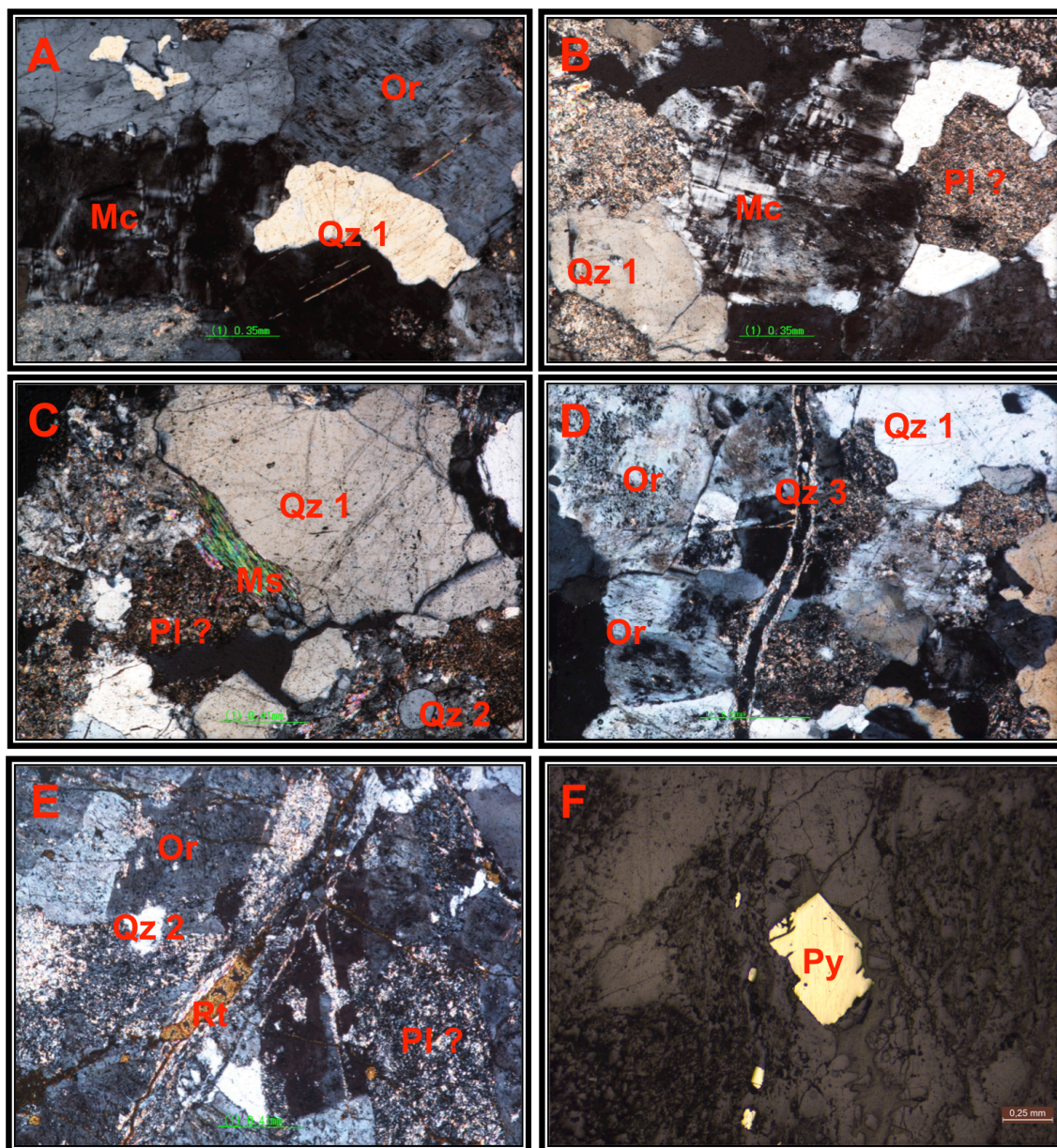
Figura 19. Aspecto de la alaskita I en muestra de mano. A. Muestra GE-58-M2. B. Muestra GFF-56-M2.



Las fases minerales observadas son:

- **Feldespato Potásico (Kfs) (53%):** Cristales euhedrales, incoloros de relieve bajo, con colores de interferencia grises de primer orden. Se distinguieron 2 tipos de Kfs, el más común corresponde a cristales tabulares de ortoclasa (Or), con textura micropertítica en donde se observan lamelas Pl dentro del cristal de Or, seguida de cristales prismáticos de microclina (Mc) característico por las maclas polisintéticas en parrilla. (Figura 20-A, B y C).

Figura 20. Microfotografías de las muestra GFF-56-M2 y GE-58-M2 perteneciente a la alaskita I. Luz Transmitida, nicoles cruzados, Objetivo (X5) A-E. Luz Reflejada, nicoles cruzados, Objetivo (x5) F.



- **Cuarzo (Qz) (30%):** Se presentan tres tipos de Qz:

Cuarzo 1 (23%): Cristales subhedrales, incoloros, de relieve moderado, colores de interferencia son grises de primer orden con extensión ondulante (Figura 20-A, B y C).

Cuarzo 2 (7%): Individuos anhedrales, incoloros, de relieve bajo a moderado, se presenta en textura poiquilitica y están principalmente formados por cristalización tardía en cristales de Kfs y Qz 1 (Figura 20-C).

Cuarzo 3 (5%): Cristales subhedrales a anhedrales, incoloros, de relieve bajo, se presenta en vetillas de Qz-Py con halos de sericita (Figura 20-D).

- **Plagioclasa (Pl) (7%):** Debido a la intensa alteración hidrotermal que ha estado sometida la roca, no se conservan cristales de plagioclasa y ésta se encuentra representada por sericita.
- **Moscovita (Ms) (5%):** Se observan muy pocos especímenes incoloros, de relieve bajo, y se presenta como cristales alargados, con bordes dentados, de relieve bajo, con colores de interferencia de tercer orden (Figura 20-C).
- **Rutilo (Rt) (3%):** Agregados anhedrales, de color amarillo-marrón, con colores de interferencia muy elevados, y se presenta principalmente rellenando fracturas (Figura 20-E).
- **Pirita (Py) (2%):** Se presenta de dos tipos: Cristales amarillos, euhedrales a subhedrales de grano fino con tamaños entre 0.5 mm hasta 0.45 mm diseminados homogéneamente en toda la sección y cristales euhedrales de grano fino a medio con tamaños entre 0.20 mm - 0.45mm en vetillas de Qz-Py-halos de sericita (Figura 20-D).

El análisis de DRX (Anexo 3) en las muestras de Alaskita I indica la presencia cuarzo, hematita, moscovita, microclina, albita y ortoclasa. Los porcentajes aproximados son: feldespato potásico (53%), cuarzo (30%), plagioclasa (7%), moscovita (5%), rutilo (3%) y pirita (2%). Después del re-cálculo caen en el campo de los granitos. Teniendo en cuenta las composiciones observadas en muestra de mano y en la petrografía, esta roca puede variar entre un sienogranito a granito de feldespato alcalino.

Las rocas alaskíticas I que no fueron afectadas por la intensa alteración hidrotermal, presentan texturas micropertíticas en la mayoría de los cristales de ortoclasa, donde se observan lamelas de plagioclasa dentro los cristales de ortoclasa. Las pertitas son características en los granitos de feldespato alcalino, donde un enfriamiento lento en un ambiente plutónico permite que tenga un fenómeno de exsolución o desmezcla.

Alaskita II

El intrusivo leucogranítico alaskita II en el túnel Veta de Barro, se presenta a manera de un dique con un promedio entre 35-40 cm de espesor con una dirección WNW/30°SW cortando a las rocas del Pre-Ordovícico (Figura 21). Ésta roca se caracteriza por ser una roca equigranular, holocristalina, con textura fanerítica, de color blanco, y compuesta principalmente por cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa y pirita (Figura 22).

Figura 21. Aspecto en afloramiento de la roca Alaskita II cortando a las rocas del Paleozoico. J1: Alakita II; Pz: Paleozoico Inferior.

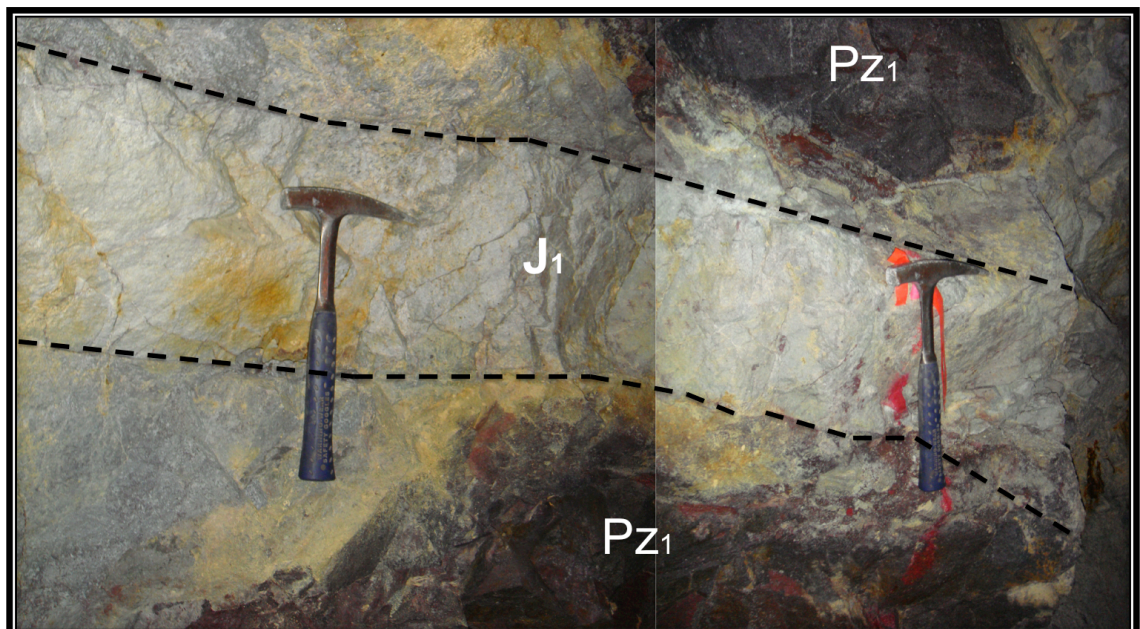
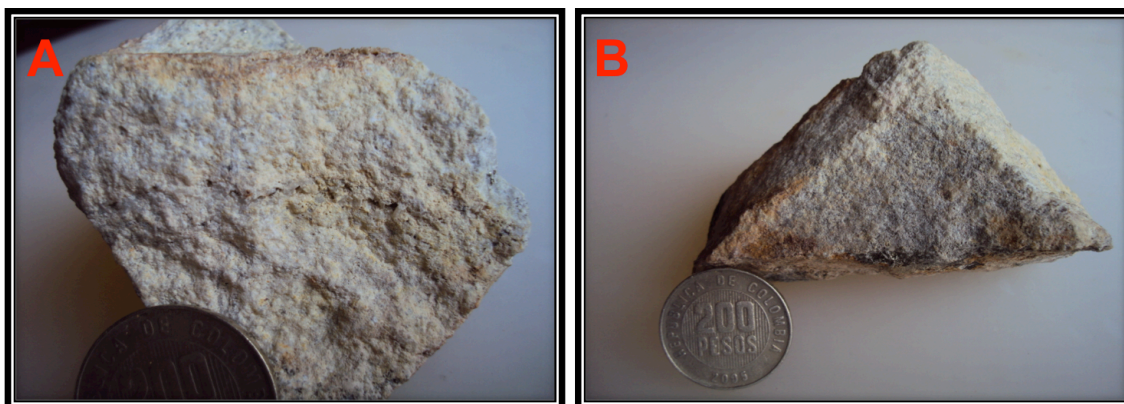


Figura 22. Aspecto en muestra de mano de la alaskita II. A y B. Muestra GH-72-M1.



A nivel petrográfico ésta roca alaskítica presenta algunos minerales formadores de roca difíciles de distinguir debido a la alteración que exhibe. Se observan cristales de cuarzo, feldespatos potásicos, plagioclasas, moscovita, zircón y pirita (Figura 23).

Las fases minerales observadas son:

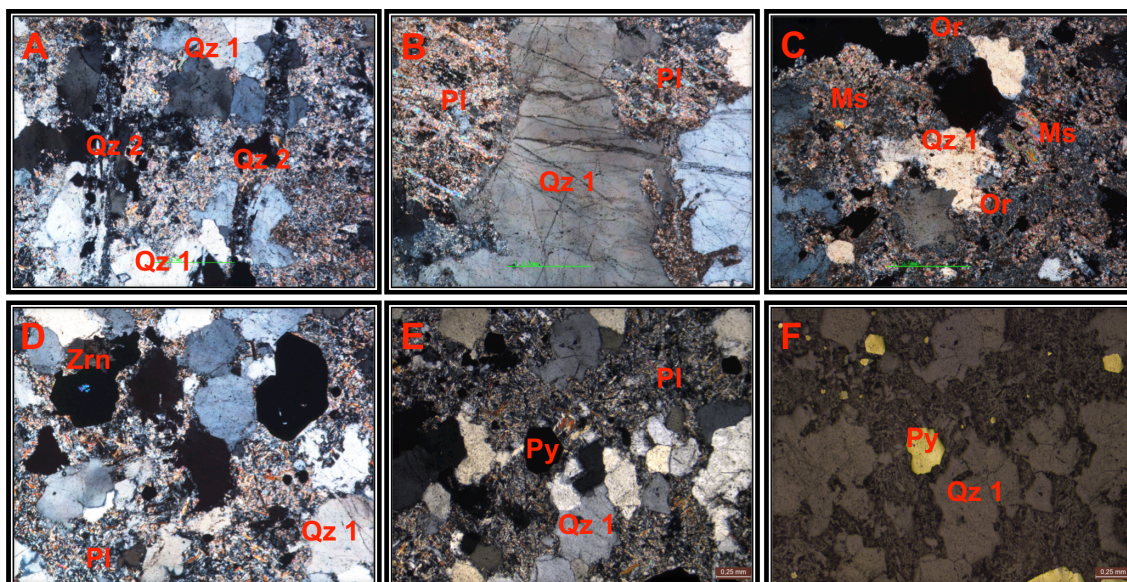
- **Cuarzo (Qz) (41%):** Se presentan tres tipos de Qz:

Cuarzo 1 (38%): Cristales Euhedrales a subhedrales , incoloros, de relieve moderado, colores de interferencia grises de primer orden con extensión ondulante (Figura 23, A-F).

Cuarzo 2 (3%): Cristales subhedrales a anhedrales, incoloros, de relieve bajo, se presenta en vetillas de Qz-Py con halos de sericita (Figura 23, A).

- **Plagioclasa (Pl) (31%):** Debido a la intensa alteración hidrotermal que ha estado sometida la roca, no se conservan cristales de plagioclasa y esta se encuentra representada por sericita y caolinita. Se observa que algunos cristales llegan a pseudomorfizar el habito prismático de los cristales originales de plagioclasa (Figura 23, B y E).

Figura 23. Microfotografías de las muestra GH-72-M1 y GH-72-M4 perteneciente a la alaskita II. Luz transmitida, nicoles (x) A-E (X5). Luz polarizada, nicoles (x) F (x5).



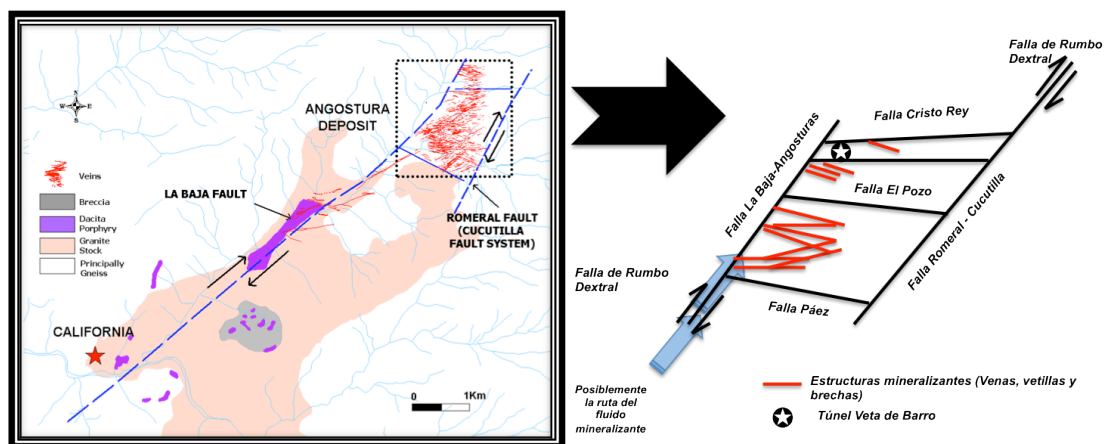
- **Feldespato Potásico (Kfs) (23%):** Se observan agregados de caolinita que enmascaran al mineral original, y éstos pueden provenir por la alteración de los feldespatos potásicos (Figura 23, C).
- **Moscovita (Ms) (3%):** Individuos incoloros de relieve bajo con colores de interferencia de tercer orden, se presenta como cristales alargados, con bordes dentados y alterándose a sericita (Figura 23, C).
- **Pirita (Py) (1.5%):** Cristales amarillentos, euhedrales a subhedrales de grano fino con tamaños entre 0.10 mm - 0.20mm diseminados homogéneamente en toda la sección (Figura 23, E y F).
- **Zircon (Zr) (0.5%):** Individuos incoloros de alto relieve, subhedrales, con altos colores de interferencia, comúnmente asociado o incluidos en los cristales de Py, se presenta como mineral accesorios de la roca (Figura 23, D).

El análisis de DRX (Anexo 3) en las muestras de Alaskita II indica la presencia de cuarzo, moscovita, calcita, dolomita, pirita, hematita. Los porcentajes aproximados son: cuarzo (41%), plagioclasa (31%), feldespato potásico (23%), moscovita (3%), zircón (0.5%) y pirita (1.5%). Después del re-cálculo caen en el campo de los granitos. Teniendo en cuenta las composiciones observadas en muestra de mano y en la petrografía, esta roca presenta unas variaciones entre un monzogranito a sienogranito.

5.2.3 Brechas tectónico-hidrotermales. El Proyecto Angostura está caracterizado por ser un depósito estructuralmente controlado (Felder *et al.*, 2005), principalmente por tres fallas con dirección NE, como lo son la Falla La Baja-Angosturas al (W), Falla Romeral-Cucutilla al (E), ambas son fallas de rumbo-deslizante dextral y hacia el sur la Falla Páez con dirección ESE (Figura 31). Según Corbett and Leach (1998) las brechas tectónicas o de dilatación se han descrito anteriormente como grupo genético de brechas en la cual aquellos entornos de dilatación estructural crean espacios abiertos que comúnmente son rellenados por los minerales hidrotermales y aunque se hospede una mineralización hidrotermal, éstas brechas se forman por procesos netamente tectónicos. El movimiento lateral derecho de las fallas de rumbo de primer orden pudo haber generado estructuras de segundo orden como fallas de cizalla de tipo Riedel, pero a su vez ese constante movimiento generó una dilatación en la zona lo que provocó un aumento de permeabilidad secundaria (planos de anisotropía, ideales para el escape de fluidos) lo que conllevó a la migración de fluidos mineralizantes y posteriormente a la generación de estructuras mineralizadas tales como vetillas, venas y brechas. La mineralización de Angostura es controlada por estructuras de tipo swarm (enjambre de venas) generalmente con direcciones NE, ENE, E y WNW, con buzamientos escarpados o subverticales. Los análisis de esfuerzos para las fallas principales y las estructuras mineralizadas de segundo orden sugieren una transición de un cizallamiento dextral transpresional a transtensional (Felder *et al.*, 2005). Posiblemente la ruta o canal de migración de los fluidos mineralizantes para el área de Angosturas puede estar ligado a la

continuación del tren mineralizante de la falla La Baja y entre la intersección de la Falla Angosturas y la Falla Páez (Figura 24); esto podría ser sustentado con la alta presencia de cuerpos o estructuras mineralizadas presentes en el sector de la Perezosa y el Vivito, la cual presentan tenores muy altos en minerales preciosos según Felder (2005). Por tal motivo en el presente manuscrito se les clasificó como brechas tectónica-hidrotermales ya que hay una fuerte correlación entre la deformación de los clastos y los fluidos hidrotermales que la cementaron.

Figura 24. Localización de las fallas principales fallas en el área de la zona de estudio y esquema generalizado del control estructural del proyecto angosturas.



Fuente: Tomado y modificado de Felder *et al.* (2005).

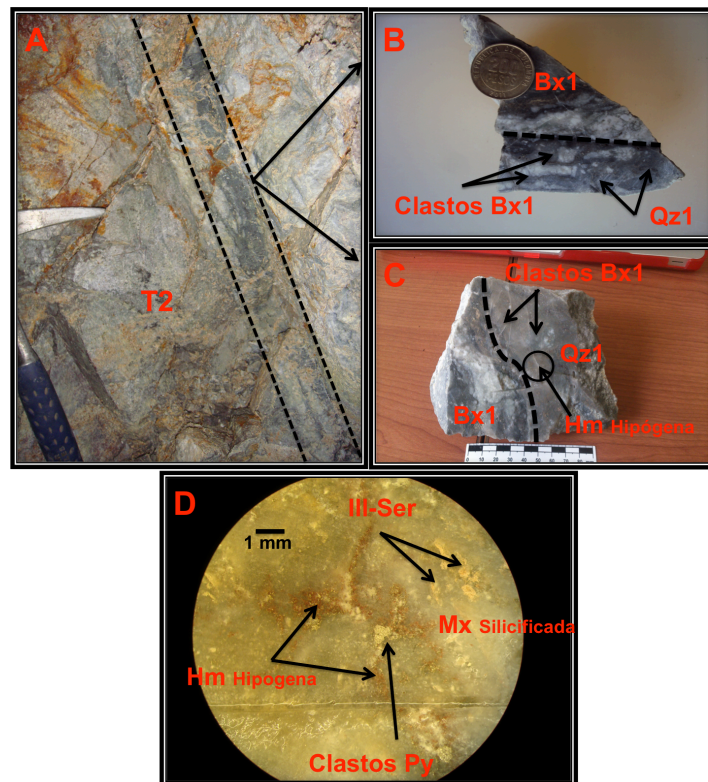
En el sector de Veta de Barro se reconocieron tres zonas de brechas tectónicas, dos estructuras dentro del túnel con dirección NW-SE con buzamientos entre 70°-65° y la otra a 10 metros de la bocamina del túnel con dirección NE-SW buzando 60°SE. Teniendo en cuenta las características de los clastos, matriz y cemento se clasificaran por separado:

5.2.3.1 Brecha clasto soportado a matriz soportada. Ésta brecha se encuentra aflorando en el túnel Veta de Barro a \approx 140 metros de la entrada del túnel, se encuentra cortando a la Alaskita I y rocas del Pre-Ordovícico Medio (Figura 25-A), con una orientación N20°W/65°NE y un espesor entre 5 y 10 cm.

Macroscópicamente es una brecha polimíctica, la cual presenta múltiples etapas de brechificación-silicificación, compuesta por clastos angulares a redondeados con una matriz soportada principalmente por cuarzo microcristalino y minerales arcillosos, el cemento se encuentra asociado a cristales de pirita de grano muy fino.

Se observa un relleno de cuarzo hidrotermal (Qz1) cortando la Bx1 (Figura 25-B y C), la presencia de clastos de la Bx1 dentro del Qz1 indica múltiples episodios de apertura, relleno de un fluido hidrotermal y sellamiento de la estructura principal. El cuarzo hidrotermal presenta cristales de pirita de grano fino a medio, hematita hipógena y remanentes de sericita en los clastos (Bx1) (Figura 25-C). Se evidencio foliación tectónica entre el contacto de la Bx2 y el relleno hidrotermal del cuarzo amorfo (Qz1).

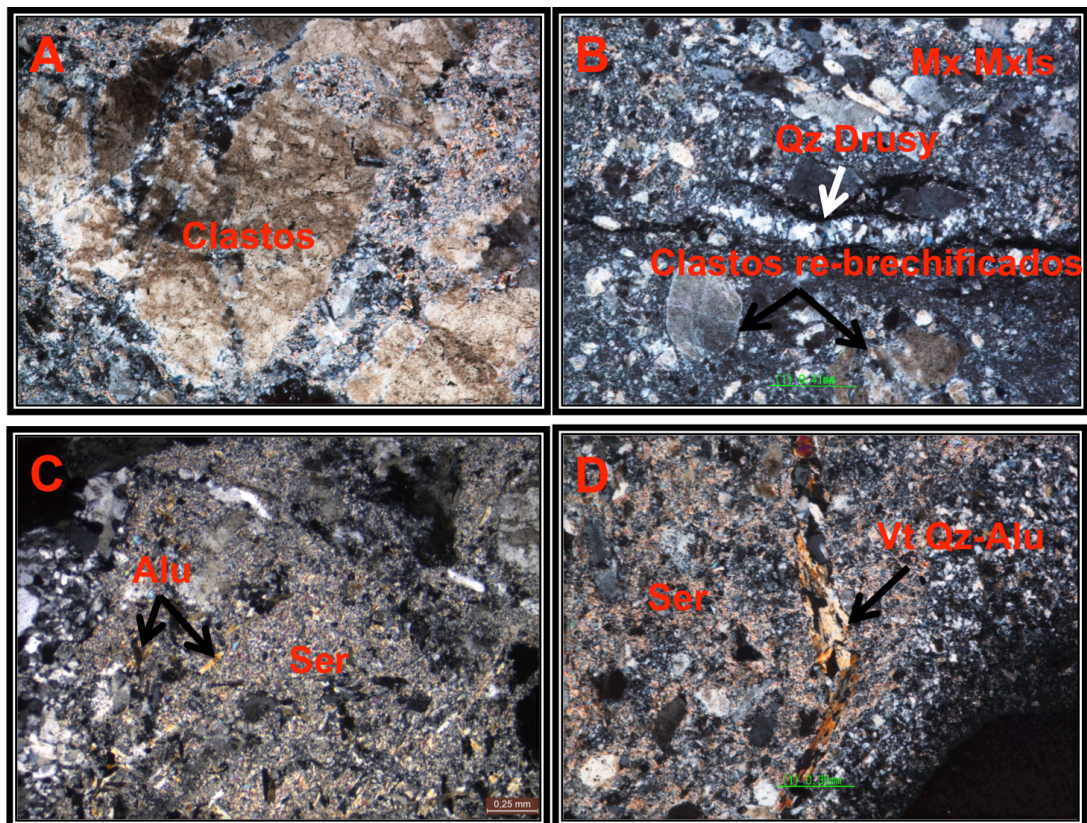
Figura 25. A. Brecha tectónica aflorando en el túnel Veta de Barro y a su vez cortando a las rocas alaskita I. B y C. Muestra de mano presenciando las múltiples etapas de brechificación-silicificación. D. Hematita Hipógena; acercamiento de la imagen C.



