



Universidad Nacional Mayor de San Marcos

Universidad del Perú. Decana de América
Facultad de Ingeniería Geológica, Minera,
Metalúrgica y Geográfica
Escuela Profesional de Ingeniería Geológica

Estudio de prospección geológica con la finalidad de evaluar el potencial minero en el proyecto Colquioc, provincia de Bolognesi – Áncash

TESIS

Para optar el Título Profesional de Ingeniero Geólogo

AUTOR

Erick Iván ESPINOZA NAUPAY

ASESOR

Dr. Jesús Alberto TORRES GUERRA

Lima, Perú

2026



Reconocimiento - No Comercial - Compartir Igual - Sin restricciones adicionales

<https://creativecommons.org/licenses/by-nc-sa/4.0/>

Usted puede distribuir, remezclar, retocar, y crear a partir del documento original de modo no comercial, siempre y cuando se dé crédito al autor del documento y se licencien las nuevas creaciones bajo las mismas condiciones. No se permite aplicar términos legales o medidas tecnológicas que restrinjan legalmente a otros a hacer cualquier cosa que permita esta licencia.

Referencia bibliográfica

Espinoza, E. (2026). *Estudio de prospección geológica con la finalidad de evaluar el potencial minero en el proyecto Colquioc, provincia de Bolognesi – Áncash*. [Tesis de pregrado, Universidad Nacional Mayor de San Marcos, Facultad de Ingeniería Geológica, Minera, Metalúrgica y Geográfica, Escuela Profesional de Ingeniería Geológica]. Repositorio institucional Cybertesis UNMSM.

Metadatos complementarios

Datos de autor	
Nombres y apellidos	Erick Iván Espinoza Naupay.
Tipo de documento de identidad	DNI
Número de documento de identidad	73050884
URL de ORCID	https://orcid.org/0009-0007-4536-5416
Datos de asesor	
Nombres y apellidos	Jesús Alberto Torres Guerra
Tipo de documento de identidad	DNI
Número de documento de identidad	07219691
URL de ORCID	https://orcid.org/0000-0001-8186-5249
Datos del jurado	
Presidente del jurado	
Nombres y apellidos	Pedro Antonio Olivares Ballena
Tipo de documento	DNI
Número de documento de identidad	06085689
Miembro del jurado 1	
Nombres y apellidos	Iván Mesías Santos Paredes
Tipo de documento	DNI
Número de documento de identidad	25627100
Miembro del jurado 2	
Nombres y apellidos	Juan Manuel Elescano Yupanqui
Tipo de documento	DNI
Número de documento de identidad	08633003

Datos de investigación	
Línea de investigación	C.0.1.11. Recursos Mineros
Grupo de investigación	No aplica
Agencia de financiamiento	Sin financiamiento
Ubicación geográfica de la investigación	País: Perú Departamento: Ancash Provincia: Bolognesi Distrito: Colquioc Latitud: -10.294 Longitud: -77.504
Año o rango de años en que se realizó la investigación	2023-2026
URL de disciplinas OCDE	Geología https://purl.org/pe-repo/ocde/ford#1.05.06 Geoquímica https://purl.org/pe-repo/ocde/ford#1.05.04 Geociencias https://purl.org/pe-repo/ocde/ford#1.05.01



Universidad Nacional Mayor de San Marcos

Universidad del Perú. Decana de América

FACULTAD DE INGENIERÍA GEOLÓGICA, MINERA, METALÚRGICA Y GEOGRÁFICA
Escuela Profesional de Ingeniería Geológica



ACTA DE SUSTENTACIÓN DE TESIS PARA OPTAR EL TÍTULO PROFESIONAL DE INGENIERO GEÓLOGO

En el salón de Grados y Títulos de la Escuela Profesional de Ingeniería Geológica de la Facultad de Ingeniería Geológica, Minera, Metalúrgica y Geográfica, el miércoles 24 de junio de 2026 siendo las 04:30 pm, en presencia de los señores docentes designados como miembros de Jurado Calificador:

Ing. Pedro Antonio Olivares Ballena
Mg. Juan Manuel Elescano Yupanqui
Ing. Iván Mesías Santos Paredes

(Presidente de Jurado)
(Miembro de Jurado)
(Miembro de Jurado)

Reunidos para el acto académico público de colación de la Tesis del **Bach. ERICK IVÁN ESPINOZA NAUPAY**, quien sustentará la Tesis titulada: «**ESTUDIO DE PROSPECCIÓN GEOLÓGICA CON LA FINALIDAD DE EVALUAR EL POTENCIAL MINERO EN EL PROYECTO COLQUIOC, PROVINCIA DE BOLOGNESI - ÁNCASH**», su asesor el docente **DR. JESÚS ALBERTO TORRES GUERRA**, para la obtención del Título Profesional de Ingeniero Geólogo.

Los miembros del Jurado, escuchada la sustentación respectiva, plantearon al graduando las observaciones pertinentes, que fueron absueltas:

A SATISFACCIÓN DEL JURADO

El Jurado procedió a la calificación, cuyo resultado fue:

DIECISEIS (16)

Habiendo sido aprobada la sustentación de Tesis por el Jurado Calificador, el presidente recomienda que la Facultad de Ingeniería Geológica, Minera, Metalúrgica y Geográfica, proponga se le otorgue el **TÍTULO PROFESIONAL DE INGENIERO GEÓLOGO** al Bach. **ERICK IVÁN ESPINOZA NAUPAY**.

Siendo las 5:20 horas se dio por concluido el acto académico, expidiéndose cinco (05) actas originales de la Sustentación de la Tesis.

Lima, 24 de junio de 2026

ING. PEDRO ANTONIO OLIVARES BALLENA
PRESIDENTE DE JURADO

MAG. JUAN MANUEL ELESANO YUPANQUI
MIEMBRO DE JURADO

ING. IVÁN MESÍAS SANTOS PAREDES
MIEMBRO DE JURADO

DR. JESÚS ALBERTO TORRES GUERRA
MIEMBRO ASESOR

Anexo 1

CERTIFICADO DE SIMILITUD

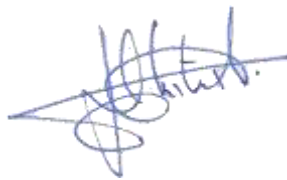
Yo, Jesús Alberto Torres Guerra en mi condición de asesor acreditado con el Dictamen de la EP N°000007-2026-EPIGL-FIGMMG/UNMSM de la tesis, cuyo título es «ESTUDIO DE PROSPECCIÓN GEOLÓGICA CON LA FINALIDAD DE EVALUAR EL POTENCIAL MINERO EN EL PROYECTO COLQUIOC, PROVINCIA DE BOLOGNESI - ÁNCASH», presentado por el bachiller ERICK IVÁN ESPINOZA NAUPAY para optar el título profesional en Ingeniero Geólogo.

CERTIFICO que se ha cumplido con lo establecido en la Directiva de Originalidad y de Similitud de Trabajos Académicos, de Investigación y Producción Intelectual. Según la revisión, análisis y evaluación mediante la plataforma PIDS, el documento evaluado cuenta con **el 4%** de similitud, nivel PERMITIDO para continuar con los trámites correspondientes y para su **publicación en el repositorio institucional**.

Se emite el presente certificado en cumplimiento de lo establecido en las normas vigentes, como uno de los requisitos para la obtención del título profesional en Ingeniero Geólogo.

Lima, 02 de julio de 2026

Firma del Asesor:



Nombres y Apellidos del asesor: Jesús Alberto Torres Guerra

DNI: 07219691

* Según corresponda: bachiller, magíster, doctor; título profesional o título de segunda especialidad

La vigencia del presente certificado corresponde a un período de noventa (90) días desde la fecha de su emisión; siempre que no haya observaciones en el texto durante el proceso de revisión por el jurado informante o surja alguna contingencia.

Dedicatoria

Al Señor de Muruhuay, por guiar mis pasos y darme la fortaleza necesaria para culminar esta importante etapa de mi vida.

A mi madre Rocío, sin ella no hubiera podido lograr nada, ella ha sido y será el principal factor determinante para que todo mi éxito sea posible.

A mi hermano Kevin, por enseñarme desde pequeño la palabra competitividad, sin su compañía no lo hubiera podido hacer.

A mi hermana Cristina, por permitirme enseñarle muchas cosas académicas y a su vez, aprender de ella.

A mi padre Teodoro, que le dije desde muy chico que lo lograría, que no se preocupara, que sería exitoso.

A mi hermana Camila, que la quiero mucho, aunque no frecuentemos mucho.

A Madeleine, porque ha sido la parte más bonita de este viaje académico.

Agradecimiento

Agradezco a Dios por permitirme culminar esta etapa académica y por darme la perseverancia necesaria para desarrollar el presente trabajo de investigación.

Expreso mi especial agradecimiento a mi asesor de tesis Alberto Torres, por su guía académica y, sobre todo, su rápida respuesta antes mis consultas durante el desarrollo de esta investigación.

A mi alma mater, mi querida Universidad Nacional Mayor de San Marcos, por haberme permitido crecer como profesional y como persona en sus aulas.

Asimismo, agradezco a las personas que hicieron posible y aceleraron de alguna manera el desarrollo de esta investigación como mi ex gerente y ahora amigo Juan Soto Velarde, mi ex jefe y ahora amigo Pablo Mateo Chero, y mi gran amigo Willy Lopez. También agradecer a mis amigos y ahora colegas de la facultad como Milner Farje, Brayan Carnero, Dedicación Cotrina, Bladimir Cordova, Pino Laura, Diego Chang y Raúl Velásquez.

A mi familia, por su apoyo incondicional, comprensión y motivación permanente. Su respaldo fue fundamental para culminar este trabajo.

Finalmente, agradezco a todas aquellas personas que, directa o indirectamente, contribuyeron al desarrollo de esta tesis.

Índice general

Dedicatoria	2
Agradecimiento	4
Índice general	5
Lista de tablas	7
Lista de figuras	9
Resumen	12
Abstract	13
CAPÍTULO 1. INTRODUCCION	14
1.1. Situación problemática.....	14
1.2. Formulación del problema.....	16
1.3. Justificación de la investigación	17
1.3.1. Justificación teórica.....	17
1.3.2. Justificación práctica.....	17
1.3.3. Justificación metodológica	18
1.4. Objetivos de la investigación.....	18
1.4.1. Objetivo general	18
1.4.2. Objetivos específicos	18
1.5. Las hipótesis	19
CAPÍTULO 2. EL MARCO TEÓRICO	21
2.1. Antecedentes del problema	21
2.1.1. Antecedentes nacionales del problema	21
2.1.2. Antecedentes internacionales del problema	23
2.2. Bases teóricas.....	27
2.3. Glosario.....	63
CAPÍTULO 3. METODOLOGÍA.....	66
3.1. Tipo y diseño de investigación	66
3.2. Unidad de análisis.....	67
3.3. Población de estudio.....	67
3.3.1. Tamaño de muestra	67
3.4. Selección de muestra.....	67
3.5. Técnicas de recolección de datos	68
3.6. Identificación de variables	69
CAPÍTULO 4. GENERALIDADES	71

4.1.	Ubicación y accesibilidad	71
4.2.	Geología regional.....	73
4.2.1.	Geología estructural.....	73
4.2.2.	Tectónica	73
4.2.3.	Estratigrafía general.....	75
4.3.	Geología local	84
4.3.1.	Estratigrafía Local	84
CAPÍTULO 5. CARACTERIZACIÓN GEOLOGICA DEL PROYECTO COLQUIOC		90
5.1.	Caracterización Litológica	90
5.1.1.	Unidades litológicas con indicios de alteración-mineralización...	90
5.2.	Caracterización Estructural	96
5.2.1.	Geología estructural regional	96
5.2.2.	Geología estructural distrital	102
5.2.3.	Geología estructural local	105
5.3.	Caracterización Geoquímica	111
5.3.1.	Análisis estadístico Univariado	111
5.3.2.	Análisis estadístico Multivariado	113
5.3.3.	Diagramas de fertilidad geoquímica.....	117
5.4.	Caracterización Mineralógica.....	125
5.4.1.	Estudios de espectrometría	126
5.4.2.	Ensamblajes mineralógicos	133
CAPÍTULO 6. DISCUSIÓN		167
6.1.	Contrastación de los resultados con estudios previos	167
6.2.	Contrastación de la hipótesis general	170
CONCLUSIONES.....		173
RECOMENDACIONES		175
REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS		176
ANEXOS		192

Lista de tablas

Tabla 1. Principales tipos de facies de alteración hidrotermal y sus condiciones indicativas de temperatura (T) y pH de formación.....	28
Tabla 2. Minerales arcillosos según facies de alteración, minerales asociados y condiciones de pH y temperatura de formación	33
Tabla 3. Características de los principales tipos de alteración–mineralización en sistemas de pórfido de Cu.....	47
Tabla 4. Epitermales de alta sulfuración (AS) vs baja sulfuración (BS).....	49
Tabla 5. Abundancias relativas estimadas de elementos mayores de la corteza continental	52
Tabla 6. Valores químicos de rocas ígneas representativas	52
Tabla 7. Diferentes tipos de yacimientos, minerales guía y elementos	56
Tabla 8. Especies minerales y parámetros espectrales diagnósticos utilizados en el análisis SFF.....	62
Tabla 9. Matriz operacional de las variables	70
Tabla 10. Accesibilidad al área de estudio	71
Tabla 11. Estadísticos descriptivos para las variables sin transformar.....	112
Tabla 12. Estadísticos descriptivos para variables transformadas a logaritmo natural	113
Tabla 13. Especies minerales y parámetros espectrales diagnósticos utilizados en el análisis SFF (Ajuste de Características Espectrales)	113
Tabla 14. Especies minerales y parámetros espectrales diagnósticos utilizados en el análisis SFF	115
Tabla 15. Especies minerales y parámetros espectrales diagnósticos utilizados en el análisis SFF	115
Tabla 16. Lista de minerales identificados en las muestras	126
Tabla 17. Lista de minerales identificados mostrando ensambles de alteración hidrotermal identificados en las muestras	127
Tabla 18. Petrografía del monzogranito M102-PM con alteración potásica–fílica–subpropilítica y vetillas cuarzo–biotita ± calcopirita	137
Tabla 19. Tipos de alteración hidrotermal y asociaciones mineralógicas del monzogranito M102-PM	137
Tabla 20. Descripción mineralógica y secuencia de alteración hidrotermal del sienogranito M100 (minerales primarios y secundarios)	145
Tabla 21. Tipos, estilos e intensidad de alteración hidrotermal en la muestra M100 (sienogranito)	145
Tabla 22. Caracterización mineralógica del sienogranito M101-A: minerales primarios, fases secundarias y eventos de alteración hidrotermal	153
Tabla 23. Tipos, estilos e intensidad de la alteración hidrotermal en el sienogranito M101-A	154
Tabla 24. Descripción mineralógica, tamaños cristalinos y proporciones modales de la muestra M101-B (Sienogranito).....	161

Tabla 25. Estilos, intensidad y asociaciones mineralógicas de la alteración hidrotermal en la muestra M101-B (Sienogranito)	162
---	-----

Lista de figuras

Figura 1. Tipos de alteración hidrotermal en roca de caja observados en muestras de sondajes DHA-41 y DHA-34	34
Figura 2 Distribución de los depósitos de Au orogénico a lo largo de cinco corredores estructurales.....	37
Figura 3 Distribución de los depósitos de Cu tipo pórfido y de los centroides de clústeres de dos corredores estructurales en los Andes del sur sobre una imagen de relieve sombreado de ESRI.....	39
Figura 4. Sistema de pórfido de Cu telescopado: anatomía y distribución de depósitos asociados.....	43
Figura 5. Modelos de zonación hidrotermal en sistemas pórfidos cupríferos ...	44
Figura 6. Zonificación de alteración-mineralización en pórfido de Cu no telescopado.....	44
<i>Figura 7.</i> Formación y características de los sistemas epitermales de alta y baja sulfuración.....	50
Figura 8. Espectro electromagnético.....	57
Figura 9. Ejemplos de espectros de minerales comunes y poco comunes	60
Figura 10. Espectros MIR y NIR de vibraciones del grupo OH en minerales serpentínicos.....	63
<i>Figura 11.</i> Mapa de ubicación del área de estudio.....	72
<i>Figura 12.</i> Mapa geológico regional	83
Figura 13. Afloramiento de rocas volcanosedimentarias del grupo Casma.....	85
Figura 14. Volcánico del Casma. Foto con orientación NE-SO (224651E 8858456N).....	85
Figura 15. Afloramiento de sienogranito del Batolito de la costa. Foto con orientación S-N (225457E 8861496N)	86
Figura 16. Afloramiento de aplitas. Foto con orientación S-N (225391E 8861690N).....	87
Figura 17. Afloramientos de tobas de naturaleza andesítica. Foto con orientación N-S (227868E 8860664N).....	88
Figura 18. Mapa geológico local.....	89
Figura 19. Alteración y mineralización relacionado a estructuras NW-SE.....	90
Figura 20. Afloramiento de monzogranito con alteración potásica a propilítica. Foto con orientación NW-SE (226305E 8861358N).....	91
Figura 21. Alteración potásica evidenciado por vetillas de cuarzo con halo de biotita secundaria y clorita	92
Figura 22. Sienogranito con alteración potásica débil a sub propilítica. Foto con orientación S-N (225457E 8861496N)	93
Figura 23. Vetillas de pirita y trazas de calcopirita con halo de clorita	94
Figura 24. Secuencias piroclásticas. Foto con orientación N-S (227868E 8860664N).....	95
Figura 25. Las principales litologías del área de estudio se depositaron en entre la cuenca volcánica Huarmey (eugeosinclinal) y una zona de transición (Cuenca Santa) entre cuencas más desarrolladas (Huarmey y Chavín)	96

Figura 26. Sistema de fallas Tapacocha como control principal a escala regional de los emplazamientos magmáticos del área de estudio donde se tiene gran potencial geológico.....	98
Figura 27. Contexto estructural regional del área de estudio esquemático transversal W-E ocurridas desde el cretácico medio al presente, evidenciando la influencia del eje estructural Tapacocha y su relevancia para el emplazamiento de intrusivos pre-mineral como las super - unidades del batolito de la costa y posteriormente tras la orogenia incaica los intrusivos fértiles mineralizados..	100
Figura 28. Contexto metalogénico regional del área de estudio evidenciando la influencia del eje estructural Tapacocha y su relevancia para la formación de varios tipos de depósitos minerales	101
Figura 29. Contexto metalogénico distrital del área de estudio evidenciando la relevancia estructural del sistema Tapacocha y la franja translitosférica trasandina para la formación de varios tipos de depósitos minerales	103
Figura 30. Falla distrital transcurrente que divide y limita secuencia volcanosedimentarias al este (derecha) de intrusivos granitoides (izquierda). Foto con orientación SW- NE (229530E 8860305N).....	104
Figura 31. Estructura de alteración fílica (venillas qtz±sericita±pirita) - oxidación en secuencias volcanosedimentarias	105
Figura 32. Plano estructural local	106
Figura 33. Afloramiento de sienogranito con cobre secundario (malaquita y crisocola) relacionado a estructuras N215.Foto con orientación S-N (225457E 8861496N).....	107
Figura 34. Monzogranito con modera alteración potásica a traslapándose a propilítica profunda con vetillas tempranas de qtz-biotita con halo de clorita siguiendo un control estructural N210. Foto con orientación NW-SE (225457E 8861496N).....	108
Figura 35. Afloramiento de brechas y venillas hidrotermales con cuarzo y sericita, sulfuro pirita lixiviada a óxidos de hierro.....	109
Figura 36. Zona de falla en secuencias de la formación Fortaleza. Foto con orientación SW-NE (229530E 8860305N).....	110
Figura 37. Falla inversa regional cortando pseudoestratos de la formación Fortaleza. Foto con orientación NW-SE (227868E 8860664N)	110
Figura 38. Plano de ubicación de muestras de rocas.....	116
Figura 39. Diagrama Sr/Y vs Y	119
Figura 40. Diagrama V/Sc vs Sc	121
Figura 41. Diagrama Al-K-Mg.....	123
Figura 42. Diagrama Ca-Fe-S	125
Figura 43. Espectros obtenidos en las muestras con estudios de petromineralogía	128
Figura 44. Espectros obtenidos en las muestras con estudios de petromineralogía	129
Figura 45. Espectros obtenidos en las muestras con estudios de petromineralogía	130
Figura 46. Espectros obtenidos en las muestras con estudios de petromineralogía	131

Figura 47. Espectros obtenidos en las muestras con estudios de petromineralogía	132
Figura 48. Monzogranito intrusivo con alteración potásica moderada y mineralización de pirita $\pm$ calcopirita (M102-PM)	133
Figura 49. Fotomicrografías petrográficas del monzogranito M102-PM: texturas primarias y brechoides hidrotermales.....	140
Figura 50. Sienogranito M100 con silicificación moderada y alteraciones hidrotermales débiles (potásica, fílica y argílica intermedia)	141
Figura 51. Fotomicrografías petrográficas del sienogranito M100: texturas ígneas, venillas hidrotermales y mineralización asociada	149
Figura 52. Sienogranito M101-A con silicificación moderada y alteraciones hidrotermales débiles (potásica, fílica, subpropilítica y limonitización)	150
Figura 53. Fotomicrografías petrográficas del sienogranito M101-A: texturas ígneas y alteraciones hidrotermales asociadas.....	156
Figura 54. Fotomicrografías petrográficas del sienogranito M101-A: texturas ígneas y alteraciones hidrotermales asociadas.....	157
Figura 55. Fotomicrografías petrográficas y de alteración hidrotermal del sienogranito M101-B	165
Figura 56. Plano de ubicación de muestras para estudios petromineraográficos	166
Figura 57. Sección esquemática del área de estudio	172

Resumen

El estudio tuvo como objetivo evaluar preliminarmente el potencial minero del Proyecto Colquioc, ubicado en la provincia de Bolognesi, Áncash, mediante el análisis de evidencias superficiales litológicas, estructurales y geoquímicas, complementadas con estudios petromineros y espectrometría de reflectancia VNIR–SWIR, en un contexto geológico favorable para identificar sistemas hidrotermales tipo pórfido-epitermal. La investigación se desarrolló como aplicada y descriptiva, con enfoque cuantitativo y diseño no experimental de corte transversal, considerando como unidad de análisis afloramientos rocosos, vetas, brechas mineralizadas, zonas con alteración hidrotermal y estructuras tectónicas, seleccionando muestras estratégicas mediante muestreo no probabilístico por conveniencia. Se emplearon técnicas de observación directa en campo y análisis documental de información secundaria, registrando litologías, estructuras y manifestaciones minerales, complementadas con fichas de registro, GPS y software especializado. Los resultados mostraron que el área estuvo dominada por secuencias volcanosedimentarias del Grupo Casma intruidas por cuerpos granitoides del Batolito de la Costa, con alteraciones potásicas, subpropilíticas, fílicas y argílicas, asociadas a mineralización disseminada y vetillas de sulfuros, mientras que los lineamientos estructurales controlaron la circulación de fluidos hidrotermales. Los análisis geoquímicos evidenciaron asociaciones de elementos mayores, traza y metales preciosos coherentes con un sistema pórfido-epitermal, permitiendo identificar zonas con alta concentración de metales base y preciosos. En conclusión, estos hallazgos demostraron que el Proyecto Colquioc constituye un sistema hidrotermal multiepisódico, caracterizado por superposición de alteraciones y pulsos magmáticos fértiles, cuya zonación y diversidad mineral permiten definir vectores exploratorios confiables y delimitar áreas con alto potencial minero, sirviendo como base para futuras fases de exploración.

Palabras clave: Proyecto Colquioc, pórfido-epitermal, hidrotermal, alteración, mineralización.

Abstract

The study aimed to preliminarily evaluate the mining potential of the Colquioc Project, located in the province of Bolognesi, Áncash, through the analysis of superficial lithological, structural, and geochemical evidence, complemented with petromineralogical studies and VNIR–SWIR reflectance spectroscopy, within a geological context favorable for identifying porphyry-epithermal hydrothermal systems. The research was applied and descriptive, with a quantitative approach and a non-experimental cross-sectional design, considering as the unit of analysis rock outcrops, veins, mineralized breccias, hydrothermal alteration zones, and tectonic structures, selecting strategic samples through non-probabilistic convenience sampling. Direct field observation and documentary analysis of secondary information were employed, recording lithologies, structures, and mineral manifestations, complemented with field sheets, GPS, and specialized software. Results showed that the area was dominated by volcanosedimentary sequences of the Casma Group intruded by granitoid bodies of the Coastal Batholith, with potassic, sub-propylitic, phyllic, and argillic alterations associated with disseminated mineralization and sulfide veins, while structural lineaments controlled hydrothermal fluid circulation. Geochemical analyses evidenced associations of major, trace, and precious elements consistent with a porphyry-epithermal system, allowing the identification of zones with high concentrations of base and precious metals. In conclusion, these findings demonstrated that the Colquioc Project constitutes a multi-phase hydrothermal system, characterized by overlapping alterations and fertile magmatic pulses, whose zonation and mineral diversity allow the definition of reliable exploration vectors and the delimitation of areas with high mining potential, providing a basis for future exploration phases.

Keywords: Colquioc Project, porphyry-epithermal, hydrothermal, alteration, mineralization.

CAPÍTULO 1. INTRODUCCION

1.1. Situación problemática

A nivel internacional, el suministro de minerales estratégicos enfrenta una presión creciente debido a la transición energética, la digitalización global y el auge de la economía verde. Materiales como el cobre, el oro, la plata y el zinc, esenciales para tecnologías limpias, energías renovables y movilidad eléctrica, registran una creciente demanda global, lo cual ha incrementado el interés por nuevas zonas de exploración (Ali et al., 2017; Meinert et al., 2016; Skirrow et al., 2013). No obstante, la tasa de descubrimiento de nuevos yacimientos ha disminuido significativamente, generando incertidumbre en la cadena de suministro minera y obligando a los países productores a redoblar sus esfuerzos exploratorios mediante técnicas modernas e integradas (Davies et al., 2019; Schodde, 2017).

Ante este escenario, la exploración geológica ha evolucionado desde modelos tradicionales hacia enfoques más complejos que integran inteligencia artificial, teoría de conjuntos, lógica difusa y aprendizaje automático para delimitar zonas con alta probabilidad mineral (Carranza, 2009; Zuo et al., 2019; Dadykin et al., 2023). Métodos como pesos de evidencia (Agterberg, 1989; Bonham-Carter et al., 1989), regresión logística (Carranza, 2004), vectores de soporte (Zuo & Carranza, 2011) o modelos híbridos difusos (Porwal et al., 2006) son ampliamente utilizados para el Mapeo de Prospectividad Mineral (MPM), permitiendo una aproximación cuantitativa y espacial del potencial geológico. A pesar de estos avances, aún existe un vacío metodológico en la evaluación integral previa a la etapa de factibilidad, lo cual limita decisiones tempranas para el desarrollo minero eficiente y sostenible (Nachin, 2021).

A nivel nacional, el Perú destaca como una potencia minera global, ubicado estratégicamente en el cinturón metalogenético andino. Es el segundo productor mundial de plata y el principal productor de oro, zinc y plomo en América Latina (MINEM, 2024). Este potencial se sustenta en una amplia variedad de franjas metalogenéticas formadas desde el Paleozoico hasta el Cenozoico (De la Cruz, 1998; Carlotto et al., 2009). En particular, destacan el Subdominio XXI-A, que alberga depósitos epitermales de Au-Ag hospedados en rocas volcánicas del

Mioceno (Acosta et al., 2008), y la Franja XI, caracterizada por depósitos de sulfuros masivos volcanogénicos (VMS) de Pb-Zn-Cu, formados en ambientes submarinos durante el Cretácico-Paleoceno (Acosta et al., 2020). Sin embargo, el desarrollo de muchas regiones con alto potencial se ve limitado por la falta de estudios sistemáticos de prospección detallada, debido a restricciones técnicas, económicas o sociales.

En este contexto, se vuelve fundamental aplicar metodologías de evaluación como la Potencialidad Pre-Minera del Depósito Mineral (Ppm), que integran factores geológicos, económicos, ambientales y operativos para jerarquizar zonas prospectivas sin depender exclusivamente de estudios de factibilidad costosos y prolongados (Nachin, 2021). Esta situación es particularmente relevante en un entorno económico volátil, donde las decisiones de inversión deben basarse en modelos predictivos robustos y multifactoriales (Allpoc & Parraga, 2008). La prospectiva minera en el país, por tanto, demanda el uso de herramientas avanzadas como GIS, análisis geoquímico, interpretación estructural y modelos de simulación espacial para planificar estratégicamente nuevas zonas de exploración (Carranza, 2009; Xi et al., 2013).

A nivel regional, el departamento de Áncash presenta una geodinámica compleja y favorable para la formación de depósitos polimetálicos, epitermales y pórfidos, gracias a la presencia de estructuras tectónicas activas, intrusivos fértiles y secuencias volcano-sedimentarias asociadas al Grupo Goyllarisquizga y al Grupo Pucará (Clark et al., 1990; Acosta et al., 2020). En distritos cercanos como Huallanca (Condori, 2019), La Merced (Purguaya, 2019) y Paramonga (Torres et al., 2020), se han reportado evidencias de mineralización tipo skarn, IOCG y epitermal, lo que indica una continuidad estructural y geoquímica relevante para la exploración minera. El distrito de Colquioc, en la provincia de Bolognesi, comparte esta configuración geológica, aunque aún no ha sido estudiado a profundidad.

El proyecto minero Colquioc se sitúa estratégicamente entre el Subdominio XXI-A y la Franja XI, zonas reconocidas por su potencial geológico dentro del contexto metalogenético del norte peruano. En esta área se infiere la presencia de un sistema de tipo pórfido epitermal, sustentado principalmente en evidencias superficiales de alteración hidrotermal y mineralización incipiente, sin cuerpos

mineralizados definidos. Se trataría de un sistema relacionado a eventos de sulfuración intermedia a alta, asociado a intrusivos miocénicos en un ambiente volcánico y volcano-sedimentario. Esta inferencia geológica le otorga interés en etapa de prospección, al ubicarse en una zona de transición estructural, donde convergen distintos procesos mineralizantes. Sin embargo, la zona carece de cartografías geológicas actualizadas, muestreos geoquímicos sistemáticos y estudios geofísicos de detalle, lo cual limita una caracterización técnica completa y, por ende, su posible inclusión en la cartera nacional de exploración.

La experiencia con proyectos cercanos, como el caso de Malvas gestionado por CORMITOMA, ha evidenciado que esta región puede albergar mineralizaciones económicas con leyes de hasta 2.5 gramos por tonelada de oro, 7 onzas por tonelada de plata, 6 por ciento de plomo y 8 por ciento de zinc, asociadas principalmente a depósitos tipo reemplazo de carbonatos y vetas epitermales (Rumbo Minero, 2023). Además, cabe destacar que la minería representa el 46 por ciento del producto bruto interno regional de Áncash, generando más de 135 mil empleos y aportando más de 14 mil 900 millones de soles entre los años 2010 y 2020 (desde adentro, 2021).

No obstante, el desarrollo económico sostenible depende de la identificación de nuevas áreas con potencial geológico. En este contexto, la implementación de un estudio sistemático de prospección geológica en Colquioc permitiría generar un conocimiento de base que oriente futuros trabajos de exploración. Para ello, podrían aprovecharse herramientas modernas como sensores remotos, imágenes satelitales, información geoquímica y modelos geofísicos (Young, 2015; Young et al., 2019; Valles-Jhonatan et al., 2023), contribuyendo así a una exploración responsable, socialmente aceptada y ambientalmente viable.

1.2. Formulación del problema

Problema general

¿De qué manera puede realizarse un estudio de prospección geológica para evaluar preliminarmente el potencial minero del Proyecto Colquioc, ubicado en la provincia de Bolognesi, Áncash, mediante el análisis de evidencias superficiales litológicas, estructurales y geoquímicas, complementado con estudios petrominerográficos y espectrometría de reflectancia, en un contexto

geológico favorable para la identificación de sistemas hidrotermales tipo pórfido-epitermal?

Problemas específicos

¿Cuáles son las unidades litológicas del Proyecto Colquioc que presentan indicios de alteración y mineralización hidrotermal, y cómo se distribuyen en relación con el emplazamiento magmático–hidrotermal?

¿Qué estructuras geológicas superficiales podrían controlar la circulación de fluidos hidrotermales, y cuál es su orientación, continuidad y posible relación con zonas de alteración incipiente?

¿Cuáles son las asociaciones geoquímicas preliminares de elementos guía identificables a partir de muestras de superficie, y cómo pueden inferir la presencia de un sistema hidrotermal tipo pórfido-epitermal y delimitar zonas con potencial para estudios posteriores?

¿Qué ensambles mineralógicos y estilos de alteración hidrotermal presentan las unidades intrusivas del Proyecto Colquioc según análisis de petrominerografía y espectrometría de reflectancia (VNIR–SWIR), y cómo permiten interpretar la evolución magmático–hidrotermal para definir vectores exploratorios de mayor potencial mineral?

1.3. Justificación de la investigación

1.3.1. Justificación teórica

La investigación se justifica teóricamente al basarse en principios de la geología económica y la metalogenia andina, que explican la formación de yacimientos minerales en zonas con actividad magmática e hidrotermal. El área de estudio se encuentra en una franja geológicamente favorable, donde la presencia de alteraciones y estructuras indica la posible existencia de un sistema pórfido-epitermal. Establecer esta base teórica permite sustentar la prospección como etapa inicial clave para futuros estudios exploratorios.

1.3.2. Justificación práctica

Desde el ámbito práctico, la investigación responde a la necesidad de generar información geológica en una zona sin estudios sistemáticos. El conocimiento

que se obtenga permitirá orientar futuras campañas de exploración, optimizar recursos y reducir incertidumbre en la toma de decisiones. Además, puede contribuir al desarrollo local al identificar zonas con potencial minero, promoviendo inversión responsable y oportunidades económicas sostenibles.

1.3.3. Justificación metodológica

La metodología empleada es adecuada para una etapa temprana de prospección, ya que combina mapeo geológico, muestreo de campo y análisis geoquímico básico. Estas herramientas permiten una caracterización preliminar del área sin necesidad de exploraciones invasivas. El enfoque facilita la identificación de indicios mineralógicos y estructurales, sirviendo como base para posibles investigaciones más detalladas en etapas posteriores.

1.4. Objetivos de la investigación

1.4.1. Objetivo general

Realizar un estudio de prospección geológica para evaluar preliminarmente el potencial minero del Proyecto Colquioc, ubicado en la provincia de Bolognesi, Áncash, mediante el análisis de evidencias superficiales litológicas, estructurales y geoquímicas, complementado con estudios petrominerográficos y espectrometría de reflectancia, en un contexto geológico favorable para la identificación de sistemas hidrotermales tipo pórfido-epitermal.

1.4.2. Objetivos específicos

Reconocer e interpretar las unidades litológicas del Proyecto Colquioc con indicios de alteración y mineralización hidrotermal, analizando su distribución y su relación con el emplazamiento magmático-hidrotermal.

Identificar las principales estructuras geológicas superficiales que podrían controlar la circulación de fluidos hidrotermales, evaluando su orientación, continuidad y posible asociación con zonas de alteración incipiente.

Caracterizar las asociaciones geoquímicas preliminares de elementos guía a partir de muestras de superficie, con el fin de inferir la presencia de un sistema hidrotermal tipo pórfido-epitermal y delimitar zonas con potencial para estudios posteriores.

Determinar los ensambles mineralógicos y estilos de alteración hidrotermal en las unidades intrusivas del Proyecto Colquioc mediante petrominerografía y espectrometría de reflectancia (VNIR–SWIR), para interpretar la evolución magmático–hidrotermal y definir vectores exploratorios de mayor potencial mineral.

1.5. Las hipótesis

Hipótesis general

El área del Proyecto Colquioc, ubicada en la provincia de Bolognesi, Áncash, presenta evidencias superficiales litológicas, estructurales y geoquímicas, complementadas con estudios petrominerográficos y de espectrometría de reflectancia, que permiten inferir la existencia de un sistema mineralizado tipo pórfido-epitermal, indicando un potencial minero preliminar favorable para su exploración.

Hipótesis específicas

Las unidades litológicas aflorantes en el área del Proyecto Colquioc presentan características petrográficas y espaciales consistentes con ambientes de emplazamiento magmático-hidrotermal, permitiendo identificar zonas con indicios de alteración y mineralización hidrotermal asociadas a sistemas tipo pórfido-epitermal.

Las estructuras geológicas superficiales presentes en el área actúan como conductos preferenciales para la circulación de fluidos hidrotermales, mostrando orientaciones y continuidad espacial que coinciden con zonas de alteración incipiente, lo que sugiere su papel clave en la localización de mineralizaciones tipo pórfido-epitermal.

Las asociaciones geoquímicas preliminares de elementos guía como cobre, molibdeno, oro, arsénico y antimonio, obtenidas de muestras de superficie, muestran anomalías que indican la presencia de un sistema hidrotermal tipo pórfido-epitermal, permitiendo delimitar zonas con potencial para estudios posteriores.

Los ensambles mineralógicos y estilos de alteración hidrotermal presentes en las unidades intrusivas del Proyecto Colquioc, identificados mediante

petrominerografía y espectrometría de reflectancia (VNIR–SWIR), reflejan la evolución magmático-hidrotermal del área y permiten definir vectores exploratorios con mayor potencial mineral.

CAPÍTULO 2. EL MARCO TEÓRICO

2.1. Antecedentes del problema

2.1.1. Antecedentes nacionales del problema

Muñoz (2020) efectuó una evaluación geológica en el proyecto Puyhuancocha de la Unidad Minera Raura, con el objetivo de identificar sectores con potencial mineral para programar perforaciones diamantinas, abarcando un área de aproximadamente 3270 hectáreas al suroeste de la mina. La metodología incluyó la revisión detallada de estudios geológicos de superficie e interior mina, análisis de planos de leyes de muestreo, secciones estructurales y muestras geoquímicas, las cuales fueron analizadas en el laboratorio ALS CHEMEX. Como resultado, se identificaron tres ambientes geológicos principales: sedimentario calcáreo (Formación Jumasha), ígneo intrusivo (granodiorita, cuarzomonzonita y pórfido dacítico) e ígneo volcánico (Volcánico Raura). En estos se reconocieron asociaciones mineralógicas relevantes: en el ambiente sedimentario se detectaron eventos de mineralización de plata y cobre, mientras que en el ígneo intrusivo se hallaron correlaciones geoquímicas de Cu, Ag y Sb con posibles sulfosales; como cierre, en el ambiente volcánico se evidenciaron hasta cuatro asociaciones distintas, destacando una relacionada a hidrotermalismo distal de alta temperatura. El estudio concluyó que las asociaciones mineralógicas y estructurales detectadas permiten priorizar zonas para perforación, con base en evidencias de mineralización polimetálica y de alta temperatura, contribuyendo así a optimizar la futura exploración minera en la zona.

Alvarado (2020) desarrolló una investigación en la concesión Santiago Oropesa, ubicada en el distrito de Huayllay, región Pasco, con el objetivo de evaluar las características geológicas con fines productivos, especialmente en relación con estructuras mineralizadas de alto valor económico. La metodología se basó en estudios geológicos de campo, revisión de estructuras vetiformes y mantos mineralizados, así como análisis mineralógico y estructural detallado. Como resultado, se identificó un sistema complejo de vetas y mantos con dirección predominante N30°W, compuesto por minerales como galena argentífera, esfalerita, proustita, y cuarzo hialino, destacando zonas de interés económico por la presencia de clavos mineralizados. La exploración permitió delimitar vetas

paralelas a la veta Islay en producción, así como estructuras con anchos mayores a 5 metros, con proyecciones regionales. Se estimaron recursos inferidos de 301,526 toneladas métricas, con leyes de 10.59 Oz/TM en plata, 0.04% de cobre, 0.54% de plomo y 1.12% de zinc, para un ancho promedio de 4.20 metros, concluyendo que el distrito presenta un sistema mineralizado aún preservado y con potencial abierto a mayor exploración.

Llamoca (2022) abordó un estudio detallado con el objetivo de caracterizar desde el punto de vista geológico, estructural, mineralógico y geoquímico el prospecto minero Cielo, ubicado en el Valle de Supe, provincia de Barranca, Lima, a fin de evaluar su potencial mineralógico. Para ello, se desarrolló una metodología en tres etapas: recopilación de información geológica, mapeo a escala 1:1,500, muestreo geoquímico de roca, estudios petromineralógicos, espectrometría de reflectancia y análisis multielemental mediante ICP-AES y AAS para Au. Los resultados identificaron un sistema de vetas-brechas de geometría sigmoidal orientado NE-SO, conformado principalmente por las vetas Cielo-Cumbre y Rosa-Toro, alojadas en dioritas del Batolito de la Costa. Estas estructuras mostraron potencias variables de 0,1 a 1,5 m y leyes de oro entre 0,99 y 26,8 g/t Au. En total, se definieron vetas con afloramientos discontinuos de hasta 280 m y proyecciones inferidas de hasta 470 m, con mineralización relacionada a sistemas hidrotermales de alta temperatura. El análisis estadístico multivariable permitió identificar asociaciones geoquímicas como Au-Ag-Cu-Mn-Bi, indicando controles estructurales marcados por la falla B. Se concluyó que el yacimiento corresponde a un sistema tipo IOCG (Fe-Cu-Au), asociado al Cretácico Inferior y a la Franja Metalogenética VIII, recomendándose continuar con estudios de mayor detalle debido al alto potencial aurífero y cuprífero evidenciado en el área.

Espinel (2022) formuló un estudio con el propósito de analizar la factibilidad económica para la instalación de una planta metalúrgica destinada al procesamiento de minerales preciosos en la provincia de Otuzco, La Libertad, tomando como base el yacimiento epitermal de sulfuración intermedia denominado Proyecto Igor. La metodología incluyó trabajos de campo geológicos, estudios estructurales, análisis geoquímicos, ensayos metalúrgicos y proyecciones económicas. Se evaluaron las vetas Callanquitas Este y Oeste, que presentaron longitudes aproximadas de 1,20 km y 0,80 km, respectivamente,

con profundidades de hasta 200 m. Los ensayos metalúrgicos determinaron que el método más eficiente de recuperación fue la lixiviación en pilas, debido a su alto rendimiento. En el análisis financiero, con un precio base del oro de 1,757 \$/Oz, se obtuvo un Valor Actual Neto (VAN) de 73 millones de dólares y una Tasa Interna de Retorno (TIR) del 105%; incluso con una caída del 20% en el precio del oro, los indicadores siguieron siendo positivos, con un VAN de 53 millones y una TIR del 80%. Se concluyó que el proyecto era económicamente viable, ya que el bajo costo de producción, estimado en 657 \$/Oz, garantizaba rentabilidad frente a la cotización internacional del metal.

Cordova (2023) efectuó un análisis con la meta de determinar cómo la cartografía geológica y la identificación de targets influían en el incremento de reservas minerales en la Unidad Minera de Suyckutambo, perteneciente a la empresa Brexia Goldplata. La metodología incluyó el levantamiento topográfico y el mapeo geológico a escala 1/1000, así como estudios estructurales y mineralógicos del área ubicada en la cordillera occidental de los Andes del sur del Perú, específicamente en la caldera de Cailloma. Se caracterizó un sistema de vetas de orientación NE-SW, E-W y NW-SE en rocas volcánicas terciarias del Grupo Tacaza, identificándose vetas como Santa Úrsula con rumbo N35W/85SW, una longitud promedio de 2300 metros y una potencia entre 1.20 y 14 metros. Los resultados revelaron la presencia de yacimientos epitermales de baja e intermedia sulfuración con valores económicos de oro y plata, hallándose anomalías significativas en brechas tectónicas y vetas de cuarzo adularia. Como conclusión, se estimó un potencial de 92,000 toneladas métricas adicionales de mineral con contenidos de Au y Ag, evidenciando así el aporte de los estudios geológicos y estructurales al crecimiento de las reservas de la unidad minera.

2.1.2. Antecedentes internacionales del problema

Vásquez (2022) condujo una prospección geoquímica y geológica en la zona de Macará, al sur del Ecuador, con el objetivo de evaluar su potencial exploratorio para recursos minerales. La metodología incluyó el análisis geoestadístico global y por ambientes geológicos de elementos como Cu, Pb, Zn, Au, Ag, Hg, As, Sb, Mo, W y Ba, utilizando muestras de sedimentos fluviales y rocas mineralizadas, además del uso de correlación de Pearson para identificar asociaciones entre

elementos. Como resultado, se definieron 16 áreas con potencial mineral, destacando en la zona occidental la presencia de ambientes favorables para mineralización tipo VMS, epitermal y pórfido, asociadas a rocas volcánicas del Cretácico inferior y superior, mientras que en la zona oriental se identificaron áreas con mineralización epitermal vinculadas a secuencias volcánicas del Paleoceno-Eoceno. El análisis estadístico reveló umbrales anómalos diferenciados por ambiente geológico, lo que permitió identificar zonas que no eran evidentes mediante análisis global. Se concluyó que la región presenta al menos tres épocas metalogénicas: una del Cretácico inferior-tardío con mineralización VMS (Cu-Pb-Zn y Cu-Zn-Au), otra del Cretácico superior con mineralización epitermal y tipo pórfido (Cu, Mo, Au), y una tercera del Paleoceno-Mioceno con mineralización epitermal de Cu-Zn y Au, confirmando así su alta prospectividad minera.

Aldas & Lara (2020) ejecutaron una investigación orientada a la identificación de zonas con alteración hidrotermal en los cantones de Girón, Nabón y Oña, en la provincia de Azuay, Ecuador, utilizando técnicas de prospección geológica remota aplicadas sobre imágenes satelitales ASTER y Landsat 8. El estudio empleó métodos como la combinación de bandas RGB (531, 468), cocientes espectrales (4/5, 4/6, 4/7), índices espectrales (ALI, OHla, CLI), análisis de componentes principales (PCA 1357 y 1467), y las técnicas SAM y LSU para mapear minerales indicadores como alunita, caolinita, montmorillonita y cuarzo. Los resultados permitieron definir tres zonas prospectables: Target 1, ubicado al oeste de Nabón, en la franja epitermal Au-Cu del Oligoceno-Mioceno; Target 2, en el límite Nabón-Oña, con presencia de formaciones volcánicas y concesiones de Au y Ag; y Target 3, al sur de Oña, en la franja epitermal y pórfido Au-Ag-Cu del Cretácico Superior-Paleoceno. En cada zona, se identificaron asociaciones minerales típicas de alteraciones argílicas avanzadas e intermedias, como Caolinita-Hallosita-K-Alunita y Montmorillonita-Caolinita-Ópalo. El estudio concluyó que la integración de los métodos espectrales permitió corroborar las zonas anómalas y establecer su correlación con estructuras geológicas como la falla de Ingapirca, evidenciando así el potencial mineralógico y económico de los targets identificados.

Espinosa & Cuervas-Mons (2021) emprendieron un estudio con el propósito de delimitar zonas de interés mineralógico dentro del corredor metalogénico de Machala, ubicado entre las latitudes 3°20' y 4°00' S en Ecuador, a través del análisis integrado de datos geoquímicos, geofísicos y estructurales. Para ello, emplearon información del proyecto PRODEMINCA basada en el muestreo de sedimentos fluviales, aplicando el método de Kriging Ordinario para interpolar la distribución de 13 elementos, entre ellos Ag (21–87 ppm), Au (0.4–0.9 ppm), Cu (97–5472 ppm), Pb (76–6732 ppm), As (200–5338 ppm) y Zn (204–8516 ppm), lo que permitió identificar siete zonas prospectivas con características de sistemas pórfidos y epitermales. Adicionalmente, se procesaron datos aeromagnéticos y se analizó la segunda derivada del campo magnético para definir lineamientos estructurales NE-SW, intersectados por fallas NW-SE y E-W, configurando un ambiente geológico favorable para la concentración de mineralización. Como conclusión, el estudio logró definir con precisión el corredor metalogénico de Machala, demostrando que la integración de geoquímica, geofísica y geología estructural es eficaz para establecer targets con alto potencial de exploración mineral.

Falkenberg et al. (2024) realizaron un estudio en el sistema pórfido–epitermal Maronia Cu–Mo±Re±Au, localizado en Tracia, noreste de Grecia, con el objetivo de comprender los procesos hidrotermales responsables del enriquecimiento extremo de renio en molibdenita y rheniita. Para ello, se aplicó una metodología integrada que incluyó geoquímica de elementos traza en cuarzo (relaciones Al/Ti y Ge/Ti), termometría Ti-en-cuarzo, imágenes de catodoluminiscencia, estudios de inclusiones fluidas, análisis geoquímicos de pirita y determinaciones isotópicas in situ de $\delta^{34}\text{S}$, lo que permitió diferenciar múltiples generaciones de cuarzo asociadas a alteraciones potásica, sericítica y argílica. Los resultados mostraron que durante la etapa pórfido, la separación de fases y el enfriamiento de fluidos a temperaturas aproximadas de 500–350 °C controlaron la mineralización, mientras que en la transición epitermal la mezcla de fluidos ricos en vapor con aguas meteóricas metalíferas a ~280 °C originó vetas epitermales tardías; además, las variaciones en razones elementales de la pirita y los valores positivos y heterogéneos de $\delta^{34}\text{S}$ evidenciaron procesos de mezcla de fluidos, interacción fluido–roca y desproporción de SO_2 . En particular, se determinó que

la formación de molibdenita rica en Re (~6600 ppm) estuvo favorecida por la reducción y el enfriamiento de un fluido magmático oxidado, rico en Cl y Re, a temperaturas inferiores a ~400 °C dentro de la zona de alteración potásica. En conclusión, el estudio estableció que la evolución temporal y espacial de los fluidos hidrotermales, caracterizada por enfriamiento, reducción y mezcla de fluidos magmáticos y meteóricos, fue el principal factor que controló el enriquecimiento extremo de renio en el sistema Maronia, resaltando además la relevancia del análisis isotópico in situ para reconstruir con mayor precisión los procesos de formación de depósitos pórfido–epitermales.

Zhao et al. (2025) desarrollaron una investigación en el yacimiento Bangpu, ubicado en el cinturón metalogenético Gangdese oriental (Tíbet, suroeste de China), con el objetivo de analizar la relación espacial entre la alteración hidrotermal y la mineralización tipo pórfido, así como de establecer indicadores espectrales efectivos para la exploración de sistemas Mo-ricos y Cu-pobres. Para ello, se empleó una metodología basada en espectroscopía de infrarrojo de onda corta (SWIR), mediante la cual se identificaron minerales de alteración y se evaluaron parámetros espectrales clave, tales como el índice de cristalinidad de la illita (IC), la profundidad de absorción Al-OH (Dep2200) y la posición del pico de absorción Al-OH (Pos2200). Los resultados evidenciaron una zonación típica de alteración tipo pórfido, organizada desde el centro hacia la periferia en zonas fílica, argílica y propilítica, observándose que la zona fílica presentó una fuerte correlación espacial con mineralización de alta ley de Mo-Cu. Asimismo, se determinó que los valores elevados de IC (> 2.5) y Dep2200 (> 0.20) mostraron una correlación positiva significativa ($R = 0.80$) con los centros mineralizados, mientras que los valores de Pos2200 aumentaron progresivamente hacia las zonas periféricas, lo que permitió definir umbrales espectrales confiables como indicadores de exploración. En conclusión, el estudio demostró que la integración de la zonación de alteración hidrotermal con parámetros espectrales SWIR permitió identificar zonas de alta prospectividad, especialmente en los contactos entre pórfidos mineralizantes y rocas encajantes, confirmando la eficacia de la espectroscopía SWIR como herramienta objetiva para la delimitación de cuerpos pórfidos mineralizados ocultos.

2.2. Bases teóricas

Alteraciones hidrotermales

La alteración hidrotermal es un proceso geológico complejo de sistema abierto que produce transformaciones mineralógicas, químicas y texturales en las rocas debido a su interacción con fluidos acuosos calientes que ascienden desde zonas profundas hacia la superficie (Sharma & Srivastava, 2014). Estos fluidos, mayormente de origen magmático y con temperaturas superiores a 50 °C, generan reacciones de desequilibrio que originan nuevos minerales estables bajo las condiciones físico-químicas del medio (Pirajno, 2009; Inoue, 1995).

Se diferencia del metamorfismo por ser más localizado e intenso, y de la meteorización por ocurrir a mayor profundidad y temperatura (Mathieu, 2018). Su desarrollo depende de factores como temperatura, pH, relación agua/roca (w/r), permeabilidad, composición del fluido y actividad química de sus componentes (Pirajno, 2009).

Durante este proceso, se forman principalmente minerales hidratados, en especial arcillas como caolinita, illita, esmectita, pirofilita, dickita, halloysita y filosilicatos interestratificados, los cuales permiten identificar facies como la propilítica, argílica, argílica avanzada, sericítica y silícea (Galán & Ferrell, 2013; Kiray & Cengiz, 2024). Estas facies suelen presentar zonación térmica: a 300–400 °C dominan sericita, feldespato potásico y clorita; a temperaturas intermedias, illita y caolinita; y a temperaturas más bajas, esmectita o caolinita (Galán & Ferrell, 2013).

Este tipo de alteración es clave en la formación de depósitos minerales y recursos industriales, como las arcillas caoliníticas (Başibüyük & Yalçın, 2019). Su estudio permite reconstruir modelos conceptuales de sistemas geotérmicos activos y depósitos hidrotermales fósiles, lo que resulta útil en la exploración mineral (Fulignati, 2020). En depósitos epitermales, los procesos de silicificación y argilización, asociados a minerales como cuarzo, adularia, alunita y clorita, permiten identificar zonas mineralizadas (Kiray & Cengiz, 2024).

Geoquímicamente, puede implicar la degradación o neoformación de feldespatos, formación de geles de sílice-alúmina y precipitación de minerales

como barita, jarosita, goyazita y alunita, dependiendo de la acidez del sistema, contenido de sílice y disponibilidad de cationes (Na^+ , K^+ , Ca^{2+} , Mg^{2+} , Fe^{2+}) (Başibüyük & Yalçın, 2019). La presencia de fases como illita-esmectita, caolinita y la escasa cantidad de pirofilita indica condiciones de baja temperatura (Başibüyük & Yalçın, 2019).

La identificación de las paragénesis minerales permite inferir las condiciones de formación, especialmente temperatura y pH, como se resume en la Tabla 1, la cual presenta las principales facies hidrotermales junto a sus parámetros característicos (Fulignati, 2020). Esta información es fundamental tanto para la interpretación geológica como para la exploración de recursos.

