

UNIVERSIDAD NACIONAL DEL ALTIPLANO

**FACULTAD DE INGENIERÍA GEOLÓGICA Y
METALÚRGICA**

ESCUELA PROFESIONAL DE INGENIERÍA GEOLÓGICA



**EVALUAR LOS CONTROLES DE MINERALIZACIÓN DEL
PÓRFIDO CU-AU PROYECTO QUICAY II,
CERRO DE PASCO – PERÚ**

TESIS

PRESENTADA POR:

VICTOR APOMAYTA CHOQUE

PARA OPTAR EL TÍTULO PROFESIONAL DE:

INGENIERO GEÓLOGO

PUNO – PERÚ

2018

UNIVERSIDAD NACIONAL DEL ALTIPLANO
FACULTAD DE INGENIERÍA GEOLÓGICA Y METALÚRGICA
ESCUELA PROFESIONAL DE INGENIERÍA GEOLÓGICA

EVALUAR LOS CONTROLES DE MINERALIZACIÓN DEL PÓRFIDO CU – AU
PROYECTO QUICAY II, CERRO DE PASCO - PERÚ

TESIS PRESENTADA POR:

VICTOR APOMAYTA CHOQUE

PARA OPTAR EL TÍTULO PROFESIONAL DE:

INGENIERO GEÓLOGO

APROBADA POR EL JURADO REVISOR CONFORMADO POR:



PRESIDENTE :
Dr. MIGUEL ELIAS CALCINA BENIQUE

PRIMER MIEMBRO :
M.Sc. FLAVIO ROSADO LINARES

SEGUNDO MIEMBRO :
M.Sc. GERMAN RAFAEL ESPINOZA RIVAS

DIRECTOR / ASESOR :
M.Sc. ERNESTO SAMUEL MACHACCA HANCCO

ÁREA: Geología Regional.

TEMA: Evaluar los controles de mineralización del pórfido de Cu, Au.

FECHA DE SUSTENTACIÓN: 12 DE DICIEMBRE DEL 2018.

DEDICATORIA

A MI PADRE Cesario, que partió muy pronto; por todo su apoyo, decisión constante y el tiempo que hemos vivido juntos.

MI MADRE Natalia, por su motivación, consejos y confianza en mí. Con amor y Júbilo.

MIS HERMANOS Jaime, Juan, y en memoria a mi querido hermano Ubaldo quien aún desde cielo me dio las fuerzas para seguir adelante.

MI ESPOSA Noemí, por todo su amor, cariño y el ánimo que me brinda día a día para alcanzar nuevas metas.

MI HIJA Camila Nathalie, por su ternura y su sonrisa que me alegra todos los días.

AGRADECIMIENTOS

- A la vida y a Dios; por dirigirme sobre el mejor camino de la existencia, darme la salud y perseverancia, para alcanzar las metas trazadas.
- A la Universidad Nacional del Altiplano – PUNO, y la Escuela profesional de Ingenierita Geológica; Cuna de destacados profesionales.
- Deseo expresar mi sincero agradecimiento a la Empresa Corporación Minera Centauro S.A.C. por haber hecho posible la redacción y presentación de la presente tesis para poder optar el título de Ingeniero Geólogo.
- De gran apoyo como geólogos y como amigos fueron también el Ing. José Trujillo Salcedo Jefe de exploraciones Norte de Compañía de Minas Buenaventura S.A.A, Ing. Jorge Fernández Mamani Geólogo Sénior de Hochschild Mining plc, con quienes compartimos la experiencia de trabajar juntos en algún momento y cuyas ideas y aportes también están reflejados en este trabajo.
- Al M.Sc. Ernesto Samuel Machaca Hanco como asesor, por haberme apoyado con sus ideas para realizar el presente trabajo.
- A todos los docentes de mi alma mater por brindarme sus conocimientos.
- También deseo expresar mi más sentido agradecimiento a todas aquellas personas que directa o indirectamente han colaborado y contribuido con su apoyo, comentarios, sugerencia y ayuda en el desarrollo de esta tesis.

ÍNDICE GENERAL

	Pág.
RESUMEN	22
ABSTRACT	23

CAPÍTULO I

INTRODUCCIÓN

1.1. PLANTEAMIENTO DEL PROBLEMA	24
1.1.1. Planteamiento del problema de estudio.....	24
1.1.2. Formulación del Problema	25
1.2. ANTECEDENTES.....	25
1.3. JUSTIFICACIÓN	26
1.4. HIPÓTESIS.....	27
1.5. OBJETIVOS	28
1.5.1. Objetivo general	28
1.5.2. Objetivos específicos	28

CAPÍTULO II

REVISIÓN DE LITERATURA

2.1. GEOMORFOLOGÍA REGIONAL	29
2.1.1. Unidades Geomorfológicas	29
2.1.1.1. Cordillera Oriental	29
2.1.1.1.1. Cordillera Oriental (sensu stricto)	29
2.1.1.1.2 Borde Oeste de la Cordillera Oriental	30
2.1.1.1.3. Valles Interandinos	30
2.1.1.2 Altiplanicies.....	31
2.1.1.2.1 Valles Interandinos	31

2.1.1.2.2. Bosque de Rocas	32
2.2. ESTRATIGRAFÍA REGIONAL	32
2.2.1. Precámbrico.....	33
2.2.1.1. Complejo metamórfico del Maraón (Neoproterozoico- Carbonífero).....	33
2.2.2. Paleozoico Inferior	34
2.2.2.1. Grupo Cabanillas (Devónico).....	34
2.2.3. Paleozoico Superior	35
2.2.3.1. Grupo Ambo (Misisipiano)	36
2.2.4. Pérmico Superior-Jurásico Inferior	38
2.2.4.1. Grupo Mitu (Pérmico Superior-Triásico Inferior).....	38
2.2.4.2. Grupo Pucara (Triásico Superior – Jurásico inferior).....	41
2.2.4.2.1. Formación Chambara (Noriano – Reatiano).....	41
2.2.5. Jurásico Superior – Cretácico Inferior	43
2.2.5.1. Grupo Goyllarisquizga (Jurásico Superior – Cretácico Inferior)43	
2.2.5.1.1. Formación Chimú (Jurásico Superior – Cretácico Inferior) ...	44
2.2.5.1.2. Formaciones Santa-Carhuaz (Valangiano-Berraminano)	44
2.2.5.1.3. Formación Farrat (Berraminano-Albiano Inferior).....	46
2.2.6. Cretácico Medio – Superior	47
2.2.6.1. Formación Chúlec (Albiano).....	47
2.2.6.2. Formación Pariatambo	48
2.2.6.3. Formación Jumasha (Albiano Superior – Turoniano).....	49
2.2.7. Paleógeno	50
2.2.7.1. Formación Pocobamba (Eoceno Inferior)	51
2.2.7.2. Formación Calera (Eoceno Superior – Oligoceno).....	54

2.2.8.	Neógeno.....	56
2.2.8.1.	Formación Jeroc (Plioceno)	56
2.2.8.2.	Depósitos cuaternarios	57
2.2.8.2.1.	Depósitos Morrénicos	57
2.2.8.2.2.	Depósitos Coluviales.....	57
2.2.8.2.3.	Depósitos Aluviales	57
2.2.8.2.4.	Depósitos Lacustre – Aluviales.....	58
2.2.9.	Rocas Ígneas.....	58
2.2.9.1.	Dioritas (Kp-vi-di)	58
2.2.9.2.	Dacita – Andesita (P-da-an)	58
2.2.9.3.	Andesita (P-an).....	59
2.2.9.4.	Eoceno – Complejo Volcánico Quicay	59
2.2.9.5.	Cuarzo Latita (Po-pcl).....	60
2.2.9.6.	Pórfido Andesítico (Po-pa)	60
2.2.9.7.	Complejo Volcánico Cerro de Pasco (Nm-cl, Nm-p)	60
2.3.	GEOLOGÍA ESTRUCTURAL	63
2.3.1.	Falla Cerro de Pasco.....	63
2.3.2.	Falla Atacocha-Milpo-Ninacaca	63
2.3.3.	Falla Ticlacayán	64
2.3.4.	Falla Huayllay	64
2.3.5.	Corrimientos de la Faja Fallada del Marañon	64
2.4.	CONTROLES DE MINERALIZACIÓN	67
2.4.1.	Ambiente Subvolcánico o Hipabisal.....	67
2.4.1.1.	Cuerpos Hipabisales (Subvolcánicos) y su formación.....	68
2.4.2.	Pórfido.....	69

2.4.3.	Alteración Hidrotermal	71
2.4.3.1.	Alteración Propilítica	72
2.4.3.2.	Alteración Argílica.....	73
2.4.3.3.	Alteración Fílica.....	73
2.4.3.4.	Alteración Potásica.....	74
2.4.4.	Faces Hidrotermales (Tipo Vetillas)	76
2.4.5.	Zoneamiento.....	78
2.4.5.1.	Zonación.....	78
2.4.5.2.	Zona de Mena.....	79
2.4.5.3.	Zona de Pirita	80
2.4.5.4.	Núcleo de Baja Ley y Zona Periférica	80
2.4.6.	Paragénesis	81
2.4.7.	Fallas y Fisuras.....	82
2.4.7.1.	Análisis Estructural	82
2.4.7.2.	Análisis Descriptivo	83
2.4.7.3.	Análisis Dinámico	83
2.4.7.4.	Modelo de Fallas Conjugadas de Anderson.....	83
2.4.7.5.	Sistema de Fracturamiento de Riedel.....	84
2.4.7.6.	Salto e Inflexiones de Fallas	86
2.5.	METALOGENIA.....	87

CAPÍTULO III

MATERIALES Y METODOS

3.1.	METODOLOGÍA DE INVESTIGACIÓN.....	89
3.2.	RECOPIACIÓN DE BIBLIOGRAFÍA.....	89
3.3.	TRABAJOS DE CAMPO.....	90

3.4.	TRABAJOS DE GABINETE	90
3.4.1.	Materiales	91
3.5.	CARACTERIZACIÓN DEL ÁREA DE ESTUDIO	92
3.5.1.	Ubicación y acceso	92
3.6.	CONCESIÓN MINERA	94
3.7.	CLIMA Y VEGETACIÓN	96
3.8.	GEOMORFOLOGÍA LOCAL	97

CAPITULO IV

RESULTADOS Y DISCUSIÓN

4.1.	CONTROLES DE MINERALIZACIÓN DEL PROYECTO QUICAY II	98
4.1.1.	Geología local	98
4.1.2.	Litología... ..	99
4.1.2.1.	Rocas Volcánicas.....	99
4.1.2.2.	Brechas	100
4.1.2.2.1.	Brecha Freatomagmática (BFM)	100
4.1.2.2.2.	Brecha Intrusiva (BXI)	100
4.1.2.2.3.	Brecha Freática (BXF).....	101
4.1.2.3.	Rocas intrusivas hipabisales	102
4.1.2.3.1.	Rocas Porfíricas.....	102
4.1.2.4.	Depósitos Cuaternarios.....	106
4.1.3	Alteración hidrotermal	108
4.1.4.	Clasificación de vetillas	111
4.1.4.1.	Etapas Hidrotermales.....	112
4.1.4.1.1.	Etapas Tardimagmática	112
4.1.4.1.2.	Etapas Transicional	112

4.1.4.1.3. Etapa Hidrotermal Principal	112
4.1.4.1.4 Etapa Hidrotermal Tardía	112
4.1.4.2. Tipo de Vetillas.....	114
4.1.4.2.1. Vetillas Tipo M.....	114
4.1.4.2.2. Vetilla Tipo EB.....	115
4.1.4.2.3 Vetilla Tipo A	116
4.1.4.2.4. Vetillas Tipo B.....	117
4.1.4.2.5. Vetilla Tipo Cuarzo Sulfuro	119
4.1.4.2.6. Vetilla Tipo D.....	119
4.1.4.2.7. Microvetillas de Sulfuros.....	120
4.1.5. Zoneamiento mineralógico.....	120
4.1.6. Geología estructural	121
4.2. COMPORTAMIENTO DE MINERALIZACION CON RESPECTO A LAS ROCAS SUBVOLCANICAS Y LA ALTERACIÓN HIDROTERMAL.....	123
4.3. INTERPRETACIÓN DE ESTUDIOS PETROGRÁFICOS	127
4.4. PARAGÉNESIS.....	132
4.4.1. Descripción Microscópica.....	133
CONCLUSIONES	138
RECOMENDACIONES.....	140
BIBLIOGRAFÍA	141
WEBGRAFIA.....	144
ANEXOS	145

ÍNDICE DE FIGURAS

	Pág.
Figura 1: Plano geológico regional del cuadrángulo 22-k, donde se puede apreciar los pulsos de intrusivos de defiérete composición mineralógica	62
Figura 2: Plano geológico estructural regional del cuadrángulo 22-k, donde se puede apreciar las fallas regionales.....	65
Figura 3: Anomalías geoquímicas de sedimentos de quebrada relacionadas a los controles estructurales regionales y franjas metalogenético	66
Figura 4: Imagen de cuerpos hipabisales (subvolcánicas) y su formación. (lafranla.blogspot).....	69
Figura 5: Anatomía de un sistema de pórfido mostrando la interrelación especial de pórfido de Cu-Mo, ubicado en la zona central de un yacimiento de pórfido.....	70
Figura 6: Sección idealizada de zonación de alteración de los pórfidos de Cu en el mundo basado en la geología y los tipos de depósito	72
Figura 7: Modelo ilustrado de un depósito tipo pórfido cuprífero. (A) Sección transversal esquemática de minerales y tipos de alteración hidrotermal	75
Figura 8: Esquema de vetilleo típico para depósitos porfiríticos ricos en oro (Sillitoe, 2000)	78
Figura 9: Zonación por efecto supérgeno en pórfido cuprífero.....	79
Figura 10: Esquema general de un pórfido cuprífero indicando la zona de mena	80
Figura 11: Distribución de zonas de alteración de mineralización en un pórfido cuprífero combinando los modelos de Lowell y Gilbert (1970).....	81
Figura 12 : Tipos de esfuerzos Los números indican la sigma correspondiente. (Anderson 1951)	84

Figura 13 : Representando relaciones angulares, siendo s1 el esfuerzo principal máximo; a) derecho (dextral), b) izquierdo (sinestral). (Modelo de Riedel 1929).....	85
Figura 14: Representación del sistema de fracturamiento de Riedel: a) ejemplo del fracturamiento de Riedel mapeado en campo, b) fracturamientos mapeados dibujados en la red estereográfica.....	86
Figura 15: Franja de Pórfidos de Cu (Au-Mo) en el Perú	88
Figura 16: En la siguiente imagen se muestra el plano de ubicación del proyecto Quicay II, donde se encuentra ubicado en la región de Pasco	93
Figura 17: Ubicación del proyecto (Google Earth, 2018)	94
Figura 18: Plano de concesiones mineras. (Geocatmin, 2018)	95
Figura 19 : Vegetación. A) pastos, arbustos, característicos de esta región. No existen áreas de cultivos debido a las bajas temperaturas del lugar B) Mina Quicay en su programa de cierre de mina	96
Figura 20: En la siguiente imagen se muestra la geomorfología entre la región de Pasco y Junín con respecto al proyecto Quicay II. (Google Earth, 2018) ...	97
Figura 21 : Ignimbrita, color gris blanquecino con textura cristalina, más feldespatos y abundantes biotita primaria.....	99
Figura 22: AM-025/ 512.80m: Brecha Freatomagmatica, con textura brechoide, fragmento heterolíticos subangulosos a subredondeados, matriz soportado por fragmentos	100
Figura 23: PAM-11/387.05m: Brecha Intrusiva, con fragmentos sub redondeados a sub angulosos de intrusivo porfirítica con hornblendas rectangulares matriz de andesita porfirítica	101

- Figura 24: PAM-046/173.40m: Brecha Freática, color gris claro, con matriz polvo de roca, fragmentos monolíticos, con alteración filico pervasivo, Argílica débil; calcopirita puntual diseminado asociado a la pirita 101
- Figura 25: PAM-027/243.00m: Andesita Feldespática Porfirítica, de grano grueso con alteración clorita, pirita y arcillas traza 102
- Figura 26: PAM-047/351.60m: Pórfido Andesítico, color gris a oscuro con fenocristales de plagioclasas alterándose a sericita y arcilla, matriz microcristalino mas vetillas de cuarzo gris con pirita y calcopirita..... 103
- Figura 27: PAM-042/200.30m: Pórfido Andesítico dos, con xenolitos de cuarzo refractario forma sub angulosos con vetillas rotas y truncadas, microvetillas rotas de cuarzo-sulfuros, Alteración Filica (Qz-Ser-Py)..... 104
- Figura 28: PAM-005/200.00m: Pórfido Dacítico, de grano medio con textura porfirítica más ojos de cuarzo de 5-10 %, con cuarzo secundario con pirita disemina, Alteración Fílica pervasiva 105
- Figura 29: PAM-024/406.80: Dique Dacítico, de color gris blanquecino, presenta Cuarzo primario con horblendas tabulares, trazas de pirita..... 105
- Figura 30: Morrena con fragmentos heterolititos de intrusivo, matriz de sedimento (arcilla, óxidos de fierro)..... 106
- Figura 31: En la siguiente sección 21100NE mirando hacia NO, se puede apreciar el modelo geológico (litológico) con diferente composición mineralógica de pulsos de intrusivos hipabisales 107
- Figura 32: En la siguiente sección 21100NE mirando hacia NO, se puede apreciar el modelo de alteración hidrotermal del depósito de pórfido Cu, Au en el proyecto Quicay II 108
- Figura 33: Sección delgada de la Alteración Argílica – laboratorio Cesar Canepa I. 109

Figura 34: Sección delgada de la Alteración argílica con relación a estudio petrográfico	109
Figura 35: Sección pulida de la Alteración Silicificación	110
Figura 36: Sección delgada de la Alteración Fílica	110
Figura 37: Sección delgada de la alteración Fílica	111
Figura 38: Alteración potásica.....	111
Figura 39: Modelo de clasificación de vetillas del proyecto Quicay II. (Fernández, 2014)	113
Figura 40: Etapas hidrotermales de formación de vetillas y mineralogía en rocas hipabisales del proyecto Quicay II.....	114
Figura 41: Vetillas en zona potásica. Nótese el orden de corte; vetilla tipo M cortada por tipo EB	115
Figura 42: Vetilla paralela tipo EB. Nótese el color verde, cuando la clorita reemplaza la biotita secundaria, (se alcanzan a distinguir relictos de biotita secundaria).....	115
Figura 43: Vetillas tipo A con halo de feldespatos sericita y pirita. Nótese la forma sinuosa de las vetillas.....	116
Figura 44: Vetillas tipo A con halo de feldespatos potásico y sericita. Nótese la forma sinuosa de las vetillas	117
Figura 45: Vetilla tipo B. Nótese la sutura de sulfuros paralela a la vetilla, roca con alteración fílica (Qz+Ser+Py) a su alrededor. Vetilla tipo A de cuarzo gris sinuosa.....	118
Figura 46: Vetilla paralela tipo B. Nótese la sutura de sulfuros paralela a la vetilla, roca con alteración fílica (Qz+Ser+Py) a su alrededor	118

Figura 47: Vetilla de Cuarzo-Sulfuros (Cpy & Py), pórfido andesítico de grano medio a fino, textura porfirítica, alteración Fílica pervasiva	119
Figura 48: Vetilla tipo D contando a la vetilla tipo B	119
Figura 49: Microvetillas de pirita, en el Pórfido Andesítico de grano medio, textura porfirítica, alteración Fílica pervasiva	120
Figura 50: Zoneamiento Mineralógico de la sección 21100 NE.....	121
Figura 51: En la siguiente imagen se muestra el modelo de control estructural del Proyecto Quicay II	122
Figura 52: Sondaje PAM-040, donde se puede observar varios pulsos de intrusivos hipabisales con respecto al comportamiento geoquímico de Cu, Au, Mo. 123	
Figura 53: Sondaje PAM-051 interpretación geoquímica de Cu-Au-Mo con respecto a la alteración hidrotermal.	124
Figura 54: Sondaje PAM-051 AZ: 00° DIP: -90 PROF: 800 m.....	125
Figura 55: Sección 21100 NE donde se muestra la zonación mineralógica con respecto a la geoquímica de Cu, Au y Mo de los sondajes PAM-031, PAM-040, PAM-042, PAM-051, PAM-056.....	126
Figura 56: Zona de Lixiviación (Leached capping)	127
Figura 57: Sección delgada del sondaje PAM-008, 70.45 m	127
Figura 58: Zona Mixta sección 21100 NE	128
Figura 59: Sección pulida del sondaje PAM-006, 52.15 m.....	128
Figura 60: Zona Supérgeno sección 21100 NE.....	129
Figura 61: Sección pulida del sondaje Pam-053, 162.10 m	129
Figura 62: Zona de Transición sección 21100 NE	130
Figura 63: Sección pulida del sondaje PAM-006, 241.90 m.....	130
Figura 64: Zona Hipógena sección 21100 NE	131

Figura 65: Sección pulida del sondaje PAM, 384.50 m.	131
Figura 66: Sección pulida del sondaje PAM-029, 608.70m.....	132
Figura 67: Fotografías de muestras petrográficas con su respectiva descripción	136

ÍNDICE DE TABLAS

	Pág.
Tabla 1: Tabla de tipos de vetillas, en depósitos tipo pórfido Sillitoe (2000) y Muntean & Einaudi (2000)	77
Tabla 2: Tabla de coordenadas UTM del sistema WGS84 de la zona 18s del proyecto Quicay II.....	93
Tabla 3: Tabla de distancias de rutas de acceso de Lima hacia proyecto Quicay II	93
Tabla 4: Tabla de clasificación de vetillas del proyecto Quicay II. Fernández (2014).....	113
Tabla 5: Tabla de distribución volumétrica porcentual	135
Tabla 6: Tabla de secuencia paragenética reconocida del Proyecto Quicay II	137

ÍNDICE DE ACRÓNIMOS

Abreviatura	Nombre
Ag	: Plata.
Alun	: Alunita.
Anh	: Anhidrita.
Cly	: Arcillas.
ANP	: Pórfido Andesítico.
ANP2	: Pórfido Andesítico dos.
APF	: Andesita feldespática porfirítica.
Au	: Oro.
BFM	: Brecha freatomagmática.
Bi	: Biotita.
Bio2°	: Biotita secundaria.
BXF	: Brecha freática.
BXI	: Brecha intrusiva.
C°	: Grados centígrados.
Carb	: Carbonato.
Cc	: Calcosina
Chl	: Clorita.
cm	: Centímetros.
CO2	: Dióxido de carbono.
Cpy	: Calcopirita.
Cu	: Cobre.
CV	: Cobertura.
Cv	: Covelina
DAC	: Dacita.

Epi	:	Epidota.
Fe	:	Hierro.
Ghoe	:	Goethita.
GG	:	Ganga.
H2O	:	Agua.
hm	:	Hematita.
Km	:	Kilometro.
K/Ar	:	Potacio/Argón.
Kaol	:	Caolinita.
K-feld	:	Feldespatio potásico.
m	:	Metro.
Ma	:	Millones de años.
mag	:	Magma.
mm	:	Milímetro.
Mo	:	Molibdeno.
Mb	:	Molibdenita.
MR	:	Deposito morrénico.
m.s.n.m.	:	Metros sobre el nivel del mar.
Mag	:	Magnetita.
Nm-cl	:	Cuarzo latita.
Nm-p	:	Piroclasto.
N-O	:	Nor-oeste.
N-S	:	Norte-sur.
N-W	:	Nor-oeste.
P-an	:	Pórfido Andesítico.
Pb	:	Plomo.

PDA	:	Pórfido Dacítico.
P-da-an	:	Pórfido Dacítico y Andesítico.
Plg	:	Plagioclasa.
Po-pa	:	Pórfido andesítico.
Po-pcl	:	Pórfido Cuarzo latita.
Ppm	:	Partes por millón.
Py	:	Pirita.
Qz	:	Cuarzo.
rt	:	Rutilo.
Sb	:	Antimonio.
S-E	:	Sur-este.
Ser	:	Sericíta.
Sulf	:	Sulfuro.
T°	:	Temperatura.
Ti	:	Titanio.
TM	:	Toneladas métricas.
Tz	:	Traza.
Zn	:	Zinc.

RESUMEN

El proyecto Quicay II se encuentra ubicado en la Cordillera Central de los Andes Peruanos, en el Departamento de Cerro de Pasco, Provincia de Pasco, Distrito de Simón Bolívar. Este proyecto tiene como objetivo principal determinar los controles de mineralización del pórfido de Cu-Au del proyecto Quicay II, además de determinar, el comportamiento litológico de las rocas intrusivas hipabisales (subvolcánicas), la paragénesis del depósito del pórfido de Cu-Au y analizar e interpretar los resultados de los sondeos diamantinos con respecto a la geoquímica de Cu – Au. Los métodos utilizados para este proyecto fueron: descriptivo, interpretativo y analítico, realizando la descripción de la litología, alteración, geología estructural, mineralización y estudios petrográficos de los sondeos diamantinos para su interpretación de los controles mineralógicos del pórfido de Cu-Au con sus respectivos análisis geoquímicos. Como resultados del estudio se identificó al primer evento volcánico al domo andesítico, posterior a este se emplaza el intrusivo hipabisal (subvolcánico) que son el Pórfido Andesítico, Pórfido Andesítico 2 y Pórfido Dacítico, cortado por los Diques de Andesita y Dacita en la fase tardía como intramineral, el yacimiento está cubierto de 125 metros de morrenas (Cuaternario). La mineralización en la zona de lixiviación de óxidos y supérgeno está asociado al pórfido andesítico y pórfido andesítico 2 siendo el primero con mayor contenido de minerales de covelina, calcosina y calcopirita, relacionado a la alteración fílica y argílica zonas donde presentan mayor concentración de Stockwork, formando vetillas de (cuarzo, pirita, calcopirita). La zona hipógena está asociada a una andesita hipabisal con alteración fílica (cuarzo + sericita + pirita +/- clorita +/- turmalina) y potásica (biotita secundaria + clorita +/- feldespato potásico +/- magnetita). Los rangos de ley promedio de este tipo de mineralización de pirita, calcopirita y bornita trazas están entre los 0.1-0.4% Cu; teniendo localmente hasta 1% Cu. El oro se correlaciona con los valores geoquímicos de cobre en la mineralización hipógena está relacionado a calcopirita y magnetita con leyes promedio de 0.1 a 0.2 gr/TM Au. El control estructural se encuentra relacionado a la intersección de fallas regionales N-S y NO-SE.

Palabra clave: Controles, mineralización, pórfido, Quicay II.

ABSTRACT

The Quicay II project is located in the Central Cordillera of the Peruvian Andes, in the Department of Cerro de Pasco, Province of Pasco, and District of Simón Bolívar. The main objective of this project is to determine the Cu-Au porphyry mineralization controls of the Quicay II project, as well as determine the lithological behavior of the intrusive hipabisal (subvolcanic) rocks, the paragenesis of the Cu-Au porphyry deposit and analyze and interpreting the results of the diamond drilling with respect to the Cu - Au geochemistry. The methods used for this project were: descriptive, interpretative and analytical, making the description of the lithology, alteration, structural geology, mineralization and petrographic studies of the diamond drill holes for their interpretation of mineralogical controls of the Cu-Au porphyry with their respective geochemical analysis. As results of the study, the first volcanic event was identified to the andesitic dome, after which the intrusive hipabisal (subvolcanic) is located, which are the Andean Porphyry, the Andean Porphyry 2 and the Dacitic Porphyry, cut by the Andesite and Dacite Dams in the late phase. As intramineral, the deposit is covered with 125 meters of moraines (Quaternary). Mineralization in the oxides and supérgeno-leaching zone is associated with andesitic porphyry and andesitic porphyry 2 being the first one with the highest content of coveline minerals, chalcocite and chalcopyrite, related to the phyllic and argillic alteration areas where they present the highest concentration of Stockwork, forming veinlets (quartz, pyrite, and chalcopyrite). The hypogenic zone is associated with a hypabisal andesite with phyllic alteration (quartz + sericite + pyrite +/- chlorite +/- tourmaline) and potassium (secondary biotite + chlorite +/- potassium feldspar +/- magnetite). The average grade ranges of this type of mineralization of pyrite, chalcopyrite and bornite traces are between 0.1-0.4% Cu; having locally up to 1% Cu. Gold correlates with the geochemical values of copper in hypogenic mineralization is related to chalcopyrite and magnetite with average grades of 0.1 to 0.2 gr / MT Au. The structural control is related to the intersection of regional failures N-S and NO-SE.

Key words: Controls, mineralization, porphyry, Quicay II.

CAPÍTULO I

INTRODUCCIÓN

Proyecto Quicay II es un depósito tipo pórfido de cobre-oro ubicado al nor-oeste de la ciudad de Cerro de Pasco. Los cuerpos ígneos de Malarín, Pacoyán, Quicay y Racco están alineados en dirección N-S, lo que sugiere que su emplazamiento fue controlado por fallas de dirección N-S (Álvarez & Huanqui, 1992). Según los registros de sondajes diamantinos realizados en la Mina Quicay, los domos y material volcánico de Quicay se encuentran sobre una secuencia lacustrina que podría tratarse de la Formación Calera del Eoceno superior (Flores, 2002). Se encuentra dentro del Distrito de Simón Bolívar, Provincias y Región Pasco. Su descubrimiento fue hecho por Corporación Minera Centauro S.A.C en el año 2011 habiéndose explorado hasta la fecha a través de programas de mapeo geológico, muestreo geoquímico, estudios geofísicos y diferentes campañas de perforación. El Proyecto es de propiedad de Corporación Minera Centauro S.A.C. es el operador del Proyecto y hasta la fecha viene ejecutando un programa agresivo de perforación (in-fill), de expansión en la zona de mineralización en profundidad. El programa también incluye un detallado logeo geológico, muestreo geoquímico e interpretación de controles de mineralización del pórfido de Cu y Au.