Desde el punto de vista petrográfico, las brechas presentan las siguientes características:

- **Clastos.** Bx1: Fragmentos líticos de la Alaskita I y rocas del Pre-Ordovícico Medio con alteración sericitica (Figura 26-A). La morfología de los clastos es angular a redondeados y su tamaño varia de medio a muy grueso. Clastos re-brechificados embebidos en el Qz1 (Figura 26-B).
- **Matriz.** Bx1: La matriz esta compuesta por fragmentos líticos de cuarzo microcristalino de morfología angular a subangular de grano muy fino, moscovita de grano muy fino (sericita) y agregados microcristalinos de caolinita. La textura de la matriz es granular (Figura 26-A, C y D).
- **Cemento.** Bx1: Esta compuesto por pirita de grano fino a muy fino y cristales de alunita (0.125 mm) de habito acicular (Figura 26-C).

Figura 26. Microfotografía de la muestra GFF-56-M1 correspondiente a una brecha tectónica. Nícoles cruzados, Objetivo (X5).

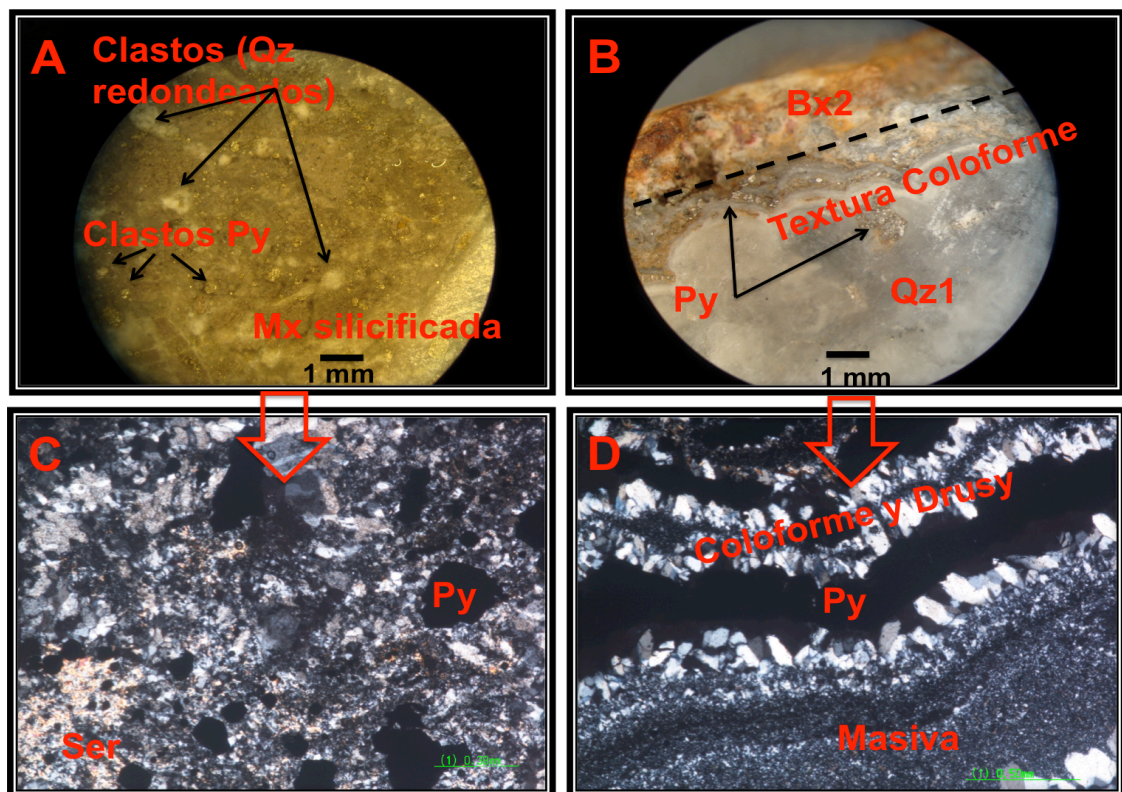


- **Organización interna.** Bx1: el promedio de clastos es del 65%, matriz 25% y cemento 10%. Teniendo en cuenta que hay un contacto recurrente entre clastos, esta brecha se puede considerar mayoritariamente clasto-soportada. La distribución de los clastos es masiva.
- **Alteración.** Bx1: Presenta una alteración sericitíca en los clastos, la cual es cortada por vetillas de cuarzo-alunita-pirita (Figura 26-D) y en algunos sectores se observa como la sericita se encuentra pseudomorfizando a cristales de alunita (0,10-0,125 mm) (Figura 26-C), lo que sugiere que la alteración cuarzo-alunita fue un evento posterior de la alteración sericitíca.
- **Interpretación.** Bx1: Brecha polimíctica con clastos de rocas del Pre-Ordovícico Medio y Alaskita I, clastos angulares a sub-angulares, grano-soportada, matriz granular con fragmentos líticos angulares a sub-redondeados, cementada por pirita de grano muy fino y alunita.
- **Clasificación genética:** Basado en los componentes físicos observados en las brechas, teniendo en cuenta el control estructural de la zona de estudio, clastos de la Bx1 encontrados en Qz1, la presencia de texturas cataclásticas (matriz triturada y clastos redondeados a sub-redondeados), sombras de deformación, clastos re-brechificados y foliación tectónica, confirma que esta brecha es de origen netamente tectónico o de dilatación y que las brechas han sufrido múltiples etapas de “apertura-sellado” y posteriormente acompañado de una brechificación-silicificación. En general estas brechas pueden ser clasto soportado a matriz soportado con cuarzo-alunita representando el cemento.

El análisis de DRX (Anexo3) realizado a la muestras detecto: cuarzo, hematita, moscovita, nitratina, alunita y caolinita. La cual confirma los tipos de alteración observados en los clastos y el cemento.

5.2.3.2 Brecha polimíctica matriz-soportada con cuarzo cemento-soportado. Ésta brecha se encuentra aflorando en el túnel Veta de Barro a 110 metros aproximadamente de la entrada, cortando a las rocas del Pre-Ordovícico Medio y al dique de Alaskita II (Figura 28-A), con una orientación N25°W/70°NE y de un espesor de 5 cm aproximadamente. Macroscópicamente es una brecha polimíctica, compuesta por clastos sub-angulares a redondeados (Figura 27-A), con una matriz soportada principalmente por cuarzo microcristalino, el cemento se encuentra asociado a cristales de pirita de grano fino y alunita.

Figura 27. Fotografías y microfotografías de las texturas exhibidas en la brecha. A. Zoom (10x) de la muestra de mano de la Bx2. B. Zoom (10x) en muestra de mano de la silica amorfa o calcedonia. C y D. Son Microfotografías de A y B, nicoles cruzados. Contacto entre Bx2 y Qz1 como línea a trazos.

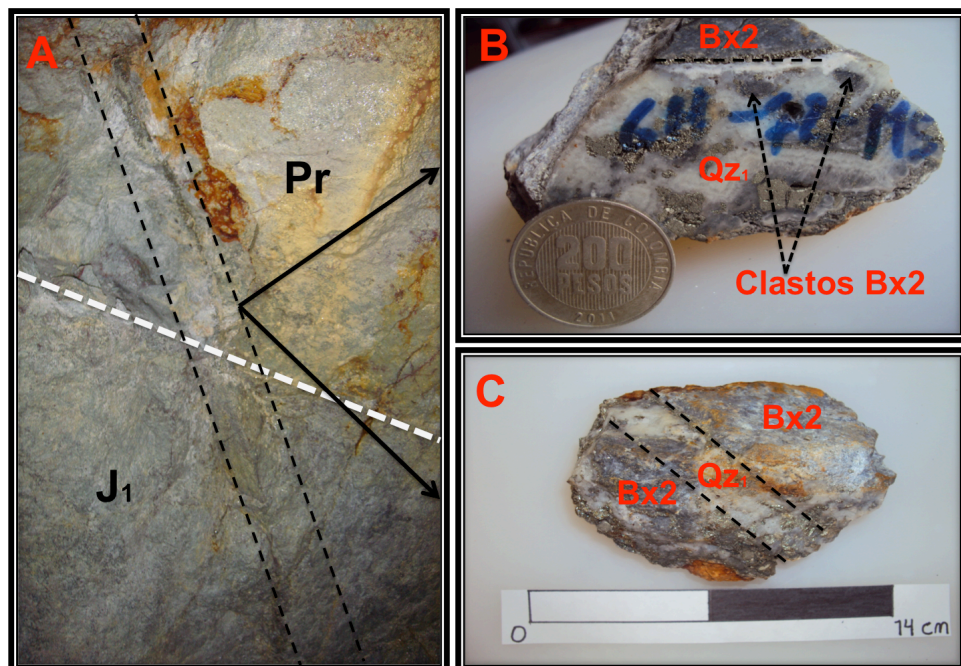


Se observa un relleno de cuarzo hidrotermal (Qz1) cortando la Bx2; con texturas coliforme-crustiforme (Figura 27-B y D) y pirita de grano medio a grueso (Figura 27 y 28-B). El Qz1 es producto de los múltiples episodios de apertura, relleno de un fluido hidrotermal y sellamiento de la estructura principal cuando estuvo sometido a esfuerzos compresivos y distensivos (Figura 28-C).

Desde el punto de vista petrográfico, esta brecha presenta las siguientes características:

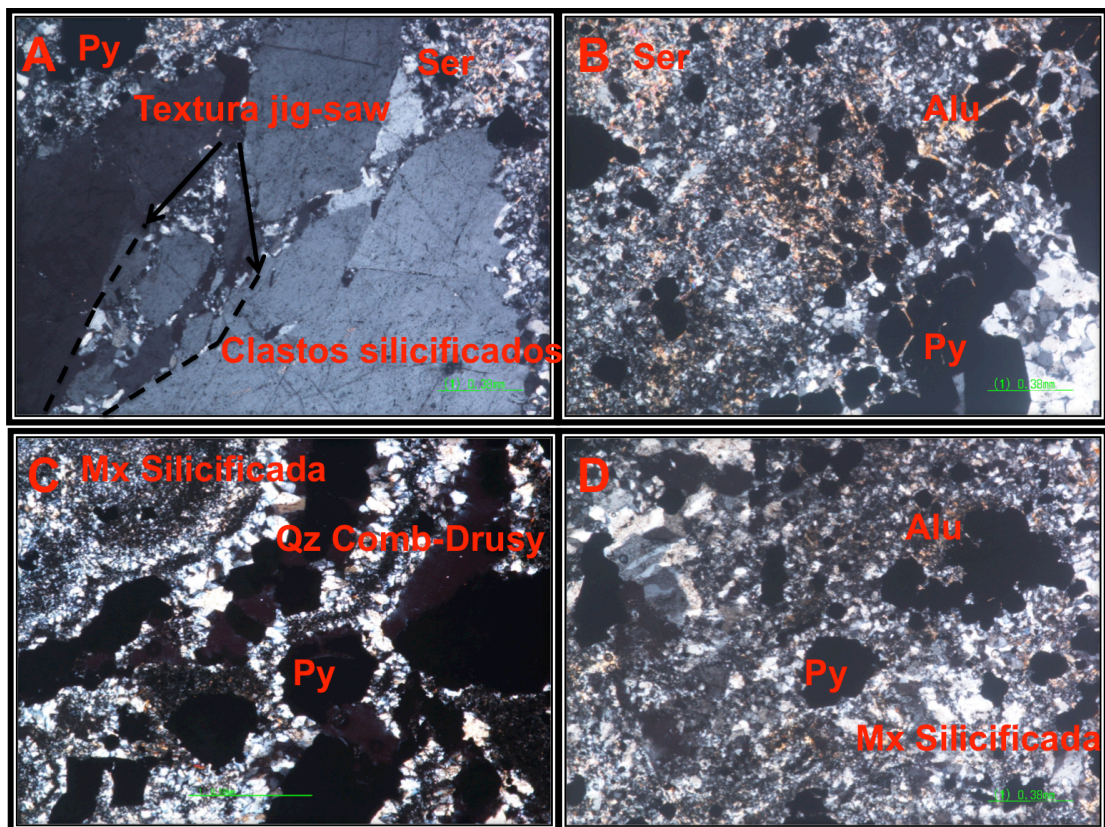
- **Clastos.** Bx2: Fragmentos líticos de las rocas del Pre-Ordovícico Medio y Alaskita II con una moderada silicificación (Figura 29-A). La morfología de los clastos es sub-angular a redondeados y su tamaño varía de grano fino a medio.

Figura 28. Brecha tectónica cortando a rocas del Proterozoico (Pr) y alaskita II (J1) en el túnel Veta de Barro. B y C. En la muestra de mano se observa la presencia de un relleno de sílice cortando a la Bx2. La línea blanca punteada muestra el contacto entre las rocas del (Pr) y alaskita II. La línea oscura punteada en A muestra la geometría y disposición de la brecha en el túnel.



- **Matriz.** Bx2: La matriz esta compuesta por fragmentos líticos de cuarzo microcristalino de morfología angular de grano muy fino (Figura 29-B y D) y moscovita de grano fino (sericita). La textura de la matriz es masiva.
- **Cemento.** Bx2: Esta compuesta por pirita de grano fino y asociadas a cristales de alunita de habito acicular.

Figura 29. A. Microfotografías de la muestra GH-72-M5 correspondiente a una brecha tectónica. Nicoles cruzados, Objetivo (X5).



- **Organización Interna.** Bx2: El promedio de clastos es de un 25%, matriz 60 y cemento 15%. Teniendo en cuenta que no hay contacto recurrente entre clastos, esta brecha se puede considerar matriz-soportada y localmente cemento-soportada. La distribución de los clastos es caótica, presentando una textura jig-saw localmente.

- **Alteración.** Bx2: Presenta una alteración cuarzo-alunita y remanentes de una alteración sericita (Figura 29-B). Se observa sericita pseudomorfizando a cristales de alunita (0,07-0,15 mm).
- **Interpretación.** Bx2: Brecha polimíctica con clastos de rocas del Pre-Ordovícico Medio y alaskita, angulares a sub-redondeados, matriz soportada, matriz masiva con fragmentos líticos de cuarzo microcristalino, cementada por texturas de cuarzo drusy con alunita y pirita de grano fino.
- **Clasificación genética:** El fuerte control estructural en el área de estudio, los clastos de la Bx2 encontrados en el Qz1, la disposición caótica en los clastos de la matriz, la presencia de texturas cataclásticas (matriz triturada y clastos redondeados a sub-redondeados), sombras de deformación en algunos clastos y las múltiples etapas de apertura-sellado o brechificación-silicificación, me indican que es una brecha de origen tectónico.

5.2.3.3 Brecha polimíctica clasto-soportado a cemento-soportado. Ésta brecha fue tomada por el grupo LJG en la materia campo 2 perteneciente a la escuela de geología UIS. Se encuentra aflorando aproximadamente a 10 metros de la bocamina del túnel Veta de Barro, cortando a las rocas del Pre-Ordovícico Medio y del Triásico- Jurásico?, y con una orientación NE-SW y buzando 60°SE, con un espesor entre 25-35 cm aproximadamente (Figura-30 A, B y C). Macroscópicamente es una brecha polimíctica, con múltiples etapas de brechificación-silicificación, gouge de falla con pirita de tamaño muy fino. Compuesta por clastos sub-angulares a redondeados con una matriz soportada principalmente por cuarzo microcristalino y alunita, el cemento se encuentra asociado a cristales de tetraedrita, pirita, hübnerita, oro, digenita, calcosina, y hematita.

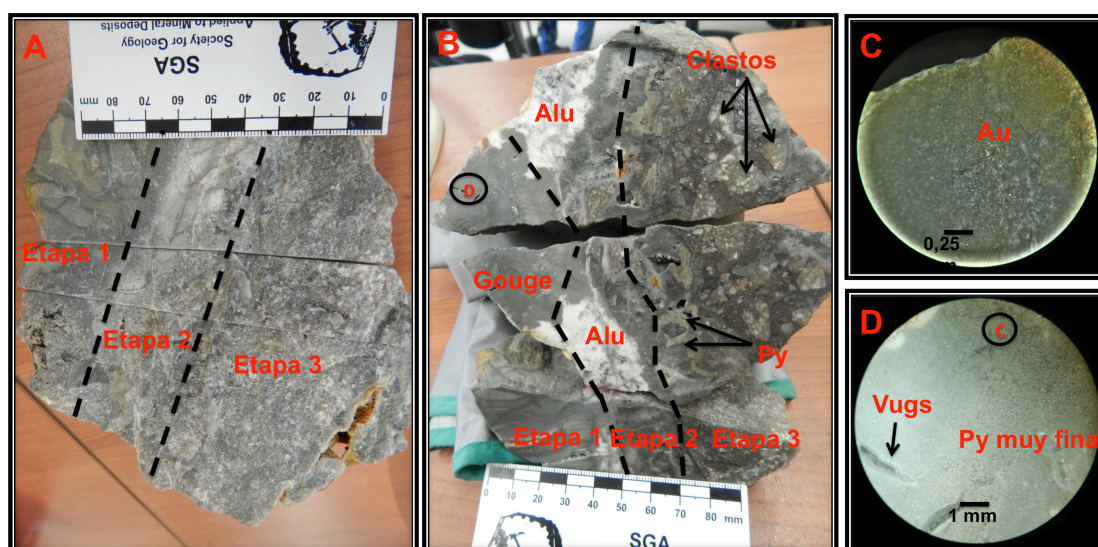
Adicionalmente mediante un corte longitudinal realizado a la muestra de mano, se logro identificar tres eventos de silicificación-brechificación, teniendo en cuenta las relaciones de corte, alteración, mineralización y roca caja (Figura 31, A y B).

Figura 30. Aspecto en afloramiento de la brecha tectónico-hidrotermlal. A, B y C. Brecha tectónica aflorando aproximadamente a 10 metros de la entrada al túnel Veta de Barro y a su vez cortando rocas del Pre-Ordovícico Temprano y Triásico-Jurásico.



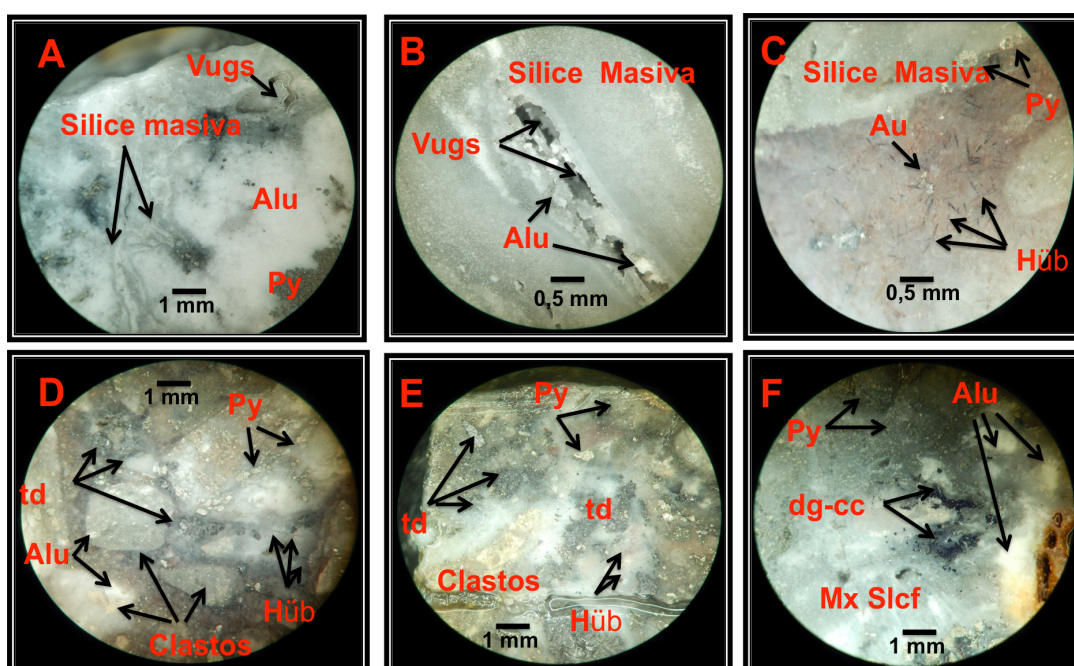
El evento 1 consiste de un gouge de falla de color gris la cual representa una arcilla o harina de roca totalmente triturada con un tamaño de grano muy fino y en este caso se encuentra cementada, consolidada y silicificada por los fluidos hidrotermales, con pirita de grano muy fino <0,05 mm y oro libre con un tamaño de 60 μm (Figura 31, C y D).

Figura 31. Fotografías a escala macroscópica de la brecha tectónico-hidrotermal. A y B. Muestra de mano de la Brecha tectónica (Bx3) en donde se evidencian las múltiples etapas de brechificación-silicificación. C y D. Zoom del gouge de falla visto en B de la etapa 1.



El evento 2 esta representada por una alteración pervasiva de cuarzo-alunita, representado por sílice masiva, rellenando o bordeando cristales de alunita y la alunita se encuentra rellenando espacios abiertos (vugs) y diseminada, con pirita de grano fino a medio entre 0,5 mm – 1,5 mm, agregados aciculares de hübnerita de color rojo-marrón asociado al cuarzo amorfo y oro libre con un tamaño de 80 μm (Figura 32, A, B y C).

Figura 32. Fotografías de la brecha tectónico-hidrotermal a escala macroscópica. A, B y C. Evento 2 . D, E y F. Evento 3.



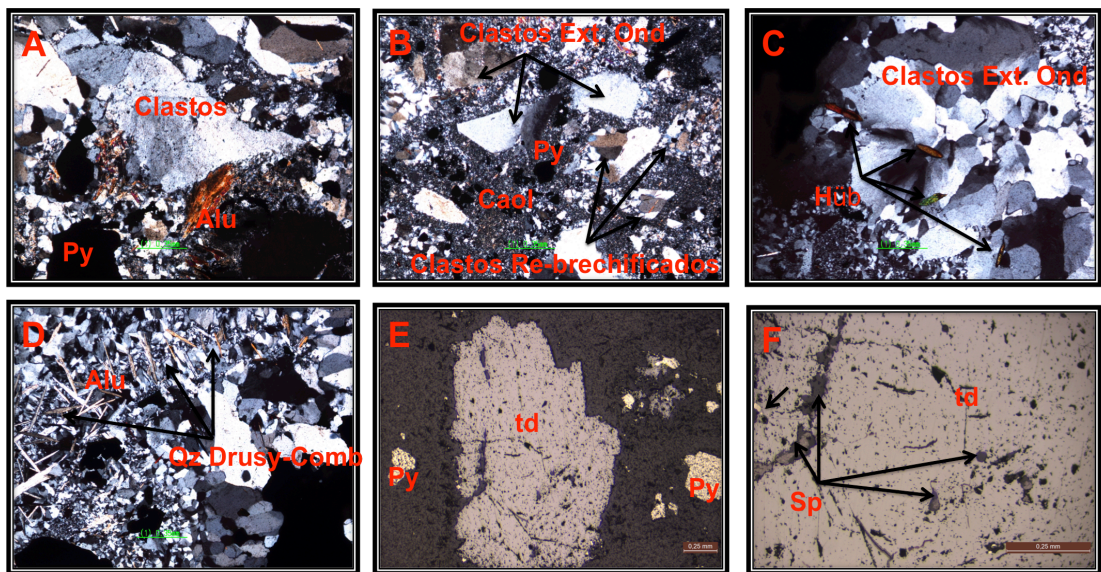
En el evento 3 se observa fragmentos de roca o clastos angulares a sub-redondeados con tamaños que varían entre 0,5 mm – 2,5 cm. Presenta una alteración cuarzo-alunita en los clastos, se pudo distinguir una re-brechificación entre los clastos, donde se observan clastos pequeños embebidos dentro de los clastos mas grandes. Presencia de pirita de grano grueso a fino con tamaños entre 1mm – 1,5 cm. Agregados aciculares de hübnerita distribuido homogéneamente en el cuarzo microcristalino o amorfo, cristales subhedrales de tetraedrita de grano medio a fino de color negro-acero con tamaños entre 1mm – 3mm y agregados de digenita-calcosina de color negro-azulado como

producto de la lixiviación o alteración supergénica de la tetraedrita (Figura 32, D, E y F) y oro libre con un tamaño de 14 μm .

