

**Caracterización Mineralógica y Contextos Pareagenéticos de las Manifestaciones
Cupríferas del Sector Mariangola (Municipio de Valledupar, Dpto del Cesar), Estribación
Sur de la Sierra Nevada de Santa Marta.**

Fredy Hernan Corredor Duarte

Danitza Mendoza Fonseca

Trabajo de grado para optar por el título de:

Geólogo

Director:

Luis Carlos Mantilla Figueroa

Geólogo

Co-directores

Carlos Acuña

Geólogo

Amat David Zuluaga Guerra

Geólogo

Universidad Industrial de Santander
Facultad de Ingenierías Físico Químicas
Escuela de Geología
Bucaramanga

2017

AGRADECIMIENTOS

En primer lugar, quiero agradecerle de manera muy fraterna a mi director Luis Carlos Mantilla por su confianza en mí para la realización de este proyecto, con su colaboración, paciencia y atención logramos terminarlo exitosamente.

A nuestros codirectores Carlos acuña y Amat Zuluaga por su continuo apoyo y ayuda en el desarrollo de este proyecto.

A mi compañera de tesis Danitza Mendoza, por su dedicación y apoyo en todo este proceso.

Agradezco a mis amigos geólogos por compartir momentos especiales y por siempre estar pendientes del desarrollo de este proyecto.

A Yurley Martínez por estos años de alegrías y apoyo en mi formación profesional.

Al Grupo de investigación de Geología Básica y Aplicada, por permitirme utilizar sus laboratorios e instalaciones para la realización de los estudios.

Fredy Corredor

DEDICATORIA

*Para Dios motor de mi vida y de mi familia, por sus hermosas bendiciones y brindarme la salud
y la oportunidad de culminar exitosamente esta etapa.*

*A mis padres, Vidal Corredor y Briceida Duarte, quienes con su ejemplo y dedicación me han
formado como persona y me motivan día a día para cumplir mis objetivos.*

A mi hermana, Sandra Corredor por ser mi compañera de vida, y brindarme su amor

*A Yurley Martínez por brindarme su amor y apoyo incondicional y convertirse en una bendición
para mi vida.*

A mis amigos y colegas por brindarme su amistad y brindarme tantos momentos de felicidad.

Fredy Corredor

Tabla de Contenido

Introducción	18
1. Planteamiento del Problema.....	19
2. Objetivos	20
2.1. Objetivo General.....	20
2.2. Objetivos Específicos.....	20
3.1. Fase Laboratorio	22
3.1.1. Análisis macroscópico:	22
3.1.2. Análisis microscópico.....	23
3.1.3. Análisis SEM / Microanálisis EDX	23
3.1.4. Análisis Litogeoquímicos:	26
4. Generalidades Área de Estudio.....	27
4.1. Localización de la Zona de Estudio.....	27
4.2. Rasgos Fisiográficos de la Zona de Estudio.	28
5. Antecedentes	29
5.1 Marco Geológico Regional	29
5.1.1 Rasgos Estructurales	29
5.1.3. Unidades Geológicas Regionales.....	32

5.2 Antecedentes Sobre las Mineralizaciones de Cobre.	36
6. Resultados	38
6.1 Litologías Aflorantes en la Zona de Estudio.....	38
6.1.1 Rocas Volcánicas y Volcanoclásticas del Triásico.	40
6.1.2 Rocas volcánicas del Jurásico.	56
6.1.3. Rocas sedimentarias del Cretácico.....	59
6.2. Alteraciones y Eventos de Mineralización	60
6.2.1. Alteración (Chl + Qtz + Ep)	61
6.2.2 Alteración (Ser + Smec + ill).....	63
6.2.3 Evento de Silicificación	65
6.2.4 Evento de Feldespatización.....	67
6.2.5 Evento de Carbonatación	71
6.3. Geoquímica	74
6.3.1 Clasificación de la roca:	75
6.3.2 Contexto Tectónico:.....	77
6.3.3 Elementos Menores y Trazas:	83
6.3.4 Metales Preciosos.....	86
6.4. Discusión y Modelo Metalogénico	87
6.4.1 Tipos de Mineralización	87

6.4.2 Paragénesis mineral	104
6.4.3 Modelo Metalogenico Preliminar	106
7 Conclusiones	115
8 Recomendaciones.....	118
Referencias Bibliográficas	119

Lista de Figuras

<i>Figura 1. Fotografía del laboratorio del microscopio electrónico de barrido, Usado en el presente estudio. Sede UIS-Guatiguará (Piedecuesta, Santander).....</i>	<i>25</i>
<i>Figura 2. Localización del municipio de Valledupar, en el departamento del Cesar. Adaptado de Google Earth</i>	<i>27</i>
<i>Figura 3. Localización geográfica del área de estudio, con ubicación de puntos muestreados. Adaptado de Google Earth.....</i>	<i>28</i>
<i>Figura 4. Rasgos fisiográficos del área de estudio.....</i>	<i>29</i>
<i>Figura 5. Patrones de las regiones estructurales de la Sierra Nevada de Santa Marta y ubicación de la zona de interés. Adaptado de (Colmenares , et al., 2007)</i>	<i>32</i>
<i>Figura 6. Mapa Geológico donde se observa las estaciones de muestra de las unidades litológicas aflorantes en el nuestro sector de interés. Adaptado de (Arias & Morales , 1999)</i>	<i>39</i>
<i>Figura 7. Roca volcanosedimentaria de la Formación Guatapurí correspondiente a una toba cristalina observada en la estación TVB 3.....</i>	<i>41</i>
<i>Figura 8. a) Afloramiento in situ de toba cristalina de la Formación Guatapurí, estación TVB 2. b) Aspecto de un afloramiento con presencia de tobas cristalina de la estación TVB 3. Corregimiento de Mariangola (Dpto del Cesar).</i>	<i>43</i>
<i>Figura 9. a) Fenocristales de plagioclasas dentro de líticos volcánicos, microcristales de cuarzo relleno de espacios intersticiales. b) Cristales de plagioclasas y vacuolas de clorita. c) Líticos sedimentario d) Textura perlítica-vacuolar.</i>	<i>46</i>
<i>Figura 10. Roca basáltica de la Formación Guatapurí, con mineralizaciones de cobre y óxidos e hidróxidos de Fe (propios de ambientes de alteración superficial), observados en la estación TVB 8.</i>	<i>49</i>
<i>Figura 11. Fracturas rellenas de carbonatos de cobre, siguiendo la dirección NE/SW, la foto fue tomada en la vereda Camperucho.</i>	<i>50</i>

<i>Figura 12. Micrografías de la sección TVB8-1 correspondiente a un basalto, en las secciones A, C y D se observan cristales de malaquita y vetilleo del mismo mineral cortando la estructura microlítica de la matriz de la roca. En la sección B observamos un vetillo fino de cuarzo 1 en medio de la matriz.</i>	<i>51</i>
<i>Figura 13. Fotografías y micrografías de las muestras TVB8-2 (AYC) presencia de clastos subangulares y TVB8-3 (BYD) presencia de clastos Angulares.</i>	<i>52</i>
<i>Figura 14. Toba lapillítica de la Formación Guatapurí observada en la estación TVB 5.</i>	<i>53</i>
<i>Figura 15. Afloramiento in situ de toba lapillítica de la Formación Guatapurí, estación TVB5.</i>	<i>54</i>
<i>Figura 16. Roca traquíticas de la Formación Espilitas (TJs) observada en la estación TVB 4.</i>	<i>56</i>
<i>Figura 17. Toba lítica en muestra de mano correspondiente a la formación ignimbrita Caja de Ahorros, observada en la estación TVB 1.</i>	<i>57</i>
<i>Figura 18 Afloramiento in situ de toba lítica correspondiente a la formación ignimbrita Caja de Ahorros TVB 1.</i>	<i>58</i>
<i>Figura 19. Fotografía de Afloramiento de areniscas calcáreas pertenecientes al Grupo Cogollo.</i>	<i>60</i>
<i>Figura 20. Muestra macroscópica, Toba Cristalina TV2-2, B) Muestra Macroscópica Toba Cristalina TV3-1, C) Micrografía en Np (Muestra TV2-2), D) Micrografía en Nx (Muestra TVB2-2)</i>	<i>62</i>
<i>Figura 21. A) Muestra macroscópica, Toba lítica TVB1, B) Muestra macroscópica, TVB7 Toba de Lapilli, C) Micrografía en Np de la muestra TVB7 y D) Micrografía en Nx de la muestra TVB7.</i>	<i>64</i>
<i>Figura 22. Micrografía en Nx de la muestra TVB5-1, Cuarzo Calcedónico.</i>	<i>65</i>
<i>Figura 23 A) Micrografía en Nx de la muestra TVB2-3, B) Micrografía en Nx de la muestra TVB5-1, C) Micrografía en Nx de la muestra TVB7-1, D) Micrografía en Nx de la muestra TVB5-1.</i>	<i>66</i>
<i>Figura 24. A) Lamina delgada TBN5-1, B) Micrografía en Nx de la muestra TVB5-1, C) Lugar donde fue tomado el pinchazo sem y adjunto en la gráfica D) observamos un pico elevado en la sílice (Si), con lo cual corroboramos la formación de un cuarzo supérgeno idiomorfo de buen tamaño indicador de una Silicificación posterior a los anteriores eventos de alteración.</i>	<i>67</i>

<i>Figura 25. Micrografía en Nx de la sección delgada TVB7, B) Micrografía en Nx con cuña de cuarzo de la muestra TVB7.....</i>	<i>69</i>
<i>Figura 26. Aspecto a escala microscópica electrónica de un cristal de la Muestra TVB5-1.....</i>	<i>70</i>
<i>Figura 27. A) Micrografía en Np de la muestra TVB5-1, B) Micrografía en Nx de la muestra TVB5-1, C) Micrografía en Nx de la muestra TVB3-1, D) Micrografía en Nx de la muestra TVB7-1, E) Micrografía en Nx de la muestra TVB5-1, F) Micrografía en Nx de la muestra TVB5-1.</i>	<i>72</i>
<i>Figura 28. A) Micrografía en Nx de la muestra TVB5-1, B) y C) Fotografía sem de la muestra TVB5-1 observamos cristales de Qz y Ca.</i>	<i>73</i>
<i>Figura 29. Test de alteración, gráfico de rangos molares de álcali/alúmina para las muestras analizadas.</i>	<i>75</i>
<i>Figura 30. Diagrama de Clasificación de rocas Nb/Y – Zr/Ti, Adaptado de: (Pearce, 1984).....</i>	<i>76</i>
<i>Figura 31. Clasificación Geotectónica de rocas volcánicas Adaptado de (Schandl & Gorton , 2002).....</i>	<i>78</i>
<i>Figura 32. Diagrama Triangular de discriminación tectónica Th-Hf/3-Nb/16 Adaptado de: (Wood, Joron , & Treuil, 1979)</i>	<i>80</i>
<i>Figura 33. Diagrama para el tipo de serie magmática basados en Co – Th plot Adaptado de: (Hastie, Kerr, Pearce, & Mitchell, 2007)</i>	<i>81</i>
<i>Figura 34. Diagrama de clasificación TAS para rocas volcánicas de Adaptado de: (Le Bass, Le Maitre, Streckeisen, & Zanettin, 1986).....</i>	<i>83</i>
<i>Figura 35. Patrones de elementos de tierras raras normalizadas con respecto al condrito Adaptado de (Nakamura, 1974).....</i>	<i>84</i>
<i>Figura 36. Diagrama de normalización respecto al mato primitivo (Sun & McDonough, 1989)</i>	<i>85</i>
<i>Figura 37. Diagramas de barras de los contenidos de Cu, Mo, Ag, Pb, en partes por millón ppm, de las muestras TVB3-1, TVB3-2, TVB4-1, TVB7 y TBV8-4.....</i>	<i>86</i>
<i>Figura 38. Fotografía Toba lapilitica con coloración verdosa, Vía Valledupar - Bosconia.</i>	<i>88</i>

<i>Figura 39. Toba lapilitica de coloración verdosa y presencia de Óxidos e hidróxidos de hierro propios de ambientes superficiales.....</i>	<i>89</i>
<i>Figura 40. Mapa Geológico donde se observa las estaciones 5,6 y 7, Siendo esta ultima la 7 el lugar donde se observan las mayores muestras de roca con coloración verdosa. Adaptado de (Ingeominas, 2007)....</i>	<i>89</i>
Figura 41. <i>Foto afloramiento, se observan intercalaciones de Sedimentos rojos (A), con tobas volcánicas (B), y se observa una coloración verde concordante con la dirección de estratificación 310/30, Municipio de marianfola , Vereda las Palmas. Zona de las muestras TB2 y TVB3.</i>	<i>90</i>
<i>Figura 42. Mapa Geológico donde se observa las estaciones 2 y 3, Siendo estas las unidades de tobas volcánicas con intercalaciones de sedimentos rojos, donde se observan los lentes verdosos concordantes con la estratificación. Adaptado de: (Ingeominas, 2007).....</i>	<i>91</i>
<i>Figura 43. Afloramiento donde se encontraron las fracturas mineralizadas con dirección NE/SW, perpendiculares a la dirección de la fotografía. Zona Mina Vereda Camperucho.</i>	<i>93</i>
<i>Figura 44. Vetilleo de carbonatos de cobre con dirección NE/SW. Mina Vereda Camperucho.....</i>	<i>93</i>
<i>Figura 45. Muestra de la zona mineralizada de la Mina Camperucho, presencia de bornita, calcopirita, pirita, covelita, calcosina, malaquita, azulita, barita).....</i>	<i>94</i>
<i>Figura 46. Figura 40. Mapa Geológico donde se observa la estación 8, Siendo estas la unidad donde encontramos las vetas mineralizadas dirección NE/SW, y estando ubicadas dentro de balastos de la Formación Guatapurí. Adaptado (Ingeominas, 2007)</i>	<i>94</i>
<i>Figura 47. Micrografía en Nx de la muestra TVB7, donde vemos venas de calcita dividiéndonos cristales de cuarzo.....</i>	<i>96</i>
<i>Figura 48. Fotografía en lupa biocular de la muestra TVB8-4. Se observa barita tabular.....</i>	<i>97</i>
<i>Figura 49. Minerales mena metálicos</i>	<i>99</i>
<i>Figura 50. Fotografía de la muestra pulida TVB2-2, zona de los lentes verdosos, se observan venillas tardías de hematita, y zonas epidotizados. Estos minerales ganga se encuentran en medio de una estructura brechoide tipo Jigsaw.</i>	<i>100</i>

<i>Figura 51. Micrografía de la muestra TVB8-1 del sector de la mina Camperucho. Se observa un cristal de malaquita por reemplazamiento, y se observa una venilla de malaquita.</i>	<i>100</i>
<i>Figura 52. Micrografía electrónica SEM del chip de roca de muestra TVB8-4.</i>	<i>101</i>
<i>Figura 53. Micrografía electrónica SEM de la muestra TVB8-4, cristales de plata, dentro de cristales de bornita.</i>	<i>102</i>
<i>Figura 54. Micrografía electrónica SEM, de la muestra TVB8-4, donde observamos: A) Pinchazo en Cristal de Bornita, B) Cristal en microcristales de óxidos cobre con contenidos de Pb.</i>	<i>103</i>
<i>Figura 55. Gráfico de redox (Eh) y presión parcial de oxígeno (pO₂) frente al pH que muestra la estabilidad de las especies solubles de cobre y minerales de cobre en el ambiente supergénico. Tomado de (Sillitoe, 2005 en (Reich & Vasconcelos, 2015)</i>	<i>113</i>

Lista de Tablas

<i>Tabla 1. Localización geográfica de cada una de las estaciones.....</i>	<i>40</i>
<i>Tabla 2. Análisis modal de las tobas presentes en el tramo Mariangola – Camperucho.....</i>	<i>47</i>
<i>Tabla 3. Resumen Paragénesis Mineral.</i>	<i>105</i>

Lista de Anexos

Anexo A. Descripción macroscópica y petrográfica.

Anexo B. Mapa geológico de la zona de interés, donde se observa la ubicación de cada estación de muestreo.

Anexo C. Informe de análisis lito-geoquímicos.

RESUMEN

TITULO: CARACTERIZACIÓN MINERALÓGICA, GEOQUÍMICA Y GÉNESIS DE LAS MANIFESTACIONES CUPRÍFERAS DE LA ZONA SURORIENTAL DE LA SIERRA NEVADA DE SANTA MARTA, DEPARTAMENTO DEL CESAR.*

AUTORES: FREDY HERNAN CORREDOR DUARTE
DANITZA MENDOZA FONSECA.**

PALABRAS CLAVES: Mineralización de cobre, Enriquecimiento Supergeno, Depósitos SSC, Eventos de alteración hidrotermal, Contexto paragenético.

DESCRIPCION:

Las mineralizaciones cupríferas objeto del presente estudio, se localizan en las estribaciones meridionales de la Sierra Nevada de Santa Marta, entre los corregimientos de Mariangola y Camperucho (Dpto. del Cesar). Estas mineralizaciones se encuentran hospedadas en rocas volcano-sedimentarias de la Formación Guatapurí de edad Jurásico Temprano, donde se identificaron litologías ígneas y volcano-clásticas, entre otras, de tipo basalto, traquitas, tobas cristalinas, lapilli y brechas volcánicas.

Dos estilos de mineralización de Cu principales fueron reconocidos en el área de estudio: (1) Un estilo de ambiente hipógeno, aquí denominado de tipo SSC (*Sediment-hosted Stratiform Copper deposits*), en donde los minerales de mena principales con la bornita, calcopirita y pirita, y las alteraciones hidrotermales asociadas a éstas son las alteraciones potásicas, clorita + cuarzo + epidota; sericita+esmectita+illita. Se infiere que los fluidos mineralizantes fueron fundamentalmente de tipo connato (intra-formacional). El otro estilo de mineralización reconocido (2), se considera de ambiente supérgeno, el cual es el producto de la lixiviación de los minerales primarios de mena antes referidos, debido a la percolación descendente de aguas fundamentalmente meteóricas. Los minerales de mena asociados a éste segundo estilo de mineralización, son principalmente la Covelita+Calcosina+Bornita (los cuales suelen formarse en los niveles freáticos) y Malaquita Azurita (más asociados a la zona vadosa). Estos minerales de enriquecimiento supérgeno, se concentran principalmente a lo largo de diaclasas y fracturas. Las alteraciones asociadas a este segundo estilo de mineralización es fundamentalmente la silicificación (relacionada con circulación de fluidos ricos en sílice, canalizados principalmente por antiguos niveles freáticos).

Se considera que el Cu presente en ambos estilos de mineralización ya referidos, proceden del lixiviado de las litologías ígneas volcánicas y volcano-clásticas de edad Mesozoico, presentes en la formación Guatapurí. Por consiguiente, los estilos de mineralización de Cobre en el área de estudio, son claramente de carácter epigenético.

* Trabajo de grado

** Facultad Físicoquímicas. Escuela de Geología. Director UIS: Luis Carlos Mantilla Figueroa. Codirector U. Andina: Carlos Acuña. Codirector U Andina: Amat David Zuluaga Guerra.

ABSTRACT

TITLE: MINERALOGIC, GEOCHEMICAL AND GENESIS CHARACTERIZATION OF THE PREPARED MANIFESTATIONS OF THE SOUTHERN AREA OF SIERRA NEVADA DE SANTA MARTA, DEPARTMENT OF CESAR*

AUTHORS: FREDY HERNAN CORREDOR DUARTE, DANITZA MENDOZA FONSECA **

KEYWORDS: Copper Mineralization, Supergene Enrichment, SSC Deposits, Events of Hydrothermal Alteration, Paragenetic Context.

DESCRIPTION:

The copper mineralizations object of the present study, are located in the southern foothills of the Sierra Nevada of Santa Marta, between the settlements of Mariangola and Camperucho (Department of the cesar). These mineralizations are located in volcanic-sedimentary rocks of the Early Jurassic Guatapuri Formation, where igneous and volcano-clastic lithologies were identified, among others, basalt type, trachytes, crystalline tuffs, lapilli and volcanic breccias. Two major Cu mineralization styles were recognized in the study area: (1) A style of hypogenic environment, here called SSC (Sediment-hosted Stratiform Copper deposits), where the main ore minerals with the bornite, chalcopyrite and pyrite, and the hydrothermal alterations associated to these are the potassium alterations, chlorite + quartz + epitope; Sericite + smectite + illite. It is inferred that the mineralizing fluids were essentially connate (intra-formational) type. The other recognized mineralization style (2) is considered to be a sup- energen environment, which is the product of the leaching of the above-mentioned ore minerals, due to the descending percolation of fundamentally meteoric waters. The ore minerals associated to this second style of mineralization are mainly Covelita + Calcosina + Bornita (which are usually formed at groundwater) and Malachite Azurite (more associated with the Vadose zone). These enrichment-rich minerals are mainly concentrated along diaclasses and fractures. The alterations associated to this second style of mineralization are mainly silicification (related to the circulation of fluids rich in silica, channeled mainly by old phreatic levels). It is considered that the Cu present in both types of mineralization already mentioned, comes from the leaching of volcanic igneous lithologies and volcano-clastic Mesozoic age, present in the Guatapuri formation. Therefore, the copper mineralization styles in the study area are clearly of an epigenetic character. It is considered that the Cu present in both types of mineralization already mentioned, comes from the leaching of volcanic igneous lithologies and volcano-clastic Mesozoic age, present in the Guatapuri formation. Therefore, the copper mineralization styles in the study area are clearly of an epigenetic character

*Bachelor Thesis

**Faculty of physicochemical Engineering. Geology School. Directed by Luis Carlos Mantilla Figueroa Geologist. Codirected by Carlos Acuña. U Andina and Amat David Zuluaga Guerra.

Introducción

Los metales han marcado la historia de la vida humana tal como se produjo en la llamada edad de los metales compuesta por la edad de cobre, la edad de bronce y la edad de hierro, cada una de estas contribuyeron al desarrollo y la evolución de la vida humana hasta nuestros días, por ello el hombre durante el paso del tiempo ha visto la necesidad de estar en la búsqueda de nuevos depósitos de estos recursos naturales.

Algunos de estos depósitos que han abastecido las necesidades de la humanidad son depósitos metálicos supergenos, los cuales debido a que se encuentran expuestos cerca de la superficie de la tierra han presentado económicamente un interés debido a su accesibilidad, fácil extracción y bajos costos de la misma.

El departamento del Cesar en su historia geológica ha presentado diferentes procesos geológicos, dando lugar a diversas manifestaciones de minerales metálicos de interés para la región, entre ellos se encuentran manifestaciones cupríferas que cada vez cobran mayor importancia ofreciendo atractivas alternativas para el desarrollo minero y social de la región, sin embargo, la información o datos de interés sobre estas manifestaciones cupríferas para la región de Mariangola y sus alrededores (ubicados en las estribaciones sur-oriental de la Sierra Nevada de Santa Marta) son escasos. Razón por la cual se decide dar comienzo al estudio de esta zona, con una caracterización mineralógica, su relación con las unidades litológicas presentes y proponer su caracterización paragenética con el fin de generar nuevos aportes al conocimiento geológico de estas manifestaciones cupríferas.

1. Planteamiento del Problema.

Las manifestaciones de cobre en el Departamento del Cesar, cobran cada vez mayor importancia pudiendo ofrecer atractivas alternativas para la minería de la región; sin embargo, la información y estudios recolectados sobre la génesis y caracterización mineralógica que permita además prever la existencia de determinados minerales de cobre en el sector Mariangola sector Sur-oriental de la Sierra Nevada de Santa Marta es escasa. Razón por la cual se decide llevar a cabo en la zona un estudio de caracterización mineralógica, su relación con las unidades litológicas aflorantes y clasificar su contexto paragenéticos a fin de generar nuevos conocimientos e información geológica en la región sobre la metalogénesis del Cu en la región.

2. Objetivos

2.1. Objetivo General.

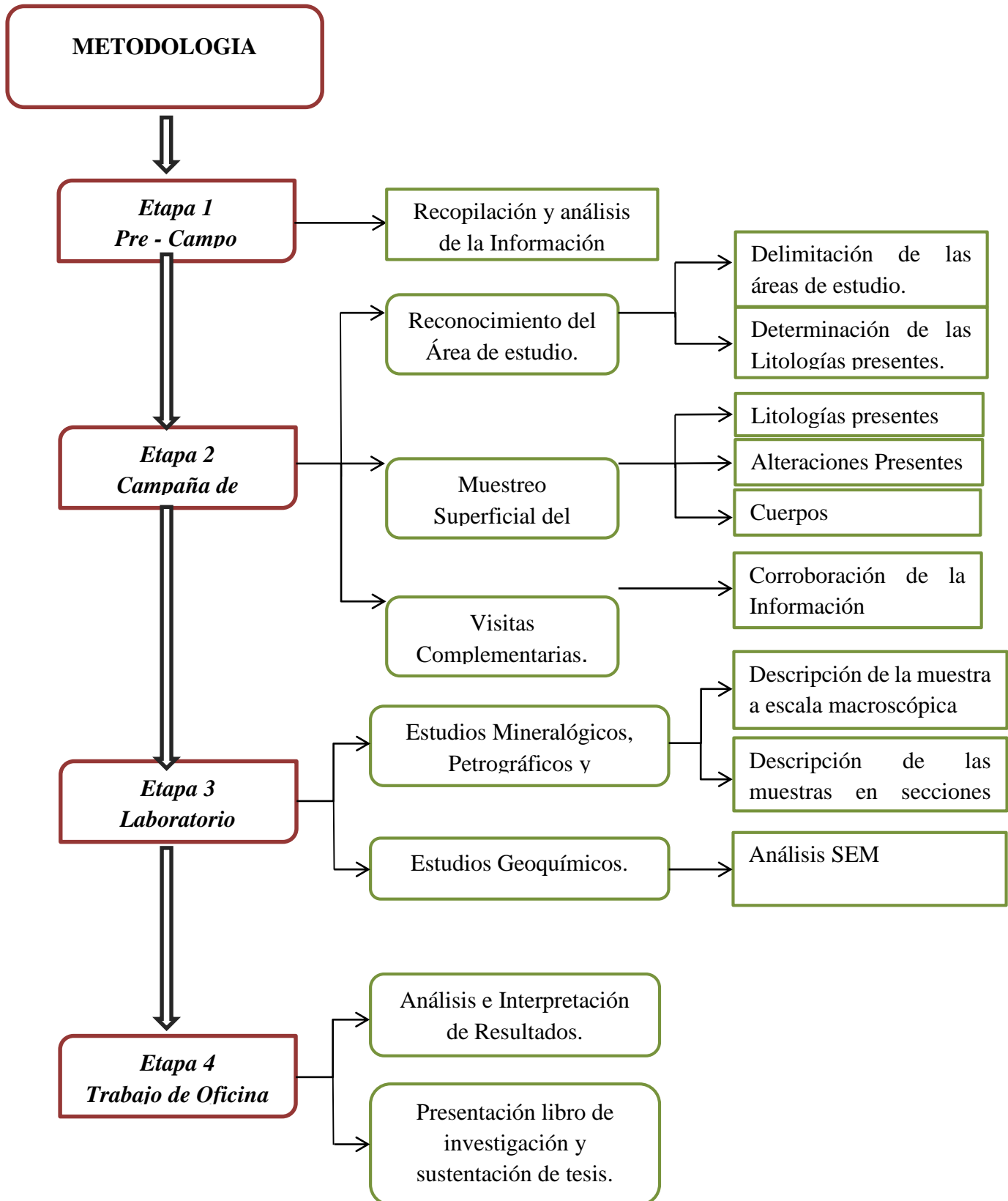
Caracterizar la mineralogía, geoquímica y génesis de las manifestaciones cupríferas en las estribaciones Suroriental de la Sierra Nevada de Santa Marta. Sector Mariangola-Camperucho.

2.2. Objetivos Específicos.

1. Realizar una búsqueda y análisis de la información geológica del área de estudio, para fines de su contextualización en el marco geológico regional y local.
2. Realizar un trabajo de campo, en aras de coleccionar muestras y datos, relacionados con las manifestaciones cupríferas objeto de estudio, y sus relaciones con las unidades litológicas aflorantes en el área.
3. Evaluar las características mineralógicas-petrográficas de las rocas y las manifestaciones cupríferas reconocidas en el área de estudio, mediante análisis de microscopía óptica y electrónica (SEM).
4. Analizar litogeoquímicamente las rocas hospedadoras de la mineralización y de las manifestaciones cupríferas¹.

¹ Esto, para fines de apoyar la clasificación de las rocas y para identificar o descartar la presencia de contenidos anómalos de metales.

3. Metodología



Con el fin de cumplir los objetivos propuestos anteriormente es necesario tener en cuenta una guía metodológica que facilite la elaboración y desarrollo de la investigación de manera organizada, para lo cual se implementan las siguientes fases: A) Oficina (recopila y analiza la mayor información bibliográfica de interés en la zona de estudio), B) Campo (reconocimiento de la zona de estudio, recolección de muestras y datos relacionados con el presente estudio), C) Laboratorio (análisis macroscópico, análisis petrográfico, SEM, análisis geoquímico), D) Interpretación de datos y finalmente E) Elaboración de libro final (proyecto tesis final de pregrado). A continuación, se hará referencia solo a la fase laboratorio, dada su importancia en la obtención de nuevos datos.

3.1. Fase Laboratorio

En esta fase las muestras que fueron recolectadas en la zona de campo se analizaron mediante: a) descripción macroscópica, b) análisis por microscopía óptica, c) análisis por microscopio óptico de barrido (SEM) y microanálisis por dispersión de energía (EDX), d) análisis de la composición química de las rocas presente (geoquímica). Posteriormente se explican las características de los equipos utilizados en los respectivos análisis, y las condiciones con las cuales se desarrollaron estos mismos.

3.1.1. Análisis macroscópico:

Este análisis fue realizado a 17 muestras en el Estereomicroscopio Motic del laboratorio petrográfico de la Fundación Universitaria del Área Andina / Valledupar y el laboratorio macroscópico de la Universidad Industrial de Santander. Primero se describió y se clasificó cada muestra colectada en campo, identificando texturas macro presentes en las rocas y su composición mineralógica, tipos de alteración y venillas presentes, lo cual queda evidenciado en el catálogo de

muestras con sus respectivas fotografías (Anexo 1). Esta descripción macroscópica permite definir 12 muestras para la elaboración de secciones delgadas y posterior análisis microscópico.

3.1.2. Análisis microscópico

Se analizaron 12 secciones delgadas en los microscopios ópticos de luz transmitida en el laboratorio de mineralogía óptica de la Universidad Industrial de Santander con el equipo NIKON ECLIPSE E200 50/POL con cámara digital Sight DS-SM y pantalla incorporada Digital Light DS-L1. Este análisis permitió identificar las principales micro texturas, alteraciones, micro estructuras y composición mineralógica de las rocas. Como aporte a este estudio se determinaron los principales minerales formados en procesos ígneos-volcánicos, sus respectivos minerales secundarios por alteración y los minerales formados por procesos de alteración hidrotermal con los cuales podemos identificar los tipos de alteración hidrotermal que influenciaron la zona de estudio. Con base a lo anterior se logró desarrollar el capítulo de litologías aflorantes en la zona de estudio.