1.1. PLANTEAMIENTO DEL PROBLEMA

1.1.1. Planteamiento del problema de estudio

Nuestro país de acuerdo a la ubicación geográfica evidencia importantes rasgos geológicos, que han dado lugar a la concentración de yacimientos minerales como es el caso del proyecto Quicay II.

Para mejor interpretación del Proyecto Quicay II, es necesario conocer el comportamiento del proceso geológico que intervinieron en el origen del presente yacimiento. En este proceso analizaremos los controles de mineralización, relacionado a la litología, alteración hidrotermal, geología estructural, facies hidrotermales (tipos de vetillas) y paragénesis de la formación de minerales.

Por otra parte, se utilizó los estudios de perforación diamantina, muestreo geoquímico y petrografía. Como una herramienta importante que nos facilitó información necesaria para determinar lo que está planteado (controles de mineralización de pórfido de cobre (Cu) y oro (Au)).

1.1.2. Formulación del Problema

De acuerdo a lo expuesto anteriormente conlleva a hacernos las siguientes preguntas:

- ¿Qué características geológicas; Litológica, alteración hidrotermal, geología estructural, facies hidrotermales (tipos de vetillas) y paragénesis de mineral presenta el proyecto Quicay II?
- ¿Cómo se emplazó la mineralización en las rocas hipabisales subvolcánicas en el Proyecto Quicay II?

1.2. ANTECEDENTES

En la década de 1960, el yacimiento Quicay fue explorado por las empresas Kennecott Copper Corporation y Hunting Survey Corporation. Entre los años 1993-1996, Centromín Perú exploró el área en búsqueda de depósitos de oro. Posteriormente, en el año 1998, la empresa Minera Coribarrick continuó con las exploraciones en Quicay, hasta

que finalmente el yacimiento es descartado por no cumplir con sus objetivos de reservas, siendo devuelto en el mismo año a su antecesor, Centromín Perú.

En el año 1993, Centromín Perú concluyó un mapeo geológico en las zonas Quicay-Pacoyán. Adicionalmente, entre los años 1994-1996, Centromín Perú logró culminó 21 taladros diamantinos obteniendo un total 2,138 metros, con esos datos se estimaron 1, 000,000 de onzas de oro de mineral indicado e inferido. Finalmente, en el año 2000 luego de adquirir de forma definitiva la propiedad de las concesiones que comprenden el yacimiento Quicay, Corporación Minera Centauro inicia sus labores de exploración

En el año 2011, ante la proximidad de la fase de cierre final de Mina Quicay, Corporación Minera Centauro intensifica sus trabajos de exploración en la zona aledaña a la Mina Quicay, llamada Cerro Pacoyán, en búsqueda de un depósito diseminado de oro. A finales del año 2011, se obtienen resultados satisfactorios y de gran potencial, con el descubrimiento de un yacimiento tipo pórfido cobre-oro ubicado a 3 kilómetros de distancia de la Mina Quicay; a este nuevo yacimiento se le denomina Proyecto Quicay II. Actualmente la compañía Corporación Minera Centauro S.A.C, sigue explorando las áreas de interés tratando de encontrar otros depósitos de minerales económicamente viables.

1.3. JUSTIFICACIÓN

En Mina Quicay la producción de mineral extraído durante la vida útil de la Mina (2002-2011) alcanzó las 600,000 onzas de Au. No obstante del cierre de la Mina Quicay, Corporación Minera Centauro continuó con las exploraciones en zonas aledañas en búsqueda de yacimientos mineros con potencial económico, donde se llega a descubrir el Proyecto Quicay II, a 3 km de Mina Quicay. Este significativo descubrimiento de

yacimiento tipo pórfido de Cu-Au, lo cual nos lleva a una investigación para el mejor conocimiento de los procesos geológicos que intervinieron en el origen y formación de este yacimiento.

Para ello la evaluación de los controles de mineralización de pórfido de Cu-Au de Proyecto Quicay II, contribuirá de entender el modelo geológico (emplazamiento de intrusivos con respecto a la alteración hidrotermal & mineralización) y la ubicación de nuevos recursos de mineral a profundidad, durante futuras campañas de exploración con sondajes diamantinos, también mencionar la evaluación de controles de mineralización en depósito tipo pórfidos en el Perú nos da a entender el comportamiento geológico. Comparando con otros proyectos en el Perú donde oriento a entender mejor el comportamiento geológico en depósito de pórfidos tales como controles de mineralización en el pórfido de Cu Zafranal, controles de mineralización de pórfido de Au-Cu Morococha – Minas Conga. El motivo de investigación del presente proyecto de tesis se pretende dar mayor conocimiento sobre la importancia de identificar, evaluar y comprender las distintas características de los controles de mineralización tales como el control litológico, alteración, estructural y tipos de venillas en depósito tipo pórfido de Cu-Au en el Proyecto Quicay II.

1.4. HIPÓTESIS

La fuente de mineralización del Pórfido Quicay II, se da a partir de las rocas ígneas subvolcánicas (hipabisales), cuya migración de soluciones hidrotermales con altos contenidos de Cu-Au, se emplazan en intrusivos subvolcánicas de tipo andesita.

1.5. OBJETIVOS

1.5.1. Objetivo general

Determinar los controles de mineralización del pórfido de Cu-Au del Proyecto Quicay II.

1.5.2. Objetivos específicos

- Determinar el control litológico, alteración, tipos de vetillas, mineralización y geología estructural del Proyecto Quicay II.
- Determinar el comportamiento de la mineralización con respecto a las rocas hipabisales (subvolcánicas) y la alteración hidrotermal del Proyecto Quicay II.
- Analizar e interpretar los resultados petrográficos del Proyecto Quicay II.
- Determinar la paragénesis del depósito del pórfido de Cu-Au del Proyecto Quicay II.

CAPÍTULO II

REVISIÓN DE LITERATURA

2.1. GEOMORFOLOGÍA REGIONAL

Geomorfológicamente, la mayor parte de la zona de estudio se encuentra dentro de las Altiplanicies Interandinas que se encuentran en el sector Suroeste (SO) del cuadrángulo de Cerro de Pasco (22-K) que separan la Cordillera Occidental de la Cordillera Oriental. Las características que se han considerado para diferenciar las unidades morfológicas locales fueron: altitud sobre el nivel del mar, relieve y el tipo de roca que aflora. (Cobbing, *et al.*, 1996).

2.1.1. Unidades Geomorfológicas

Se han diferenciado 5 unidades morfológicas. Dos de ellas se encuentran en las Altiplanicies Interandinas: Planicie del lago Junín y Bosque de Rocas; y las otras tres, en la Cordillera Oriental: Cordillera Oriental (*sensu stricto*), borde oeste de la Cordillera Oriental, y Valles Interandinos. (Cobbing, *et al.*, 1996).

2.1.1.1. Cordillera Oriental

La Cordillera Oriental se encuentra en la parte este de la zona de estudio y ha sido dividida en 3 zonas morfológicas. (Cobbing, *et al.*, 1996).

2.1.1.1.1. Cordillera Oriental (*sensu stricto*)

Está ubicada en el extremo noreste del Cuadrángulo de Cerro de Pasco, al oeste de Ticlacayán, abarca altitudes entre 4200 y 4400 m.s.n.m., y puede alcanzar hasta 4800 m.s.n.m. en el nevado Quilococha.

El relieve está conformado por valles en «V». En el fondo, se encuentran ríos rectilíneos, los cuales erosionan rocas del Complejo Metamórfico del Marañón e intrusivos de Granodiorita-Diorita-Granito del Carbonífero-Pérmico.

Hacia el noreste de la hacienda Chiric, se encuentran valles glaciares en «U» que erosionan rocas calcáreas del Grupo Pucara (Triásico-Jurásico), conglomerados del Grupo Mitu (Pérmico-Triásico) e intrusivos pérmicos. (Cobbing, *et al.*, 1996).

2.1.1.1.2 Borde Oeste de la Cordillera Oriental

Se extiende desde Carhuamayo hasta Cerro de Pasco. Tiene forma alargada de dirección NO-SE. Su altura promedio varía entre 4200 hasta 4400 m.s.n.m., y puede llegar hasta 4600 m.s.n.m. en los picos más elevados.

El relieve está conformada por valles glaciares en forma de «U» con dirección casi NEE-SOO. En el fondo de los valles se encuentran lagunas morrénicas y ríos anastomosados de poca pendiente, que forman parte de la cuenca hidrográfica del lago Junín. Estos ríos erosionan principalmente rocas calcáreas del Grupo Pucará (Triásico-Jurásico), secuencias volcanosedimentarias del Grupo Mitu (Pérmico-Triásico) y localmente se encuentran secuencias arenosas del Grupo Ambo (Misisipiano). (Cobbing, *et al.*, 1996).

2.1.1.1.3. Valles Interandinos

Los Valles Interandinos se encuentran al norte del Cuadrángulo de Cerro de Pasco (22-k). Son valles juveniles en forma de «V» con laderas inclinadas, y pueden llegar a formar cañones con laderas subverticales. La altura en el fondo de los valles en promedio es de 3200 m.s.n.m.; y en las cumbres de los cerros, 4400 m.s.n.m. La red hidrográfica

está compuesta por ríos rectilíneos que discurren de sur a norte y conforman las nacientes del río Huallaga.

La red hidrográfica erosiona mayormente areniscas del Grupo Mitu (Pérmico-Triásico) y calizas del Grupo Pucará (Triásico-Jurásico), areniscas del Grupo Goyllarisquizga, areniscas y lavas de la Formación Chayllacatana, (ambos del Cretácico inferior) y las calizas de las formaciones Chulec, Pariatambo y Jumasha (Cretácico medio-superior).

En menor proporción erosionan lutitas del Grupo Cabanillas (Devónico); areniscas, limos y conglomerados de la Formación Pocobamba (Eoceno); y cuerpos riolíticos y dacíticos del Terciario. (Cobbing, *et al.*, 1996).

2.1.1.2 Altiplanicies

Las Altiplanicies se encuentran en el sector suroeste del Cuadrángulo de Cerro de Pasco (22-k) y corresponde al extremo noreste del Altiplano del Perú Central. Localmente, las Altiplanicies se han dividido en dos unidades morfológicas: planicie de lago Junín y Bosque de Rocas. (Cobbing, *et al.*, 1996).

2.1.1.2.1 Valles Interandinos

La planicie del lago Junín, llamada también la pampa de Bombón, tiene forma romboédrica de dirección NO-SE. Se extiende desde el lago Junín por el sur hasta a laguna Alca por el norte, y desde la laguna Punrún por el oeste hasta Carhuamayo por el este. La altitud promedio varía desde 4000 hasta 4200 m.s.n.m., y puede llegar a 4600 m.s.n.m. cerca al límite con los Valles Interandinos. Las pendientes de cerros y lomas son suaves y redondeadas. El drenaje está compuesto por ríos rectilíneos y anastomosados, que discurren en el sector norte de oeste a este, y en el sector sur de norte a sur.

Los ríos erosionan depósitos aluviales y lacustrinos de la Formación Jeroc (Plioceno), que no son más que terrazas de la actividad aluvial-lacustrina de la cuenca del lago Junín. En medio de la planicie del lago Junín se encuentran lomas semicirculares con menos de 200 m de altura. Estas corresponden a cuerpos subvolcánicos terciarios de composición andesítica a dacítica. (Cobbing, *et al.*, 1996).

2.1.1.2.2. Bosque de Rocas

El Bosque de Rocas se encuentra al oeste del lago Junín y al sur de la laguna Punrun. Su altitud varía entre 4200 y 4600 m.s.n.m. Los valles tienen orientación de suroeste a noreste y tienen forma de «U» con laderas bien inclinadas. En el fondo de los valles, se encuentran ríos anastomosados, que erosionan principalmente secuencias detríticas de la Formación Pocobamba (Eoceno) y tobas de la Formación Huayllay (Mioceno). En este sector, destacan las geoformas del Bosque de Rocas de Huayllay, el mismo que se ha originado por la erosión eólica e hidráulica de las tobas de la Formación Huayllay del Mioceno. (Cobbing, *et al.*, 1996).

2.2. ESTRATIGRAFÍA REGIONAL

El marco estratigráfico del Cuadrángulo de Cerro de Pasco (22-K), fue realizado mediante observaciones de campo, donde se ha determinado la variabilidad litológica, espesores y relaciones de contacto. Las unidades estratigráficas varían de un lugar a otro, por ello se han determinado 5 dominios estratigráficos controlados por fallas regionales. En líneas generales, la estratigrafía de Cerro de Pasco se puede resumir en 9 grandes ciclos: Precámbrico, Paleozoico inferior, Paleozoico superior, Pérmico superior-Jurásico inferior, Jurásico superior-Cretácico inferior, Cretácico medio-superior, Paleógeno, Neógeno y Cuaternario.

2.2.1. Precámbrico

2.2.1.1. Complejo metamórfico del Marañón (Neoproterozoico-Carbonífero)

Fue estudiado por Steinmann (1929) quien asumió una edad arcaica para este. Luego Mégard (1978) y Dalmayrac (1977) realizaron estudios en el centro del Perú y le atribuyeron una edad precámbrica. En la parte nororiental de la hoja 22-k, I, existen afloramientos de rocas metamórficas correspondientes al macizo de Chupan-Huasi (Mégard, 1978), y en el extremo norte de la hoja 22-k, II, afloran rocas metamórficas que corresponden a la Serie Metamórfica de Yanahuanca (Dalmayrac, 1977). En toda la zona de estudio, las rocas del Complejo Metamórfico del Marañón son las más antiguas, y están infrayaciendo en discordancia angular por rocas de los grupos Ambo (Carbonífero), Mitu (Permo-Triásico) y Pucará (Triásico superior-Jurásico inferior); asimismo, están afectadas por intrusivos graníticos (Carbonífero al Triásico).

De acuerdo a sus características litológicas, el Complejo Metamórfico del Marañón, dentro del área del Cuadrángulo de Cerro de Pasco, está dividido en dos unidades informales. La primera está compuesta por filitas de color verde con micas y foliación notoria, presentando además algunas intercalaciones de niveles más gruesos compuestos por metasedimentos; en ocasiones, esta unidad no presenta mucho metamorfismo y puede ser confundida con unidades más recientes. La segunda unidad presenta también filitas con algunas intercalaciones de esquistos de cuarzo mica (moscovita) y metavolcánicos; presenta, además disoluciones de cuarzo a manera de vetas y estructuras de creanulación que afectan a la foliación principal.

El Complejo Metamórfico del Marañón siempre fue asignado al Precámbrico; sin embargo, en la región de Huánuco-Yanahuanca, Cardona (2006) ha determinado edades

entre 620 y 310 Ma. Las edades más antiguas son de 613 Ma., y corresponden al Ortogneis de Huánuco, el cual fue intruido y metamorfozado por granitos del Ordovícico inferior.

Posteriormente, se depositaron dos secuencias volcanosedimentarias. La primera fue depositada y metamorfozada entre 450 y 420 Ma.; y la segunda se depositó después de 320 Ma., y se metamorfozó en 310 Ma. (Cobbing, *et al.*, 1996).

2.2.2. Paleozoico Inferior

2.2.2.1. Grupo Cabanillas (Devónico)

Según Laughlin (1924) en la mina Excélsior, ubicada al sur de la mina Cerro de Pasco, definió como Formación Excélsior a una secuencia de lutitas negras pizarrosas con intercalaciones de areniscas cuarzosas. En esta zona, las relaciones de contacto inferior y superior no pueden ser determinadas; por lo tanto, no se cuenta con una columna tipo. En ese sentido, en el presente estudio se prefiere asignar el nombre de Grupo Cabanillas y, de esta manera, uniformizar los nombres con sus contemporáneos del sur del Perú (Newell, 1949) en donde sí se encuentran mejores afloramientos y estudios más detallados.

Litológicamente el Grupo Cabanillas de Cerro de Pasco está compuesto por lutitas pizarrosas negras (en ocasiones micáceas) con intercalaciones de areniscas cuarzosas en estratos menores a 10 cm. La base de la secuencia no aflora y el techo está sobreyacido en discordancia erosional directamente por el Grupo Mitu (Pérmico superior-Triásico inferior) o el Grupo Pucará (Triásico superior-Jurásico inferior). En el río Tingo, se observa que las areniscas son más abundantes hacia el techo, determinando una secuencia grano creciente.

Dentro de la región estudiada no se han encontrado fósiles, pero al sur de la zona de estudio, entre Tarma y Concepción, la Formación Concepción contiene braquiópodos del Devónico (Harrison, 1940 y 1943) y huellas de trilobites (Paredes, 1972) que en conjunto abarcan el Devónico inferior a medio. Por su similitud litológica atribuimos que el Grupo Cabanillas de Cerro de Pasco corresponde a la secuencia de la Formación Concepción que a su vez es equivalente al Grupo Cabanillas del sur del Perú.

En estudios anteriores se ha correlacionado al Grupo Cabanillas de Cerro de Pasco con lutitas negras que se encuentran en el valle de Yanahuanca, donde Steinmann (1929) encontró braquiópodos y los atribuyó al Devónico. Posteriormente Boit (1960) reportó braquiópodos y crinoideos de la misma edad. Sin embargo, Dalmayrac (1970) en los mismos lugares encontró fósiles del Misisipiano inferior, y bajo las secuencias con braquiópodos de Steinmann (1926) encontró plantas análogas a las del Misisipiano.

En consecuencia, estas secuencias no se pueden correlacionar con las lutitas de región de Cerro de Pasco, sino que corresponden al Grupo Ambo del Misisipiano. (Cobbing, *et al.*, 1996).

2.2.3. Paleozoico Superior

Los afloramientos del Paleozoico superior afloran principalmente en el sector sureste de la zona de estudio (hojas 22-k, II y 22-k, I). Observaciones realizadas por E. Díaz (conversación directa), quién realizó estudios relacionados con el Paleozoico superior en el norte de Chile, sugieren que se replantee la estratigrafía del Paleozoico superior del centro del Perú, la cual estaría en discrepancia con la planteada por Mégard (1978).

A la espera de estudios paleontológicos, así como geocronológicos que determinen la edad de las unidades estratigráficas, se propone lo siguiente: (Cobbing, *et al.*, 1996).

2.2.3.1. Grupo Ambo (Misisipiano)

Según Newell *et al.*, (1953) definió al Grupo Ambo al norte de la zona de estudio; en donde está compuesto por una secuencia de lutitas negras, areniscas y conglomerados, que representan diferentes medios sedimentarios. Posteriormente, Dalmayrac (1977) en el Cuadrángulo de Ambo (21-k) determinó niveles volcánicos dentro de las secuencias típicas del Grupo Ambo; Mégard (1978) y Mégard *et al.* (1996) dentro del Cuadrángulo de Tarma (23-l), consideran una serie de ignimbritas de color verde como el techo del Grupo Ambo.

En la zona de estudio, el Grupo Ambo aflora en el sector sureste. En el núcleo del anticlinal de Carhuamayo, infrayace en discordancia angular al Grupo Mitu (Pérmico superior-Triásico inferior). Entre la hacienda Huanca y la mina Shalipayco (Cuadrángulo de Ulcumayo 22-l), se atribuye al Grupo Ambo una franja de ignimbritas rosadas con fiames de dirección NO-SE; al norte de la hacienda Huanca, las ignimbritas se encuentran en discordancia angular debajo de una secuencia calcárea, con fósiles del Pérmico inferior a medio, atribuida a los grupos Tarma- Copacabana, y al noreste de la mina Shalipayco se encuentran en discordancia angular directamente debajo del Grupo Mitu (Pérmico inferior-Triásico inferior).

El Grupo Ambo, en el anticlinal de Carhuamayo, está compuesto por estratos menores a 3 m de arenisca gruesa con laminación oblicua y base conglomerádica, intercalados con estratos delgados menores a 20 cm de arenisca media a fina con laminación horizontal; en conjunto, forman secuencias elementales de 7 m de espesor,

típicas de ríos entrenzados. Al techo de la secuencia se intercalan conglomerados con estratos verdes de areniscas micáceas y limos con madrigueras de gusanos (*Thalassinoides*), que indican un ambiente de llanura de inundación. Las areniscas verdes fueron separadas del Grupo Ambo y cartografiadas por Mégard (1978) y Quispesivana (1996) como el Grupo Tarma; sin embargo, no existe una discordancia o discontinuidad, sino que el paso es progresivo; por lo tanto, se le atribuye la misma secuencia del Grupo Ambo y se coincide con el mapa de Cobbing (inédito, en Maeda, 1981). Las secuencias volcánicas del Grupo Ambo están conformadas por ignimbritas que sobrepasan 10 m de espesor. Su composición es riolítica con fiames y fragmentos líticos. Al norte de la hacienda Huanca, la secuencia volcánica puede sobrepasar los 500 m de espesor.

Para Mégard (1978) al igual que en Ambo (Dalmayrac, 1977, Zapata *et al.*, 2004) encontró restos de *Lepidodendron*, *Rhacopteris*, *Eremopteris* y *Sphenopteris*, que indican el Misisipiano. Las secuencias volcánicas atribuidas en este estudio al Grupo Ambo (incluidas por otros autores dentro del Grupo Mitu) se encuentran en discordancia angular bajo una secuencia de calizas y areniscas de color verde con restos de *Linoproductus cora D'ORBIGNY*, *Kochiproductus sp.*, *Polypora inimica CHRONIC*, *Polypora spysa CHRONIC*, los cuales indican el Pérmico inferior a medio.

Al norte de la zona de estudio, dentro de las secuencias clásicas del Grupo Ambo, se han registrado secuencias volcánicas de tobas verdes (Newell *et al.*, 1953, Dalmayrac, 1977). Igualmente, al sur, en el Cuadrángulo de Tarma (23-1), Mégard (1978) y Mégard *et al.* (1996) atribuyen una secuencia volcánica de tobas verdes al techo del Grupo Ambo, la cual está concordantemente debajo de una secuencia de areniscas con niveles volcanoclásticos atribuidos al Grupo Tarma (Mégard, 1978, Mégard *et al.*, 1996). En la región de Pataz (Schreiber, 1989, Vidal *et al.*, 1995, Haeberlin, 2002) el Grupo Ambo está conformado por secuencias marinas y continentales contemporáneamente con una

actividad volcánica de andesitas y basaltos con pillow lavas, datadas en 337.37 Ma en andesita y 334.75 Ma, en una dacita de la Formación Vijus (Schaltegger *et al.*, 2006). En conclusión, las evidencias de un volcanismo Misisipiano y la fauna que se encuentra sobre las secuencias ignimbríticas de la hacienda Huanca sugieren que la secuencia ignimbrítica que se encuentra desde Huanca hasta el noreste de Shalipayco (Cuadrángulo de Ulcumayo) tenga una edad carbonífera, y probablemente sea del Misisipiano. (Cobbing, *et al.*, 1996).

2.2.4. Pérmico Superior-Jurásico Inferior

El Pérmico superior-Jurásico inferior está conformado por los grupos Mitu y Pucará. Estas secuencias se encuentran discordantemente sobre el Carbonífero o directamente sobre el Paleozoico inferior. A partir del Pérmico superior, las rocas sedimentarias de Cerro de Pasco están diferenciadas en dos grandes dominios estratigráficos, separados por la falla Cerro de Pasco: estos dominios a su vez pueden ser divididos en otros más pequeños: Occidental, Central, Suroccidental, Nororiental y Oriental. (Cobbing, *et al.*, 1996).

2.2.4.1. Grupo Mitu (Pérmico Superior-Triásico Inferior)

En el cuadrángulo de Ambo (21-k), Mc Laughlin (1924) definió como Grupo Mitu a unas secuencias detrítica de color rojo que aflora en la localidad de Mitu, próxima a Chacayán. En el cuadrángulo de Cerro de Pasco, la base del Grupo Mitu aflora en la hacienda Huanca, sobreyaciendo en discordancia angular a los grupos Tarma, Copacabana (Pensilvaniano-Pérmico inferior) y/o al Grupo Ambo (Misisipiano). Al oeste de Colquijirca, el Grupo Mitu sobreyace en discordancia angular a las lutitas pizarrosas del Grupo Cabanillas (Devónico). La parte superior, por lo general, infrayace concordantemente al Grupo Pucará (Triásico superior-Jurásico inferior). Los espesores

del Grupo Mitu varían bruscamente de un lado a otro de las fallas principales (Jenks, 1951, Ángeles, 1999, Cobbing *et al.*, 2006). El mayor espesor se encuentra entre las fallas MilpoAtacocha-Ninacaca y Cerro de Pasco, y sobrepasa los 2000m; y el menor, al norte de San Miguel de Chuchis, solo tiene 50 m. Otros lugares en donde se ha evidenciado la variabilidad de espesores son en la hacienda Huanca (650 m), al este de Cuarhuamayo (400 m) y al oeste de Colquijirca (600 m).

El Grupo Mitu está compuesto principalmente por areniscas rojas y conglomerados con clastos subredondeados a angulosos de naturaleza volcánica, sedimentaria y metamórfica; estos están envueltos en una matriz de arenisca roja. Dentro de la secuencia sedimentaria se encuentran intercalaciones de lavas grises con menos de 50 m de espesor.

En el Dominio Oriental, en la quebrada Chuyroc, al sur de Carhuamayo, el Grupo Mitu está compuesto por dos secuencias. La secuencia inferior tiene 250 m de espesor y está compuesta por conglomerados con clastos de naturaleza volcánica, subredondeados a subangulosos; y tiene diámetro mayor de 30 cm. Pueden estar aislando dentro de la matriz arenosa o también pueden estar juntos e imbricados. Las paleocorrientes indican que el sentido de aportes fue de este a oeste. Dentro de la secuencia inferior están intercalados dos niveles de lava gris menores a 20 m de espesor. La secuencia superior tiene 170 m de espesor y está compuesta por areniscas rojas gruesas con matriz limolítica e intercalaciones de lentes conglomerádicos. La sedimentación del Grupo Mitu en este sector empieza con abanicos aluviales provenientes del este, simultáneos a una actividad volcánica que depositó lavas de traquitas y basaltos calcoalcalinos hasta alcalinos; luego se pasa a ríos distales y proximales. En general, representan una retrogradación de abanicos aluviales. Igualmente, en el Dominio Oriental, al noreste de la hacienda Huanca, el Grupo Mitu está compuesto por areniscas rojas y conglomerados agrupados en dos

secuencias. La secuencia inferior es granodecreciente, empieza con 60 m de areniscas con base conglomerádica y erosiva, dispuestas en secuencias elementales granodecrecientes de 10 m de espesor que representan ríos proximales; luego se tienen cerca de 300 m de areniscas finas a medias, de color rojo con laminación oblicua y matriz limosas (grauvacas), dispuestas en secuencias elementales granodecrecientes de 6 a 9 m. La secuencia superior es granodecreciente; está compuesta por conglomerados polimícticos con clastos subredondeados principalmente de naturaleza volcánica y en menor proporción de areniscas, calizas y cuarcitas. Están dispuestos en secuencias elementales grano decrecientes de 5 a 10 m de espesor. El techo de la secuencia no aflora, pero los pequeños afloramientos indican que se encuentran areniscas finas y una lava o dique volcánico de composición básica. En general, el medio sedimentario indica que en este sector el Grupo Mitu se ha depositado en dos ciclos sedimentarios: el primero corresponde a ríos proximales que pasan a ríos distales con llanura de inundación, y el segundo corresponde a abanicos aluviales que pasan a un ambiente fluvial.

En el Dominio Nororiental, en el río Tingo, el Grupo Mitu es más arenoso, con intercalaciones de lutitas rojas y algunas lavas andesíticas; representa una secuencia granodecreciente con presencia de sistemas fluviales.

En el Dominio Central, al norte de San Miguel de Chuchis, el Grupo Mitu se encuentra sobre el complejo metamórfico del Marañón; está conformado por areniscas con clastos aislados angulosos de 2 cm de diámetro, constituyendo una brecha sedimentaria que infrayace al Grupo Pucará (Triásico superior-Jurásico inferior). Al oeste de Colquijirca, está compuesto en la base por conglomerados de color gris con clastos redondeados a subangulosos de cuarcita y cuarzo blanco, de hasta 20 cm de diámetro; la parte superior está compuesta por areniscas rojas con lentes de conglomerados de origen fluvial. Al noreste de la mina Shalipayco (Cuadrángulo de Ulcumayo), el Grupo Mitu

está compuesto por areniscas con ripples marks, laminaciones horizontales y oblicuas intercaladas con lentes de conglomerados con clastos de volcánicos, que representan la sedimentación de ríos proximales con intervención de un medio eólico.

Al Grupo Mitu, por sobreyacer al Grupo Tarma del Pérmico inferior (norte de la hacienda Huanca) e infrayacer al Grupo Pucará del Triásico superior al Jurásico inferior, se le puede asignar una edad comprendida entre el Pérmico superior y el Triásico inferior; sin embargo, la parte inferior puede alcanzar el Pérmico medio (Cobbing, *et al.*, 1996).

2.2.4.2. Grupo Pucara (Triásico Superior – Jurásico inferior)

Según Laughlin (1924) definió el Grupo Pucará en las cercanías del Goyllarisquizga. Luego de varios estudios realizados por otros autores, Mégard (1968) subdividió al Grupo Pucará en las formaciones Chambará, Aramachay y Condorsinga.

El Grupo Pucará es una de las unidades estratigráficas más importantes en el centro del Perú, ya sea como metalotecto litológico para el emplazamiento de mineralización polimetálica en yacimientos metasomáticos de contacto o del tipo Mississippi Valley, como roca generadora de petróleo o como canteras de sustancias no metálicas. (Cobbing, *et al.*, 1996).

