

**MINERALOGÍA, PETROGRAFÍA Y GEOQUÍMICA DE LAS ROCAS ÍGNEAS  
AFLORES EN EL TRAMO CALIFORNIA - QUEBRADA MÓNGORA  
(DEPARTAMENTO DE SANTANDER) Y DE SUS EVENTOS DE ALTERACIÓN  
HIDROTHERMAL ASOCIADOS**

**ALFONSO PALACIO CASTILLA**

**UNIVERSIDAD INDUSTRIAL DE SANTANDER  
FACULTAD DE INGENIERÍAS FÍSICOQUÍMICAS  
ESCUELA DE GEOLOGÍA  
BUCARAMANGA**

**2013**

**MINERALOGÍA, PETROGRAFÍA Y GEOQUÍMICA DE LAS ROCAS ÍGNEAS  
AFLORES EN EL TRAMO CALIFORNIA - QUEBRADA MÓNGORA  
(DEPARTAMENTO DE SANTANDER) Y DE SUS EVENTOS DE ALTERACIÓN  
HIDROTERMAL ASOCIADOS**

**ALFONSO PALACIO CASTILLA**

**Trabajo de Grado para optar al Título de Geólogo**

**DIRECTOR**

**GEÓLOGO PhD. LUIS CARLOS MANTILLA FIGUEROA**

**Profesor Escuela de Geología UIS**

**UNIVERSIDAD INDUSTRIAL DE SANTANDER  
FACULTAD DE INGENIERÍAS FÍSICOQUÍMICAS  
ESCUELA DE GEOLOGÍA  
BUCARAMANGA**

**2013**

## DEDICATORIA

Para mi familia, en especial para mi padre, porque soy fruto de su esfuerzo y dedicación.

Nadie es una isla, completo en sí mismo; cada hombre es un pedazo del continente, una parte de la tierra; si el mar se lleva una porción de tierra, toda Europa queda disminuida, como si fuera un promontorio, o la casa de uno de tus amigos, o la tuya propia; la muerte de cualquier hombre me disminuye, porque estoy ligado a la humanidad; y por consiguiente, nunca hagas preguntar por quién doblan las campanas; doblan por ti.

John Donne

## **AGRADECIMIENTOS**

En primer lugar quiero agradecerle al profesor Luis Carlos Mantilla por haber puesto su confianza en mí para la realización de éste proyecto, con su colaboración y asistencia logramos sacarlo adelante a pesar de los obstáculos.

Agradezco a Eliana, Daniel, Camilo y Javier, los mejores amigos con los que compartí momentos muy especiales; ellos los que siempre estuvieron al tanto de todos los detalles y pormenores del presente trabajo de investigación.

A Jessica, por tres años de comprensión y amor.

## CONTENIDO

	<b>Pág.</b>
INTRODUCCIÓN	17
1.OBJETIVOS	19
1.1. OBJETIVO GENERAL	19
1.2. OBJETIVOS ESPECÍFICOS	19
2. METODOLOGÍA	21
2.1 FASE DE LABORATORIO	21
2.1.1 Descripción macroscópica	21
2.1.2 Descripción petrográfica	22
2.1.3 Petrografía y microtermometría de inclusiones fluidas (IF).	22
2.1.4 Difracción de rayos x	23
2.1.5. Análisis geoquímicos	24
3. GENERALIDADES DEL ÁREA DE TRABAJO	26
4. ANTECEDENTES	29
5. RESULTADOS	33
5.1 RASGOS GEOLÓGICOS GENERALES	33
5.2 LITOLOGÍAS AFLORANTES EN EL TRAMO OBJETO DE ESTUDIO	37
5.2.1 Rocas ígneas del Juratriásico	39
5.2.2 Rocas ígneas porfiríticas del neógeno	47
5.2.3 Brechas tectónicas.	54
5.2.4 Arreglo litológico del tramo objeto de estudio.	59

5.3 ALTERACIONES HIDROTERMALES Y VETILLAS ASOCIADAS	60
5.3.1 Alteración Cuarzo-Molibdenita+ (K-Feldespatos?). A lo largo del tramo estudiado, se reconoce localmente algunas	60
5.3.2 Alteración Cuarzo-pirita-sericita.	62
5.3.3 Alteración Cuarzo-Alunita	67
5.3.4 Filones silíceos	70
5.3.5 Alteraciones supergénicas	73
5.3.6 Estilos de mineralización.	75
5.3.6.1 Mineralización tipo Pórfido.	75
5.3.6.2 Mineralización tipo Epitermal.	76
5.4. INCLUSIONES FLUIDAS	77
5.4.1 Petrografía de inclusiones fluidas	77
5.4.2. Microtermometría de Inclusiones Fluidas.	80
5.4.2.1. Composición química, densidad y salinidad de los fluidos.	80
5.4.2.2. Temperatura de homogenización.	83
5.5. GEOQUIMICA	87
5.5.1 Clasificación de la roca.	88
5.5.2 Contexto tectónico.	89
5.5.3 Elementos menores y trazas.	90
5.5.4 Metales preciosos.	92
5.5.5. Potencial de mineralización tipo Pórfido	95
5.6 IMPLICACIONES METALOGÉNICAS	97
CONCLUSIONES	99
RECOMENDACIONES	102
REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS	103
ANEXOS	107

## LISTA DE FIGURAS

	<b>Pág.</b>
Figura 1. Localización del municipio de California en el Departamento de Santander.	26
Figura 2. Localización del Área de Estudio.	27
Figura 3. Fisiografía de la zona de trabajo y ubicación de ésta respecto al municipio de California.	28
Figura 4. Localización del área de estudio (rectángulo rojo) respecto a las estructuras de deformación principales.	33
Figura 5. Imagen satelital del área de interés y sus alrededores. Falla La Baja (1) y Falla Móngora (2).	35
Figura 6. Detalle de la zona de interés. Falla La Baja (1) y Falla Móngora (2).	36
Figura 7. Localización de las rocas estudiadas (línea amarilla) en el marco geológico regional del Distrito Minero de California-Vetas.	37
Figura 8. Diagrama de clasificación de rocas ígneas plutónicas y volcánicas de Streckeisen.	39
Figura 9. Aspecto a escala de muestra de mano de la alaskita.	40
Figura 10. Aspecto a escala de afloramiento de las rocas Alaskíticas.	41
Figura 11. Microfotografías de las muestras TPD-109-M1 (A) y TPD-109-M3 (B), correspondientes a la alaskita.	42
Figura 12. Microfotografías de las muestras TPD-109-M1 (A, B, C) Y TPD-109-M3 (D), correspondientes a la alaskita.	43
Figura 13. Aspecto en muestra de mano de las rocas intermedidas.	44
Figura 14. Aspecto a escala de afloramiento, donde se observa las rocas intermedias (aquí más jóvenes) cortando a las rocas Alaskíticas (aquí más antiguas).	45

Figura 15. Microfotografías de la muestra AP-1-M1, correspondiente a la roca intermedia.	47
Figura 16. Contacto entre el pórfido andesítico y la alaskita.	49
Figura 17. Dique de pórfido andesítico intruyendo a la alaskita.	49
Figura 18. Aspecto a escala de muestra de mano del pórfido andesítico.	50
Figura 19. Microfotografías de la muestra TPD-108-M2, correspondiente a la andesita porfirítica.	51
Figura 20. Aspecto a escala de muestra de mano del pórfido riolítico.	52
Figura 21. Microfotografías de la muestra TPD-106-M1, correspondiente a la riolita pofirítica.	54
Figura 22. Localización de las fallas principales de la zona de interés: (1) Falla de la quebrada La Baja, (2) Falla de la quebrada Móngora, (3) Falla de Belisario y (4) Falla (?) del Río Vetas. La línea roja continua marca el recorrido realizado durante el presente trabajo de investigación.	55
Figura 23. Brechas tectónicas aflorantes cerca de la falla de Belisario.	56
Figura 24. Microfotografías de la muestra TPD-107-M1 correspondiente a una brecha tectónica.	57
Figura 25. Microfotografías de una brecha tectónica (TPD-107-M1).	58
Figura 26. Sección transversal del área de interés.	59
Figura 27. Vetillas de Qz + Molibdenita	61
Figura 28. Detalle de una vetilla de Qz + Py cortando una vetilla de Qz + Molibdenita, adicionalmente se observa la silicificación que afecta la roca.	62
Figura 29. Detalle de las venillas de cuarzo con sutura de óxidos y halo de Qz-sericita.	63
Figura 30. Entrecruzamiento de vetillas de Qz+Py relacionadas a la alteración sericítica.	63
Figura 31. Afloramiento de alaskita afectado por el sistema de sheeted veins de Qz + Py con halo de Qz - Sericita y detalle que evidencia el paralelismo existente en su dirección. X: 1.303.699; Y: 1.126.621; Z: 2272 msnm.	64

Figura 32. Sheeted veins cortando a la andesita porfirítica del Mioceno. X: 1.303.941; Y: 1.126.520; Z: 2175 msnm.	64
Figura 33. Microfotografías de diversas muestras de la zona de estudio, afectadas por alteración sericítica pervasiva.	65
Figura 34. Microfotografías de la muestra TPD-109-M3, con el detalle de las sheeted veins de cuarzo + sulfuros (aquí mostrándose oxidados) y halo de sericita.	66
Figura 35. Zonas de Qz - Alunita, correspondientes a la alteración argílica avanzada	67
Figura 36. Detalle en escala de muestra de mano del pórfido dacítico afectado por la alteración Qz-Alunita.	68
Figura 37. Microfotografías de la muestra TPD-111-M1, donde se observan las ocurrencias de alunita.	69
Figura 38. Microfotografías de las muestras TPD-110-M1 (A, B) y TPD-111-M1 (C, D), donde se observan la diseminación de sulfuros (opácos) y las venillas de Qz + Py remanentes de la alteración sericita, y una micro brecha hidrotermal cementada por silica (nicos paralelos y cruzados).	70
Figura 39. Escala de afloramiento y detalle de un filón silíceo subvertical atravesando la alaskita.	71
Figura 40. Detalle de la zona brechada tectónicamente (amarillo) alrededor del filón silíceo (rojo).	72
Figura 41. Microfotografía de la muestra AP-2-M2, correspondiente a un filón silíceo.	73
Figura 42. Alaskita y andesita porfirítica intensamente argilizadas y oxidadas.	74
Figura 43. Microfotografías de las diversas litologías de la zona de interés siendo afectadas por la oxidación y la argilización supergénicas.	75
Figura 44. Sección delgada de la muestra TPD-109-M3.	78
Figura 45. Microfotografías de los cristales de cuarzo donde se encontraron las dos AIF registradas para la muestra TPD-109-M3.	78

Figura 46. Microfotografías de las dos AIF identificadas en la muestra TPD-109-M3.	79
Figura 47. Sección delgada de la muestra AP-2-M2.	79
Figura 48. Microfotografías de la muestra AP-2-M2 correspondiente al cuarzo analizado y a la única AIF encontrada.	80
Figura 49. Gráfico para la interpretación de poblaciones de inclusiones fluidas.	85
Figura 50. Gráfico de Th/Salinidad para las inclusiones fluidas estudiadas.	86
Figura 51. Gráfico de rangos molares de alkali/alumina para las muestras analizadas.	88
Figura 52. Gráfico de clasificación de rocas a partir de elementos menores y trazas.	89
Figura 53. Gráfico de discriminación tectónica para las muestras analizadas.	90
Figura 54. Gráfico de normalización respecto al condrito de Sun & McDonough, 1989.	91
Figura 55. Gráfico de normalización respecto al manto primitivo, valores de Sun & McDonough, 1989.	92
Figura 56. Valores de oro en ppb para las muestras analizadas.	93
Figura 57. Valores de plata en ppm para las muestras analizadas.	94
Figura 58. Valores de cobre en ppm para las muestras analizadas.	94
Figura 59. Valores de molibdeno en ppm para las muestras analizadas.	95
Figura 60. Gráfico de la relación Sr/Y para las muestras analizadas.	96
Figura 61. Gráfico de la relación La/Yb para las muestras analizadas.	96

## LISTA DE TABLAS

	<b>Pág.</b>
Tabla 1. Características del difractómetro BRUKER D8 ADVANCE.	24
Tabla 2. Localización geográfica de las muestras tomadas con su respectiva nomenclatura.	38
Tabla 3. Temperaturas del punto eutéctico para diferentes sistemas salino-acuosos (a 1 atm).	81
Tabla 4. Composición, salinidad y densidades de las inclusiones fluidas.	82
Tabla 5. Temperaturas de homogenización de las inclusiones fluidas.	84

## **LISTA DE ANEXOS**

ANEXO A. Libreta digital, catálogo de muestras y catálogo fotográfico.

ANEXO B. Formatos de estudio de Inclusiones Fluidas.

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.

## RESUMEN

**TITULO:** MINERALOGÍA, PETROGRAFÍA Y GEOQUÍMICA DE LAS ROCAS ÍGNEAS AFLORANTES EN EL TRAMO CALIFORNIA - QUEBRADA MÓNGORA (DEPARTAMENTO DE SANTANDER) Y DE SUS EVENTOS DE ALTERACIÓN HIDROTHERMAL ASOCIADOS. \*

**AUTOR:** Alfonso Palacio Castilla. \*\*

**PALABRAS CLAVES:** Pórfido, epitermal, hidrotermal, inclusiones fluidas, fílica, argílica avanzada.

### DESCRIPCIÓN

En el sector comprendido entre el Municipio de California y la Quebrada Móngora (Departamento de Santander) afloran plutones de alaskita y rocas intermedias del Triásico-Jurásico, y diques y stocks del Mioceno de composiciones variables entre traquitas y andesitas.

Las rocas fueron afectadas por cinco (5) eventos de alteración hidrotermal ordenados en tres grupos: a) alteraciones propias de ambientes porfiríticos, en las que se incluyen remanentes de alteración potásica en venillas de Qz + Mo y la alteración fílica representada por sericitización a escala regional y sheeted veins de Qz + Py con halo de Qz-Sericita; b) alteraciones propias de ambientes epitermales, en las que se incluyen segmentos de silicificación con Qz-Al, acompañados de venilleo de Qz + Py y diseminación de Py, y filones silíceos con moderado-alto contenido de Py de grano medio a grueso, observados en el área de influencia de la Falla La Baja; c) alteraciones supergénicas, evidenciadas en la argilización de las rocas con formación de caolinita y otras arcillas, y la intensa oxidación/sulfatación a que han sido sometidas localmente, produciendo hematita, goethita y jarosita entre otros.

En la zona existen tres fallas principales nombradas en orden de importancia: Falla La Baja, Falla de la Quebrada Móngora y Falla de Belisario. Estas estructuras mayores, subpararelas entre sí parecen haber jugado un papel importante en la intrusión de las rocas porfiríticas del Mioceno y la generación de corredores de permeabilidad para los fluidos mineralizantes.

Las relaciones espaciales/temporales de las rocas y sus eventos de alteración hidrotermal asociados, evidencian la posible existencia de uno o varios cuerpos intrusivos en profundidad, que hayan sido la fuente principal de los fluidos que tomaron parte para generar alteraciones características de estilos de mineralización tipo pórfido y epitermal.

---

\* Trabajo de grado

\*\*Facultad de Ingenierías Físicoquímicas. Escuela de Geología. Director Luis Carlos Mantilla Figueroa

## ABSTRACT

**TITLE:** MINERALOGY, PETROGRAPHY AND GEOCHEMISTRY OF THE OUTCROPING IGNEOUS ROCKS OF THE SECTOR CALIFORNIA – QUEBRADA MONGORA (SANTANDER DEPARTMENT) AND THE ASSOCIATED HYDROTHERMAL ALTERATION EVENTS.

**AUTHOR:** Alfonso Palacio Castilla. \*\*

**KEYWORDS:** Porphyry, epithermal, hydrothermal, fluid inclusions, phyllic, advanced argillic.

### DESCRIPTION

On the sector between California town and Móngora Creek (Santander Department) there are outcrops of alaskite and intermediate plutons from the Triassic-Jurassic, and stocks and dykes from the Miocene with variable compositions from trachytes to andesites.

The rocks were affected by five hydrothermal alteration events ordered in three groups: a) porphyry style alterations that include remnants of potassic alteration in Qz + Mo veinlets and the phyllic alteration characterized by a regional scale sericite alteration and sheet veins of Qz + Py + Qz/Sericite Halo; b) epithermal style alterations that include silicified segments with Qz-Al occurrences, linked to Qz + Py veinlets and Py dissemination, and the silica veins with moderate to high medium-coarse Py content, observed on the area of influence of La Baja Fault; c) Supergene alterations represented on the argillic alteration that produces caolinite and other clay minerals, and the intense degradation that produces hematite, goethite and jarosite among other minerals.

In the zone there are three main faults named here in order of relevance: La Baja Fault, Mongora Creek Fault and Belisario's Fault. These main structures, that are sub parallel between them, look to have played an important role in the intrusion of the Miocene porphyritic rocks and in the generation of permeable corridors for the mineralizing fluids.

The space/time relationships between the rocks and their associated hydrothermal alteration events show the possibility of the existence of one or more intrusive at depth, that could have been the main source for the fluids that produced these typical alterations of porphyry and epithermal settings.

---

\*Work degree

\*\*Physicochemical Faculty of Engineering. School of Geology. Director Luis Carlos Mantilla Figueroa

## INTRODUCCIÓN

El estudio y la comprensión de la metalogénesis de los metales preciosos y base en el distrito minero de Vetas-California, es una tarea trascendental para la comunidad geológica, debido a su relativa rareza, respecto a otros depósitos similares (en términos de los procesos magmático-hidrotermales) del sistema orogénico Andino. Su carácter aislado (no hace parte de un cinturón, al menos sobre la base del conocimiento geológico actual), su relativa lejanía respecto a las actuales límites convergentes de las actuales placas tectónicas, la presencia de minerales de Uranio, y su mineralización hospedada mayoritariamente en rocas metamórficas Pre-Cámbricas y rocas ígneas de edades Triásico Tardío -Jurásico Temprano, son algunas de las particularidades de los depósitos presentes en éste distrito minero.

Diferentes estudios geológicos realizados, entre otros, tanto por geólogos de las diferentes compañías mineras presentes en el área, como también por estudiantes y docentes de universidades Colombianas (p. ej.: Felder *et al.*, 2000; Mantilla *et al.*, 2012), indican que en el distrito se presentan estilos de mineralización porfirítica y epitermal. Otros estilos de mineralización han sido igualmente propuestos para el área (estilos de mineralización tipo Kuroko, según Valls y Cruz, 2012), especialmente para explicar la presencia de metales base en algunos sectores al interior del distrito.

A pesar de los estudios geológicos realizados sobre el área y el gran número de desarrolladas en ésta (básicamente enfocadas a controlar la disposición espacial de las estructuras mineralizadas y el contenido de metales en éstas), existen aún varios aspectos geológicos por resolver, especialmente en lo referente a la zonalidad de las diferentes alteraciones hidrotermales a escala de distrito y a

escala de depósito (y su relación con las unidades litológicas); y la secuencia de los diferentes contextos paragenéticos asociados a los diferentes eventos hidrotermales o pulsos mineralizantes; entre otros varios aspectos.

Con el propósito de contribuir al conocimiento de la metalogénesis de los metales preciosos y base en el distrito minero de Vetas-California, se desarrolló el presente trabajo de tesis de pregrado 'modalidad investigación'. Con éste propósito, se seleccionó y se estudió un tramo (o transecta), siguiendo la carretable que comunica el Municipio de California con el sector de la Quebrada Móngora (equivalente a 2000 metros en la horizontal), para fines de reconocer y estudiar las diferentes unidades litológicas aflorantes a lo largo de éste tramo, identificar los diferentes tipos de alteraciones hidrotermales que han afectado a éstas litologías y, establecer los diferentes estilos de mineralización allí presentes. El desarrollo de la minería en el área de California-Vetas se remonta a muchos años atrás, actualmente la presencia de tantas compañías extranjeras y las numerosas concesiones, han convertido el sector en uno de los distritos auríferos más importantes del país; pero aún sumando esto a los estudios que se han llevado a cabo en la zona, hay problemas puntuales que no se han abordado y se ha tenido la tendencia a generalizar ciertos aspectos de las asociaciones litológicas aquí presentes.

## **1.OBJETIVOS**

### **1.1. OBJETIVO GENERAL**

Estudiar el tramo comprendido entre el Municipio de California y el sector de la Quebrada Móngora (equivalente a 2000 metros en la horizontal), para fines de reconocer y caracterizar las diferentes unidades litológicas aflorantes a lo largo de éste tramo, identificar los diferentes tipos de alteraciones hidrotermales que han afectado a éstas litologías y, establecer los diferentes estilos de mineralización allí presentes.

### **1.2. OBJETIVOS ESPECÍFICOS**

- Compilar y analizar la información geológica disponible sobre el distrito minero de Vetas-California, con el propósito de contextualizar geológicamente el área o tramo objeto de estudio.
- Elaborar un corte geológico a lo largo del tramo objeto de estudio, para fines de reconocer las relaciones entre las litologías aflorantes
- Realizar un estudio mineralógico-petrográfico (mediante microscopía óptica y DRX) de las litologías aflorantes en el tramo objeto de estudio, para fines de su clasificación modal e identificar los tipos de alteración hidrotermal que han afectado a estas litologías.
- Analizar la geoquímica de roca total (elementos mayores, menores y trazas) de las variedades ígneas aflorantes en el tramo objeto de estudio, para fines de su caracterización y para establecer el contexto tectónico del emplazamiento de los magmas genéticamente relacionados a éstas.

- Realizar un estudio petrográfico y microtermométrico en inclusiones fluidas (IF), en cuarzos asociados a diferentes tipos de alteración hidrotermal, para fines de caracterizar sus propiedades físico-químicas.
- Reconocer a la luz de los nuevos datos, la secuencia de las alteraciones hidrotermales que han afectado las rocas aflorantes en el tramo objeto de estudio, e identificar los estilos de mineralización asociados a cada una de éstas.

## 2. METODOLOGÍA

Para el logro de 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 georeferenciadas 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 solo 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) y d) el análisis de la composición química (geoquímica) de las rocas.

A continuación se describen las condiciones en las cuales se realizaron los respectivos análisis de laboratorio y las características de los equipos analíticos utilizados.

**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 con sus fotografías respectivas (ver Anexo 1). Ésta descripción incluyó: el tipo de roca, contenido mineral, alteración y tipos de vetillas presentes. La descripción macroscópica

permitió seleccionar de las veintiún (19) muestras colectadas en campo, diez (10) para sección delgada y análisis de microscopía óptica. Entre éstas últimas, se seleccionaron cuatro (4) muestras para sección doblemente pulida y posterior análisis de micro termometría de inclusiones fluidas.

**2.1.2 Descripción petrográfica.** Se realizó el análisis petrográfico de diez (10) secciones delgadas mediante microscopía 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, micro estructuras y alteraciones. En el marco de éste estudio, se diferenciaron los minerales formados durante los procesos ígneos, de aquellos minerales epigenéticos, formados por procesos de alteración hidrotermal. Apoyados en estos análisis, se puso clasificar las litologías estudiadas y se identificaron los tipos de alteración hidrotermal que afectaron a estas litologías.

**2.1.3 Petrografía y microtermometría de inclusiones fluidas (IF).** Con las cuatro (4) secciones doblemente pulidas, seleccionadas para éste tipo de análisis, se realizó el estudio petrográfico de las Inclusiones Fluidas, 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 halita y Temperatura de Homogenización.

**2.1.4 Difracción de rayos x.** Éste análisis se realizó en nueve (9) 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 (75 $\mu$ m). 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 Agatha 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 montado 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.

Cada agregado en polvo analizado, se montó en un porta muestra de polimetilmetacrilato (PMMA), mediante la técnica de llenado frontal. 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.**

<b>VOLTAJE</b>	40 kV
<b>CORRIENTE</b>	30 mA
<b>RENDIJA DE DIVERGENCIA</b>	0.6 mm
<b>RENDIJAS SOLLER PRIMARIO</b>	2.5°
<b>MUESTREO</b>	0.01526° 2theta
<b>RANGO DE MEDICIÓN</b>	3.5-70° 2theta
<b>RADIACIÓN</b>	CuK $\alpha$ 1
<b>FILTRO</b>	Níquel
<b>DETECTOR</b>	Lineal LynxEye
<b>TIPO DE BARRIDO</b>	A pasos
<b>TIEMPO DE MUESTREO</b>	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 estas, para reducir las a un tamaño de grano de 6 mm y posteriormente poder ser trituradas y pulverizadas. Con éste propósito, fueron tomadas 250 gramos de cada muestra, para ser molidos y pulverizados hasta 200 mesh. 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 H<sub>2</sub>SO<sub>4</sub>-HF.