Para la descripción de las respectivas muestras se utilizaron abreviaturas para referirnos a los nombres de los minerales, basándonos en la tabla de abreviaturas propuesta por Whitney & Evans (2010).

3.1.3. Análisis SEM / Microanálisis EDX

Se analizaron 7 muestras en el Laboratorio de Microscopia de la Universidad Industrial de Santander – Parque Tecnológico de Guatiguará, con el equipo SEM FEI-QUANTA FEG 650 ESEM. El análisis SEM consiste en hacer incidir un barrido de haz de electrones sobre una muestra debidamente recubierta con una capa muy fina de carbón lo cual le otorga las propiedades

conductoras. Esta técnica de preparación de las muestras se denomina pulverización catódica o “*sputtering*”. Su funcionamiento consiste en un cubículo óptico (el cual cuenta con una cámara a alto vacío donde se coloca la muestra) y una consola electrónica donde se reflejan los resultados. La imagen del microscopio es formada por un haz de electrones dirigido hacia la muestra, dicho haz es generado a partir de un cañón electrónico, el cual tiene como cátodo un filamento de tungsteno que se calienta mediante un sistema de emisión termoiónica a una temperatura que excede los 2,700 °K, este filamento emite electrones en abundancia que producen un alto potencial negativo con respecto al ánodo, que son rápidamente acelerados hacia el mismo a través de la columna electrónica. El haz de electrones pasa por dos o tres lentes condensadores electromagnéticos cuya función es disminuir el diámetro del haz.

Cualquier radiación desde la muestra puede ser usada para proporcionar una señal y cada una de estas es el resultado de alguna interacción entre los electrones incidentes y la muestra, proporcionando diferente información (Reyes, 1997)

Con las imágenes arrojadas por estos métodos se logró identificar con mayor claridad y exactitud la composición, forma y distribución mineralógica de las muestras estudiadas.

El objetivo del microanálisis EDX es obtener análisis químicos de una pequeña cantidad de material del orden de un micrómetro cúbico. Cuando la materia es bombardeada por electrones de alta energía, los átomos de cada elemento emiten un espectro característico de rayos X. Con los detectores adecuados se puede obtener análisis cualitativos y cuantitativos, estos últimos, comparando las intensidades de cada elemento de la muestra desconocida con intensidades de elementos de referencia (estándares). Existen dos técnicas de rayos X usadas en el microanálisis: Espectrometría de energía dispersa y Espectrometría de longitud de onda dispersiva. La diferencia

fundamental entre estas técnicas está en los detectores usados para medir la intensidad de rayo X (Reyes, 1997)

Con los datos arrojados por este método se logró tener más claridad de la composición química de pequeñas fracciones de minerales, así como también nos dio indicios en las alteraciones presentes de algunos minerales.



Figura 1. Fotografía del laboratorio del microscopio electrónico de barrido, Usado en el presente estudio. Sede UIS-Guatiguará (Piedecuesta, Santander).

3.1.4. Análisis Litogeoquímicos:

Los análisis geoquímicos fueron realizados por el Laboratorio ALS MINERALS con sede en Medellín (Antioquia).

Las muestras fueron debidamente pesadas y enviadas, cada una de ellas con un peso entre los 200 gr y los 600 gr de roca pertinentes para los respectivos análisis. La preparación de las muestras se realizó por parte del Laboratorio ALS MINERALS la descripción de estos procesos incluye (Peso de la muestra recibida, Control de calidad chancado, Control de calidad pulverizado, Chancado fino 70% <2mm, Cuarteo-cuartheador rifle, y por ultimo pulverizado cuarteo a 85%<75um). Para los análisis de multielementos las muestras pasaron por unos procedimientos anteriores como azufre total ,carbono total , metales por digestión de 4 ácidos , fusión en borato de litio (esto para análisis de elementos traza incluyendo REE) , el resultado de estos procedimientos se analizaron por medio de la técnica ICP-MS (Espectrómetro de masas con plasma acoplado inductivamente) la cual es una técnica de análisis inorgánico elemental e isotópico capaz de determinar y cuantificar la mayoría de los elementos de la tabla periódica .

Los anteriores resultados entregados por el laboratorio se trabajaron mediante el software GCDKit (*Geochemical Data Toolkit*) con el cual se tabularon y se generaron las respectivas graficas de estudio para definir el nombre de las respectivas rocas, el contexto tectónico de las mismas y sus anomalías en tierras raras.

4. Generalidades Área de Estudio

4.1. Localización de la Zona de Estudio

La zona de estudio se encuentra localizada en el norte del departamento del Cesar. Sector Suroriental de la Sierra Nevada de Santa Marta, entre los corregimientos de Mariangola, perteneciente al municipio de Valledupar, con una distancia de 45 km del mismo y el corregimiento de Camperucho en el municipio de Bosconia que a su vez se encuentra a 67 km aproximadamente de la ciudad de Valledupar (*Figura 2*) En cuanto a la accesibilidad a la zona esta se hace desde el municipio de Valledupar por la carretera principal que conduce a Bosconia que en su totalidad se encuentra pavimentada, a excepción de la carretera secundaria que se toma para llegar hasta el corregimiento de Camperucho.

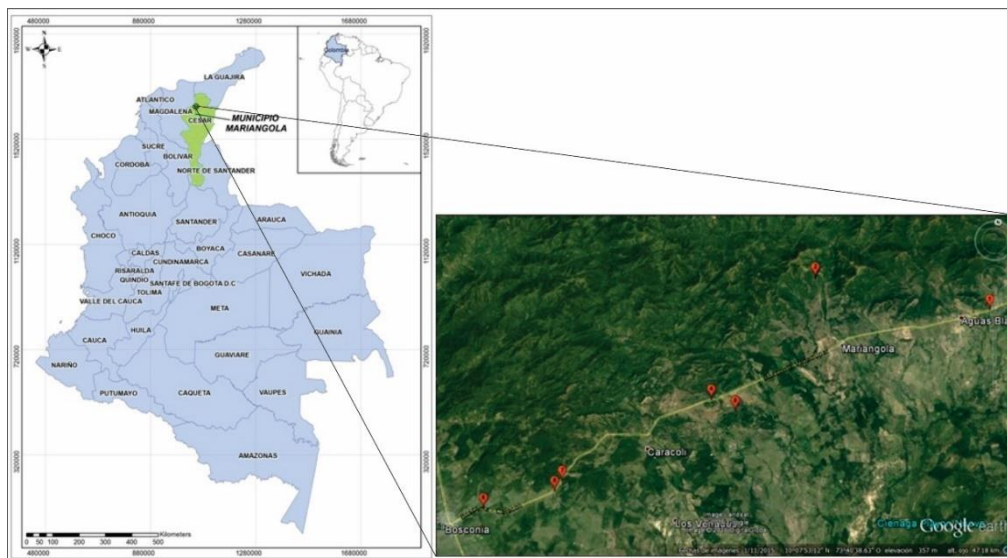


Figura 2. Localización del municipio de Valledupar, en el departamento del Cesar. Adaptado de Google Earth

Geográficamente el área se encuentra comprendida entre las coordenadas (Origen Bogotá); X: 1623702, Y: 1066636, Z: 100 m, que corresponde al punto inicial en cercanías del cerro caja de ahorros y X: 1.596.675, Y: 1023704, Z: 125 m, punto localizado en cercanías al municipio de Bosconia (*Figura 3*)

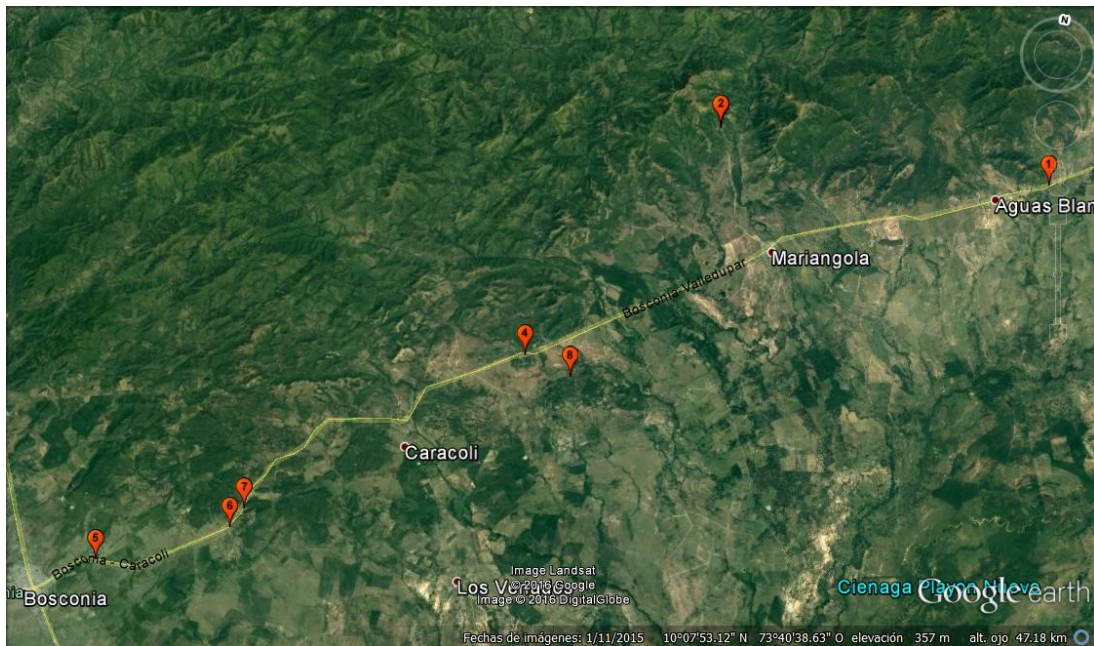


Figura 3. Localización geográfica del área de estudio, con ubicación de puntos muestreados. Adaptado de Google Earth.

4.2. Rasgos Fisiográficos de la Zona de Estudio.

La zona de estudio se encuentra influenciada principalmente por dos grandes rasgos geográficos. La Sierra Nevada de Santa Marta, que es dominada por relieves escarpados con pendientes moderadas, en donde predominan red de drenajes dendríticas que son controlados o siguen un patrón estructural muy marcado, y la cuenca del río Cesar; con una amplia y alargada zona de poca variación altimétrica, conformada por los depósitos recientes del Valle del río Cesar.

Predomina en la región un clima tropical; en donde se identifican estaciones secas y húmedas, con temperaturas promedio de 28.4°C. La vegetación característica en la zona es de bosque seco tropical, con una cubierta principalmente de pasto y árboles autóctonos de la zona.



Figura 4. Rasgos fisiográficos del área de estudio.

5. Antecedentes

5.1 Marco Geológico Regional

5.1.1 Rasgos Estructurales

En la evolución geohistórica de la Sierra Nevada de Santa Marta se presenta un modelo de deformación estructural, la cual ha sido dividida en seis regiones estructurales, en donde se evidencian características geométricas y cinemáticas diferentes (*Figura 5*)

Región Estructural I; Es la región más NW de la Sierra Nevada. Los rasgos del patrón estructural son trazos rectilíneos a muy suavemente curvados de excelente expresión morfológica, ya que generan estrechos valles o depresiones y alineamiento de rasgos topográficos. Se prolongan por decenas hasta centenares de kilómetros, con una dirección general EW. Los trazos de falla, muestran suaves flexiones en sus tramos orientales, mientras que, hacia el extremo occidental, describen amplios arcos con polaridad hacia el NW (Colmenares , et al., 2007)

Región Estructural II; Constituye la región central de la Sierra Nevada. El patrón estructural está caracterizado por trazos rectilíneos que se prolongan por decenas o centenares de kilómetros, con un rumbo general EW. En sus tramos orientales, estos trazos de falla terminan en flexiones que tienen dirección general NE-SW y vergencia NW; mientras que los extremos occidentales, pueden terminar en componentes de rumbo sinestrales y dirección general NS cuyos trazos forman ángulos casi rectos con el trazo principal de las fallas, o en flexiones de carácter inverso con rumbo general NNE y polaridad hacia el NW (Colmenares , et al., 2007)

Región Estructural III; Esta región estructural ocupa la mayor parte de la vertiente sureste de la Sierra Nevada y parcialmente por la vertiente occidental. La Región Estructural III se caracteriza por un empaquetamiento estructural de menor densidad, es decir la distancia entre las fallas sucesivas es mayor que en las regiones anteriormente descritas. Las estructuras se extienden por decenas de Km con rumbo que varía de EW a N70E y trazos moderadamente sinuosos con flexiones de corta magnitud derechas e izquierdas.

Región Estructural IV; esta región se ubica en el vértice suroccidental de la Sierra Nevada. El estilo estructural de esta región es fundamentalmente diferente al de las otras regiones, sus

estructuras se disponen en un arreglo penetrativo alto. Las trazas de falla se extienden máximo por 30 Km a lo largo de trayectorias supremamente curvas de moderada a alta sinuosidad, que muestran convexidad hacia el NNE. Las estructuras principales están unidas por fallas menores también arqueadas de traza sinuosa y corta longitud (Colmenares , et al., 2007)

Región Estructural V; Esta región comprende las estructuras localizadas en los valles de Cesar y Ranchería y la Serranía de Perijá, al SE del borde suroriental de la Sierra Nevada de Santa Marta. Las estructuras del frente noroccidental de la Serranía de Perijá muestran trazas curvas con sus mayores arqueamientos orientados hacia el NW, extremadamente sinuosas y entrelazadas o dispuestas en escalones (Colmenares , et al., 2007)

En la zona plana de los valles mencionados se ha incluido las trazas de fallas sepultadas por sedimentos recientes, fueron trazadas evidentemente, a lo largo de alineamientos muy marcados de los drenajes de las zonas plana y con base en datos inseguros de subsuelo como aquellos provenientes de algunas perforaciones de pozo (Colmenares , et al., 2007)

Región Estructural VI; Esta región comprende el estrecho y elongado cinturón del borde occidental de la Sierra Nevada, que se extiende entre Bosconia y Santa Marta por más de 150 Km. Las estructuras en la Región Estructural VI se caracterizan por trazas semirectas que se prolongan por decenas de Km con una dirección promedia N15W a NS, dispuestas en arreglos escalonados a trezados. La mayor parte de los mapas regionales existentes muestran un solo elemento lineal estructural orientado aproximadamente N15W que limita el borde oeste de la sierra, continuando su trazo hacia el SSE a lo largo del piedemonte occidental de la Cordillera Oriental y Macizo de Santander. Esta estructura ha sido denominada Falla de Santa Marta-Bucaramanga (Colmenares , et al., 2007)

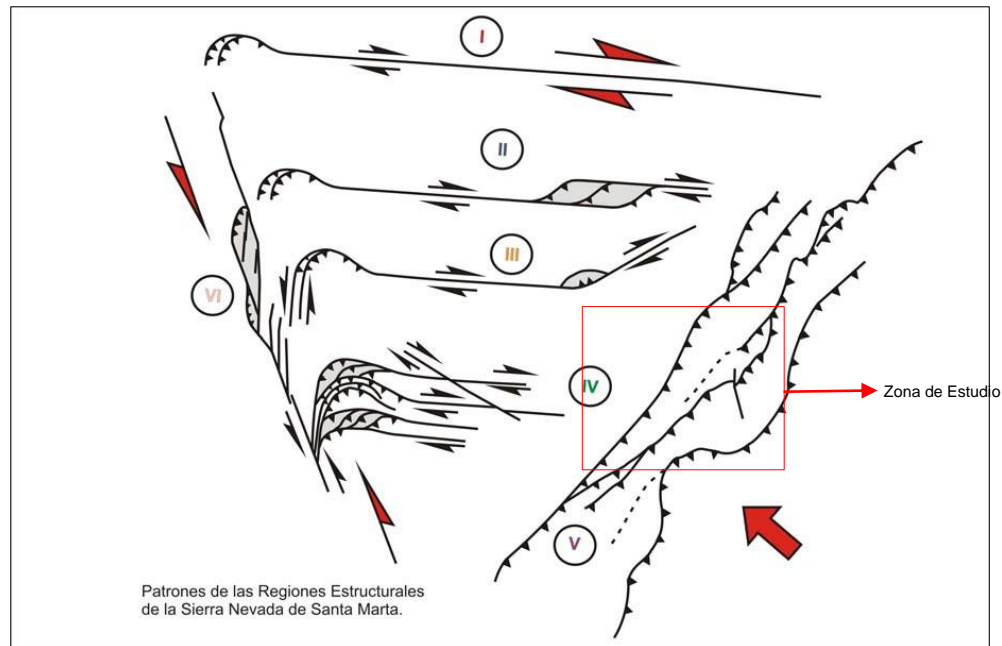


Figura 5. Patrones de las regiones estructurales de la Sierra Nevada de Santa Marta y ubicación de la zona de interés. Adaptado de (Colmenares , et al., 2007)

5.1.3. Unidades Geológicas Regionales.

Las mineralizaciones de cobre en la zona de estudio se ubican al Sur de la Sierra Nevada de Santa Marta; zona relacionada con procesos magmáticos de edad y genética diferente; entre los que se tienen eventos de rifting que tiene ocurrencia durante el Mesozoico que produjo un magmatismo alcalino silíceo entrelazados con sedimentos rojos, seguido por eventos de magmatismo submarino de composición básica a intermedia que se originaron en el Jurásico y posteriormente evidencia de vulcanitas de naturaleza acida (Galvis & Espriella , 1999). Afloran

aquí una gran variedad de unidades litológicas, manifestándose rocas ígneas, metamórficas y sedimentarias de edad Precámbrica hasta el reciente.

La zona de estudio Mariangola – Camperucho está compuesta de rocas volcanosedimentarias y sedimentarias definidas por la Formación Guatapurí, Formación Espilitas, Grupo Cogollo e Ignimbrita Caja de Ahorros. Las cuales están compuestas litológicamente por:

La Formación Guatapurí es una unidad volcano-sedimentaria, compuesta hacia la base por basaltos porfiríticos, basaltos andesíticos amigdaloides, andesitas, andesitas porfiríticas, volcánicos piroclásticos, keratófidos, espilitas y ocasionalmente, brechas y conglomerados. Suprayacida por rocas sedimentaria compuestas por limolitas, arenitas feldespáticas, arcosas y grauvacas, con intercalaciones tobáceas y de otras rocas volcánicas, (Tschanz , Jimeno, & Cruz , 1969) En su génesis el conjunto de rocas que conforman esta unidad se acumularon por procesos eruptivos lávicos de composición ácida a intermedia y flujos piroclásticos asociados; las interposiciones de rocas sedimentarias corresponden en su mayoría a depósitos híbridos relacionados con los depósitos piroclásticos o son derivadas de ellos. En cuanto a su edad no son muchos los datos que se han publicado de dataciones radiométricas ni de determinaciones bioestratigráficas en las rocas de la Formación Guatapurí, sin embargo, Tschanz , Jimeno, & Cruz , 1969, le han asignado un intervalo de edad Triásico temprano a Jurásico temprano, sin embargo estudios más recientes reportan edades de 180-170 Ma para las rocas efusivas de esta formación (Leal-Mejía, Melgarejo, Draper, & Shaw, 2011.) con base en la correlación con los sedimentos rojizos de la Cordillera Oriental de Colombia, especialmente con la sucesión del Grupo Girón que ha sido estudiada cerca de Bucaramanga por varios autores (Ward *et al.*, 1973; Cediél *et al.*, 1981), solamente se conocen unas dataciones K-Ar realizadas en roca total a un basalto que aparentemente

infrayace a la Formación Guatapurí (173 ± 12 m.a.) y a un basalto que intruye a esta formación (138 ± 9 m.a.), estos datos le darían una edad Jurásico medio a superior a la unidad, pero estas edades no parecen ser concluyentes (Ordóñez 2001 en Colmenares , et al., 2007) con base en análisis Rb-Sr y Sm-Nd de roca total, obtuvo una edad de 175 m.a (Colmenares , et al., 2007)

La Formación Espilitas Triásicas (TJs) Esta unidad se formó en la zona más superficial de un volcán explosivo, donde se forman rocas volcánicas de texturas afanítica y porfirítica, que luego son cubiertas por cenizas y partículas de mayor tamaño. Son rocas de grano fino, apariencia basáltica en muestra de mano, aunque con considerables diferencias en las características microscópicas son de color gris pardusco, pardo y, menos común, verde oscuro; meteorizadas son de color gris claro con tintes ligeramente rojizos. Las rocas de esta unidad son de composición basáltica a latítica e incluyen rocas con texturas espiliticas, pilotaxítica y traquítica. Esta unidad por encontrarse descansando sobre la Formación Guatapurí (TJg), se le ha asignado una edad Triásico Tardío a Jurásico Temprano (Tschanz , Jimeno, & Cruz , 1969 en Colmenares , et al., 2007)

La Ignimbrita Caja de Ahorros corresponde un cuerpo volcánico extrusivo de composición ácida y con buena cantidad de fragmentos líticos, es un grupo de rocas volcánicas ignimbríticas presentes en la parte Suroriental de la Sierra Nevada de Santa Marta, constan principalmente de ignimbritas cristalinas con fragmentos líticos de limolitas que provienen de la formación Guatapurí, varían composicionalmente entre traquitas y andesitas el color es gris verdoso, amarillo claro o café verdoso, la textura es porfirítica,. La “Ignimbrita de la Caja de Ahorros”, aparentemente es más antigua que la “Ignimbrita de Los Clavos” (175 a 180 ± 12 m.a.). Probablemente es de edad Jurásico Temprano e incluso puede ser un poco más antigua y tener la misma edad de las “Espilitas Triásicas”. (Tschanz *et al.*, 1969 en Colmenares , et al., 2007)

Formación Riodacita los Tábanos (Jt) -Cuerpo Vulcano-sedimentario extrusivo de textura porfírica y composición ácida a intermedia. Afloran rocas volcanosedimentarias de variada composición, desde tobas andesíticas y dacíticas hasta tobas traquíticas y tobas líticas con fragmentos de rocas volcanoclásticas tamaño bloques. Las rocas lávicas son de composición más homogénea, se trata de traquitas y riolitas, en la mayoría de los afloramientos la roca está muy fracturada. Esta unidad infrayace a la “Riolita de Golero”, que tiene una edad K-Ar de 129 ± 4 m.a. El miembro superior propuesto por Tschanz, Jimeno, & Cruz, 1969, tiene una edad estimada entre 162 – 129 m.a. Se obtuvo mediante una datación K-Ar en un cristal de sanidina de una obsidiana una edad de 142 ± 6 m.a., (Jurásico Superior), esta es la edad aproximada del miembro superior de la unidad (Colmenares, et al., 2007)

El Grupo Cogollo se encuentra dentro de la unidad de “Calizas y shales cretácicas indiferenciadas” (Kcsi) de unos 1800 pies a 2300 pies de espesor (Tschanz, Jimeno, & Cruz, 1969), es decir, de unos 550 m a 700 m de espesor, está compuesta por calizas (mudstone, wackestone y packstone) -algunas terrígenas-, lodolitas calcáreas (generalmente fósiles), arenitas calcáreas, limolitas calcáreas, limolitas silíceas, arenitas feldespáticas y chert negro, lodolitas limosas a arenosas calcáreas, limolitas a arenitas de grano muy fino calcáreas, ocasionalmente arenitas cuarzosas; en general de colores gris, gris oscuro, crema, y de alteración amarillo y ocre, con abundantes fósiles o fragmentos fósiles de bivalvos, gasterópodos, amonitas, ostreidos, foraminíferos, etc., y con concreciones calcáreas que varían en diámetro desde unos centímetros hasta varios decímetros. La unidad de “Calizas y shales cretácicas indiferenciadas” (Kcsi), con base en el estudio de amonitas, tiene un rango de edad desde el Aptiano inferior hasta el Coniaciano y consiste en rocas equivalentes a la parte superior del Grupo Cogollo (que a su vez se divide en

las Formaciones Lagunitas y Aguas Blancas) y a la Formación La Luna (con sus respectivos miembros Laja y Manaure) (Tschanz *et al.*, 1969 en Colmenares *et al.*, 2007). Se puede concluir que esta unidad fue depositada en una plataforma media en un mar abierto rico en carbonatos, en un mar tropical con relativamente buen contenido de material orgánico y biclastico (Colmenares , *et al.*, 2007)

5.2 Antecedentes Sobre las Mineralizaciones de Cobre.

Existe una variedad de depósitos de cobre en el departamento, que dependen específicamente del ambiente de formación. Estos depósitos de cobre por lo general se producen en rocas sedimentarias y volcanogénicas dentro de una amplia variedad de ambientes geológicos, donde puede haber poca o ninguna evidencia de alteraciones hidrotermales. Algunos depósitos pueden ser hipogénicos y tienen una fuente profunda de los fluidos de mineral, sin embargo, debido al enfriamiento rápido y dilución durante la deposición sinéctica en el suelo marino los depósitos resultantes no se asocian con alteraciones hidrotermales. Muchos de estos depósitos están formados cerca de las principales características tectónicas de la corteza terrestre, incluyendo los límites de placas, los valles de rift, y arcos de islas (Tourtelot , 1976.)

La Sierra Nevada de Santa Marta ha sido epicentro de diversos estudios que basan su investigación en la petrografía y evolución tectónica-geológica de la misma, se destacan de estos estudios la evolución geohistórica de la Sierra Nevada de Santa Marta realizada por el antiguo ingeniero, estudios sobre las consideraciones petrográficas, geoquímicas y geocronológicas de la parte Occidental del batolito de Santa Marta, Vulcanitas Cenozoicas en el piedemonte

Suroriental de la Sierra Nevada y en la Serranía del Perijá, y el mapa geológico generalizado del departamento del Cesar memoria explicativa.

Actualmente no existen estudios publicados sobre el origen de formación de las manifestaciones de cobre en la Sierra Nevada, pero se han reportado mineralizaciones existentes en el borde Suroriental, en las localidades de Mariangola, Camperucho y Caracolí. Son pocos los informes publicados sobre las manifestaciones de cobre en el departamento del Cesar, los principales yacimientos de cobre se encuentran hacia la Serranía del Perijá entre las localidades de El Rincón, Zepelín, Ovejo, El Seno y San Diego, asociados a depósitos estrato confinados que particularmente ocurren en rocas sedimentarias y volcanogénicas. Las principales unidades litológicas en donde se manifiestan las mineralizaciones de cobre en la Serranía del Perijá pertenecen a la formación La Quinta: miembro sedimentario, miembro ígneo porfirítico y miembro volcánico (Ortega, Rojas, & Manco, 2012)

(Ortega, Rojas, & Manco, 2012) identifica las mineralizaciones de cobre aflorantes en el corregimiento de San José de Oriente, La Paz, Cesar, en donde realiza estudios exploratorios de geología superficial en la formación La Quinta, examinan muestras con contenido de cobre por medio de análisis cuantitativo mediante el estudio de difracción de rayos X y absorción atómica, en donde se concluyeron 4 zonas de mineralización, concentraciones de cobre del 1,45% y una serie de minerales que constituyen las rocas muestreadas correspondientes a cuarzo, clinocloro, hematita, ortoclasa, illita y malaquita.

(Pagnacco, 1962) también realiza estudios sobre las mineralizaciones cupríferas en la Serranía de Perijá, entre Codazzi y el Molino, determinando el origen de las mismas. Manifiesta que las mineralizaciones cupríferas están presentes en lentes en forma de impregnaciones muy similar al tipo cobre diseminado. La epidota es el componente mineral de los lentes mineralizados, y en

menor proporción cuarzo de tipo I, II III, barita, clorita y calcita. Agrega también que los minerales metálicos presentes en los afloramientos de esta región son todos de origen secundario o supergéno.

6. Resultados

6.1 Litologías Aflorantes en la Zona de Estudio

En este capítulo se resaltan las principales características macroscópicas y microscópicas de las unidades litológicas aflorantes en el área de estudio, las cuales fueron seleccionadas durante la etapa de campo partiendo de su evidente contenido de minerales de cobre, que por su ubicación geológica corresponden a rocas volcanoclásticas del Triásico Medio a Superior correspondientes a la Formación Guatapurí, rocas ígneas ignimbríticas de la formación Caja de Ahorros del Jurásico Temprano, según (Tschanz , Jimeno, & Cruz , 1969), y rocas sedimentarias del Aptiano del Grupo Cogollo según (Govea & Dueñas, 1975 en Arias & Morales , 1999).

Las mineralizaciones de cobre estudiadas durante la fase de campo superficial se observaron predominantemente hospedadas en rocas de la Formación Guatapurí, las cuales presentan una fuente de enriquecimiento secundario o supergéno.

En la tabla a continuación se especifica la localización exacta de las estaciones en donde fueron tomadas cada una de las muestras (*Tabla 1*)

Tabla 1. Localización geográfica de cada una de las estaciones.

COORDENADAS			
ESTACIÓN TVB	N	E	Z
ESTACIÓN TVB1	1623702	1066636	100m
ESTACIÓN TVB2	1623483	1050058	343m
ESTACIÓN TVB3	1623391	1050084	339m
ESTACIÓN TVB4	1610621	1042721	162m
ESTACIÓN TVB5	1596675	1023704	125m
ESTACIÓN TVB6	1599517	1029971	213m
ESTACIÓN TVB7	1600583	1030484	170m
ESTACIÓN TVB8	1609987	1045123	120m

Para la clasificación modal de las rocas expuestas anteriormente se recurrió al diagrama de Streckeisen de rocas volcánicas y plutónicas. Mientras que la clasificación de depósitos piroclásticos se basó en los propuestos por Schmid (1981).

6.1.1 Rocas Volcánicas y Volcanoclásticas del Triásico.

En el trayecto recorrido correspondiente al sector Mariangola Camperucho, se identifica principalmente un conjunto de rocas volcánicas y volcanoclásticas. Se reconocen aquí basaltos, tobas cristalinas, traquitas, brechas volcánicas, y lapillis. Se consideran que estas rocas tienen una edad Triásico temprano a Jurásico temprano, según estudios realizados por (Tschanz , Jimeno, & Cruz , 1969 y 1974) basándose en la correlación con los sedimentos rojizos de la Cordillera Oriental. Sin embargo, estudios un poco más recientes realizados por Ordóñez (2001), basados en análisis Rb-Sr y Sm-Nd de roca total indican que estas tienen una edad de 175 ma.

- **Tobas Cristalinas**

Estas rocas son las más predominantes en la zona de estudio; de acuerdo con las observaciones macroscópicas las tobas cristalinas tienen fragmentos de cristales de tamaño lapilli, constituidas en su mayoría por cristales (33%), con un menor porcentaje de líticos (6%) los cuales se encuentran dentro de una matriz de ceniza (61%).