Desde el punto de vista petrográfico, esta brecha presenta las siguientes características:

- **Clastos.** Bx3: Fragmentos líticos de las rocas del Pre-Ordovícico Medio y rocas del Triásico-Jurásico? (Figura 33-A). La morfología de los clastos es sub-angular a sub-redondeados y su tamaño varia de grano medio a grueso.

Figura 33. Microfotografías de la muestra LGJ-31-03 correspondiente a una brecha tectónico-hidrotermal. Luz transmitida, nicoles cruzados, A-D y luz reflejada, nicoles paralelos, E-F.

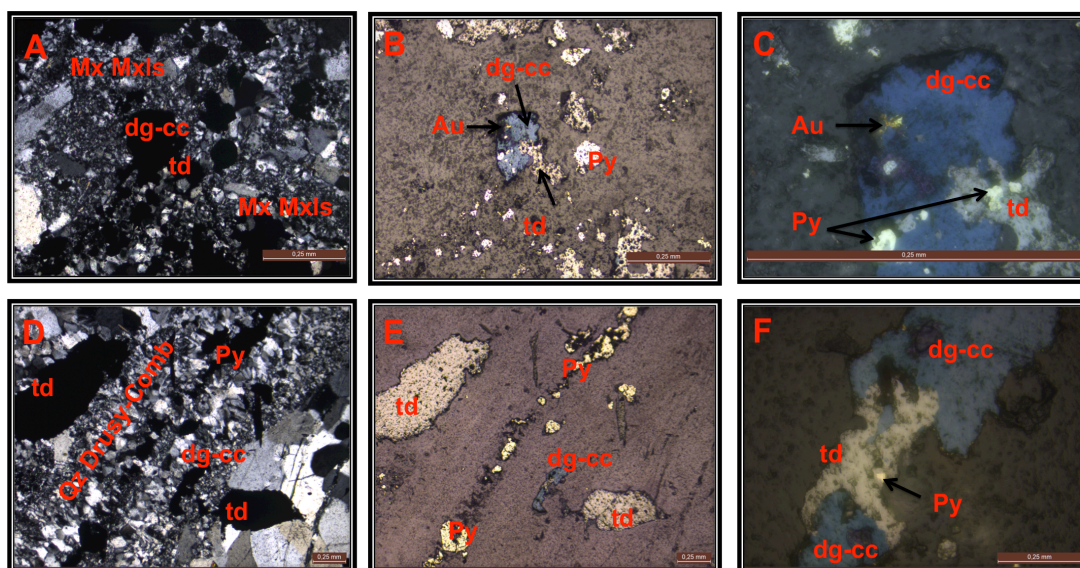


- **Matriz.** Bx3: La matriz esta compuesta por fragmentos líticos de cuarzo microcristalino de grano muy fino (Figura 34-A) y agregados microcristalinos de caolinita (Figura 33-B). La textura de la matriz es masiva.
- **Cemento.** Bx3: Esta compuesta por pirita (Figura 33-A, B y E), tetraedrita (Figura 33, E y F), hübnerita (Figura 40-C), oro asociado a tetraedrita (Figura 34, B y C), esfalerita (Figura 33, F) como diminutas inclusiones debido a las exsoluciones de la tetraedrita, digenita-calcosina por alteración supergénica

de la tetraedrita (Figura 34-B,C,E y F), texturas de cuarzo drusy-comb asociado a cristales de alunita (0,1-0,35 mm) de habito acicular (Figura 33, D), cristales pseudo-tabulares de alunita (0,15-0,40 mm) y vugs rodeado por pirita de grano fino y cristales de alunita.

- **Organización Interna.** Bx3: El promedio de clastos es de un 55%, matriz 25% y cemento 20%. Teniendo en cuenta que hay contacto recurrente entre clastos y siendo variable los porcentajes expuestos, esta brecha se puede considerar clasto-soportada y localmente cemento-soportada a matriz-soportada. La distribución de los clastos es masiva.

Figura 34. Microfotografías de la muestra LGJ-31-03 correspondiente a una brecha tectónica. Luz transmitida, nicoles cruzados, A y D y luz reflejada, nicoles paralelos, B-E-F y nicoles cruzados, C.



- **Alteración.** Bx3: Presenta principalmente una alteración cuarzo-alunita en los clastos, matriz y cemento pero también se observa caolinita en la matriz (Figura 33, B). Se observa vetillas de cuarzo drusy + pirita + tetraedrita + digenita ± calcosina (Figura 34, D, E y F) cortando la alteración anteriormente mencionada.
- **Interpretación.** Bx3: Brecha polimíctica con clastos de rocas del Pre-Ordovícico Medio y rocas del Triásico-Jurásico?, angulares a sub-

redondeados, clasto soportada, matriz masiva con fragmentos líticos microcristalinos de composición variada, cementada principalmente por pirita, tetraedrita, hübnerita y alunita.

- **Clasificación genética:** Teniendo en cuenta las características petrográficas en las diferentes etapas de brechificación-silicificación y evidencias de una zona de fallamiento frágil tales como la presencia de gouge de falla (silicificado) (Figura 31-A y B), texturas cataclásticas (Figura 31-B), clastos re-brechificados (Figura 33-B) y sombras de deformación en los clastos (Figura 33, B y C), confirma que esta brecha es de origen tectónico.

5.3 ALTERACIONES Y MINERALIZACIONES ASOCIADAS

A lo largo del túnel Veta de Barro se observan rocas tales como anfibolitas, metadioritas, alaskitas y brechas, las cuales han sido afectadas por procesos de alteración hidrotermal y supergénica. Teniendo en cuenta las características observadas en el afloramiento, muestra de mano y lamina delgada, se pudo reconocer una relación paragenética propias de cada tipo de alteración y relaciones de cortes entre éstas, con la finalidad de determinar una secuencia temporal de eventos hidrotermales presentes en el túnel Veta de Barro.

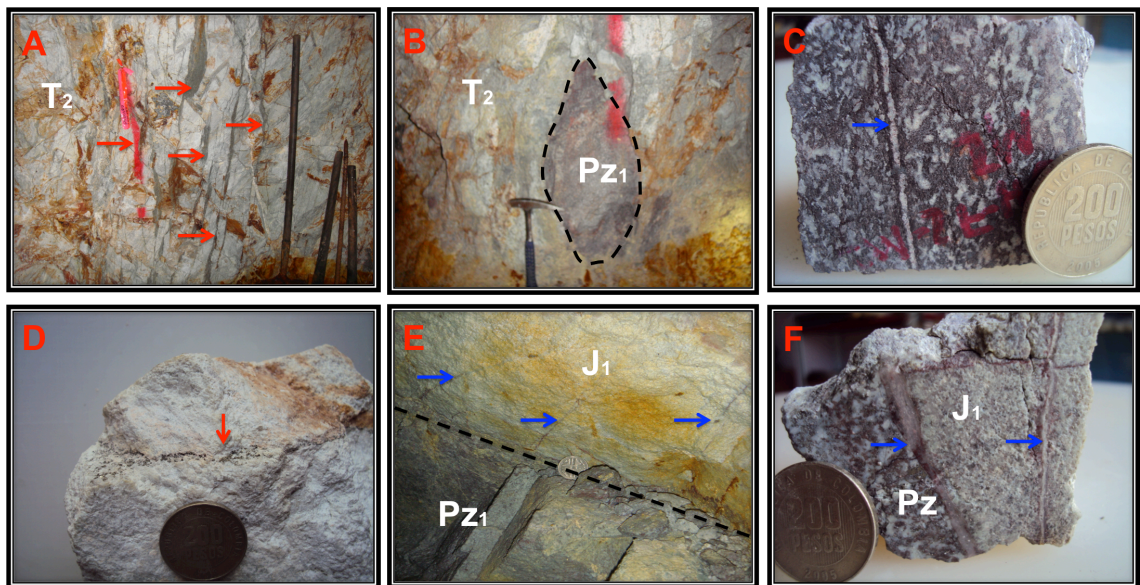
Una vez descritas las etapas de alteración hidrotermal, se intentará contextualizar su formación, en términos de localización al interior del sistema magmático hidrotermal (ambiente porfirítico, epitermal de alta e intermedia sulfidación y procesos supergenos). Se observaron 4 etapas o eventos hidrotermales en las rocas presentes en el túnel Veta de Barro (del mas antiguo al mas reciente). Etapa 1: Está representada por la asociación mineral de alteración cuarzo-sericita, asociada a vetillas de cuarzo-pirita±calcopirita, también conocida como alteración sericita o filica. El ambiente epitermal de alta sulfuración está compuesto por las asociaciones de alteración argílica y argílica avanzada, y comprende la etapa 2 del presente manuscrito. Está representada por la asociación mineral de alteración caolinita-illita-montmorillonita-clorita, acá referida como alteración argílica y también por la asociación mineral de

alteración cuarzo-alunita ± clays (caolinita) principalmente en zonas brechadas y silicificadas (core zone), acá denominada como alteración argílica avanzada. La alteración argílica avanzada y argílica comprende áreas donde la alteración cuarzo-alunita está siendo rodeada o variando lateralmente por la alteración caolinita-illita–montmorillonita-clorita. El ambiente epitermal de intermedia sulfuración está compuesto por rellenos de cuarzo hidrotermal (Qz1) + pirita, la cual exhibe texturas primarias y de re-cristalización del cuarzo, típicas en ambientes epitermales de baja a intermedia sulfuración, y comprende la etapa 3 del presente escrito. El ambiente supergeno está compuesto por asociaciones minerales debidas a alteraciones procesos supergénicas, evidenciada por la formación de óxidos de hierro, jarosita, enriquecimiento secundario de sulfuros de Cu, y el cual comprende la etapa 4 del presente manuscrito.

5.3.1 Etapa 1. Cuarzo-sericita asociado a vetillas de Qz-Pirita. A lo largo del túnel Veta de Barro, se reconocieron sectores donde predomina esta alteración hidrotermal. Esta alteración se presenta en las alaskitas I y II, suele tener un aspecto de color blanco ligeramente verdoso a amarillento tanto en el afloramiento como en muestra de mano, asociadas a vetillas de cuarzo con sutura central de pirita y halos de cuarzo sericita (Figura 35-D). La sericita (moscovita de tamaño fino) es producto de la alteración hidrotermal de los feldespatos. Mediante un proceso llamado hidrólisis la cual consta de una transferencia de cationes a una solución y adicción del ion H⁺ dentro de una fase sólida (Hemley *et al.*, 1964). La moscovita de origen hidrotermal (sericita) fue identificada por análisis de Terraspec (Figura 37-A) y DRX (ver anexo C). Estas vetillas presentan una geometría recta con espesores entre 0.5 – 5 cm. En afloramiento estas vetillas forman un conjunto de sheeted veins subverticales y subparalelas entre ellas con una dirección N40W/80NE y se consideran como el resultado de un fuerte control estructural o zonas de cizalla (Figura 35-A).

En otro sector se observó una alteración muy pervasiva de cuarzo-sericita-pirita asociado a hematita especular o especularita. La hematita especular fue identificada por análisis de Terraspec (Figura 37-B) y DRX (ver anexo C). En afloramiento y muestra de mano tiene una apariencia de color morado-purpura, la especularita se presenta diseminada en toda la roca y también suele estar asociado a vetillas cuarzo-especularita con halos de sericita con espesores entre 0.5 - 1.5 cm (Figura 35-C). Éstas vetillas se aprecian en la roca Metadiorítica, pero en el contacto entre las rocas del Ordovícico Temprano y Triásico-Jurásico (Figura 35-F), se observa como estas vetillas salen del cuerpo Metadiorítico hacia el dique alaskítico II (Figura 35-E). La especularita es producto de la alteración hidrotermal de los cristales de sulfuros o minerales ricos en hierro que tenía la roca Metadiorítica del Ordovícico Temprano. También se observan enclaves de composición Metadiorítica en las Alaskitas I, la cual presentan una alteración cuarzo-sericita (Figura 35-B).

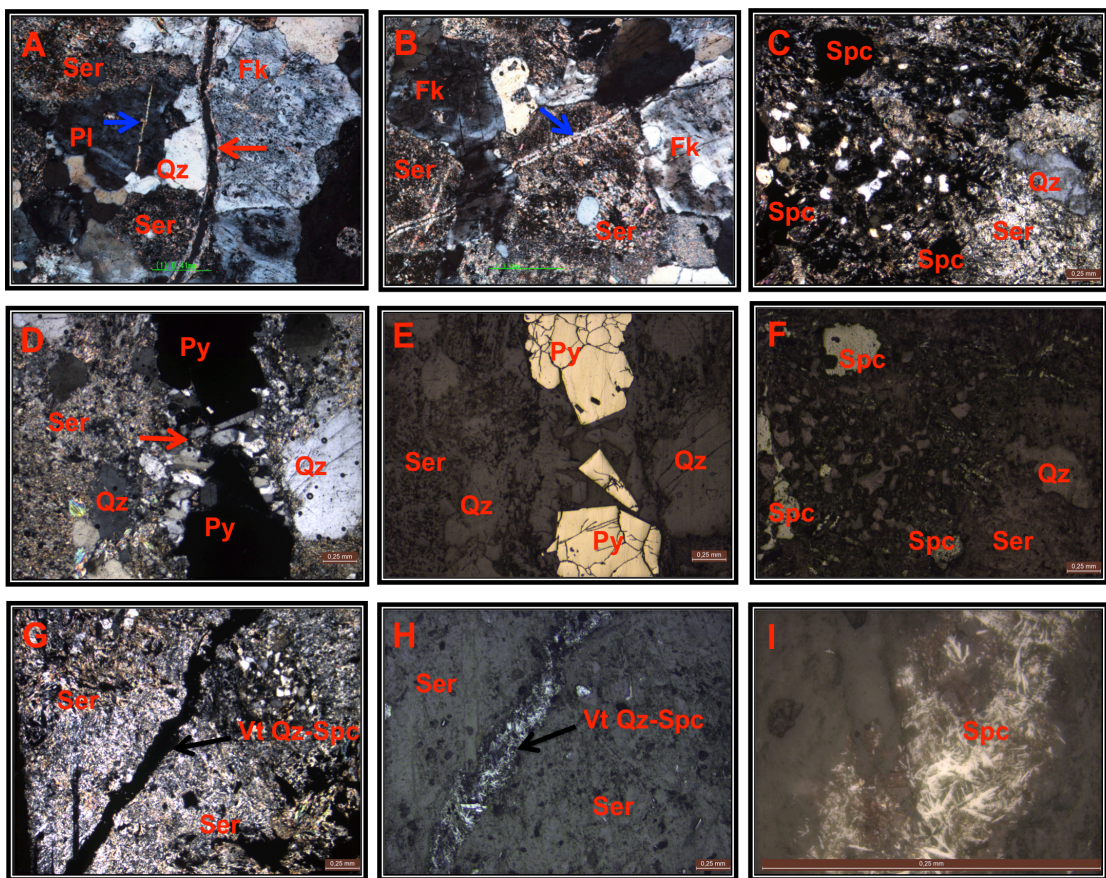
Figura 35. Fotografías en afloramiento y muestra de mano de las rocas afectadas por la alteración cuarzo-sericita y vetillas asociadas.



Considerando los datos reportados en la bibliografía, la presencia de alteraciones tipo cuarzo-sericita-pirita, vetillas cuarzo + sutura de pirita (vetillas tipo D) y minerales accesorios como especularita, son propias de ambientes

porfiríticos apicales y denominado como alteración sericítica o fílica (Sillitoe, 2010).

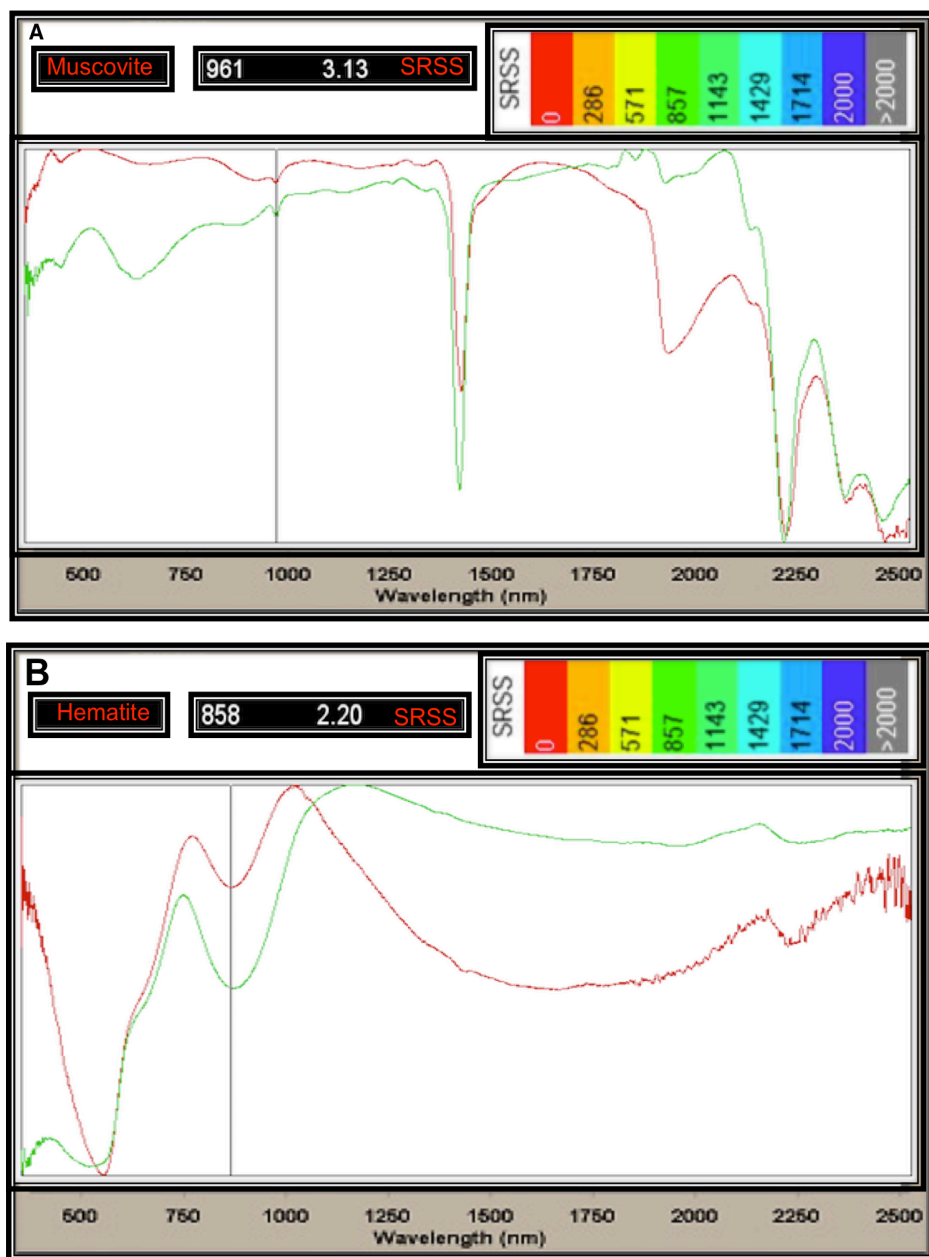
Figura 36. Microfotografías de las muestras afectadas por la alteración sericítica en el área de estudio. Vetillas de cuarzo + sutura de pirita con halos de sericita (flechas rojas). Sericita rellenando micro-fracturas (flechas azules). Luz transmitida, nicols cruzados, Objetivo X5, A-B-C-D y G. Luz reflejada, nicols paralelos, Objetivo X5, E-F e I y nicols cruzados, Objetivo X20, H.



Desde el punto de vista petrográfico, ésta alteración puede estar siendo sobrepuesta por alunita y silicificación. La sericita es observada como agregados microcristalinos de bajo relieve, incoloros, con colores de interferencia hasta del segundo orden, se encuentra reemplazando y pseudomorfizando de manera pervasiva los minerales primarios de la roca, tales como feldespatos potásicos y plagioclasas (Figura 36, A-H). En algunos casos

la sericita también se presenta como vetillas rellenas o siguiendo las microfracturas de los feldespatos potásicos y plagioclasas (Figura 36-B).

Figura 37. Espectros del infrarrojo de onda corta (SWIR) indicando fases minerales de dos muestras pertenecientes al túnel Veta de Barro. A) Moscovita de origen hidrotermal o sericita perteneciente a la muestra GE-58-M2. B) Hematita Especular perteneciente a la muestra GH-72-M2. La línea verde es el espectro (SWIR) de la moscovita y la línea roja es el espectro (SWIR) medido.



La alteración cuarzo-sericita en la muestra GH-72-M2, se observa en conjunto a la especularita como agregados subhedrales e isotrópicos con tamaños entre 0.25-3 mm, distribuida homogéneamente por toda la sección (Figura 36, C y F). Debido a la intensa alteración hidrotermal que afectó la roca, los minerales ferro-magnesianos tales como hornblendas, biotitas y sulfuros de hierro como la piritita se alteraron en su totalidad a especularita. En luz reflejada éstos agregados son de color grisáceo-blanco e isotrópicos. También se observa cristales pseudo aciculares de especularita de color gris-blanco, con tamaños entre 50µm - 0.15 mm, los cuales se exhiben en las vetillas de cuarzo-especularita (Figura 36, G, H e I).

La piritita asociada a la alteración sericítica, se presenta diseminada en la roca y en las vetillas de cuarzo-piritita con halos de sericita con espesores entre 0.15 mm – 0.5 mm (Figura 36, A y E). En luz reflejada, se observan cristales cúbicos de color amarillo e isotrópico con tamaños entre 0.5 a 0.45 mm diseminados homogéneamente en toda la sección y en vetillas de cuarzo-piritita con halos de sericita.

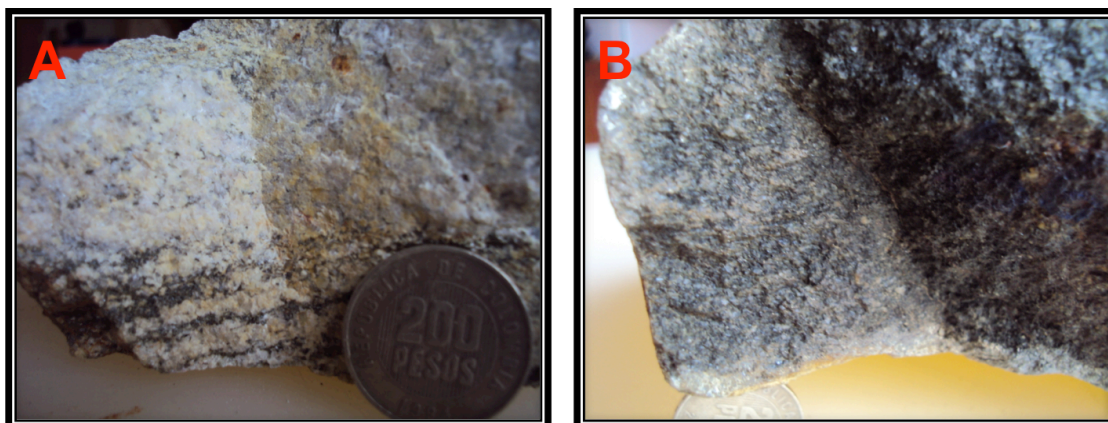
5.3.2 Etapa 2. Ambiente epitermal de alta sulfuración. El ambiente epitermal se evidencia mediante la presencia de venas de cuarzo-piritita, asociadas con una alteración de tipo cuarzo-alunita±(caolinita), la cual lateralmente pasa a una alteración de tipo illita-caolinita-montmorillonita-clorita. Las brechas antes referidas, se relacionan igualmente con las alteraciones propias de los ambientes epitermales.

Alteración caolinita-illita (sericita)-montmorillonita-clorita.

Ésta alteración hidrotermal se encuentra presente en el túnel Veta de Barro, alterando a las rocas del Pre-Ordovícico Medio tales como anfibolitas y metadioritas. También conocida como alteración argílica intermedia (Meyer y Hemley, 1967) o Argílica. Las asociaciones de la alteración argílica intermedia (argílica) consisten en aquellas formadas a temperaturas relativamente bajas

(<180-200 °C) y pH moderadamente bajos (4-5) (Corbett y Leach, 1998). Compuesta por minerales arcillosos tales como caolinita, illita-esmectita, esmectita con la presencia de illita (sericita) y clorita (Corbett y Leach, 1998; Hedenquist., *et al* 2000; Simmons *et al.*, 2005; Seedorff y Dilles *et al.*, 2005). Las asociaciones de la alteración argílica intermedia también puede contener minerales del grupo de la clorita subordinado a los minerales del grupo de la illita (Corbett y Leach, 1998).