Hydrothermal Alteration Facies	pH	Temperature
Argillic	5.5–7	<160 °C
Intermediate argillic	4–5.5	<160 °C
Advanced argillic	2–4	<160–300 °C
Phyllic	5.5–7	160–230 °C
Propylitic	5.5–7	230–350 °C
Alkali metasomatism	5.5–7	>350 °C

Tabla 1. Principales tipos de facies de alteración hidrotermal y sus condiciones indicativas de temperatura (T) y pH de formación

Fuente: Fulignati, 2020.

Principales grupos de minerales de arcilla y su importancia en la paragénesis de alteración hidrotermal

Grupo de las Esmectitas

Las esmectitas comprenden una serie de minerales arcillosos que se dividen en subgrupos dioctaédricos, como la montmorillonita, beidellita y nontronita, y trioctaédricos, como la saponita. Son minerales característicos de las facies de alteración argílica, formados principalmente por reacciones de hidrólisis a partir de fases silicatadas como feldespatos, piroxenos, olivino y vidrios volcánicos. Estas reacciones ocurren en condiciones de pH relativamente neutro (entre 5.5 y 7) y a temperaturas generalmente inferiores a 160 °C. Sin embargo, estudios en sistemas geotérmicos activos como los de Milos (Grecia) y El Salvador (Chile)

han demostrado que la saponita y otras esmectitas también pueden encontrarse a temperaturas más elevadas dentro de facies propilíticas. En estos contextos, las esmectitas son consideradas fases metastables que, con el tiempo y el incremento de la temperatura, tienden a transformarse en illita o clorita, lo cual tiene implicancias en la interpretación de la evolución geoquímica de sistemas hidrotermales (Fulignati, 2020).

Grupo de la Caolinita

Los minerales del grupo de la caolinita, que incluye a la caolinita, halloysita, dickita y nacrita, son componentes fundamentales de las facies de alteración argílica intermedia y, en ocasiones, también se encuentran en facies argílicas avanzadas. Estos minerales se originan en ambientes hidrotermales con temperaturas relativamente bajas, generalmente inferiores a 150–200 °C, y en condiciones de pH ligeramente ácido, entre 4.5 y 6. Esta sensibilidad al pH hace que los minerales del grupo caolinita sean considerados geoacidómetros confiables. Además, su frecuente asociación con minerales del supergrupo alunita–jarosita (APS) permite inferir condiciones físico-químicas detalladas del ambiente de formación, en especial la temperatura y composición del fluido hidrotermal, lo que los convierte en herramientas clave para el estudio de zonas de alteración hidrotermal (Fulignati, 2020).

Grupo de la Pirofilita

La pirofilita es un mineral filosilicatado de alta temperatura que puede considerarse un análogo térmico de la caolinita. Se forma en ambientes hidrotermales de pH muy ácido (alrededor de 2), bajo condiciones de temperatura que oscilan entre los 200 y 300 °C. Su aparición es típica de las facies de alteración argílica avanzada, especialmente en depósitos epitermales de alta sulfuración. En estos contextos, la pirofilita suele encontrarse en las zonas más profundas de las litocapas alteradas, formando parte de ensamblajes minerales que reflejan una fuerte influencia de fluidos magmáticos ácidos, lo cual tiene importantes implicancias para la exploración de recursos minerales (Fulignati, 2020).

Illita

La illita es una mica dioctaédrica de grano fino que se presenta como un mineral clave en las facies fílica y propilítica de sistemas hidrotermales. Se forma en un rango amplio de temperaturas, desde aproximadamente 200 hasta 350 °C, y su

composición química evoluciona de manera sistemática con la temperatura, lo que permite su uso como geotermómetro mineralógico. A medida que la temperatura de formación aumenta, también lo hace su contenido de potasio (K) y el grado de ocupación interlaminar, acercándose progresivamente a la composición ideal de la moscovita. Estas características permiten utilizar la illita como un indicador térmico confiable en estudios de exploración geotérmica y mineral (Fulignati, 2020).

Clorita

La clorita es un filosilicato que se encuentra ampliamente distribuido en las facies propilíticas, formando parte de la paragénesis de alteración a temperaturas superiores a los 220 °C. Se genera principalmente como producto de la alteración de minerales máficos primarios como olivino, piroxeno y anfíbol, y su composición química es sensible a la temperatura de formación. Esta variabilidad composicional ha sido aprovechada en el desarrollo de diversos geotermómetros basados en la clorita, los cuales son herramientas ampliamente utilizadas tanto en sistemas hidrotermales activos como en depósitos fósiles, ayudando a reconstruir la evolución térmica de estos sistemas (Fulignati, 2020).

Biotita

La biotita es una mica trioctaédrica que aparece comúnmente en ambientes de alta temperatura, especialmente en facies de alteración potásica típicas de los sistemas tipo pórfido cuprífero. También puede encontrarse en facies propilíticas profundas, donde su presencia indica temperaturas superiores a 320–330 °C. Cuando se encuentra asociada a otros minerales de alta temperatura como granates, anfíboles o turmalina, sugiere circulación de fluidos a temperaturas aún mayores, superiores a 350 °C. Este tipo de ensamblaje mineral constituye una firma mineralógica distintiva de zonas profundas y proximalmente intrusivas de sistemas hidrotermales (Fulignati, 2020).

Talco

El talco es un mineral característico de las facies propilíticas, donde se forma como resultado del reemplazo hidrotermal de minerales como olivino en rocas máficas y ultramáficas. Puede presentarse tanto en forma masiva como en vetillas, especialmente en zonas afectadas por fluidos ricos en magnesio. Es particularmente común en ambientes hidrotermales asociados a dorsales oceánicas, lo que lo convierte en un indicador geotectónico valioso. Su presencia

indica condiciones térmicas en el rango de 250 a 300 °C, lo cual aporta información sobre el entorno de formación en sistemas hidrotermales profundos o ligados a procesos metasomáticos de gran escala (Fulignati, 2020).

Grupo de la Serpentina

Los minerales del grupo serpentina, que incluyen a la antigorita, lizardita y crisotilo, se forman principalmente por la alteración hidrotermal de rocas ultramáficas debido a la interacción con fluidos ricos en agua de mar. Este proceso ocurre generalmente a temperaturas entre 250 y 350 °C y es característico de ambientes oceánicos como las zonas de expansión dorsal o complejos ofiolíticos. No obstante, también pueden encontrarse localmente en facies propilíticas en contextos continentales. Su presencia es indicativa de procesos metasomáticos profundos y puede estar relacionada con la generación de condiciones favorables para la formación de depósitos minerales asociados a serpentinizaciones (Fulignati, 2020).

Sepiolita-Paligorskita

Sepiolita y paligorskita, aunque no pertenecen al grupo de los filosilicatos verdaderos, se consideran en el contexto de alteración hidrotermal debido a su estructura fibrosa y comportamiento mineralógico similar. Estas fases se generan por la alteración de minerales ricos en magnesio como la dolomita, magnesita o incluso la serpentina, especialmente en ambientes de corteza oceánica. Su formación ocurre a temperaturas relativamente bajas, típicamente por debajo de los 160 °C, y se asocian principalmente a facies de alteración argílica. Su presencia puede indicar condiciones de alteración más suaves y superficiales dentro del sistema hidrotermal, siendo además potencialmente útiles como indicadores de ambientes con circulación de fluidos fríos y ricos en Mg (Fulignati, 2020).

Capas Mixtas

Los minerales arcillosos de capas mixtas son productos intermedios derivados de reacciones entre arcillas puras extremas y suelen estar compuestos por dos componentes principales, aunque en algunos casos presentan interestratificaciones más complejas. Dentro de la amplia variedad identificada en ambientes naturales, los tipos más comunes en la paragénesis de alteración hidrotermal son clorita/esmectita, illita/esmectita y biotita/vermiculita (Fulignati, 2020).

Capas Mixtas de Clorita/Esmectita (C/S)

Los minerales mixtos clorita/esmectita representan una transición entre la esmectita y la clorita, inducida por el aumento de la temperatura de formación. Esta transición se caracteriza por el incremento progresivo del contenido de capas de clorita en la estructura mixta y ocurre generalmente entre los 160–180 °C y los 240–250 °C. Puede producirse de forma continua (con proporciones variables de clorita) o de forma discontinua, con fases discretas como la corrensita (estructura 1:1 regularizada), que puede estabilizarse incluso hasta los 300 °C. Estos minerales mixtos son típicos de las facies de alteración fílica (Fulignati, 2020).

Capas Mixtas de Illita/Esmectita (I/S)

La conversión de esmectita a illita también ocurre a través de fases intermedias de capas mixtas illita/esmectita, asociadas al aumento de temperatura en ambientes hidrotermales. Este proceso tiene lugar entre 150 y 220 °C, y los minerales mixtos I/S son representativos de las facies de alteración fílica. Estudios en el sistema geotérmico de Kakkonda sugieren que esta transición no ocurre capa por capa, sino mediante la aparición y desaparición de módulos estructurales, lo cual refleja una compleja reorganización cristalina relacionada con la fijación de potasio. En algunos casos se identifica la rectorita (estructura I/S 1:1 regular), que indica temperaturas superiores a las diagenéticas (Fulignati, 2020).

Capas Mixtas de Biotita/Vermiculita (B/V)

Las mezclas de biotita/vermiculita aparecen principalmente en facies de alteración propilítica, como en los sistemas geotérmicos del Mar de Salton (EE. UU.) y la isla de Pantelleria (Italia). Estas fases se desarrollan como productos de alteración de biotita primaria o biotita hidrotermal. Se observa una relación inversa entre el contenido de K y Ca, donde el calcio domina como catión interlamilar en las capas de vermiculita. Además, el contenido de potasio interlamilar aumenta regularmente con la temperatura, lo que indica su utilidad como indicador geotérmico (Fulignati, 2020).

En la Tabla 2 se presenta y sistematiza la relación entre los minerales de arcilla, sus asociaciones, facies de alteración hidrotermal y las condiciones de pH y temperatura de formación, permitiendo identificar la evolución mineralógica desde facies argílicas de baja temperatura hasta facies propilíticas y de mayor

temperatura, así como la transición de fases metastables a minerales más estables en función del incremento térmico del sistema hidrotermal.

Clay Minerals	Associated Minerals	Hydrothermal Alteration Facies	pH	Temperature
Dioctahedral smectites	Zeolite group	Argillic	5.5-7	<160 °C
Trioctahedral smectites *	Zeolite group	Argillic	5.5-7	<160 °C **
Sepiolite-palygorskite	di-trioctahedral smectites	Argillic	5.5-8	<160 °C
Kaoline group	±smectites ±alunite	Intermediate argillic	4.5-6	<200 °C
Pyrophyllite	alunite	High-T advanced argillic	2-4	200-300 °C
Mixed layers I/S	Mixed layers C/S ± illite	Phyllic	5.5-7	150-220 °C
Mixed layers C/S	Mixed layers I/S ± illite	Phyllic	5.5-7	160-250 °C
Illite	chlorite, adularia, albite, epidote, quartz ± biotite ± garnet ± amphibole	Propylitic	5.5-7	220-350 °C
Chlorite	chlorite, adularia, albite, epidote, quartz ± biotite ± garnet ± amphibole	Propylitic	5.5-7	220-350 °C
Talc	chlorite, illite, adularia, albite, epidote, quartz	Propylitic	5.5-7	250-300 °C
Serpentine group	chlorite, talc	Propylitic	5.5-7	250-350 °C
Mixed layers B/V	chlorite, illite, adularia, albite, epidote, quartz	Propylitic	5.5-7	250-320 °C
Biotite	K-feldspar ± garnet ± amphibole ± clinopyroxene	Alkali metasomatism	5.5-7	>320 °C

* Comprehending vermiculite; ** sometimes present as metastable phase in propylitic alteration zone of newly-formed reservoirs of geothermal systems to 280-300 °C, see text.

Tabla 2. Minerales arcillosos según facies de alteración, minerales asociados y condiciones de pH y temperatura de formación

Fuente: Fulignati, 2020.

Las alteraciones hidrotermales se manifiestan mediante asociaciones mineralógicas específicas que reflejan las condiciones fisicoquímicas del sistema. Por ejemplo, la alteración potásica (A–B) se reconoce por la biotitización de lutitas y areniscas finas; la alteración propilítica (C–D) se evidencia por clorita y calcita en areniscas de grano fino; mientras que la alteración sericitica (E–F) afecta principalmente a lutitas, dominando la sericita junto a fases accesorias como cuarzo, rutilo y leucoxeno. En otros casos, esta última presenta superposición con procesos supergénicos (G–H), lo que se refleja en el desarrollo de hematita, goethita y fosfatos, indicando una evolución secundaria del sistema. Estas alteraciones han sido documentadas macroscópicamente en muestras pulidas de sondajes (DHA-41 y DHA-34) y microscópicamente mediante micrografías en luz transmitida (nicoses cruzados y paralelos),

permitiendo identificar texturas y asociaciones mineralógicas clave para zonificar los sistemas hidrotermales, como lo demuestran los estudios de Pons et al. (2023) en contextos geotermales y mineralizados (Ver Figura 1).

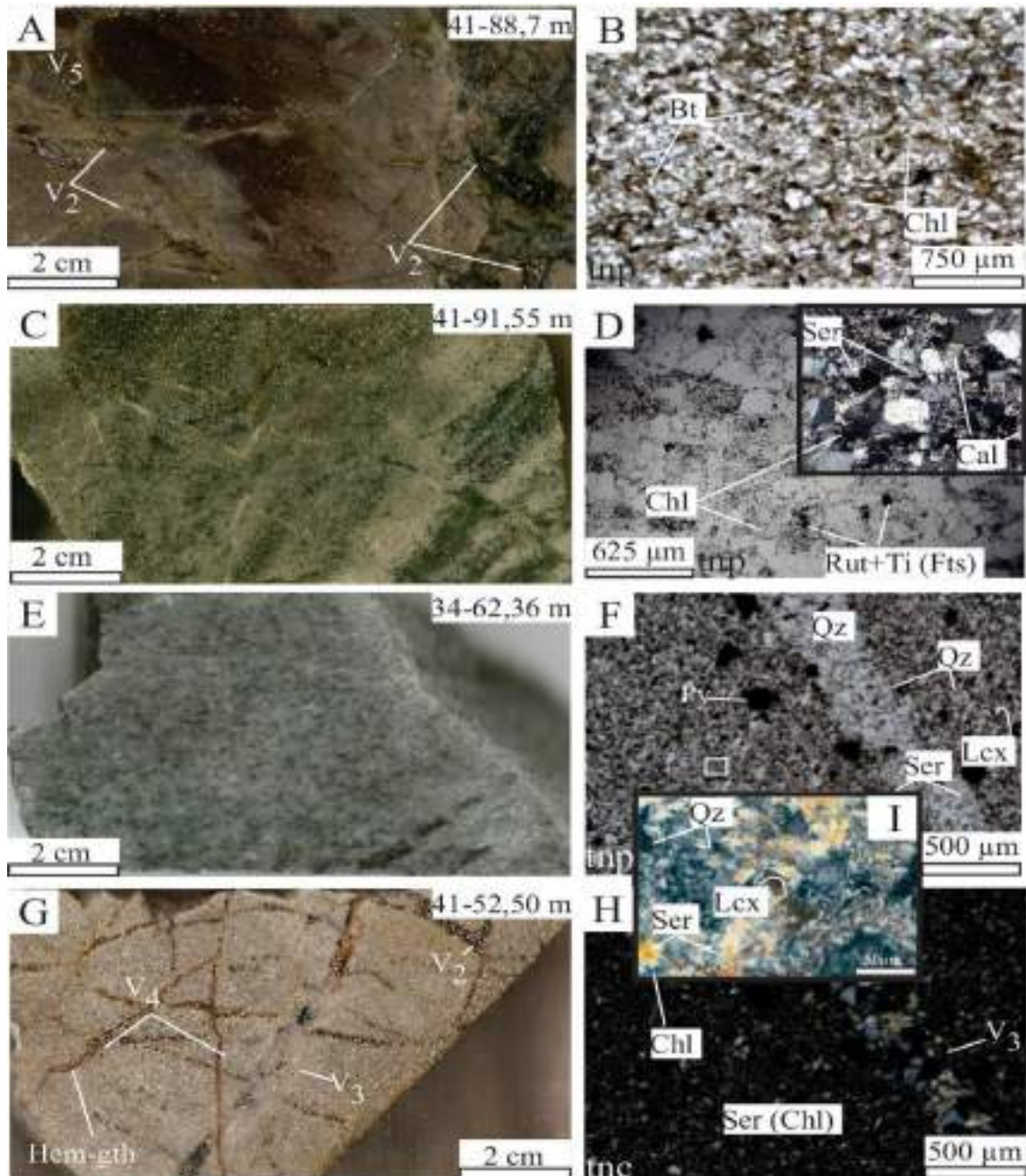


Figura 1. Tipos de alteración hidrotermal en roca de caja observados en muestras de sondajes DHA-41 y DHA-34

Fuente: Pons et al., 2023.

Periodicidad espacial y equidistancia de sistemas mineralizados organizados

La distribución espacial de los depósitos minerales ha sido tradicionalmente interpretada a partir de controles litológicos, estructurales, magmáticos, geoquímicos y metalogenéticos. Sin embargo, en provincias minerales de alta dotación se ha observado que ciertos depósitos y distritos no se distribuyen de manera completamente aleatoria, sino que pueden presentar espaciamientos semirregulares o regulares a lo largo de corredores estructurales mayores. Este patrón se conoce como periodicidad espacial y representa una herramienta conceptual útil para comprender la organización regional de los sistemas mineralizados (Hayward et al., 2018).

En este escenario, Hayward et al. (2018) analizaron veinte corredores estructurales en nueve provincias minerales de clase mundial y documentaron patrones de periodicidad espacial en distintos tipos de depósitos, incluyendo oro orogénico, pórfidos de cobre, cobre sedimentario, depósitos Zn-Pb-Ag alojados en lutitas y kimberlitas diamantíferas. Los autores relacionan estos patrones con el comportamiento de sistemas autoorganizados, en los que la interacción entre estructuras profundas, flujo de fluidos, magmatismo, deformación cortical y gradientes de energía genera posiciones preferenciales para la concentración mineral.

En términos metodológicos, es importante diferenciar entre equidistancia y periodicidad espacial. La equidistancia alude a la separación relativamente constante entre depósitos, ocurrencias o clusters mineralizados; la periodicidad espacial implica, además, que dicha separación responde a un patrón repetitivo medible dentro de un corredor estructural. Por ello, el análisis debe realizarse preferentemente sobre clusters de depósitos y no únicamente sobre ocurrencias aisladas, ya que los clusters expresan mejor el centro de masa metalogenético de un sistema mineral a escala distrital (Hayward et al., 2018).

Sistemas minerales autoorganizados y controles profundos

Los sistemas autoorganizados son aquellos en los que múltiples procesos físicos y químicos interactúan hasta generar patrones ordenados a diferentes escalas. En geología, este comportamiento se observa en fenómenos como el

espaciamiento de volcanes, la longitud de onda de pliegues, la segmentación de fallas, la distribución de fracturas y la localización de depósitos minerales. En sistemas hidrotermales y magmáticos, la autoorganización puede expresarse mediante la repetición de zonas de alta permeabilidad, ascenso de fluidos y precipitación de metales (Hayward et al., 2018).

Desde esta perspectiva, los depósitos minerales representan puntos donde el sistema logró concentrar masa, energía y fluidos en condiciones favorables. La periodicidad espacial puede surgir cuando la arquitectura cortical profunda presenta segmentos, intersecciones o fallas transversales con espaciamientos relativamente constantes. Estas estructuras actúan como conductos de fluidos, zonas de debilidad cortical y sitios de disipación energética. En consecuencia, el patrón superficial de depósitos puede reflejar una organización profunda de la corteza, no necesariamente visible en la geología de superficie (Hayward et al., 2018).

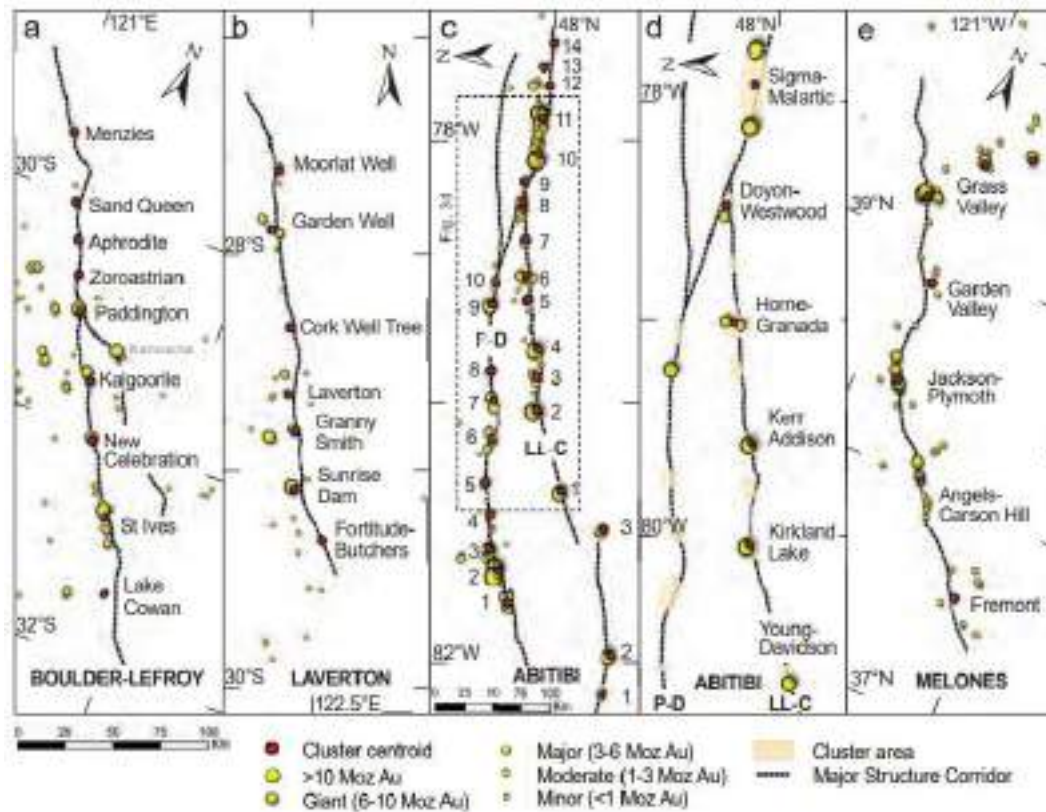
Hayward et al. (2018) proponen que los mejores ejemplos de periodicidad espacial se encuentran en algunas de las provincias minerales mejor dotadas del mundo. Esta observación sugiere que la dotación total de una provincia podría relacionarse con el grado de autoorganización del sistema y con la magnitud de los gradientes de energía disponibles para movilizar magmas, fluidos y metales. No obstante, los autores advierten que no todas las provincias minerales presentan periodicidad espacial, por lo que este criterio debe aplicarse como herramienta complementaria dentro de modelos integrados de exploración.

Oro orogénico: periodicidad en corredores de cizalla

La Figura 2 muestra la distribución de depósitos de oro orogénico en cinco corredores estructurales: Boulder-Lefroy y Laverton en Australia; Porcupine-Destor y Larder Lake-Cadillac en Canadá; y Melones en Estados Unidos. En todos los casos, los depósitos se alinean a lo largo de zonas de cizalla o fallas regionales que funcionaron como corredores de flujo hidrotermal. Los símbolos diferencian el tamaño de los depósitos, los centroides de clusters, las áreas mineralizadas y los corredores estructurales principales (Hayward et al., 2018).

Figura 2

Distribución de los depósitos de Au orogénico a lo largo de cinco corredores estructurales



Fuente: Hayward et al., 2018.

En el corredor Boulder-Lefroy se observa que los depósitos y clusters siguen una estructura mayor de orientación aproximada norte-sur. Hacia el sector sur, los clusters de mayor tamaño muestran un espaciamiento relativamente regular, mientras que hacia el sector norte los depósitos menores se ubican a distancias más cortas. Este arreglo fue interpretado como un ejemplo de periodicidad dual, donde los depósitos menores pueden ubicarse aproximadamente a la mitad del espaciamiento entre depósitos mayores (Hayward et al., 2018).

En la provincia de Abitibi, los corredores Porcupine-Destor y Larder Lake-Cadillac muestran una organización similar. Cuando se consideran depósitos de menor tamaño, el espaciamiento puede ser más corto; sin embargo, al agrupar los grandes distritos auríferos, la distancia entre clusters se vuelve más regular. Este punto es fundamental para la exploración, ya que demuestra que la periodicidad depende del umbral de tamaño usado para definir los depósitos o clusters analizados. En términos generales, los sistemas auríferos orogénicos

evaluados por Hayward et al. muestran espaciamentos comunes del orden de 30 a 40 km para clusters mayores, con rangos aproximados entre 19 y 50 km (Hayward et al., 2018).

Desde el punto de vista estructural, estos patrones pueden estar asociados a cambios de orientación en las fallas, zonas de transferencia, intersecciones con fallas transversales, contrastes de competencia litológica o segmentos de mayor permeabilidad dentro de corredores de cizalla. Por tanto, la periodicidad observada no debe interpretarse como una simple relación geométrica, sino como la expresión de una arquitectura estructural profunda que controla la circulación de fluidos mineralizantes (Hayward et al., 2018).

Pórfidos de cobre andinos: periodicidad en corredores magmático-estructurales

La Figura 3 muestra dos ejemplos de corredores de pórfidos de cobre en los Andes del sur: el corredor Domeyko, en el norte de Chile, y el corredor Pocuro, en Chile central y Argentina. Estos sistemas son especialmente relevantes para el contexto andino, debido a que los pórfidos de cobre se relacionan con arcos magmáticos, zonas de subducción, fallas corticales profundas y sistemas hidrotermales de gran escala (Hayward et al., 2018).

En el corredor Domeyko se ubican depósitos de clase mundial como Collahuasi, Chuquibambilla, El Abra, Esperanza-Centinel, Escondida y El Salvador. Estos depósitos se disponen a lo largo de una estructura regional de orientación predominante norte-sur, vinculada a la evolución transpresiva del margen andino. Hayward et al. indican que este corredor muestra una periodicidad espacial semirregular de grandes clusters de pórfido de cobre, con espaciamentos aproximados del orden de 100 a 120 km. Este patrón sugiere que los principales centros magmático-hidrotermales se emplazaron en posiciones favorecidas por la interacción entre fallas longitudinales y lineamientos transversales u oblicuos (Hayward et al., 2018).

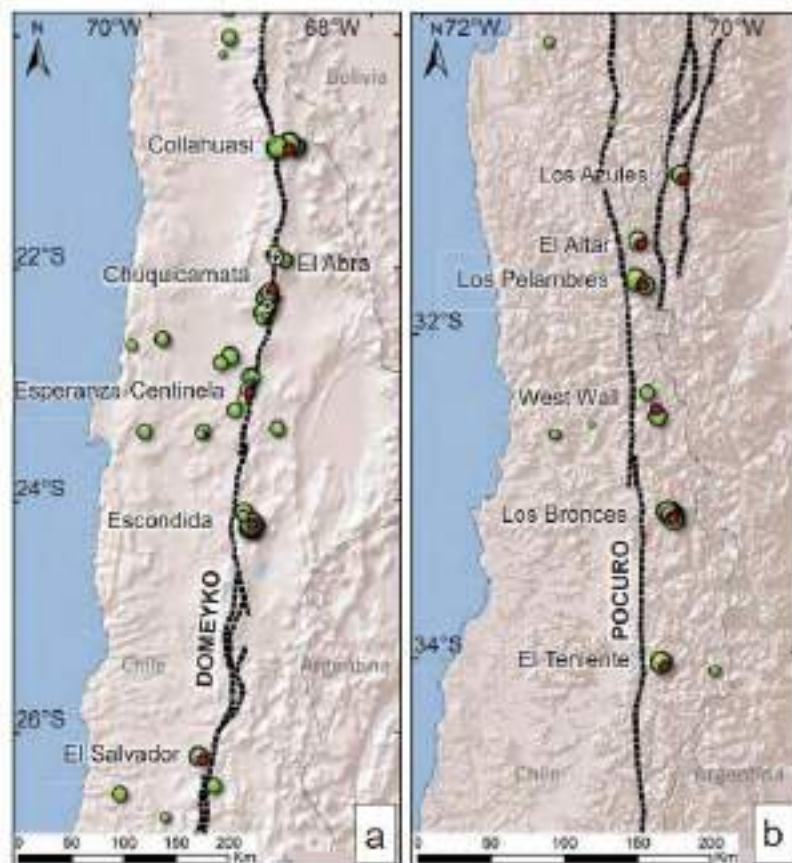
En el corredor Pocuro, ubicado más al sur, se reconocen depósitos como Los Pelambres, West Wall, Los Bronces y El Teniente. La distribución es más

compleja debido a la presencia de algunos depósitos que no se ajustan directamente al eje principal del corredor; sin embargo, al considerar los principales clusters alineados, se ha propuesto un espaciamiento aproximado de 85 a 90 km. Este caso demuestra que la periodicidad espacial puede no ser evidente a simple vista y requiere una interpretación estructural, metalogenética y temporal cuidadosa (Hayward et al., 2018).

Los sistemas de pórfido de cobre evidencian que la periodicidad espacial puede operar a escalas mayores que en los sistemas auríferos orogénicos. Esto se debe a que los pórfidos están vinculados con procesos magmáticos profundos, ascenso de intrusivos, cámaras magmáticas, fallas litosféricas y transferencia de fluidos. Por ello, los espaciamientos reportados para pórfidos de cobre pueden alcanzar decenas a más de cien kilómetros, reflejando controles de escala cortical y litosférica (Hayward et al., 2018).

Figura 3

Distribución de los depósitos de Cu tipo pórfido y de los centroides de clústeres de dos corredores estructurales en los Andes del sur sobre una imagen de relieve sombreado de ESRI



Fuente: Hayward et al., 2018.

Implicancias para la exploración y la prospectividad minera

La aplicación de la periodicidad espacial en exploración minera permite evaluar si la distribución de depósitos conocidos, ocurrencias, anomalías geoquímicas o zonas de alteración responde a un patrón organizado dentro de un corredor estructural. Si se identifica una distancia recurrente entre clusters mineralizados, los espacios intermedios o prolongaciones del corredor que cumplen con dicha periodicidad pueden considerarse áreas de interés exploratorio, especialmente si coinciden con estructuras favorables, alteración hidrotermal, anomalías geoquímicas o respuestas geofísicas.

No obstante, la periodicidad espacial no debe emplearse como un criterio aislado. La existencia de una distancia repetitiva no garantiza la presencia de mineralización económica. Su mayor utilidad consiste en complementar modelos de prospectividad que integren litología favorable, estructuras mineralizantes, alteración, geoquímica, geofísica, evidencias superficiales y contexto metalogenético. De esta manera, la periodicidad espacial contribuye a reducir la incertidumbre exploratoria y a priorizar targets dentro de corredores regionales.

En trabajos de prospección geológica, este enfoque puede aplicarse mediante la medición de distancias entre vetas, brechas, anomalías geoquímicas, zonas de alteración, ocurrencias minerales o prospectos vecinos. Posteriormente, dichas distancias pueden compararse con la orientación de fallas principales, fallas secundarias y lineamientos regionales. Cuando se reconoce un patrón coherente, este puede convertirse en un criterio adicional para la vectorización hacia zonas de mayor potencial mineral.

Sistema de pórfidos de cobre y molibdeno

Los sistemas de pórfidos de cobre y molibdeno constituyen depósitos minerales formados por la acumulación de sulfuros asociados a cuerpos intrusivos emplazados en cinturones orogénicos, comúnmente compuestos por rocas ígneas de naturaleza ácida a intermedia, como cuarzomonzonitas, sienitas y dioritas (Dehghanipoodeh et al., 2020). Estos depósitos son fundamentales para la industria minera moderna, ya que representan la principal fuente de cobre a nivel mundial, además de importantes proporciones de molibdeno, oro, plata y otros elementos estratégicos como el renio y telurio (Chen & Wu, 2020). La

eficacia metalogénica de estos sistemas está estrechamente ligada al alto estado de oxidación de los magmas parentales, cuya fugacidad de oxígeno alcanza o supera el buffer de Ni–NiO, lo que permite una mayor concentración y transporte de azufre en forma de sulfato durante el ascenso magmático, favoreciendo así la formación de sulfuros (Tatnell et al., 2023). Debido a su gran volumen, accesibilidad y valor económico, los depósitos porfídicos de cobre±molibdeno±oro constituyen un objetivo clave en la exploración de recursos minerales en contextos geotectónicos convergentes (Sillitoe, 2000).

Los depósitos del tipo pórfido de cobre son la principal fuente de cobre en el mundo (Sillitoe, 2010). Estos yacimientos son comunes en todo el mundo, pero tienen una importancia particular en las cordilleras occidentales de Norteamérica y Sudamérica (Villa et al., 2022).

Los sistemas de pórfido de Cu comprenden grandes volúmenes (10 a >100 km³) de roca alterada hidrotermalmente, centrados en intrusivos porfídicos que pueden incluir skarns, reemplazos en carbonatos, depósitos hospedados en sedimentos y mineralización epitermal de sulfidación alta e intermedia (Sillitoe, 1972; Richards, 2003). Son característicos de arcos magmáticos en zonas de subducción activas, aunque algunos se desarrollan tras la cesación de la subducción (Richards, 2009). Estos yacimientos, de gran tamaño y baja a media ley, presentan minerales primarios controlados estructuralmente y zonas de enriquecimiento supergénico que aumentan su valor económico. Se diferencian por su escala y geometría, y se clasifican según el metal principal explotado, como cobre, oro, molibdeno, estaño, tungsteno o plata, incluyendo posibles subproductos (Sinclair, 2007).

Sus zonas profundas pueden contener pórfidos Cu ± Mo ± Au (<10 Mt a >10 Gt) y skarns de Cu, Au y/o Zn (<1 Mt a >1 Gt), mientras que las zonas someras albergan depósitos epitermales de Au ± Ag ± Cu (<1 Mt a >1 Gt). Aunque existen desde el Arqueano, los mejor preservados corresponden al Mesozoico y Cenozoico, por la menor erosión en arcos más jóvenes (Singer et al., 2008; Seedorff et al., 2005; Kesler & Wilkinson, 2006).

Los yacimientos de pórfidos de cobre son sistemas magmático-hidrotermales emplazados en ambientes sub-volcánicos asociados a zonas de subducción. El

origen de estos pórfidos mineralizados está ligado a la evolución de plutones de composición calcoalcalina (Sillitoe, 2010; Valencia-Moreno et al., 2017), emplazados a niveles mesozonales de la corteza, a ~8-12 km de profundidad (Richards, 2003). A partir del enfriamiento de estos cuerpos se desarrollaron columnas de magma relativamente delgadas (~2 km), de textura porfídica, que se emplazaron en niveles subvolcánicos (~1-3 km) (Damon et al., 1981). La composición de los plutones porfídicos varía entre cuarzodioritas y granitos (Berger et al., 2008), los cuales generalmente presentan más de una fase en un mismo sistema; y no todos ellos mineralizan.

La Figura 4 representa un sistema de pórfido de cobre telescopado, donde un yacimiento de $\text{Cu} \pm \text{Au} \pm \text{Mo}$ se encuentra centrado en un stock pórfido multiepisódico, rodeado por depósitos periféricos como skarns proximales y distales, reemplazos en carbonatos tipo chimenea-manto, depósitos diseminados en sedimentos carbonatados y vetas subepitermales en rocas no carbonatadas. También se incluyen depósitos epitermales de alta e intermedia sulfuración, ubicados en y alrededor de la litocapa. La secuencia temporal muestra que el stock pórfido antecede al emplazamiento de maar-diatremas, los cuales se superponen con el desarrollo de la litocapa y la brechificación freática. Aunque es poco frecuente que un sistema contenga todos los tipos de depósitos ilustrados, la figura refleja relaciones observadas en campo que son de utilidad para la exploración geológica (Sillitoe, 2010).

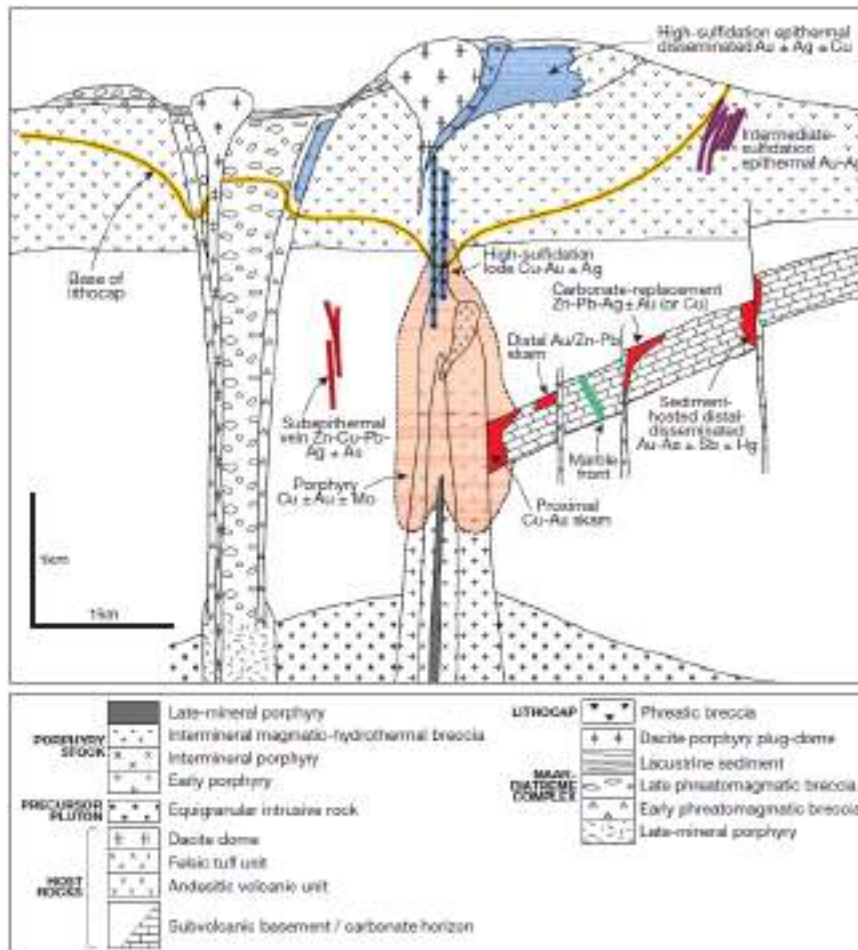


Figura 4. Sistema de pórfido de Cu telescópico: anatomía y distribución de depósitos asociados

Fuente: Sillitoe, 2010.

A lo largo de los últimos 55 años se han desarrollado diversos modelos de alteración hidrotermal en torno a los depósitos de pórfido cuprífero. Los modelos iniciales, basados en los pórfidos del suroeste de EE. UU. (Lowell & Guilbert, 1970), mostraban una zonación concéntrica alrededor del pórfido causante, con una alteración potásica (feldespato potásico, biotita) en el núcleo, seguida por una alteración fílica (sericita, piritita) que se fundía hacia el exterior con una alteración propilítica (clorita, epidota, albita) en la periferia (Ver Fig. 5a). Este modelo incluía una envoltura de cobre que coincidía con el límite entre el núcleo potásico y la envolvente sericítica. Modelos más recientes (por ejemplo, Sillitoe, 2010) presentan una zonación concéntrica similar, pero con la alteración sericítica ubicada por encima del núcleo potásico e invadiéndolo parcialmente, y la alteración sódico-cálcica situada lateralmente y por debajo del núcleo.

Asimismo, se reconoce la presencia de una alteración argílica avanzada como un sobreimpregnado posterior que penetra en profundidad sobre las zonas hidrotermales preexistentes (Ver Fig. 5b) (Sillitoe, 2010; Hedenquist et al., 2000).

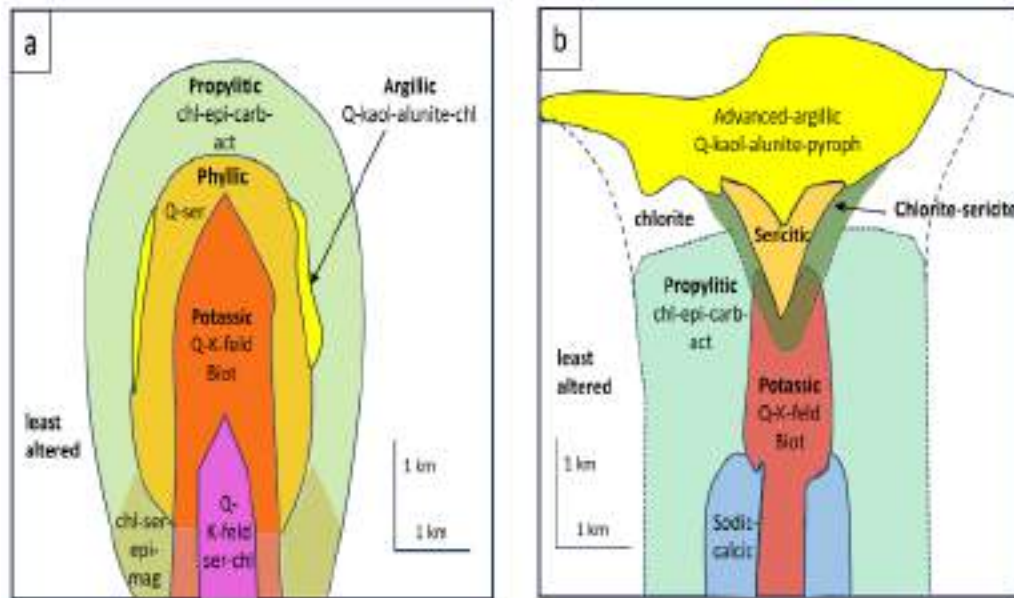


Figura 5. Modelos de zonación hidrotermal en sistemas pórfidos cupríferos

Fuente: Large, 2025.

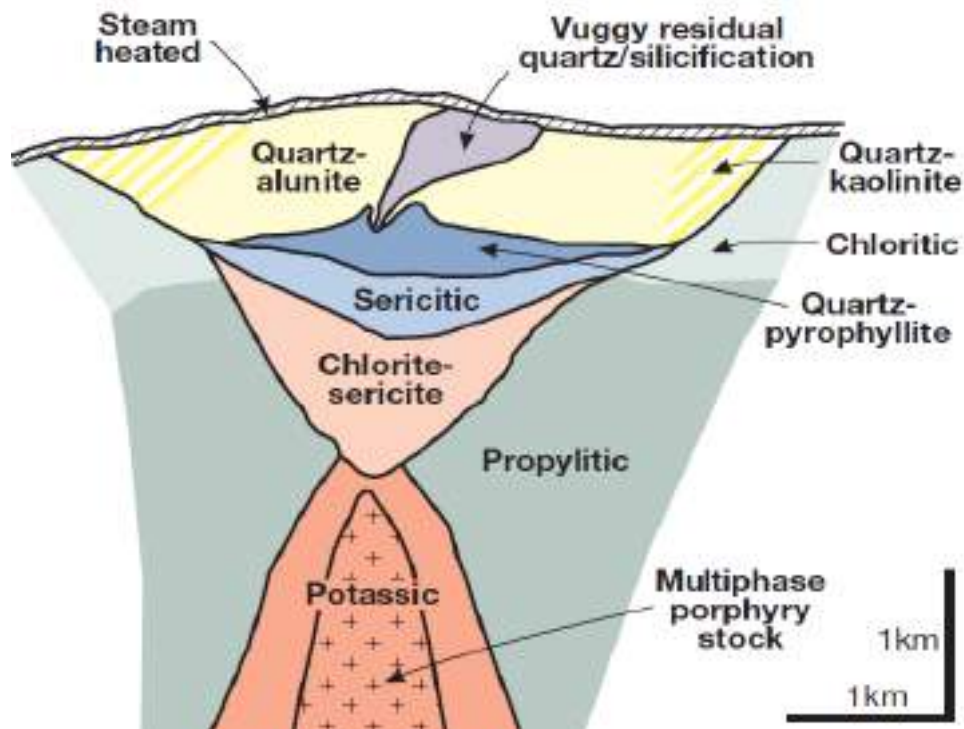


Figura 6. Zonificación de alteración-mineralización en pórfido de Cu no telescopado

Fuente: Sillitoe, 2010.

La Figura 6 ilustra la zonificación de alteración-mineralización característica de un sistema de pórfido de cobre no telescopado, en el cual se reconoce una separación marcada y generalmente estéril entre la litocapa superficial y el stock de pórfido subyacente, rasgo distintivo de este tipo de sistemas. El depósito muestra una organización vertical y lateral bien definida, donde las alteraciones sódico-cálcicas se desarrollan en los niveles más profundos, seguidas por un núcleo central dominado por alteración potásica, que afecta tanto al cuerpo intrusivo como a las rocas encajantes inmediatas. Hacia niveles superiores y sectores periféricos, el sistema evoluciona gradualmente hacia alteraciones clorita-sericita y sericiticas, culminando en alteración argílica avanzada en las zonas más superficiales asociadas a la litocapa. La alteración potásica concentra la principal mineralización del sistema, representada mayormente por calcopirita y bornita, mientras que hacia la periferia se desarrollan halos progresivos de pirita vinculados a zonas propilíticas (Sillitoe, 2010).

La Tabla 3 se presenta y sintetiza los principales tipos de alteración-mineralización en sistemas de pórfido de Cu, describiendo su distribución espacial dentro del sistema, los minerales característicos y accesorios, las asociaciones de sulfuros, los tipos de vetillas asociados y su potencial económico.

Tipo de alteración (nombre alternativo)	Posición en el sistema (abundancia)	Minerales clave	Minerales accesorios posibles	Asociaciones principales de sulfuros	Vetillas contemporáneas	Potencial económico
Sódico-cálcica	Profunda, por debajo de los depósitos de pórfido Cu (poco común)	Albita/oligoclasa, actinolita	Diópsido, epidota, granate	Generalmente ausentes	Magnetita ± actinolita (tipo M)	Normalmente estéril, pero localmente portadora de mineral
Potásica (K-silicática)	Zonas centrales de los depósitos de pórfido Cu (ubícua)	Biotita, feldespato potásico	Actinolita, epidota, sericita, andalucita, albita, carbonatos, turmalina, magnetita	Pirita–calcopirita, calcopirita ± bornita, bornita ± digenita ± calcocita	Biotita (tipo EB), cuarzo-biotita-sericita-feldespato K-andalucita-sulfuros (tipo EDM/T4), cuarzo-sulfuros ± magnetita (tipo A), cuarzo-molibdenita ± pirita ± calcopirita (tipo B)	Principal contribuyente de mena
Propilítica	Partes marginales del sistema, por debajo de litocapas epitermales (ubícua)	Clorita, epidota, albita, carbonatos	Actinolita, hematita, magnetita	Pirita (± esfalerita, galena)	Pirita, epidota	Generalmente estéril, excepto bajo litocapas epitermales
Clorita–sericita (SCC)	Partes superiores del núcleo del pórfido Cu (común, especialmente en depósitos ricos en Au)	Clorita, sericita/illita	Carbonatos, epidota, esmectita, hematita (martita, especularita)	Pirita–calcopirita	Clorita ± sericita ± sulfuros	Contribuyente común de mena
Sericítica (filítica)	Partes superiores del depósito de pórfido Cu (ubícua, excepto en	Cuarzo, sericita	Carbonatos, turmalina, especularita, pirofilita	Pirita ± calcopirita (localmente enargita, tenantita, bornita, calcocita, esfalerita)	Cuarzo–pirita ± otros sulfuros (tipo D)	Generalmente estéril, pero puede constituir mena

Argílica avanzada (cuarcita secundaria en terminología rusa)	intrusiones alcalinas) Por encima de los depósitos de pórfido Cu; forma litocapas (común)	Cuarzo residual (vuggy), alunita	Diaspora, andalucita, zunyita, corindón, dumortierita, topacio, pirofilita, dickita, caolinita	Pirita—enargita, pirita—calcocita, pirita—covelina	Pirita—enargita ± sulfuros de Cu; cuarzo—alunita, cuarzo— pirofilita/dickita, cuarzo—caolinita	Localmente constituye mena
---	--	-------------------------------------	---	--	---	-------------------------------

Tabla 3. Características de los principales tipos de alteración—mineralización en sistemas de pórfido de Cu

Fuente: Sillitoe, 2010.

Depositos epitermales

Un yacimiento epitermal es un tipo de depósito mineral que se forma a poca profundidad en la corteza terrestre (generalmente entre 0 y 2,000 metros) y a temperaturas moderadas (100–320 °C), como resultado de la circulación de fluidos hidrotermales ricos en minerales (White & Hedenquist, 1995). Estos fluidos suelen provenir de fuentes magmáticas o meteóricas, y al ascender y enfriarse, depositan metales valiosos como oro, plata, cobre, plomo o zinc. Según la química de los fluidos y la interacción con las rocas encajantes, los yacimientos epitermales se clasifican principalmente en dos tipos: alta sulfuración (AS) y baja sulfuración (BS), cada uno con características mineralógicas, estructurales y geoquímicas distintas (Hedenquist et al., 2000).

Característica	Alta Sulfuración (AS)	Baja Sulfuración (BS)
Rocas volcánicas	Subaéreas, ácidas a intermedias (andesita–riodacita)	Subaéreas, ácidas a intermedias (andesita–riolita)
Controles estructurales	Fallas regionales o intrusiones subvolcánicas	Fallas/fracturas vinculadas a centros volcánicos
Zona de alteración	Amplia y visible	Más restringida y sutil
Alteración asociada	Argílica avanzada, pirofilita, alunita, sílice masiva	Sericítica y argílica, clorita común, alteración superpuesta
Minerales clave de alteración	Alunita, pirofilita	Sericita, illita, adularia, roscoelita
Geometría del cuerpo mineralizado	Pequeño y equidimensional	Variable, morfología tabular
Rasgos distintivos	Niveles vaporizados, cuarzo vuggy, relación con pórfidos	Sínteres, calcedonia, vetas intermedias cercanas
Mineralización económica	Diseminada, asociada a sílice masiva y argílica avanzada	En vetas, stockwork, diseminada en zonas permeables
Ganga de cuarzo	Grano fino, masivo, cuarzo residual; calcedonia ausente	Cuarzo y calcedonia variados, calcedonia común en bandas
Otros minerales de ganga	Alunita, pirofilita, azufre nativo, barita, caolinita	Carbonatos (calcita, rodocrosita), adularia, illita
Abundancia de sulfuros	10–90%, alta pirita, grano fino, S total alto	1–20%, usualmente <5%, S total bajo
Minerales metálicos clave	Pirita, enargita, calcopirita, oro, tetraedrita	Pirita, esfalerita, electrum, galena, oro
Profundidad de formación	500–2,000 m	0–1,000 m
Temperatura de formación	100–320°C (hasta 480°C)	100–320°C (comúnmente 150–250°C)

Carácter de los fluidos	Baja a alta salinidad; pH ácido; oxidantes	Baja salinidad; pH neutro a alcalino; reductores
Edad	Generalmente Terciaria o más reciente	Generalmente Terciaria o más reciente
Diferencia con rocas ígneas asociadas	0.3–2 M.a.	1–10 M.a. (frecuente: 2–4 M.a.)
Distancia al foco térmico	Cercano, casi vertical	Hasta varios km, variable
Origen del azufre y plomo	Magmático profundo, rocas volcánicas	Encajante profundo, rocas precámbricas/fanerozoicas
Metales predominantes	Cu, Au, As (Ag, Pb)	Au, Ag (Zn, Pb, Cu)
Metales locales	Bi, Sb, Mo, Sn, Zn, Te, Hg	Mo, Sb, As, Te, Se, Hg
Clasificación adicional	Por estilo, metales, contexto geológico	Por estilo, profundidad, metales, contexto geológico
Sistemas análogos actuales	Fumarolas, fuentes termales de alta T°	Sistemas geotérmicos neutros, mud pools

Tabla 4. Epitermales de alta sulfuración (AS) vs baja sulfuración (BS)

Fuente: Camprubí et al., 2003.

En la Tabla 4 se comparan los sistemas epitermales de alta sulfuración (AS) y baja sulfuración (BS): los AS se asocian a fluidos magmáticos ácidos, alteración argílica avanzada, alta piritita y mineralización diseminada a mayor profundidad; mientras que los BS presentan fluidos de baja salinidad y pH neutro a alcalino, alteración sericitica con adularia, menor contenido de sulfuros y mineralización en vetas a menor profundidad.

En la Figura 7, los depósitos epitermales de alta sulfuración (AS) se representan como sistemas formados a profundidades intermedias (hasta 5–7 km) y temperaturas de aproximadamente 200–400 °C, por fluidos magmáticos ricos en gases ácidos como HCl y SO₂, provenientes directamente de la desgasificación de cámaras magmáticas en proceso de enfriamiento (Liu et al., 2024). Estos fluidos, de carácter oxidante y pH ácido, generan una alteración hidrotermal intensa, dominada por sílice masiva (cuarzo vuggy) en el núcleo, acompañada por asociaciones minerales como alunite, pirofilita, caolinita y dickita, típicas de la alteración argílica avanzada (Pratomo et al., 2020).

Por otro lado, la Figura 7 también ilustra que los depósitos epitermales de baja sulfuración (BS) se desarrollan a menores profundidades (menos de 1 km) y temperaturas entre 150 y 300 °C, en ambientes dominados por fluidos meteóricos mezclados con vapor magmático (Li et al., 2025). Estos sistemas se caracterizan por un pH cercano a neutro o levemente alcalino, producto de la

ebullición y neutralización de los gases ácidos. La alteración hidrotermal está compuesta por sericita, illita, adularia, calcedonia, carbonatos y sílice coloidal (ópalo), correspondientes a una alteración sericítica y argílica intermedia (Prihatmoko & Idrus, 2020).