2.2.4.2.1. Formación Chambara (Noriano – Reatiano)

Según Mégard (1968) en la región de Huancayo, nombró a las calizas inferiores del Grupo Pucará como Formación Chambará. En la zona de estudio, la Formación Chambará aflora al este de la falla Cerro de Pasco (Dominios Nororiental y Oriental), extendiéndose desde sur del Carhuamayo hasta el norte de Tingo. La Formación Chambará, por lo general, se encuentra concordantemente sobre las secuencias terrígenas continentales del Grupo Mitu o discordantemente sobre los volcánicos del Grupo Ambo,

y por debajo de las secuencias calcáreas y pelíticas de la Formación Aramachay. El espesor de la secuencia varía de un lado a otro, tal es así que, en el Dominio Oriental, al este de Carhuamayo, puede alcanzar hasta 750 m; en cambio, en el Dominio Nororiental, entre las fallas Cerro de Pasco y Milpo Atacocha, puede sobrepasar 1 200 m.

En el Dominio Oriental, al noreste de Carhuamayo, en el camino a la mina Shalipayco, la Formación Chambará está compuesta por dolomitas y calizas wackestone a mudstone, con niveles fosilíferos de crinoideos, bivalvos, gasterópodos, ostrácodos y braquiópodos. En algunos niveles, las calizas tienen laminación cruzada. Al techo presentan algas, oolitos y chert; corresponden a un medio tidal a intertidal, con zonas de barrera. La evolución sedimentaria de la base al techo indica una plataforma carbonatada somera que al tope se hace más profunda pasando a una plataforma abierta (Rosas & Fontboté, 1995). Dentro de la Formación Chambará, en tres posiciones estratigráficas distintas, se encuentra la mineralización estrato ligada de la mina Shalipayco del tipo Mississippi Valley (Rosas & Fontboté, 1995). En el Dominio Nororiental, en la carretera Cerro de Pasco-Milpo, la Formación Chambará, está compuesta por una potente secuencia de calizas mudstone y wackestone en estratos que pueden llegar a 1 m de espesor, con niveles de calizas rudstone fosilíferas, con gasterópodos y pellets. Dentro de la Formación Chambará, se encuentran secuencias de calizas en estratos delgados menores a 30 cm, las cuales pueden ser confundidas con la Formación Aramachay. Las calizas de la Formación Chambará constituyen la roca encajonante en las minas Cerro de Pasco, San Gregorio, Pilar, Milpo y Atacocha.

Dentro de la Formación Chambará, se han encontrado crinoideos, bivalvos, gasterópodos, ostrácodos y braquiópodos (ver apéndice paleontológico). En el cerro Escalón, a 50 m sobre el contacto con el Grupo Mitu, se han encontrado los gasterópodos *Paracerithium*, *Coelostylinea*, *cilindrata* HAAS, *Rhabdocolpus subulatus* HAAS, que

indican un rango desde el Noriano al Oxfordiano; sin embargo, a 70 m del dicho contacto, se ha encontrado el gasterópodo *Andangularia* aff. *A. subarmatae* (JAWORSKI), que indica el Noriano-Rhaetiano. Además, se han reportado mucha fauna característica del Noriano (Jenks, 1951 y Quispesivana, 1996) y por infrayacer a la Formación Aramachay del Hetangiano-Sinemuriano, se considera a la Formación Chambará de la misma edad que en el centro del Perú (Mégard, 1978 y Mégard *et al.*, 1996) es decir, Noriano-Reatiano (Cobbing, *et al.*, 1996).

2.2.5. Jurásico Superior – Cretácico Inferior

Sobre las calizas del Grupo Pucará, se encuentran en aparente concordancia secuencias detríticas del Grupo Goyllarisquizga. Esta unidad marca una pausa en la sedimentación marina, ya que sobre estas secuencias se encuentran en forma progresiva secuencias calcáreas del Cretácico medio-superior (Cobbing, *et al.*, 1996).

2.2.5.1. Grupo Goyllarisquizga (Jurásico Superior – Cretácico Inferior)

Según Jenks (1951) como Formación «Areniscas Goyllarisquizga Jatunhuasi», Wilson (1963) lo elevó a la categoría de grupo, incluyendo a toda la serie clástica y calcárea que aflora en la cuenca Cretácica Occidental del centro y norte andino del Perú. En la Cordillera Occidental, el Grupo Goyllarisquizga está conformado por las formaciones Chimú, Santa, Carhuaz y Farrat. En la zona de estudio, se han determinado 3 formaciones que, de acuerdo a sus similitudes litológicas con el Grupo Goyllarisquizga de la Cordillera Occidental, se les ha denominado formaciones Chimú, Santa-Carhuaz y Farrat. En el Dominio Central, afloran las tres formaciones; y en el Dominio Nororiental, solo las 2 primeras (Cobbing, *et al.*, 1996).

2.2.5.1.1. Formación Chimú (Jurásico Superior – Cretácico Inferior)

Según Benavides (1956) en la localidad de Baños, departamento de La Libertad. En la zona de estudio, solo aflora ampliamente en el Dominio Nororiental, exactamente en los sinclinales de Paraíso y Chaucana; en el Dominio Central, solo aflora en la parte más septentrional; en el Dominio Suroccidental, aflora discretamente al oeste del lago Junín; y en el Dominio Occidental, aflora en contacto fallado sobre la Formación Chúlec.

El espesor de la Formación Chimú puede sobrepasar los 150 m. El contacto inferior aparentemente es concordante o en leve discordancia con el Grupo Pucará, mientras que, al techo, el contacto es progresivo con la formación Santa-Carhuaz.

La parte inferior de la Formación Chimú está compuesta por areniscas gruesas a conglomerádicas con intercalaciones de conglomerados con clastos subredondeados de cuarcita, y niveles de carbón que fueron explotados en las localidades de Goyllarisquizga y Yaucancha.

La presencia de conglomerados indica que el medio de depósito corresponde a un sistema fluvial proximal pasando a un fluvial distal y deltas.

En la zona de estudio no se han encontrado fósiles dentro de la Formación Chimú. Sin embargo, en la Cordillera Occidental, reportó Weishela peruviana thuites leptocladoides y otogamites Peruvianus; y Reyes (1980) Berrisella y Aspidoceras. De acuerdo a la posición estratigráfica, generalmente se le asigna al Cretácico inferior, pero puede llegar hasta el Tithoniano (Cobbing, *et al.*, 1996).

2.2.5.1.2. Formaciones Santa-Carhuaz (Valangiano-Berraminano)

Según Benavides (1956) definió como Formación Santa a una secuencia calcárea que se encuentran en el río Santa y, como Formación Carhuaz a una secuencia de

areniscas rojas que se encuentran en los alrededores del pueblo de Carhuaz. En el cuadrángulo de Cerro de Pasco, las formaciones Santa y Carhuaz se han agrupado, debido a que la continuidad de la Formación Santa no es notoria, y solo aparecen niveles calcáreos en algunos afloramientos. El cartografiado de la Formación Santa se reserva para un trabajo de mayor detalle, porque no aflora en toda la zona de estudio; cartografiarla a la escala 1/50 000 induciría a errores. Las formaciones Santa-Carhuaz afloran ampliamente en la zona de estudio. En el Dominio Suroccidental, tienen 150 m de espesor, sobreyacen a la Formación Chimú e infrayacen a la Formación Farrat. En el Dominio Central, pueden llegar a tener 150 m de espesor, y sobreyacen concordante y progresivamente a la Formación Chimú, e infrayacen en igual forma a la Formación Farrat. Finalmente, en el Dominio Nororiental, al este de la zona de estudio, alcanzan los 300 m de espesor, sobreyacen concordantemente a la Formación Chimú, e infrayacen a la Formación Farrat o en discordancia a la Formación Chayllacatana y/o a la Formación Chúlec del Albiano inferior (Cobbing, *et al.*, 1996).

Las formaciones Santa-Carhuaz están compuestas por areniscas rojas con laminación cruzada intercalada con lutitas y limos masivos. Calizas y calcarenitas se encuentran intercaladas a manera de lentes y en diferentes posiciones de la columna estratigráfica. Al oeste del lago Junín, la base está compuesta por areniscas cuarzosas blancas y verdosas, de grano fino a medio intercaladas con lutitas grises y calizas arenosas amarillentas. El techo está compuesto por areniscas cuarzosas de grano medio intercaladas con lutitas rojas. El medio de sedimentación de las formaciones Santa-Carhuaz corresponde a un sistema fluvial con intervenciones de mareas, las cuales han dejado niveles calcáreos (Cobbing, *et al.*, 1996).

En la zona de estudio, no se han encontrado fósiles; a pesar de ello, Benavides (1956) atribuye a la Formación Santa una edad valanginiana, y a la Formación Carhuaz

una edad Valanginiano superior-Aptiano. En la zona de estudio, en el contacto entre las formaciones Santa-Carhuaz y Farrat, se ha encontrado el gasterópodo *Paraglauconia* cf. P. que se encuentra en la Formación Santa de la región de Huaraz (Cobbing, *et al.*, 1996).

2.2.5.1.3. Formación Farrat (Berraminano-Albiano Inferior)

Según Stappenbeck (1929) en la hacienda Farrat, departamento de Cajamarca. En la zona de estudio, aflora principalmente en el Domino Central, en la laguna Verdecocha, en donde alcanza cerca de 180 m de espesor y sobreyace progresivamente con las formaciones Santa-Cahuaz, e infrayace en igual forma a las calizas de la Formación Chúlec. En la parte noreste, en el Dominio Nororiental (hoja 22-k, I), la Formación Farrat aflora parcialmente o puede estar erosionada totalmente.

La Formación Farrat es una secuencia de areniscas cuarzosas blanco amarillentas con intercalaciones de limos y areniscas calcáreas con restos de plantas al techo (cartografiada en otros estudios como la Formación Pariahuanca), las cuales marcan el paso progresivo del Grupo Goyllarisquizga a la Formación Chúlec. La Formación Farrat se ha depositado en un ambiente de ríos distales cercanos a la playa, la cual fue invadida progresivamente por el mar de la Formación Chúlec.

Benavides (1956) en la localidad tipo, encontró el género *Parahoplites*, que indica el Aptiano-Albiano inferior. En la zona de estudio, en la base del Formación Farrat, dentro de las secuencias de areniscas y limos calcáreos, se han encontrado los gasterópodos *Paraglauconia* cf. P. que se encuentra en la Formación Santa de la región de Huaraz (Benavides, 1956) acompañado de *Strombiformis* V. SCHLOTHEIM y bivalvos indiferenciados. Esto indica que la secuencia de areniscas de la Formación Farrat en la zona de estudio puede abarcar desde el Barremiano hasta el Albiano inferior (Cobbing, *et al.*, 1996).

2.2.6. Cretácico Medio – Superior

Luego de la sedimentación continental del Grupo Goyllarisquizga se encuentra una secuencia volcánico-sedimentaria de la Formación Chayllacatana, del Cretácico medio a superior, seguida de secuencias carbonatadas de origen marino, pertenecientes a las formaciones Chúlec, Pariatambo y Jumasha (Cobbing, *et al.*, 1996).

2.2.6.1. Formación Chúlec (Albiano)

Según Laughlin (1924) en la región central del Perú. La denominó como miembro inferior de las calizas Machay. Luego, Benavides (1956) la elevó a la categoría de Formación Chúlec. En el cuadrángulo de Cerro de Pasco, la Formación Chúlec aflora en el Dominio Occidental, en la parte noroeste de la hoja 22-k, IV; tiene 300 m de espesor y sobreyace de manera progresiva al Grupo Goyllarisquizga e infrayace concordantemente a la Formación Pariatambo. En el Dominio Nororiental, en el sinclinal de Milpo-Atacocha y Paraíso, se encuentra concordantemente sobre la Formación Chayllacatana, y puede llegar a los 200 m de espesor. Al este de La Quinoa y Pariamarca, sobreyace en discordancia a la Formación Chayllacatana, a la Formación Santa-Carhuaz o directamente al Grupo Pucará, e infrayace a la Formación Pariatambo. En el Dominio Suroccidental, cerca al poblado de Huaygagam, solo afloran 30 m de calizas; sobreyace en forma concordante a la Formación Chayllacatana e infrayace en contacto discordante angular a la Formación Huayllay.

La litología está compuesta principalmente por calizas. Tanto en los dominios Occidental, Central y Nororiental, la Formación Chúlec puede ser dividida en dos miembros: inferior y superior. El miembro inferior está compuesto por calizas margosas con laminación horizontal, seguida de calizas dolomitizadas y calcarenitas grises a pardas. El miembro superior está compuesto por calizas grises en estratos métricos con algunas

margas negras laminadas. En el Dominio Suroccidental, al sureste de la hacienda Diesmo Viejo, infrayaciendo a la toba de la Formación Huayllay, se ha cartografiado como Formación Chúlec a una secuencia de estratos delgados de calizas y calcarenitas de color gris con fósiles de ammonites, bivalvos y gasterópodos. El medio sedimentario de la Formación Chúlec corresponde a una plataforma carbonatada.

En el cerro Yargochacan (8812348-374417) se ha encontrado el gasterópodo *Tylostoma* sp. (Cenomaniano), el bivalvo *Neithea tenouklensis* COQUAND (Cenomaniano) y el equinodermo *Enallaster texanus* ROEMER (Aptiano). En la parte noreste, se encontró el bivalvo *Inoceramus* (Mytiloides), (Jurásico inferior-Cretácico superior). En la zona suroeste, al sur de la hacienda Diesmo Viejo, se ha encontrado el ammonite *Oxytropidoceras* (Manuaniceras) *peruvianum multifidum* STEINMANN, que indica el Albiano medio, conjuntamente con bivalvos *Lopha* (Actinostreon), (Jurásico-Cretácico) y gasterópodos indiferenciados. Según la fauna encontrada en las secuencias de Diesmo Viejo, la edad de las calizas corresponde al Albiano medio y marcaría el paso de la Formación Chúlec a la Formación ariatambo. En consecuencia, la edad de la Formación Chúlec es Albiano inferior hasta la base del Albiano medio (Cobbing, *et al.*, 1996).

2.2.6.2. Formación Pariatambo

Según Laughlin (1924) como miembro superior de la Formación Machay, posteriormente, Benavides (1956) la elevó a la categoría de formación. Su nombre proviene del paraje de Pariatambo cerca del poblado de La Oroya, en el departamento de Junín.

En los dominios Occidental y Nororiental, la Formación Pariatambo sobreyace de manera progresiva a la Formación Chúlec y en igual circunstancia infrayace a la Formación Jumasha.

En el Dominio Nororiental, entre Milpo, Atacocha, Paraiso y los alrededores de Pariamarca, sobre la Formación Chúlec y debajo de la Formación Jumasha, se ha cartografiado como Formación Pariatambo una secuencia compuesta de lutitas y areniscas rojas con intercalaciones de lavas basálticas y conglomerados. En total, esta secuencia puede llegar a medir 50 m de espesor (Johnson, 1955). En el Dominio Suroccidental, al sur de la hacienda Diesmo Viejo, se tiene una secuencia de calizas que en edad corresponden a la Formación Pariatambo, pero por cuestiones de litología y calidad de afloramientos ha sido incluida dentro de la Formación Chúlec.

En el Dominio Occidental, en la carretera Cerro de Pasco Yanahuanca, la Formación Pariatambo tiene entre 40 y 60 m de espesor. Está compuesta por calizas oscuras en estratos de 40 cm y lutitas negras en estratos que pueden llegar hasta 70 cm. El ambiente sedimentario corresponde a una plataforma carbonatada profunda.

Al sur de la hacienda Diesmo Viejo, en el techo de la Formación Chúlec se ha encontrado el ammonites *Oxytropidoceras (Manuaniceras) peruvianum multifidum* STEINMANN (Albiano medio), conjuntamente con bivalvos *Lopha (Actinostreon) sp.* (Jurásico-Cretácico) y Gasterópodos. Ello indica que la Formación Chúlec puede llegar hasta la base del Albiano medio. Por lo tanto, la edad de la Formación Pariatambo corresponde al Albiano medio (Cobbing, *et al.*, 1996).

2.2.6.3. Formación Jumasha (Albiano Superior – Turoniano)

Según Laughlin (1924) en el caserío de Jumasha y en la laguna Punrún. Aflora en el Dominio Occidental alcanzando 150 m de espesor; sobreyace concordantemente a

la Formación Pariatambo e infrayace en discordancia angular a la Formación Pocobamba. Al norte de la laguna Punrún, se encuentra la proyección de los afloramientos del Cuadrángulo de Oyón (22-j), que salen por medio de una falla inversa convergente al este. En el Dominio Nororiental, en el núcleo del sinclinal de Milpo-Atacocha y Paraiso, las calizas de la Formación Jumasha están replegadas sobreyaciendo a las secuencias volcano-sedimentaria de la Formación Pariatambo y tienen 250 m de espesor.

En el Dominio Occidental, la parte inferior de la Formación Jumasha está compuesta por limoarcillitas negras intercaladas con delgados estratos de calizas grises, que hacia la parte superior pasan a calizas grises en estratos delgados a medianos; la parte media está compuesta por calizas grises en estratos gruesos de 8 m de espesor. Finalmente, la parte superior está compuesta por calizas en estratos delgados tabulares intercalados con delgados estratos de limoarcillitas grises. En el Dominio Nororiental, en Pariamarca, la Formación Jumasha está compuesta por intercalaciones de calizas y lutitas verdosas, mientras que en el sinclinal de Milpo-Atacocha está compuesta por calizas grises deslizadas. La sedimentación de la Formación Jumasha corresponde a una plataforma poco profunda en la base y más somera al techo.

No se han encontrado fósiles. Por sobreyacer a la Formación Pariatambo del Albiano medio, se asume una edad Albiano superior-Turoniano, al igual que en el centro del Perú y en la Cordillera Occidental (Cobbing, *et al.*, 1996).

2.2.7. Paleógeno

Luego de la sedimentación marina del Cretácico medio-superior, se encuentran en discordancia angular las secuencias continentales terciarias, las cuales han sido emplazadas en un régimen tectónico compresivo.

2.2.7.1. Formación Pocobamba (Eoceno Inferior)

Según Laughlin (1924) luego, Jenks (1951) la asume como Formación Casapalca y la divide en tresmiembros: miembro inferior, conglomerado Shuco y miembro Calera; posteriormente, Cobbing *et al.* (1996) siguen la nomenclatura de Jenks. Poco tiempo después, Ángeles (1999) redefine la estratigrafía cenozoica de Cerro de Pasco, la cual está conformada por la Formación Pocobamba (dividida en dos miembros: Cacúan y Shuco) y la Formación Calera. Todos los autores mencionados realizaron sus estudios entre Colquijirca y Cerro de Pasco, hasta que Cueva (2008) y Cueva *et al.* (2008) realizaron estudios de la Formación Pocobamba entre Huayllay y la laguna Punrún, en el extremo sureste del cuadrángulo de Cerro de Pasco (hoja 22-k, III). En Cerro de Pasco, la Formación Pocobamba puede alcanzar 300 m de espesor, y descansa en discordancia angular sobre las calizas del Grupo Pucará; y localmente, sobre el Grupo Mitu. En la zona de Huayllay-laguna Punrún, Cueva (2008) y Cueva *et al.* (2008) dividieron a los sedimentos cenozoicos en 5 secuencias: A, B, C, D y E, y realizaron las correlaciones estratigráficas con la zona de Cerro de Pasco-Colquijirca. Pensamos que las secuencias A y B pueden ser equivalentes al miembro Cacúan; y la secuencia C, al miembro Shuco; en tanto que las secuencias D y E son equivalentes a la Formación Calera. En este sector el contacto inferior, no aflora, aunque puede estar en discordancia angular con las calizas del Grupo Pucará (Triásico superior-Jurásico inferior) o de la Formación Jumasha (Cretácico superior). Entre La Quinua y Ticlacayán, en la margen derecha del río Huallaga, se encuentran afloramientos de la Formación Pocobamba con más de 1000 m de espesor, sobreyaciendo en discordancia angular a la Formación Chúlec. En este lugar, se ha determinado dos secuencias que pueden corresponder a los miembros Cacúan y Shuco de la zona de Colquijirca, Goyllarisquizga. Finalmente, al norte de Ninacaca

existen unos afloramientos atribuidos a la Formación Pocobamba, los cuales están en contacto fallado con las calizas del Grupo Pucará.

Al oeste de Quicay, en la carretera Cerro de Pasco-Uchucchacua, Rodríguez (2003) denominó a una secuencia pelítica de color rojo, con intercalaciones conglomerádicas con clastos de cuarcitas y calizas como Formación Lacsacocha, debido a la similitud que existe con la secuencia de la laguna Lacsacocha en el cuadrángulo de Ondores (Jacay, 1994). Sin embargo, ahora por las comparaciones realizadas con el estudio de Cueva (2008) estas secuencias corresponden a la Formación Pocobamba.

La Formación Pocobamba ha sido dividida en dos miembros cartografiables: Cacuan y Shuco (Ángeles, 1999). El miembro Cacuan está compuesto a la base por conglomerados con clastos subangulosos a subredondeados de diferente composición, predominando su composición según los aportes y la proximidad de afloramientos preexistentes. En efecto, en los alrededores de Cerro de Pasco, los clastos son de caliza del Grupo Pucará y areniscas de los grupos Mitu y Goyllarisquizga; mientras que en la zona de Huayllay-Laguna Punrún los clastos son principalmente de cuarcitas con algunas calizas. Ángeles (1999) en Colquijirca-Cerro de Pasco, determinó que la base del miembro Cacuan está formada por secuencias granocrecientes de 10 a 25 m de espesor compuestas por lutitas, areniscas con laminación en artesa y conglomerados con clastos subredondeados e imbricados. En la zona de Huayllay, Cueva (2008) indica que los conglomerados del miembro Cacuan están intercalados con areniscas cuarzosas con laminación oblicua y limonitas, que forman secuencias granodecrecientes de 10 a 25 m.

En Cerro de Pasco, hacia la parte media y al tope, se encuentran calizas lagunares blanquecinas y grises con presencia de sílex y chert (Ángeles, 1999) mientras que en Huayllay-laguna Punrún, las calizas se intercalan con conglomerados. Al este de La

Quinua, el miembro Cacúan está compuesto por areniscas y lutitas rojas con presencia esporádica de conglomerados; por lo general, toda su litología es de color rojo. La dirección de aportes para el miembro Cacúan por lo general es al suroeste o sur (Ángeles, 1999, Cueva, 2008 y Cueva *et al*, 2008). Hacia la parte superior, la dirección de aportes en la zona de Huayllay-Laguna Punrún es al noreste (Cueva, 2008). Las facies del miembro Cacúan evidencia que la evolución sedimentaria corresponde a una sedimentación fluvial proximal, muy cerca de corresponder a abanicos aluviales, pasando luego a medios lacustrinos con presencia de ríos proximales. El miembro Shuco, en los alrededores de Cerro de Pasco (Ángeles, 1999) está compuesto por conglomerados y brechas sedimentarias con escasos lentes de limolitas y areniscas; la mayor parte de los clastos son de caliza y sílex de la Formación Chambará, con diámetros de 2 a 30 cm, que pueden llegar a 6 m. Entre Huayllay-laguna Punrún, de acuerdo a Cueva (2008) el miembro Shuco está compuesto por conglomerados con clastos de 15 cm de diámetro, envueltos en una matriz arenosa, intercalados con areniscas de grano medio a fino, lutitas y algunos lentes de calizas.

En el cerro Yupahuanca, dentro del miembro Cacúan, se ha encontrado carofitas: *Porochara gildemesteri costata* KOCH & BLISSENRIICH (Cretáceo Paleoceno); *Feistella vvaales* (FRITZSCHE) FEIST & GRAMBASTPESSART (Cretáceo tardío); *Charites abadense* RIVERA (Cretáceo-Terciario); *Nitellopsis supraplana* PECK & RECKER (Cretáceo tardío). Por ello, la edad del Miembro Cacúan puede ser del Cretáceo superior a Paleoceno. Al noroeste de Colquijirca y al norte de Cerro de Pasco (Chichuraquina), Noble & Vidal (no publicado, en Noble *et al.*, 2005) realizaron dataciones radiométricas en niveles volcánicos intercalados con secuencias conglomerádicas que indican edades de 39.2 y 41 Ma, respectivamente. Estas dataciones pueden corresponder al miembro Shuco, ya que la base de la Formación Calera está datada en 36 y 37 Ma (Noble *et al.*,

1999). En consecuencia, la edad de la Formación Pocobamba sería desde el Paleoceno al Eoceno medio (Cobbing, *et al.*, 1996).

2.2.7.2. Formación Calera (Eoceno Superior – Oligoceno)

Según Mc Laughlin (1924) le llamó caliza Calera. Mc Kinstry (Jenks, 1951) le asigna la categoría de formación; recategorizada por Jenks (1951) como miembro Calera de la Formación Pocobamba. Posteriormente, Noble (1992, en Ángeles, 1999) le asigna nuevamente la categoría de formación, teniendo como argumento el cambio litológico con mayor presencia de vulcanismo. Finalmente, Ángeles (1999) también la considera como formación. La Formación Calera sobreyace a la Formación Pocobamba en leve discordancia angular. Sus mejores afloramientos están en la mina Colquijirca y constituye la roca huésped para la mineralización. Igualmente, se encuentra en la zona de Huayllay-laguna Punrún (Cueva, 2008).

La Formación Calera, en la parte Oriental del Dominio Central, dividida en tres miembros (Ángeles, 1999) y en la zona de Huayllay-laguna Punrún en dos miembros (Cueva, 2008).

El miembro inferior (64 m) en la localidad de Calera (cercana a Cerro de Pasco) está compuesto por conglomerados con clastos angulosos provenientes del Grupo Pucará, intercalados con limos, lutitas y delgados niveles de tobas riolíticas. El miembro inferior de la Formación Calera es la roca huésped de la «brecha mineralizada», en el flanco norte del yacimiento de alta sulfuración de Marcapunta (Sarmiento, 2004). El miembro inferior entre Huayllay-laguna Punrún (402 m) está compuesto en la base por conglomerados con clastos volcánicos subangulosos a subredondeados con diámetro mayor de 15 cm, intercalados con areniscas de grano medio a grueso. Hacia el techo, se encuentran

intercalaciones de areniscas de grano medio y lutitas con niveles de calizas. Las paleocorrientes de clastos imbricados indican que el sentido de aporte fue al suroeste.

El miembro medio son las facies más conocidas de la Formación Calera, de acuerdo a las columnas de Jenks (1951). En la localidad de Calera, alcanza 55 m de espesor; a la base es casi enteramente calcárea, con abundancia de sílex con gasterópodos, bivalvos y madrigueras; y al techo están presentes calizas margosas e intercalaciones de lutitas gris verdosas, probablemente derivadas de piroclastos. En Colquijirca, el miembro medio tiene un espesor entre 50 a más de 200 m, y es la roca huésped de los «Mantos Mineralizados», trabajados en minería subterránea por cobre arsenical (Sarmiento, 2004). En los alrededores de Huayllay, su espesor llega a los 448 m; hacia la base, está compuesta por una intercalación de areniscas finas a medias y lutitas con algunas intercalaciones de conglomerados con clastos de diámetro 1.5 cm, subangulosos a subredondeados; y al techo, está compuesta por una intercalación de arenisca fina y lutitas con niveles de calizas. El miembro superior parece existir al sur de la laguna Cuchis Grande, bajo un terreno casi totalmente cubierto por acarreos glaciares y fluvio-glaciares (Ángeles, 1999). Su mejor exposición se halla en Colquijirca. Se compone de delgadas alternancias de lutitas, limolitas, areniscas, dolomías margosas, dolomías, chert y además abundante contenido de materia orgánica. Supera los 150 m de espesor (Ángeles, 1999). La sedimentación del miembro inferior de la Formación Calera es interpretada como una retrogradación de un sistema fluvial entrelazado, que provenía del noreste, erosionando un relieve volcánico activo y un relieve originado por la falla Cerro de Pasco. Luego se pasa, en el miembro medio, a un ambiente lacustrino con intervención de un ambiente volcánico.

Dentro de la Formación Calera, se han encontrado Planórbideo *Drepanotrema* sp., al que no se consideró una edad precisa (Jenks, 1951). También se han reportado carofitas

que probablemente correspondan a *Actochara mitella* PECK & REVER (atribuida al Cretácico superior-Cenozoico inferior). Estos restos fósiles no son diagnósticos para determinar la edad de la Formación Calera. Noble *et al.* (1999) realizaron la primera datación radiométrica en biotita de una delgada toba ácida, ubicada en la base de la Formación Calera. Ella resultó tener entre 36 y 37 Ma. Posteriormente, Noble & Vidal (no publicado; en Noble *et al.*, 2005) realizaron dos dataciones en niveles volcánicos intercalados con secuencias conglomerádicas que corresponderían a la base de la Formación Calera o al techo del miembro Shuco de la Formación Pocobamba. Una de las dataciones se realizó al noroeste de Colquijirca, e indica 39.2 Ma; y la otra, al norte de Cerro de Pasco, e indica 41 Ma. En consecuencia, la sedimentación de la Formación Calera empezó aproximadamente en el Eoceno superior, y probablemente se extendió hasta el Oligoceno (Cobbing, *et al.*, 1996).

2.2.8. Neógeno

2.2.8.1. Formación Jeroc (Plioceno)

Según Mégard (1978) la consideró como sedimentos cuaternarios no deformados, y Quispesivana (1996) la cartografió como parte de la Formación Casapalca. En el presente estudio se ha cartografiado como Formación Jeroc a una secuencia conglomerádica que no está deformada y se encuentra al noroeste de la planicie del lago Junín. Estratigráficamente sobreyace en discordancia a la Formación Pocobamba y a cuerpos intrusivos de composición dacita andesítica, que se encuentran en la planicie del lago Junín.

La Formación Jeroc está compuesta por gravas o conglomerados poco diagenizados con clastos subredondeados de calizas y volcánicos envueltos en una matriz areno-conglomerádica.

Estas gravas corresponden a un relleno de abanicos aluviales distales y río proximales que provenían del oeste. Actualmente, forman las terrazas fluviales de la cuenca hidrográfica del lago Junín.

Debido a que en la matriz de los conglomerados se encuentra material tobáceo erosionado de las tobas de la Formación Huayllay (Mioceno superior-Plioceno), se asume que la edad de la Formación Jeroc es Plioceno (Cobbing, *et al.*, 1996).