### 3. GENERALIDADES DEL ÁREA DE TRABAJO

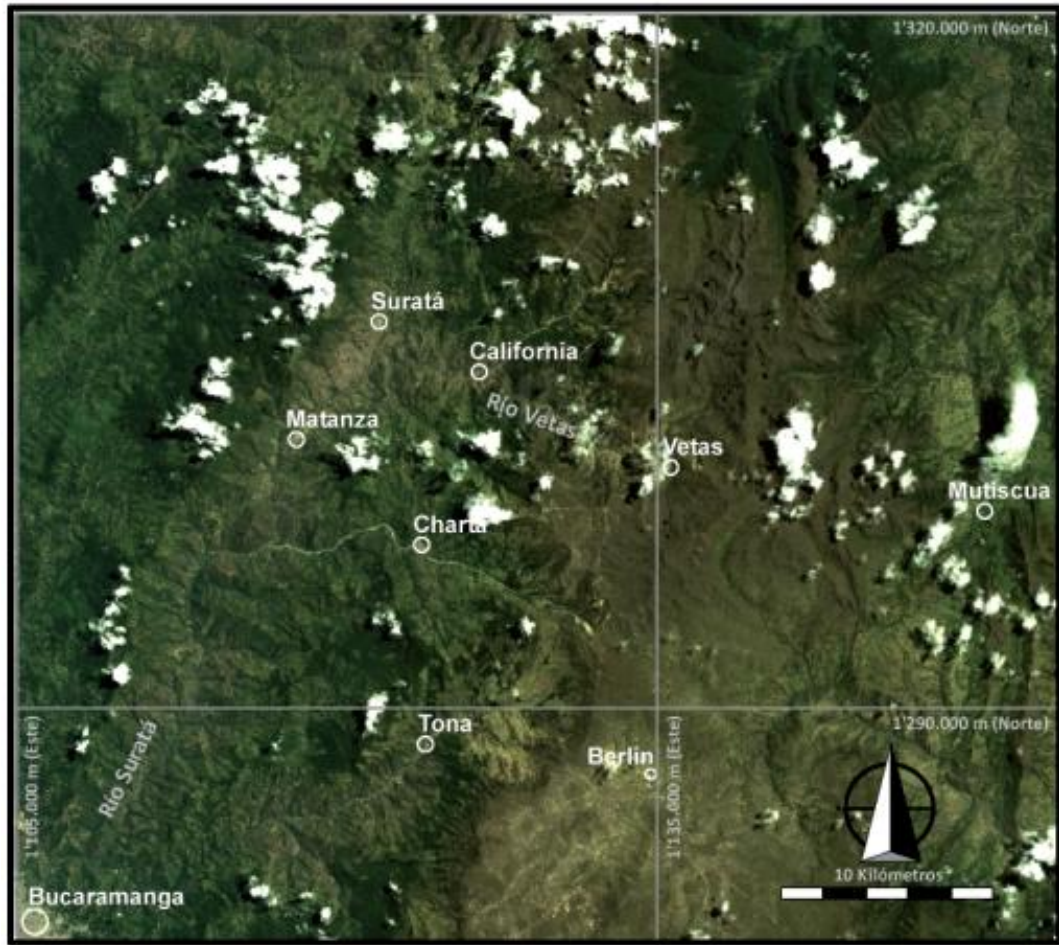
El tramo objeto del presente estudio, se localiza aproximadamente a 1.5 Km del municipio de California (NE del Departamento de Santander, a 55 Km de su capital Bucaramanga) sobre la vía que comunica a éste con el municipio de Vetas, a la altura del sector conocido como Tronadora, entre las quebradas La Baja y Móngora (Figuras 1, 2 y 3).

**Figura 1. Localización del municipio de California en el Departamento de Santander.**



Fuente: Adaptado de la memoria explicativa del mapa geológico generalizado del Departamento de Santander (2001).

**Figura 2. Localización del Área de Estudio.**



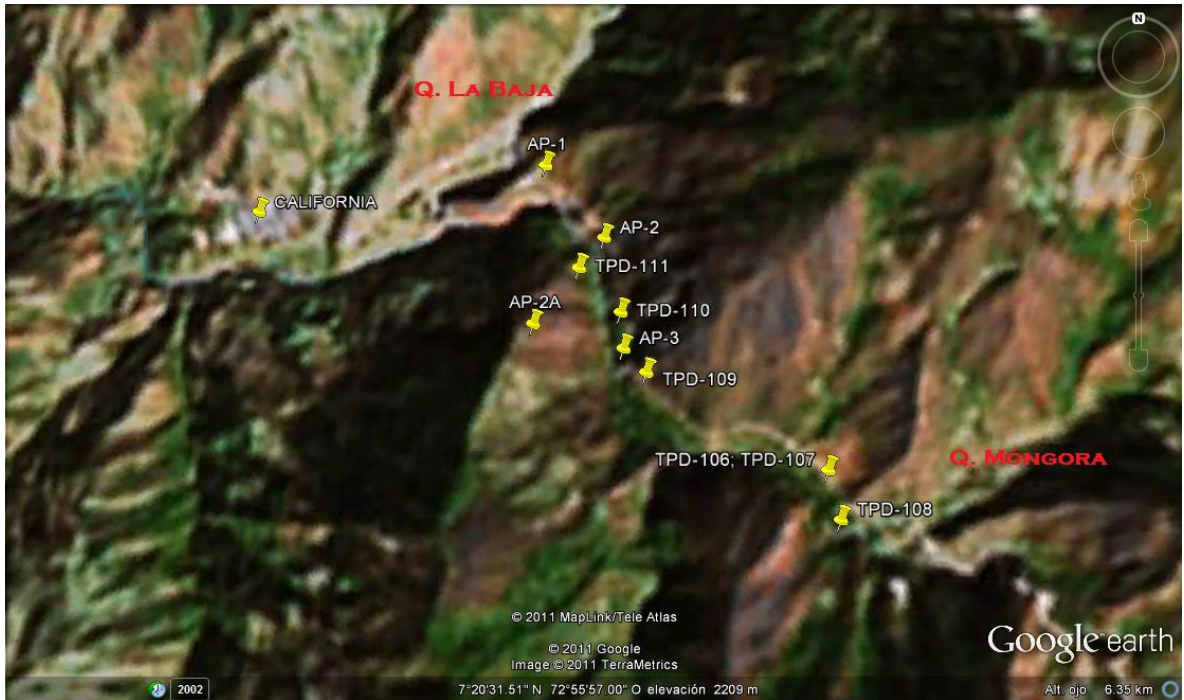
Fuente: Imagen del Satélite Landsat 7 sensor ETM+, en permutación 321. Imagen modificada de Landsat Geocover, Global Land Cover Facility

Desde el punto de vista geográfico se trabajó el tramo de la carretable California-Vetas, comprendido entre las coordenadas (origen Bogotá): X: 1°304.545; Y: 1°126.210; Z: 2123 m, punto más cercano a la quebrada La Baja y X: 1°303.121; Y: 1°127392; Z: 2294 m, punto más cercano a la quebrada Móngora.

El tramo objeto de estudio, se encuentra a una altura entre 2100 y 2300 metros sobre el nivel del mar, predominando las altas pendientes, los escarpes, valles profundos y drenajes paralelos dominados por el arreglo estructural. La vegetación característica es arbórea de tamaños medianos y pequeños, así como algunos

arbustos. La zona del municipio de California y sus alrededores más próximos, se encuentran en un rango de clima de templado a frío con temperaturas entre los 10 y 16 °C aproximadamente.

**Figura 3. Fisiografía de la zona de trabajo y ubicación de ésta respecto al municipio de California.**



Fuente: Tomada y modificada del Google Earth 5.0.

#### 4. ANTECEDENTES

A continuación, se presenta un breve resumen del estado del arte sobre la geología del distrito minero de Vetas-California (DMVC), apoyado en la información geológica existente, en aras de establecer de manera general el marco geológico local del área de estudio. Por su relación con este trabajo, en este estado del arte se hará más énfasis en los eventos magmáticos reconocidos en el Macizo hasta la fecha. Finalmente, también se presentará un resumen sobre la metalogénesis del Distrito.

##### **Marco Geológico Local**

Rocas metamórficas, ígneas y sedimentarias han sido reportadas para el área del DMVC. Respecto a las rocas metamórficas, se ha reportado la presencia de las rocas metamórficas del Gneis de Bucaramanga y unos metagabros-metadioritas de edad Ordovícico Temprano (Ward *et al.*, 1973; Mantilla *et al.*, 2011).

Entre las rocas ígneas aflorantes en el distrito minero de Vetas-California, destaca la presencia de pegmatitas aisladas, las cuales se han relacionado con eventos magmáticos del Ordovícico Medio (posibles pegmatitas datadas en otras áreas del Macizo en torno a  $461 \pm 10$  Ma; en Mantilla *et al.*, 2012). Asimismo, se reporta la presencia de plutones de composición intermedia y de alaskitas, de edades que van del Triásico Tardío al Jurásico Temprano (Goldsmith *et al.*, 1971; Mendoza *et al.*, 1979; Polania, 1980; Dorr *et al.*, 1995; Clavijo *et al.*, 2001; Mantilla *et al.*, 2012). Estas rocas ígneas hacen parte del Grupo Plutónico de Santander (Ward *et al.*, 1973).

Estudios geocronológicos recientes, U-Pb en circones, realizados por Mantilla *et al.* (2009, 2011), apuntan a la existencia de un pulso magmático de edad Mioceno Tardío (entre 10.9 y  $8.4 \pm 0.2$  Ma), reconocido por ahora en el Distrito mediante la presencia de diques y cuerpos de rocas porfiríticas que no sobrepasan un kilómetro cuadrado de exposición. En éste sentido, existen cuerpos porfiríticos agrupados en dos stocks: uno localizado por el sector de la Baja y otro por la vía a Vetas.

El Stock de la Baja es de composición granodiorítica con fenocristales de feldespato hasta de 2 cm de largo y cristales más pequeños de hornblenda y biotita en una matriz granular fina de color gris, compuesta por cuarzo y feldespato con ligera alteración a sericita. El Stock del camino a Vetas, contiene fenocristales de tamaño variable de feldespato alterado, cuarzo y biotita en una matriz afanítica de color gris, localmente cruzada por venas de calcita y epidota secundarias, de composición dacítica con ligeras variaciones a traquita y andesita (Mendoza *et al.*, 1979).

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 (en Mathur *et al.*, 2002)., Dataciones Re-Os realizadas por Mathur *et al.*, (2002) dan como resultado una isócrona de edad  $57 \pm 10$  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 las 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).

En resumen, en el DMVC, las rocas ígneas reconocidas hasta la fecha se han relacionado con eventos magmáticos del Ordovícico Medio (posibles pegmatitas datadas en otras áreas del Macizo en torno a  $461 \pm 10$  Ma), las rocas graníticas del Triásico – Jurásico y las rocas porfíricas del Mioceno (Ward *et al.*, 1977; Mantilla *et al.*, 2011).

Rocas sedimentarias Cretácicas han sido igualmente reportadas para el DMVC, las cuales suelen reposar de manera discordante sobre las rocas ígneas y metamórficas antes mencionadas, y localmente cortadas por los diques ígneos Miocénicos.

### **Metalogénesis de los depósitos minerales en el DMVC**

Ward *et al.* (1970), señalan que en el DMVC, la mineralización se manifiesta principalmente por silicificación, predominando la pirita en fracturas y zonas de cizallamiento.

Mendoza y Jaramillo (1979), sugieren que la mineralización auroargentífera de esta zona es de carácter filoniano y está relacionada tanto con el pórfido de California como el pórfido de Vetas, los cuales conforman la roca encajante y demuestran su importancia en los procesos hidrotermales debido a las alteraciones presentes de este tipo como silicificación y sericitización.

Sillitoe *et al.* (1982), indican que la mineralización en metales preciosos en el DMVC, se genera durante el Jurásico medio al Cretáceo temprano con edades de  $144 \pm 3$  ma

Galvis (1998), relaciona la mineralización con una estructura de forma anular que tiene por centro el Cerro El Violetal y su litología es un pórfido principalmente de

muscovita, pirita y calcopirita de grano fino y como minerales secundarios calcantita y carbonatos.

Mathur *et al.* (2003), por medio de dataciones Re-Os en piritas de filones auríferos de las minas La Plata (California) y El Volcán (Vetas), relacionan la mineralización aurífera de Vetas y California con un pulso magmático dacítico de edad en torno a  $57\pm 10$  Ma. También proponen un tipo de depósito de alta sulfuración para California y uno de baja sulfuración para Vetas.

Felder *et al.* (2005) indican que la Cordillera Oriental de Colombia, y más concretamente el Macizo de Santander, presenta mineralizaciones hidrotermales, especialmente de Au-Ag (Distrito Minero de Vetas-California), consideradas como formadas en ambientes epitermales.

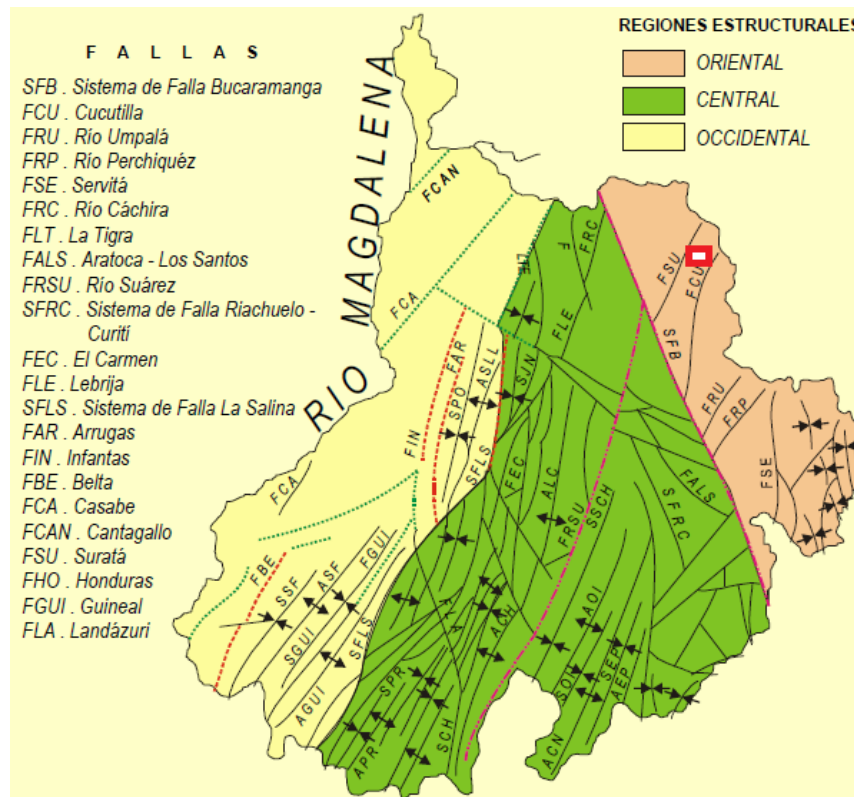
Mantilla *et al.* (2009, 2011) relacionan las rocas porfíricas presentes en el Distrito Minero de Vetas-California con pulsos magmáticos que tuvieron lugar durante el Mioceno Tardío (con edades U-Pb en circones entre 10.9 y  $8.4 \pm 0.2$  ma). Dataciones Re-Os en Molibdenitas (en Mantilla *et al.*, 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 porfírica reconocidos en sectores concretos a lo largo de la Quebrada La Baja. Asimismo, estos autores mencionan la existencia de estilos de mineralización epitermal, los cuales se sobre imponen a los estilos de mineralización porfírica antes mencionados.

## 5. RESULTADOS

### 5.1 RASGOS GEOLÓGICOS GENERALES

En una primera inspección del área del DMVC; sobre la base de la información geológica disponible sobre el Departamento de Santander (Por ejemplo: Clavijo et al., 2001); llama la atención en primer lugar, la disposición de éste, entre las fallas del Río Suratá y Cucutilla (Ver Figura 4). Éstas últimas, consideradas como derivadas de la Falla de Bucaramanga-Santa Marta (Clavijo et al., 2001).

**Figura 4. Localización del área de estudio (rectángulo rojo) respecto a las estructuras de deformación principales.**



Fuente: Modificado de Clavijo et al. (2001).

Una aproximación mayor al DMVC, utilizando imágenes satelitales disponibles en Google Earth (Figuras 5 y 6), permite reconocer la presencia de Fallas de menor orden, localizadas al interior del bloque formado por las Fallas Suratá y Cucutilla. Entre éstas fallas menores, entre otras, destaca la presencia de dos importantes lineaciones de dirección aproximada NE (ENE)-SW (WSW), las cuales representan fallas geológicas, tal como se han representado en un esquema geológico preliminar, publicado por Mantilla et al., (2011), denominadas como la Falla La Baja (al W; ver Figura 6) y La Falla Móngora (al E; ver Figura 6).

El trazo exacto de las Fallas Móngora y La Baja, no están definidos con claridad, especialmente en la proyección suroeste, pero es posible (?) que éstas puedan llegar a intersectar la Falla del río Surata.

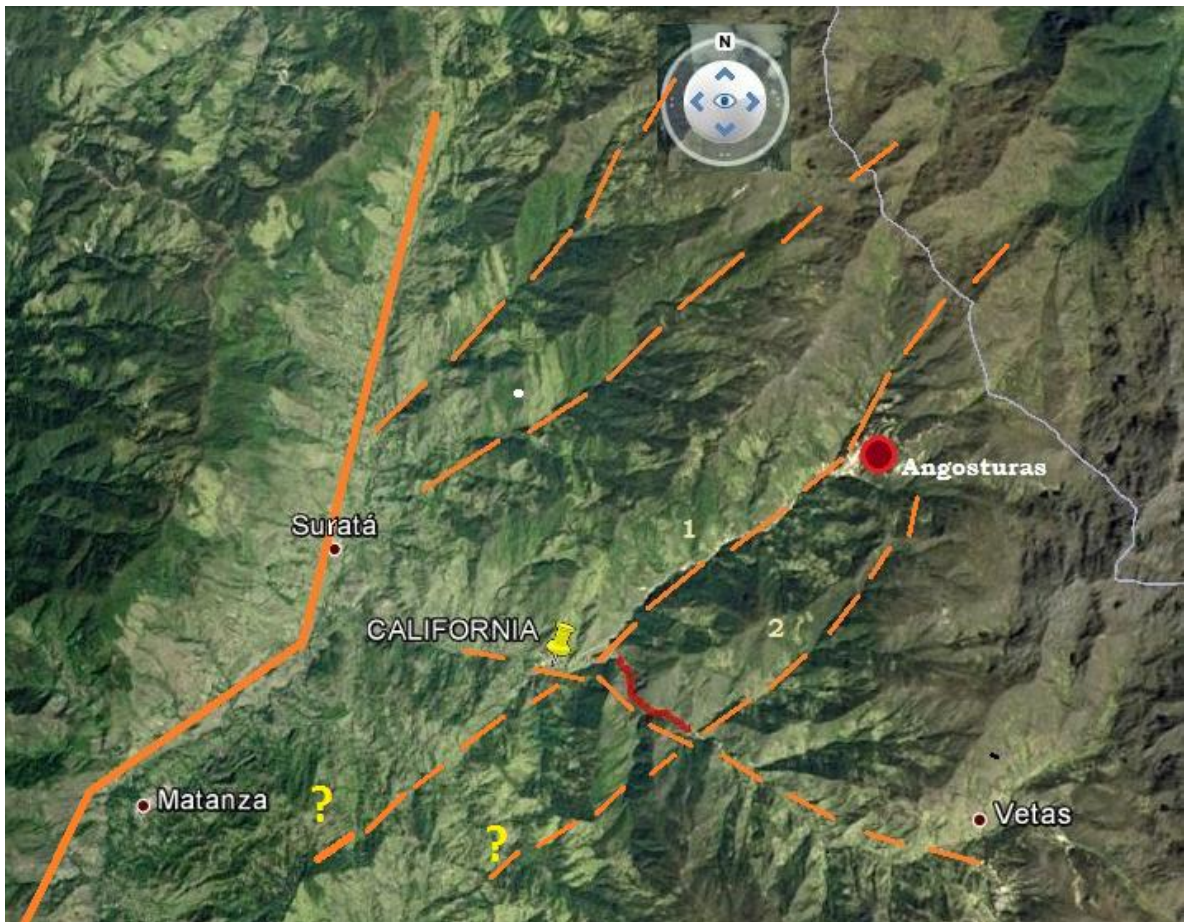
Aunque el objetivo del presente trabajo de Tesis de Pregrado no es la historia de deformación del distrito Minero de Vetas-California, aquí se mencionan algunos rasgos estructurales básicos, solo para fines de contextualizar el tramo objeto del presente estudio, y para poder sugerir algunos posibles controles mecánicos que pudieron jugar un papel importante durante el desarrollo de los procesos magmático-hidrotermales que más adelante se describirán.

Tal como se observa en la Figura 5 (imagen tomada del Google Earth, desde una altura aproximada de 32.09 Km, según se reporta en éste software), el municipio de Suratá se localiza en inmediaciones a la Falla del Río Suratá, mientras que los California y Proyecto Angostura de la empresa EcoOro, se enmarca entre las Fallas La Baja y Móngora. La línea roja continua de la parte central inferior, indicada en la Figura 6, muestra el tramo objeto del presente estudio.

En éste mismo sentido, tan como se observa en la Figura 6 (imagen tomada del Google Earth, desde una altura aproximada de 13.18 Km, según se reporta en éste software), se reconoce el tramo aquí estudiado, y las estructuras principales

reconocidas: La falla de la Quebrada La Baja (1), la falla de La Quebrada Móngora (2) y otra posible rectilinealidad de dirección NW, la cual va desde California hasta Vetas (?). Ésta última no ha sido posible determinar, si se correlaciona con una falla geológica, o simplemente es una pseudo-rectilinealidad, formada durante el desarrollo del valle del Río Vetas.

**Figura 5. Imagen satelital del área de interés y sus alrededores. Falla La Baja (1) y Falla Móngora (2).**



Fuente: Modificada del Google Earth 5.0.

Otras estructuras menores han sido igualmente reconocidas durante el presente estudio, especialmente en lo referente a estructuras al interior del bloque

delimitado por las Fallas La Baja y Móngora. Estos aspectos serán descritos más adelante.

Desde el punto de vista de las litologías aflorantes al interior del Bloque comprendido por las Fallas La Baja y Móngora, destaca la presencia de algunos sectores con Rocas Metamórficas del Gneis de Bucaramanga (de Edad Grenvilliano), granitoides de edad Triásico Tardío-Jurásico Temprano (TJ) y diques porfíricos, los cuales se consideran de edad Neógeno (más concretamente del Mioceno Tardío), según dataciones U-Pb de rocas relativamente similares, reportadas en Mantilla *et al.*, (2009, 2011).

Las características de estas litologías, serán documentadas en el siguiente apartado.

**Figura 6. Detalle de la zona de interés. Falla La Baja (1) y Falla Móngora (2).**



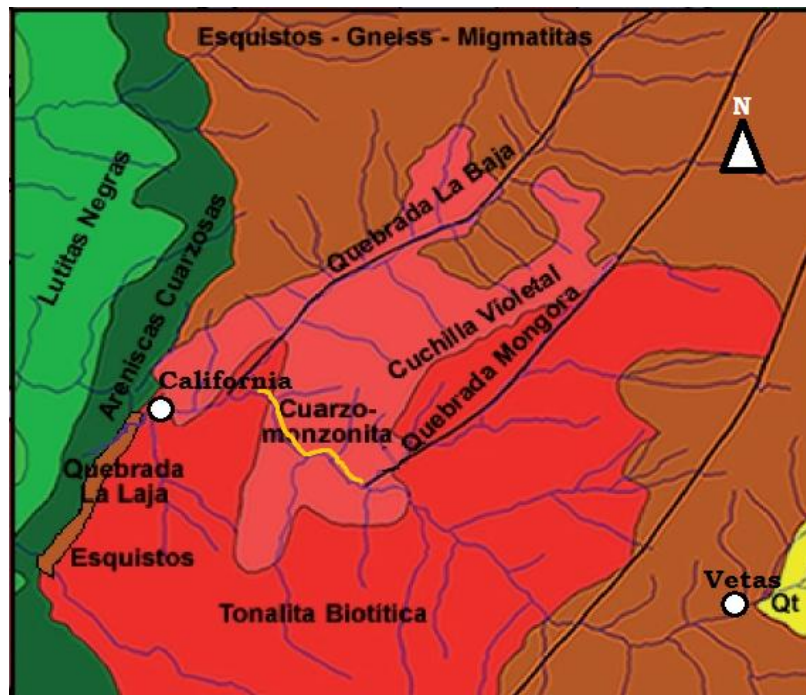
Fuente: Modificada del Google Earth 5.0.

## 5.2 LITOLOGÍAS AFLORANTES EN EL TRAMO OBJETO DE ESTUDIO

En este apartado, se presentan los rasgos macro- y microscópicos de las litologías reconocidas y colectadas en el tramo objeto de estudio. La composición mineralógica de las muestras aquí estudiadas, se apoya tanto en análisis de microscopía óptica, como en análisis de Difracción de Rayos X (Ver Anexo 3).

Dos grupos de variedades litológicas se presentan en el tramo estudiado: Rocas ígneas graníticas del Triásico Tardío-Jurásico Temprano y Rocas ígneas del Neógeno (Apoyados en la información reportada en Mantilla *et al.*, 2012; ver Figura 7 de Mantilla *et al.*, 2009).