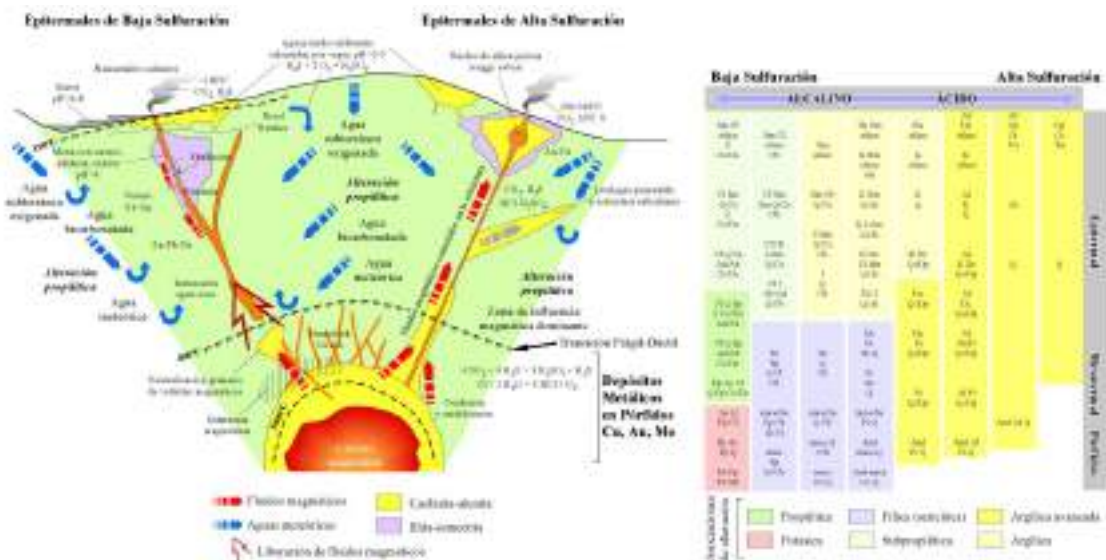


Figura 7. Formación y características de los sistemas epitermales de alta y baja sulfuración

Fuente: Camprubí et al., 2003.

Tratamiento estadístico de datos geoquímicos

El tratamiento estadístico de datos geoquímicos permite interpretar de manera rigurosa la distribución y el comportamiento de los elementos químicos en estudios de exploración mineral. A través de técnicas como el análisis univariado y multivariado, es posible examinar la relación entre variables geoquímicas, identificar concentraciones anómalas y establecer patrones espaciales útiles en la detección de mineralizaciones. Según Zuo et al. (2021), el desarrollo de métodos como la geoestadística, modelos fractales y enfoques multivariados ha permitido mejorar la capacidad de análisis en distintos contextos geológicos.

En años recientes, se ha incorporado el uso de algoritmos de aprendizaje automático para mejorar la identificación de anomalías geoquímicas. Técnicas como máquinas de vectores de soporte y bosques aleatorios han demostrado ser eficaces en el análisis de datos multivariados complejos (Zuo & Xiong, 2017), con aplicaciones que integran incluso el aprendizaje profundo y el

reconocimiento no supervisado para la detección de anomalías (Xiong & Zuo, 2020). Sin embargo, debido a la opacidad de estos modelos, se han propuesto indicadores alternativos, como el coeficiente de correlación de Chatterjee, que ofrece robustez frente a la presencia de distribuciones no normales y valores atípicos, comunes en estudios geoquímicos (Sadeghi, 2022).

En contextos donde los datos provienen de diferentes campañas, laboratorios o métodos analíticos, es frecuente encontrar discrepancias entre unidades contiguas. Para resolver estos desajustes, se aplican procedimientos de nivelación estadística, con el fin de obtener una base de datos coherente a escala regional. Williams (2021) resalta la importancia de este proceso para reducir la variabilidad no geológica, garantizando así una interpretación más precisa de la geoquímica regional y facilitando la integración de múltiples fuentes de información.

Geoquímica de elementos mayores

En petrología, los elementos mayores son aquellos presentes en concentraciones superiores al 1 % en peso y constituyen la base de la composición de las rocas ígneas, metamórficas y sedimentarias. Estos elementos, como O, Si, Al, Fe, Ca, Na, K y Mg, representan cerca del 99 % de la corteza terrestre y controlan propiedades esenciales de los magmas, tales como viscosidad, densidad y difusividad, influyendo directamente en la cristalización de minerales petrogenéticos. La comparación de composiciones promedio, como las presentadas en la Tabla 5, permite establecer patrones geoquímicos característicos para distintos tipos de rocas, desde peridotitas hasta riolitas, así como identificar tendencias evolutivas, como la disminución de MgO y FeO-Fe₂O₃ y el aumento de álcalis a medida que se avanza de rocas básicas a ácidas (Toselli, 2009).

Elemento	% en óxidos (peso)	% atómico
O	—	60,8
Si	59,3	21,2
Al	15,3	6,4
Fe	7,5	2,2
Ca	6,9	2,6
Mg	4,5	2,4

Na	2,8	1,9
K	2,2	1,0
Total	98,5	98,5

Tabla 5. Abundancias relativas estimadas de elementos mayores de la corteza continental

Fuente: Toselli, 2009.

La distribución de los elementos mayores es clave para correlacionar rocas ígneas con sus equivalentes metamórficos, ya que, pese a las variaciones mineralógicas debidas a cambios de presión y temperatura, la composición química global suele mantenerse estable. Esto facilita la identificación de rocas precursoras y la correlación entre provincias ígneas antiguas y modernas. Además, el análisis de su variación permite documentar procesos magmáticos y cambios químicos derivados de metamorfismo o alteración, siendo una herramienta fundamental para reconstruir la historia geológica de un cuerpo rocoso. Ejemplos claros se observan en la Tabla 6 donde se aprecia que, incluso en rocas del manto como las peridotitas, los óxidos mayores están presentes de forma constante (Toselli, 2009).

Óxidos	Peridotita	Basalto	Andesita	Riolita	Fonolita
SiO ₂	44,80	49,20	57,90	72,80	56,20
TiO ₂	0,19	1,84	0,87	0,28	0,62
Al ₂ O ₃	4,16	15,70	17,00	13,30	19,00
Fe ₂ O ₃	1,36	3,79	3,27	1,48	2,79
FeO	6,85	7,13	4,04	1,11	2,03
MnO	0,11	0,20	0,14	0,06	0,17
MgO	39,20	6,73	3,33	0,39	1,07
CaO	2,42	9,47	6,79	1,14	2,72
Na ₂ O	0,22	2,91	3,48	3,55	7,79
K ₂ O	0,05	1,10	1,62	4,30	5,24
H ₂ O ⁺	0,00	0,95	0,83	1,10	1,57
Total	99,36	99,02	99,27	99,51	99,20

Tabla 6. Valores químicos de rocas ígneas representativas

Fuente: Toselli, 2009.

Geoquímica de elementos menores

Los elementos menores se encuentran en concentraciones entre 0,1 % y 1 % en peso, y aunque su aporte a la masa total de la roca es reducido, su papel en la mineralogía y geoquímica es relevante. Comúnmente sustituyen a elementos mayores en las estructuras cristalinas de minerales principales, como el Mn que reemplaza al Fe o al Mg en minerales máficos. En casos de concentración

elevada, pueden formar minerales propios, como circón (ZrSiO_4) cuando el Zr es abundante, apatito ($\text{Ca}_5(\text{PO}_4)_3$) si hay suficiente P, rutilo (TiO_2) o titanita (CaTiSiO_5) por presencia de Ti, e ilmenita (FeTiO_3) en óxidos de Fe y Ti. Su estudio aporta información sobre condiciones de cristalización, diferenciación magmática y evolución de un sistema ígneo (Toselli, 2009).

Dentro de los elementos menores comunes en rocas ígneas destacan TiO_2 , MnO, P_2O_5 y H_2O , presentes en bajas concentraciones, pero ampliamente distribuidos, así como el Cr_2O_3 , que puede alcanzar niveles significativos en rocas ultramáficas. El Fe ocupa un lugar especial al encontrarse en dos estados de oxidación (Fe^{2+} y Fe^{3+}), lo que permite usar la relación $\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}^{2+}$ como indicador de la fugacidad de oxígeno en los magmas. Su comportamiento, junto con el de otros elementos menores, puede registrar procesos postmagmáticos como metamorfismo, alteración hidrotermal o intemperismo, aportando así datos valiosos para comprender la historia y transformación de las rocas (Toselli, 2009).

Geoquímica de elementos traza

Los elementos traza, aquellos presentes en concentraciones menores al 0.1% o 1000 ppm, suelen clasificarse como compatibles o incompatibles según su comportamiento durante procesos de fusión y cristalización. Los elementos incompatibles tienden a concentrarse en la fase fundida (magma), mientras que los compatibles se incorporan preferentemente en los minerales sólidos. Esta clasificación se basa en el coeficiente de distribución global (D), el cual depende de factores como presión, temperatura, contenido de volátiles y composición del sistema. Un valor de D mayor a 1 indica compatibilidad, y uno menor a 1, incompatibilidad. No obstante, esta clasificación puede volverse ambigua al comparar distintos tipos de rocas, donde un mismo elemento puede comportarse de forma diferente (Jenner, 1996).

Como alternativa a esta clasificación dependiente del contexto, Saunders et al., (1980) propusieron un enfoque basado en la relación entre el radio iónico y la carga iónica (ir/ic), lo cual permite agrupar elementos según su comportamiento geoquímico sin depender de condiciones específicas. Según este criterio, los elementos se dividen en elementos de baja fuerza de campo (LFSE), con $ir/ic >$

0.2, y elementos de alta fuerza de campo (HFSE), con $ir/ic < 0.2$. Además, se separa el grupo de tierras raras (REE), lo que facilita una clasificación más coherente y aplicable a distintos contextos geológicos.

Un grupo adicional frecuentemente mencionado es el de los elementos litófilos de gran radio iónico (LILE), definidos originalmente como los LFSE más los elementos de tierras raras lantano (La) y cerio (Ce). Aunque es común encontrar combinaciones de grupos como LILE, REE y HFSE en la literatura, se desaconseja su uso simultáneo, ya que algunos elementos pertenecen a más de un grupo y esto genera ambigüedad (Jenner, 1996). Por ello, se recomienda adoptar clasificaciones basadas en propiedades fisicoquímicas uniformes como la relación ir/ic , siguiendo el modelo de Saunders et al. (1980), tanto por claridad conceptual como por su utilidad práctica en estudios de alteración y evolución magmática.

Las tierras raras: un grupo especial de elementos trazas

Los elementos de tierras raras (ETR), que abarcan del lantano al lutecio, forman una serie coherente dentro del Grupo IIIA de la tabla periódica, con comportamiento físico-químico similar, predominando el estado de oxidación +3. Sin embargo, el europio y el cerio pueden presentar valencias +2 y +4 bajo condiciones específicas. Su comportamiento geoquímico está influido por la contracción lantánida, donde el radio iónico disminuye al aumentar el número atómico, lo que hace que los ETR pesados se concentren preferentemente en las fases sólidas durante los procesos magmáticos. Este comportamiento permite el uso de los ETR para interpretar condiciones de presión, profundidad y mineralogía durante la formación de magmas (Toselli, 2009).

Los diagramas de ETR, generalmente normalizados a condrito o al manto primordial, permiten visualizar la distribución y fraccionamiento de estos elementos. La pendiente del patrón y las anomalías, como la de Eu, ofrecen indicios sobre la participación de minerales específicos como plagioclasa. La relación entre elementos livianos y pesados (por ejemplo, La/Lu o La/Sm) ayuda a inferir la fracción de fundido o el residuo mineral. No obstante, en rocas silíceas como los granitos, minerales accesorios como circón, apatito, monacita y allanita,

con altos coeficientes de distribución, pueden dominar el patrón de ETR, complicando la interpretación petrogenética (Toselli, 2009).

Geoquímica de elementos guía

Los elementos guía son esenciales en la exploración geoquímica por su asociación genética o espacial con metales objetivo, permitiendo rastrear zonas mineralizadas incluso en áreas complejas (Alshaghdari, 2023). Según su comportamiento geoquímico, pueden ser móviles, inmóviles, compatibles o incompatibles con el mineral objetivo. En ambientes oxidados, como los gossans, los óxidos de hierro y minerales del grupo alunita-jarosita concentran eficientemente metales como Cu, Zn, Pb y Ag, así como aniones como fosfato y sulfato, convirtiéndose en acumuladores clave de elementos guía (Scott, 1987). Estos minerales, junto con otros indicadores geoquímicos, permiten evaluar grandes extensiones y descartar zonas estériles (Ver Tabla 7).

Depósito de interés	Tipo de depósito	Minerales guías principales	Elementos guía principales
Oro (Gold)	Varios (epitermales, etc.)	Pirita, calcopirita, arsenopirita, bismutinita, magnetita, telururos, tetraedrita, esfalerita, moscovita, monacita, bastnaesita, cuarzo, scheelita, wolframita, casiterita	Fe, Mn, Cu, Co, Ni, Sb, Zn, As, Bi, Te, Sn, Se, Tl, Ag, Hg, Pb, Mo, W, Na, Mg, Fe, P, Ba, F, S, Sr, Ca, Nb, Th, U, Zr, Cu, Ta, Ti, V, Mn, Pb, Na, K, Fe, Al, Zr, Ti, Nb, Ta, Li, F, Cl, Si, Th, U, P, Cs, Rb, Sn, W, Mo, Be, Ga, Hf, Mn, B
REE	Carbonatitas	Bastnaesita, ancilita, monacita, fluorapatita, pirocloro, xenotima, florencita	Ti, Nb, Zr, Au, Sn, Th, U, Pb, F, Fe, Al, Nb, Zr, Ti, Sn, Mn, P, bajo Si, anomalía negativa de Ce
REE	Rocas ígneas (y procesos hidrotermales)	Bastnaesita, aegirina, eudialita, loparita, alanita, fergusonita, circón, xenotima, fluorapatita, ancilita, gadolinita, euxenita, mosandrita	Si alto (>75%), bajo P
REE	Placers y paleoplacers	Monacita, xenotima, alanita, euxenita	Fe, Cu, U, Au, Ag, Ba, F, P, S
REE	Lateritas	Monacita, apatita, pirocloro, grupo crandalita, bastnaesita, churchita, rhabdophana, plumbogummita, circón, florencita, xenotima, cerianita	Mn, Fe, P, Cu, Ni, Co
REE	Adsorción iónica	Caolinita, halosita	Ni, Cu, Pd, As, Cr, Co, S, PGE
REE / Au	Asociados a óxidos de hierro (incl. IOCG)	Bastnaesita, sinquisita, monacita, xenotima, florencita, britholita	
Nodulos de manganeso / fosforitas	Fondo marino	Vernadita, todorokita, óxidos de Fe, fluorapatita carbonatada, francolita	
Cu-Ni-PGE	Magmáticos	Pentlandita, calcopirita, pirita, millerita, minerales del grupo del platino, cromita, Cr-diopsido, enstatita, olivino, Cr-andradita	

VMS	Masivos volcanogénicos (Cu, Pb, Zn, Ag, Au)	Galena, esfalerita, calcopirita, pirrotita, oro, pirita, gahnita, estauroilita, casiterita, granate, silimanita, andalucita, beudantita, jarosita, barita, turmalina, hogcomita, nigerita	Cu, Zn, Pb, Ag, Mo, Sn, Ba, As, Sb, In, Te, Bi, Tl
W-Mo-Bi / Sn-Zn-In	Skarns, greisen, etc.	Casiterita, wolframita, molibdenita, topacio, calcopirita, galena, esfalerita, arsenopirita, pirita, löllingita, beudantita, anglesita, plumboferrita, plumbogummita	Ag, As, Cd, Cu, Pb, Re, Te, Tl
Litio (Li)	Pegmatitas	Espodumena, petalita, ambligonita, cuarzo, feldespato K, albita, montebrasita, lepidolita, zinnwaldita, eucryptita, casiterita, litiophilita, holmquistita, trillita, moscovita, apatita, turmalina, tantalita-columbita, berilo	K, Ca, Rb, Sr, Y, Nb, Sn, Cs, Ta, Sb, W, Bi, As, Ga, Tl, REE
Diamantes	Kimberlitas	Cr-piropo, Cr-diopsido, granate eclogítico, Mg- ilmenita, cromita, olivino, diamante	C
Uranio (U)	Varios (incl. granitos y sedimentos)	Uraninita, torianita, turmalina, sulfuros, monacita, alanita, circón, baddeleyita, niccolita, anatasa y rutilo U-Th, brannerita, magnetita	Cu, Ag, As, Cr, Pb, Zn, Ni, Co, Re, Be, P, Mo, Mn, REE, isótopos radiogénicos de Pb

Tabla 7. Diferentes tipos de yacimientos, minerales guía y elementos

Fuente: Balaram & Sawant, 2022.

Estudios en depósitos epitermales relacionados a rocas ígneas alcalinas, como Cripple Creek (EE.UU.) y Pajingo (Australia), han identificado asociaciones entre Ag, As, Bi, Te y W con minerales como pirita, galena, telururos y silicatos potásicos. Estas asociaciones han sido validadas mediante análisis estadístico multivariado como PCA, HCA y random forest, lo que permite definir vectores geoquímicos útiles para futuras exploraciones (Kadel-Harder et al., 2020). En el cinturón Wa-Lawra (Ghana), se reconoció a Fe, Mn, Pb, Ag, As y Cu como elementos fuertemente vinculados al oro (Nude et al., 2012). Asimismo, en los depósitos de Kubi, Sb, Nb, Ta y Sn se asociaron con firmas mineralógicas diagnósticas, especialmente en rutilo, en ambientes pegmatíticos auríferos (Nzul et al., 2023).

Durante la prospección geoquímica, elementos como Hg, Mo, Sn, Te, W, Bi, Ni y Cu se utilizan junto con minerales indicadores para identificar depósitos de metales preciosos y básicos, siendo detectables mediante tecnologías como el pXRF (Balaram & Sawant, 2022). La interpretación de estos datos requiere considerar parámetros ambientales, como el pH, que influyen en la movilidad de elementos como As, Sb y Bi. En ciertos casos, elementos guía como Tl muestran

señales más intensas que los elementos objetivo como Pb o Ag, lo que refuerza su uso como vectores primarios (Balaram & Sawant, 2022; Nude et al., 2012).

Espectrometría de reflectancia

La espectrometría de reflectancia es un método analítico que permite medir los espectros de absorción y otras propiedades ópticas de sólidos sin necesidad de contacto directo con la muestra, lo que la convierte en una técnica idónea para la determinación remota de la composición de suelos, regolitos planetarios o polvos en laboratorio (Hapke, 2017). El análisis de la reflexión especular en superficies pulidas posibilita obtener el índice de refracción complejo mediante el método de Kramers-Kronig, mientras que para medios particulados se emplean modelos aproximados de reflectancia difusa basados en la ecuación de transferencia radiativa, capaces de predecir cuantitativamente la dispersión y medir el coeficiente espectral de absorción.

El fundamento de esta técnica se enmarca en el espectro electromagnético, cuya distribución y aplicaciones se presentan en la Figura 8, que abarca desde las radiaciones de mayor longitud de onda, como las microondas, hasta las más energéticas, como los rayos gamma. Dentro de este espectro, el infrarrojo se ubica entre el visible y las ondas de terahercios (0,740 μm a 30 μm), dividiéndose en infrarrojo cercano (NIR: 0,74–1 μm), de onda corta (SWIR: 1–3 μm), medio (MWIR: 3–5 μm) y lejano (FIR). Este último puede emplearse en modalidades pasivas, que registran radiación térmica, o activas, que miden la reflectividad de los objetos (Hapke, 2017).

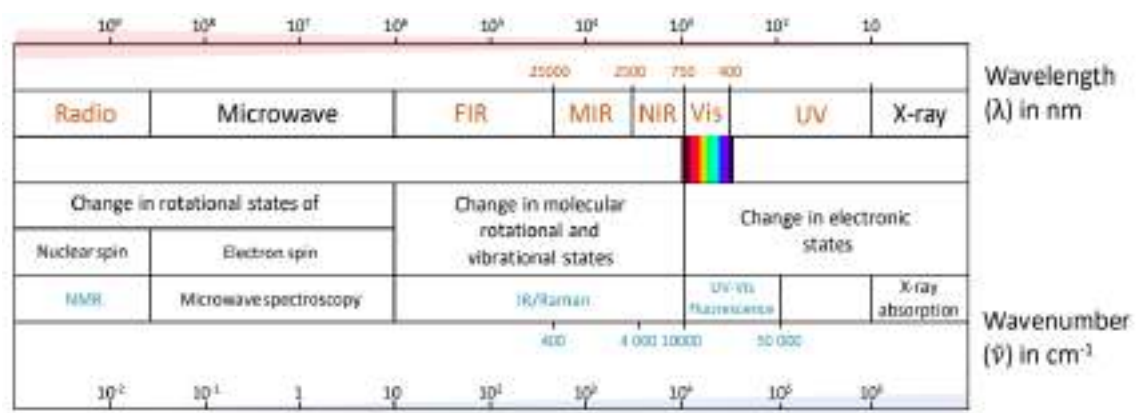


Figura 8. Espectro electromagnético

Fuente: Ranaweera et al., 2021.

En el rango del infrarrojo cercano, la espectroscopía NIR ($12.500\text{--}3.800\text{ cm}^{-1}$; $800\text{--}2.500\text{ nm}$) se basa en transiciones vibratorias y rotacionales que involucran sobretonos y combinaciones de grupos funcionales como CH, NH y OH, sensibles al cambio de momento dipolar ante la radiación (Fodor et al., 2024). Esta región, descubierta en 1800 por Herschel al detectar radiación más allá del rojo visible y denominada “rayos calóricos” (Pasquini, 2003), ha pasado de ser una zona de difícil interpretación debido a sus bandas débiles y superpuestas, a consolidarse como una herramienta analítica rápida, no destructiva y de aplicación casi universal, gracias a los avances en instrumentación y quimiometría (Downey, 2013; Pasquini, 2003).

Por su parte, la espectroscopía en el infrarrojo medio (MIR), que opera entre 500 y 4.000 cm^{-1} , permite identificar con claridad los modos vibracionales fundamentales asociados a grupos funcionales típicos de moléculas orgánicas (Skolik et al., 2018). Basada en la absorción de radiación IR que provoca vibraciones en enlaces bioquímicos, esta técnica utiliza la transformada de Fourier (FT) para descomponer interferogramas complejos y obtener espectros con alta resolución. Modalidades como la reflectancia total atenuada (ATR, por sus siglas en inglés Attenuated Total Reflectance) y la Transformada de Fourier por reflectancia difusa (DRIFT, por sus siglas en inglés Diffuse Reflectance Infrared Fourier Transform) han ampliado su aplicabilidad en sistemas multicomponente, incluyendo el análisis de alimentos, detección de adulteraciones y evaluación de calidad (Subramanian & Rodriguez-Saona, 2009).

Firma espectral

La firma espectral representa el patrón característico de reflectancia o absorción que tiene un material frente a distintas longitudes de onda. Cada mineral posee una “huella digital” única que permite su identificación, incluso en mezclas complejas o en condiciones in situ. Según S. Wu et al. (2021), los minerales serpentínicos exhiben bandas específicas asociadas a los grupos OH en la región NIR, lo que facilita su clasificación mineralógica. Asimismo, Kholoshyn et al. (2020) destacan que estas firmas permiten evaluar las propiedades tecnológicas de los minerales, como su comportamiento en procesos térmicos o

de transformación, lo que resulta esencial en estudios de caracterización avanzada.

Beć et al. (2020) indican que la firma espectral es altamente sensible a las propiedades estructurales y composicionales de los materiales, y que el análisis de combinaciones armónicas y sobretonos permite detectar modos vibracionales únicos, como los correspondientes a enlaces OH o moléculas de agua. Beć et al. (2022) complementan esto señalando que, gracias a los avances tecnológicos en espectroscopía miniaturizada, ahora es posible realizar análisis rápidos y no destructivos en campo, lo que ha ampliado el uso de esta técnica en exploración geológica, agroindustria y control de calidad.

H. Cheng et al. (2017), mediante la comparación espectral de cinco filosilicatos en las regiones del visible y NIR, demostraron que variaciones mínimas en la estructura cristalina se reflejan en firmas espectrales distintas. Estas diferencias, aunque sutiles, permiten establecer una clasificación precisa de los minerales analizados. Además, equipos como el TerraSpec Halo, según JS Industrial (2021), han revolucionado el trabajo en campo, permitiendo la adquisición directa de firmas espectrales y su comparación con bibliotecas digitales, optimizando la identificación de minerales alterados hidrotermalmente.

En esta línea, el Terraspec Pro descrito por Kerr et al. (2011) consta de un módulo de espectrómetro, una computadora de control y una sonda de luz. La iluminación cubre uniformemente la región espectral de interés, analizando un área de aproximadamente 2 cm de diámetro, equivalente a la ventana del “muglight”. La radiación reflejada se transmite por un cable de fibra óptica de 1,2 m hacia tres espectrómetros internos que, mediante redes de difracción y matrices fotosensibles, procesan la señal en el rango visible/NIR y en dos regiones SWIR. El equipo se calibra con un disco cerámico de reflectancia uniforme y las mediciones duran entre 20 segundos y 1 minuto, ampliándose en muestras oscuras para optimizar la relación señal/ruido.

El registro fotográfico y la localización precisa de cada punto medido son esenciales para conservar el contexto de los datos. El promediado de espectros solo debe aplicarse cuando no comprometa información sutil. Las superficies lisas presentan menor reflectancia que las rugosas, y aunque las muestras

oscuras generan señales más débiles, estas pueden mostrar absorciones distintivas tras la normalización de escala (Kerr et al., 2011).

Ejemplos de firmas espectrales de minerales comunes y poco comunes, obtenidos de las bibliotecas de referencia de *Spectral International Inc.* (SII) en el software *SPECMIN*, se presentan en la Figura 9.

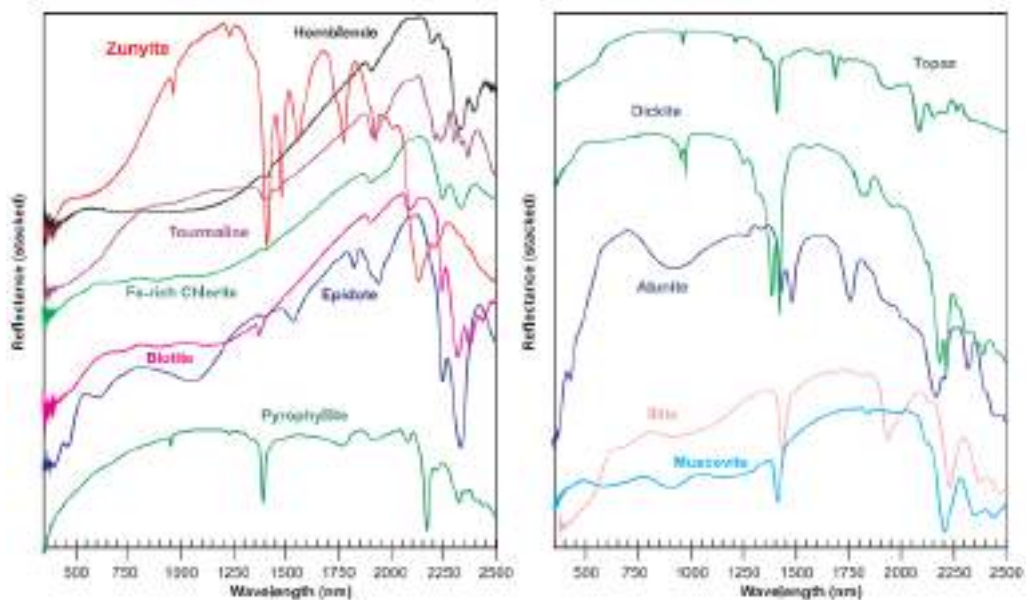


Figura 9. Ejemplos de espectros de minerales comunes y poco comunes

Fuente: Kerr et al., 2011.

Componentes de la firma espectral

La firma espectral está conformada por componentes clave como la forma, profundidad, anchura y posición de las bandas de absorción. Balan et al. (2021) explican que en filosilicatos tipo 1:1, los sobretonos del grupo OH reflejan directamente el entorno estructural del mineral, permitiendo interpretar diferencias entre hidroxilos internos y superficiales. Kholoshyn et al. (2020) coinciden en que la posición y comportamiento de estas bandas reflejan variaciones en la composición química y en la interacción entre los enlaces atómicos, elementos determinantes en procesos tecnológicos.

En este contexto, Fatima et al. (2017) subraya que la teledetección satelital constituye un recurso esencial para registrar y analizar estas variaciones, ya que sensores como Landsat-ETM+ y ASTER proporcionan la resolución espectral necesaria para discriminar con precisión minerales como filosilicatos, sulfatos y

carbonatos. Mientras que el Landsat-ETM+, con ocho bandas, utiliza principalmente las 5 y 7 para identificar zonas con minerales arcillosos, el ASTER amplía significativamente esta capacidad gracias a sus seis bandas en el SWIR y cinco en el TIR. Esta mayor cobertura espectral no solo optimiza la interpretación de la forma y profundidad de las bandas, sino que también permite reconocer fenómenos espectrales complejos que, como señalan Brigatti et al. (2011) pueden manifestarse en forma de ensanchamientos o desplazamientos por la longitud de los enlaces de hidrógeno, e incluso en dobles picos en la región del OH.

Del mismo modo, Jin et al. (2024), identificaron que esta resolución y análisis detallado facilitan la detección de picos de frecuencia combinada y doble frecuencia del agua en minerales silicatados, los cuales actúan como marcadores para evaluar el grado de hidratación y las condiciones estructurales internas. Por otro lado, Beć et al. (2022) destacan que tecnologías como los espectros portátiles de NIR complementan estos análisis, permitiendo visualizar en tiempo real los rasgos identificados por sensores satelitales y cuantificar con mayor precisión componentes clave en matrices minerales.

En la Tabla 8 se presentan especies minerales con sus fórmulas químicas, longitudes de onda de absorción diagnóstica y enlaces asociados, así como los rangos empleados en el análisis *Spectral Feature Fitting* (SFF), ejemplificando la aplicación práctica de los componentes de la firma espectral descritos anteriormente (Caruso et al., 2020).

Mineral	Fórmula química	Longitud(es) de onda de absorción diagnóstica (nm)	Enlace químico	Longitudes de onda usadas en SFF (nm)
Alunita	$KAl_3(SO_4)_2(OH)_6$	~1400, ~1760	H ₂ O, OH	1460.8– 1543.1, 1710.2– 1783.3
Calcita	$CaCO_3$	~2340– 2345 ~2245–	CO ₃	2194.2– 2396.2
Clorita	$(Mg,Fe)_3(Si,Al)_4O_{10}(OH)_2 /$ $(Mg,Fe)_3(OH)_6$	2256, ~2325– 2365	Fe–OH, Mg–OH	2194.2– 2427.8
Dickita	$Al_2Si_2O_5(OH)_4$	~1384– 1420,	OH, Al– OH	1262.7– 1474.9,

Epidota	$\text{Ca}_2(\text{Al,Fe})_2(\text{SiO}_4)_3(\text{OH})$	~2178– 2204 ~2256, ~2335– 2342	Fe–OH	2124.9– 2247.5 2142.7– 2427.8
Illita	$\text{K}_{0.65}\text{Al}_2\text{Al}_{0.65}\text{Si}_{3.35}\text{O}_{10.2}$	~2180– 2228, ~2350, ~2440	Al–OH, Mg–OH	2142.7– 2265.0, 2298.5– 2380.3, 2412.0– 2474.4
Caolinita	$\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_5(\text{OH})_4$	~2160, ~2206, ~2350	Al–OH, OH	2124.9– 2230.4, 2298.5– 2412.0
Montmorillonita	$(\text{Na,Ca})_{0.33}(\text{Al,Mg})_2\text{Si}_4\text{O}_{10}(\text{OH})_2 \cdot n\text{H}_2\text{O}$	~2205– 2212	Al–OH	2160.4– 2265.0
Pirofilita	$\text{Al}_2\text{Si}_4\text{O}_{10}(\text{OH})_2$	~2166	Al–OH	2106.9– 2194.7

Tabla 8. Especies minerales y parámetros espectrales diagnósticos utilizados en el análisis SFF

Fuente: Caruso et al., 2020.

Rasgos de absorción

Los rasgos de absorción son zonas específicas del espectro donde la radiación electromagnética es absorbida por grupos funcionales dentro de un material. S. Wu et al. (2021) documentan que en minerales serpentínicos estos rasgos, especialmente los del grupo OH, se presentan con bandas de estiramiento y flexión bien definidas, lo que permite una identificación eficaz en la región NIR. Beć et al. (2020) agregan que estas bandas se deben a transiciones vibracionales específicas y permiten detectar agua estructural o enlaces funcionales relevantes en muestras geológicas.

Jin et al. (2024) destacan la relevancia de los sobretonos y combinaciones armónicas del agua en minerales silicatados, los cuales forman parte de estos rasgos de absorción. Estas señales permiten inferir el ambiente de formación, el grado de hidratación, e incluso la presencia de defectos estructurales. Balan et al. (2021) señalan que los cationes como Al, Fe o Mg, al estar coordinados con grupos OH, influyen directamente en el desplazamiento de las bandas, mostrando un claro vínculo entre la estructura química interna y la respuesta espectral.

Kholoshyn et al. (2020) subrayan que estos rasgos también son indicativos del comportamiento del mineral frente a procesos térmicos o químicos, permitiendo evaluar su potencial en aplicaciones industriales. Beć et al. (2022) refuerzan esta idea al señalar que los espectrómetros portátiles actuales pueden detectar con precisión estos rasgos, incluso en condiciones de campo.

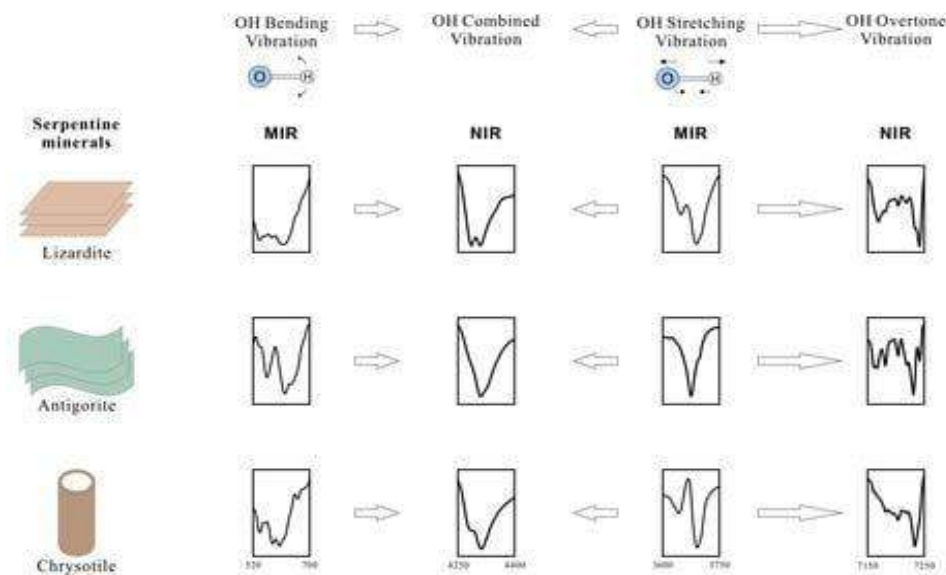


Figura 10. Espectros MIR y NIR de vibraciones del grupo OH en minerales serpentínicos

Fuente: S. Wu et al., 2021.

En la Figura 10 se muestran espectros de minerales, resaltando que la correcta ubicación, el registro fotográfico y el tratamiento adecuado de los datos son clave, ya que la reflectancia depende de la superficie y las muestras oscuras pueden revelar absorciones tras normalización.

2.3. Glosario

Alteración hidrotermal

Es la modificación de la composición mineralógica de las rocas debido a la circulación de fluidos hidrotermales por fracturas. Este proceso puede estar vinculado a la formación de diversos depósitos metálicos, entre los que se incluyen los de oro, cobre, entre otros (Zhong et al., 2023).

Depósito mineral

Es una acumulación natural de minerales valiosos en el subsuelo que, si cumple con criterios técnicos y económicos, puede ser considerada para su explotación (Syvyj et al., 2023).

Espectroscopía de Absorción Atómica (AAS)

Técnica ampliamente utilizada en laboratorios geoquímicos por su sencillez operativa, alta sensibilidad (ppm a ppb) y precisión. Es ideal para analizar oro y metales básicos, aunque solo permite medir un elemento a la vez. Resulta especialmente adecuada para determinar metales de transición, alcalinos y alcalinotérreos (Farrukh, 2011).

Espectroscopía de Emisión Atómica con Plasma Acoplado Inductivamente (ICP-AES)

Método analítico para la detección de metales traza y análisis multielemental. Cada elemento emite una longitud de onda característica al ser excitado, y la intensidad de la emisión refleja su concentración en la muestra (Ghosh et al., 2013).

Mapa geológico

Documento técnico que muestra la distribución de diferentes tipos de rocas, estructuras geológicas (fallas, pliegues) y posibles zonas mineralizadas. Es fundamental para la interpretación del terreno (Balasubramanian, 2007).

Mineralización

Proceso mediante el cual se concentran minerales metálicos o no metálicos en ciertas zonas de la corteza terrestre, en cantidades suficientes para ser de interés económico (CIM, 2014).

Muestreo geoquímico

Consiste en recolectar y analizar muestras de materiales naturales (suelo, roca, sedimentos) para detectar concentraciones anómalas de elementos químicos asociados a depósitos minerales (Gandhi & Sarkar, 2014).

Perforación diamantina

Método de exploración que utiliza una broca con segmentos de diamante para extraer núcleos cilíndricos de roca desde el subsuelo. Permite estudiar la geología a profundidad con precisión (Nguyen et al., 2021).

Potencial minero

Es la capacidad que tiene una zona determinada para albergar yacimientos minerales de interés económico. Se evalúa en función de la geología, la presencia de minerales indicativos y resultados de estudios previos (Worlanyo & Jiangfeng, 2021).

Prospección geológica

Es la etapa inicial de investigación en un proyecto minero que busca identificar áreas con posibles concentraciones minerales. Se utilizan métodos como la observación geológica, el muestreo de rocas y suelos, y técnicas geofísicas o geoquímicas (Haldar, 2018).

Trinchera geológica

Excavación lineal poco profunda realizada para exponer las rocas en superficie y observar directamente la geología del lugar, facilitando el análisis estructural y mineralógico (Marjoribanks, 2010).

CAPÍTULO 3. METODOLOGÍA

3.1. Tipo y diseño de investigación

La investigación se clasificó como de tipo aplicada, ya que buscó abordar un problema específico en el ámbito geológico: identificar áreas con indicios iniciales de mineralización dentro del Proyecto Colquioc, ubicado en la provincia de Bolognesi. En esta etapa de prospección, se generó conocimiento útil para orientar futuras fases de exploración, integrando información litológica, estructural y geoquímica. Según Lozada (2014), este tipo de investigación permite aplicar el conocimiento en contextos específicos, ofreciendo soluciones prácticas ante situaciones reales del territorio.

El nivel de investigación correspondió al descriptivo, pues se pretendió caracterizar geológicamente el área del proyecto, reconociendo unidades litológicas, estructuras y posibles evidencias superficiales de alteración hidrotermal y mineralización incipiente. No se buscó establecer relaciones causales entre variables, sino registrar y describir los rasgos geológicos presentes en su estado natural. De acuerdo con Galarza (2020), este nivel permitirá detallar fenómenos tal como se presentan en su contexto natural, proporcionando una base sólida para estudios posteriores.

El enfoque metodológico adoptado fue cuantitativo, ya que se utilizaron métodos de recolección y análisis estadístico para interpretar de forma objetiva los datos geológicos y geoquímicos obtenidos. Conforme con Müggenburg & Pérez (2007), este enfoque permite generar resultados precisos y reproducibles, útiles para tomar decisiones fundamentadas en las siguientes etapas del proceso exploratorio.

El diseño metodológico se definió como no experimental y de corte transversal, puesto que no se intervinieron las condiciones del terreno ni se manipularon variables. Se recopilaban datos en un solo momento, observando las características geológicas tal como se presentaban. En palabras de R. Hernández & Mendoza (2018), los estudios no experimentales de corte transversal se centran en la observación y el análisis de fenómenos tal como se presentan, permitiendo establecer relaciones descriptivas o correlacionales entre

variables en un instante determinado, sin pretender establecer relaciones causales definitivas.

3.2. Unidad de análisis

La unidad de análisis estuvo constituida por los afloramientos rocosos, vetas, brechas mineralizadas, zonas con alteración hidrotermal y estructuras tectónicas presentes en el área del Proyecto Colquioc.

3.3. Población de estudio

La población del presente estudio estuvo conformada por todos los cuerpos geológicos con potencial de mineralización ubicados en el área del Proyecto Colquioc, en el distrito de Colquioc, provincia de Bolognesi, departamento de Áncash. A juicio de Ñaupas et al. (2018), la población se define como el total de elementos (individuos u objetos) sobre los cuales se desea obtener información o realizar inferencias, y debe establecerse en función de los objetivos del estudio. En ese sentido, el universo de análisis abarcó los afloramientos rocosos, estructuras tectónicas regionales y locales, así como zonas con evidencias superficiales de alteración hidrotermal o manifestaciones minerales. Estas unidades estuvieron ubicadas dentro del espacio geográfico delimitado para la evaluación, específicamente en el Subdominio XXI-A y la Franja XI, donde se identificaron indicios preliminares que permitieron inferencias hacia un posible sistema tipo pórfido-epitermal.

3.3.1. Tamaño de muestra

La muestra estuvo constituida por una selección estratégica de estructuras geológicas y afloramientos representativos, considerando las dimensiones litológica, estructural y geoquímica. Como sostiene Rodríguez et al. (2021), la muestra representa una parte del total de elementos que poseen características esenciales para alcanzar los objetivos de la investigación.

3.4. Selección de muestra

Se aplicó un muestreo no probabilístico por conveniencia. En palabras de Otzen & Manterola (2017), este consiste en seleccionar unidades accesibles y disponibles, priorizando aquellas con mayores evidencias de interés geológico. Se priorizaron sectores donde se reconocieron vetas, brechas mineralizadas,

zonas con alteración hidrotermal o fracturamiento intenso, y se realizaron análisis geoquímicos para identificar asociaciones de elementos guía. Esta estrategia permitió una caracterización preliminar y representativa del potencial geológico-minero del área durante esta fase de prospección inicial.

3.5. Técnicas de recolección de datos

Son estrategias para recopilar información incluyen actividades y métodos que ayudan al investigador a obtener los datos exactos necesarios para responder a las preguntas planteadas en el estudio (S. Hernández & Duana, 2020). En esta investigación se emplearon las técnicas de observación y análisis documental.

Por un lado, la observación directa se implementó principalmente durante la etapa de campo, en la cual se registraron, describieron y analizaron *in situ* los elementos geológicos presentes, tales como litologías, estructuras tectónicas, tipos de alteración hidrotermal y manifestaciones minerales visibles. Esta técnica permitió obtener información primaria, precisa y contextualizada del terreno, lo cual facilitó la interpretación geológica del Proyecto Colquioc. La observación fue de tipo no estructurada, pero se sistematizó mediante fichas de campo y registros georreferenciados, apoyados con herramientas de medición, brújulas geológicas, GPS y software especializado como ArcGIS, TSG (The Spectral Geologist) y FaultKin.

Por otro lado, el análisis documental se aplicó desde la etapa de pre-campo, mediante la recopilación y revisión de información geológica secundaria proveniente de estudios previos realizados en la región y en zonas aledañas. Este análisis incluyó documentos técnicos, informes de exploración, mapas geológicos, publicaciones científicas, bases de datos del INGEMMET, así como información satelital disponible. A través de esta técnica, se obtuvieron antecedentes relevantes que permitieron establecer una línea base del contexto geológico y orientar el diseño metodológico de la investigación. La revisión documental también sirvió para contrastar y complementar los datos obtenidos en campo, asegurando una interpretación integral y coherente del potencial mineralógico de la zona.

Instrumentos

Citando a Arias (2012) un instrumento es algún recurso, formato o dispositivo, ya sea en papel o digital, que se usa para conseguir, reunir o apuntar datos, durante el desarrollo de la investigación. Para esta investigación, los instrumentos utilizados para la recolección de datos en campo consistieron en fichas de registro.

3.6. Identificación de variables

Variable independiente: Prospección geológica

Definición conceptual

La prospección geológica es el conjunto de actividades orientadas a la identificación preliminar de zonas con potencial mineral a través del análisis del contexto geológico, estructural, litológico y geoquímico de un área determinada (Ma et al., 2024).

Variable dependiente: Potencial minero

Definición conceptual

El potencial minero es la probabilidad de que una zona contenga concentraciones económicamente explotables de minerales, considerando factores geológicos, estructurales, geoquímicos y geofísicos (Lehto & Gonçalves, 2008).

Operacionalización de variables

En la Tabla 9 se presenta la matriz operacional de variables, donde la prospección geológica se evalúa mediante litología, estructuras y asociaciones geoquímicas, mientras que el potencial minero se determina a partir de la evidencia de mineralización, tipo de yacimiento y alteración hidrotermal, utilizando distintos indicadores y escalas de medición.

Variable	Definición conceptual	Definición operacional	Dimensiones	Indicadores	Escala de medición
Prospección geológica	La prospección geológica es el conjunto de actividades orientadas a la identificación preliminar de zonas con potencial mineral a través del análisis del contexto geológico, estructural, litológico y geoquímico de un área determinada (Ma et al., 2024).	La variable prospección geológica se define operativamente como el análisis del terreno para identificar zonas con potencial mineral, considerando tres dimensiones: unidades litológicas (tipo y distribución de rocas aflorantes), estructuras geológicas (presencia y orientación de fallas o fracturas asociadas a mineralización), y asociaciones geoquímicas (presencia de elementos guía indicativos de sistemas pórfido-epitermales).	Unidades litológicas	Distribución y tipo de litologías	Nominal
			Estructuras geológicas	Presencia y orientación de estructuras	Ordinal
			Asociaciones geoquímicas	Presencia de elementos guía (Cu, Mo, Au, As, Sb, etc.) Zonas con concentración anómala de elementos	Nominal
			Caracterización mineralógica y de alteración hidrotermal	Análisis petrominerográfico de ensambles mineralógicos Identificación espectral de minerales de alteración	Nominal
Potencial minero	El potencial minero es la probabilidad de que una zona contenga concentraciones económicamente explotables de minerales, considerando factores geológicos, estructurales, geoquímicos y geofísicos (Lehto & Gonçalves, 2008).	La variable potencial minero se define operativamente como la capacidad de un área para albergar minerales económicamente explotables, evaluada mediante: evidencia de mineralización (manifestaciones minerales en superficie o subsuelo), tipo de yacimiento (clasificación del depósito) y alteración hidrotermal (zonas alteradas asociadas a procesos mineralizantes).	Evidencia de mineralización	Presencia y tipo de manifestaciones minerales	Razón
			Tipo de yacimiento	Clasificación genética del depósito	Ordinal
			Alteración hidrotermal asociada	Zonas y tipos de alteración	Nominal

Tabla 9. Matriz operacional de las variables

CAPÍTULO 4. GENERALIDADES

4.1. Ubicación y accesibilidad

El proyecto Colquioc se ubica dentro del departamento de Ancash, provincia de Bolognesi y departamento de Ancash. Limita al norte con el pueblo de Yumpe y al sur con el distrito de Copa. Asimismo, se encuentra comprendido entre los cuadrángulos de Huayllapampa (21-h) y Chiquián (21-i). En cuanto al tema morfoestructural, el área de estudio se encuentra dentro de cadenas montañosas en rocas intrusivas, volcánicas y sedimentarias pertenecientes a la cordillera occidental central, donde la altitud varía desde los 1600 msnm hasta los 3800 msnm y abarca un área total de 3500 hectáreas.

El área de estudio está a 260km al norte de Lima Metropolitana. El acceso es por vía terrestre desde Lima a través de la carretera Panamericana Norte, en la rotonda antes de llegar al KM 210 se toma la salida por la carretera hacia Huaraz PE-16 hasta llegar a Chasquitambo y tomar un desvío por camino de trocha carrozable por 45 minutos al poblado Llama donde se encuentra el proyecto Colquioc.

Ruta	Distancia	Vía	Tiempo
Lima – Paramonga (km 210 de la carretera Panamericana Norte)	200 km	Vía asfaltada	3 h 15 min
Carretera Panamericana Norte km 210 – Chasquitambo	50 km	Vía asfaltada	45 min
Chasquitambo – Llama (proyecto Colquioc)	15 km	Trocha carrozable	40 min

Tabla 10. Accesibilidad al área de estudio



Figura 11. Mapa de ubicación del área de estudio

En la Figura 11 se presenta el mapa de ubicación del área de estudio, mostrando su localización geográfica y accesos principales.

4.2. Geología regional

4.2.1. Geología estructural

La geología estructural de la zona de Colquioc, ubicada en el sureste del área de Huayllapampa, está marcada por la presencia de importantes estructuras tectónicas post-batolíticas, entre las que destaca una falla transcurrente vertical de rumbo NO-SE. Esta falla, de sentido sinestral, ha desplazado notablemente los plutones graníticos Vindoc y Shillancayoc de la unidad San Jerónimo en aproximadamente 3 km de manera horizontal. Esta estructura principal define el trazado de la quebrada Corotanca al sureste de Colquioc, y representa una de las fallas más prominentes del área. Al noreste de esta falla principal se encuentran al menos dos fallas subsidiarias que también muestran evidencia de actividad tectónica, aunque con menor desplazamiento. La continuidad estructural de la falla se debilita hacia el noroeste, transformándose en una zona de fracturación con intensa caolinización, lo que sugiere una fase tardía de actividad asociada posiblemente al enfriamiento y consolidación final del Batolito Costanero (Myers, 1980).

Además de estas fallas, el área de Colquioc muestra un sistema denso de diaclasas, especialmente en las rocas graníticas del batolito y en las unidades volcánicas suprayacentes. Estas fracturas, en su mayoría sub-verticales, presentan rumbos predominantes NO-SE, NE-SO, N-S y E-O, reflejando múltiples fases de esfuerzos tectónicos. Muchas de estas fracturas están orientadas de forma paralela a los contactos entre plutones, lo cual sugiere que algunas se originaron antes o durante el emplazamiento del batolito. La presencia de zonas de caolinización asociadas a estas fracturas mayores indica alteración hidrotermal tardía, posiblemente vinculada a la etapa final de consolidación magmática (Myers, 1980).

4.2.2. Tectónica

Durante el Cretácico y el Terciario, los Andes Occidentales del Perú experimentaron una intensa actividad tectónica que fracturó y deformó las rocas

pre-cretáceas en bandas alargadas y paralelas al margen continental. Estas zonas de debilidad, producto de la migración lateral de la corteza oceánica hacia el este, oscilaron lentamente en planos verticales, dando origen a estructuras lineales como la faja plegada de Tapacocha, también conocida como el eje Tapacocha (Myers, 1974). Esta línea de debilidad jugó un papel clave en la diferenciación de facies dentro de la cuenca sedimentaria occidental del Perú: al este del eje, el bloque cortical se hundió lentamente, acumulando depósitos delgados; mientras que, al oeste, la subsidencia fue más rápida, generando fracturas verticales que sirvieron como conductos volcánicos, acumulando grandes volúmenes de material volcánico, en contraste con los sedimentos más terrígenos del lado oriental. Esta dinámica provocó una alternancia entre condiciones de aguas someras y profundas en el sector occidental de la cuenca (eugeosinclinal) (Myers, 1980).

Durante los eventos de deformación regional, los sedimentos situados al este del eje de Tapacocha fueron plegados como una unidad mediante un mecanismo de despegue (*décollement*), apoyado sobre las lutitas plásticas de las formaciones Chicama y Oyón. Estas lutitas se estrecharon y comprimieron hacia el oeste, donde el basamento albergaba zonas de debilidad que canalizaron la deformación intensa y localizada, particularmente en unidades volcánicas. Estas zonas actuaron como corredores tectónicos activos que facilitaron el flujo de calor y la movilidad estructural. Además del eje Tapacocha, otras fajas móviles importantes incluyen los pliegues isoclinales de Totorá y Canoas, donde la intensidad de la deformación y el grado de metamorfismo aumentan gradualmente hacia el sur y en profundidad. Esto se evidencia claramente al seguir el sinclinal de Canoas desde quebradas como Pararín y Jaupa hasta Lupín, observándose una transición desde pliegues abiertos y esquistos verdes, hasta estructuras isoclinales apretadas con metamorfismo de grado anfíbolita, lo que sugiere una deformación aún más intensa en niveles más profundos (Myers, 1980).

Metamorfismo regional

En la región se identifican tres episodios principales de recrystalización asociados al metamorfismo regional. El primero ocurrió tras el vulcanismo del Grupo

Casma, donde la diagénesis de los cúmulos volcánicos dio lugar al desarrollo de minerales de la facies zeolítica, como cuarzo, calcedonia, ópalo, calcita, albita, zeolitas, epídota, clorita y otros. Estos minerales se formaron principalmente rellenando vesículas en tufos y lavas andesíticas, y en algunos casos como productos de reemplazo parcial. Este proceso se desarrolló durante la etapa de enfriamiento y compactación del material volcánico, abarcando desde condiciones de diagénesis hasta facies de esquistos verdes incipientes (Myers, 1980).

El segundo episodio de recrystalización se produjo durante la deformación regional que afectó a los grupos volcánicos Casma y Huayllapampa, alcanzando mayor intensidad en fajas angostas de fuerte deformación. En estas zonas se desarrollaron rocas metamórficas como pizarras, micaesquistos y esquistos con minerales de cuarzo, cordierita, albita, hornblenda, biotita y granate. Este metamorfismo alcanzó localmente el grado de esquistos verdes superiores e incluso facies de anfibolita en los núcleos estructurales de sinclinales como Canoas y Totorá. Hacia los bordes de estas estructuras, el grado metamórfico disminuye, pasando gradualmente a condiciones similares a las de la recrystalización previa relacionada con la diagénesis volcánica. Un tercer episodio, de tipo térmico, se asoció posteriormente al emplazamiento del Batolito Costanero, tema que se trata en el capítulo de metamorfismo de contacto (Myers, 1980).

4.2.3. Estratigrafía general

Formación Carhuaz (Grupo Goyllarisquizga)

La Formación Carhuaz, perteneciente al Grupo Goyllarisquizga, aflora principalmente al este de la Cordillera Blanca, formando núcleos de grandes sinclinales y presentando una morfología más suave que las unidades adyacentes. Yace concordantemente sobre la Formación Santa y es sobrepuesta, también de forma concordante, por la Formación Farrat. Está compuesta principalmente por limoarcillitas grises a verde grisáceas, con capas intercaladas de areniscas cuarcíferas en la parte central y yeso en la base. En sectores como Conococha, aparecen areniscas ferruginosas friables, limoarcillitas con meteorización suave, y limolitas rojizas hacia la parte superior.

Su espesor típico es de 600 m, aunque en el oeste del Callejón de Huaylas puede superar los 1,500 m. Al igual que las formaciones Chimú y Santa, aflora dentro del miogeosinclinal, pero no sobre el Bloque del Marañón, y tiene mayor extensión superficial que la Formación Chicama. Hacia el oeste, transiciona hacia los volcanoclásticos del Grupo Casma a través de capas de lutitas negras, chert y tobas silicificadas intensamente plegadas y fracturadas, identificadas como Formación Huayllapampa o Cochapunta. En Cajatambo, la Formación Santa se apoya con ligera discordancia sobre andesitas piroclásticas del Grupo Casma, las cuales serían equivalentes laterales eruptivos de la Formación Carhuaz (Cobbing et al., 1996).

