

**ESTUDIO DEL MAGMATISMO MIOCENICO EN EL DISTRITO MINERO DE
VETAS-CALIFORNIA (DEPARTAMENTO DE SANTANDER, COLOMBIA)**

**OSCAR JAVIER PINILLA REYES
SERGIO ANDRÉS REYES SANDOVAL**

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

2013

**ESTUDIO DEL MAGMATISMO MIOCENICO EN EL DISTRITO MINERO DE
VETAS-CALIFORNIA (DEPARTAMENTO DE SANTANDER, COLOMBIA)**

**OSCAR JAVIER PINILLA REYES
SERGIO ANDRÉS REYES SANDOVAL**

Trabajo de grado para optar al título de GEÓLOGO

Director:

Ph. D. Luis Carlos Mantilla Figueroa

Co-Director:

Ms. Sc. Julian Andres Lopez Isaza

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

2013

DEDICATORIA

Principalmente a Dios, por su acompañamiento a lo largo de mi vida.

A mis padres por su apoyo incondicional, amor y cariño.

A mis hermanos por su acompañamiento a lo largo de mi vida.

A mí querida novia por su ayuda, comprensión y colaboración.

A mis familiares y amigos por su ayuda.

OSCAR JAVIER PINILLA REYES

DEDICATORIA

Dedico este trabajo a mi madre quien deposito toda la confianza en mí y me dio todo el apoyo que he necesitado durante mis años de vida. Para ella es este proyecto.

Quiero vivir tu vida minuto a minuto momento a momento

Camilo torres Restrepo (1929-1966)

SERGIO ANDRES REYES SANDOVAL

AGRADECIMIENTOS

En primera instancia agradecemos a la Escuela de Geología y su excelente profesorado docente por todas las enseñanzas brindadas a lo largo de todos estos años de estudio.

Al profesor Luis Carlos Mantilla Figueroa por su colaboración, a lo largo del trabajo investigativo. De igual manera agradecemos al profesor Julián López Izasa quien como co-director, nos colaboró incondicionalmente.

A Liseth Lopez y Carlos Quiroz, por su colaboración, y su incondicional apoyo, en la realización de este trabajo.

TABLA DE CONTENIDO

INTRODUCCION.....	22
1. OBJETIVOS.....	23
1.1. Objetivo General.....	23
1.2. Objetivos Específicos.....	23
2. METODOLOGÍA DE ESTUDIO	25
2.1. Fase de pre - Campo.....	25
2.2. Fase de Campo	25
Nomenclatura de las muestra.....	26
2.3. Fase de laboratorio.....	26
2.3.1. Análisis macro- y microscópicos	27
2.3.2. Difracción de Rayos X.....	28
2.3.3. Análisis litogeoquímicos.....	29
3. GENERALIDADES DEL AREA DE ESTUDIO.....	31
3.1. LOCALIZACION.....	31
3.2. VIAS DE ACCESO.....	32
3.3. FISIOGRAFIA Y CLIMA.....	33
4. ANTECEDENTES.....	34
4.1. MARCO GEOLÓGICO REGIONAL Y LOCAL	34
4.2. TECTÓNICA DEL ÁREA.....	37
4.3. ESTUDIOS RELACIONADOS CON LOS DEPÓSITOS MINERALES PRESENTES EN EL DMVC.....	38
5. RESULTADOS.....	43

5.1. INTERPRETACIÓN DE IMÁGENES SATELITALES Y AEREAS.....	43
5.2. GENERALIDADES SOBRE LAS LITOLOGÍAS MUESTREADAS.....	45
Zona California-La Baja.....	39
Zona Mongora	49
Zona El Salado	51
5.3. MINERALOGÍA Y PETROGRAFÍA.....	52
5.3.1. Zona California-La Baja	52
5.3.2. Zona Mongora.....	64
5.3.3. Zona El Salado.	77
5.4. IDENTIFICACION DE LAS FASES MINERALES MEDIANTE DIFRACCION DE RAYOS X (DRX).....	83
5.4.1. Zona California-La Baja	83
5.4.2. Zona Mongora.....	85
5.4.3. Zona El Salado	87
5.5. ANÁLISIS LITOGEOQUÍMICOS.....	88
5.5.1. Elementos mayores.....	90
5.5.2. Clasificación según la saturación de alúmina.....	91
5.5.3. Clasificación TAS.....	92
5.5.4. Serie magmática.....	93
5.5.5. Clasificación catiónica.....	95
5.5.6. Elementos menores y traza.....	96
5.5.7. Determinación del ambiente tectónico.....	99
5.5.8. REE.....	100



5.5.9. Afinidad Adakitica.....	102
6. CONCLUSIONES.....	104
7. RECOMENDACIONES.....	106
8. BIBLIOGRAFIA.....	107

LISTA DE FIGURAS

Figura 1. Aspecto general del Microscopio de luz transmitida marca Nikon Eclipse-50i con cámara fotográfica DS-L1, utilizado durante los análisis microscópicos de rocas. Laboratorio de Microscopia Óptica de la Escuela de Geología. UIS.....	27
Figura 2. Localización geográfica y ortoimagen del área de estudio (Distrito Minero de Vetas – California).	31
Figura 3. Esquema geológico del área de estudio, modificado (Mantilla et al., 2011).....	37
Figura 4. Imagen satelital con las principales fallas presentes en la zona. Imagen del Satélite Landsat 7 sensor ETM+, en permutación 541.....	44
Figura 5. Ortoimagen de la zona de estudio con las principales fallas geológicas y muestras.	45
Figura 6. Ortoimagen de la zona de estudio con las zonas de estudio.	47
Figura 7. Aspecto de las rocas porfíricas Cuarzolatiticos (TPD-84-1) de 8.4 ± 0.2 de 9.0 ± 0.3 Ma, según datación U-Pb en circones (Mantilla et al., 2009).	48
Figura 8. Aspecto del Pórfido de composición riolítico aflorante en el sector de La Baja. a) Muestra GA-40-M1, b) Muestra HAM-8-2).....	49
Figura 9. Aspecto del Pórfido de composición riolítico y cuarzolatitico, presente en la zona de Mongora. a) Muestra GE-35-M2, b) Muestra GD-36-M1.	50
Figura 10. Aspecto del pórfido riolítico y Afloramiento de esta mismo tipo de roca sobre la zona de la mina La Francia.	51
Figura 11. Aspecto del pórfido de composición monzogranítica de la Zona El Salado. a) Muestra GA-20-M3, b) Monzogranítico porfídico con stockwork.	52
Figura 12. Aspecto microscópico de la muestra GH-39-M4 con fenocristales de cuarzo con bordes corroídos, y texturas de reacción.....	54
Figura 13. Aspecto microscópico del pórfido riolítico GH-39-M4, a),b),c),d) antiguas fenocristales de plagioclasas y feldespatos K alterados a sericita y caolinita, e),f) aspecto microscópico de la matriz con microlitos de sericita.	55

Figura 14. Diagrama de clasificación modal de las rocas volcánicas según el contenido mineralógico modal.	57
Figura 15. Aspecto microscópico de un fenocristal de plagioclasa con maclado polisintético de la muestra BLV-54-1.	59
Figura 16. Aspecto microscópico de un antiguo feldespato, el cual se presenta en el núcleo alterado a caolinita y en el borde a sericita de la muestra RCL-39-4.....	60
Figura 17. Aspecto microscópico de una antigua plagioclasa alterado por completo a sericita de la muestra RCL-39-4.	60
Figura 18. Aspecto microscópico de la muestra (TPD-84-1) en general, con una textura esquelética.	61
Figura 19. Aspecto microscópico de biotitas, en una matriz Vítreo con textura perlítica de la muestra TPD-84-1.	61
Figura 20. Aspecto microscópico de la ortoclasa, alterándose a caolinita en los bordes, y en las fracturas, en una matriz vítreo con textura perlítica de la muestra TPD-84-1.	62
Figura 21. Diagrama de clasificación modal de las rocas volcánicas según el contenido mineralógico modal.	64
Figura 22. Aspecto microscópico del pórfido riolítico (HAM-42-1), nótese los cuarzos corroídos, con una textura de reacción.	66
Figura 23. Aspecto microscópico del pórfido riolítico (HAM-42-1), de la clorita y de las plagioclasas, la clorita aparece producto de alteración de una antigua biotita, con la formación de agujas de ilmenita en los planos de exfoliación de éste filosilicatos.....	67
Figura 24. Aspecto microscópico de un pórfido riolítico (HAM-42-1), con feldespato K, euhedrales, con macla de tipo baveno, en una matriz afanítica caolinizada.	67
Figura 25. Aspecto microscópico del pórfido riolítico (GD-36-M1), con fenocristales de biotita, en una matriz de textura felsítica.	68
Figura 26. Aspecto microscópico del pórfido riolítico (GD-36-M1), plagioclasas con maclas polisintéticas.	68

Figura 27. Diagrama de clasificación modal de las rocas volcánicas según el contenido mineralógico modal.	70
Figura 28. Aspecto microscópico de un pórfido cuarzolático (muestra GE-35-M2), con fenocristales de cuarzo anhedrales, corroídos en los bordes, en una matriz felsítica.	72
Figura 29. Aspecto microscópico de un pórfido cuarzolático (muestra GE-35-M2), con cristales de sericita en una matriz afanítica felsítica, compuesta por antiguos plagioclasas y feldespatos alterados a caolinita, y sericita.	72
Figura 30. Aspecto microscópico de un pórfido cuarzolático (GE-35-M2), con una matriz sericitizada.	73
Figura 31. Aspecto microscópico de un pórfido andesítico (GI-19-M1), con fenocristales de cuarzos corroídos y redondeados, flotando en una matriz afanítica sericitizada.	74
Figura 32. Aspecto microscópico de un pórfido andesítico (GI-19-M1), con fenocristales de un posible feldespato K, alterándose a mica blanca.	75
Figura 33. Aspecto microscópico de un pórfido cuarzolático (GI-19-M1), con 2 tipos de sericita, una remplazando un antiguo cristal de plagioclasa, y una matriz sericitizada.	75
Figura 34. Aspecto microscópico de un pórfido cuarzolático (GI-19-M1), con una matriz sericitizada, y rellenando antiguos oquedades.	76
Figura 35. Diagrama de clasificación modal de las rocas volcánicas según el contenido mineralógico modal.	77
Figura 36. Aspecto microscópico de un pórfido Monzogranítico (GA-20-M3), en la cual se observan fenocristales de cuarzo, en una matriz microcristalina de cuarzo.	79
Figura 37. Aspecto microscópico de un pórfido Monzogranítico (GA-20-M3), con fenocristales de feldespatos K, plagioclasas, vetillas de sericita.	80
Figura 38. Aspecto microscópico del pórfido Monzogranítico (GA-20-M3), con biotitas magmáticas, con cristales de plagioclasa con maclas polisintéticas.	80

Figura 39. Aspecto microscópico del pórfido Monzogranítico (GA-20-M3), con sericita, en una vetilla con sutura de opacos.	81
Figura 40. Aspecto microscópico del pórfido Monzogranítico (GA-20-M3), con una vetilla de cuarzo y sericita con sutura de opacos (tipo D).	81
Figura 41. Diagrama de clasificación modal de las rocas plutónicas según el contenido mineralógico modal.	82
Figura 42. Mapa de estaciones de muestreo geoquímico.....	88
Figura 43. Diagrama de relación molar de Na_2O/Al_2O_3 vs. K_2O/Al_2O_3 de Davies and Whitehead (2006).	89
Figura 44. Diagrama de saturación de alúmina (Maniar y Piccoli, 1989).	92
Figura 45. Diagrama de clasificación TAS (LeBas et al 1986).	93
Figura 46. Diagrama de subclasificación de para rocas subalcalinas de sílice (SiO_2) vs alcalis (K_2O) de Peccerrillo y Taylor (1976).....	94
Figura 47. Diagrama de clasificación de Irvine and Baragar (1971).....	95
Figura 48. Clasificación de las rocas mediante proporciones catiónicas (Rollinson, 1993).....	96
Figura 49. Diagrama multielemental del contenido de elementos traza normalizado a los valores del manto primitivo de Sun & McDonough (1989).	98
Figura 50. Diagrama Ta vs Yb para ambientes de rocas graníticas (Pearce et al., 1984).....	100
Figura 51. Aracnigrama de REE.	101
Figura 52. Aracnigrama de REE donde se observa la anomalía negativa para la muestra HAM-19-1.....	102
Figura 53. Rocas del mioceno ploteadas en el gráfico de afinidad adakítica Richards y Kerrich (2007).	103

LISTA DE TABLAS

Tabla 1. Resumen de las condiciones técnicas durante la operación del equipo utilizado para los análisis de DRX.....	29
Tabla 2. Relación de las muestras colectadas y analizadas en el marco del presente estudio. LD: Lamina Delgada; DRX: Difracción de Rayos X; AQ: Análisis Químicos.....	46
Tabla 3. Relación de las muestras colectadas con sección delgada en la zona de California-La Baja.	53
Tabla 4. Clasificación de los minerales formadores de las rocas según su etapa magmática, hidrotermal Supergénica, (GA-40-M1).....	56
Tabla 5. Clasificación de los minerales formadores de las rocas según su etapa magmática, hidrotermal y Supergénica, (GH-39-M4).....	57
Tabla 6. Clasificación de los minerales formadores de las rocas según su etapa magmática, hidrotermal y Supergénica, (BLV-54-1).	62
Tabla 7. Clasificación de los minerales formadores de las rocas según su etapa magmática, hidrotermal y Supergénica, (TPD-84-1).....	63
Tabla 8. Clasificación de los minerales formadores de las rocas según su etapa magmática, hidrotermal y Supergénica, (RCL-39-4).....	63
Tabla 9. Relación de las muestras colectadas con sección delgada en la zona Mongora.....	65
Tabla 10. Clasificación de los minerales formadores de las rocas según su etapa magmática, hidrotermal y Supergénica, (HAM-42-1).	69
Tabla 11. Clasificación de los minerales formadores de las rocas según su etapa magmática, hidrotermal y Supergénica, (GD-36-M1).....	69
Tabla 12. Clasificación de los minerales formadores de las rocas según su etapa magmática, hidrotermal y Supergénica, (GE-35-M2).....	73
Tabla 13. Clasificación de los minerales formadores de las rocas según su etapa magmática, hidrotermal y Supergénica, (GI-19-M1).	76

Tabla 14. Relación de las muestras colectadas con sección delgada en la zona El Salado.....	78
Tabla 15. Clasificación de los minerales formadores de las rocas según su etapa magmática, hidrotermal y Supergénica, (GA-20-M3).....	82
Tabla 16. Esquema comparativo de los análisis de Difracción de Rayos X (DRX), y sus respectivas alteraciones.....	84
Tabla 17. Esquema comparativo de los análisis de Difracción de Rayos X (DRX), y sus respectivas alteraciones.....	86
Tabla 18. Esquema comparativo de los análisis de Difracción de Rayos X (DRX), y sus respectivas alteraciones.....	87
Tabla 19. Porcentaje en peso de los elementos mayores.....	91
Tabla 20. Cálculos hechos para poder clasificar las muestras según saturación de alúmina.....	91
Tabla 21. Abundancia de elementos traza.....	97

ANEXOS DIGITALES

ANEXO 1. ANÁLISIS MACROSCÓPICO DE ROCAS IGNEAS.

ANEXO 2. CATALOGO PETROGRÁFICO DE LAS SECCIONES DELGADAS.

ANEXO 3. RESULTADOS ANALISIS DE DIFRACCION DE RAYOS X.

ANEXO 4. RESULTADOS DE LOS ANALISIS DE GEOQUIMICA.

ANEXO 5. CUADRO COMPARATIVO DE MUESTRAS Y ALTERACIONES.

RESUMEN

TITULO: ESTUDIO DEL MAGMATISMO MIOCENICO EN EL DISTRITO MINERO DE VETAS-CALIFORNIA (DEPARTAMENTO DE SANTANDER, COLOMBIA).*

AUTORES: PINILLA REYES, Oscar Javier
REYES SADOVAL Sergio Andrés**

PALABRAS CLAVES: Alteración hidrotermal, geoquímica, sericitica, clorítica, epitermal, porfirítica.

DESCRIPCION

Las rocas del mioceno tardío presentan una posible relación con la mineralización del distrito minero de vetas y california. A nivel petrográfico se caracterizan por ser pórfidos riolíticos, cuarzolítico, andesíticos, con texturas muy significativas como de embabiamiento en Qz que se presentan en las zonas de California-La Baja, y Mongora, en la zona El Salado se observa un cuerpo plutónico de textura porfirítica de composición monzogranítica; estos cuerpos intrusivos presentan alteraciones de tipo sericitica, clorítica, y argílica, las cuales fueron caracterizadas por medio de los análisis petrográficos y a través de Difracción de Rayos X (DRX).

Los cuerpos porfiríticos de edad miocénica a diferencia de los cuerpos graníticos del mesozoico presentan una geoquímica muy distintiva donde se definen principalmente según la clasificación TAS y catiónica como rocas porfiríticas de variedad dacítica-riolítica débilmente peraluminicas con valores entre 64-67 % de SiO₂.

Este tipo de magmatismo demuestra dos tipos de características especiales, una carencia en la anomalía negativa de europio ($E_{un}/E_{u^*} \sim 0,915662163$) y una anomalía negativa de Nb y Ta, esta firma geoquímica sugiere que las dacitas-riolitas porfiríticas se relacionan con fundidos oxidados ricos en agua, asociados a zonas de subducción con aportes significantes de material sedimentario pelágico, esta particularidad es compartida con la mayoría de pórfidos relacionados a mineralizaciones de tipo epitermal y porfirítica de los Andes. Las rocas porfiríticas del distrito minero de vetas y california demuestran un empobrecimiento en tierras raras pesadas (HREE) lo que indicaría que el granate no estuvo presente en la fase residual esto limita el espesor de la corteza entre 40-50 km en cual se formaron estos fundidos de edad miocénica, Esto está en contraste con los demás sistemas porfiríticos de los andes. Todas estas características geoquímicas nos dan una herramienta aproximada a la geocronología del magmatismo del mioceno en otros sitios.

* Trabajo de grado, modalidad investigación

** Facultad de ingenierías físico-química. Escuela de Geología. Director: Ph. D Luis C. Mantilla F.
Co-directores: Ms. Sc. Julian Andres Lopez Isaza.

ABSTRACT

TITLE: STUDY OF THE MIOCENE MAGMATISM IN THE MINING DISTRICT OF VETAS-CALIFORNIA (SANTANDER DEPARTMENT, COLOMBIA).^{*} *

AUTHORS: PINILLA REYES, Oscar Javier
REYES SADOVAL, Sergio Andrés^{**}

KEYWORDS: Hydrothermal Alteration, geochemistry, sericitic, chloritic, epithermal, porphyry

DESCRIPTION

The rocks from the Late Miocene show a possible relationship with the mineralization on the mining district of Vetás and California. Their petrographic characteristics show rhyolitic, quartzitic and andesitic compositions, with typical textures as embayed quartz crystals that are present in the zones of California-La Baja and Móngora. At El Salado zone there is a plutonic rock with porphyritic texture and quartz-monzonite composition; these intrusive bodies show sericitic, chloritic and argillic alteration types, which were characterized through petrography and X Ray Diffraction (XRD).

The Miocene porphyritic bodies have a very different geochemistry compared to the Mesozoic Granitoids that defines them according to the TAS and cationic classifications as porphyritic rocks with dacitic-rhyolitic compositions, weakly peraluminous and SiO₂ values between 64-67 %.

This magmatism has two special characteristics, the lack of negative Europium anomaly ($E_{un}/E_{u^*} \sim 0,915662163$) and Negative Nb-Ta anomalies, this geochemical signature suggests that the porphyritic dacites-rhyolites are related with oxidized melts rich in water associated to subduction zones with significant inputs of pelagic sedimentary materials, this particular is shared with most of the porphyritic rocks related to the epithermal and porphyry mineralizations in the Andes. The porphyritic rocks from the mining district of Vetás and California show impoverishment in the heavy rare earth elements (HREE) which indicates that the garnet was not present in the residual phase; this puts a boundary for the crust thickness between 40-50 Km where these Miocene melts were formed. This contrasts with the other porphyry systems from the Andes. All these geochemical characteristics give us an approximated tool for the geochronology of the Miocene magmatism in other sites.

* Graduate work, research modality

** Faculty of physical-chemical engineering. School of Geology. Director: Luis C. Ph. D F. Mantilla
Co-directors: Ms. Sc Julian Andres Lopez Isaza

INTRODUCCION

El presente documento es el resultado de una tesis de pregrado 'Modalidad Investigación', desarrollado por iniciativa del grupo de Investigación en Mineralogía, Petrología y Geoquímica (MINPETGEO; hoy conocido con las siglas GIGBA), adscrito a la Escuela de Geología de la de la Universidad Industrial de Santander (UIS).

En el campo de la Geología Económica, el estudio de las rocas ígneas tiene una importancia estratégica, debido a que sus rasgos mineralógico-petrográficos y geoquímicos, aportan luces sobre su posible potencialidad, en términos de fertilidad metalífera y capacidad para formar sistemas magmático-hidrotermales asociados.

En el distrito Minero de Vetas-California (DMVC), se reconocen varios pulsos magmáticos a lo largo de su historia geológica, pero el estudio de sus rocas ígneas asociadas, desde el enfoque antes mencionado, es muy escaso. El interés por estudiar éstas rocas ígneas desde ésta perspectiva, se ha incrementado en los últimos años, debido a la explosión en la inversión minera en el distrito, la cual ha sido motivada fundamentalmente, por el incremento en el precio de los '*metal commodities*' a nivel internacional.

En el marco de lo anteriormente mencionado, se desarrolló éste trabajo de tesis de pregrado, siendo el objetivo principal del mismo, la caracterización mineralógico-petrográfica y geoquímica de las rocas del Neógeno (Mioceno Tardío) aflorantes en el DMVC. En éste sentido, se espera contribuir al conocimiento de la historia magmática del DMVC, y su relación con la metalogénesis del Au-Ag y metales base presentes en el distrito.

1. OBJETIVOS

1.1. Objetivo General

Caracterización mineralógico-petrográfica y geoquímica de las rocas del Neógeno (Mioceno Tardío) aflorantes en el Distrito Minero de Vetas-California, y evaluación de su potencialidad, en términos de su capacidad para generar sistemas magmático-hidrotermales asociados.

1.2. Objetivos Específicos

- Elaborar un esquema geológico con base en la cartografía geológica existente (por ejemplo: Informes Técnicos y Mapas a Escala 1:100.000 elaborados por el Ingeominas; Informes de las Prácticas de Campo realizadas por estudiantes de la Escuela de Geología de la UIS; etc.), en aras de visualizar la distribución espacial de las rocas porfíricas del Neógeno, en el marco del contexto geológico local y regional.
- Realizar un estudio mineralógico-petrográfico de algunas muestras porfíricas del Neógeno; utilizando análisis de microscopía óptica y difracción de rayos X; para fines de su clasificación modal y para reconocer rasgos composicionales y texturales que aporten luces sobre la historia de cristalización de sus magmas parentales y ambientes de emplazamiento.
- Estudiar la litogeoquímica de las rocas porfíricas del Neógeno (mediante análisis geoquímicos de Elementos Mayores, Menores, y Trazas), con el propósito tanto de clasificarlas y caracterizarlas desde el punto de vista

geoquímico, como para establecer condiciones y ambientes de emplazamiento de sus magmas asociados.

- Evaluar a la luz de los nuevos datos, la potencialidad de los magmas parentales de las rocas porfíricas del Neógeno estudiadas, en términos de su capacidad para generar sistemas magmático-hidrotermales asociados (importancia metalogénica).

2. METODOLOGÍA DE ESTUDIO

Para poder alcanzar los objetivos anteriormente mencionados, se estructuró una metodología de trabajo, la cual consistió en cuatro fases: a) Recopilación y análisis de material bibliográfico existente sobre el área de trabajo (Fase de Pre-campo); b) Realización de trabajos de campo con fines de reconocimiento, toma de datos y muestreo (Fase de campo); c) Fase de laboratorio; d) Interpretación de los datos obtenidos y elaboración del informe final del trabajo de Tesis de Pregrado 'Modalidad Investigación'.

Debido a la importancia en la obtención de nuevos datos, a continuación se describen la fase de campo y la fase de laboratorio.

2.1. Fase de pre - Campo.

En esta fase se realizó la compilación de la información sobre la geología regional y local de éste sector del Macizo de Santander y se estableció la metodología para la colección de las muestras en campo. Por otro lado, se analizaron las imágenes aéreas del DMVC, para fines de reconocer los sistemas de fallas principales, precisar la distribución espacial de algunas unidades litológicas aflorantes en el área de estudio, entre otros aspectos propios de ésta fase de estudio.

2.2. Fase de Campo

Una visita al área de estudio fue realizada para fines de reconocimiento y muestreo de rocas. Sin embargo, la disponibilidad de muestras y de información de campo, fue mayor a lo colectado durante la visita a campo ya mencionada, gracias al material que el grupo de investigación MINPETGEO disponía en la litoteca de la Escuela de Geología de la UIS, y el cual había sido colectado

previamente en el marco de anteriores trabajos de campo, desarrollados durante las prácticas de la asignatura Campo II (asignatura del pensum de la carrera de geología de la UIS).

Un total de 15 muestras de roca de tipo pórfido, de edad Mioceno, con y sin alteración hidrotermal (evidentes a escala macroscópica), además de venas y vetillas; fueron utilizadas durante el presente estudio.

Nomenclatura de las muestra.

La nomenclatura utilizada para etiquetar cada una de las muestras fueron las siguientes: **GA-X-Y, GD-X-Y, GE-X-Y, GH-X-Y, GI-X-Y, BLV-X-Y, HAM-X-Y, RCL-X-Y, TPD-X-Y**. Dónde: **GA** es **Grupo A**, **GD** es **Grupo D**, **GE** es **Grupo E**, **GH** es **Grupo H**, **GI** es **Grupo I**, **BLV, HAM, RCL Y TPD** son las iniciales de los integrantes del grupo es el número de la estación, **Y** es el número de la muestra.

Cada punto de muestreo fue georeferenciado, utilizando para tal fin un GPS marca GARMIN 60 Csx, utilizando coordenadas origen Bogotá con falso Norte:1000000 y falso Este:1000000.

2.3. Fase de laboratorio.

Una de las fases más importantes en una tesis investigativa como esta, es la fase de laboratorio, debido a la obtención de nuevos datos para el desarrollo e interpretación de la investigación. Durante ésta fase, fue necesario utilizar los equipos analíticos disponibles en los diferentes laboratorios de la Universidad Industrial de Santander y la realización de análisis en laboratorios externos (por ejemplo: laboratorios para análisis litogeoquímicos del *ACME group Laboratory*).

2.3.1. Análisis macro- y microscópicos

Estos análisis fueron realizados para identificar y caracterizar las fases minerales y los rasgos petrográficos de las rocas estudiadas.

El análisis macroscópico fue realizado en el laboratorio de lupas de la Escuela de Geología de la UIS, utilizando lupas de la marca NIKON N1-150, modelo C-PS.