**Figura 7. Localización de las rocas estudiadas (línea amarilla) en el marco geológico regional del Distrito Minero de California-Vetas.**



Fuente: Modificado de Mantilla *et al* (2009).

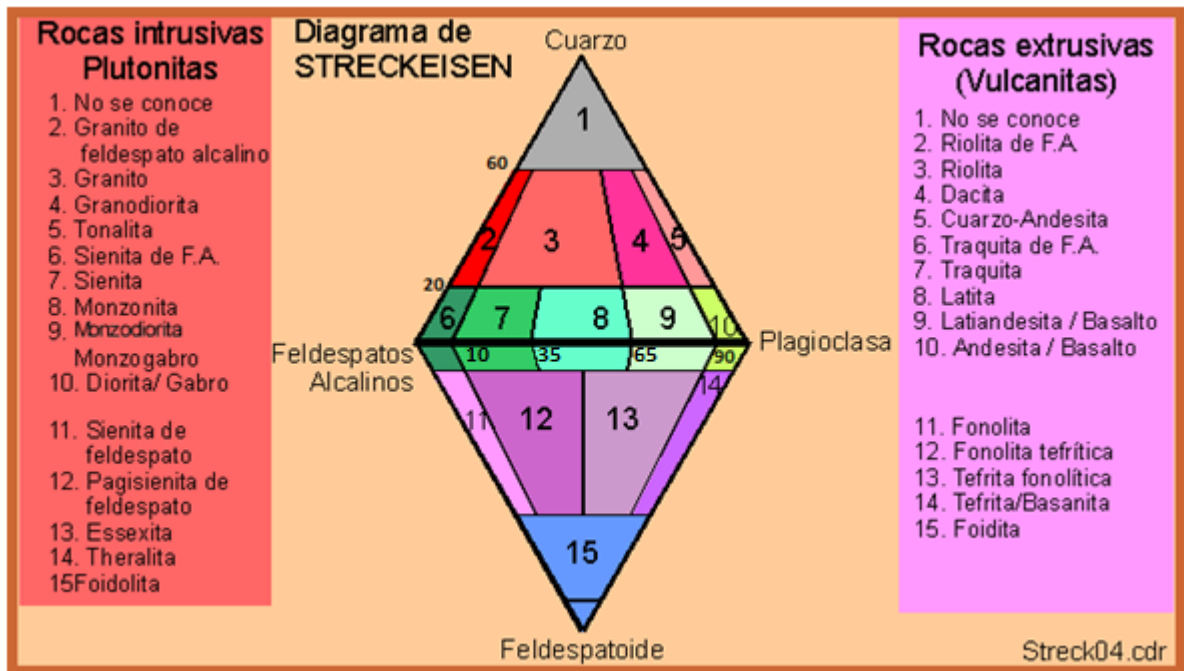
Ambos grupos de rocas aquí mencionados, han sido afectadas localmente por procesos de alteración hidrotermal. Por tal razón, para cada grupo de litologías se reporta de manera separada, los minerales primarios (de origen ígneo-I), los de alteración hidrotermal (A.H.) y los de alteración supergénica (A.S.). A continuación se describe por separado cada uno de los grupos de rocas aquí mencionados.

En la tabla 2 se especifica la localización geográfica con coordenadas de origen Bogotá, para cada una de las 19 muestras colectadas.

**Tabla 2. Localización geográfica de las muestras tomadas con su respectiva nomenclatura.**

Muestra	Localización Geográfica		
	X	Y	Z
TPD-106-M1	1.303.316	1.127.343	2289
TPD-106-M2			
TPD-106-M3			
TPD-107-M1	1.303.492	1.127.179	2261
TPD-108-M1	1.303.121	1.127.392	2294
TPD-108-M2			
TPD-108-M3			
TPD-109-M1	1.303.699	1.126.621	2257
TPD-109-M2			
TPD-109-M3			
TPD-110-M1	1.303.941	1.126.520	2175
TPD-111-M1	1.304.115	1.126.350	2238
TPD-111-M2			
TPD-111-M3			
AP-1-M1	1.304.545	1.126.210	2123
AP-1-M2			
AP-1-M3			
AP-2-M1	1.304.246	1.126.452	2144
AP-2-M2			

**Figura 8. Diagrama de clasificación de rocas ígneas plutónicas y volcánicas de Streckeisen.**



Fuente: <http://www.geovirtual.cl/geologiageneral/imagenes/Streck04.gif>

Para realizar la clasificación modal de las rocas estudiadas, se utilizó el diagrama de clasificación de Streckeisen para rocas ígneas plutónicas y volcánicas (Figura 8).

**5.2.1 Rocas ígneas del Juratriásico.** En el tramo objeto de estudio, se reconocen fundamentalmente dos variedades de rocas graníticas: una de composición Intermedia y otra de composición leucogranítica, las cuales aquí se denomina como rocas Alaskíticas, siguiendo la nomenclatura utilizada en la bibliografía.

### Alaskitas

Stocks leucograníticos (Figura 9), con un contenido muy escaso de minerales máficos (<5%), se reconocen en el tramo estudiado. Debido al bajo contenido en minerales máficos, éstas rocas fueron referenciadas en la literatura como Alaskitas

(por ejemplo: Evans, 1977). La edad de estas rocas se considera del límite Triásico-Jurásico, según datos geocronológicos U-Pb convencional (en circones), publicados por Dörr et al. (1995). Sin embargo, estudios recientes Mantilla et al., (2011 y 2012), indican que existen dos pulsos magmáticos generadores de Alakitas (denominados como Alaskitas I y Alaskitas II), los cuales están separados por inyecciones de magmas generadores de rocas fundamentalmente de composición intermedia. En este sentido, los autores consideran que la formación de la primera generación de Alaskitas tuvo lugar durante el Triásico Tardío y la segunda generación de alaskitas durante el Jurásico Temprano. Estos dos pulsos de Alaskitas, se reconocen con base en geocronología y relaciones de campo (Mantilla et al., 2012), sin embargo, en ausencia de relaciones de campo determinantes, resulta difícil identificar entre estos dos pulsos de Alaskitas, considerado la similitud composicional (tanto mineralógica, como geoquímica).

**Figura 9. Aspecto a escala de muestra de mano de la alaskita.**



Dada la dificultad para diferenciar las Alaskitas I de las Alaskitas II, tal como se mencionó anteriormente, a continuación se describen éstas como un subgrupo, y por otro lado se describen las rocas intermedias (en términos de Mantilla et al., 2012).

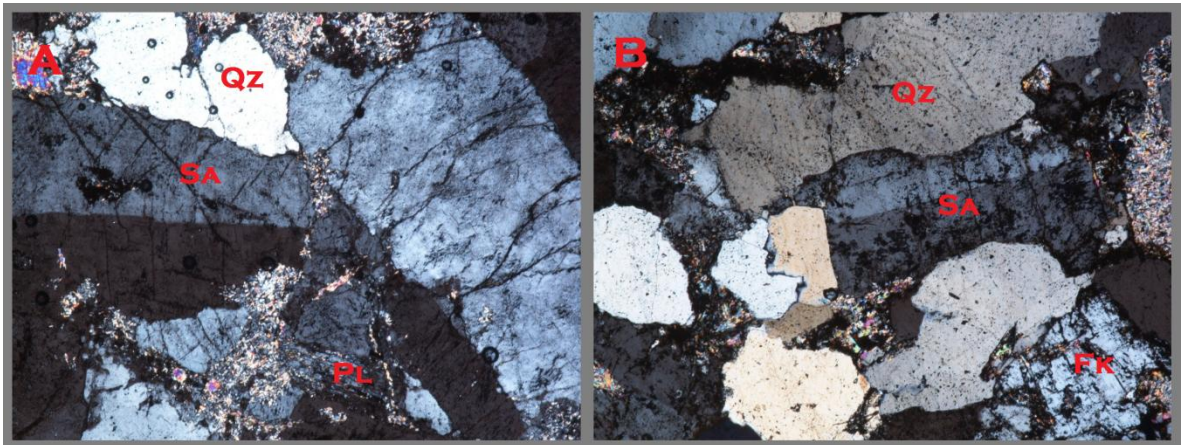
La zona donde afloran las rocas Alaskíticas (Figura 10), se caracteriza por presentar una pendiente alta, generalmente con poca vegetación y suelen estar muy diaclasadas. Éstas litologías son las más abundantes en el tramo estudiado, y se caracteriza por ser una roca equigranular, holocristalina, con textura fanerítica, color blanco a ligeramente rosado, compuesta principalmente por cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa y algunos cristales accesorio de muscovita. El contenido mineral cambia en algunos sectores, variando la composición de la roca entre alaskita-cuarzomonzonita. El tamaño de grano es de medio a fino, presentando un ligero aumento de éste hacia la parte central de la ocurrencia del plutón. Localmente se encuentra afectado por intrusivos porfiríticos de composición andesítica y algunos filones silíceos.

**Figura 10. Aspecto a escala de afloramiento de las rocas Alaskíticas.**



A nivel petrográfico estas rocas ígneas graníticas (leucograníticas) por lo general se observan bastante alteradas y de los remanentes observables se encuentran principalmente cuarzo, feldespatos potásicos (ortoclasa y en menor cantidad sanidina), plagioclasa de la cual se conservan pocos individuos distinguibles y algunos cristales de muscovita.

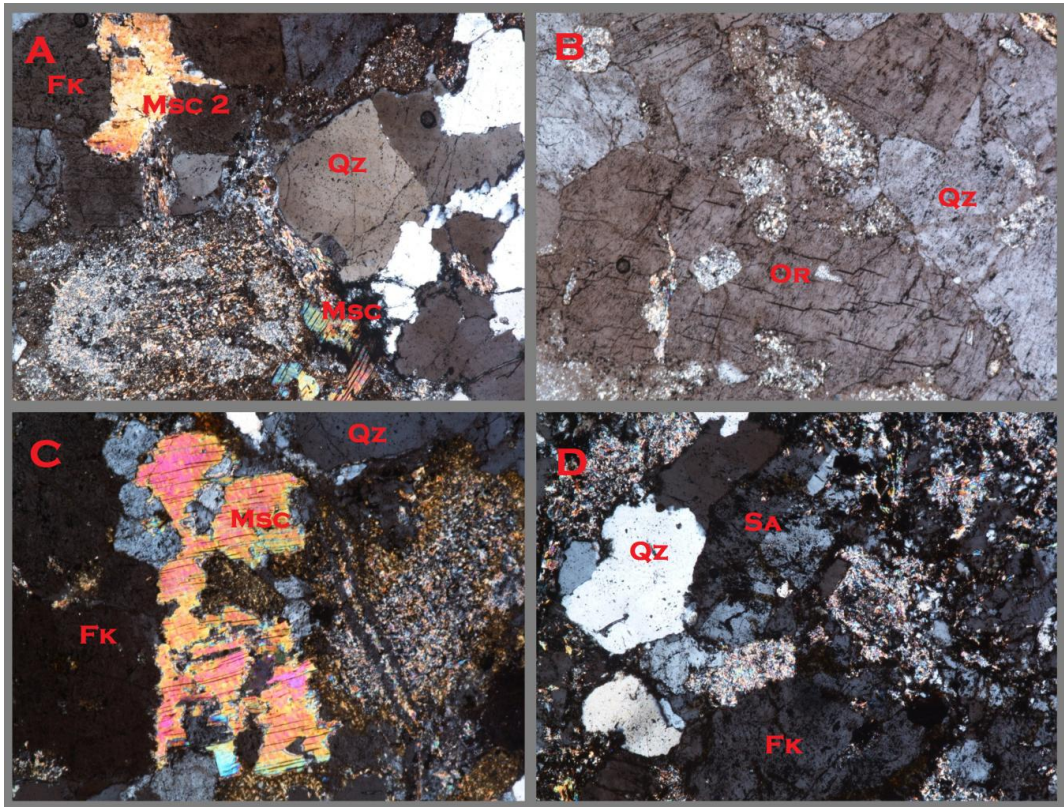
Figura 11. Microfotografías de las muestras TPD-109-M1 (A) y TPD-109-M3 (B), correspondientes a la alaskita.



Las fases minerales observables son:

- **Cuarzo (Qz):** Se presenta como cristales subhedrales a euhedrales de relieve moderado y colores de interferencia grises de primer orden (Ver figuras 11 y 12).
- **Feldespato potásico (Fk):** Entre los ejemplares distinguibles con menor grado de alteración se observan cristales prismáticos de ortoclasa (Or) con relieve moderado, colores de interferencia grises de primer orden y exfoliación en dos direcciones (Figura 12-B) y cristales prismáticos de sanidina (Sa) con relieve moderado, colores de interferencia grises de primer orden y macla de Carlsbad típica (Figura 11 y 12-D).

Figura 12. Microfotografías de las muestras TPD-109-M1 (A, B, C) Y TPD-109-M3 (D), correspondientes a la alaskita.



- **Moscovita (Msc):** Se presenta como cristales alargados, con bordes dentados, relieve bajo a moderado, colores de interferencia altos de tercer orden y exfoliación basal típica de las micas (Figura 12-A, C). Adicionalmente se distingue una muscovita al parecer secundaria (Msc 2), posiblemente producto de alteración de una antigua biotita (figura 12-A).
- **Plagioclasa (Pl):** Se observan muy pocos remanentes y se presenta como cristales prismáticos de relieve bajo, colores de interferencia grises de primer orden e incipientes maclado polisintético (Figura 11-A).

El análisis de DRX (Anexo 3) en las diversas muestras de alaskita encontró cuarzo, ortoclasa, sanidina, albita, moscovita (incluida la de origen ígneo y la sericita producto de alteración hidrotermal) y caolinita (producto de alteración de

feldespatos). Los porcentajes aproximados son: feldespato potásico (55%), cuarzo (25%), plagioclasa (15%) y moscovita (5%). Después del re cálculo caen en el campo de los granitos. Basados en las composiciones observadas a escala de mano (Anexo 1), ésta roca presenta algunas variaciones entre granito de feldespato alcalino y cuarzo-monzonita.

### **Rocas intermedias**

Las rocas ígneas intermedias, son las rocas menos abundantes a lo largo del tramo estudiado, y localmente se observan intruyendo y cortando a las rocas Alaskíticas (Figura 14). Éste contacto se observa en detalle, en la parte más Oeste del tramo estudiado, cerca a la Falla de la quebrada La Baja (punto de observación en coordenadas X: 1.304.559; Y: 1.126. 193; Z: 2171msnm).

Ésta litología es de grano medio, equigranular, color marrón a gris con aspecto moteado, compuesto esencialmente por cuarzo, plagioclasa, feldespato potásico, y biotita(Figura 13).

**Figura 13. Aspecto en muestra de mano de las rocas intermedias.**



**Figura 14. Aspecto a escala de afloramiento, donde se observa las rocas intermedias(aquí más jóvenes) cortando a las rocas Alaskíticas (aquí más antiguas).**



Desde el punto de vista petrográfico, las rocas intermedias se observan intensamente alteradas y muchos de los componentes originales son pobremente distinguibles, entre los que se encuentran cuarzo, plagioclasa, feldespato potásico, biotita y zircón. Las fases minerales identificadas son:

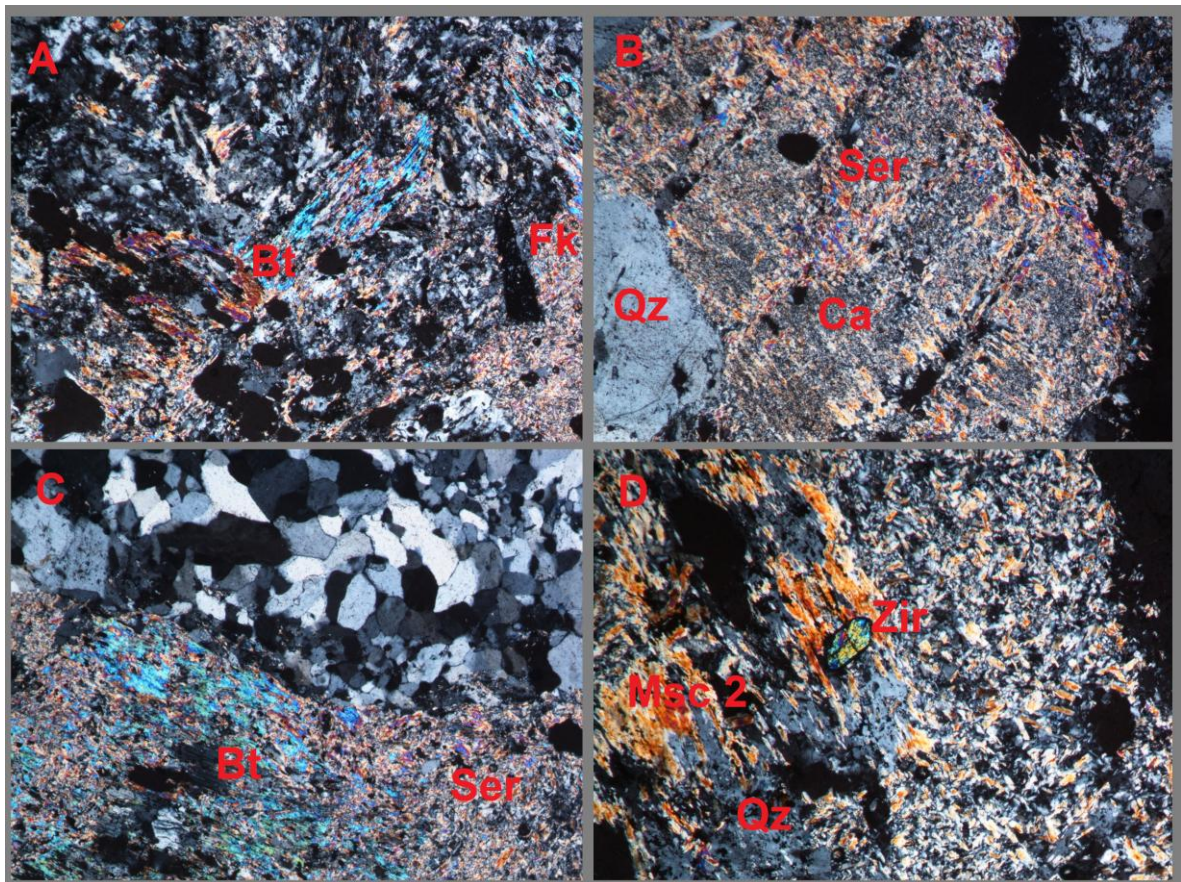
- **Cuarzo (Qz):** Se presenta como cristales subhedrales de relieve moderado y colores de interferencia grises de primer orden. Ver figura 15.
- **Plagioclasa (Pl):** Dada la intensa alteración a la que ha sido sometida la roca no se conservan ejemplares de plagioclasa y la presencia de ésta se encuentra representada por la sericita y caolinita que en ocasiones llegan a

seudomorfizar el hábito prismático de los cristales originales de plagioclasa (Figura 15-B).

- **Feldespato potásico (Fk):** Se observan algunos agregados de caolinita en la muestra que pueden provenir de la alteración de feldespatos potásicos, solo se conserva un pequeño ejemplar con macla de Carlsbad que podría ser sanidina u ortoclasa (Figura 15-A).
- **Biotita (Bt):** Se presenta como cristales tabulares de color ligeramente marrón verdoso en nicols paralelos, exhiben pleocroísmo, bordes dentados, exfoliación basal y colores de interferencia del tercer orden. Adicionalmente se distingue una muscovita al parecer secundaria (Msc 2), posiblemente producto de alteración de una antigua biotita (Figura 15-D).
- **Zircón (Zir):** Son minerales accesorios de la roca y se observan como cristales subhedrales de alto relieve y altos colores de interferencia, comúnmente asociado al cuarzo o incluido en otros minerales alterados (Figura 15-D).

El análisis de DRX (Anexo 3) en la muestra de roca intermedia encontró cuarzo, rutilo, moscovita (sericita producto de alteración hidrotermal), flogopita y moscovita férrica (moscovita de origen secundario, posiblemente generada por alteración de biotita). Los porcentajes aproximados son: feldespato potásico (8%), cuarzo (25%), plagioclasa (55%), biotita (10%) y zircón (2%). Después del recálculo caen en el campo de las tonalitas y por su importante contenido de biotita se puede definir como una tonalita biotítica.

Figura 15. Microfotografías de la muestra AP-1-M1, correspondiente a la roca intermedia.



**5.2.2 Rocas ígneas porfiríticas del neógeno.** Recientes dataciones mediante el método U-Pb en el DMVC, evidencian una etapa magmática durante el Mioceno Tardío, lo cual merece especial atención, debido a la posible relación que pueden tener estos ambientes, con la formación de yacimientos magmáticos hidrotermales (por ejemplo: pórfidos de Cu-Au-Mo), tal como se ha reconocido a lo largo del Sistema Orogénico Andino (Mantilla *et al.*, 2009; 2011).

Apoyados en las diferencias mineralógicas y petrográficas de los diferentes cuerpos porfiríticos observados a lo largo del tramo estudiado, fue posible diferenciar por lo menos dos variedades de rocas porfiríticas. Estas variedades litológicas, se han denominado en el presente estudio, como pórfidos riolíticos

(con variaciones a traquita) y pórfidos andesíticos. La enorme similitud de estas rocas (similitudes de tipo textural y composicional), con las rocas porfíricas datadas por Mantilla et al., (2009 y 2011) en diferentes sectores del DMVC, permiten establecer que las litologías porfíricas aquí estudiadas, hacen parte igualmente del magmatismo de edad Neógeno (Mioceno Tardío). No obstante, no se descarta la presencia de cuerpos ígneos más jóvenes en el área, aunque esto requiere de más estudios geocronológicos.

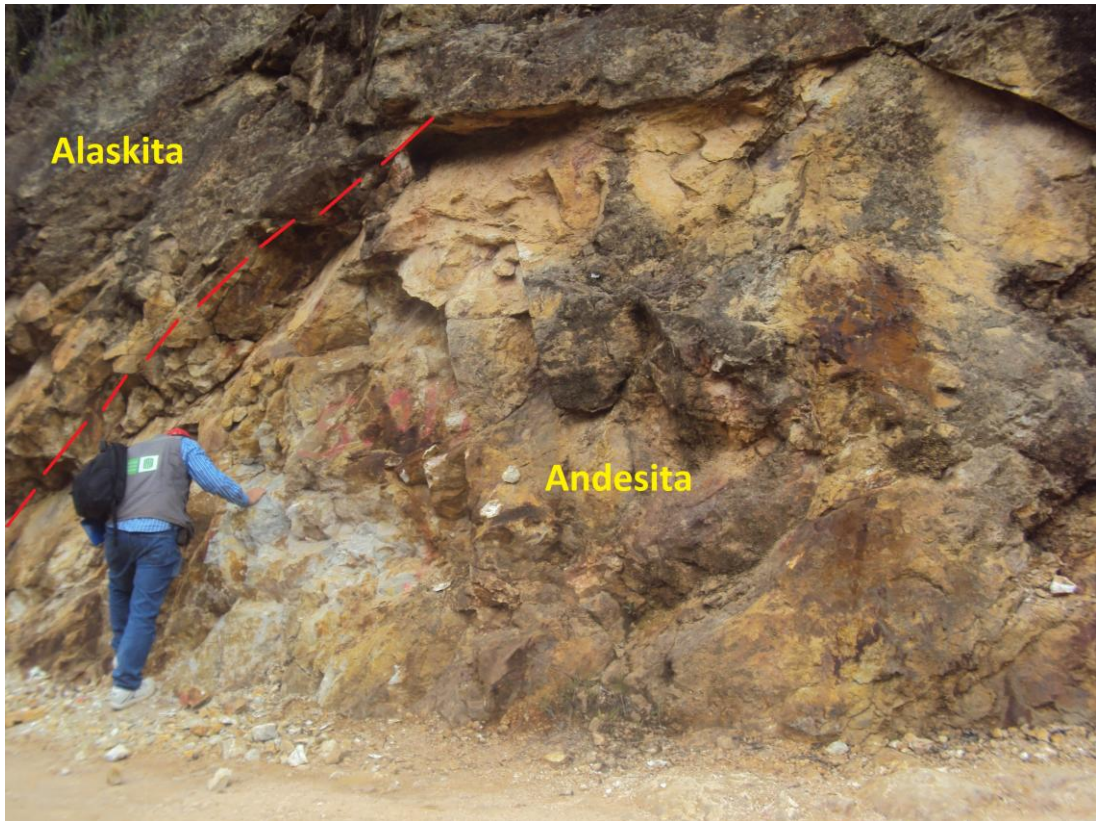
Es importante anotar que al Oeste de la Falla de Belisario aflora la variedad andesítica y al Este de ésta aflora la variedad riolítica formando un stock de dimensiones considerables, por lo tanto se puede inferir que el contacto entre estas dos litologías está determinado por la falla.

### **Pórfidos andesíticos**

El contacto entre éstas rocas porfíricas y las alaskitas (Figura 16), ha sido observado en el punto: X= 1.303.594; Y= 1.126.999; Z= 2204 msnm. En el punto: X= 1.303.893; Y= 1.126.164; Z= 2190 msnm) se observa un dique de 2.5 metros de ancho de ésta misma litología intruyendo la alaskita (Figura 17).