Edad y correlación

La Formación Carhuaz es de edad Hauteriviana-Barremiano, determinada por su contenido fosilífero. Se considera parcialmente equivalente a la Formación Pamplona que aflora entre Lima y el río Cañete (Cobbing et al., 1996). Según Wilson et al. (1967), las formaciones Farrat, Carhuaz, Santa y Chimú del Grupo Goyllarisquizga representan, en el miogeosinclinal, los equivalentes del mismo grupo que aflora de forma indivisa en el Bloque del Marañón, al este de los cuadrángulos de La Unión y Yanahuanca.

Formación La Zorra

La Formación La Zorra, aflorante a ambos lados del Batolito de la Costa, alcanza hasta 1,800 m de espesor y está compuesta por flujos y sills de andesita, ignimbritas dacíticas, tufos, aglomerados y flujos piroclásticos submarinos, intercalados localmente con sedimentos marinos finos y fósiles (ammonites, bivalvos, gasterópodos). Se apoya en conformidad sobre las formaciones Punta Gramadal (oeste) y Cochapunta (este). Predominan lavas andesíticas porfiríticas con disyunción columnar, vesiculadas y alteradas a clorita, epídota o zeolitas. Se identifican cuatro miembros piroclásticos: dos ignimbritas subaéreas (Curacán y Llacllapunta) en el este y dos flujos de lodo piroclástico submarinos (Los Morros y Pueblo Viejo) en el oeste. Además, se observan brechas piroclásticas marinas, tufos lapillíticos y diques y sills andesíticos. Múltiples discordancias internas reflejan una evolución compleja, con evidencias de chimeneas volcánicas, como en Punta Cabeza Lagarto, origen probable de andesitas con esfena. La

formación muestra intensa actividad volcánica, sedimentación marina intermitente y procesos post-eruptivos, como palagonitización y mineralización secundaria en vesículas (Myers, 1980).

Edad y correlación

La Formación La Zorra se caracteriza por contener el ammonite *Leymeriella* sp., un fósil guía cuya presencia se restringe al Albiano inferior y medio, lo que permite establecer con precisión su edad geológica. Esta formación se superpone a la Formación Punta Gramadal, la cual contiene *Oxitropidoceras carbonarium* (Gabb), característico del Albiano medio superior. En términos estratigráficos y paleontológicos, la Formación La Zorra es correlacionable con parte de la Formación Pariatambo, perteneciente a la facies miogeosinclinal de la Cuenca Occidental Peruana, lo que refuerza su ubicación temporal dentro del Cretácico medio (Myers, 1980).

Grupo Calipuy

El Grupo Calipuy está constituido por una potente y compleja secuencia volcánica compuesta principalmente por lavas andesíticas y dacíticas, acompañadas de flujos de aglomerados tufáceos. Esta unidad muestra numerosas discordancias menores, variaciones litológicas y estructurales a corta distancia, y contiene al menos doce unidades volcánicas bien diferenciadas. En su base se presenta un conglomerado con cantos de cuarcita y minerales sulfurados, seguido de potentes flujos dacíticos como la “Dacita Pampamarca” y la “Dacita Palca”, caracterizados por fragmentos volcánicos, alta concentración de sulfuros y fuerte bandeamiento de flujo. Las andesitas predominan en el resto de la secuencia, muchas de ellas porfíricas, con plagioclasas zonadas y clinopiroxeno alterado a clorita, formando matrices vítreas, a veces con texturas traquíticas. También se reconocen flujos de aglomerados tufáceos con fragmentos mal clasificados y alterados, junto con zeolitas, calcita y minerales opacos. Las últimas unidades muestran lavas con fuerte alteración hidrotermal, matrices finas y abundantes cristales de plagioclasa, clinopiroxeno y minerales accesorios como esfena e ilmenita. Toda esta secuencia es cortada por varios diques sub-verticales, los cuales se consideran posibles alimentadores de los

flujos superiores, indicando una historia volcánica compleja y prolongada (Myers, 1980).

Edad y correlación

El Grupo Calipuy, descrito inicialmente por Cossío (1964) en los cuadrángulos de Santiago de Chuco y Santa Rosa, se extiende hasta el cuadrángulo de Huayllapampa, donde suprayace con disconformidad al Grupo Huayllapampa. Se le asigna una edad entre el Cretácico superior y el Terciario inferior, y ha sido correlacionado con los volcanismos Tacaza y del Grupo Toquepala del Perú central y meridional. Aunque no se han hallado fósiles que permitan definir su edad exacta, se ha sugerido una edad post-santoniana (campaniana), en base a su posición estratigráfica sobre la Formación Casapalca. El Grupo Calipuy ha sido subdividido en grupos inferior y superior, según sus estilos de plegamiento, y es extensamente cortado por intrusivos del Batolito Costanero, cuya actividad abarca de 102 a 13 millones de años. Se le considera el producto volcánico más reciente asociado a dicho batolito.

Depósitos aluviales

En el área de estudio, los ríos Fortaleza y Purísima desempeñan un rol clave en la configuración geomorfológica y en la exposición de depósitos aluviales cuaternarios pertenecientes a la serie Holoceno, particularmente los conglomerados Chasquitambo y Yana Orcco. El conglomerado Chasquitambo aflora en terrazas fluviales entre Chasquitambo, Chaucayán y Purísima, representando antiguos lechos de valle más amplios y menos profundos que los actuales, compuestos por cantos bien redondeados y pequeños guijarros con manchas marrones, alcanzando hasta 100 m de potencia. Este depósito es anterior a la ignimbrita de la Formación Fortaleza, que lo sobreyace en ciertos tramos. El río Fortaleza corta transversalmente estos depósitos desde su cabecera, más allá de Conococha, hasta su desembocadura, permitiendo observar sus características y relaciones estratigráficas. A su vez, el conglomerado Yana Orcco aparece como afloramientos dispersos y parcialmente erosionados en la superficie de Minas Pampa, en una franja norte-sur que intersecta el río Fortaleza entre La Rinconada y Huaricanga. Este está compuesto por cantos redondeados de gabro y diorita del Batolito Costanero,

con características similares a los conglomerados Chasquitambo y Huarmey, lo que sugiere una posible equivalencia cronológica dentro del Holoceno. La acción erosiva de ambos ríos ha sido determinante para su identificación, mapeo y análisis dentro del marco de evolución cuaternaria del paisaje andino (Myers, 1980).

Rocas intrusivas

Complejo Paccho

El Complejo Paccho, situado en la parte oriental del Batolito Costanero entre los 1,200 y 1,400 m s.n.m., está compuesto principalmente por meladiorita, diorita cuarzosa y monzodiorita cuarzosa de grano fino, con contactos gradacionales predominantes. Sus principales litologías incluyen una meladiorita homogénea sin xenolitos y una diorita leucocrática con xenolitos redondeados de meladiorita, que localmente transicionan a monzodioritas por aumento de feldespato potásico. Petrográficamente, presenta plagioclasa (An 40–50), hornblenda verde y biotita poiquilítica, con cuarzo y feldespato potásico en los intersticios; estos minerales muestran alteraciones comunes a sericita, clorita y óxidos. En zonas como Huaquión, se observa mineralización con piritita y calcopiritita (Myers, 1980).

Edad y Correlación

El complejo Paccho intruye a los Grupos Casma, Huayllapampa y al complejo Patap, y es cortado por vetillas de tonalita Corralillo en el cerro Copa de Sombrero, al ESE de Chasquitambo. Aunque no se observa contacto directo con la tonalita Huaricanga, en Sayán un miembro del complejo Santa Rosa (equivalente a dicha tonalita) corta a la diorita Paccho. Su litología es similar al plutón descrito inicialmente cerca de Sayán por Cobbing & Pitcher (1972), y ha sido estudiado también por Cobbing (1973).

Complejo Patap

El complejo Patap está compuesto por dioritas y gabros hornbléndicos de distintas texturas (ofíticas, pegmatíticas, laminadas y orbiculares), que afloran como remanentes o tabiques entre intrusivos más recientes y las rocas del país. Estas rocas presentan bandeamiento centimétrico, estructuras orbiculares y deformaciones como milonitas, vetillas y zonas de cizallamiento, evidenciando

múltiples fases de intrusión y deformación. Petrogénicamente, las dioritas son ricas en plagioclasa (An 40–50), hornblenda, augita e ilmenita, con alteraciones a minerales secundarios como clorita, esfena, actinolita y tremolita. El complejo fue parcialmente recrystalizado y cortado por microdioritas y vetas de epidota, lo que indica una compleja evolución tectonomagmática previa a la intrusión de los complejos Paccho y Santa Rosa (Myers, 1980).

Edad y Correlación.– El Complejo Patap, que intruye a los volcanismos del Grupo Casma y es atravesado por diques de microdiorita de orientación andina, así como por el Complejo Paccho, se considera equivalente a las unidades de gabros antiguos, dioritas y melagabros descritas por Cobbing (1973) y Cobbing & Pitcher (1972) en el Batolito Costanero del sur de la región.

Unidad San Jerónimo

La unidad San Jerónimo, ubicada en la parte oriental del Batolito Costanero entre los 1,400 y 4,200 m s.n.m., está compuesta principalmente por plutones alargados (Carapún, Vindoc y Shilancayoc) y diques anulares (Corcovado y Cuya), con contactos nítidos, estructuras sub-verticales y composición predominante sienogranítica. Presenta dos facies: una porfirítica, con fenocristales corroídos de cuarzo y plagioclasa sericitizada en una matriz granofírica de cuarzo y feldespato potásico; y otra no porfirítica, de grano más grueso y similar composición. Se observan xenolitos dioríticos, cuerpos de granito gráfico, diques de microdiorita y estructuras de cizalla. La unidad muestra fuerte deformación en sus márgenes, vetillas y estructuras miloníticas, además de asociaciones con mineralización (pirita). Los diques anulares exhiben texturas variables, inclusiones alineadas y evidencias de emplazamiento caldérico. Petrográficamente, destaca la zonación de plagioclasa, coronas de reacción y minerales accesorios como ilmenita y esfena (Myers, 1980).

Edad y Correlación

La unidad San Jerónimo intruye a la unidad Puscao, constituyendo la última de las grandes intrusiones reconocidas en la región. Presenta una litología semejante a la unidad San Jerónimo descrita originalmente por Cobbing & Pitcher (1972) en el área de Sayán (cuadrángulos de Huaral y Huacho). Las

facies porfíricas observadas permiten establecer una correlación directa con dicha unidad.

Unidad Puscao

La unidad Puscao constituye el segundo componente principal del Batolito Costanero, destacándose por la claridad con la que se observan las formas de intrusión y las estructuras relacionadas debido a la erosión diferencial, lo que permite una descripción más detallada respecto a otras unidades. Esta unidad está compuesta por plutones de monzogranito (adamelita), granodioritas (como la Granodiorita Baranda), diques de pórfido gris y sills de aplita granítica. Los plutones presentan formas rectangulares, techos cóncavos o planos y contactos generalmente nítidos, aunque en algunos casos son afectados por zonas de cizallamiento o estructuras de contacto ambiguas. Internamente, estos cuerpos son típicamente monzogranitos de grano grueso, con plagioclasa, feldespato potásico y cuarzo en proporciones similares, y minerales máficos como biotita y hornblenda. Se observan sub-unidades melanocráticas y leucocráticas, siendo las primeras más ricas en hornblenda y con abundantes xenolitos parcialmente asimilados. La petrografía muestra cristales zonados, parcialmente alterados, con características texturales que revelan procesos de reemplazo y recrystalización, además de la presencia de minerales accesorios como ilmenita, esfena y epidota (Myers, 1980).

Edad y correlación

Los plutones de la unidad Puscao son posteriores a las unidades del complejo Santa Rosa, a las que cortan con claridad, y anteceden a los cuerpos intrusivos más jóvenes como los diques de microdiorita, microgranitos y la unidad San Jerónimo. Esta relación de corte cruzado indica que la unidad Puscao tuvo un emplazamiento intermedio en la evolución del Batolito Costanero. Además, no todos los plutones fueron emplazados simultáneamente, ya que algunos son atravesados por otros cuerpos similares, lo que sugiere un proceso intrusivo prolongado y episódico. Estas relaciones intrusivas, junto con la superposición estructural, permiten correlacionar la unidad Puscao con otras fases de evolución del batolito, representando una etapa significativa en el desarrollo geológico de la región costera del Perú (Myers, 1980).

En la Figura 12 se presenta el mapa geológico regional, mostrando la distribución de unidades estratigráficas, rocas intrusivas y estructuras principales del área de estudio.

4.3. Geología local

El área de estudio está dominada por secuencias volcanosedimentarias del Grupo Casma (Albiano–Cenomaniano), constituidas principalmente por areniscas volcánicas, las cuales son intruidas de manera discordante por cuerpos granitoides asociados al Batolito de la Costa, específicamente a la Superunidad San Jerónimo, representados por diques dioríticos, sienogranitos y monzogranitos. Estas unidades se encuentran cubiertas en discordancia por depósitos piroclásticos ignimbríticos de la Formación Fortaleza, y, localmente, por depósitos cuaternarios no consolidados que conforman la cobertura superficial.

4.3.1. Estratigrafía Local

4.3.1.1. Grupo Casma

Secuencia volcanosedimentaria

Esta secuencia aflora predominantemente en los sectores central y occidental del área de estudio y está constituida litológicamente por areniscas volcánicas, intercaladas con delgados niveles de flujos de lava. Los niveles de carácter estratiforme presentan una composición andesítica y una textura porfirítica de grano fino, con cristales subredondeados y retrabajados de plagioclasa, lo que sugiere procesos de transporte y retrabajo del material volcánico previo a su depositación final. Localmente, en sectores próximos al contacto con los intrusivos cretácicos de la Superunidad San Jerónimo del Batolito de la Costa, estas litologías exhiben alteración hidrotermal de tipo argílica a filica, caracterizada por silicificación, piritita diseminada y la presencia de óxidos de hierro, evidenciando la influencia de fluidos hidrotermales asociados al emplazamiento intrusivo (Ver Figura 13).

Secuencia volcánica

Los niveles de carácter estratiforme presentan una composición andesítica y una textura porfirítica de grano fino, con la presencia de cristales de plagioclasa subredondeados, inmersos en una matriz de grano fino. Estas características texturales reflejan procesos de transporte y retrabajo del material volcánico, evidenciados por la morfología de los cristales, sin que se observe una pérdida significativa de las texturas primarias. En sectores próximos al contacto con los

intrusivos cretácicos de la Superunidad San Jerónimo del Batolito de la Costa, estas litologías muestran una alteración hidrotermal incipiente a moderada, predominantemente de tipo argílica a fílica, caracterizada por la presencia de sílice, pirita diseminada y óxidos de hierro, los cuales se manifiestan de manera localizada y controlada por la proximidad a los cuerpos intrusivos (Ver Figura 14).



Figura 13. Afloramiento de rocas volcanosedimentarias del grupo Casma



Figura 14. Volcánico del Casma. Foto con orientación NE-SO (224651E 8858456N)

4.3.1.2. Batolito de la Costa (Super unidad San Jerónimo)

Intrusivos granitoides

Se reconocen cuerpos intrusivos masivos de carácter leucocrático aflorando en el sector centro–norte del área de estudio, compuestos principalmente por sienogranitos y monzogranitos. Estas litologías presentan una coloración gris clara y están constituidas por cristales de tamaño medio de plagioclasa, cuarzo y minerales ferromagnesianos. Localmente, estos cuerpos exhiben zonas de alteración dispuestas de manera irregular y con orientación predominante NE–SW, donde la silicificación constituye el tipo de alteración dominante. La mineralización asociada se manifiesta tanto en venillas de cuarzo–pirita como en disseminaciones dentro de la roca intrusiva. Asimismo, se reconocen evidencias de múltiples pulsos intrusivos, los cuales muestran composiciones mineralógicas similares, lo que sugiere un origen magmático recurrente con escasa variación composicional (Ver Figura 15).



Figura 15. Afloramiento de sienogranito del Batolito de la costa. Foto con orientación S-N (225457E 8861496N)

Aplitas

Se reconocen cuerpos intrusivos relativamente tabulares y masivos, de carácter leucocrático, que afloran en el sector centro–norte del área de estudio, mostrando una orientación preferente NE–SW. Estas litologías presentan una coloración gris clara y están constituidas por cristales de tamaño fino a medio de plagioclasa y cuarzo, acompañados por minerales ferromagnesianos, principalmente anfíboles y biotita, así como por minerales accesorios presentes en proporciones subordinadas. Los cuerpos descritos cortan mayoritariamente a rocas plutónicas granitoides de mayor antigüedad, evidenciando relaciones de intrusión discordantes y confirmando su emplazamiento posterior respecto a dichas unidades (Ver Figura 16).



Figura 16. Afloramiento de aplitas. Foto con orientación S-N (225391E 8861690N)

4.3.1.3. Formación Fortaleza

Se reconocen cuerpos relativamente extensos y de carácter masivo, constituidos principalmente por tobas de cristales de composición andesítica, que contienen líticos esporádicos dispersos en una matriz de coloración gris parduzca. Estas unidades afloran ampliamente en el área de estudio, con una distribución predominante en los sectores central y oriental, donde conforman paquetes volcánicos continuos de expresión superficial significativa (Ver Figura 17).



Figura 17. Afloramientos de tobas de naturaleza andesítica. Foto con orientación N-S (227868E 8860664N)

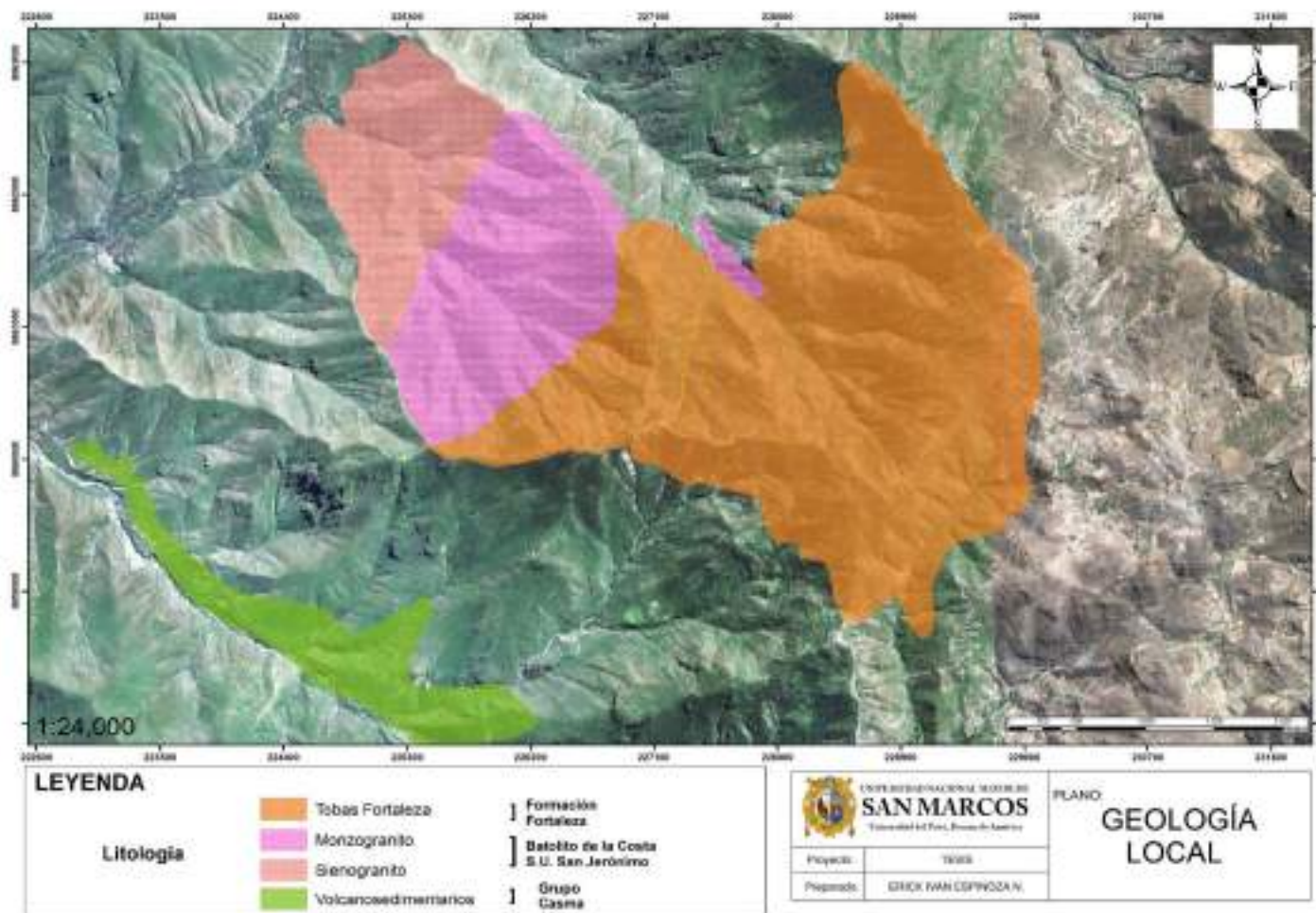


Figura 18. Mapa geológico local

CAPÍTULO 5. CARACTERIZACIÓN GEOLOGICA DEL PROYECTO COLQUIOC

5.1. Caracterización Litológica

El contenido de este capítulo se fundamenta en observaciones directas de campo, en las cuales se describen las principales unidades litológicas que presentan evidencias de actividad hidrotermal y manifestaciones de mineralización.

5.1.1. Unidades litológicas con indicios de alteración-mineralización

Volcanosedimentarios

Arenisca volcánica caracterizada por la presencia predominante de clastos retrabajados de plagioclasa subredondeados, que presenta interdígitos de alteración hidrotermal de intensidad moderada, de tipo argílica intermedia a fílica pervasiva. Esta alteración se encuentra controlada por estructuras de orientación NE-SW y se manifiesta mediante silicificación moderada, desarrollo de sericita y la presencia de pirita diseminada asociada (Ver Figura 19).



Figura 19. Alteración y mineralización relacionado a estructuras NW-SE

Monzogranito

Roca ígnea intrusiva de grano medio, que presenta alteración potásica de intensidad moderada y una alteración fílica débil, ambas controladas por estructuras de orientación NE–SW, a lo largo de las cuales se reconocen trazas de mineralización constituidas por pirita $\pm$ calcopiritas alojadas en venillas milimétricas esporádicas. En el resto del área, la roca exhibe una alteración subpropilítica de desarrollo incipiente (Ver Figura 20 y 21).



*Figura 20. Afloramiento de monzogranito con alteración potásica a propilítica.
Foto con orientación NW-SE (226305E 8861358N)*



Figura 21. Alteración potásica evidenciado por vetillas de cuarzo con halo de biotita secundaria y clorita

Sienogranito

Roca ígnea intrusiva de grano medio a grueso, que presenta alteración potásica débil y alteración subpropilítica, ambas controladas por estructuras de orientación NE–SW, a lo largo de las cuales se observan trazas de mineralización constituidas por pirita $\pm$ calcopirita $\pm$ covelita (Ver Figura 22 y 23).



Figura 22. Sienogranito con alteración potásica débil a sub propilítica. Foto con orientación S-N (225457E 8861496N)



Figura 23. Vetillas de pirita y trazas de calcopirita con halo de clorita

Toba de cristales

Roca de color gris blanquecino, atribuible a la presencia moderada a fuerte de alteración hidrotermal argílica avanzada, acompañada por procesos de lixiviación y una oxidación supérgena pervasiva de intensidad moderada, desarrollada en una etapa posterior. Esta alteración se dispone siguiendo un control estructural definido por crestones de orientación NW–SE y se asocia a una textura de flujo y recristalización, generada por la acción de fluidos hidrotermales que afectaron la roca de manera generalizada (Ver Figura 24).



Figura 24. Secuencias piroclásticas. Foto con orientación N-S (227868E 8860664N)

5.2. Caracterización Estructural

El contenido de este capítulo está basado en estudios históricos como mapas estructurales extraídos de boletines geológicos (escala regional), interpretación y observaciones de campo, en la cual se analizan los principales controles estructurales que habrían sido factores importantes para una actividad hidrotermal y mineralización asociada.

5.2.1. Geología estructural regional

El área de estudio se localiza estructuralmente dentro del sistema de fallas y pliegues de rumbo andino Tapacocha, el cual representa la expresión de una zona de debilidad tectónica desarrollada en rocas precretácicas (Myers, 1980). Este sistema estaría aparentemente asociado a una estructura cortical profunda, cuyos movimientos tectónicos a lo largo de este eje habrían condicionado la diferenciación de facies de la cuenca peruana occidental. La actividad de este sistema se intensificó durante la orogenia Incaica en el Paleoceno, periodo en el cual se produjeron levantamientos masivos de bloques que generaron áreas estructuralmente positivas, coincidiendo espacialmente con el emplazamiento de cuerpos intrusivos vinculados a los últimos pulsos magmáticos del Batolito, como el intrusivo San Jerónimo (Ver Figura 25).

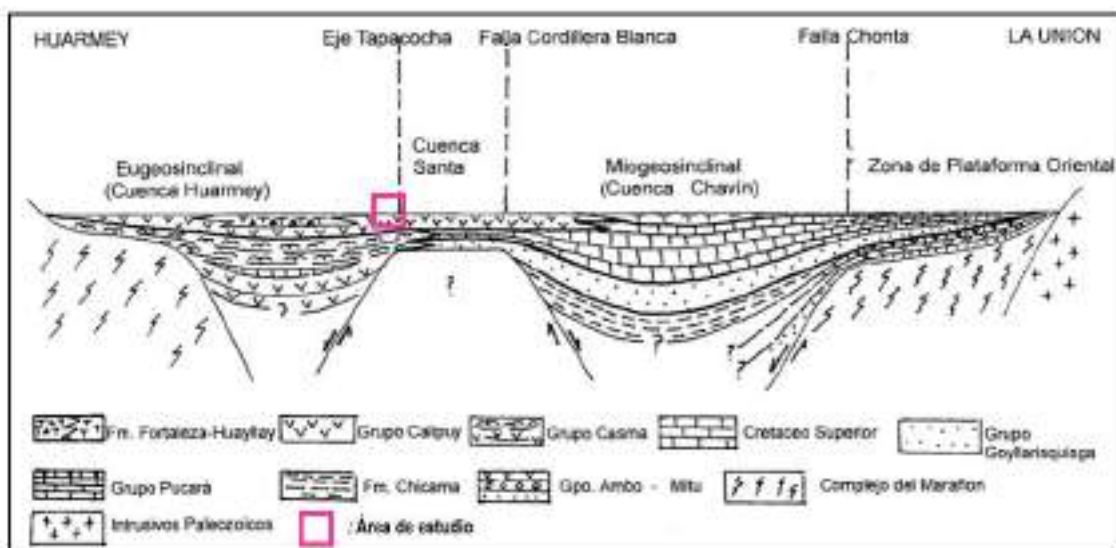


Figura 25. Las principales litologías del área de estudio se depositaron en entre la cuenca volcánica Huarney (eugeosinclinal) y una zona de transición (Cuenca Santa) entre cuencas más desarrolladas (Huarney y Chavín)

Fuente: Modificado de Myers, 1980.

La influencia del Sistema de Fallas Tapacocha en el potencial de mineralización del área de estudio se expresa de manera directa a través del control estructural que ejerce sobre el emplazamiento de cuerpos magmáticos premineralizantes, en particular los granitos de la Superunidad San Jerónimo (Ver Figura 26). Estos plutones se emplazaron preferentemente en zonas de dilatación originadas por la interacción del lineamiento Tapacocha con fallas de orientación NW–SE del sistema Fortaleza, donde la superposición de esfuerzos transcurrentes y tensionales generó jogs estructurales.

Dichas estructuras favorecieron la formación de espacios abiertos y altamente permeables en la corteza superior, creando condiciones propicias para la circulación de fluidos magmático-hidrotermales y, en consecuencia, para el desarrollo de procesos de mineralización.

En consecuencia, la intrusión de cuerpos magmáticos inter-minerales y el desarrollo de pulsos hidrotermales subsecuentes tienden a alinearse siguiendo la prolongación del sistema Tapacocha, reflejando su papel como canal estructural de primer orden para el transporte de calor y fluidos metalíferos.

En un contexto más amplio, la mineralización de la franja Au–Pb–Zn–Cu del Cretácico Superior está controlada por un sistema de fallas secundarias orientadas NW–SE, N–S y NE–SW, las cuales son subsidiarias del sistema regional NW–SE Tapacocha. Este lineamiento, además de organizar la red de fallas tensionales que hospedan vetas y brechas mineralizadas, también favoreció el emplazamiento de intrusiones calcoalcalinas del Cretácico tardío y Mioceno temprano, condicionando así la evolución metalogenética del cinturón volcánico cretácico superior. De esta manera, Tapacocha constituye un eje estructural coherente tanto con la metalogenia polimetálica mesozoica como con la metalogenia miocena, considerada la más significativa del Perú central por su abundancia de sistemas pórfidos y skarns asociados (Ver Figura 27).

A escala regional, la continuidad del Sistema Tapacocha se refleja en su asociación con diversos depósitos minerales relevantes, tales como Adriana (skarn Fe–Cu–Zn), así como los sistemas pórfidos Soledad, Viento, Élida y Umami, todos ellos alojados en intrusivos calcoalcalinos y emplazados en segmentos estructurales dependientes de este lineamiento cortical profundo. Esta distribución reitera la condición de Tapacocha como un control estructural mayor y metalogenético, cuya reactivación multiepisódica ha favorecido la formación y preservación de depósitos minerales de escala distrital y regional (Ver Figura 28).

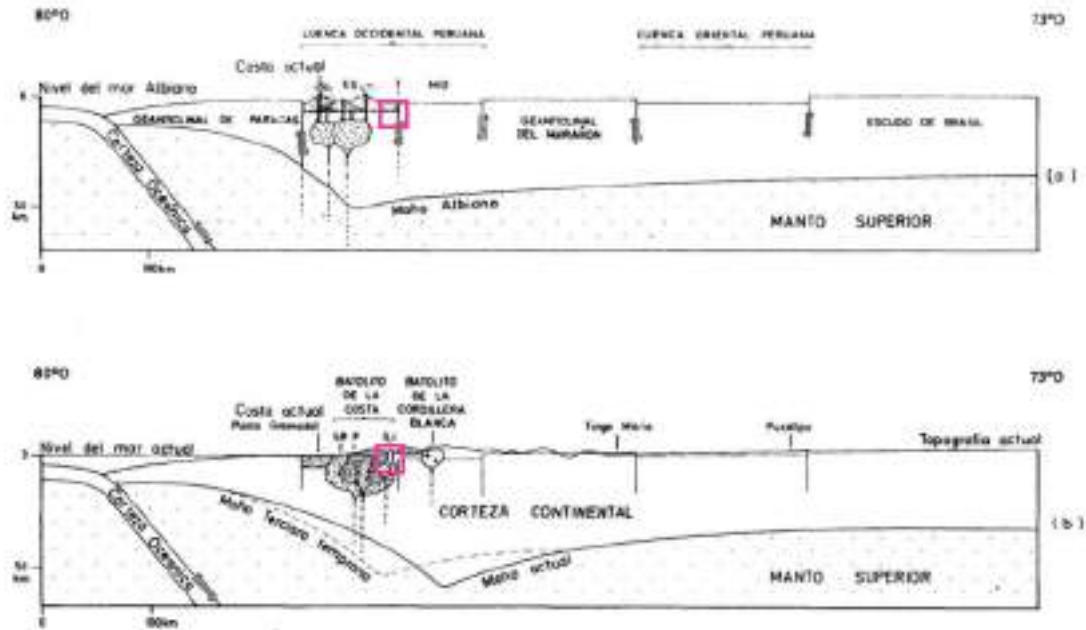


Figura 27. Contexto estructural regional del área de estudio esquemático transversal W-E ocurridas desde el cretácico medio al presente, evidenciando la influencia del eje estructural Tapacocha y su relevancia para el emplazamiento de intrusivos pre-mineral como las super - unidades del batolito de la costa y posteriormente tras la orogenia incaica los intrusivos fértiles mineralizados

Fuente: Modificado de Myers, 1980.

5.2.2. Geología estructural distrital

A escala distrital, el área de estudio se emplaza en la zona de confluencia de dos dominios estructurales de primer orden que condicionan la arquitectura tectónica y la evolución magmático-hidrotermal del segmento central de los Andes. El primero corresponde a un trend estructural predominantemente NW–SE, caracterizado por sistemas de plegamientos y fallas transcurrentes sub-verticales vinculados al lineamiento Tapacocha, una estructura cortical profunda que ha controlado episodios sucesivos de deformación y emplazamiento intrusivo desde el Mesozoico tardío (Ver Figura 29). El segundo dominio está representado por estructuras translitosféricas de orientación NE–SW, descritas por Tankard (2002), cuya expresión se observa en la deformación diferencial de las secuencias mesozoicas y en el control ejercido sobre el emplazamiento de intrusivos tardíos pertenecientes a los últimos pulsos del Batolito de la Costa, entre ellos la Subunidad San Jerónimo.

Esta configuración estructural, resultado de la interacción entre lineamientos oblicuos y controles profundos del basamento, define un corredor metalogenético favorable donde, de manera casi equidistante a lo largo del trend andino, se distribuyen depósitos tipo pórfido Cu–Mo de importancia regional (Ver Figura 30). Hacia el sureste, a aproximadamente 40 km del área de estudio, se localiza el Proyecto Élida (Element 19 Resources), clasificado como un pórfido Cu–Mo–Ag con evidencias de un sistema hidrotermal multiepisódico. Asimismo, a 20 km se ubica el prospecto Umami (Vale Exploration Perú), interpretado como un pórfido Cu–Mo emplazado en un régimen transpresivo. De manera análoga, en dirección trasandina y siguiendo el lineamiento translitosférico NE–SW, se encuentran los prospectos María José y Cucho, situados a 25 y 15 km respectivamente, ambos asociados a sistemas pórfidos Cu–Mo–Au alojados en intrusivos calcoalcalinos controlados por la misma franja estructural.

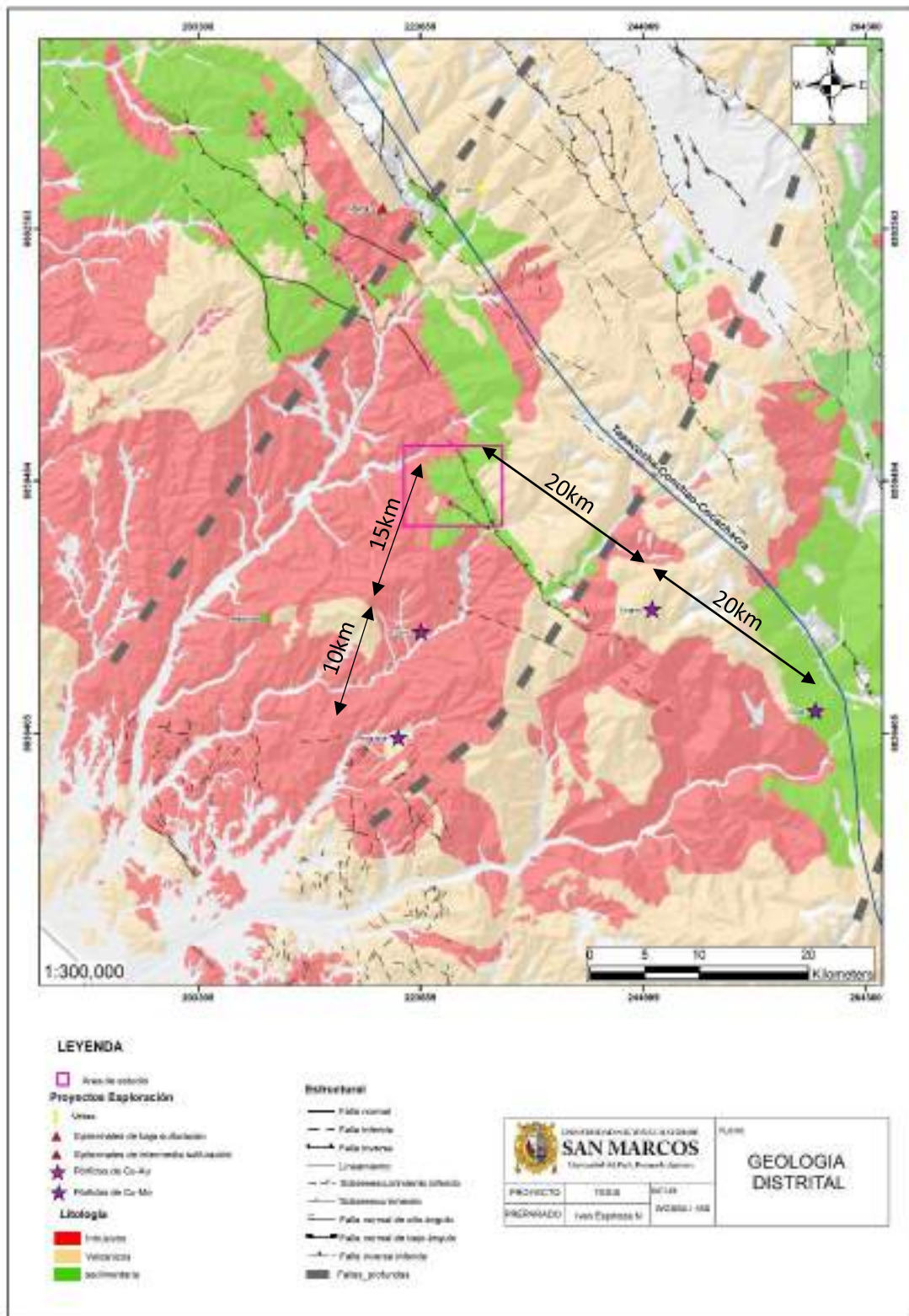


Figura 29. Contexto metalogénico distrital del área de estudio evidenciando la relevancia estructural del sistema Tapacocha y la franja transilotosférica trasandina para la formación de varios tipos de depósitos minerales



Figura 30. Falla distrital transcurrente que divide y limita secuencia volcanosedimentarias al este (derecha) de intrusivos granitoides (izquierda).
Foto con orientación SW- NE (229530E 8860305N)

5.2.3. Geología estructural local

A escala local, la distribución de la alteración hidrotermal y la mineralización metálica evidencia un control estructural marcado por lineamientos de orientación aproximada N210°, los cuales constituyen aparentemente el principal control para la circulación de fluidos mineralizantes durante la etapa pre-mineral e inter-mineral del sistema (Ver Figura 32). Este control estructural se manifiesta de manera consistente tanto en fracturas y planos de fallamiento desarrollados dentro de las secuencias volcanosedimentarias al borde oeste del sistema principal, donde se observan zonas de brechamiento, impregnaciones ferruginosas y halos de alteración fílica-argílica, así como también en la presencia de vetillas mineralizadas alojadas en cuerpos intrusivos, cuya geometría revela un control tensional subordinado a la misma dirección N210°. La continuidad de estas vetillas, su relleno mineral (generalmente cuarzo $\pm$ biotita $\pm$ pirita $\pm$ calcopirita) y la zonación asociada a una alteración potásica débil a moderada gradando a una fílica-propilítica profunda, sugieren que este control actuó como el principal canal de permeabilidad para el ascenso de fluidos hidrotermales, facilitando la transferencia térmica y metalífera (Ver Figura 31).



Figura 31. Estructura de alteración fílica (venillas $\text{qtz} \pm \text{sericita} \pm \text{pirita}$) - oxidación en secuencias volcanosedimentarias

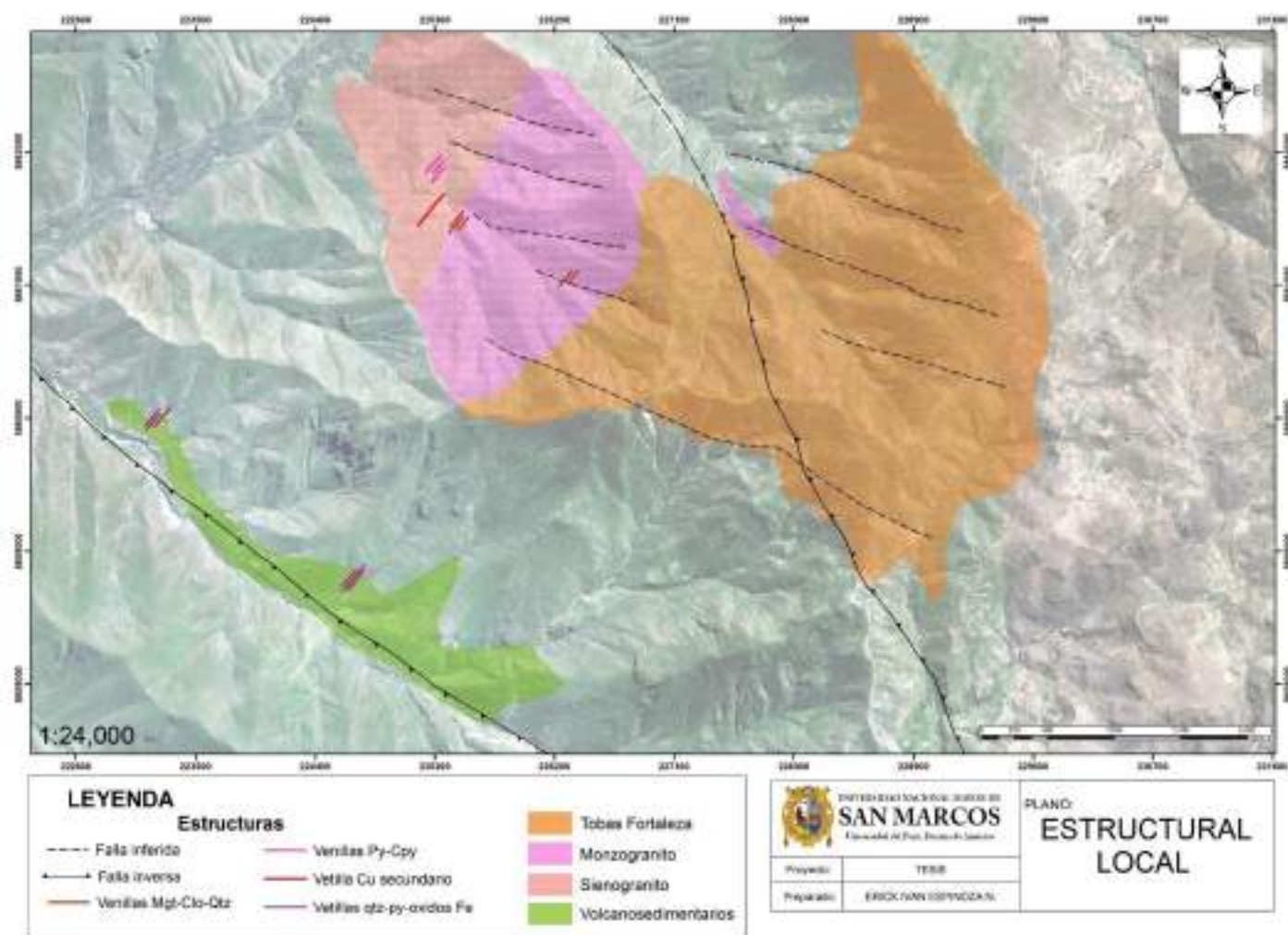


Figura 32. Plano estructural local



Figura 33. Afloramiento de sienogranito con cobre secundario (malaquita y crisocola) relacionado a estructuras N215. Foto con orientación S-N (225457E 8861496N)



Figura 34. Monzogranito con modera alteración potásica a traslapándose a propilítica profunda con vetillas tempranas de qtz-biotita con halo de clorita siguiendo un control estructural N210. Foto con orientación NW-SE (225457E 8861496N)



Figura 35. Afloramiento de brechas y venillas hidrotermales con cuarzo y sericita, sulfuro pirita lixiviada a óxidos de hierro



Figura 36. Zona de falla en secuencias de la formación Fortaleza. Foto con orientación SW-NE (229530E 8860305N)



Figura 37. Falla inversa regional cortando seudoestratos de la formación Fortaleza. Foto con orientación NW-SE (227868E 8860664N)

En las Figuras 33 a 37 se observan afloramientos de sienogranito y monzogranito con alteración hidrotermal, evidenciando cobre secundario (malaquita y crisocola), alteración potásica a propilítica y vetillas de cuarzo–biotita con halos

de clorita, todo controlado por estructuras N210°–N215°; asimismo, se presentan brechas y venillas hidrotermales con cuarzo y sericita, donde la pirita se encuentra parcialmente lixiviada a óxidos de hierro, reflejando la evolución de los fluidos y procesos supergénicos asociados.

5.3. Caracterización Geoquímica

En el área de estudio se hizo un muestreo selectivo de las principales unidades litológicas donde se obtuvo 20 muestras tipo “rock chip” correspondiente a intrusivos mineralizados, la caja volcanosedimentaria y estructuras relacionadas al sistema (Ver Figura 38). Si bien la finalidad es evaluar la geoquímica de todas las litologías que presentaban mayor interés geológico, los límites económicos del presupuesto en esta etapa prospectiva condicionaron un mayor número de muestras por analizar, por lo que se hizo un muestreo con una disposición espacial lo suficientemente representativa como para entender el toda su extensión el sistema mineral en Colquioc.

Para determinar la geoquímica de las muestras de roca se utilizaron los siguientes métodos: Análisis multielemental (50 elementos) ICP OES/MS y para el análisis del oro se utilizó ensayo al fuego AAS.

5.3.1. Análisis estadístico Univariado

Se presentan los principales estadísticos descriptivos de cada elemento analizado en laboratorio, incluyendo la media, desviación estándar, mediana, asimetría y curtosis. Para ello, se elaboraron dos tablas: la primera corresponde a los datos sin normalizar (Ver Tabla 11), en los cuales, tras aplicar la prueba de normalidad, se determinó que la mayoría de los elementos no se ajustan a una distribución normal, evidenciando concentraciones asimétricas y la presencia de valores extremos. En una distribución normal, los datos suelen agruparse alrededor del promedio, los valores extremos son poco frecuentes y la forma es aproximadamente campaniforme, condición que no se cumple en la mayoría de los casos analizados.

La segunda tabla presenta los datos transformados mediante logaritmo natural (Ver Tabla 12), lo que permitió obtener una distribución más simétrica y cercana a la normal, reduciendo el sesgo generado por valores extremos y haciendo el análisis estadístico más robusto, dado que la transformación logarítmica comprime dichos valores. En casi todos los elementos evaluados, la curtosis es

mayor que cero, con excepción de Na, K y Li, lo que indica que la mayor concentración de datos se encuentra alrededor de la media. Asimismo, tras la transformación logarítmica, la media y la mediana muestran variaciones mínimas en sus valores decimales, lo que permite inferir que los datos transformados presentan un comportamiento compatible con una distribución aproximadamente normal.

Estadísticas								
Variable	Conteo total	Media	Desv.Est.	Mínimo	Mediana	Máximo	Asimetría	Curtosis
Cu_ppm	20	162.5	282.149	0	65.9	1210	3.12	10.52
Mo_ppm	20	11.161	15.6757	0.25	6.47	67	2.76	8.56
Au_ppb	20	9.725	13.2481	2.5	5	46	2.08	3.32
As_ppm	20	194.755	529.385	2	42.55	2350	3.97	16.37
Bi_ppm	20	1.6865	2.84866	0.02	0.315	9.14	1.96	2.63
Pb_ppm	20	214.405	854.373	3.9	14.2	3840	4.46	19.89
Ag_ppm	20	1.8575	3.40707	0.06	0.345	12.65	2.26	4.73
Na_pct	20	1.2635	0.988296	0.03	1.175	2.76	0.11	-1.62
Ca_pct	20	0.7365	1.68782	0.02	0.26	7.37	3.66	13.95
K_pct	20	2.8435	1.31766	0.29	3.265	5.01	-0.59	-0.47
Mn_ppm	20	391.5	537.608	18	220.5	2360	3.03	9.97
S_pct	20	0.30275	0.397411	0.005	0.085	1.38	1.58	1.75
Sb_ppm	20	3.0555	2.90794	0.35	1.6	10.2	1.27	0.80
Sr_ppm	20	6.635	10.5869	0.4	1.5	33.7	1.84	2.01
W_ppm	20	6.6	12.7911	0.5	2.6	58.1	3.79	15.49
Li_ppm	20	24.965	27.0863	3.4	10	75.7	1.09	-0.49
Tl_ppm	20	1.061	0.715467	0.14	1.055	3.53	2.13	7.20
Te_ppm	20	0.72825	1.36849	0.025	0.215	5.59	2.90	8.73
Sc_ppm	20	7.605	6.43399	2.2	5.55	29.1	2.26	5.90
V_ppm	20	67.15	89.1452	3	25.5	341	1.97	3.93
Zn_ppm	20	43.82	33.2976	4	38.7	144	1.33	3.06

Tabla 11. Estadísticos descriptivos para las variables sin transformar

Estadísticas						
Variable	Conteo total	Media	Desv.Est.	Mediana	Asimetría	Curtosis
Ln_Cu	20	4.38744	1.13813	4.22829	0.91	0.58
Ln_Mo	20	1.66105	1.34359	1.86700	-0.29	0.18
Ln_Au	20	1.69014	0.986990	1.60944	1.24	0.32
Ln_As	20	3.52467	1.84242	3.70742	0.44	0.08
Ln_Bi	20	-1.02634	1.98086	-1.27424	0.18	-1.10
Ln_Pb	20	2.93889	1.48888	2.65314	2.71	8.83
Ln_Ag	20	-0.755920	1.63929	-1.06516	0.75	-0.36
Ln_Mn	20	5.38901	1.11707	5.43590	-0.14	0.86
Ln_Sb	20	0.658013	1.02819	0.469515	-0.04	-0.99
Ln_Sn	20	0.886980	1.35906	0.403238	0.92	-0.28
Ln_W	20	1.02178	1.23390	0.948810	0.71	0.36
Ln_Li	20	2.63458	1.10738	2.29756	0.46	-1.33
Ln_Tl	20	-0.158979	0.743470	0.0535295	-1.02	1.93
Ln_Te	20	-1.44711	1.47828	-1.53739	0.60	-0.24
Ln_Sc	20	1.79036	0.662588	1.71376	0.83	0.16
Ln_V	20	3.30835	1.47465	3.16397	0.07	-1.21
Ln_Zn	20	3.42059	0.994473	3.65125	-0.83	-0.16

Tabla 12. Estadísticos descriptivos para variables transformadas a logaritmo natural

5.3.2. Análisis estadístico Multivariado

En el análisis comparativo estadístico entre las variables evaluadas, se determinó el índice de correlación de Pearson a partir de las variables normalizadas mediante la transformación de logaritmo natural (Ver Tabla 14), con el fin de obtener un mayor control y una interpretación más confiable de las relaciones existentes entre ellas. Para la evaluación de dichas relaciones, se consideraron rangos específicos de correlación, los cuales permiten clasificar la intensidad y el tipo de asociación entre las variables analizadas (Ver Tabla 13),

Grado Intensidad	Correlación Positiva	Simbología
Muy buena	0.80-1.00	
Buena	0.60-0.80	
Moderada	0.40-0.60	
Débil	0.20-0.40	
Muy débil	0.00-0.20	

Tabla 13. Especies minerales y parámetros espectrales diagnósticos utilizados en el análisis SFF (Ajuste de Características Espectrales)

La correlación de Pearson (Ver Tabla 14) se elaboró a partir de 16 elementos considerados geoquímicamente relevantes como indicadores de sistemas magmático-hidrotermales, en particular de depósitos tipo pórfido de cobre (Halley et al., 2015). Si bien las correlaciones entre variables, por sí solas, no permiten establecer conclusiones definitivas, su interpretación conjunta con otras características típicas de los sistemas pórfido incrementa significativamente su valor interpretativo y exploratorio.

Con base en los patrones propuestos por Halley et al. (2015), se identifican las siguientes relaciones principales:

- Los elementos molibdeno, wolframio y cobre presentan correlaciones de moderadas a buenas, lo que sugiere proximidad a la porción profunda y central del sistema mineralizado.
- La correlación moderada a buena entre wolframio, estaño y bismuto indica una zona transicional entre el núcleo profundo mineralizado y los niveles más someros del sistema, donde predomina la influencia de fluidos ricos en volátiles.
- Las asociaciones oro–arsénico–antimonio y zinc–plomo–plata–manganeso muestran correlaciones favorables, interpretándose como representativas de zonas relativamente superficiales, siendo la primera de carácter central y la segunda de desarrollo lateral dentro del sistema pórfido.

Al final, los resultados del análisis espectral mediante el método SFF permiten complementar la interpretación geoquímica, identificando especies minerales diagnósticas y su relación con los estilos de alteración hidrotermal (Ver Tabla 15).