Los análisis microscópicos (microscopía óptica) se realizarán sobre secciones delgadas de roca, utilizando un microscopio de luz transmitida marca NIKON ECLIPSE E200 50/POL con cámara y pantalla incorporada, disponible en el laboratorio de microscopios de la Escuela de Geología de la UIS (Figura 1).

Figura 1. Aspecto general del Microscopio de luz transmitida marca Nikon Eclipse-50i con cámara fotográfica DS-L1, utilizado durante los análisis microscópicos de rocas. Laboratorio de Microscopia Óptica de la Escuela de Geología. UIS



Fuente: Autores

2.3.2. Difracción de Rayos X.

Estos análisis fueron realizados para identificar las fases minerales presentes en las muestras con y sin alteración hidrotermal, especialmente en aquellas muestras con fases minerales de granulometría muy finas, las cuales resultan en ocasiones difíciles definir mediante microscopía óptica.

La preparación de las muestras para el análisis de DRX, consistió en triturar cada una de las rocas hasta llegar a una granulometría fina (75 μ m). Con éste propósito, fue necesario utilizar en un principio una trituradora de mandíbula marca RETSCH tipo BB200, y luego llevar el resultado de esa trituración a un mortero de Agatha RM 100 RETSCH, para obtener una fracción de granulometría aún más fina. Del resultado de esta trituración se colectaron 40 gramos de cada muestra de roca, los cuales fueron posteriormente enviados al laboratorio de DRX de la Escuela de Química de la Universidad Industrial de Santander.

El espécimen seleccionado de la muestra fue montado en un portamuestra de polimetilmetacrilato (PMMA) mediante la técnica de llenado frontal. El equipo utilizado fue un difractómetro de polvo marca BRUKER modelo D8 ADVANCE con geometría Da Vinci bajo las siguientes condiciones:

Tabla 1. Resumen de las condiciones técnicas durante la operación del equipo utilizado para los análisis de DRX.

Voltaje	40(kV)
Corriente	30(mA)
Rendija de Divergencia	0.6mm
Rendijas Soller Primario	2.5°
Muestreo	0.01526° 2theta
Rango de Medición	3.5-70° 2theta
Radiación	CuK α 1
Filtro	Ni
Detector	Lineal LynxEye
Tipo de barrido	A pasos
Tiempo de muestreo	0.4 segundos

Fuente: Laboratorio DRX. UIS.

Los difractogramas obtenidos, luego de haber sometido la muestra al proceso de análisis en el laboratorio, fueron posteriormente comparados con los perfiles de DRX reportados en la base de datos PDF-2 del *International Centre for Diffraction Data* (ICDD), para fines de poder reconocer por ésta vía, las diferentes fases minerales presentes en los agregados en polvo analizados.

2.3.3. Análisis litogeoquímicos

Cinco muestras de rocas porfiríticas del Mioceno, fueron enviadas a la sede de los laboratorios **ACME Labs**, localizados en la ciudad de Medellín. Estos análisis se hicieron con el ánimo de conocer la concentración de elementos mayores, trazas y REE y así poder clasificar las rocas de acuerdo a parámetros ya establecidos, además de establecer las variaciones composicionales entre éstas.

La preparación de las muestras comienza con un proceso de triturar, dividir y pulverizar 250 gramos de roca y pasarlas por una malla N° 200, seguido por la división de la muestra por el método *riffle splitter*.

La obtención 11 elementos mayores y varios elementos menores se utilizó ICP, seguido de una fusión de borato de litio y digestión acida de 0.2 g de la pulpa de la muestra, para la obtención de los elementos traza se utilizaron dos análisis separados de ICP-MS para optimizar la determinación de un juego de 45 elementos traza.

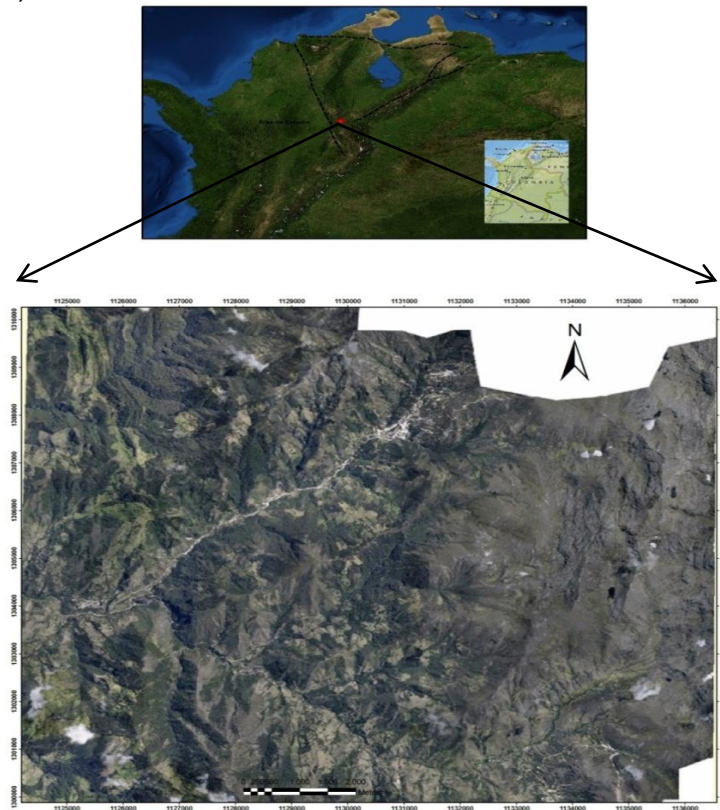
Las tierras raras y elementos refractarios se obtuvieron de la descomposición en borato de litio para dar abundancias totales.

3. GENERALIDADES DEL AREA DE ESTUDIO

3.1. LOCALIZACION

El Distrito Minero de Vetas – California, está localizado en la Cordillera Oriental de Colombia, más específicamente en el Macizo de Santander. El área objeto de estudio, se localiza a 55 Km de la ciudad de Bucaramanga, capital del departamento de Santander (ver Figura 2).

Figura 2. Localización geográfica y ortoimagen del área de estudio (Distrito Minero de Vetas – California).



Fuente: Imagen del terreno modificada, donada por la empresa CVS (ahora AUX) a la Escuela de Geología. UIS.

3.2. VIAS DE ACCESO

El Municipio de vetas se comunica con la capital del Departamento, a través del corregimiento de Berlín (Toná). La vía principal Berlín-Casco Urbano de Vetas, distancia 28 Km, por carretera destapada. Las principales vías alternas son: Vetas-California, que permite la comunicación con Suratá, Matanza y Bucaramanga. La comunicación interveredal es a través de carretables, hacia los sitios de Volcán, Salado, Alto de Chopo, Ortegón, Mongora, Mortiño y Páramo Rico. En cada vereda existen caminos de herradura que intercomunican las diferentes viviendas. La vía Vetas-Berlín, comunica la vereda Ortegón, zona de Mortiño y Páramo Rico con el casco urbano y con la vía Bucaramanga-Cúcuta. Igualmente la vía Vetas-California intercomunica el costado occidental de las veredas Mongora, Chopo, Ortegón, Chorrera y Borrero con el centro urbano tanto de Vetas como de California. Existe un carretable entre Vetas y El Volcán que tiene dos variantes, una hasta la Laguna Pajarito y otra hacia la zona de El Meseton, igualmente entre el Mortiño y la Laguna de Cunta.

Respecto al municipio de California, El acceso principal a este Municipio se hace a través de la vía no pavimentada que comunica a la Ciudad de Bucaramanga con ésta municipalidad, con una distancia de 50 Km. y recorrido de 2 horas 30 minutos. Dicha vía comunica, desde Bucaramanga, con el Municipio de Matanza a 35 Km., después con Suratá a 7 Km. y finalmente Suratá con California a 8 Km.

El Municipio cuenta con otro acceso secundario a nivel de vía Intermunicipal, el cual comunica con el Municipio de Vetas, por intermedio de un carretable secundario sin pavimentar, con una distancia de 14 Km., en algunos tramos con banca muy angosta, cuyo trazado sigue la margen derecha del Río Vetas, bordeado de unos escarpes bastante pronunciados en algunos sectores.

3.3. FISIOGRAFIA Y CLIMA

El Distrito Minero de Vetas – California se encuentra en el Macizo de Santander, en medio de terreno montañoso. El municipio de Vetas posee una extensión total de 9.3 Km, con una altitud de la cabecera municipal de 3.350 msnm y una temperatura media que oscila entre 6 y 11 grados C° en la parte alta y entre 12 y 17 grados C° en la zona baja. Su distancia de referencia aproximada a la Ciudad de Bucaramanga es de 92 Km. A su vez este municipio limita al Oeste con el Municipio de Suratá, al Sur con los Municipios de Toná, Charta y California, al Norte con el Departamento de Norte de Santander y el Municipio de California, al Este con el Departamento de Norte de Santander. A su vez el Municipio de California se encuentra ubicado en la Provincia de Soto, a 51 Kms al Noreste (NE) de la ciudad de Bucaramanga, pasando por los municipios de Matanza y Suratá, solo pavimentado 20 kms y el resto por vía carreteable sin pavimentar. Geográficamente se localiza a 7° 21' de latitud norte y 72° 57' de longitud oeste. Cuenta con una extensión de 5.260 hectáreas (52.60Km²) y limita al Norte con el municipio de Suratá y el Departamento de Norte de Santander, por el Oriente con el Municipio de Vetas y por el Occidente y Sur con el Municipio de Suratá. El perímetro urbano se encuentra a una altura promedio de 2.005 m.s.n.m., aunque en el territorio se presentan alturas hasta de 4.000 m.s.n.m., su temperatura promedio es de 17°C, oscilando entre los 13°C y los 20°C. (*Tomado del Plan de Desarrollo de California, y Vetas 2008*).

4. ANTECEDENTES

Con el propósito de contextualizar la geología del área de estudio, a continuación se resumen aquellos aspectos geológicos relacionados con la geología regional y local, realizados en el marco de estudios geológicos anteriores; así como también lo relacionado con los estudios de los depósitos minerales presentes en el distrito.

4.1. MARCO GEOLÓGICO REGIONAL Y LOCAL

El Distrito Minero de Vetás - California forma parte del Macizo de Santander, el cual se encuentra localizado en la cordillera Oriental de los Andes Colombianos.

El territorio santandereano es geológicamente complejo y tectónicamente dinámico, y es el resultado de la interacción entre varias placas tectónicas, siendo la interacción más reciente, la relacionada con la dinámica reciente generada entre las placas de Nazca, Caribe y Suramericana. Asimismo, éste territorio se caracteriza por presentar por lo menos, tres estilos estructurales: Uno de fallamiento en bloques en la región oriental, otro de fallamiento inverso y plegamiento en la región central y un tercero representado por el Graben del Magdalena en la región occidental (Royero y Clavijo, 2001). Éstas regiones, están bien delimitadas por importantes rasgos tectónicos, como los sistemas de fallas de Bucaramanga-Santa Marta y de La Salina.

Entre las litologías aflorantes en el Macizo de Santander (región con estilo de fallamiento en bloques), se han reconocido variedades metamórficas agrupadas dentro de un extenso paquete denominado rocas 'Pre-Devónicas' del Macizo de Santander (Cordillera Oriental de Colombia). Con éste extenso paquete de rocas Pre-Devónicas, se relacionan las Unidades y Formaciones denominadas: Gneis de

Bucaramanga, Esquistos del Silgará, Ortoneis, y seguramente también una secuencia de rocas meta-siliciclásticas denominadas en diferentes sectores del Macizo como Formación La Virgen, Metasedimentitas de Guaca, entre otros nombres relacionados en la bibliografía especializada (Ward *et al.* 1973; Tschanz *et al.*, 1974; Kroonenberg 1982; Clavijo, 1994; Restrepo – Pace *et al.*, 1997; Ríos y García, 2001; Gutiérrez and Clavijo, 2001; Mantilla *et al.*, 2012; entre otros).

En el área del Distrito Minero de Vetas-California, solo se han reconocido las rocas metamórficas del Gneis de Bucaramanga y unos metagabros-metadioritas de edad Ordovícico Temprano (Ward *et al.*, 1973; Mantilla *et al.*, 2011).

Apoyados en el conocimiento geológico actual sobre la geología del Macizo de Santander, se evidencia un importante límite temporal, marcado entorno a 471 Ma (Restrepo-Pace and Cediél, 2010; Mantilla *et al.*, 2012), el cual separa las épocas y litologías afectadas por eventos metamórficos regionales (>471 Ma), de aquellas épocas y litologías sin metamorfismo regional (<471 Ma).

En éste contexto, la historia magmática del Macizo de Santander se puede dividir, por lo menos, en las siguientes épocas o eventos magmáticos: (a) un evento relacionado con inyecciones de fundidos graníticos, responsables de la formación de plutones y pegmatitas, al cual se le asigna una edad K-Ar en torno a 461 ± 10 Ma, a partir del estudio de una muscovita de una pegmatita (Ward *et al.*, 1973); (b) Un evento granítico, responsable de la formación de la Monzonita de Onzaga, con una edad reportada en torno a 394 ± 23 Ma (según Boinet *et al.*, 1985); (c) un evento magmático generador de diques graníticos (posiblemente algunos stocks) y rocas de aspecto pegmatítico, de edad Pérmico (comunicación Oral de Mantilla Figueroa Luis Carlos, 2013); (d) un evento magmático de composición entre diorita a granítico, responsable de la formación de batolitos y plutones, tales como los cuerpos ígneos de Páramo Rico, Santa Bárbara, Pescadero, Mogotes, Rionegro, entre otros, agrupados dentro del denominado Grupo Plutónico de Santander, con edades Rb-Sr y U-Pb entorno a 210 Ma (Goldsmith *et al.*, 1971; Polania, 1980; Dorr *et al.*, 1995); (e) un evento magmático responsable de la formación,

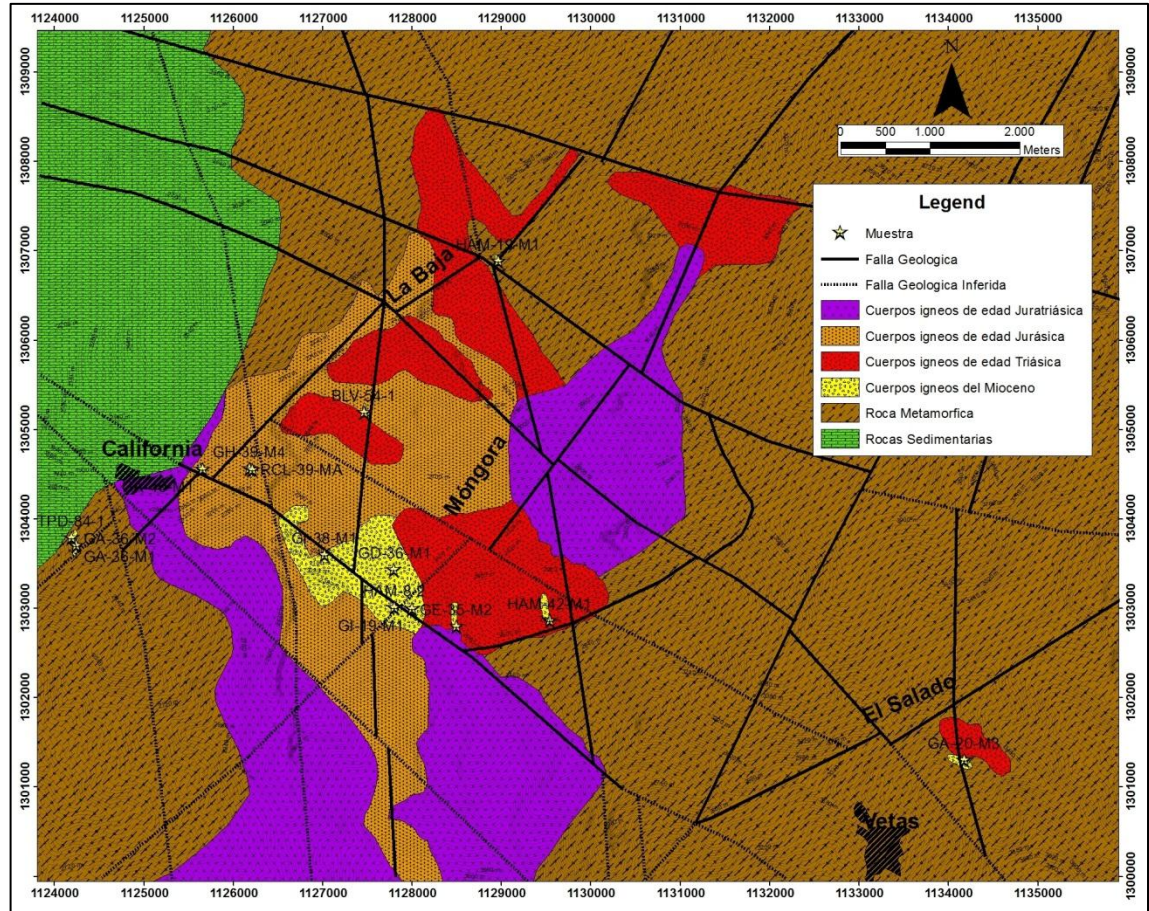
posiblemente simultánea de diques riolíticos y de diabasas (magmatismo bimodal?; evento relativamente especulativo, debido a la poca información existente), al parecer del Cretácico Inferior, tomando como referencia algunas dataciones K-Ar en sanidinas obtenidas a partir de diques porfíricos del sector de Ocaña (127 ± 3 Ma; Ward *et al.*, 1973;); (f) un evento magmático de posible edad Finicretácico-Eoterciario, con una edad en torno a 57 ± 10 Ma, según extrapolación de las edades Re-Os obtenidas a partir de concentrados de piritas de filones auríferos del área de California (Mathur *et al.*, 2003); (g) Un evento magmático de edad Mioceno Tardío (entre 10.9 y 8.4 ± 0.2 Ma; según dataciones U-Pb en circones), el cual se manifiesta a manera de diques y cuerpos de rocas porfíricas que no sobrepasan un kilómetro cuadrado de exposición (Mantilla *et al.* 2009, 2011).

En el Distrito Minero de Vetas-California, las rocas ígneas reconocidas hasta la fecha, se relacionan con eventos magmáticos del Ordovícico Medio (posibles pegmatitas datadas en otras áreas del Macizo en torno a 461 ± 10 Ma), las rocas graníticas del Triásico – Jurásico y las rocas porfíricas del Mioceno (Ward *et al.*, 1977; Mantilla *et al.*, 2011).

Rocas sedimentarias de edad Mesozoicas y Terciarias igualmente se han reconocido en el Macizo de Santander (Ward *et al.*, 1973; Mendoza y Jaramillo, 1979). En el DMVC, las rocas sedimentarias que se han reconocido, son fundamentalmente de edad Cretácico Inferior (Ward *et al.*, 1973).

En el marco del presente estudio, se hizo énfasis en las rocas ígneas de edad Neógeno (más concretamente del Mioceno Tardío). Estas rocas se reconocen en el terreno, especialmente por su textura porfírica (ver esquema Geológico en la Figura 3).

Figura 3. Esquema geológico del área de estudio, modificado (Mantilla et al., 2011).



Fuente: Tomado y modificado (Mantilla *et al.*, 2011).

4.2. TECTÓNICA DEL ÁREA.

La falla de Bucaramanga es el rango estructural más evidente que cruza la región centro-oriental del Departamento de Santander. Es considerada un sistema de fallas de rumbo (Campbell, 1965; León, 1992; Vargas y Niño 1992; Clavijo *et al.*, 1993; Clavijo, 1994) con movimiento sinistral. Tiene una componente vertical

importante según Julivert (1958), Ward *et al.*, (1973), Paris y Sarria (1988), que hace que esta falla se comporte en algunos sectores como inversa.

La falla de Suratá presenta un rumbo predominante N51°E, y su trazo sigue el curso del Rio Surata. Esta falla actualmente es inversa y también tiene desplazamiento de rumbo dextral y afecta la falla Bucaramanga, en unos 750m, al norte de Bucaramanga.

Otras fallas con rumbo NE han sido identificadas entre las que está el sistema de falla Romeral-Cucutilla y el sistema de La Baja-Angosturas, estos dos haciendo parte del sistema regional de fallas de Boconó (Hornes, 2005).

Algunas fallas como las de Cucutilla y Suratá de edad Mesozoica fueron reactivadas durante la orogenia Andina formando nuevos sistemas de fallas. También hay evidencias de deformación dúctil con una edad no determinada pero claramente pre-Cretácea (Felder *et al*, 2000).

4.3. ESTUDIOS RELACIONADOS CON LOS DEPÓSITOS MINERALES PRESENTES EN EL DMVC.

En los años 70 se realizó un informe acerca de los recursos minerales en Santander y Norte de Santander, el cual, mediante análisis químicos en sedimentos activos concluye que evidentemente el potencial mineral del área de California, así como el de Vetas es el oro con manifestaciones de plata, cobre, plomo y zinc como subproductos. Además, señalan que los altos contenidos de oro están distribuidos a lo largo de la quebrada la Baja sobre una faja de unos 3.3 km desde La Baja hasta La Alta. Relacionan la presencia de sulfuros, en su mayoría pirita, con el oro de la zona, pero señalan la abundante concentración de calcopirita de la zona de La Baja hasta la quebrada Angosturas con cantidades

menores de covelina y bornita. En las minas La Catalina, La Mascota y San Celestino reportan galena, esfalerita y algo de molibdenita encontrándose igualmente en ésta última mina la presencia de uraninita, meta-autonita y zeunerita (Ward et al., 1970).

En el año de 1973, se realizó la primera cartografía de las planchas H12 y H13 donde describen las litologías, estructuras, composición y edades tanto de Santander como de Norte de Santander, en ella detallan la geología del Macizo de Santander, sitio donde se encuentra ubicado California, haciendo evidente la alta actividad magmática producida en el área y que pudo generar los fluidos necesarios que interactuaron con la rocas del macizo, (Ward *et al.* (1973)).

Se realizó un estudio de geología y geoquímica en el área de California señalando que las concentraciones importantes de oro y plata son de carácter filoniano. Las alteraciones hidrotermales así como la presencia de pequeñas cantidades de otros minerales (Cu, Pb, Zn, Mo) hicieron pensar en la relación de las mineralizaciones del área de California con pulsos magmáticos que en superficie se expresan como dique y stocks de roca porfirítica. Demuestran la gran importancia que ejerce el control estructural en las mineralizaciones del área, además de la asociación del oro con los sulfuros pirita y algo de arsenopirita. Fueron igualmente definidas tres zonas de interés (La Angostura, San Antonio y Chorrerón) basados en anomalías de Ag, Au, Co y Mo ubicados en filones, así como diseminado en la roca caja. De gran importancia fue la asociación que hicieron entre la mineralización de Au con la presencia de elementos como el mercurio, arsénico y antimonio como guía de exploración (Mendoza y Jaramillo, 1979).

Polania (1982), relacionó las mineralizaciones de California a fracturas asociadas a la falla La Baja, por donde los paleofluidos migraron y formaron los filones de cuarzo, lo que lo hace llamar a estos depósitos como filonianos epitermales de tipo pechblenda-pirita. Estos filones pudieran estar relacionados con el núcleo silíceo

encontrado en la zona de La Baja, en cuyo interior se encontró cantidades considerables de pirita.

Pinto (1991), mediante un estudio en la mina la Bodega (California) mostró como resultado de dicho estudio, la posible relación entre los pulsos mineralizantes y la tectónica local y regional del área, además de relacionar las mineralizaciones con alteraciones tipo sericitica y argilica.

Tawn (2000), realizó un estudio de inclusiones fluidas en el depósito de Angostura. Éste análisis dio como resultado temperaturas de homogenización máxima de los fluidos de 325° C con un promedio de salinidades de 10%wt NaCl indicando densidades del fluido de 0.68 g/cm³ y presiones mínimas de atrapamiento de 200 bares aproximadamente para las soluciones saturadas en vapor. Además, fue estimada una profundidad de formación bajo condiciones hidrostáticas de por lo menos 2750 metro. También es relacionada la mineralización del depósito con fluidos más profundos que el propio cuerpo intrusivo, de cualquier manera, han catalogado el depósito como de alta sulfuración debido a la profundidad del ambiente de formación en Angostura tal como se han descrito para los depósitos con una profundidad mayor a 1000 metros bajo la capa freática.

Shaw (2000), atribuye las mineralizaciones del área a actividad magmática del cenozoico, actividad que formó cuerpos porfiríticos dacíticos y andesíticos, produciendo los fluidos necesarios para las mineralizaciones que se transportaron por el sistema de fallas Cucutilla-La Baja.

Mathur et al. (2003), asociaron la mineralización aurífera en el área de California y Vetás a un pórfido dacítico del Cretáceo superior al Paleógeno, también, mediante dataciones Re-Os en piritas dentro de filones auríferos de las minas La Plata en el municipio de California y El Volcán en el municipio de Vetás, sugieren que la mineralización presente está relacionada con un pulso magmático dacítico con una edad de 57± 10 Ma. Además proponen diferentes estilos de depósitos para los 2

distritos mineros, de alta sulfuración para California y de baja sulfuración para Vetas.

Díaz y Guerreó (2006), realizaron un estudio de asociaciones minerales en menas auroargentíferas donde establecen la disposición espacial y la genética de la mineralización en el yacimiento Angostura. Concluyen que estas mineralizaciones ocurren en filones de cuarzo con sulfuros y óxidos donde su distribución se da a manera de diseminado, como venas y venillas. Las alteraciones argílica y sericitica parecen ser las que predominan en la zona de California sin ser las únicas, lo que sugiere una alta influencia de minerales plagioclasas.

Felder *et al.* (2006), en un informe para la empresa minera Greystar resume las características geológicas y de la mineralización para el depósito de Angostura, identificando alteraciones tipo silicificación, sericitica, piritización, propilitica y alunita, entre otras. Las mineralizaciones son principalmente asociadas a estructura tabulares con silicificación, stockwork con pirita, brechas y zonas de contacto de falla. Advierten que el control estructural juega un papel muy importante ya que la mineralización ocurre en la intersección de venas y fallas. Las alteraciones mencionadas en el informe (silicificación, sericitificación y alunización) son las que tienen más influencia en el área de estudio en La Baja, lo que podría sugerir que la zona está altamente influenciada por el control estructural que rige en el yacimiento de Angostura.

Mantilla *et al.* (2009), dataron mediante el método U-Pb cuerpos porfiríticos pertenecientes al Macizo de Santander, estas edades dieron como resultados edades de 8.4 ± 0.2 y 9.0 ± 0.2 Ma, lo cual evidencia actividad magmática en el Mioceno Tardío (Tortoniano) y que posiblemente tuvo que ver con la formación de sistemas magmáticos – hidrotermales en la zona de California.

Forero (2010), como resultado de un proyecto de grado en el que se estudió la paragénesis mineral en brechas mineralizadas en el sector de La Mascota,

California, fueron registradas mediante el análisis de inclusiones fluidas, temperaturas de los paleofluidos de 200 a 300 °C.