Ésta roca es de color blanco y rosado por la argilización y la oxidación que genera hematita, textura porfírica-fanerítica, con una relación de matriz/fenocristales de aproximadamente 15/85 (Figura 18). Está compuesta principalmente por fenocristales de plagioclasa de hasta 10 mm de largo, feldespato potásico en menor cantidad, biotita como accesorio y cuarzo muy fino en la matriz.

**Figura 16. Contacto entre el pórfido andesítico y la alaskita.**



**Figura 17. Dique de pórfido andesítico intruyendo a la alaskita.**



**Figura 18. Aspecto a escala de muestra de mano del pórfido andesítico.**



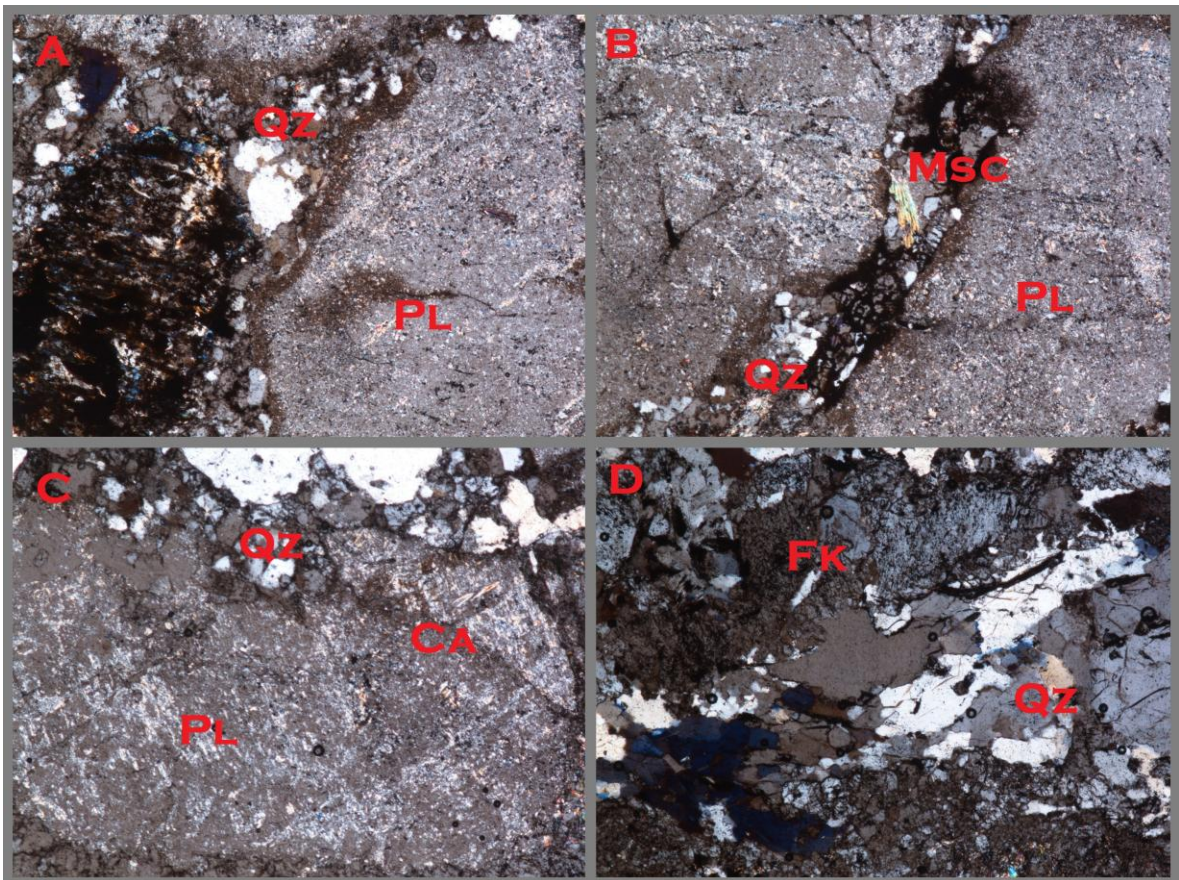
Desde el punto de vista petrográfico la variedad andesítica está compuesta por una matriz microcristalina de cuarzo, fenocristales de plagioclasa y feldespato potásico intensamente alterados a caolinita (Figura 19). Como minerales accesorios se encuentran algunos cristales de moscovita (Figura 19-B). Evidencia un proceso de oxidación en fenocristales de minerales ferromagnesianos posiblemente anfíboles y biotitas (Figura 19-A).

Las fases minerales identificadas son:

- **Cuarzo (Qz):** Se presenta como cristales subhedrales de relieve moderado y colores de interferencia grises de primer orden, haciendo parte de la matriz fanerítica de la roca. Ver figura 19.
- **Moscovita (Msc):** Mineral accesorio que se presenta como cristales alargados, con bordes dentados, relieve bajo a moderado, colores de interferencia altos de tercer orden y exfoliación basal típica de las micas (Figura 19-B).

- **Plagioclasa (Pl):** Se presentan como cristales subhedrales, hábito prismático, colores de interferencia grises bajos de primer orden e intensa alteración a caolinita (Figura 19 –A, B, C).
- **Feldespato potásico (Fk):** Se observan subhedrales de hábito prismático, con relieve moderado, colores de interferencia grises de primer orden e incipiente exfoliación en dos direcciones (Figura 19-D).
- **Caolinita (Ca):** Mineral de alteración. Se presenta como agregados microcristalinos de relieve bajo y colores grises de primer orden. Ver figura 19.

**Figura 19. Microfotografías de la muestra TPD-108-M2, correspondiente a la andesita porfirítica.**



El análisis de DRX (Anexo 3) en la muestra de pórfido andesítico encontró cuarzo, ortoclasa, anatasa, moscovita (de origen ígneo y sericita producto de alteración hidrotermal), caolinita y hematita. Los porcentajes aproximados son: feldespato potásico (5%), cuarzo (12%), plagioclasa (80%), máficos oxidados (2%) y muscovita (1%). Después del re cálculo cae en el campo de las andesitas.

### **Pórfidos riolíticos**

Ésta roca es de color blanco, textura porfirítica, con una relación de matriz/fenocristales de aproximadamente 45/55. Está compuesta principalmente por fenocristales de cuarzo bipiramidal de hasta 10 mm de largo, feldespato potásico y plagioclasa en menor cantidad, muscovita como accesorio y abundante caolinita en la matriz. Ver figura 20. Ésta litología tiene variación a traquita cuando la ocurrencia de los cuarzoes bipiramidales es menor.

**Figura 20. Aspecto a escala de muestra de mano del pórfido riolítico.**



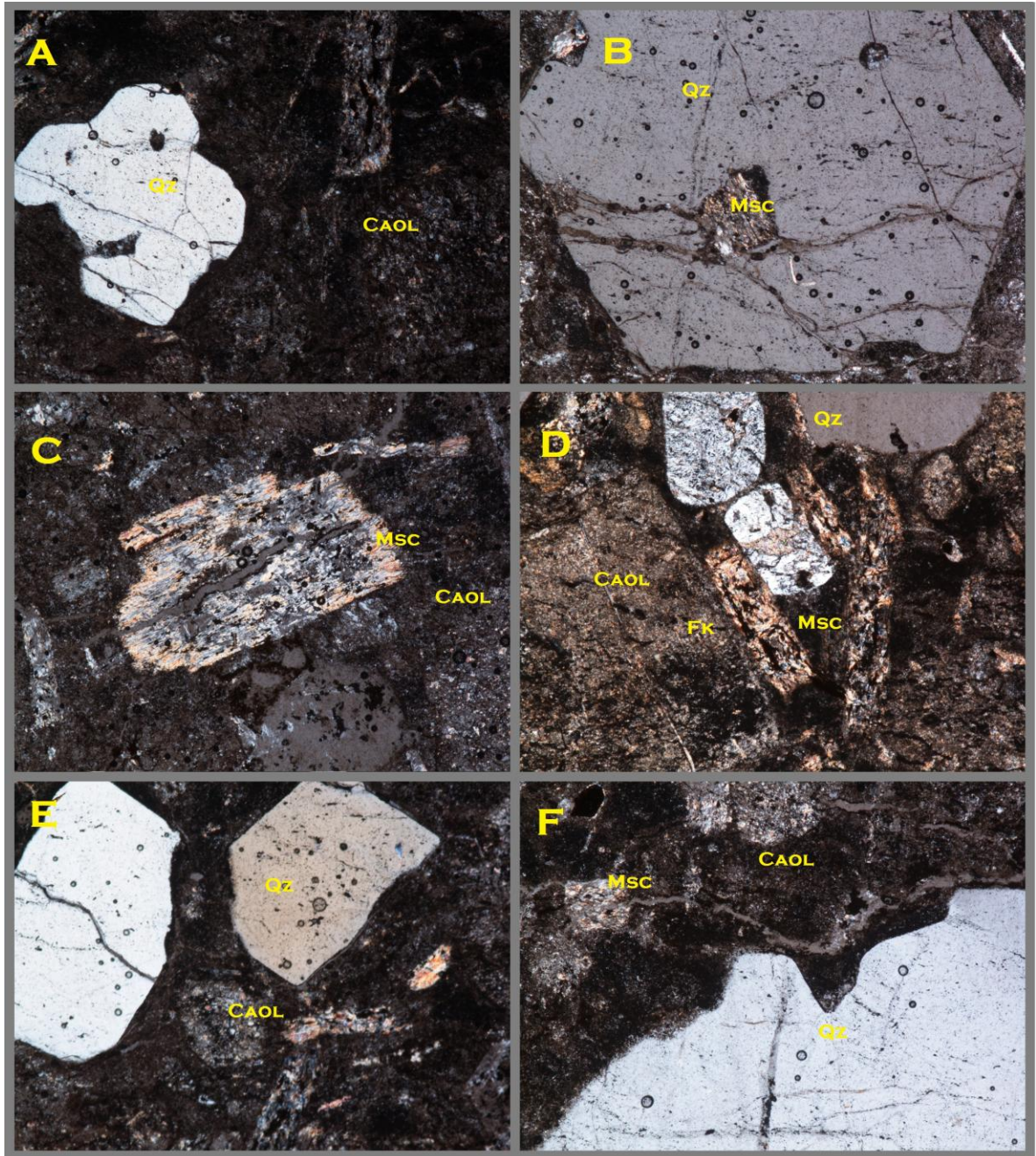
Desde el punto de vista petrográfico, la roca porfirítica de variedad riolítica, está compuesta por una matriz de grano muy fino, localmente oxidada e intensamente alterada a caolinita. Presenta principalmente fenocristales de cuarzo, feldespato potásico y cristales accesorios de moscovita.

Las fases minerales identificadas son:

- **Cuarzo (Qz):** Fenocristales subhedrales a euhedrales de la riolita porfirítica, desarrollando hasta 6 caras en algunos ejemplares (Figura 21-B), relieve moderado, colores de interferencia grises de primer orden y embahiamientos típicos de cuarzos de rocas subvolcánicas. Ver figura 21.
- **Feldespato potásico (Fk):** Se presentan como cristales prismáticos euhedrales, relieve moderado-bajo y colores de interferencia de primer orden, intensamente reemplazados a caolinita (Figura 21-D).
- **Moscovita (Msc):** Se presenta como cristales alargados, con bordes dentados, relieve bajo a moderado, colores de interferencia altos de tercer orden hacia los bordes y hacia el centro grises que corresponden a un mineral de alteración no identificado (Figura 21-C). Ocurre también en textura poiquilítica como cristales englobados por cuarzo (Figura 21-B).
- **Caolinita (Caol):** La abundante cantidad de este mineral de alteración puede indicar predominancia de feldespato potásico originalmente, se presenta como agregados micro cristalinos con aspecto sucio en nicoles paralelos y colores de interferencias bajos de primer orden en nicoles cruzados. Ver figura 21.

El análisis de DRX (Anexo 3) en la muestra de pórfido riolítico encontró cuarzo, ortoclasa, anatasa, moscovita (de origen ígneo y sericita producto de alteración hidrotermal), caolinita, albita y paligorskita. Los porcentajes aproximados son: feldespato potásico (65%), cuarzo (20%), plagioclasa (10%) y moscovita (5%). Después del re cálculo cae en el campo de las riolitas en el límite con las traquitas.

Figura 21. Microfotografías de la muestra TPD-106-M1, correspondiente a la riolita pofirítica.



**5.2.3 Brechas tectónicas.** Mínimamente se reconocen dos zonas de brechas tectónicas que coinciden con fallas de dirección N40-45E: una que hemos llamado

Falla de Belisario y otra la Falla de la quebrada Móngora (Figura 22). El punto donde se observan las brechas de la falla 'Belisario' es  $X=1.303.492$ ;  $Y=1.127.179$ ;  $Z=2261$  msnm. En un sector conocido como Gusamán que sigue el trazo paralelo de la quebrada Móngora se observan brechas en las coordenadas  $X=1.302.878$ ;  $Y=1.127.441$ ;  $Z=2321$  msnm.

**Figura 22. Localización de las fallas principales de la zona de interés: (1) Falla de la quebrada La Baja, (2) Falla de la quebrada Móngora, (3) Falla de Belisario y (4) Falla (?) del Río Vetas. La línea roja continua marca el recorrido realizado durante el presente trabajo de investigación.**



Fuente: Modificado del Google Earth 5.0

Las brechas son polimícticas, compuestas por clastos subangulares de alaskitas y rocas porfiríticas del Mioceno, estructuralmente son matriz soportadas y la matriz está constituida por roca molida, el cemento se encuentra bastante oxidado y está

compuesto esencialmente de goethita y hematita (Figura 23). La textura predominante es cataclástica.

**Figura 23. Brechas tectónicas aflorantes cerca de la falla de Belisario.**

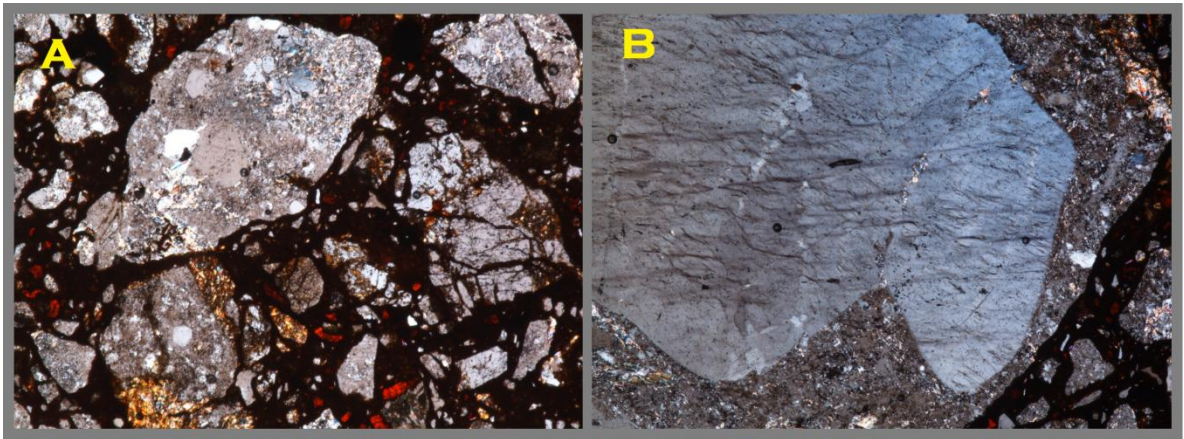


La presencia de clastos de rocas porfíricas del Mioceno (algunos incluso con alteraciones hidrotermales de tipo Cuarzo-Pirita-Sericita), al interior de las brechas tectónicas, implica claramente que el DMVC ha sufrido actividad tectónica durante épocas más recientes (post-Mioceno Tardío).

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

- Clastos: polimícticos. Fragmentos líticos de alaskita con alteración sericítica (Figura 24-A), riolita (Figura 24-B) y andesita (Figura 25-A). En algunos de estos se observan venillas de cuarzo (Figura 25-B). Son más abundantes los clastos de la riolita, los cuales se distinguen fácilmente por sus fenocristales de cuarzo con embahiamientos. En un ejemplar de cuarzo se observan sombras de deformación (Figura 24-B). La morfología de los clastos es angular a subangular y su tamaño varía de medio a muy grueso.

**Figura 24. Microfotografías de la muestra TPD-107-M1 correspondiente a una brecha tectónica.**

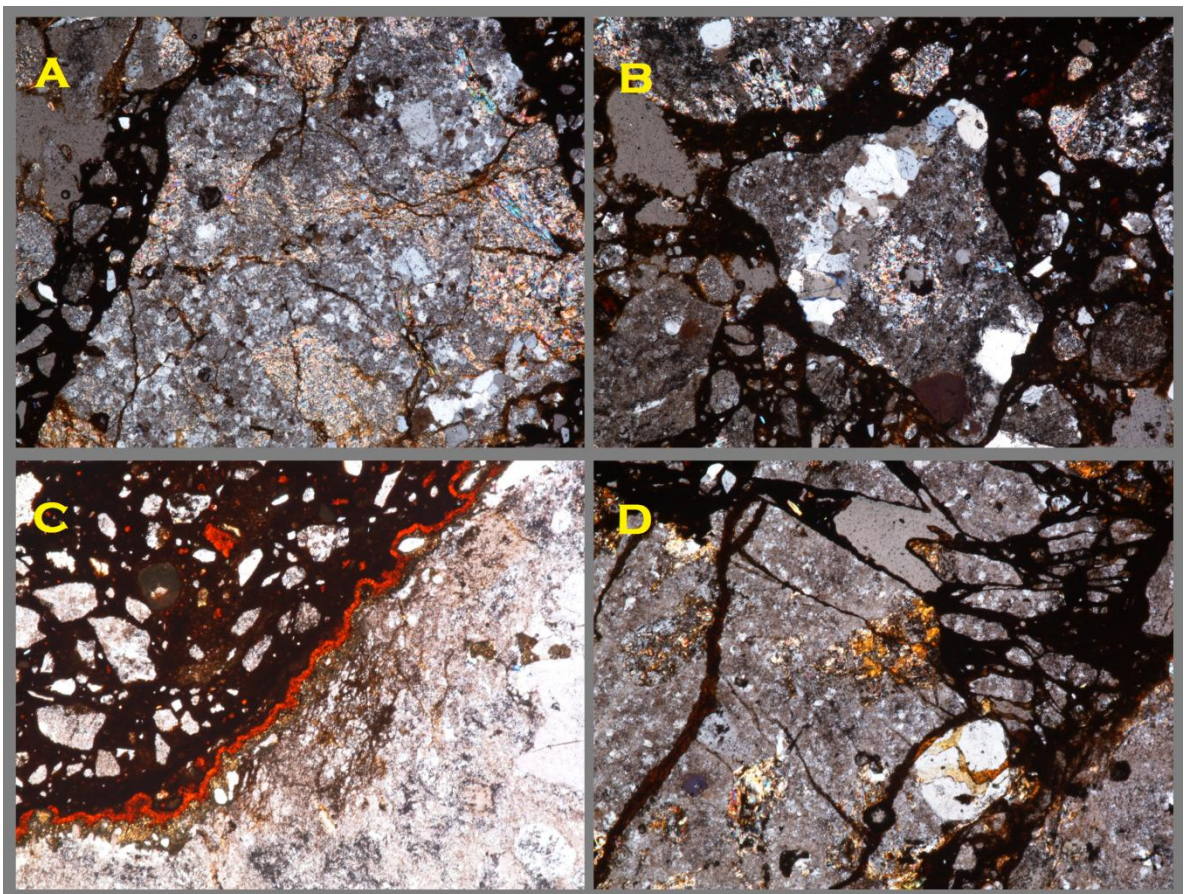


- Matriz: la matriz está compuesta por fragmentos líticos de morfología angular a subangular y grano muy fino a medio. La textura de la matriz es granular.
- Cemento: está compuesto por abundantes minerales producto de una meteorización intensa: goethita, hematita y jarosita. Su textura es masiva, siendo la goethita la más abundante; la hematita y la jarosita se encuentran en agregados localizados pseudomorfizando minerales (posibles sulfuros) y rodeando parcialmente algunos de los clastos (Figura 25-C).
- Organización interna: el porcentaje promedio de clastos es del 50%, matriz 35% y cemento 15%. Teniendo en cuenta que no hay contacto recurrente entre los clastos y siendo localmente variables los porcentajes expuestos, ésta brecha se puede considerar mayoritariamente matriz-soportada, siendo localmente cemento-soportada. La distribución de los clastos es caótica, presentando textura jig-saw localmente (Figura 25-D).
- Alteración: se encuentra intensamente oxidada y meteorizada, pero en sus clastos se diferencian principalmente las alteraciones sericítica y argílica.
- Interpretación: brecha polimíctica de clastos de alaskita, riolita y andesita, angulares a subangulares, matriz-soportada, matriz granular de líticos de

variada composición y tamaño limo-arena, cementada por goethita, hematita y jarosita.

- Clasificación genética: además de estar regionalmente relacionada a una importante zona de falla, la brecha exhibe disposición caótica en los clastos, matriz de líticos triturados y sombras de deformación en uno de los clastos, características con las que se confirma su origen tectónico.

**Figura 25. Microfotografías de una brecha tectónica (TPD-107-M1).**



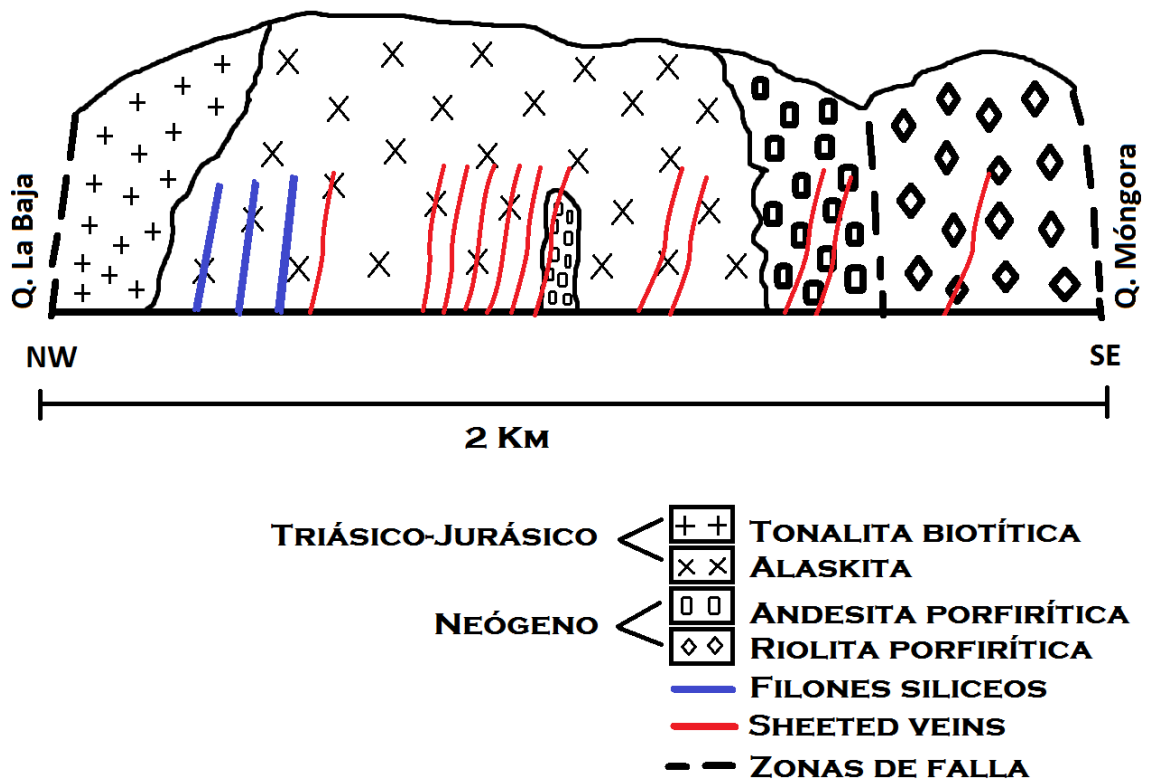
El análisis de DRX (Anexo 3) realizado a la muestra de brecha detectó: cuarzo, ortoclasa, jarosita, moscovita (de origen ígneo y sericita), caolinita y goethita. Lo que confirma los tipos de alteración observados en los clastos y la composición del cemento oxidado.

**5.2.4 Arreglo litológico del tramo objeto de estudio.** En la figura 26 se aprecia una sección transversal representativa de los 2 Kilómetros que comprenden el tramo objeto de estudio por la carretable California-Móngora.