	Ln_Cu	Ln_Mo	Ln_Au	Ln_As	Ln_Bi	Ln_Pb	Ln_Ag	Ln_Mn	Ln_Sb	Ln_Sn	Ln_W	Ln_Li	Ln_Tl	Ln_Te	Ln_Sc	Ln_V
Ln_Mo	0.495															
Ln_Au	0.385	0.304														
Ln_As	-0.301	0.083	0.432													
Ln_Bi	0.286	0.532	0.294	-0.05												
Ln_Pb	0.204	0.237	0.025	-0.251	0.483											
Ln_Ag	-0.037	-0.075	0.438	0.089	0.48	0.476										
Ln_Mn	-0.049	-0.384	0.167	0.082	0.038	-0.191	0.373									
Ln_Sb	-0.288	0.198	0.297	0.795	-0.132	-0.155	0.007	-0.232								
Ln_Sn	0.366	0.309	0.343	-0.046	0.473	0.112	0.227	0.09	-0.259							
Ln_W	0.311	0.724	0.531	0.269	0.657	0.44	0.234	-0.113	0.154	0.541						
Ln_Li	-0.347	-0.168	0.112	0.659	-0.49	-0.211	-0.162	-0.293	0.772	-0.413	-0.14					
Ln_Tl	0.184	0.167	0.171	-0.194	0.095	0.121	-0.145	-0.396	-0.116	0.343	0.332	-0.166				
Ln_Te	0.122	0.286	0.11	0.21	0.297	0.214	-0.005	-0.541	0.406	-0.081	0.14	0.262	0.322			
Ln_Sc	0.185	-0.031	-0.352	-0.163	-0.307	-0.123	-0.309	-0.02	0.131	-0.162	-0.453	0.064	-0.152	0.292		
Ln_V	-0.032	0.07	-0.137	0.271	-0.221	-0.026	-0.188	-0.237	0.624	-0.232	-0.215	0.526	-0.226	0.524	0.784	
Ln_Zn	0.206	-0.012	0.285	-0.133	0.416	0.291	0.56	0.761	-0.38	0.323	0.291	-0.563	-0.136	-0.377	-0.156	-0.362

Tabla 14. Especies minerales y parámetros espectrales diagnósticos utilizados en el análisis SFF

VARIABLES	Muy buena	Buena	Moderada
Cu			Mo
Au			As, Ag, W
Mo		W	Bi
W		Mo, Bi	
Sn			W,Bi
Zn		Mn	Bi,Ag
Pb			Bi,W,Ag
As		As,Li	Au
Sb		As,Li,V	Te

Tabla 15. Especies minerales y parámetros espectrales diagnósticos utilizados en el análisis SFF

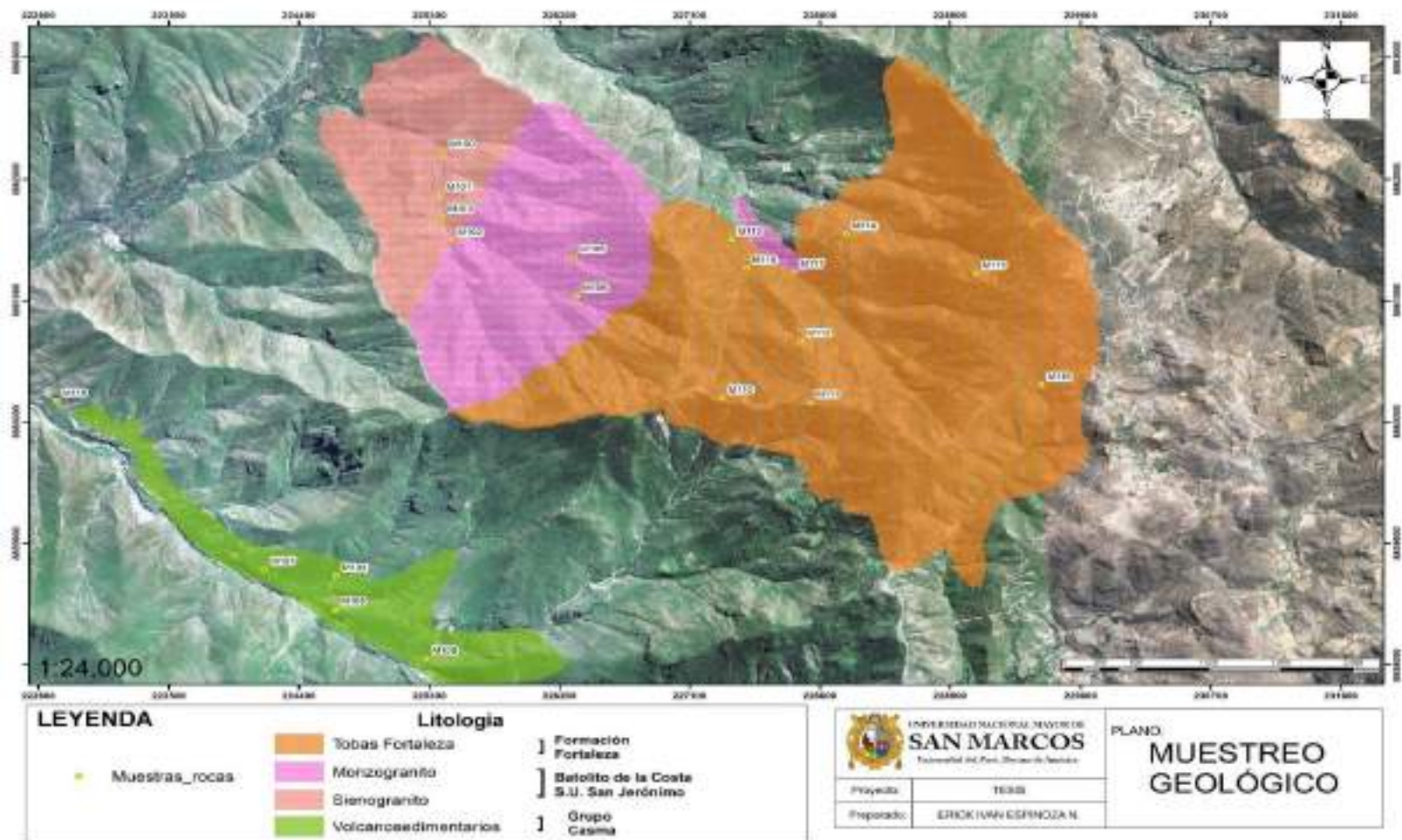


Figura 38. Plano de ubicación de muestras de rocas

5.3.3. Diagramas de fertilidad geoquímica

Los diagramas de fertilidad geoquímica constituyen una herramienta fundamental en estudios de prospección y exploración minera, ya que permiten evaluar de manera integrada la capacidad potencial de un sistema magmático–hidrotermal para generar y concentrar mineralización metálica. Estos diagramas se basan en relaciones geoquímicas entre elementos mayores, menores y trazas que son sensibles a procesos clave como la evolución magmática, el estado de oxidación, la fraccionación mineral, la interacción fluido–roca y la intensidad y estilo de la alteración hidrotermal. Su aplicación resulta especialmente relevante en la exploración de sistemas tipo pórfido Cu–Mo–Au y depósitos relacionados, donde la fertilidad del magma y la eficiencia del sistema hidrotermal condicionan directamente el potencial económico del yacimiento.

La importancia de estos diagramas radica en su capacidad para discriminar entre sistemas fértiles y estériles, incluso en etapas tempranas de exploración o en contextos donde la mineralización no aflora de manera evidente. A través del análisis de razones elementales como Sr/Y, V/Sc, relaciones ternarias Al–K–Mg y Ca–Fe–S, entre otras, es posible identificar firmas geoquímicas asociadas a magmas hidratados y oxidantes, a procesos de fraccionamiento de fases máficas y óxidos de Fe–Ti, y a la presencia de fluidos hidrotermales activos, todos ellos factores críticos en la génesis de depósitos mineralizados de gran escala.

En este estudio, los diagramas de fertilidad geoquímica se emplean como una herramienta de apoyo interpretativo, complementaria a la cartografía geológica, el análisis petrográfico y la información estructural, considerando la nomenclatura y ubicación de las muestras de roca utilizadas en el análisis (Ver Tabla 12). Cada diagrama permite abordar un aspecto específico del sistema, ya sea la naturaleza del magma parental, su grado de evolución, la influencia de la alteración hidrotermal o la respuesta geoquímica de las distintas litologías muestreadas. En las secciones siguientes se presenta el análisis detallado de cada uno de estos diagramas, destacando su fundamento teórico, su aplicación práctica y su contribución a la evaluación del potencial mineral del área de estudio.

Roca	Muestra	Este	Norte	Cota
Sienogranito	M100	225405	8862221	1819
Sienogranito	M101	225383	8861869	1882
Monzogranito	M102	225457	8861496	1947
Veta	M103	225391	8861690	1913
Volcanosedimentario	M104	224661	8858736	1664
Monzogranito	M105	226305	8861358	2273
Monzogranito	M106	226321	8861037	2247
Volcanosedimentario	M107	224165	8858787	1763
Volcanosedimentario	M108	224651	8858456	1776
Volcanosedimentario	M109	225282	8858054	1853
Toba de cristales	M110	227329.792	8860200.33	2273
Toba de cristales	M111	227933.043	8860160.64	2247
Toba de cristales	M112	227868.22	8860664.62	1763
Toba de cristales	M113	227391.969	8861502.83	2273
Toba de cristales	M114	228185.721	8861547.28	2247
Toba de cristales	M115	229081.073	8861223.42	1763
Toba de cristales	M116	229530.435	8860305.61	1776
Monzogranito	M117	227823.77	8861236.12	1853
Toba de cristales	M118	227493.57	8861267.88	1776
Volcanosedimentario	M119	222728	8860174	1530

Tabla 12. Cuadro resumen de nomenclatura de las muestras de rocas y su ubicación

Diagrama Sr/Y vs Y

El diagrama Sr/Y vs Y constituye uno de los indicadores más robustos para evaluar la fertilidad de magmas asociados a sistemas tipo pórfido Cu, dado que refleja procesos clave de fraccionamiento mineral, profundidad de diferenciación magmática y retención de fases ricas en Y (anfíbol ± granate) (Ver Figura 39). En este contexto, valores elevados de Sr/Y combinados con bajos contenidos de Y son típicos de magmas fértiles, evolucionados a presiones relativamente altas y con una fuerte influencia de fases hidratadas, mientras que valores bajos de Sr/Y suelen asociarse a magmas más someros o estériles.

Por otro lado, las muestras de monzogranito y sienogranito se concentran mayoritariamente en el campo de andesitas–dacitas normales, con valores moderados de Sr/Y y contenidos de Y intermedios. Este comportamiento indica magmas moderadamente evolucionados, donde el fraccionamiento de plagioclasa habría sido más significativo, reduciendo el Sr/Y sugiriendo una

fertilidad geoquímica intermedia. No obstante, su proximidad relativa al umbral de fertilidad sugiere que estos intrusivos podrían representar pulsos magmáticos vinculados a un sistema fértil mayor, posiblemente afectados por procesos de diferenciación más someros o por mezcla magmática.

Las muestras de rocas volcanosedimentarias y vetas se agrupan predominantemente en el sector de bajo Sr/Y, lo cual es coherente con su naturaleza secundaria o retrabajada y con la pérdida de la firma magmática primaria debido a procesos de sedimentación, alteración hidrotermal o redistribución elemental. En estos casos, el diagrama no refleja directamente la fertilidad del magma parental, sino más bien la respuesta geoquímica del hospedante frente a los procesos hidrotermales.

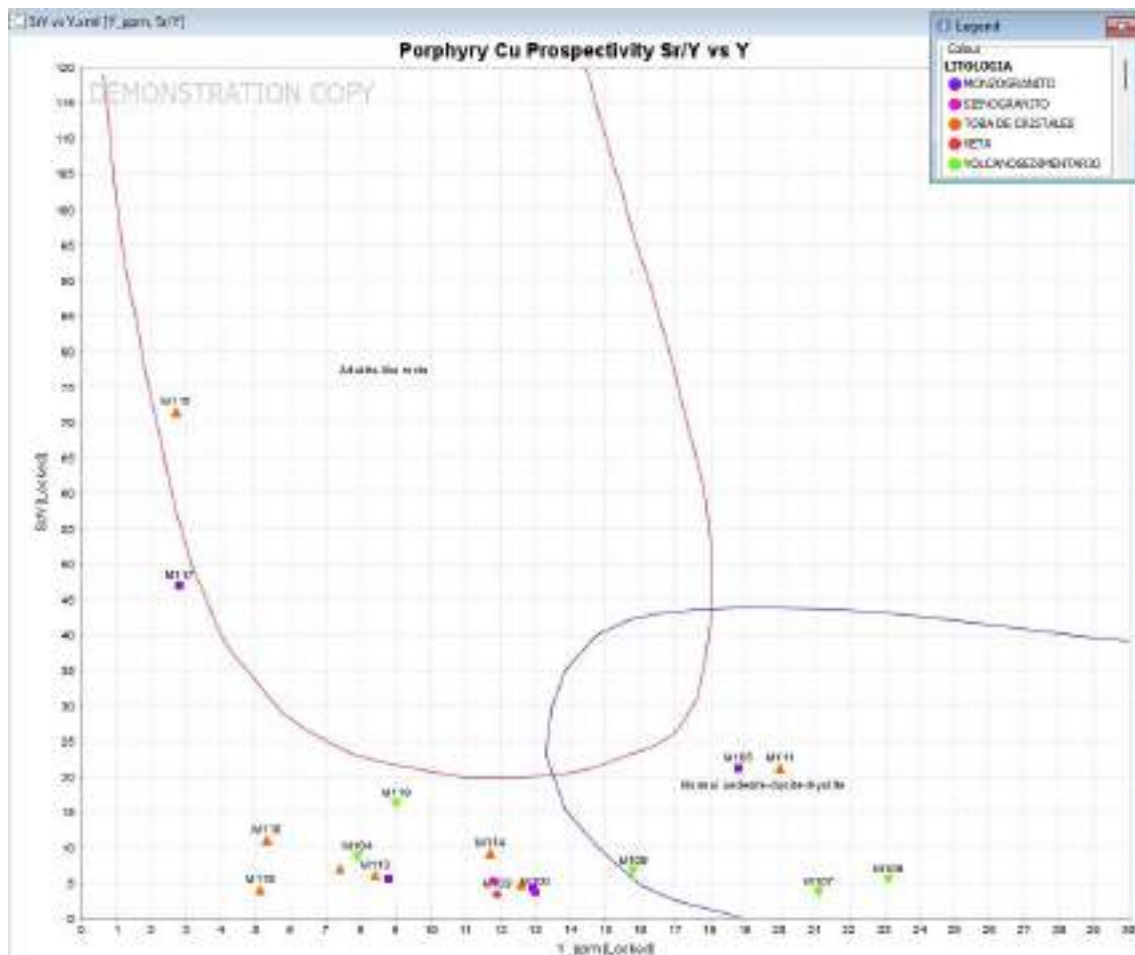


Figura 39. Diagrama Sr/Y vs Y

Diagrama V/Sc vs Sc

El diagrama V/Sc vs Sc constituye una herramienta geoquímica robusta para evaluar el estado redox del sistema magmático, el grado de diferenciación del magma y su potencial metalogenético, particularmente en el contexto de

sistemas tipo pórfido. El escandio (Sc) es un elemento compatible controlado principalmente por clinopiroxeno y anfíbol, por lo que su concentración refleja el carácter primitivo o evolucionado del magma. Por su parte, la razón V/Sc es ampliamente utilizada como un proxy del estado de oxidación, dado que el vanadio cambia su comportamiento geoquímico en función de las condiciones redox, incorporándose tempranamente en óxidos de Fe-Ti bajo condiciones reducidas y permaneciendo incompatible en sistemas oxidados (Ver Figura 40). En contraste, un subconjunto de muestras, dominado por tobas de cristales y algunos intrusivos intermedios, muestra valores de V/Sc elevados y concentraciones intermedias de Sc, ubicándose dentro o en proximidad del campo reconocido como “Porphyry Cu field”. Esta firma es consistente con magmas altamente oxidados, condición crítica para la estabilización de azufre y la formación de complejos metálicos en los fluidos magmáticos, favoreciendo la exsolución de soluciones hidrotermales ricas en Cu, Au y otros metales asociados. Desde un punto de vista metalogenético, estas litologías representan los pulsos magmáticos más fértiles del sistema y se interpretan como estrechamente relacionados con la génesis del evento mineralizante principal. Las litologías intrusivas como monzogranitos y sienogranitos exhiben firmas intermedias y variables en el diagrama, lo que sugiere una evolución magmática compleja, con pulsos pre-mineral y post-mineral que registran distintos estados redox y grados de fraccionamiento.

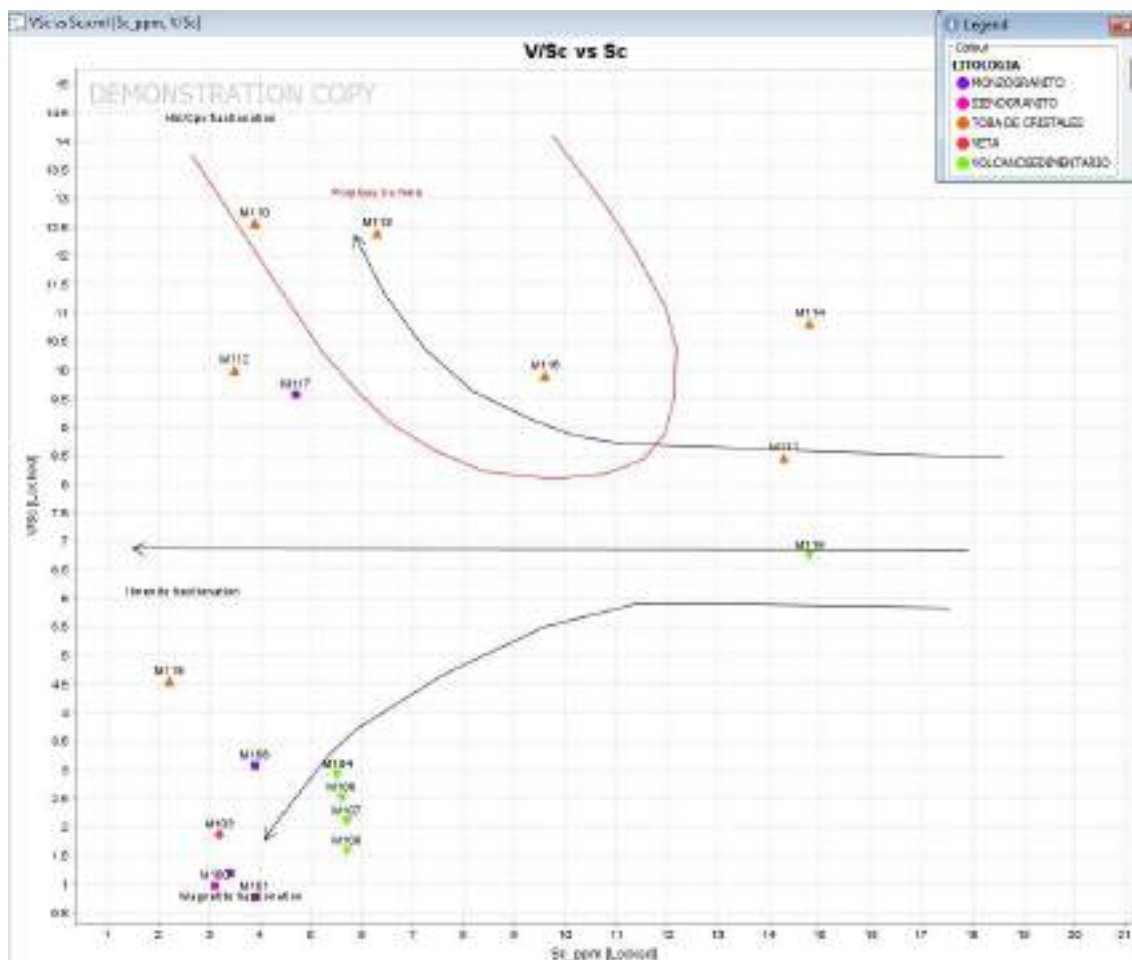


Figura 40. Diagrama V/Sc vs Sc

Diagrama Al-K-Mg

El diagrama ternario Al–K–Mg constituye una herramienta geoquímica fundamental para evaluar la naturaleza, intensidad y zonación de la alteración hidrotermal asociada a sistemas magmático-hidrotermales, particularmente en contextos tipo pórfido e IOCG. Este diagrama permite discriminar entre dominios dominados por alteración potásica, fílica, argílica avanzada y propilítica, así como identificar rocas relativamente poco alteradas. El aluminio (Al) actúa como un elemento relativamente inmóvil, mientras que el potasio (K) y el magnesio (Mg) reflejan la interacción de los fluidos hidrotermales con las fases minerales primarias y secundarias (Ver Figura 41).

Las muestras analizadas se distribuyen mayoritariamente en los campos correspondientes a alteración fílica (cuarzo–sericita/muscovita) y argílica avanzada, con una clara tendencia hacia el vértice Al, lo que indica una intensa lixiviación de cationes alcalinos y alcalinotérreos producto de fluidos hidrotermales ácidos. Esta firma geoquímica es característica de sistemas que

han experimentado una sobreimpresión hidrotermal significativa, generalmente asociada a etapas intermedias a tardías de la evolución del sistema mineralizante. La presencia de muestras cercanas al campo de adularia–ortoclasa sugiere que, localmente, aún se preservan remanentes de una alteración potásica temprana, la cual habría sido parcialmente obliterada por la posterior alteración fílica.

Las litologías intrusivas (monzogranitos y sienogranitos) muestran una dispersión geoquímica que refleja múltiples pulsos magmáticos y diferentes grados de interacción fluido–roca. Algunas muestras se ubican en posiciones transicionales entre los campos de alteración potásica y fílica, lo que sugiere una evolución progresiva del sistema hidrotermal, desde condiciones de mayor temperatura y neutralidad relativa hacia condiciones más ácidas y oxidantes. En contraste, las muestras volcanosedimentarias tienden a agruparse en dominios más empobrecidos en K y Mg, reflejando su rol como rocas encajonantes afectadas por la circulación de fluidos hidrotermales canalizados por estructuras. Desde un punto de vista metalogenético, la coexistencia de firmas potásicas relictas y una fuerte sobreimpresión fílica y argílica avanzada es consistente con un sistema polifásico, en el cual una etapa magmática temprana potencialmente fértil fue seguida por eventos hidrotermales más tardíos que redistribuyeron y concentraron la mineralización. Esta evolución es típica de sistemas pórfido maduros y de ciertos sistemas IOCG, donde la fertilidad inicial puede quedar geoquímicamente enmascarada por alteraciones posteriores.

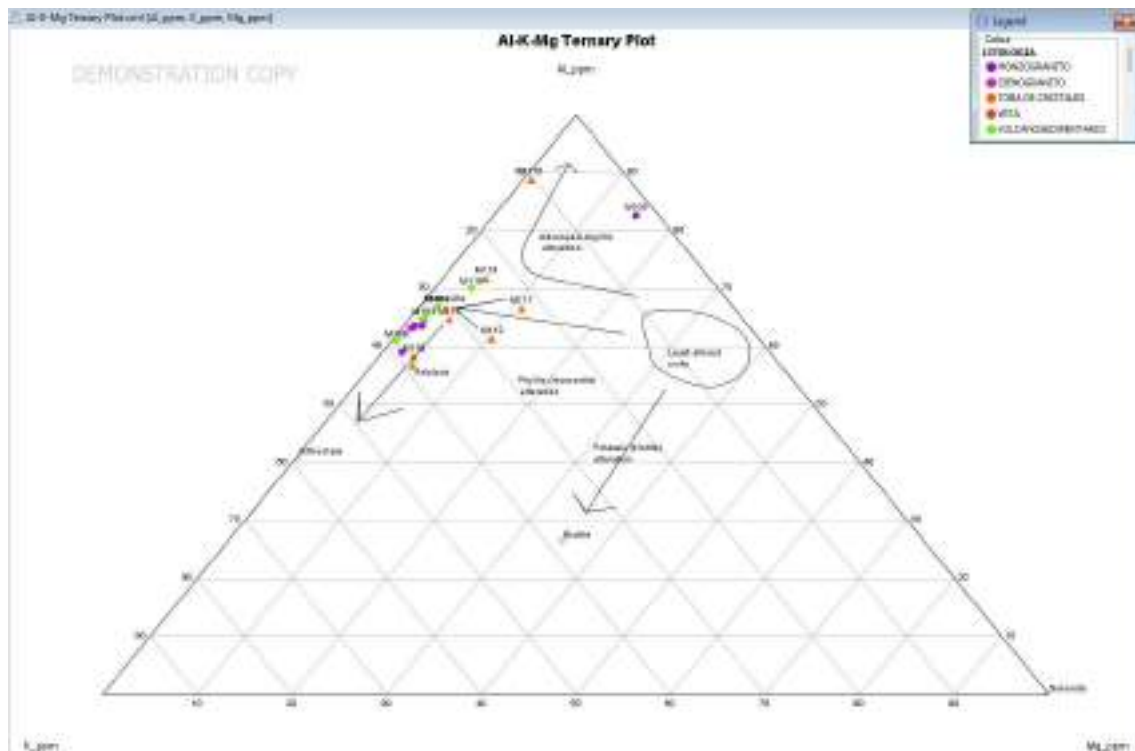


Figura 41. Diagrama Al-K-Mg

Diagrama Ca-Fe-S

El diagrama ternario Ca–Fe–S es una herramienta geoquímica clave para interpretar los procesos de interacción fluido–roca, la evolución de las reacciones hidrotermales y el grado de sulfidación dentro de sistemas magmático-hidrotermales. Este tipo de diagramas permite discriminar entre dominios dominados por minerales carbonatados y cálcicos, óxidos y sulfuros de hierro, así como identificar trayectorias geoquímicas asociadas a procesos de acidificación, sulfidación y reemplazo mineral, ampliamente documentados en sistemas tipo pórfido e IOCG (Ver Figura 42).

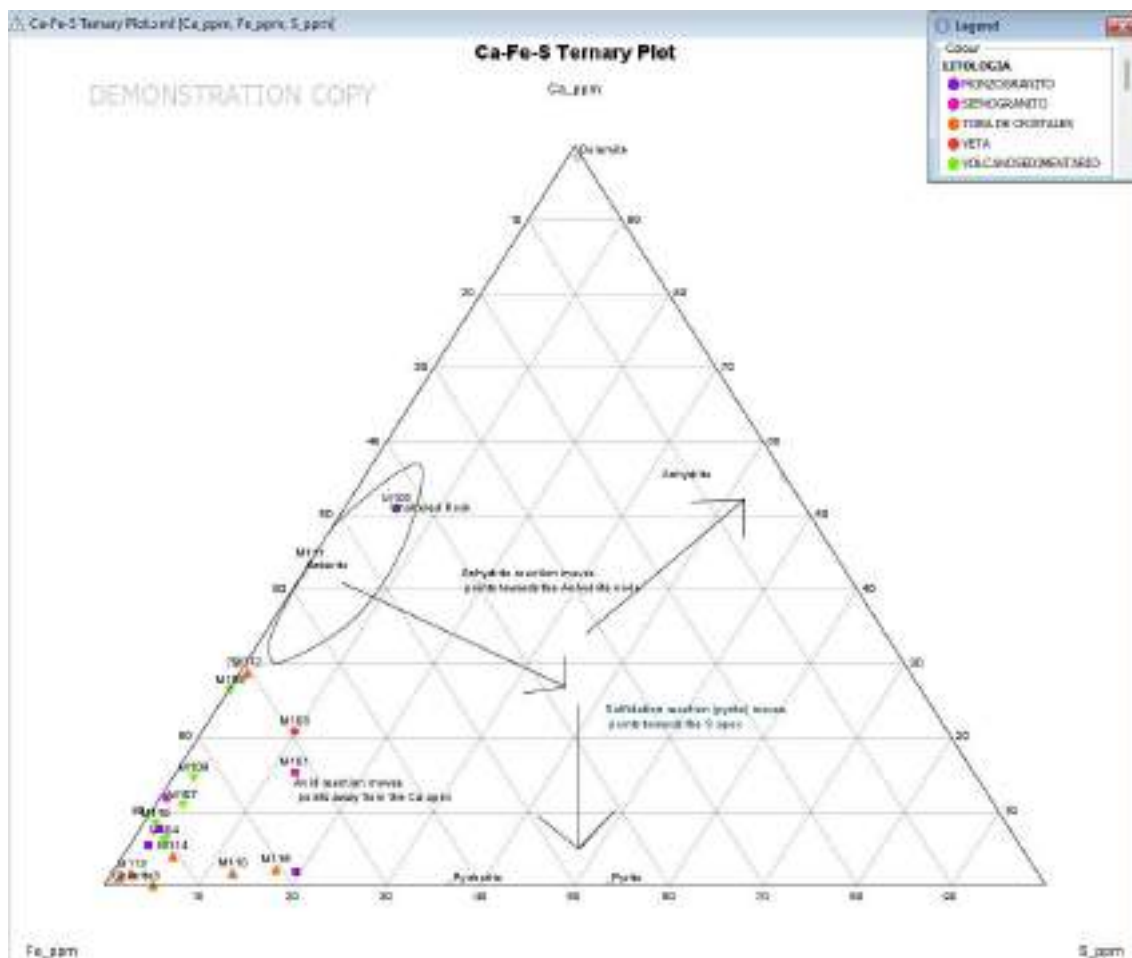
La distribución de las muestras analizadas muestra una clara tendencia desde composiciones relativamente ricas en Ca hacia composiciones dominadas por Fe y S, lo que refleja una evolución progresiva del sistema hidrotermal. Las muestras que se ubican cercanas al campo de roca poco alterada y al dominio de ankerita/dolomita corresponden a litologías que han experimentado una interacción limitada con fluidos hidrotermales, preservando parte de su mineralogía primaria o temprana. Estas firmas son típicas de fases pre-mineral o de rocas encajonantes marginalmente afectadas por el sistema.

En contraste, un grupo significativo de muestras se desplaza hacia el vértice de Fe, siguiendo trayectorias interpretadas como resultado de reacciones de

acidificación, en las cuales los fluidos hidrotermales provocan la lixiviación progresiva de Ca desde carbonatos y silicatos, favoreciendo la precipitación de minerales ricos en Fe. Este proceso es coherente con la destrucción de fases cálcicas tempranas y con el desarrollo de asociaciones minerales dominadas por óxidos y sulfuros de hierro, un rasgo característico de sistemas hidrotermales evolucionados.

Adicionalmente, la migración de varias muestras hacia el vértice de S indica un incremento en el grado de sulfidación, reflejado por la transición desde asociaciones ricas en pirrotita hacia asociaciones dominadas por pirita, como se señala en las trayectorias del diagrama. Este aumento en la sulfidación es consistente con etapas hidrotermales más oxidantes y ricas en azufre, comúnmente asociadas a la precipitación de sulfuros metálicos y a la concentración de metales base. En el contexto de sistemas tipo pórfido, estas condiciones suelen coincidir con fases intermedias a tardías del evento mineralizante, mientras que en sistemas IOCG reflejan pulsos de fluidos ricos en Fe–S con alto potencial metalogénico.

Desde un punto de vista integrado, el diagrama Ca–Fe–S evidencia que el área de estudio ha sido afectada por un sistema hidrotermal polifásico, caracterizado por una evolución desde condiciones relativamente neutras y cálcicas hacia ambientes progresivamente más ácidos y sulfurados. Esta evolución es coherente con la superposición de alteraciones tempranas y tardías observadas en otros diagramas geoquímicos (Al–K–Mg, V/Sc vs Sc), y refuerza la interpretación de un sistema magmático-hidrotermal de larga duración, con condiciones favorables para la movilización y precipitación de metales.



5.4. Caracterización Mineralógica

En este capítulo se desarrolla la descripción e interpretación espectral aplicada al análisis de minerales arcillosos de alteración, complementada con un estudio petromineralógico detallado de muestras representativas asociadas a los intrusivos monzograníticos y sienograníticos. El objetivo principal es identificar y caracterizar los ensambles mineralógicos vinculados a los distintos estilos de alteración hidrotermal y su relación espacial y genética con los procesos de mineralización. Para ello, se integran los resultados de espectrometría de reflectancia con observaciones petrográficas, permitiendo reconocer asociaciones minerales diagnósticas, variaciones composicionales y zonaciones de alteración, las cuales constituyen una herramienta clave para la interpretación del sistema hidrotermal y la evolución magmático-hidrotermal del área de estudio.

5.4.1. Estudios de espectrometría

Los estudios de espectrometría de reflectancia en el rango visible–infrarrojo cercano y de onda corta (VNIR–SWIR) constituyen una herramienta fundamental para la caracterización mineralógica detallada de sistemas hidrotermales, permitiendo identificar asociaciones minerales, zonaciones de alteración y vectores geoquímicos vinculados a procesos magmático-hidrotermales. En rocas intrusivas félsicas como monzogranitos y sienogranitos, esta técnica resulta especialmente relevante para discriminar estilos de alteración superpuestos, evaluar la intensidad del metasomatismo y establecer relaciones espaciales entre alteración y mineralización, incluso cuando estas no son evidentes macroscópicamente (Ver Figuras 43–47).

Los resultados espectrales obtenidos en las muestras analizadas evidencian una amplia gama de asociaciones minerales hidrotermales, que incluyen alteración argílica avanzada (alunita, dickita, pirofilita, diásporo), argílica intermedia (illita, caolinita, montmorillonita, halloysita), sericítica (muscovita), propilítica (clorita, epidota, zoisita, clinozoisita) y eventos de silicificación y carbonatación (cuarzo, ópalo, calcita, siderita, rodocrosita), así como fases de oxidación supergénica (hematita, goethita, jarosita, escorodita). Esta diversidad espectral confirma la existencia de un sistema hidrotermal complejo y polifásico, con condiciones variables de pH, temperatura y fugacidad de fluidos, reforzando la interpretación de un entorno intrusivo fértil afectado por múltiples pulsos de alteración (Ver Tablas 16 y 17).

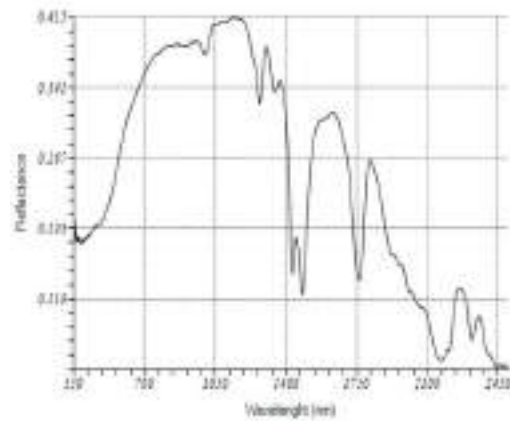
Muestra	Goethita	Illita	Caolinita	Montmorillonita	Ópalo	Palygorskita	Cuarzo	Sílica-opalina
M102	–	100	–	–	–	–	–	–
M102	–	100	–	–	–	–	–	–
M102	–	82,53	–	–	–	–	17,47	–
M100	–	30,31	10,47	–	–	–	59,52	–
M100	–	25,66	–	–	–	–	74,34	–
M100	–	19,70	–	–	–	15,20	65,10	–
M101-A	–	19,14	–	–	17,78	–	63,07	–
M101-A	–	16,54	–	–	–	–	56,35	27,12
M101-A	–	12,45	–	–	–	–	13,07	74,48
M101-B	55,13	–	2,19	42,67	–	–	–	–
M101-B	55,25	–	–	–	–	–	44,75	–
M101-B	44,26	–	–	–	–	–	26,78	28,96

Tabla 16. Lista de minerales identificados en las muestras

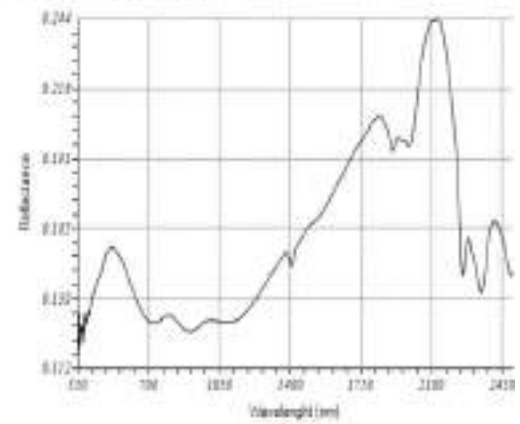
Muestra	Ensamble mineral	Estadio de alteración hidrotermal
M102	Illita	Argílica intermedia
M102	Illita	Argílica intermedia
M102	Illita–cuarzo	Argílica intermedia – Silicificación
M100	Cuarzo–illita–caolinita	Silicificación – Argílica intermedia – Argílica
M100	Cuarzo–illita	Silicificación – Argílica intermedia
M100	Cuarzo–illita–palygorskita	Silicificación – Argílica intermedia – Argílica
M101-A	Cuarzo–illita–ópalo	Silicificación – Argílica intermedia
M101-A	Cuarzo–sílice opalina–illita	Silicificación – Argílica intermedia
M101-A	Sílice opalina–cuarzo–illita	Sílice opalina – Argílica intermedia
M101-B	Goethita–montmorillonita–caolinita	Limonitización – Argílica
M101-B	Goethita–cuarzo	Limonitización – Silicificación
M101-B	Goethita–sílice opalina–cuarzo	Limonitización – Silicificación

Tabla 17. Lista de minerales identificados mostrando ensambles de alteración hidrotermal identificados en las muestras

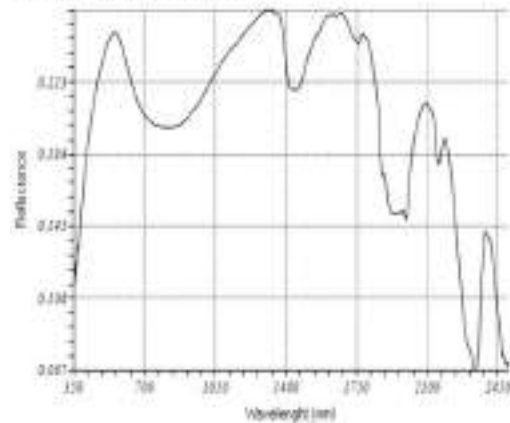
Sample ID: ALUNAG11912
Mineral Assemblage: ALUNITE
Mineral Alteration Stage: Advanced Argillic



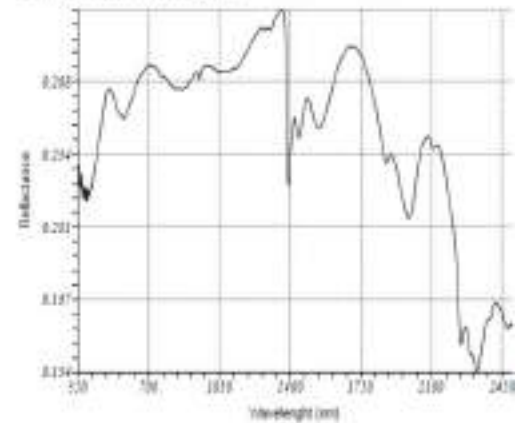
Sample ID: CHLEAZ10004and
Mineral Assemblage: CHLORITE
Mineral Alteration Stage: Propylitic



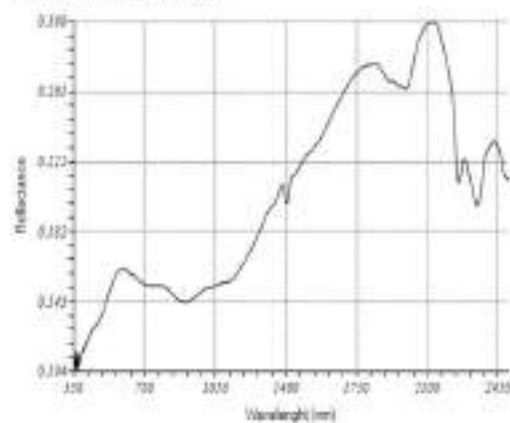
Sample ID: CALCAZ10004and
Mineral Assemblage: CALCITE
Mineral Alteration Stage: Carbonate



Sample ID: CLINQC11607
Mineral Assemblage: CLINOCHLORITE
Mineral Alteration Stage: Propylitic



Sample ID: Chamsic10054and
Mineral Assemblage: CHAMOSITE
Mineral Alteration Stage: Propylitic



Sample ID: CLINZON10024and
Mineral Assemblage: CLINOZOISITE
Mineral Alteration Stage: Propylitic

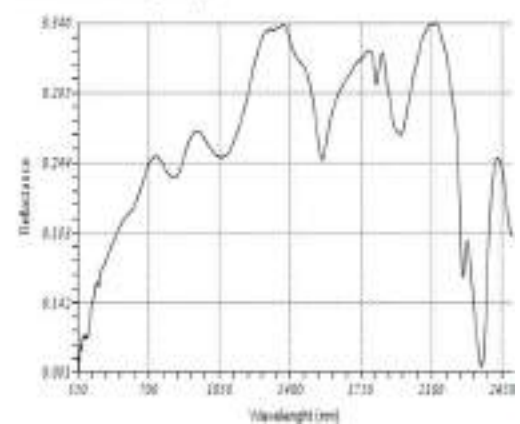


Figura 43. Espectros obtenidos en las muestras con estudios de petromineralogía

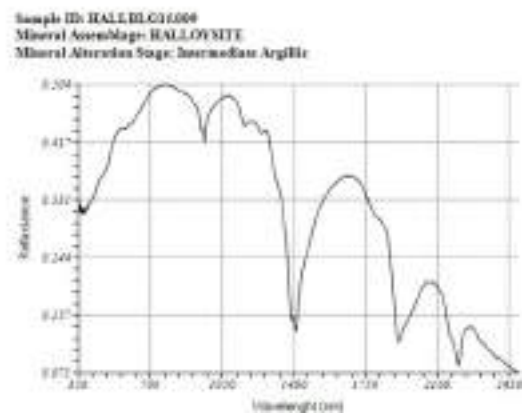
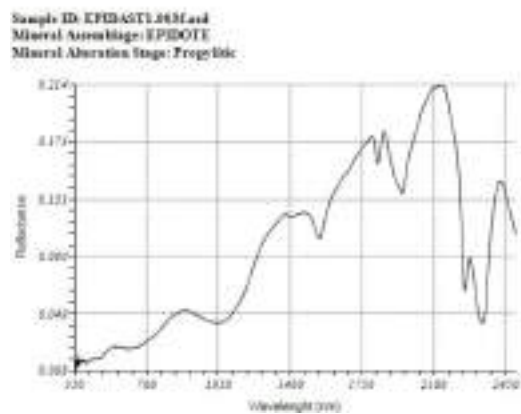
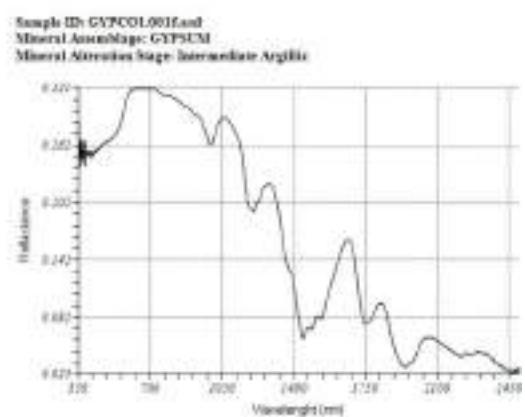
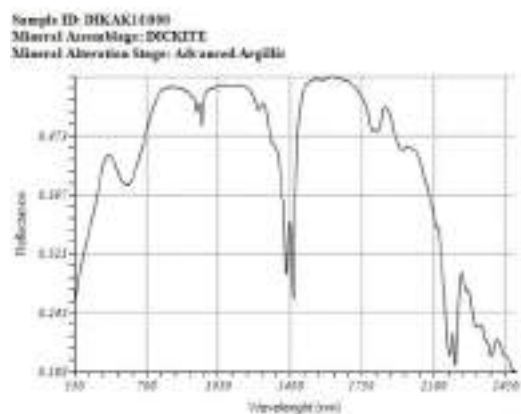
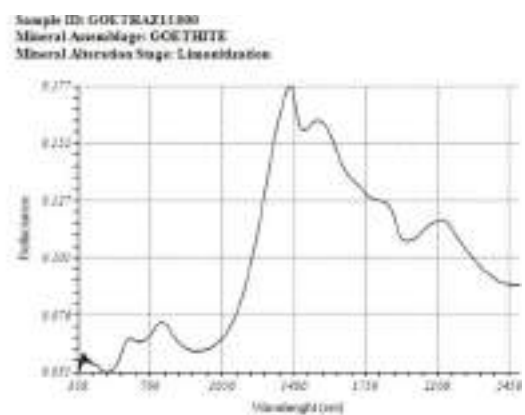
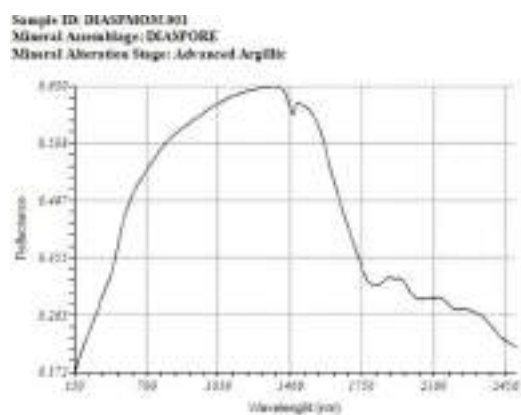
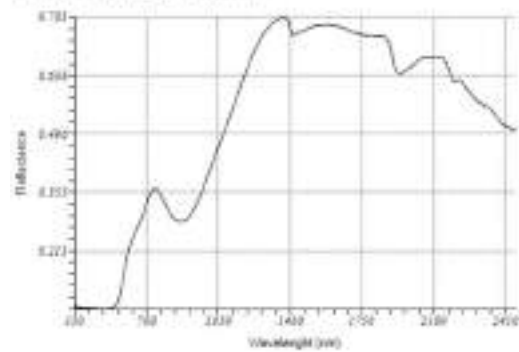
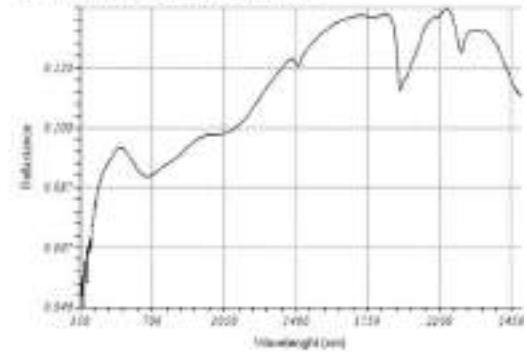


Figura 44. Espectros obtenidos en las muestras con estudios de petromineralogía

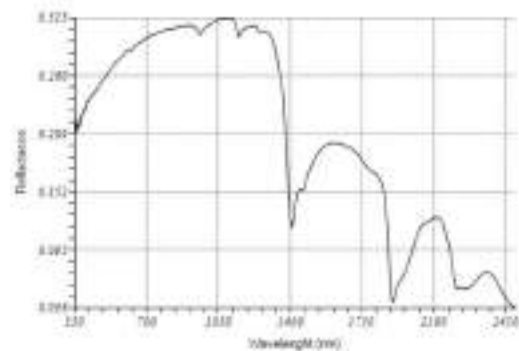
Sample ID: HEMAC01600
Mineral Assemblage: HEMATITE
Mineral Alteration Stage: Limonitization



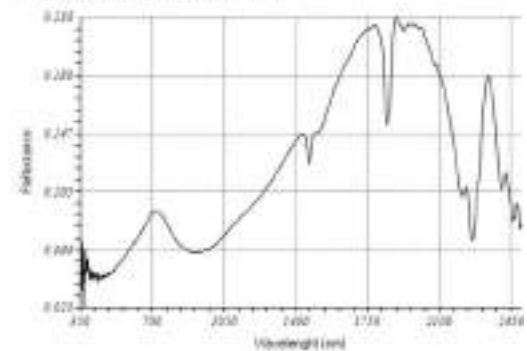
Sample ID: ILSMC01800
Mineral Assemblage: ILLITE, SMECTITE
Mineral Alteration Stage: Intermediate Argillie



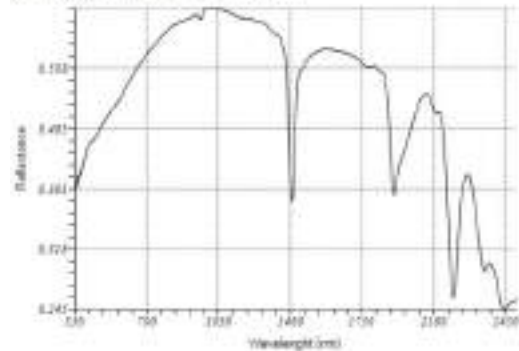
Sample ID: HVALUT11900
Mineral Assemblage: OPAL
Mineral Alteration Stage: Silicification



Sample ID: JARAS2401Ead
Mineral Assemblage: JAROSITE
Mineral Alteration Stage: Limonitization



Sample ID: ILLAZ21800
Mineral Assemblage: ILLITE
Mineral Alteration Stage: Intermediate Argillie



Sample ID: KAOLAR25000
Mineral Assemblage: KAOLINITE
Mineral Alteration Stage: Intermediate Argillie

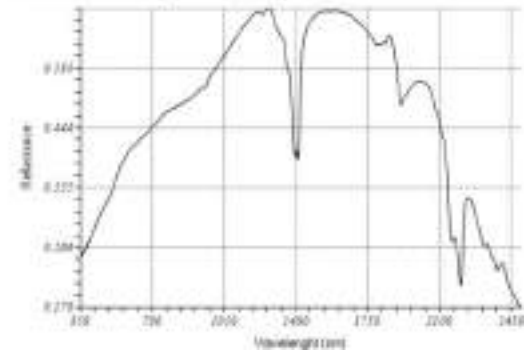
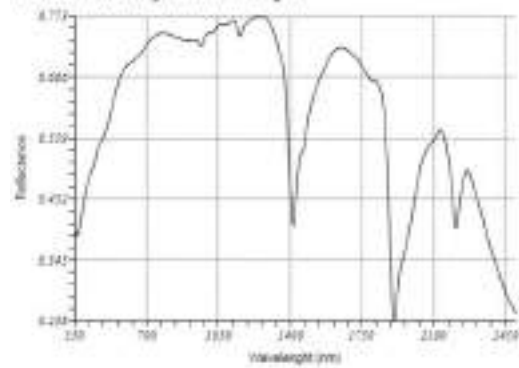
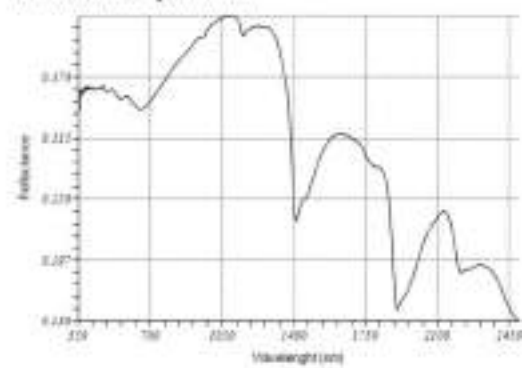


Figura 45. Espectros obtenidos en las muestras con estudios de petromineralogía

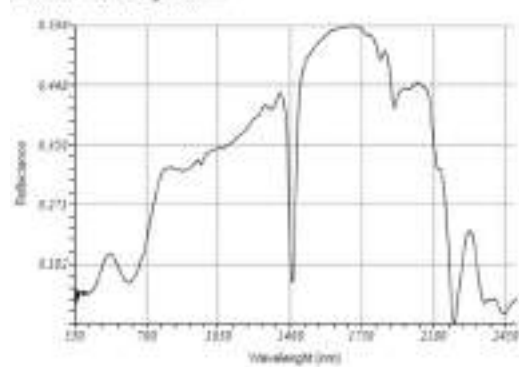
Sample ID: MONTALG01003
Mineral Assemblage: MONTMORILLONITE
Mineral Alteration Stage: Intermediate Argillic



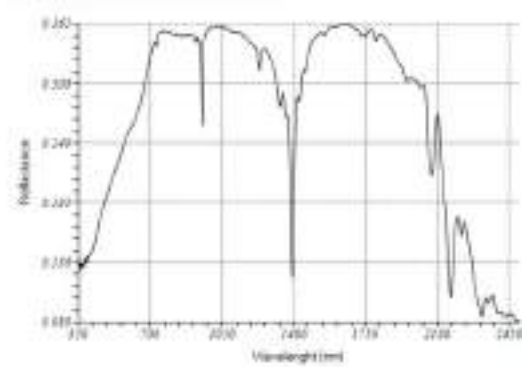
Sample ID: OPALACS1.001
Mineral Assemblage: OPAL
Mineral Alteration Stage: Silicification



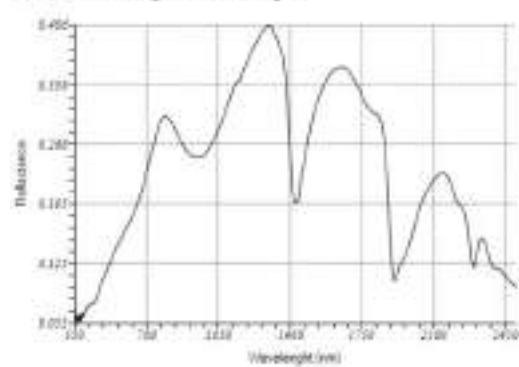
Sample ID: MUSCRICK1002
Mineral Assemblage: MUSCOVITE
Mineral Alteration Stage: Sericitic



Sample ID: PYROCAL.001
Mineral Assemblage: PYROPHYLITE
Mineral Alteration Stage: Advanced Argillic



Sample ID: NONTCAH001
Mineral Assemblage: NONTROVITE
Mineral Alteration Stage: Intermediate Argillic



Sample ID: QTZGLD1001
Mineral Assemblage: QUARTZ
Mineral Alteration Stage: Silicification

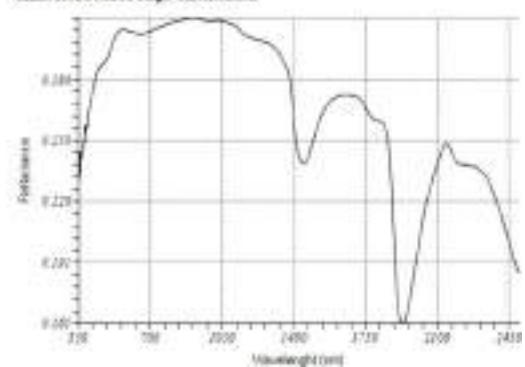
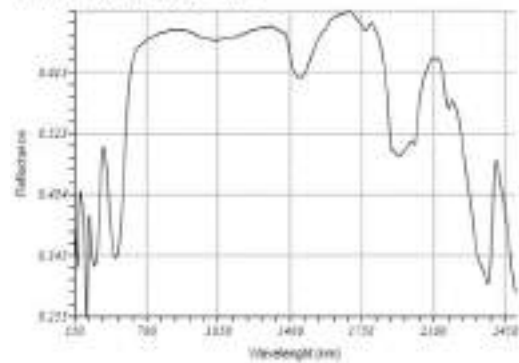
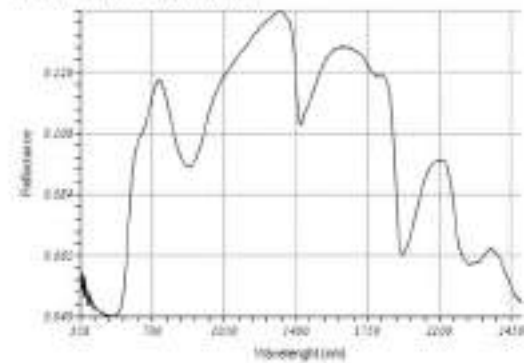


Figura 46. Espectros obtenidos en las muestras con estudios de petromineralogía

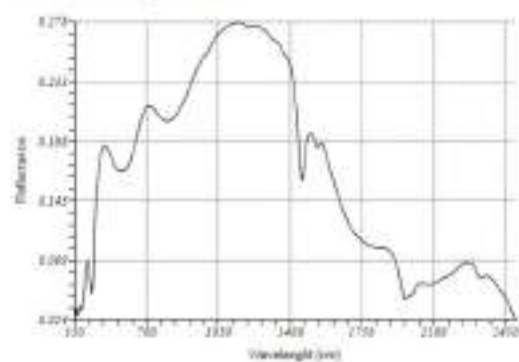
Sample ID: Rhodoc12.000
Mineral Assembly: RHODOCHROSITE
Mineral Alteration Stage: Carbonation



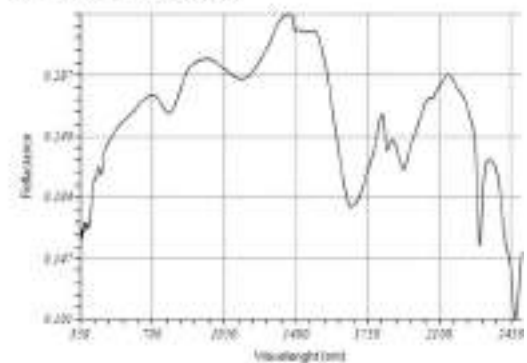
Sample ID: SIL7071.001
Mineral Assembly: SILICA-OPALINE
Mineral Alteration Stage: Silicification



Sample ID: SCORUT11.001
Mineral Assembly: SCORODITE
Mineral Alteration Stage: Oxidation



Sample ID: ZOECT1.001 and
Mineral Assembly: ZOISITE
Mineral Alteration Stage: Propylitic



Sample ID: SIdc22.001
Mineral Assembly: SIDERITE
Mineral Alteration Stage: Carbonation

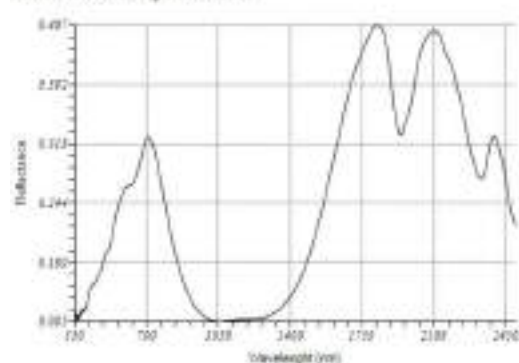


Figura 47. Espectros obtenidos en las muestras con estudios de petromineralogía

5.4.2. Ensamblajes mineralógicos

Muestra: M102-PM

Clasificación de la roca: Monzogranito

Roca ígnea intrusiva con moderada alteración potásica, débil alteración fílica y subpropilítica, con trazas de mineralización de pirita $\pm$ calcopirita.