Mantilla *et al.* (2011), dataron mediante el método U-Pb en circones, usando la técnica LA-ICPMS, un cuerpo de textura porfídica-afanítica con plagioclasas centimétricas de 10.1 ± 0.2 Ma, y un cuerpo granodiorítico de textura porfírica - fanerítica de 10.9 ± 0.2 Ma, lo cual evidencia actividad magmática en el Mioceno Tardío (Tortoniano) y que posiblemente tuvo que ver con la formación de sistemas magmáticos – hidrotermales en la zona de California.

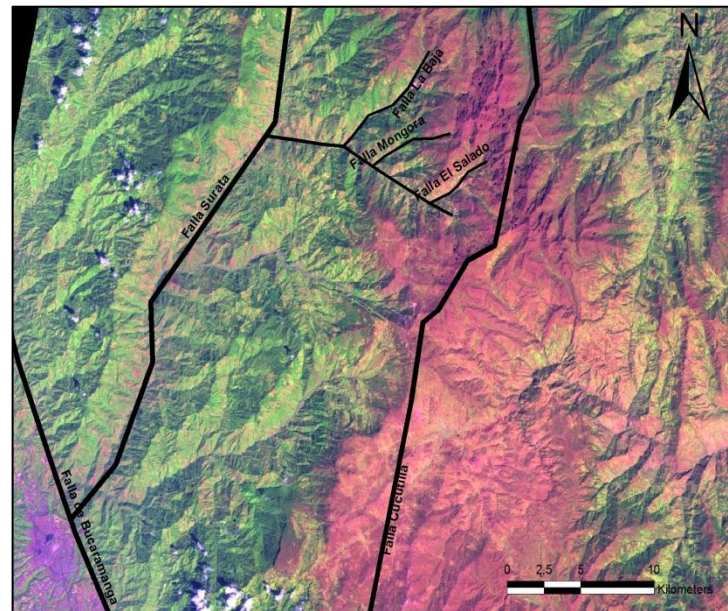
Dataciones Re-Os en Molibdenitas (en Mantilla *et al.*, 2012 y Bissig *et al.*, 2012) de venas de cuarzo-molibdenita, presentes en el sector de la Mina El Cuatro (Quebrada La Baja), han permitido establecer que este pulso magmático del Mioceno Tardío guarda relación directa (causa-efecto) con los estilos 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. INTERPRETACIÓN DE IMÁGENES SATELITALES Y AEREAS.

En las imágenes satelitales de la zona de estudio se puede observar rasgos estructurales muy marcados como la falla de Bucaramanga- San Marta, la cual es considerada un sistema de fallas de rumbo (Cambell, 1965; Leon, 1991; Vargas y Niño 1992; Clavijo *et al.*, 1993; Clavijo, 1994a) con movimiento sinestral. Ésta falla, presenta trazos rectilíneos, con una dirección al NW. La falla de Suratá y Cucutilla presentan una dirección al NE, la cual se observa siguiendo el trazo del rio Suratá y el rio Cucutilla en algunos sectores. Éstas tres fallas importantes en la zona de estudio, se consideran que han ejercido un control estructural en el área de estudio, y haber jugado un papel importante durante el emplazamiento de los fluidos mineralizantés (Felder *et al.*, 2005, entre otros).

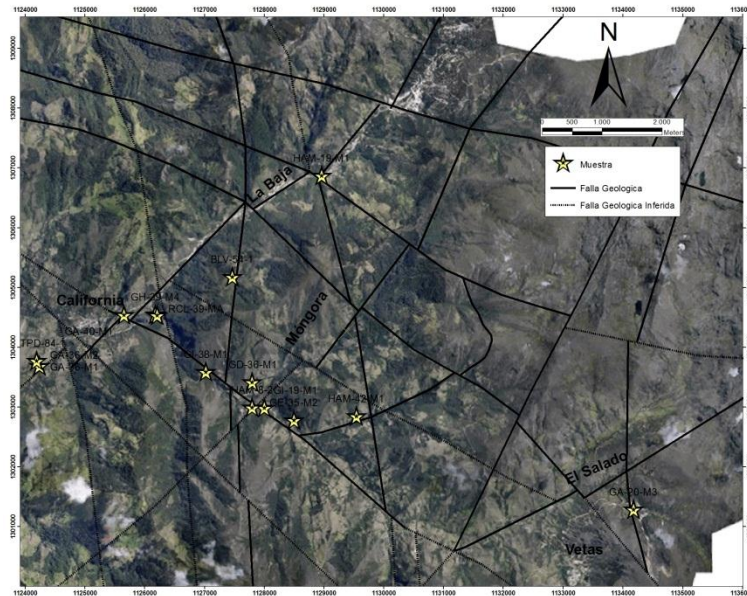
Figura 4. Imagen satelital con las principales fallas presentes en la zona. Imagen del Satélite Landsat 7 sensor ETM+, en permutación 541.



Fuente: Imagen modificada de Landsat Geocover, Global Land Cover Facility, GLCF (tomada de <http://glcf.umiacs.umd.edu>).

A continuación, se observa una ortoimagen de la zona de estudio, en la cual se reconocen los lineamientos y fallas más importantes a escala de distrito. Tres diferentes familias de fallas se diferencian según su dirección: (a) las fallas de dirección NE, tales como las Fallas que siguen el trazo de los drenajes La Baja, Mongora, La Plata, y El Salado, las cuales son paralelas a la falla Suratá y Cucutilla; (b) las fallas de dirección NNW, las cuales se presentan cortadas en su mayoría por las fallas de dirección NE. Éstas fallas suelen ser relativamente paralelas a la falla de Bucaramanga – Santa Marta y; (c) las fallas de dirección NW, las cuales se consideran más jóvenes, y se interpretan como fallas inversas, posiblemente relacionadas con levantamientos de bloques al noreste y hundimiento de bloques al suroeste (Mantilla *et al.*, 2011).

Figura 5. Ortoimagen de la zona de estudio con las principales fallas geológicas y muestras.



Fuente: Imagen del terreno modificada, donada por la empresa CVS (ahora AUX) a la Escuela de Geología. UIS.

5.2. GENERALIDADES SOBRE LAS LITOLOGÍAS MUESTREADAS

Apoyados en la información geológica existente (por ejemplo: Ward et al., 1973; Mendoza y Jaramillo, 1979; Mantilla et al., 2011, entre otros), y para fines de facilitar una sectorización del muestreo de las rocas del Neógeno, a realizar en el marco del presente estudio, se decidió dividir el área en tres diferentes zonas, aquí denominadas: (a) Zona California-La Baja; (b) Zona Mongora y; (c) Zona El Salado.

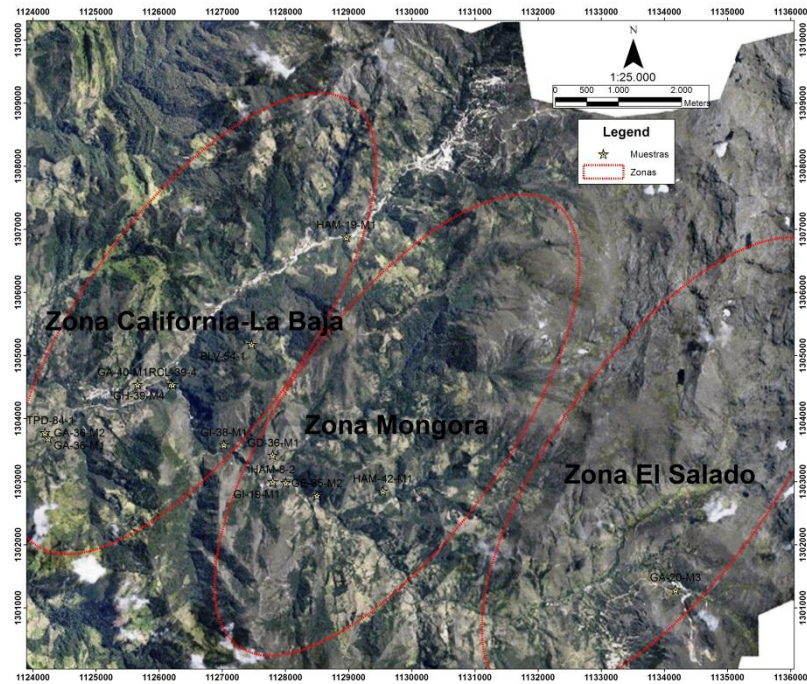
A continuación se describen los rasgos macroscópicos más relevantes de las 15 muestras de rocas ígneas (mayoritariamente rocas porfíricas del Neógeno; ver Tabla 2), colectadas en las tres zonas antes mencionadas.

Tabla 2. Relación de las muestras colectadas y analizadas en el marco del presente estudio. LD: Lamina Delgada; DRX: Difracción de Rayos X; AQ: Análisis Químicos.

ESTACION	ZONAS	MUESTRAS	COORDENADAS			ANALISIS REALIZADO	TIPO DE ROCA	EDAD DE LA ROCA SEGÚN (Mantilla <i>et al.</i> , 2009,2011).
			X	Y	Z			
1	ZONA CALIFORNIA-LA BAJA	GA-40-M1	1125655	1304548	2086	LD-AQ-DRX	Pórfido Riolítico	10.1 ±0.2 Ma
2		GH-39-M4	1126179	1304553	2220	LD-DRX	Pórfido Riolítico	10.1 ±0.2 Ma
3		GI-38-M1	1127023	1303592	2237	LD-DRX	Pórfido Riolítico	9.0 ± 0.2 Ma
4		BLV-54-1	1127463	1305183	2601	LD-DRX	Pórfido Cuarzolatítico	9.0 ± 0.2 Ma
5		TPD-84-1	1124240	1303695	2080	LD-AQ-DRX	Pórfido Cuarzolatítico	8.4 ±0.2 Ma
6		RCL-39-4	1126210	1304542	2136	LD-DRX	Pórfido Cuarzolatítico	9.0 ± 0.2 Ma
7		GA-36-M1	1124240	1303695	2091	LD-DRX	Granodiorita	Jura-triásica
8		GA-36-M2	1124240	1303695	2091	LD-DRX	Sienogranito	Jura-triásica
9		HAM-19-M1	1128963	1306879	2643	LD-AQ-DRX	Granitoide Rico en Cuarzo	Jura-triásica
10	ZONA MONGORA	GD-36-M1	1127797	1303426	2325	LD-DRX	Pórfido Riolítico	9.0 ± 0.2 Ma
11		HAM-42-M1	1129543	1302856	2656	LD-AQ-DRX	Pórfido Riolítico	10.1 ± 0.2 Ma
12		GE-35-M2	1128498	1302789	2410	LD-DRX	Pórfido Cuarzolatítico	9.0 ± 0.2 Ma
13		GI-19-M1	1128002	1302990	2354	LD-DRX	Pórfido Dacítico	9.0 ± 0.2 Ma
14		HAM-8-2	1127799	1303003	2261	LD-DRX	Sienogranito	Jura-triásica
15	ZONA EL SALADO	GA-20-M3	1134179	1301291	3375	LD-AQ-DRX	Pórfido Monzogranítico	10.9 ±0.2 Ma

Fuente: Autores

Figura 6. Ortoimagen de la zona de estudio con las zonas de estudio.



Fuente: Imagen del terreno, donada por la empresa CVS (ahora AUX) a la escuela de Geología. UIS.

Zona California-La Baja

Los cuerpos ígneos del Neógeno presentes a lo largo de ésta zona (ver Tabla 2), se reconocen en áreas de la vereda Hato Viejo, y en la quebrada La Baja, más específicamente en cercanías al Municipio de California. Éstas rocas porfíricas en ésta zona, se caracterizan principalmente por ser pórfidos riolíticos y cuarzolítico. Algunas rocas de textura porfírica-fanerítica de edad Jurásico Temprano (comunicación de Mantilla, 2012), también fueron igualmente muestreadas, solo para fines de ser comparadas con las rocas porfíricas del Neógeno.

Las muestras colectadas en ésta zona, específicamente en el sector de la Vereda Hato Viejo, se caracterizan por presentar un color grisáceo, y una textura porfídica con una matriz afánítica. Los fenocristales se caracterizan por ser subhedrales, de plagioclasas, cuarzos, y biotitas. El diámetro de las plagioclasas varía de 1 a 9 mm, el de los cuarzos entre 1 a 10 mm, y las biotitas de 1 a 2 mm (Figura 7). Estos cuerpos ígneos se presentan cortando rocas sedimentarias Cretácicas.

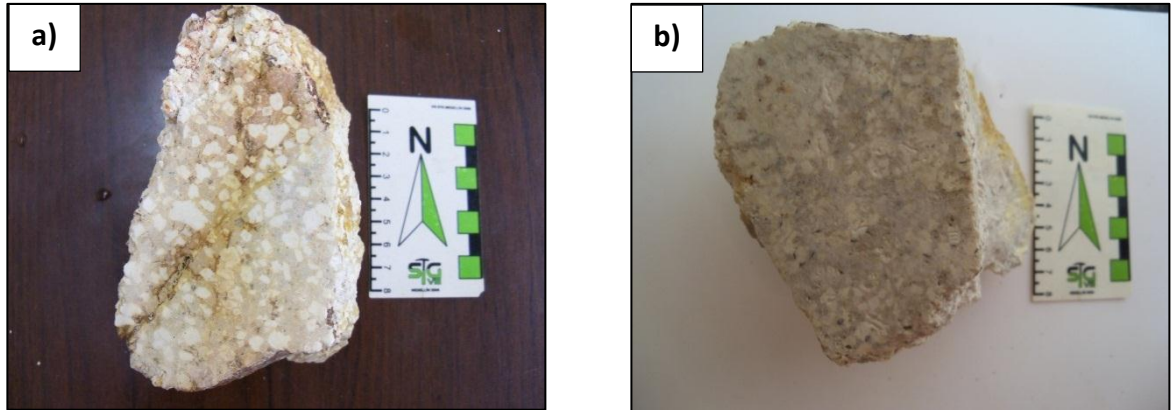
Figura 7. Aspecto de las rocas porfíricas Cuarzolatíticas (TPD-84-1) de 8.4 ± 0.2 de 9.0 ± 0.3 Ma, según datación U-Pb en circones (Mantilla et al., 2009).



Fuente: Autores

Los cuerpos porfíricos que se presentan en cercanías a la quebrada La Baja, se encuentran mayormente en la vía que comunica el Municipio de California con el proyecto Angosturas. Éstas litologías se presentan como diques porfídicos que intruyen a los cuerpos plutónicos del Triásico Tardío- Jurásico Temprano. Éstas litologías porfíricas, se caracterizan por tener un color amarillento, y una textura porfídica con una matriz afánítica, con fenocristales de plagioclasas de 3 mm a 1cm, y minerales maficos en la matriz (Figura 8).

Figura 8. Aspecto del Pórfido de composición riolítica aflorante en el sector de La Baja. a) Muestra GA-40-M1, b) Muestra HAM-8-2).



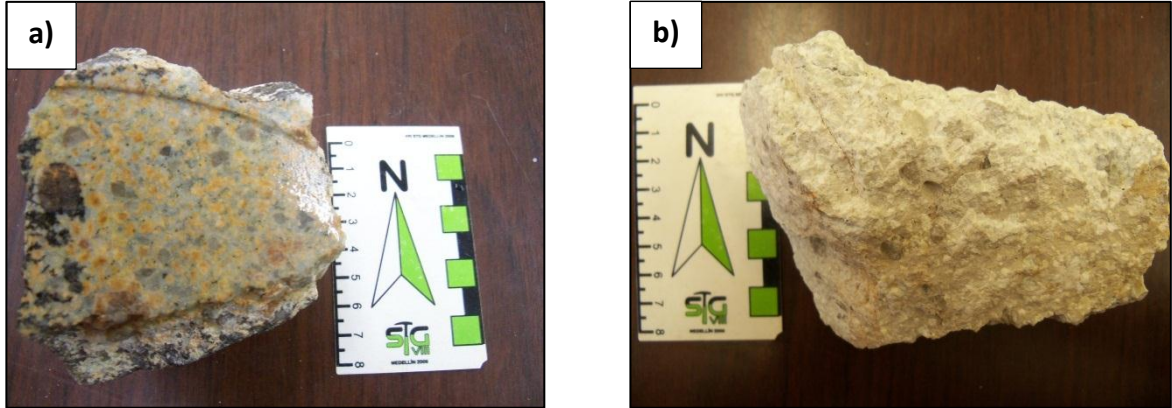
Fuente: Autores.

Zona Mongora

Las rocas porfíricas reconocidas en éste sector (ver Tabla 2), se observan hacia el margen izquierdo (aguas arriba) de la quebrada Mongora, y en cercanías a la mina La Francia (área de tesis de pregrado de la estudiante Gina Suarez, 2013). Estos cuerpos porfíricos se caracterizan principalmente por ser pórfidos riolíticos, cuarzolatítico y dacíticos.

En cercanías a la quebrada Mongora se presentan cuerpos porfíricos que se caracterizan por tener un color entre blancuzco y rosado, y una textura porfídica con una matriz afánítica, con fenocristales de cuarzo bipiramidales de 3 mm a 1 cm de diámetro, plagioclasas de 3 a 5 mm, y minerales maficos de 1 mm. Algunas de estas muestras, según clasificación modal (diagrama QAPF; Streckeisen, 1979), se proyectan en el campo de rocas dacíticos porfídicas, y otras en el campo de las rocas riolítica porfíricas (Figura 9).

Figura 9. Aspecto del Pórfido de composición riolítico y cuarzolítico, presente en la zona de Mongora. a) Muestra GE-35-M2, b) Muestra GD-36-M1.



Fuente: Autores.

En cercanías a la Mina la Francia, más exactamente sobre el margen izquierdo aguas arriba de la quebrada La Plata (punto de muestreo X: 1302856 Y: 1129543, según coordenadas origen Bogotá; y Z: 2450 m.s.n.m), las rocas porfíricas (por ejemplo: muestra HAM-42-1; Figura 10) del Neógeno, se caracterizan por tener un color verde oscuro, y una textura porfídica con una matriz afánítica, con fenocristales de cuarzos euhedrales de 3 mm a 5 mm de diámetro, plagioclasas de 1 a 3 mm, y minerales maficos de tamaño muy fino. Según la clasificación modal de éstas rocas, utilizando el diagrama QAPF de Streckeisen (1979), éstas se proyectan en el campo de rocas riolítica porfídica.

Figura 10. Aspecto del pórfido riolítico y Afloramiento de esta mismo tipo de roca sobre la zona de la mina La Francia.



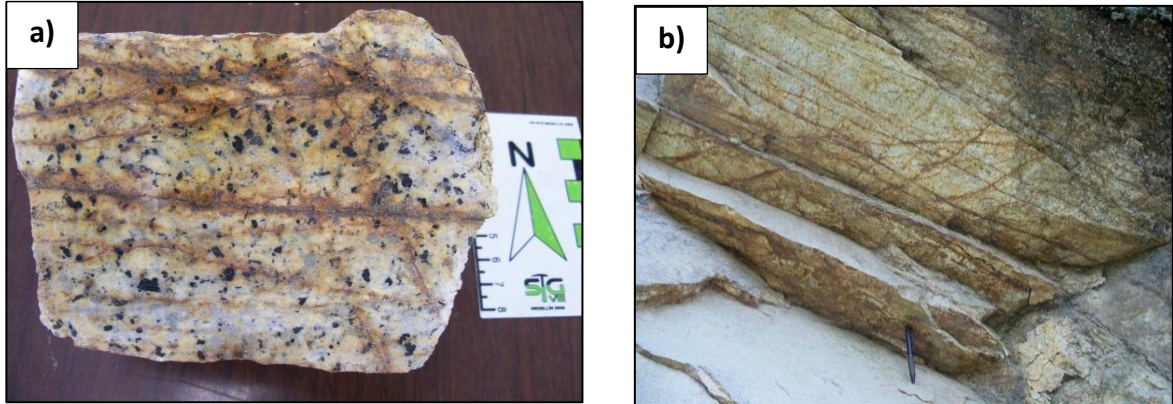
Fuente: Autores.

Zona El Salado

Las rocas porfíricas aflorantes en ésta zona, se observan generalmente por la vía que comunica el Municipio de Vetás, con la mina El Volcán (Tabla 2). Las rocas del Neógeno en éste sector, se caracterizan por presentar un color amarillento, y una textura porfídica con una matriz fanerítica, con fenocristales de cuarzo de 3 a 9 mm, plagioclasas de 4 mm a 8 mm.

Según la clasificación modal de éstas rocas, utilizando el diagrama QAPF de Streckeisen (1979), éstas se proyectan en el campo de rocas monzograníticas porfíricas.

Figura 11. Aspecto del pórfido de composición monzogranítica de la Zona El Salado. a) Muestra GA-20-M3, b) Monzogranítico porfídica con stockwork.



Fuente: Autores.

5.3. MINERALOGÍA Y PETROGRAFÍA

Se analizaron un total de 15 láminas delgadas, entre pórfidos del Neógeno y algunas litologías del Triásico-Jurásico (Tabla 2).

A continuación, se documentan los rasgos mineralógico-petrográficos de las muestras estudiadas, en aras de conocer su composición mineralógica y sus características texturales, entre otros aspectos.

5.3.1. Zona California-La Baja

En esta zona se presentaron cuerpos de textura porfídica principalmente riolíticos y cuarzolítico, los cuales se encuentran en la zona de Hato viejo, y en cercanías a la quebrada La Baja.

Tabla 3. Relación de las muestras colectadas con sección delgada en la zona de California-La Baja.

MUESTRAS	COORDENADAS			TIPO DE ROCA	EDAD DE LA ROCA SEGÚN (Mantilla <i>et al.</i> , 2009,2011).
GA-20-M3	1134179	1301291	3375	Pórfido Monzogranítico	10.1 ±0.2 Ma
GH-39-M4	1126179	1304553	2220	Pórfido Riolítico	10.1 ±0.2 Ma
GI-38-M1	1127023	1303592	2237	Pórfido Riolítico	9.0 ± 0.2 Ma
BLV-54-1	1127463	1305183	2601	Pórfido Cuarzolatítico	9.0 ± 0.2 Ma
TPD-84-1	1124240	1303695	2080	Pórfido Cuarzolatítico	8.4 ±0.2 Ma
RCL-39-4	1126210	1304542	2136	Pórfido Cuarzolatítico	9.0 ± 0.2 Ma
GA-36-M1	1124240	1303695	2091	Granodiorita	Jura-triásica
GA-36-M2	1124240	1303695	2091	Sienogranito	Jura-triásica
HAM-19-M1	1128963	1306879	2643	Granitoide Rico en Cuarzo	Jura-triásica

Fuente: Autores.

Pórfido Riolítico:

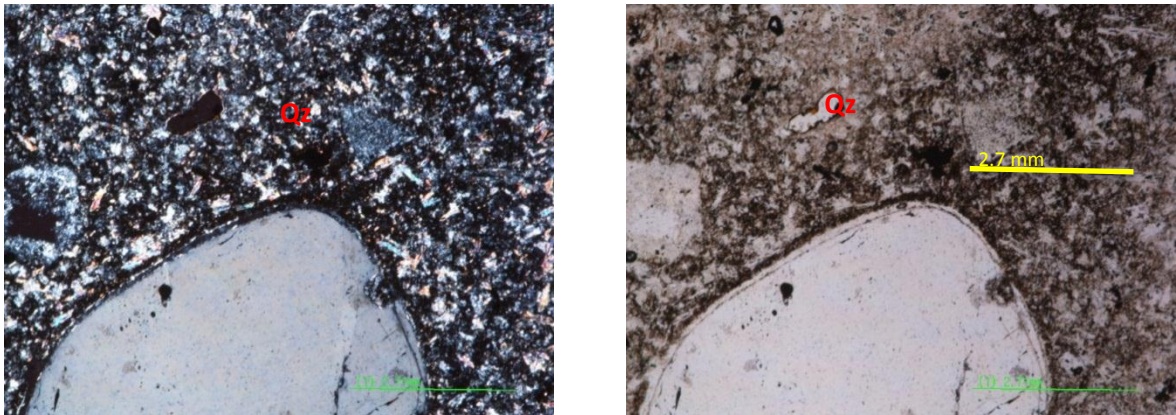
Las muestras GA-40-M1, GH-39-M4, y la GI-38-M1, que pertenecen al mismo tipo de roca pero que están espacialmente en diferentes sectores de la zona de California-La Baja, presentan una textura porfírica, con una proporción aproximada de Fenocristales/Matriz de 60/40. Los fenocristales de plagioclasas y feldespatos K, suelen estar alterados a sericita y caolinita, además están sobre una matriz microcristalina de textura felsítica compuesta por cuarzo, plagioclasas y feldespatos K alterados a sericita y caolinita.

Estos cuerpos porfíricos, más específicamente presentan fenocristales de cuarzo de forma redondeadas incoloros, de bajo relieve, colores de interferencia de primer orden, con texturas de embayamiento (bordes corroídos), las cuales se relaciona con texturas de reacción (Figura 12). Más adelante, estas texturas serán

discutidas con mayor detalle. Fenocristales de feldespatos K de forma subhedrales, con un diámetro aproximado de 0,4 a 2 mm, han sido observados igualmente.

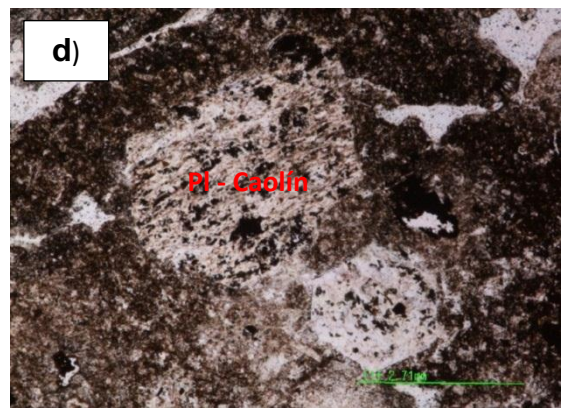
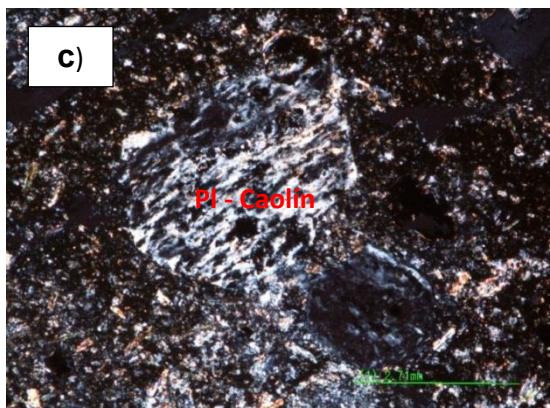
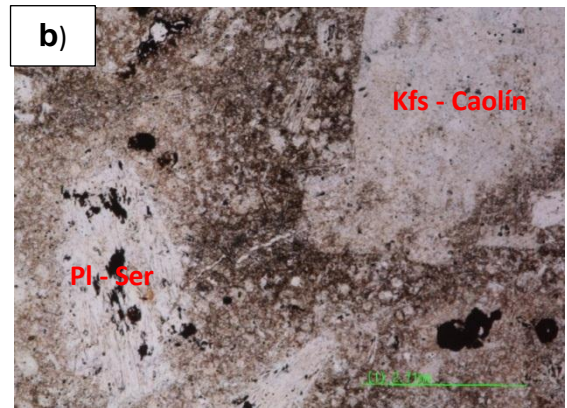
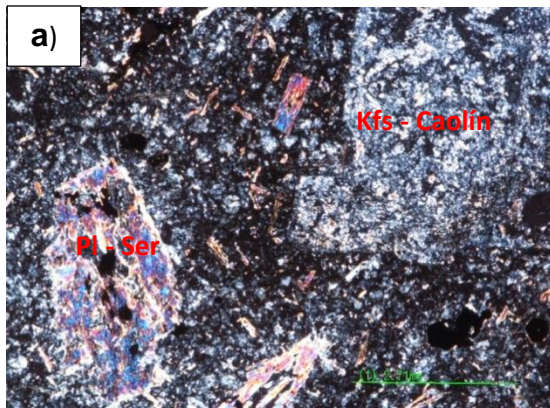
Los fenocristales de plagioclasas son de forma tabular, incolora, de bajo relieve, principalmente alterados a sericita. La matriz se caracteriza por ser microcristalina, de textura felsítica (Esta textura resulta de un muy alto grado de sobreenfriamiento, donde los cristales son anhedrales y forman un mosaico de grano fino generalmente compuesto por cuarzo y feldespato alcalino. La textura felsítica representa una combinación de muy bajas tasas de difusión y crecimiento). Se observa en la matriz la presencia de caolinita, la cual se caracteriza por presentar una textura terrosa, microcristales de sericita de forma tabulares con un diámetro aproximado de 0.0475 mm, microcristales de cuarzo subhedrales, y goetita en toda la muestra asociada a la matriz (Figura 13).