La secuencia cronológica de estas asociaciones es la siguiente:

1. Plutón de alaskita
2. Plutón de tonalita biotítica
3. Diques y stocks porfiríticos del neógeno

**Figura 26. Sección transversal del área de interés.**



### 5.3 ALTERACIONES HIDROTERMALES Y VETILLAS ASOCIADAS

A lo largo del tramo objeto de estudio, se observan todas las rocas anteriormente descritas (Alaskitas, rocas intermedias, rocas porfiríticas y brechas), afectadas en mayor o menor medida por procesos de alteración hidrotermal. La relación temporal entre los diferentes tipos de alteración hidrotermal, en ocasiones no parece ser muy clara. No obstante, apoyados en las observaciones realizadas a escala de afloramiento, muestra de mano y lámina delgada, se pudo reconocer la secuencia temporal de eventos hidrotermales abajo descritas. Para tal fin, fue necesario tomar como referencia las diferencias paragenéticas propias de cada tipo de alteración y las relaciones de corte entre éstas.

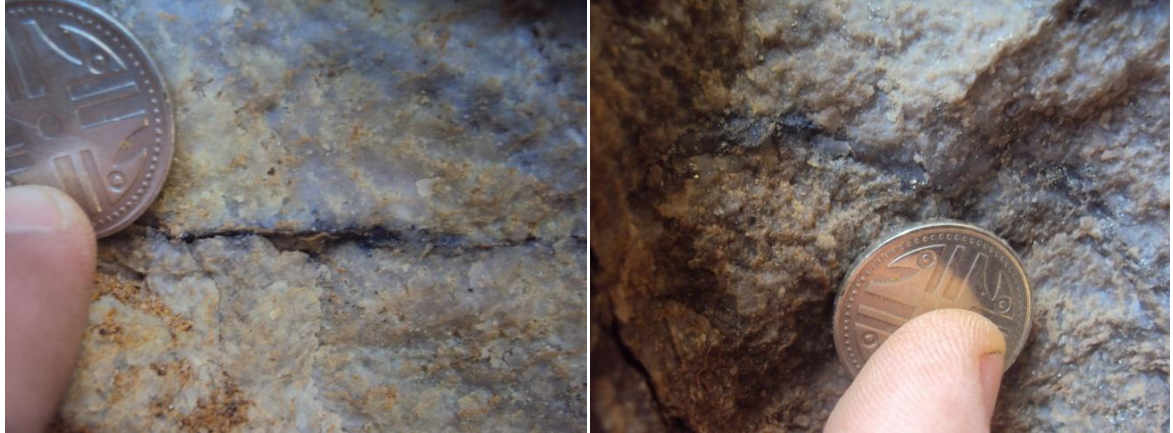
En éste sentido, a continuación se describirán en orden temporal (de más antiguos o más recientes), los diferentes tipos de alteración hidrotermal. El nombre asignado a cada tipo de alteración hidrotermal, se apoyará esencialmente en la mineralogía (minerales formados durante la alteración hidrotermal). Una vez descritos los tipos de alteración hidrotermal, se intentará contextualizar su formación, en términos de su localización al interior del sistema magmático hidrotermal (ambiente porfirítico-epitermal-supergénico).

**5.3.1 Alteración Cuarzo-Molibdenita+ (K-Feldespatos?).** A lo largo del tramo estudiado, se reconoce localmente algunas vetillas de Qz + Molibdenita de 1 a 3 mm de espesor (por ejemplo: punto localizado en X=1.304.115; Y= 1.126.350; Z= 2239 msnm; Figura 27), las cuales suelen estar hospedadas en las rocas alaskíticas. Entorno a estas vetillas no se reconoce minerales de alteración contemporáneos con la formación de éstas estructuras hidrotermales, debido a que la roca es afectada por una alteración hidrotermal posterior, de tipo cuarzo-pirita-sericita (Figura 28).

Según datos bibliográficos (por ejemplo: White et al., 1981; Hun Seo et al., 2012), los fluidos a partir de los cuales precipita la Molibdenita, suelen ser fluidos de temperaturas entre 360° y 580°C, y presiones de atrapamiento o precipitación entre 140 y 710 bares. La separación del Molibdeno a partir de los fluidos mineralizantes en ambientes porfiríticos, se suele explicar mediante procesos de reducción e incremento de acidez en el fluido.

Considerando los rasgos de estas vetillas y las temperaturas de formación reportadas en la bibliografía, se asume que éstas vetillas de cuarzo-molibdenita representan un estilo de mineralización propio de ambientes porfiríticos. Por otro lado, se considera que su formación está asociada a eventos ígneos de edad Mioceno, tal como se ha definido mediante dataciones Re-Os en otros sectores del Distrito (ver Mantilla et al., 2012).

**Figura 27. Vetillas de Qz + Molibdenita**



**Figura 28. Detalle de una vetilla de Qz + Py cortando una vetilla de Qz + Molibdenita, adicionalmente se observa la silicificación que afecta la roca.**



**5.3.2 Alteración Cuarzo-pirita-sericita.** Es la alteración hidrotermal predominante en la zona de interés y suele tener un aspecto de color blanco ligeramente amarillento, producido por un re emplazamiento pervasivo de sericita a partir de los componentes originales de las rocas, principalmente feldespatos.

Se observan numerosas vetillas de cuarzo con sutura central de pirita (Figura 29) que se encuentran oxidadas en la mayoría de los casos. Los halos están compuestos principalmente por Qz – Sericita. Estas vetillas son de geometría recta, con espesores entre 0.5 y 3 cm. En algunos sectores se entrecruzan (Figura 30), pero principalmente forman un sistema tipo sheeted veins subverticales y subpararelas entre ellas de rumbo N60-70E (Figura 31).

**Figura 29. Detalle de las venillas de cuarzo con sutura de óxidos y halo de Qz-sericita.**



**Figura 30. Entrecruzamiento de vetillas de Qz+Py relacionadas a la alteración sericítica.**



Estas vetillas cortan las rocas alaskita y las rocas porfiríticas consideradas del Mioceno Tardío, tal como ha sido igualmente señalado por Mantilla et al., (2012) (Figura 32).

**Figura 31. Afloramiento de alaskita afectado por el sistema de sheeted veins de Qz + Py con halo de Qz - Sericita y detalle que evidencia el paralelismo existente en su dirección. X: 1.303.699; Y: 1.126.621; Z: 2272 msnm.**



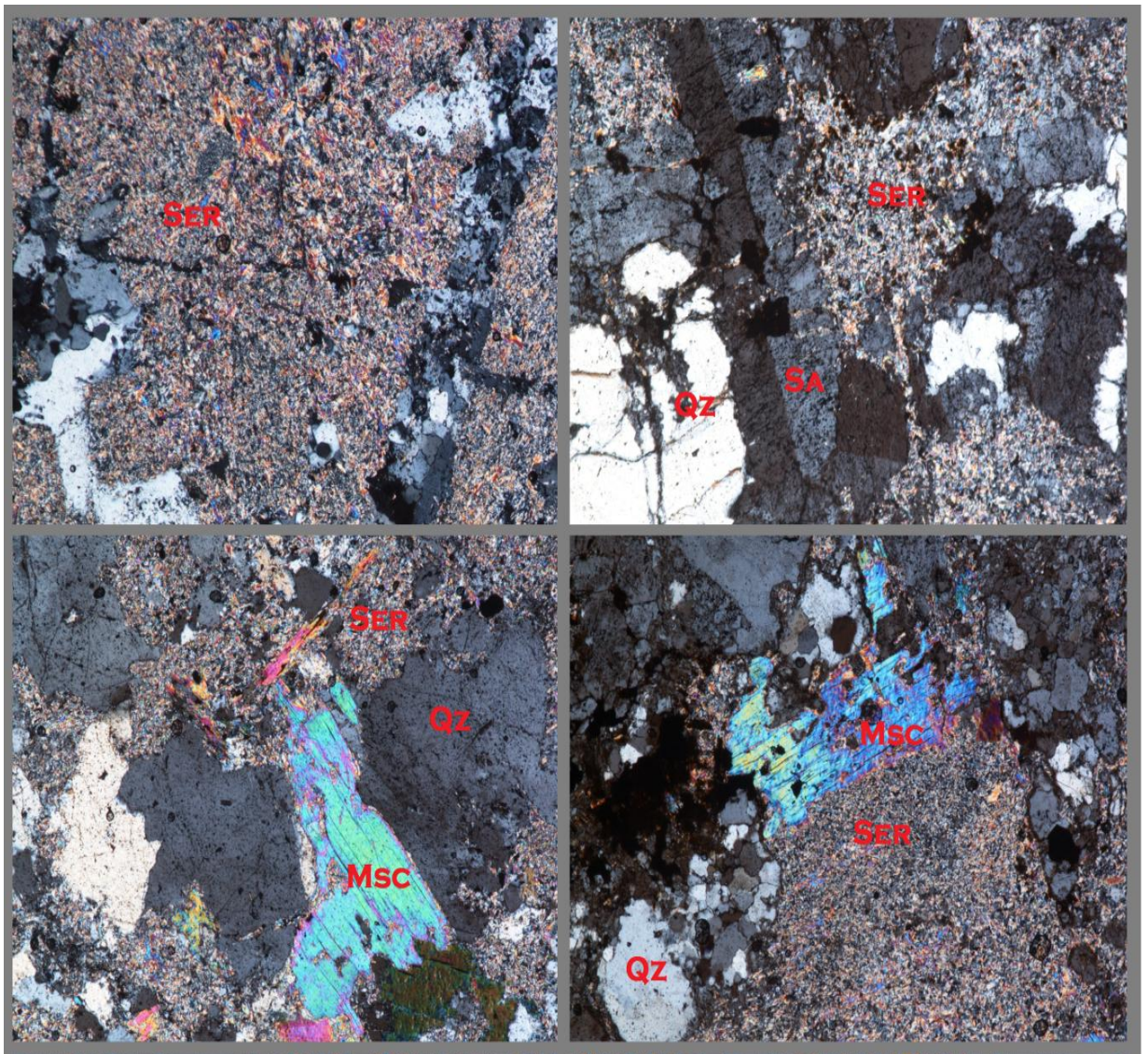
**Figura 32. Sheeted veins cortando a la andesita porfírica del Mioceno. X: 1.303.941; Y: 1.126.520; Z: 2175 msnm.**



La disposición de estas vetas/vetillas paralelas, se considera el resultado del fuerte control estructural en el momento en el cual se desarrollaron éstos eventos

de alteración hidrotermal. Sin embargo el entrecruzamiento de vetillas en algunos sectores locales y la alteración sericítica pervasiva observada en todas las rocas del sector sin estar siempre acompañada de vetillas, indica la posible existencia de más de un evento de alteración fílica (Qz-Py-Ser). Considerando los datos reportados en la bibliografía, las alteraciones tipo cuarzo-pirita-sericita, son propias de ambientes porfiríticos apicales (Sillitoe et al., 2010).

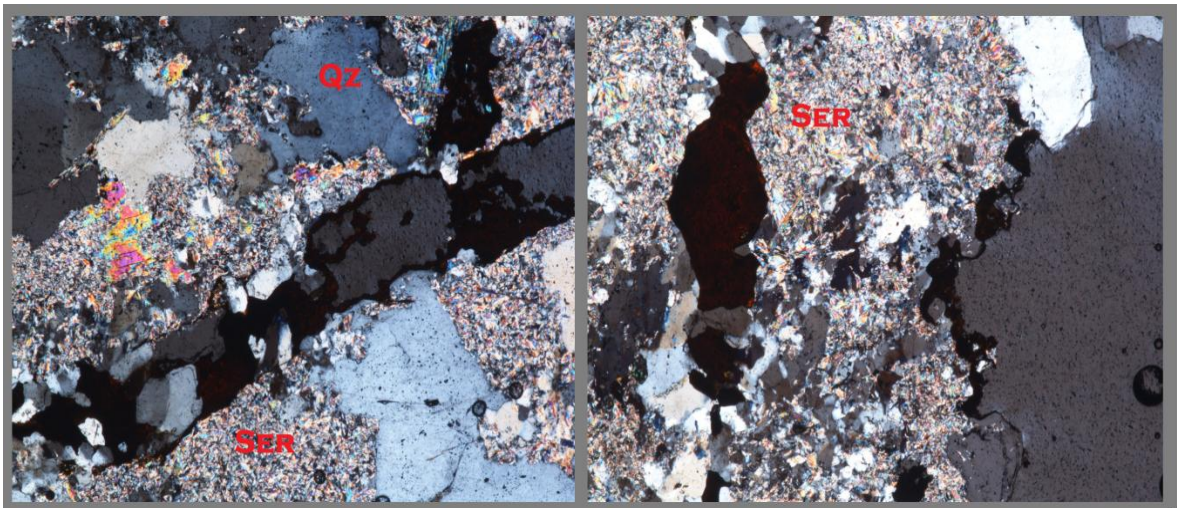
**Figura 33. Microfotografías de diversas muestras de la zona de estudio, afectadas por alteración sericítica pervasiva.**



Desde el punto de vista petrográfico, éste tipo de alteración es la más observada en las láminas analizadas, en ocasiones siendo sobreimpuesta por alunita y silicificación. Está caracterizada por agregados microcristalinos de bajo relieve, de aspecto ligeramente sucio en nicoles paralelos, con colores de interferencia hasta del segundo orden. Se encuentre reemplazando en forma pervasiva los componentes de la roca, tales como feldespatos potásicos y plagioclasas, produciendo en varios casos pseudomorfismo del cristal preexistente. Es muy común encontrar la asociación Qz + Sericita característica de este tipo de alteración con zonas de incipiente diseminación de sulfuros (opacos). Ver figura 33.

Las denominadas sheeted veins asociadas a este tipo de alteración son de morfología recta. Están compuestas principalmente de cristales anhedrales de cuarzo y agregados de minerales opacos u óxidos generados a partir de éstos, presentando un evidente halo de sericita (Figura 34).

**Figura 34. Microfotografías de la muestra TPD-109-M3, con el detalle de las sheeted veins de cuarzo + sulfuros (aquí mostrándose oxidados) y halo de sericita.**



**5.3.3 Alteración Cuarzo-Alunita.** Ésta alteración es localizada, menos frecuente pero afecta localmente a la Alaskita y a la andesita porfírica. Se encuentra sobreimponiéndose a la alteración sericitica (cortan las sheeted veins en el punto X= 1.303.941; Y= 1.126.520; Z= 2175 msnm; Figura 35). Afecta tanto a la alaskita como a la andesita porfírica en el contacto entre estas dos en el punto X= 1.303.121; Y= 1.127.392; Z= 2294 msnm. Se presenta como zonas silicificadas de color gris con ocurrencia de parches color blanco de alunita (Figura 36).

**Figura 35. Zonas de Qz - Alunita, correspondientes a la alteración argílica avanzada**



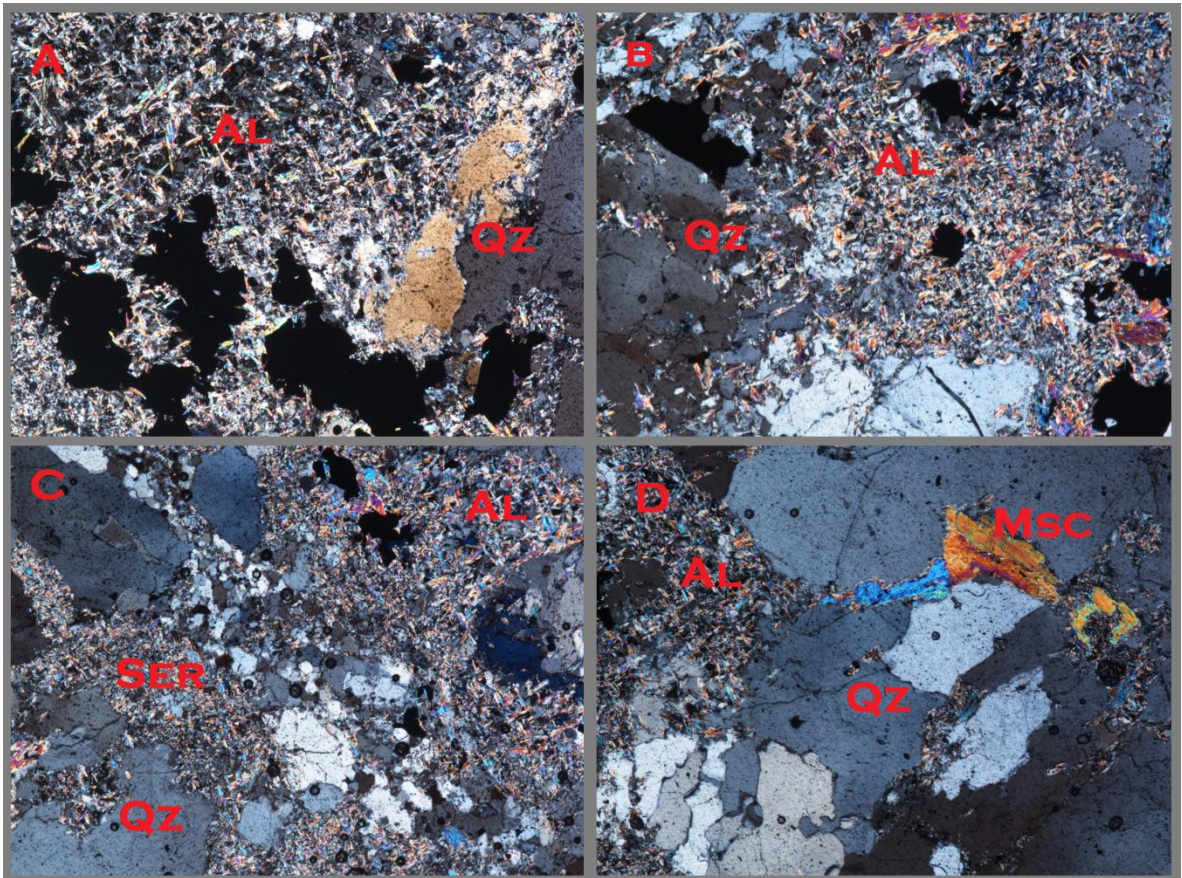
**Figura 36. Detalle en escala de muestra de mano del pórfido dacítico afectado por la alteración Qz-Alunita.**



Desde el punto de vista petrográfico, ésta alteración es la que se presenta a manera más localizada y se observa claramente solo en dos de las láminas delgadas analizadas. Se caracteriza principalmente por la ocurrencia de cristales aciculares de alunita, con colores de interferencia amarillos del primer orden, formando un enrejado (Figura 37). Están asociados a agregados micro cristalinos de cuarzo producto de silicificación y también a minerales opacos. En ocasiones se observa claramente la sobreimposición de la alteración argílica avanzada a la sericítica (Figura 37-C).

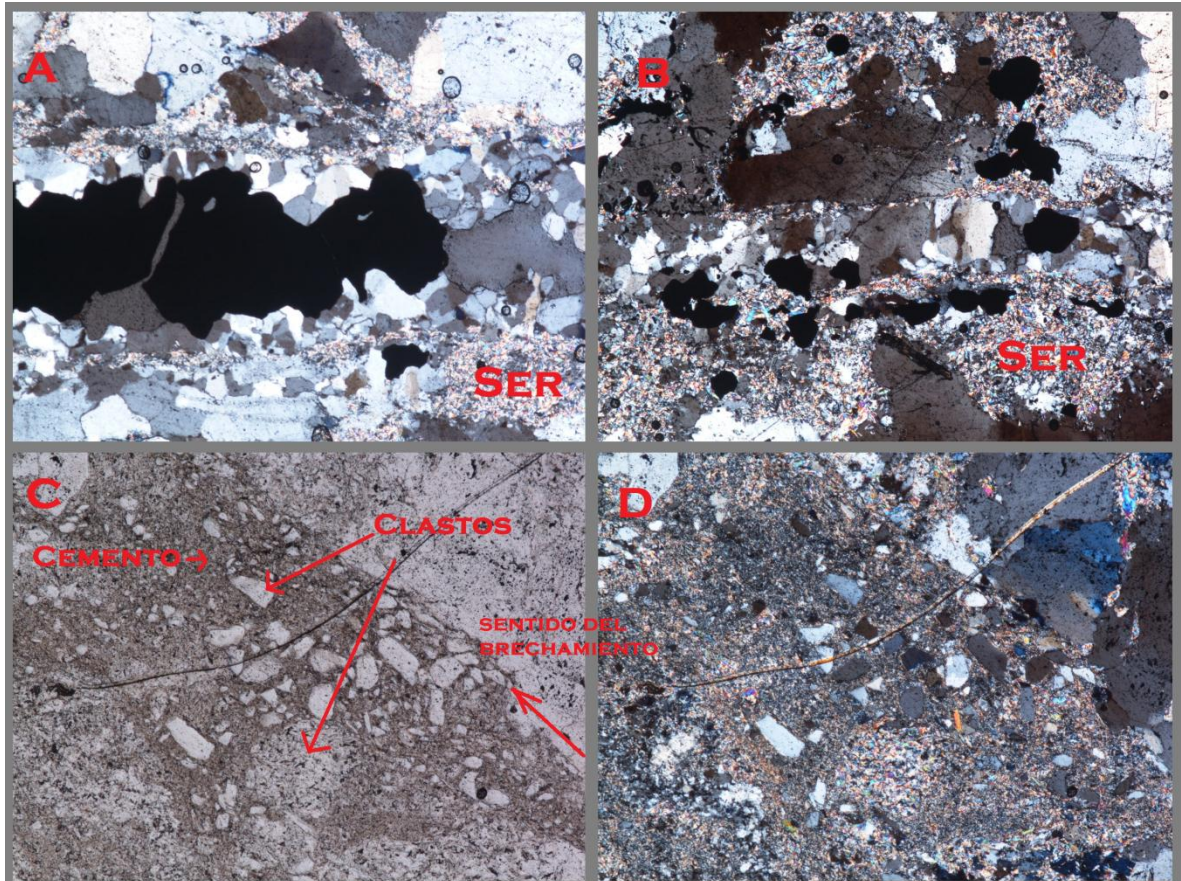
En las muestras analizadas con ocurrencias de alunita se observa diseminación de sulfuros (opacos) y vetillas de Qz + Py (Figura 38-A, B). La morfología de las vetillas y los agregados de minerales opacos, así como la granulometría de éstos, permite deducir que ésta mineralización corresponde a las asociaciones anteriormente documentadas para la alteración sericita.

Figura 37. Microfotografías de la muestra TPD-111-M1, donde se observan las ocurrencias de alunita.



Adicionalmente en la muestra TPD-111-M1 se aprecia una micro brecha hidrotermal polimíctica, con clastos subangulares – angulares, algunos de la roca encajante con alteración sericítica y otros de cuarzo, el cemento es constituido por sílice en forma de agregados micro cristalinos, la estructura es cemento-soportada; los contactos con la roca encajante son netos y la geometría de la micro brecha es ligeramente cónica, ya que se observa una expansión de su área a medida que nos alejamos de la zona inicial de incursión del fluido brechificante. Ver figura 38-C, D.

Figura 38. Microfotografías de las muestras TPD-110-M1 (A, B) y TPD-111-M1 (C, D), donde se observan la diseminación de sulfuros (opacos) y las venillas de Qz + Py remanentes de la alteración sericita, y una micro brecha hidrotermal cementada por silica (nicoles paralelos y cruzados).



**5.3.4 Filones silíceos.** Vistos desde una escala regional, se encuentran en la zona más próxima a la falla de la quebrada La Baja (Figura 6) y presentan un paralelismo relacionado a ésta. Se observan entre los puntos  $X= 1.304.545$ ;  $Y= 1.126.210$ ;  $Z= 2123$  msnm y  $X= 1.304.246$ ;  $Y= 1.126.452$ ;  $Z= 2144$  msnm, aflorando en la vía California-Vetas. Estos filones se pierden cuando nos alejamos de la zona de influencia de la falla.

Se presentan como diques subverticales de 20 – 30 cm de espesor, encajados en la alaskita (Figura 39), la cual se encuentre intensamente brechada por tectonismo

(Figura 40). Están compuestos por abundante sílica y pirita de grano medio a grueso, y muestran numerosos espacios abiertos producto de la lixiviación del sulfuro degradado a hematita, goethita y jarosita (Figura 39).

**Figura 39. Escala de afloramiento y detalle de un filón silíceo subvertical atravesando la alaskita.**



Desde el punto de vista petrográfico, éstas estructuras están compuestas esencialmente de abundante cuarzo en agregados de cristales muy finos (Qz 2) formando una matriz silícea que se mezcla con algunos de los cristales remanentes de la roca encajante (Qz 1), rodeando cristales de tamaños variados de sulfuros como se observó en la descripción macroscópica.

A escala microscópica se evidencia la intensa lixiviación supergénica que han sufrido, dejando oquedades y algunos minerales producto del intemperismo tales como hematita (Hm), goethita (Gt) y jarosita (Jar). Los dos primeros se observan como agregados botroidales, masivos, de color rojo y negro, y el tercero a manera

de agregados criptocristalinos de color amarillo-pardo pseudomorfizando sulfuros. Ver figura 41.