Figura 48. Monzogranito intrusivo con alteración potásica moderada y mineralización de pirita $\pm$ calcopirita (M102-PM)

Descripción macroscópica

Roca ígnea intrusiva, compacta, de color gris con tonalidades blanquecinas y verdosas (Ver Figura 48). Presenta una textura fanerítica compuesta por moldes de cristales de minerales ferromagnesianos intercrecido con cristales de plagioclasas, feldespato K y cuarzo. La roca es cortada por un evento de vetillas de cuarzo con halos de biotita secundaria (alterada por cloritas). Además, se observa la presencia de agregados de cloritas y sericita relleno de espacios intersticiales y oquedades entre los cristales. Además, se observa limonitas como impregnaciones y relleno de fracturas. Presenta una dureza y densidad

alta. No presenta magnetismo y no se observa efervescencia al contacto con HCl.

Descripción microscópica

Roca ígnea intrusiva con una textura inequigranular, mirmequítica y gráfica, así como una textura de exsolución como pertítica, compuesto por cristales de cuarzo primario, plagioclasas feldespato K y moldes de cristales de biotita primaria. Además, se presenta minerales accesorios como zircones. La roca evidencia un evento de vetillas rellenas por cuarzo III con halos de biotita secundaria y trazas de calcopirita I. Seguido de un evento de agregados microcristalinos de sericita asociada con cuarzo III que se observan en intersticios y oquedades, además, alteran a los cristales de feldespatos. Posteriormente presenta un evento de agregados de cloritas intercrecido con óxidos de titanio y asociado con trazas de mineralización de pirita y calcopirita II. También se observa un evento de agregados microcristalinos de illita intercrecida con esmectitas que alteran a los cristales de plagioclasas. Además, se observa la presencia de limonitas (goethita) producto de alteración de pirita.

Descripción mineralógica

MINERALES		TAMAÑO O (mm)	%
PRIMARIOS	Cuarzo I. Se manifiestan como cristales anhedrales con bordes irregulares, subredondeados y redondeados. Presentan extinción recta y ondulante, algunos se observan fracturados.	< 1.6	36
	Feldespatos K. Se muestran como cristales anhedrales con bordes subredondeados, subhedrales de hábito tabular. Presentan maclas tipo Carlsbad y en rejilla, también se observan en vetillas formando una textura pertítica con plagioclasas y una textura grafica con el cuarzo primario. Alterados por agregados de esmectitas.	< 2.3	18

SECUNDARIOS	Accesorio	Plagioclasas. Se muestran como cristales anhedrales de hábito anhedrales con bordes subredondeados, subhedrales y euhedrales con hábito tabular y prismáticos. Distinguibles por su macla polisintética, algunos presentan zonamiento oscilatorio. Intercrecido con los cristales de cuarzo, formando por zonas, una textura mirmequítica. Además, se observan alterados por agregados de illita-esmectitas, en algunos sectores por cloritas.	< 2.4	15
		Biotita I. Se presentan como relictos de cristales subhedrales y euhedrales de hábito tabular y laminares. Están presentes de forma alternada en la roca. Estos se observan reemplazados por agregados de cloritas.	< 1.8	-
		Zircón. Se muestran como cristales subhedrales y euhedrales de hábito prismático con terminaciones bipiramidales. Están como inclusiones en la matriz.	< 0.10	Traza
		Vetilla de cuarzo III – biotita secundaria +/- calcopirita I. Corresponde a un evento presente como vetillas rectas, continuas, sin sutura con presencia de halo y con espesores de 2 cm. El evento está conformado por cuarzo III que se manifiestan como cristales anhedrales con bordes subredondeados y redondeados. Presentan extinción recta y ondulante, forman una textura en mosaico. Estos se hallan como relleno masivo de las vetillas.	< 1.5	12
		Biotita secundaria. Se desarrollan como relictos de cristales subhedrales y euhedrales de hábito tabular y laminares, forman agregados microcristalinos. Estos se observan alterados por agregados de cloritas. Están presentes en las vetillas forman halos con espesores en promedio de 2.2 cm, en parte se observan entre los intersticios.	< 0.20	1
		Calcopirita I. Se muestran como cristales anhedrales con bordes subredondeados a redondeados. Están presentes como inclusiones en algunos cristales de cuarzo III.	< 0.04	Traza
		Agregados y venillas de cuarzo IV – sericita. Corresponde a un evento presentes de forma penetrativa y venillas en venillas irregulares discontinuas. Este evento está conformado por cuarzo IV que se hallan como cristales anhedrales con bordes subredondeados. Presentan extinción recta, estos se hallan alojados en intersticios de los cristales que componen la roca y en cierta parte en las vetillas.	< 0.10	2.5

Sericita.

Se presentan como cristales subhedrales de hábito tabular y en agregados microcristalinos de aspectos escamosos y hábito radiados. Intercrecido con los agregados de cuarzo IV, presentes como relleno de espacios intersticiales y oquedades presentes en las venillas y cristales de que compone la roca, alteran débilmente a los cristales de plagioclasas.

< 0.12 5

Agregados y venillas de cloritas – óxidos de titanio +/-pirita +/- calcopirita II.

Corresponde a un evento de forma penetrativa, que se muestran como relleno de espacios intersticiales y oquedades en la matriz, presentes como relleno de microfracturas. El evento está conformado por **cloritas** que se exponen como cristales subhedrales y euhedrales de hábito tabular y en agregados microcristalinos a escamosos y en hábito radiados. Estos se muestran que alteran a los cristales de biotita. Implantado en algunos cristales de plagioclasas, así como parte del relleno de oquedades e intersticios. Además, se sobrepone a los agregados de sericita

< 0.22 6.5

Óxidos de titanio.

Se muestran como cristales anhedral con bordes irregulares a subredondeados, de aspecto granulares. Están diseminados en la roca, intercrecido con los agregados microcristalinos de cloritas.

< 0.15 0.5

Pirita.

Se manifiestan como relictos de cristales con formas irregulares. Presentes de forma diseminada en la matriz e intercrecido con los agregados microcristalinos de cloritas, alojados en intersticios. Además, se muestran reemplazados por agregados de goethita.

< 0.05 Traza

Calcopirita II.

Se observan como cristales anhedral con bordes subangulosos a subredondeados. Están presentes como relleno de oquedades en algunos cristales de cuarzo, intercrecido con algunos cristales de pirita.

< 0.09 Traza

Agregados de illita-esmectitas.

Corresponde a un evento presente de forma penetrativa, de aspecto selectivo. Este evento está conformado por agregados de **illita** que se manifiestan como cristales subhedrales de hábito micro tabulares y en agregados microcristalinos a criptocristalinos de aspectos fibrosos a escamosos. Intercrecido con **esmectitas** que se muestran como agregados criptocristalinos. Estos se observan que alteran a los cristales de plagioclasas.

< 0.02 2

Agregados de limonitas (goethita).

Corresponde a un evento supérgeno que está compuesto por goethita que se halla como cristales anhedrales de formas granulares y en agregados microcristalinos a criptocristalinos con aspectos terrosos. Estos reemplazan a los cristales de pirita desde sus bordes que se observan como impregnaciones sobre los agregados de cloritas y como relleno de oquedades y microfracturas.

< 0.12 1

Tabla 18. Petrografía del monzogranito M102-PM con alteración potásica–fílica–subpropilítica y vetillas cuarzo–biotita ± calcopirita

Textura de la roca, estilo de alteración y mineralización

- Roca: Inequigranular, mirmequítica y gráfica. Pertítica.
- Alteración: Vetillas, venillas y penetrativa.
- Mineralización: Diseminada.

Alteración hidrotermal

Tipo de Alteración	Estilo	Intensidad	Asociación mineralógica**
Potásica	Vetillas	Moderada	Cuarzo III – biotita secundaria +/- calcopirita I
Fílica	Penetrativa y venillas	Débil	Sericita – cuarzo III
Sub propilítica	Penetrativa y venillas	Débil	Cloritas – óxidos de titanio +/- pirita +/- calcopirita II
Limonitización	Penetrativa	Incipiente	Goethita

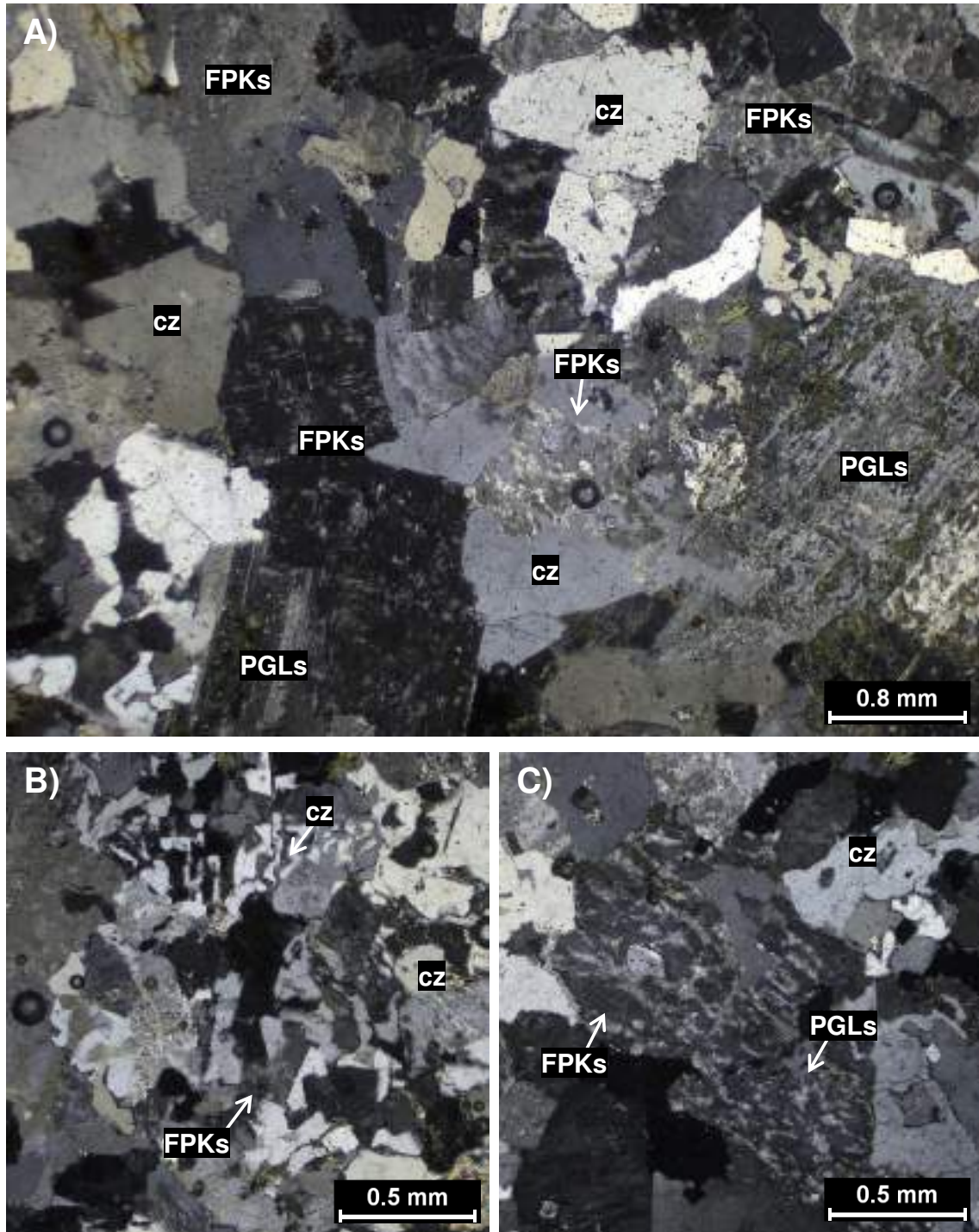
Incipiente (Trazas: < 1%). Débil (1-11%). Moderada (12-49%). Fuerte (>50%)

* El Tipo de alteración hidrotermal esta dado en orden por relación temporal.

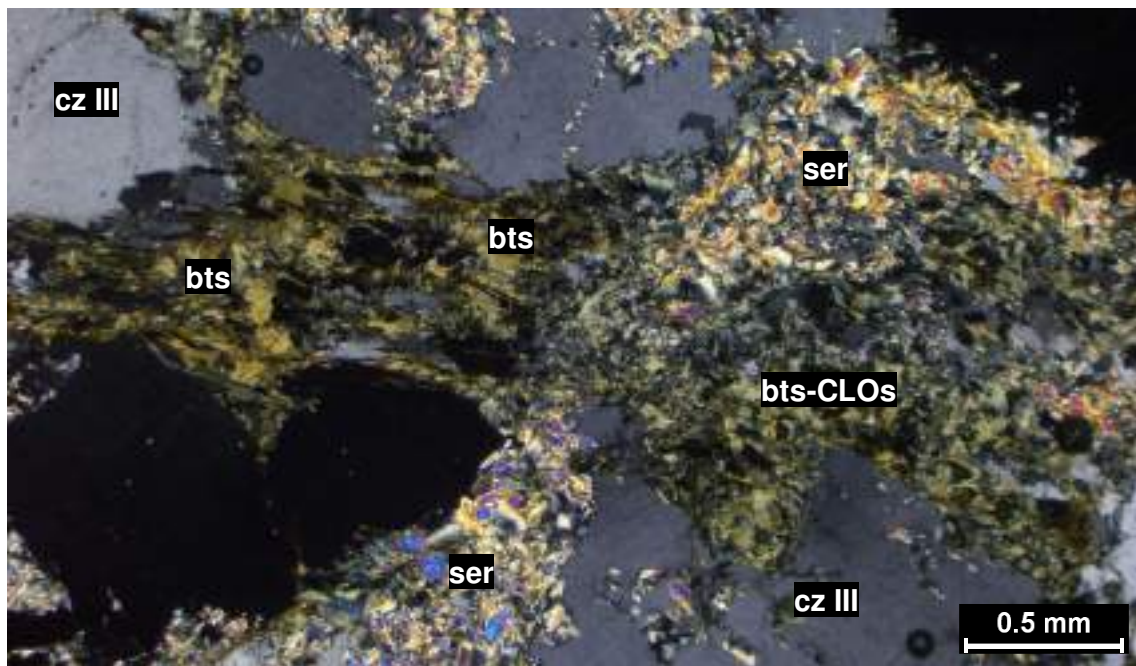
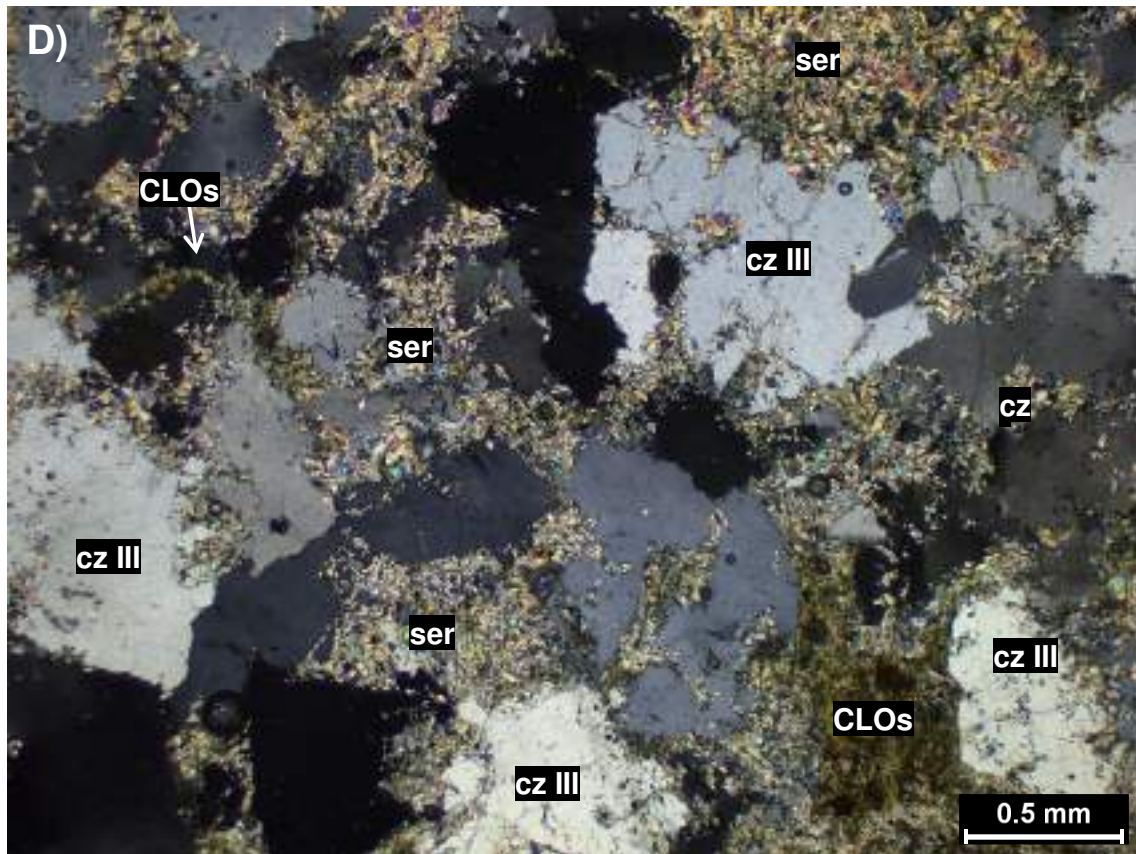
** La asociación de minerales está dada por orden de abundancia e intensidad y no por relación temporal.

Tabla 19. Tipos de alteración hidrotermal y asociaciones mineralógicas del monzogranito M102-PM

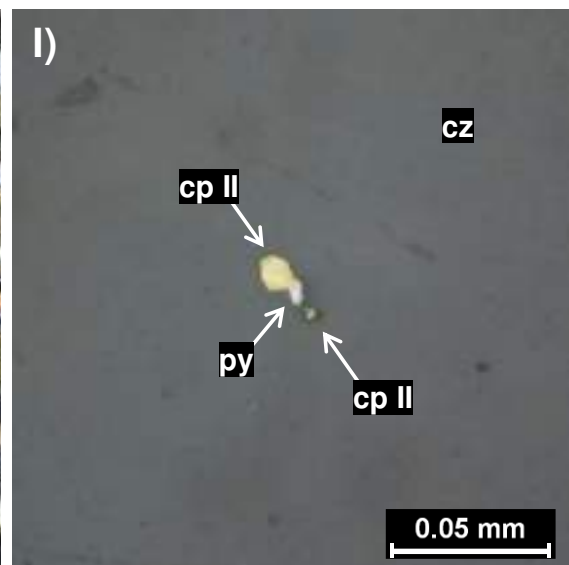
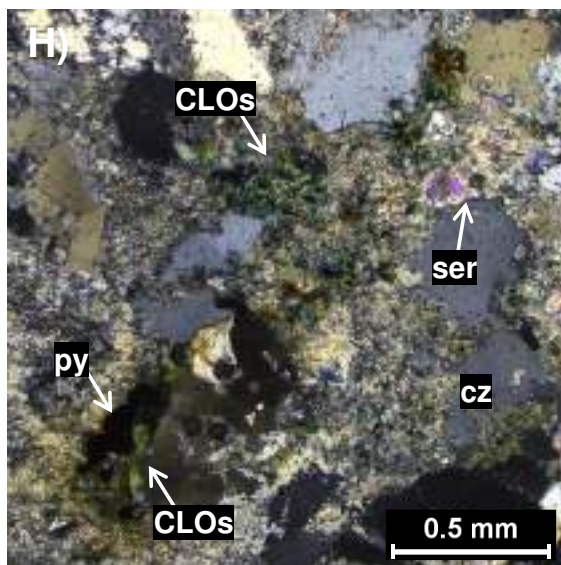
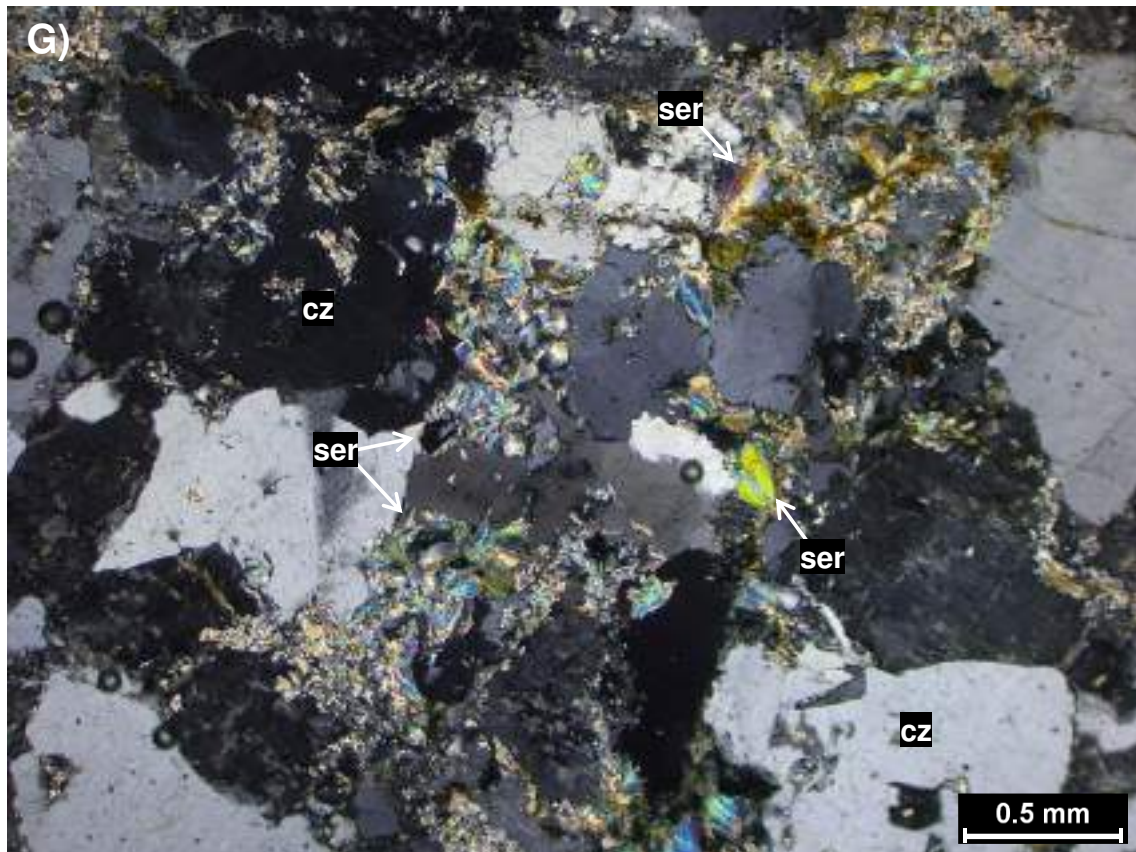
Fotomicrografías



Fotomicrografías. A) Textura inequigranular compuesta por cristales de cuarzo (cz) intercrecido con plagioclasas (PGLs) y feldespato K (FPKs). B) Textura grafica entre cristales de cuarzo (cz) y feldespato K (FPKs). C) Textura antipertítica compuesta entre cristal de feldespato K (FPKs) con plagioclasas (PGLs). Fotomicrografías en LT-NX.



Fotomicrografía 01.- Textura brechoide compuesta por fragmentos líticos (FL), fragmentos de cristales de plagioclasas (PGLs) y cuarzo (cz), soportados y cementado por agregados de jarosita (jar). Fotomicrografía en LT-NX.



Fotomicrografía 01.- Textura brechoide compuesta por fragmentos líticos (FL), fragmentos de cristales de plagioclasas (PGLs) y cuarzo (cz), soportados y cementado por agregados de jarosita (jar). Fotomicrografía en LT-NX.

Figura 49. Fotomicrografías petrográficas del monzogranito M102-PM: texturas primarias y brechoides hidrotermales

Muestra: M100

Clasificación de la roca: Sienogranito

Roca ígnea intrusiva con moderada silicificación, débil alteración potásica, fílica, argílica intermedia y limonitización, con trazas de mineralización de pirita $\pm$ calcopirita.



Figura 50. Sienogranito M100 con silicificación moderada y alteraciones hidrotermales débiles (potásica, fílica y argílica intermedia)

Descripción macroscópica

Roca ígnea intrusiva, compacta, de color gris con tonalidades blanquecinas, rojizas y verdosas (Ver Figura 50). Presenta una textura fanerítica compuesta por moldes de cristales de minerales ferromagnesianos intercrecido con cristales de plagioclasas, feldespato K y cuarzo. La roca es cortada por un evento de vetilla de cuarzo con sutura rellenas por óxidos e hidróxidos de hierro. Además, se observa la presencia de agregados de cloritas rellenas espacios intersticiales y algunos feldespatos alterados por sericita. Presenta una dureza y densidad alta. Presenta un tenue magnetismo y no se observa efervescencia al contacto con HCl.

Descripción microscópica

Roca ígnea intrusiva con textura inequigranular, mirmequítica y grafica que está compuesta por cristales de cuarzo primario intercrecido con feldespato K, plagioclasas y relictos de cristales de biotita primaria, además, se tiene presencia de minerales accesorios como zircones. La roca presenta un evento de forma penetrativa compuesto por biotita secundaria asociada con trazas de magnetita, ilmenita, pirita I y calcopirita I que se hallan como relleno de oquedades e intersticios y alterando a los cristales de biotita primaria. Seguido de un evento de una vetilla rellena de forma masiva por cuarzo III con inclusiones de cristales de calcopirita I. Posteriormente se observa un evento de venillas de cuarzo III intercrecido con óxidos de titanio, relictos de cristales de pirita II y con presencia de un halo de sericita. Además, se observa la presencia de agregados microcristalinos de esmectitas-illita que alteran algunos cristales de plagioclasas. También se observa la presencia de goethita, jarosita y hematita producto de alteración de los cristales de pirita, presentes en las venillas como relleno de intersticios y oquedades.

Descripción mineralógica

MINERALES		TAMÁN O (mm)	%
PRIMARIOS	Cristales	Cuarzo I. Se desarrolla como cristales anhedrales con bordes irregulares, subredondeados y redondeados. Presentan extinción ondulante, algunos se observan fracturados. Intercrecido principalmente con feldespato K formando una textura gráfica.	< 2.6 33.25
		Feldespatos K. Se muestran como cristales anhedrales con bordes subredondeados, subhedrales y euhedrales de hábito tabular. Presentan macla tipo Carlsbad, también se observan en formas veteadas con una textura pertítica con plagioclasas y una textura grafica con el cuarzo primario. Alterados por agregados de esmectitas.	< 2.2 18

SECUNDARIOS	Accesorio	Plagioclasas. Se manifiestan como cristales anhedrales de hábito anhedrales con bordes subredondeados, subhedrales y euhedrales con hábito tabular. Distinguibles por su macla polisintética. Intercrecido con los cristales de cuarzo, formando por zonas una textura mirmequítica. Además, se observan alterados por agregados de esmectitas.	< 1.4	12
		Biotita I. Se exponen como relictos y moldes de cristales subhedrales y euhedrales de hábito tabular y laminares. Están presentes de forma dispersa en la roca. Estos se observan reemplazados por agregados de biotita secundaria.	< 2.2	1
		Zircón. Se muestran como cristales subhedrales y euhedrales de hábito prismático con terminaciones bipiramidales. Están como inclusiones en la matriz.	< 0.10	Traza
		Agregados de biotita secundaria +/- magnetita +/- ilmenita +/- pirita I +/- calcopirita I. Corresponde a un evento presente de forma penetrativa. Este evento está conformado por biotita secundaria que se hallan como cristales subhedrales y euhedrales de hábito laminar y en agregados microcristalinos de aspectos escamosos. Estos se observan que reemplazan a los cristales de biotita primaria, se hallan como relleno de intersticios y oquedades en la roca.	< 0.17	2
		Magnetita. Se observan como cristales anhedrales con bordes subredondeados a redondeados. Asociado con los agregados de biotita secundaria, presentes entre los intersticios de cristales de cuarzo.	< 0.08	Traza
		Ilmenita. Se hallan como cristales subhedrales y euhedrales de hábito acicular y prismáticos. Están presentes como inclusiones en cristales de cuarzo.	< 0.15	Traza
		Pirita I. Se observan como cristales anhedrales con bordes subredondeados. Están presentes como inclusiones en cuarzo, asociado con magnetita.	< 0.02	Traza
		Calcopirita I. Se observan como cristales anhedrales con bordes subredondeados. Presentes como relleno de oquedad e intersticios, asociado con biotita secundaria.	< 0.03	Traza

Vetilla de cuarzo III +/- calcopirita II.

Corresponde a un evento presente como vetillas rectas, continuas, con sutura, con presencia de halo y cuentan con espesores de 2 cm aproximadamente. El evento está conformado por **cuarzo III** que se desarrollan como cristales anhedrales con bordes irregulares, subredondeados y redondeados. Presentan extinción recta y ondulante, forman una textura en mosaico. Estos se hallan como relleno masivo de las vetillas.

< 2.4 20

Calcopirita II.

Se muestran como cristales anhedrales con bordes subangulosos a subredondeados. Están presentes como inclusiones en algunos cristales de cuarzo III.

< 0.02 Traza

Venillas y agregados de cuarzo IV – sericita – óxidos de titanio +/- pirita II.

Corresponde a un evento presentes de forma venillas y de forma penetrativa. Este evento está conformado por **cuarzo IV** que se hallan como cristales anhedrales con bordes subredondeados. Presentan extinción recta, estos se hallan alojados en intersticios de los cristales que componen la roca y en sectores de las vetillas de cuarzo III, intercrecido con cuarzo IV.

< 0.16 2

Sericita.

Se exponen como cristales subhedrales de hábito tabular y en agregados microcristalinos de aspectos escamosos. Intercrecido con los agregados de cuarzo IV, presentes como relleno de espacios intersticiales y oquedades presentes en las venillas y entre cristales de que componen la roca.

< 0.10 4

Óxidos de titanio.

Se muestran como cristales anhedrales con bordes irregulares, de aspectos granulares. Intercrecido con los agregados sericita.

< 0.05 0.5

Pirita II.

Se desarrolla como relictos de cristales y cristales anhedrales con bordes subredondeados y redondeados. Están presentes como inclusiones en algunos cristales de cuarzo IV. Reemplazados por hematita y goethita.

< 0.03 Traza

Agregados de esmectitas.

Corresponde a un evento presente de forma penetrativa, de aspecto selectivo. Este evento está conformado por **esmectitas** que se muestran como agregados microcristalinos a criptocristalinos de aspectos escamosos y pulverulentos. Estos se observan que alteran algunos cristales de plagioclasas.

< 0.01 1

Agregados de limonitas (goethita > jarosita > hematita).

Corresponde a un evento supérgeno que está compuesto por **goethita** que se halla como cristales anhedrales de formas granulares y en agregados de hábito botroidales. Intercrecido con **jarosita** que se observan como agregados microcristalinos en forma de racimos. Además, se observa la presencia de **hematita** que se observan como cristales anhedrales con bordes irregulares, están bordeados por agregados de goethita. Estos reemplazan a los cristales de pirita desde sus bordes que se observan como relleno de as venillas e intersticios.

< 0.65 4.5

Tabla 20. Descripción mineralógica y secuencia de alteración hidrotermal del sienogranito M100 (minerales primarios y secundarios)

Textura de la roca, estilo de alteración y mineralización

- Roca: Porfírica.
- Alteración: Vetilla, venillas y penetrativa.
- Mineralización: En venillas.

Alteración Hidrotermal

Tipo de Alteración	Estilo	Intensidad	Asociación mineralógica**
Potásica	Penetrativa	Débil	Biotita secundaria +/- magnetita +/- ilmenita +/- pirita I +/- calcopirita I
Silicificación	Vetilla	Moderada	Cuarzo III +/- calcopirita II
Fílica	Venillas y penetrativa	Débil	Cuarzo IV – sericita +/- óxidos de titanio +/- pirita II
Argílica intermedia	Penetrativa	Débil	Esmeclitas-illita
Limonitización	Penetrativa	Débil	Goethita – jarosita +/- hematita

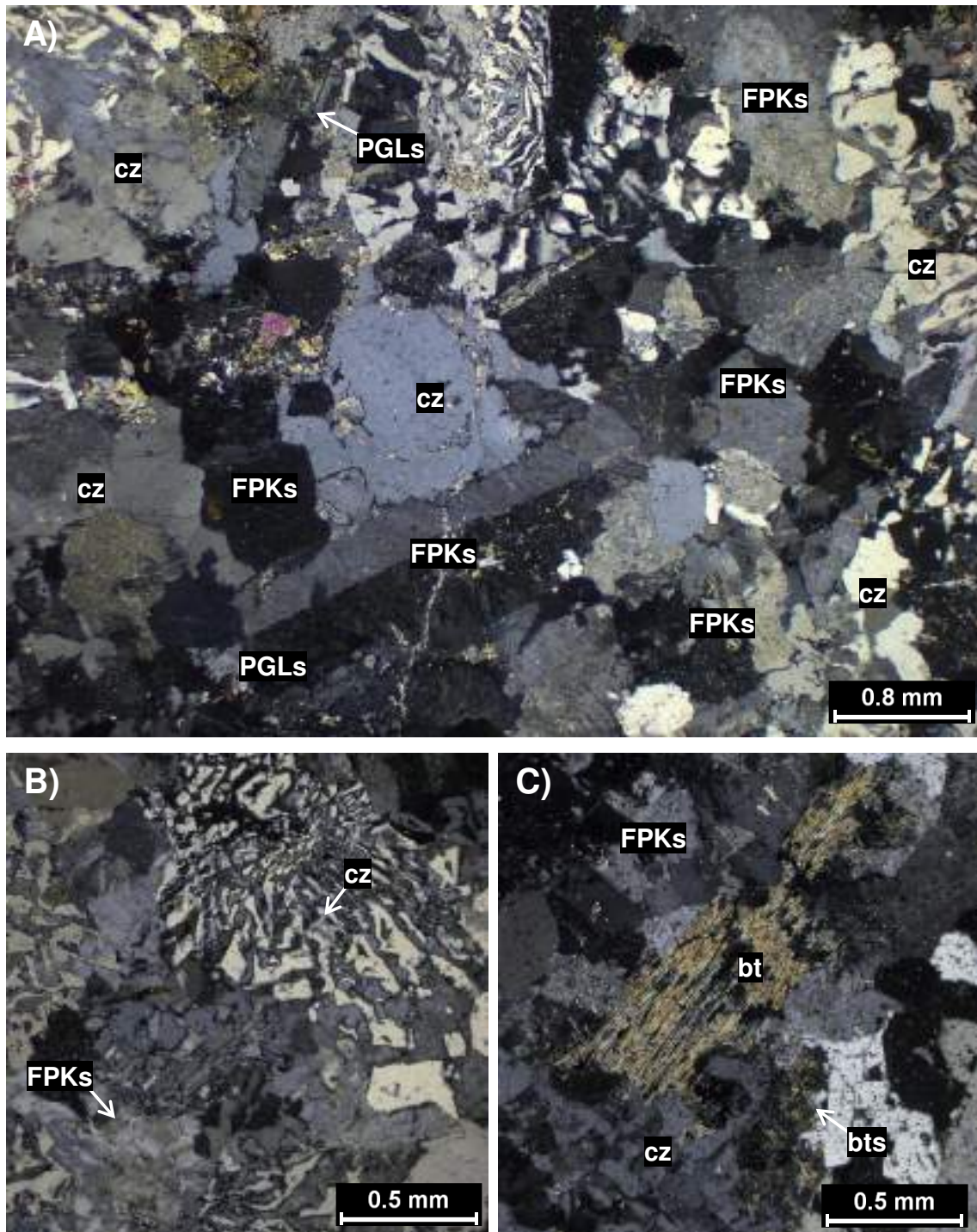
Incipiente (Trazas: < 1%). Débil (1-11%). Moderada (12-49%). Fuerte (>50%)

* El Tipo de alteración hidrotermal esta dado en orden por relación temporal.

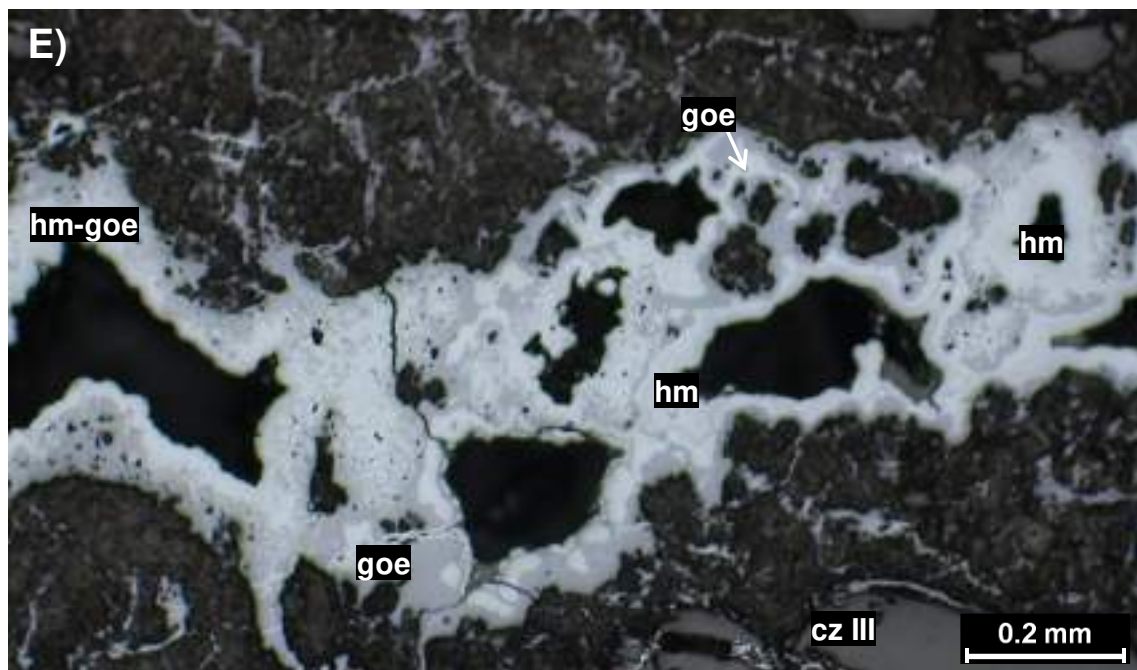
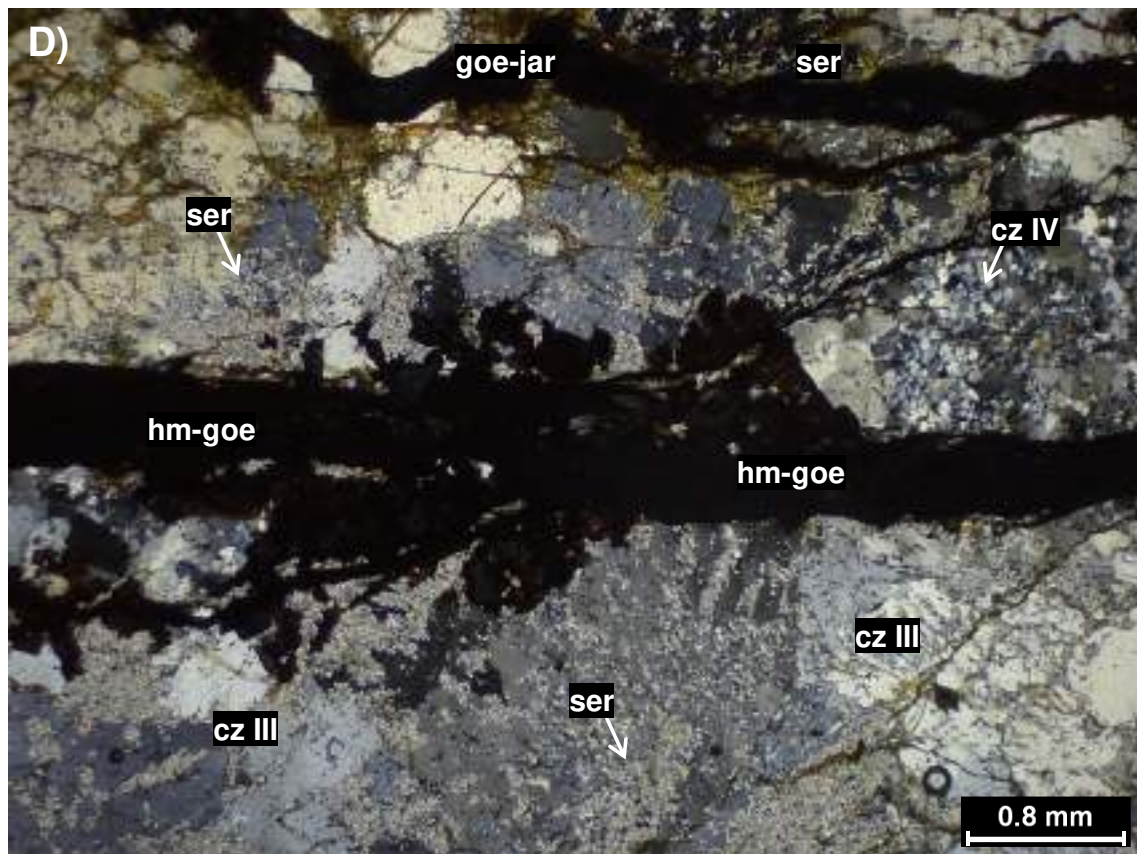
** La asociación de minerales está dada por orden de abundancia e intensidad y no por relación temporal.

Tabla 21. Tipos, estilos e intensidad de alteración hidrotermal en la muestra M100 (sienogranito)

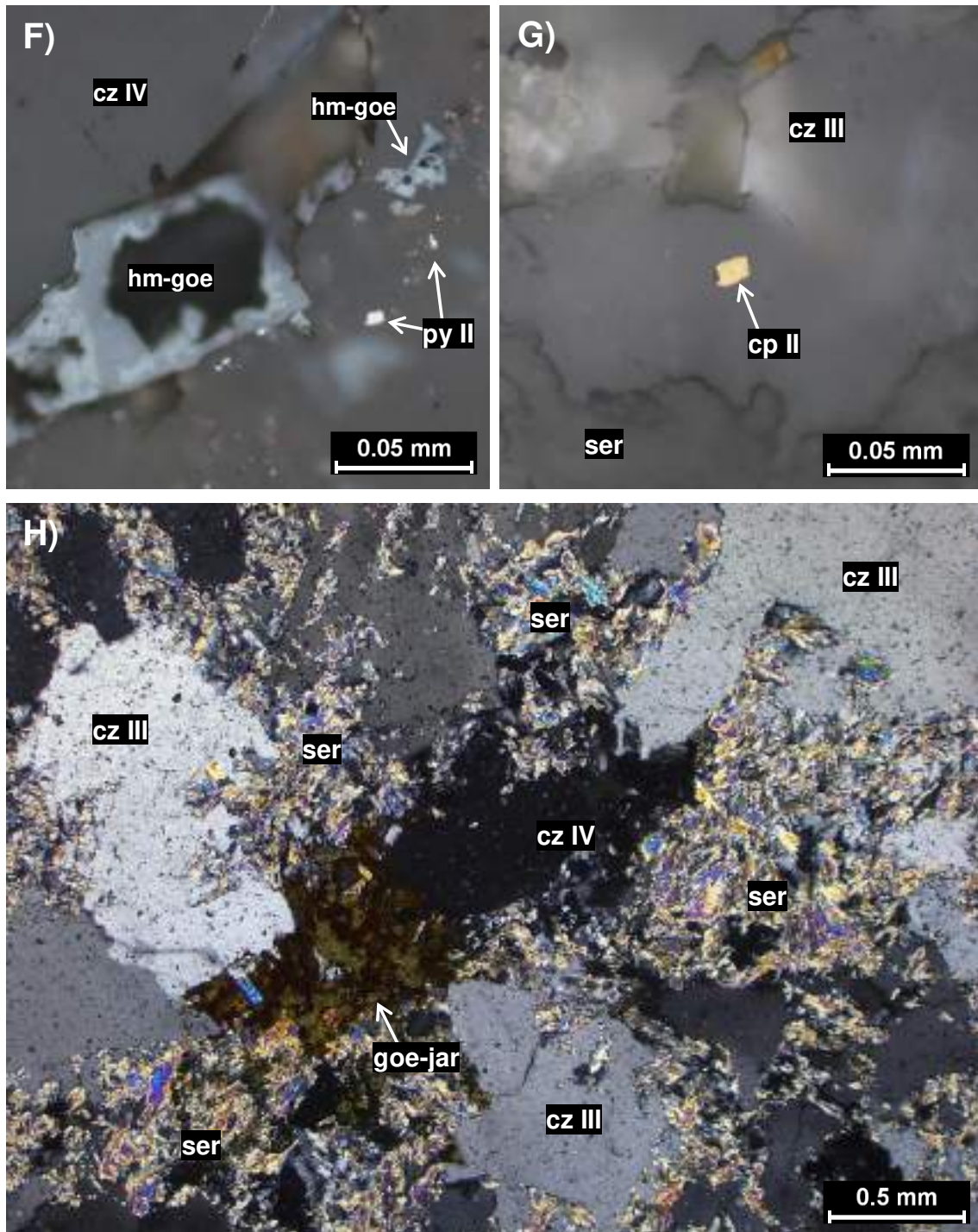
Fotomicrografías



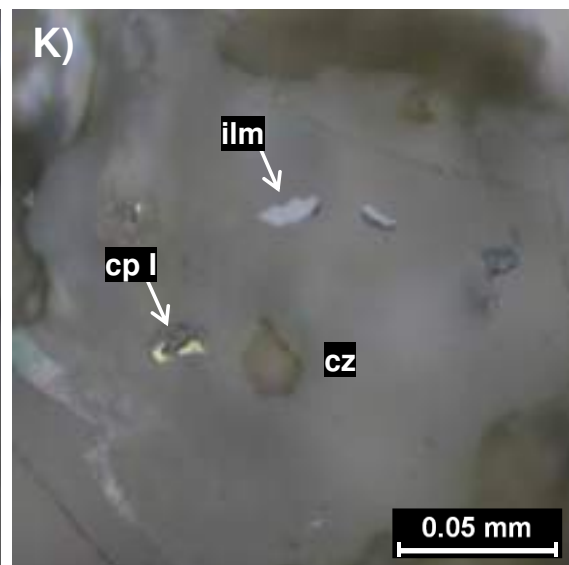
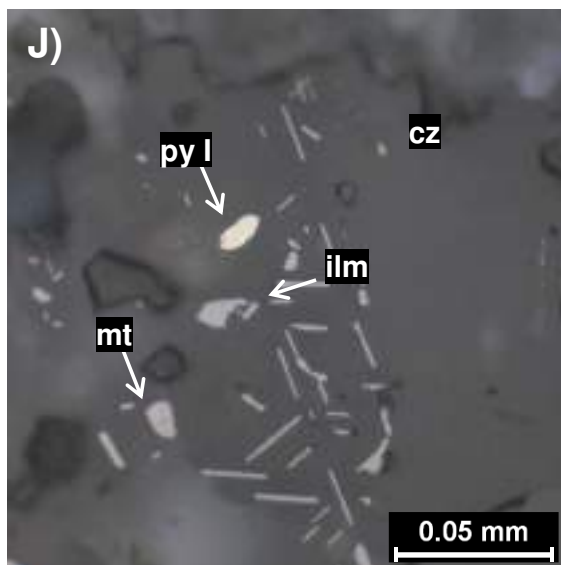
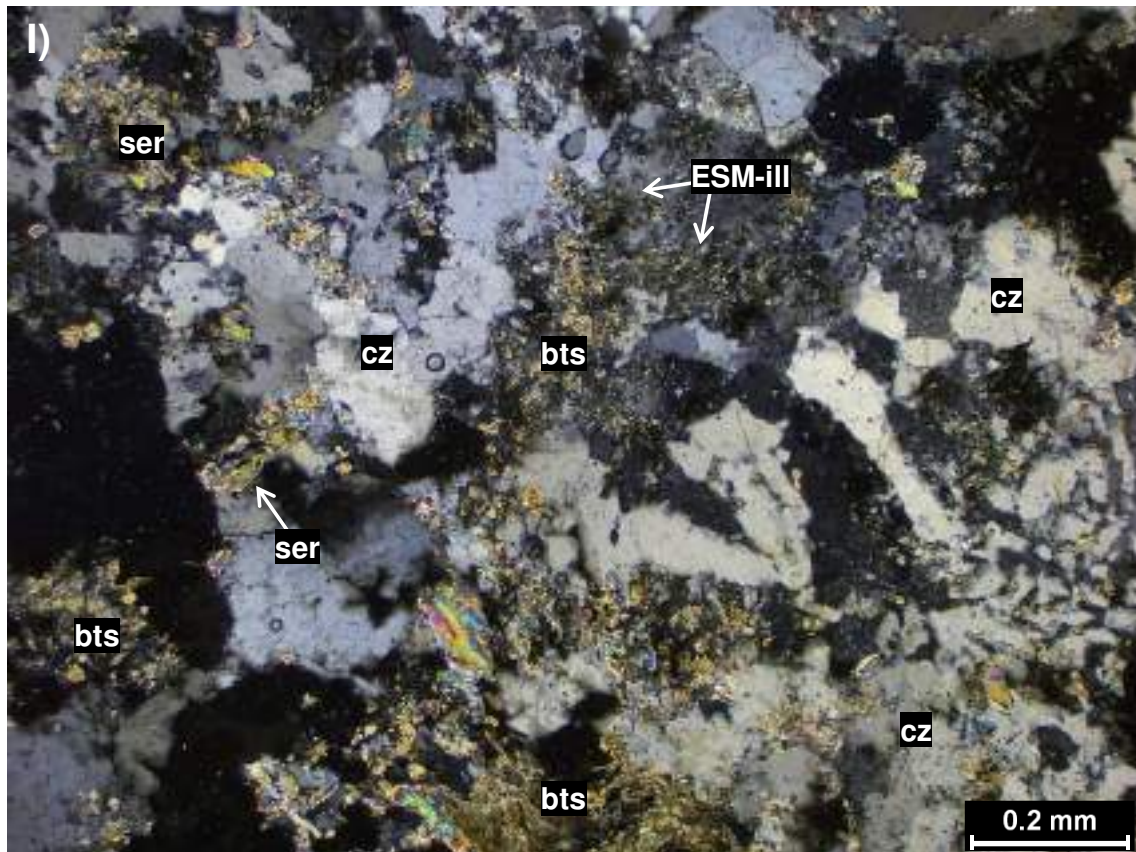
Fotomicrografías. A) Textura inequigranular compuesta por cristales de cuarzo primario (cz) intercrecido con plagioclasas (PGLs) y feldespato K (FPKs). B) Textura gráfica entre cristales de cuarzo (cz) y feldespato K (FPKs). C) Cristal de biotita primaria (bt) intercrecido con cuarzo (cz) y feldespato potásico (FPKs), con intersticios rellenos por biotita secundaria (bts). Fotomicrografías en LT-NX.



Fotomicrografías. D) Venilla de cuarzo III (cz III) con espacios reutilizado por una venilla de cuarzo IV (cz IV), sericita (ser), mostrando sulfuros reemplazados por hematita-goethita (hm-goe). E) Agregados microcristalinos de hábito botroidales de hematita (hm) intercrecido con goethita (goe). Fotomicrografías en LT-NX.



Fotomicrografías. F) Sector de vetilla de cuarzo IV (cz IV) con presencia de inclusión de pirita II (py II) y presencia de hematita-goethita (hm-goe). G) Cristal anhedral de calcopirita II (cp II) presente como inclusión en cuarzo III (cz III). H) Vetilla cuarzo III (cz III) con espacios intersticiales rellenos por agregados microcristalinos de cuarzo IV (cz IV) asociado con sericita (ser), presencia de agregados de goethita-jarosita (goe-jar). Fotomicrografía en LT-NX y LR-N//.



Fotomicrografías. F) Agregados microcristalinos de biotita secundaria (bts) con una superposición de agregados de sericita (ser), además se observa una alteración por esmectitas-illita (ESM-ill), presentes entre cristales de cuarzo primario (cz). H) Cristal de pirita (py I) asociado con magnetita (mt) e ilmenita (ilm). I) Cristal de calcopirita II (cp II) asociado con ilmenita (ilm), presentes como relleno de oquedad en cuarzo (cz). Fotomicrografía en LT-NX y LR-N//.

Figura 51. Fotomicrografías petrográficas del sienogranito M100: texturas ígneas, venillas hidrotermales y mineralización asociada

Muestra: M101-A

Clasificación de la roca: Sienogranito

Roca ígnea intrusiva con moderada silicificación, débil alteración potásica, subpropilítica, fílica y limonitización.