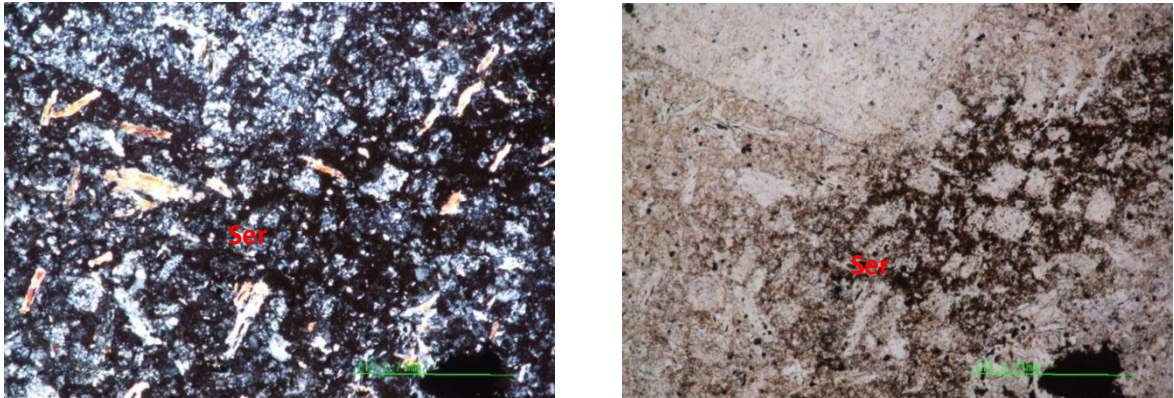
Figura 12. Aspecto microscópico de la muestra GH-39-M4 con fenocristales de cuarzo con bordes corroídos, y texturas de reacción.



Fuente: Autores.

Figura 13. Aspecto microscópico del pórfido riolítico GH-39-M4, a),b),c),d) antiguas fenocristales de plagioclasas y feldespatos K alterados a sericita y caolinita, e),f) aspecto microscópico de la matriz con microlitos de sericita.





Fuente: Autores.

Tabla 4. Clasificación de los minerales formadores de las rocas según su etapa magmática, hidrotermal Supergénica, (GA-40-M1).

Mineral	Etapa Magmática	Etapa Hidrotermal	Etapa Supergénica
Cuarzo	X		
Feldespato K	X		
Plagioclasa	X		
Sericita		X	
Caolinita			X
Opacos		X	
Jarosita			X

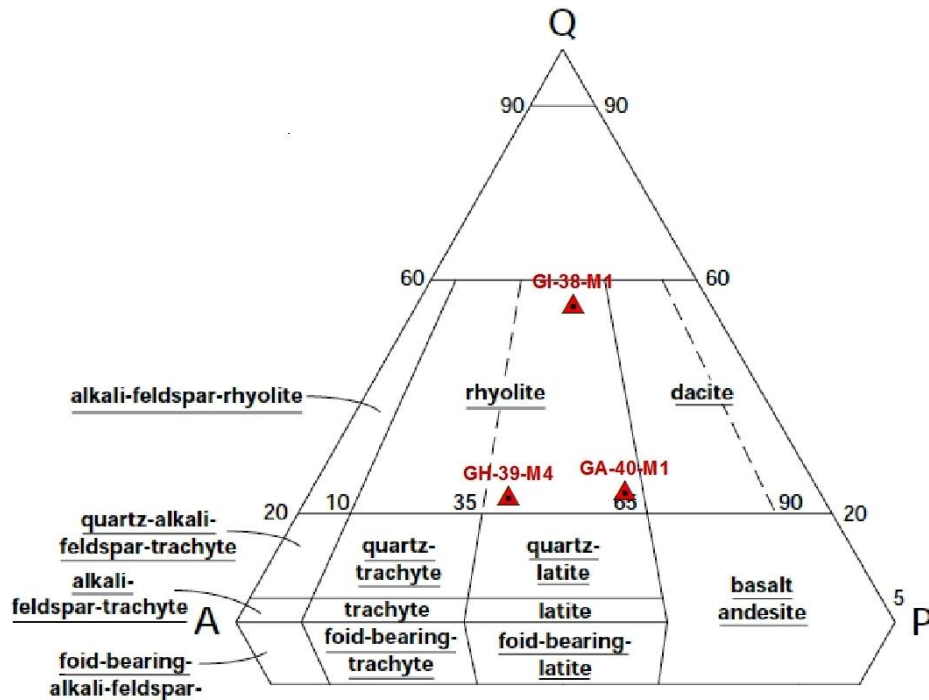
Fuente: Autores.

Tabla 5. Clasificación de los minerales formadores de las rocas según su etapa magmática, hidrotermal y Supergénica, (GH-39-M4).

Mineral	Etapa Magmática	Etapa Hidrotermal	Etapa Supergénica
Cuarzo	X	X	
Feldespato K	X		
Plagioclasas	X		
Caolinita			X
Sericita		X	
Goetita			X
Opacos		X	

Fuente: Autores.

Figura 14. Diagrama de clasificación modal de las rocas volcánicas según el contenido mineralógico modal.



Fuente: Diagrama QAPF (Basado en Streckeisen, 1978).

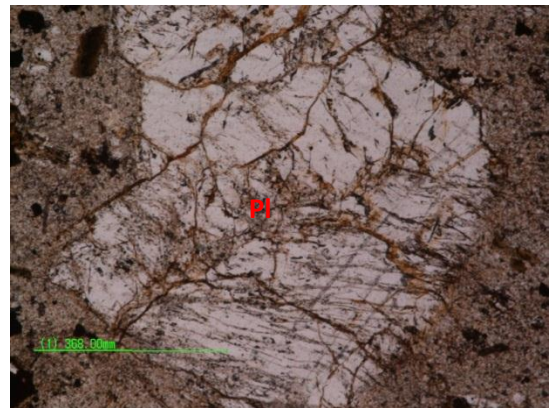
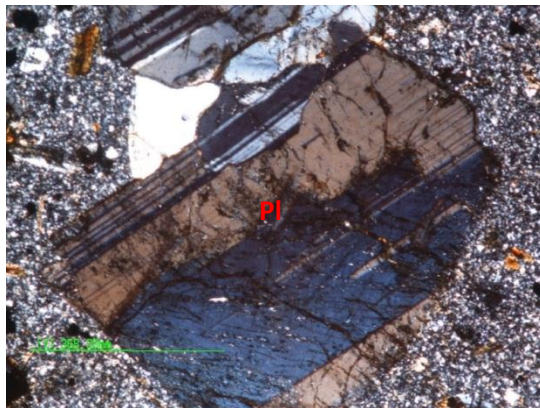
Respecto a los cuarzos con bordes de resorción/ corrosión), es posible sugerir que su formación puede tener lugar mediante los siguientes procesos: (1) el cuarzo debió haber estado allí, posiblemente bien formado, pero la inyección de nuevo magma (posiblemente más caliente y/o más primitivo), generó la disolución parcial del cristal de cuarzo, es decir, generó la corrosión que vemos (resultado de un desequilibrio termal y seguramente químico entre el magma y el cristal) y; (2) la pérdida de volátiles, debido a la descompresión, a medida que el magma asciende a regiones más someras de la corteza (algo que suele ocurrir en un proceso de enfriamiento adiabático). Sin embargo, en nuestro caso, vemos que puede existir una tercera forma: (3) mezcla de magmas (?) y simultáneamente pérdida de volátiles por despresurización del fundido (mezcla de magmas y enfriamiento adiabático, con la correspondiente liberación de volátiles). Esto último lo podemos proponer, apoyados en descripciones similares, reportadas en Hibbard (1981), Glazner et al. (1990), Müller et al. (2005) y Betsi y Lentz (2010).

Pórfido Cuarzolitico:

Las muestras BLV-54-1, TPD-84-1, y la RCL-39-4, pertenecen al mismo tipo de roca, pero se presentan espacialmente en diferentes sectores de la zona de California-La Baja. La muestra TPD-84-1 se presenta en el sector de la vereda Hato Viejo. Estos cuerpos porfiriticos presentan una proporción aproximada de Fenocristales/Matriz de 50/50. Generalmente, las muestras son holocristalinas, con fenocristales de forma euhedrales, subhedrales, y anhedrales, los cuales son de plagioclasas alteradas a sericita, feldespato K alterados por completo a caolinita, y biotitas magmáticas. La matriz está compuesta por un mosaico de cristales finos de sericita, caolinita, microcristales de biotita y cuarzo (Los microcristales de cuarzo y sericita se asocian a una alteración hidrotermal de tipo sericitica).

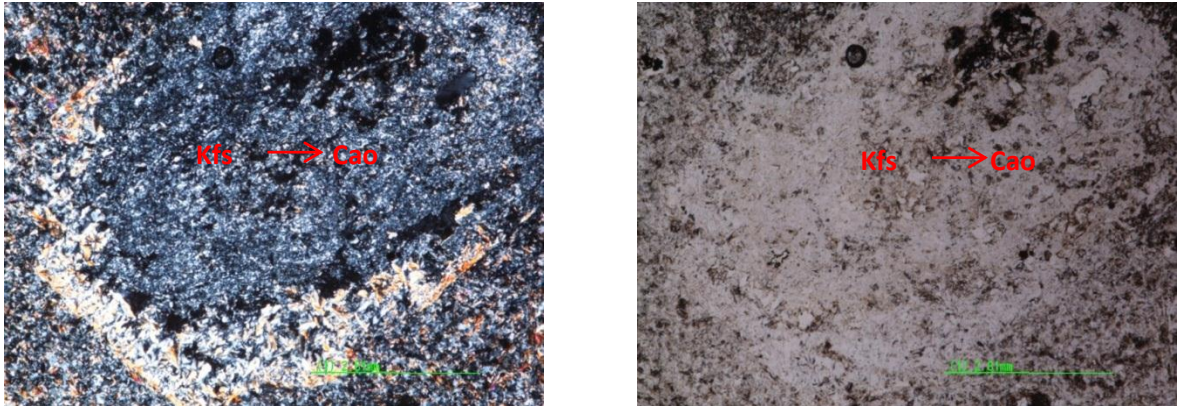
Estos cuerpos porfiriticos más específicamente presentan fenocristales de forma euhedrales de plagioclasas (Figura 15), con diámetros aproximados de 0,5 a 2 mm, estos presentan zonación oscilatoria y maclado polisintético, algunos de estos cristales se presentan alterados pervasivamente y completamente a sericita, fenocristales de feldespatos K (Figura 16, 17) con un diámetro entre 0,5 a 2 mm, de forma subhedrales, alterados a caolinita y a óxidos de hierro, son igualmente observados en éstas litologías. Fenocristales de biotita magmática (Figura 18), de formas tabulares elongados, también se reconocen en éstas litologías. La matriz se caracteriza por ser de grano muy fino con textura esquelética lo cual implicaría fenómenos de enfriamiento muy rápido de los magmas, debido a una pérdida de presión muy rápida de fundidos hacia zonas más someras de la corteza (Figura 18).

Figura 15. Aspecto microscópico de un fenocristal de plagioclasa con maclado polisintético de la muestra BLV-54-1.



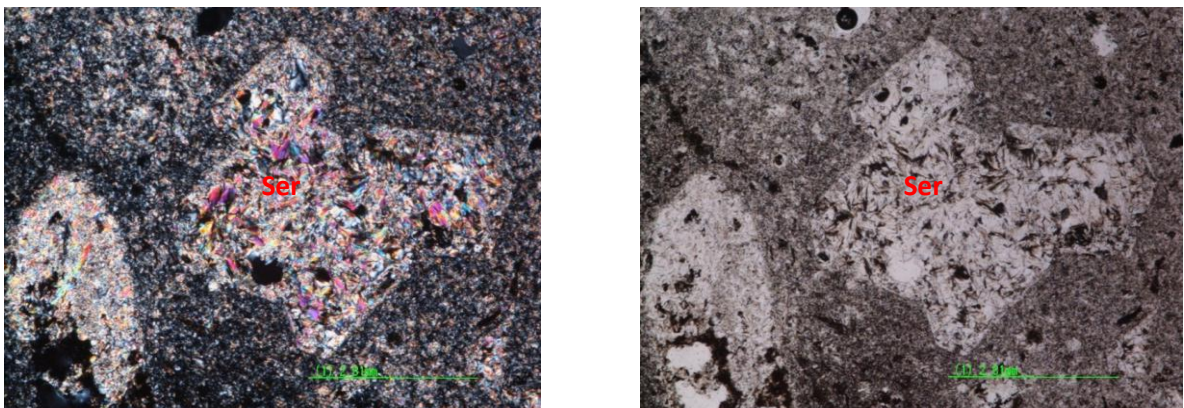
Fuente: Autores.

Figura 16. Aspecto microscópico de un antiguo feldespato, el cual se presenta en el núcleo alterado a caolinita y en el borde a sericita de la muestra RCL-39-4.



Fuente: Autores.

Figura 17. Aspecto microscópico de una antigua plagioclasa alterado por completo a sericita de la muestra RCL-39-4.



Fuente: Autores.

Figura 18. Aspecto microscópico de la muestra (TPD-84-1) en general, con una textura esquelética.



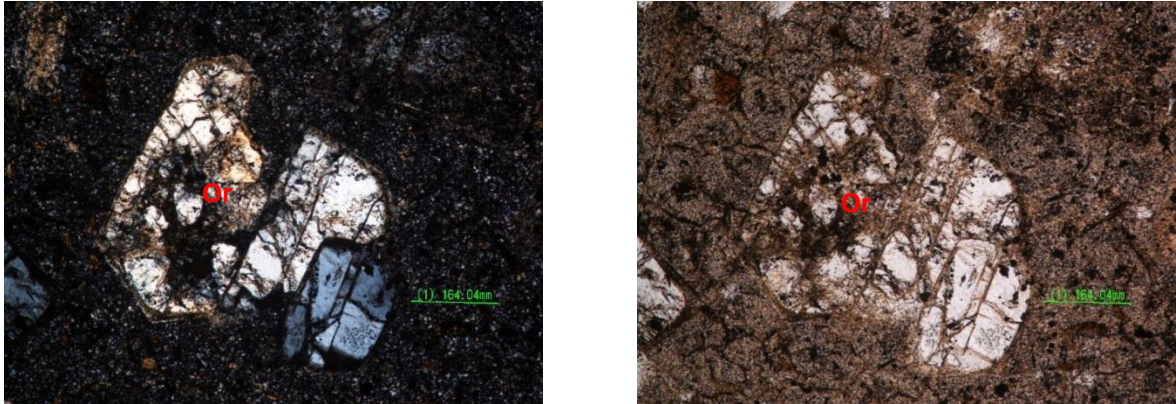
Fuente: Autores.

Figura 19. Aspecto microscópico de biotitas, en una matriz Vítreo con textura perlítica de la muestra TPD-84-1.



Fuente: Autores.

Figura 20. Aspecto microscópico de la ortoclasa, alterándose a caolinita en los bordes, y en las fracturas, en una matriz vítrea con textura perlitica de la muestra TPD-84-1.



Fuente: Autores.

Tabla 6. Clasificación de los minerales formadores de las rocas según su etapa magmática, hidrotermal y Supergénica, (BLV-54-1).

Mineral	Etapa Magmática	Etapa Hidrotermal	Etapa Supergénica
Biotita	X		
Plagioclasas	X		
Cuarzo	X	X	
Feldespato K	X		
Sericita		X	
Caolinita			X
Opacos		X	
Hematita			X

Fuente: Autores.

Tabla 7. Clasificación de los minerales formadores de las rocas según su etapa magmática, hidrotermal y Supergénica, (TPD-84-1).

Mineral	Etapa Magmática	Etapa Hidrotermal	Etapa Supergénica
Biotita	X		
Plagioclasas	X		
Cuarzo	X	X	
Feldespato K	X		
Caolinita			X
Opacos		X	
Hematita			X

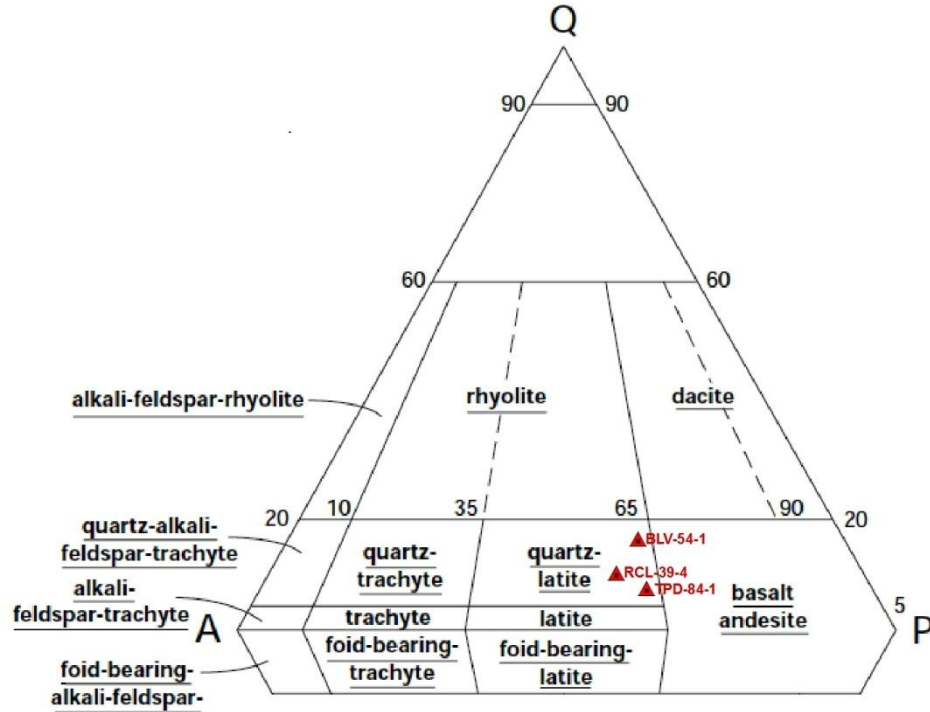
Fuente: Autores.

Tabla 8. Clasificación de los minerales formadores de las rocas según su etapa magmática, hidrotermal y Supergénica, (RCL-39-4).

Mineral	Etapa Magmática	Etapa Hidrotermal	Etapa Supergénica
Cuarzo	X	X	
Feldespato K	X		
Plagioclasas	X		
Caolinita			X
Sericita		X	
Goetita			X

Fuente: Autores.

Figura 21. Diagrama de clasificación modal de las rocas volcánicas según el contenido mineralógico modal.



Fuente: Diagrama QAPF (Basado en Streckeisen, 1978).

5.3.2. Zona Mongora.

En esta zona se presentaron cuerpos de textura porfídica principalmente riolíticos cuarzolítico, y dacítico, los cuales se encuentran en la zona de la vereda Mongora, y La Francia.

Tabla 9. Relación de las muestras colectadas con sección delgada en la zona Mongora.

MUESTRAS	COORDENADAS			TIPO DE ROCA	EDAD DE LA ROCA SEGÚN (Mantilla <i>et al.</i> , 2009,2011).
GD-36-M1	1127797	1303426	2325	Pórfido Riolítico	9.0 ± 0.2 Ma
HAM-42-M1	1129543	1302856	2656	Pórfido Riolítico	10.1 ± 0.2 Ma
GE-35-M2	1128498	1302789	2410	Pórfido Cuarzolatítico	9.0 ± 0.2 Ma
GI-19-M1	1128002	1302990	2354	Pórfido Dacítico	9.0 ± 0.2 Ma
HAM-8-2	1127799	1303003	2261	Sienogranito	Jura-triásica

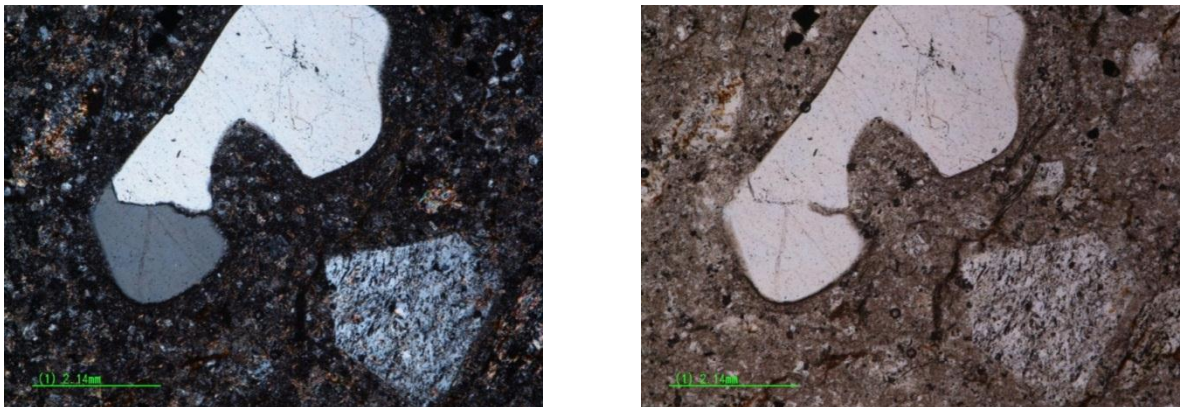
Fuente: Autores.

Pórfido Riolítico:

Las muestras GD-36-M1, y la HAM-42-M1, que pertenecen al mismo tipo de roca pero que están espacialmente en diferentes sectores de la zona Mongora. La muestra GD-36-M1 se presenta más específicamente sobre el margen izquierdo de la quebrada Mongora. Esta se caracteriza por presentar fenocristales de cuarzo de forma bipirámidales. La muestra HAM-42-M1, se presenta más específicamente en cercanías a la mina La Francia, estos cuerpos intrusivos presentan una textura porfirítica, con una proporción aproximada de Fenocristales/Matriz de 60/40. Se observan en muestra de mano fenocristales de cuarzopirámidales, pero en secciones delgadas se presentan fenocristales de cuarzo en embayamiento con los bordes corroídos (Figura 22), los cuales nos estaría indicando mezcla de magmas (¿???) y simultáneamente pérdida de volátiles por despresurización del fundido (mezcla de magmas y enfriamiento adiabático, con la correspondiente liberación de volátiles). Esto último lo podemos proponer, apoyados en descripciones similares, reportadas en Hibbard (1981), Glazner et al. (1990), Müller et al. (2005) y Betsi y Lentz (2010).

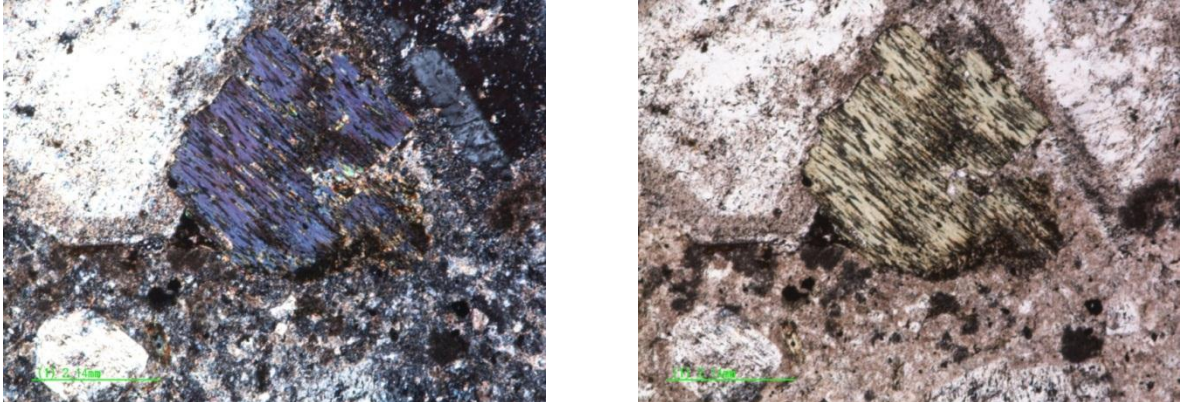
Adicionalmente se observan fenocristales de plagioclasas de forma subhedrales con un diámetro de 1 a 4 mm, con maclado polisintético alterados a sericita (Figura 24). Fenocristales de feldespato K de formas anhedrales alterados a caolinita, fenocristales de biotita de forma euhedrales los cuales se presentan alterados a clorita con presencia en los planos de exfoliación de agujas de ilmenita característicos de alteración sericitica, algunos de estos se presentan remplazados por completo a esta (Figura 23), respecto a la matriz es microcristalina afanítica, con textura felsítica de Lopez y Bellos, (2006), compuesta principalmente por cuarzo, plagioclasas, feldespatos K, y biotitas. Las plagioclasas y los feldespatos K se presentan alterados a sericita y caolinita (Figura 25). Adicionalmente se observan minerales accesorios tales como apatitos aciculares y circones.

Figura 22. Aspecto microscópico del pórfido riolítico (HAM-42-1), nótese los cuarzos corroídos, con una textura de reacción.