Figura 7 .Roca volcanosedimentaria de la Formación Guatapurí correspondiente a una toba cristalina observada en la estación TVB 3.

Presentan una distribución de sus cristales equigranular, con textura afanítica, estas tobas se presentan con un aspecto de color pardo a gris oscuro debido a la meteorización, por otra parte, se obtienen algunas con tonalidades verdes debido a minerales de alteración principalmente clorita y epidota. Con respecto a su composición mineral presentan cristales de plagioclasas, feldespatos y

algunos minerales secundarios como calcita, epidota, clorita, malaquita y azurita. El tamaño de sus cristales oscila de 1 a 2 mm, consta además con una variedad de líticos volcánicos de composición intermedia, los cuales tienen formas irregulares con bordes difusos y tamaños que oscilan entre los 3mm a 4cm.

La zona en donde afloran las tobas cristalinas se caracteriza geomorfológicamente por presentar pendientes moderadas y vegetación escasa, en cuanto a las mineralizaciones hospedadas en este tipo de rocas se encuentran distribuidas estratigráficamente con dirección preferencial 312/90 azimut, estas muestran una coloración diferente a la roca caja, presentando colores verdosos, blanco crema y rosado claro, esto dado por el incremento en el feldespatos potásico, epidota y cuarzo. Estas mineralizaciones presentan un denso vetilleo pardo rojizo que está constituido por cuarzo junto con óxidos de hierro los cuales le dan la coloración rojiza con una orientación preferente concordante con el sentido de estratificación de las tobas encajante.



Figura 8. a) Afloramiento in situ de toba cristalina de la Formación Guatapurí, estación TVB 2. **b)** Aspecto de un afloramiento con presencia de tobas cristalina de la estación TVB 3. Corregimiento de Mariangola (Dpto del Cesar).

En cuanto a la petrografía óptica la relación de fenocristales y matriz, está entre (15 -35%) para fenocristales y (80 – 60%) correspondiente a la matriz. La matriz está constituida por microcristales o micrólitos de plagioclasas, cuarzo, epidota ± Clorita, ceniza volcánica y vidrio volcánico principalmente, mientras que los fenocristales están constituidos por plagioclasas,

feldespato potásico, cuarzo y minerales opacos los cuales presentan la mineralización supergena que está representada por calcosina, covelina y bornita principalmente. Estas rocas volcanoclásticas se manifiestan con un alto grado de alteración, sin embargo, se reconocen variedad de líticos, dentro de los que predominan líticos ígneos volcánicos y en menor proporción líticos sedimentarios, pudiéndose identificar zonas en donde los líticos se encuentran más diferenciados y con una matriz desvitrificada.

Dentro de los minerales se reconocen:

Matriz: La matriz de la roca está compuesta por microlitos de plagioclasa, feldespato potásico, cuarzo y ceniza volcánica principalmente, las cuales se encuentran rellenando los espacios intersticiales de la roca.

Feldespato Potásico: Cristales subangulares, los cuales presentan contacto difuso con la matriz, los feldespatos presentes son principalmente ortoclasa, estos presentan un maclado débil debido al nivel de alteración generalizado de la roca, el cual también se refleja en su cambio de coloración característico de un feldespato potásico a un amarillo manchado. Por otra parte se encuentra feldespato potásico como mineral secundario debido a procesos de feldespatización este se evidencia como un sobre crecimiento en los bordes de cristales de feldespato pre existentes, y por procesos de alteración los cuales se notan reflejados en reemplazamientos como plagioclasas a feldespato principalmente (*Figura 9*)

Plagioclasas: Se observan fenocristales de plagioclasas con forma tabular, y en algunas ocasiones con forma anhedral, dentro de una matriz microlítica, adicionalmente muestra una leve alteración a feldespato potásico. El maclado es poco visible debido al grado de alteración presente

en la roca. Estos cristales presentan alteración a feldespato potásico y a minerales arcillosos como sericita y esmectita por alteración argílica.

Cuarzo: La presencia de cristales de cuarzo es menor con respecto a los otros minerales formadores, estos cristales presentan tamaños menores a 2 mm y forma anhedral. Por otra parte, se identifica cuarzo secundario de dos tipos; el primero en vetilleo y el segundo un cuarzo calcedónico con hábito radial y nodular el cual se encuentra también en vetilleo, como sobrecresimiento de cristales y como nódulos como intrusión de otros minerales

Clorita: Se tienen cristales de clorita como mineral secundario por alteración de plagioclasas, minerales ferromagnesianos y microcristales de la matriz. Se caracterizan principalmente por encontrarse con frecuencia en los bordes de cristales de plagioclasas con remplazamiento parcial total de los mismos. Se encuentran también en formas de vacuolas concéntricas por alteración de minerales ferromagnesianos donde algunos de estos se encuentran dentro de líticos volcánicos máficos. Estas vacuolas por lo general muestran formas elipsoidales y circulares, particularmente tienen un aspecto quebradizo debido a su crecimiento y por último la vemos disseminada en la matriz como alteración de minerales microlítico de la misma (*Figura 9*), b) Se atribuye a esta clorita gran parte de la coloración de algunas de las tobas presentes en la zona de estudio.

Epidota: Dentro de las litologías tobáceas la epidota se presenta como mineral secundario, este presenta una coloración verde claro en muestra de mano, en sección delgada presenta colores de birrefringencia vivos de segundo y tercer orden, principalmente esta epidota se presenta como alteración de microcristales que hacen parte de la matriz microlítica. Siendo este junto con la clorita uno de los principales causantes de la coloración verdosa que presentan algunas tobas de la zona de estudio.

Minerales Opacos: Haciendo parte de este grupo encontramos minerales como covelita, calcosina y bornita principalmente haciendo parte de la matriz de roca, estos se encuentran de manera aleatoria en las muestras, aunque principalmente acompañado de cuarzos y otro mineral

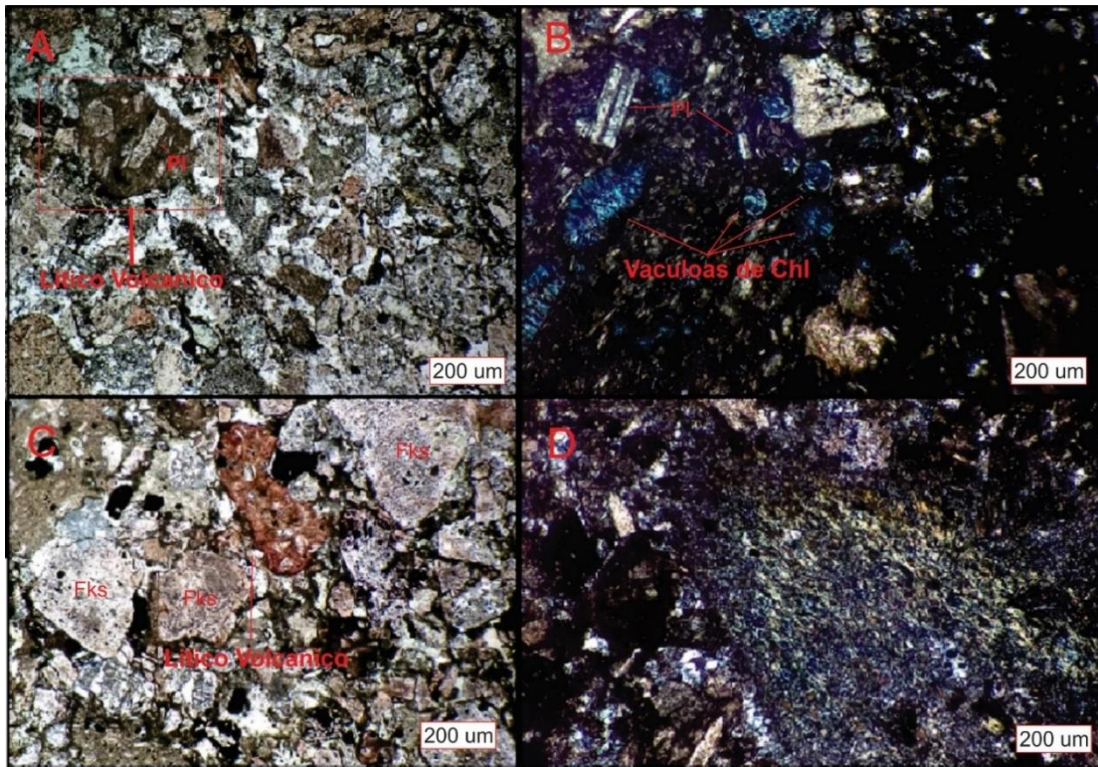


Figura 9. a) Fenocristales de plagioclasas dentro de líticos volcánicos, microcristales de cuarzo rellenando espacios intersticiales. b) Cristales de plagioclasas y vacuolas de clorita. c) Líticos sedimentario d) Textura perlítica-vacuolar.

Tabla 2. Análisis modal de las tobas presentes en el tramo Mariangola – Camperucho.

Muestra	Fenocristales	%	Masa Fundamental	%		%	Clasificación	Formación
TVB1	Matriz de ceniza	45	Fragmentos líticos	20	Fragmentos de cristales	35	Toba Cristalina	Jca
					Plagioclasa	16		
					Feldespato Potásico	11		
					Cuarzo	8		
TVB2-1	Matriz de ceniza	45	Fragmentos líticos	10	Fragmentos de cristales	45	Toba Cristalina	TJg
					Feldespato Potásico	31		
					Plagioclasa	14		
TVB2-2	Matriz de ceniza	39	Fragmentos líticos	11	Fragmentos de cristales	50	Toba Cristalina	TJg
					Feldespato Potásico	17		
					Plagioclasa	15		
					Cuarzo	11		
					Minerales accesorios	7		
TVB2-3	Matriz de ceniza	35	Fragmentos líticos	14	Fragmentos de cristales	51	Toba Cristalina	TJg
					Feldespato Potásico	17		
					Plagioclasa	13		
					Cuarzo	14		
					Minerales accesorios	6		
TVB3-1	Matriz de ceniza	39	Fragmentos líticos	11	Fragmentos de cristales	50	Toba Cristalina	TJg
					Plagioclasa	28		
					Feldespato Potásico	16		
					Cuarzo	6		
TVB5-1	Matriz lapilitica	65			Fragmentos de cristales	35	Toba de Lapilli	Jt
					Cuarzo	10		
					Feldespato Potásico	5		
					Minerales accesorios	20		
TVB7-1	Matriz lapilitica	66			Fragmentos de cristales	34	Toba Lapilitica	TJs
					Feldespato Potásico	18		
					Plagioclasa	6		
					Cuarzo	4		
					Minerales accesorios	6		

Nota: Jca: Ignimbrítas Caja de ahorros, TJg: Formación Guatapurí, Jt: Riodacita de los tábanos
TJs: Espilitas triásicas. Adaptado de: (Arias & Morales , 1999)

✓ **Basaltos (Formación Guatapurí-TJS-)**

Las rocas basálticas encontradas en la zona de estudio se recolectaron en el valle que comprende la Vereda Camperucho del municipio de Valledupar, haciendo parte litológica de la Formación Guatapurí (TJs), esta es una unidad volcano-sedimentaria, compuesta hacia la base por basaltos porfíricos, basaltos andesíticos, brechas y conglomerados (Tschanz , Jimeno, & Cruz , 1969 en Colmenares , et al., 2007)

De acuerdo con las observaciones macroscópicas las rocas basálticas identificadas son de composición máfica, presentan una textura afanítica y un grado de cristalinidad holocristalina, su

coloración en muestra de mano es color gris oscuro a pardo oscuro, aspecto que toma debido a la meteorización que presenta la roca y la composición mineralógica presentes de la misma (Figura 10)

Las observaciones petrográficas de estas muestras evidencian una composición modal de una matriz microlítica máfica en (76%) la cual compone la mayoría de la roca, fragmentos de cristales en un (24%) compuestos principalmente por feldespato potásico (14%), cuarzo (8%) y minerales opacos (2%), con textura porfídica y microlítica. Dentro de los minerales secundarios en la roca se encuentran los carbonatos de cobre como malaquita y azurita, los cuales se encuentran en cristales dispersos en la roca y en vetilleo. Otros minerales secundarios presentes son clorita, barita y óxidos de hierro. Estos basaltos presentan alteraciones propilítica y argílica; la alteración propilítica se observa reflejada en minerales de alteración como clorita y epidota principalmente presentes en los intersticios y reemplazando minerales diseminados posiblemente ferromagnesianos, por otro lado, se tiene una alteración argílica sobreimpuesta a la anterior, la cual se ve reflejada por minerales como sericita, illita y en menor cantidad esmectita. Estos basaltos presentan una dureza y permeabilidad superior a la normal de una roca basáltica, esto debido a procesos de silicificación posteriores los cuales se evidencian en micrólitos de cuarzo haciendo parte de la matriz y un vetilleo presente en la roca (*Figura 10*) Esta litología es la roca caja de la mineralización de cobre principal de la región, las mineralizaciones se encuentran principalmente por vetilleo donde se identifican minerales mena de cobre de baja temperatura como covelita y calcosina, como minerales hipógenos de mayor temperatura en donde se encuentran bornita, pirita y calcopirita.

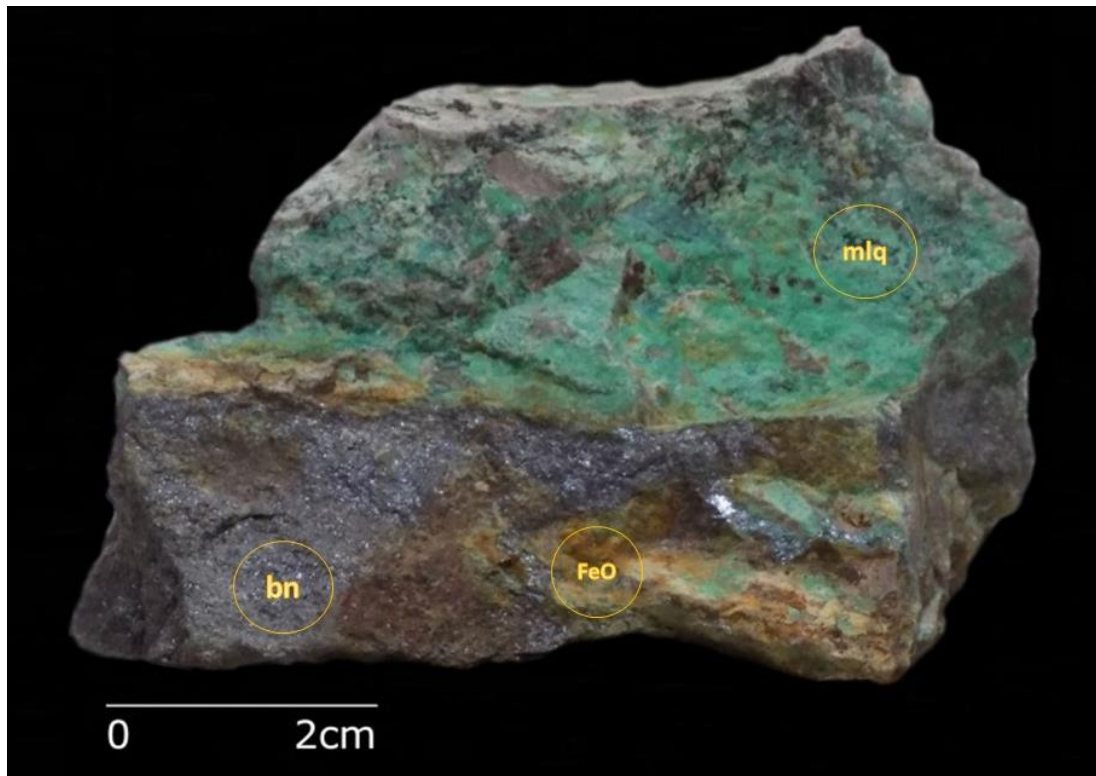


Figura 10. Roca basáltica de la Formación Guatapurí, con mineralizaciones de cobre y óxidos e hidróxidos de Fe (propios de ambientes de alteración superficial), observados en la estación TVB 8.

La zona en donde se encuentran las mineralizaciones de cobre está siendo controlada estructuralmente por una serie de lineamientos que tienen una gran interacción en el área de estudio como son : la falla caracolí, falla pavitas, falla diluvio, falla la piña, falla maíz morocho, y falla golero todas estas con direcciones preferentes de NE/SW y tomado como guía el mapa geológico del departamento del Cesar, estas mineralizaciones se encuentran en forma de vetas siguiendo fracturas producto del patrón estructural antes mencionado (*Figura 11*)

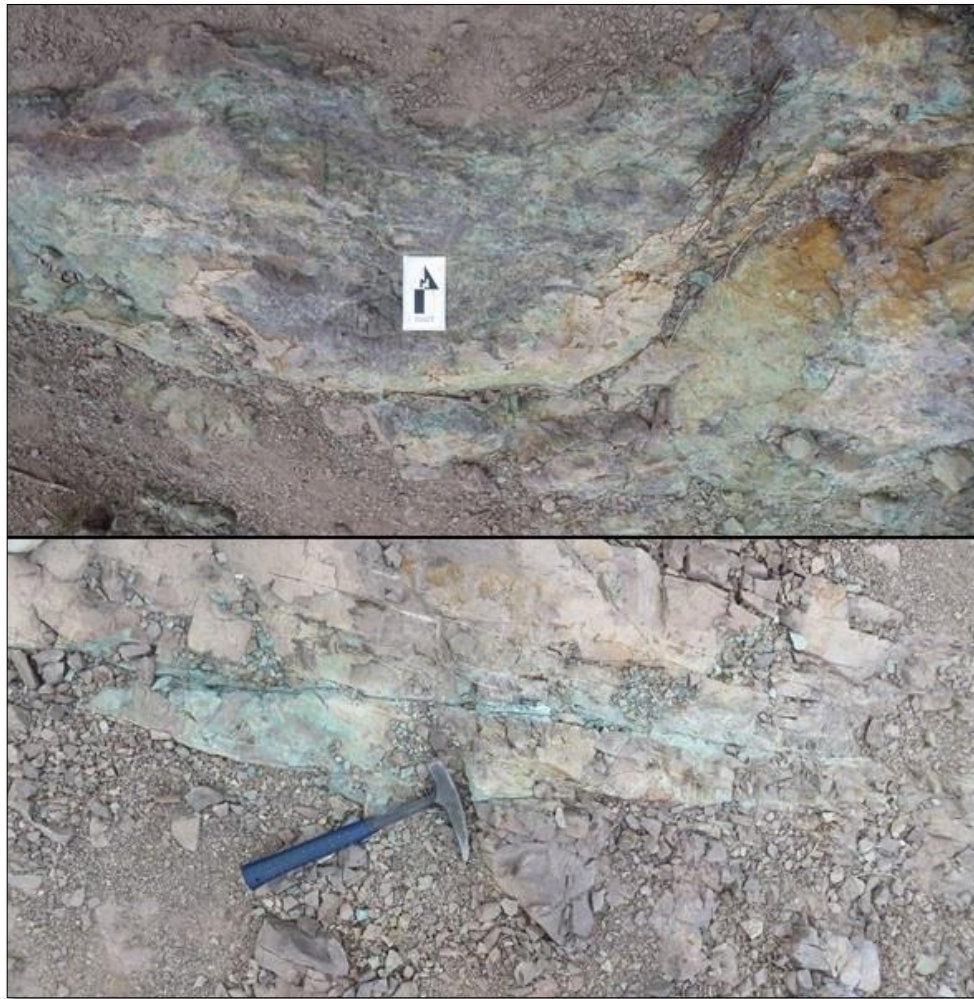


Figura 11. Fracturas rellenas de carbonatos de cobre, siguiendo la dirección NE/SW, la foto fue tomada en la vereda Camperucho.

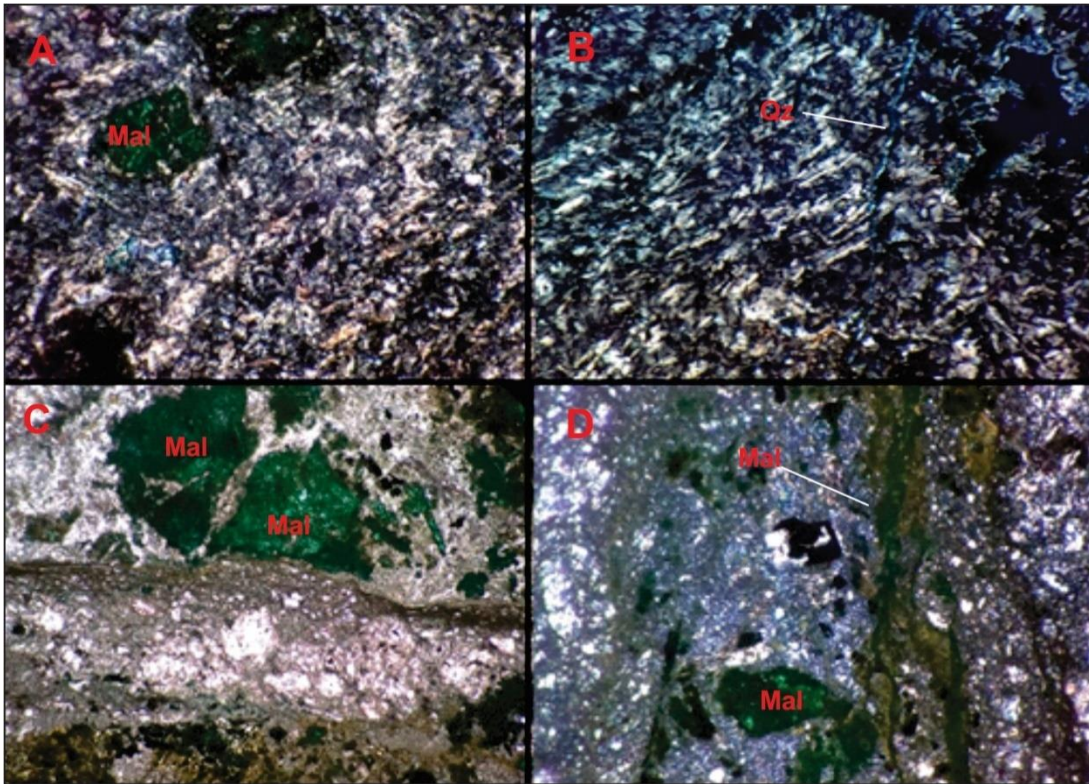


Figura 12. Micrografías de la sección TVB8-1 correspondiente a un basalto, en las secciones A, C y D se observan cristales de malaquita y vetillo del mismo mineral cortando la estructura microlítica de la matriz de la roca. En la sección B observamos un vetillo fino de cuarzo 1 en medio de la matriz.

En la zona se encuentran manifestaciones brechoides evidenciadas por las muestras TVB8-2 y TVB8-3, la cuales se clasificaron según (Corbett & Leach, 1997), la roca es clasificada como una brecha monimíctica de clastos subangulares de dacita, matriz soportada de micrólitos de cuarzo y plagioclasa esto para la muestra TVB8-2, y Brecha monimíctica de clastos de dacita angulares, clasto soportada, con matriz de cristales de cuarzo y en algunas partes micrólitos de cuarzo,

feldespatos y carbonatos para la muestra TVB8-3 (*Figura 13*) los detalles analíticos de estas muestras están en el Anexo 1 .

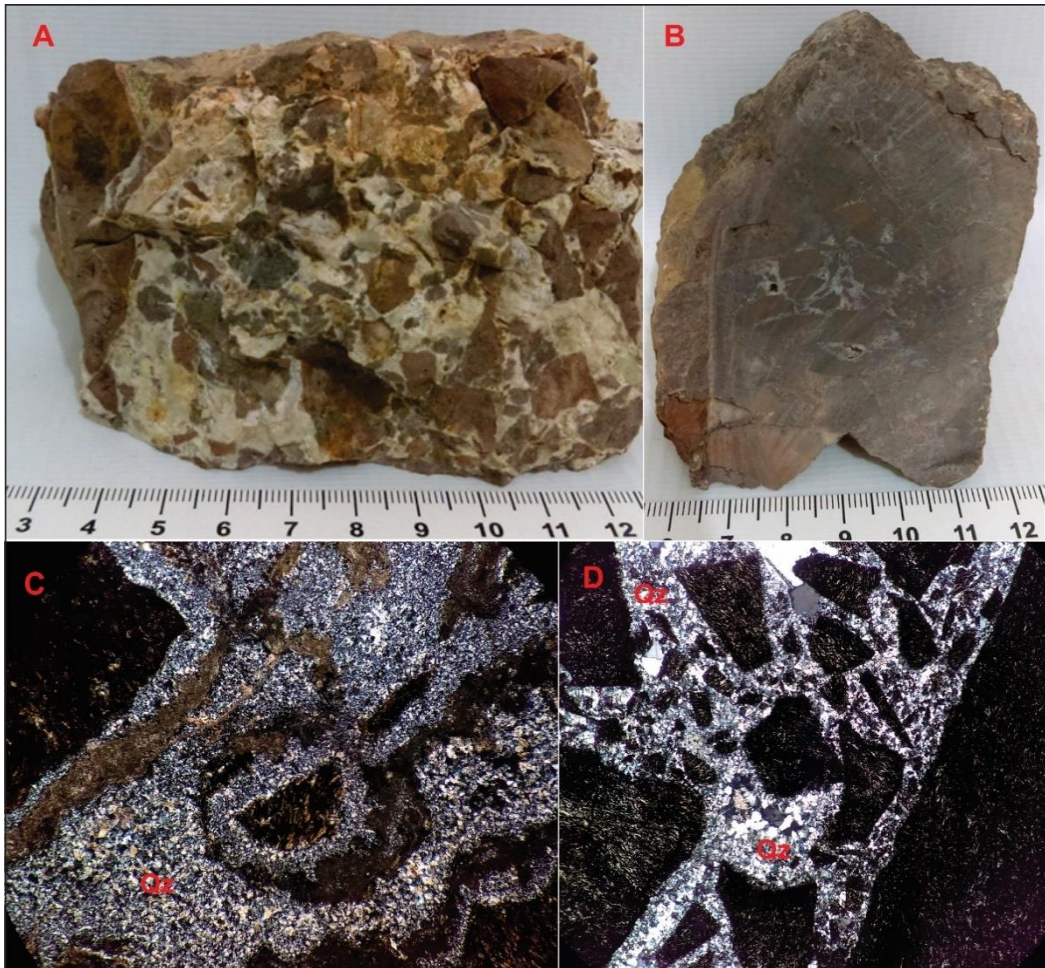


Figura 13. Fotografías y micrografías de las muestras TVB8-2 (AYC) presencia de clastos subangulares y TVB8-3 (BYD) presencia de clastos Angulares.

✓ Toba Lapillítica

De acuerdo a las observaciones petrográficas las tobas lapillíticas encontradas en el tramo Mariangola-Camperucho representada por la muestra TVB5-1 y TVB7-1, presentan una

coloración verdosa en muestra de mano, distribución en sus cristales inequigranular con una textura porfirítica. Están compuestas principalmente por fragmentos de cristales dentro de una matriz de ceniza volcánica.



Figura 14. Toba lapillítica de la Formación Guatapurí observada en la estación TVB 5.

Las zonas en donde se encuentran aflorando las tobas lapillíticas presentan poca vegetación caracterizándose por la baja altimetría en su relieve. Se observan bombas de ceniza producto distribuido aleatoriamente en la matriz lapillítica.

Según el análisis microscópico realizado, las tobas lapillíticas muestran una composición de matriz, fragmentos de cristales de feldespato potásico, plagioclasa, cuarzo y minerales secundarios, como también se identifican texturas porfiríticas principalmente y en ocasiones de tipo esferulítica en cuarzos calcedónico.



Figura 15. Afloramiento in situ de toba lapillítica de la Formación Guatapurí, estación TVB5.

Con respecto a su composición modal la roca se definió como Toba lapillítica según la clasificación de Schmid (1981), presenta una distribución de sus cristales inequigranular y muestra una tonalidad verdosa, producto de minerales secundarios por alteración. Está constituida principalmente por una matriz microlítica de ceniza, cuarzo, feldespatos potásico y plagioclasa (66%). Los fragmentos de cristales se representan por feldespatos potásico (18%) que tienen forma subhedral, plagioclasa (6%), cuarzo (4%) y minerales accesorios en un (6%). La roca presenta una fuerte alteración propilítica afectando la matriz principalmente y representada por minerales como clorita, cuarzo, epidota a los cuales se le atribuye el color que presenta la roca en muestra de mano, seguidamente se observa una alteración argílica la cual muestra sericita e illita principalmente. Adicionalmente se evidencia un moderado grado de oxidación manifestando goetita en los bordes de minerales preexistentes los cuales no se pueden diferenciar debido a su alto grado de meteorización.

Entre los fragmentos de cristales se encuentran dos tipos de cuarzos, el primero de estos se encuentra en la matriz microlítica relleno intersticial, mientras que el cuarzo II se presenta una forma subhedral con tamaños menores a los 4mm. Se identifican cristales de feldespato potásico anhedral con bordes difusos debido a la alteración sericitica presente, adicionalmente a esto un porcentaje considerable de carbonatos (calcita) se observan diseminados en la roca, (*Figura 14*) Para ver en más detalle los análisis petrográficos de estas rocas ver Anexo 1.

✓ **Traquitas**

Las rocas traquíticas de la zona de estudio están caracterizada por la muestra TVB4-1, recolectada en la zona de campo que comprende la vía Mariangola – Camperucho a la altura de la llamada Colina Buenavista y hacen parte de la formación Espilitas (TJs) de edad Triásico tardío o Jurásico temprano (Tschanz *et al.*, 1969 en Colmenares *et al.*, 2007).

De acuerdo con las observaciones macroscópicas las traquitas encontradas son de composición intermedia, tienen una distribución de sus cristales inequigranular y una textura microporfídica. En ocasiones se encuentran con un alto grado de meteorización lo cual les da un aspecto basáltico en muestra de mano ya que presentan una coloración grisácea oscura, aunque varias de estas aun guardan un mínimo porcentaje de la textura original de las rocas. Por otro lado, al ser observadas en muestra de sección delgada las rocas cambian su aspecto basáltico debido a que por lo general están constituida por cristales formadores (54%) en una matriz fina microlítica félsica (46%). Dentro de los cristales se identifican feldespatos (34%) con forma subhedral que presentan gran porcentaje de alteraciones argílicas con un tamaño que oscila entre 1-2 mm, adicionalmente muestra algunos cristales de cuarzo (12%), plagioclasa (7%) y minerales opacos en un (1%). En

la matriz se encuentran texturas de flujo tipo fiamme, y adicionalmente muestran inyecciones de fluidos básicos que aglomeran los cristales de feldespatos (*Figura 16*)



Figura 16. Roca traquítica de la Formación Espilitas (TJs) observada en la estación TVB 4.