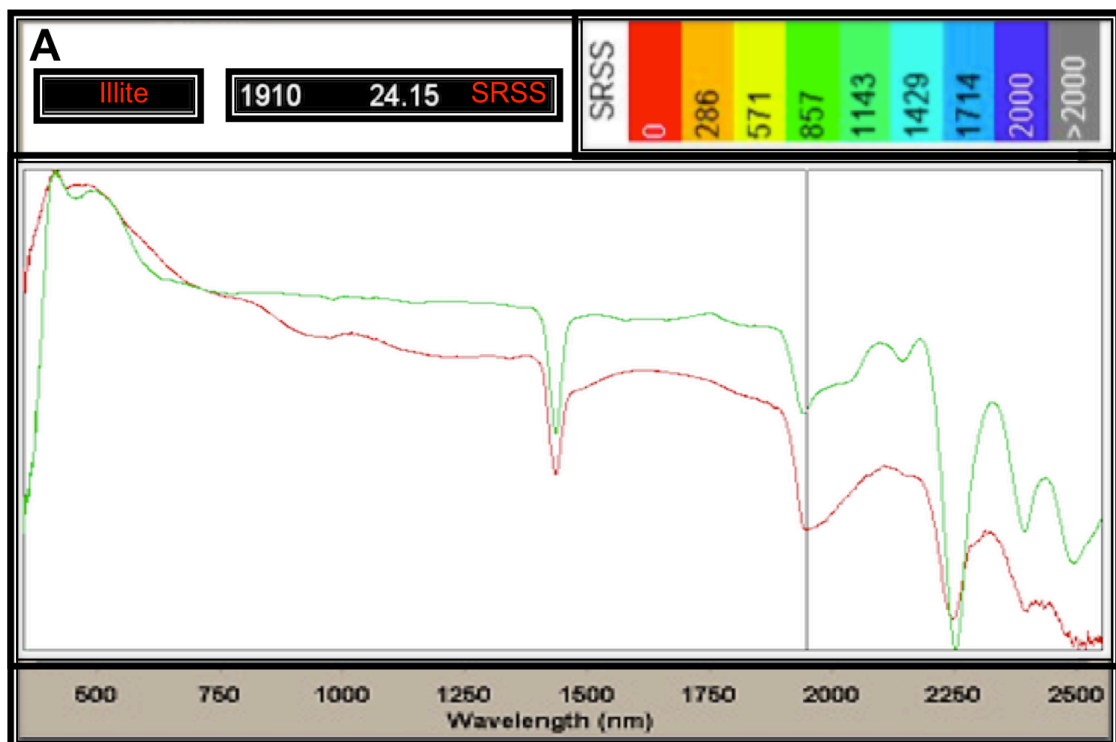
Figura 38. Apariencia en muestra de mano de illita-sericita alterando bandas biotíticas y feldespatos. A. Muestra de mano GI-60-M1. B. Muestra de mano GG-58-M1.



Ésta alteración hidrotermal se presenta en las rocas del Pre-Ordovícico Temprano, suele tener un aspecto de color blanca-amarillenta debido a la presencia de minerales arcillosos (Figura 38, A y B), como producto de la alteración hidrotermal de las bandas biotíticas y feldespatos presentes en las rocas de la metadiorita foliada y anfibolita. La cristalinidad de la illita y sericita aumentan con el aumentar de la temperatura, y pueden ser monitoreados por el análisis de DRX de la anchura del pico a la mitad de la altura de pico, de la reflexión (001) (Dunoyer de Segonzac, 1968). La illita puede estar coexistiendo con la sericita (moscovita de grano de fino) y fue monitoreada por análisis de Terraspec (Figura 39) y DRX (ver anexo C).

Desde el punto de vista petrográfico, se pudo identificar algunas fases minerales como producto de la alteración hidrotermal de los minerales primarios presentes en las rocas del Pre-Ordovícico Temprano. Debido a su tamaño pequeño, una identificación certera de illita usualmente requiere de análisis de DRX (Ver anexo C) y Terraspec (Figura 39), por consiguiente se considera que la illita se encuentra asociada o coexistiendo con la sericita (moscovita hidrotermal de grano fino) en las rocas analizadas petrográficamente, por tal motivo en la etapa 2 se hace referencia como illita (sericita) a la coexistencia entre estas dos fases minerales y no a una similitud en términos de estructuras químicas.

Figura 39. Espectro del infrarrojo de onda corta (SWIR) indicando la fase mineral de una muestra pertenecientes al túnel Veta de Barro. A) Illita perteneciente a la muestra GG-58-M1. La línea verde es el espectro (SWIR) de la moscovita y la línea roja es el espectro (SWIR) medido.

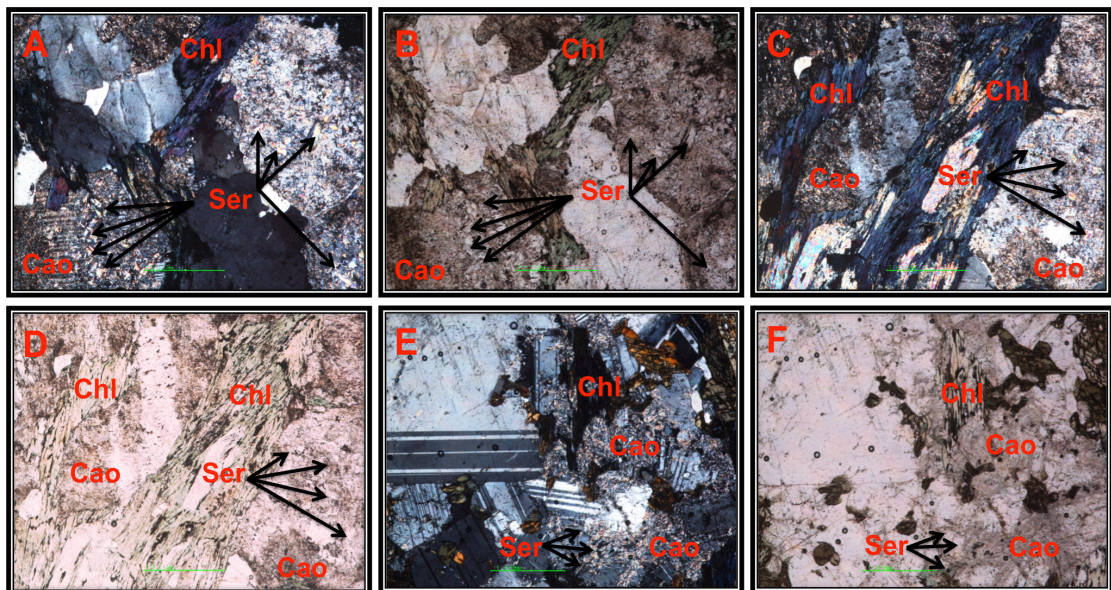


La illita es un mineral característico del grupo de las micas y ópticamente no se identifico esta fase mineral, pero se observo una moscovita de grano fino

(sericita) como agregados microcristalinos de bajo relieve con tamaños entre 50 a 100 μm (posiblemente coexistiendo con la illita), incoloros, con colores de interferencia hasta del segundo orden y asociada con caolinita (Figura 40, A-F).

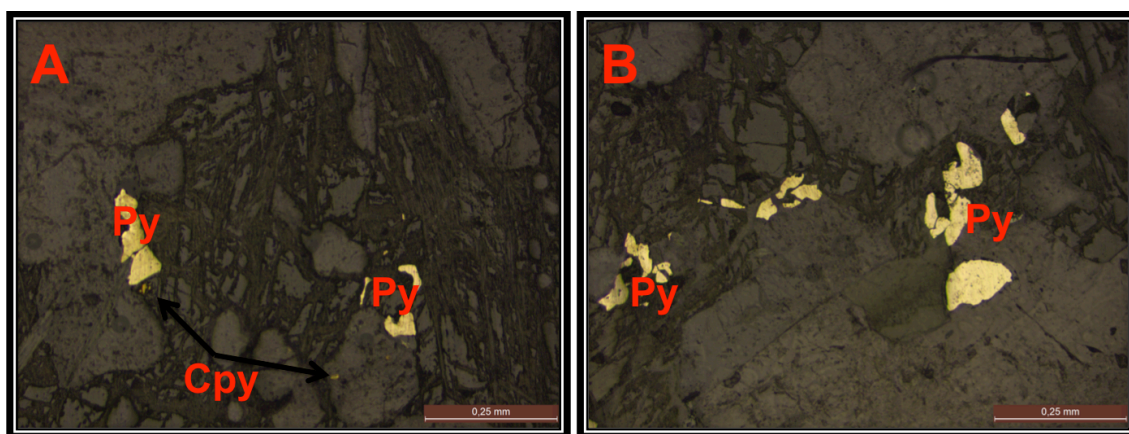
La caolinita es la fase mineral mas observada en las rocas del Pre-Ordovícico Temprano y se encuentra como agregados criptocristalinos con un relieve moderado, con apariencia terrosa o sucia en nicoles paralelos, con colores de interferencia de primer orden, alterando minerales tales como feldespatos potásicos y plagioclasas (Figura 40, A-F).

Figura 40. Microfotografías de las muestras afectadas por la alteración argílica en el área de estudio. Luz transmitida, nicoles cruzados. Objetivos X5, A, C y E y B, D y F, nicoles paralelos.



La montmorillonita es un mineral característico del grupo de las esmectitas y fue detectada por el análisis de DRX (Ver anexo 3) debido a que ópticamente no se puede apreciar esta fase mineral. Se observó en el cuerpo metadiorítico foliado y anfibolita, la presencia de clorita, la cual es producto de la alteración hidrotermal de las biotitas, con colores de interferencia anómalos azul-violáceos, de color verde, pleocroica, y se encuentra asociada a las fases minerales de illita (sericita), caolinita y montmorillonita (Figura 40, A-F).

Figura 41. Microfotografías del área de estudio. A y B. Luz reflejada en (N//).



La clorita se encuentra asociada a la alteración argílica y su presencia puede ser sustentada debido a que zonalmente la clorita se puede encontrar gradando entre una transición de alteración propilítica hacia la roca mas fresca y a una alteración argílica hacia la dirección de la mineralización en algunos sectores del túnel Veta de Barro. La alteración propilítica no se tuvo en cuenta en el presente manuscrito debido a la ausencia de asociaciones minerales y vetillas que son características de la misma.

Sulfuros como pirita y calcopirita se encuentran asociados a la etapa 2. La pirita ha sido observada diseminada en las rocas y la calcopirita se presenta a manera de trazas. En luz reflejada la pirita se observa como agregados anhedrales de grano medio de color amarillo e isotrópico con tamaños entre 0.15 a 0.5 mm y la calcopirita como agregados anhedrales de grano fino de color amarillo bronce, con una leve anisotropía con tamaños entre 40 a 60 μm (Figura 41, A y B).

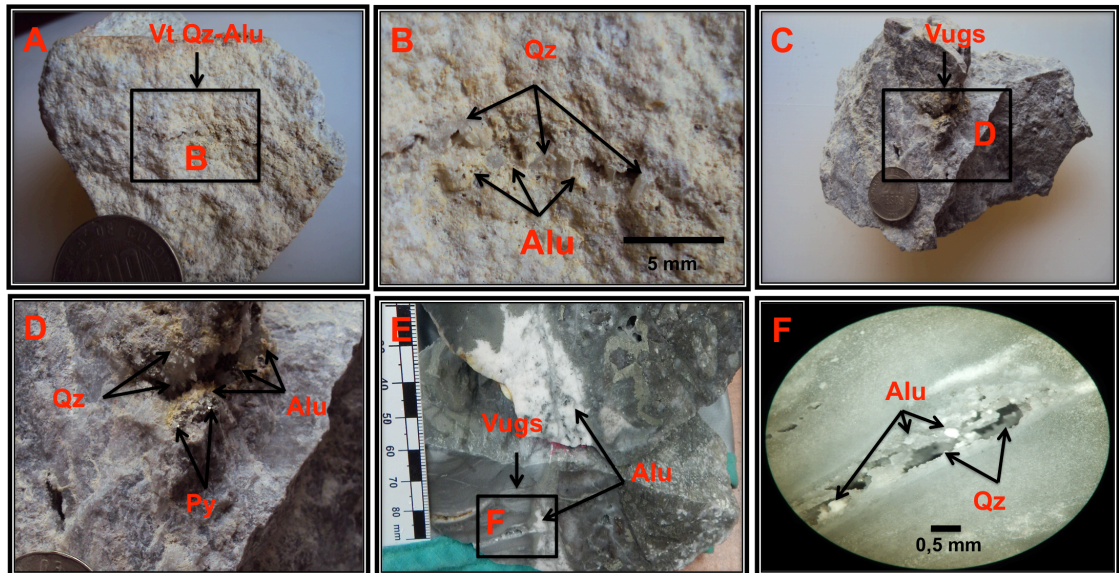
Alteración cuarzo-alunita \pm clays (caolinita).

Ésta alteración hidrotermal afecta localmente a las rocas del Pre-Ordovícico Medio y a la alaskita II, pero también se observa en las brechas tectónico-hidrotermales que afloran a unos metros de la bocamina del túnel Veta de

Barro. Denominada como alteración argílica avanzada y comprende fases minerales que se forman en condiciones por debajo de un pH (<4) (Corbett y Leach, 1998). La alteración argílica avanzada se caracteriza por la destrucción total de minerales primarios, dejando minerales que se forman a temperaturas (>200°C), tales como alunita, minerales arcilla (caolinita, dickita y pirofilita), diásporo y un residuo insoluble de cuarzo (Simmons *et al.*, 2005). Esta asociación mineral es distintiva en sistemas epitermales de alta sulfuración, se caracterizan por una alteración zonada hacia el exterior del núcleo silíceo y se forma como un resultado del progresivo enfriamiento y neutralización de fluidos calientes ácidos que reaccionan con las rocas huéspedes y aguas subterráneas (Hemley *et al.*, 1969, 1980; White, 1991; Corbett y Leach, 1998). La pirofilita es una fase mineral característica de la alteración argílica avanzada y se forma en un rango de temperaturas entre >200-300 °C (Hemley *et al.*, 1980) y ha sido reportada en el sector de Veta de Barro (Felder *et al.*, 2005). Esta fase mineral no se observó en el presente manuscrito. La presencia de pirofilita puede indicar una transición entre el sistema epitermal con las partes someras de un sistema porfírico (Hedenquist., *et al* 2000). El origen de la alteración argílica avanzada puede determinarse a partir de su morfología, así como mineralogía y zonación (Simmons *et al.*, 2005). La alunita y caolinita se puede formar en estos tres ambientes y pueden ser distinguidos en base a datos isotópicos de azufre, oxígeno e hidrógeno (Rye *et al.*, 1992; Rye, 2005).

Esta alteración hidrotermal afecta a las rocas del Pre-Ordovícico Medio, alaskita II y brechas tectónico-hidrotermales. Se presenta principalmente en zonas silicificadas aunque en algunos casos se encuentra asociada a la alteración sericitíca, indicando una superposición de eventos hidrotermales. La alteración cuarzo-alunita generalmente presenta una apariencia de color gris representando el cuarzo, con parches de color blanco y amarillo-pardo ligado a la alunita (Figura 42 - A, B y C).

Figura 42. Diferentes contextos de la alteración argílica avanzada en muestra de mano. B. Zoom del recuadro negro en A. D y F. Zoom del recuadro negro respectivamente en C y E.

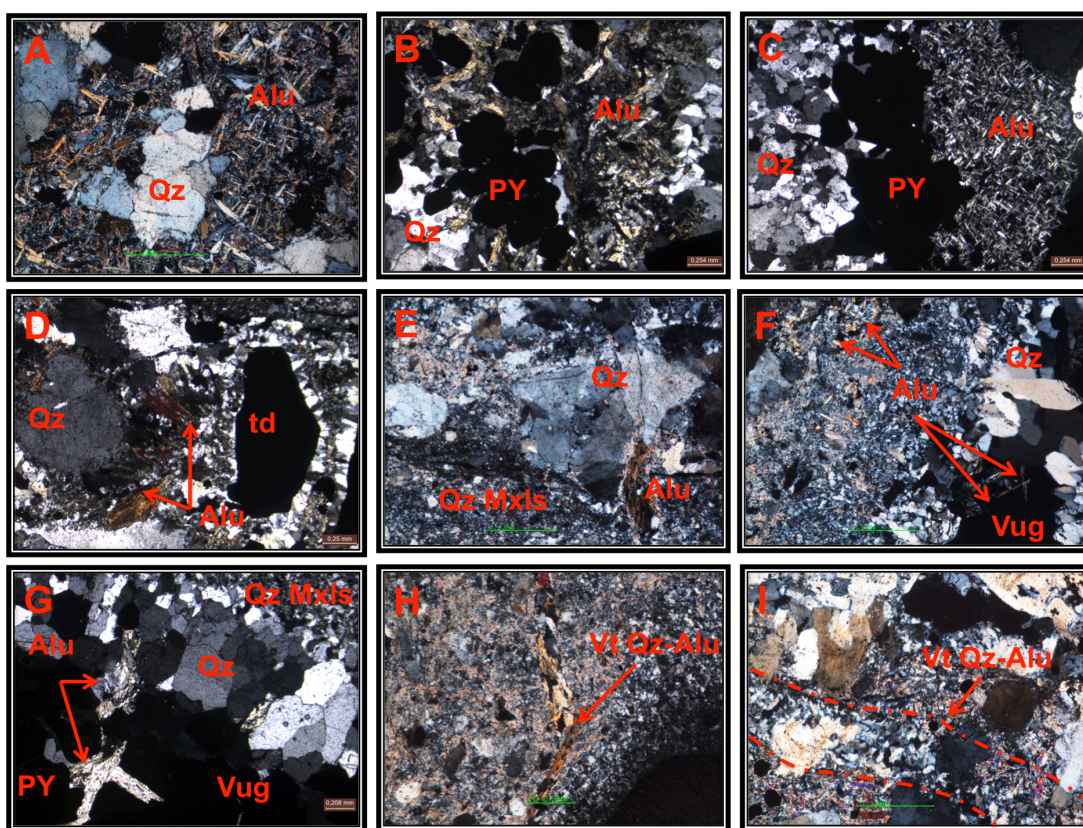


Se identificó diferentes contextos y texturas de formación de alunita en el túnel Veta de Barro, es decir, 1. Alunita diseminada en las rocas afectadas por la alteración hidrotermal (Figura 42-A y B); 2. Alunita como cemento en las brechas tectónicas y rellenando espacios abiertos o vugs (alunita de habito acicular y tabular asociado a cuarzo euhedral, cuarzo drusy, y en ocasiones con cristales cúbicos de piritita) (Figura 42-C, D, E y F); 3. Cristales de alunita en vetillas de cuarzo-alunita cortando la brechificación y las rocas afectadas por la alteración hidrotermal (Figura 42-A y B).

Desde el punto de vista petrográfico, 1. La alunita diseminada se observa como cristales aciculares y tabulares con tamaños entre 0.1 a 0.3 mm, con colores de interferencia grises a amarillos de primer orden y en ocasiones los cristales aciculares de alunita se exhiben formando un enrejado (Figura 43-A, B y C). 2. Las brechas tectónica-hidrotermales que afloran en el túnel Veta de Barro están compuestas principalmente por clastos representado en cuarzo y fragmentos líticos, una matriz molida de grano fino compuesta por cuarzo

microcristalino, cristales de sulfuros y alunita representando el cemento. Éstos cristales aciculares de alunita, los cuales representan el cemento, son de tamaños <0.15 mm, y con menor ocurrencia cristales tabulares de alunita con tamaños entre 0.25 a 3 mm (Figura 43-D y E). Cuarzo euهدral y cuarzo drusa asociado al intercrecimiento de cristales aciculares alunita en espacios abiertos o vugs con tamaños entre 0.2 a 0.55 mm (Figura 43-F y G).

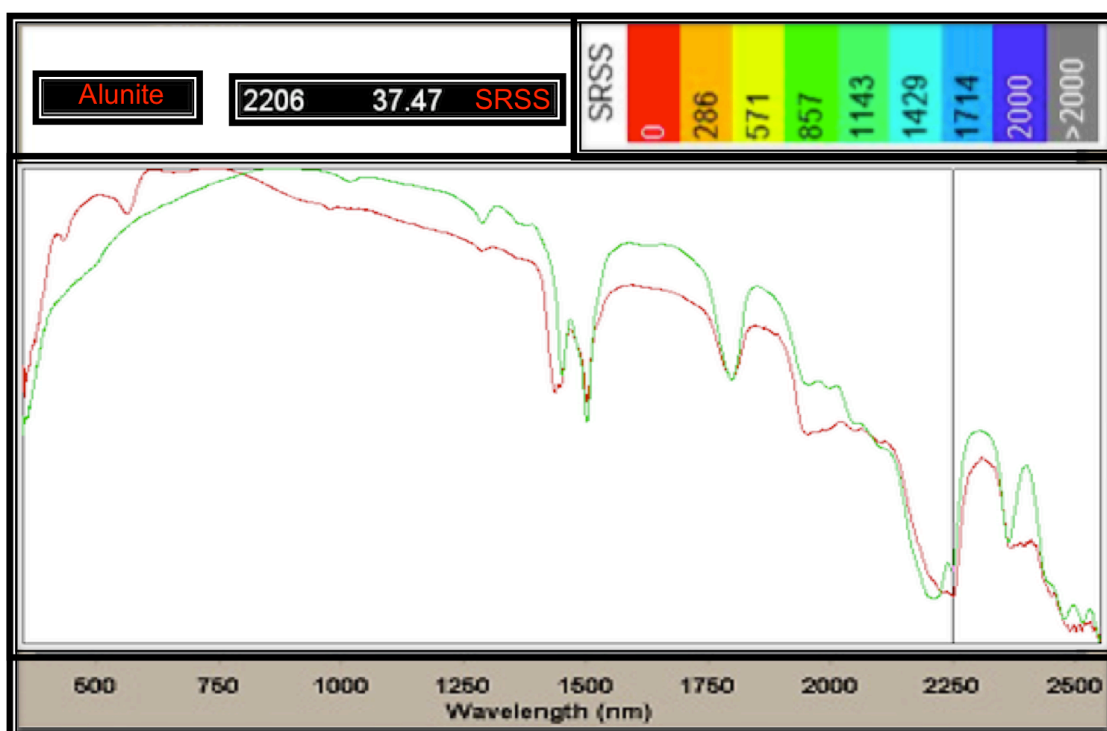
Figura 43. Microfotografías de los diferentes contextos y texturas la formación de alunita en el túnel Veta de Barro. Luz transmitida, nicols cruzados, Objetivo X5, A-I.



3. Vetillas de cuarzo-alunita se observan cortando la brechificación y aquellas rocas afectadas por la alteración argílica avanzada. Cristales pseudo-tabulares de alunita en las vetillas cuarzo-alunita con tamaños entre 0.1-0.25 mm (Figura 43-H e I). La alunita diseminada en las rocas afectadas por la alteración argílica

avanzada fue monitoreada por el análisis de Terraspec (Figura 44) y DRX (Anexo C).

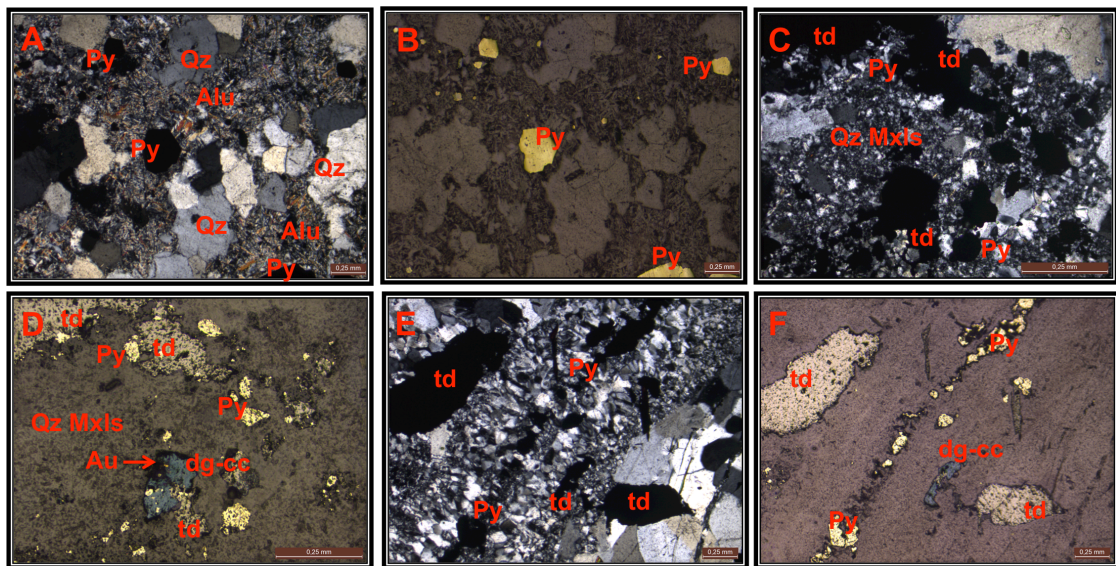
Figura 44. Espectro del infrarrojo de onda corta (SWIR) indicando la fase mineral de una muestra pertenecientes al túnel Veta de Barro. A) Alunita perteneciente a la muestra GH-72-M1. La línea verde es el espectro (SWIR) de la alunita y la línea roja es el espectro (SWIR) medido.



En base a las características de los tres principales contextos de alteración argílica avanzada (magmático-hidrotermal o hipógena, calentado por vapor y supergénica) relacionada a los depósitos epitermales documentado por (Sillitoe, 1993; Hedenquist., et al 2000; Simmons et al., 2005; Camprubí et al., 2006). Se sugiere que la alunita presente en el túnel Veta de Barro puede ser considerada hipógena debido a su textura, habito cristalino, tamaño entre 0.1 mm a 0.6 mm y coexistencia con los minerales de sulfuro ya que la alunita supergénica es producto por la oxidación de sulfuros de grano fino en zonas superficiales de meteorización y con tamaños < 20 μm .

La caolinita se exhibe en la matriz de las brechas tectónicas y en zonas silicificadas como agregados microcristalinos, incoloros y de relieve moderado. Generalmente asociado a cuarzo masivo o microcristalino y alunita.

Figura 45. Microfotografías de los sulfuros asociados a la etapa 3 y relacionados a la alteración argílica avanzada. Luz transmitida (Nx) A, C y D. Luz reflejada (N//) B, D y F.