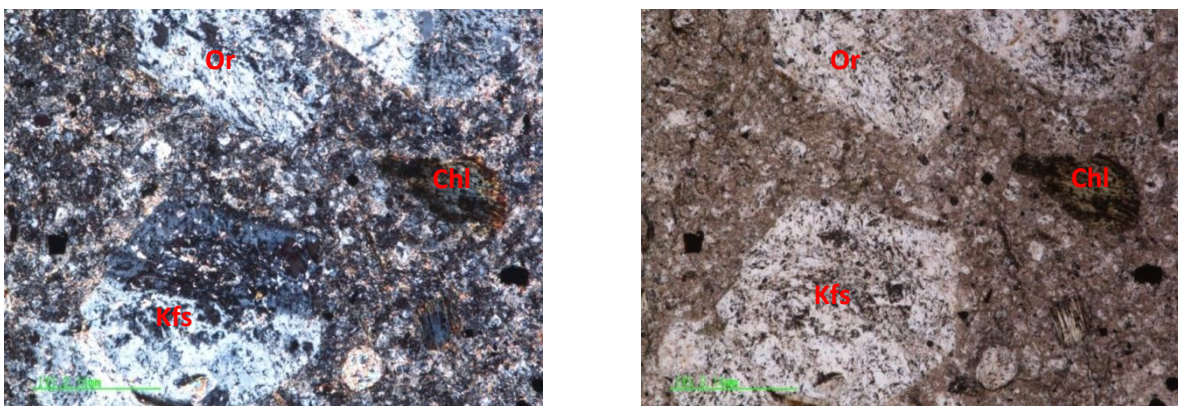
Fuente: Autores.

Figura 23. Aspecto microscópico del pórfido riolítico (HAM-42-1), de la clorita y de las plagioclasas, la clorita aparece producto de alteración de una antigua biotita, con la formación de agujas de ilmenita en los planos de exfoliación de éste filosilicatos.



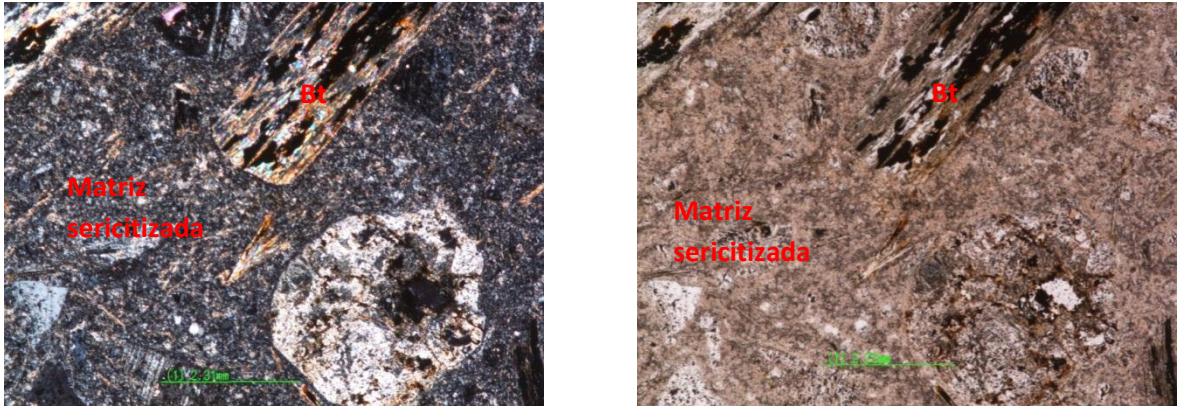
Fuente: Autores.

Figura 24. Aspecto microscópico de un pórfido riolítico (HAM-42-1), con feldespato K, euhedrales, con macla de tipo baveno, en una matriz afanítica caolinizada.



Fuente: Autores.

Figura 25. Aspecto microscópico del pórfido riolítico (GD-36-M1), con fenocristales de biotita, en una matriz de textura felsítica.



Fuente: Autores.

Figura 26. Aspecto microscópico del pórfido riolítico (GD-36-M1), plagioclasas con maclas polisintéticas.



Fuente: Autores.

Tabla 10. Clasificación de los minerales formadores de las rocas según su etapa magmática, hidrotermal y Supergénica, (HAM-42-1).

Mineral	Etapa Magmática	Etapa Hidrotermal	Etapa Supergénica
Cuarzo	X		
Feldespato K	X		
Plagioclasas	X		
Clorita		X	
Sericita		X	
Caolinita			X
Opacos		X	
Hematita			X

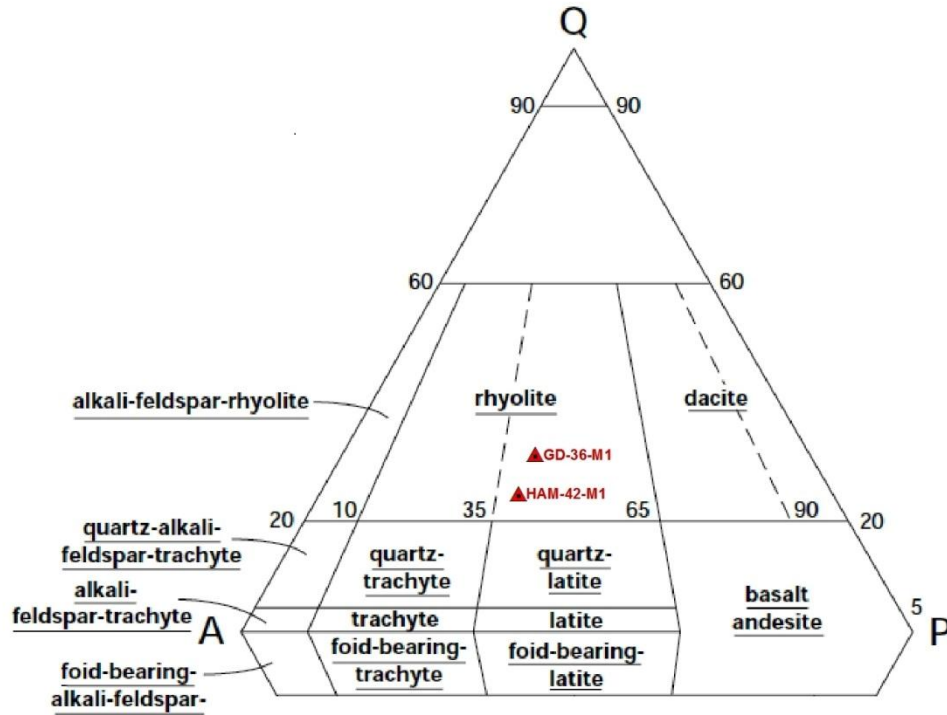
Fuente: Autores.

Tabla 11. Clasificación de los minerales formadores de las rocas según su etapa magmática, hidrotermal y Supergénica, (GD-36-M1).

Mineral	Etapa Magmática	Etapa Hidrotermal	Etapa Supergénica
Cuarzo	X	X	
Plagioclasa	X		
Feldespato K	X		
Biotita	X		
Clorita		X	
Caolinita			X
Sericita		X	
Opacos		X	
Apatitos	X		
Circón	X		

Fuente: Autores.

Figura 27. Diagrama de clasificación modal de las rocas volcánicas según el contenido mineralógico modal.



Fuente: Diagrama QAPF (Basado en Streckeisen, 1978).

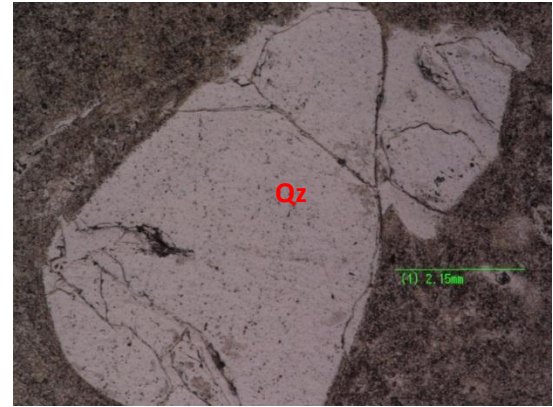
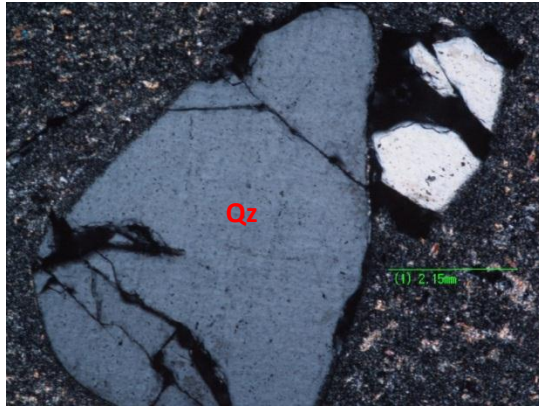
Pórfido Cuarzolatítico y Dacítico:

Las muestras GE-35-M2, y la GI-19-M1, que pertenecen a la misma zona de Mongora, y adicionalmente presentan algunas características similares en muestra de mano que son los fenocristales de cuarzo de forma bipiramidales, no son el mismo tipo de roca, la GE-35-M2 es un pórfido cuarzolatítico, y la GI-19-M1, es un pórfido dacítico, estos dos cuerpos en general presentan una proporción aproximada de Fenocristales/Matriz de 40/60; las características mostradas generalmente son fenocristales de cuarzo corroídos y redondeados con textura de

embayamiento, fenocristales de plagioclasa y feldespatos K alterados por completo a sericita y caolinita, y una matriz de textura felsítica con un mosaico de grano fino de cuarzo, plagioclasas, y feldespatos K alterados a caolinita y sericita.

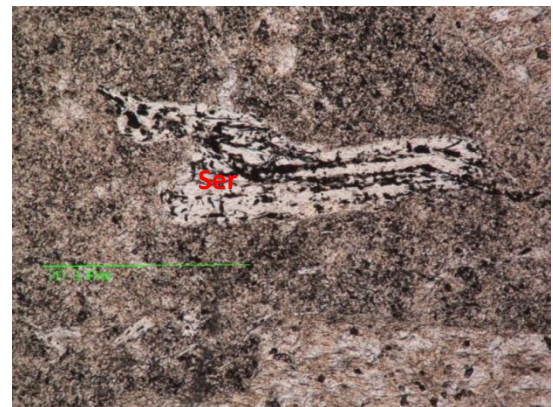
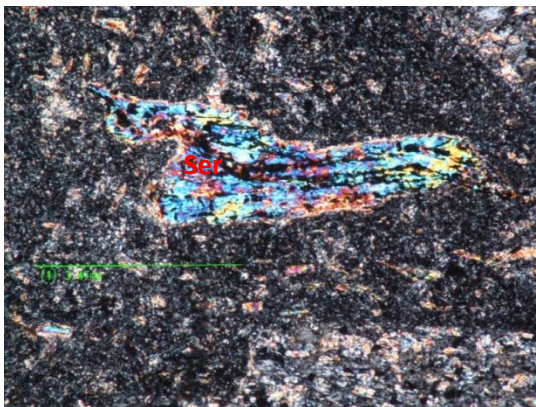
La muestra GE-35-M2, es holocristalina con textura hipidiomorfica, se le observan fenocristales de cuarzo de 2 a 3 mm de diámetros con posibles texturas de reacción y embayamiento (Figura 28) también se observan fenocristales de plagioclasas muy alterados a sericita con un diámetro de 1 a 4 mm, estos se pueden diferenciar del feldespato K gracias a que en algunos sectores del cristal se encuentra un maclado polisintético, adicionalmente presenta un intercrecimiento de micas blancas, fenocristales de feldespatos K de forma euhedrales y subhedrales, con un diámetro de 1 a 3 mm, se caracteriza por que están alterados a caolinita, adicionalmente se presentan cristales de 1 a 3 mm de sericita (Figura 29). La matriz se caracteriza por ser de textura felsítica (esta textura resulta de un muy alto grado de sobreenfriamiento, donde los cristales son anhedrales y forman un mosaico de grano fino generalmente compuesto por cuarzo y feldespato alcalino. La textura felsítica de Lopez y Bellos, (2006) representa una combinación de muy bajas tasas de difusión y crecimiento) compuesta principalmente por sericita, caolinita posiblemente a alteraciones de la plagioclasas y los feldespatos K (Figura 30).

Figura 28. Aspecto microscópico de un pórfido cuarzolitico (muestra GE-35-M2), con fenocristales de cuarzo anhedrales, corroídos en los bordes, en una matriz felsítica.



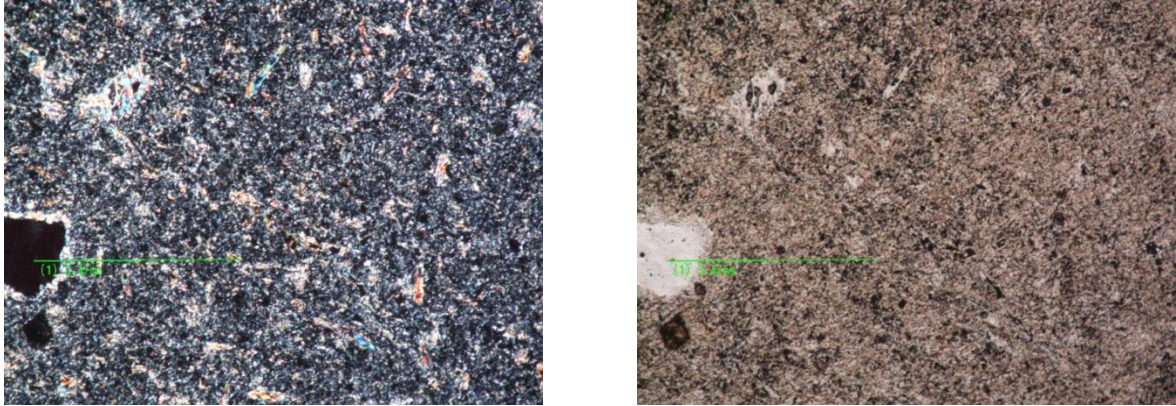
Fuente: Autores.

Figura 29. Aspecto microscópico de un pórfido cuarzolitico (muestra GE-35-M2), con cristales de sericita en una matriz afanítica felsítica, compuesta por antiguos plagioclasas y feldespatos alterados a caolinita, y sericita.



Fuente: Autores.

Figura 30. Aspecto microscópico de un pórfido cuarzolítico (GE-35-M2), con una matriz sericitizada.



Fuente: Autores.

Tabla 12. Clasificación de los minerales formadores de las rocas según su etapa magmática, hidrotermal y Supergénica, (GE-35-M2).

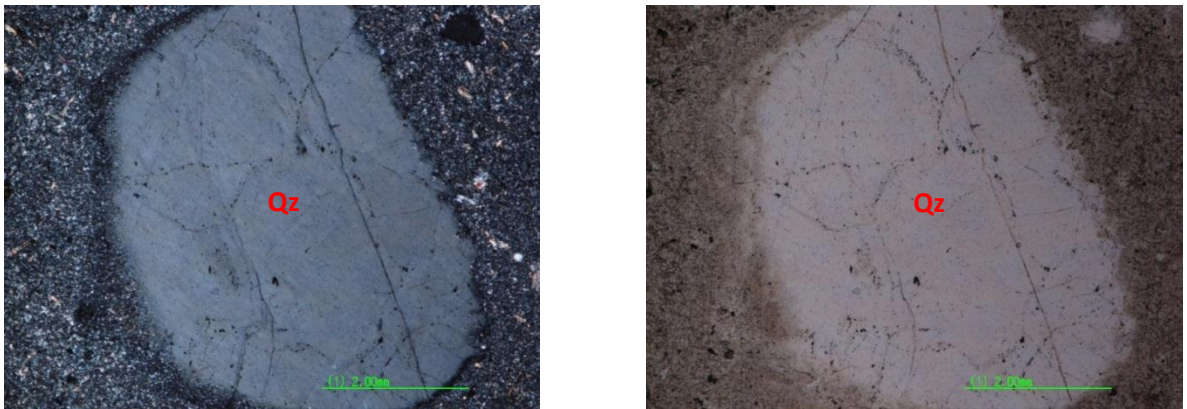
Mineral	Etapa Magmática	Etapa Hidrotermal	Etapa Supergénica
Cuarzo	X		
Plagioclasa	X		
Feldespato K	X		
Sericita		X	
Caolinita			X
Apatito	X		

Fuente: Autores.

La muestra GI-19-M1, es holocristalina con textura hipidiomórfica, se le observan fenocristales de cuarzo de forma anhedral de 3 a 5 mm de diámetro con contornos redondeados y corroídos con una textura de embayamiento (Figura 31),

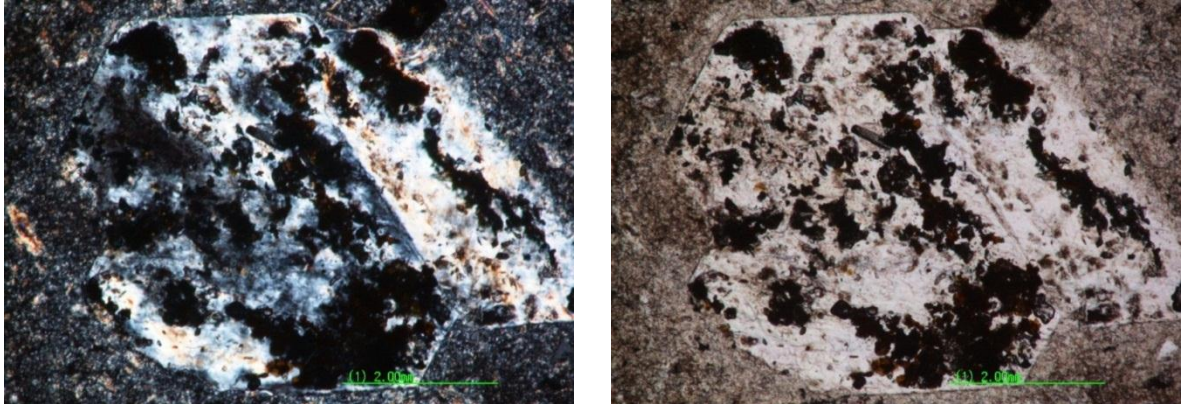
fenocristales de feldespato K de forma euhedrales con un diámetro de 1 a 3 mm, estos cristales se presentan alterados o están siendo reemplazados principalmente por mica blanca (Figura 32). Los fenocristales de plagioclasas se presentan totalmente alterados a sericita y presentan un diámetro aproximado de 0.5 a 1 mm (Figura 33), los cristales de sericita son de forma euhedrales y subhedrales, se presentan en la matriz con un diámetro de 0,3 a 1 mm (Figura 34). La matriz es de textura felsítica compuesta por un mosaico de grano fino de cuarzos, feldespatos k y plagioclasas, estos últimos minerales pueden estar alterándose a sericita y caolín, adicionalmente se presenta jarosita, y opacos.

Figura 31. Aspecto microscópico de un pórfido andesítico (GI-19-M1), con fenocristales de cuarzos corroídos y redondeados, flotando en una matriz afanítica sericitizada.



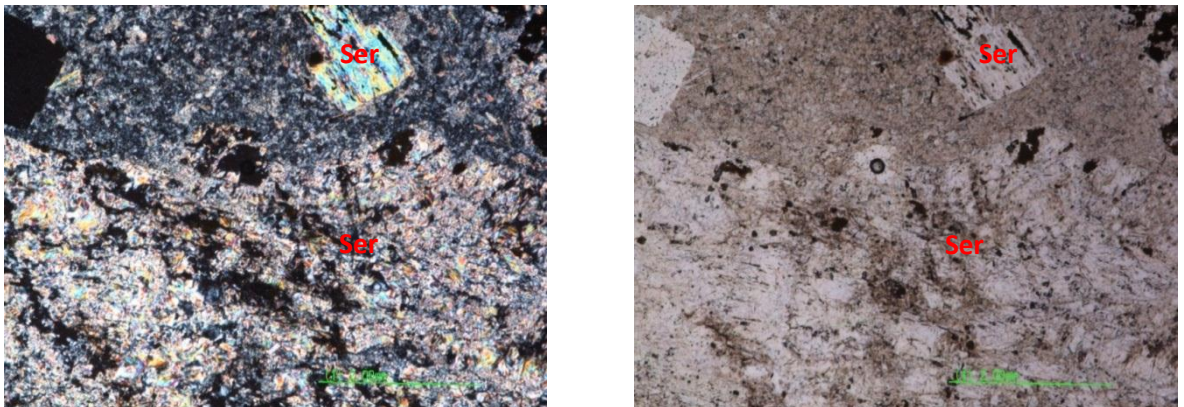
Fuente: Autores.

Figura 32. Aspecto microscópico de un pórfido andesítico (GI-19-M1), con fenocristales de un posible feldespato K, alterándose a mica blanca.



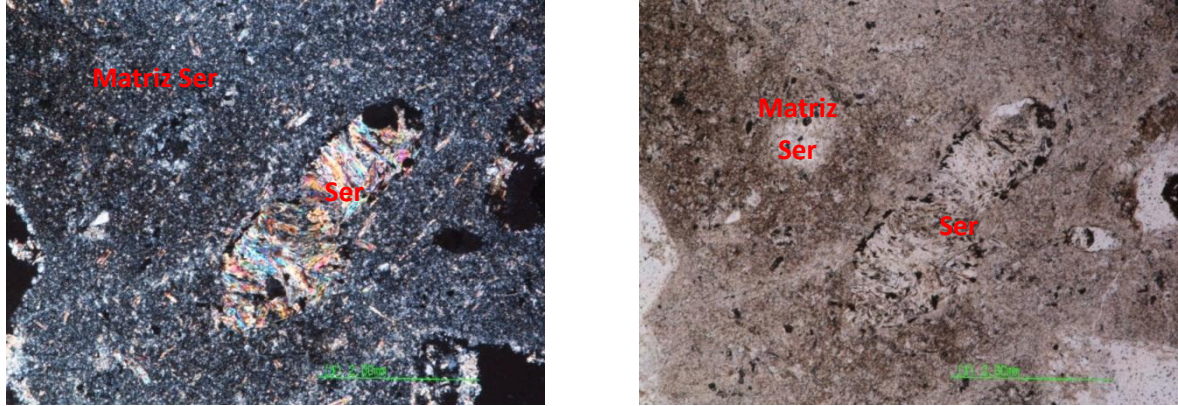
Fuente: Autores.

Figura 33. Aspecto microscópico de un pórfido cuarzolatítico (GI-19-M1), con 2 tipos de sericita, una remplazando un antiguo cristal de plagioclasa, y una matriz sericitizada.



Fuente: Autores.

Figura 34. Aspecto microscópico de un pórfido cuarzolátitico (GI-19-M1), con una matriz sericitizada, y rellenando antiguos oquedades.



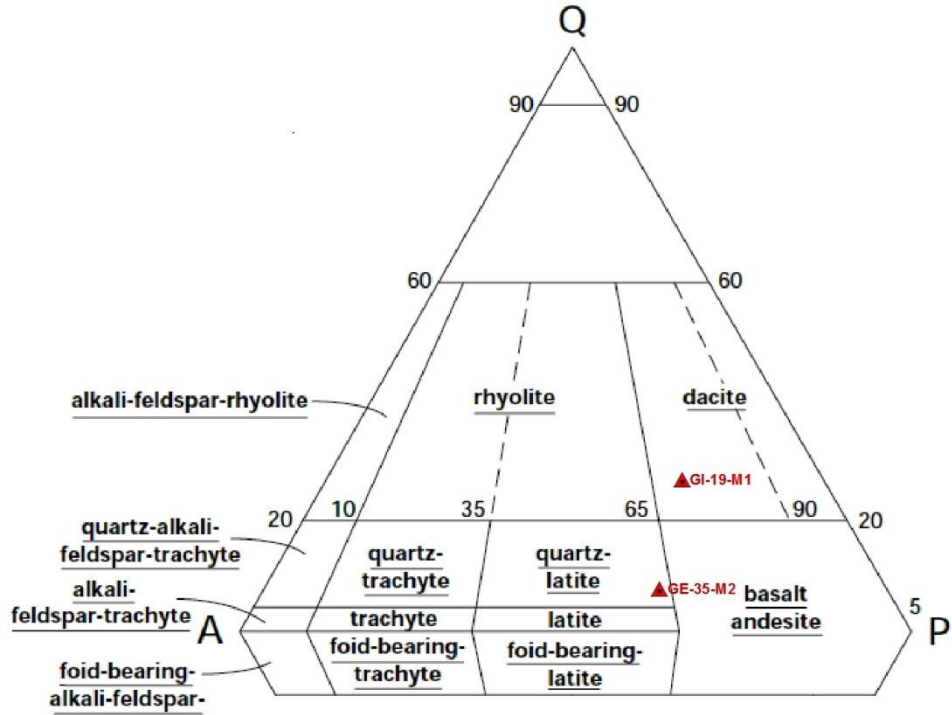
Fuente: Autores.

Tabla 13. Clasificación de los minerales formadores de las rocas según su etapa magmática, hidrotermal y Supergénica, (GI-19-M1).

Mineral	Etapa Magmática	Etapa Hidrotermal	Etapa Supergénica
Cuarzo	X		
Feldespato K	X		
Plagioclasas	X		
Sericita		X	
Caolinita			X
Jarosita			X
Apatito	X		
Opacos		X	

Fuente: Autores.

Figura 35. Diagrama de clasificación modal de las rocas volcánicas según el contenido mineralógico modal.



Fuente: Diagrama QAPF (Basado en Streckeisen, 1978).

5.3.3. Zona El Salado.

En esta zona se presentó un cuerpo de textura porfídica con una matriz fanerítica, este es un pórfido Monzogranítico, que se presenta sobre la vereda el Volcán.

Tabla 14. Relación de las muestras colectadas con sección delgada en la zona El Salado.

MUESTRAS	COORDENADAS			TIPO DE ROCA	EDAD DE LA ROCA SEGÚN (Mantilla <i>et al.</i> , 2009,2011).
GA-20-M3	1134179	1301291	3375	Pórfido Monzogranítico	10.9 ±0.2 Ma

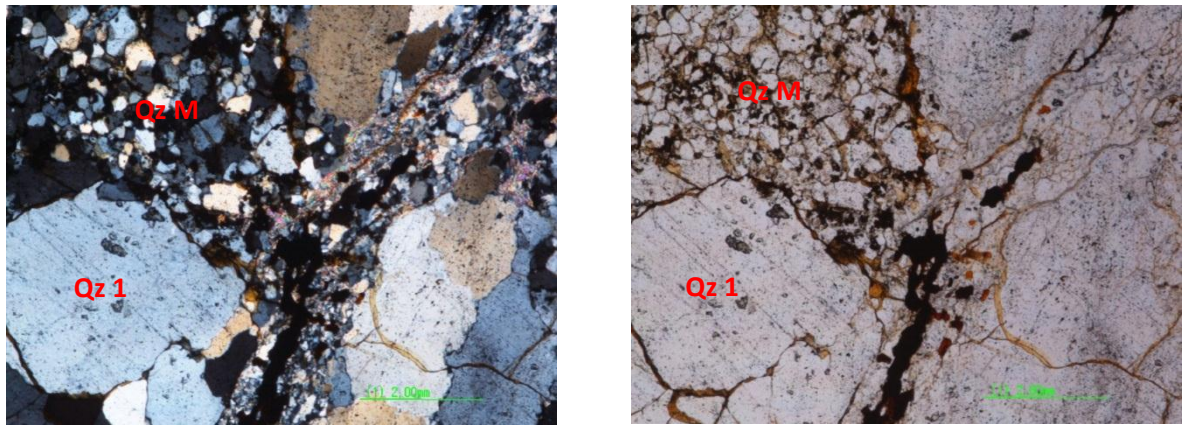
Fuente: Autores.