2.2.8.2. Depósitos cuaternarios

2.2.8.2.1. Depósitos Morrénicos

Estos depósitos son productos de la última glaciación y se ubican sobre los 4100 m.s.n.m., a manera de lomas con cresta morrénica bien definida. Están constituidos por bloques y gravas en una matriz areno-limosa, pobremente clasificada, a veces leve pseudoestratificación como testigo de fusiones estacionales durante el periodo glaciario (Cobbing, *et al.*, 1996).

2.2.8.2.2. Depósitos Coluviales

Se encuentran en la base de las laderas de los cerros. Son depósitos mal clasificados con clastos angulosos con bastante matriz areno-limosa y no presentan estratificación. Estos depósitos fueron originados por desprendimientos de rocas que han originado deslizamientos o derrumbes (Cobbing, *et al.*, 1996).

2.2.8.2.3. Depósitos Aluviales

Son depósitos inconsolidados que han sido acumulados por la combinación de procesos aluviales y fluviales. Están ubicados principalmente en las desembocaduras de las quebradas, especialmente de las que forman la red hidrográfica del lago Junín.

Litológicamente, están compuestos por gravas, arenas y limos. Los clastos son subredondeados a redondeados, como los que se observan en los ríos Andacancha, Mantaro y Blanco (Cobbing, *et al.*, 1996).

2.2.8.2.4. Depósitos Lacustre – Aluviales

Son depósitos que se encuentran en las orillas de la lagunas de la zona de estudio y se interdigitan con los depósitos aluviales. Están compuestos por limos y material orgánico con intercalaciones de gravas (Cobbing, *et al.*, 1996).

2.2.9. Rocas Ígneas

En la Zona de estudio las rocas intrusivas se manifiestan a través de batolito, stock subvolcanicos, domos y diatremas. Todos los cuerpos intrusivos se han emplazado en diferentes edades (Cobbing, *et al.*, 1996).

2.2.9.1. Dioritas (Kp-vi-di)

Se encuentra al Noroeste de Chichutaquina es de color gris de grano fino, al microscopio se nota una textura granular con abundante, plagioclasas y piroxenos. No se cuenta con dataciones en este cuerpo, pero se asume sea del Oligoceno. (Cobbing, *et al.*, 1996).

2.2.9.2. Dacita – Andesita (P-da-an)

De esta manera se agruparon a afloramientos de rocas que tienen variabilidad en composición por lo general son roca porfíricas con contenido de plagioclasas con poco cuarzo restringido en una matriz microcristalina. Estas rocas han sido asignadas al paleógeno (Cobbing, *et al.*, 1996).

2.2.9.3. Andesita (P-an)

Presenta una textura porfirítica con cristales mayormente de plagioclasas dentro de una matriz fina, en este tipo se cuerpos se encuentra la Mina Quicay y el Domo Pacoyan (Cobbing, *et al.*, 1996).

2.2.9.4. Eoceno – Complejo Volcánico Quicay

La estructura volcánica de Quicay aflora en forma de un domo en la planicie del lago Junín y está rodeada por gravas de la Formación Jeroc del Plioceno. Dentro de la mina Quicay, se encuentran estructuras mineralizadas NO-SE y en el cerro Pacoyán, de dirección N-S (Álvarez & Huanqui, 1992). Los cuerpos ígneos de Malarín, Pacoyán, Quicay y Racco están alineados en dirección N-S, lo que sugiere que su emplazamiento fue controlado por fallas también de dirección N-S (Álvarez & Huanqui, 1992). Según los registros de sondajes diamantinos realizados en la mina Quicay, los domos y material volcánico de Quicay se encuentran sobre una secuencia lacustrina que podría tratarse de la Formación Calera del Eoceno superior (Flores, 2002).

El complejo volcánico de Quicay contiene en su base cerca 200 m lavas andesíticas con intercalaciones de brechas, pasando a flujos piroclásticos (con alteración de alunita), domos lavas y brechas hidrotermales silicificadas; y finaliza con eventos de domos lavas de composición dacítico. En general, la actividad ígnea de Quicay evolucionó posiblemente de una fase extrusiva piroclástica a una fase de domos lava y flujos andesíticos-dacíticos (Álvarez & Huanqui, 1992). En Quicay, hay zonas de brechas con espacios abiertos que pueden ser favorables para acumulación de Au-Ag (Álvarez & Huanqui, 1992).

Dos edades radiométricas por K/Ar en alunita indican una edad de 38.4 ± 1.3 Ma y 38.8 ± 1.3 Ma (A. Ribas, comunicación escrita en Cobeñas, 2008). Otra datación en

alunita hipógena por K/Ar indica 37.5 Ma. (Álvarez & Noble, no publicado, en Noble & Mckke, 1999). Estas edades indican que la actividad hidrotermal fue en el Eoceno superior, y por ella el emplazamiento del Complejo Volcánico Quicay se asume que pertenece a este intervalo de tiempo (Cobbing, *et al.*, 1996).

2.2.9.5. Cuarzo Latita (Po-pcl)

Se encuentran en la localidad de Huangur, nombrada por Bohomme y Soler, (1985) como cuarzo monzonita, como se trata de un cuerpo subvolcanico, se optó por denominarle como un cuarzo-latita. Los autores antes mencionados han datado esta cuarzo-latita en roca total con el método K/Ar obteniendo 38.5 ± 1.0 Ma.

2.2.9.6. Pórfido Andesítico (Po-pa)

Son varios cuerpos subvolcanicos ubicados en la parte norte de la hoja 22-k-IV, presentan una textura porfirítica con fenocristales de plagioclasas y muy pocos cuarzos envueltos en matriz fina (Cobbing, *et al.*, 1996).

Según Bohomme y Soler (1985) dataron estos cuerpos en 32.9 ± 0.5 Ma en las cercanías de la laguna Malalyn, mediante plagioclasa con el método K/Ar, a pesar de que estos autores nombran una riodacita en el presente estudio se asume es pórfido andesítico solo con las observaciones al microscopio (Cobbing, *et al.*, 1996).

2.2.9.7. Complejo Volcánico Cerro de Pasco (Nm-cl, Nm-p)

El complejo volcánico de domos-diatrema de Cerro de Pasco es el centro volcánico más grande de la región. Tiene aproximadamente 2,5 km de diámetro y se ha emplazado a lo largo de la falla Cerro de Pasco. Fue denominado como Formación Rumillana (Cobbing, *et al.* 1996) que incluía a una secuencia de rocas de naturaleza volcanoclástica, la cual por tener las mismas características litológicas y modo de

emplazamiento fue agrupada con las tobas Unish (Marcapunta). Los estudios realizados por varios autores han evidenciado que el Complejos Volcánicos de Cerro de Pasco y de Marcapunta se tratan de diatremas asociadas a domos subvolcánicos distintos.

El aglomerado Rumillana es la secuencia más antigua y se ubica en la mitad oriental del complejo volcánico de la mina de Cerro de Pasco. Tiene color gris oscuro y está constituido por bloques angulosos y subangulosos de filitas del Grupo Cabanillas, calizas y chert del Grupo Pucará, y roca ígnea porfirítica fuertemente alterada. Los bloques pueden llegar a tener 1 m de diámetro; están envueltos en una matriz de material volcánico inconsolidado con cristales de biotita y plagioclasa, y cementados por calcita (Rogers, 1983, Cobbing *et al.*, 1996). Hacia el lado occidental del complejo volcánico se encuentran tobas dacíticas, sin evidencia de deformación, con lapilli acrecional, estratificación delgada y laminación oblicua de oleadas piroclásticas. Bandas definidas como estructuras de domos pueden ser observadas localmente y puede haber foliación subhorizontal (Silberman & Noble, 1977). Domos de dacita y riolita fueron emplazados al suroeste (Rogers, 1983) y en el norte del complejo volcánico (Baumgartner, *et al.*, 2009). Tienen fenocristales de plagioclasa, cuarzo y subordinada biotita (Baumgartner *et al.*, 2009) La erosión ha eliminado parte de la diatrema (aproximadamente 500 m), así como las rocas que se encontraban sobre esta (Cobbing, *et al.*, 1996).

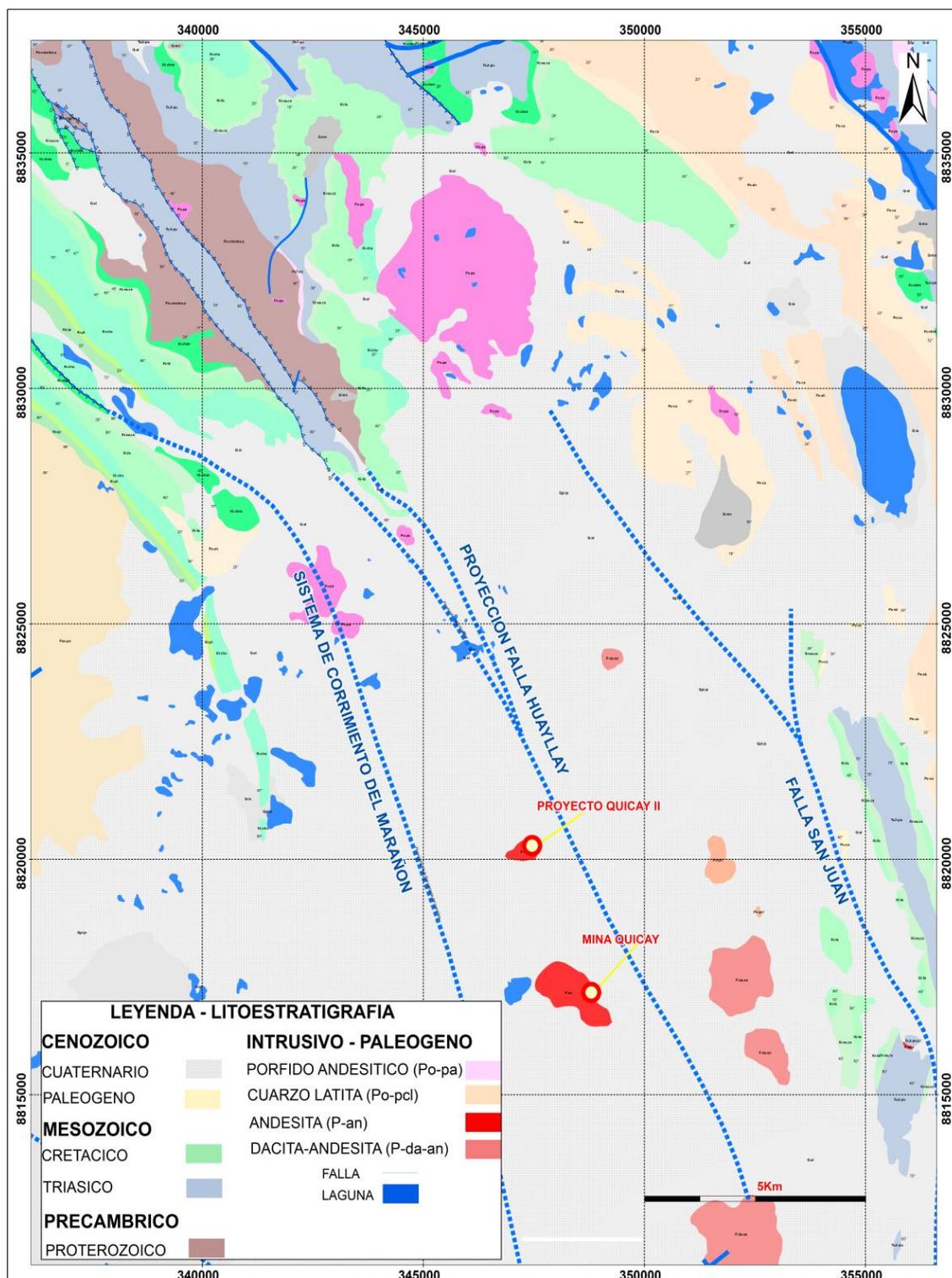


Figura 1: Plano geológico regional del cuadrángulo 22-k, donde se puede apreciar los pulsos de intrusivos de defiérete composición mineralógica

2.3. GEOLOGÍA ESTRUCTURAL

Las fallas regionales que se encuentran en el Cuadrángulo de Cerro de Pasco tienen su proyección al norte y sur de la zona de estudio, y forman parte de sistemas de fallas que controlaron y controlan la evolución geodinámica de cuencas sedimentarias, el emplazamiento de magmatismo y la mineralización. Por lo general, son fallas que se originaron desde el Paleozoico superior. En cada una de las fallas regionales, se ha determinado la geometría y la evolución tectónica que tuvo desde su origen (Cobbing, *et al.*, 1996).

2.3.1. Falla Cerro de Pasco

La falla Cerro de Pasco ha sido denominada como «Falla Longitudinal» por Harrison (1951), Jenks (1951) y Ángeles (1999). Tiene dirección promedio N-S y sus mejores afloramientos se encuentran en el tajo Raúl de la mina Cerro de Pasco y en la carretera antigua Cerro de Pasco-Yanamate. Hacia el sur, a la altura de Colquijirca, está cubierta por depósitos cuaternarios, donde al parecer cambia de dirección a N 120° hasta llegar a Ninacaca, en donde se une a la Falla Ticlacayán (Cobbing, *et al.*, 1996).

2.3.2. Falla Atacocha-Milpo-Ninacaca

En realidad, la falla Atacocha-Milpo-Ninacaca se trata de un sistema de fallas de dirección preferentemente N-S a N 165°, con algunos cambios a N 140° (Carmen Chico, Paraíso y laguna Papana). El buzamiento es mayor a 70° al oeste, con excepción de un ramal que se encuentra en el flanco este del sinclinal de Milpo-Atacocha y Paraíso, que buza al este. En estudios anteriores, el sistema de fallas solo ha sido reconocido en la parte norte, es decir, entre Milpo y Atacocha; mediante el cartografiado hemos determinado que todo este sistema de fallas se proyecta al sur, hasta llegar a Ninacaca, en donde se une con las fallas Cerro de Pasco y Ticlacayán (Cobbing, *et al.*, 1996).

2.3.3. Falla Ticlacayán

Se encuentran al este de la zona de estudio. Tiene dirección promedio N 170° y buzamiento mayor a 70° hacia el este. En el sector norte, pone en contacto las rocas del Complejo Metamórfico del Marañón con el Grupo Pucará, el Grupo Goyllarisquizga y la Formación Chúlec. Entre San Juan de Yanacachi y Ninacaca, la falla Ticlacayán no es notoria, pero se ha inferido su continuidad, la cual afecta a las calizas del Grupo Pucará y/o está cubierta por los sedimentos cuaternarios hasta llegar a Ninacaca, en donde se une con las fallas Atacocha-Milpo-Ninacaca y Cerro

De Pasco. Al este de la falla Ticlacayán, a la altura de Carhuamayo, se encuentran fallas de dirección N 145° con buzamiento al oeste (Cobbing, *et al.*, 1996).

2.3.4. Falla Huayllay

La falla Huayllay ha sido interpretada y trazada tentativamente en el esquema estructural, en base a datos de campo en el área de Huayllay, relaciones estratigráficas con el Cuadrángulo de Ondores (23-k) e información estructural de la mina Quicay (Flores, 2002). La Falla Huayllay en el sector norte tiene dirección N 145°; en sector central, a la altura de la mina Quicay, cambia a N-S y es el principal control estructural de la mineralización. En el sector sur, entre Quicay y Huayllay, cambia ligeramente a N 15°, y hacia el sur de Huayllay cambia bruscamente a N 155° (Cobbing, *et al.*, 1996).

2.3.5. Corrimientos de la Faja Fallada del Marañón

Se tratan de la proyección al sureste de tres fallas del Cuadrángulo de Oyón (22-j). Estas fallas en la parte norte tienen dirección N 130°, y al sur forman una sola falla de dirección N-S a N 20°, con ángulo de buzamiento aparentemente menor a 45° al oeste. Los corrimientos de la faja fallada del Marañón afectan a rocas del Cretácico inferior o

más jóvenes, y aparentemente el nivel de despegue es la base del Grupo Goyllarisquizga (Cobbing, *et al.*, 1996).

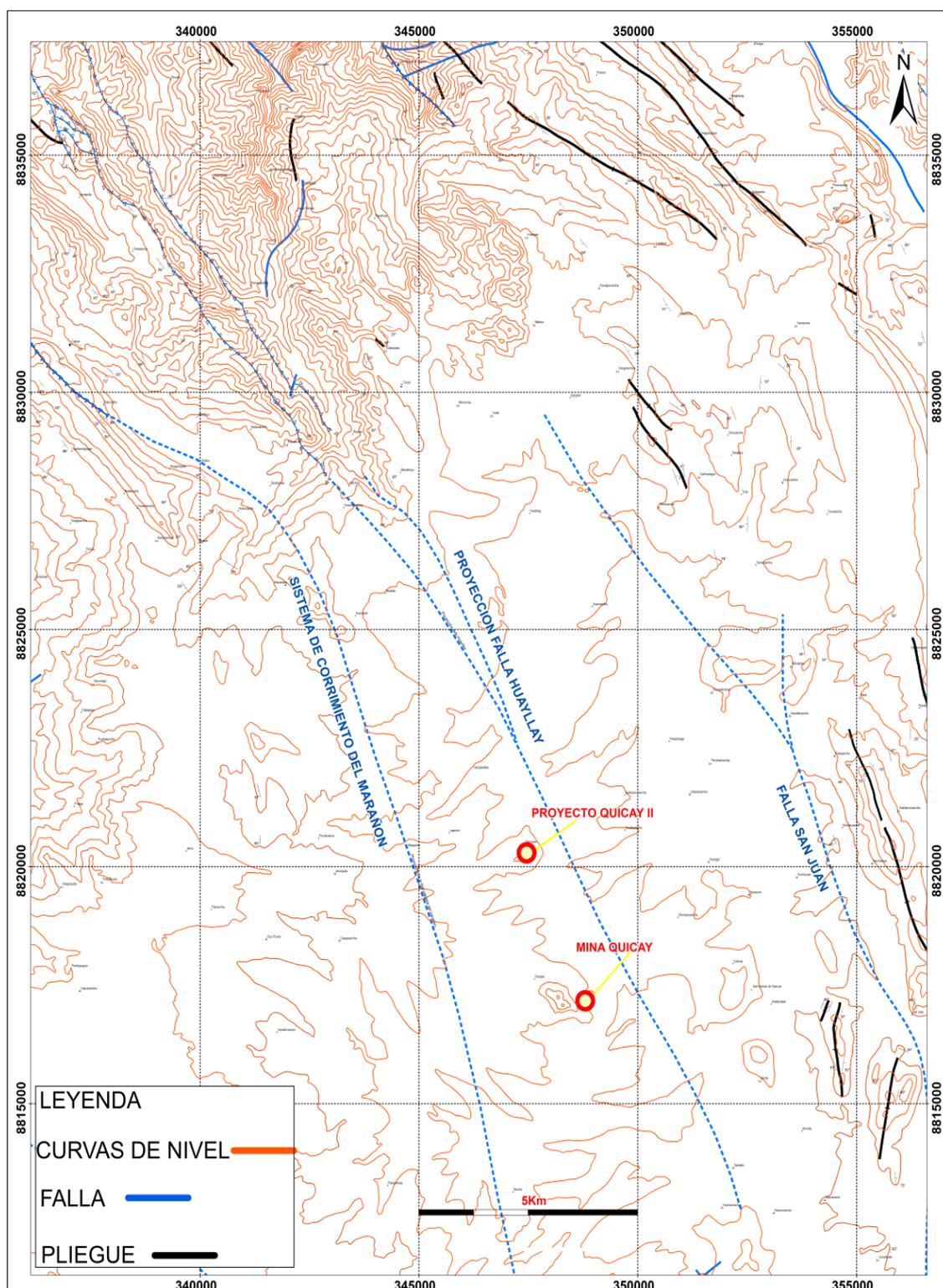


Figura 2: Plano geológico estructural regional del cuadrángulo 22-k, donde se puede apreciar las fallas regionales

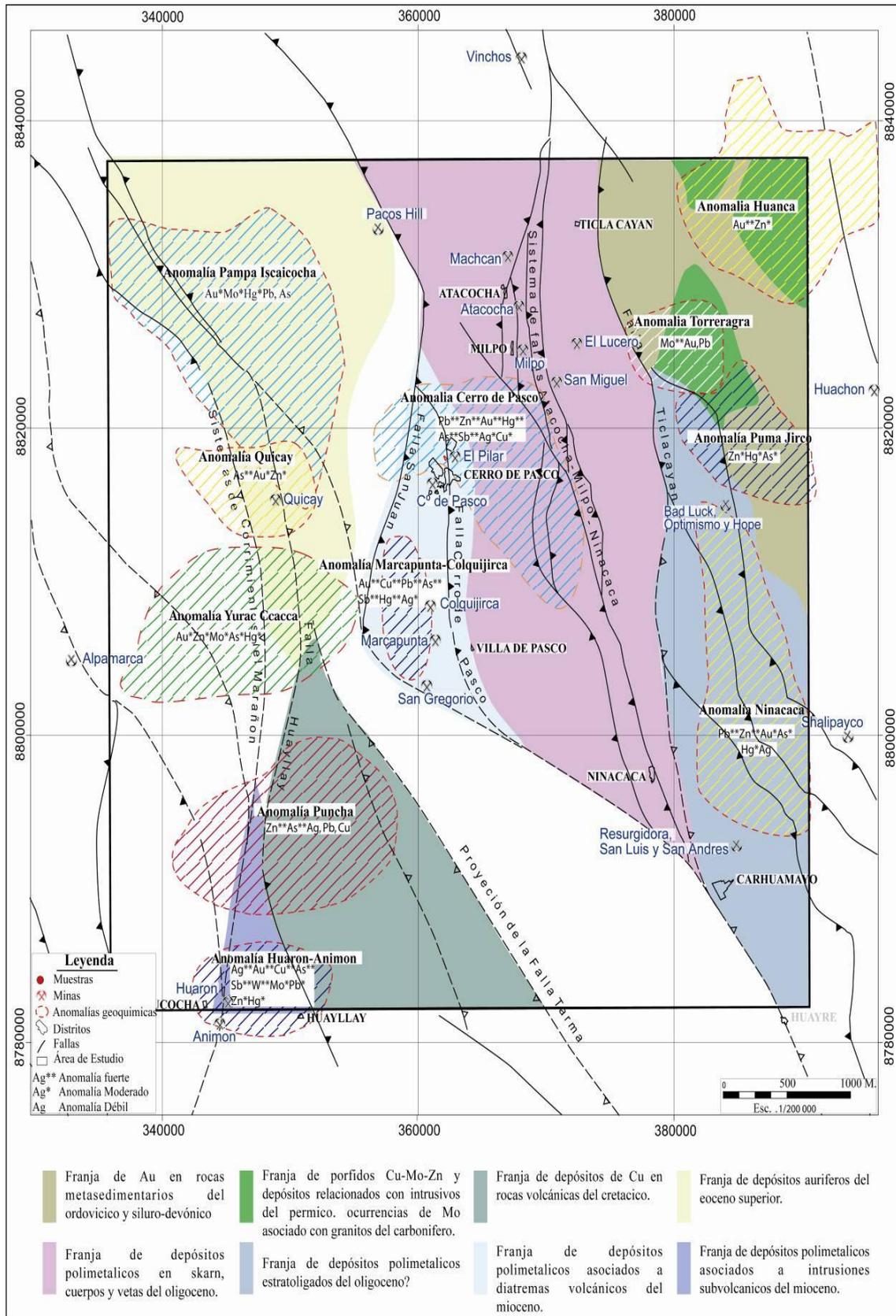


Figura 3: Anomalías geoquímicas de sedimentos de quebrada relacionadas a los controles estructurales regionales y franjas metalogénico

2.4. CONTROLES DE MINERALIZACIÓN

Los controles de mineralización para el Pórfido, lo ejerce una combinación de factores litológicos, de alteración, intensidad de venillas y el estructural, propiamente dicho, que en sectores debido a la combinación de los mismos ha generado zonas de mineralización económica importante. A continuación se describen los principales controles de mineralización (Oblitas, 2012).

- Control litológico.
- Control de alteraciones hidrotermales.
- Fases Hidrotermales (tipo Vetillas)
- Control de zoneamiento.
- Control estructural.
- Paragénesis.

2.4.1. Ambiente Subvolcánico o Hipabisal

El ambiente hipabisal o subvolcánico incluye los cuerpos que cristalizaron cerca de la superficie, no en profundidades de los batolitos y por supuesto no en la superficie. Los cuerpos hipabisales generalmente provienen de magmas salientes de la cámara magmática principal. Los cuerpos hipabisales tienen un volumen reducido y se ve marcado por una velocidad de enfriamiento "mediana", entre los lentos intrusivos y los rápidos extrusivos.

De acuerdo de lo anterior discutido la textura visible de estas rocas varía entre algo como intrusivo y algo como una lava.

La presencia de fluidos acuosos del mismo sistema magmático o de la roca de caja frecuentemente convierten los sistemas subvolcánicas o hipabisales (especialmente los stocks) en un objetivo de la prospección de pórfidos cupríferos entre otros. (lafranla.blogspot).

2.4.1.1. Cuerpos Hipabisales (Subvolcánicos) y su formación

Cuerpos hipabisales o subvolcánicas son intrusiones de relativamente pequeñas dimensiones, ubicados en profundidades bajas entre el batolito y de la superficie.

Los cuerpos hipabisales o subvolcánicas muestran algunas particularidades:

- a) Velocidad del enfriamiento mediana.
- b) Probable contacto con aguas subterráneas.
- c) Contenidos altas en volátiles y fase acuosa en el magma.
- d) Relación (directa o indirecta) con depósitos minerales.

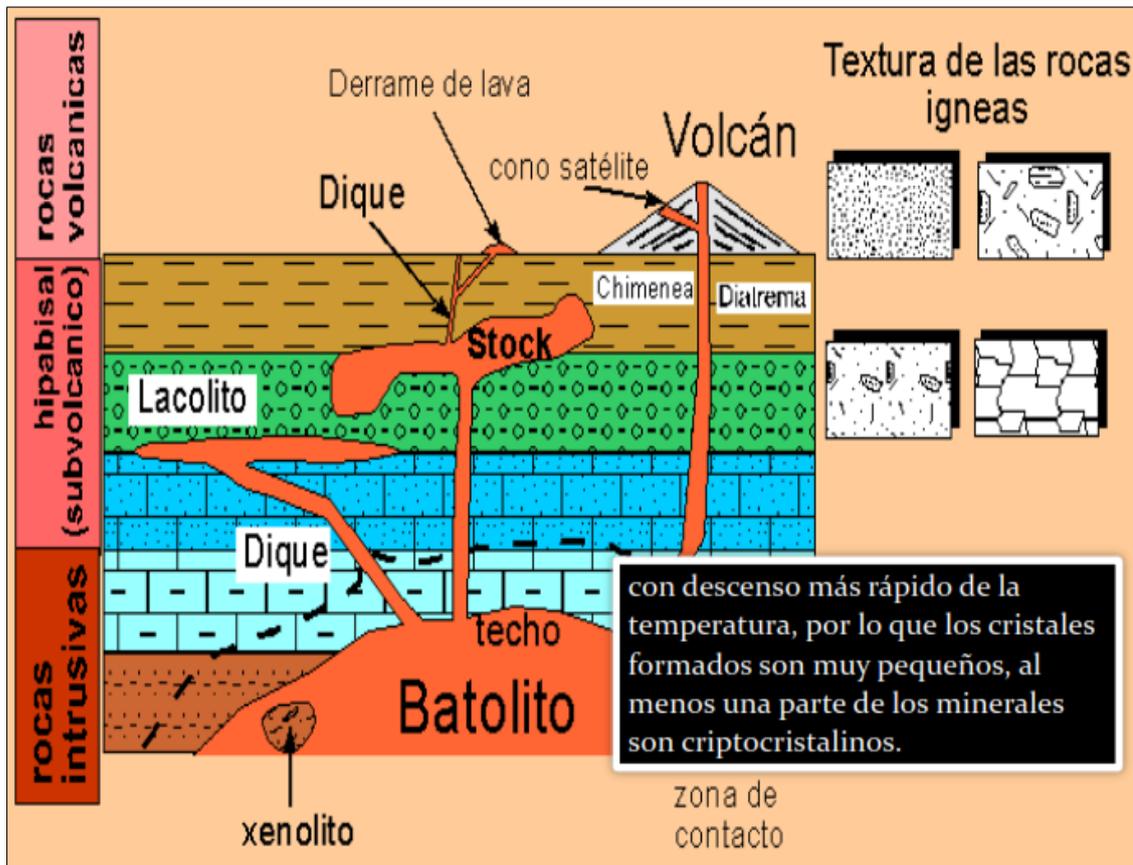


Figura 4: Imagen de cuerpos hipabisales (subvolcánicas) y su formación. (lafranla.blogspot)

2.4.2. Pórfido

El término pórfido se refiere a una textura de rocas ígneas, que tiene grandes cristales en una matriz relativamente de grano fino, que puede contener minerales de sulfuro de cobre y otros.

Son depósitos que contienen grandes cantidades de mineral con un promedio de una fracción del 1% de cobre en peso, aunque de calidad inferior, los depósitos son importantes porque se puede trabajar a gran escala a bajo costo.

Los pórfidos cupríferos son yacimientos de gran tonelaje (110-1,200 millones de TM) y bajas leyes de cobre (0.2% - 2%Cu). Aparte del cobre estos yacimientos pueden

presentar cantidades variables de molibdeno y/o metales preciosos (Au, Ag), susceptibles de ser recuperados económicamente.

Los pórfidos cupríferos se presentan en marcos geológicos similares a los depósitos epitermales de oro y ellos comparten muchas de las características y procesos de formación (Castro, 2012).