Los sulfuros relacionados a la alteración argílica avanzada, se exhiben como: 1. Diseminados en las rocas afectadas por la alteración hidrotermal, y 2. Como cemento en las brechas tectónicas y venas que cortan las brechas. El sulfuro predominante es la pirita, el cual se presenta como cristales anhedrales a subhedrales de grano fino con tamaños entre 0.1 a 0.7 mm de color amarillo y se muestran diseminados en las rocas afectadas por la alteración argílica avanzada (Figura 45-A y B). Sulfuros representando el cemento en las brechas tectónicas como cristales anhedrales de pirita de grano fino con tamaños entre 0.1 a 0.3 mm, con menor ocurrencia cristales subhedrales a euhedrales de tetraedrita de grano medio con tamaños entre 0.3 a 3 mm de color gris claro e isotrópico, esfalerita de color gris oscuro e isotrópico como diminutas inclusiones debido a las exsoluciones de la tetraedrita (Figura 45-C y D).

Cristales de pirita y tetraedrita con tamaños entre 0.1 a 0.3 mm en Vetillas de cuarzo-pirita-tetraedrita cortando las brechas tectónicas (Figura 45-E y F).

El oro nativo asociado a la etapa 3, se presenta con tamaños entre 14 a 80 μm , con reflectividad muy alta e intercrecido con tetraedrita y pirita (Figura 45-D y Figura 41-C). De acuerdo a Felder *et al.* (2005) la ocurrencia del oro en el Proyecto Angostura, se encuentra asociado principalmente a cristales de tetraedrita y en cantidades menores con calcopirita, representando la matriz de la roca con intercrecimiento de tetraedrita y agregados de pirita o en matriz de sílice, con tamaños entre 5 a 180 μm . Minerales de cobre-arsénico y cobre-antimonio, tales como enargita, y sus dimorfos luzonite, famatinite se asocian mas al oro electrum mientras que la tetraedrita y tenantita se asocian mas al oro nativo; los tres primeros minerales mena indican un estado de alta sulfuración y los últimos un estado de intermedia sulfidación (Simmons *et al.*, 2005). Relaciones paragenéticas entre estos minerales indican que los estados de sulfuración fluctúan entre la alta y intermedia, pero que la deposición de oro nativo (no electrum) se asocia más con estados de sulfuración intermedia (White *et al.*, 1995; Einaudi *et al.*, 2003).

5.3.3 Etapa 3. Ambiente epitermal de intermedia sulfuración. Éste evento epitermal se caracteriza para la presencia de rellenos de cuarzo hidrotermal (Qz1) + pirita, asociados a las brechas tectónico-hidrotermales que afloran en el sector de Veta de Barro y se caracterizan por presentar texturas de re-cristalización del cuarzo (Figura 46).

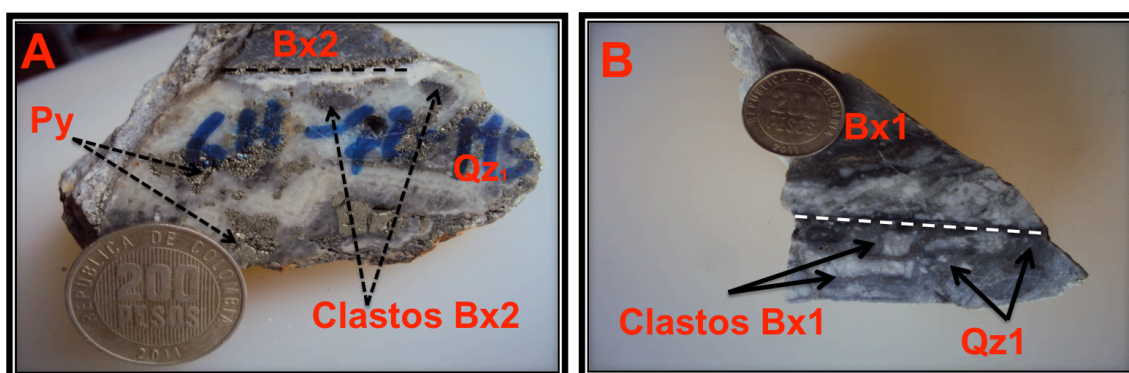
En las zonas mas someras de un sistema epitermal (<100°-150°C), hay una variedad de minerales silíceos son: silica amorfa, crisobalita, tridimita, calcedonia y cuarzo (Corbett y Leach, 1998). La temperatura es el control mas importante en la deposición de las diferentes especies minerales de sílice, sin embargo hay otros factores que también influyen tales como la presión, salinidad, pH, la cinética de deposición y agentes complejos (Fournier, 1985a). Las principales texturas de re-cristalización de sílice son: masiva, coloforme,

crustiforme, cockade, comb, zonal, mosaico, moho, plumosa o flameante y han sido documentadas por (Adams, 1920; Lovering, 1972; Sander y Black, 1988; Dong *et al.*, 1995). Las texturas anteriormente mencionadas, son producidas directamente por precipitación de soluciones supersaturadas con respecto a un gel de sílice precursor, por cristalización o re-cristalización de la calcedonia o de la sílica amorfa (Dong *et al.*, 1995; Camprubí y Albinson, 2007). Las diferentes texturas de recristalización de la sílice son producto de un repetitivo fracturamiento y sellamiento de las estructuras que controlan la formación de las vetas (Albinson, 1995), las cuales han sido afectadas por múltiples episodios de silicificación y brechificación. Algunas de éstas texturas tales como cuarzo crustiforme y coloforme rellenando vetas, están presentes en algunas brechas tectónicas del sector de Veta de Barro y se encuentran asociadas al cuarzo hidrotermal (Qz1). Las texturas de cuarzo coloforme y crustiforme son clasificadas por varios autores como características de ambientes epitermales de baja a intermedia sulfidación (Corbett y Leach, 1998; Sillitoe y Hedenquist *et al.*, 2003; Camprubí y Albinson *et al.*, 2007). La presencia del cuarzo hidrotermal (Qz1) sugiere que fue un relleno de sílice hidrotermal en una de las etapas tardías de apertura-sellado de la estructura principal, donde el cuarzo hidrotermal exhibe texturas primarias y de re-cristalización. Las texturas de cuarzo típicas de ambientes epitermales de alta sulfidación no son muy comunes en el sector de Veta de Barro, pero algunas texturas de tipo Vuggy se han observado en las brechas tectónico-hidrotermales.

Desde el punto de vista petrográfico, se observó que las rocas afectadas por los rellenos de cuarzo hidrotermal (Qz1) en el sector de Veta de Barro, exhiben algunas texturas de re-cristalización del cuarzo calcedonia o sílica amorfa tales como: Mosaico (Figura 47-C), plumosa-flameante (Figura 47 D y E), coloforme (Figura 47-I), masiva (Figura 47 H y I), zonado (Figura 47-A), crustiforme (Figura 47 E y G), cockade (Figura 47-F), y comb (Figura 47-B).

La textura mosaico se caracteriza por agregados microcristalinos a cristalinos de cuarzo, cuyos contornos son irregulares o imbricados (Dong *et al.*, 1995). Esta textura es interpretada como el resultado de la re-cristalización de calcedonia masiva o de sílice amorfa (Camprubí y Albinson, 2007; Dong *et al.*, 1995.).

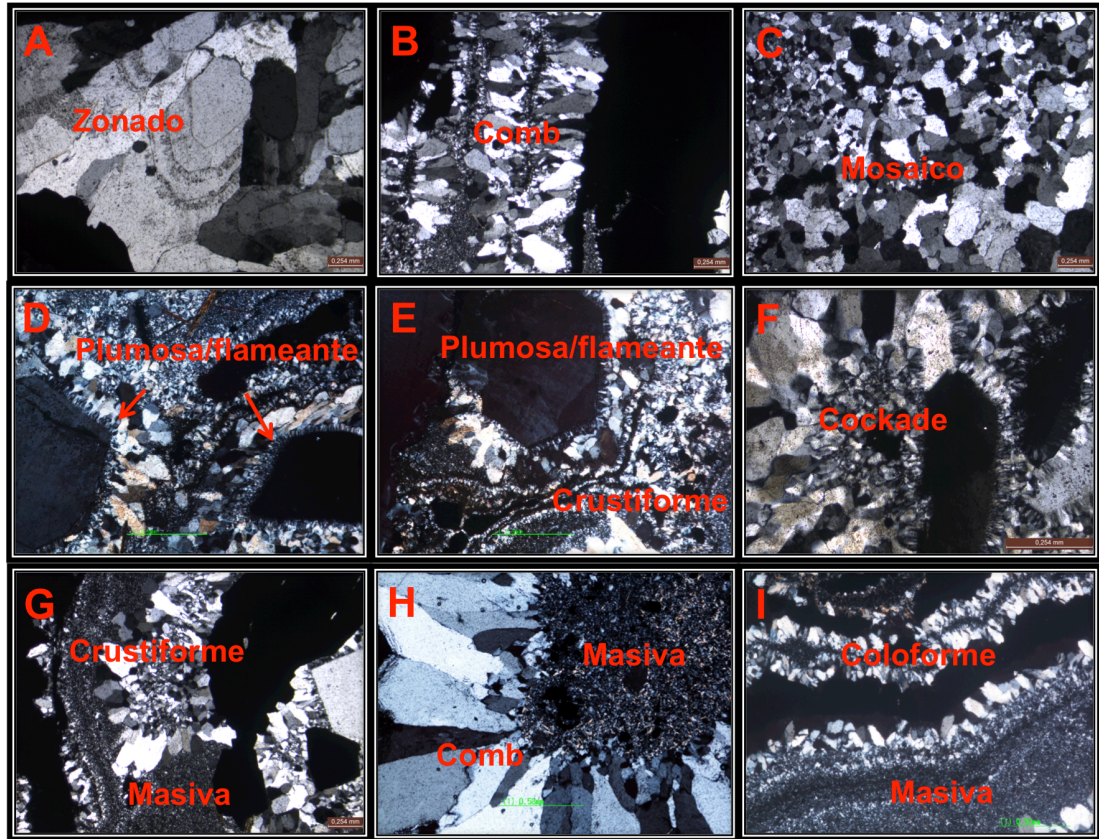
Figura 46. Muestras de mano perteneciente a brechas tectónico-hidrotermales. A y B. Éstas están siendo cortadas por el relleno de cuarzo hidrotermal (Qz1), el cual presenta texturas de re-cristalización del cuarzo.



La textura de cuarzo plumoso (Sander y Black, 1998) o también conocida como flameante (Adams, 1920; Dong *et al.*, 1995). Esta textura de re-cristalización se desarrolla a partir de agregados de calcedonia fibrosa con superficies externas redondeadas, derivadas de un gel de sílice precursor (Dong *et al.*, 1995). Rogers (1918) introdujo el término "coloforme" para describir el cuarzo de forma redondeada o botroidal que se produce en bandas continuas. La textura coloforme es una textura primaria que ha sido interpretada para indicar una rápida deposición de cuarzo calcedonia en espacios abiertos con forma de bandas en los sistemas epitermales someros (Bodnar *et al.*, 1985; Fournier, 1985; Roedder, 1984).

La textura masiva se caracteriza por un cuarzo microcristalino que conserva una textura homogénea y no presenta características de bandas o de deformación (Dong *et al.*, 1995).

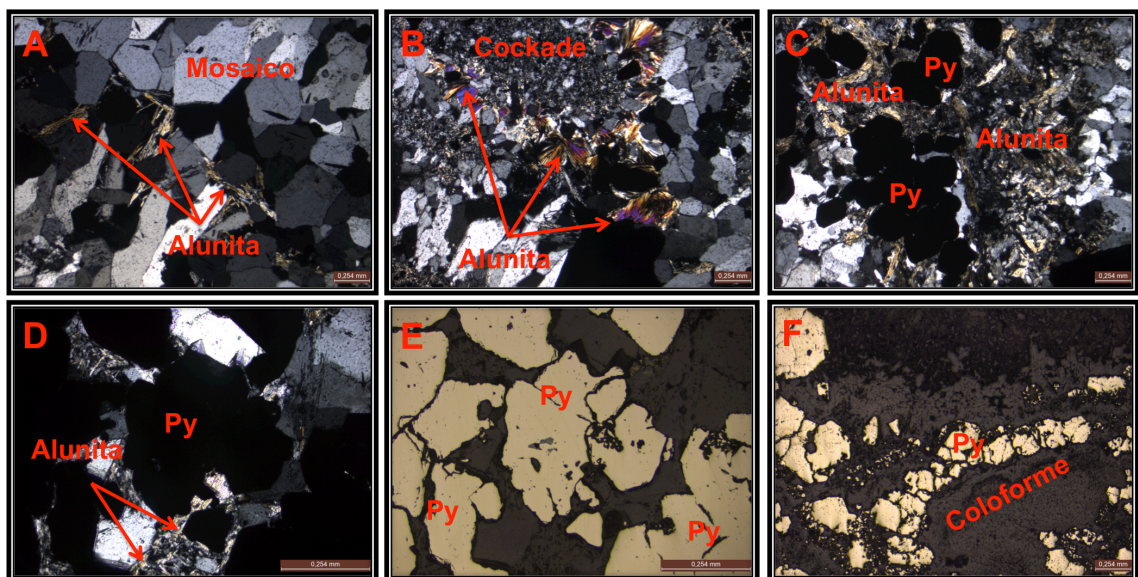
Figura 47. Microfotografías de las texturas del cuarzo asociadas a las zonas silicificadas y rellenos de cuarzo hidrotermal (Qz1). Luz transmitida, nicoles cruzados, Objetivo X5. A-I.



La textura de cuarzo zonado, se caracteriza por un cuarzo euhedral que generalmente presenta un intercrecimiento de inclusiones fluidas paralelas a las caras de crecimiento del cristal (Dong *et al.*, 1995). La textura crustiforme es una textura de deposición primaria que ha sido descrita por Adams (1920), Lindgren (1933), Bodnar *et al.*, (1985) y Dong *et al.*, (1995). Se caracteriza por tener bandas sub-paralelas entre si y cada una con textura, composición y/o color propios (Dong *et al.*, 1995). La textura cockade es una textura de deposición primaria y suele estar asociada a zonas de brechas, la cual consta de bandas crustiformes concéntricas que rodean los fragmentos aislados de las paredes de la roca. La textura de cuarzo comb se caracteriza por cristales gruesos, imperfectos, euhedrales creciendo en espacios abiertos y perpendicular a las paredes de las venas (Adams, 1920).

Las texturas de cuarzo asociadas a la etapa 3, incluyen ejemplos de texturas que según Moncada *et al.* (2012), pueden ser originadas como resultado de ebullición tales como; mosaico, plumosa-flameante, coliforme y crustiforme. Estas texturas también pueden ser indicadoras de no-ebullición (Moncada, *et al.*, 2012) tales como; cockade, masiva y comb. La ocurrencia de ebullición no necesariamente significa que siempre este ligada a la aparición de asociaciones metálicas (Camprubí y Albinson, 2007), pero la caracterización de estas texturas en términos de ebullición y no-ebullición, son de suma importancia en el estudio de microtermometría de inclusiones fluidas para la identificación de las asociaciones de inclusiones fluidas primarias y secundarias.

Figura 48. Alunita y sulfuros relacionados a la silicificación. Luz transmitida, nicols cruzados, Objetivo X5. A-D. Luz reflejada, nicols paralelos, Objetivo X5. E y F.



Éstos rellenos de cuarzo hidrotermal (Qz1), se encuentran asociados a cristales aciculares y pseudo tabulares de alunita con tamaños entre 0,15 a 0,30 mm (Figura 48 A, B y C). Debido a la presencia de alunita, se puede inferir que las diferentes texturas de re-cristalización del cuarzo fueron afectadas por

una alteración argílica avanzada en los estadios finales del sistema epitermal de alta sulfuración y comienzos de intermedia sulfidación.

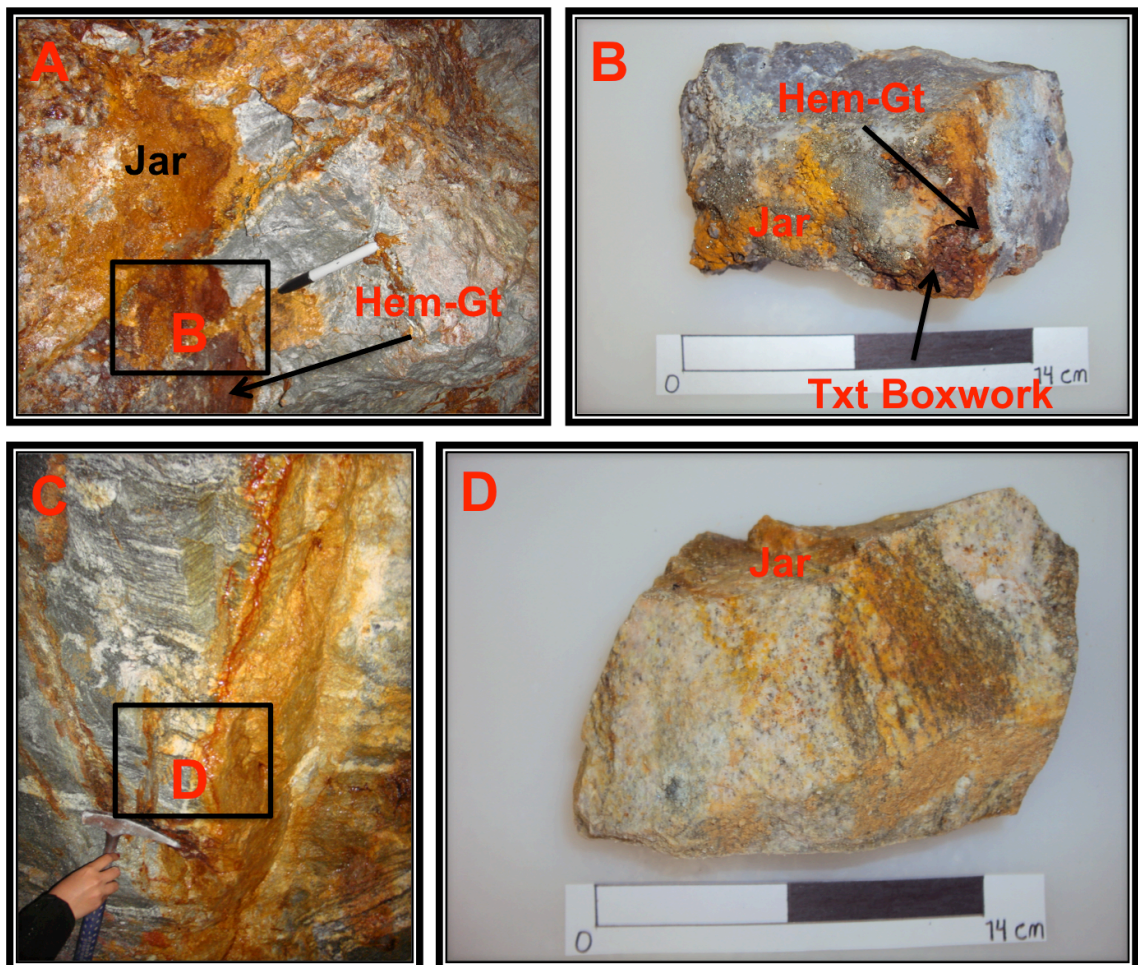
Los sulfuros relacionados a la etapa 3, se presentan principalmente diseminados en las rocas afectadas rellenos de cuarzo hidrotermal (Qz1). El sulfuro predominante es la pirita, se presenta como cristales euhedrales a subhedrales de color amarillo y de grano fino a grueso con tamaños entre 0,25 mm hasta 7 mm (Figura 48 D y E).

5.3.4 Etapa 4. Alteración supergénica. La alteración supergénica se observa en todas las rocas aflorantes en el sector de Veta de Barro. Esta alteración está asociada a procesos supergénicos y consta de un reequilibrio de la mineralogía hipógena (hidrotermal) a las condiciones oxidantes cerca de la superficie terrestre, y se caracteriza por la formación de óxidos de hierro, jarosita y enriquecimiento secundario de sulfuros de Cu. La presencia de hematita, goethita como agregados botroidales, masivos y en textura boxwork (cavidades compuestas por limonitas y óxidos de hierro debido a la oxidación o lixiviación de sulfuros) de color rojo a negro y jarosita como agregados masivos de color amarillo-naranja, se exhiben principalmente en las paredes superficiales de la roca y localmente ligadas a la alteración argílica avanzada (Figura 49-A, B, C y D). Estos minerales se consideran como productos de la oxidación de los sulfuros por encima de la tabla de agua (Sillitoe, 2005). Digenita/calcosina se formaron como producto de alteración supergénica o lixiviación de la tetraedrita y están asociadas al enriquecimiento secundario de sulfuros de Cu en el sector de Veta de Barro. Sin embargo, el reemplazamiento sucesivo de calcosina y digenita también es común cuando la composición de una solución supergénica oxidada cambia a medida que la pirita se consume en la zona de origen (Chávez, 2000).

Se observa digenita/calcosina como masas o agregados masivos de color negro-plata, reemplazando cristales cúbicos-tabulares de tetraedrita y también

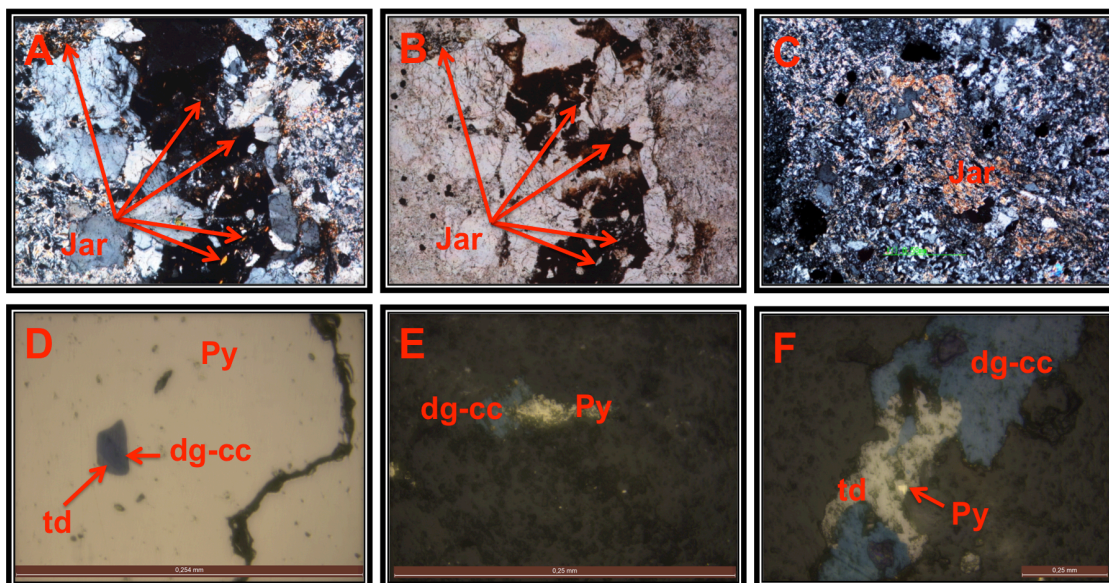
sustituyendo algunas inclusiones de tetraedrita en cristales cúbicos de pirita de grano fino a medio.

Figura 49. A y C. Rocas del Pre-Ordovícico Medio afectada por la alteración supergena. B. Muestra GG-58-M2 tomada del recuadro negro observado en A. D. Muestra GI-60-M1 tomada del recuadro negro observado en C.



Calcosina y digenita son productos de reemplazamiento comúnmente en las partes superiores de una zona de enriquecimiento de sulfuros, con covelita a mayores profundidades (Flores, 1985, en Chávez, 2000). Por lo tanto, los minerales de óxido estables y de pH moderado son favorecidos, como el resultado del reemplazamiento de sulfuros de cobre por óxidos de cobre geoquímicamente apropiados (Chávez, 2000).

Figura 50. Microfotografías de diversas litologías del sector de Veta de Barro siendo afectadas por la alteración supérgena. Luz transmitida, nicols cruzados, Objetivo X5. A y C, nicols paralelos, B. Luz reflejada, nicols paralelo, D, E, Objetivo X20 y F, Objetivo X5.



Desde el punto de vista petrográfico, ésta alteración está representada principalmente por jarosita asociada a zonas de alteración argílica avanzada, digenita-calcosina esta presente en las brechas tectónicas como enriquecimiento secundario de sulfuros de Cu y trazas de hematita-goethita en algunas rocas del Proterozoico. La jarosita se caracteriza por agregados microcristalinos de color amarillo-naranja, pseudomorfizando algunos cristales de pirita (Figura 50-A, B y C). Digenita-calcosina se presenta como cristales euhedrales a subhedrales de color gris-azulado oscuro, muestra una leve anisotropía y pleocroísmo; estas características se presentan generalmente cuando la digenita esta en intercrecimiento regular con calcosina donde la exsolución de digenita puede resultar de la calcosina lamelar y trazas de hematita-goethita como agregados botroidales, masivos de color rojo y negro (Figura 50-D, F y E). La oxidación supérgena en los sulfuros juega un papel crucial en la liberación de oro a partir de sulfuros refractarios, haciendo algunas áreas potencialmente de interés económico debido al procesamiento de bajo costo (Simmons *et al.*, 2005).