Pórfido Monzogranítico:

Las muestra GA-20-M3, que se encuentra sobre la vereda el Volcán, presenta una textura fanerítica lajeramente porfirítica, con vetilleo de tipo Stockwork. Este cuerpo presenta una proporción aproximada de Fenocristales/Matriz de 60/40. En muestra de mano se observa una roca con fenocristales ferromagnesianos de 1 a 4 mm de diámetro, fenocristales de cuarzo y plagioclasas, y una matriz cristalina. En sección delgada se observan más específicamente 3 tipos de cuarzo lo que indicaría posiblemente 2 fases de cristalización, el cuarzo 1 son fenocristales con un diámetro de 2 a 6 mm, de forma subhedrales a anhedrales, el cuarzo 2 son anhedrales con un diámetro de 0.001 mm, los cuales están relleno vetillas y se presentan en toda la matriz (Figura 36), los fenocristales de plagioclasas son de forma euhedrales y subhedrales con un diámetro de 2 a 3 mm, se caracterizan por presentar maclas polisintéticas y de tipo carlsbad (Figura 37), los fenocristales de feldespatos K son de forma euhedrales y subhedrales, con un diámetro de 2 a 5 mm, se pueden identificar la ortoclasa por sus características ópticas (Figura 37). Los fenocristales de biotita magmática de forma euhedrales, con un diámetro de 2 a 3 mm, a lo largo de la exfoliación se presentan alterados a clorita (figura 38), en esta muestra se reconoce 2 tipos de sericita una que se presenta asociada a

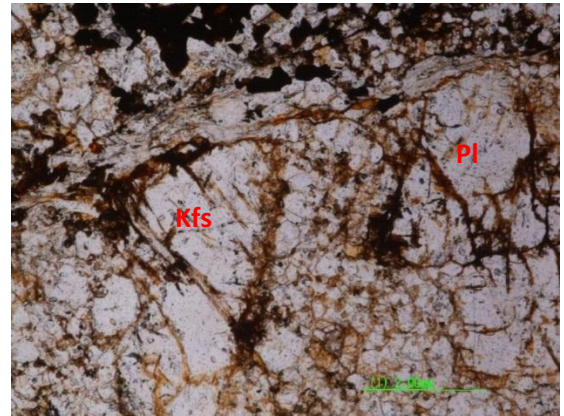
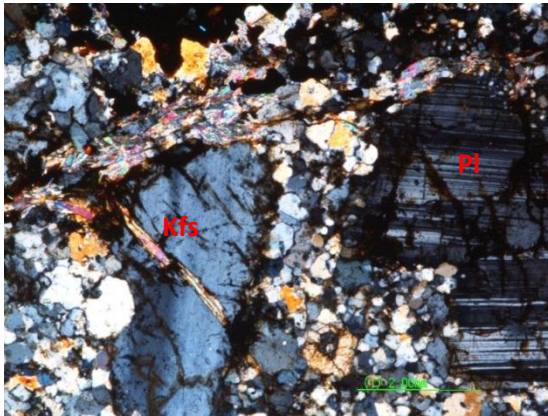
vetillas y se caracteriza por presentar agregados radiales, y la sericita tipo 2 se presenta como agregados más finos asociados a la matriz y a las plagioclasas (Figura 39). La matriz es cristalina de textura fanerítica compuesta por cuarzo, plagioclasa, y feldespatos K. Adicionalmente se observan vetillas de tipo D, y vetillas con opacos (Figura 40).

Figura 36. Aspecto microscópico de un pórfido Monzogranítico (GA-20-M3), en la cual se observan fenocristales de cuarzo, en una matriz microcristalina de cuarzo.



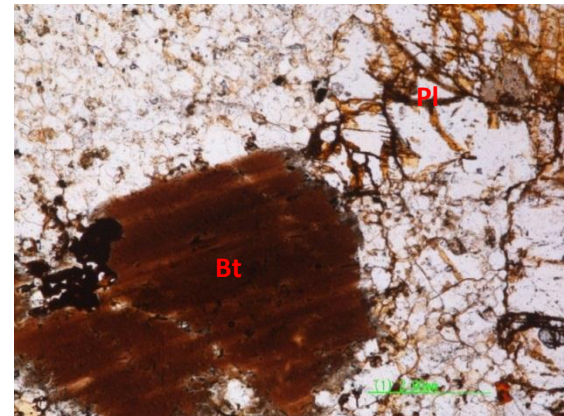
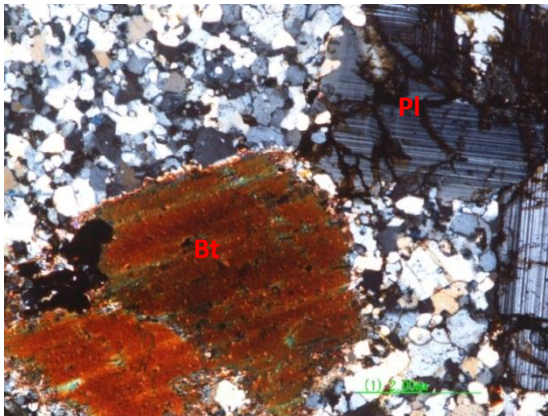
Fuente: Autores.

Figura 37. Aspecto microscópico de un pórfido Monzogranítico (GA-20-M3), con fenocristales de feldespatos K, plagioclasas, vetillas de sericita.



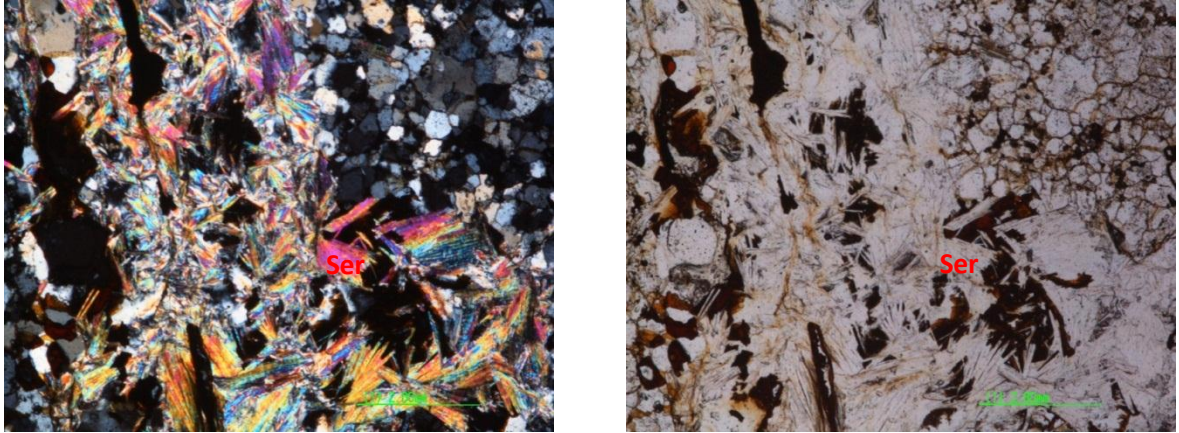
Fuente: Autores.

Figura 38. Aspecto microscópico del pórfido Monzogranítico (GA-20-M3), con biotitas magmáticas, con cristales de plagioclasa con maclas polisintéticas.



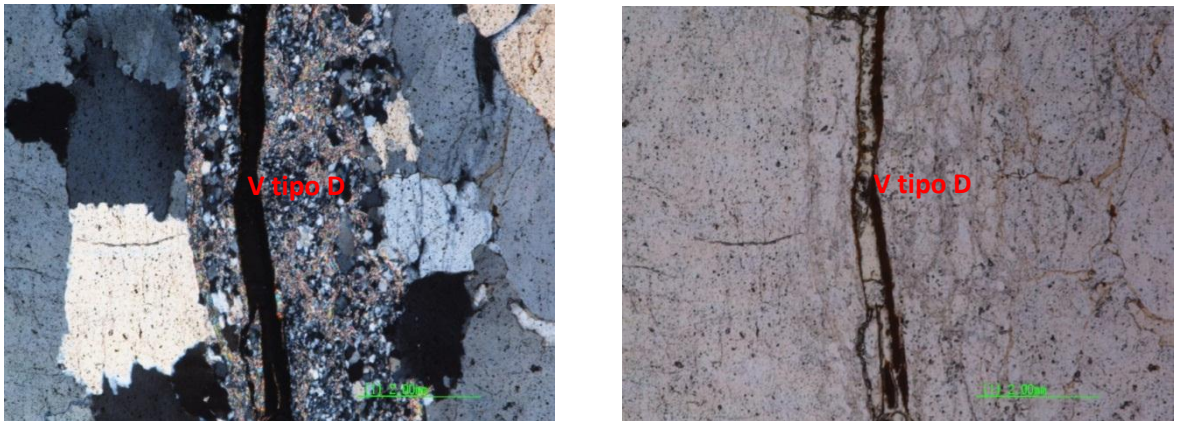
Fuente: Autores.

Figura 39. Aspecto microscópico del pórfido Monzogranítico (GA-20-M3), con sericita, en una vetilla con sutura de opacos.



Fuente: Autores.

Figura 40. Aspecto microscópico del pórfido Monzogranítico (GA-20-M3), con una vetilla de cuarzo y sericita con sutura de opacos (tipo D).



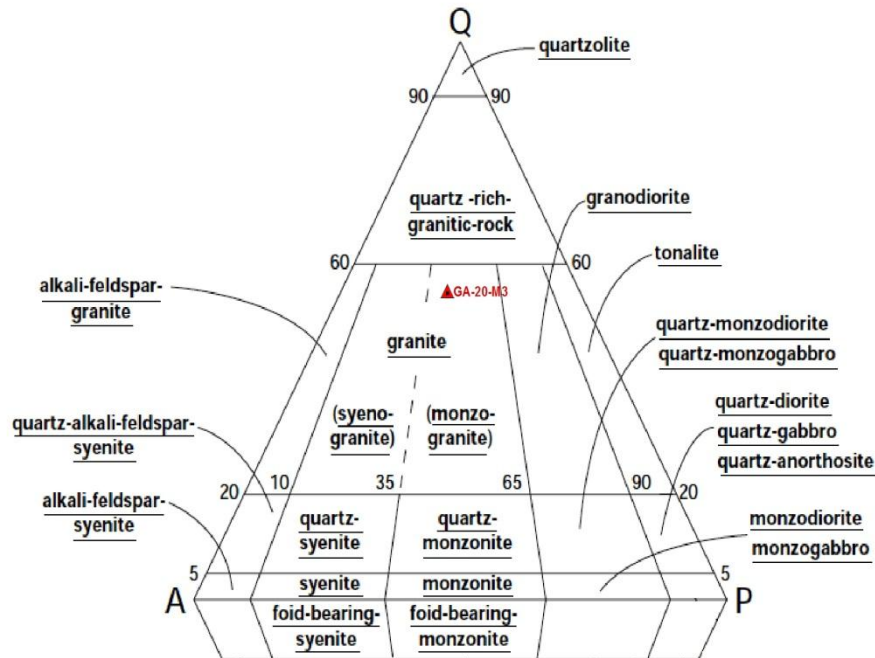
Fuente: Autores.

Tabla 15. Clasificación de los minerales formadores de las rocas según su etapa magmática, hidrotermal y Supergénica, (GA-20-M3).

Mineral	Etapa Magmática	Etapa Hidrotermal	Etapa Supergénica
Cuarzo	X	X	
Plagioclasa	X		
Feldespato K	X		
Biotita	X		
Sericita		X	
Óxidos			X
Opacos		X	

Fuente: Autores.

Figura 41. Diagrama de clasificación modal de las rocas plutónicas según el contenido mineralógico modal.



Fuente: Diagrama QAPF (Basado en Streckeisen, 1978).

5.4. IDENTIFICACION DE LAS FASES MINERALES MEDIANTE DIFRACCION DE RAYOS X (DRX).

Se analizaron un total de 15 muestras mediante análisis de Difracción de Rayos X (DRX) del total de muestras colectadas durante la fase de campo, las cuales se llevaron a cabo para la identificación de las fases minerales presentes en cada una de las muestras analizadas. Estos análisis también fueron soporte en el estudio petrográfico para identificar las fases minerales de grano más fino, las cuales son difícilmente reconocibles en sección delgada.

Es importante aclarar que la fase sericita, la cual se presenta en la mayoría de las muestras analizadas, es generada por alteraciones hidrotermales, debido a alteración de las plagioclasas potásicas, lo cual permitió clasificar la moscovita registrada en los análisis de Difracción de Rayos X (DRX) como sericita ya que en secciones delgadas se registró por las características mostradas por el cristal.

A continuación se presentan los resultados de los análisis de Difracción de Rayos X, para 11 muestras colectadas en campo, en la tres zona características del Distrito Minero de Vetas y California, Santander, Colombia.

5.4.1. Zona California-La Baja

En este sector se analizaron 6 muestras de posibles cuerpos porfiriticos, pero en sección delgada se pudo comprobar que los cuerpos porfírico pertenecía a las muestras TPD-84-1, RCL-39-4, GA-40-M1, GH-39-M4, BLV-54-1, HAM-19-M1, y GI-38-M1, las otras dos muestras dieron cuerpos ígneos de textura más fanerítica GA-36-M2, y GA-36-M1 las cuales no se muestran en este informe.

Los cuerpos intrusivos de pórfidos riolíticos, y Cuarzolíticos de la zona La Baja-Mongora se caracterizan por presentar minerales de alteración sericitica, argílica y supergénica.

Tabla 16. Esquema comparativo de los análisis de Difracción de Rayos X (DRX), y sus respectivas alteraciones.

ZONAS	MUESTRAS	COORDENADAS			ANALISIS DRX		TIPO DE ALTERACION SEGÚN (Sillitoe 2010).	TIPO DE ROCA	EDAD DE LA ROCA SEGÚN (Mantilla et al., 2009,2011).	
		X	Y	Z	Fase	Nombre				
ZONA CALIFORNIA-LA BAJA	GA-40-M1	1125655	1304548	2086	Cristalina	Si O2 Ti O2 Al2 (Si2O5) (OH)4 K (Al Si3) O8 (K0.95 (H3O)0.05) Fe3 (SO4)2 (OH)6 K (Si0.75 Al0.25)4 O8 K Al2 (Si, Al)4 O10 (OH)2	Cuarzo Anatasa Caolinita Ortoclasa Jarosita Microclina Sericita	Sericitica, Argílica Supergénica	Pórfido Riolítico	10.1 ±0.2 Ma
	GH-39-M4	1126179	1304553	2220	Cristalina	Si O2 (K0.931 Na0.055) (Al0.97 Si3.03 O8) Al2 (Si2 O5) (OH)4 K Al2 (Si, Al)4 O10 (OH)2 Fe O (OH)	Cuarzo Ortoclasa Caolinita Sericita Goetita	Sericitica	Pórfido Riolítico	10.1 ±0.2 Ma
	GI-38-M1	1127023	1303592	2237	Cristalina	Si O2 Fe S2 K Si3 Al O8 (K0.95 (H3O)0.05) Fe3 (SO4)2 (OH)6 K Al2 (Si, Al)4 O10 (OH)2	Cuarzo Pirita Ortoclasa Jarosita Sericita	Sericitica, Argílica Supergénica	Pórfido Riolítico	9.0 ± 0.2 Ma
	BLV-54-1	1127463 1305183 2601			Cristalina	Si O2 Fe2 O3 Al2 (Si2 O5) (OH)4 K Al Si3 O8 K Al2 (Si, Al)4 O10 (OH)2 (Na0.98 Ca0.02) (Al1.02 Si2.98 O8)	Cuarzo Hematita Caolinita Ortoclasa Sericita Albita	Sericitica	Pórfido Cuarzolítico	9.0 ± 0.2 Ma

TPD-84-1	1124240	1303695	2080	Cristalina	Si O ₂ K _{0.58} Na _{0.42} Al Si ₃ O ₈ Na (Al Si ₃ O ₈) Ca _{0.2} (Al, Mg) ₂ Si ₄ O ₁₀ (OH) ₂ 4 H ₂ O Al ₂ (Si ₂ O ₅) (OH) ₄ Fe ₂ O ₃ K _{0.96} Na _{0.04} Al Si ₃ O ₈ K ₂ (Fe _{2.786} Mg _{2.321} Ti _{0.550}) (Al _{2.413} Si _{5.587} O ₂₀) (OH) ₄	Cuarzo Ortoclasa Albita Montmorillonita Caolinita Hematita Microclina Biotita	Argílica Supergénica	Pórfido Cuarzolatítico	8.4 ±0.2 Ma
RCL-39-4	1126210	1304542	2136	Cristalina	Si O ₂ K (Al Si ₃) O ₈ Al ₂ Si ₂ O ₅ (OH) ₄ Ti O ₂ K Al ₂ Si ₃ Al O ₁₀ (OH) ₂ Fe O (OH)	Cuarzo Ortoclasa Caolinita Anatasa Sericita Goetita	Sericita	Pórfido Cuarzolatítico	10.1 ± 0.2 Ma

Fuente: Autores.

5.4.2. Zona Mongora

En este sector se analizaron 5 muestras de posibles cuerpos porfíricos, pero en sección delgada se pudo comprobar que estos cuerpos pertenecían a las muestras GD-36-M1, GI-19-M1, GE-35-M2, y HAM-42-M1, la otra muestra dio un cuerpo ígneo de textura más fanerítica HAM-8-2.

Los pórfidos riolíticos, cuarzolatítico, y dacítico, que se encuentran en la Zona Mongora, presentan alteraciones sericitica, propilítica, y argílica. Estas interpretaciones son hechas debido a las características mostradas por los análisis petrográficos, y de Difracción de Rayos X (DRX). La muestra HAM-42-M1, presentan clorita en sección delgada y clinocloro (Grupo de la clorita) en DRX, adicionalmente con albita, lo que indicaría una alteración propilítica.

El cuerpo porfírico de composición andesítico, presenta alteración sericitica, y supergénica, ya que se observan minerales característicos de estas alteraciones,

tales como sericita y cuarzo, y jarosita la cual es una variedad de alunita supergénica.

Tabla 17. Esquema comparativo de los análisis de Difracción de Rayos X (DRX), y sus respectivas alteraciones.

ZONAS		COORDENADAS			ANALISIS DRX		TIPO DE ALTERACION SEGUN (Sillitoe 2010).	TIPO DE ROCA	EDAD DE LA ROCA SEGUN (Mantilla et al., 2009,2011).	
		X	Y	Z	Fase	Nombre				
ZONA MONGORA	GD-36-M1	1127797	1303426	2325	Cristalina	Si O2 K (Al Si3 O8) Na (Al Si3 O8) Al2 Si2 O5 (OH)4 K Al2 Si3 Al O10(OH)2	Cuarzo Microclina Albita Caolinita Sericita	Sericitica	Pórfido Riolítico	9.0 ± 0.2 Ma
	HAM-42-M1	1129543	1302856	2656	Cristalina	Si O2 Fe2 O3 (Mg, Fe)6 (Si, Al)4 O10 (OH)8 (Na.45 Ca.55) (Al1.55 Si2.45 O8) Al2 (Si2 O5) (OH)4 K Al2 Si3 Al O10(OH)2 K Al Si3 O8 K Al Si3 O8 Na (Si3 Al) O8	Cuarzo Hematita Clinocloro Anortita Caolinita Sericita Ortoclase Microclina Albita	Propilitica, Sericitica	Pórfido Riolítico	10.1 ± 0.2 Ma
	GE-35-M2	1128498	1302789	2410	Cristalina	Si O2 Al2 (Si2O5) (OH)4 K Al2(Si, Al)4 O10(OH)2 Al2 Si2 O5 (OH)4 K0.96 Na0.04 Al Si3 O8 (Na0.98 Ca0.02) (Al1.02 Si2.98 O8)	Cuarzo Caolinita Sericita Halloysita Microclina Albita	Sericitica	Pórfido Cuarzolatítico	9.0 ± 0.2 Ma
	GI-19-M1	1128002 1302990 2354			Cristalina	Si O2 Al2 (Si2 O5) (OH)4 K (Al Si3) O8 K Al2 Si3 Al O10(OH)2 (K0.95 (H3O)0.05) Fe3 (SO4)2 (OH)6	Cuarzo Caolinita Ortoclase Sericita Jarosita	Sericitica, Argilica Supergénica.	Pórfido Dacítico	9.0 ± 0.2 Ma

Fuente: Autores.

5.4.3. Zona El Salado

En este sector se analizó 1 muestra de textura fanerítica ligeramente porfírica GA-20-M3.

En las fases mineralógicas analizadas de la muestra GA-20-M3 se presenta cuarzo, ortoclasa, caolinita, clinocloro (grupo de la clorita), sericita, albita. Debido a las características mineralógicas mostradas se clasificó esta muestra con alteración sericitica, y propilitica.

Tabla 18. Esquema comparativo de los análisis de Difracción de Rayos X (DRX), y sus respectivas alteraciones.

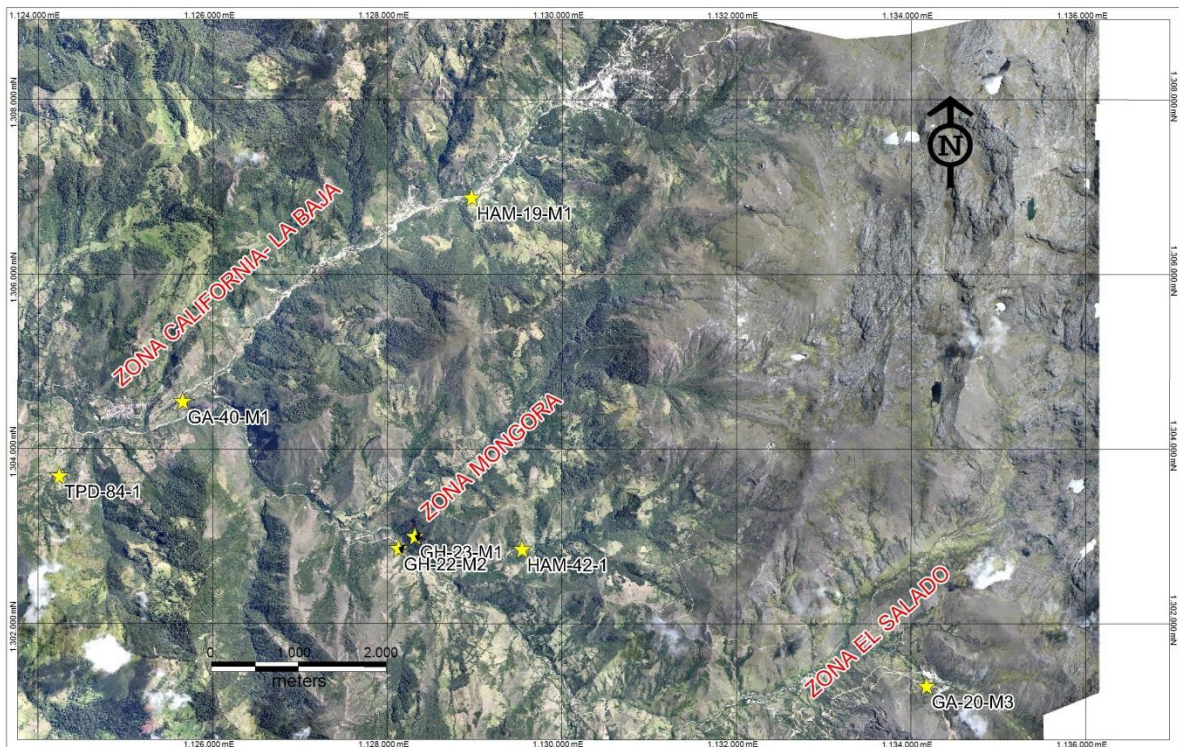
ZONAS	MUESTRAS	COORDENADAS			ANALISIS DRX		TIPO DE ALTERACION SEGUN (Sillitoe 2010).	TIPO DE ROCA	EDAD DE LA ROCA SEGUN (Mantilla et al., 2009,2011).	
		X	Y	Z	Fase	Nombre				
ZONA EL SALADO	GA-20-M3	1134179	1301291	3375	Cristalina	$Si_2 O_2$ $K (Al Si_3) O_8$ $Al_2 Si_2 O_5 (OH)_4$ $(Mg, Fe)_6 (Si, Al)_4 O_{10} (OH)_8$ $Na (Al Si_3 O_8)$ $K Al_2 (Si, Al)_4 O_{10} (OH)_2$ $K Al Si_3 O_8$	Cuarzo Ortoclasa Caolinita Clinocloro Albita Sericita Microclina	Sericitica, Propilitica	Pórfido Monzogranítico	10.9 ±0.2 Ma

Fuente: Autores.

5.5. ANÁLISIS LITOGEOQUÍMICOS

Fueron escogidas 7 muestras representativas de los pórfidos de las zonas de California-La Baja, Mongora, El salado (Figura 42), con la finalidad de realizar análisis geoquímicos y así obtener datos importantes por medio de la composición química de los elementos mayores, menores y trazas. Los resultados que se presentan a continuación mostraran características como la serie, el contexto tectónico y la génesis de formación de estas rocas, todos esto datos fueron procesados por medio del software Igpct 2007 para la elaboración de los diagramas presentados.

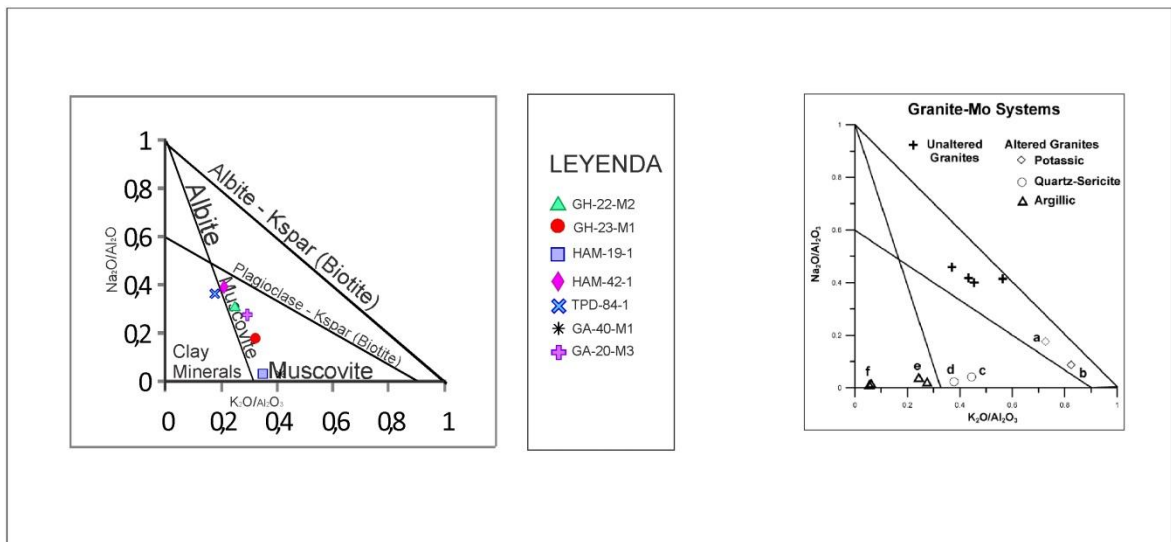
Figura 42. Mapa de estaciones de muestreo geoquímico.