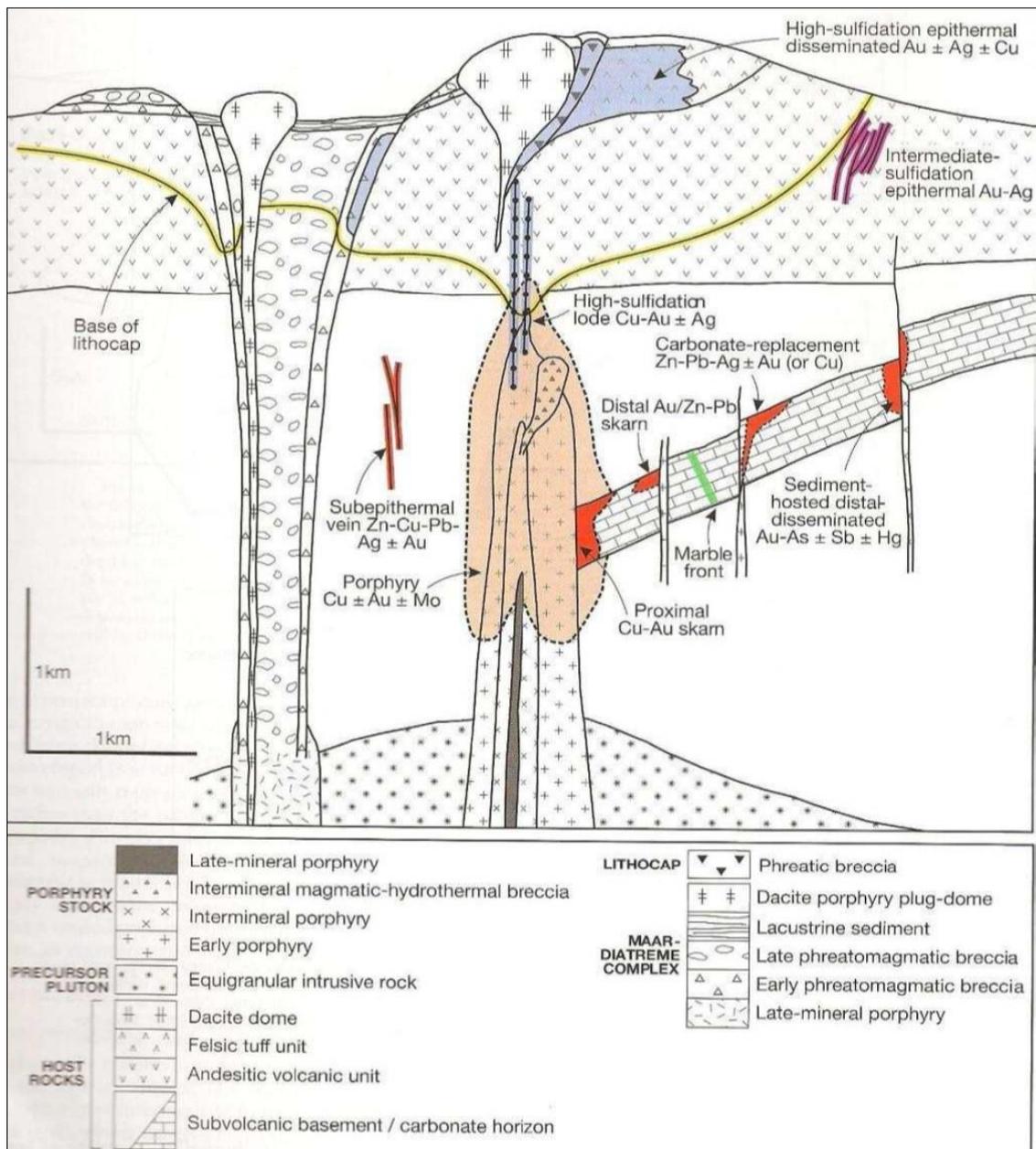


Figura 5: Anatomía de un sistema de pórfido mostrando la interrelación especial de pórfido de Cu-Mo, ubicado en la zona central de un yacimiento de pórfido

2.4.3. Alteración Hidrotermal

La alteración hidrotermal es un término general que, incluye la respuesta mineralógica, textural y química de las rocas a un cambio ambiental, en térmicos químicos y termales, en la presencia de agua caliente, vapor o gas.

La alteración hidrotermal ocurre a través de la transformación de fases minerales, crecimiento de nuevos minerales, disolución de minerales y/o precipitación, y reacciones de intercambio iónico entre los minerales constituyentes de una roca y el fluido caliente que circuló por la misma.

Aunque la composición litológica inicial tiene una influencia en la mineralogía secundaria (hidrotermal), su efecto es menor que lo debido a la permeabilidad, temperatura y composición del fluido.

Las alteraciones hidrotermales que han sido reconocidos en el proyecto básicamente son los que se conocen y ya han sido muy estudiados por diferentes autores como el modelo clásico de Lowell & Gilbert (1970) basado en el estudio de los depósitos de San Manuel – Kalamazoo; y compilación de características de otros pórfidos cupríferos americanos han sido utilizados como guías de exploración en este tipo de depósitos; un modelo más actualizado se presenta por Giggenbach (1997).

Todos los sistemas de pórfidos durante o después de su formación han sufrido una serie de cambios físico-químicos que han afectado directamente a las rocas hospedantes, estos cambios han generado que se califique mediante asociaciones minerales los tipos de alteración hidrotermal (Sillitoe, 2000).

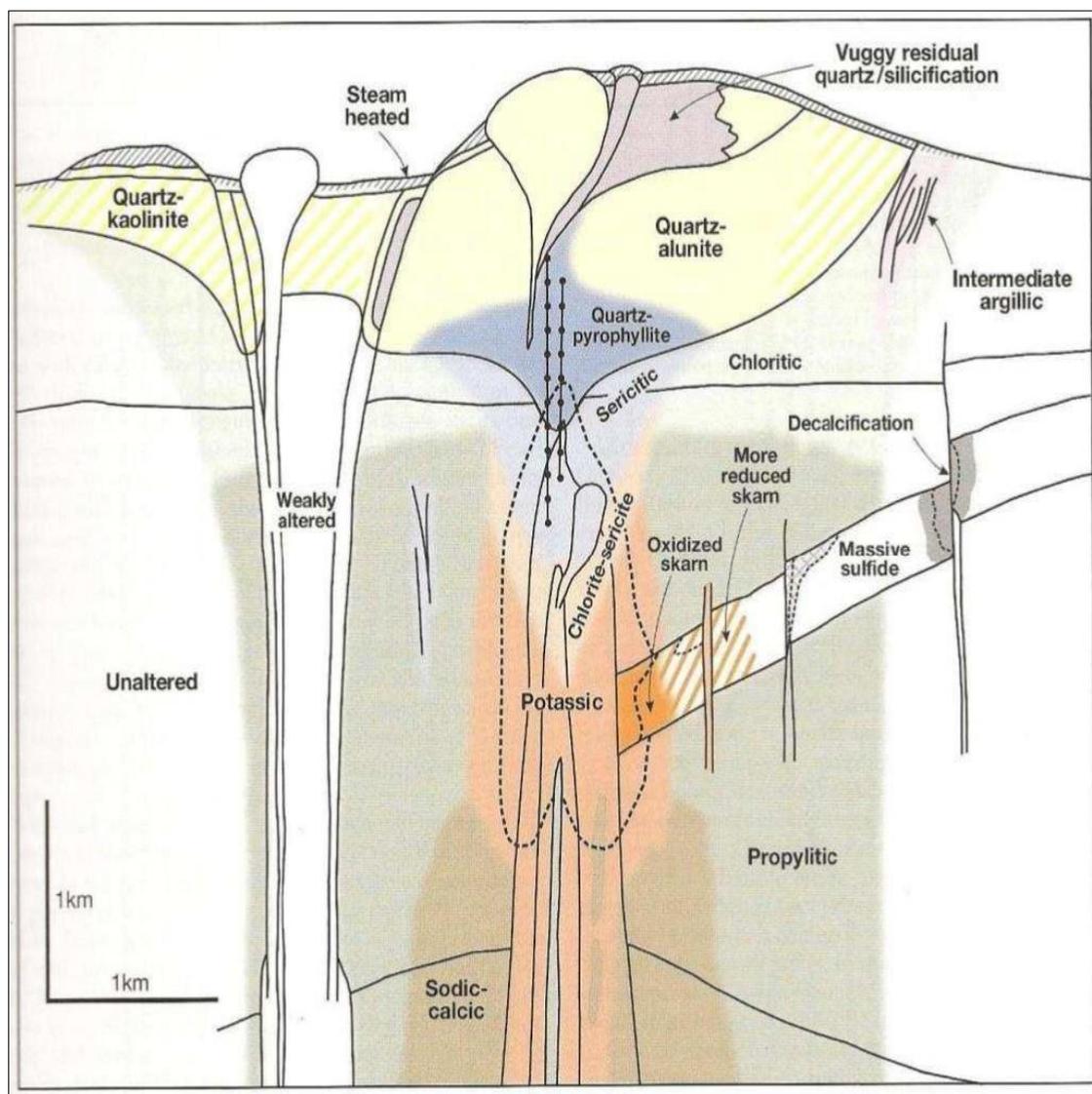


Figura 6: Sección idealizada de zonación de alteración de los pórfidos de Cu en el mundo basado en la geología y los tipos de depósito

2.4.3.1. Alteración Propilítica

Presencia de epidota y/o clorita y ausencia de un apreciable metasomatismo catiónico o lixiviación de álcalis o tierras alcalinas; H₂O, CO₂ y S pueden agregarse a la roca y comúnmente se presentan también albita, calcita y pirita.

Este tipo de alteración representa un grado bajo de hidrólisis de los minerales de las rocas y por lo mismo su posición en zonas alteradas tiende a ser marginal.

Características: la alteración propilítica se produce como consecuencia de un débil metasomatismo; principal cambio en la composición química es la adición de volátiles como CO₂ y H₂O; ausencia o escasez de minerales de mena (bornita, calcopirita y molibdenita); pocos sulfuros de fierro y óxidos (pirita menor, hematita local y relictos de magnetita); relictos de Feldespato potásico en rocas silíceas; las plagioclasas son reemplazadas por albita-calcita-epidota e illita o sericita terrosa; los minerales máficos son por clorita y actinolita con relictos de biotita (Perello, 2003).

2.4.3.2. Alteración Argílica

Importantes cantidades de caolinita, montmorillonita, smectita o arcillas amorfas, principalmente reemplazando a plagioclasas; puede haber sericita acompañando a las arcillas; el feldespato potásico de las rocas puede estar fresco o también argilizada.

La alteración argílica intermedia representa un grado más alto de hidrólisis relativo a la alteración propilítica.

Características: Se observa incremento de arcillas del grupo de la smectita; hidratación en las arcillas que destruyen los feldespatos; las plagioclasas y ferro magnesianos han sido reemplazados por las arcillas; la presencia de clorita y débil epidota también caracteriza esta alteración; pirita, y débil presencia de epidota (Perello, 2003).

2.4.3.3. Alteración Fílica

Ambos feldespatos (plagioclasas y feldespato potásico) son transformados a sericita y cuarzo, con cantidades menores de caolinita.

Normalmente los minerales máficos también están completamente destruidos en este tipo de alteración.

Características: Rocas félsicas a intermedias con: minerales máficos que son remplazados por sericita-óxidos de Fe-Ti- Py; plagioclasa y feldespato K son remplazados por sericita; sulfuros de fierro (pirita) son abundantes.

Rocas intermedias a máficos (feldespático K no está presente); clorita presente con sericita en minerales máficos (Perello, 2003).

2.4.3.4. Alteración Potásica

Alteración de plagioclasas y minerales máficos a feldespato potásico y/o biotita. Esta alteración corresponde a un intercambio catiónico (cambio de base) con la adición de K a las rocas.

A diferencia de las anteriores este tipo de alteración no implica hidrólisis y ocurre en condiciones de pH neutro o alcalino a altas temperaturas (principalmente en el rango 350°-550°C).

Por esta razón, frecuentemente se refiere a la alteración potásica como tardí-magmática y se presenta en la porción central o núcleo de zonas alteradas ligadas al emplazamiento de plutones intrusivos.

Características. - Anfíbol remplazado por biotita (desmenuzado, molido) “shreddy”; plagioclasa remplazada por Feldespato Potásico; es común el depósito de Fe (como magnetita) y Cu (como sulfuro).

A valores altos K/H: estabilidad de feldespato-K.

A valores altos de Mg/H: biotita, raramente clorita (baja T°).

A valores muy altos de Mg/H: cordierita (alta T°); talco “Carten (1986) definió la alteración sódico-cálcica en las zonas de raíz del pórfido cuprífero Yerrington (Nevada,

USA) la que se caracteriza por una asociación de actinolita, albita oligoclasa-andesina, epidota, magnetita, clorita, cuarzo, escapolita”.

En muchos estudios los minerales que la caracterizan la alteración sódico-cálcica se atribuían indistintamente a una alteración propilítica “de alta temperatura” y/o a alteración potásica. Esta alteración ocurre en la porción profunda de pórfidos cupríferos y se desarrolla en forma simultánea con la alteración potásica a niveles más altos (Perello, 2003).

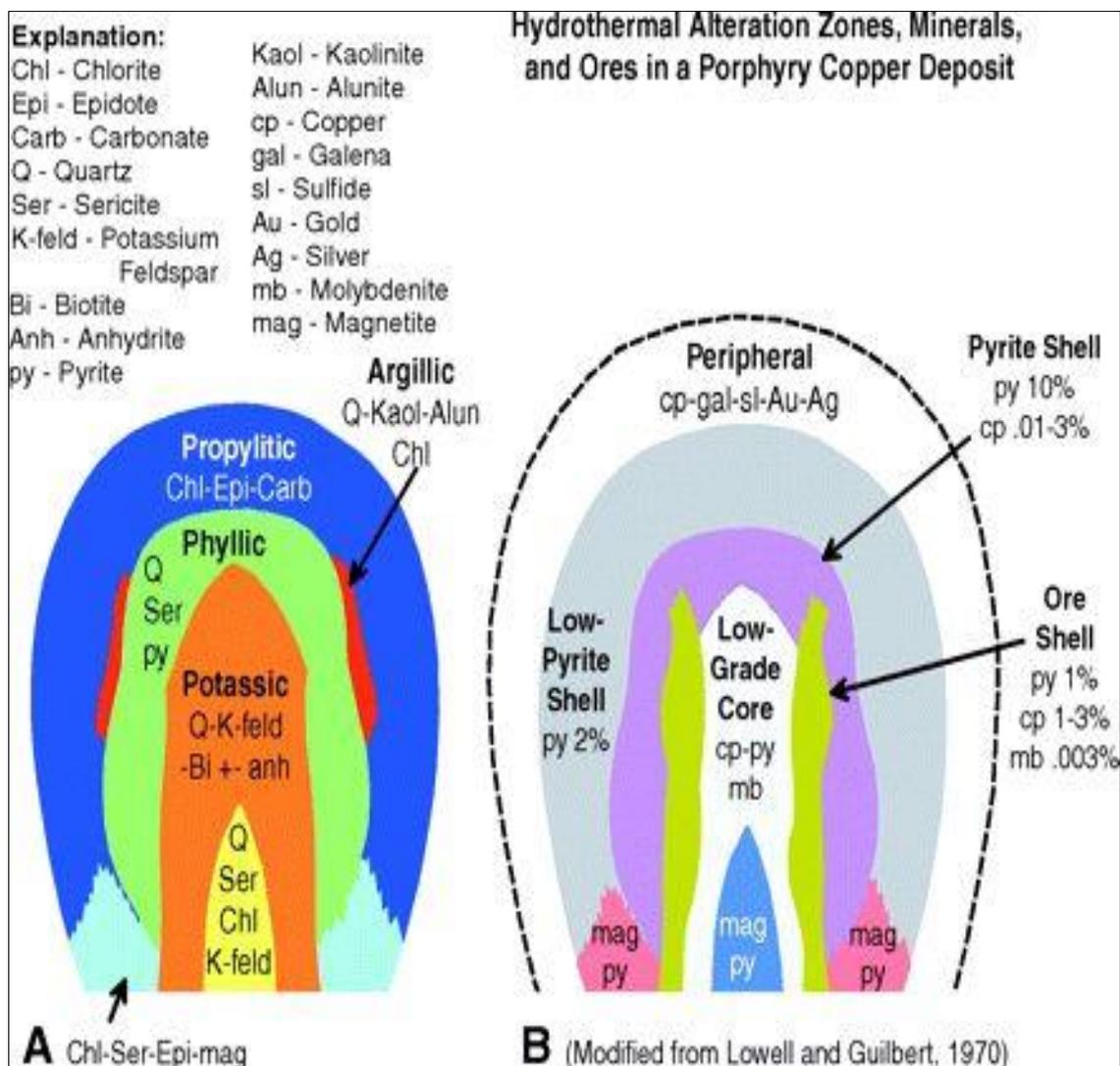


Figura 7: Modelo ilustrado de un depósito tipo pórfido cuprífero. (A) Sección transversal esquemática de minerales y tipos de alteración hidrotermal

2.4.4. Faces Hidrotermales (Tipo Vetillas)

Durante el proceso de emplazamiento de cada una de las fases intrusivas, los fluidos hidrotermales, formados como resultado de la ebullición retrograda de estos magmas en proceso de cristalización, y separación de fases volátiles (acuosas), son inyectados en la roca a manera de vetillas (Burnham & Ohmoto 1980).

Estas pueden variar en textura, composición y forma de acuerdo a variables como presión, temperatura, estado de oxidación, composición de las soluciones inyectadas y grado de estabilidad fisicoquímica de la solución hidrotermal con respecto a la fase intrusiva (Gustafson & Hunt 1975) y su importancia radica en que sus características como mineralogía, localización, abundancia, orientación y texturas entre otras, dan valiosa información acerca de la evolución en espacio y tiempo del flujo y composición de los fluidos (Seedorf *et al.* 2005) lo que nos acercara a la evolución del cuerpo y su mineralización.

Se clasificaron las vetillas observadas de acuerdo a la síntesis elaborada por Sillitoe (2000) para una secuencia de formación típica para pórfidos ricos en Oro-Cu (ver cuadro 1), en donde se designan los tipos A, a vetillas con cuarzo en mayor proporción, B a vetillas de cuarzo con sutura de sulfuros, D a vetillas mayoritariamente de sulfuros, M a vetillas de magnetita, EB cuando son constituidas por Biotita Secundaria hidrotermal mayoritariamente y vetillas de cuarzo bandeado. (Muntean & Einaudi-2000).

Tabla 1: Tabla de tipos de vetillas, en depósitos tipo pórfido Sillitoe (2000) y Muntean & Einaudi (2000)

Tipo de vetilla	Composición	Forma	Tipo de halo	Estructura	Fase intrusiva	Zona de atracción	Zona sobreimposición
Vetilla tipo EB	Biotita secundaria	paralela	No presenta	continua	Temprana	Potásica (k)	
Vetilla tipo M	(+) magnética,(-) Qz	Paralela, sinuosa	No presenta	continua	Temprana	Potásica (k)	
Vetilla tipo A	(+) Qz (-) Mag, Sulf	Sinuosa	No presenta	Discontinua	Temprana	Potásica (k)	
Vetilla tipo A	(+) Qz (-) Mag, Sulf	Paralela	Botita secundaria	continua	Temprana	Potásica (k)	
Vetilla cuarzo bandeado	(+) Qz (-) Qz + Mag	Paralela	No presenta	continua	Temprana	Potásica (k)	
Vetilla tipo B	Qz, Sutura Py	Paralela	Biotita secundaria	continua	Intramineral	Propilitica , filica	Potásica (k)
Vetilla tipo D	(+) PY (-) Cpy, Mo	Paralela	Sericita	continua	Intramineral	Filica, argilica	Potásica (k) propilitica.

En casos donde las vetillas presentaban características composicionales y texturales propias, se denominaron nombrando sus constituyentes principales y se encontraron las respectivas relaciones de corte en las vetillas según la secuencia de orden de corte nombradas por Sillitoe (2000), (Burnham & Ohmoto 1980).

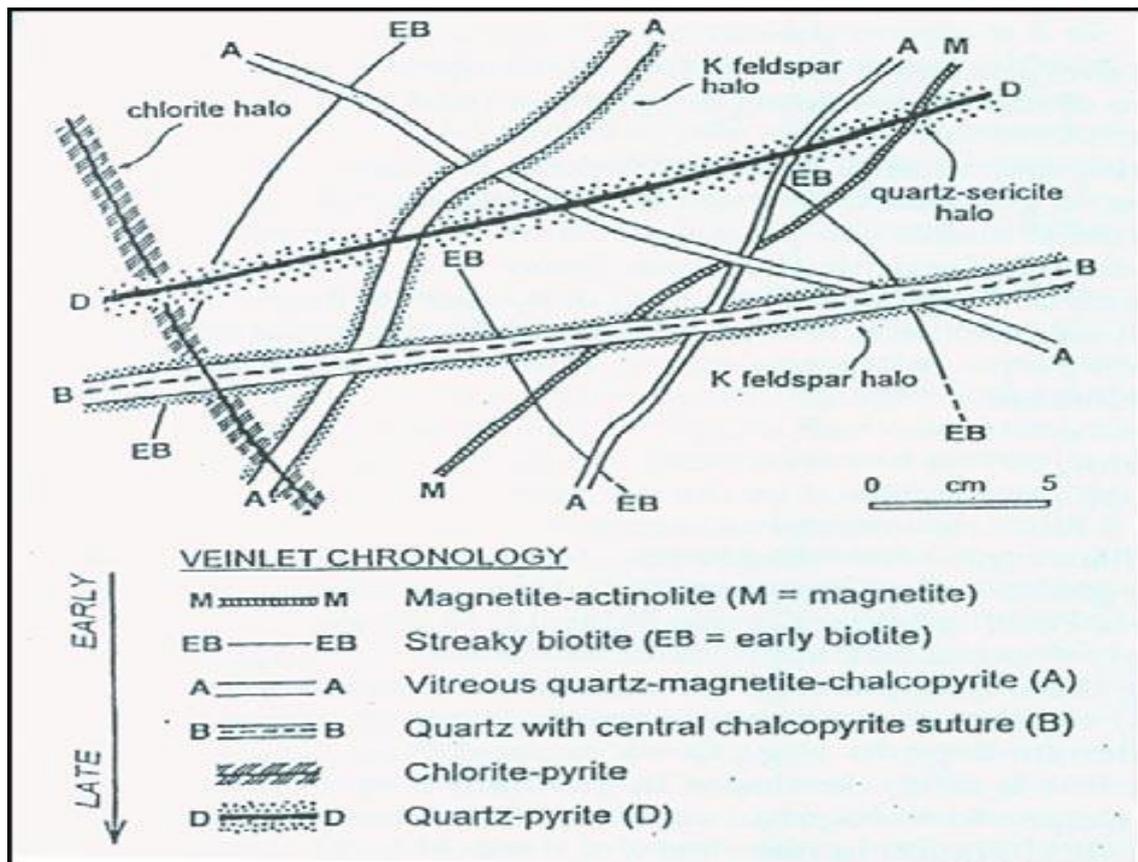


Figura 8: Esquema de vetilleo típico para depósitos porfiríticos ricos en oro (Sillitoe, 2000)

2.4.5. Zoneamiento

2.4.5.1. Zonación

Corresponden a cambios mineralógicos tanto en la vertical, como en la horizontal en áreas mineralizadas.

Un fluido mineralizador cambia gradualmente su composición mientras migra desde su fuente ya que reacciona con las rocas, cambiando su composición química, pH y otras propiedades; migra a sectores de menor presión y pierde calor al entrar en contacto con rocas más frías.

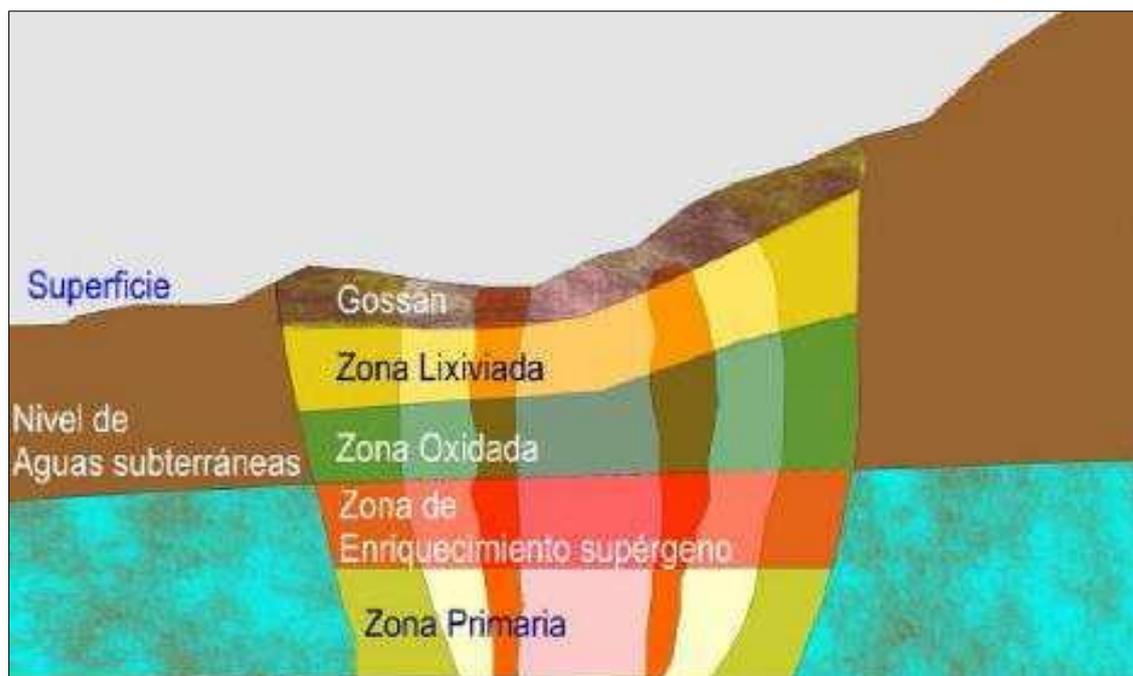


Figura 9: Zonación por efecto supérgeno en pórfido cuprífero

Al ocurrir estos cambios físicos y químicos, los minerales de mena y ganga se aproximan a sus respectivas constantes de equilibrio y son depositados en cierta secuencia. Esta deposición secuencial provee un registro detallado de la evolución en tiempo y espacio de una solución mineralizadora.

Así por ejemplo los pórfidos cupríferos presentan un núcleo de alteración potásica (feldespato K, biotita, que grada hacia fuera, hacia una alteración fílica (cuarzo-sericita). Más periféricamente encontraremos facies argílica (intermedia o avanzada) y propilítica (clorita, epidota, calcita), (Sillitoe, 2000).

2.4.5.2. Zona de Mena

Formando un cilindro en la parte externa de la zona de alteración potásica o interna de la zona de alteración fílica (sericítica), calcopirita (1-3%), pirita (1%), molibdenita (0.03%).

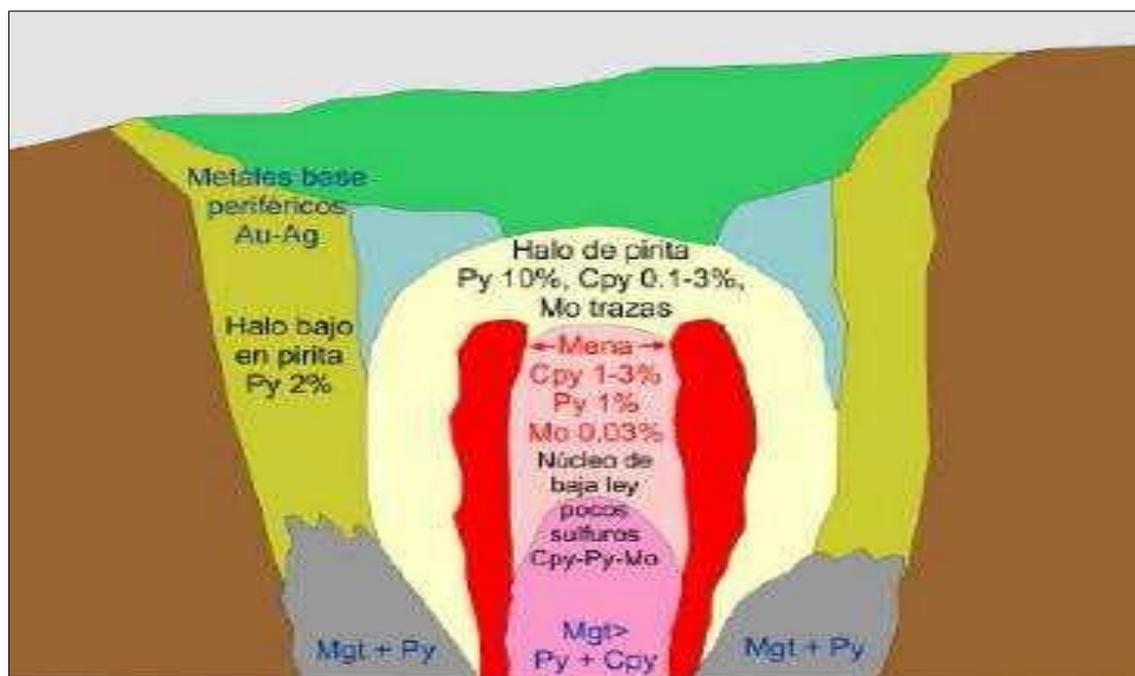


Figura 10: Esquema general de un pórfido cuprífero indicando la zona de mena

2.4.5.3. Zona de Pirita

Esta zona corresponde a una zona de alteración fílica y argílica con presencia importante de pirita (10%), calcopirita (0.1-3%), estos porcentajes se obtuvieron según la tabla de Estimación del porcentaje de composición con relación a los sulfuros (Figura 10), y trazas de molibdenita, el halo piritoso constituye una evidencia de la cercanía de la zona de mena en todo pórfido y el núcleo de baja ley.