Figura 52. Sienogranito M101-A con silicificación moderada y alteraciones hidrotermales débiles (potásica, fílica, subpropilítica y limonitización)

Descripción macroscópica

Roca ígnea intrusiva, compacta, de color gris con tonalidades blanquecinas y verdosas (Ver Figura 52). Presenta una textura fanerítica compuesta por moldes de cristales de minerales ferromagnesianos intercrecido con cristales de plagioclasas, feldespato K y cuarzo. La roca es cortada por un evento de vetilla de cuarzo. Además, se observa la presencia de agregados de cloritas relleno de espacios intersticiales y algunos feldespatos están alterados por sericita. Presenta una dureza y densidad alta. No presenta magnetismo y no se observa efervescencia al contacto con HCl.

Descripción microscópica

Roca ígnea intrusiva con textura inequigranular, grafica, pertítica y mirmequítica, está compuesta por cristales de cuarzo, plagioclasas, feldespato K, asimismo se observa la presencia de minerales accesorios como zircones. La roca se observa alterada por agregados microcristalinos de cuarzo III asociado con cloritas y óxidos de titanio. Posteriormente se observa un evento de venillas rellenas por cuarzo IV. Seguido de un evento de agregados microcristalinos de sericita que rellena intersticios y alteran a los cristales de plagioclasas. Además, se observa la presencia de agregados de limonitas como relleno de oquedades y a modo de impregnaciones.

Descripción Mineralógica

MINERALES		TAMAÑO (mm)	%	
PRIMARIOS	Cristales	Cuarzo I.		
		Se presentan como cristales anhedrales con bordes irregulares, subredondeados y redondeados.	< 1.5	35
		Presentan extinción recta y ondulante, algunos cristales se observan fracturados. Intercrecido con cristales de feldespato K formando una textura gráfica.		
	Feldespatos K.			
	Se manifiestan como cristales anhedrales con bordes subredondeados, subhedrales y euhedrales de hábito tabular. Presentan macla tipo Carlsbad y en rejilla, también se observan de formas veteadas formando una textura pertítica con cristales de plagioclasas y una textura grafica con el cuarzo primario.	< 1.75	19	
	Plagioclasas.			
	Se desarrollan como cristales anhedrales de hábito anhedrales con bordes subredondeados, subhedrales y euhedrales con hábito tabular. Presentan macla polisintética. Intercrecido con los cristales de cuarzo, formando una textura mirmequítica. Además, se observan alterados por agregados de illita.	< 1	9.5	

ACCESORIO	Zircón.		
	Se presentan como cristales subhedrales y euhedrales de hábito prismático con terminaciones bipiramidales. Están como inclusiones en la matriz.	< 0.08	Traza
SECUNDARIOS	Agregados de feldespato-K III.		
	Corresponde a un viento presente de forma penetrativa compuesta por feldespato-K III que se muestran como cristales anhedrales con bordes irregulares a subredondeados. Estos se observan como relleno de intersticios y oquedades, también se observan que reemplazan a los cristales de plagioclasas desde sus bordes formando una especie de coronas.	< 0.25	10
	Agregados de cuarzo III – cloritas – óxidos de titanio.		
	Corresponde a un evento presentes en forma venillas y de forma penetrativa. Este evento está conformado por cuarzo III que se hallan como cristales anhedrales con bordes subredondeados e irregulares. Presentan extinción recta y ondulante, estos se hallan alojados en intersticios de los cristales que componen la roca y en microfracturas, en parte corroen a los cristales que componen a la roca.	< 0.06	3
	Cloritas.		
	Se manifiestan como cristales subhedrales y euhedrales de hábito tabular, así como agregados microcristalinos de hábito radiados. Estos se observan alojados en espacios intersticiales y oquedades. Intercrecido con los cristales de óxidos de titanio.	< 0.20	2
	Óxidos de titanio.		
	Se presentan como cristales anhedrales con bordes irregulares, de aspectos granulares. Intercrecido con los agregados cloritas.	< 0.18	0.5

Vetilla de cuarzo III.

Corresponde a un evento presente como vetillas rectas, continuas, sin sutura y se observan con espesores de 1.5 cm aproximadamente. El evento está conformado por **cuarzo III** que se observan como cristales anhedrales con bordes irregulares, subredondeados y redondeados. Presentan extinción recta y ondulante, forman una textura en mosaico. Estos se hallan como relleno masivo de las vetillas.

< 4.8 18

Agregados de sericita.

Corresponde a un evento de forma penetrativa. Este evento está conformado por sericita que se desarrollan como cristales subhedrales y euhedrales de hábito tabular, así como en agregados microcristalinos de aspectos escamosos. Están presentes como relleno de espacios intersticiales y oquedades presentes entre cristales de que componen la roca. Asimismo, se observan que alteran a los cristales de plagioclasas.

< 0.10 2.5

Agregados de limonitas (goethita).

Corresponde a un evento supérgeno que está compuesto por **goethita** que se halla como cristales anhedrales de formas granulares y en agregados microcristalinos a criptocristalinos. Estos reemplazan a los cristales de minerales opacos que se observan como relleno de intersticios.

< 0.10 Traza

Tabla 22. Caracterización mineralógica del sienogranito M101-A: minerales primarios, fases secundarias y eventos de alteración hidrotermal

Textura de la roca, estilo de alteración y mineralización

- Roca: Inequigranular, mirmequítica, gráfica y pertítica.
- Alteración: Penetrativa y vetillas.
- Mineralización: No se observa

Alteración Hidrotermal

Tipo de Alteración*	Estilo	Intensidad	Asociación mineralógica**
Potásica	Penetrativa	Débil	Feldespatos-K III
Sub propilítica	Penetrativa	Débil	Cuarzo III – cloritas – óxidos de titanio
Silicificación	Venilla	Moderada	Cuarzo IV
Fílica	Penetrativa	Débil	Sericita
Limonitización	Penetrativa	Débil	Goethita

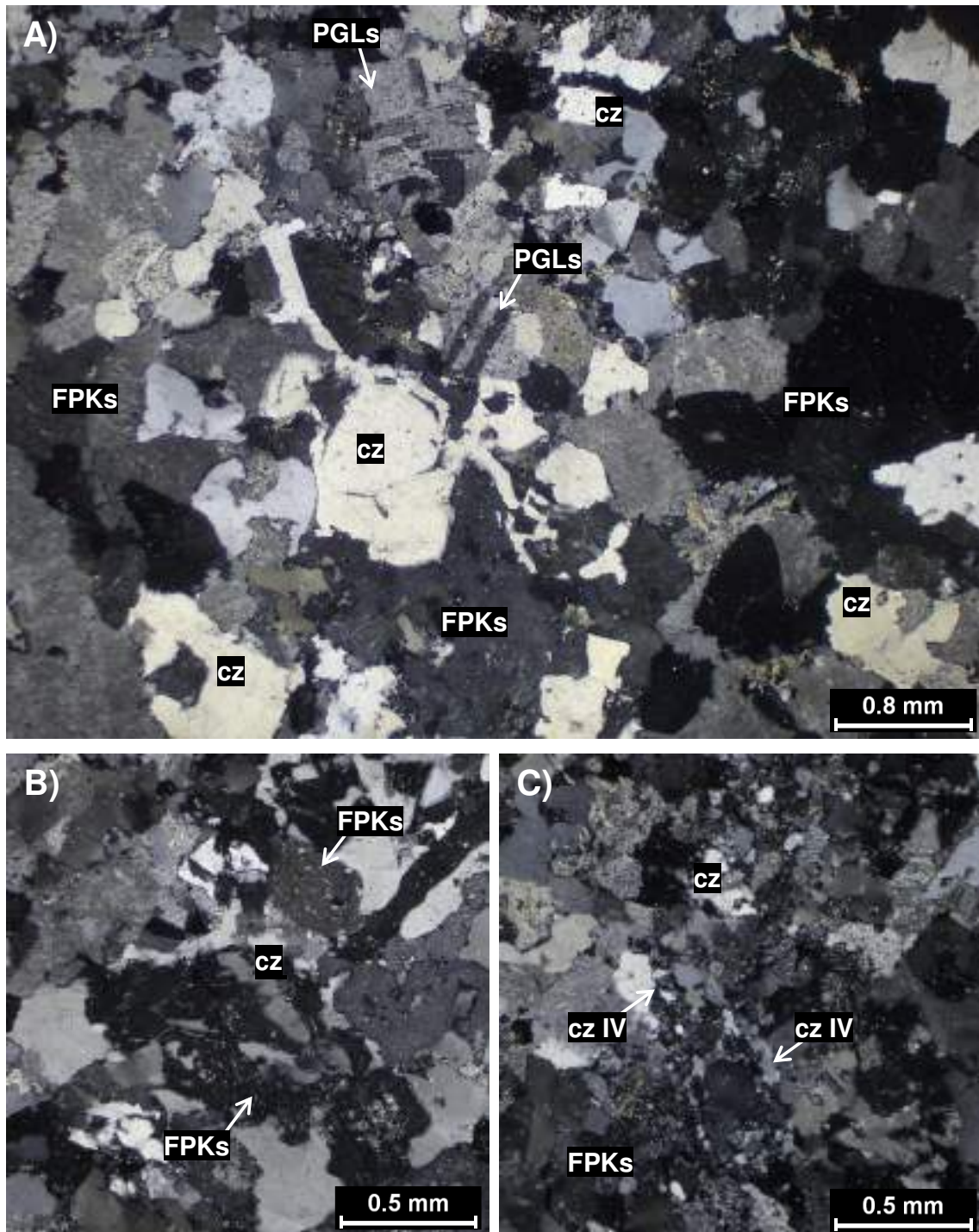
Incipiente (Trazas: < 1%). Débil (1-11%). Moderada (12-49%). Fuerte (>50%)

* El Tipo de alteración hidrotermal esta dado en orden por relación temporal.

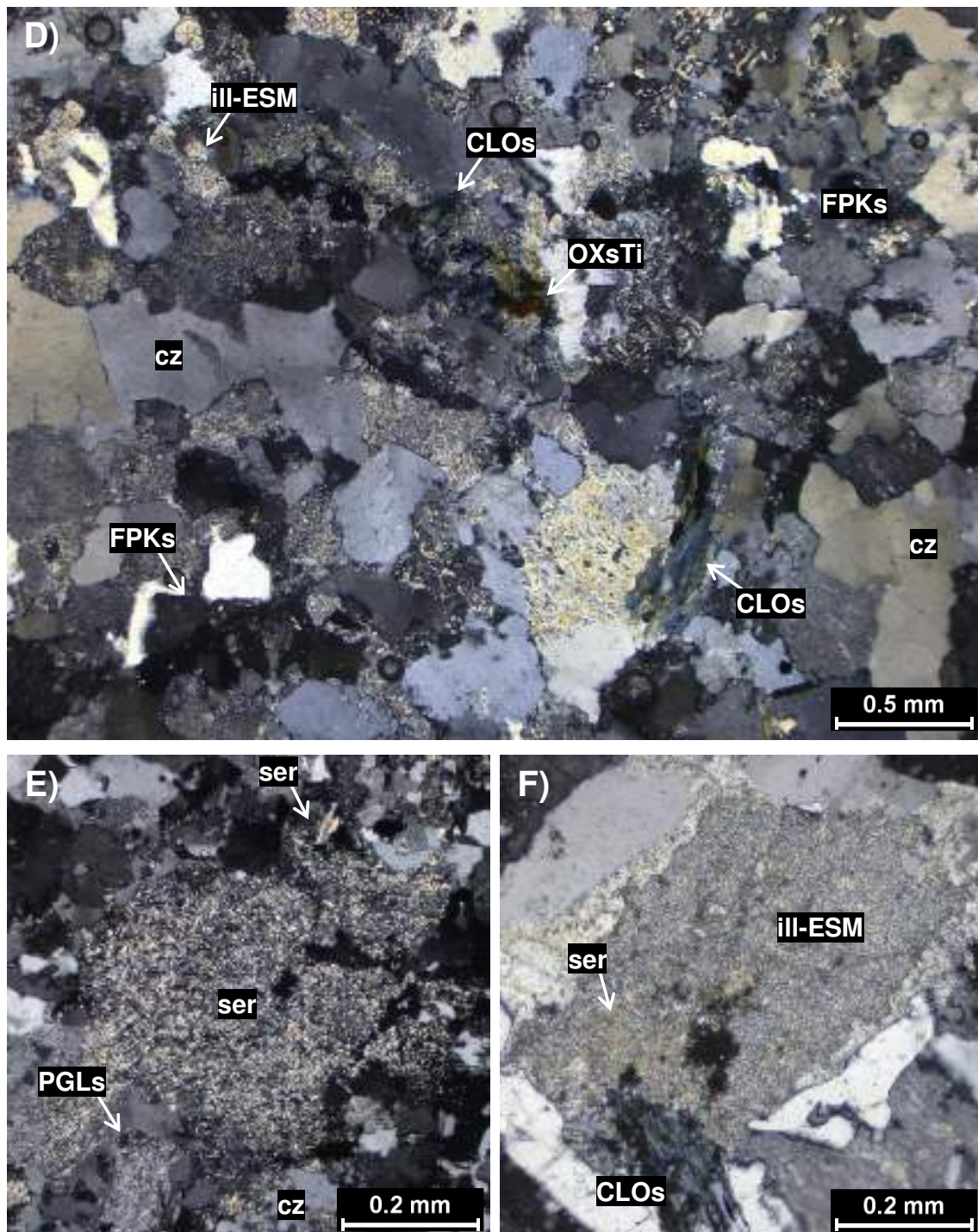
** La asociación de minerales está dada por orden de abundancia e intensidad y no por relación temporal.

Tabla 23. Tipos, estilos e intensidad de la alteración hidrotermal en el sienogranito M101-A

Fotomicrografías



Fotomicrografías. A) Textura inequigranular compuesta por cristales de cuarzo primario (cz) intercrecido con plagioclasas (PGLs) y feldespato K (FPKs). B) Textura gráfica entre cristales de cuarzo (cz) y feldespato K (FPKs). C) Agregados de cristales de cuarzo IV (cz IV) presentes como relleno de intersticios entre cristales de cuarzo (cz) y feldespato potásico (FPKs). Fotomicrografías en LT-NX.



Fotomicrografías. D) Agregados de cloritas (CLOs) asociado con óxidos de titanio (OXsTi) alojados en intersticios de cristales de cuarzo (cz) y feldespato potásico alterado por illita-esmectitas (FPKs-ill-ESM). E) Agregados microcristalinos de sericita (ser) alterando a un cristal de plagioclasa (PGLs). F) Cristal de feldespato potásico alterado por agregado de illita-esmectitas (ill-ESM) y sericita (ser), con intersticios rellenos por cloritas (CLOs). Fotomicrografías en LT-NX.

Figura 53. Fotomicrografías petrográficas del sienogranito M101-A: texturas ígneas y alteraciones hidrotermales asociadas

Muestra: M101-B

Clasificación de la roca: Sienogranito

Roca ígnea intrusiva con débil alteración potásica, sub propilítica y limonitización, con mineralización de pirita $\pm$ calcopirita $\pm$ covelita.



Figura 54. Fotomicrografías petrográficas del sienogranito M101-A: texturas ígneas y alteraciones hidrotermales asociadas

Descripción macroscópica

Roca ígnea intrusiva, compacta, de color gris con tonalidades blanquecinas y verdosas (Ver Figura 54). Presenta una textura fanerítica compuesta por cristales de biotita intercrecido con cristales de plagioclasas, feldespato K y cuarzo. La roca es alterada por evento de venillas irregulares y forma penetrativa compuesta por agregados de cloritas asociada con pirita relleno de microfracturas, espacios intersticiales y alteran algunos feldespatos y biotita. Presenta una dureza y densidad alta. No presenta magnetismo y no se observa efervescencia al contacto con HCl.

Descripción microscópica

Roca ígnea intrusiva con textura inequigranular, mirmequítica, gráfica y pértica, está compuesta por cristales de cuarzo intercrecido con feldespato K,

plagioclasas y relictos de cristales de biotita primaria, además, se observa la presencia de minerales accesorios como zircones. La roca presenta un evento de forma penetrativa y en venillas conformada por biotita secundaria asociada con magnetita e ilmenita. Seguido de un evento presente como agregados y en venillas de cuarzo III asociado con cloritas, óxidos de titanio y la mineralización de pirita y calcopirita. Además, se observa la presencia de agregados de covelita que reemplaza a los cristales de calcopirita. También se observa la presencia de goethita que reemplaza a los cristales de pirita como a los cristales de calcopirita.

Descripción mineralógica

MINERALES		TAMAÑO (mm)	%
PRIMARIOS	Cristales	Cuarzo I.	
		Se desarrollan como cristales anhedrales con bordes irregulares, subredondeados y redondeados. Presentan extinción recta y ondulante, por sectores algunos se observan fracturados.	< 1.75 40.25
		Feldespatos K.	
		Se manifiestan como cristales anhedrales con bordes subredondeados a redondeados, subhedrales y euhedrales de hábito tabular. Presentan maclas tipo Carlsbad y en rejilla, también se observan de formas veteadas formando una textura pertítica con plagioclasas y una textura grafica con el cuarzo primario.	< 1.70 30
		Plagioclasas.	
		Se presentan como cristales anhedrales con bordes subredondeados, subhedrales y euhedrales con hábito tabular y prismáticos. Presentan macla polisintética, algunos cristales presentan zonamiento oscilatorio. Intercrecido con los cristales de cuarzo, formando, una textura mirmequítica y con el feldespato K una textura pertítica. Además, se observan alterados por agregados de cloritas.	< 1.25 15

Biotita I.

Se presentan como relictos de cristales subhedrales y euhedrales de hábito laminar. Están presentes de forma alternada en la roca. Estos se observan reemplazados por agregados de cloritas.

< 1.5

-

Zircón.

Se observan como cristales subhedrales y euhedrales de hábito prismático con terminaciones bipiramidales. Están como inclusiones en la matriz.

< 0.02

Traza

Agregados y venillas de biotita secundaria +/- magnetita +/- ilmenita.

Corresponde a un evento presente de forma penetrativa y en venillas irregulares y discontinuas y espesores menores a 0.02mm. Este evento esta conformados por **biotita secundaria** que se desarrollan como cristales subhedrales y euhedrales de hábito tabular y laminares, así como en agregados microcristalinos. Estos se observan alterados por agregados de cloritas. Están presentes en las venillas, así como relleno de espacios intersticiales y oquedades en la roca.

< 0.25

2.5

Magnetita.

Se muestran como cristales anhedrales con bordes subredondeados a redondeados, subhedrales de hábito cubico. Estos se observan diseminado en la roca, alojados en espacios intersticiales y asociado con los agregados de biotita secundaria.

<

Traza

Ilmenita.

Se muestran como cristales subhedrales y euhedrales de hábito acicular. Están presentes como inclusiones en algunos cristales de magnetita.

<

Traza

**Agregados y venillas de cuarzo IV – cloritas –
óxidos de titanio – pirita +/- calcopirita.**

Corresponde a un evento presentes de forma penetrativa y venillas en venillas irregulares y discontinuas con espesores menores a 0.15 mm. Este evento está conformado por cuarzo IV que se presentan como cristales anhedrales con bordes subredondeados. Presentan extinción recta y se hallan alojados en intersticios de los cristales que componen la roca y forman parte de las vetillas.	< 0.35	3
---	--------	---

Cloritas

Se exponen como cristales subhedrales y euhedrales de hábito tabular y en agregados microcristalinos escamosos. Estos se muestran que reemplazan a los cristales de biotita secundaria. Implantados en algunos cristales de plagioclasas, así como parte del relleno de oquedades, intersticios y venillas. Asociado con la mineralización.	< 0.45	4
---	--------	---

Óxidos de titanio.

Se muestran como cristales anhedrales con bordes irregulares a subredondeados, de aspecto granulares. Están diseminados en la roca, intercrecido con los agregados microcristalinos de cloritas.	< 0.20	1
--	--------	---

Pirita.

Se manifiestan como relictos de cristales con formas irregulares. Presentes de forma diseminada en la matriz e intercrecido con los agregados microcristalinos de cloritas, alojados en intersticios. Además, se muestran reemplazados por agregados de limonitas.	< 0.55	1
--	--------	---

Calcopirita.

Se exponen como cristales anhedrales con bordes subredondeados y redondeados. Están presentes en las venillas y alojados en espacios intersticiales. También se observan como inclusiones y finas diseminaciones en algunos cristales de pirita. Se observan reemplazados por goethita y covelita.	< 0.25	Traza
--	--------	-------

Agregados de covelita.

Corresponde a un evento de enriquecimiento secundario. Está conformado por covelita que se hallan como cristales anhedrales con bordes irregulares y euhedrales con hábito micro tabulares.

Estos se observan que reemplazan algunos cristales de calcopirita, además se observan intercrecido con goethita.

< 0.02

Traza

Agregados de limonitas (goethita).

Corresponde a un evento supérgeno que está compuesto por goethita que se halla como cristales anhedrales con bordes irregulares, con pseudoformas cubicas y en agregados microcristalinos a criptocristalinos con aspectos terrosos. Estos reemplazan a los cristales de pirita y calcopirita desde sus bordes formando coronas de reemplazamiento.

< 0.06

0.5

Tabla 24. Descripción mineralógica, tamaños cristalinos y proporciones modales de la muestra M101-B (Sienogranito)

Textura de la roca, estilo de alteración y mineralización:

- Roca: Inequigranular, mirmequítica, gráfica y pertítica.
- Alteración: Penetrativa y venillas.
- Mineralización: Diseminada y en venillas.

Alteración Hidrotermal:

Tipo de Alteración	Estilo	Intensidad	Asociación mineralógica**
Potásica	Penetrativa y venillas	Débil	Biotita secundaria – magnetita +/- ilmenita
Sub propilítica	Penetrativa y venillas	Débil	Cuarzo III - cloritas – óxidos de titanio – pirita +/- calcopirita
Enriquecimiento secundario	Penetrativa	Incipiente	Covelita
Limonitización	Penetrativa	Débil	Goethita

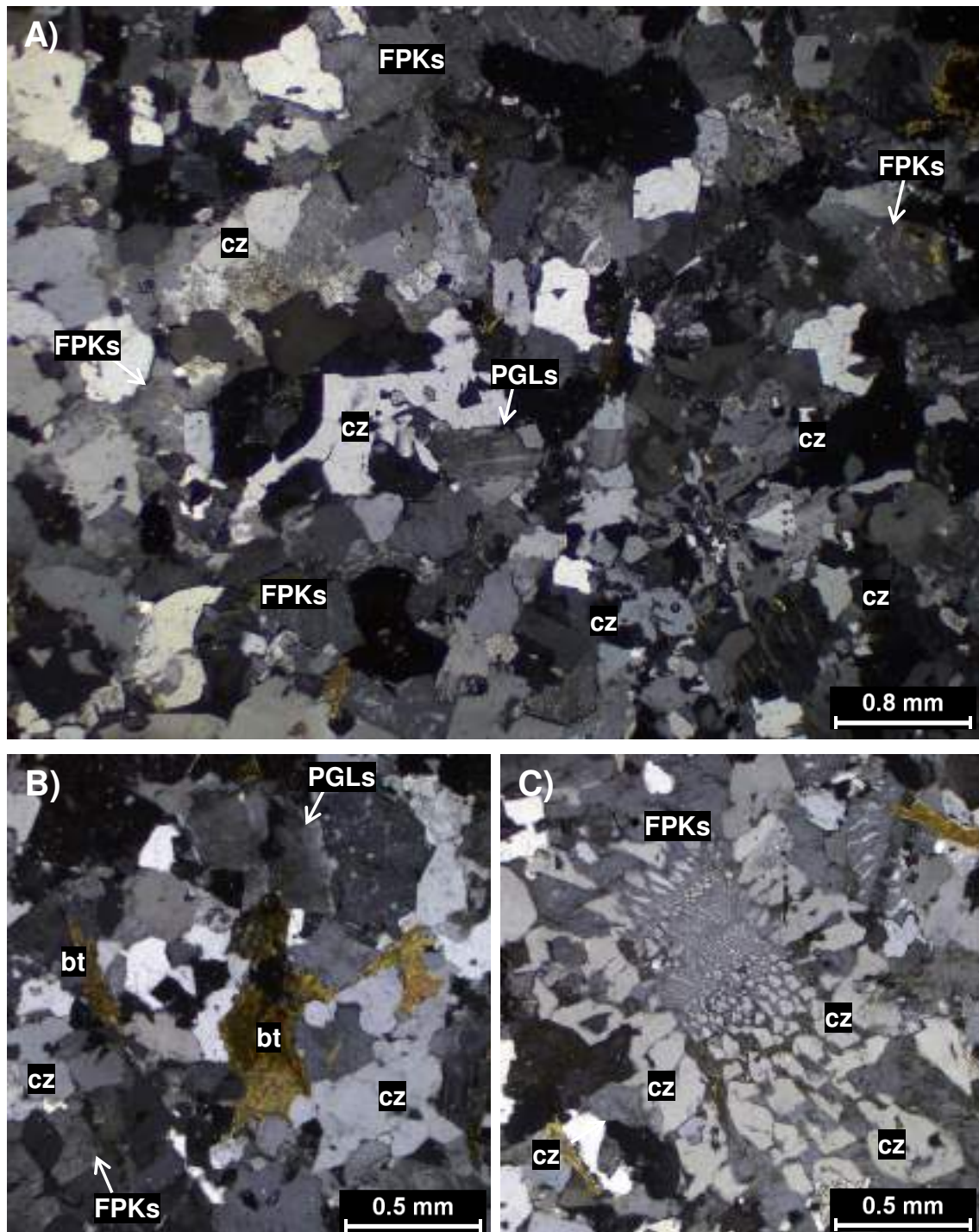
Incipiente (Trazas: < 1%). Débil (1-11%). Moderada (12-49%). Fuerte (>50%)

* El Tipo de alteración hidrotermal esta dado en orden por relación temporal.

** La asociación de minerales está dada por orden de abundancia e intensidad y no por relación temporal.

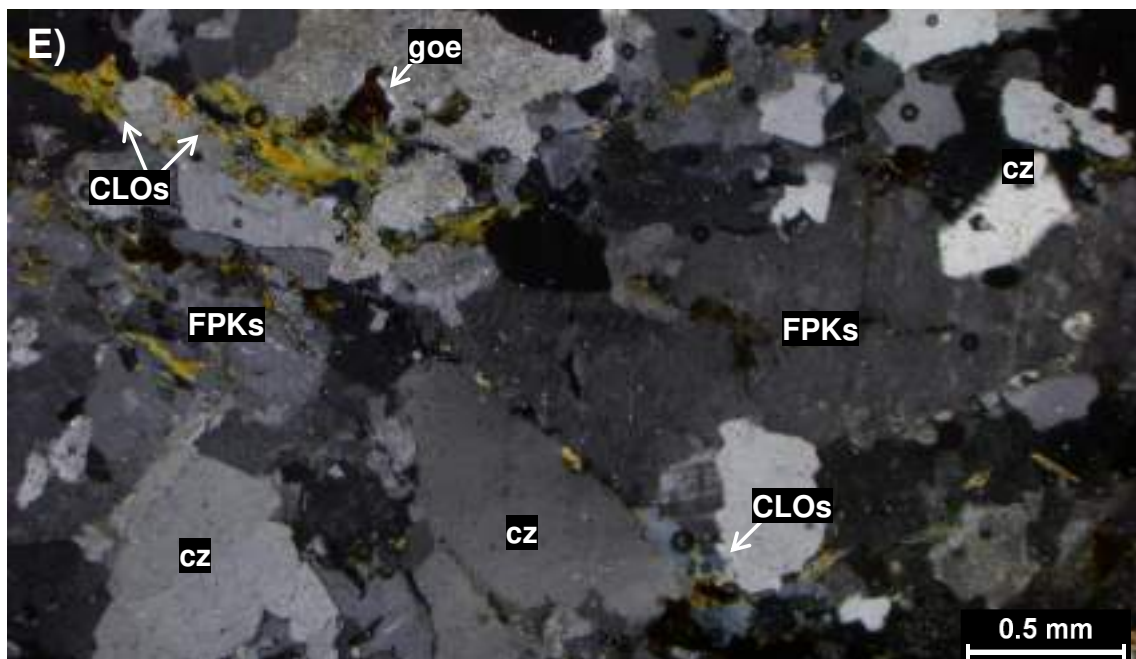
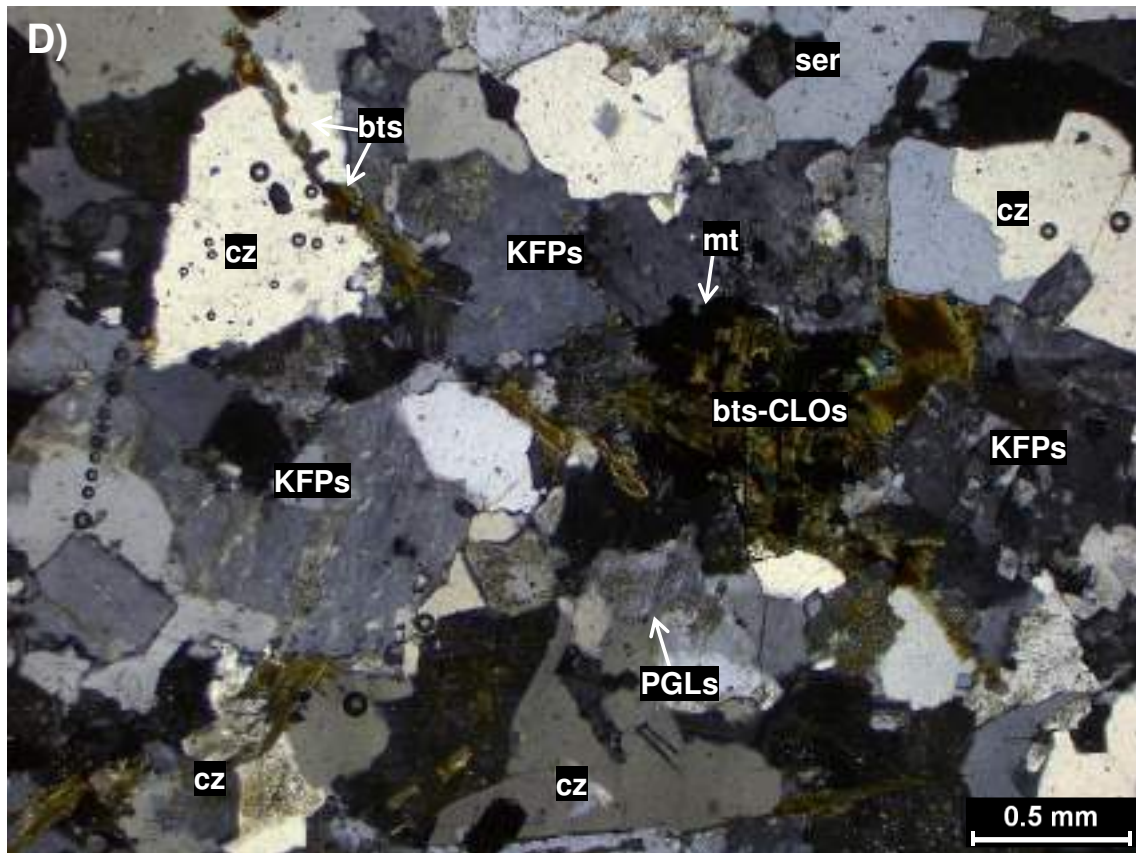
Tabla 25. Estilos, intensidad y asociaciones mineralógicas de la alteración hidrotermal en la muestra M101-B (Sienogranito)

Fotomicrografías



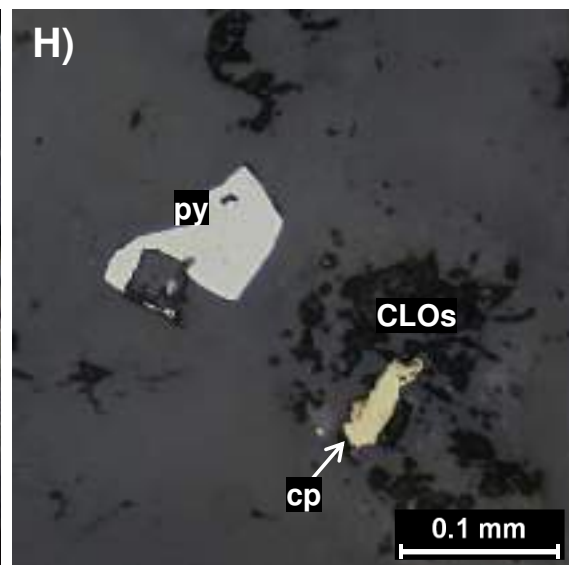
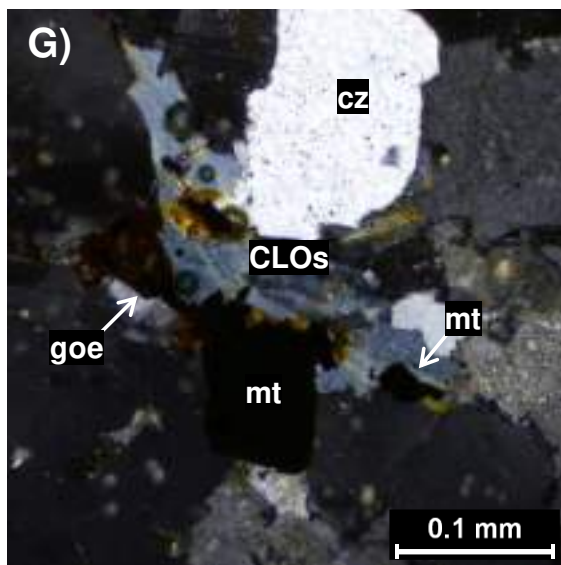
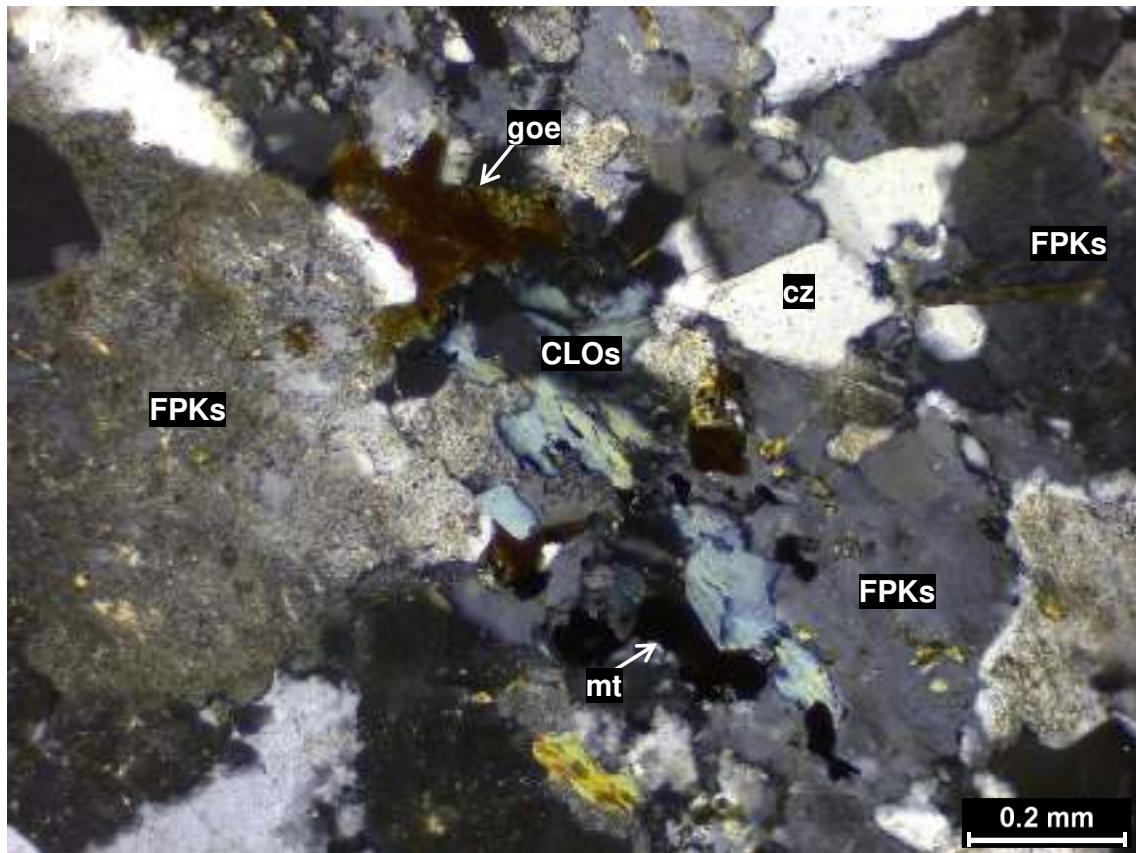
Fotomicrografías. A) Textura inequigranular compuesta por cristales de cuarzo primario (cz) intercrecido con plagioclasas (PGLs) y feldespato K (FPKs). B) Cristal de biotita primaria intercrecido con cuarzo (cz) y feldespato potásico

(FPKs) y plagioclasas (PGLs). C) Textura gráfica entre cristales de cuarzo (cz) y feldespato K (FPKs). Fotomicrografías en LT-NX.

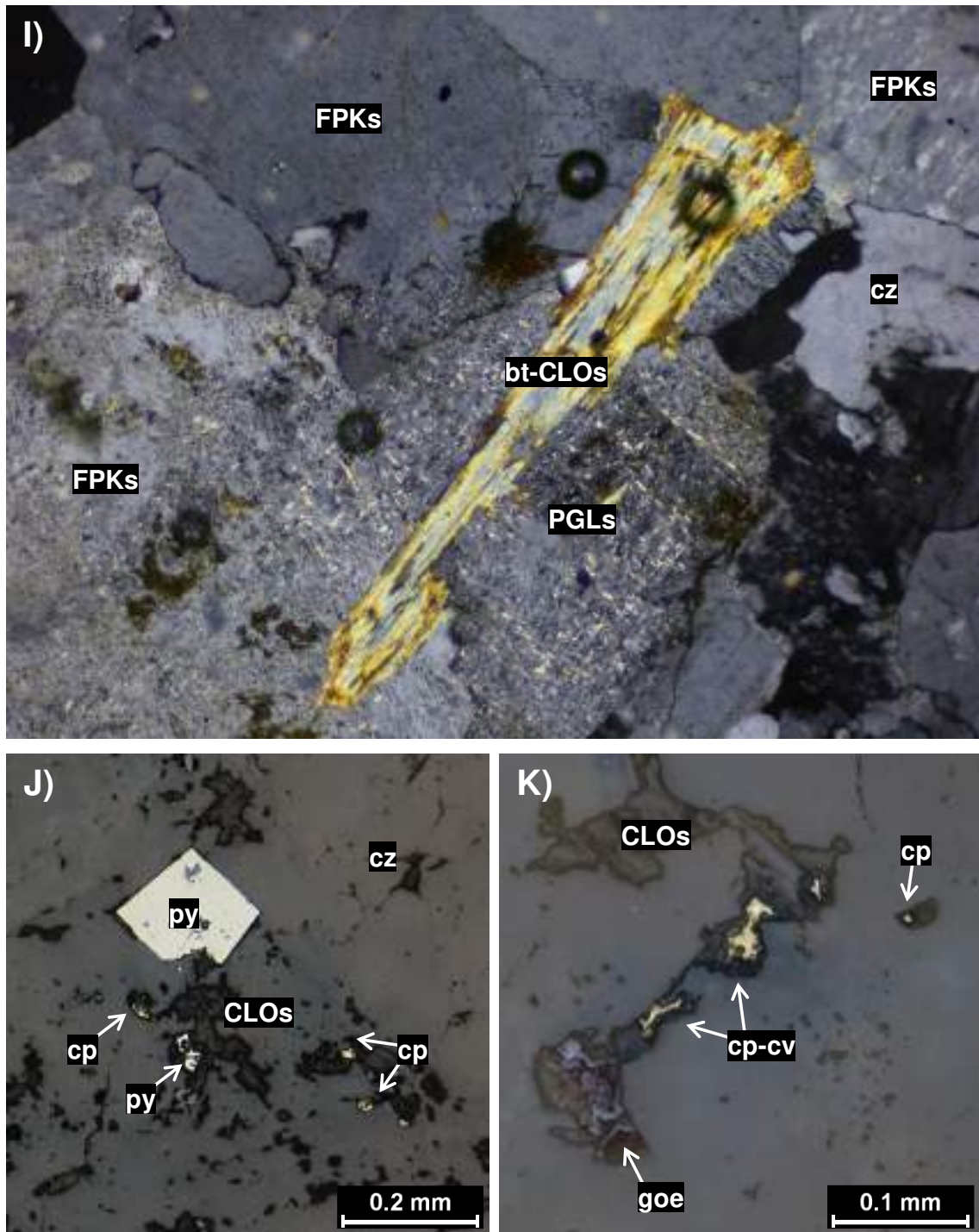


Fotomicrografías. D) Relictos de cristales de biotita secundaria (bts) reemplazada por cloritas (CLOs) asociada con magnetita (mt), presentes en intersticios de cristales de cuarzo primario (cz), feldespato potásico (FPKs) y plagioclasas (PGLs). E) Agregados microcristalinos de cloritas (CLOs) presentes

como relleno de intersticios y oquedades en la roca. Presencia de goethita (goe). Fotomicrografías en LT-NX.



Fotomicrografías. F) Agregados microcristalinos de cloritas (CLOs) asociado con magnetita (mt), con impregnaciones de agregados de goethita (goe). G) Cristal tabular de goethita presente como relleno de oquedad y asociado con magnetita (mt). H) Cristal de pirita (py) y calcopirita (cp) asociado con agregados de cloritas (CLOs) presentes como relleno de intersticios en la roca. Fotomicrografía en LT-NX y LR-N//.



Fotomicrografías. I) Cristal de biotita primaria reemplazada por cloritas (bt-CLOs), intercrecida con cristales de feldespato potásico (FPKs), plagioclasas (PGLs) y cuarzo (cz). J) Cristal euhedral de pirita (py) asociado con calcopirita (cp) y agregados de cloritas (CLOs). K) Relictos de cristales de calcopirita (cp) reemplazado por covelita (cv) y goethita (goe), asociado con agregados de cloritas (CLOs). Fotomicrografía en LT-NX y LR-N//.

Figura 55. Fotomicrografías petrográficas y de alteración hidrotermal del sienogranito M101-B

CAPÍTULO 6. DISCUSIÓN

La presente investigación permitió caracterizar de manera integral la arquitectura, evolución y dinámica del sistema magmático-hidrotermal del Proyecto Colquioc, mediante la integración sistemática de información geológica, estructural, geoquímica, espectral y petromineralógica. Este enfoque multidisciplinario posibilitó la construcción de un marco interpretativo coherente y consistente con los modelos metalogenéticos regionales de sistemas pórfido–epitermales, ampliamente documentados en la literatura andina y global.

6.1. Contrastación de los resultados con estudios previos

En relación al primer objetivo específico, en la presente investigación se determinó que la distribución de las unidades litológicas del Proyecto Colquioc y los estilos de alteración hidrotermal estuvieron directamente vinculados al emplazamiento discordante de cuerpos granitoides cretácicos de la Superunidad San Jerónimo, los cuales actuaron como la principal fuente térmica y de fluidos mineralizantes, situación que guardó una relación conceptual con el modelo propuesto por Falkenberg et al. (2024) para el sistema pórfido–epitermal de Maronia. En Colquioc, las secuencias volcanosedimentarias del Grupo Casma funcionaron como rocas hospedantes favorables, desarrollando alteración argílica intermedia a fílica en zonas de contacto con sienogranitos y monzogranitos, lo que fue comparable con la alteración sericítica y argílica descrita en Maronia alrededor del microgranito porfírico; sin embargo, a diferencia de Maronia, donde se reconoció una zonación concéntrica bien definida y una red compleja de vetas tipo A, B, D y E asociadas a una evolución hidrotermal multiepisódica, en Colquioc la mineralización se expresó de manera más incipiente mediante venillas milimétricas de cuarzo con pirita $\pm$ calcopirita y disseminaciones, lo que evidenció pulsos hidrotermales de menor intensidad y continuidad. Asimismo, mientras Falkenberg et al. (2024) documentaron una transición clara desde un sistema pórfido profundo hacia un sobreimpreso epitermal controlado por procesos de enfriamiento, separación de fases y mezcla de fluidos magmáticos y meteóricos, en Colquioc la Formación Fortaleza registró principalmente alteración argílica avanzada y oxidación supérgena pervasiva, sugiriendo un estadio hidrotermal tardío menos metalífero.

En cuanto al segundo objetivo específico, en esta investigación se identificó que el Sistema de Fallas Tapacocha y sus estructuras subsidiarias de orientación predominante NW–SE y NE–SW actuaron como corredores estructurales de primer orden, favoreciendo la generación de zonas de dilatación, brechamiento y alta permeabilidad cortical, condición que resultó fundamental para el ascenso y la focalización de fluidos magmático–hidrotermales. Este comportamiento estructural mostró una clara coherencia conceptual con lo documentado por Córdova (2023) en la Unidad Minera Suyckutambo, donde sistemas de fallas conjugadas tipo Riedel y fallas transcurrentes controlaron la apertura de espacios y la concentración de mineralización; no obstante, mientras en Suyckutambo las estructuras actuaron principalmente como controles directos de vetas bien desarrolladas y de mineralización post-fallamiento, en el área del Proyecto Colquioc dichas estructuras evidenciaron un rol más temprano y profundo, asociado al emplazamiento de intrusivos del Batolito de la Costa y al desarrollo de alteración hidrotermal incipiente a moderada. Asimismo, la interacción entre dominios estructurales NW–SE y NE–SW en Colquioc fue comparable a la superposición de sistemas estructurales descrita por Córdova (2023), en tanto ambos estudios resaltaron que los cambios en la geometría de las fracturas, su continuidad y los sectores de jogs o estrangulamientos condicionaron la eficiencia del flujo hidrotermal; sin embargo, en Colquioc estas zonas se manifestaron principalmente mediante vetillas de cuarzo $\pm$ pirita $\pm$ calcopirita, alteración potásica débil y presencia de cobre secundario, lo que contrastó con la mayor intensidad y continuidad de las vetas mineralizadas reportadas en Suyckutambo.

En correspondencia al tercer objetivo específico, en este estudio se evidenció que el sistema Colquioc presentó una firma geoquímica y mineralógica coherente con un sistema magmático–hidrotermal polifásico, cuyos resultados mostraron una clara afinidad con modelos tipo pórfido Cu–Mo–Au, lo que permitió establecer comparaciones y contrastes directos con el estudio desarrollado por Llamoca (2022) en el Prospecto Cielo. En ambos estudios, el muestreo tipo rock chip condicionado por limitaciones presupuestales fue suficiente para reconocer una respuesta geoquímica significativa, evidenciada por distribuciones lognormales, asimetría positiva y presencia de valores extremos, rasgos típicos de sistemas hidrotermales heterogéneos; sin embargo, mientras en Cielo se

identificó un control estructural dominante asociado a vetas polimetálicas con enriquecimientos destacados en Au, Ag, Zn y Pb, en Colquioc las asociaciones geoquímicas Cu–Mo–W y los patrones multivariados indicaron una mayor proximidad a dominios profundos y centrales del sistema, sugiriendo un estadio evolutivo distinto. Asimismo, la correlación de elementos como Au–As–Sb y Zn–Pb–Ag–Mn en Colquioc fue consistente con lo reportado por Llamoca (2022) para niveles someros, aunque en el área de estudio estas asociaciones se integraron dentro de un marco más amplio controlado por pulsos magmáticos fértiles, tal como lo respaldaron los diagramas de fertilidad Sr/Y vs Y y V/Sc vs Sc, ausentes en el enfoque del Prospecto Cielo. Desde el punto de vista mineralógico, la zonación de alteración definida en Colquioc, caracterizada por una secuencia potásica temprana débil seguida por una fuerte sobreimpresión fílica y argílica intermedia, mostró una mayor complejidad y superposición de eventos en comparación con la alteración predominantemente hidrotermal asociada a vetas descrita por Llamoca (2022).

Por último, en vinculación al cuarto objetivo específico, en el análisis efectuado se estableció que la integración de la petrominerografía y la espectrometría de reflectancia VNIR–SWIR permitió reconocer un sistema hidrotermal complejo, polifásico y multiepisódico, caracterizado por una zonación coherente de alteraciones potásica, fílica, argílica y propilítica, así como por eventos superpuestos de silicificación, carbonatación y oxidación supergénica, lo cual fue consistente con la evolución magmático–hidrotermal documentada en sistemas tipo pórfido a escala global; en este sentido, los resultados guardaron una estrecha relación con el estudio de Zhao et al. (2025) en el depósito Mo–Cu de Bangpu, donde la espectroscopía SWIR y la petrografía evidenciaron una superposición similar de estilos de alteración y una clara vinculación entre las asociaciones mineralógicas y los procesos de mineralización. No obstante, mientras en Bangpu la alteración fílica dominó en profundidad y mostró una fuerte correlación cuantitativa entre los parámetros espectrales de la illita (IC, Pos2200 y Dep2200) y las leyes de Mo–Cu, en el sistema estudiado la distribución de alteraciones argílicas intermedias y avanzadas, junto con la presencia local de alunita, dickita y pirofilita, sugirió una mayor variabilidad en las condiciones de pH y una evolución más heterogénea de los fluidos hidrotermales. Asimismo, la identificación microscópica de múltiples

generaciones de cuarzo, vetillas polimetálicas y texturas de reemplazo fue concordante con los modelos descritos por Zhao et al. (2025), confirmando que la mineralización estuvo controlada por pulsos sucesivos de fluidos magmáticos y su progresiva mezcla con fluidos de menor temperatura; sin embargo, a diferencia del depósito Bangpu, donde la zonación espectral de la illita permitió delimitar con precisión chimeneas mineralizadas profundas, en el área de estudio la superposición de alteraciones y la intensa sobreimpresión supergénica indicaron un sistema más erosionado y expuesto a procesos tardíos.

6.2. Contrastación de la hipótesis general

Hipótesis general

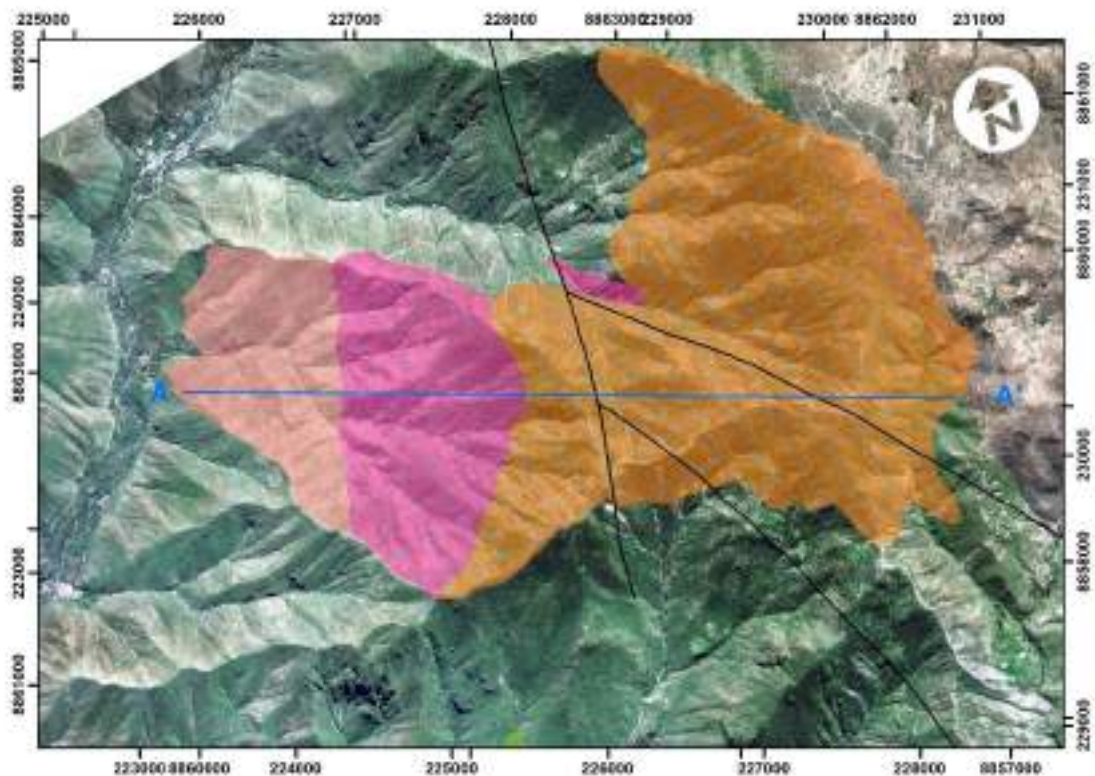
Ho: El área del Proyecto Colquioc, ubicada en la provincia de Bolognesi, Áncash, no presenta evidencias superficiales litológicas, estructurales ni geoquímicas, ni resultados significativos en estudios petrominerográficos y de espectrometría de reflectancia, que permitan inferir la existencia de un sistema mineralizado tipo pórfido-epitermal, indicando que el potencial minero para su exploración es preliminarmente desfavorable.

H1: El área del Proyecto Colquioc, ubicada en la provincia de Bolognesi, Áncash, presenta evidencias superficiales litológicas, estructurales y geoquímicas, complementadas con estudios petrominerográficos y de espectrometría de reflectancia, que permiten inferir la existencia de un sistema mineralizado tipo pórfido-epitermal, indicando un potencial minero preliminar favorable para su exploración.

La contrastación de esta hipótesis se sustentó en la integración de análisis geológicos, estructurales, petromineralógicos y espectrales VNIR–SWIR. Los resultados evidenciaron una superposición espacial de facies de alteración formadas bajo distintos rangos de temperatura, lo que indicó la presencia simultánea de minerales estables en condiciones térmicas contrastantes. Este fenómeno, interpretado como telescopaje hidrotermal, se manifestó por la coexistencia de ensamblajes mineralógicos propios de ambientes de alta y baja temperatura, reflejando una evolución compleja del sistema hidrotermal, con episodios de alteración que se desarrollaron de manera secuencial y parcialmente superpuesta.

Además, este telescopaje se relacionó con la actividad magmática recurrente y la reutilización de estructuras preexistentes, que habrían favorecido la circulación sucesiva de fluidos hidrotermales bajo condiciones físico-químicas variables. Este comportamiento se alineó con los modelos conceptuales de sistemas pórfido–epitermales descritos por Sillitoe (2010), donde la superposición de alteraciones indica una evolución progresiva del sistema magmático-hidrotermal, sin requerir separación espacial marcada entre los distintos dominios de alteración.