5.4 RESUMEN DE LA EVOLUCIÓN HIDROTERMAL DEL SECTOR VETA DE BARRO.

En términos generales, se pudo identificar tres estilos de mineralización hidrotermal basados en las asociaciones minerales, alteraciones y tipos de venillas (ver tabla 2): 1. Mineralización de tipo pórfido somero caracterizado por la asociación mineral de alteración sericitíca o fílica (Figura 51 A), asociado a pirita diseminada y vetillas de cuarzo-pirita con halos de sericita y cuarzo-especularita. Gustafson y Hunt (1975) describen las venas tipo D como vetillas de cuarzo-pirita con halos de alteración que contengan sericita \pm clorita, en niveles mas someros, bornita y enargita puede coexistir con pirita y en niveles mas profundos, la pirita comúnmente se presenta con calcopirita en las venas tipo D. Otras definiciones sobre las venas tipo D incluyen halos de sericita envolviendo venillas de cuarzo con pirita, magnetita, hematita especular y otros minerales (Por ejemplo, Atkinson *et al.*, 1996; Seedorff and Einaudi, 2004^a, en Seedorff and Dilles *et al.*, 2005). Sillitoe (2010) denomina las vetillas tipo D (Figura 51 B), propias de ambientes porfiríticos apicales y asociadas a la alteración sericitíca o fílica. 2. Mineralización tipo epitermal de alta sulfuración, representado por las asociaciones minerales de alteraciones argílica, argílica avanzada (Figura 52), la pirita es el sulfuro predominante pero está acompañado por otros minerales mena como tetraedrita, digenita, calcosina, calcopirita, hübnerita, magnetita-ilmenita y esfalerita. La típica asociación paragenética de los sulfuros es tetraedrita-digenita-calcosina-pirita, la cual se encuentra ligada al oro nativo pero también se observaron inclusiones de tetraedrita-digenita-calcosina en pirita y tetraedrita-esfalerita. 3. Mineralización tipo epitermal de intermedia sulfidación está representado por rellenos de cuarzo hidrotermal + pirita, el cual exhiben texturas de re-cristalización del cuarzo tales como cuarzo crustiforme-coloforme. La pirita de grano grueso a medio, es el sulfuro predominante en la misma. Estados de alta a intermedia sulfuración y minerales mena que están asociados con cuarzo + alunita \pm pirofilita \pm dickita \pm caolinita, están íntimamente asociados a la cristalización de intrusiones ígneas y exsolución de fluidos magmáticos (Simmons *et al.*, 2005).

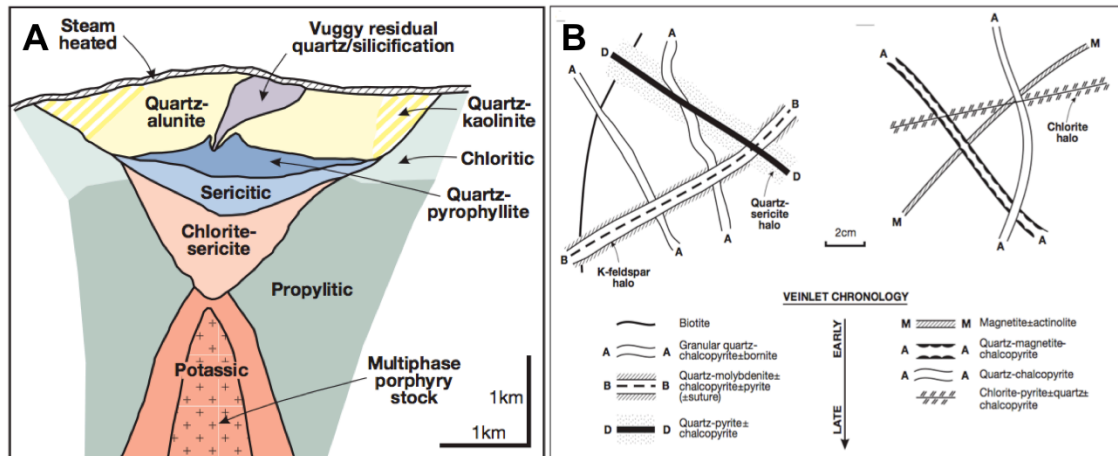
Tabla 2. Secuencia paragenética del túnel Veta de Barro y sus alrededores. La línea continua y ancha indica una abundancia relativa comparada con los otros minerales. BxTH: Brechas tectónica-hidrotermales; Folt: Foliación tectónica; Texcat: Texturas cataclásticas; Sdefor: Sombras de deformación en los clastos; MEtBr: Múltiples etapas de brechificación-silicificación; Jigsaw-fit: Disposición caótica de los clastos; GougeF: Gouge de falla.

	Minerales	Ambiente Porfírico	Ambiente Epitermal			Ambiente Supergeno
		Etapa 1	Alta Sulfuración	Intermedia Sulfuración	Etapa 4	
			Etapa 2	Etapa 3		
Minerales de alteración y ganga	Cuarzo	-----	-----	-----	-----	-----
	Grano grueso con extinción ondulante	-----	-----	-----	-----	-----
	Calcedonia	-----	-----	-----	-----	-----
	Grano fino	-----	-----	-----	-----	-----
	Cuarzo Comb (venas y brechas)	-----	-----	-----	-----	-----
	Cuarzo Drusy (venas y brechas)	-----	-----	-----	-----	-----
	Cuarzo prismático en oquedades (vuggy)	-----	-----	-----	-----	-----
	Textura coliforme / crustiforme	-----	-----	-----	-----	-----
	Textura zonada, plumoso-flameado	-----	-----	-----	-----	-----
	Textura cockade, masiva	-----	-----	-----	-----	-----
	Textura mosaico	-----	-----	-----	-----	-----
	Sericita (moscovita de grano fino)	-----	-----	-----	-----	-----
	Zircón	-----	-----	-----	-----	-----
	Rutilo	-----	-----	-----	-----	-----
	Caolinita	-----	-----	-----	-----	-----
	Illita	-----	-----	-----	-----	-----
	Montmorillonita	-----	-----	-----	-----	-----
	Clorita	-----	-----	-----	-----	-----
Dolomita	-----	-----	-----	-----	-----	
Titanita	-----	-----	-----	-----	-----	
Alunita	-----	-----	-----	-----	-----	
Diseminada	-----	-----	-----	-----	-----	
Cemento en brechas y rellano cavidades	-----	-----	-----	-----	-----	
Vetillas con cuarzo comb	-----	-----	-----	-----	-----	
Jarosita	-----	-----	-----	-----	-----	
Mineralogía de mena	Pirita	-----	-----	-----	-----	-----
	Granular de hábito cúbico (diseminado y en venas)	-----	-----	-----	-----	-----
	Grano fino, cúbico/anhdral, diseminado	-----	-----	-----	-----	-----
	Grano fino asociado cuarzo coliforme/crustiforme	-----	-----	-----	-----	-----
	Especularita	-----	-----	-----	-----	-----
	Calcopirita	-----	-----	-----	-----	-----
	Magnetita-Ilmenita	-----	-----	-----	-----	-----
	Tetraedrita	-----	-----	-----	-----	-----
	Digenita	-----	-----	-----	-----	-----
	Calcosina	-----	-----	-----	-----	-----
	Hübnerita	-----	-----	-----	-----	-----
	Esfalerita	-----	-----	-----	-----	-----
	Oro Nativo	-----	-----	-----	-----	-----
Hematita	-----	-----	-----	-----	-----	
Goethita	-----	-----	-----	-----	-----	
Venas / Vetillas	Tipo D: Cuarzo+pirita (cubica) ±calcopirita	-----	-----	-----	-----	-----
	Cuarzo+especularita±pirita	-----	-----	-----	-----	-----
	Cuarzo+dolomita	-----	-----	-----	-----	-----
	Cuarzo comb/calcedonia +alunita	-----	-----	-----	-----	-----
	Cuarzo comb+tetraedrita+digenita+calcosina±pirita	-----	-----	-----	-----	-----
Brechas	BXTH1 (Folt, Texcat, Sdefor, MEtBr)	-----	-----	-----	-----	-----
	BXTH2 (Texcat, Sdefor, MEtBr, Jigsaw-fit)	-----	-----	-----	-----	-----
	BXTH3 (GougeF, Texcat, Sdefor, MEtBr)	-----	-----	-----	-----	-----

En efecto, puede existir alguna afiliación entre los depósitos epitermales de alta e intermedia sulfuración (Reed, 1997, en Einaudi et al., 2003), pero con diferencias en las proporciones metálicas (Cu-Au Vs Pb-Zn-Ag-Au), lo anterior probablemente sea el resultado de una progresiva reducción inducida por las paredes de la roca y la neutralización de los fluidos reactivos, debido a

procesos que afecta las concentraciones de HCl, SO₂ y H₂S, y en consecuencia limita las concentraciones de metal en el fluido (Einaudi *et al.*, 2003).

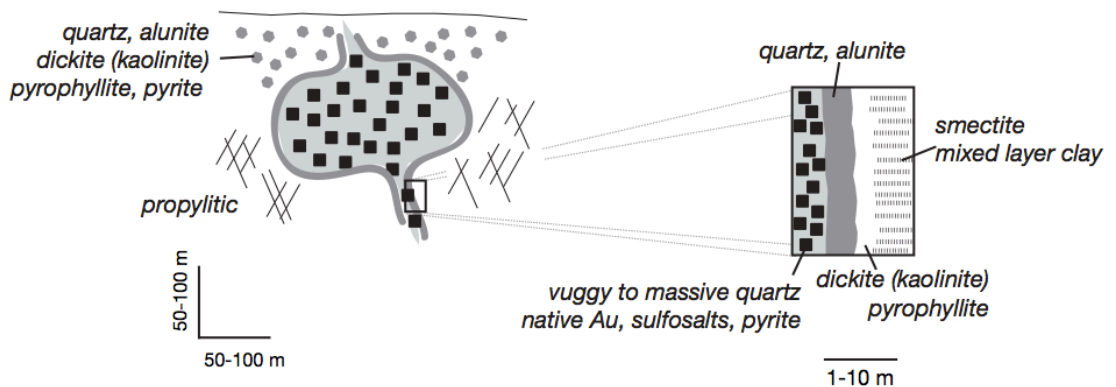
Figura 51. Modelo generalizado de alteraciones, mineralizaciones y vetillas asociadas para un sistema de pórfido de Cu-Au-Mo.



Tomado: Sillitoe (2010).

Figura 52. Zonación mineralógica de los depósitos epitermales asociados con cuarzo + alunita ± pirofillita ± dickita ± caolinita.

Quartz + Alunite ± Pyrophyllite ± Dickite ± Kaolinite



Tomado: Simmons *et al.* (2005).

5.5 INCLUSIONES FLUIDAS.

5.5.1 Petrografía de inclusiones fluidas. El estudio de inclusiones fluidas se enfocó en los cuarzos de origen hidrotermal, que hacen parte de las alteraciones cuarzo-sericita, argílica avanzada, con la finalidad de poder establecer las características físico-químicas de los paleofluidos que dieron origen a la mineralización presente en el sector del túnel Veta de Barro.

La petrografía se centró en la identificación de las asociaciones de inclusiones fluidas (AIF) presentes en las muestras GH-72-M5, GH-72-M3 y GFF-56-M1. Las AIF representa un grupo de inclusiones fluidas que fueron atrapadas al mismo tiempo (Bodnar, 2003a; Goldstein and Reynolds, 1994). Las AIF generalmente están compuestas por inclusiones primarias, secundarias y pseudo secundarias, es decir, aquellas que fueron atrapadas durante los estadios tempranos de la cristalización del mineral y otras que fueron atrapadas a lo largo de las fracturas (secundarias), tiempo después de la formación del mismo. El estudio petrográfico se realizó en las inclusiones fluidas primarias y no se tuvo en cuenta aquellas inclusiones fluidas que evidenciaran cambios de volumen stretching-leaking, estrangulación y decrepitación.

La muestra GH-72-M5 presenta excelentes AIF, con inclusiones primarias y secundarias, mientras que las muestras GH-72-M3 y GFF-56-M1, no exhiben inclusiones fluidas fáciles de identificar, y donde se observaron inclusiones fluidas de reducido tamaño, aisladas y algunas estranguladas, por lo que se dificultó el reconocimiento de inclusiones fluidas primarias y secundarias, y por ende los datos registrados de microtermometría de inclusiones fluidas para estas muestras son poco confiables. Por tal motivo, solo se documentó en el presente manuscrito el estudio de inclusiones fluidas para la muestra GH-72-M5, pero los datos de inclusiones fluidas pertenecientes a las muestras GH-72-M3 y GFF-56-M1 se pueden observar en el anexo E.

Los diferentes tipos de IF estudiadas en la petrografía, se clasificaron según Shepherd et al (1985) de la siguiente forma (Figura 53):

Tipo I: monofásicas de Líquido en solitario (L)

Tipo II: bifásicas de Líquido (> 50%) Mas de vapor (<50%) (L + V)

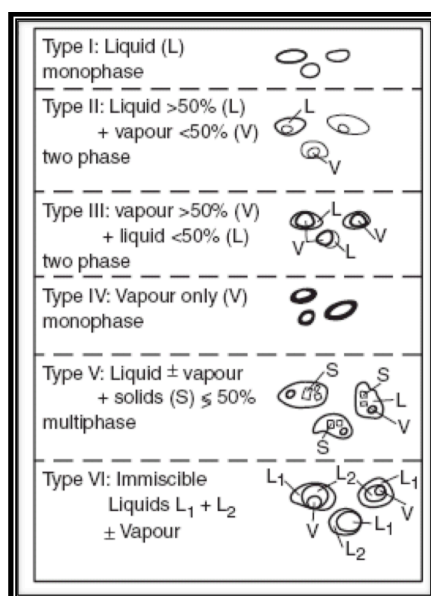
Tipo III: vapor bifásicas de (> 50%) Mas Líquido (<50%) (V + L)

Tipo IV: monofásicas de vapor en solitario (V)

Tipo V: trifásicas de + + Sólidos vapor (< 50%) (L + V + S)

Tipo VI: trifásica de Líquidos inmiscibles, Líquido 1 + 2 Líquido ± vapor (L1 + L2 + V)

Figura 53. Clasificación de los tipos de inclusiones fluidas.



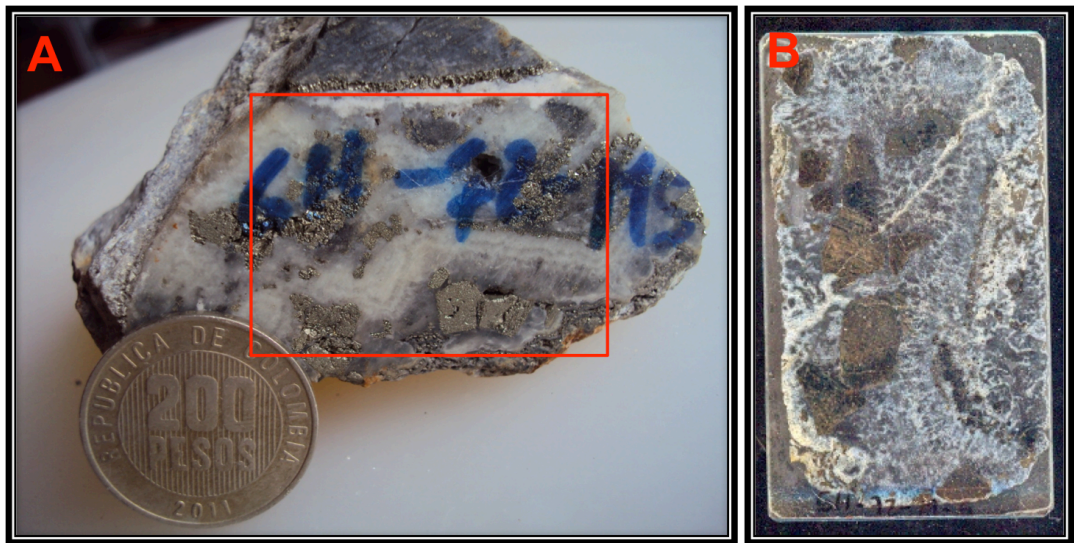
Tomado: Shepherd *et al.* (1985).

GH-72-M5

Esta muestra corresponde a una brecha tectónica que es cortada por un relleno de cuarzo hidrotermal (Qz1). El estudio de inclusiones fluidas se centró en algunas texturas de re-cristalización que exhibe el Qz1 (Figura 54-A y B), tales como; mosaico, plumoso, coloforme, crustiforme, zonado y masivo. Se reconocieron inclusiones fluidas de tipo II y tipo V, pero las inclusiones de tipo V fueron descartadas ya que algunas se presentaban estranguladas y otras se

interpretan como de origen secundario. Dentro de las zonas de crecimiento de los cristales, no se observaron inclusiones fluidas ricas en líquido coexistiendo con inclusiones ricas en vapor, por lo tanto es conveniente no tomar este fenómeno como ebullición.

Figura 54. Se observa el cuarzo hidrotermal (Qz1) perteneciente a la muestra GH-72-M5. A. Recuadro en rojo muestra donde se hizo la sección doblemente pulida observada en B.



De esta forma se reconocieron:

- **AIF 1:** Inclusiones ovoides y tabulares tipo II (Figura 55 – A). Grado de relleno para las tipo II están entre 0.8 y 0.85 respectivamente (Figura 56– A).
- **AIF 2:** Inclusiones regulares y ovoides tipo II (Figura 55 – B). Grado de relleno para las tipo II están entre 0.75 y 0.85 respectivamente (Figura 56 – B).

Figura 55. Microfotografías de los cristales de cuarzo donde se encontraron dos AIF registradas para la muestra GH-72-M5. Luz transmitida, nicoles // (A y B).

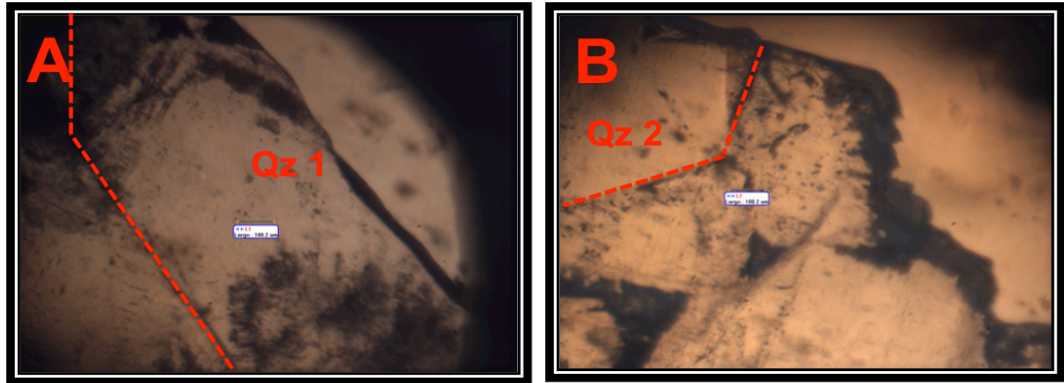
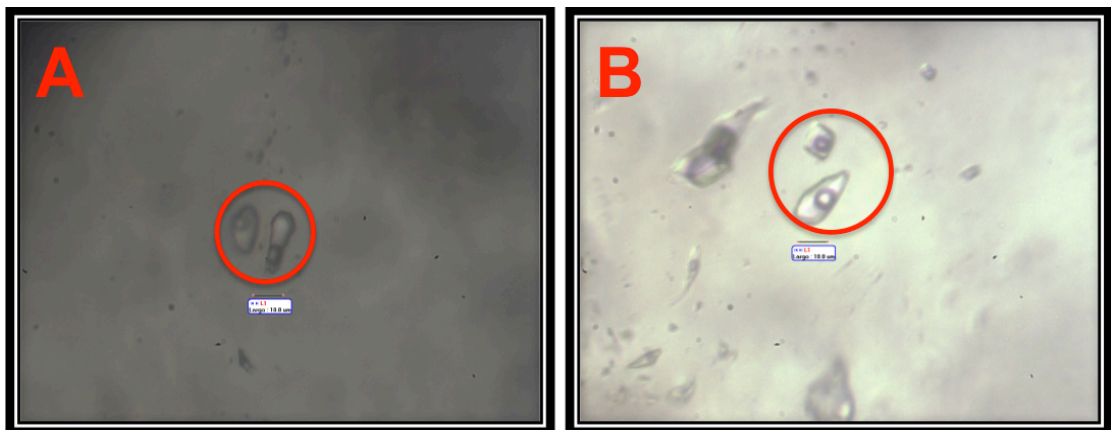


Figura 56. Microfotografías de las dos AIF identificadas en la muestra GH-72-M5. Luz transmitida, nicoles // (A y B).



5.5.2 Microtermometría de inclusiones fluidas. Mediante el análisis de microtermometría de inclusiones fluidas se discriminaron las posibles temperaturas eutécticas (T_e), temperaturas finales de fusión (T_f), temperaturas de homogenización (T_h), salinidades, densidades y composiciones químicas que se caracterizan parte de los fluidos que interactuaron con las rocas presentes en el túnel Veta de Barro.

Para determinar las mediciones anteriormente mencionadas, las inclusiones fluidas fueron enfriadas a temperaturas entre -180 y -130 °C y posteriormente

calentadas gradualmente. Para determinar los sistemas químicos de los fluidos presentes en las muestras, se usó la clasificación de Velazco (2004), donde se relacionan los diferentes sistemas salinos a la temperatura eutéctica (Te), correspondiente al comienzo de la fusión del hielo (Tabla 3). Las temperaturas eutécticas (Te) fueron difíciles de medir, por tal motivo los datos obtenidos se reportaron a manera de guía. La temperatura final de fusión (Tf) representa el dato de la temperatura a la cual ha fundido la totalidad del hielo, y mediante la ecuación 1 propuesta por Potter et al. (1978) es calculado el porcentaje de salinidad de cada inclusión (Tabla 4).

Ecuación 1: $\% \text{ NaCl} = 1.76958 \cdot T_m + 4.2384 \times 10^{-2} \cdot T_m^2 + 5.2778 \times 10^{-4} \cdot T_m^3 (\pm 0.028)$ Donde T_m = Temperatura de fusión del hielo.

El calculo de la densidad se hizo mediante el programa BULK, versión 08/12 desarrollado por Ronald J. Bakker (Tabla 4).

Tabla 3. Temperaturas del punto eutéctico para diferentes sistemas salino-acuosos (a 1 atm).

Sistema salino	Temp. eutéctico (°C)	Fases sólidas
H ₂ O-NaCl-CaCl ₂	-55 (-52)	hielo+NaCl.2H ₂ O+CaCl ₂ .6H ₂ O
H ₂ O-MgCl ₂ -CaCl ₂	-52.2	hielo+ MgCl ₂ .12H ₂ O+CaCl ₂ .6H ₂ O
H ₂ O-KCl-CaCl ₂	-50.5	hielo+ CaCl ₂ .6H ₂ O
H ₂ O-CaCl ₂	-49.8	hielo+ CaCl ₂ .6H ₂ O
H ₂ O-Na ₂ CO ₃ -K ₂ CO ₃	-37.0	hielo+ (Na,K) ₂ CO ₃ .6H ₂ O+ K ₂ CO ₃ .6H ₂ O
H ₂ O-NaCl-FeCl ₂	-37.0	hielo+ NaCl.2H ₂ O+FeCl ₂ .6H ₂ O
H ₂ O-FeCl ₂	-35.0	hielo+ FeCl ₂ .6H ₂ O
H ₂ O-NaCl-MgCl ₂	-35.0	hielo+ NaCl.2H ₂ O+MgCl ₂ .12H ₂ O
H ₂ O-MgCl ₂	-33.6	hielo+ MgCl ₂ .12H ₂ O
H ₂ O-NaCl-KCl	-23.5 (-22.9)	hielo+ NaCl.2H ₂ O+ KCl.nH ₂ O
H ₂ O-NaCl-NaSO ₄	-21.7	hielo+ NaCl.2H ₂ O+Na ₂ SO ₄ .5H ₂ O
H ₂ O-NaCl-NaHCO ₃	-21.8	hielo+ NaCl.2H ₂ O+NaHCO ₃
H ₂ O-NaCl-Na ₂ CO ₃	-21.4	hielo+ NaCl.2H ₂ O+Na ₂ CO ₃ .10H ₂ O
H ₂ O-NaCl	-21.2 (-21.8)	hielo+ NaCl.2H ₂ O
H ₂ O-KCl	-10.6	hielo+ KCl.nH ₂ O
H ₂ O-NaHCO ₃ -Na ₂ CO ₃	-3.3	hielo+NaHCO ₃ +Na ₂ CO ₃ .10H ₂ O
H ₂ O-NaHCO ₃	-2.3	hielo+NaHCO ₃
H ₂ O-Na ₂ CO ₃	-2.1	hielo+Na ₂ CO ₃ .10H ₂ O
H ₂ O-Na ₂ SO ₄	-1.2	hielo+Na ₂ SO ₄ .10H ₂ O

Fuente: Introducción al estudio de las inclusiones fluidas. Velazco (2004).

Tabla 4. Composición, salinidad y densidades de las inclusiones fluidas.

Muestra	Tipo de Inclusion	Densidad (g/cm ³)	T. Eutéctica (°C)	Sistema Químico	T. Final de fusión (°C) Hielo	Salinidad (% wt NaCl)
GH-72-M5	II	0,8976	-17,5	H ₂ O-NaHCO ₃ -Na ₂ CO ₃	-2,1	3,5
	II	0,8976	-14,3	H ₂ O-KCl ?	-1,2	2,1
	II	0,8874	-18,9	H ₂ O-KCl ? - H ₂ O-NaCl?	-2,1	3,5
	II	0,8755	-11,2	H ₂ O-KCl ?	-2,5	4,1
	II	0,9270	-15,5	H ₂ O-KCl	-3,4	5,5
	II	0,9360	-40,4	H ₂ O-Na ₂ CO ₃ - K ₂ CO ₃	-3,4	5,5

Mientras continúa el proceso de calentamiento sobre inclusión fluida, se llegará a un punto en el que la burbuja de la inclusión desaparece, y en ese instante se registra esta temperatura que es la temperatura de homogenización (Th). La temperatura de homogenización (Th) es una temperatura mínima del atrapamiento del fluido hidrotermal (menor que la verdadera), ya que no se conoce la presión a la que fue atrapada.