Fuente: Imagen del terreno modificada, donada por la empresa CVS (ahora AUX) a la Escuela de Geología. UIS.

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).

Figura 43. Diagrama de relación molar de $\text{Na}_2\text{O}/\text{Al}_2\text{O}_3$ vs. $\text{K}_2\text{O}/\text{Al}_2\text{O}_3$ de Davies and Whitehead (2006).



Fuente: Diagrama Davies and Whitehead (2006).

En el sentido antes mencionado, se pudo reconocer que las muestras HAM-19-1, GA-40-M1 y GH-23-M1 (Pórfidos del Neógeno), son las que presentan el mayor grado de re-movilización de elementos (no pasa el test de alteración), debido principalmente a que ésta se proyecta en la parte más inferior del diagrama de la Figura 43, coincidiendo con el campo de las alteraciones sericíticas (relaciones molares del Na y Al inferiores a 0.2). Las muestras restantes analizadas, se proyectan más cerca de la línea de la Plagioclasa-Feldespatos Potásico, y por lo tanto se puede considerar que pasan el test de la alteración.

5.5.1. Elementos mayores

Son elementos que se encuentran en concentraciones mayores a 1.0 Wt%, La mayoría de las rocas están compuestas principalmente de 11 elementos mayores y estos se expresan como óxidos (SiO_2 , TiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , FeO , MnO , MgO , CaO , Na_2O , K_2O , and P_2O_5), dicha concentración de estos elementos, nos provee de información valiosa respecto al proceso de generación y evolución del magma en los diferentes ambientes tectónicos. Los elementos mayores son utilizados para clasificar rocas desde el punto de vista geoquímico como también para estudiar la evolución química de los magmas y minerales durante los procesos de fusión y cristalización.

Tabla 19. Porcentaje en peso de los elementos mayores.

N° DE MUESTRA							
Oxidos mayores Wt%	GH-22-M2	GH-23-M1	HAM-19-1	HAM-42-1	GA-20-M3	GA-40-M1	TPD-84-1
SiO ₂	64,78	64,49	65,94	65,72	67,88	66,05	67,37
TiO ₂	0,23	0,25	0,55	0,33	0,36	0,51	0,28
Al ₂ O ₃	16,43	17,26	17,93	17,61	16,08	17	17,66
Fe ₂ O ₃	2,07	3,21	4,49	3,37	3,66	3,01	2,19
FeO	0,99	0,15	0,8	1,82	1,22	0,31	0,72
MnO	0,14	2,83	0,03	0,12	0,04	<0.01	0,05
MgO	0,61	0,46	0,9	0,93	0,85	0,49	0,7
CaO	3,07	1,98	0,02	4,18	2,68	0,15	3,91
Na ₂ O	3,07	1,98	0,02	4,18	2,68	0,15	3,91
K ₂ O	3,67	5	5,73	3,39	4,23	6,33	3,07
P ₂ O ₅	0,13	0,05	0,09	0,16	0,13	0,1	0,1

Fuente: Resultados de análisis químicos, por ACME LAB.

5.5.2. Clasificación según la saturación de alúmina

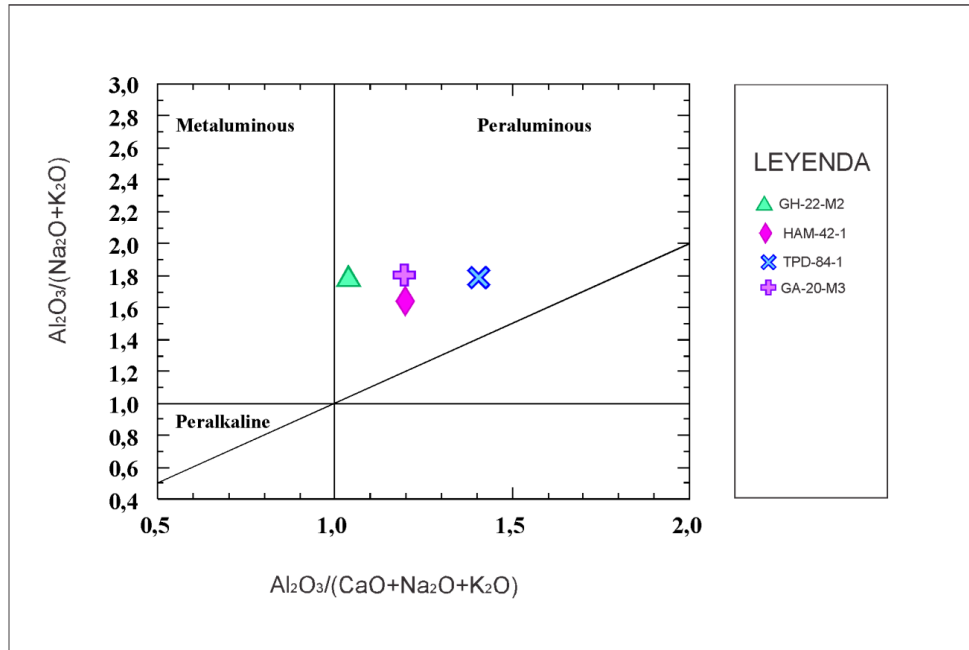
Antes de poder clasificar estas rocas primero es necesario conocer el peso molecular de Al₂O₃/ (NaO + K₂O) [mol] y Al₂O₃/(CaO + NaO + K₂O) [mol] de cada muestra para poder plotear los datos en el diagrama de Maniar y Piccoli (1989; ver Figura 44).

Tabla 20. Cálculos hechos para poder clasificar las muestras según saturación de alúmina.

N° DE MUESTRA	Al ₂ O ₃	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Cantidad Molal				Al/N+K	Al/C+N+K
					Al ₂ O ₃	CaO	Na ₂ O	K ₂ O		
GH-22-M2	16,43	3,07	3,07	3,67	0,1611416	0,064907	0,0495401	0,0390011	1,81996282	1,05013532
GH-23-M1	17,26	1,98	1,98	5	0,1692821	0,001605	0,0319509	0,053135	1,98954301	1,95271188
HAM-19-1	17,93	0,02	0,02	5,73	0,1758533	0,00107	0,0003227	0,0608927	2,87269647	2,82335099
HAM-42-1	17,61	4,18	4,18	3,39	0,1727148	0,039765	0,067452	0,0360255	1,66910482	1,20575422
GA-20-M3	16,08	2,68	2,68	4,23	0,1577089	0,039408	0,0432467	0,0449522	1,78810491	1,23589638
GA-40-M1	17	0,15	0,15	6,33	0,1667321	0,000892	0,0024205	0,0672689	2,39250271	2,36228046
TPD-84-1	17,66	3,91	3,91	3,07	0,1732052	0,025678	0,063095	0,0326249	1,80949995	1,42676048

Fuente: Autores.

Figura 44. Diagrama de saturación de alúmina (Maniar y Piccoli, 1989).



Fuente: Maniar y Piccoli, 1989.

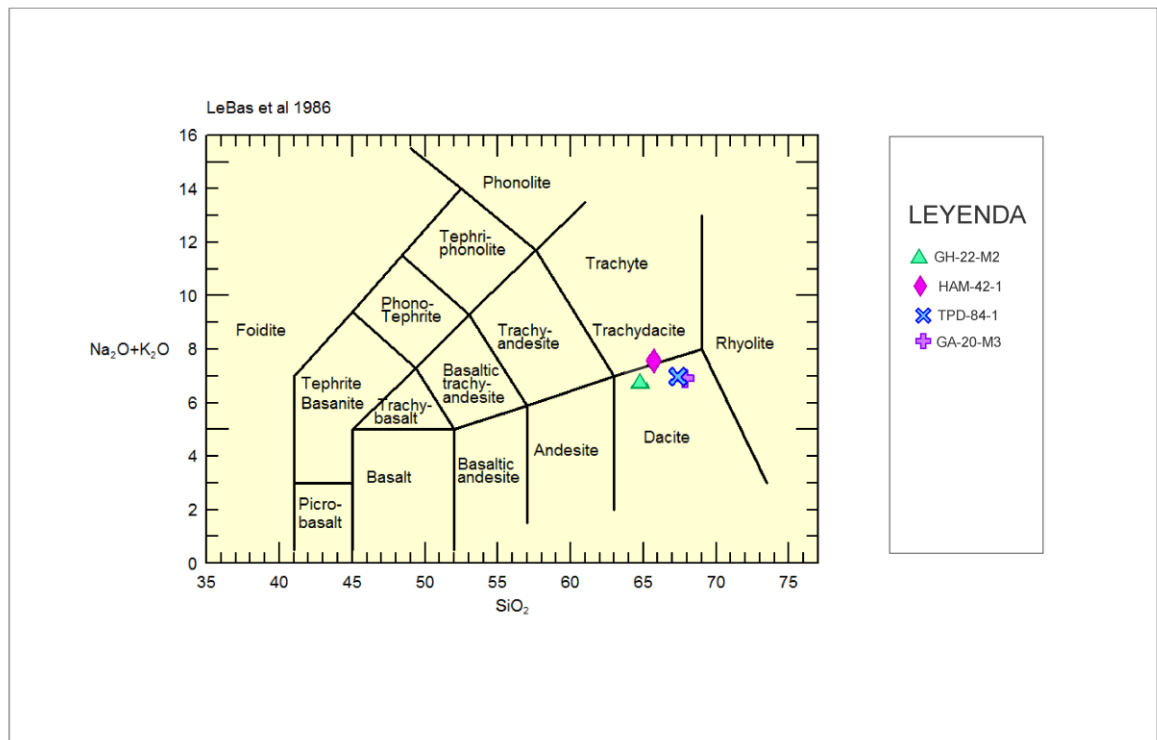
Todas las muestras se ubicaron en el campo peraluminico ya que el contenido de alúmina es mayor que la suma de los álcalis (Na, K, Ca). Esto, puede interpretarse como el resultado de una contaminación cortical, o simplemente un enriquecimiento de alúmina en las fases más diferenciadas del magma, a consecuencia de la cristalización fraccionada de los magmas más primitivos.

5.5.3. Clasificación TAS

Debido a que las rocas de edad Neógeno, se formaron en ambientes más de afinidad sub-volcánicos, se utilizó el diagrama de (Na₂O + K₂O) y de sílice (SiO₂)

para rocas volcánicas (Le Bas *et al.*, 1986), en ras de asignar nombre a la roca. En éste sentido, las muestras analizadas de este estudio se agrupan en el campo de dacitas (Ver Figura 45), estas muestras en la clasificación modal dieron composiciones riolíticas, Cuarzolatíticos, dacíticos, y monzograníticas.

Figura 45. Diagrama de clasificación TAS (LeBas et al 1986).



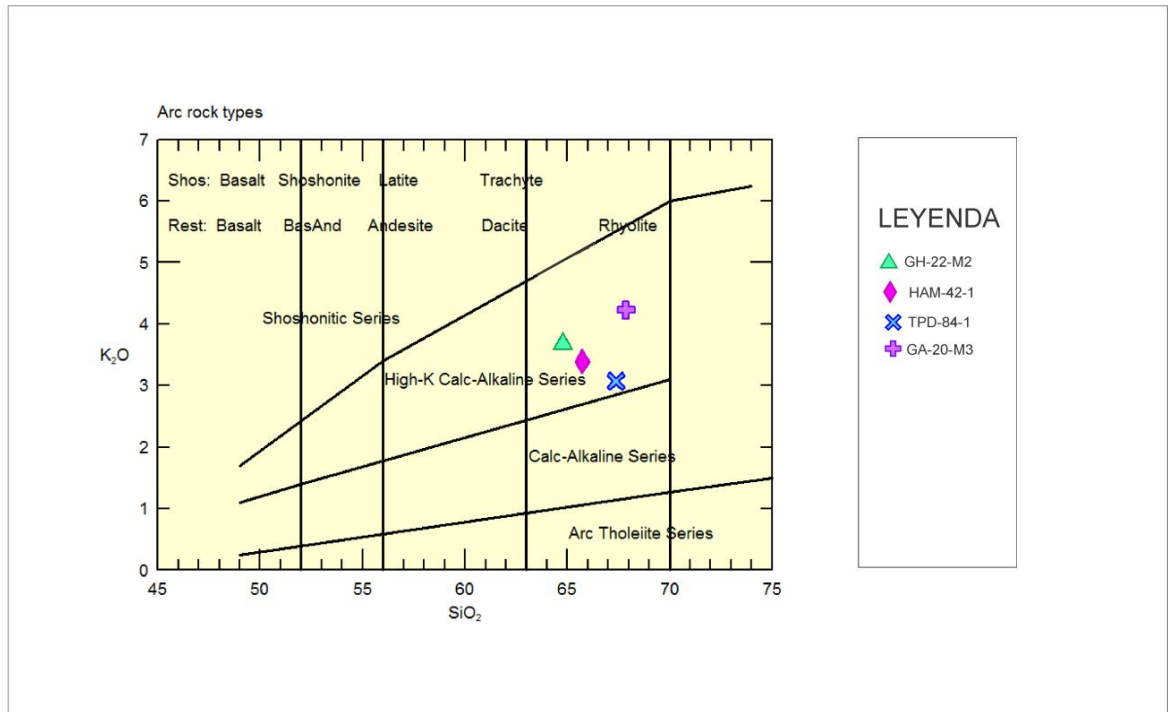
Fuente: LeBas et al 1986

5.5.4. Serie magmática

Las muestras analizadas se plotearon en el diagrama subclasificación para rocas subalcalinas de sílice (SiO₂) vs alcalis (K₂O) de Peccerrillo y Taylor (1976), en el

cual la mayoría de muestras se ubicaron en la serie calco-alkalina alta en potasio (ver Figura 46).

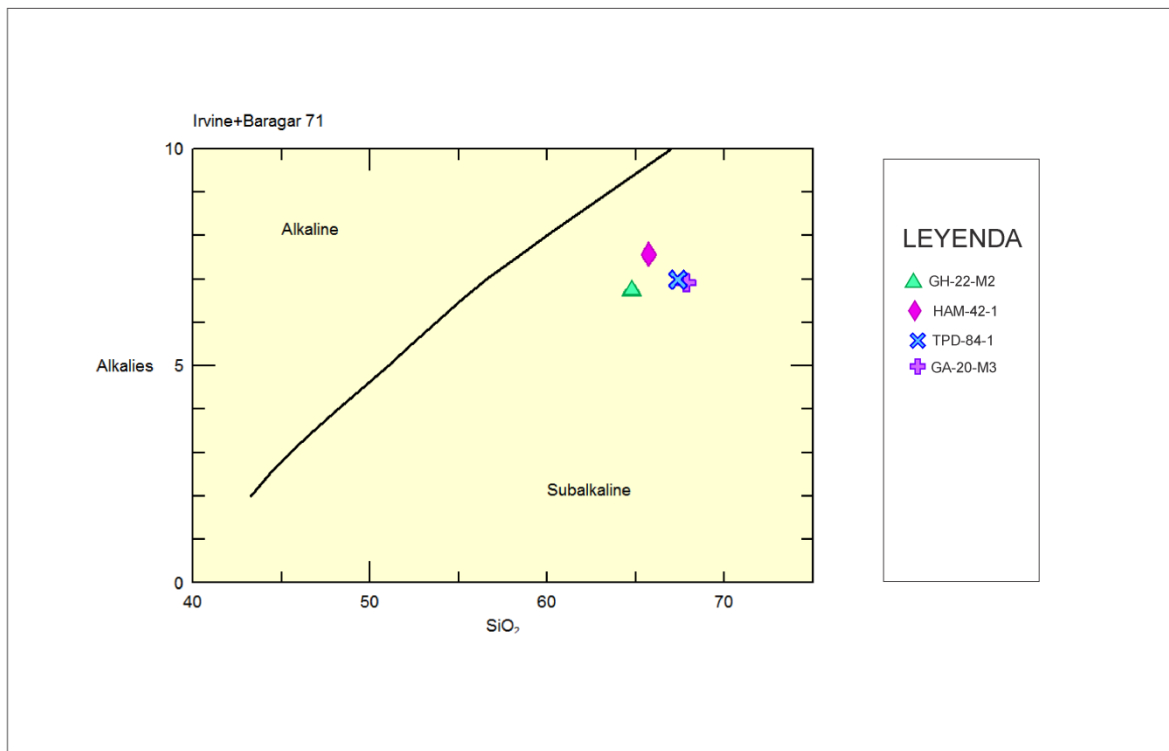
Figura 46. Diagrama de subclasificación de para rocas subalcalinas de sílice (SiO_2) vs alcalis (K_2O) de Peccerrillo y Taylor (1976).



Fuente: Peccerrillo y Taylor (1976)

Los especímenes analizados también se graficaron en el diagrama de Irvine y Baragar (1971), proyectándose en las muestras en el campo de las rocas subalcalinas (ver Figura 47).

Figura 47. Diagrama de clasificación de Irvine and and Baragar (1971).

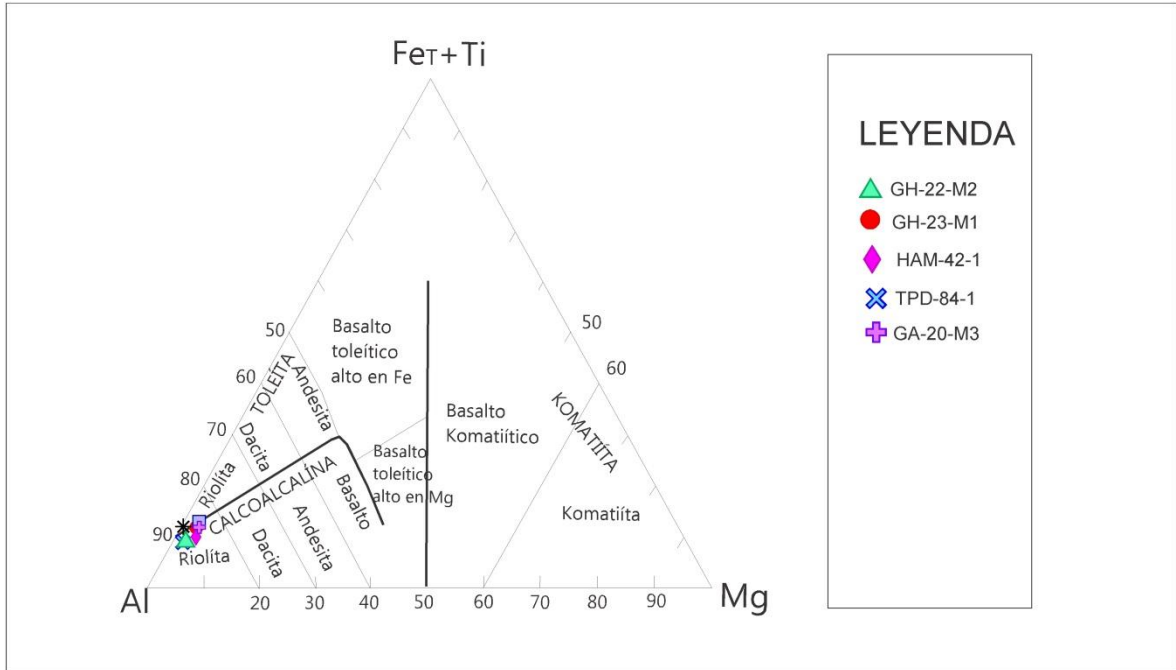


Fuente: Irvine and and Baragar (1971).

5.5.5. Clasificación catiónica

La clasificación catiónica para rocas volcánicas depende de los porcentajes de los milicaciones de los óxidos de: Fe, Ti, Mg y Al teniendo presente el diagrama de clasificación según Rollinson 1993 todos los datos se agruparon en el campo de riolita pero debido a que estas rocas son sub volcánicas se propone dejar el nombre de riolita porfirítica (ver Figura 48).

Figura 48. Clasificación de las rocas mediante proporciones catiónicas (Rollinson, 1993).



Fuente: Rollinson, 1993.

5.5.6. Elementos menores y traza

Estos elementos pueden ser definidos como elementos que están presentes en una roca en concentraciones menores a 0.1 Wt% que es equivalente a menos de 1000 partes por millón, algunos elementos traza pueden formar especies minerales pero la mayoría son sustituidos por los elementos mayores, estos pueden dividirse en dos grupos en compatibles e incompatibles, los primeros están representados por los elementos que tiene la tendencia de quedarse en las fases solidas en el momento de

cristalización del magma y los segundos son lo que prefieren quedarse en la fase líquida restante del fundido.

Tabla 21. Abundancia de elementos traza.

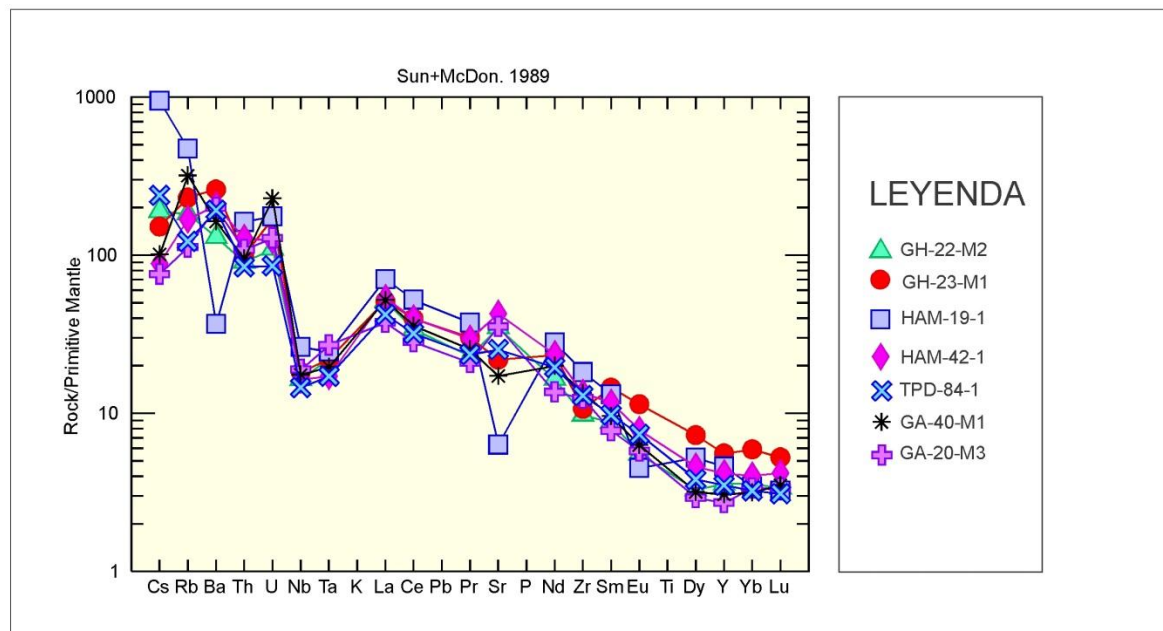
Analito	N° DE MUESTRA						
	GH-22-M2	GH-23-M1	HAM-19-1	HAM-42-1	GA-20-M3	GA-40-M1	TPD-84-1
Ba	913	1826	257	1440	1395	1144	1347
Be	4	6	6	3	2	3	2
Co	2	7,8	5,2	3,8	2	0,4	2,1
Cs	1,5	1,2	7,5	0,7	0,6	0,8	1,9
Ga	19,7	25,3	21,9	21,1	18,4	26	22,3
Hf	3,2	3,4	6	3,9	3,8	4,8	4,1
Nb	11,7	13	18,8	11,7	13,5	12,5	10,4
Rb	116,1	147,2	300	107,5	71,5	202,8	77,8
Sn	<1	<1	3	<1	<1	5	<1
Sr	735,1	461,8	133,6	901,4	746,7	363,7	535,1
Ta	0,9	0,9	1	0,7	1,1	0,8	0,7
Th	7,7	8,5	13,8	10,9	9,2	8,1	7,2
U	2,3	3,6	3,7	2,6	2,7	4,8	1,8
V	50	50	79	54	78	113	45
W	1	1,6	28,4	0,5	1,5	17,2	7,7
Zr	109,5	119,7	204,3	150,6	139,6	150,7	145,2
Y	16,3	25,4	21	19	12,4	14	16
La	35,5	35,2	48,6	36,8	25,8	35,8	29
Ce	60,3	70,7	92,9	70,7	50,3	63,6	56,9
Pr	6,37	8,33	10,38	8,17	5,78	7,01	6,52
Nd	22,3	31,7	38,1	32	18,5	27,1	26,5
Sm	3,9	6,46	5,86	5,19	3,45	4,26	4,34
Eu	0,93	1,92	0,76	1,32	0,97	1,06	1,24
Gd	3,19	5,91	4,69	4,13	2,38	3,41	3,44
Tb	0,44	0,91	0,68	0,6	0,38	0,47	0,49
Dy	2,43	5,37	3,87	3,39	2,16	2,35	2,82
Ho	0,5	0,93	0,77	0,67	0,39	0,49	0,55
Er	1,66	2,78	1,81	2,06	1,33	1,46	1,5
Tm	0,26	0,43	0,29	0,3	0,21	0,23	0,24
Yb	1,77	2,92	1,7	1,99	1,66	1,56	1,6
Lu	0,25	0,39	0,24	0,31	0,25	0,26	0,23

Fuente: Autores.

En general, los elementos traza se pueden dividir en dos grupos: **(a) los elementos de alto potencial iónico (HFSE)**, llamados así por su carga alta iónica y su pequeño radio atómico, los cuales son insolubles en fluidos acuosos y no se movilizan durante el intemperismo y el metamorfismo. Entre estos elementos están el Hf, Zr, Nb, U, Th y Ta; **(b) los elementos de radio iónico grande (LILE)**, los cuales se les llama así debido a que su gran radio iónico, lo cual les impide

entrar fácilmente en las estructuras cristalinas. Estos elementos tienen afinidad por la fase fundida en los magmas, tienden a concentrarse en la corteza terrestre y están empobrecidos en el manto. Entre estos elementos, destacan el Ba, Rb Cs, Sr y K, siendo estos también incompatibles (Rollinson, 1993).

Figura 49. Diagrama multielemental del contenido de elementos traza normalizado a los valores del manto primitivo de Sun & McDonough (1989).



Fuente: Sun & McDonough (1989).