En consecuencia, los resultados confirmaron la hipótesis alternativa (H1), validando la presencia de un sistema mineralizado tipo pórfido–epitermal en el área del Proyecto Colquioc. La metodología aplicada permitió reducir la incertidumbre geológica, estableciendo criterios confiables para la identificación de vectores mineralizadores y la priorización de objetivos de exploración a escala distrital, respaldando de manera consistente la viabilidad de futuras campañas de prospección en la zona, tal como se representa en la Figura 57.



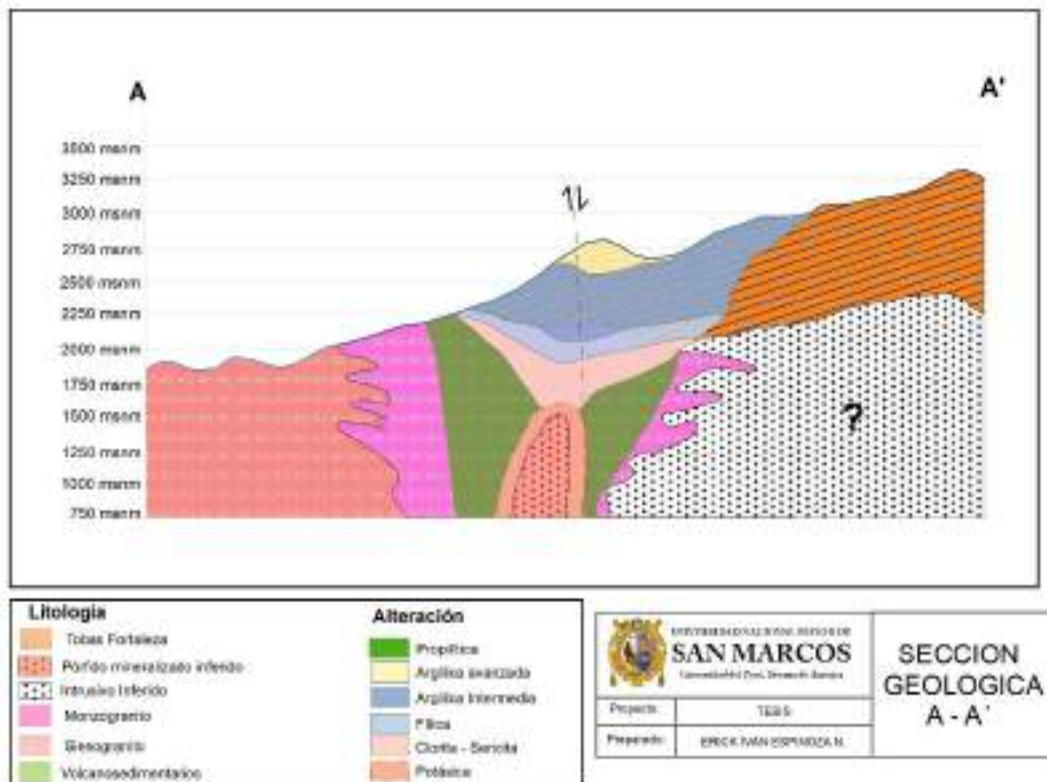


Figura 57. Sección esquemática del área de estudio

CONCLUSIONES

Se concluyó que el área del Proyecto Colquioc presenta evidencias de un sistema hidrotermal tipo pórfido-epitermal, caracterizado por múltiples episodios de alteración y mineralización que reflejan una evolución magmático-hidrotermal compleja. La combinación de estudios litológicos, estructurales, geoquímicos y mineralógicos permitió identificar zonas de alta permeabilidad controladas por lineamientos y fracturas que facilitaron la circulación de fluidos mineralizantes, así como áreas con concentración significativa de metales base y preciosos. La distribución espacial de alteraciones y la variabilidad de los ensambles mineralógicos indicaron la presencia de pulsos magmáticos fértiles y un telescopaje hidrotermal que integra etapas profundas y someras del sistema.

Se concluyó que el área del Proyecto Colquioc estuvo dominada por secuencias volcanosedimentarias del Grupo Casma intruidas por cuerpos granitoides del Batolito de la Costa, donde la distribución y características litológicas evidenciaron un marcado control estructural y una estrecha relación genética con los procesos magmático-hidrotermales. Las rocas intrusivas, representadas por monzogranitos, sienogranitos y cuerpos aplíticos, mostraron alteraciones potásicas, subpropilíticas y fílicas, asociadas a venillas y disseminaciones de pirita y calcopirita, mientras que las secuencias volcánicas y depósitos piroclásticos de la Formación Fortaleza presentaron alteración argílica avanzada y procesos de lixiviación y oxidación. La superposición de estilos de alteración y la mineralización asociada permitió interpretar la evolución espacial y temporal del sistema hidrotermal, evidenciando la interacción directa entre el emplazamiento magmático y la actividad hidrotermal en el área.

Se concluyó que el área del Proyecto Colquioc se encuentra controlada por un sistema estructural complejo, donde el lineamiento Tapacocha y fallas secundarias de orientación NW–SE y NE–SW generan corredores de alta permeabilidad que facilitaron la circulación de fluidos hidrotermales. A escala local, los lineamientos N210°–215° y las zonas de fracturamiento, fallamiento y brechamiento sirvieron como vías preferenciales para el flujo de estos fluidos, evidenciado por vetillas mineralizadas y la zonación hidrotermal desde alteración potásica débil a fílica–propilítica profunda. La distribución y continuidad de estas estructuras, junto con la presencia de cobre secundario y brechas hidrotermales con pirita oxidada, reflejan su papel decisivo en la transferencia de calor y

minerales, destacando la relación directa entre control estructural y concentración de mineralización en la zona.

Se concluyó que el análisis geoquímico de las muestras de superficie del área de estudio evidenció asociaciones de elementos mayores, traza y metales preciosos coherentes con un sistema hidrotermal tipo pórfido-epitermal. Las correlaciones entre Cu–Mo–W, W–Sn–Bi y Au–As–Sb, así como los patrones observados en los diagramas Sr/Y vs Y, V/Sc vs Sc, Al–K–Mg y Ca–Fe–S, reflejaron la presencia de pulsos magmáticos fértiles y una actividad hidrotermal multiepisódica, con zonación lateral y vertical de alteración y mineralización. Estos hallazgos permitieron identificar y delimitar áreas con mayor potencial mineral, evidenciando la existencia de un sistema mineralizado complejo y heterogéneo susceptible de exploración más detallada.

Se concluyó que las unidades intrusivas del Proyecto Colquioc presentan un sistema hidrotermal complejo y multiepisódico, evidenciado por la superposición de alteraciones potásicas, subpropilíticas, fílicas y argílicas, así como procesos de silicificación, carbonatación y oxidación supergénica. Los ensambles mineralógicos identificados mediante VNIR–SWIR y análisis petromineralógico muestran una evolución progresiva desde condiciones magmáticas profundas hacia ambientes hidrotermales someros y supergénicos, con múltiples generaciones de cuarzo, sulfuros y minerales arcillosos. Esta zonación y diversidad mineral permite interpretar la evolución magmático–hidrotermal del sistema y definir vectores exploratorios confiables, resaltando las áreas con mayor potencial mineral dentro de las intrusiones estudiadas.

RECOMENDACIONES

Se recomienda ampliar el mapeo geológico detallado en superficie, incorporando un registro sistemático de litologías, contactos y zonas de alteración, con el fin de precisar su relación con el emplazamiento magmático–hidrotermal y mejorar la interpretación del modelo geológico del Proyecto Colquioc.

Se recomienda realizar levantamientos estructurales de mayor detalle en campo, complementados con imágenes satelitales y análisis de teledetección, para delimitar con mayor precisión lineamientos, fallas y fracturas que controlan la circulación de fluidos hidrotermales y la distribución de la mineralización.

Se recomienda incrementar la densidad de muestreo de roca y suelo e incorporar análisis de elementos traza y asociaciones metálicas guía, con el fin de delimitar con mayor precisión las zonas con firma geoquímica anómala asociadas a un sistema pórfido–epitermal.

Se recomienda ampliar los estudios mineralógicos en zonas críticas (contactos intrusivo–volcánico y áreas de alteración intensa), integrando análisis espectrales y petrográficos de mayor resolución para definir con mayor precisión la evolución magmático–hidrotermal y los vectores exploratorios.

Se sugiere integrar toda la información litológica, estructural, geoquímica, mineralógica (VNIR–SWIR) y de teledetección en un modelo geológico tridimensional, que permita identificar con mayor precisión las zonas de mayor potencial mineral, optimizar la selección de blancos de exploración y sustentar futuras campañas de perforación en el sistema pórfido–epitermal.

Se sugiere implementar estudios geofísicos (magnetometría, polarización inducida y resistividad eléctrica) para la detección de anomalías subsuperficiales asociadas a cuerpos mineralizados, intrusivos y estructuras profundas, con la finalidad de complementar la información superficial, reducir la incertidumbre del modelo geológico y optimizar la definición de blancos de perforación.

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Acosta, J., Quispe, J., Santisteban, A., & Acosta, H. (2008). Épocas metalogenéticas y tipos de yacimientos metálicos en la margen occidental del sur del Perú: Latitudes 14°S-18°S. *Sociedad Geológica Del Perú*, 1–6. <https://repositorio.ingemmet.gob.pe/handle/20.500.12544/424>
- Acosta, J., Rivera, R., Valencia, M., Chirif, L., Huanacuni, D., Rodríguez, I., Villarreal, E., Paico, D., & Santisteban, A. (2020). *Memoria: Mapa metalogenético del Perú 2020*. <https://repositorio.ingemmet.gob.pe/handle/20.500.12544/4947>
- Agterberg, F. (1989). Computer Programs for Mineral Exploration. *Science*, 245(4913), 76–81. <https://www.jstor.org/stable/1704170>
- Aldas, D., & Lara, A. (2020). *Prospección geológica minera mediante el análisis de imágenes aster y landsat 8 en los cantones de girón, nabón y oña en la provincia de Azuay, Ecuador* [Escuela Superior Politécnica del Litoral]. <https://www.dspace.espol.edu.ec/handle/123456789/51085>
- Ali, S., Giurco, D., Arndt, N., Nickless, E., Brown, G., Demetriades, A., Durrheim, R., Enriquez, M., Kinnaird, J., Littleboy, A., Meinert, L., Oberhänsli, R., Salem, J., Schodde, R., Schneider, G., Vidal, O., & Yakovleva, N. (2017). Mineral supply for sustainable development requires resource governance. *Nature*, 543(7645), 367–372. 10.1038/nature21359
- Allpoc, E., & Parraga, E. (2008). *Incremento de la capacidad de molienda mediante el empleo de zarandas de alta frecuencia en el circuito molienda-clasificación en la Compañía Minera Milpo – Unidad El Porvenir* [Universidad Nacional del Centro del Perú]. <https://repositorio.uncp.edu.pe/handle/20.500.12894/2211>
- Alshaghdari, M. (2023). *Geochemistry of Elements as Pathfinders and Proxies in Geological Environments. From A to Z Elements Geochemical Pathfinders and Proxies, An introduction of elements behavior in different geological environments*. https://www.researchgate.net/publication/374386513_Geochemistry_of_Elements_as_Pathfinders_and_Proxies_in_Geological_Environments
- Alvarado, J. (2020). *Evaluación geológica con fines de productividad de la*

- concesión Santiago Oropesa, Compañía Minera Chungar S.A.C*
[Universidad Nacional Daniel Alcides Carrión].
<http://repositorio.undac.edu.pe/handle/undac/2096>
- Arias, F. (2012). *El Proyecto de Investigación. Introducción a la metodología científica* (Sexta edic). <https://abacoenred.com/wp-content/uploads/2019/02/El-proyecto-de-investigación-F.G.-Arias-2012-pdf-1.pdf>
- Balan, E., Fritsch, E., Juillot, F., Allard, T., & Petit, S. (2021). Local mode interpretation of the OH overtone spectrum of 1:1 phyllosilicates. *European Journal of Mineralogy*, 33(2), 209–220. 10.5194/ejm-33-209-2021
- Balaram, V., & Sawant, S. (2022). Indicator Minerals, Pathfinder Elements, and Portable Analytical Instruments in Mineral Exploration Studies. *Minerals*, 12(4), 1–35. <https://doi.org/10.3390/min12040394>
- Balasubramanian, A. (2007). Geological Mapping Procedures. *University of Mysore*, 1, 1–10. 10.13140/RG.2.2.14242.02245
- Başıbüyük, Z., & Yalçın, H. (2019). MINEROLOGY, PETROGRAPHY AND ORIGIN OF HYDROTHERMAL ALTERATION IN EOCENE MAGMATITES IN CENTRAL ANATOLIA (SİVAS-TURKEY). *Bulletin Of The Mineral Research and Exploration*, 158, 141–164. 10.19111/bulletinofmre.461255
- Beć, K., Grabska, J., & Huck, C. W. (2020). Near-Infrared Spectroscopy in Bio-Applications. *Molecules*, 25(12), 1–36.
<https://doi.org/10.3390/molecules25122948>
- Beć, K., Grabska, J., & Huck, C. W. (2022). Miniaturized NIR Spectroscopy in Food Analysis and Quality Control: Promises, Challenges, and Perspective. *Foods*, 11(10), 1–53. <https://doi.org/10.3390/foods11101465>
- Berger, B., Ayuso, R., Wynn, J., & Seal, R. (2008). Preliminary Model of Porphyry Copper Deposits. In *U.S. Geological Survey*.
https://pubs.usgs.gov/of/2008/1321/pdf/OF081321_508.pdf
- Bonham-Carter, G., Agterberg, F., & Wright, D. (1989). Weights of evidence modelling: A new approach to mapping mineral potential. *Geological Survey of Canada*, 171–183.
- Brigatti, M., Malferrari, D., Laurora, A., & Elmi, C. (2011). Structure and mineralogy of layer silicates: recent perspectives and new trends. *European Mineralogical Union Notes in Mineralogy*, 11, 1–71.

- Camprubí, A., González-Partida, E., Levresse, G., Tritlla, J., & Carrillo-Chávez, A. (2003). Depósitos epitermales de alta y baja sulfuración: una tabla comparativa. *Boletín de La Sociedad Geológica Mexicana*, 56(1), 10–18. <http://dx.doi.org/10.22201/igl.14053322p.BSGM560102>
- Carlotto, V., Quispe, J., Acosta, H., Rodríguez, R., Romero, D., Cerpa, L., Mamani, M., Díaz-Martínez, E., Navarro, P., Jaimes, F., Velarde, T., Lu, S., & Cueva, E. (2009). DOMINIOS GEOTECTÓNICOS Y METALOGÉNESIS DEL PERÚ. *Boletín de La Sociedad Geológica Del Perú*, 103, 1–89. https://www.researchgate.net/publication/261027111_Dominios_Geotectonicos_y_Metalogenesis_del_Peru
- Carranza, E. (2004). Weights of Evidence Modeling of Mineral Potential: A Case Study Using Small Number of Prospects, Abra, Philippines. *Natural Resources Research*, 13(3), 173–187. 10.1023/B:NARR.0000046919.87758.f5
- Carranza, E. (2009). *Geochemical Anomaly and Mineral Prospectivity Mapping in GIS* (Elsevier (ed.)). <https://www.geokniga.org/bookfiles/geokniga-geochemicalanomalyandmineralprospectivitym.pdf>
- Caruso, A., Clarke, K., Tiddy, C., & Lewis, M. (2020). Airborne hyperspectral characterisation of hydrothermal alteration in a regolith-dominated terrain, southern Gawler Ranges, South Australia. *Australian Journal of Earth Sciences*, 68(12), 1–20. <https://doi.org/10.1080/08120099.2020.1826122>
- Chen, H., & Wu, C. (2020). Metallogenesis and major challenges of porphyry copper systems above subduction zones. *Science China Earth Sciences*, 63(7), 899–918. 10.1007/s11430-019-9595-8
- Cheng, H., Hao, R., Zhou, Y., & Frost, R. (2017). Visible and near-infrared spectroscopic comparison of five phyllosilicate mineral samples. *Spectrochimica Acta Part A: Molecular and Biomolecular Spectroscopy*, 180, 19–22. <https://doi.org/10.1016/j.saa.2017.02.043>
- CIM. (2014). *CIM Definition Standards for Mineral Resources & Mineral Reserves*. <https://mrmr.cim.org/en/standards/canadian-mineral-resource-and-mineral-reserve-definitions/>
- Clark, A., Farrar, E., Kontak, D., Langridge, R., Arenas, M., France, L., McBride, S., Woodman, P., Wasteneys, H., Sandeman, H., & Archibald, D. (1990).

- Geologic and geochronologic constraints on the metallogenic evolution of the Andes of southeastern Peru. *Economic Geology*, 85(7), 1520–1583.
<https://doi.org/10.2113/gsecongeo.85.7.1520>
- Cobbing, E. (1973). *Geología de los cuadrángulos de Barranca, Ámbar, Oyón, Huacho, Huaral y Canta (hojas 22-h, 22-i, 22-j, 23-h, 23-i, 23-j) - [Boletín A 26]*. <https://repositorio.ingemmet.gob.pe/handle/20.500.12544/144>
- Cobbing, E., & Pitcher, W. (1972). The Coastal Batholith of central Peru. *Journal of the Geological Society*, 128(5), 421–454.
<https://doi.org/10.1144/gsjgs.128.5.0421>
- Cobbing, E., Sánchez, A., Martínez, W., & Zárate, H. (1996). *Geología de los cuadrángulos de Huaraz, Recuay, La Unión, Chiquián y Yanahuanca. Hojas: 20-h, 20-i, 20-j, 21-i, 21-j – [Boletín A 76]*.
<https://repositorio.ingemmet.gob.pe/handle/20.500.12544/199>
- Condori, E. (2019). *Estudio geológico y perforación diamantina del proyecto Atalaya, distrito de Huallanca, provincia de Bolognesi, departamento de Ancash* [Universidad Nacional de San Agustín de Arequipa].
<https://repositorio.unsa.edu.pe/items/9209b242-66f7-44b5-8b2c-ee52e226b182>
- Cordova, E. (2023). *Cartografía e identificación de targets para el incremento de reservas en la Unidad Minera de Suykutambo de Brexia Goldplata – Perú - 2021* [Universidad Nacional Daniel Alcides Carrión].
<http://repositorio.undac.edu.pe/handle/undac/3621>
- Cossío, A. (1964). *Geología de los cuadrángulos de Santiago de Chuco y Santa Rosa (Hojas 17-g y 18-g) - [Boletín A 8]*.
<https://repositorio.ingemmet.gob.pe/handle/20.500.12544/158>
- Dadykin, V., Dadykina, O., Geraschenkova, T., & Skantsev, V. (2023). Methodological aspects of estimating the prospects of subsoil plots through ontological engineering. *International Conference on Digital Transformation: Informatics, Economics, and Education*.
<https://doi.org/10.1117/12.2681311>
- Damon, P., Shafiqullah, M., & Clark, K. (1981). Evolución de los arcos magmáticos en México y su relación con la metalogénesis. *V Simposio Sobre Evolución Tectónica de México*, 5(2), 223–238.
<https://rmcg.geociencias.unam.mx/index.php/rmcg/article/view/1358>

- Davies, R., Groves, D., Trench, A., Davies, M., & Sykes, J. (2019). Can we get better at mineral exploration? *15th Biennial Meeting of the Society for Geology Applied to Mineral Deposits*, 1–2. 10.13140/RG.2.2.33978.95688
- De la Cruz, P. (1998). YACIMIENTOS DE MINERALES METÁLICOS DEL PERÚ. *Revista Del Instituto de Investigación – FIGMMG*, 1(1), 1–14.
<https://app.ingemmet.gob.pe/biblioteca/pdf/RFIGMMG-1-2.pdf>
- Dehghanipoodeh, M., Haroni, H., Esfahani, M., Shafiei, F., & Ostad-Ali-Askari, K. (2020). Geochemical and Petrology Properties of Zafarghand Index and Kahang Deposit of Porphyry Copper-Molybdenum. *American Journal of Engineering and Applied Sciences*, 13(4), 683–698.
<https://doi.org/10.3844/ajeassp.2020.683.698>
- desde adentro. (2021). *Áncash: el 43% de la población se beneficia con las actividades mineras*. Desde Adentro.
<https://www.desdeadentro.pe/2021/10/ancash-el-43-de-la-poblacion-se-beneficia-con-las-actividades-mineras/>
- Downey, G. (2013). 6 - Vibrational spectroscopy in studies of food origin. In Woodhead Publishing (Ed.), *New Analytical Approaches for Verifying the Origin of Food. A volume in Woodhead Publishing Series in Food Science, Technology and Nutrition* (pp. 94–116).
<https://doi.org/10.1533/9780857097590.2.94>
- Espinel, M. (2022). *Estudio geológico para la factibilidad económica de una planta metalúrgica de minerales preciosos en la provincia de Otuzco del departamento de La Libertad, Perú* [Universidad Nacional de San Agustín de Arequipa]. <https://repositorio.unsa.edu.pe/items/df16c66b-4b8e-461c-b35d-d6cadbd64151>
- Espinosa, N., & Cuervas-Mons, J. (2021). Diagnóstico geoquímico y relación geológico estructural para delimitación del corredor metalogénico Machala entre 3°20' - 4°00'S (Ecuador). *Geogaceta*, 69, 39–42.
10.55407/geogaceta102379
- Falkenberg, J., Keith, M., Melfos, V., Hohl, M., Haase, K., Voudouris, P., Höss, A., Wenske, J., Klemd, R., Beier, C., Kutzschbach, M., & Strauss, H. (2024). Insights into fluid evolution and Re enrichment by mineral microanalysis and fluid inclusion constraints: Evidence from the Maronia Cu-Mo±Re±Au porphyry system in NE Greece. *Mineralium Deposita*, 59,

- 1407–1431. <https://doi.org/10.1007/s00126-024-01273-4>
- Farrukh, M. (2011). *Atomic Absorption Spectroscopy* (InTech (ed.)).
https://www.researchgate.net/profile/Muhammad-Akhyar-Farrukh/publication/220000434_Atomic_Absorption_Spectroscopy/links/55f584ba08ae1d9803971cdc/Atomic-Absorption-Spectroscopy.pdf
- Fatima, K., Khattak, M., Kausar, A., Toqeer, M., Haider, N., & Rehman, A. (2017). Minerals identification and mapping using ASTER satellite image. *Journal of Applied Remote Sensing*, 11(4), 1–18.
 10.1117/1.JRS.11.046006
- Fodor, M., Matkovits, A., Benes, E., & Jókai, Z. (2024). The Role of Near-Infrared Spectroscopy in Food Quality Assurance: A Review of the Past Two Decades. *Foods*, 13(21), 1–135.
<https://doi.org/10.3390/foods13213501>
- Fulignati, P. (2020). Clay Minerals in Hydrothermal Systems. *Minerals*, 10(10), 1–17. <http://dx.doi.org/10.3390/min10100919>
- Galán, E., & Ferrell, R. (2013). Genesis of Clay Minerals. In Elsevier (Ed.), *Developments in Clay Science* (pp. 83–126). <https://doi.org/10.1016/B978-0-08-098258-8.00003-1>
- Galarza, C. (2020). Los alcances de una investigación. *CienciAmérica*, 9(3), 1–5. <https://dialnet.unirioja.es/servlet/articulo?codigo=7746475>
- Gandhi, S., & Sarkar, B. (2014). Exploration Geochemistry. In Elsevier (Ed.), *Essentials of Mineral Exploration and Evaluation* (pp. 623–649).
https://www.researchgate.net/publication/285953707_Exploration_Geochemistry
- Ghosh, S., Prasanna, V., Sowjanya, B., Srivani, P., Alagaraja, M., & David, B. (2013). Inductively Coupled Plasma –Optical Emission Spectroscopy: A Review. *Asian Journal of Pharmaceutical Analysis*, 3(1), 24–33.
https://www.researchgate.net/publication/288811956_Inductively_coupled_plasma_-_Optical_emission_spectroscopy_A_review
- Haldar, S. (2018). *Mineral Exploration: Principles and Applications* (Elsevier (ed.); Second Edi).
https://books.google.es/books?hl=es&lr=&id=3_1kDwAAQBAJ&oi=fnd&pg=PP1&dq=Geological+prospecting:+This+is+the+initial+stage+of+investigation+in+a+mining+project+that+seeks+to+identify+areas+with+potential+min

- eral+concentrations.+&ots=zL5TqSfDth&sig=zzYm8Nr
- Halley, S., Dilles, J., & Tosdal, R. (2015). Footprints: Hydrothermal Alteration and Geochemical Dispersion Around Porphyry Copper Deposits. *SEG Discovery*, 100, 1–17. <https://doi.org/10.5382/SEGnews.2015-100.fea>
- Hapke, B. (2017). Reflectance Methods and Applications. In John C. Lindon (Ed.), *Encyclopedia of Spectroscopy and Spectrometry* (Third Edit, pp. 931–935). <https://doi.org/10.1016/B978-0-12-803224-4.00019-4>
- Hayward, N., Doutre, R., & Micklethwaite, S. (2018). Chapter 1. Spatial Periodicity in Self-Organized Ore Systems. *Society of Economic Geologists*, 21, 1–24. 10.5382/SP.21.01
- Hedenquist, J., Arribas, A., & Gonzalez-Urien, E. (2000). Exploration for Epithermal Gold Deposits. *SEG Reviews*, 13, 245–277. https://www.researchgate.net/publication/228840402_Exploration_for_Epithermal_Gold_Deposits
- Hernández, R., & Mendoza, C. (2018). *Metodología de la investigación: Las rutas: cuantitativa, cualitativa y mixta* (Mc Graw Hill Education (ed.)). <https://doi.org/10.22201/fesc.20072236e.2019.10.18.6>
- Hernández, S., & Duana, D. (2020). Técnicas e instrumentos de recolección de datos. *Boletín Científico de Las Ciencias Económico Administrativas Del ICEA*, 9(17), 51–53. <https://repository.uaeh.edu.mx/revistas/index.php/icea/article/view/6019>
- Inoue, A. (1995). Formation of Clay Minerals in Hydrothermal Environments. In Springer (Ed.), *Origin and Mineralogy of Clays* (pp. 268–329). 10.1007/978-3-662-12648-6_7
- Jenner, G. (1996). Trace Element Geochemistry of Igneous Rocks: Geochemical Nomenclature and Analytical Geochemistry. In Geological Association of Canada (Ed.), *Trace Element Geochemistry of Volcanic Rocks: Applications for Massive Sulphide Exploration* (Vol. 12, pp. 51–77). <https://app.ingemmet.gob.pe/biblioteca/pdf/Geoq-43.pdf>
- Jin, S., Renfro, N., Palke, A., Ardon, T., & Homkrajae, A. (2024). APPLICATION OF UV-VIS-NIR SPECTROSCOPY TO GEMOLOGY. *Gems & Gemology*, 60(4), 456–473. <https://www.gia.edu/gems-gemology/winter-2024-uv-vis-nir-spectroscopy>
- JS Industrial. (2021). *Identificador mineral ASD TerraSpec® Halo*. Jsindustrial-

- Lab. <https://www.jsindustrial-lab.pe/identificador-mineral-asd-terraspec-halo/>
- Kadel-Harder, I., Spry, P., McCombs, A., & Zhang, H. (2020). Identifying pathfinder elements for gold in bulk-rock geochemical data from the Cripple Creek Au-Te deposit: A statistical approach. *Geochemistry Exploration Environment Analysis*, 21(1). 10.1144/geochem2020-048
- Kerr, A., Rafuse, H., Sparkes, G., Hinchey, J., & Sandeman, H. (2011). Visible/infrared spectroscopy (VIRS) as a research tool in economic geology; background and pilot studies from New Foundland and Labrador. *Current Research*, 145–166.
https://www.researchgate.net/publication/288899855_Visibleinfrared_spectroscopy_VIRS_as_a_research_tool_in_economic_geology_background_and_pilot_studies_from_New_Foundland_and_Labrador
- Kesler, S., & Wilkinson, B. (2006). The role of exhumation in the temporal distribution of ore deposits. *Economic Geology*, 101(5), 919–922.
10.2113/gsecongeo.101.5.919
- Kholoshyn, I., Panteleeva, N., Trunin, O., Burman, L., & Kalinichenko, O. (2020). Infrared spectroscopy as the method for evaluating technological properties of minerals and their behavior in technological processes. *E3S Web of Conferences*, 166(15), 1–7. 10.1051/e3sconf/202016602002
- Kiray, D., & Cengiz, O. (2024). Petrography and Geochemistry of Hydrothermal Alteration in the Low-Sulfidation Epithermal Kestanelik Au Deposit, Biga Peninsula, NW Turkey. *Minerals*, 14(4), 1–34.
<https://doi.org/10.3390/min14040379>
- Large, R. (2025). Simple graphical tools to understand the relationship between porphyry composition, hydrothermal alteration, mineralogy and copper-gold grades in porphyry copper deposits. *Ore Geology Reviews*, 182, 1–25.
<https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2025.106581>
- Lehto, T., & Gonçalves, R. (2008). Mineral resources potential in Mozambique. *GTK Consortium Geological Surveys*, 48, 307–321.
https://www.researchgate.net/publication/237447668_Mineral_resources_potential_in_Mozambique
- Li, X., Guo, N., Li, C., Deng, S., & Zhou, W. (2025). Shortwave Infrared Spectroscopy and Geochemical Characteristics of White Mica-Group

- Minerals in the Sinongduo Low-Sulfide Epithermal Deposit, Tibet, China. *Minerals*, 15(2), 1–21. <https://doi.org/10.3390/min15020104>
- Liu, F., Han, R., Wen, S., Zhao, D., Li, W., Lei, L., Qin, C., & Guo, Y. (2024). Mineralization and metallogenic model of the Laurani high-sulfidation epithermal deposit in northeastern Bolivian Altiplano. *Scientific Reports*, 14(31632), 1–21. <https://www.nature.com/articles/s41598-024-80179-7>
- Llamoca, G. (2022). *Prospección geológica del proyecto minero Cielo en el Valle de Supe, Barranca - Lima*. Universidad Nacional Mayor de San Marcos.
- Lowell, J., & Guilbert, J. (1970). Lateral and vertical alteration-mineralization zoning in porphyry ore deposits. *Economic Geology*, 65(4), 373–408. <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.65.4.373>
- Lozada, J. (2014). Investigación Aplicada: Definición, Propiedad Intelectual e Industria. *CienciaAmérica*, 3, 34–39. <https://dialnet.unirioja.es/servlet/articulo?codigo=6163749>
- Ma, Z., Qiao, Y., & Jing, M. (2024). Prospecting potential evaluation based on geological factor analysis-a case study of Jiaojiacheng ore belt. *Frontiers in Earth Science*, 12, 1–15. <https://doi.org/10.3389/feart.2024.1464429>
- Marjoribanks, R. (2010). *Geological Methods in Mineral Exploration and Mining* (Springer (ed.); Second Edi). <https://books.google.es/books?hl=es&lr=&id=1Od9MLUhpAgC&oi=fnd&pg=PR7&dq=Geological+trench+Shallow+linear+excavation+made+to+expose+surface+rocks+and+directly+observe+the+geology+of+the+site,+facilitating+structural+and+mineralogical+analysis.&ots=WgEOyxU>
- Mathieu, L. (2018). Quantifying Hydrothermal Alteration: A Review of Methods. *Geosciences*, 8(7), 1–27. <https://doi.org/10.3390/geosciences8070245>
- Meinert, L., Robinson, G., & Nassar, N. (2016). Mineral Resources: Reserves, Peak Production and the Future. *Resources*, 5(1), 1–14.
- MINEM. (2024). *Perú: País Minero*. MINEM. <https://mineria.minem.gob.pe/institucional/peru-pais-minero/#:~:text=Perú es el segundo productor,de depósitos minerales del mundo>
- Müggenburg, M., & Pérez, I. (2007). Tipos de estudio en el enfoque de investigación cuantitativa. *Enfermería Universitaria*, 4(1), 35–38. <https://www.redalyc.org/pdf/3587/358741821004.pdf>

- Muñoz, P. (2020). *Evaluación geológica en la programación de perforación diamantina, proyecto Puyhuancocha, unidad minera Raura* [Universidad Nacional Daniel Alcides Carrión].
<http://repositorio.undac.edu.pe/handle/undac/2118>
- Myers, J. (1974). Cretaceous Stratigraphy and Structure, Western Ancles of Peru Between Latitudes 10°-10°30". *The American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 58(3), 474–487.
<https://app.ingemmet.gob.pe/biblioteca/pdf/P-156.pdf>
- Myers, J. (1980). *Geología de los cuadrángulos de Huarmey y Huayllapampa 21-g, 21-h - [Boletín A 33]*.
<https://repositorio.ingemmet.gob.pe/handle/20.500.12544/152>
- Nachin, D. (2021). Evaluation Methodology for Pre-Mining Potentiaity for Mineral Deposits. *Science Journal of Energy Engineering*, 9(4), 42–50.
 10.11648/j.sjee.20210904.11
- Ñaupas, H., Valdivia, M., Palacios, J., & Romero, H. (2018). *Metodología de la investigación: Cuantitativa - Cualitativa y Redacción de la Tesis* (Ediciones de la U (ed.); 5a edición).
http://www.biblioteca.cij.gob.mx/Archivos/Materiales_de_consulta/Drogas_de_Abuso/Articulos/MetodologiaInvestigacionNaupas.pdf
- Nguyen, T., Nguyen, T., & Le, N. (2021). Study on the wear mechanisms and rock destruction of core surface set bit in drilling for solid mineral exploration. *Journal of Mining and Earth Sciences*, 62(3a), 30–36.
 10.46326/JMES.2021.62(3a).04
- Nude, P., John, A., Yidana, S., Arhin, E., Foli, G., & Kutu, J. (2012). Identifying Pathfinder Elements for Gold in Multi-Element Soil Geochemical Data from the Wa-Lawra Belt, Northwest Ghana: A Multivariate Statistical Approach. *International Journal of Geosciences*, 30(01), 62–70.
 10.4236/ijg.2012.31008
- Nzul, G., Högberg, H., Eklund, P., Hultman, L., Nude, P., Yaya, A., & Magnuson, M. (2023). Pathfinder elements and indicator minerals of Au from the Kubi Gold ore deposits in Ghana. *Environmental Earth Sciences*, 82(386), 1–11. <https://doi.org/10.1007/s12665-023-11058-z>
- Otzen, T., & Manterola, C. (2017). Técnicas de Muestreo sobre una Población a Estudio. *International Journal of Morphology*, 35(1), 227–232.

- <http://dx.doi.org/10.4067/S0717-95022017000100037>
- Pasquini, C. (2003). Near Infrared Spectroscopy: Fundamentals, Practical Aspects and Analytical Applications. *Journal of the Brazilian Chemical Society*, 14(2), 198–219. 10.1590/S0103-50532003000200006
- Pirajno, F. (2009). Hydrothermal Processes and Wall Rock Alteration. In Springer (Ed.), *Hydrothermal Processes and Mineral Systems*. 10.1007/978-1-4020-8613-7_2
- Pons, M., Mendiberri, J., Arce, M., Greco, G., Musso, T., Fernández, M., Hauser, N., & González, P. (2023). Geología, alteración hidrotermal y mineralogía del sistema de vetas Sofía-Julia-Valencia, distrito minero Andacollo, Neuquén, Argentina. *Andean Geology*, 50(1), 93–126. <http://dx.doi.org/10.5027/andgeov50n1-3403>
- Porwal, A., Carranza, E., & Hale, M. (2006). A Hybrid Fuzzy Weights-of-Evidence Model for Mineral Potential Mapping. *Natural Resources Research*, 15(1), 1–14. 10.1007/s11053-006-9012-7
- Pratomo, S., Titisari, A., & Idrus, A. (2020). Hydrothermal Alteration of High Sulfidation Epithermal Deposits in Secang Area, Tulungagung, East Java, Indonesia. *Journal of Applied Geology*, 5(2), 73–83. <http://dx.doi.org/10.22146/jag.55235>
- Prihatmoko, S., & Idrus, A. (2020). Low-sulfidation epithermal gold deposits in Java, Indonesia: Characteristics and linkage to the volcano-tectonic setting. *Ore Geology Reviews*, 121, 1–19. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2020.103490>
- Purguaya, D. (2019). *Exploración Geológica y mineralización tipo Skarn asociada a un Sistema Porfírico en el Proyecto el Padrino (Aquia - Bolognesi - Ancash)* [Universidad Nacional de San Agustín de Arequipa]. <https://repositorio.unsa.edu.pe/items/fe72f5cc-c98e-4d31-8d23-c3dae475040c>
- Ranaweera, R., Capone, D., Bastian, S., Cozzolino, D., & Jeffery, D. (2021). A Review of Wine Authentication Using Spectroscopic Approaches in Combination with Chemometrics. *Molecules*, 26(14), 1–15. <https://doi.org/10.3390/molecules26144334>
- Richards, J. (2003). Tectono-Magmatic Precursors for Porphyry Cu-(Mo-Au) Deposit Formation. *Economic Geology*, 98(8), 1515–1533.

- <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.98.8.1515>
- Richards, J. (2009). Postsubduction porphyry Cu-Au and epithermal Au deposits: Products of remelting of subduction-modified lithosphere. *Geology*, 37(3), 247–250. 10.1130/G25451A.1
- Rodríguez, C., Oré, J., & Vargas, D. (2021). *Las variables en la metodología de la investigación científica* (3Ciencias (ed.)).
<https://books.google.es/books?hl=es&lr=&id=5jFJEAAQBAJ&oi=fnd&pg=PA23&dq=poblacion+muestra+unidad+de+analisis+en+una+investigacion+&ots=3ekrEBwj6X&sig=R380iroRGasYxjb048Kvz0rVMIs#v=onepage&q&f=false>
- Rumbo Minero. (2023). *Se trata de Huachon, Jatun Murpa y Malvas, este último el más destacado, pues presenta leyes máximas de 2.5 g/t de oro, 7 oz/t de plata, 6% de plomo y 8% de zinc*. Rumbo Minero.
<https://www.rumbominero.com/peru/cormitoma-proyectos-gran-potencial-ancash/>
- Sadeghi, B. (2022). Chatterjee Correlation Coefficient: A robust alternative for classic correlation methods in geochemical studies- (including “TripleCpy” Python package). *Ore Geology Reviews*, 146, 1–9.
<https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2022.104954>
- Saunders, A., Tarney, J., Marsh, N., & Wood, D. (1980). Ophiolites as ocean crust or marginal basin crust: a geochemical approach. In Ministry of Agriculture and Natural Resources (Ed.), *Ophiolites: Proceedings, International Ophiolite Symposium Cyprus* (pp. 193–204).
- Schodde, R. (2017). Long term trends in global exploration – are we finding enough metal? *11th Fennoscandian Exploration and Mining Conference*, 1–66. <https://minexconsulting.com/wp-content/uploads/2019/04/FEM-Conference-FINAL-Oct-2017.pdf>
- Scott, K. (1987). The mineralogical distribution of pathfinder elements in gossans derived from dolomitic shale-hosted Pb-Zn deposits, northwest Queensland, Australia. *Chemical Geology*, 64(3–4), 295–306.
[https://doi.org/10.1016/0009-2541\(87\)90009-X](https://doi.org/10.1016/0009-2541(87)90009-X)
- Seedorff, E., Dilles, J., Proffett, J., Einaudi, M., Zurcher, L., Stavast, W., Johnson, D., & Barton, M. (2005). Porphyry deposits: Characteristics and origin of hypogene features. *Economic Geology*, 251–298.

- <https://doi.org/10.5382/AV100.10>
- Sharma, R., & Srivastava, P. (2014). Hydrothermal Fluids of Magmatic Origin. In Springer (Ed.), *Modelling of Magmatic and Allied Processes* (pp. 181–208). 10.1007/978-3-319-06471-0_9
- Sillitoe, R. (1972). A Plate Tectonic Model for the Origin of Porphyry Copper Deposits. *Economic Geology*, 67(2), 184–197.
<https://doi.org/10.2113/gsecongeo.67.2.184>
- Sillitoe, R. (2000). Gold-rich porphyry deposits: Descriptive and genetic models and their role in exploration and discovery. *SEG Reviews*, 13, 315–345.
https://www.researchgate.net/publication/303122426_Gold-rich_porphyry_deposits_Descriptive_and_genetic_models_and_their_role_in_exploration_and_discovery
- Sillitoe, R. (2010). Porphyry Copper Systems. *Society of Economic Geologists*, 105, 3–41. 10.2113/gsecongeo.105.1.3
- Sinclair, W. (2007). Porphyry deposits. In Geological Association of Canada (Ed.), *Mineral Deposits of Canada - A Synthesis of Major Deposit Types, District Metallogeny, the Evolution of Geological Provinces, and Exploration Methods* (pp. 223–243).
https://www.researchgate.net/publication/228668686_Porphyry_deposits
- Singer, D., Berger, V., & Moring, B. (2008). Porphyry Copper Deposits of the World: Database And Grade and Tonnage Models, 2008. In U.S. Geological Survey.
https://www.researchgate.net/publication/285031779_Porphyry_copper_deposits_of_the_world_Database_and_grade_and_tonnage_models
- Skirrow, R., Huston, D., Mernagh, T., Thorne, J., Dulfer, H., & Senior, A. (2013). *Critical commodities for a high-tech world: Australia's potential to supply global demand* (Geoscience Australia (ed.)).
https://www.researchgate.net/publication/301629342_Critical_commodities_for_a_high-tech_world_Australia's_potential_to_supply_global_demand
- Skolik, P., McAinsh, M., & Martin, F. (2018). Chapter Two - Biospectroscopy for Plant and Crop Science. In Elsevier (Ed.), *Comprehensive Analytical Chemistry* (pp. 15–49). <https://doi.org/10.1016/bs.coac.2018.03.001>
- Subramanian, A., & Rodriguez-Saona, L. (2009). Chapter 7 - Fourier Transform Infrared (FTIR) Spectroscopy. In Elsevier (Ed.), *Infrared Spectroscopy for*

- Food Quality Analysis and Control* (pp. 145–178).
<https://doi.org/10.1016/B978-0-12-374136-3.00007-9>
- Syvyj, M., Ivanov, Y., Panteleeva, N., & Varakuta, O. (2023). The problem of rational use of mineral resources and mining waste in the context of sustainable development of regions. *IOP Conf. Series: Earth and Environmental Science*, 1254, 1–13. 10.1088/1755-1315/1254/1/012134
- Tatnell, L., Anenburg, M., & Loucks, R. (2023). Porphyry Copper Deposit Formation: Identifying Garnet and Amphibole Fractionation With REE Pattern Curvature Modeling. *Geophysical Research Letters*, 50(14), 1–10.
<https://doi.org/10.1029/2023GL103525>
- Torres, A., Cerrón, J., & López, D. (2020). Localización y evidencias geológicas enfocados en la determinación del yacimiento tipo IOCG Cerro Colorado Chico, Ancash-Perú. *Revista Del Instituto de Investigación – FIGMMG*, 23(45), 63–73. <http://dx.doi.org/10.15381/iigeo.v23i45.18049>
- Toselli, A. (2009). *Elementos Basicos de Petrologia Ignea* (Instituto Superior de Correlacion Geologica (INSUGEO) (ed.)).
<https://go.gale.com/ps/i.do?id=GALE%7CA341263050&sid=googleScholar&v=2.1&it=r&linkaccess=abs&issn=15144836&p=IFME&sw=w&userGroupName=anon~f67227e0&aty=open-web-entry>
- Valencia-Moreno, M., Camprubí, A., Ochoa-Landín, L., Calmus, T., & Mendivil-Quijada, H. (2017). Latest Cretaceous-early Paleogene “boom” of porphyry Cu mineralization associated with the Laramide magmatic arc of Mexico. *Ore Geology Reviews*, 81(3), 1113–1124.
<https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2016.05.005>
- Valles-Jhonatan, M., Florencio-Isaias, N., Danny-Ademir, R., Villalobos-Segura, I., Vega-Gonzalez, J., Cotrina-Teatino, M., & Rodríguez, H. (2023). Exploración, desarrollo y explotación minero metalúrgico del Perú. *21 St LACCEI International Multi-Conference for Engineering, Education, and Technology*, 1–9.
- Vásquez, M. (2022). Prospección geoquímica y geológica de la zona de Macará. Análisis del potencial exploratorio de la frontera sur del Ecuador. *Revista Científica GeoLatitud*, 5(1), 1–11.
<https://dialnet.unirioja.es/servlet/articulo?codigo=8462220>
- Villa, C., Valencia-Moreno, M., Ochoa-Landín, L., & Del Rio-Salas, R. (2022).

- Firmas de REE en intrusivos asociados a pórfidos de cobre en Sonora. *EPISTEMUS*, 15(31), 1–13. 10.36790/epistemus.v15i31.188
- White, N., & Hedenquist, J. (1995). Epithermal gold deposits. Styles, characteristics and exploration. *SEG Discovery*, 23(1), 9–13. 10.5382/SEGnews.1995-23.fea
- Williams, P. (2021). Statistical levelling of multi-element geochemical data. *Applied Computing and Geosciences*, 10, 1–14. <https://doi.org/10.1016/j.acags.2021.100060>
- Wilson, J., Reyes, L., & Garayar, J. (1967). *Geología de los cuadrángulos de Mollebamba, Tayabamba, Huaylas, Pomabamba, Carhuaz y Huari (Hojas 17-h, 17-i, 18-h, 18-i, 19-h, 19-i) - [Boletín A 16]*. <https://repositorio.ingemmet.gob.pe/handle/20.500.12544/133#files>
- Worlanyo, A., & Jiangfeng, L. (2021). Evaluating the environmental and economic impact of mining for post-mined land restoration and land-use: A review. *Journal of Environmental Management*, 279, 1–11. <https://doi.org/10.1016/j.jenvman.2020.111623>
- Wu, S., He, M., Yang, M., Zhang, B., Wang, F., & Li, Q. (2021). Near-Infrared Spectroscopy Study of Serpentine Minerals and Assignment of the OH Group. *Crystals*, 11(9), 1–11. <https://doi.org/10.3390/cryst11091130>
- Xi, Z., Gao, G., & Lin, T. (2013). Metallogenic prognosis analysis based on GIS and weights of evidence modeling in Central Southern Peru. *Geotectonica et Metallogenia*, 37(2), 340–348. https://www.researchgate.net/publication/289911894_Metallogenic_prognosis_analysis_based_on_GIS_and_weights_of_evidence_modeling_in_Central_Southern_Peru
- Xiong, Y., & Zuo, R. (2020). Recognizing multivariate geochemical anomalies for mineral exploration by combining deep learning and one-class support vector machine. *Computers & Geosciences*, 140. <https://doi.org/10.1016/j.cageo.2020.104484>
- Young, S. (2015). Responsible sourcing of metals: certification approaches for conflict minerals and conflict-free metals. *The International Journal of Life Cycle Assessment*, 1–19. 10.1007/s11367-015-0932-5
- Young, S., Fernandes, S., & Wood, M. (2019). Jumping the Chain: How Downstream Manufacturers Engage with Deep Suppliers of Conflict

- Minerals. *Resources*, 8(1), 1–24. <https://doi.org/10.3390/resources8010026>
- Zhao, Z., Liang, X., Luo, K., Tang, N., Liu, G., Qing, M., Zhao, X., & Shen, J. (2025). Short-wave infrared (SWIR) characteristics and exploration indicators of the Bangpu porphyry Mo-Cu deposit in the eastern Gangdese metallogenic Belt, Tibet. *Ore Geology Reviews*, 184, 1–19. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2025.106747>
- Zhong, F.-J., Wang, L., Wang, K.-X., Liu, J.-G., Zhang, Y., Li, H., Yang, S., Chen, Y.-P., Xia, F., & Pan, J.-Y. (2023). Mineralogy and geochemistry of hydrothermal alteration of the Mianhuakeng uranium deposit in South China: Implications for mineralization and exploration. *Ore Geology Reviews*, 160, 1–19. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2023.105606>
- Zuo, R., & Carranza, E. (2011). Support vector machine: A tool for mapping mineral prospectivity. *Computers & Geosciences*, 37(12), 1967–1975. <https://doi.org/10.1016/j.cageo.2010.09.014>
- Zuo, R., Wang, J., Xiong, Y., & Wang, Z. (2021). The processing methods of geochemical exploration data: past, present, and future. *Applied Geochemistry*, 132. <https://doi.org/10.1016/j.apgeochem.2021.105072>
- Zuo, R., & Xiong, Y. (2017). Big Data Analytics of Identifying Geochemical Anomalies Supported by Machine Learning Methods. *Natural Resources Research*, 27(1), 1–9. [10.1007/s11053-017-9357-0](https://doi.org/10.1007/s11053-017-9357-0)
- Zuo, R., Xiong, Y., Wang, J., & Carranza, E. (2019). Deep learning and its application in geochemical mapping. *Earth-Science Reviews*, 192, 1–14. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2019.02.023>

ANEXOS

Anexo 1. Matriz de consistencia

Problema	Objetivo	Hipótesis	Variable	Metodología
Problema general ¿De qué manera puede realizarse un estudio de prospección geológica para evaluar preliminarmente el potencial minero del Proyecto Colquioc, ubicado en la provincia de Bolognesi, Áncash, mediante el análisis de evidencias superficiales litológicas, estructurales y geoquímicas, complementado con estudios petrominerográficos y espectrometría de reflectancia, en un contexto geológico favorable para la identificación de sistemas hidrotermales tipo pórfido-epitermal?	Objetivo general Realizar un estudio de prospección geológica para evaluar preliminarmente el potencial minero del Proyecto Colquioc, ubicado en la provincia de Bolognesi, Áncash, mediante el análisis de evidencias superficiales litológicas, estructurales y geoquímicas, complementado con estudios petrominerográficos y espectrometría de reflectancia, en un contexto geológico favorable para la identificación de sistemas hidrotermales tipo pórfido-epitermal.	Hipótesis general El área del Proyecto Colquioc, ubicada en la provincia de Bolognesi, Áncash, presenta evidencias superficiales litológicas, estructurales y geoquímicas, complementadas con estudios petrominerográficos y de espectrometría de reflectancia, que permiten inferir la existencia de un sistema mineralizado tipo pórfido-epitermal, indicando un potencial minero preliminar favorable para su exploración.	Variable independiente Prospección geológica Dimensiones: • Unidades litológicas • Estructuras geológicas • Asociaciones geoquímicas • Caracterización mineralógica y de alteración hidrotermal	Tipo: Aplicada Nivel: Descriptivo Enfoque: Cuantitativo Diseño: No experimental de corte transversal
Problemas específicos	Objetivos específicos	Hipótesis específicas	Variable dependiente	Población: La población del estudio estará conformada por los cuerpos geológicos con potencial de mineralización dentro del área del Proyecto Colquioc, incluyendo afloramientos, estructuras tectónicas y

¿Cuáles son las unidades litológicas del Proyecto Colquioc que presentan indicios de alteración y mineralización hidrotermal, y cómo se distribuyen en relación con el emplazamiento magmático-hidrotermal?

Reconocer e interpretar las unidades litológicas del Proyecto Colquioc con indicios de alteración y mineralización hidrotermal, analizando su distribución y su relación con el emplazamiento magmático-hidrotermal.

Las unidades litológicas aflorantes en el área del Proyecto Colquioc presentan características petrográficas y espaciales consistentes con ambientes de emplazamiento magmático-hidrotermal, permitiendo identificar zonas con indicios de alteración y mineralización hidrotermal asociadas a sistemas tipo pórfido-epitermal.

Potencial minero

Dimensiones:

- Evidencia de mineralización
- Tipo de yacimiento
- Alteración hidrotermal asociada

zonas con evidencias superficiales de alteración hidrotermal, ubicadas en el Subdominio XXI-A y la Franja XI, con inferencias hacia un sistema tipo pórfido-epitermal.

Muestra y muestreo: La muestra estará compuesta por una selección estratégica de unidades representativas, elegidas mediante muestreo no probabilístico por conveniencia, priorizando sectores accesibles con vetas, brechas, zonas alteradas o fracturamientos intensos, considerando las dimensiones litológica, estructural y geoquímica para una caracterización preliminar del potencial geológico-minero del área.

¿Qué estructuras geológicas superficiales podrían controlar la circulación de fluidos hidrotermales, y cuál es su orientación, continuidad y posible relación con zonas de alteración incipiente?

Identificar las principales estructuras geológicas superficiales que podrían controlar la circulación de fluidos hidrotermales, evaluando su orientación, continuidad y posible asociación con zonas de alteración incipiente.

Las estructuras geológicas superficiales presentes en el área actúan como conductos preferenciales para la circulación de fluidos hidrotermales, mostrando orientaciones y continuidad espacial que coinciden con zonas de alteración incipiente, lo que sugiere su papel clave en la localización de mineralizaciones tipo pórfido-epitermal.

Técnica: Observación y análisis documental
Instrumento: Fichas de registro

¿Cuáles son las asociaciones geoquímicas preliminares de elementos guía identificables a partir de muestras de superficie, y cómo pueden inferir la presencia de un sistema hidrotermal tipo pórfido-epitermal y delimitar zonas con potencial para estudios posteriores?

¿Qué ensambles mineralógicos y estilos de alteración hidrotermal presentan las unidades intrusivas del Proyecto Colquioc según análisis de petrominerografía y espectrometría de reflectancia (VNIR–SWIR), y cómo permiten interpretar la evolución magmático–hidrotermal para definir vectores exploratorios de mayor potencial mineral?

Caracterizar las asociaciones geoquímicas preliminares de elementos guía a partir de muestras de superficie, con el fin de inferir la presencia de un sistema hidrotermal tipo pórfido-epitermal y delimitar zonas con potencial para estudios posteriores.

Determinar los ensambles mineralógicos y estilos de alteración hidrotermal en las unidades intrusivas del Proyecto Colquioc mediante petrominerografía y espectrometría de reflectancia (VNIR–SWIR), para interpretar la evolución magmático–hidrotermal y definir vectores exploratorios de mayor potencial mineral.

Las asociaciones geoquímicas preliminares de elementos guía como cobre, molibdeno, oro, arsénico y antimonio, obtenidas de muestras de superficie, muestran anomalías que indican la presencia de un sistema hidrotermal tipo pórfido-epitermal, permitiendo delimitar zonas con potencial para estudios posteriores. Los ensambles mineralógicos y estilos de alteración hidrotermal presentes en las unidades intrusivas del Proyecto Colquioc, identificados mediante petrominerografía y espectrometría de reflectancia (VNIR–SWIR), reflejan la evolución magmático-hidrotermal del área y permiten definir vectores exploratorios con mayor potencial mineral.

Análisis de datos: Se analizarán datos estructurales con FaultKin, información espacial con ArcGIS 10.5, y datos geoquímicos mediante análisis estadístico en SPSS. Los resultados se integrarán en mapas, secciones y un modelo geológico-estructural para sustentar el potencial minero del área.