2.4.5.4. Núcleo de Baja Ley y Zona Periférica

Presenta bajo contenido de calcopirita, pirita, molibdenita, magnetita en porción profunda. Básicamente se encuentra al centro del pórfido normalmente presenta alteración calco sódica y potásica. En la zona periférica se puede encontrar fácilmente calcopirita, galena, esfalerita, Au, Ag. (Maksaev, 2004).



Figura 11: Distribución de zonas de alteración de mineralización en un pórfido cuprífero combinando los modelos de Lowell y Gilbert (1970)

2.4.6. Paragénesis

Un fluido mineralizador cambia gradualmente su composición, mientras migra desde su fuente ya que reacciona con las rocas, cambiando su composición química, pH y otras propiedades fisicoquímicas; migra a sectores de menor presión y pierde calor al entrar en contacto con rocas más frías.

Al ocurrir estos cambios físicos y químicos, los minerales de mena y ganga se aproximan a sus respectivas constantes de equilibrio y son depositados en cierta secuencia. Esta depositación secuencial provee un registro detallado de la evolución en tiempo y espacio de una solución mineralizadora. La secuencia temporal de depositación de minerales se conoce como secuencia paragenética o paragénesis.

La secuencia paragenética se caracteriza por el sucesivo reemplazo de sulfuros ricos en Fe (Py, Cpy) por sulfuros ricos en Cu (bornita, calcosina, covelina, digenita) lo

que puede explicar la liberación de Fe y la formación de hematita hipógena que acompaña a los sulfuros en el yacimiento tipo pórfido (Castro, 2012).

2.4.7. Fallas y Fisuras

Los filones tienen la particularidad de tener como agente principal el tectonismo, porque gracias a este proceso se forman fisuras y fallas preminerales, que son aperturas tabulares continuas en las rocas, generalmente se debe a que posteriormente serán rellenadas por fluidos mineralizantes de algún foco magmático que se encuentre cerca de la roca caja, la formación de un filón de fisura implica.

- La formación de la fisura misma.
- Los procesos de formación del mineral.

Ambos factores pueden haber estado separado por un largo intervalo de tiempo ninguno de estos puede determinar la veta de fisura por sí mismo se necesita: La coincidencia de ambos.

Las fisuras pueden formarse en virtud de tensiones que actúan en la corteza terrestre, y pueden ir o no acompañado de fallas así mismo puede ampliarse en el momento de la mineralización, por la fuerza intrusiva de las soluciones mineralizantes que actúa como una cuña y separa las rocas siguiendo alguna grietas o líneas débiles (Georges *et al.*, 1996).

2.4.7.1. Análisis Estructural

Para este análisis tomamos la teoría de (Georges y Stephen, 1996). En el estudio básico de las estructuras y sistemas estructurales los geólogos basan su trabajo en el Análisis Estructural de detalle, haciendo particular énfasis en el análisis del esfuerzo. Son

tres las perspectivas fundamentales en las cuales se basa el análisis estructural de detalle (Georges *et al.*, 1996).

2.4.7.2. Análisis Descriptivo

En el análisis descriptivo se reconocen estructuras, se determinan sus orientaciones y se describe sus componentes físicos y geométricos. El análisis descriptivo resulta de las propiedades físicas de las estructuras, así como de la orientación y configuración interna de estas (Georges *et al.*, 1996).

2.4.7.3. Análisis Dinámico

El análisis dinámico interpreta las fuerzas y esfuerzos, así como los mecanismos que dan origen a las estructuras. Para que un análisis dinámico sea significativo, éste debe explicar las características físicas y geométricas de las estructuras, la cinemática y las relaciones entre los esfuerzos y la deformación.

La literatura geológica está repleta de modelos útiles en la interpretación del origen de las estructuras. Los modelos son descripciones de las condiciones bajo las cuales se forman las estructuras geológicas. Las bases para el análisis dinámico son investigaciones teóricas y experimentales (Georges *et al.*, 1996).

2.4.7.4. Modelo de Fallas Conjugadas de Anderson

Basándose en el criterio de fracturación de Mohr (1951) establece que, como norma general, las fallas aparecen según dos familias conjugadas que se cortan formando un diedro agudo y otro obtuso. Las estrías situadas sobre ellas son perpendiculares a la línea de intersección de los planos. En la bisectriz de los diedros agudo y obtuso se sitúan los ejes de compresión máxima (s_1) y mínima (s_3), respectivamente; en la línea de intersección de las dos familias de planos se halla el eje intermedio (s_2).

La teoría predice que se formaran fallas normales allí donde el esfuerzo vertical sea el esfuerzo máximo, fallas inversas donde el esfuerzo vertical sea el mínimo y fallas de rumbo donde el esfuerzo vertical sea el intermedio. (Figura 12), (Georges *et al.*, 1996).

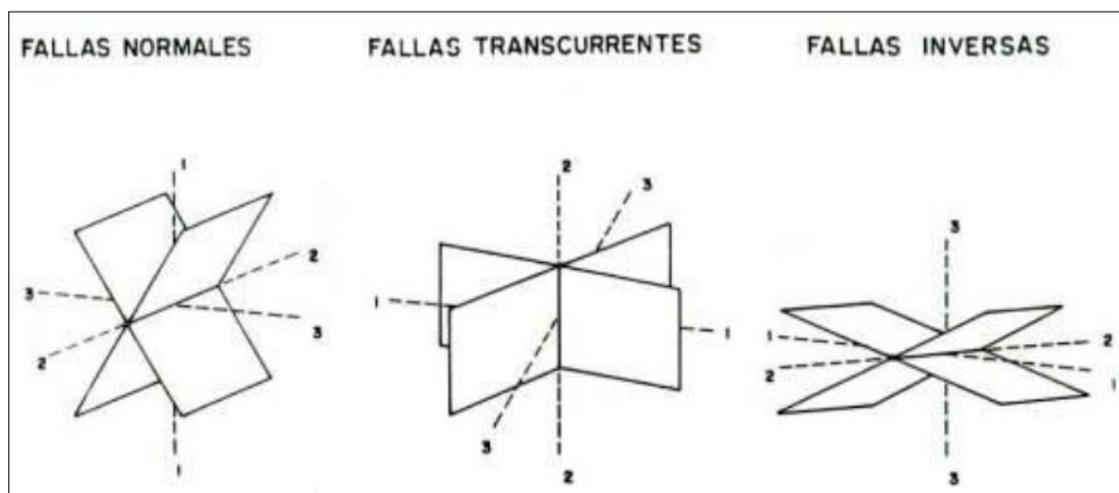


Figura 12 : Tipos de esfuerzos Los números indican la sigma correspondiente. (Anderson 1951)

2.4.7.5. Sistema de Fracturamiento de Riedel

Según Riedel (1929) explica la deformación adentro de una zona que sufre las fuerzas que corresponden a una falla del rumbo. Riedel originalmente solo se refiere a una escala de decímetros. Pero más tarde su modelo fue adoptado a escalas de kilómetros.

Mediante modelos experimentales y observaciones geológicas se ha establecido que cuando una zona se somete a deformación por cizallamiento en un dominio de cizalla simple, en la cobertura se forma comúnmente un patrón predecible de cinco familias de fracturas (Sylvester, 1988) las cuales presentamos a continuación:

- Cizallas (Y) – fallas principales paralelas a la zona de desplazamiento principal.
- Cizalla Riedel (R) – fallas sintéticas de desplazamiento lateral.
- Cizalla Riedel conjugada (R') – fallas antitéticas de desplazamiento lateral.

- Cizallas (P)-fallas sintéticas secundarias de desplazamiento lateral simétrico a (R).
- Fracturas de tensión (T) – fallas normales.

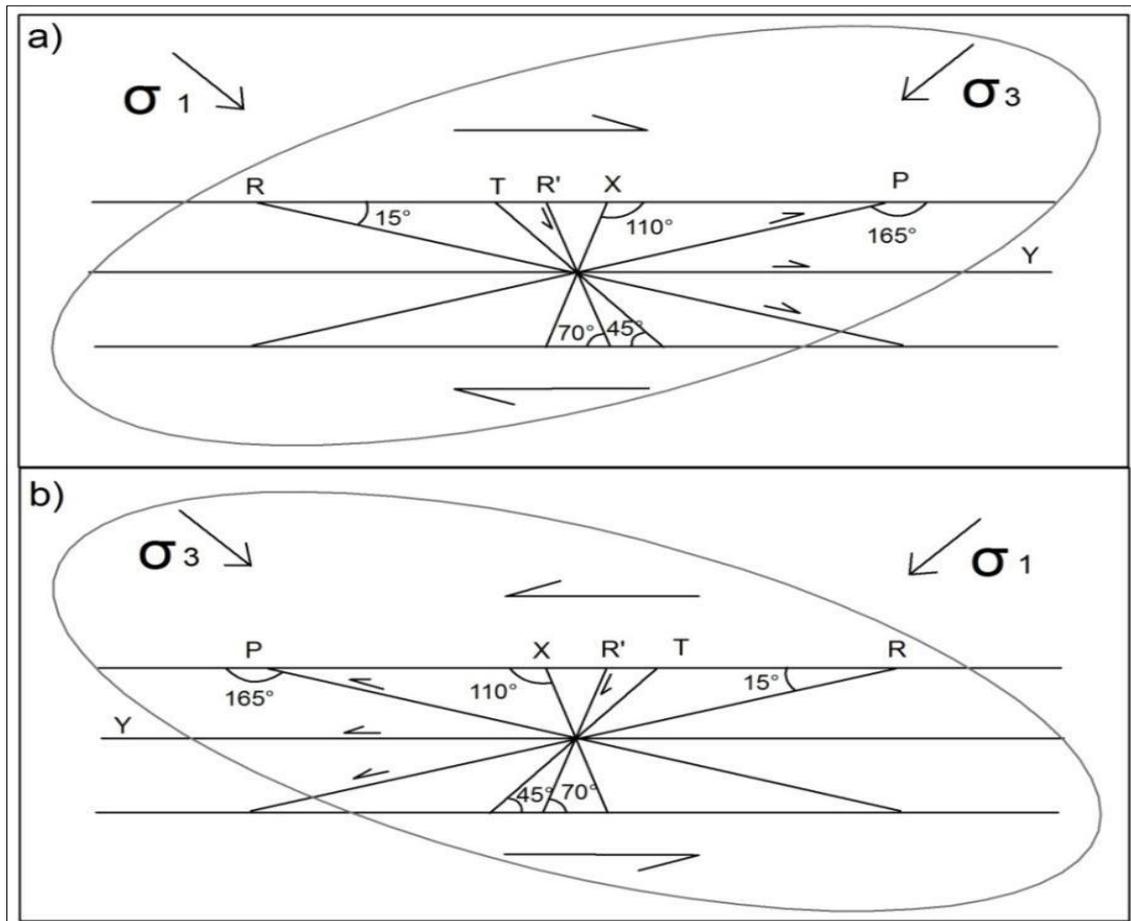


Figura 13 : Representando relaciones angulares, siendo σ_1 el esfuerzo principal máximo; a) derecho (dextral), b) izquierdo (sinistral). (Modelo de Riedel 1929)

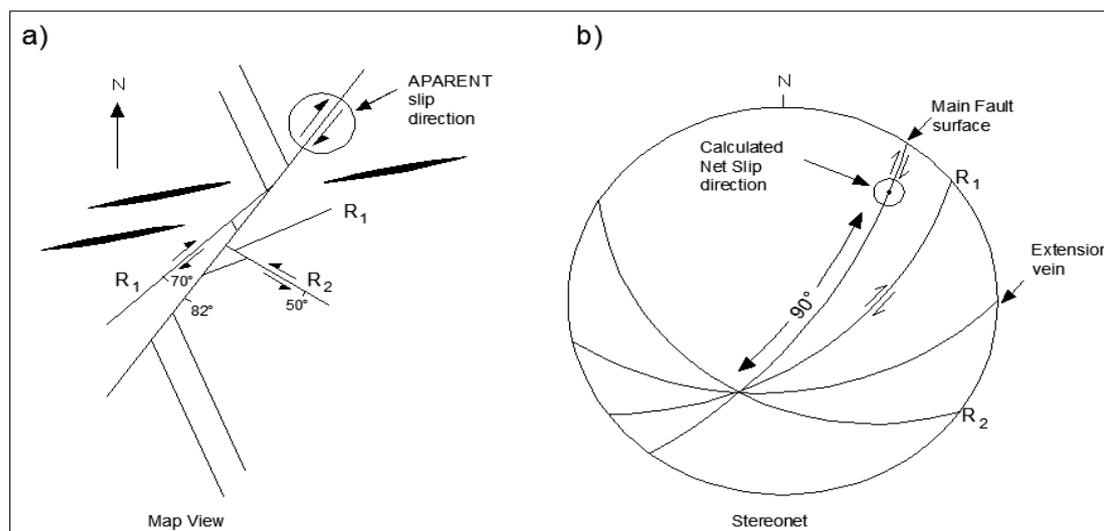


Figura 14: Representación del sistema de fracturamiento de Riedel: a) ejemplo del fracturamiento de Riedel mapeado en campo, b) fracturamientos mapeados dibujados en la red estereográfica

2.4.7.6. Saltos e Inflexiones de Fallas

El movimiento de las fallas a lo largo de superficies planares perfectas (poco común en la naturaleza) se desarrolla sin complicaciones, deslizándose una pared sobre la otra sin interferencias. Bajo estas condiciones la aparición de ramales a partir de la falla principal es mínima a inexistente. Sin embargo, si una falla presenta una inflexión abrupta o gradual se producen situaciones complejas, que dan lugar a procesos de estiramiento o acortamiento. La curvatura de las fallas puede ser descrita en términos de inflexiones (bends) (Georges y Stephen 1996). (Figura 17). Inflexiones en apertura (releasing bends; zona en extensión) tienden a crear espacios, en tanto que las inflexiones en cierre (restraining bends; zona en compresión) son sitios donde el acortamiento genera apilamiento. Hablaremos de inflexiones en cierre cuando el movimiento de uno de los bloques a lo largo de la falla se realiza "contra" la curva. Por el contrario, si el movimiento "aleja" el bloque de la curva, diremos que se trata de una inflexión en apertura. Bajo el punto de vista de la exploración de yacimientos minerales, las inflexiones en apertura son las más interesantes, ya que es en esos lugares geométricos donde se generan espacios, y

por ende, donde las soluciones hidrotermales pueden circular con mayor facilidad. Además, a escala regional, una inflexión en apertura es el lugar perfecto para el desarrollo de intrusiones menores bajo condiciones extensionales (Georges *et al.*, 1996).

2.5. METALOGENIA

Es un mapa a escala regional que muestra la distribución espacial y temporal de los depósitos de pórfidos de Cu (Au-Mo) y edad de mineralización en el Perú.

El proyecto Quicay II, está situado entre la cordillera occidental y oriental hacia el oeste de Cerro de Pasco y esta forma parte de la franja metalogenética del Mioceno contiene pórfido de Cu-Mo-Au del Mioceno, Skarn de Pb-Zn-Cu-Ag y depósitos polimetálico emplazados en sedimentos Mesozoicos (Sillitoe, 2000).

Franja de pórfidos de Cu (Au-Mo) en el Perú

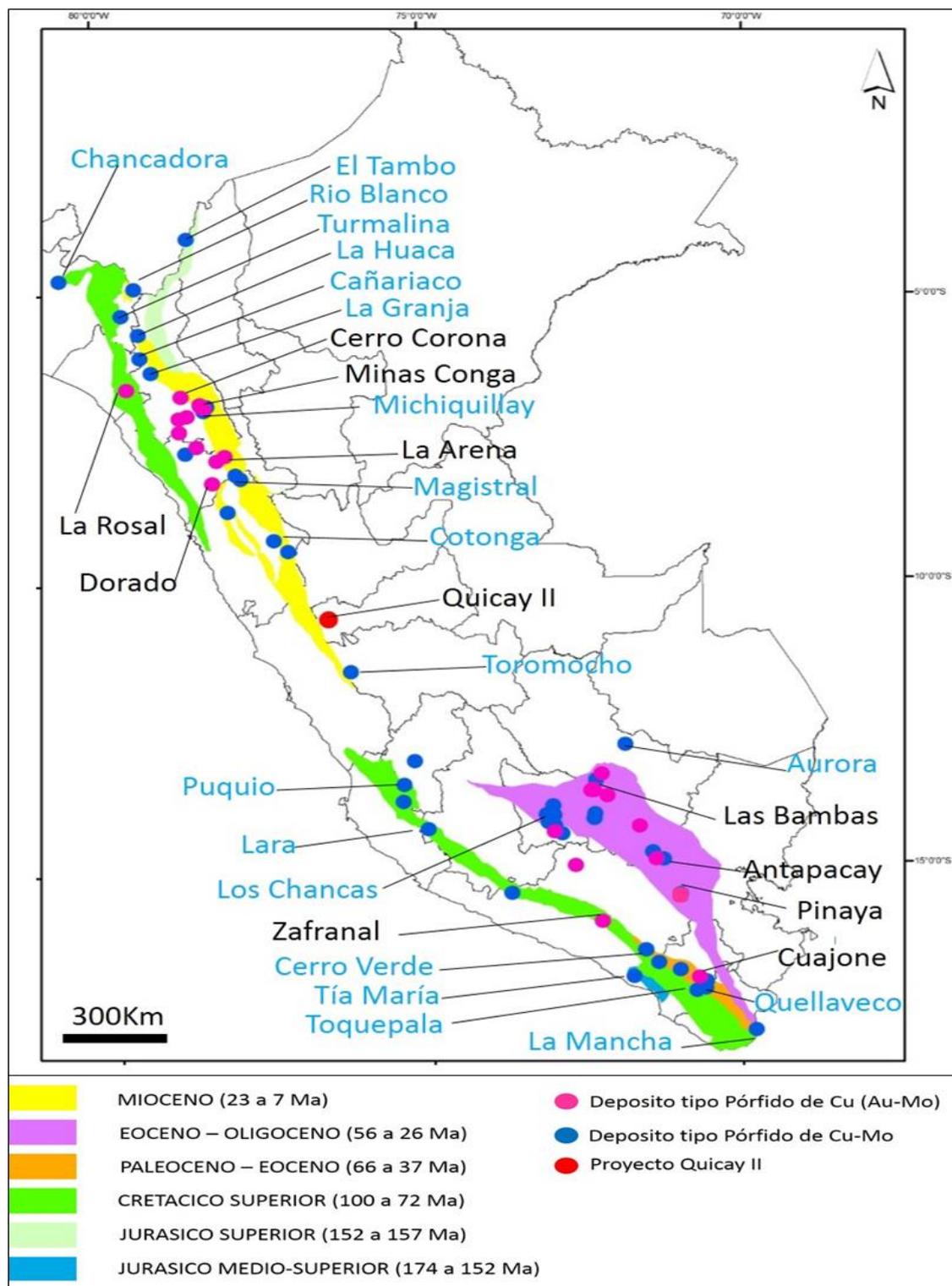


Figura 15: Franja de Pórfidos de Cu (Au-Mo) en el Perú

CAPÍTULO III

MATERIALES Y METODOS

3.1. METODOLOGÍA DE INVESTIGACIÓN

Para la elaboración de este proyecto se utilizó los siguientes métodos:

- **Método descriptivo:** El estudio del proyecto consta de 63 sondajes diamantinos, tomando como zona de interpretación la sección 21100 NE, de los dos sondajes más representativos que son: PAM-040 & PAM-051, describiendo los datos obtenidos como son litología, alteración, estructura de fallas, mineralización, tipos de vetillas y estudios petrográficos de los diferentes sondajes.
- **Método Interpretativo:** el cual determina los resultados obtenidos de la investigación descriptiva, para ver los controles de mineralización del pórfido de Cu – Au.
- **Método analítico:** En este método se realizó el muestro geoquímico de los testigos, “Core Hole”, con sus respectivos controles de QaQc, como son muestras gemelas, estándares y blancos (muestra sin presencia de mineral económico).

3.2. RECOPIACIÓN DE BIBLIOGRAFÍA

En la región Cerro de Pasco, en razón a la importancia de las concentraciones económicas de los minerales metálicos principalmente oro, plata y cobre, ha sido objeto de numerosos y diversos estudios realizados a nivel regional y distrital llegando a trabajos de detalle a escala local.

Existen estudios regionales a escala 1: 50000 que definen la estratigrafía regional del área de estudio Carloto (2011) pero por tratarse de una zona muy interesante,

asimismo varios estudios distritales se han realizado, entre los que destaca la tesis de Fernández (2014).

Existen estudios locales entre las principales publicaciones tenemos: Alvares (1996).

Por otro lado, no se puede dejar de mencionar las diversas campañas de exploración y sus respectivos informes internos de las diferentes compañías mineras entre las que destaca Centromin Perú, Corporación Minera Centauro S.A.C.

3.3. TRABAJOS DE CAMPO

Consistió en realizar:

Trabajos de logueo geológico identificando las principales unidades litológicas, fallas geológicas, ensambles de alteración y tipos de vetillas.

Además se toman muestras testigos separados por tramos de muestro de los diferentes sondajes, ubicados y codificados, para su posterior análisis geoquímico y análisis petrográfico (secciones delgadas y secciones pulidas), posteriormente evaluadas por personal especializado con el apoyo de instrumentos de última generación.

3.4. TRABAJOS DE GABINETE

En esta etapa se realizará el procesamiento y automatización de la información obtenida durante la etapa de campo, elaboración y digitalización de planos de campo, secciones litológicas, alteración, estructural y venillas.

Con las muestras obtenidas en campo, se realizó investigaciones microscópicas mediante:

- Estudios petrográficos que permitieron determinar la composición de las rocas sub volcánicas y los ensambles de alteración.
- Estudios microscópicos que permitieron determinar la mineralogía y la secuencia paragenética originada en la formación del sistema hidrotermal porfirítica.

Interpretación geoquímica de 1083 muestras, para identificar las principales anomalías geoquímicas y los probables controles de mineralización de los metales Cu, Au.

Los datos obtenidos fueron procesados, usando el software ArcGis 10.2, AutoCAD 2016, Minesight 9.2, Office 2013.

3.4.1. Materiales

Los materiales y equipos que se utilizaron son básicamente para trabajos de este proyecto se detallan a continuación.

Materiales de gabinete

- Computadora.
- Impresora.
- Escáner.
- Materiales de escritorio (libretas de campo, lapiceros, papel, otros.)

Materiales de campo

- Picota de geólogo.
- Lupa de 20x acromática.

- Lápiz de dureza (rayador).
- Lápiz imantado.
- Protactor multiescalas.
- Lápices de colores.
- Tablero de logueo.
- Bolsas de muestreo (polietileno).
- Cámara fotográfica.
- Cortadora de testigos (pretrótomo).

3.5. CARACTERIZACIÓN DEL ÁREA DE ESTUDIO

3.5.1. Ubicación y acceso

El Proyecto Quicay II Políticamente está ubicada en el Centro del Perú, en el distrito de Simón Bolívar, provincia y región Pasco. Se sitúa en la Comunidad Campesina de Santa Ana de Pacoyán. El Proyecto según las cartas geológicas del Perú se encuentra dentro del Cuadrángulo de Cerro de Pasco (22-K). Esta a su vez se encuentra ubicado en la Cordillera Central de los Andes Peruanos. El presente estudio se realizó a 300m al Noroeste de la Comunidad de Santa Ana de Pacoyán.

Coordenadas UTM vértices del proyecto Quicay II.

Tabla 2: Tabla de coordenadas UTM del sistema WGS84 de la zona 18s del proyecto Quicay II

VERTICE	Coordenadas UTM, WGS84 - 18S		
	ESTE	NORTE	COTA
1	346628	8821444	4302
2	347970	8821444	4278
3	347970	8819764	4263
4	346628	8819764	4307

El acceso al área de estudio del Proyecto Quicay II desde Lima es una distancia estimada en 335 kilómetros aproximadamente como se indica en el siguiente cuadro.

Tabla 3: Tabla de distancias de rutas de acceso de Lima hacia proyecto Quicay II

RUTA	DISTANCIA (Km)	TIEMPO(r/min)	VIA
LIMA- LA OROYA	176	04:20	Asfaltado
LA OROYA – CERRO DE PASCO	124	03:20	Asfaltado
CERRO DE PASCO – PROYECTO QUICAY II	35	00:50	Afirmado
TOTAL	335	05:30	*

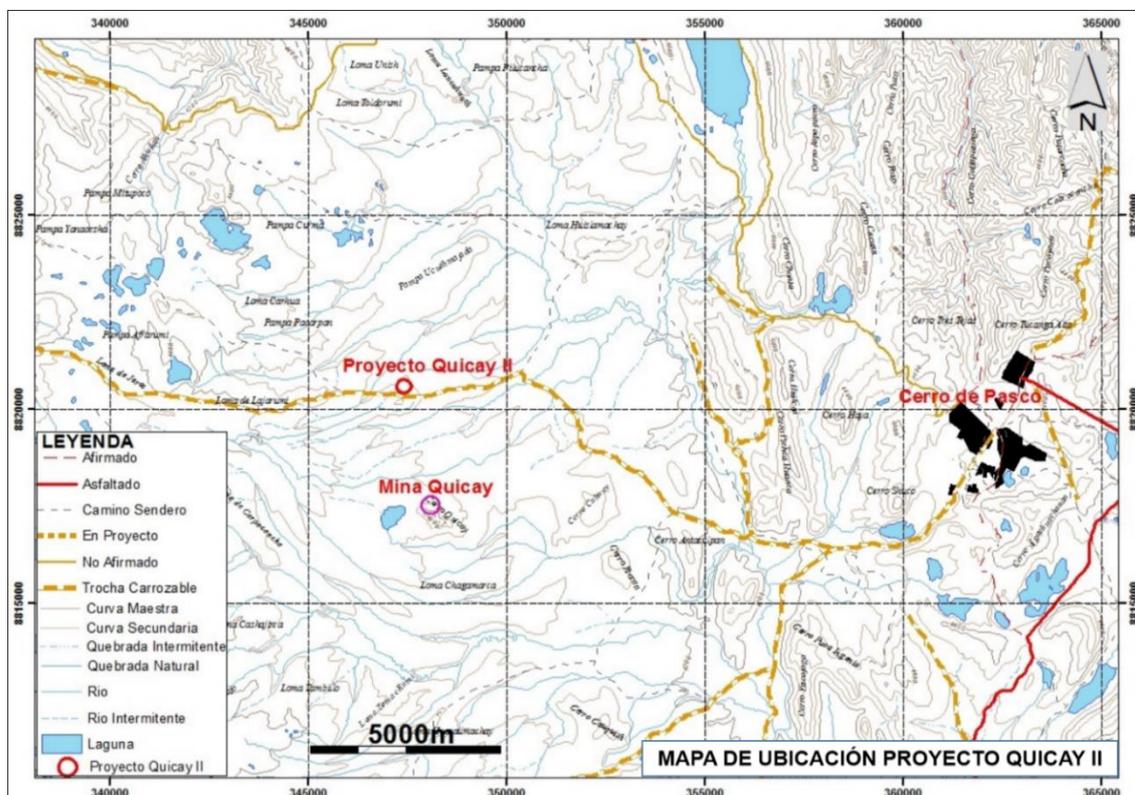


Figura 16: En la siguiente imagen se muestra el plano de ubicación del proyecto Quicay II, donde se encuentra ubicado en la región de Pasco



Figura 17: Ubicación del proyecto (Google Earth, 2018)

3.6. CONCESIÓN MINERA

Las propiedades mineras están constituidas de 42 concesiones mineras, con un total de 36,471 hectáreas, registrados al nombre de la Corporación Minera Centauro S.A.C. Actualmente los trabajos se desarrollan en las concesiones Centromin N° 7, Centromin N° 8 y Pampa dos-B (Geocatmin, 2018).

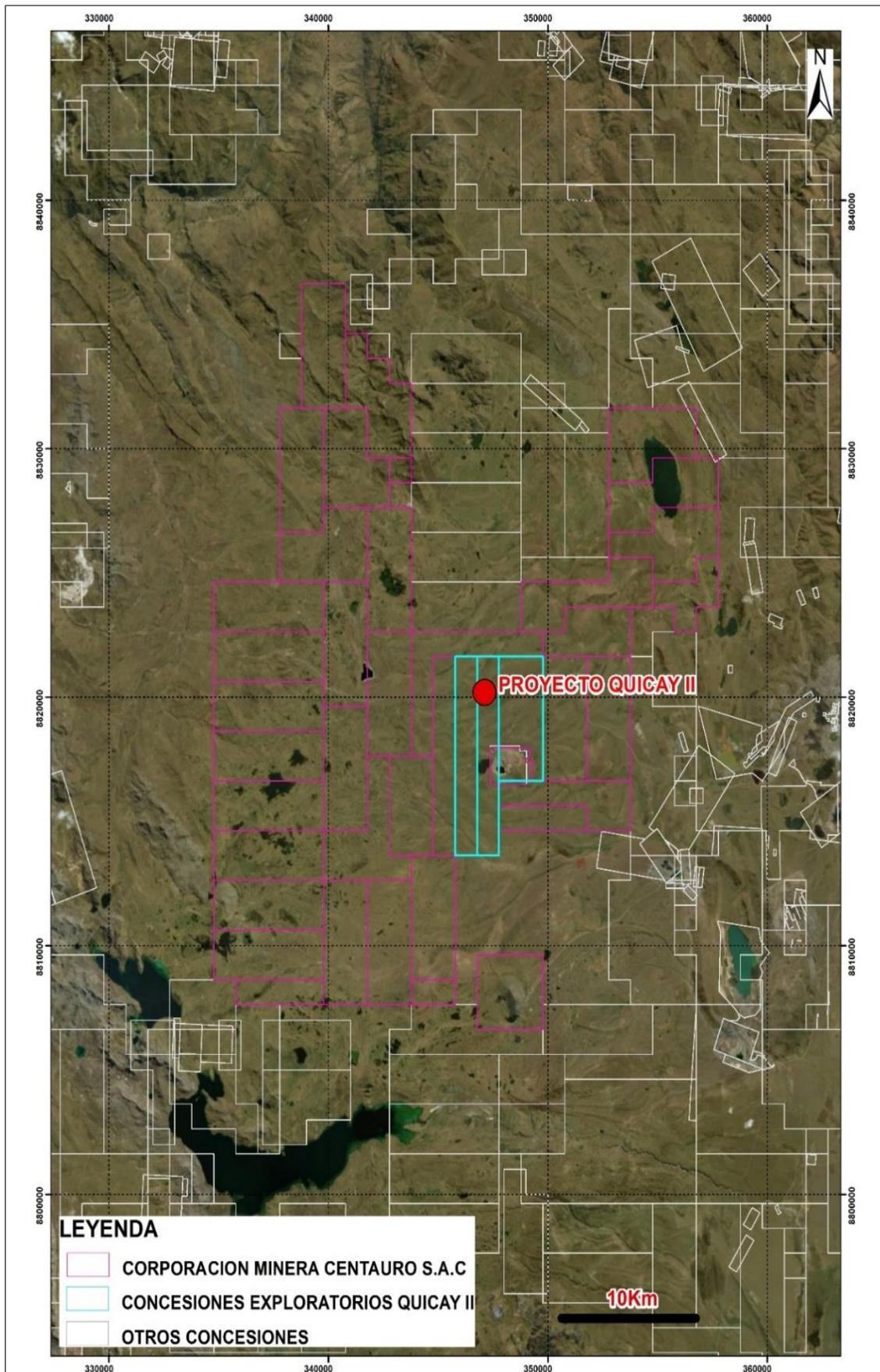


Figura 18: Plano de concesiones mineras. (Geocatmin, 2018)

3.7. CLIMA Y VEGETACIÓN

La zona presenta un clima frígido y seco, típico de Puna, con temperaturas de: 3 a 4°C bajo cero, entre los meses de enero a marzo se presentan precipitaciones pluviales y el resto del año es seco con presencia de heladas entre abril a junio.