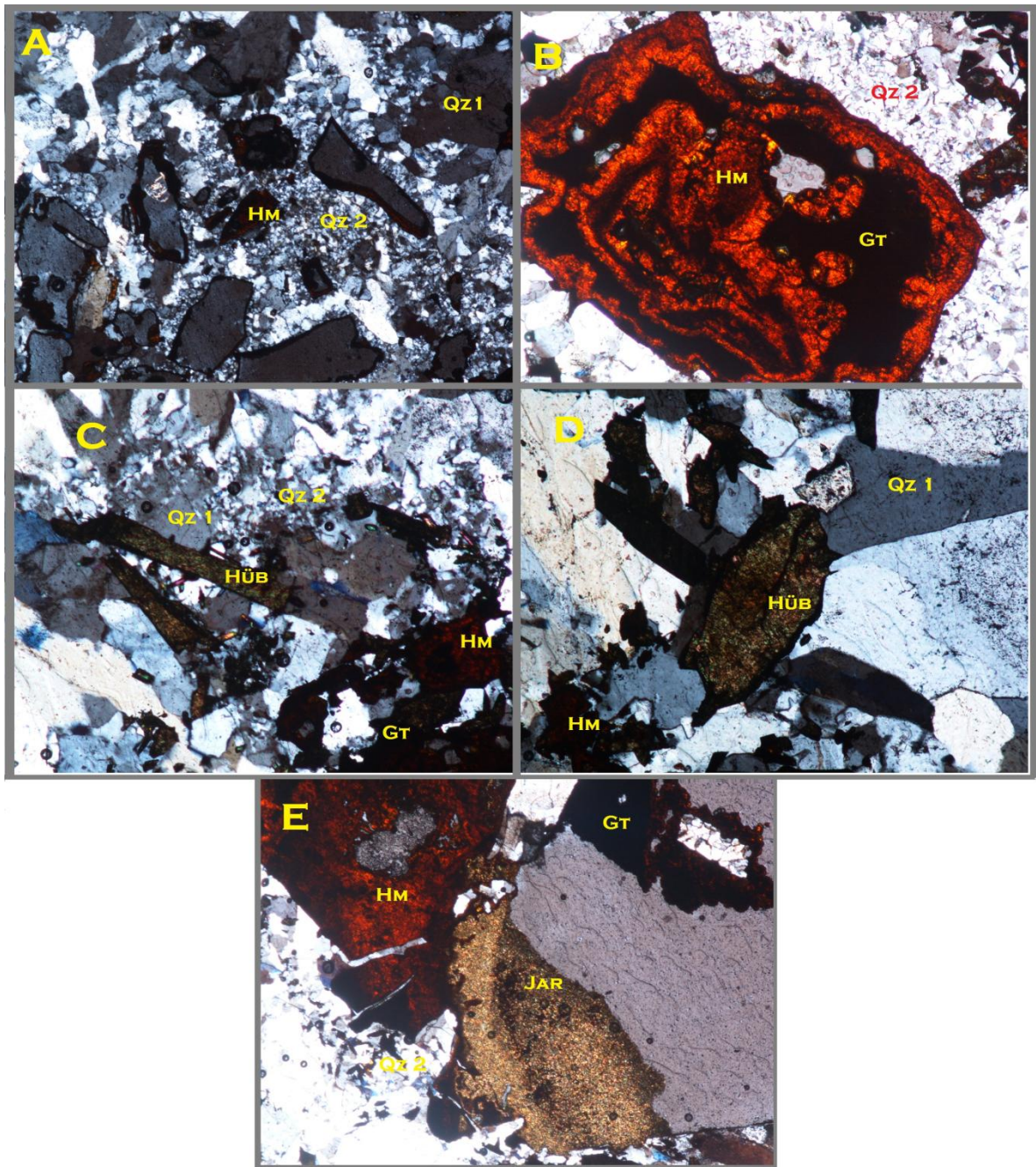
**Figura 40. Detalle de la zona brechada tectónicamente (amarillo) alrededor del filón silíceo (rojo).**



Adicionalmente se encuentran algunos cristales de hübnerita (Hüb), un wolframato que se presenta a manera de individuos euhedrales y subhedrales, de formas prismáticas alargadas, relieve alto, color marrón verdoso, intercrecidos en el cuarzo que compone la matriz de los filones silíceos. Ver figura 41-C, D.

El análisis de DRX (Anexo 3) realizado en la muestra del filón silíceo detectó: cuarzo, jarosita, hematita, hübnerita, moscovita, caolinita y goethita. Esto confirma varias de las fases minerales encontradas en el estudio petrográfico.

Figura 41. Microfotografía de la muestra AP-2-M2, correspondiente a un filón silíceo.



**5.3.5 Alteraciones supergénicas.** Aquí se incluyen la oxidación de la roca y la argilización al parecer producto de alteración supergénica. Estas alteraciones

afectan a todas las rocas aflorantes en el área de interés. La primera incluye degradación de minerales con contenidos de hierro (principalmente sulfuros) a goethita, hematita y jarosita. La segunda corresponde a la conversión de minerales como feldespatos y micas a caolinita. Las zonas de oxidación tienen colores negros, rojos, anaranjados y amarillos, y las de argilización tienen color blanco, aumentando la fragilidad de la roca por el alto contenido de arcillas (Figura 42).

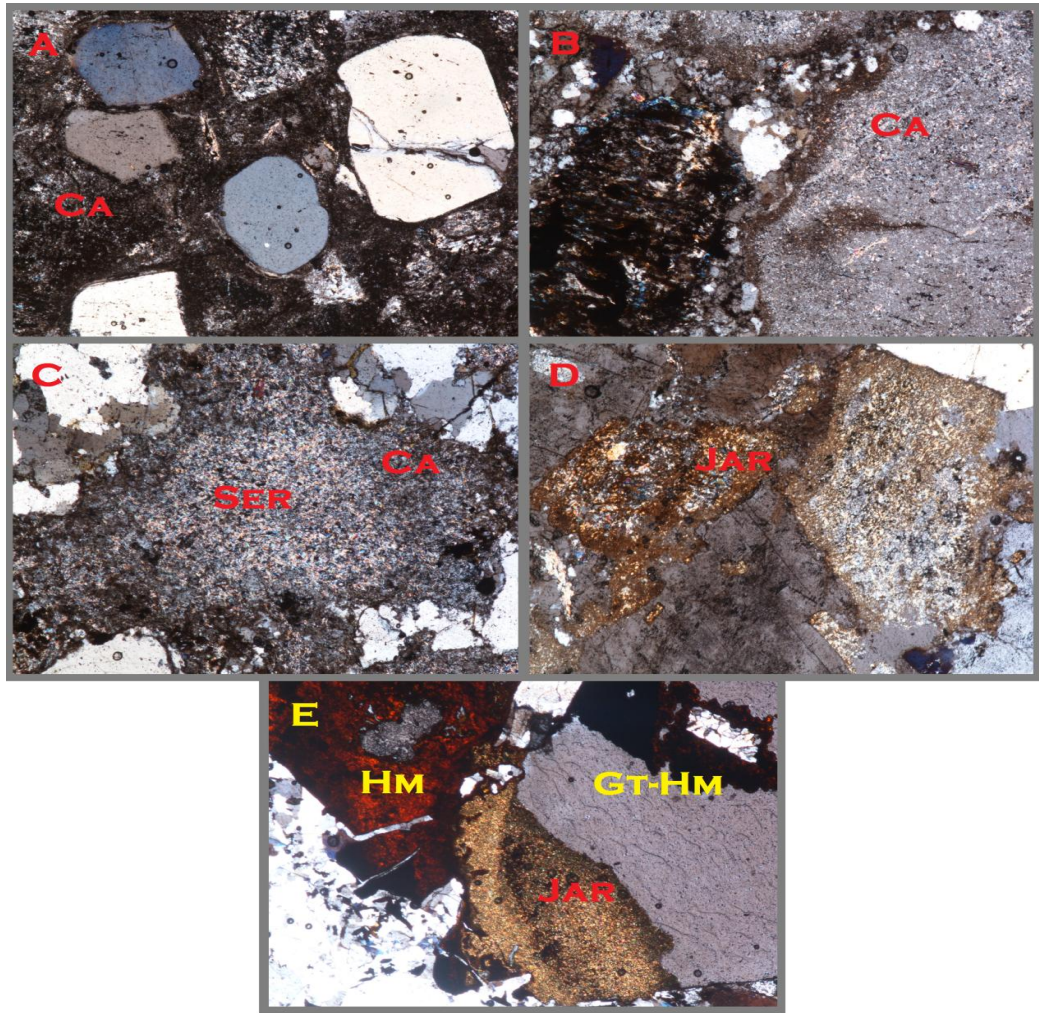
**Figura 42. Alaskita y andesita porfírica intensamente argilizadas y oxidadas.**



Los efectos de alteración supergénica se observan en casi todas las muestras analizadas mediante petrografía, sobreimponiéndose o borrando los anteriores eventos de alteración hidrotermal.

Los dos efectos identificados que se producen en las rocas de la zona son la argilización supergénica y la oxidación. El primero representado principalmente por la formación de caolinita en algunos casos sobreimpuesta a la sericita (Figura 43-C) y en otros reemplazando pervasivamente cristales o agregados de feldespatos (Figura 43-A, B). El segundo caracterizado por hematita y goethita en agregados botroidales, masivos, de color rojo y negro, y jarosita en agregados criptocristalinos de color amarillo-pardo, en algunos casos pseudomorfizando el hábito de antiguos cristales de sulfuros (Figura 43-E).

**Figura 43. Microfotografías de las diversas litologías de la zona de interés siendo afectadas por la oxidación y la argilización supergénicas.**



**5.3.6 Estilos de mineralización.** De acuerdo a los tipos de venillas y asociaciones minerales producto de los diferentes tipos de alteraciones observadas, podemos decir que existen principalmente dos estilos de mineralización posibles: pórfido y epitermal.

**5.3.6.1 Mineralización tipo Pórfido.** A éste estilo de mineralización se relacionan las venillas de Qz + Molibdenita y las de Qz + Py + Sericita, que de acuerdo a Sillitoe (2010) corresponden a las venillas tipo B y D respectivamente. En éste

mismo trabajo se relacionan éste tipo de venillas a las alteraciones potásica y fílica respectivamente.

Dos ejemplos clásicos de la ocurrencia de éste tipo de alteraciones y venillas se pueden encontrar en los depósitos de Butte y Bingham. En el primero Rusk & Reed (2008) relacionan la ocurrencia de los altos tenores de Molibdeno a las venas Qz + Molibdenita ocurrentes en la alteración potásica, acompañadas algunas veces de halos de feldespatos potásico o biotita; documentan que fluidos de composición similar a los que producen las alteraciones de más profundidad, se enfriaron progresivamente y en zonas apicales produjeron venillas de Qz + Py + Sericita características de la alteración fílica. En Bingham, Gruen et al (2010) registran que las venillas de Qz + Molibdenita son posteriores a la ocurrencia de las intrusiones mostrando orientaciones diversas y que las venillas de Qz + Py con halo de sericita cortan todas las intrusiones y venillas preexistentes, correspondiendo a la zona de alteración fílica sobreimpuesta a la alteración potásica más profunda.

**5.3.6.2 Mineralización tipo Epitermal.** A éste estilo de mineralización se relacionan las zonas de silicificación con ocurrencia de alunita y los filones silíceos asociados al área de influencia de la Falla La Baja.

En nuestra zona de interés la presencia de alunita indica que tenemos segmentos de alteración argílica avanzada, propios de los depósitos epitermales de alta sulfuración (Sillitoe & Hedenquist, 2003). Aún así, en los afloramientos estudiados no se reconoció la ocurrencia de Vuggy Quartz que en este tipo de depósitos constituye la zona de más interés, caracterizada por roca lixiviada debido a la acción de fluidos ácidos que degradan la mayoría de los componentes dejando el cuarzo, lo que da una apariencia de silica con oquedades, que posteriormente y gracias a su permeabilidad es mineralizada (Sillitoe & Hedenquist, 2003).

## 5.4. INCLUSIONES FLUIDAS

**5.4.1 Petrografía de inclusiones fluidas.** El estudio de IF se centró en los cuarzos que hacen parte de la alteración cuarzo-pirita-sericita, en aras de poder establecer las características físico-químicas de los paleofluidos que circularon por las rocas del sector, durante ésta alteración, considerada (según su mineralogía) propia de ambientes porfiríticos someros.

La metodología utilizada durante el estudio de las IF, se describe en el apartado 'Metodología'. Los diferentes tipos de IF se clasifican según Shepherd et al, (1985) de la siguiente forma:

**Tipo I:** monofásicas de solo líquido (L)

**Tipo II:** bifásicas de líquido (>50%) más vapor (<50%) (L+V)

**Tipo III:** bifásicas de vapor (>50%) más líquido (<50%) (V+L)

**Tipo IV:** monofásicas de solo vapor (V)

**Tipo V:** trifásicas de + vapor + sólidos (<>50%) (L+V+S)

**Tipo VI:** trifásica de líquidos inmiscibles, líquido 1 + líquido 2 ± vapor (L1+L2+V)

### **TPD-109-M3**

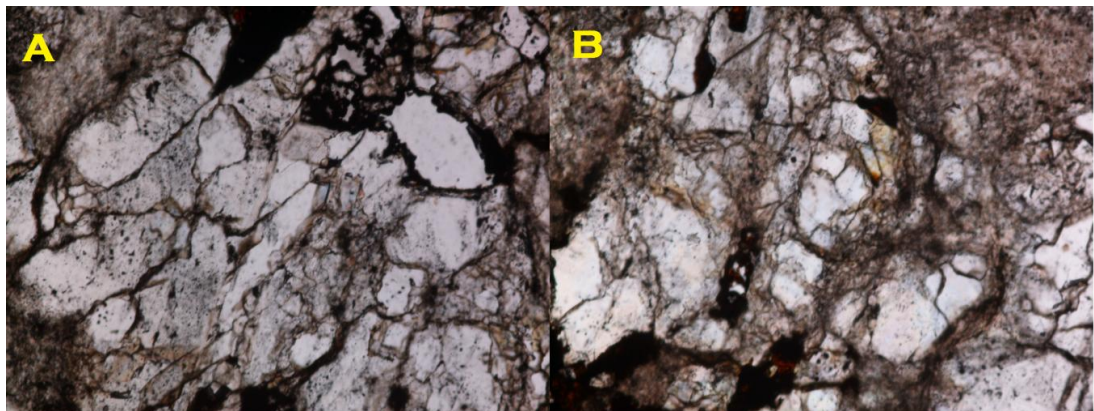
Esta muestra corresponde a las vetillas de cuarzo + pirita con halo de sericita, características de la alteración sericítica. Aquí se caracterizaron inclusiones fluidas de cristales de cuarzo de las vetillas.

**Figura 44. Sección delgada de la muestra TPD-109-M3.**

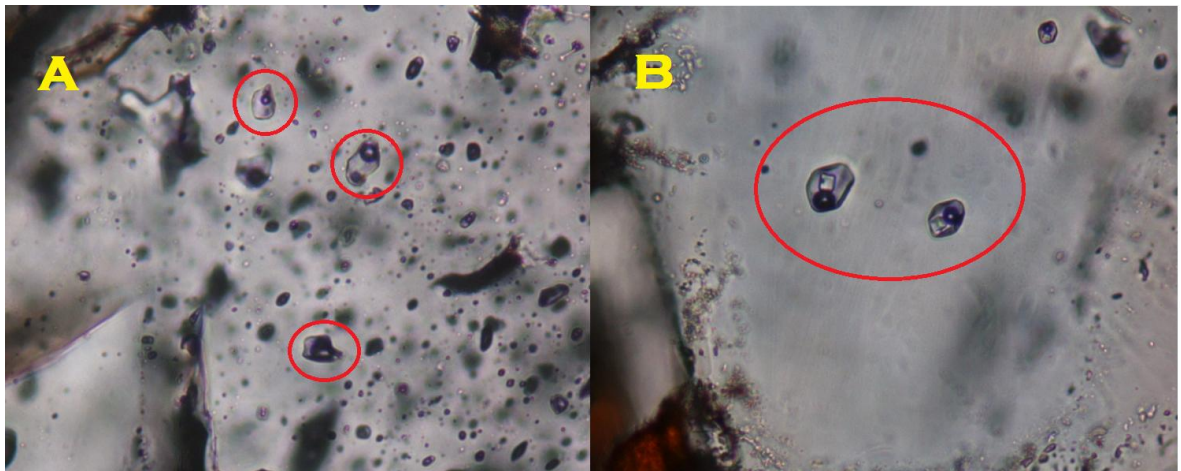


- **AIF 1:** Inclusiones regulares y ovoides tipo III + V (Figura 46-A). Grado de relleno 0.50 para las tipo III. Corresponden al cuarzo de la figura 45-A.
- **AIF 2:** Inclusiones regulares tipo V (Figura 46-B). Corresponden al cuarzo de la figura 45-B.

**Figura 45. Microfotografías de los cristales de cuarzo donde se encontraron las dos AIF registradas para la muestra TPD-109-M3.**



**Figura 46. Microfotografías de las dos AIF identificadas en la muestra TPD-109-M3.**



**AP-2-M2**

La muestra corresponde a un filón silíceo característico de uno de los eventos epitermales que se produce en la zona. Se caracterizaron las inclusiones fluidas presentes en el cuarzo producto de la silificación pervasiva común en este tipo de estructuras.

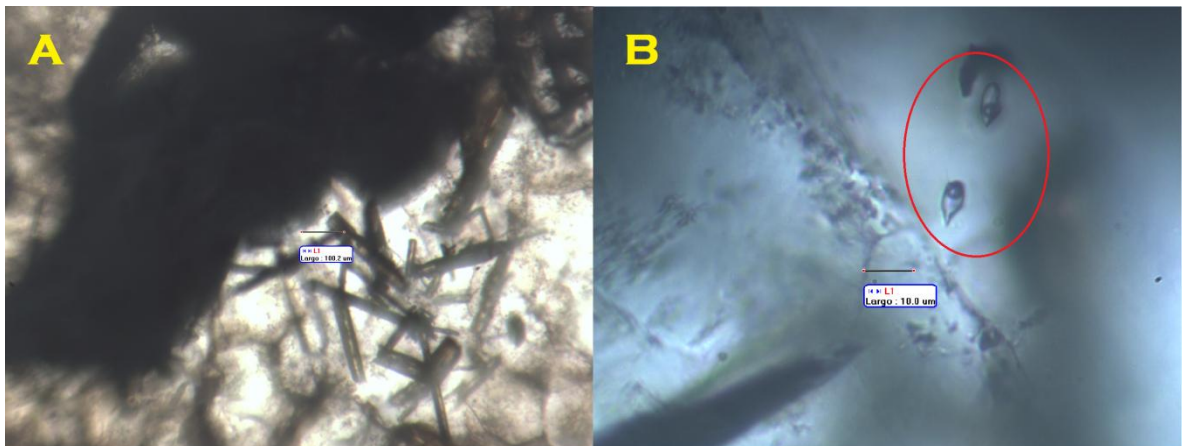
**Figura 47. Sección delgada de la muestra AP-2-M2.**



En el cuarzo de granulometría muy fina en agregados masivos que se encuentra rodeando cristales de pirita se encontró solo una AIF característica de éste evento. Las muestras se detectaron en los límites de la matriz silíceá con el cristal de sulfuro al que rodea, para así asegurar la confiabilidad del dato microtermométrico.

- **AIF 1:** Inclusiones ovoides tipo II (Figura 48-B). Grado de relleno 0.7. Corresponden al cuarzo de la figura 48-A.

**Figura 48. Microfotografías de la muestra AP-2-M2 correspondiente al cuarzo analizado y a la única AIF encontrada.**



**5.4.2. Microtermometría de Inclusiones Fluidas.** En este análisis se discriminaron los posibles sistemas químicos que hicieron parte de los fluidos que interactuaron con las rocas de la zona de interés y además se determinaron las temperaturas de homogenización para separar la ocurrencia y la cronología de los eventos hidrotermales observados. Se realizaron estas mediciones para un total de veintidós (22) inclusiones fluidas en cuatro (4) secciones doblemente pulidas.

**5.4.2.1. Composición química, densidad y salinidad de los fluidos.** Para determinar los sistemas químicos de los fluidos presentes en las muestras de la zona de interés, se usó la clasificación de Velazco, 2004 (Tabla 2), que relaciona

los diferentes sistemas salinos a la temperatura eutéctica, correspondiente al comienzo de la fusión del hielo después de haber enfriado la inclusión y calentarla progresivamente. Existen factores ligados a los diferentes sistemas químicos que pueden alterar en algunos casos los resultados de su identificación ya que existen algunos con temperaturas eutécticas similares que en la práctica pueden ser interpretadas de manera errónea sin usar técnicas analíticas más precisas, por eso aquí se pretendió a manera de guía indicar los resultados obtenidos.

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

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

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

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

Muestra	Tipo	Densidad (g/cm <sup>3</sup> )	T. Eutéctica (C°)	Sistema químico	T. final de fusión (C°)	Salinidad (% wt de NaCl)
TPD-106-M1	V	1.1395	-52	H <sub>2</sub> O-NaCl-CaCl <sub>2</sub>	290 °C (halita)	37.2
	II	~ 0.7913	-21.2	H <sub>2</sub> O-NaCl	-3.9 °C (hielo)	6.3
	V	1.0674	-34.3	H <sub>2</sub> O-NaCl-MgCl <sub>2</sub>	276 °C (halita)	36.3
	V	1.111	-54.5	H <sub>2</sub> O-NaCl-CaCl <sub>2</sub>	243.9 °C (halita)	34.2
	II	~ 0.6193	-21.6	H <sub>2</sub> O-NaCl-NaSO <sub>4</sub>	-7.8 °C (hielo)	11.5
	V	1.0492	-52.4	H <sub>2</sub> O-NaCl-CaCl <sub>2</sub>	256.4 °C (halita)	35
TPD-109-M3	V	1.1093	-38.3	H <sub>2</sub> O-NaCl-FeCl <sub>2</sub>	193.1 °C (halita)	31.5
	II	~ 0.82	-37.6	H <sub>2</sub> O-NaCl-FeCl <sub>2</sub>	-0.8 °C (hielo)	1.4
	V	~ 0.91	-36.3	H <sub>2</sub> O-NaCl-FeCl <sub>2</sub>	-11.1 °C (hielo)	15.1
	V	1.065	-36.9	H <sub>2</sub> O-NaCl-FeCl <sub>2</sub>	185.4 °C (halita)	31.1
	V	1.0367	-55.4	H <sub>2</sub> O-NaCl-CaCl <sub>2</sub>	205.5 °C (halita)	32.1
	V	1.0562	-53.8	H <sub>2</sub> O-NaCl-CaCl <sub>2</sub>	201.7 °C (halita)	31.9
TPD-111-M2	V	0.9681	-21.9	H <sub>2</sub> O-NaCl-NaHCO <sub>3</sub>	276 °C (halita)	36.3
	II	~ 0.85	-22.8	H <sub>2</sub> O-NaCl-KCl	-11.9 °C (hielo)	15.9
	V	0.8842	-36.4	H <sub>2</sub> O-NaCl-FeCl <sub>2</sub>	93.5 °C (halita)	27.8
	II	~ 0.74	-37.5	H <sub>2</sub> O-NaCl-FeCl <sub>2</sub>	-3.4 °C (hielo)	5.6
	V	1.0691	-36.1	H <sub>2</sub> O-NaCl-FeCl <sub>2</sub>	129.5 °C (halita)	28.9
	VI	~0.84	-56.3	CO <sub>2</sub>	-0.4 °C (clatratos)	~ 16.1
	V	0.9157	-22.9	H <sub>2</sub> O-NaCl-KCl	272.2 °C (halita)	36
AP-2-M2	II	~ 0.73	-34.6	H <sub>2</sub> O-NaCl-MgCl <sub>2</sub>	-3.3 °C (hielo)	5.4
	II	~ 0.79	-35.2	H <sub>2</sub> O-NaCl-MgCl <sub>2</sub>	-2.9 °C (hielo)	4.8
	II	~ 0.79	-34.4	H <sub>2</sub> O-NaCl-MgCl <sub>2</sub>	-2.8 °C (hielo)	4.6

Posteriormente y con ayuda de la temperatura de fusión, la cual representa el valor 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.

**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.

Para las inclusiones que contienen minerales hijos, se tiene en cuenta para el cálculo de la salinidad la temperatura final de fusión de dicho mineral, para el caso concreto de este trabajo se usó el dato del cristal de halita presente en las inclusiones fluidas tipo V que se estudiaron. El cálculo se hace con los parámetros de la ecuación 2.

**Ecuación 2:**

$$\% \text{ NaCl} = 26,218 + 0,0072 T_{ms} + 0,000106 (T_{ms})^2 \pm 0,05$$

Donde  $T_{ms}$  = Temperatura de disolución del cristal de sal.

El cálculo de la densidad se hizo mediante el programa BULK, versión 08/02 desarrollado por Ronald J. Bakker.

En los resultados de la tabla 3 se puede apreciar que se identificaron dos grupos principales:

- Sistemas Acuoso-Salinos en los que se detectaron NaCl, CaCl<sub>2</sub>, FeCl<sub>2</sub>, KCl, MgCl<sub>2</sub>, NaHCO<sub>3</sub> y NaSO<sub>4</sub>. Éste representado en 21 de 22 muestras.
- Sistema H<sub>2</sub>O-CO<sub>2</sub> representado en 1 de 22 muestras.