6.1.2 Rocas volcánicas del Jurásico.

Las rocas volcánicas del Jurásico identificadas en el tramo estudiado (Mariangola Camperucho) hacen parte del último episodio volcánico del Mesozoico en la Sierra Nevada de Santa Marta y son encontradas formando cinturones discontinuos. Estas rocas tienen una edad según Jurásico temprano según (Tschanz *et al.*, 1969 y 1974 en Colmenares *et al.*, 2007).

✓ Tobas Líticas

Las tobas líticas encontradas en el sector Mariangola - Camperucho tienen fragmentos de cristales de tamaño lapilli (Schmid, 1981) con una distribución en el tamaño de sus granos inequigranular. Están constituidas en su mayoría por líticos (49%), seguidas por un porcentaje menor de cristales (40%), dentro de una matriz de ceniza (11%) la cual presenta una textura criptocristalina (*Figura 17*)



Figura 17. Toba lítica en muestra de mano correspondiente a la formación ignimbrita Caja de Ahorros, observada en la estación TVB 1.

La zona de interés en donde aflora esta litología se localiza en el cerro caja de ahorros en este se aprecia un relieve levantado, con elevaciones moderadas que alcanzan aproximadamente los 200 msnm, cubierto por una capa vegetal de pasto. Presenta en términos generales una tonalidad gris clara con algunas evidencias de oxidación en la superficie del macizo rocoso, producto del intemperismo o meteorización del mismo. Por otra parte, se evidencia también en el cuerpo rocoso un moderado grado de fracturación con direcciones preferenciales al NE.

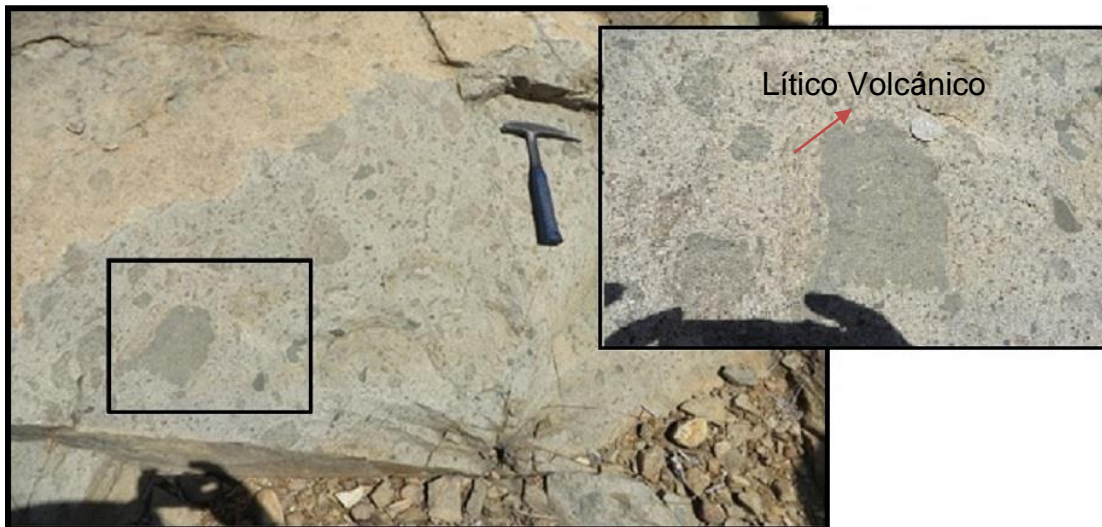


Figura 18 Afloramiento in situ de toba lítica correspondiente a la formación ignimbrita Caja de Ahorros TVB 1.

Dentro de sus cristales predominan frecuentemente las plagioclasas, feldespato, epidota, y cuarzo. Cuenta además con una serie de líticos con litologías representativas a rocas ígneas y sedimentarias. Dentro de los líticos ígneos se identifican rocas plutónicas como granitoides de composición ácida con un rango en contenido de 20 – 25%, los cuales se presentan con una textura fanerítica y cristales con tamaños medio que oscilan entre los 2mm. También se encuentran líticos de rocas volcánicas de composición intermedia a ácidas, identificada como andesitas basálticas y riolitas; dentro de la toba las andesitas basálticas presentan un rango de 40%, y un tamaño que varía de 5 a 10cm, muestran una forma subangular y particularmente sus bordes difusos que demuestran lo prematuro del evento, y los líticos riolíticos presentan texturas tipo fiamme. En cuanto a los líticos sedimentarios mencionados en un principio se han identificado como limolitas rojas y grises con un porcentaje del 10 – 15% dentro de la toba, presentando una forma subangular con un tamaño para las limolitas rojas de 10mm y las grises entre 1-3 cm. De igual manera fueron

encontradas areniscas cuarzosas y líticas, con tamaño de sus granos de fino a medio; estos líticos cuentan con un tamaño de 5cm.

6.1.3. Rocas sedimentarias del Cretácico

Las rocas cretácicas se encuentran en el tramo medio de la Vía Valledupar-Bosconia; Margen Izquierdo, donde se encuentran intercalaciones de loditas calcáreas con areniscas calcáreas, se observaron concreciones y plegamientos de roca en el afloramiento.

El grupo cogollo según Grupo Cogollo se observó en esta región constituido de base a techo por una potente sucesión de calizas grises azulosas y grises oscuras, en capas medianas hasta muy gruesas, mayores de 5 m de espesor, que varían de *mudstone* a *grainstone* con intercalaciones ocasionales de lutitas negras carbonosas y abundante contenido de fósiles; son frecuentes en esta parte la presencia de dolinas y algunas cavernas con estalactitas y estalagmitas, De la parte media hacia el techo se distingue un nivel lodolítico carbonoso y moscovítico, otro areno arcilloso y uno más superior calcáreo, con calizas lumaquéllicas de color gris claro; los estratos son delgados a medios, con abundante paleofauna (Garner, 1926 en Colmenares *et al.*2007).



Figura 19. Fotografía de Afloramiento de areniscas calcáreas pertenecientes al Grupo Cogollo.

6.2. Alteraciones y Eventos de Mineralización

Las diferentes alteraciones hidrotermales que afectaron las rocas de la zona de interés son reconocidas principalmente debido a la coloración y compactación, ya que son diferentes a las que tendrían normalmente estas litologías en su estado natural. Algunas de estas litologías presentan colores crema verdosa a rojizos, por otro lado, una gran compactación y dureza no características de rocas piroclásticas, ya que suelen ser mucho más porosas y con grados de dureza menores. La definición de los distintos tipos de alteración que sufrieron estas rocas se caracterizaron mediante

análisis macroscópicos, petrográfico y finalmente mediante análisis de microscopía electrónica de barrido (SEM), con lo cual se llegaría a una mejor conclusión de los resultados.

Luego de este proceso se diferencian 4 tipos de alteraciones donde en algunos lugares es difícilmente diferenciada una de otra debido a la superposición de las mismas y al grado de alteración de la zona.

6.2.1. Alteración (Chl + Qtz + Ep)

El primer indicio de alteración (Clorita + Cuarzo + Epidota) se observa en el análisis macro el cual está reflejado en la coloración verdosa de varias muestras de roca principalmente en las tobas volcánicas de la zona de estudio esta coloración se le atribuye a una cloritización generalizada por reemplazamiento de minerales ferromagnesianos y la cual se evidencia en el análisis microscópico.

En el análisis petrográfico la alteración (Clorita + Cuarzo + Epidota) es la más abundante en las muestras de roca, es reflejada en minerales como clorita, siendo esta la más abundante (Chl), la cual se presenta de dos maneras diferentes; la primera de ellas se observa como una clorita microcristalina haciendo parte del cemento neoforado y concentrándose en los intersticios, formando la matriz microlítica de la roca. La segunda manera es por reemplazamiento diagenético de minerales pre-existentes como ferromagnesianos, cristales líticos y fenocristales. Debido a estos

indicios se definió esta alteración como el primer evento de alteración hidrotermal presente en la zona de estudio (Figura 20)

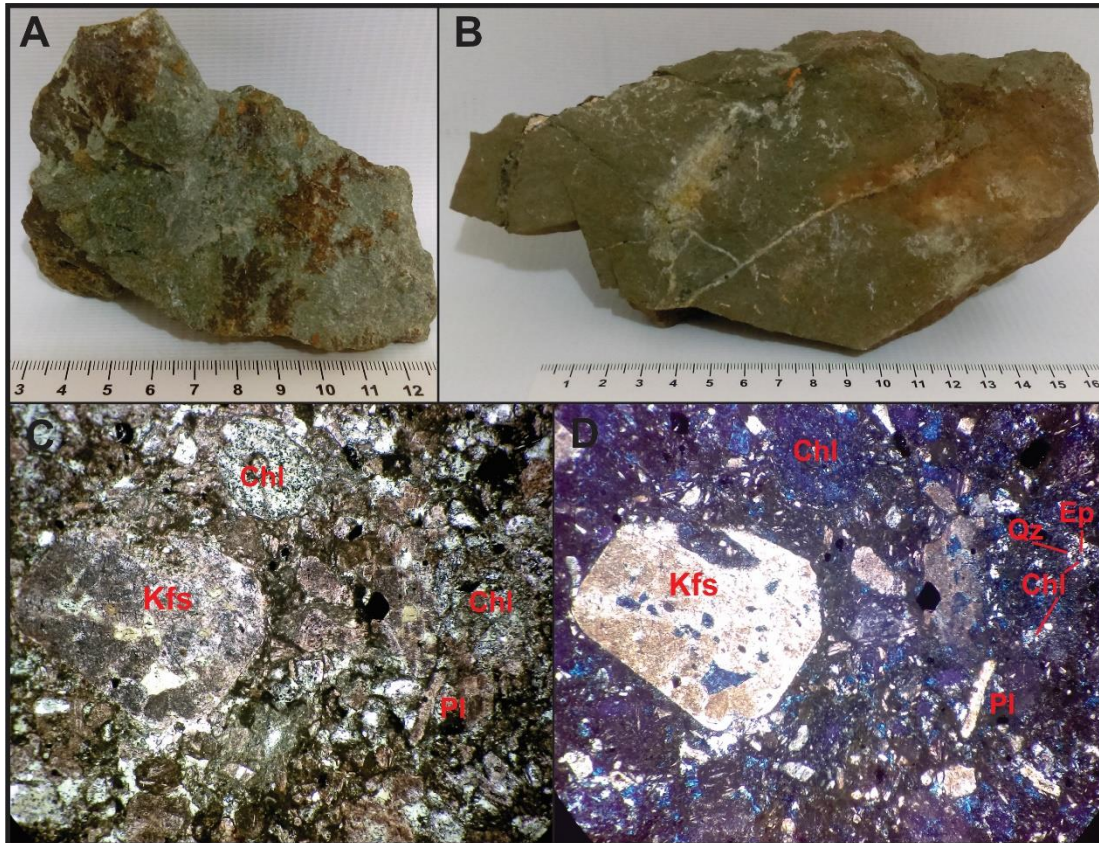


Figura 20. Muestra macroscópica, Toba Cristalina TV2-2, B) Muestra Macroscópica Toba Cristalina TV3-1, C) Micrografía en Np (Muestra TV2-2), D) Micrografía en Nx (Muestra TVB2-2)

En la figura anterior se observan en el numeral (C) minerales de la alteración propilítica, principalmente (Chl) clorita como parte del cemento neoformado de la matriz de la roca; D) se observan minerales de clorita (Chl), Cuarzo microcristalino (Qz) y epidota microcristalina (Ep) formando el cemento que ocupa los espacios intersticiales de la roca, y Clorita (Chl) como mineral de reemplazamiento de minerales ferromagnesianos.

6.2.2 Alteración (Ser + Smec + ill)

El primer indicio de alteración (Ser + Smec + ill) se observó en las muestras macro las cuales presentan minerales arcillosos de colores crema principalmente en las litologías de tobas volcánicas (*Figura 21*) estos colores cremas se le atribuye a minerales micáceos como sericita, esmética e illita, los cuales evidencian y corroboran con el estudio petrográfico de las muestras.

En el análisis microscópico se evidencia la alteración (Ser + Smec + ill) por la presencia de minerales secundarios como sericita + esmética ± illita, las cuales se observan de dos texturas diferentes ; la primera de estas se observa como mineral diseminado en la matriz de la roca, esto debido a que la alteración actúa reemplazando varios de los componentes de la matriz como microcristales de plagioclasas, vidrio volcánico y feldespatos, por esto se observa en los intersticios de la roca principalmente. Por otra parte, la segunda manera en donde se evidencia esta alteración es por reemplazamiento de minerales principalmente feldespatos potásicos y plagioclasas como se observa en la *Figura 21*

Con estos indicios se definió la alteración argílica como segundo evento de alteración de la zona, debido a que se encuentra superponiendo la alteración propilítica.

En estas micrografías de la *Figura 21* se observan minerales representativos de la alteración argílica como son sericita, illita y esmética estos se encuentran diseminados en la matriz de la roca. En el numeral (E) y (F) se observa un reemplazamiento total de feldespato (kfs) por sericita (Ser) y presenta algunas inclusiones de cuarzo microcristalino (Qz).

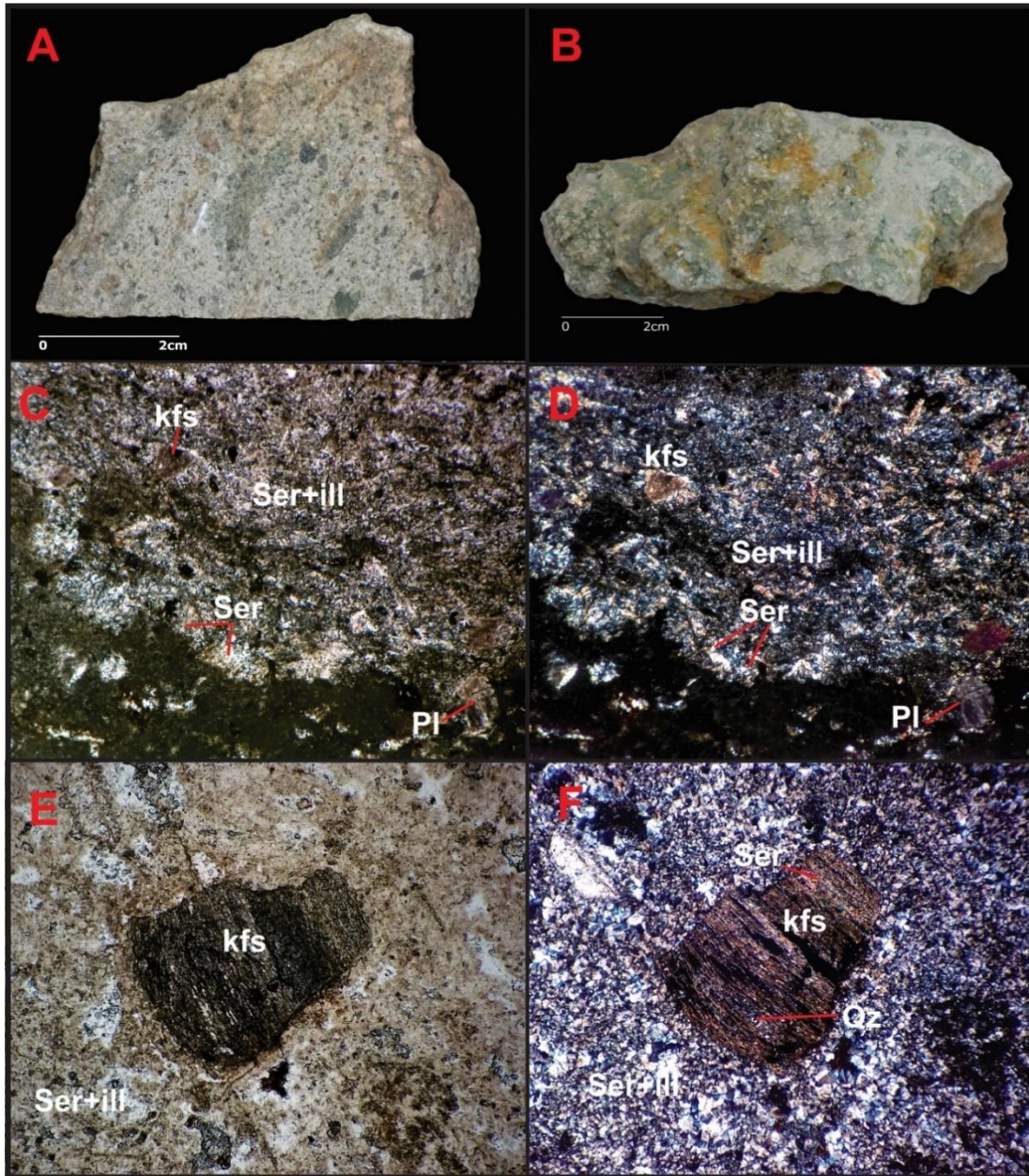


Figura 21. A) Muestra macroscópica, Toba lítica TVB1, B) Muestra macroscópica, TVB7 Toba de Lapilli, C) Micrografía en Np de la muestra TVB7 y D) Micrografía en Nx de la muestra TVB7.

6.2.3 Evento de Silicificación

Este evento de silicificación, se observa inicialmente en las muestras de mano tomadas en campo, ya que presentan niveles de dureza mayores a los característicos de las litologías volcánico-sedimentarias. Posteriormente, en el estudio petrográfico se encuentran evidencias claras de un enriquecimiento en sílice, este principalmente se presenta de varias maneras: una de ellas es por precipitación de micrólitos de cuarzo relleno los espacios porosos de la roca, y la segunda como una precipitación de cuarzos en agregado esferulítico, vetilleo cortando la mayoría de minerales o como coronas de sobre crecimiento de cuarzos predecesores.

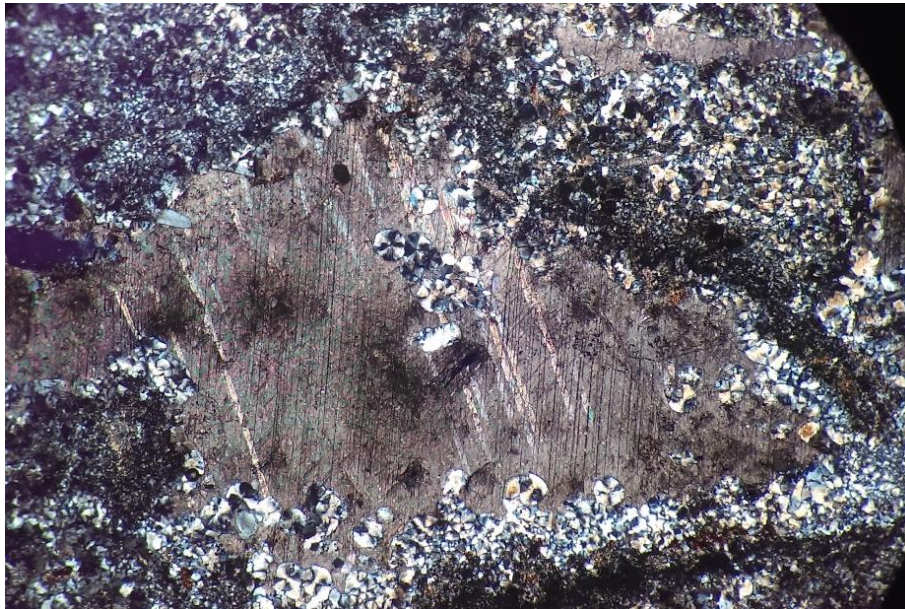


Figura 22. Micrografía en Nx de la muestra TVB5-1, Cuarzo Calcedónico.

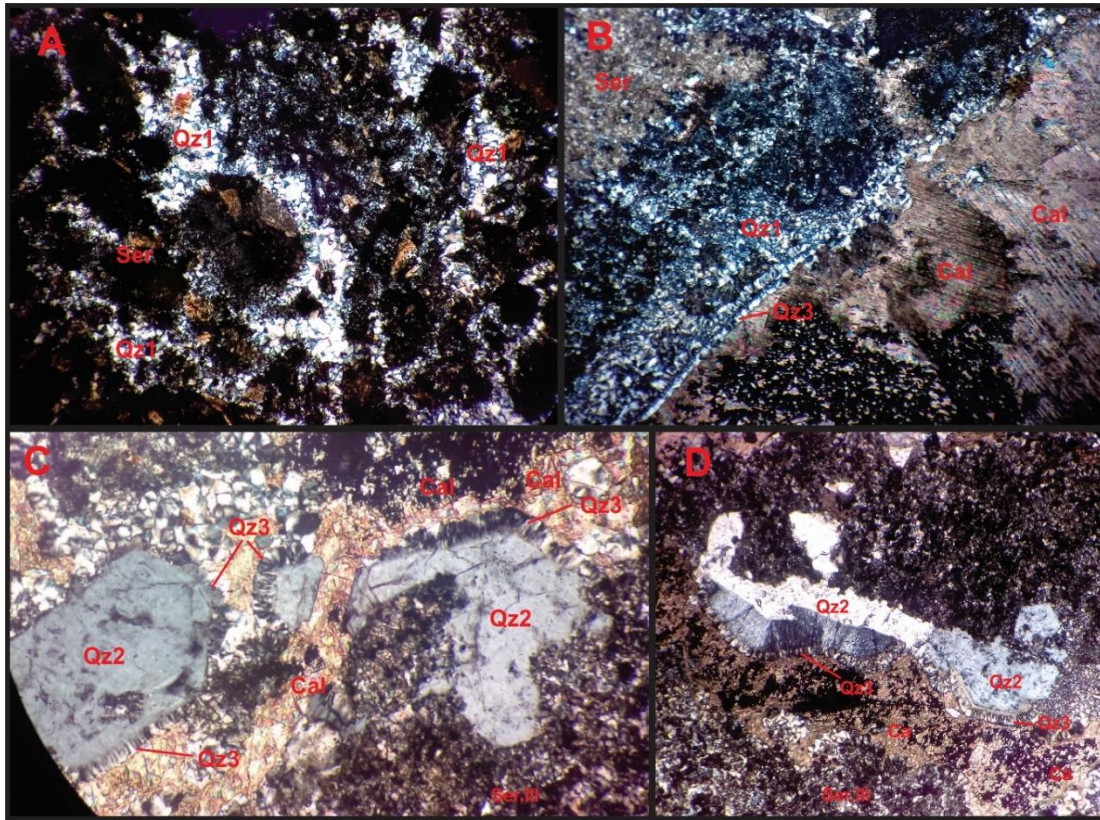


Figura 23 A) Micrografía en Nx de la muestra TVB2-3, B) Micrografía en Nx de la muestra TVB5-1, C) Micrografía en Nx de la muestra TVB7-1, D) Micrografía en Nx de la muestra TVB5-1.

En la *Figura 23* en el numeral A) Se puede observar el cuarzo tipo 1 (Qz1) en vetillo y rellenando intersticios; B) se observa vetillo de (Qz1) con un sobre crecimiento de cuarzo calcedonio (Qz3) hacia los bordes en contacto neto con cristales de carbonatos (Ca); C) se evidencia la relación paragenética entre el cuarzo cristalino subangular (Qz2) que presenta un embaimiento de minerales de alteración argílica y se ve cortado por una vetilla de carbonatos que lo intruye y separa, por otra parte se observa un sobre-cresimiento del cuarzo calcedónico (Qz3) hacia los bordes de cuarzoes predecesores; D) se observan cristales subangulares de cuarzo (Qz2)

con un sobre-cresimiento de cuarzo calcedónico en forma de abanico, en la parte inferior se identifica la alteración argílica evidenciada por la alteración de sericita (Ser).

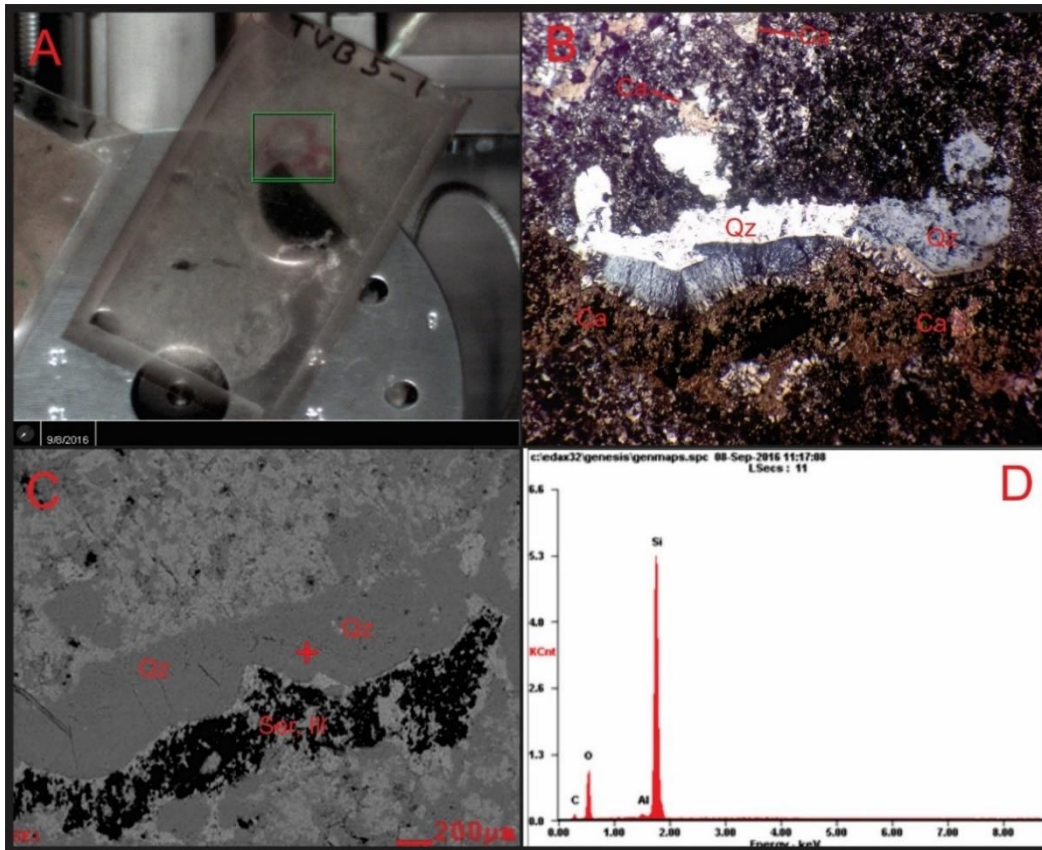


Figura 24. A) Lamina delgada TBN5-1, B) Micrografía en Nx de la muestra TVB5-1, C) Lugar donde fue tomado el pinchazo sem y adjunto en la gráfica D) observamos un pico elevado en la sílice (Si), con lo cual corroboramos la formación de un cuarzo supérgeno idiomorfo de buen tamaño indicador de una Silicificación posterior a los anteriores eventos de alteración.

6.2.4 Evento de Feldespatización

Este evento de enriquecimiento de potasio se definió mediante el análisis petrográfico de las muestras recolectadas en la zona de interés. Se definió por dos estilos diferentes, el primero de estos se observa como sobre-crescimientos de feldespato potásico (Fks) en los bordes de cristales

preexistentes de feldespato potásico (*Figura 25*), la segunda manera en la que este evento se hace presente, es por medio de la feldespatización de plagioclasas preexistentes como lo muestra la *Figura 25*. Teniendo en cuenta estos dos indicios, la zona de interés presentó eventos de metasomatismo de potasio, lo cual da como resultado modificaciones físico-químicas en los cristales de la roca.

En el caso de la *Figura 25* numeral (A) en el centro de la micrografía se observa un cristal tabular que presenta dos colores de birrefringencia diferentes uno en la escala de los grises con una macla poco visible y otro en la escala de los amarillos, esta variación en el mismo cristal se le atribuye a un sobrecresimiento de feldespato potásico (Fks) hacia los bordes de un cristal de feldespato potásico predecesor con lo cual evidencia un enriquecimiento en potasio; B) en este numeral se observa el mismo cristal de feldespato potásico (Fks) donde se corrobora el cambio de colores de birrefringencia debido al sobrecresimiento del mineral. Este sobrecresimiento se le atribuye a un metasomatismo tardío que afectó estas rocas y con lo cual se dio el enriquecimiento en potasio.

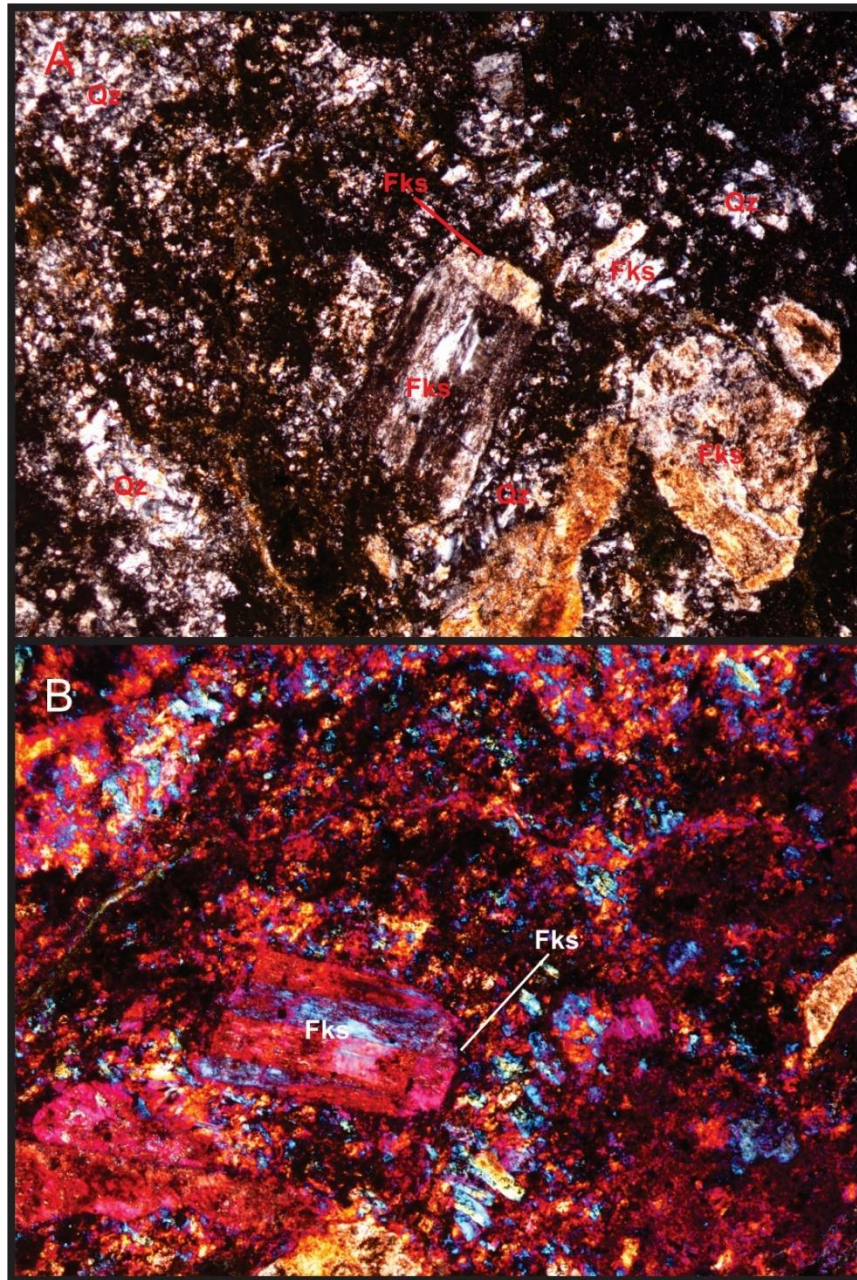


Figura 25. Micrografía en Nx de la sección delgada TVB7, B) Micrografía en Nx con cuña de cuarzo de la muestra TVB7.