La vegetación comprende de pastos, arbustos, característicos de esta región. No existen áreas de cultivos debido a las bajas temperaturas del lugar, la mayor parte de la población se dedica a la ganadería, actividad minera y al comercio.

En Mina Quicay en su programa de cierre de mina se está experimentando con el sembrío de maca, papa, avena y pasto dando resultados favorables hasta la actualidad.

El denso drenaje corresponde a las cuencas del Atlántico y del Pacífico, e incluye las nacientes principales del río Mantaro, también hay nacientes del río Huallaga y en pequeña proporción las cabeceras del río Churín - Huaura.



Figura 19 : Vegetación. A) pastos, arbustos, característicos de esta región. No existen áreas de cultivos debido a las bajas temperaturas del lugar B) Mina Quicay en su programa de cierre de mina

3.8. GEOMORFOLOGÍA LOCAL

El proyecto Quicay II se encuentra en la planicie del lago Junín, llamada también la pampa de Bombón, tiene forma romboédrica de dirección NO-SE. Se extiende desde el lago Junín por el sur hasta a laguna Alca por el norte, y desde la laguna Punrún por el oeste hasta Carhuamayo por el este. La altitud promedio varía desde 4000 hasta 4200 m.s.n.m., y puede llegar a 4600 m.s.n.m. cerca al límite con los Valles Interandinos.

En medio de la planicie del lago Junín se encuentran lomas semicirculares con menos de 200 m de altura. Estas corresponden a cuerpos subvolcánicos terciarios de composición andesítica a dacítico como el caso de “Quicay y Pacoyan”.



Figura 20: En la siguiente imagen se muestra la geomorfología entre la región de Pasco y Junín con respecto al proyecto Quicay II. (Google Earth, 2018)

CAPITULO IV

RESULTADOS Y DISCUSIÓN

4.1. CONTROLES DE MINERALIZACIÓN DEL PROYECTO QUICAY II

4.1.1. Geología local

El proyecto Quicay II, se encuentra en la región central de los Andes Peruanos, conformado por domos de composición Andesita y Dacita. Los depósitos se encuentran relacionados a centros volcánicos. Las cuales a su vez están controladas por la intersección de fallas regionales Noroeste a Sureste y Norte Sur, generadores de fallas regionales donde fácilmente se pueden emplazar yacimientos Tipo Pórfido.

Quicay II está cubierta por material cuaternario como Morrenas y Depósitos Lacustrinos de aproximadamente 130 metros en promedio. Esto es variable.

Los principales eventos de roca hipabisales en el área de Quicay II ocurren durante el paleógeno. Los diferentes intrusivos que se observan en el depósito conforman el complejo de rocas hipabisales. Este comprende cuerpos intrusivos de composición intermedia que son los responsables de la importante alteración hidrotermal (área 0.4 x 0.4 km) y la mineralización en este depósito tipo pórfido. Este complejo de intrusivos comprende varias unidades de acuerdo a la siguiente secuencia, como el Pórfido Andesítico principal, cortado por un segundo evento el Pórfido Andesítico dos. También como el tercer evento el Pórfido Dacítico, como intramineral son los diques Dacíticos, el Pórfido está emplazado en los bordes del Domo Andesítico (Pacoyan) y la Brecha Freatomagmática.

El deposito Tipo Pórfido presenta una ligera tendencia de buzamiento hacia el Suroeste casi sub-vertical.

4.1.2. Litología

4.1.2.1. Rocas Volcánicas

En los alrededores del Proyecto aflora el Grupo Mitu en su primera unidad secuencias volcánicas, aflora en las cercanías del nevado Quilacocha. Litológicamente está compuesta por ignimbritas rozadas con fiammes, textura laminar y bastante clasto lítico, que diferencian de la secuencia volcánica del Grupo Ambo.

Ignimbritas

Se ha identificado debajo de material cuaternario, Depósitos Lacustrinos. Tipo de roca ígnea volcánica piroclástica, generalmente de color gris verduzco, toba dura porosa con fiammes, cuarzo hialino más abundante moscovita. Presenta cierta laminación de dirección de flujos de agua, textura cristalina con abundantes feldespatos y biotitas, con Alteración Argílica.



Figura 21 : Ignimbrita, color gris blanquecino con textura cristalina, más feldespatos y abundantes biotita primaria

4.1.2.2. Brechas

4.1.2.2.1. Brecha Freatomagmática (BFM)

Se define como un evento primario probablemente, presenta como roca huésped, posible evento anterior al Domo Andesítico. Donde no ha generado mineralización económica importante presenta pirita, alteración retrograda débil Fílica (cuarzo, sericita, pirita), matriz compuesta por polvo de roca, líticas, intrusivo. Englobando fragmentos juveniles, de andesitas, intrusivos, con fragmentos sub angulosos a sub redondeados.

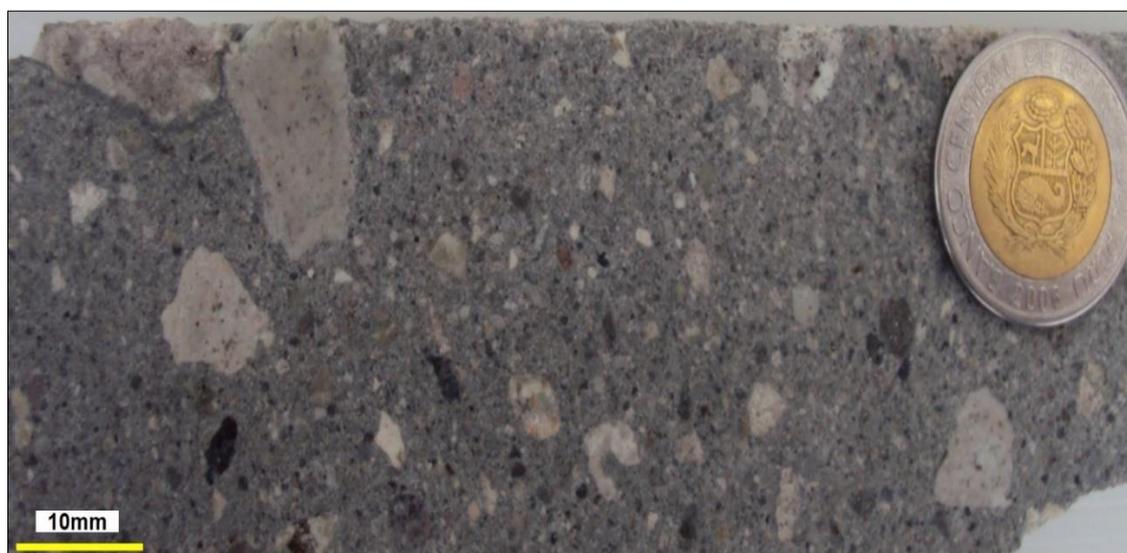


Figura 22: AM-025/ 512.80m: Brecha Freatomagmatica, con textura brechoide, fragmento heterolíticos subangulosos a subredondeados, matriz soportado por fragmentos

4.1.2.2.2. Brecha Intrusiva (BXI)

Se presenta en algunos sondajes como canales, brechas de contacto. Matriz de posible Pórfido Andesítico posterior al Pórfido principal, que se comportan como apófisis localmente y arrastran fragmentos sub redondeado a sub anguloso de Pórfido Andesítico, con horblendas rectangulares.

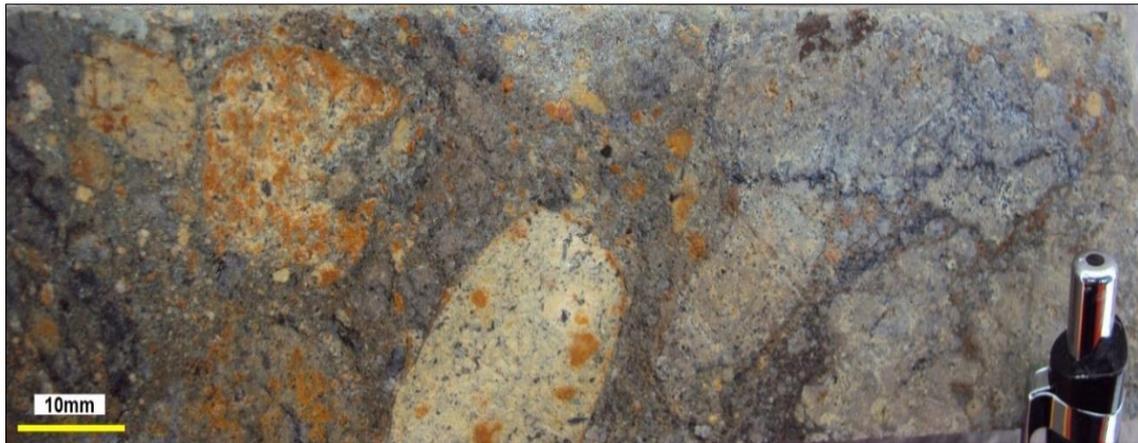


Figura 23: PAM-11/387.05m: Brecha Intrusiva, con fragmentos sub redondeados a sub angulosos de intrusivo porfirítica con hornblendas rectangulares matriz de andesita porfirítica

4.1.2.2.3. Brecha Freática (BXF)

Se presenta en tramos locales como canales con matriz polvo de roca, fragmentos monolíticos de Pórfido Andesítico, microdiques y cuerpos irregulares.



Figura 24: PAM-046/173.40m: Brecha Freática, color gris claro, con matriz polvo de roca, fragmentos monolíticos, con alteración filico pervasivo, Argílica débil; calcopirita puntual diseminado asociado a la pirita

4.1.2.3. Rocas intrusivas hipabisales

4.1.2.3.1. Rocas Porfiríticas

Existe gran variedad de eventos subvolcánicos (Hipabisales) emplazados en el depósito tipo pórfido de Cu-Au, se ha diferenciado cuatro unidades Intrusivas Hipabisales más importantes, Se define el modelo de nuestro yacimiento con todos los evento como pre mineral y pos mineral, se describe a continuación diferentes eventos de nuestro yacimiento.

Andesita (APF)

Presenta grano grueso con Alteración Fílica mas remanentes de clorita como predominante, la cual esta sobreimpuesto por Alteración Argílica débil a moderado, con esporádicas vetillas de cuarzo sulfuro, con mineralización económica no importante, se piensa que genera auto brechamiento local. Esta roca ha generado alteración retrograda (Qz-Alunita), (Qz-Alunita-Sericita), Fílica (Cuarzo-Sericita-Pirita), al parecer ha sido afectado por una fase hidrotermal débil.



Figura 25: PAM-027/243.00m: Andesita Feldespática Porfirítica, de grano grueso con alteración clorita, pirita y arcillas traza

Pórfido Andesítico (ANP)

Evento Principal que ha generado mineralización económica importante Cu 0.25-0.7% (covelina, calcosina, calcopirita, bornita). Con los diferentes sondajes ejecutados se define que este evento esta hospedado al borde del Domo Andesitico y posiblemente debajo. Evento que ha generado alteración hidrotermal progradada (Potásica-Propílica) y se desarrolla el vetilleo de cuarzo sulfuros con (pirita-calcopirita-molibdenita-bornita), microvetillas de pirita.



Figura 26: PAM-047/351.60m: Pórfido Andesítico, color gris a oscuro con fenocristales de plagioclasas alterándose a sericita y arcilla, matriz microcristalino mas vetillas de cuarzo gris con pirita y calcopirita

Pórfido Andesítico Dos (ANP2)

Con los diferentes sondajes perforados se define que es un evento posterior al pórfido Andesitico principal. Creando contacto brechado (cuarzo refractario tipo xenolitos), contacto de enfriamiento lento. Roca de composición andesítica, también importante porque ha generado mineralización económica 0.1-0.3% de Cu. Presentando

una reactivación de fase hidrotermal débil desarrollando vetillas (Cuarzo-Sulfuros), vetillas rotas y truncadas. Generando Alteración Retrograda (Fílica - Argílica).



Figura 27: PAM-042/200.30m: Pórfido Andesítico dos, con xenolitos de cuarzo refractario forma sub angulosos con vetillas rotas y truncadas, microvetillas rotas de cuarzo-sulfuros, Alteración Filica (Qz-Ser-Py)

Pórfido Dacítico (PDA)

Se define que es un evento tardío de composición Dacítica, que corta a los pórfidos (Pórfido Andesítico principal y al Pórfido Andesítico dos), Presenta ojos de cuarzo primario con plagioclasas, horblendas, micas, generador de alteración retrograda (Fílica - Argílica). Mineralización anómala de Cu < 0.1 % local. Mineral económico (covelina, calcosina, y calcopirita) en fracturas y oquedades.



Figura 28: PAM-005/200.00m: Pórfido Dacítico, de grano medio con textura porfírica más ojos de cuarzo de 5-10 %, con cuarzo secundario con pirita disemina, Alteración Fílica pervasiva

Dique Dacítico (DAC)

Es un evento tardío, se define como un último evento cortando a todos los eventos primarios, diques tardíos de composición dacítica, con mineralización económica nada importante, de Alteración débil Fílica selectivo (Qz-Ser-Py), con argilización local en tramos presenta en matriz clorita, horblendas, con trazas de pirita.



Figura 29: PAM-024/406.80: Dique Dacítico, de color gris blanquecino, presenta Cuarzo primario con horblendas tabulares, trazas de pirita

4.1.2.4. Depósitos Cuaternarios

Son materiales cuaternarios constituidos por depósitos ocasionados por la desglaciación, material no bien consolidado, de semicompactos formados por procesos aluviales, fluviales y fluvioglaciares, como resultados de fenómenos geodinámicas externos; en el proyecto se han diferenciado depósitos como Morrenas y Depósitos lacustrinos, que cubren al yacimiento.

Depósitos Morrénicos (MR)

Esta secuencia está identificada tanto en superficie como en sondajes, en estos últimos se han reconocido potencias desde los 80 hasta los 150 metros aproximadamente de profundidad; está compuesta por fragmentos redondeados y heterométricos juveniles de calizas grises, areniscas, andesitas hipabisales verdosas (propilitizadas), ellas se encuentran englobadas en una matriz limo-arcilloso de coloración marrón oscuro, gris y en algunos casos hasta parda.



Figura 30: Morrena con fragmentos heterolitos de intrusivo, matriz de sedimento (arcilla, óxidos de fierro)

Depósitos Lacustrinos

Son sedimentos finos como arcillas limosas, arcillas arenosas y arenas no consolidadas, presentan laminación entre 70°-90° de ángulo. Se pueden apreciar coloraciones pueden observarse de coloraciones rojizas, verdosas y pardas, con óxidos entre laminaciones (Jarosita).

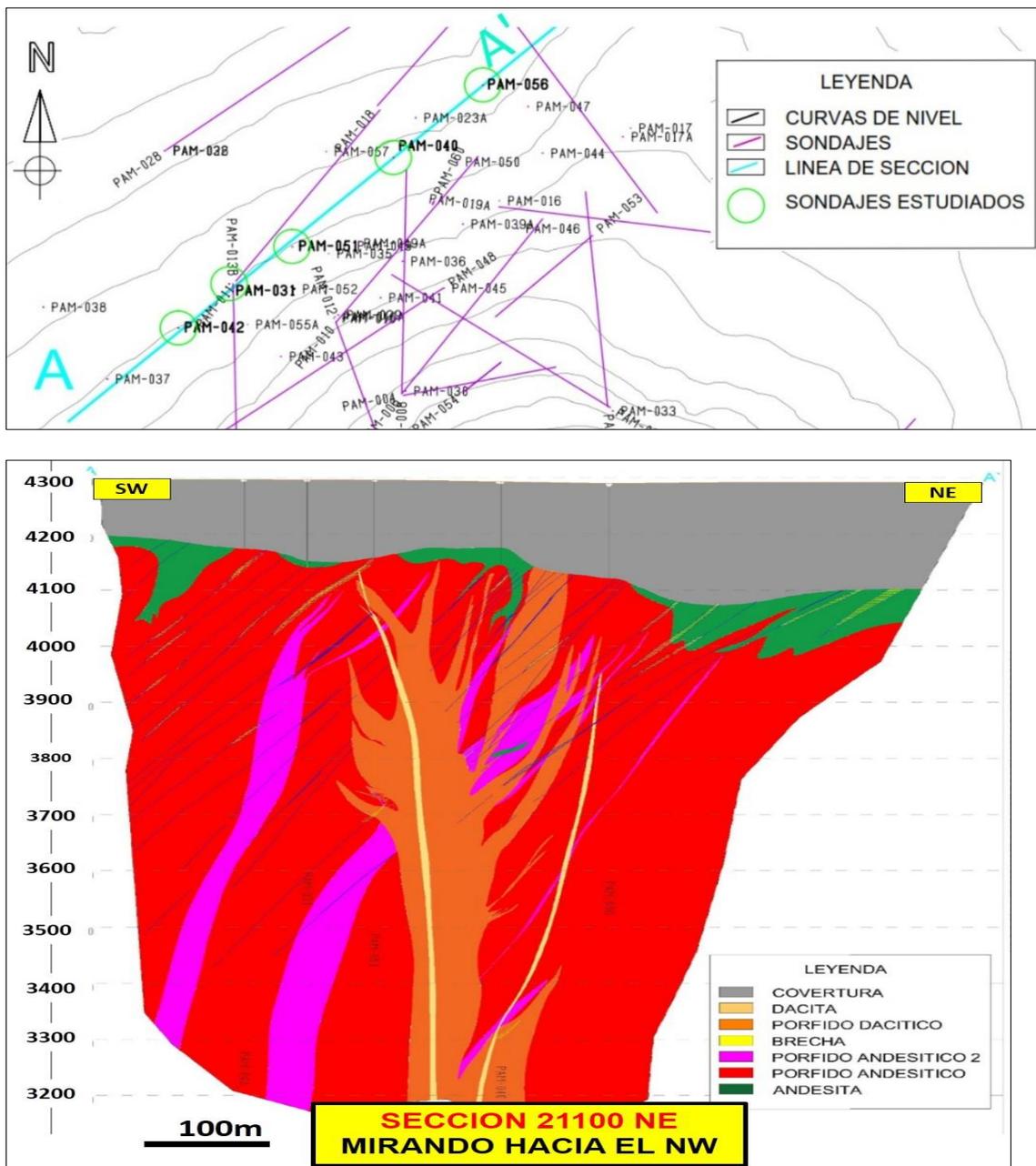


Figura 31: En la siguiente sección 21100NE mirando hacia NO, se puede apreciar el modelo geológico (litológico) con diferente composición mineralógica de pulsos de intrusivos hipabisales

4.1.3 Alteración hidrotermal

En la zona de estudio (Proyecto Quicay II), las alteraciones hidrotermales son típicas de yacimiento tipo pórfido, se ha generado alteración Prograda, alteración potásica (Feldespatos-K), la que consiste en biotita secundaria, magnetita y cantidades variables de feldespatos potásicos de origen metasomático. Se ha identificado aproximadamente a 600 a 1000 m de profundidad, el cual actualmente tenemos a alteración potásica iniciando con una superposición de la alteración filica. En el depósito la mayor porción de la mena se formó también durante un vetilleo algo más tardío de (cuarzo-sericita-pirita-Clorita) asociado a una alteración retrograda, alteración Filica, La alteración argílica ocurre hacia la porción externa en respecto a la zona sericítica en donde se superpone la alteración argílica (caolinita y Illita).

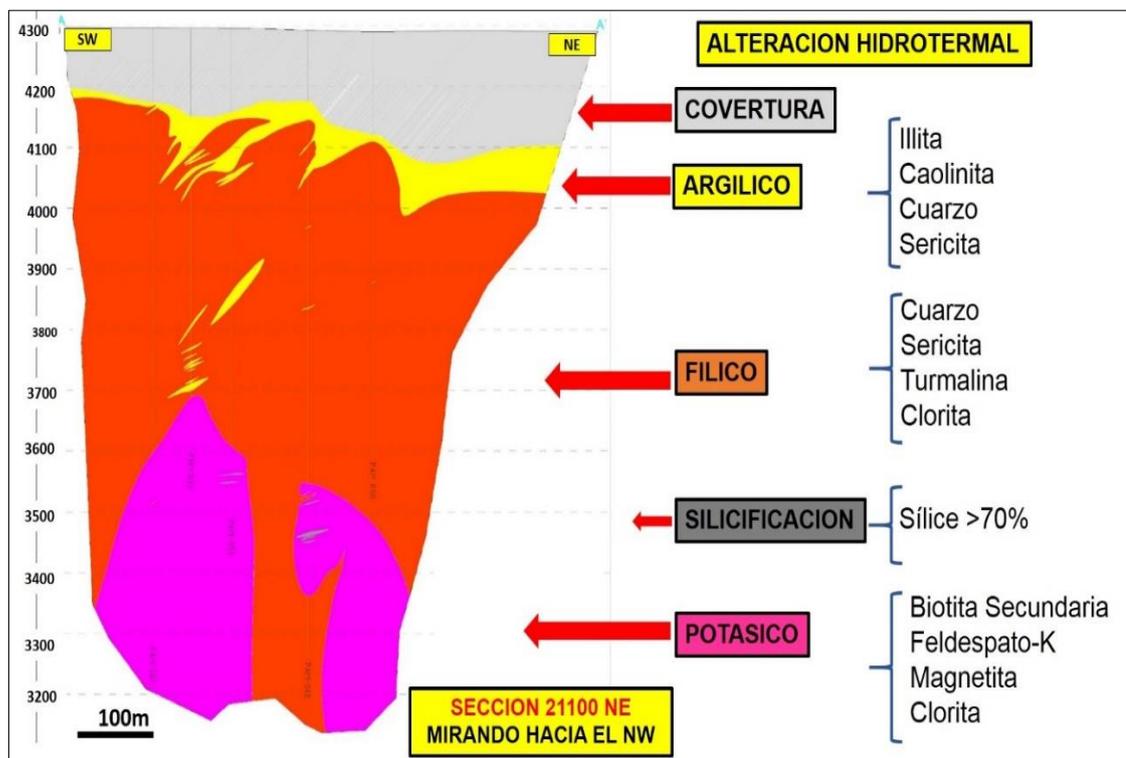


Figura 32: En la siguiente sección 21100NE mirando hacia NO, se puede apreciar el modelo de alteración hidrotermal del depósito de pórfido Cu, Au en el proyecto Quicay II



Figura 33: Sección delgada de la Alteración Argílica – laboratorio Cesar Canepa I.

Laboratorio Cesar Canepa I.



Figura 34: Sección delgada de la Alteración argílica con relación a estudio petrográfico

Laboratorio Cesar Canepa I.



Figura 35: Sección pulida de la Alteración Silicificación

Laboratorio Cesar Canepa I.



Figura 36: Sección delgada de la Alteración Fílica

Laboratorio Geoxinpe SAC.



Figura 37: Sección delgada de la alteración Fílica

Laboratorio Cesar Canepa I.



Figura 38: Alteración potásica

Laboratorio Cesar Canepa I.

4.1.4. Clasificación de vetillas

En el yacimiento del pórfido de Quicay II se ha distinguido una secuencia de eventos de vetillas importantes, esta variedad de vetillas hacen que se formen zona de

Stockwork en el yacimiento se clasifican de acuerdo a su intensidad de vetillas débil (5-15 vetillas), moderado (15-30 vetillas) y fuerte (30 a más vetillas) y microvetillas (menor a 1cm).

Vetilla paralela tipo B. Nótese la sutura de sulfuros paralela a la vetilla y la roca con alteración fílica (Qz+Ser+Py) a su alrededor.

4.1.4.1. Etapas Hidrotermales

4.1.4.1.1. Etapa Tardimagmática

Se refiere a los procesos de alteración asociados a emplazamiento de cuerpos plutónicos donde tienen lugar reacciones de metasomatismo. Corresponde al equivalente de la alteración potásica de la clasificación de Meyer y Hemley, (1967).

4.1.4.1.2. Etapa Transicional

Corresponde a la fase de alteración intermedia entre la etapa tardimagmática y las etapas hidrotermales posteriores. Se observan las primeras evidencias de los efectos retrógrados causados por el descenso de la temperatura causado por la incorporación de flujos de aguas meteóricas al sistema.

4.1.4.1.3. Etapa Hidrotermal Principal

Se le conoce también como fase fílica o cuarzo sericítica.

4.1.4.1.4 Etapa Hidrotermal Tardía

Es el equivalente a la alteración argílica.