**5.4.2.2. Temperatura de homogenización.** Es una medida que se relaciona a la temperatura de atrapamiento de la inclusión fluida, con el fin de entender la temperatura relativa del fluido y la profundidad a la que éste se encapsuló en el cristal analizado.

En nuestro caso específico hemos usado éstas temperaturas para separar las condiciones aproximadas de cada uno de los eventos hidrotermales discriminados.

**Tabla 5. Temperaturas de homogenización de las inclusiones fluidas.**

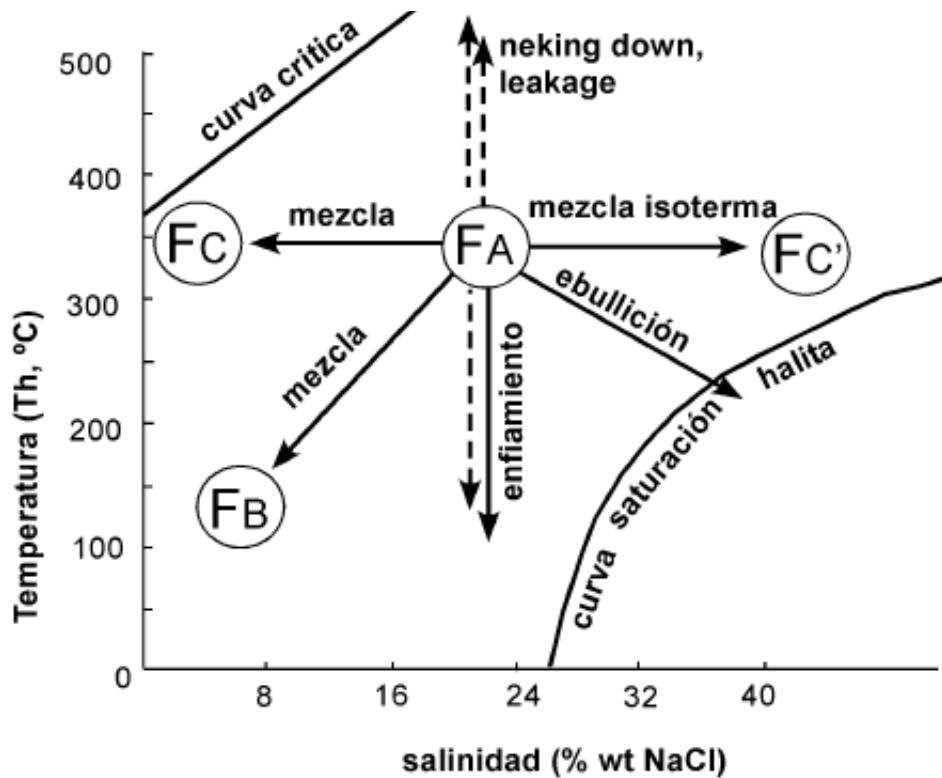
Muestra	Tipo	Densidad (g/cm <sup>3</sup> )	Fase a la que homogeniza	Salinidad (% wt de NaCl)	T. de homogenización (C°)
TPD-106-M1	V	1.1395	L	37.2	284.4 °C
	II	~ 0.7913	L	6.3	303.6 °C
	V	1.0674	L	36.3	306 °C
	V	1.111	L	34.2	297.8 °C
	II	~ 0.6193	L	11.5	> 400 °C
	V	1.0492	L	35	326.1 °C
TPD-109-M3	V	1.1093	L	31.5	289.8 °C
	II	~ 0.82	L	1.4	249.5 °C
	V	~ 0.91	L	15.1	337.5 °C
	V	1.065	L	31.1	311.2 °C
	V	1.0367	L	32.1	307.5 °C
	V	1.0562	L	31.9	308.4 °C
TPD-111-M2	V	0.9681	L	36.3	353.1 °C
	II	~ 0.85	L	15.9	334.3 °C
	V	0.8842	L	27.8	338.2 °C
	II	~ 0.74	L	5.6	335.4 °C
	V	1.0691	L	28.9	295.6 °C
	VI	~0.84	L	~ 16.1	310.1 °C
	V	0.9157	L	36	333.4 °C
AP-2-M2	II	~ 0.73	L	5.4	234.4 °C
	II	~ 0.79	L	4.8	235.8 °C
	II	~ 0.79	L	4.6	236.7 °C

Las temperaturas de homogenización para las muestras analizadas varían entre un mínimo de 234.4 °C y un máximo de 353.1 °C, con un dato >400°C observado en un fenocristal de cuarzo de la roca porfírica (TPD-106-M1) que correspondería

a una inclusión original de la formación de éste cuerpo ígneo. Dada la limitación de los instrumentos utilizados no se pudo determinar la temperatura real de fusión para esta inclusión más allá de los 400°C.

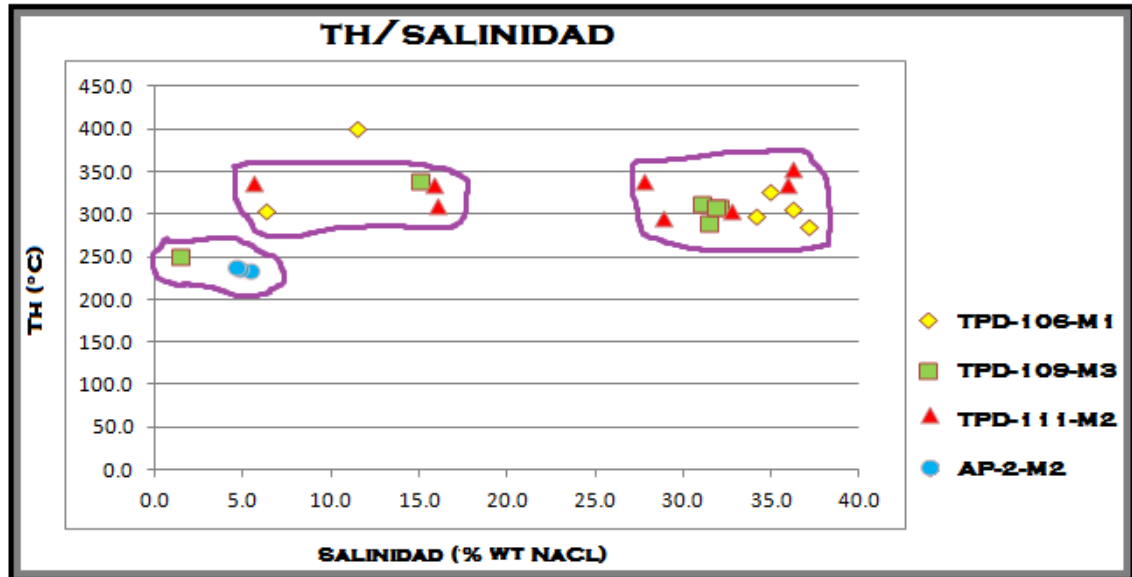
Usando los datos de Temperatura de Homogenización ( $T_h$ ) y Salinidad se realizó un gráfico que permitió interpretar las evidencias arrojadas por las IF en cuanto al número de eventos presentes y a los procesos particulares a los que pudieron haber sido sometidos los fluidos durante su evolución (Figura 49).

**Figura 49. Gráfico para la interpretación de poblaciones de inclusiones fluidas.**



Fuente: Velazco, 2004.

Figura 50. Gráfico de Th/Salinidad para las inclusiones fluidas estudiadas.



La disposición de los datos en la figura 50 permite ver que el proceso principal ocurrido a los fluidos estudiados fue el de mezcla.

Los resultados obtenidos se pueden agrupar en tres poblaciones principales:

- Inclusiones fluidas de baja salinidad (1 - 5 % wt NaCl) y temperaturas de homogenización entre 234 – 249 °C, presentes en la muestra AP-2-M2 (filón silíceo) y TPD-109-M3.
- Inclusiones fluidas de baja – moderada salinidad (5 - 17 % wt NaCl) y temperaturas de homogenización entre 303 – 334 °C, presentes en todas las muestras excepto en AP-2-M2 (filón silíceo).
- Inclusiones fluidas de alta salinidad (27 – 37 % wt NaCl) y temperaturas de homogenización entre 285 – 353 °C, presentes en todas las muestras excepto en AP-2-M2 (filón silíceo).

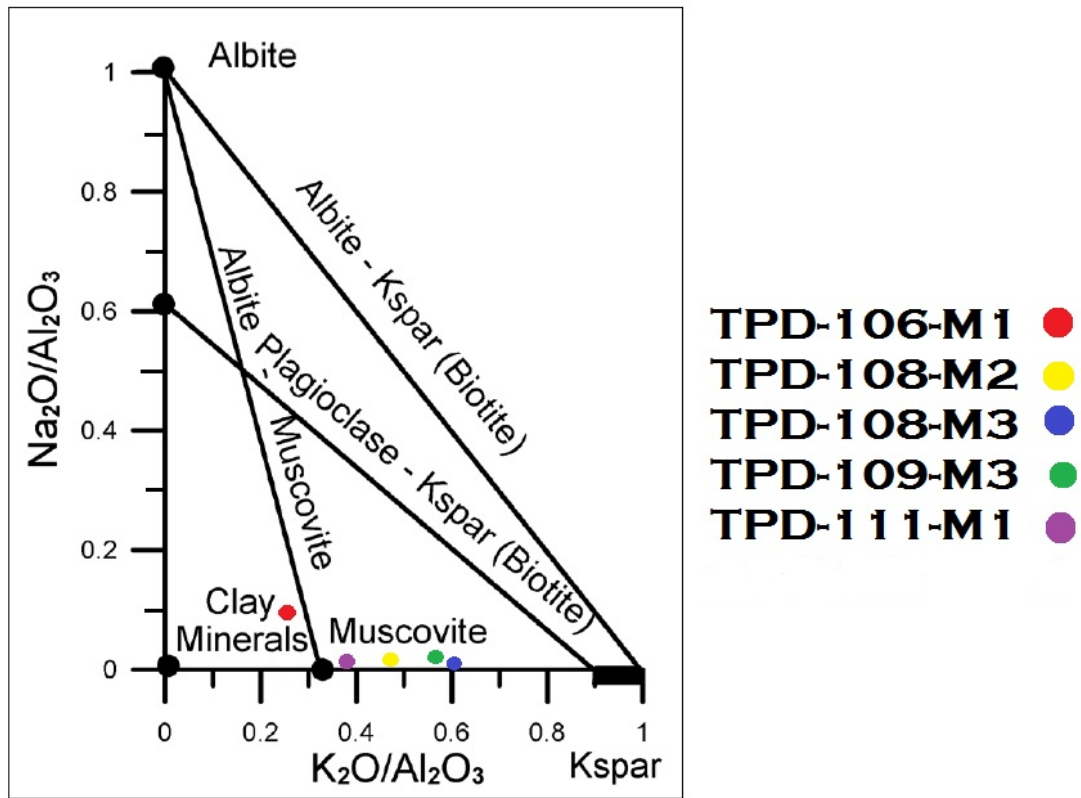
## 5.5. GEOQUIMICA

Se obtuvieron datos de seis (6) muestras representativas de la zona, de las cuales tres (3) son rocas porfíricas del magmatismo Terciario, dos (2) del magmatismo Triásico-Jurásico y una (1) que corresponde a un filón silíceo. Los datos de ésta última solo fueron usados en la comparación de los contenidos metálicos, ya que corresponde a una estructura con neto origen hidrotermal cuyos datos geoquímicos fueron inconsistentes con los gráficos planteados. Ver anexo 2.

Los datos obtenidos del análisis geoquímico de roca total, fueron sometidos inicialmente a un test de alteración (siguiendo el procedimiento propuesto por Davies and Whitehead, 2006), para poder identificar las muestras que han presentado mayor grado de pérdida o ganancia de elementos (re-movilización de elementos), a consecuencia de procesos de alteración hidrotermal o supergénica. Una vez se comprueba que la roca no pasa el test de alteración (debido a la pérdida o ganancia de los elementos más móviles, es decir, los elementos LILE- *Large ion lithophile elements*-), se procede al tratamiento de sus datos, solo apoyados en los elementos HFSE y REE, por ser estos los que suelen comportarse como elementos inmóviles frente a procesos de alteración hidrotermal y supergénica (Rollinson, 1993; Hollings y Wymann, 2005).

En el sentido antes mencionado, se pudo reconocer que todas las muestras presentan re-movilización de elementos (no pasan el test de alteración), debido principalmente a que éstas se proyectan en la parte más inferior del diagrama de la Figura 51, coincidiendo con el campo de las alteraciones sericíticas y argílica discriminadas en el análisis petrográfico.

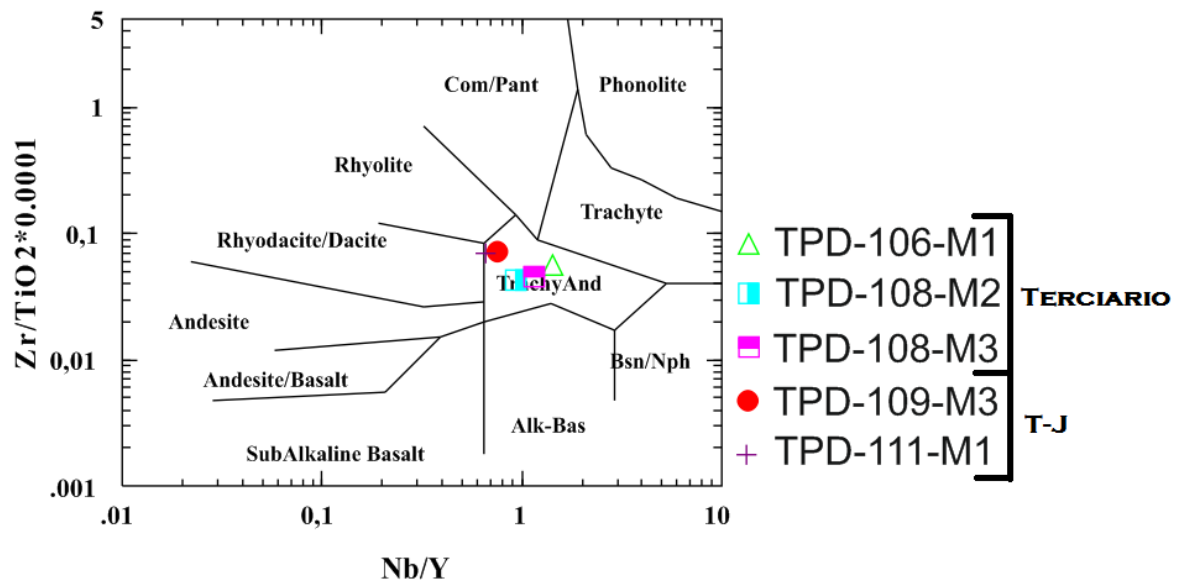
Figura 51. Gráfico de rangos molares de alkali/alumina para las muestras analizadas.



**5.5.1 Clasificación de la roca.** Existen cinco elementos menores y trazas (Ti, P, Zr, Y, Nb) de los que se conoce su estabilidad química durante la alteración y el metamorfismo (Winchester & Floyd, 1977). A partir de estos elementos se pueden plotear gráficos de clasificación para muestras alteradas que no permiten el uso de datos de elementos mayores, como es el caso de los análisis aquí expuestos.

En la figura 52 se observa el gráfico de clasificación para las muestras analizadas, plotado usando el software MinPet, que lo presenta con los nombres de rocas volcánicas, siendo necesario el uso del Diagrama de Streckeisen (Figura 8) para las correlaciones correspondientes.

**Figura 52. Gráfico de clasificación de rocas a partir de elementos menores y trazas.**



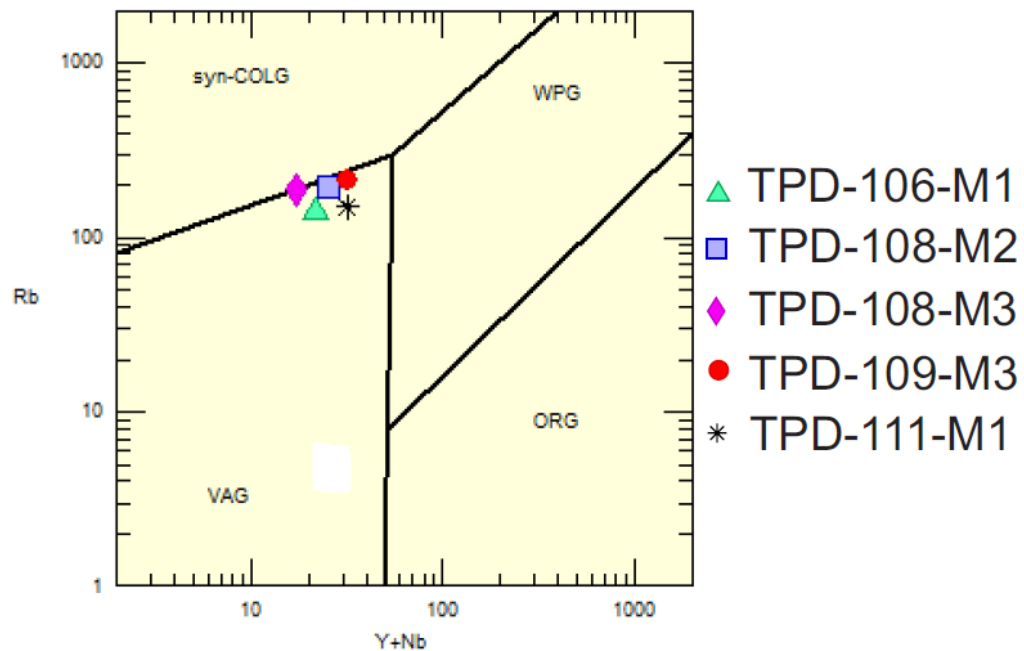
Los resultados indican que existe una pequeña diferencia composicional entre las rocas del Terciario y las del Triásico – Jurásico. Las primeras caen en el campo de las traqui-andesitas que según el Diagrama de Steckeisen corresponden a las Latitas. Las segundas caen en el límite entre traqui-andesitas y rio-dacitas, que según el Diagrama de Streckeisen para rocas plutónicas correspondería al límite entre Monzonitas y Granitos.

**5.5.2 Contexto tectónico.** Se usó la clasificación propuesta por Pearce et al, 1984, la cual usa las relaciones Rb - (Y+Nb) para la discriminación del contexto tectónico. En Förster et al, 1997, se hizo una evaluación de dicho diagrama y se llegó a la conclusión de que la composición de los elementos traza en rocas graníticas tiene una fuerte correlación con el contexto tectónico, pero que no es un método definitivo que debe ir acompañado de otros análisis más profundos.

En la figura 53 vemos la aplicación de esta metodología para los datos obtenidos de las muestras analizadas en la zona de interés. Todas las muestras sin importar

si son del Terciario o del Triásico-Jurásico, caen en el campo de los Granitos de Arcos Volcánicos (VAG) en el límite con los Granitos Syn-Colisionales (syn-COLG). Según Förster et al, 1997, éstas firmas corresponden a rocas de márgenes continentales, producidas por subducción de placa oceánica bajo placa continental.

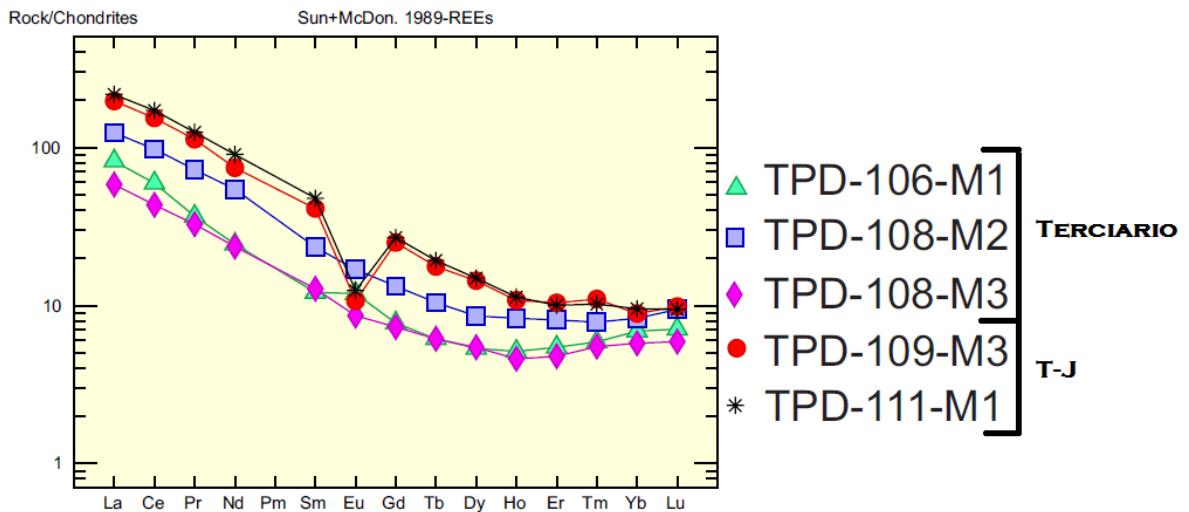
**Figura 53. Gráfico de discriminación tectónica para las muestras analizadas.**



**5.5.3 Elementos menores y trazas.** En la figura 54 se observan los valores de elementos de tierras raras (REE) ploteados respecto al condrito de Sun & McDonough, (1989). El patrón que exhiben es uniforme en cuanto al enriquecimiento en LREE (Elementos de Tierras Raras Ligeras) en todas las muestras, con un ligero aumento en las que corresponden al Triásico-Jurásico. Éste enriquecimiento es consistente con rocas producto de fusión cortical, ya que en un proceso de cristalización fraccionada y diferenciación magmática, los HREE (Elementos de Tierras Raras Pesadas) tienden a concentrarse en el manto y los LREE tienden a concentrarse en la corteza.

En cuanto al contenido de Europio, existe una diferencia marcada entre las rocas del Triásico-Jurásico que exhiben una anomalía negativa y las del Terciario con valores estables que exhiben en una muestra una ligera anomalía positiva. Esta diferencia está condicionada por el contenido de agua en el magma, la dificultad para nuclear plagioclasa, debido al alto contenido de agua (en el marco de una historia de cristalización fraccionada-diferenciación magmática), es lo que genera la anomalía positiva de Eu en una de las muestras del Terciario (ya que el Eu no queda retenido en las plagioclasas formadas durante el ascenso del magma); por otra parte la anomalía negativa de las rocas del Triásico-Jurásico indican su bajo contenido de agua, lo que permitió la nucleación de plagioclasa durante el ascenso del magma, quedando el Europio retenido en éstas.

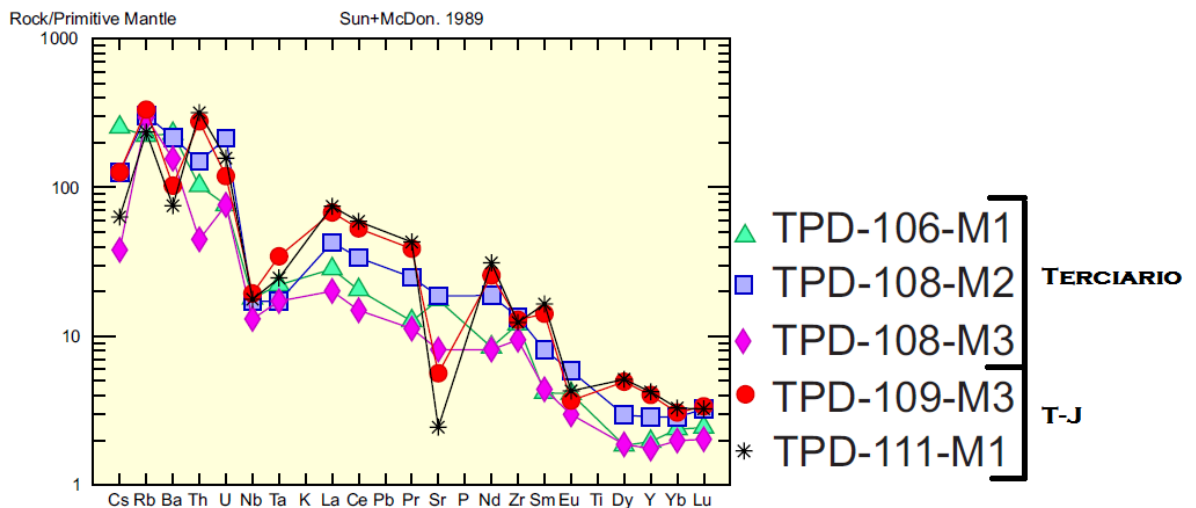
**Figura 54. Gráfico de normalización respecto al condrito de Sun & McDonough, 1989.**



En la figura 55 se observa el diagrama multi elementos ploteados respecto a los valores del manto primitivo de Sun & McDonough, 1989. Se puede apreciar que tanto las rocas del Triásico-Jurásico como las del Terciario comparten la anomalía de Niobio – Tantalio (Nb – Ta) típica de rocas producidas en un ambiente de subducción (Tarney & Jones, 1994).

Las rocas más antiguas presentan una marcada anomalía negativa de Estroncio (Sr), el cuál es retenido por los feldespatos (Hanson, 1978) y tiene en las muestras una disposición parecida a la del Europio (comparar patrones de Eu y Sr en las figuras 54 y 55 respectivamente).