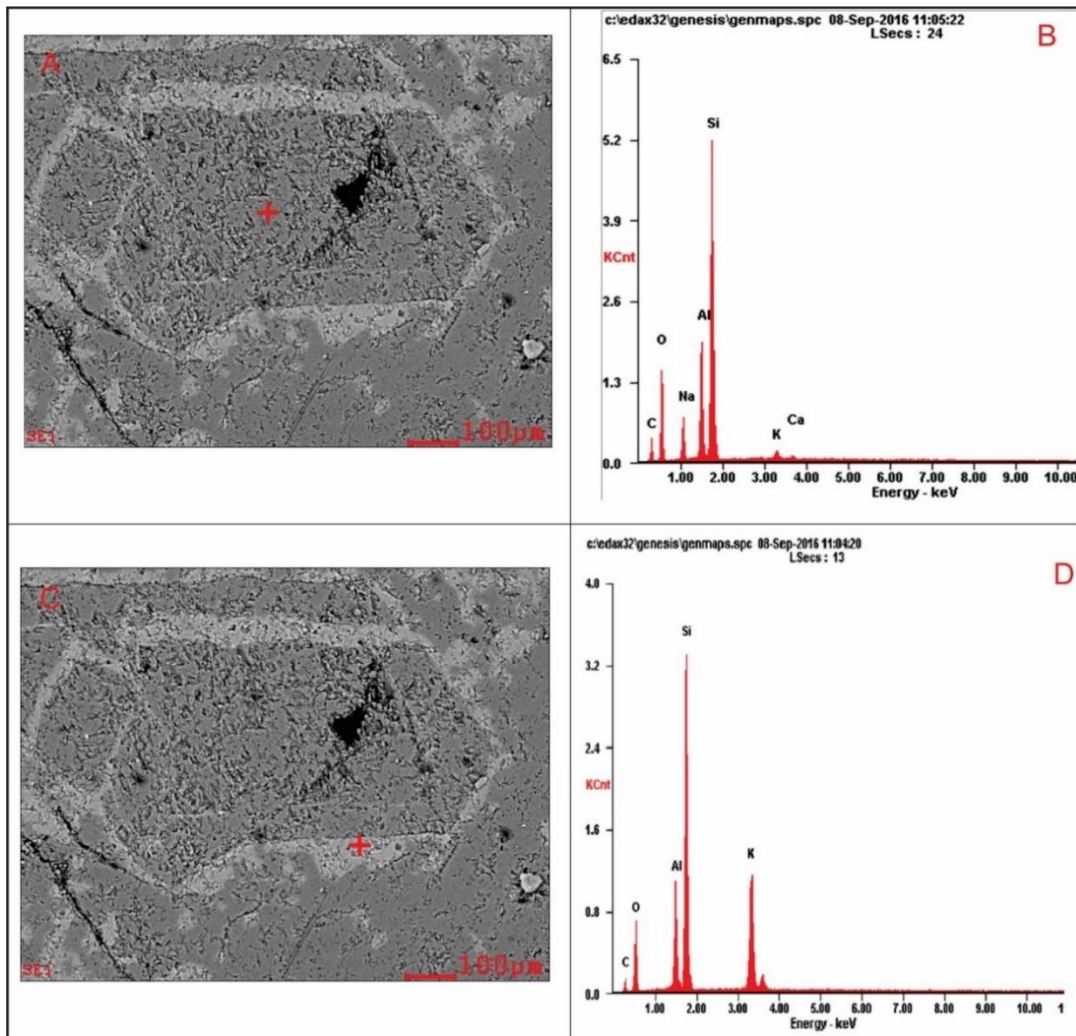


Figura 26. Aspecto a escala microscópica electrónica de un cristal de la Muestra TVB5-1.

En la *Figura 26* se observa en la imagen A) el lugar donde se realizó el primer pinchazo y adjunto en la gráfica B) observan los valores geoquímicos arrojados del lugar del pinchazo con lo cual se concluye la presencia de un cristal de plagioclasa debido a su composición química , en la micrografía C) Se observa el lugar del pinchazo sem en una corona de alteración que presenta este cristal de plagioclasa , adjunto en la gráfica D) Se observan los resultados geoquímicos del lugar

del pinchazo donde se identifica un claro pico elevado en potasio K , con lo cual se reconoce un proceso de feldespaticización de una plagioclasa.

6.2.5 Evento de Carbonatación

La presencia de este evento de carbonatación principalmente se evidencio en las muestras de mano en campo, ya que estas reaccionaban al ácido clorhídrico. Mediante análisis petrográfico se corrobora que existía una precipitación de carbonatos en las rocas de la zona de interés, esta precipitación se observó por medio de dos patrones principales, el primero de estos y más visible es por medio de venillas sin orientación preferente dispersas por la roca, estas venillas cortaban todas las alteraciones predecesoras y en algunos casos específicos con la particularidad de dividir cristales como se observa en la Figura 27 B). La segunda manera está representada por el remplazamiento total o parcial de fragmentos de cristales como se observa en la Figura 27 E, F), donde se encuentra un cristal de plagioclasa casi totalmente reemplazado a calcita, lo único que preservo del anterior mineral fue un débil maclado.

En la Figura 27 numeral A) se evidencia el vetilleo de carbonatos con relieve medio alto , en medio de una matriz microcristalina de Qtz1, Ser , Ep; B) Se observan los colores de birrefringencia característicos de la calcita entre blancos crema con irisaciones de orden alto; C) Se puede observar nuevamente el vetilleo de calcita con sus colores de birrefringencia característicos , por otra parte se evidencia un cristal de un antiguo mineral ferromagnesianos posiblemente el cual esta reemplazado a calcita; D) Se observa que el evento de carbonatación fue posterior a los anteriores eventos debido a que se identifica un cristal de cuarzo 2 (Qz2) separado por el paso de un fluido de carbonatos (Ca); E) se evidencia un cristal de calcita (Cal) en medio de

una matriz de microcristales de cuarzo calcedónico (Qz3); F) cristal de calcita con la presencia de un maclado escaso, con lo cual se demuestra el reemplazamiento de carbonato de calcio a antiguas plagioclasas (Pl).

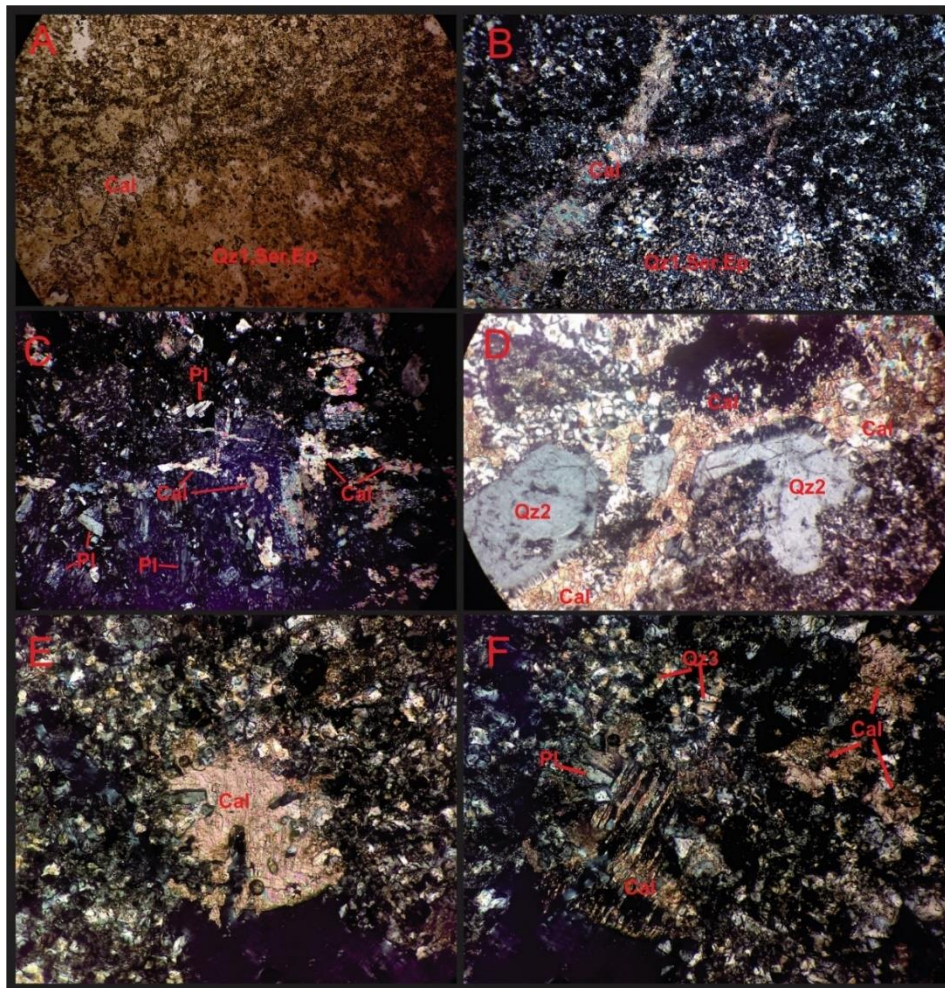


Figura 27. A) Micrografía en Np de la muestra TVB5-1, B) Micrografía en Nx de la muestra TVB5-1, C) Micrografía en Nx de la muestra TVB3-1, D) Micrografía en Nx de la muestra TVB7-1, E) Micrografía en Nx de la muestra TVB5-1, F) Micrografía en Nx de la muestra TVB5-1.

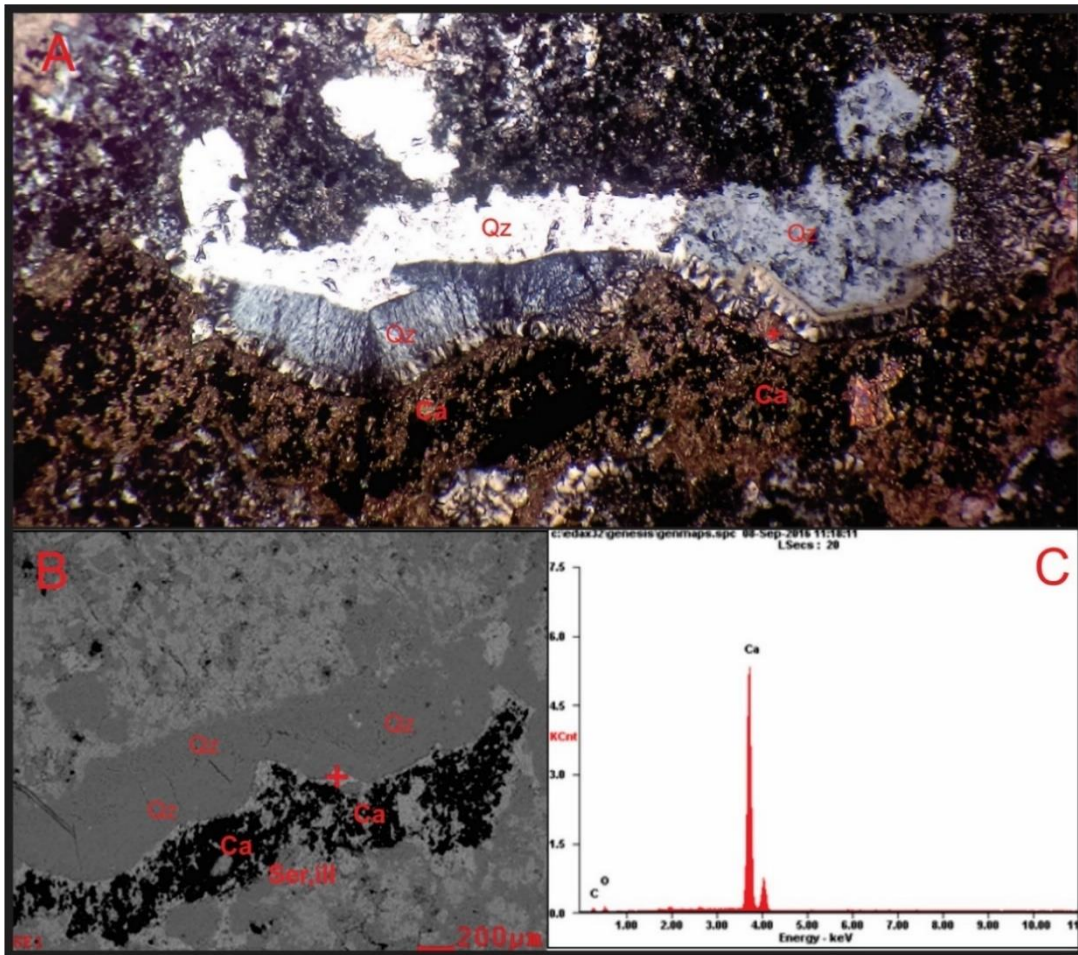


Figura 28. A) Micrografía en Nx de la muestra TVB5-1, B) y C) Fotografía sem de la muestra TVB5-1 observamos cristales de Qz y Ca.

Observando la Figura 28 numeral A) Se identifica en la parte inferior un mineral masivo de relieve medio y con colores de birrefringencia característicos de la calcita entre blancos crema con irisaciones de orden alto, este carbonato se le atribuye a un evento de precipitación. Asimismo, para el numeral B y C se muestra la gráfica de picos de energía de elementos químicos, en el cual se corrobora el incremento de carbonato de calcio en la muestra presente.

6.3. Geoquímica

Como propósito de establecer las diferentes características geoquímicas de las rocas volcánicas y obtener su significado genético, se analizaron cinco (5) muestras representativas de la zona de estudio, de estas cuatro (4) correspondientes a rocas volcánicas de edad Triásico Jurásico y una (1) correspondiente a una vetilla mineralizada. Los datos referentes a esta última solo fueron utilizados para la comparación de los contenidos metálicos, ya que corresponde a una estructura netamente de origen hidrotermal.

Los resultados geoquímicos fueron trabajados en el programa libre GDCKIT 4.1 (free software), el cual genera los diferentes diagramas con los cuales se interpretan los patrones de variación geoquímica de las respectivas muestras.

La mayoría de las muestras de estudio se ven afectadas por alteración hidrotermal y supergéna lo que indica que las litologías estudiadas pudieron presentar un mayor grado de ganancia o pérdida de los elementos más móviles (LILE – *Large ion lithophile elements*), por lo tanto es necesario someter los datos obtenidos del análisis geoquímico de roca total a un test de alteración el cual considera las relaciones $\text{Na}_2\text{O}/\text{Al}_2\text{O}_3$ vs $\text{K}_2\text{O}/\text{Al}_2\text{O}_3$ para determinar en qué campo de alteración se encuentran las respectivas muestras, tomando como guía lo propuesto por (Davies & Whitehead, 2010) con lo cual se concluyó que las muestras presentan removilización de elementos por lo tanto no pasan el test de alteración, dicho esto se basa el análisis de datos solo apoyado en elementos inmóviles HFSE Y REE, debido a que estos se comportan como elementos inmóviles frente a los procesos de alteración hidrotermal y supergéna (Rollinson, 1993.)

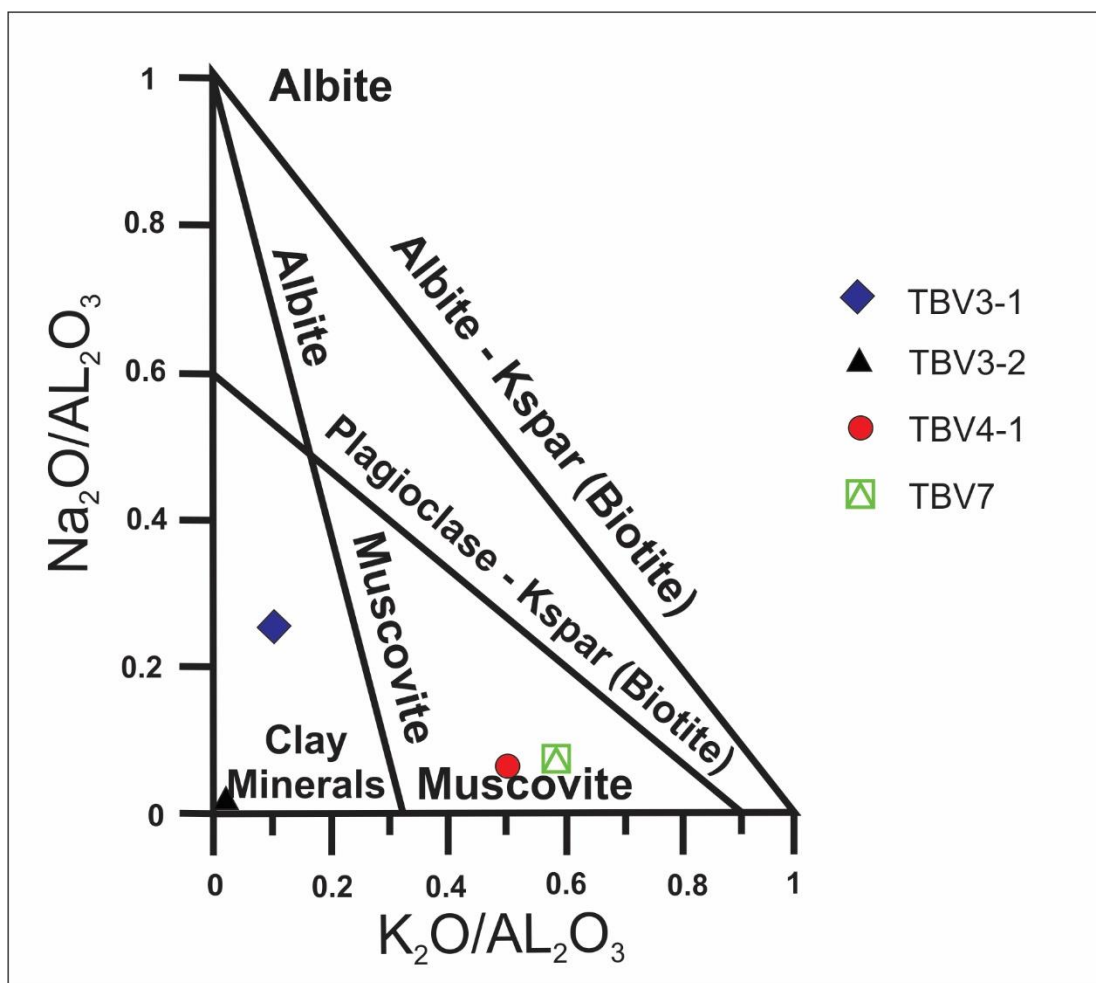


Figura 29. Test de alteración, gráfico de rangos molares de álcali/alúmina para las muestras analizadas.

6.3.1 Clasificación de la roca:

Ya que las muestras no pasaron el test de alteración propuesto por (Davies & Whitehead, 2010) indican que los elementos traza mayores (LILE) que se encuentran en la roca se vieron afectados por procesos de alteración, debido a esto, para la clasificación de las muestras se toma como base los elementos traza menores (Ti, P, Zr, Nb, Y) mediante un gráfico Zr/TiO₂ vs Nb/Y y SiO₂ vs Zr/TiO₂ propuesto por (Winchester & Floyd, 1977), ya que estos elementos traza

presentan estabilidad química frente a las alteración hidrotermales, supergéna y el metamorfismo (Winchester & Floyd, 1977).

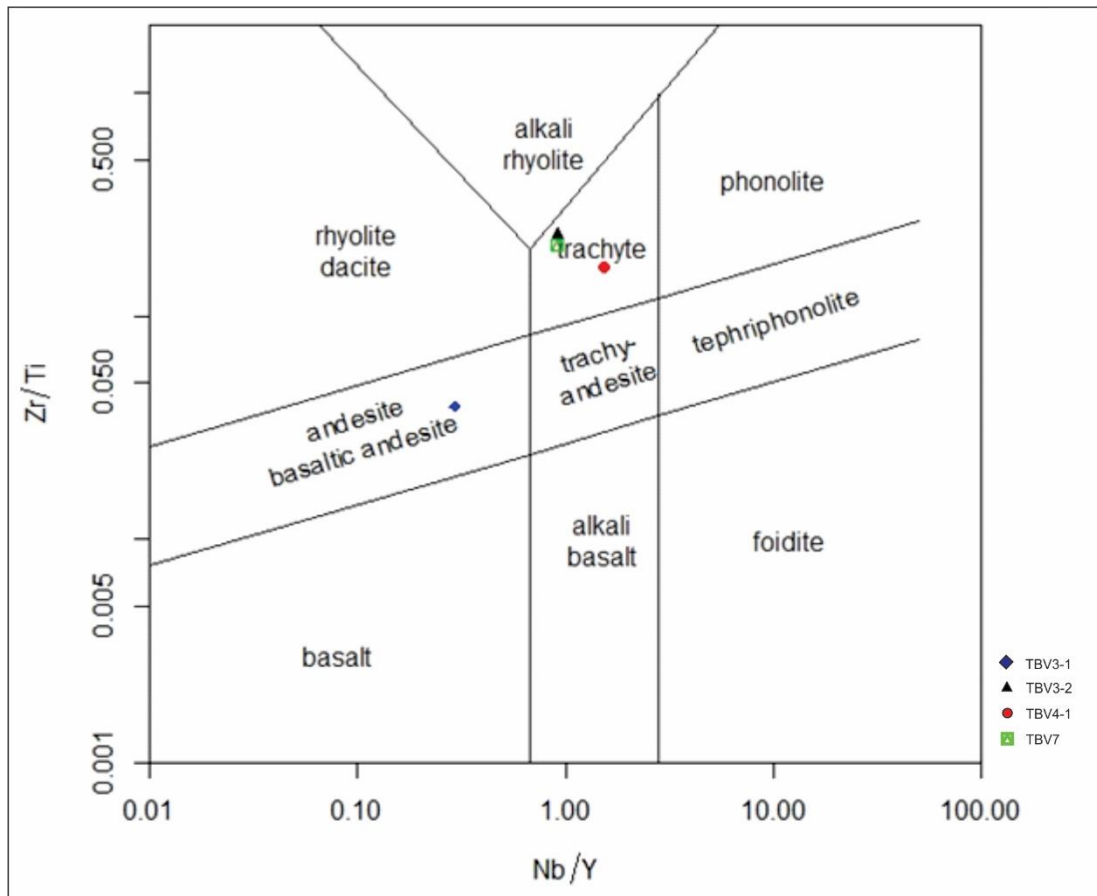


Figura 30. Diagrama de Clasificación de rocas Nb/Y – Zr/Ti, Adaptado de: (Pearce, 1984)

Debido a que la mayoría de los basaltos en el registro geológico están alterados o metamorfoseados, los diagramas de mayor éxito se han basado en relaciones de elementos que son insensibles a los procesos secundarios. Estos diagramas son de obvio interés para los geólogos que pueden incorporar los resultados en la reconstrucción paleogeografía y tectónica (Pears, 1996). Por este motivo se toma como referencia el grafico propuesto por Pears, 1996 para rocas volcánicas

(Figura 30) donde se observa como resultado que las muestras TVB 3-2, TVB4-1, TVB7 se encuentran ubicadas en el campo de la traquita, mientras que la muestra TVB 3-1 se encuentra en el campo de la andesita o basalto andesita respectivamente.

Los datos fueron proyectados en un gráfico de elementos inmóviles Zr/Ti vs Nb/Y, y trabajados mediante el software GCDKit 4.1.

6.3.2 Contexto Tectónico:

Se utilizaron los diagramas de clasificación de (Schandl & Gorton , 2002) el cual se apoya en las relaciones entre Th/Yb vs Ta/Yb, Th vs Ta, Th/Hf vs Ta/Hf, Th/Ta vs Yb, para clasificación geotectónica de rocas volcánicas, en Schandl & Gorton , 2002, se hizo un estudio de dichos diagramas , donde se llegó a demostrar que las rocas volcánicas se pueden diferenciar tectónicamente sobre la base de las relaciones de los elementos Th/Yb frente Ta/Yb y Th/Yb.

Observando la *Figura 31* el diagrama Th/Yb frente a Ta/Yb se divide en tres campos ; arcos oceánicos , márgenes continentales activos (ACM) , y las zonas volcánicas intra-placa (WPVZ), y la subdivisión de las siglas (WPB) o basaltos de intraplaca y (MORB) o basaltos de dorsales o rift oceánicos, datos que representan zonas previamente definidas por (Pearce, 1984)

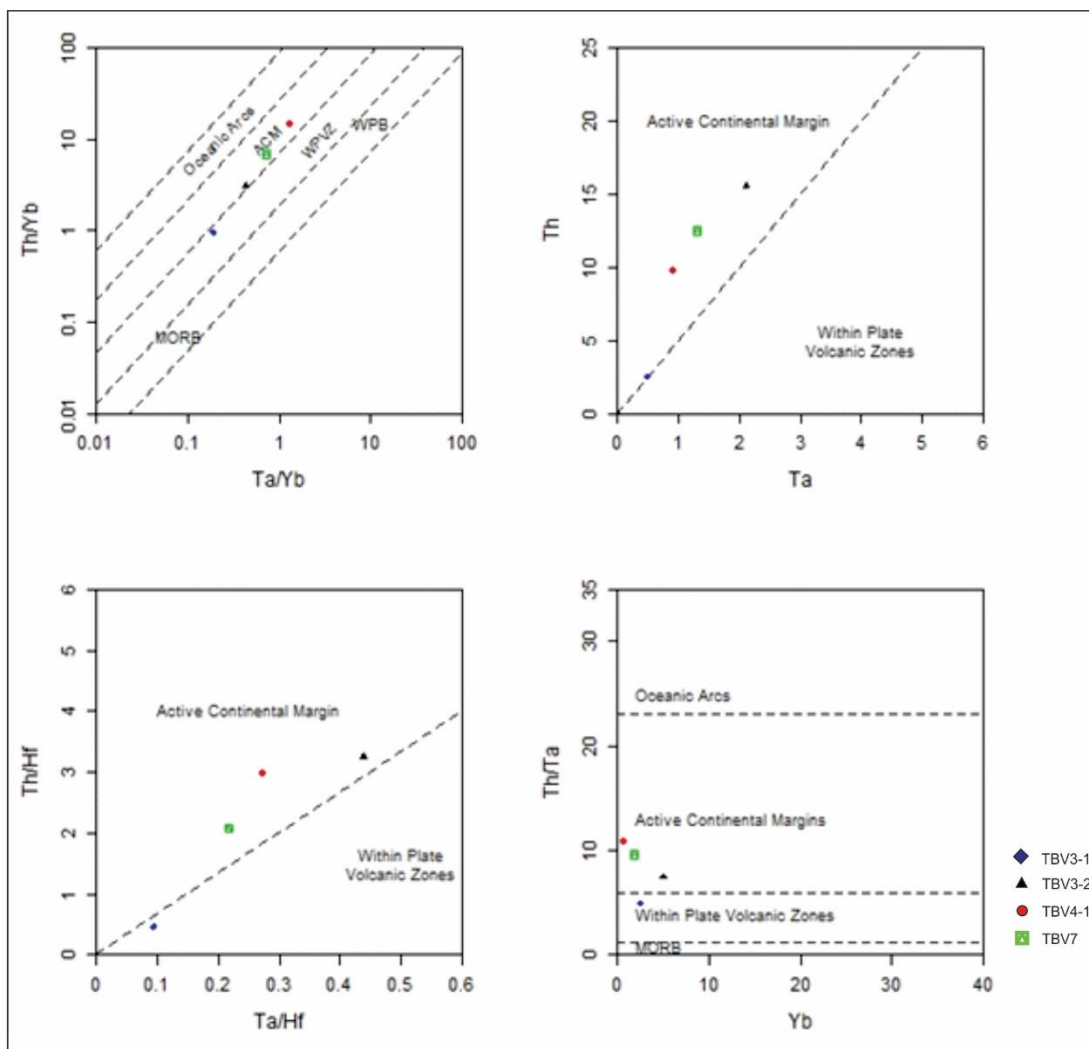


Figura 31. Clasificación Geotectónica de rocas volcánicas Adaptado de (Schandl & Gorton , 2002)

Teniendo en cuenta los resultados entregados en la *Figura 31* se observa que las muestras TVB3-2 ,TVB4-1 y TVB7 caen en el campo de margen continental activo (ACM) y dando en el campo de basaltos de intraplaca (WPB) ,lo cual es corroborado por los cuatro diagramas presentes. En la *Figura 32* la muestra TVB3-1 cae en el campo limite con zonas volcanicas de intraplaca (WPVZ) Por otra parte se observa un patron de enriquecimiento de Th lo cual significa para los

campos tectónicos un desarrollo secuencial de la corteza a través de la subducción y fraccionamiento parcial (Schandl & Gorton, 2002)

Basándose en los estudios de los patrones de comportamiento de Th con respecto a Ta mostrados en (Schandl & Gorton, 2002) el cual sugiere que para los depósitos del archiean lo más probable era que se hubieran formado en zonas de ambiente Rift, mientras los depósitos post-Archean se formaron en zonas de subducción relacionadas con ambientes de arco. (Schandl & Gorton, 2002)

Estos ambientes se relacionan estrechamente con los eventos ocurridos en la esquina NW de Colombia durante el Jurásico – Triásico, el cual fue sometido a un importante régimen tectónico de distensión relacionado con la disgregación del supercontinente de Pangea y con la apertura del Paleo-Caribe que inició la separación entre Norteamérica y Suramérica, favoreciendo la interpretación de cuencas distensionales formadas por rifting. A esto se le suma la presencia de un cinturón magmático de composición calco-alcálico muy desarrollado y de forma alargada que favorece una interpretación de los grabenes como cuencas de tipo tras-arco relacionadas con la actividad de una zona de subducción. Fenómenos que probablemente ocurrieron en la misma época, (Toussaint, 1996). Como producto de estos procesos en el noroccidente de Colombia se evidencia una serie de acumulaciones de sedimentos y material volcánico-sedimentario en su mayoría continentales principalmente subaéreos y con escasos contenidos fósiles que de alguna manera dificultan las definiciones de las edades y las comparaciones regionales de las rocas de dicha época. En Colombia algunos autores han separado las características generales de las rocas del Jurásico dependiendo de su extensión e importancia, quienes indican en primera instancia las rocas volcánico-sedimentarias multicolores de ambientes subaéreos frecuentemente asociadas con capas rojas que se presentan intensamente oxidadas con características de haberse formado en un

clima de intensa aridez, en donde queda incluida la formación Guatapuri dentro de lo que es la Sierra Nevada de Santa Marta y la formación La Quinta dentro de la Serranía del Perijá (Mojica & Kammer, 1995)

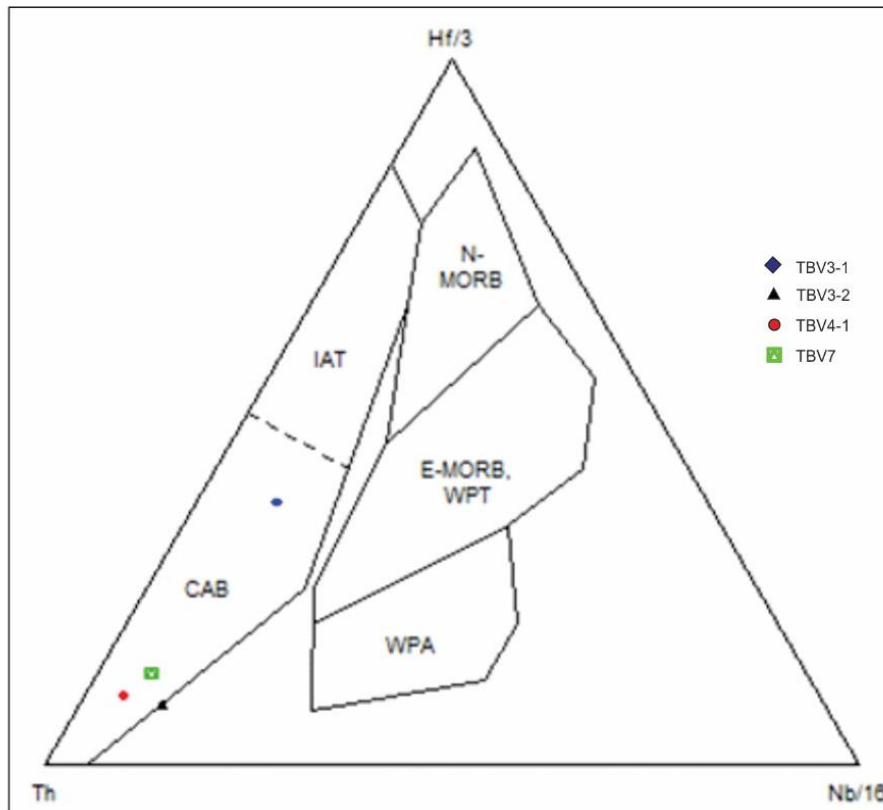


Figura 32. Diagrama Triangular de discriminación tectónica Th-Hf/3-Nb/16 Adaptado de: (Wood, Joron , & Treuil, 1979)

Para el marco tectónico de las muestras de estudio se utilizó el diagrama de discriminación tectónica Ta-Th-Nb/16 de (Wood, Joron , & Treuil, 1979) este diagrama puede ser utilizado para el rango completo desde rocas félsicas a máficas (*Figura 32*)

Las muestras TVB3-1, TVB3-2, TVB4.1 Y TVB 7 se localizan en el campo de los arcos volcánicos calco-alcalinos (con lo cual se infiere que procesos de cristalización fraccionada pudieron haber sido los causantes del alto contenido de Torio (Th) con respecto a los demás componentes lo cual ubica a todas las muestras en el vértice del torio th). Como se observó todas las muestras presentan características similares con respecto a su contexto tectónico todas ellas corresponden a rocas generadas sobre la placa subducida en un ambiente de arco lo cual indica régimen de destrucción del margen continental activo.