Tabla 5. Temperaturas de homogenización de las inclusiones fluidas.

Muestra	Tipo de Inclusion	Densidad (g/cm ³)	Fase a la que homogeniza	Salinidad (% wt NaCl)	Temperatura de homogenización Th (°C)
GH-72-M5	II	0,8976	L	3,5	255,4
	II	0,8976	L	2,1	199,1
	II	0,8874	L	3,5	216
	II	0,8755	L	4,1	202,5
	II	0,9270	L	5,5	262,5
	II	0,9360	L	5,5	274

Las temperaturas de homogenización para la muestra GH-72-M5 varían entre un mínimo de 199.1 °C y un máximo de 274 °C (Tabla 5). Usando los datos de temperatura de homogenización (Th) y salinidad, se realizó un gráfico que permitió interpretar las evidencias arrojadas por las IF en cuanto al número de

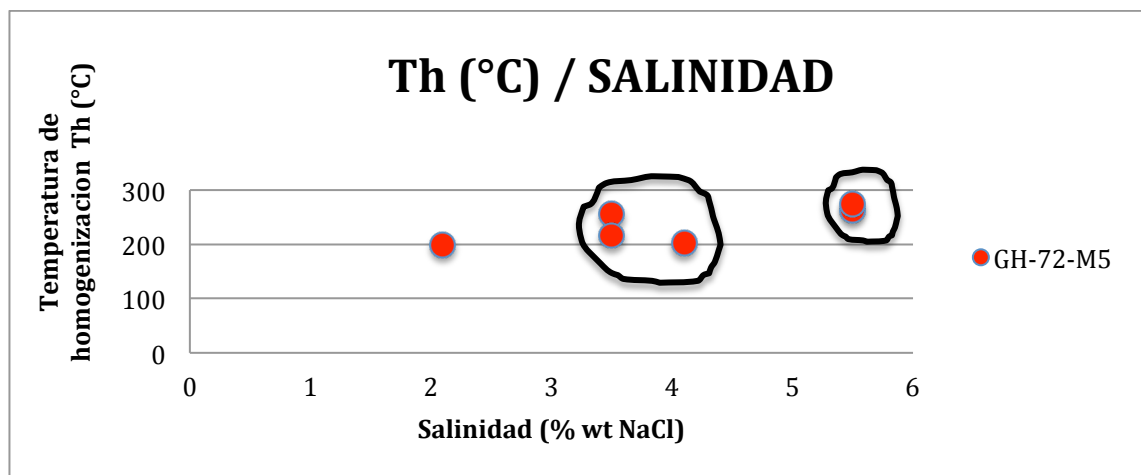
eventos presentes y a los procesos particulares a los que pudieron haber sido sometidos los fluidos durante su evolución.

Según los resultados obtenidos se pueden agrupar en dos grupos principales (Figura 57):

- Inclusiones fluidas relativamente de baja salinidad (3.5-4 wt% NaCl eq) y temperaturas de homogenización entre 216– 250 °C.
- Inclusiones fluidas de baja salinidad (5.5 wt% NaCl eq) y temperaturas de homogenización entre 262,5–274 °C.

También se observaron asociaciones de inclusiones fluidas relativamente de muy baja salinidad (2 wt% NaCl eq) y temperaturas de homogenización 199 °C.

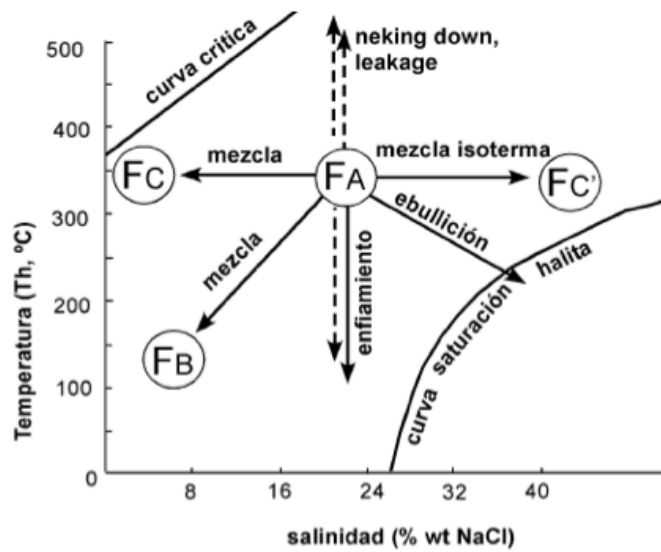
Figura 57. Gráfico de Th/Salinidad para las inclusiones fluidas estudiadas.



En general, la información procedente de los datos de temperatura de homogenización Vs salinidad en las inclusiones fluidas, permite relacionar de manera inmediata el tipo de yacimiento en función de la composición y temperatura de los fluidos hidrotermales, y a su vez identificar los procesos ocurridos en los fluidos estudiados.

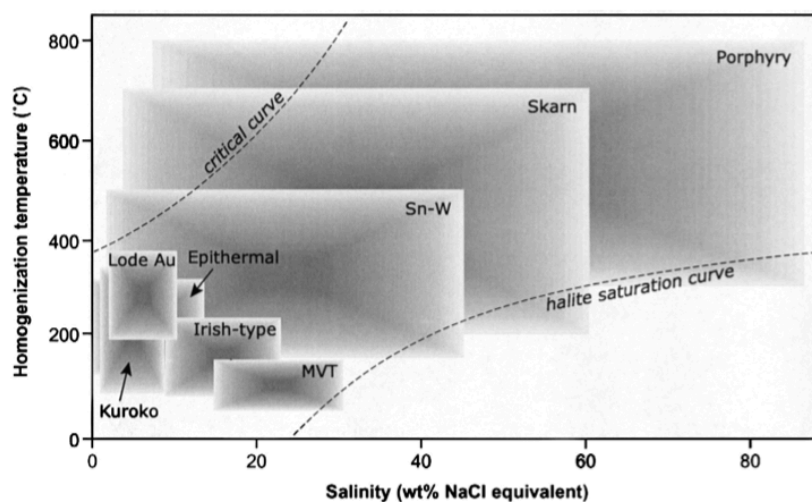
De acuerdo con lo anterior, la distribución de los datos puede interpretarse como el resultado de una mezcla de fluidos con temperaturas y salinidades relativamente diferentes (Figura 58).

Figura 58. Gráfico para la interpretación de poblaciones de datos de inclusiones fluidas.



Fuente: Introducción al estudio de las inclusiones fluidas. Velasco, 2004

Figura 59. Diagrama temperatura de homogenización Vs salinidad ilustrando los rangos típicos de inclusiones para los diferentes tipos de depósitos



Tomado: Wilkinson (2001).

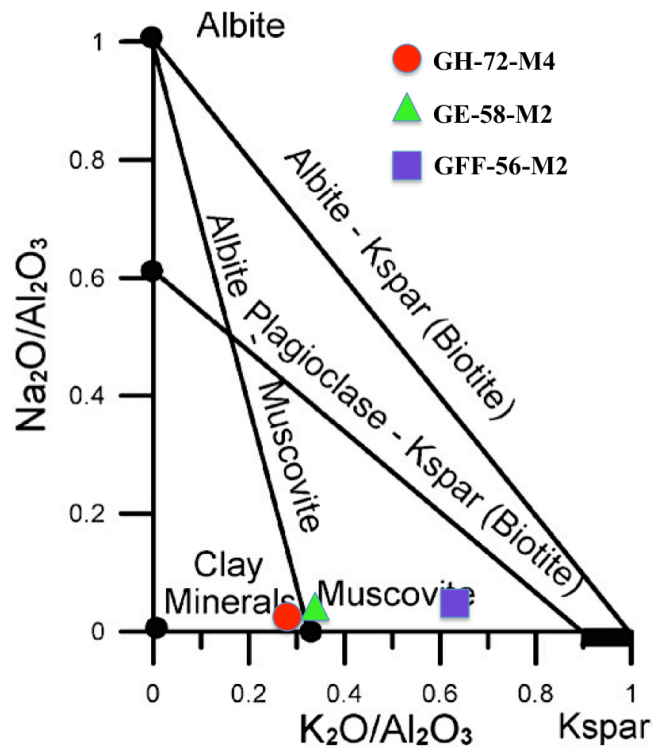
Las temperaturas de homogenización (Th) entre 200-274 °C y salinidades entre 2 – 5.5 wt% NaCl eq. registradas en el túnel de Veta de Barro, sugiere que estos rangos son típicos de sistemas epitermales (Figura 59).

5.6 GEOQUÍMICA

Se escogieron cuatro (4) muestras representativas del túnel Veta de Barro, para ser analizadas mediante la geoquímica de roca total. Tres (3) muestras relacionadas con el magmatismo del Triásico Tardío - Jurásico Temprano y una (1) muestra de la zona silicificada. Los datos de ésta última muestra sólo fueron tenidos en cuenta para la comparación de los contenidos metálicos debido a que la roca corresponde a una estructura de origen netamente hidrotermal.

Debido al efecto de las alteraciones hidrotermales y supergénicas, las litologías estudiadas pudieron haber presentado mayor grado de pérdida o ganancia de elementos más móviles (elementos litófilos de radio iónico grande o LILE - *Large ion lithophile elements*-), por tal motivo se procedió a realizar un “test de alteración” a los datos obtenidos del análisis geoquímico de roca total siguiendo el método propuesto por Davies and Whitehead, (2006). Con base en el test, el cual considera las relaciones $\text{Na}_2\text{O}/\text{Al}_2\text{O}_3$ vs $\text{K}_2\text{O}/\text{Al}_2\text{O}_3$ (en valores molares), se establece que las muestras correspondientes a cuerpos intrusivos presentan alteraciones sericíticas y argílica, coincidiendo con el análisis petrográfico. En vista que las muestras no pasaron el test de alteración (Figura 60), se procede al tratamiento de los datos, solo apoyados con los elementos de alta valencia (*High Field Strength Elements – HFSE*) y los elementos del grupo de las tierras raras (*Rare Earth Elements – REE*), debido a que éstos suelen comportarse como elementos inmóviles frente a procesos de alteración hidrotermal y supergénica (Rollinson, 1993; Hollings and Wymann, 2005).

Figura 60. Gráfico de rangos molares de álcalis/alúmina para las muestras analizadas.



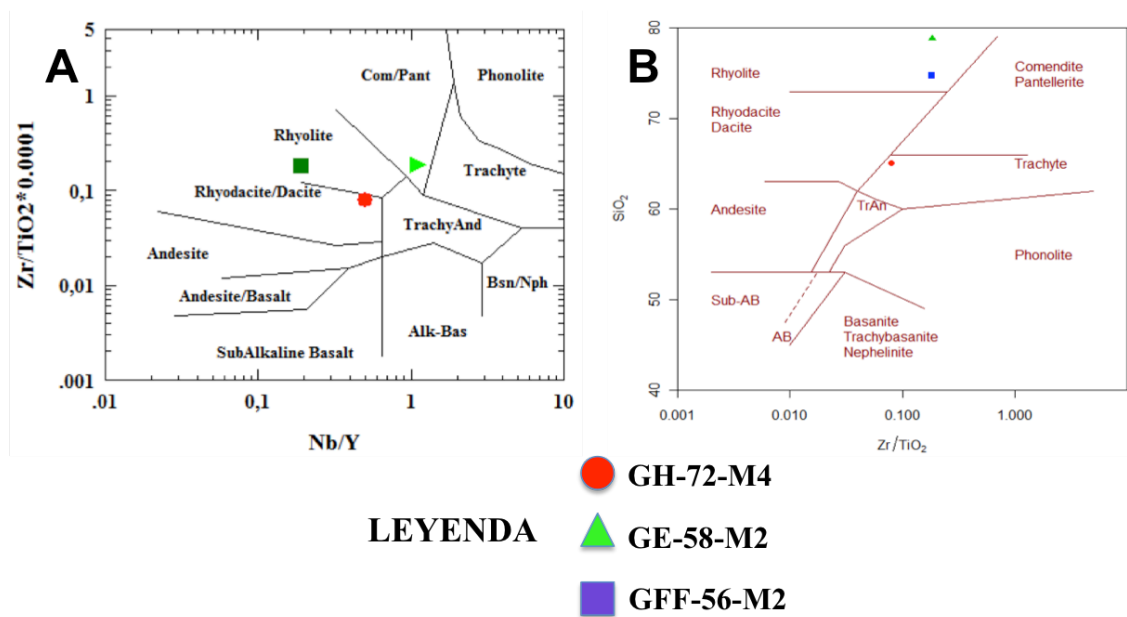
5.6.1 Clasificación de la roca. Para la clasificación general de las rocas se usaron con los diagramas de elementos traza inmóviles Zr/TiO₂ vs. Nb/Y y SiO₂ vs. Zr/TiO₂ propuesto por Winchester & Floyd (1977), con el fin de suprimir los efectos de re-movilización para los elementos mas móviles (*LILE*) afectados por la alteración hidrotermal y supergénica.

Las muestras analizadas fueron ploteadas mediante el software MinPet y su clasificación se presenta con los nombres de las rocas volcánicas, por lo que debido a esto fue necesario hacer una analogía con el Diagrama de Streckeisen para las rocas plutónicas (Le Maitre, 2002) .

Los resultados indican algunas diferencias entre las rocas del Triásico Tardío - Jurásico Temprano. Las muestras GE-58-M2 y GFF-56-M2 (alaskita I) caen en el campo de las riolitas (Figura 68-B) pero se observó que la muestra GE-58-M2 (alaskita II) en la (Figura 68-A) cae en el campo de las comenditas-panteleritas. Según Le Maitre, (2002) las comenditas son descritas como una

variedad de riolita porfirítica alcalina leucocrática compuesta por fenocristales de cuarzo, feldespato alcalino y en menor cantidad minerales máficos mientras que las panteleritas también son una variedad leucocrática de riolita alcalina con minerales máficos.

Figura 61. Diagramas de clasificación de las rocas a partir de elementos menores y trazas. A. Zr/TiO₂ vs. Nb/Y. B. SiO₂ vs. Zr/TiO₂.

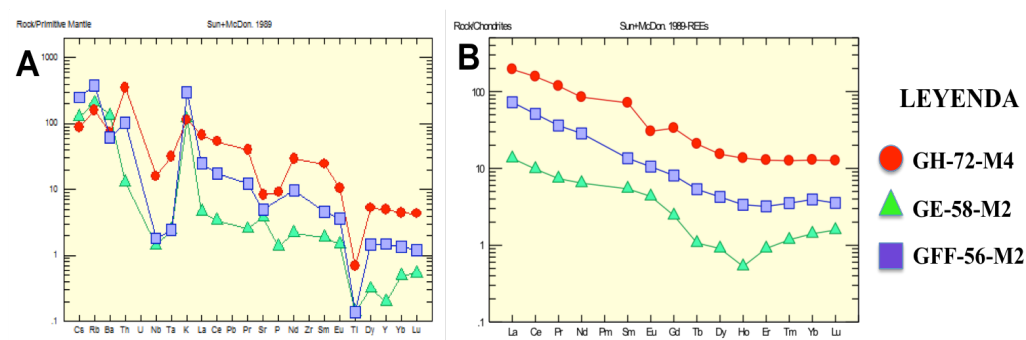


En términos generales las rocas analizadas corresponden a una variedad de riolitas peralcalinas donde su clasificación exacta depende de la relación Al₂O₃ vs total de hierro FeO propuesta por Macdonald (1974). Las segundas caen en el límite entre traquitas y rio-dacitas (Figura 68 A y B). Haciendo las correlaciones correspondientes con las rocas plutónicas según el Diagrama de Streckeisen, para las rocas GE-58-M2 y GFF-56-M2 correspondería al límite entre sienogranito a granitos de feldespato alcalino mientras que la roca GH-72-M4 corresponde a un monzogranito.

5.6.2 Elementos menores y trazas. La normalización de los valores de elementos tierras raras (REE) se hizo con respecto al condrito (Sun & McDonough, 1989). Esta distribución de tierras raras es indicadora de los procesos petrogenéticos y del origen de la evolución del fundido. La figura 62-

B, muestra un enriquecimiento en LREE (Elementos de Tierras Raras Ligeras) casi en todas las muestras, con un ligero aumento en la GH-72-M4 y una reducción en una de las muestras GE-58-M2 y GFF-56-M2. Las HREE (Elementos de Tierras Raras Pesadas) presentan un patrón casi plano. En general se observa una mayor enriquecimiento en LREE en comparación con las HREE, lo cual indica una fuente mantélica primitiva o enriquecida.

Figura 62. Gráficos de normalización respecto al condrito y al manto primitivo.



El valor de la anomalía en Eu ($Eu_N/\sqrt{Sm_N \cdot Gd_N}$) muestra una diferencia marcada entre los 2 tipos de rocas, siendo 1–1,2 para las rocas GE-58-M2 y GFF-56-M2 y 0,6 para la roca GH-72-M4 (valores >1 indican anomalías positivas, <1 indican anomalías negativas). Esta diferencia está limitada por el contenido de agua en el magma, la dificultad de nuclear plagioclasa, debido al alto contenido de agua. Lo anterior es lo que genera la anomalía positiva de Eu en las rocas alaskita I (ya que el Eu no queda retenido en las plagioclasas formadas durante el ascenso del magma), mientras la anomalía negativa de Eu para las rocas alaskita II indica un ligero fraccionamiento de plagioclasa en la fase residual del fundido durante el ascenso del magma (Figura 62-B).

En la Figura 62-A se observa el diagrama de multi elementos ploteados respecto a los valores del manto primitivo de Sun & McDonough (1989). Los granitos generalmente presentan anomalías negativas en Ba, Nb, Ta, P, Sr y Ti, estas anomalías negativas indican un fraccionamiento en las fases minerales que contengan estos elementos en algún momento en la historia del fundido (Tarney & Jones, 1994). Se puede apreciar que las anomalías

negativas de Ba y Sr son relativamente iguales para las rocas del Triásico Tardío – Jurásico Temprano, excepto la GE-58-M2 que exhibe una marcada anomalía positiva de Sr, esta anomalía positiva en el fundido resulta de la horblenda o granate en el residuo (Tarney & Jones, 1994), ya que las anomalías negativas de Eu y Sr están normalmente retenidas por feldespatos en el residuo (Hanson, 1978). Las anomalías de Nb-Ta y Ti muestran una notoria diferencia entre las rocas del Triásico Tardío - Jurásico Temprano, donde las rocas alaskita I presenta una marcada anomalía negativa de Nb-Ta y Ti, la cual sugiere que estos elementos fueron preferencialmente más retenidos en titanitas en el residuo, siendo la anomalía negativa de Nb-Ta típica de rocas formadas en un ambiente de subducción (Tarney & Jones, 1994).

5.6.3 Contexto tectónico. Basados en los diagramas de discriminación tectónica propuesta por Pearce et al., (1984), apoyados en las relaciones Rb vs Y+Nb y Ta vs Yb para la clasificación del contexto tectónico, se realizó el análisis de elementos trazas de dichos diagramas, según Forster et al. (1997) y Pearce et al. (1984), donde se evidencia que las rocas del Triásico Tardío – Jurásico Temprano tienen una fuerte relación con los Granitos de Arcos Volcánicos (VAG).

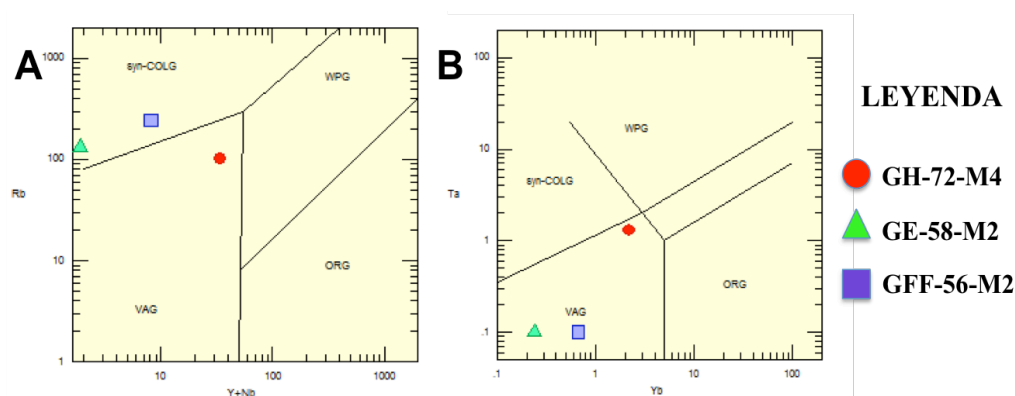
En la figura 63-A se observa la discriminación tectónica mediante las relaciones Rb vs Y+Nb, donde la roca GH-72-M4 cae en el campo de los Granitos de Arcos Volcánicos (VAG) mientras que las rocas alaskita I caen en el campo de los Granitos Sin-Colisionales (syn-COLG).

Las signaturas observadas para las rocas alaskita I son poco confiables. Según Rollinson (1993) el Rb en estos diagramas aún es considerado un elemento muy móvil (LILE) ante la presencia de fluidos hidrotermales. Por tal motivo este enriquecimiento de Rb se debe a que las rocas alaskita I han sufrido una mayor re-movilización de elementos (LILE) debido a los procesos de alteración hidrotermal que la afectaron.

En la figura 63-B se observa la discriminación tectónica utilizando las relaciones Ta vs Yb, donde todas las rocas del Triásico Tardío – Jurásico

Temprano caen el campo de los Granitos de Arcos Volcánicos (VAG). Según Pearce et al., (1984), la discriminación entre los Granitos de Arcos Volcánicos (VAG) y Granitos Sin-Colisionales (syn-COLG) se logra casi por completo con el diagrama Ta vs Yb, puesto que durante la génesis de los Granitos Sin-Colisionales hay un enriquecimiento notorio de Nb (Ta) en el residuo.

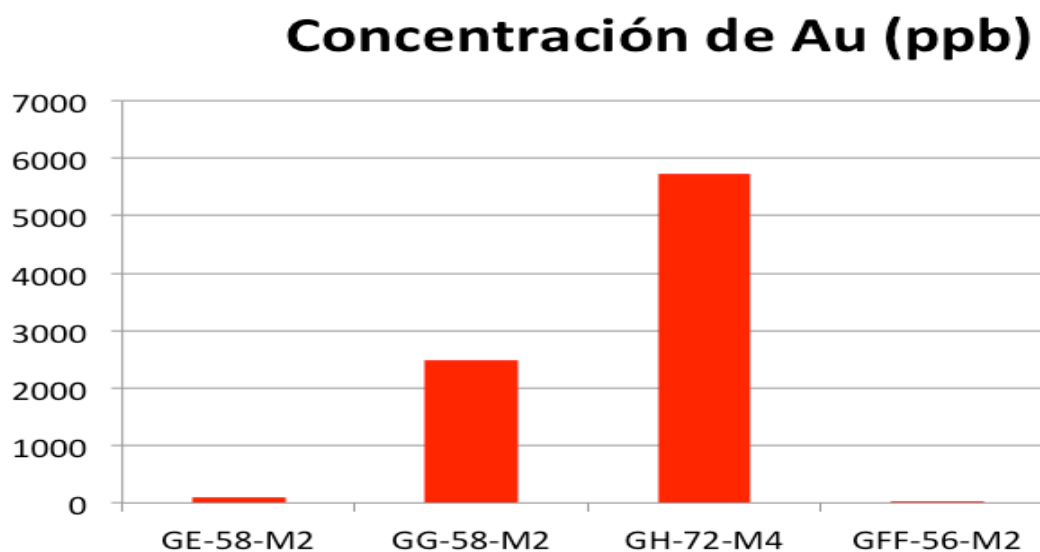
Figura 63. Gráficos de discriminación tectónica para las muestras analizadas.



Por tal motivo, todas las rocas del Triásico Tardío – Jurásico Temprano presentes en el túnel de Veta de Barro, presentan signatures típicas de un magmatismo relacionado a ambientes de arco magmático de margen continental, producidas por subducción de placa oceánica bajo placa continental (Pearce et al., 1984; Forster et al., 1997).

5.6.4 Metales preciosos. Los contenidos mas altos de oro corresponden a la muestra GH-72-M4 (Figura 64), que pertenecen a la roca Alaskita II, la cual exhibe en su mayoría una alteración cuarzo-alunita y vestigios de una alteración sericítica. Cabe anotar que esta muestra expone anomalías de Cu y Ag, pero tiene muy bajo contenido de molibdeno. Las muestras GE-58-M2 y GFF-56-M2 corresponden a la alaskita I, la cual presentan una alteración fílica con venillas de Qz + Py. Estas presentan anomalías bajas de Cu, Ag y Mo de Au muy bajas (Figura 64, 65, 66, 67).

Figura 64. Valores de oro (Au) en ppb para las muestras analizadas.



La muestra GG-58-M2 pertenece a las rocas del Pre-Ordovícico Medio, la cual presenta una silicificación pervasiva y está donde la mineralización está asociada a la alteración argílica avanzada presente en el túnel Veta de Barro. Presenta una moderada anomalía de oro con respecto a la GH-72-M4 (Figura 64), pero presenta altas anomalías de Cu, Ag y Mo con respecto al resto de muestras (Figura 65, 66, 67).