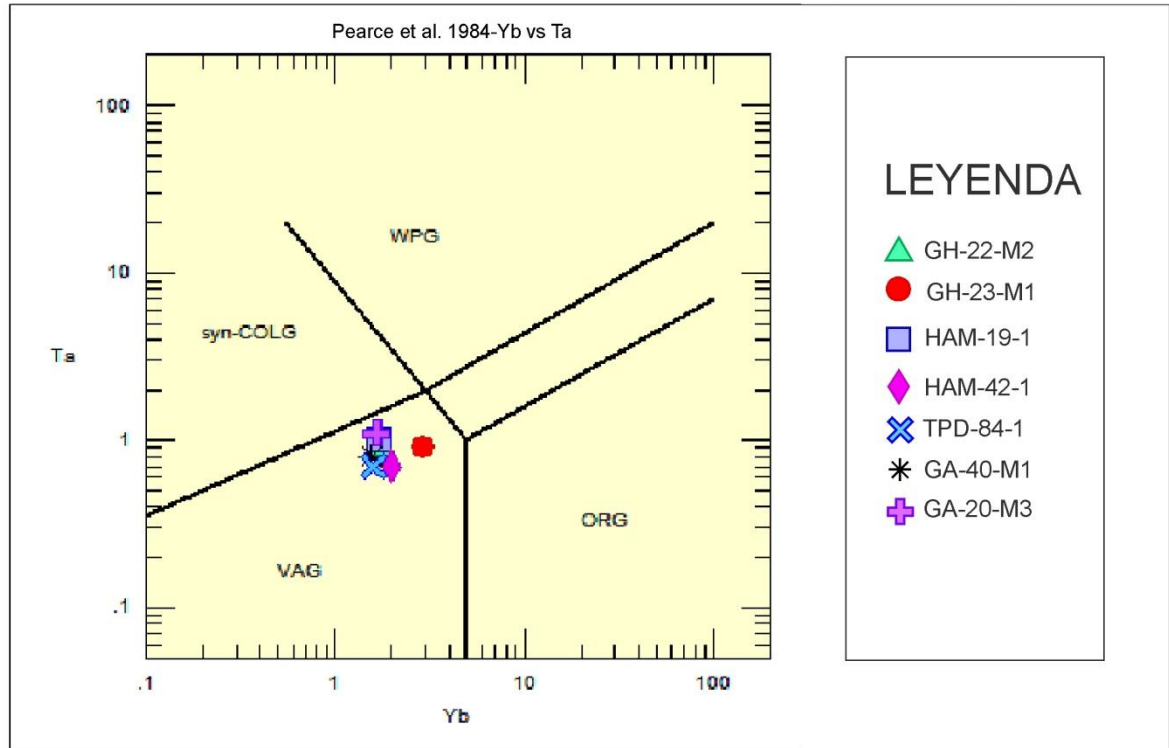
Los arcnigramas obtenidos a partir de la normalización de las muestras de rocas porfíricas aquí estudiadas, respecto al manto primitivo (Figura 49), utilizando los valores reportados en McDonough *et al*, (1992), muestran claramente un enriquecimiento de los LILE como Cs, Rb, Ba y Th con respecto a los elementos de radio iónico pequeño (HFSE) como Y, Zr, Ti, Nb y Ta, además de una notable

anomalía negativa en Nb-Ta, y la no muy evidente anomalía en P-Ti, las cuales son características geoquímicas típicas de zonas de subducción.

5.5.7. Determinación del ambiente tectónico.

Es posible mediante las variaciones basadas en la cantidad de Ta y Yb hacer una discriminación del ambiente tectónico, en el cual se emplazaron los magmas parentales de las rocas objeto de estudio (Pearce et al., 1984). Los valores de Ta y Yb fueron introducidos en el diagrama de discriminación de Pearce *et al.* (1984) para la determinación del ambiente tectónico. Donde todas las muestras se ubicaron en el ambiente de formación de granitos provenientes de arcos volcánicos, tal como se evidencia en la (Figura 50).

Figura 50. Diagrama Ta vs Yb para ambientes de rocas graníticas (Pearce et al., 1984).



Fuente: Pearce *et al.*, 1984.

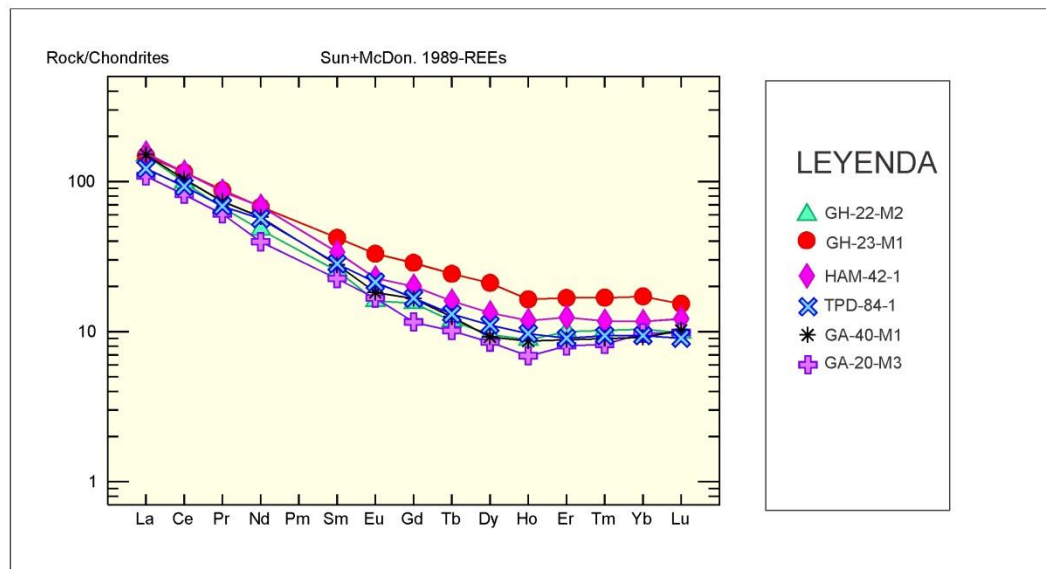
También se puede concluir que estos ambientes de arcos volcánicos se originan por una fuente magmática producida en el proceso de subducción donde una placa tectónica es subducida bajo otra, lo que ratifica la proveniencia de este magmatismo con zonas de subducción.

5.5.8. REE

La normalización de los valores se hizo con respecto al condrito según Sun and McDonough (1989), con los cuales se realizó el diagrama de REE. La (Figura 52),

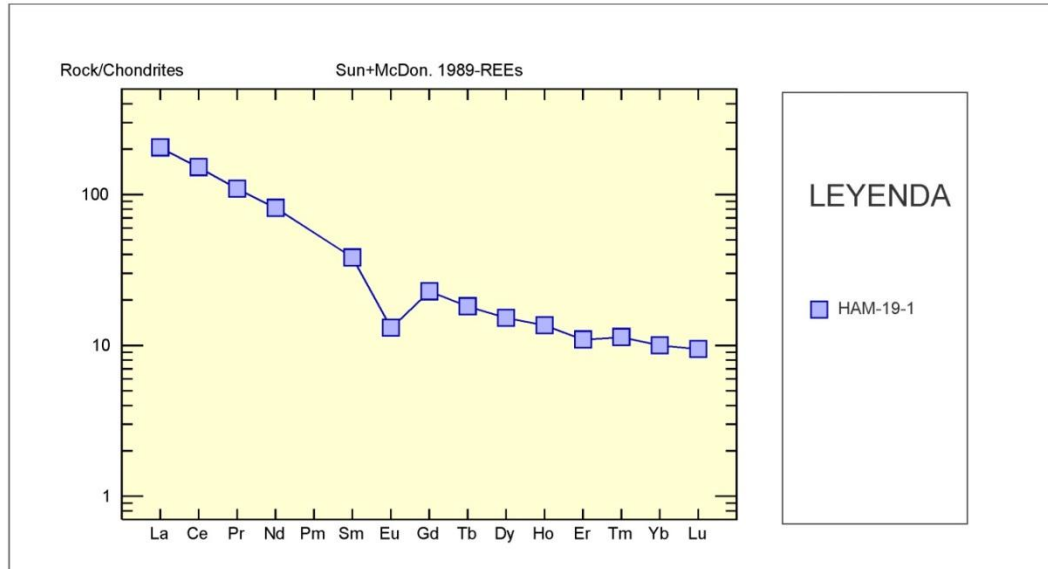
muestra un enriquecimiento en tierras raras ligeras (LREE) y un patrón casi plano para las tierras raras pesadas (HREE). Esto, indica que en la fase residual no se formó granate y esto es debido a que en el proceso de cristalización fraccionada y diferenciación magmática las REE pesadas tienden a concentrarse en el manto (en piroxenos, anfíboles, granates, etc.) mientras que las livianas lo hacen en la corteza (en feldespatos, micas, apatitos, etc.). También se puede observar que en el diagrama se muestra una mínima anomalía para el Eu ($Eu/Eu^* \sim 0,915662163$) en todas las muestras a excepción de la muestra Ham-19-1 ver figura 72 lo que podría indicar la posibilidad de otra edad como por ejemplo del T.J. Estos datos sugieren que el fraccionamiento de la plagioclasa no fue tan significativo y esto podría darse por altos contenidos de agua magmática. La carencia en la anomalía de europio nos puede indicar que el estado de oxidación magmática fue alto para este tipo de magmatismo.

Figura 51. Aracnigrama de REE.



Fuente: Autores.

Figura 52. Aracnigrama de REE donde se observa la anomalía negativa para la muestra HAM-19-1.

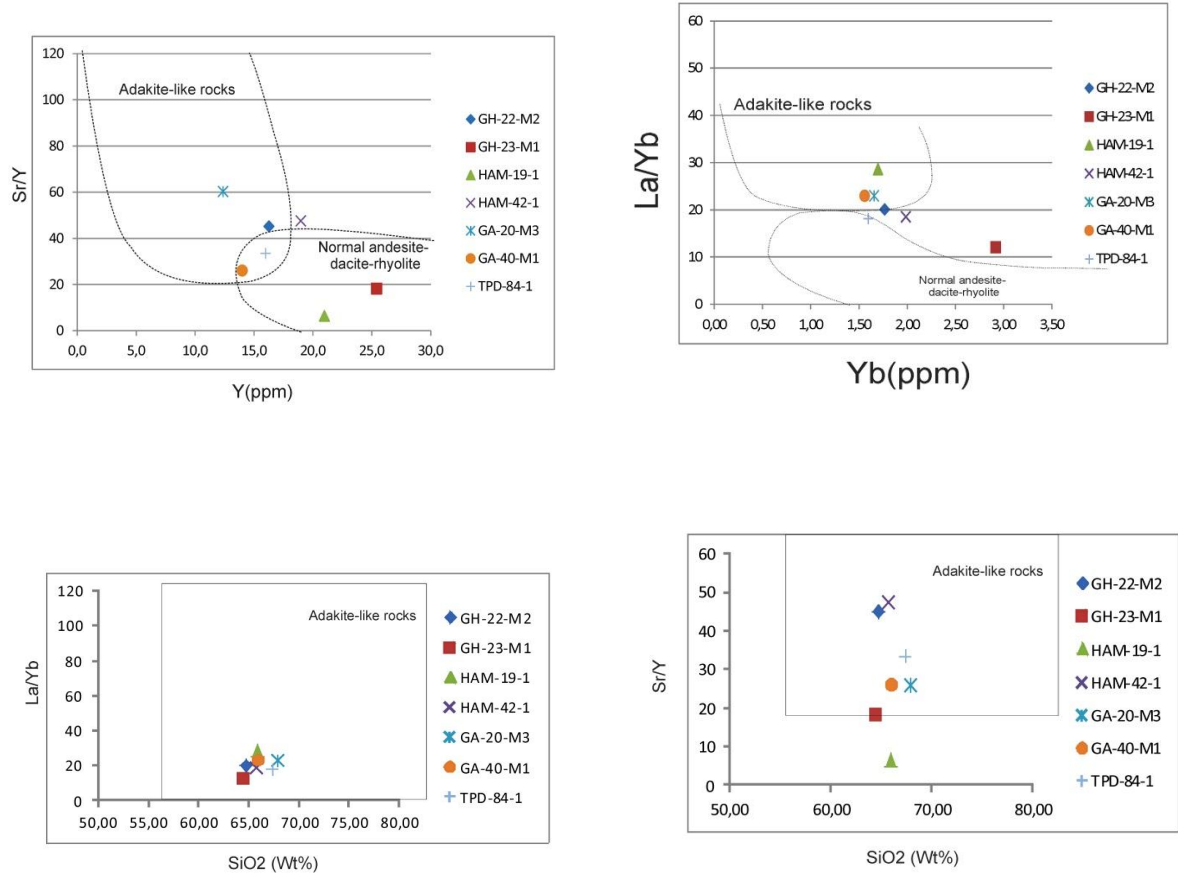


Fuente: Autores.

5.5.9. Afinidad Adakitica

Las muestras correspondientes a todas las zonas se plotearon en los gráficos de afinidad adakitica Richards y Kerrich (2007) para observar el comportamiento de Y, La y Yb y su afinidad adakitica.

Figura 53. Rocas del mioceno ploteadas en el gráfico de afinidad adakítica Richards y Kerrich (2007).



Fuentes: Richards y Kerrich (2007).

Se puede observar en los gráficos de que la mayoría de rocas del Mioceno guardan una afinidad adakítica salvo las muestras: GH-23-M1 La cual es una muestra que tiene un alto grado de alteración y HAM-19-1 que no tiene la signatura geoquímica para ser una muestra de edad neógeno.

6. CONCLUSIONES

- Mediante el estudio e interpretación de la ortoimagen y de las imágenes satelitales de la zona de estudio se pudieron relacionar muy preliminarmente los lineamientos en dirección al NW-NNW-NE, con los cuerpos intrusivos de textura porfírica.
- Desde el punto de vista de la composición modal las rocas del Neógeno, se proyectan en el rango de las rocas Riolititas, Cuarzolatita, y Dacitas.
- Desde el punto de vista geoquímico, las rocas del Neógeno según el diagrama TAS, se clasifican en Dacitas porfíricas y estas a su vez son de serie magmática calcoalcalina alta en potasio. Desde el punto de vista de la saturación de alúmina, estas rocas son de tipo peraluminicas.
- Las rocas de edad Miocénica se relacionan con contextos tectónicos de suprasubducción y esto se ve evidenciado en las anomalías de Nb y Ta y en el diagrama de discriminante tectónico de Pearce et al., (1984), en el cual todas las muestras se proyectan en el campo de los en granitos asociados arcos volcánicos.
- Los arcnigramas de REE evidencian que las rocas de edad Miocénica no presentan anomalías en Eu ($Eu/Eu^* \sim 0,915662163$), lo cual implica que no hubo fraccionamiento de la plagioclasa en la fase residual de formación de estos fundidos, aspecto propio en magmas ricos en agua.
- Los valores cercanos a 1 en Eu nos indican que este magmatismo tuvo un alto grado de oxidación.

- El arcnigrama de REE exhibe que las tierras raras medias (MREE) se encuentran más fraccionadas que las tierras raras ligeras y pesadas lo que evidencia que la inexistencia del granate en la zona fuente de los fundidos magmáticos, aspecto propio del manto con espinela o plagioclasa (manto somero).
- La geoquímica de las rocas de edad miocénica es muy distintiva, respecto a rocas del jura-triásico. Por lo tanto puede ser utilizada como una herramienta de exploración.
- Los tipos de alteración reconocidos mediante análisis de microscopía óptica, como por medio de la mineralogía reconocida por DRX y geoquímica, apunta a que las rocas del Neógeno presentan alteraciones (en mayor o menor medida) de tipo propilítico, sericítico, argílica y supergénica.
- Los cuarzos con textura de embayamiento observados en secciones delgadas, con los bordes corroídos posiblemente son formados, cuando hay una despresurización rápida de material, y puede generar desmezcla de agua, esto es generado por enfriamiento adiabático, el cual es generado por pérdida de presión.
- Las rocas de edad miocénica tienen la tendencia a tener una afinidad adakítica.
- Estos fundidos de edad miocénica tienen el potencial para generar depósitos magmáticos hidrotermales debido a su afinidad adakítica y a su gran contenido de agua.

7. RECOMENDACIONES

- Se necesita hacer análisis de $Sr87/Sr86$ y $Nd143/Nd144$ para establecer la fuente de estos fundidos de edad miocénica.
- Se recomienda realizar más dataciones sobre los cuerpos porfiriticos, y de sus rocas encajantés.
- Es necesario hacer una cartografía a más detalle para poder identificar y clasificar los distintos cuerpos porfídíticos.
- Es importante establecer el posible aporte de metales para este tipo de magmatismo debido a que estos fundidos no se formaron en el manto granatífero sino en zonas más someras del manto.

8. BIBLIOGRAFIA

Betsi, Th., Lentz, D. (2010). The nature of “quartz eyes” hosted by dykes associated with Au–Bi–As–Cu, Mo–Cu, and base-metal–Au–Ag mineral occurrences in the Mountain Freegold region (Dawson Range), Yukon, Canada. *Journal of Geosciences*, 55 (2010), 347–368.

Bissig, Thomas, Clark, Alan H. K. W. Lee, James, Quadt, Albrecht von. 2003. Article: Petrogenetic and metallogenetic responses to Miocene slab flattening: new constraints from the El Indio-Pascua Au–Ag–Cu belt, Chile/Argentina. Editorial handling: V. Bouchot, pp. 844- 862.

Díaz, L. Guerrero, M. (2006). Asociaciones Mineralógicas de las Menas Auroargentíferas y su Distribución Espacial en el Yacimiento de Angostura (California Santander). Proyecto de pregrado. Universidad Industrial de Santander. Escuela de Geología. Bucaramanga.

Dörr, W., Grösser, J., Rodríguez, G., and Kramm, U. 1995. 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.

Felder, G.; Ortiz, G.; Campos, C.; Monsalve, I. y Silva, A. 2005. ANGOSTURA PROJECT, A High Sulfidation Gold-Silver Deposit located in the Santander Complex of North Eastern Colombia. Greystar Resources Ltd. Tech. Report. (http://www.greystarresources.com/i/pdf/Angostura_Greystar_ProExplo_2005Final.pdf).

Fiirster, H.-J., Tischendorf, G. and Trumbull, R.B. 1997. An evaluation of the Rb vs. (Y + Nb) discrimination diagram to infer tectonic setting of silicic igneous rocks. *Lithos* 40, pp. 261-293.

Forero, R. (2010). Paragénesis Mineral en Brechas Mineralizadas del Sector de La Mascota, California. Proyecto de pregrado. Universidad Industrial de Santander. Escuela de Geología. Bucaramanga.

Galvis V. J. 1998. Una caldera volcánica en el Macizo de Santander, Colombia. Revista Academia Colombiana de Ciencias. 22(84): 355-362.

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

Glazner, AF., Ussler, M., Mathis, AC. (1990). Interpretation of plagioclase texture in volcanic rocks. EOS (Transactions of the American Geophysical Union) 71: 1678.

Goldsmith, R., Marvin, R.F. and Mehnert, H.H. 1971. Radiometric ages in the Santander Massif, Eastern Cordillera, Colombian Andes. U.S. Geological Survey Professional Paper, 750-D, D44-D49.

Hanson, Gilbert N. 1978. 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 at Stony Brook, Stony Brook, N. Y. 11794 (USA), pp. 26-43.

Hart, C.J.R. 2007. Reduced intrusion-related gold systems, in Goodfellow, W.D., ed., Mineral deposits of Canada: A Synthesis of Major Deposit Types, District Metallogeny, the Evolution of Geological Provinces, and Exploration Methods: Geological Association of Canada, Mineral Deposits Division, Special Publication No. 5: 95-112.

- Hibbard, MJ (1981) The magma mixing origin of mantled feldspar. *Contrib Mineral Petrol* 76: 158–170.
- Hibbard, M. J. 1995. *Petrography to Petrogenesis*. Prentice Hall.
- Hollister, V.F. 1975. The Porphyry Molybdenum Deposit of Compaccha, Peru, and Its Geologic Setting, *Mineral. Deposita (Berl.)* 10, pp.141-151.
- Juliver, M. 1959. Geología de la Vertiente W del Macizo de Santander en el sector de Bucaramanga. *Boletín de Geología. UIS. No. 3*: 15-34.
- Juliver, M. 1963. Sobre la presencia de Fallas de edad Precretácica y Post-Girón (Jura-triásico) en el flanco W del Macizo de Santander. *Boletín de Geología. UIS. No. 12*: 5-17.
- Juliver, M. 1963b. Nuevos datos sobre la Dinámica del ámbito del Macizo de Santander durante el Secundario (Cordillera Oriental, Colombia). *Boletín de Geología. UIS. No. 12*: 45-49.
- López, J.P., Bellos, L.I., 2006. Texturas y Estructuras de las Rocas Igneas: Significado Petrológico e Implicancias en las Condiciones de Formación de las Rocas. Instituto Superior De Correlación Geológica (Insugeo).
- MacKenzie, W. S.; Donaldson, C. H., Guilford, C., (1996): Atlas de Rocas ígneas y sus texturas. MASSON, S. A.
- Mathur, R. *et al* (2003). Re-Os isotopes applied to the epithermal gold deposits near Bucaramanga, northeastern Colombia. *Journal of South American Earth Sciences*, N° 15, pp. 3-52.

Mantilla, L.C. et al. 2009. Geocronología U-Pb de los cuerpos porfiríticos del distrito aurífero de Vetas-California (Dpto. de Santander, Colombia). Boletín de Geología, Vol. 31, N° 1, enero-junio de 2009: 31-43

Mantilla Figueroa, L. C., Bissig, Thomas, Cottle, John M. and Hart, Craig J.R. 2012. Journal of South American Earth Sciences: Remains of early Ordovician mantle-derived magmatism in the Santander Massif (Colombian Eastern Cordillera), pp. 1 -12.

Mantilla, L.C. et al. 2011. Nuevas evidencias sobre el magmatismo miocénico en el distrito minero de Vetas-California (Macizo de Santander, cordillera oriental, Colombia). Boletín de Geología, Vol. 33, N° 1, enero-junio de 2011: 43-58

Mantilla Figueroa, L. C. 2003. Guía de Laboratorios de petrología Ignea. Universidad Industrial de Santander. Facultad de Ingeniería Fisicoquímicas. Escuela de Geología. Pp 2-25, 74-78, 116-118.

Melgarejo, J-C., (1997): Atlas de asociaciones minerales en lámina delgada. Ediciones Universidad de Barcelona.

Mendoza, H. et al. 1979. Geología y geoquímica del área de California, Santander. Boletín Geológico Ingeominas, 22: 3-52.

Müller, A., Breiter, K., Seltmann, R., Pecskey, Z. (2005). Quartz and feldspar zoning in the eastern Erzgebirge Volcano–plutonic Complex (Germany, Czech Republic): evidence of multiple magma mixing. Lithos 80: 201–227

Pearce, Julian A., Harris, Nigel B. W. and Tindle, Andrew. 1984. Trace Element Discrimination Diagram for the Tectonic Interpretation of Granitic Rocks.

Department of Earth Science, The open University, Milton Keynes MK7 6 AA, Bucks England, pp. 956 – 983.

Pinto, E. (1991). Geología y evaluación de la mina La Bodega, Municipio de Santander-California. Proyecto de pregrado. Universidad Industrial de Santander. Escuela de Geología. Bucaramanga.

Polania, J. (1982). Mineralizaciones de Uranio y otros metales en California (Santander del Sur). Geología Norandina. No 6. pp. 57-65.

Reich Martin, Parada Miguel A., Palacios Carlos, Dietrich Andreas, Schultz Frank and Lehmann Bernd. 2002. Article: Adakite-like signature of Late Miocene intrusions at the Los Pelambres giant porphyry copper deposit in the Andes of central Chile: metallogenic implicat. Editorial handling: R.J. Goldfarb, pp. 876-885.

Restrepo-Pace, P. A., Cediél F., 2010. Northern South America basement tectonics and implications for paleocontinental reconstructions of the Americas. Journal of South American Earth Sciences 29, 764–771.

Richards Jeremy P., Spell Terry, Esmaeil Rameh, Razique Abdul, and Fletcher Tim. 2012. 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. ©2012 Society of Economic Geologists, Inc. Economic Geology, v. 107, pp. 295–332.

Richards, J.P. 2003. Tectono-magmatic precursors for porphyry Cu-(Mo-Au) deposit formation. Economic Geology, 98: 1515-1533.

Royero, J.M., Clavijo, J., 2001, Mapa Geológico generalizado del departamento de Santander., Ingeominas.

Rodríguez Ríos, Rodolfo y Torres Aguilera, Juan Manuel. Evolución petrológica y geoquímica del vulcanismo bimodal oligocénico en el campo volcánico de San Luis Potosí (México). *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, v. 26, núm. 3, 2009, pp. 658-673.

Rollinson, Hugh R. 1993. *Using Geochemical Data: Evaluation, Presentation and Interpretation*. Prentice Hall. Chapter 4: Using on trace element data and Chapter 5: Discriminating between tectonic environments using geochemical data, pp. 102-213.

Shaw, R. (2000). Gold mineralization in the Northern Andes: Magmatic vs Mtallogeny. XI International Mining Congress, Bogotá, Colombia.

Seedorf F, Eric, Dilles, John H., Proffett, John M. Jr., Einaudi, Marco T., Zurcher, Lukas, Stavast William J. A., Johnson, David A. and Barton , Mark D. 2005. *Porphyry Deposits: Characteristics and Origin of Hypogene Features*. Society of Economic Geologists, pp. 251-298.

Sillitoe, Richard H., *Porphyry Copper Systems*, 2010, *Economic Geology*, v. 105, pp. 3-41

Toro Toro, Luz Mary, Alvarán Echeverri, Mauricio, Borrero Peña, Carlos Alberto. 2008. Rocas con afinidad adakitica al sur-este de Manizales: rasgos petrogenéticos y geoquímicos. *Boletín de Geología. UIS*. No. 2: 49-60.

Tarney, J. and Jones, C. E. 1994. *Journal of the Geological Society: Trace element geochemistry of orogenic igneous rocks and crustal growth models*. Department of Geology, University of Leicester, Leicester LE1 7RH, UK, pp. 855-868.

Tschanz C.; Marvin R.; Cruz B.; Mehnert H. and Cebulla C. 1974. Geologic Evolution of Sierra Nevada de Santa Martha, Northerastern Colombia, Geol. Soc. Am. Bull., 85: 273-284.

Ward, D.E., Goldsmith, R., Cruz, B., Jaramillo, C., y Restrepo, A.H. 1973. Geología de los Cuadrángulos H-12, Bucaramanga y H-13, Pamplona, Departamento de Santander. U.S. Geological Survey e Ingeominas. Boletín Geológico 21, 1-3, 1-132.

Páginas Web

Municipio de California, 2010. California en Santander. Consultado el 20 de septiembre de 2012. <http://www.california-santander.gov.co/calendario/nuestromunicipio.shtml?apc=m-m1--&x=1994103>

Geología y geoquímica del pórfido cuprífero Los Alisos, distrito minero de La Caridad, Sonora, México. Consultado el 15 de diciembre de 2012. <file:///F:/bibliografia%20utilizada/Revista%20mexicana%20de%20ciencias%20geol%C3%B3gicas%20%20Geolog%C3%ADa%20y%20geoqu%C3%ADmica%20del%20p%C3%B3rfido%20cupr%C3%ADfero%20Los%20Alisos,%20distrito%20mineiro%20de%20La%20Caridad,%20Sonora,%20M%C3%A9xico.htm>

Asociaciones petrotectónicas, Consultado el 15 de diciembre de 2012 http://aviris.gi.fcen.uba.ar/TP_Geotectonica/TP_10_Asoc_Petrot_lparte%20a%202012.pdf