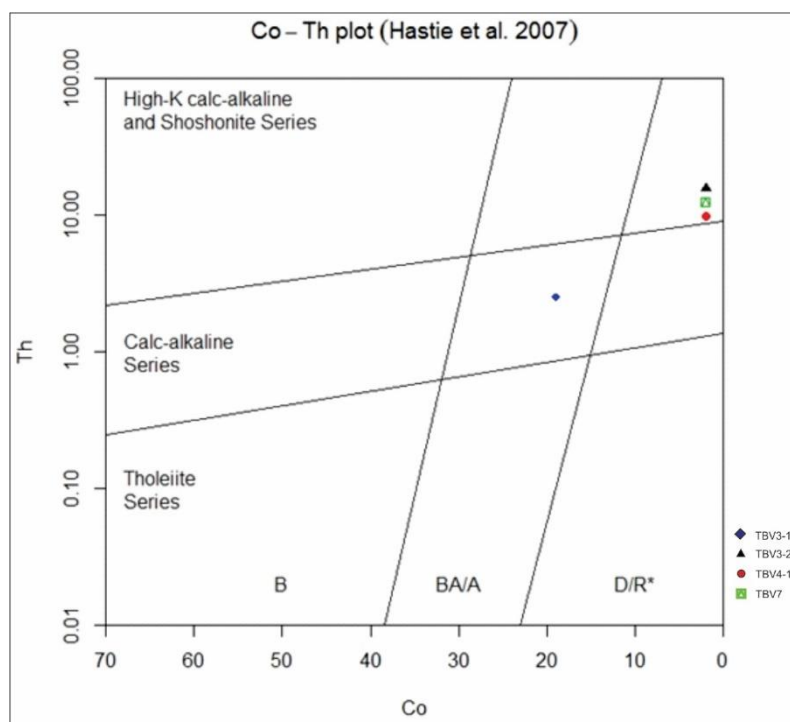


Figura 33. Diagrama para el tipo de serie magmática basados en Co – Th plot Adaptado de: (Hastie, Kerr, Pearce, & Mitchell, 2007)

Observando los resultados ploteados y generadas en la gráfica de Hastie, Kerr, Pearce, & Mitchell, 2007, en la *Figura 33* se puede observar la existencia de rocas de origen ígneo volcánico,

asociado a derrames de lava y rocas piroclásticas, según este análisis geoquímico las muestras TVB3-2, TVB4-1 Y TVB7 se ubican en el tipo de roca Dacita/Riolita dentro de la serie Calcoalcalina alta en K y la serie shorshonítica, con lo cual se evidencian fluidos enriquecidos en K (potasio), mientras que la muestra TVB3-1 se encuentra ubicada en el tipo de roca basalto-andesita y dentro de la serie calco-alcalina. Estos resultados nos pueden indicar una posible etapa de alteración post-eruptiva. La calcoalcalinidad presente en varias rocas de la zona de interés se interpreta como el resultado de un metasomatismo potásico y una fuerte alteración hidrotermal, donde el metasomatismo y la alteración hidrotermal se reflejan en los altos contenidos sílice, potasio y bario (barita).

En la *Figura 34* las rocas muestran alto contenido de SiO₂, en el diagrama de clasificación TAS para rocas volcánicas de Le Bass, Le Maitre, Streckeisen, & Zanettin, 1986, porque se deduce que estas rocas se vieron afectadas por un evento de Silicificación. Las muestras según el gráfico caen en el campo de las riolitas para las muestras TVB3-2, TVB4-1, TVB7, y para la muestra TVB3-1 da en el campo de las traquiandesitas. Por otra parte, estos conjuntos de rocas se localizan en el campo subalcalino, lo que indica que las rocas provienen de un magma de composición subalcalina.

Las rocas analizadas muestran patrones de elementos traza que son indicadores de magmas subalcalinos basados en el diagrama de la *Figura 33*

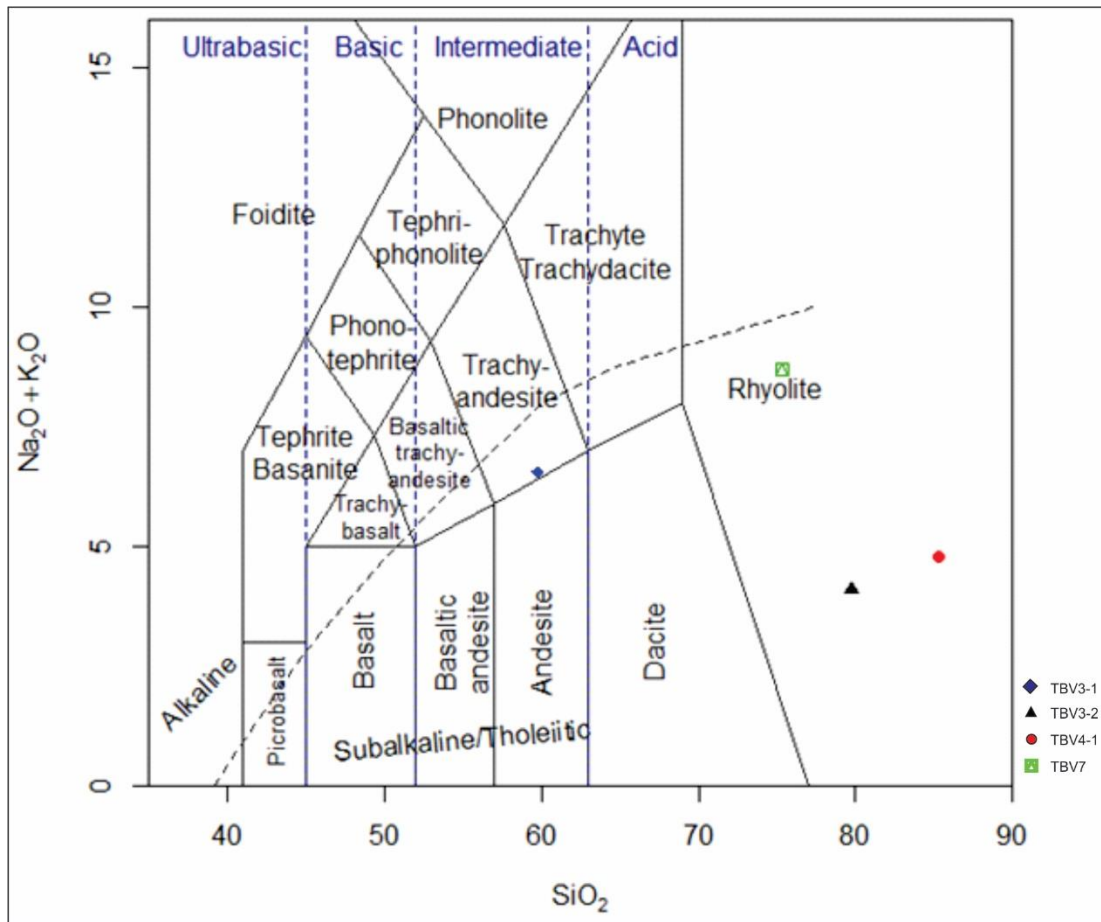


Figura 34. Diagrama de clasificación TAS para rocas volcánicas de Adaptado de: (Le Bass, Le Maitre, Streckeisen, & Zanettin, 1986)

6.3.3 Elementos Menores y Trazas:

Observando el contenido de tierras raras en el diagrama normalizado con respecto al condrito se muestra un enriquecimiento general de tierras raras ligeras (LREE) en todas las muestras indica zonas CFB o fuente mantelica primitiva o enriquecida ya que estas LREE tienden a concentrarse en la corteza, lo cual se correlaciona con ambientes colisionales ya que evidencia aumento de LREE, mientras las tierras raras pesadas (HREE) presentan un empobrecimiento no

muy marcado lo cual indica química de los OIB o característico de lavas de margen continental activa (Gill, 1981)

Las muestras en general presentan una leve anomalía negativa de europio (Eu), una excepción a esto se ve muy pronunciada en la muestra TVB3-2, estas anomalías de Eu son principalmente controladas por plagioclasas, lo cual indica un bajo contenido de agua, lo que permitió la nucleación de plagioclasas durante el ascenso del magma, quedando el europio retenido en estas o a grandes cantidades de plagioclasas removidas a la hora de la cristalización fraccionada.

Anomalías negativas de Eu observadas en algunos EM-Tipe OIBs, sugieren la adición de una pequeña suma de sedimentos subducidos de fuentes mantelicas (Sun & McDonough, 1989)

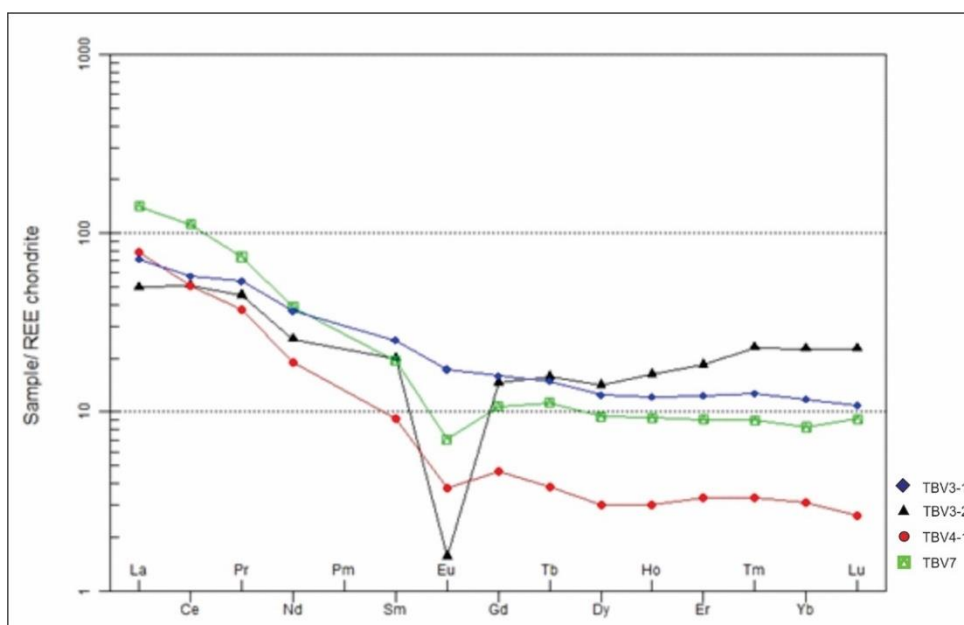


Figura 35. Patrones de elementos de tierras raras normalizadas con respecto al condrito Adaptado de (Nakamura, 1974)

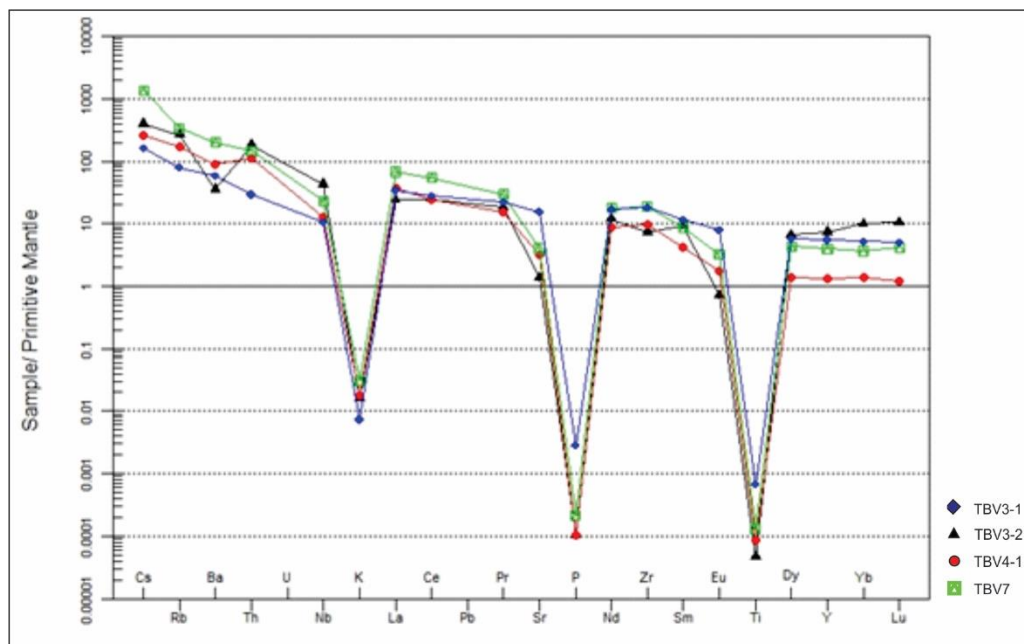


Figura 36. Diagrama de normalización respecto al manto primitivo (Sun & McDonough, 1989)

En el diagrama de multielementos con respecto al manto primitivo de Sun & McDonough, 1989, se puede observar las rocas del jurásico-triásico donde todas presentan anomalías negativas de potasio (K), negativa en fosforo (P), últimamente las muestras presentan una anomalía negativa titanio (Ti).

La anomalía negativa en Sr presente en las rocas con respecto al manto primitivo como dice Morello & Rubinstein, 2000, sugiere el fraccionamiento junto con el de la plagioclasa, de otra fase mineral que genera anomalía de Eu (posiblemente anfíbol) produciendo la compensación de ambas anomalías (Morello & Rubinstein, 2000.) (Figura 36) Por otra parte, el marcado empobrecimiento en Ti y en un poco menor en Zr según Morello y Rubinstein (2000), indican el fraccionamiento temprano de minerales accesorios como magnetita o titanomagnetita

6.3.4 Metales Preciosos

Para los contenidos de metales preciosos los diagramas de barras muestran los contenidos más altos de cobre para la muestra TVB8-4 y da presencia de anomalías de Plata (Ag).

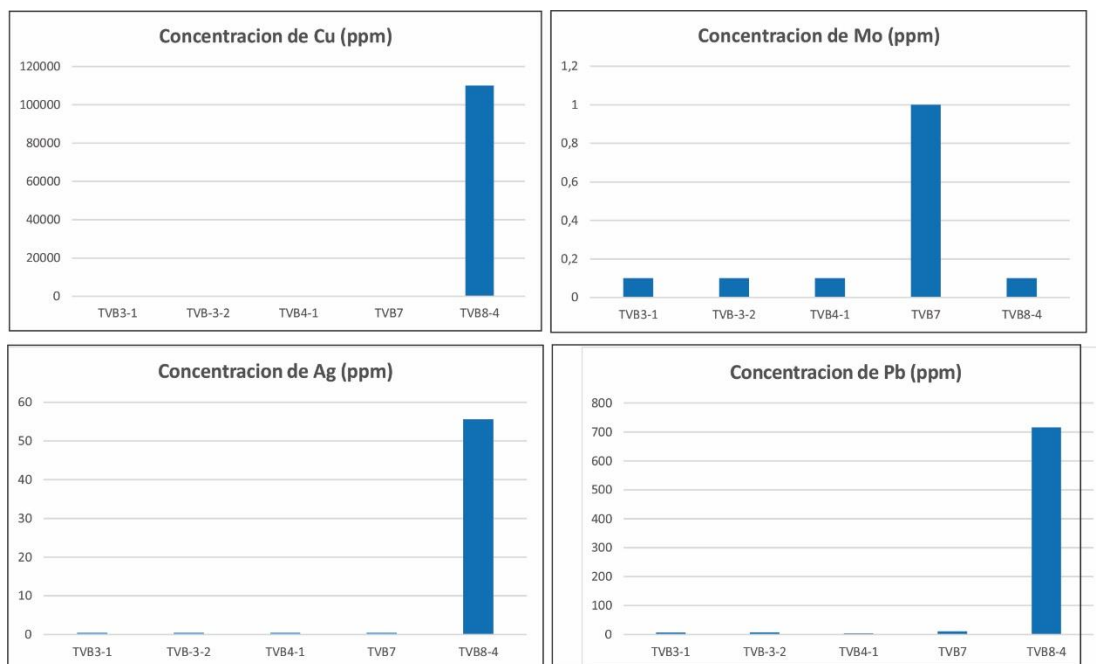


Figura 37. Diagramas de barras de los contenidos de Cu, Mo, Ag, Pb, en partes por millón ppm, de las muestras TVB3-1, TVB3-2, TVB4-1, TVB7 y TBV8-4.

Teniendo en cuenta la gráfica anterior se observa que la muestra TVB8-4 representa la de mayor contenido de metales preciosos con respecto a las demás, sin embargo, cabe resaltar que la muestra TVB7 presenta una concentración mayor en lo referente al Mo, pero este contenido es apenas de 1 ppm por lo tanto no presenta interés económico en la región.

Con respecto a los resultados observados en la *Figura 37* para la muestra TVB8-4, los porcentajes de Cu son mayores a 10000 ppm, de Ag son mayores 56 ppm y los de Pb son mayores

a 700 ppm, por lo cual se concluye que esta zona no solo presenta interés de mineral de cobre, sino que también tiene algún potencial en metales preciosos como plata.

6.4. Discusión y Modelo Metalogénico

La región de Mariangola, incluyendo las localidades de la vereda Camperucho y parte de Bosconia se encuentra compuesta principalmente por rocas volcano-sedimentarias como tobas y basaltos de la formación Guatapurí de edad Triásico temprano / Mesozoico (fundamentalmente Jurásico temprano. Estas litologías fueron afectadas, durante este periodo, siendo estas las rocas hospedadoras de las mineralizaciones de cobre y encontrándose suprayacidas por sedimentos calcáreos del Grupo Cogollo de edad cretácico, unidad importante debido a su potente espesor de sedimentos calcáreos.

6.4.1 Tipos de Mineralización

Esta división se basó solamente en el aspecto físico de cómo se encontraron las diferentes manifestaciones cupríferas en la zona, por lo tanto, lo correspondientes a los estilos de mineralización y las asociaciones paragenéticas serán explicadas en el siguiente numeral, teniendo en cuenta los anteriores parámetros se caracterizaron tres tipos de mineralización: Cobre diseminado, mineralización tipo lentes verdosos y mineralización tipo vetilleo.

✓ Mineralización Tipo Diseminado

Este tipo de mineralización se evidencia principalmente en campo, dado que se encuentran en algunas zonas grandes extensiones de roca tobáceas con una coloración verdosa, la cual no es característica de estas rocas en su estado natural. Por otra parte, en los análisis geoquímicos de las

muestras TVB7 correspondiente a una toba lapilitica se observó un incremento en el porcentaje de trazas de cobre (Anexo C). Con respecto al análisis petrográfico se observaron minerales secundarios como clorita y epidota como reemplazamiento y como mineral microlítico de la matriz, lo cual puede ser una relación a esta pigmentación de la roca, pero cabe aclarar que no se encontraron cristales de carbonatos de cobre. Teniendo en cuenta los resultados antes descritos se le atribuye esta coloración principalmente a minerales ganga como clorita y epidota para estas zonas verdosas.



Figura 38. Fotografía Toba lapilitica con coloración verdosa, Vía Valledupar - Bosconia.



Figura 39. Toba lapilitica de coloración verdosa y presencia de Óxidos e hidróxidos de hierro propios de ambientes superficiales.

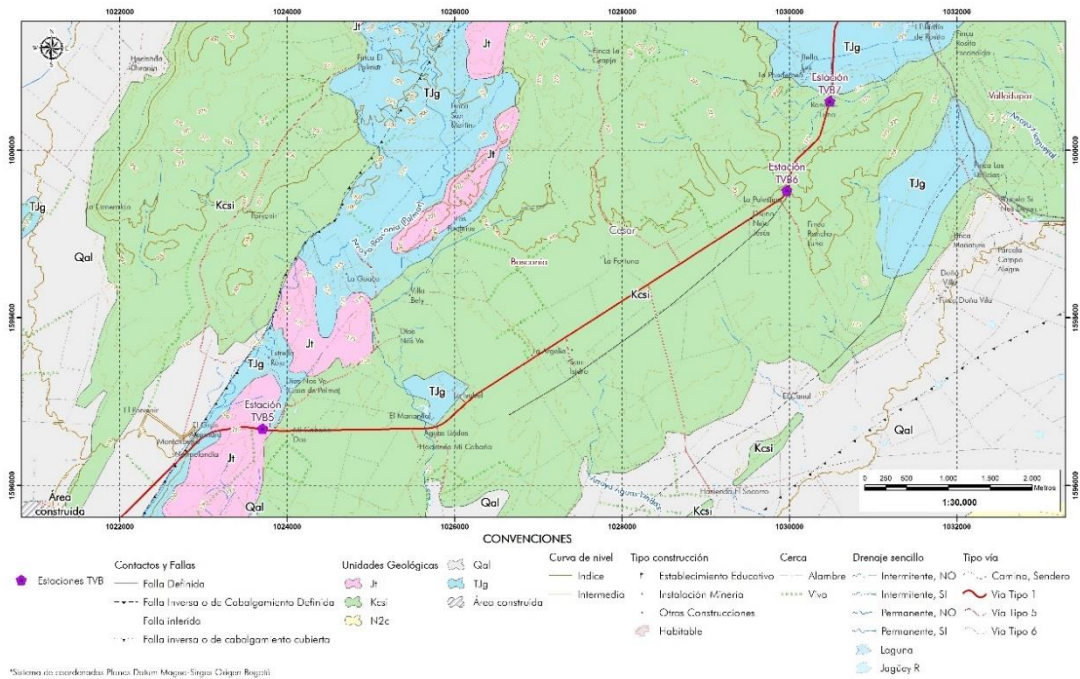


Figura 40. Mapa Geológico donde se observa las estaciones 5,6 y 7, Siendo esta ultima la 7 el lugar donde se observan las mayores muestras de roca con coloración verdosa. Adaptado de (Ingeominas, 2007)

✓ Mineralización Tipo Lentes de Coloración Verdosa

Este tipo de mineralización está relacionado con lentes de coloración verdosa minerales ganga como epidota, clorita, y en menor cantidad sulfuros de cobre diseminados.

Una de las principales características de estos lentes mineralizantes es que se encuentran ubicados estratigráficamente (310/30) siguiendo los patrones de depositación de unidades vulcano-sedimentarias. En la zona están representadas en tobas volcánicas producto de flujos piroclásticos que hacen parte de la formación Guatapurí de edad Triásico-jurásico como producto de la sedimentación y el vulcanismo continental generado por un ambiente distensivo y un ambiente de cuenca tras arco. Los minerales ganga como cuarzo + clorita+ epidota relaciona esta asociación como producto de alteración clorita + epidota o (Propilítica), de manera regional, lo cual indica un ingreso considerable de aguas en este caso meteóricas y probablemente también un porcentaje magmáticas.



Figura 41. Foto afloramiento, se observan intercalaciones de Sedimentos rojos (A), con tobas volcánicas (B), y se observa una coloración verde concordante con la dirección de estratificación 310/30, Municipio de marianfola , Vereda las Palmas. Zona de las muestras TB2 y TVB3.

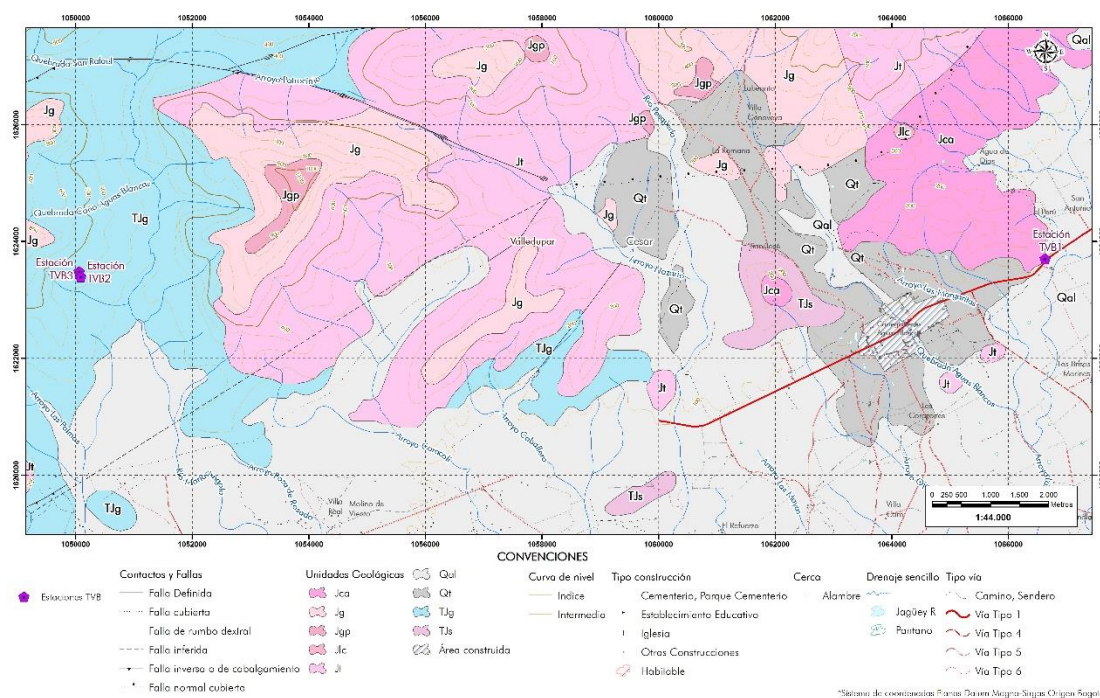


Figura 42. Mapa Geológico donde se observa las estaciones 2 y 3, Siendo estas las unidades de tobas volcánicas con intercalaciones de sedimentos rojos, donde se observan los lentos verdosos concordantes con la estratificación. Adaptado de: (Ingeominas, 2007)

✓ Mineralización Tipo Vetilleo

A este tipo de mineralización se relaciona un vetilleo de Malaquita + Azurita, y en algunas secciones de estas venillas se encuentran asociaciones de sulfuros de cobre como Calcopirita + Pirita + Covelita + Calcosina + Bornita.

En la zona de interés es fácil de reconocer las manifestaciones cupríferas debido a su llamativa coloración verde y azul, este vetilleo mineralizado se encuentra regido principalmente por un sistema de fallas con orientación NE-SW con lo cual este tipo de mineralización no sería estrato ligado como si lo es el anteriormente descrito. Estas estructuras mineralizadas se encuentran emplazadas en basaltos andesíticos de la formación Guatapurí.

La coloración verdosa llamativa de este vetilleo está dada por carbonatos de cobre principalmente malaquita + azurita generalmente de forma masivo o formando costras en las paredes de las fracturas (supergénico), siendo estos minerales indicadores de enriquecimiento supergeno por fluidos meteóricos ricos en cobre. Por otro lado, se tiene minerales hipógenos primarios representados por sulfuros como Bornita + Calcopirita + Pirita los cuales indican temperaturas y presiones más altas de formación. Sin embargo, en mayor cantidad se observa sulfuros de cobre supergeno evidenciado por la presencia de Calcosina + Covelita, minerales indicadores de temperaturas y presiones de formación más bajas. Dicho lo anterior se observa que se tiene mineralogía hipógena y mineralogía supergena de sulfuros y carbonatos de cobre coexistiendo en asociación mineral, lo cual indica que la zona de interés tuvo una gran actividad en el paso de fluidos supergenos capaces de lixiviar, transportar y depositar estas paragénesis minerales, dado esto es muy probable que los minerales hipógenos hayan sido los minerales formadores de toda esta asociación y los cristales que se observaron sean relictos o cristales que no alcanzaron a ser transformados. Este proceso de mineralización será explicado más detalladamente en el siguiente capítulo (modelo metalogénico).