Figura 65. Valores de cobre (Cu) en ppm para las muestras analizadas.

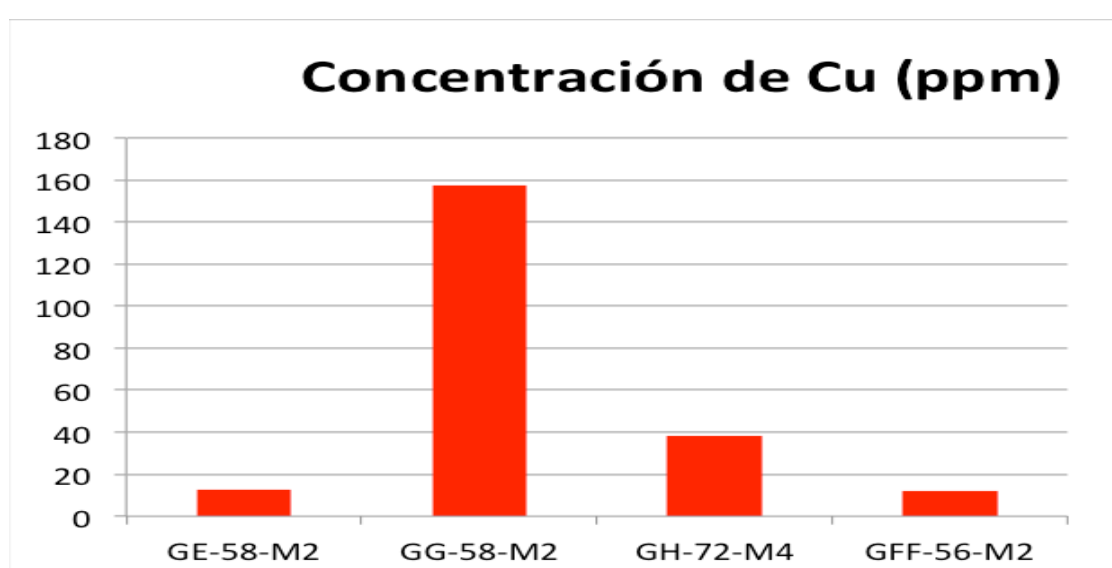


Figura 66. Valores de plata (Ag) en ppm para las muestras analizadas.

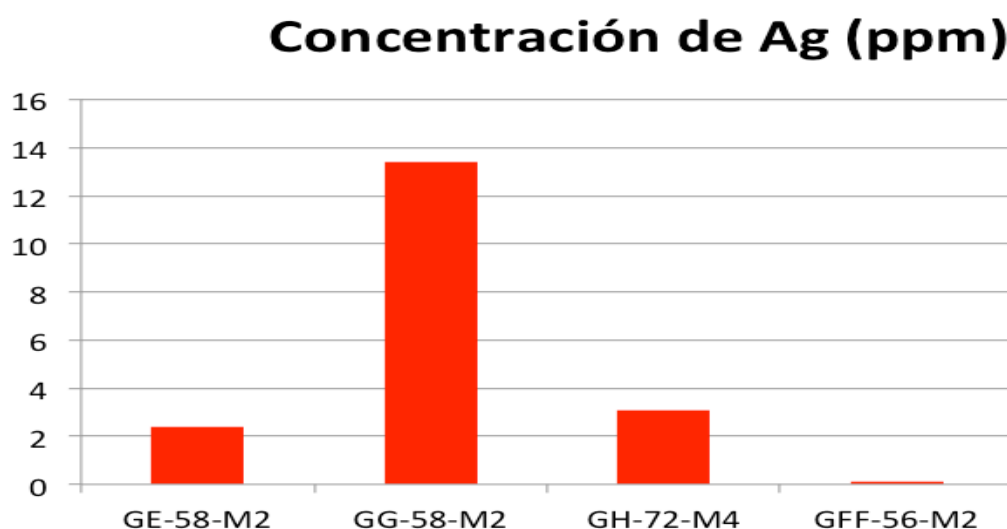
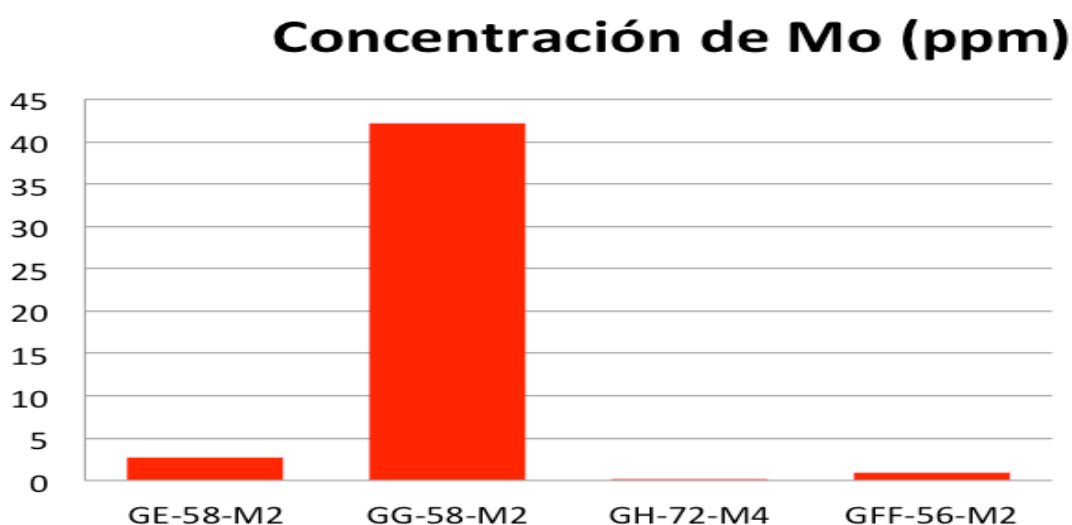


Figura 67. Valores de molibdeno (Mo) en ppm para las muestras analizadas.



En términos generales las muestras que presentan alteración filíca no exhiben anomalías metálicas representativas, pero las muestras que están asociadas a la alteración argílica avanzada presentan buenas anomalías metálicas de Au y Cu, es decir, la mineralización en el túnel Veta de Barro está relacionada a los eventos epitermales de alta a intermedia sulfuración.

6. CONCLUSIONES

- En el túnel de Veta de Barro, se reconocieron rocas del Pre-Ordovícico Medio, el cual consta de rocas del evento Orogénico del Grenvilliano, con alto grado de metamorfismo y migmatización de edad Proterozoica pertenecientes al denominado Gneis de Bucaramanga, y representadas por anfibolitas. Así mismo, se reconoce la presencia de rocas metadioríticas pertenecientes a un magmatismo calco-alcalino del Ordovícico Temprano, la cual fue simultaneo a la Orogenia Quetame-Caparonenses (Fammatiniana). A su vez, se reconocieron intrusivos leucograníticos (Alaskitas) que están correlacionadas a un evento magmático y calco-alcalino del Triásico Tardío–Jurásico Temprano. Por ultimo, se reconoce la presencia de brechas con clastos de rocas del Pre-Ordovícico Medio y Alaskitas, indicando recientes eventos de deformación en el área de estudio.
- Se reconocieron 4 eventos hidrotermales en las rocas presentes en el túnel Veta de Barro, evidenciadas por las asociaciones minerales 1) Alteración Sericítica; asociadas al evento porfirítico somero. 2) Asociaciones minerales de Alteración Argílica y Argílica Avanzada, asociadas al evento epitermal de alta sulfuración. 4) Rellenos/venas de cuarzo (Qz1) + pirita, asociadas al evento epitermal de intermedia sulfuración. 5) Asociaciones minerales de Alteración Supergena.
- Mediante el reconocimiento de las alteraciones hidrotermales con sus respectivas asociaciones minerales, alteraciones y tipos de venillas, se evidenciaron estilos de mineralización asociados con el tipo pórfido somero caracterizado por las asociaciones minerales de alteración sericítica, de tipo epitermal de alta sulfuración representado por las asociaciones minerales de alteración argílica, argílica avanzada, y de tipo epitermal de intermedia sulfuración, representado por la formación de venas con cuarzo crustiforme-coloforme y pirita.

- Los diferentes modos de ocurrencia de alunita sugiere que el túnel Veta de Barro ha sido afectado por múltiples episodios de alteración argílica avanzada y la alunita podría ser considerada de origen hipogénico debido a su textura, hábito cristalino, tamaños entre 0,1 mm – 0,6mm y coexistencia con cristales de sulfuros de tamaño moderadamente considerable ~ 1 a 5 mm.
- La presencia de minerales mena como tetraedrita-digenita/calcosina-pirita ligados a la alteración argílica avanzada sugiere una evolución en términos de estados de sulfidación de tipo intermedia a alta para la mineralización presente en el sector del túnel Veta de Barro.
- El estudio de las inclusiones fluidas (IF) en cuarzos con textura crustiforme-coloforme, evidencia temperaturas de homogenización entre 200 - 274 °C y salinidades entre 2 - 5.5 wt% NaCl eq., lo cual es consistente con los ambientes epitermales.
- La normalización de los valores de elementos tierras raras (REE) con respecto al condrito para las rocas del Triásico Tardío – Jurásico Temprano, mostraron un mayor enriquecimiento en LREE en comparación con las HREE, lo cual es característico de arcos magmáticos de supra-subducción. La normalización de los elementos menores y trazas respecto al manto primitivo para las rocas del Triásico Tardío – Jurásico Temprano arrojan anomalías negativas de Nb-Ta un ambiente de arco magmático de margen continental, asociados con subducción de placa oceánica bajo placa continental
- Las anomalías metálicas más altas de Au, Cu y Ag se concentran principalmente en las alteraciones argílica avanzada las cuales están asociadas a los eventos epitermales presentes en el túnel de Veta de Barro.

- Con base en los datos anteriormente expuestos se puede inferir que el túnel Veta de Barro, presenta un alto potencial para la mineralización de tipo epitermal. La mineralización presente en el área del Proyecto Angostura está controlada por patrones estructurales preferenciales donde el movimiento lateral derecho de las fallas de rumbo de primer orden (Falla Angosturas y Falla Romeral-Cucutilla) generó estructuras de segundo orden como estructuras de cizalla de tipo Riedel pero también provocó un aumento en la porosidad y permeabilidad en la roca huésped. Esta dilatación sirvió como canal migratorio de los fluidos mineralizantes y posteriormente a la generación de estructuras mineralizadas (generalmente de tipo *swarm*) tales como vetillas, venas y brechas. Posiblemente los fluidos responsables de la mineralización de Angosturas se encuentran ligados a la continuación del tren mineralizante de la Falla La Baja.

7. RECOMENDACIONES

- Profundizar en el estudio de las inclusiones fluidas principalmente en las brechas tectónico-hidrotermales aflorantes en las inmediaciones de la boca mina del túnel Veta de Barro y en lo posible con mejores técnicas analíticas como la espectrometría Raman e inclusiones fluidas en minerales opacos para determinar con mayor criterio las composiciones químicas y proporcionar mejores evidencias directas de la salinidad en los paleofluidos de los minerales de mena que interactuaron en el sistema epitermal.
- Realizar estudios de isótopos estables de oxígeno, hidrógeno y azufre en alunita-pirita para determinar el origen de los fluidos mineralizantes teniendo en cuenta que es catalogado como uno de los mejores geotermómetros isotópicos para sistemas epitermales.
- Realizar estudios geocronológicos utilizando la relación $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ en alunita para proveer edades relativas de las alteraciones y mineralizaciones del sistema epitermal, y así corroborar los diferentes modos de ocurrencia de alunita observados en el túnel Veta de Barro.

BIBLIOGRAFIA

ADAMS, S. A. Microscopic study of vein quartz. En: *Economic Geology*. 1920. Vol 15, No, 8, p. 623–664. (*In*: DONG et al. 1995).

BODNAR, Robert .Introduction to fluid inclusions. En: Mineralogical Association of Canadá, Short Course. 2003^a. pp. 1–8.

BOINET, Thierry; BOURGOIS., Jacques; BELLON., Hervé and TOUSSAINT, Jean. Age et repartition du magmatism premesozoique des Andes de Colombie. En: *Comptes rendus hebdomadaires des séances de L'Académie des Sciences*. 1985. Serie D: Sciences Naturalles. Vol 300(II), 445-450.

CAMPRUBÍ, Antoni and ALBINSON, Tawn. Epithermal deposits in mexico-update of current knowledge, and an empirical reclassification. En: *Geological Society of America Special*. 2007. Paper 422, 377–415.

CHÁVEZ, William. Supergene Oxidation of Copper Deposits: Zoning and Distribution of Copper Minerals. En: *SEG Newsletter*, April 2000, Number 41.

CLAVIJO, Jairo y ROYERO, José. Memoria explicativa del mapa geológico generalizado de Santander. INGEOMINAS. 2001.

CORBETT, Greg and LEACH, Terry. Southwest Pacific Rim Gold-Copper Systems: Structure, Alteration, and Mineralization. En: *Society of Economic Geologists*. 1998. Special Publication No 6, pp. ii-x

CORBETT, Greg. Epithermal Gold for Explorationists. En: *AIG Journal—Applied geoscientific practice and research in Australia*. February 2002. Paper 2002-01,

CRUZ, Nataly *et al* . Consideraciones Petrogenéticas y Geocronología de las Rocas Ígneas Porfíricas Aflorantes en la Quebrada Ventanas (Municipio Arboledas, Norte de Santander, Colombia): Implicaciones Metalogenéticas. *Boletín de Geología*, 2014, Vol 36, pp.103-118.

DAVIES, Jim and WHITEHEAD, Robert. Alkali/Alumina Molar Ratio Trends in Altered Granitoid Rocks Hosting Porphyry and Related Deposits. En: *Canadian Institute of Mining, Metallurgy and Petroleum. Exploration and Mining Geology*. 2010. Vol 19.

DIAZ, Lissette y GUERRERO, Margareth. Asociaciones Mineralógicas de las Menas Auroargentíferas y su Distribución en el Yacimiento Angostura (California, Santander). Proyecto de Grado Geólogo. Bucaramanga: Universidad Industrial de Santander, Facultad de Ingenierías Fisicoquímicas. Escuela de Geología, 2006.

DÖRR, Wolfgang *et al*. Zircon U-Pb age of the Páramo Rico tonalite-granodiorite, Santander Massif (Cordillera Oriental, Colombia) and its

geotectonic significance. En: Journal of South American Earth Sciences. 1995. Vol 8, p.187-194.

DONG, Guoyi; MORRISON., Gregg and JAIRETH, Subhash. Quartz textures in epithermal veins, Queensland; classification, origin and implication. En: Economic Geology. 1995. Vol 90, no, 6, p.1841–1856.

DUNOYER DE SEGONZAC, G. The birth and development of the concept of diagenesis: En: Earth Science Reviews. 1968. Vol 4, p. 153-201. (*In*: Corbett and Leach. 1998)

Eco Oro Minerals Corp. Updated Preliminary Economic Assessment on the Angosturas Gold-Silver Underground Project, Santander Department, Colombia. Technical Report. 2012

EINAUDI, Marco; HEDENQUIST., Jeffrey and INAN, Esra. Sulfidation state of fluids in active and extinct hydrothermal systems: Transitions from porphyry to epithermal environments. En: Society of Economic Geologists Special Publication 10. 2003. p. 285–314.

EVANS, J. Geological and Geochemical Reconnaissance in the Central Santander Massif. Departments of Santander and Norte de Santander, Colombia. En: U. S. Geological Survey. 1977, p. 43.

FELDER, F. *et al.* Angostura Project, a High Sulfidation Gold-Silver Deposit Located in the Santander Complex of North Eastern Colombia. Paper presentado en el Simposio de Oro, Lima, Perú. 2006.

FÖRSTER, H.J. *et al.* An evaluation of the Rb vs. (Y + Nb) discrimination diagram to infer tectonic setting of silicic igneous rocks. GeoForschungsZentrum, Alemania. En: Lithos. 1997. Vol 40.

FOURNIER, Robert. The behavior of silica in hydrothermal solutions. En: Reviews in Economic Geology. 1985. Vol 2, pag. 45–61.

FOURNIER, Robert. The behaviour of silica in hydrothermal solutions, *in* Berger, B.R., and Bethke, P.M., eds., Geology and geochemistry of epithermal systems. En: Reviews in Economic Geology. 1985^a. Vol 2, p. 45-62.

FOURNIER, Robert. Carbonate transport and deposition in the epithermal environment, *in* Berger, B.R., and Bethke, P.M., eds., Geology and geochemistry of epithermal systems. En: Reviews in Economic Geology. 1985^b. Vol 2, p. 63-72.

GARCÍA, Carlos y RÍOS, Carlos. Metamorfismo y metalogénia asociada del Macizo de Santander, Cordillera Oriental, Colombia. Informe final Proyecto de Investigación 1102-05-083-95 Colciencias-Universidad Industrial de Santander, Bucaramanga. 1999. 191p.

GUSTAFSON, L and HUNT, J. The porphyry copper deposit at El Salvador,

Chile. En: *Economic Geology*. 1975. Vol 70, p. 857-912.

HANSON, Gilbert. The application of trace elements to the petrogenesis of igneous rocks of granitic composition. Department of Earth and Space Sciences, State University of New York. En: *Earth and Planetary Science Letters*. 1978. Vol 38.

HEDENQUIST, Jeffrey; Arribas., Antonio and Gonzalez-Urien, Eliseo. Exploration for epithermal gold deposits. En: *Reviews in Economic Geology*. 2000. Vol 13, p. 245–277.

HEMLEY, J. Equilibria in the systems Al₂O₃-SiO₂-H₂O and some general implications for alteration/mineralization processes. En: *ECONOMIC GEOLOGY*. 1980. Vol 75, p. 210-228. (*In*: Corbett and Leach. 1998)

HOLLINGS, Peter and WYMAN, Derek. Late Archean convergent margin volcanism in the Superior Province: A comparison of the Blake River Group and Confederation Assemblage. En: *Archean Geodynamics and Environments*, AGU Geophysical Monograph Series. 2005. Vol 164, p. 215-237.

LE MAITRE, Roger. (ed). A classification of igneous rocks and glossary of terms. En: Blackwell Scientific Publications, Oxford. 2002. 193 p.

MANTILLA, Luis Carlos *et al.* Geocronología U-Pb de los cuerpos porfiríticos del Distrito Aurífero de Vetas – California (Dpto. de Santander, Colombia). En: *Boletín de geología*. 2009. Vol 31.

MANTILLA, Luis Carlos *et al.* Magmatic history and mineralization in the Vetas-California Au mining district and its metallogenetic significance (Santander Massif, Eastern Cordillera, Colombia). Abstract. XVI Peruvian Geological Congress & SEG Conference. The 23rd and 26th of September 2012. Lima, Perú.

MANTILLA, Luis; BISSIG., Thomas., COTTLE., John and HART, Craig. Remains of early Ordovician mantle-derived magmatism in the Santander Massif (Colombian Eastern Cordillera). En: *Journal of South American Earth Sciences*. 2012. Vol 38, p. 1-12.

MANTILLA, Luis; BISSIG., Thomas; VALENCIA., Victor and HART, Craig. The magmatic history of the Vetas-California mining district, Santander Massif, Eastern Cordillera, Colombia. En: *Journal of South American Earth Sciences*. 2013. Vol 45.

MATHUR, Ryan. *et al.* Re-Os isotopes applied to the epithermal gold deposits near Bucaramanga, northeastern Colombia. En: *Journal of South American Earth Sciences*. 2003. No, 15.

MENDOZA, Hernando. *et al.* Geología y geoquímica del área de California, Santander. En: *Boletín Geológico Ingeominas*. 1979. Vol 22.

MEYER, C and HEMLEY, J. Wall-rock alteration, in Barnes, H. L., ed., *Geochemistry of hydrothermal ore deposits*. En: New York, Holt, Rinehart, and Winston. 1967. p. 166-235 (*In: Einaudi et al. 2003*).

MONCADA, Daniel. *et al.* Mineral textures and fluid inclusion petrography of the epithermal Ag–Au deposits at Guanajuato, Mexico: Application to exploration. En: *Journal of Geochemical Exploration*. 2012. Vol 114, p. 20–35.

LINDGREN, W. *Mineral deposits*, 4th edition. En: McGraw-Hill, New York. 1933. p. 930 (*In: MONCADA et al. 2012*).

PEARCE, Julian. *et al.* Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. En: *Journal of Petrology*. 1984. Vol 25.

POTTER, R. W. *et al.* Freezing point depression of aqueous sodium chloride solution. En: *Economic Geology*. 1978. Vol 73.

SANDER, M and BLACK, J. Crystallization and recrystallization of growth-zoned vein quartz crystals from epithermal systems; implications for fluid inclusion studies. En: *Economic Geology*. 1988. Vol 83, No, 5, p. 1052–1060 (*In: CAMPRUBÍ et al. 2007*).

SEEDORFF, Eric. *et al.* Porphyry deposits: Characteristics and origin of hypogene features. En: *Economic Geology 100th Anniversary Volume*. 2005. p. 251–298.

SHEPHERD, T.J. *et al.* *A practical guide to fluid inclusion studies*. En: Blackie, Glasgow. 1985.

SILLITOE, Richard. Ore-related breccias in volcano plutonic arcs. En: *Economic Geology*. 1985. Vol 80, p. 1467-1514.

SILLITOE, Richard. Supergene oxidized and enriched porphyry copper and related deposits. En: *Economic Geology 100th Anniversary Volume*. 2005. p. 723–768.

SILLITOE, Richard. *Porphyry Copper Systems*. Society of Economic Geologists. En: *Economic Geology*. 2010. Vol 105.

SILLITOE, Richard y HEDENQUIST, Jeffrey. Linkages between Volcanotectonic Settings, Ore-Fluid Compositions, and Epithermal Precious Metal Deposits. En: *Economic Geology Special Publication*. 2003. Vol 10.

SIMMONS, Stuart; White., Noel and JOHN, David. Geologic characteristics of epithermal precious and base metal deposits. En: *Economic Geology 100th Anniversary Volume*. 2005. p. 485–522.

ROLLINSON, Huhg. *Using Geochemical Data: Evaluation, Presentation, Interpretation*. En: Prentice Hall, Singapore. 1993. p. 352.

ROGERS, A. The occurrence of cristobalite in California. En: *American Journal of Science*. 1918. Vol 45, No, 267, p. 222–226 (*In: DONG et al.* 1995).

RODRIGUEZ, Alfonso. Geology, Alteration, Mineralization and Hydrothermal Evolution of the La Bodega-La Mascota deposits, California-Vetas Mining District, Eastern Cordillera of Colombia, Northern Andes. Unpubl. MSc thesis, The University of British Columbia, 2014, 325 p.

ROYERO, Jose Y CLAVIJO, Jairo. Mapa Geológico generalizado Departamento de Santander. Escala 1: 400.000. Informe Ingeominas. 2001. p. 92.

RÍOS, Carlos; GARCÍA., Carlos and TAKASU, Akira. Tectono-metamorphic evolution of the Silgara Formation metamorphic rocks in the southwestern Santander Massif, Colombian Andes. En: *Journal of South American Earth Sciences*. 2003. Vol 16, p.133-154.

RYE, Robert *et al.* The stable isotope geochemistry of acid-sulfate alteration. En: *Economic Geology*. 1992. Vol 87, p. 225–262

RYE, Robert. A review of the stable-isotope geochemistry of sulfate minerals in selected igneous environments and related hydrothermal systems: Geochemistry of sulfate minerals in high and low temperature environments. En: *Chemical Geology*. 2005. Vol 215, p. 5-36.

TARNEY, J and JONES, C. Trace elements geochemistry of orogenic igneous rocks and crustal growth models. Geological Society of London. En: *Journal of the Geological Society*. 1994. Vol 151.

TABOADA, Alfredo. *et al.* Geodynamics of the Northern Andes: Subductions and Intracontinental Deformation (Colombia). *Tectonics*. 2000. Vol 19, p. 787-813.

VAN DER LELIJ, R. Reconstructing North-Western Gondwana With Implications for the Evolution of the Iapetus and Rheic Oceans: A Geochronological, Thermochronological and Geochemical study (PhD thesis) *Terre & Environment*, 121. University of Geneva, Switzerland. 2013. p. 221.

VELASCO, Francisco. Introducción al Estudio de la Inclusiones Fluidas. En: XXIII curso Latinoamericano de Metalogénia, Mendoza, Argentina. 2004.

WARD, W *et al.* Geología del Cuadrángulo H-12, Bucaramanga y H-13, Pamplona, Departamento de Santander y Norte de Santander. INGEOMINAS. *Boletín Geológico*. 1973. Vol 21.

WHITE, Noel and Hedenquist, Jeffrey. Epithermal gold deposits: Styles, characteristics and exploration. En: *Society of Economic Geologists Newsletter*. 1995. No, 23, p. 1–13.

WHITNEY, D and Evans, B. Abbreviations for names of rock-forming minerals.

En: American Mineralogist. 2010. Vol 95, p.185-187.

WILKINSON, Jamie. Fluid inclusions in hydrothermal ore deposits. En: Lithos. 2001. Vol 55, p. 229–272.

WINCHESTER, J y FLOYD, P. Geochemical magma type discrimination: application to altered and metamorphosed basic igneous rocks. Department of Geology, University of Keele, Staffordshire Great Britain. En: Earth and Planetary Science Letters. 1976. Vol 28.

ANEXOS

LOS ANEXOS DE ESTE PROYECTO PUEDEN SER CONSULTADOS EN LA
BIBLIOTECA DE LA UNIVERSIDAD INDUSTRIAL DE SANTANDER – SALA
BASE DE DATOS.