**Figura 55. Gráfico de normalización respecto al manto primitivo, valores de Sun & McDonough, 1989.**



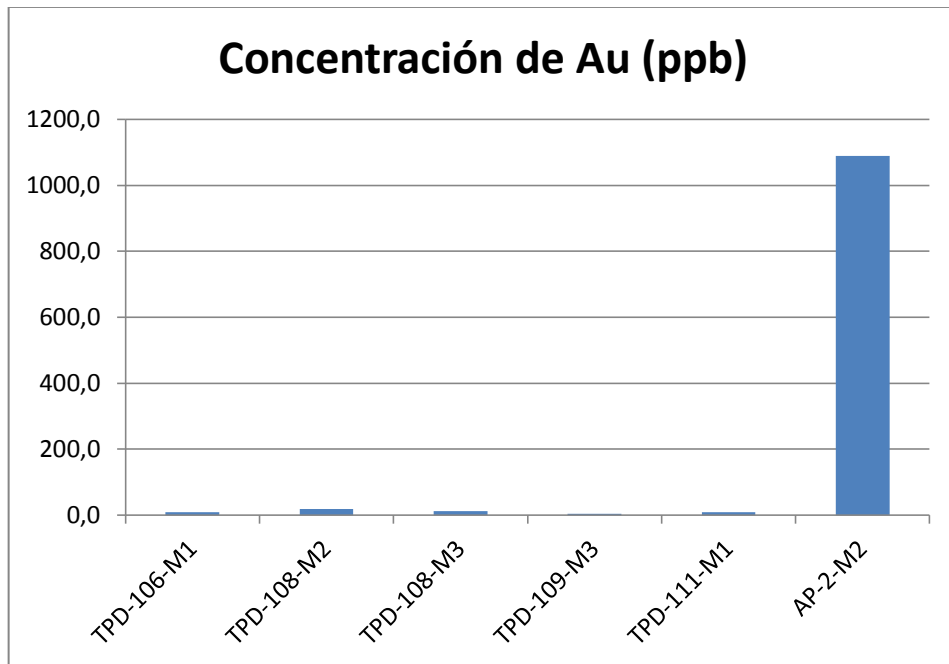
**5.5.4 Metales preciosos.** Los contenidos más altos en oro y plata (Figuras 56 y 57) corresponden a la muestra AP-2-M2, que pertenece al filón síliceo de uno de los eventos epitermales; cabe anotar que ésta muestra exhibe anomalías en Ag, Au y Cu, pero tiene muy bajo contenido de Molibdeno.

La muestra TPD-111-M1 corresponde a la alaskita en la que confluyen la mayoría de los eventos de alteración hidrotermal discriminados: venillas de Qz + Molibdenita, venillas de Qz + Py y ocurrencia de Qz-alunita. Ésta presenta anomalías de Cu y Mo. La muestra TPD-109-M3 que corresponde a la alaskita con alteración fílica y vetillas de Qz + Molibdenita presenta anomalía de Mo pero bajo contenido de Cu. Ver figuras 58 y 59.

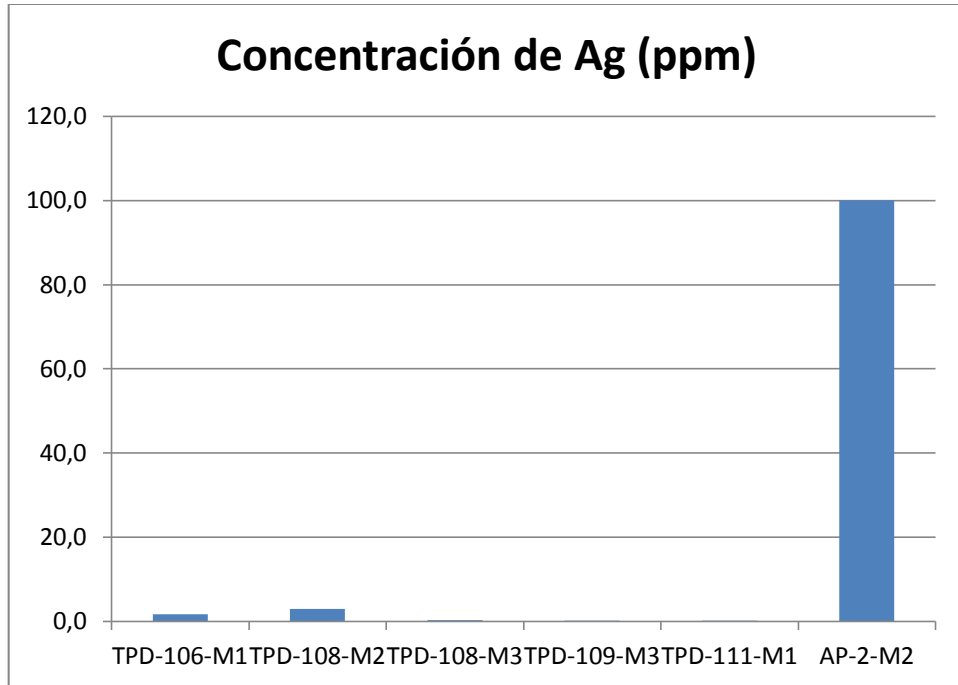
En general las muestras con alteración filica no presentan anomalías metálicas a menos que se vean afectadas por una alteración distinta. A partir de esto podemos deducir preliminarmente que el Molibdeno necesariamente proviene de las venillas de más alta temperatura y que el Au, Ag y Cu están posiblemente relacionados a los eventos epitermales.

Es importante anotar que existen dos muestras silicificadas con valores muy diferentes: la andesita porfírica (TPD-108-M3) que no presenta ninguna anomalía y la alaskita (TPD-111-M1) que marca Cu-Mo.

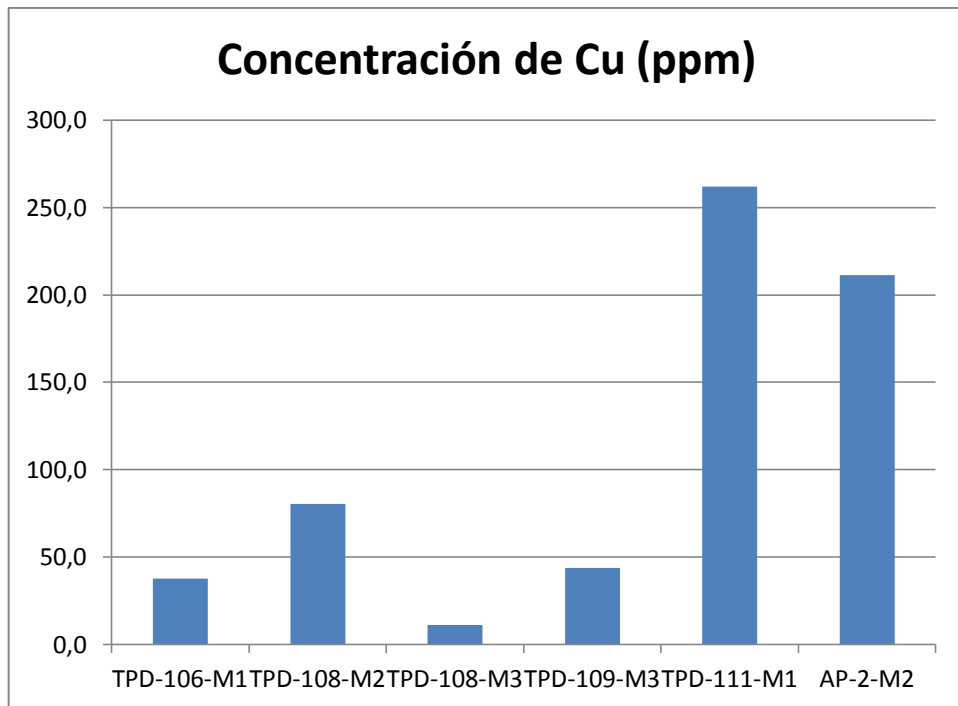
**Figura 56. Valores de oro en ppb para las muestras analizadas.**



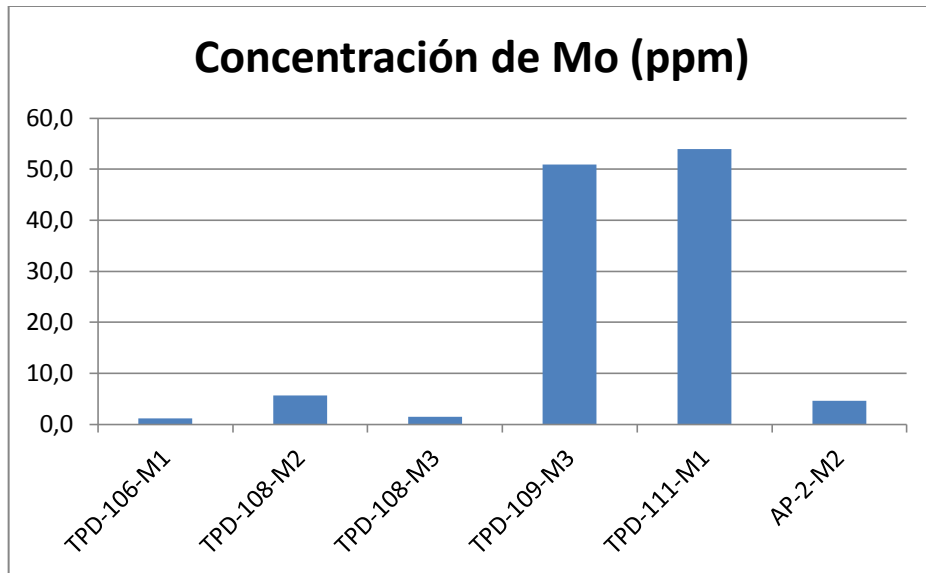
**Figura 57. Valores de plata en ppm para las muestras analizadas.**



**Figura 58. Valores de cobre en ppm para las muestras analizadas.**



**Figura 59. Valores de molibdeno en ppm para las muestras analizadas.**



**5.5.5. Potencial de mineralización tipo Pórfido.** De acuerdo a lo estudiado por Richards et al, 2012, se plotearon gráficos con las relaciones Sr/Y y La/Yb para las muestras analizadas. De aquí podemos indicar que en el grupo de las rocas del Triásico-Jurásico la relación Sr/Y es muy baja y la de La/Yb es alta, mientras que en las rocas del Terciario la relación Sr/Y es alta y la de La/Yb es moderada-alta (Figuras 60 y 61).

Según Richards et al, (2012), las rocas de afinidad adakítica ligadas a yacimientos tipo pórfido exhiben relaciones altas tanto para Sr/Y como para La/Yb, generalmente mayores de 20 y carecen de anomalía negativa de Europio. Como podemos ver las rocas porfíricas del Terciario presentan patrones similares a éstas rocas de afinidad adakítica, ya que carecen de anomalía negativa de Europio (Figura 54), y sus relaciones Sr/Y y La/Yb son altas. Inclusive se puede notar que en especial la muestra TPD-108-M2 cae en los dos gráficos (Figuras 60 y 61) en el campo de las rocas de afinidad adakítica según lo expuesto en Richards et al, 2012.

Figura 60. Gráfico de la relación Sr/Y para las muestras analizadas.

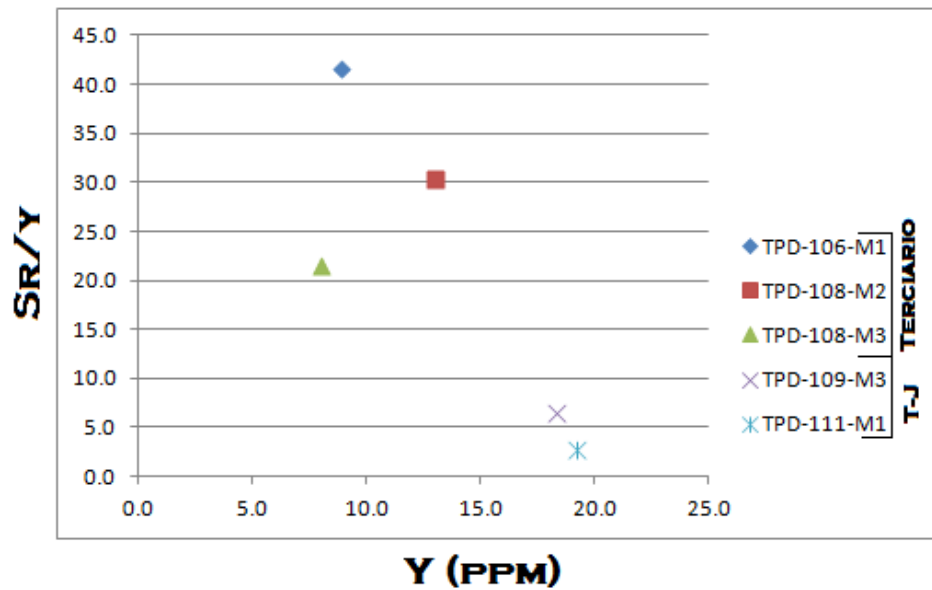
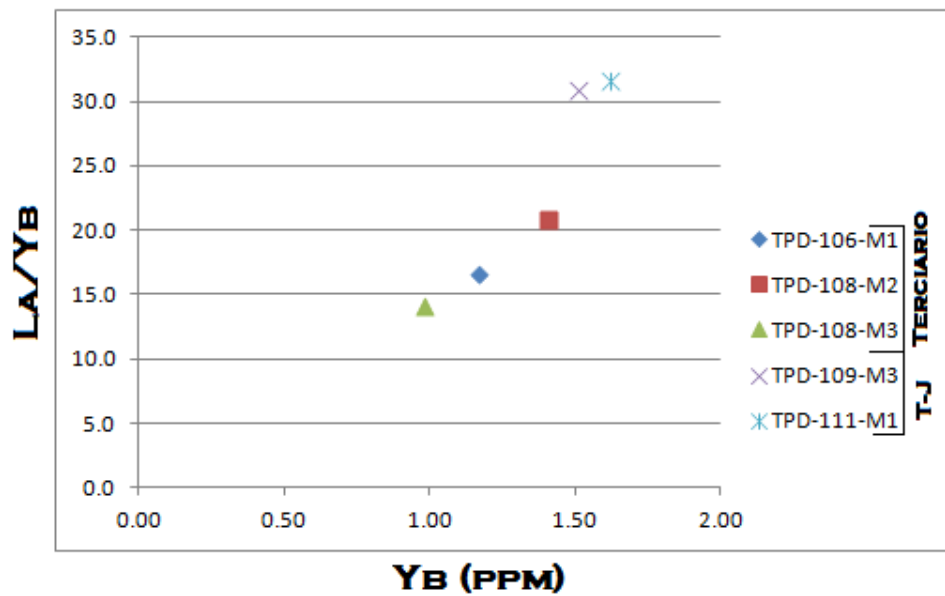


Figura 61. Gráfico de la relación La/Yb para las muestras analizadas.



## 5.6 IMPLICACIONES METALOGÉNICAS

Los eventos y los tipos de alteración hidrotermal observados, se relacionan a los estilos de mineralización tipo pórfido y epitermal. Partiendo de ésta idea podemos señalar las siguientes implicaciones metalogénicas para el potencial de la zona de interés:

- Las rocas porfiríticas estudiadas no presentan contenidos metálicos importantes y debido a la intensa alteración fílica y argílica a la que han sido sometidas no se apreciaron remanentes de alteración potásica o posiblemente dicho tipo de alteración está totalmente ausente en éstas rocas, lo que remueve la posibilidad de tener mineralización tipo pórfido directamente en éstos cuerpos porfiríticos.
- Las brechas tectónicas observadas contienen clastos de rocas porfiríticas del Terciario, por lo tanto son producto de fallas activas posteriores a dichos cuerpos. Las abundantes sheeted veins de la alteración fílica, se presentan cortando estos cuerpos del Terciario por lo tanto son producidas a partir de un evento posterior. Dada la subverticalidad y orientación preferencial que exhiben las sheeted veins, se deduce que para su formación el factor tectónico ha sido determinante y que probablemente tengan una relación temporal/espacial con las fallas observadas en la zona de interés. Esto implicaría que en profundidad exista uno o varios cuerpos intrusivos más jóvenes a partir de cuyos fluidos se generaron éstas sheeted veins de Qz + Py con halo de Sericita.
- Preliminarmente se pueden relacionar las anomalías de Au, Ag, Cu a los eventos de ambiente epitermal y las de Mo a la alteración de más temperatura de ambiente porfirítico. En especial los filones silíceos presentes en el área de influencia de la falla La Baja muestran anomalías de Au, Ag y Cu. Esto implica que en las otras fallas o en sus cercanías se podrían encontrar este tipo de

filones silíceos o brechas tectónicas silicificadas con mineralización, ya que para éste último evento epitermal es muy importante el intenso tectonismo que ha afectado la zona, y ha producido sectores de permeabilidad favorables para la circulación de fluidos.

## CONCLUSIONES

- En el tramo objeto de estudio, se reconocieron rocas fundamentalmente ígneas intermedias y leucograníticas (alaskitas), correlacionables con eventos magmáticos del Triásico Tardío-Jurásico Temprano. Asimismo, se reconoce la presencia de rocas porfiríticas de composiciones que varían entre riolitas y andesitas, correlacionables con un magmatismo del Mioceno Tardío. La presencia de brechas tectónicas con clastos de rocas porfiríticas del Mioceno (por ejemplo: Falla Belisario), junto a clastos de rocas alaskíticas, implica que el área ha sido afectada por eventos de deformación post-Miocénicos.
- Cinco diferentes tipos de alteraciones se reconocieron en el tramo objeto de estudio: a) alteraciones Cuarzo-Molibdenita-K-Feldespató(?); b) Cuarzo-Pirita-Sericita (con las cuales se asocia el desarrollo de sheeted veins); c) Cuarzo-Alunita-Pirita (argílica avanzada), la cual lateralmente pasa a una alteración argílica; d) filones silíceos con moderado-alto contenido de Py de grano medio a grueso, observados en el área de influencia de la Falla La Baja; e) argilización y oxidación supergénicas.
- A partir de la diferenciación de alteraciones hidrotermales con sus respectivos minerales y vetillas asociados, se evidencia la posible existencia de estilos de mineralización tipo pórfido y epitermal en la zona de estudio.
- El estudio de las IF en cuarzos de la alteración cuarzo-pirita-sericita, evidencia la existencia de fluidos de composición  $H_2O-NaCl-FeCl_2-CaCl_2$ , a temperaturas entorno a  $320^{\circ}C$ , lo cual es coherente con los ambientes porfiríticos apicales.

- El test de alteración de las rocas, según diagrama de rangos molares de alkali/alumina, apuntan a que las rocas analizadas presentan alteraciones de tipo sericítico y argílico.
- Para las rocas del Triásico-Jurásico y las del Terciario, la normalización de los elementos menores y trazas respecto al manto primitivo arrojan las anomalías negativas de Nb y Ta típicas de rocas procedentes de ambientes de subducción; de la misma forma la discriminación tectónica con la relación  $Rb - (Y+Nb)$  dio como resultado un ambiente de arco volcánico de margen continental.
- Preliminarmente se relacionan las anomalías de Au, Ag, Cu a los eventos de ambiente epitermal, en especial a los filones silíceos del área de influencia de la falla La Baja y las de Mo a la alteración de más temperatura de ambiente porfirítico.
- La normalización de REE respecto al condrito, las relaciones Sr/Y y La/Yb, marcan una importante diferencia entre las rocas del Triásico-Jurásico y las del Terciario, ya que éstas últimas muestran patrones similares a las rocas de afinidad adakítica, con ausencia de anomalía negativa de Europio y rangos altos de Sr/Y – La/Yb, lo que las enmarca en el campo de rocas con potencial para la generación de mineralización tipo pórfido.
- A partir de todos los datos anteriormente expuestos se puede inferir que el área de interés tiene un importante potencial para mineralización tipo pórfido y epitermal. Las relaciones espaciales y temporales de las litologías aflorantes y sus eventos de alteración hidrotermal asociados, evidencian la posible ocurrencia de uno o varios cuerpos intrusivos en profundidad que hayan sido la fuente de los fluidos que afectaron la zona. El intenso tectonismo evidenciado en las brechas de falla observadas, generó corredores de

permeabilidad a través de los cuales los fluidos pudieron pasar y generar mineralización.

## RECOMENDACIONES

- Mientras lo permita la topografía, realizar estudios de esta misma índole a niveles de más baja altitud en cercanías a esta zona de interés, para buscar algunas evidencias de alteraciones de más profundidad y temperatura que permitan localizar una posible mineralización tipo pórfido.
- Profundizar en el estudio de las inclusiones fluidas, con más densidad de muestreo y en lo posible con mejores técnicas de análisis como la espectrometría Raman, para definir más apropiadamente las composiciones químicas y la cronología de los procesos asociados a los fluidos que interactuaron con las rocas de la zona.
- Continuar fomentando entre los estudiantes de pregrado de la Escuela de Geología el interés por estudiar más sectores del Distrito Minero de California-Vetas, para aportar un granito de arena a la consolidación de modelos genéticos que expliquen de manera adecuada el origen de las mineralizaciones de características tan particulares que allí se presentan.

## REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

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

DAVIES, J.F. y WHITEHEAD, R.E. Alkali/Alumina Molar Ratio Trends in Altered Granitoid Rocks Hosting Porphyry and Related Deposits. Canadian Institute of Mining, Metallurgy and Petroleum. Exploration and Mining Geology, Vol. 19. 2010.

DÖRR, W et al. Zircon U-Pb age of the Páramo Rico tonalite-granodiorite, Santander Massif (Cordillera Oriental, Colombia) and its geotectonic significance. Journal of South American Earth Sciences 8. 187-194. 1995

EVANS, J. Geological and Geochemical Reconnaissance in the central Santander Massif, Departments of Santander and Norte de Santander, Colombia. U. S. Geological Survey (edits). 43 p. 1977.

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. Lithos, Vol. 40. 1997.

GRUEN, Gillian et al. The Bingham Canyon Porphyry Cu-Mo-Au Deposit. II. Vein Geometry and Ore Shell Formation by Pressure-Driven Rock Extension. Society of Economic Geologists. Economic Geology, Vol.105. 2010.

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. Earth and Planetary Science Letters, Vol. 38. 1978.

HOLLINGS, P y WYMAN, D.A. Late Archean convergent margin volcanism in the Superior Province: A comparison of the Blake River Group and Confederation Assemblage. In: Archean Geodynamics and Environments, AGU Geophysical Monograph Series, 164, 215-237. 2005.

HUN SEO, J. et al. Separation of Molybdenum and Copper in Porphyry Deposits: The Roles of Sulfur, Redox, and pH in Ore Mineral Deposition at Bingham Canyon Economic Geology, v. 107, p. 333-356, doi:10.2113/econgeo.107.2.333.2012.

JULIVERT, M. y TÉLLEZ, N. Sobre la presencia de fallas de edad pre cretácica y post-Girón (Jura-Triásico) en el flanco W del Macizo de Santander (Cordillera Oriental, Colombia). Universidad Industrial de Santander, Bucaramanga. Boletín de Geología, Vol. 12. 1963.

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

MANTILLA, L. C. 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.

MATHUR, R. et al. Re-Os isotopes applied to the epithermal gold deposits near Bucaramanga, northeastern Colombia. Journal of South American Earth Sciences, N° 15.2003.

MENDOZA, H. et al. Geología y geoquímica del área de California, Santander. Boletín Geológico Ingeominas, Vol. 22. 1979.

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

POTTER, R. W- et al. Freezing point depression of aqueous sodium chloride solution. Society of Economic Geologists. Economic Geology, Vol. 73. 1978.

RICHARDS, Jeremy et al. High Sr/Y Magmas Reflect Arc Maturity, High Magmatic Water Content, and Porphyry Cu ± Mo ± Au Potential: Examples from the Tethyan Arcs of Central and Eastern Iran and Western Pakistan. Society of Economic Geologists. Economic Geology, Vol. 107. 2012.

RUSK, Brian y REED, Mark. Fluid Inclusion Evidence for Magmatic-Hydrothermal Fluid Evolution in the Porphyry Copper-Molybdenum Deposit at Butte, Montana. Society of Economic Geologists. Economic Geology, Vol. 103. 2008.

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

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

SILLITOE, Richard y HEDENQUIST, Jeffrey. Linkages between Volcanotectonic Settings, Ore-Fluid Compositions, and Epithermal Precious Metal Deposits. Society of Economic Geologists. Special Publication 10. 2003.

TARNEY, J y JONES, C.E. Trace elements geochemistry of orogenic igneous rocks and crustal growth models. Geological Society of London. Journal of the Geological Society, Vol. 151.1994.

VELASCO, Francisco. Introducción al Estudio de la Inclusiones Fluidas. XXIII curso Latinoamericano de Metalogenia, 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, Vol. 21. 1973.

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

Diagrama de Streckeisen para la clasificación de rocas plutónicas y volcánicas.  
<http://www.geovirtual.cl/geologiageneral/imagenes/Streck04.gif>

# **ANEXOS**

(Ver archivos adjuntos)