Figura 43. Afloramiento donde se encontraron las fracturas mineralizadas con dirección NE/SW, perpendiculares a la dirección de la fotografía. Zona Mina Vereda Camperucho.



Figura 44. Vetilleo de carbonatos de cobre con dirección NE/SW. Mina Vereda Camperucho



Figura 45. Muestra de la zona mineralizada de la Mina Camperucho, presencia de bornita, calcopirita, pirita, covelita, calcosina, malaquita, azulita, barita).

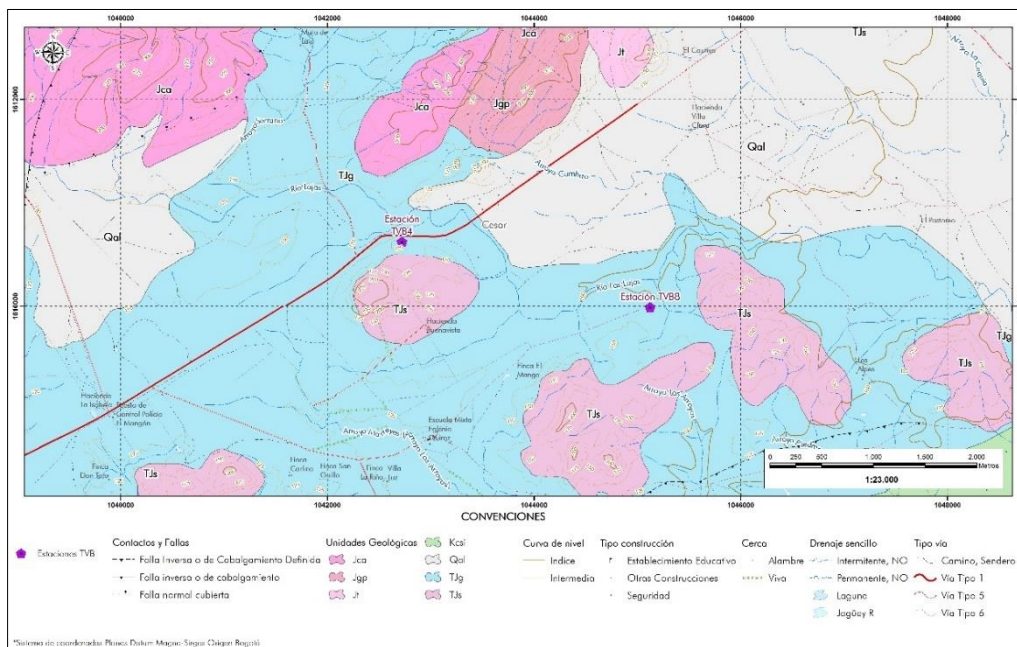


Figura 46. Mapa Geológico donde se observa la estación 8, Siendo estas la unidad donde encontramos las vetas mineralizadas dirección NE/SW, y estando ubicadas dentro de balastos de la Formación Guatapurí. Adaptado (Ingeominas, 2007)

✓ **Minerales Ganga**

Para los minerales ganga cabe aclarar que se encuentran en los tres tipos de mineralización de la zona de estudio y que algunos de estos se encuentran acompañados de los minerales mena metálicos de cobre, los cuales se describen en el siguiente numeral.

La clorita como mineral producto de alteración se encuentra diseminada en la matriz microlítica de la roca y como reemplazamiento de minerales ferromagnesianos pre-existentes presentando formas vacuolares y radiales. Siendo este junto con la epidota los principales minerales que le dan la coloración verdosa a la roca en el tipo de mineralización cobre diseminado y lentes verdosos explicados en el numeral anterior.

La epidota se observa como mineral microlítico diseminado en la matriz volcánica de la roca, con lo cual debido a su tamaño no se alcanzan a diferenciar formas claras, pero se alcanza a reconocer en muestra de mano por su coloración y durezas características, mientras que en sección delgada se reconoce sus colores de birrefringencia de orden alto. Cuarzo I, se presenta como microlitos diseminados en la matriz volcánica de la roca, también se encuentra como venillas que cortan la roca, alcanzando espesores de menores a 2mm (*Figura 47*). Cuarzo II, se presenta como cristales limpios y subangulares, presentan tamaños considerables dentro de la composición de la roca de hasta 2mm, no presentan una disposición preferente, sus colores de birrefringencia están marcados por grises de primer orden (*Figura 47*). Cuarzo III, Calcedónico o plumoso, este tipo de cuarzo se presenta en forma de agregados esferulíticos dentro de minerales, principalmente cristales de calcita, también se observa como una corona o borde de sobre crecimiento de cuarzos pre-existentes tipo II o como vetilleo de cuarzo plumoso el cual es característico por su extinción en forma de abanico (*Figura 47*) Barita, este mineral se logró determinar primero en muestra de

mano, debido a sus características físicas, como color blanco hueso, habito tabular y no es reactivo frente a los ácidos, en análisis petrográfico se observó cómo cristales con colores de birrefringencia amarillos crema de primer orden, por ultimo este mineral se confirmó mediante microscopia electrónica SEM, donde encontramos picos de barita. Este mineral se encontró asociado a los lugares donde se tiene presencia de sulfuros de cobre. La Calcita se logró determinar primero en muestra de campo debido a su reacción con el ácido clorhídrico, luego en el análisis petrográfico se determinó que se encontraba como mineral diseminado en la matriz, pero su presencia principal estaba en venillas de carbonatos que cortaban todas las estructuras de la roca, también se observó cómo cristales subangulares (*Figura 48*)

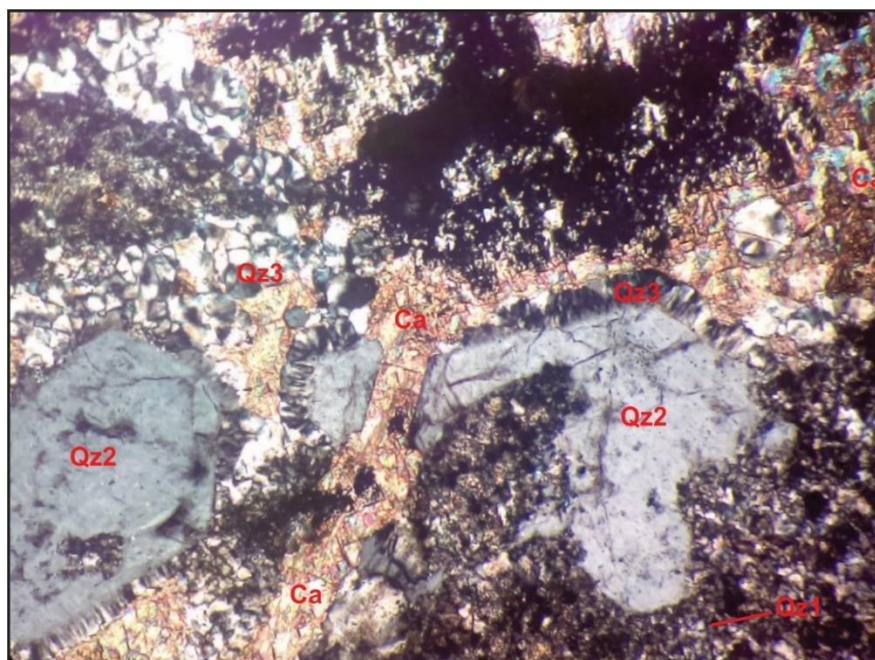


Figura 47. Micrografía en Nx de la muestra TVB7, donde vemos venas de calcita dividiéndonos cristales de cuarzo.

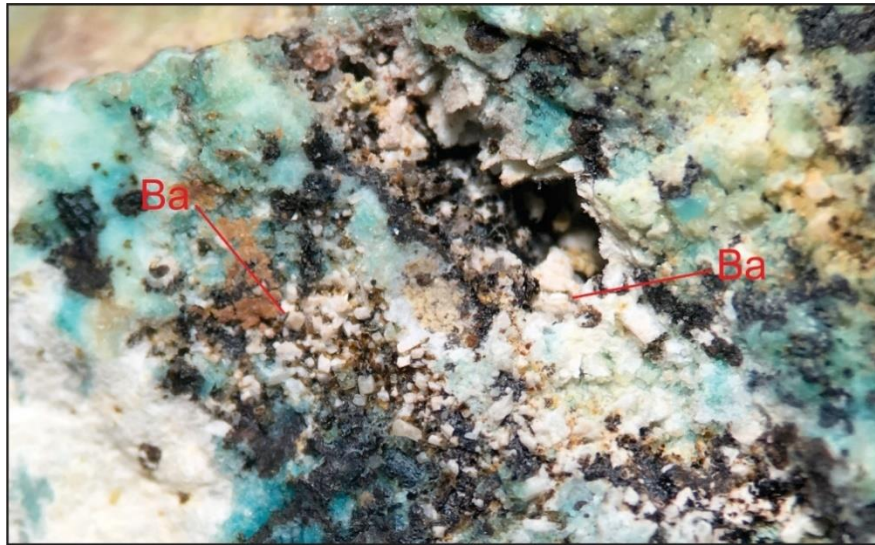


Figura 48. Fotografía en lupa biocular de la muestra TVB8-4. Se observa barita tabular.

✓ **Minerales Mena**

En el área de estudio se tiene presencia de minerales metálicos primarios de origen hipógenos, representados principalmente por bornita, pirita y calcopirita, por otra parte, se encuentran minerales metálicos secundarios de origen supergeno como covelita, calcosina, bornita y óxidos de hierro. Los cuáles serán explicados a continuación:

La pirita se encuentra como pequeños relictos diseminados en la roca, la mayoría presentan un alto grado de alteración debido al estado de meteorización de la roca y en vetas mineralizadas se observa de forma anhedral y en asociación mineral con otros sulfuros de cobre y de hierro (*Figura 49*)

La calcopirita se presenta como cristales anhedrales en paragénesis con pirita y sulfuros de cobre supergénico representados por bornita, covelita, calcosina. Dentro de una masa de carbonatos de cobre (malaquita, azurita) (*Figura 49*).

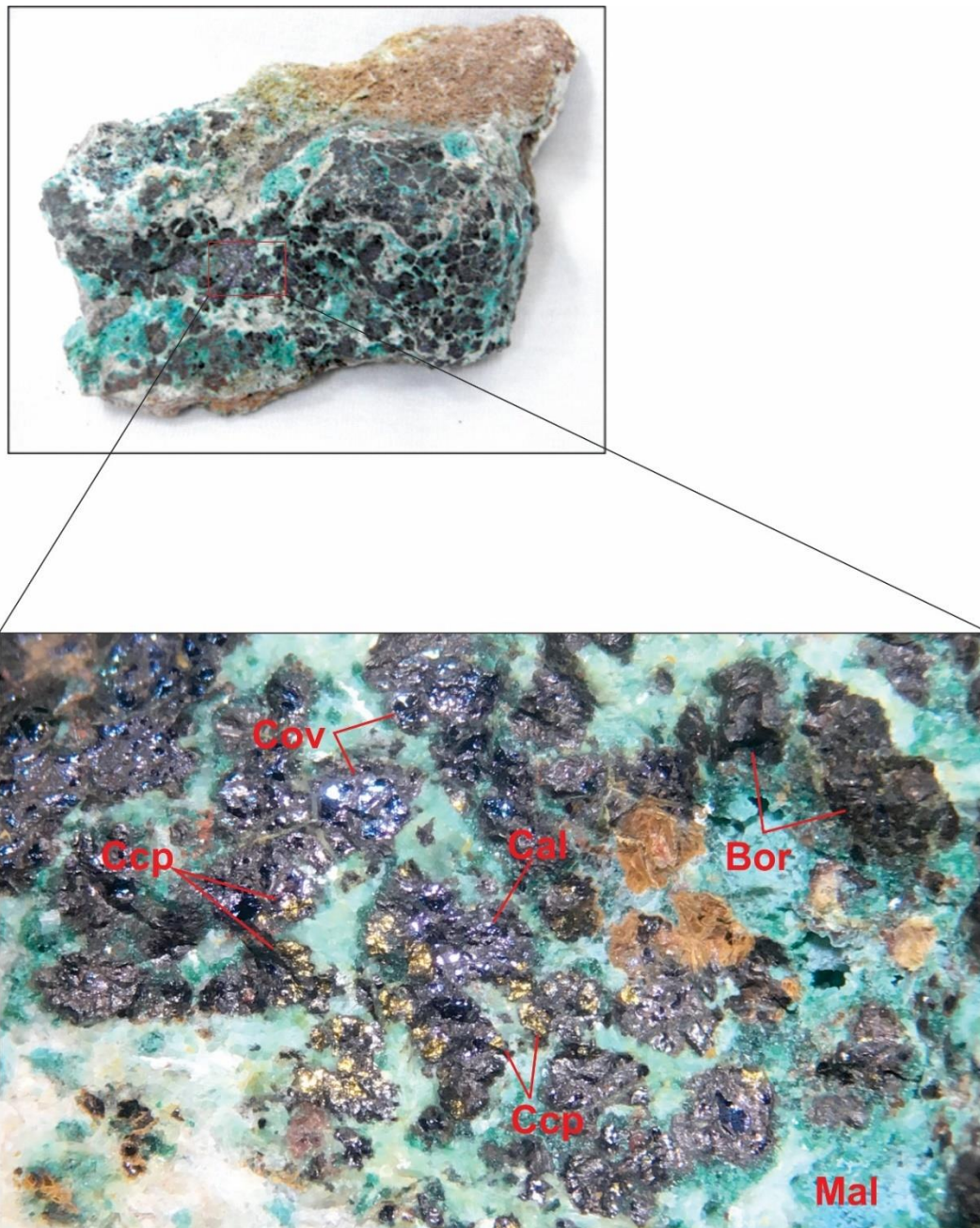
La bornita se observa como cristales de buen tamaño siendo este mineral uno de los más predominantes en las vetas mineralizadas, está dada por un color negro y presenta brillo metálico, este mineral se logró identificar por sus características físicas y fue corroborado por unos puntos tomados por microscopía electrónica SEM, hechos en sección delgada y chip de roca (*Figura 49*)

La covelita y la calcosina se determinan principalmente por sus características físicas como su hábito y sus colores característicos, se encuentran como cristales anhedrales en paragénesis con calcosina, calcopirita y pirita, dentro de cristales más grandes de bornita, haciendo parte de la zona mineralizada de las vetas con orientación NE-SW (*Figura 49*)

Minerales de óxido de hierro principalmente hematita se localizan presentes como mineral diseminado en la roca caja y en vetilleo de menos de 2mm de espesor haciendo parte de estructuras brechoides o de Jigsaw. (*Figura 50*)

La goethita se presenta como óxido de hierro y se evidencia como mineral de alteración de las etapas más tardías.

La malaquita se observa como reemplazamiento de minerales y como vetilleo, esta se reconoce por su color característico verde y se encuentra con asociación con los sulfuros de cobre (*Figura 51*). La azurita se encuentra en menor cantidad que la malaquita, pero se observa masiva junto con la malaquita.



*Figura 49.*Minerales mena metálicos, Bornita (Bor), Calcopirita (Ccp), Calcosina (Cal), Covelita (Cov).

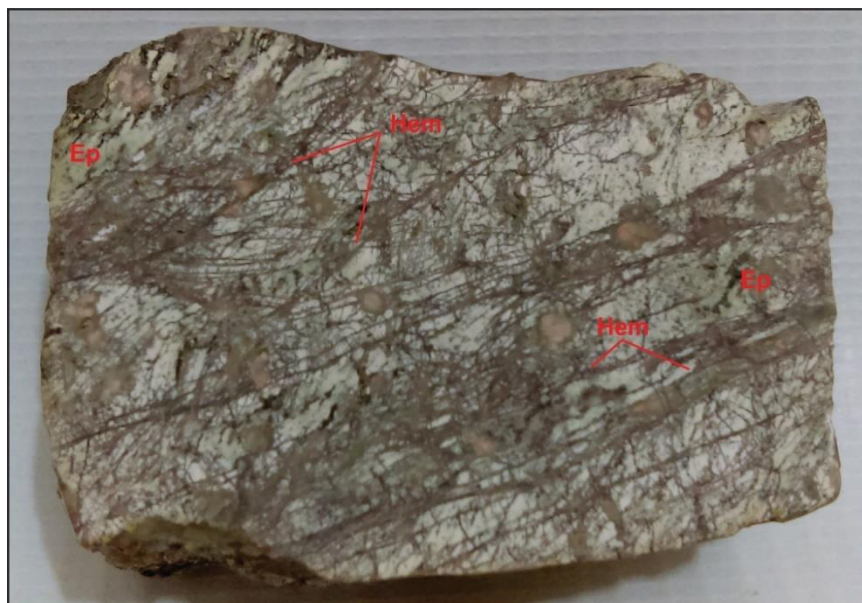


Figura 50. Fotografía de la muestra pulida TVB2-2, zona de los lentes verdosos, se observan venillas tardías de hematita, y zonas epidotizados. Estos minerales ganga se encuentran en medio de una estructura brechoide tipo Jigsaw.

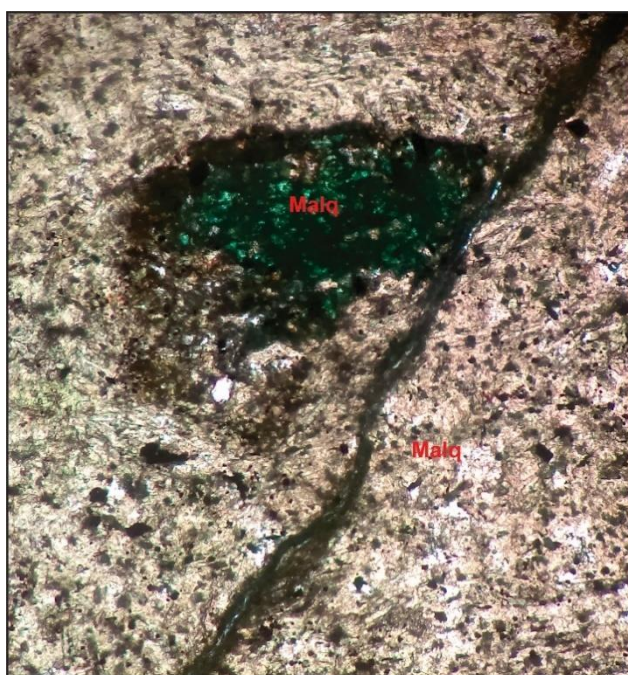


Figura 51. Micrografía de la muestra TVB8-1 del sector de la mina Camperucho. Se observa un cristal de malaquita por reemplazamiento, y se observa una venilla de malaquita.

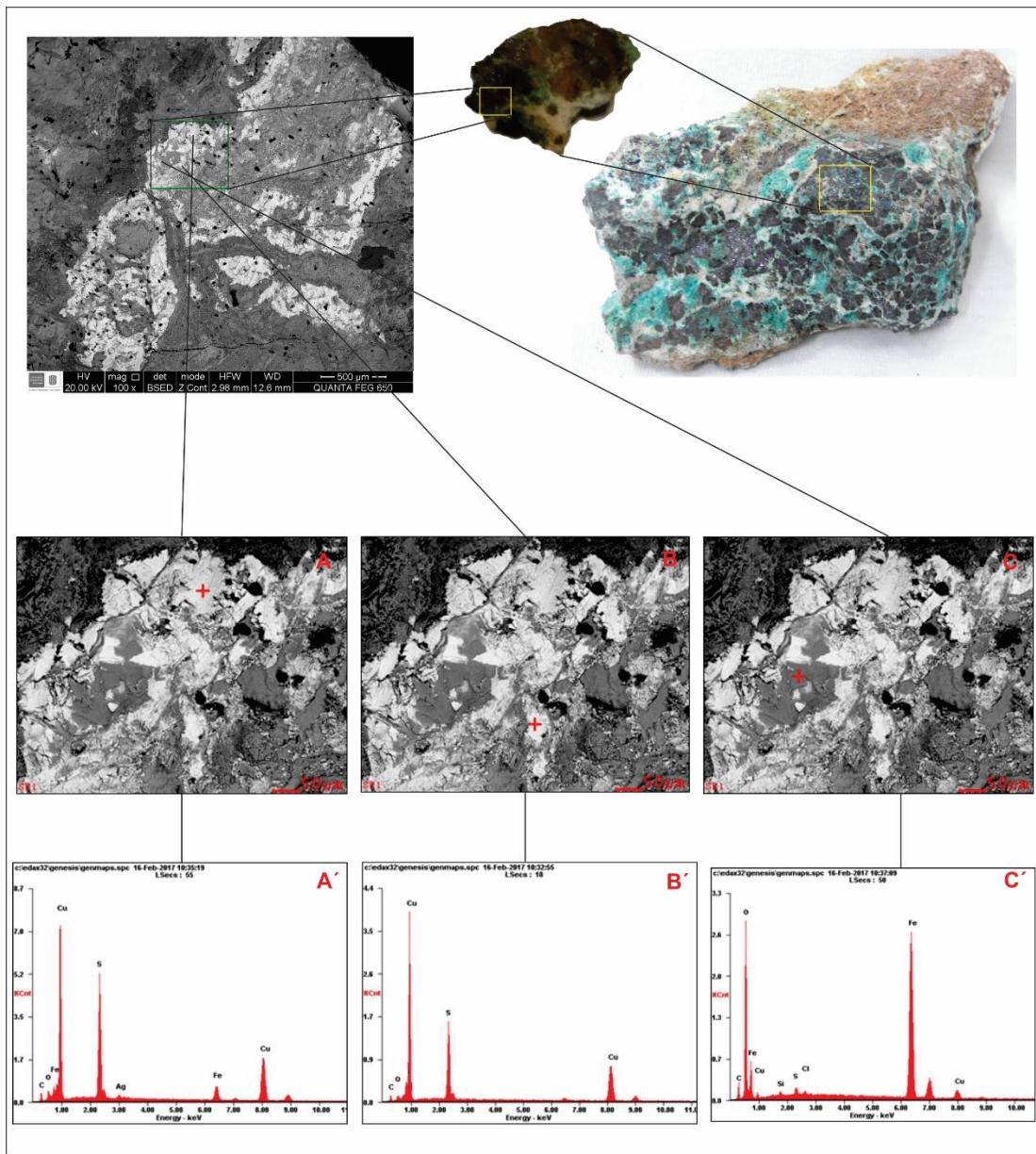


Figura 52. Micrografía electrónica SEM del chip de roca de muestra TVB8-4.

En la Figura 52 numeral A) Se observa un pinchazo donde la energía de los elementos genera picos de Cu, S y Fe principalmente, este pinchazo se hace al mineral más oscuro y prominente de la muestra, estos patrones de elementos están ligados a la composición atómica de la Bornita con lo cual se termina de corroborar su presencia. B) Para este pinchazo se observan picos de energía

de Cu, S principalmente, este patrón de picos se atribuye a la presencia de calcosina o covelita, confirmando su presencia en la muestra. C) Para este pinchazo se observan picos de energía de Fe y O principalmente, con lo cual lo se le atribuye a un óxido de hierro siendo este la Goetita.

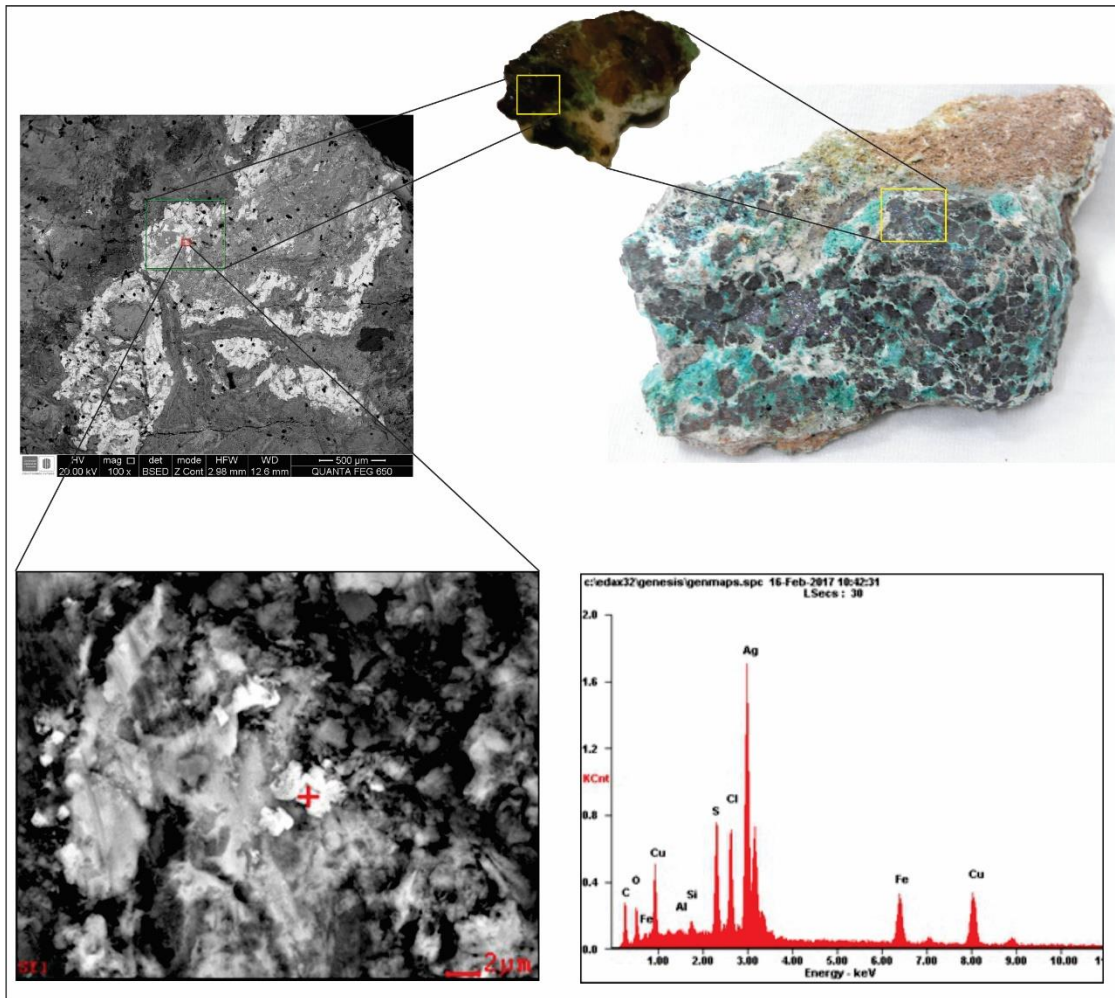


Figura 53. Micrografía electrónica SEM de la muestra TVB8-4, cristales de plata, dentro de cristales de bornita.

En la figura anterior se observa un pinchazo donde la energía de los elementos genera picos de Ag principalmente, estas anomalías de Ag se encuentran dispersas dentro de los cristales de bornita, como se observa en la micrografía.

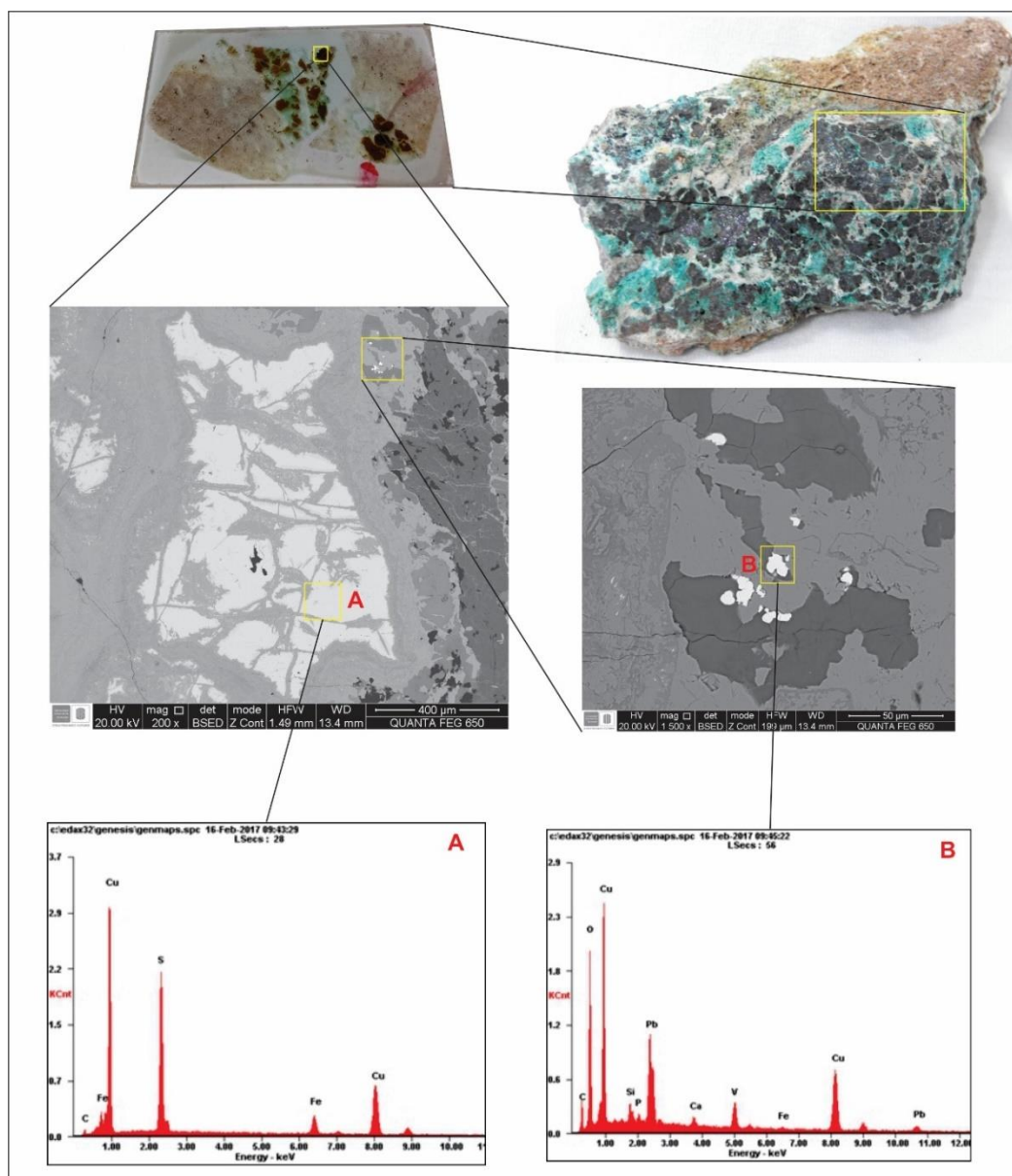


Figura 54. Micrografía electrónica SEM, de la muestra TVB8-4, donde observamos: A) Pinchazo en Cristal de Bornita, B) Cristal en microcristales de óxidos cobre con contenidos de Pb.

En la figura anterior numeral (A) se observa un pinchazo donde la energía de los elementos genera picos de Cu, S y Fe principalmente, este patrón de elementos está ligado a la composición de la bornita, por otra parte en el numeral (B) se observa un pinchazo con variación en sus picos de energía, esto debido a la alteración u oxidación que presenta el mineral, entre los picos más representativos se observan los de Cu, O y Pb, siendo estos microcristales ricos en plomo el cual ya se había encontrado en la litogeoquímica arrojando para esta muestra una cantidad de más de 700 ppm en la muestra TVB8-4.

6.4.2 Paragénesis mineral

Luego del análisis de las manifestaciones cupríferas junto con sus respectivos factores que influenciaron la formación de estos depósitos, se logró definir su posible sucesión paragenética.

La secuencia paragenética se definió teniendo en cuenta las ocurrencias de minerales ganga y los minerales mena principalmente, con lo cual se postularon diferentes contextos paragenéticos a partir de los cuales se determinaron 4 etapas a lo largo de la evolución del ambiente hidrotermal y el ambiente supergeno respectivamente.

La etapa 1 y 2 están desarrolladas en ambiente hidrotermal, el cual presenta características favorables para relacionarlo con un estilo de depósito estratiforme de cobre alojado en rocas sedimentarias o SSC con sus siglas en inglés. En un comienzo esta primera etapa está caracterizada por una alteración Qz + Ep + Chl esto evidenciado principalmente en el reemplazamiento de minerales ferromagnesianos y rellenando los espacios intersticiales de las rocas generando las principales pigmentaciones verdosas presentes en la roca, como segunda etapa se tiene una

alteración Ccp + Py + Bor, esta viene dada por el aporte en minerales metálicos hipógenos muy probablemente por fluidos intracuencales generados en condiciones de mayor temperaturas y presión, la ascensión de estos fluidos estuvo favorecida por zonas de debilidad generadas por un vulcanismo de tras arco de edad Jurásico, otro aporte paragenético en esta etapa es una posible feldespatización, generada por metasomatismo en potasio y evidenciada por reemplazamiento de plagioclasas por feldespatos potásicos y también por sobre-crecimientos en los cristales pre-existentes de feldespato potásico (Tabla 3)

Tabla 3. Resumen Paragénesis Mineral.

TABLA PARAGENETICA					
	MINERALES	Etapas de Mineralization			
		Ambiente Hidrotermal		Ambiente Supergeno	
		Etapa 1 Clorita - Epidota- Cuarzo	Etapa 2 Bornita- Calcopirita-Pirita	Etapa 3 Covelina- calcosina-bornita	Etapa 4 Malaquita- Azurita
Minerales de Alteracion & Ganga	Cuarzo	-----			
	Cuarzo Microlítico	-----			
	Cuarzo Granular	-----			
	Cuarzo Calcedonico	-----			
	Feldespato Potasico	-----			
	Epidota	-----			
	Clorita	-----			
	Carbonato (Calcita)	-----			-----
	Sericita	----- ? -----			
	Esmectita	-----			
Barita	-----				
Minerales Mena	Pirita Fina	-----			
	Calcopirita	-----			
	Calcosina			----- ?	
	Bornita			----- ?	
	Covelita			----- ?	
	Teluros			----- ? ?	
	Plata			----- ? - - - - ?	
	Goetita				
Otros	Hematita			-----	
	Magnetita	-----			
	Malaquita				-----
	Azurita				-----
Veins	Cuazo microlítico	-----			
	Clorita (Chamosita)	-----			
	Carbonato (Calcita)				-----
	Carbonatos de cobre (Malaquita)				-----
	Cuarzo+goetita (Oxidos en venas) Tectonicas				-----
Brechas	Monimictica Clasto Soportada			-----	
	Brecha Monimictica Mariz Soportada			-----	

Las etapas 3 y 4 están desarrolladas en un ambiente supergeno, donde las características temporales y volcánicas de la época hace probable determinar este tipo de mineralización como un depósito sintérmico dado por flujos supergenos térmicos. La etapa 3 está caracterizada por una alteración Bor + Cal + Cov, esta paragénesis de sulfuros supergenos de cobre es producto del aporte de flujos meteóricos capaces de lixiviar y depositar esta asociación mineral y también como producto de minerales primarios, ya que al estar sometidos a zonas supergenas estos minerales buscan la manera de acomodarse a este nuevo medio físico-químico, como último evento se tiene la etapa 4, caracterizada por la precipitación de carbonatos de cobre como malaquita y azurita generada de dos maneras, una como reemplazamiento de minerales y la otra como un vetilleo.

6.4.3 Modelo Metalogénico Preliminar

6.4.3.1 Primer estilo de mineralización TIPO SSC

El sector Mariangola – Camperucho se caracteriza por unidades litológicas formadas durante el Mesozoico, en su mayoría por depositación continental de unidades Triásicas – Jurásicas representadas en la zona por la Formación Guatapurí, la cual es una unidad vulcanosedimentaria compuesta en su base por basaltos, continuada por capas de sedimentos rojos intercalados con depósitos volcánicos piroclásticos tobáceos, de edad Jurásico, esta unidad es correlacionable con la Formación la Quinta la cual consta de intercalaciones de sedimentos rojos con flujos piroclásticos en su tope, y se encuentra ubicada al otro lado de la cuenca Cesar Ranchería en la Serranía del Perijá, más al sur por los lados de Bucaramanga es correlacionable con el Grupo Girón el cual consta de espesores considerables de depósitos de sedimentos rojos, todas estas formaciones anteriormente nombradas con edad Jurásica. Con lo cual se confirma que

una depositación detrítica continental empezó a llenar las cuencas de extensión siendo la sedimentación contemporánea con la subsidencia tal como lo indican los rápidos cambios de espesor y de facies de las principales secuencias y en particular de las formaciones Girón, Luisa y La Quinta (Toussaint, 1996), estas unidades fueron causadas por un ambiente mixto como lo planteo Tussant, 1996, donde dijo que la parte más occidental del Oriente Colombiano fue sometida desde el Triásico a importantes fenómenos distensionales relacionados con el principio de disgregación del súper continente Pangea el cual había sido formado a finales del Paleozoico (Toussaint, 1996), Este ambiente de cuenca rift tuvo su extensión durante el Triásico hasta comienzos de Jurásico, lo cual dio un tiempo prudente para el proceso diagenético de formación de los estratos de capas rojas, por otra parte durante todo el jurásico se generó un evento anorogénico representado por la fragmentación de Pangea, lo cual afectó a Colombia en su parte más norte, generando según (Tschanz, Jimeno, & Cruz, 1969) una probable zona de subducción que habría estado ubicada al NW de la SNSM. El régimen tectónico distensional que parece predominar durante el periodo de intrusión es también compatible con un ambiente de arco magmático supracontinental y de cuenca tras-arco para la región SE de la SNSM, de todos modos, un considerable volumen de magma de composición ácida e intermedia se intruyó, principalmente durante el Jurásico, en la región SE de la SNSM formando actualmente afloramientos de más del 50% de la superficie de la zona (Toussaint, 1996)

Teniendo en cuenta este proceso evolutivo, el primer estilo de mineralización está dividido en dos etapas; siendo la primera una etapa de baja temperatura la cual me generó una pigmentación rojiza hematítica de los sedimentos continentales, producto de la infiltración de aguas meteóricas las cuales también tenían la capacidad de lixiviar y transportar trazas de minerales de cobre, siendo

este el inicio o las etapas más tempranas del depósito SSC. (Brown, 2005), plantea que las capas rojas de cuenca rift no se depositan como capas rojas, ellas mismas son el producto de una evolución lenta, del proceso de enrojecimiento diagenético temprano. (Walker, 1967; Zielinki *et al.*, 1983 en Brown A., 2005), han demostrado petrográficamente que los minerales lábiles de granos gruesos en el primer ciclo de los rellenos de una cuenca rift se alteran por remplazamientos diagenéticos jóvenes (por ejemplo, magnetita por hematita, plagioclasa y biotita por esmectita y K-feldespato) y que el enrojecimiento progresivo resulta desde sub-superficie de lixiviación y oxidación de hierro proveniente de minerales originalmente ferruginosos. Las futuras capas rojas son inicialmente grisáceas, o parduscas, y sólo se oxidan y, por lo tanto, son adecuados para la lixiviación y el transporte de cobre, durante la oxidación progresivamente lenta a través del relleno de la cuenca, la oxidación puede atribuirse a la infiltración de agua meteórica que tiene las propiedades iniciales de Eh-pH indicadas (Brown, 2005)

Posteriormente de la depositación de estos sedimentos continentales, se plantea el comienzo de la segunda etapa , siendo esta una etapa de clímax o desarrollo del SSC generada por los eventos volcano-sedimentarios que presento el territorio colombiano durante el periodo (Jurásico), y que permitió un cambio de condiciones físico-químicas del ambiente, donde los fluidos meteóricos entran a ser fluidos intracuencales, ganando mayor temperatura y obteniendo la capacidad de calentar, lixiviar y trasportar las trazas de cobre presentes en los minerales de la roca caja, este proceso de lixiviación se pudo haber generado gracias a la presencia de una cuenca cerrada, lo cual permitió una circulación de fluidos dentro de la cuenca , siendo este proceso el principal formador de minerales hipógenos como bornita, pirita y calcopirita en la zona de interés, cabe aclarar que

este enriquecimiento estuvo dado por fluidos intracuencales pero también probablemente algo de aporte de fluidos magmáticos.

Esta hipótesis es expresada también por (Murray , Selley , & Bull , 2010), quien expresa que los depósitos de cobre estratiformes alojados en sedimentos se forman en cualquier lugar donde los fluidos de cuenca hayan pasado a través de series de rocas con altos grados de oxidación donde se puede obtener cobre, estos depósitos son formados por el movimiento de fluidos oxidados, fluidos de cobre que son transportados por medio de una reducción dan como resultado la precipitación de sulfuros de cobre. Las zonas de transporte de sulfuros o fluidos oxidados de alta salinidad y temperatura moderada son concordantes con la estratificación litológica (Kirkham, 1989 en Murray *et al.*, 2010). La configuración de la zona mineralizada se extiende de forma estratificada, horizontal, tabular o geometrías de roll-delanteros, con dimensiones horizontales limitados, (Kirkham, 1989 en Murray *et al.*, 2010). Por otra parte, (Strakov (1962) y Kirkham (1989) en Murray, 2010) observaron que la mayoría de depósitos de metales alojados en sedimentos estratiformes se producen en las rocas sedimentarias que fueron depositados dentro de los 20° a 30 ° del paleo-ecuador. Áreas continentales en latitudes tan bajas son susceptibles de tener un ambiente desértico, y las cuencas de rift producidas por la ruptura continental en esos entornos típicamente tienen secuencias basales compuestas de capas rojas. Que recubren secuencias marinas o lacustres es probable que incluyan una proporción importante de los estratos evaporíticos que son comunes en muchas, pero no todas las cuencas que contienen estos tipos de depósitos (Kirkham, 1989 en Murray *et al.*, 2010), Con esto se evidencia que el territorio de interés presenta varias características favorables de un depósito SSC, al cual se le atribuye el enriquecimiento de minerales primarios.

Luego de estos procesos, en el cretácico, Colombia tuvo un gran evento transgresivo, donde las condiciones se tornaron marinas y se depositan sedimentos calcáreos en una plataforma abierta con cambios faciales (Barremiano- Albiano), estos sedimentos en la zona de interés están representados por sedimentos basales del Grupo Cogollo caracterizados por calizas bituminosas en la base y seguidas por capas de calizas negras y margas (Renz, 1960 en Murray, 2010). Estos sedimentos calcáreos para la zona de interés la mayoría ya fueron erosionados, pero en algunas partes aún se encuentran reposando sobre los depósitos de las unidades de la Formación Guatapurí y unidades vulcano-sedimentarias de edad (triásico -jurásico).

6.4.3.2 Segundo estilo de mineralización Enriquecimiento supergeno

Ya para el Eoceno-Oligoceno se producen fuertes eventos orogénicos que originan el continuo levantamiento de la Sierra Nevada de Santa Marta y de la Serranía del Perijá, por lo cual la invasión marina del Mioceno medio no deja registro en el departamento del Cesar. El Oligoceno tardío marca el comienzo de un periodo con gran deformación tectónica (Arias & Morales , 1999) Teniendo en cuenta lo anterior se confirma que para el departamento del Cesar, se generaron dos sistemas mayores de fracturamiento, siendo el más prominente de dirección NE-SW a E-W , y otro de dirección N-S, sistemas identificados por (Arango, 1980 en Arias, 1999), quien manifiesta que las fallas no son discontinuas sino que hacen parte de extensos sistemas interconectados entre si y que la Sierra Nevada de Santa Marta y la Serranía de Perijá son unidades geomorfológicas independientes pero afectadas por fracturamientos comunes; esta observación puede prolongarse hasta la parte sur del departamento y parte del macizo de Santander (Arango, 1980 en Arias, 1999).

Este precedente estructural se plantea debido a que en la zona de interés el segundo estilo de mineralización propuesto reposa en estructuras con una orientación SE-NW, siguiendo uno de los patrones más importantes de la zona. A continuación, el desarrollo de este segundo estilo de mineralización:

Teniendo en cuenta los procesos evolutivos anteriormente descritos que sufrió la zona de interés, el segundo estilo de mineralización comenzó producto de la inversión tectónica del Paleógeno, la cual levantó las unidades volcano-sedimentarias depositadas en las cuencas Rift y tras-arco. Reich & Vasconcelos, 2015 afirman que cuando las rocas y depósitos de minerales que se formaron a altas temperaturas y altas presiones están expuestas a la superficie de la tierra (Porcentaje T.atm ~ 15 ° C; P.atm = 1 bar; y PO₂ ~ 0,2 bar), este equilibrio es perturbado. Esto hace que sus constituyentes minerales reaccionen y sufran transformaciones para adaptarse a las nuevas bajas temperaturas, presiones y mayores concentraciones de oxígeno y condiciones de humedad. Cerca de la superficie, la oxidación y la lixiviación de rocas formadas originalmente en profundidad y los depósitos minerales son más enriquecidos por procesos de formación mineral. Estos procesos pueden dar lugar a un aumento de dos a diez veces en los grados de metal para productos tales como Cu, Al, Fe, Ni, Mn, U, Au y Zn (Reich & Vasconcelos, 2015), por lo tanto, las unidades de sedimentos rojos y tobas volcánicas sufrieron una transformación físico-química generando la formación de perfiles de enriquecimiento supergénico por disolución de material de roca, transporte de elementos solubles, y la precipitación de nuevos minerales. Estos procesos son altamente sensibles a la fuerza tectónica, climática y biológica, (Reich & Vasconcelos, 2015)

En la zona de interés esta acumulación secundaria de minerales, presenta evidencias de un enriquecimiento dado por la oxidación electroquímica de sulfuros primarios como bornita + pirita

+ calcopirita, y el transporte de especies metálicas solubles representados por sulfuros de cobre secundarios como covelita + calcosina \pm bornita hipógena, siendo estos minerales de temperaturas y presiones muchos más bajas a las de sus minerales formadores. Y por último la precipitación de carbonatos de cobre como malaquita y azurita.

Estos procesos anteriormente descritos fueron desarrollados en una llamada zona crítica como lo explica (Brantley *et al.* 2007 en (Harald, 2015) donde la define como zona de contacto de interacción entre la atmósfera, biosfera, pedosfera e hidrosfera, y basándose en la, se observa que esta zona crítica de enriquecimiento está dividida en tres zonas, las cuales presentan diferentes características en niveles de óxido-reducción y pH, estas características físico-químicas muestran la estabilidad de las especies solubles de cobre y minerales de cobre en el ambiente supergénico, dando así más claridad de posibles zonas de ocurrencia de las asociaciones minerales.

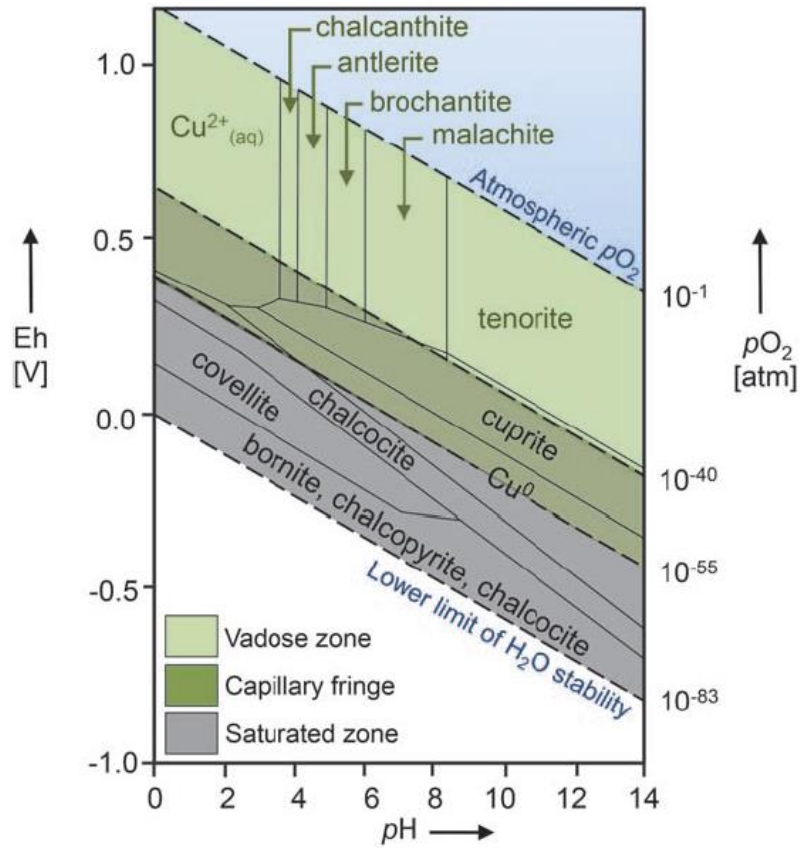


Figura 55. Gráfico de redox (Eh) y presión parcial de oxígeno (pO₂) frente al pH que muestra la estabilidad de las especies solubles de cobre y minerales de cobre en el ambiente supergénico. Tomado de (Sillitoe, 2005 en (Reich & Vasconcelos, 2015)

El diagrama muestra la posible ocurrencia de fases estables en condiciones redox y pH particulares a lo largo de un perfil supergénico. Las condiciones cambian verticalmente desde la zona saturada y más reductora en la parte inferior (debajo de la capa freática), hasta las condiciones más oxidantes hacia la parte superior del perfil (Zona vadosa, donde el suelo y los poros de la roca contienen aire, así como agua), (Sillitoe, 2005 en Reich & Vasconcelos, 2015).

Este proceso de enriquecimiento de la zona crítica posiblemente se desarrolló de esta manera en la zona de estudio, debido a que se evidenció la mayoría de estas asociaciones minerales propuestas en la Figura 55 cabe aclarar que las manifestaciones cupríferas no se encuentran depositadas estratigráficamente de esta manera, esto debido a las condiciones hidráulicas y estructurales generadas en la zona de interés, ya que es muy posible que estos fluidos hayan ascendido por planos de debilidad en la roca encajante, siendo esta la principal causa de encontrar las vetas mineralizadas en una orientación preferente NE-SW, siguiendo los principales patrones estructurales de la zona de estudio.

Cabe resaltar que estos sulfuros al estar en contacto de fluidos meteóricos normalmente dan drenajes muy ácidos, pero en la zona de estudio estos sulfuros junto con estas aguas meteóricas se encuentran en un ambiente casi neutro, este ambiente muy probable fue generado por la gran cantidad de feldespato potásico que se encuentran en la zona, ya que este tiene la capacidad de neutralizar la acidez del ambiente. Por otra parte, no se encontró presencia de minerales sulfatados lo cual ayuda a confirmar que se encuentran en presencia de un ambiente con un pH más neutro.

7 Conclusiones

- ✓ En el sector objeto de estudio, se reconocieron principalmente rocas volcano-sedimentarias, correlacionables con eventos de un magmatismo calco-alcalino y procesos volcánicos eruptivos del Triásico– Jurásico, representados por basaltos, tobas y traquitas principalmente de la Formación Guatapuri. De la misma manera se reconoce la presencia de rocas sedimentarias de composiciones de arenisca calcáreas y lodolitas calcáreas, correlacionables con un evento transgresivo de condiciones marinas de edad Cretácico medio del Grupo Cogollo.

- ✓ Se diferenciaron distintos eventos de alteración en el tramo de interés: a) alteración Clorita-Cuarzo-Epidota; b) Sericita-Esmectita-Illita; c) Silicificación; d) Feldespatización; e) Carbonatación. Siendo este producto de un ambiente hidrotermal.

- ✓ Teniendo en cuenta la diferenciación de alteraciones en el sector de objeto de estudio se evidencia la posible presencia de estilos de mineralización tipo SSC y enriquecimiento supergeno, en donde los cuerpos mineralizados de mayor interés están representados en rellenos de fracturas las cuales presentan grandes concentraciones en minerales de cobre. Estas vetas mineralizadas están hospedadas en basaltos andesíticos, y tobas volcánicas de edad Triásico-Jurásico.

- ✓ Basándose en el test de alteración de rocas, representado en el diagrama de rangos molares Alkali/alúmina, se evidencio que las rocas estudiadas presentaban alteraciones

de minerales arcillosos, con lo cual se demostró que presentaron removilización de elementos por lo tanto pasaron el test de alteración, debido a esto los análisis de datos geoquímicos se basaron en elementos inmóviles HFSE y REE.

- ✓ En la geoquímica se analizaron cuatro rocas del Triásico-Jurásico, para las cuales en los análisis arrojaron patrones de enriquecimiento en Th lo cual indica un desarrollo secuencial de la corteza a través de la subducción y el fraccionamiento parcial, Asimismo, el gráfico de clasificación geotectónica basado en los rangos molares de Th versus Ta que indican que las cuatro muestras estudiadas se formaron en un ambiente de margen activo continental.
- ✓ Basándose en los resultados expuestos por la geoquímica, la petrografía y la microscopía Sem, se puede inferir que la zona de interés se desarrolló en un ambiente mixto; el primero dado por la sedimentación continental evidenciado en la presencia de sedimentos rojos , y un segundo en un volcanismo de arco magmático evidenciado en la presencia de rocas volcánicas como tobas, basaltos y traquitas , Lo cual es correlacionable con los eventos de extensionales y de subducción generados en el territorio Colombiano durante el periodo de Triásico–Jurásico .
- ✓ A partir de todos los resultados expuestos durante el desarrollo de este proyecto se puede inferir que el área de estudio presenta un importante potencial para la mineralización de cobre. En cuanto a las relaciones espaciales y temporales de las litologías presentes, junto con sus eventos de alteración hidrotermal y sus productos de las mismas, se

evidencia estas características favorables, tuvieron la capacidad de generar más ocurrencias de zonas mineralizadas de interés y que muy posiblemente se encuentren controladas por el intenso tectonismo que ha venido presentando la zona y que está muy marcado en dirección NE/SW.

- ✓ La zona de estudio no solo presenta potencial en cobre, asimismo, se evidenció la presencia de metales preciosos representado por contenidos de plata y telurios, expuestos en primera medida por el estudio geoquímico y posteriormente corroborados por los análisis microscópicos electrónicos sem, dicho esto vale la pena plantear la posibilidad de que estas mineralizaciones de cobre también presenten algo de potencial para metales preciosos.

8 Recomendaciones

- ✓ Debido a que la zona de estudio del presente proyecto a sido afectada por muchos y diferentes eventos geológicos, se recomienda para generar un mejor entendimiento de la evolución de las manifestaciones cupríferas y el desarrollo de la zona:
- ✓ Desarrollar estudios de inclusiones fluidas, esto con el fin de definir las composiciones químicas y la cronología de los procesos asociados a los fluidos que interactuaron con las litologías de la zona de interés.
- ✓ Desarrollar estudios de isotopos estables, esto con el fin de complementar los estudios mineralógicos, texturales y geoquímicos realizados, y de esta manera determinar los orígenes de los fluidos que dieron la formación de las manifestaciones cupríferas de la zona. Asimismo, ayudaría en entender mejor los procesos diagenéticos de las rocas presentes en la zona de interés.
- ✓ Apoyar y fomentar el desarrollo de más estudios geológicos, por parte de los estudiantes de pregrado la Escuela de Geología, para de esta manera aportar poco a poco más datos y conocimiento que ayuden a entender los modelos genéticos que rigen el origen de estas manifestaciones cupríferas.

Referencias Bibliográficas

- Arias , A., & Morales , C. (1999). En *Memoria Explicativa, Mapa geológico generalizado del Cesar* (págs. 53-84).
- Brown, A. (2005). En *Refinements for Footwall Red-Bed Diagenesis in the Sediment-Hosted Stratiform Copper Deposits Model, vol. 100* (págs. 765-771.).
- Colmenares , F., Mesa, A., Roncancio, J., Arciniegas , E., Pedraza , P., Cardona, A., . . . Vargas , A. (2007). *Memoria Geologica de las planchas 11,12,13,14,18,19,20,21,25,26,27,33,34. Santa Marta: Proyecto Evolucion geohistorica de la Sierra Nevada de Santa Marta.*
- Corbett , G., & Leach, T. (1997). Southwest Pacific Rim Gold-Copper Systems: Structure, Alteration, and Mineralization.
- Davies, J., & Whitehead, R. (2010). Alkali/Alúmina Molar Ratio Trends in Altered Granitoid Rocks Hosting Porphyry and Related Deposits. *Canadian Institute of Mining, Metallurgy and Petroleum. Exploration and Mining Geology, vol. 19.*
- Galvis, J., & Espriella , R. (1999). Vulcanitas Cenozoicas en el Piedemonte Suroriental de la Sierra Nevada de Santa Marta y en la Serranía del Perijá. *Revista academica Colombia ciencias, vol. XXIII, num. 87,, 213-223.*
- Gill, J. (1981). Orogenic Andesites and Plate Tectonics, Vol 16. En *Minerals and Rocks. Berlin, Heidelberg*, (pág. 390). New York: Springer-Verlag.
- Harald, G. (2015). Supergene Alteration of Ore Deposits: From Nature to Humans. *Elements an International Magazine of Mineralogy, Geochemistry and Petrology, vol. 11, 311-316.*

-
-
- Hastie, A., Kerr, A., Pearce, J., & Mitchell, S. (2007). Classification of Altered Volcanic Island Arc Rocks using Immobile Trace Elements: Development of the Th[^]Co Discrimination. *Journal of Petrology*, vol. 48, n. 12, 2341-2357.
- Ingeominas. (2007). *Plancha 33, El Copey*.
- Le Bass, M., Le Maitre, R., Streckeisen, A., & Zanettin, B. (1986). A Chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali[^]Silica diagram. *Journal of petrology*, vol 27, 745-750.
- Leal-Mejía, H., Melgarejo, I., Draper, J., & Shaw, R. (2011.). Phanerozoic gold metallogeny in the Colombian Andes, in: Proceedings Let's Talk Ore Deposits. *SGA biennial meeting*. Chile.
- Mojica, J., & Kammer, A. (1995). En *Eventos Jurásicos en Colombia*. *Geología Colombiana*, vol. 19 (págs. 165-172.).
- Morello, O., & Rubinstein, N. (2000.). Los diques alcalinos y subalcalinos del flanco occidental de la sierra de Fiambalá, Catamarca. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 55(3), 245-250.
- Murray, W., Selley, D., & Bull, D. (2010). Formation of Sedimentary Rock-Hosted Stratiform Copper Deposits through Earth History. *Economic Geology*, vol. 105, 627-639.
- Nakamura, N. (1974). Determination of REE, Ba, Fe, Mg, Na, and K in carbonaceous and ordinary chondrites. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 38, (págs. 757-775.).

- Ortega, C., Rojas, E., & Manco, D. (2012). Mineralización de Cobre en el Sector de San Diego, Serranía del Perijá. *Revista Geología Colombiana*, vol. 37, 51-61.
- Pagnacco, P. (1962). Cupriferous mineralizations in the Serrania de Perija between Codazzi and Molino (Colombia),. En *Geologia Colombiana*, num 2 (págs. 5-13). Colombia.
- Pearce, J. (1984). Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of Petrology*, vol. 25.
- Pears, J. (1996). A User's Guide to Basalt Discrimination Diagrams, Trace Elements Geochemistry of Volcanic Rocks: Applications for Massive Sulfide Exploration. *Geological Association of Canada, Short Course Notes*, vol.12, (págs. 79-113.).
- Reich, M., & Vasconcelos, P. (2015). Geological and Economic Significance of Supergene Metal Deposits. *Elements an International Magazine of Mineralogy, Geochemistry and Petrology*, vol. 11, 305-310.
- Reyes, S. (1997). Microscopia Electronica y Microanálisis a la Solucion de problemas Geoquimicos. *VII Congreso Nacional De Geoquimica, Instituto de Geologia*. Mexico.
- Rollingson, H. (1993.). En *Using Geochemical Data: Evaluation, Presentation, Interpretation* (pág. 352). Singapore: Prentice Hall.
- Schandl , S., & Gorton , M. (2002). Application of High Field Strength Elements to Discriminate Tectonic Setting in VMS Enviroments. *Economic Geology*, vol. 97, 629-642.

- Sun, S., & McDonough, W. (1989). Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: Implications for mantle composition and processes. *Geological Society, London Special Publications*, vol. 42, 313-345.
- Tourtelot, V. (1976.). Cooper Deposits in Volcanogenic Rocks. *Geological Survey*, 907-C.
- Toussaint, J. (1996). *Evolución Geológica de Colombia*.
- Tschanz, C., Jimeno, A., & Cruz, J. (1969). *Mapa Geológico de reconocimiento de la Sierra Nevada de Santa Marta y la Serranía del Perijá*. Santa Marta: Ingeominas.
- Tschanz, C., Marvin, R., Cruz, J., Mehnert, H., & Cebula, G. (1974). Geologic Evolution of the Sierra Nevada de Santa Marta, Northeastern Colombia. *Geol. Soc. Vol. 85*, 273-284.
- Winchester, J., & Floyd, P. (1977). Geochemical Discrimination Of Different Magma Series And Their Differentiation Products Using Immobile Elements. *Chemical Geology*, vol.20, 325-343.
- Wood, D., Joron, J., & Treuil, M. (1979). A Re- A Re-Appraisal Of The Use Of Trace Elements To Classify And Discriminate Between Magma Series Erupted In Different Tectonic Settings. En *Earth and Planetary Science Letters*, vol. 45 (págs. 326-336.).