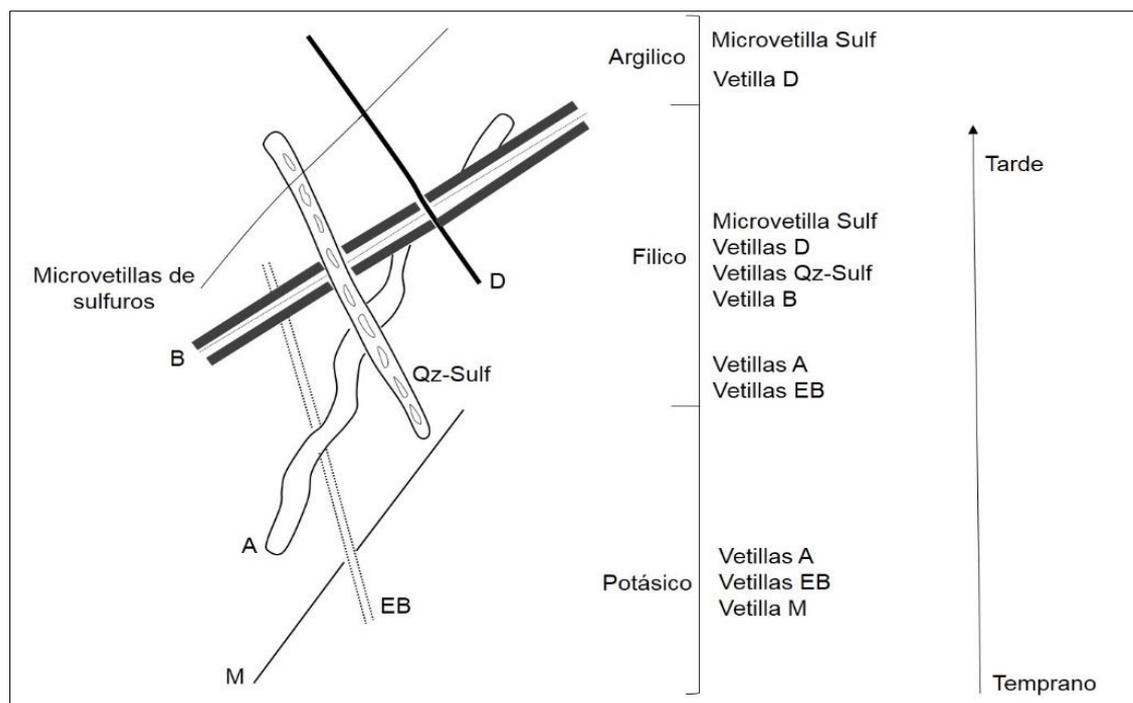


Figura 39: Modelo de clasificación de vetillas del proyecto Quicay II. (Fernández, 2014)

Tabla 4: Tabla de clasificación de vetillas del proyecto Quicay II. Fernández (2014)

Tipo de vetilla	Composición	Forma	Tipo de halo	Estructura	Face intrusiva	Alteración
Vetilla M	(+) magnetita (-) cuarzo	Recta, sinuosa	No presenta	Continua	Tardimagmática	Potásica
Vetilla EB	Biotita secundaria , magnetita	Sinuosa	Sin halo	Continua	Tardimagmática	Potásica
Vetilla A	(+) cuarzo, k- feldespato	Sinuosa	k- feldespato	Discontinua	Tardimagmática	Potásica
Vetilla B	Cuarzo., sutura de sulfuros , molibdenita	Paralela	Sin halo	Continua	Transicional	Filica sobre impone a Potásica
Vetilla cuarzo-sulfuros	Cuarzo, sulfuros (pirita, calcopirita, bomita tz)	Dispersa y sinuosa	Sin halo	Continua	Hidrotermal principal	Filica sobre impone a Potásica
Vetilla D	(+) pirita, (-) calcopirita, molibdenita , esfalerita, galena , enargita, siderita	Recta	Sericita	Continua	Hidrotermal principal	Potásica – propilitica
Micro vetilla de sulfuros (<1mm)	Pirita, calcopirita tz	Dispersa	Sin halo	Continua	Hidrotermal tardía	Potásica – propilitica

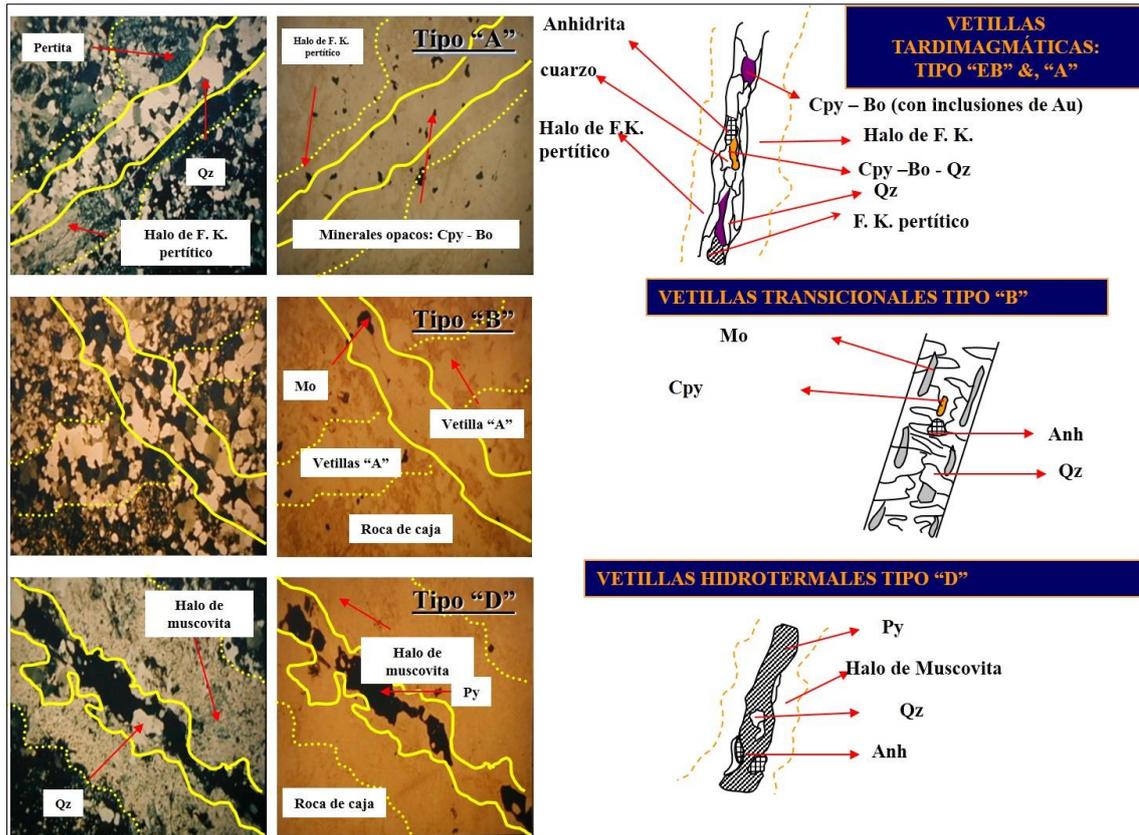


Figura 40: Etapas hidrotermales de formación de vetillas y mineralogía en rocas hipabisales del proyecto Quicay II

4.1.4.2. Tipo de Vetillas

4.1.4.2.1. Vetillas Tipo M

Fue el primer sistema de vetillas que fue emplazada, se presentan por lo general cuando están las vetillas tipo A y EB en los intrusivos tempranos (fase 1) de la etapa tardimagmática o potásica. Aunque se han encontrado también en fases posteriores acompañados de vetillas tipo B y D, lo cual evidencia que existieron. Es frecuentes en algunos sondajes. En el proyecto Quicay II la presencia de estas vetillas acompañadas de magnetita pervasiva, siendo más fuerte su presencia cuando los pórfidos son de composición andesítica. Las vetillas anteriormente descritas, en conjunto conforman lo que se conoce como zona de alteración potásica típica para pórfido ricos en oro, en donde tenemos un aumento importante de magnetita.

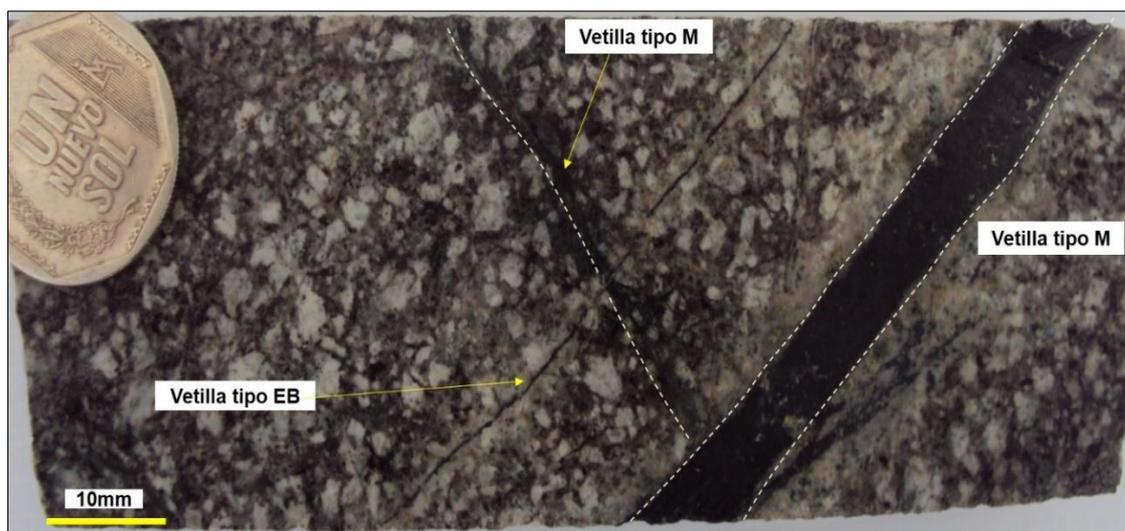


Figura 41: Vetillas en zona potásica. Nótese el orden de corte; vetilla tipo M cortada por tipo EB

4.1.4.2.2. Vetilla Tipo EB

Son muy comunes en zonas de alteración potásica se observan en la mayoría de casos clorita remplazando la biotita secundaria que compone dichas vetillas por lo que son fácilmente reconocibles al generar un color verde – azulado. Por lo general están acompañadas de Magnetita, Pirita y Calcopirita diseminadas.

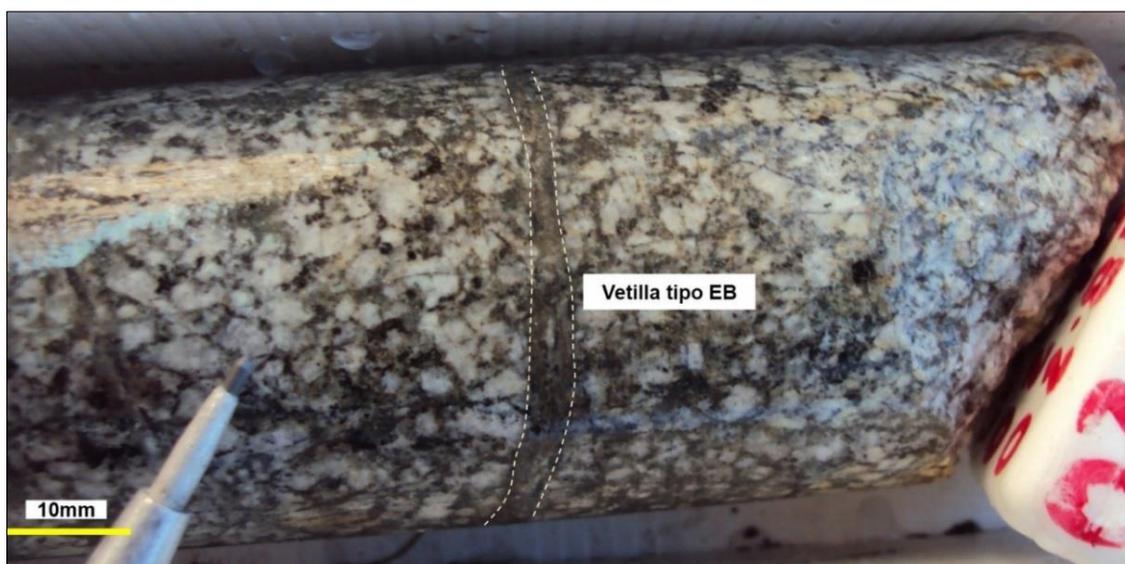


Figura 42: Vetilla paralela tipo EB. Nótese el color verde, cuando la clorita remplaza la biotita secundaria, (se alcanzan a distinguir relictos de biotita secundaria)

4.1.4.2.3 Vetilla Tipo A

Vetillas muy comunes en zonas donde existe alteración potásica, fílica pervasiva, están constituidas por cuarzo granular, suelen presentarse en 2 formas en el depósito, el primer grupo se caracterizan por ser sinuosas y discontinuas sin halo de alteración, donde se emplazarán las vetillas que las procederán en ocasiones contienen Pirita, Calcopirita y Magnetita diseminadas en la vetilla siendo el cuarzo siempre el principal componente.

El segundo grupo de vetillas se caracterizan por ser continuas y menos sinuosas, presentan halo de alteración potásica se ubican en zonas cercanas a la de mayor temperatura (donde están ubicadas las vetillas A más sinuosas). Como consecuencia de la intersección de estas vetillas tipo A y sus halos de alteración se presenta un enriquecimiento en biotita secundaria en las rocas porfiríticas, siendo común observarla de manera pervasiva en la roca. Estas vetillas presentan como minerales accesorios contenido de Pirita, Calcopirita y Magnetita. Se observa que estas vetillas siempre cortan vetillas tipo M y se encuentran cortadas por las vetillas tipo B y posteriores.

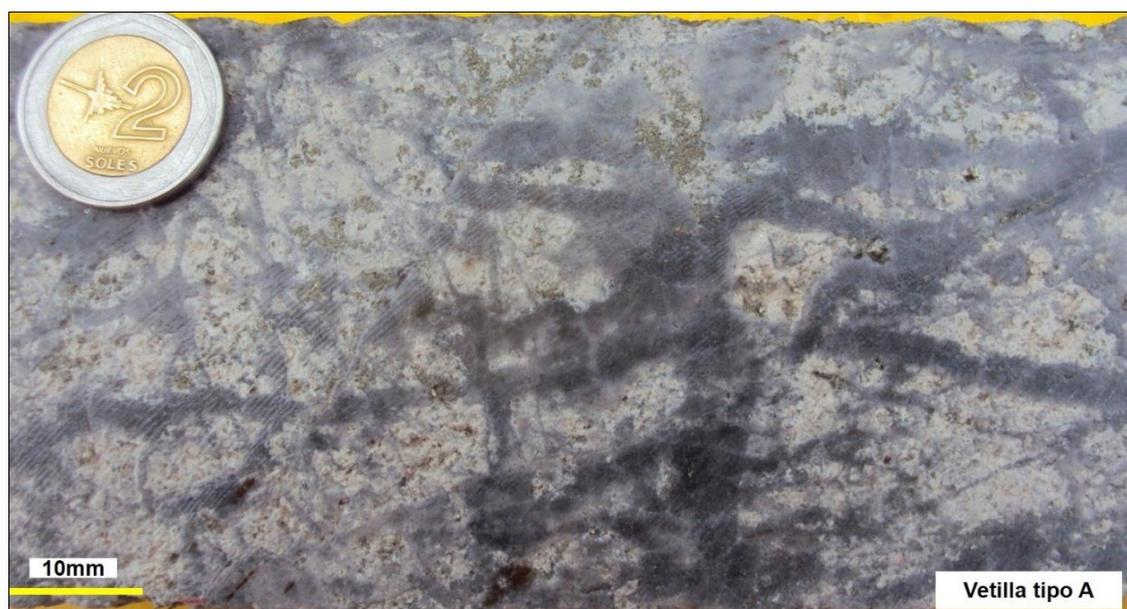


Figura 43: Vetillas tipo A con halo de feldespatosericita y pirita. Nótese la forma sinuosa de las vetillas



Figura 44: Vetillas tipo A con halo de feldespato potásico y sericita. Nótese la forma sinuosa de las vetillas

4.1.4.2.4. Vetillas Tipo B

Vetillas que evidencian los efectos retrógrados causados, por el descenso de la temperatura y la incorporación de fluidos meteóricos al sistema (GUSTAFSON & HUNT 1975). En el depósito aparecen en las dos fases intrusivas encontradas, corta las vetillas tipo A, cuarzo sulfuros, EB y M en la zona de alteración fílica y potásica. Se observan acompañadas casi siempre de Pirita, Calcopirita y por lo general la Molibdenita que existe en el depósito aparece como diseminada en estas vetillas, por lo que se cree que el mayor aporte de este mineral ocurre durante la inyección y emplazamiento de estas vetillas. Presentan halos de sericita, pirita, cuarzo y clorita.



Figura 45: Vetilla tipo B. Nótese la sutura de sulfuros paralela a la vetilla, roca con alteración fílica ($Qz+Ser+Py$) a su alrededor. Vetilla tipo A de cuarzo gris sinuosa



Figura 46: Vetilla paralela tipo B. Nótese la sutura de sulfuros paralela a la vetilla, roca con alteración fílica ($Qz+Ser+Py$) a su alrededor

4.1.4.2.5. Vetilla Tipo Cuarzo Sulfuro

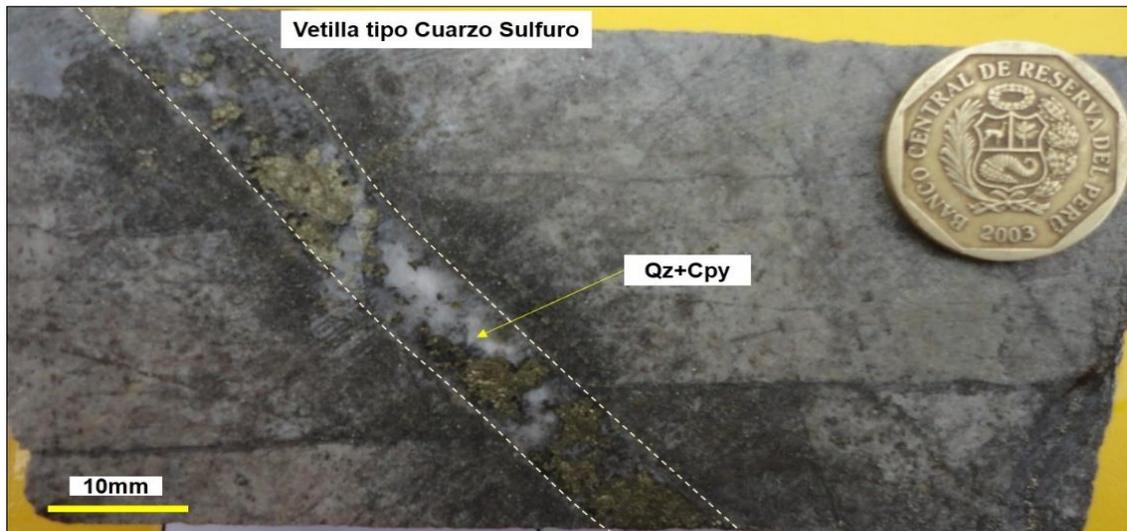


Figura 47: Vetilla de Cuarzo-Sulfuros (Cpy & Py), pórfido andesítico de grano medio a fino, textura porfirítica, alteración Fílica pervasiva

4.1.4.2.6. Vetilla Tipo D

Por lo general aparecen sin halo sericítico, es mucho más común el halo clorítico. Composicionalmente se caracterizan por la asociación pirita, calcopirita, esfalerita y enargita.

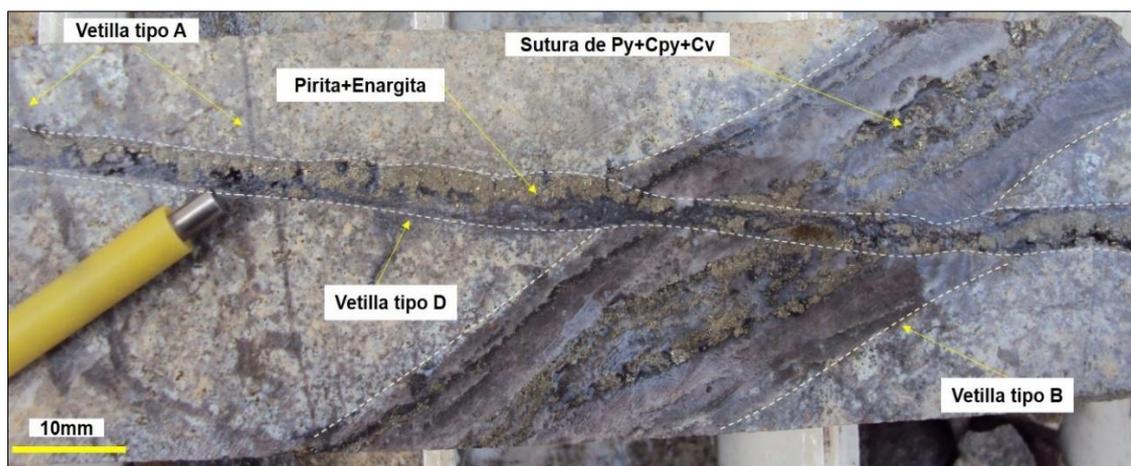


Figura 48: Vetilla tipo D contando a la vetilla tipo B

4.1.4.2.7. Microvetillas de Sulfuros



Figura 49: Microvetillas de pirita, en el Pórfido Andesítico de grano medio, textura porfirítica, alteración Fílica pervasiva

4.1.5. Zoneamiento mineralógico

El zoneamiento es la distribución espacial de los minerales según las condiciones de temperatura, presión y rasgos geológicos durante la deposición de minerales.

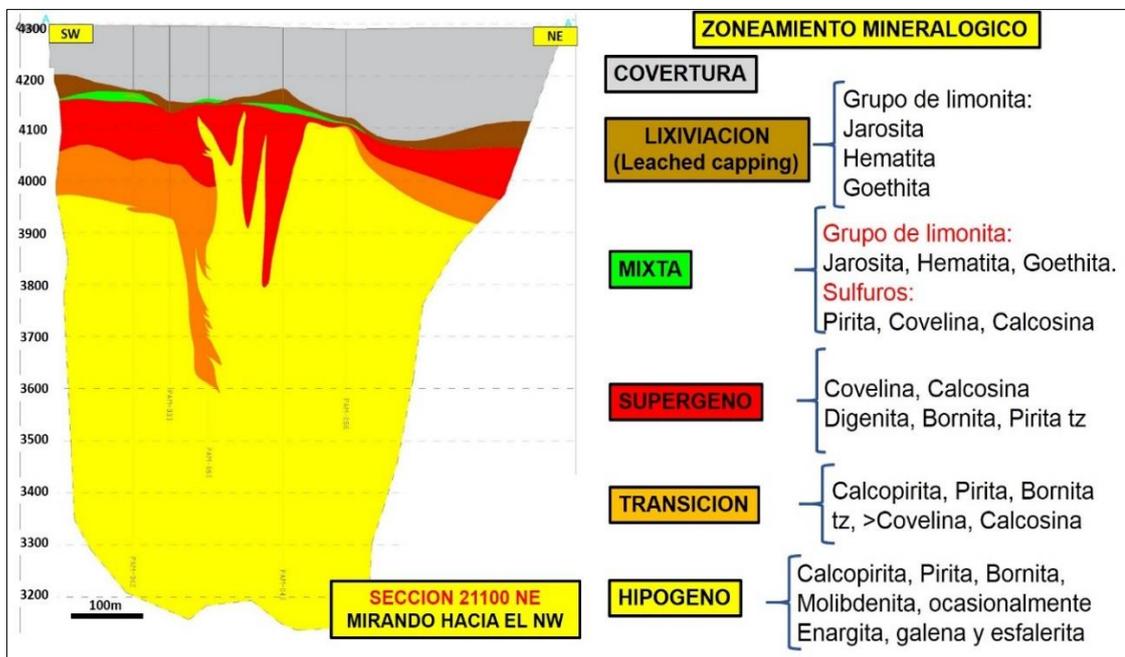
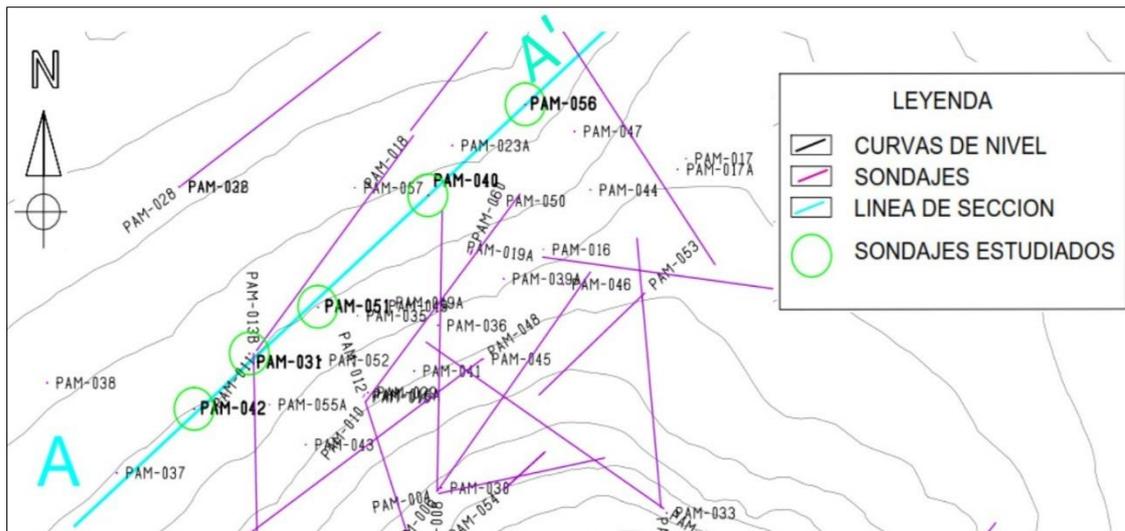


Figura 50: Zoneamiento Mineralógico de la sección 21100 NE

4.1.6. Geología estructural

Los depósitos tipo pórfido de cobre y oro como Quicay II son formados como sistemas abiertos con introducción de magmas y soluciones hidrotermales a lo largo de estructuras geológicas en la roca. Estas estructuras son el resultado de esfuerzos aplicados por fuerzas regionales y fuerzas magmáticas localizadas. Las fuerzas regionales en el depósito Quicay II son importantes ya que controlan la localización y la forma de los cuerpos intrusivos hipabisales. Las fuerzas magmáticas son evidenciadas por la

localización de vetillas concéntricas y radiales en los diferentes sondajes diamantinos del depósito. Además, en el proceso de enriquecimiento supérgeno el control estructural ha sido muy importante porque las zonas de fallas, fracturas han proveído la permeabilidad para la percolación de las aguas superficiales hasta niveles relativamente profundos del depósito, mientras que las zonas de falla frecuentemente representan zonas de mayor permeabilidad donde es factible el desarrollo de potentes zonas de enriquecimiento supérgeno.

El depósito se encuentra relacionado a centros volcánicos las cuales a su vez están controlados por la intersección de fallas regionales N-S y NO-SE, generadores de trampas estructurales donde fácilmente se pueden emplazar yacimientos tipo pórfidos. Generalmente el yacimiento está controlado por varias pulsaciones hipabisales de composición Andesíticos y Dacíticos.

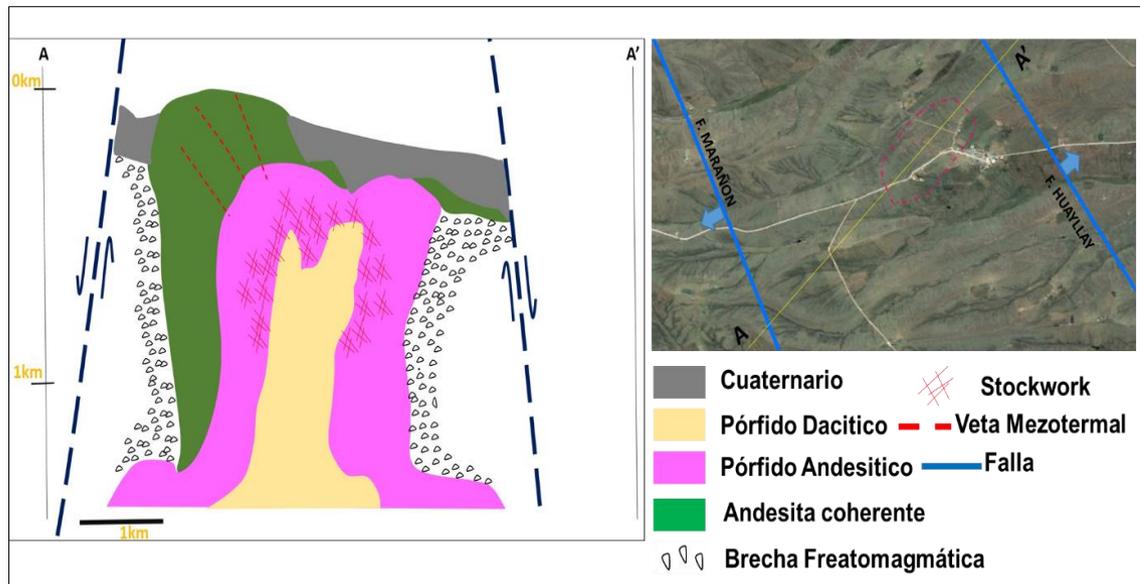


Figura 51: En la siguiente imagen se muestra el modelo de control estructural del Proyecto Quicay II

4.2. COMPORTAMIENTO DE MINERALIZACION CON RESPECTO A LAS ROCAS SUBVOLCANICAS Y LA ALTERACIÓN HIDROTHERMAL

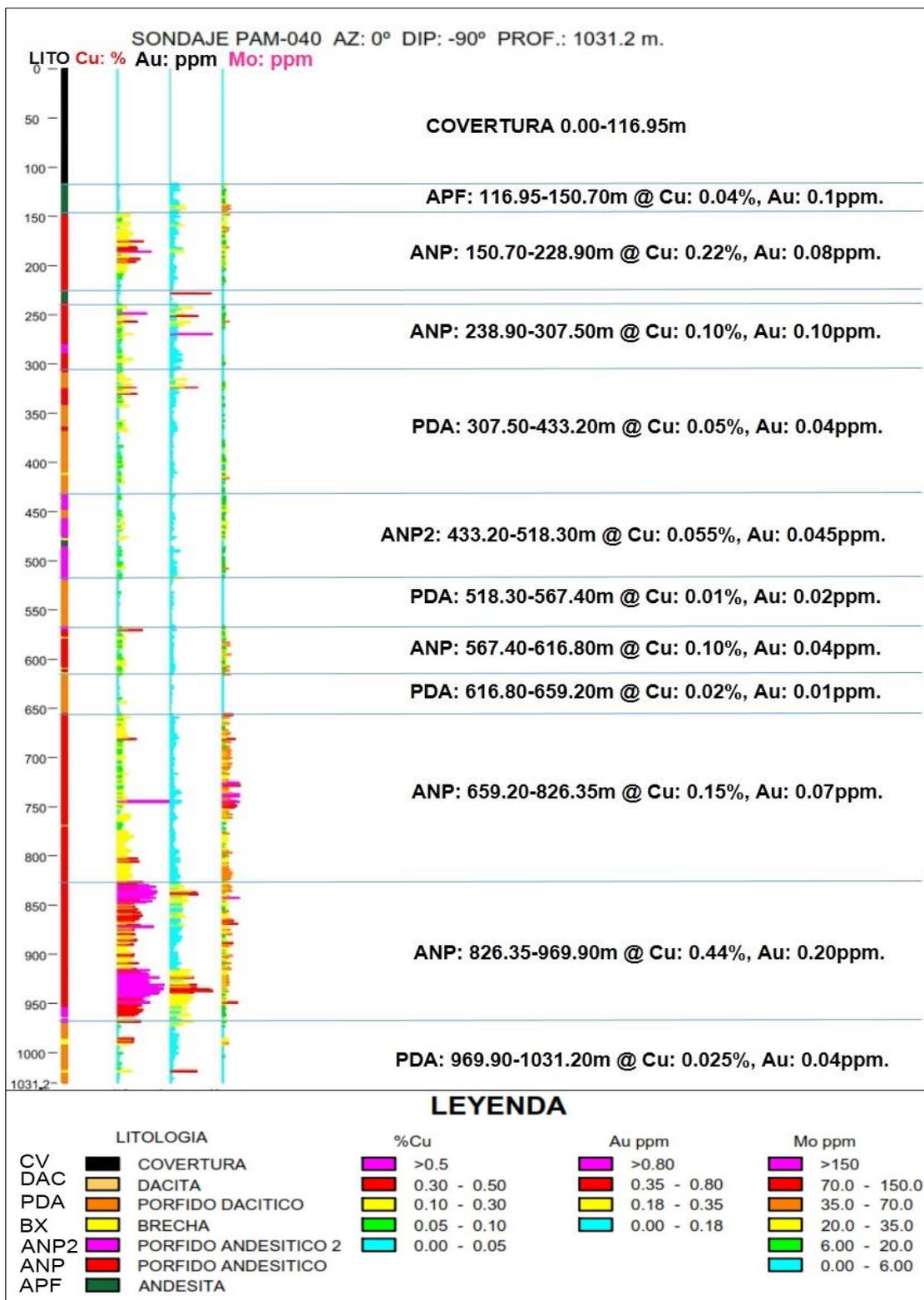


Figura 52: Sondaje PAM-040, donde se puede observar varios pulsos de intrusivos hipabisales con respecto al comportamiento geoquímico de Cu, Au, Mo

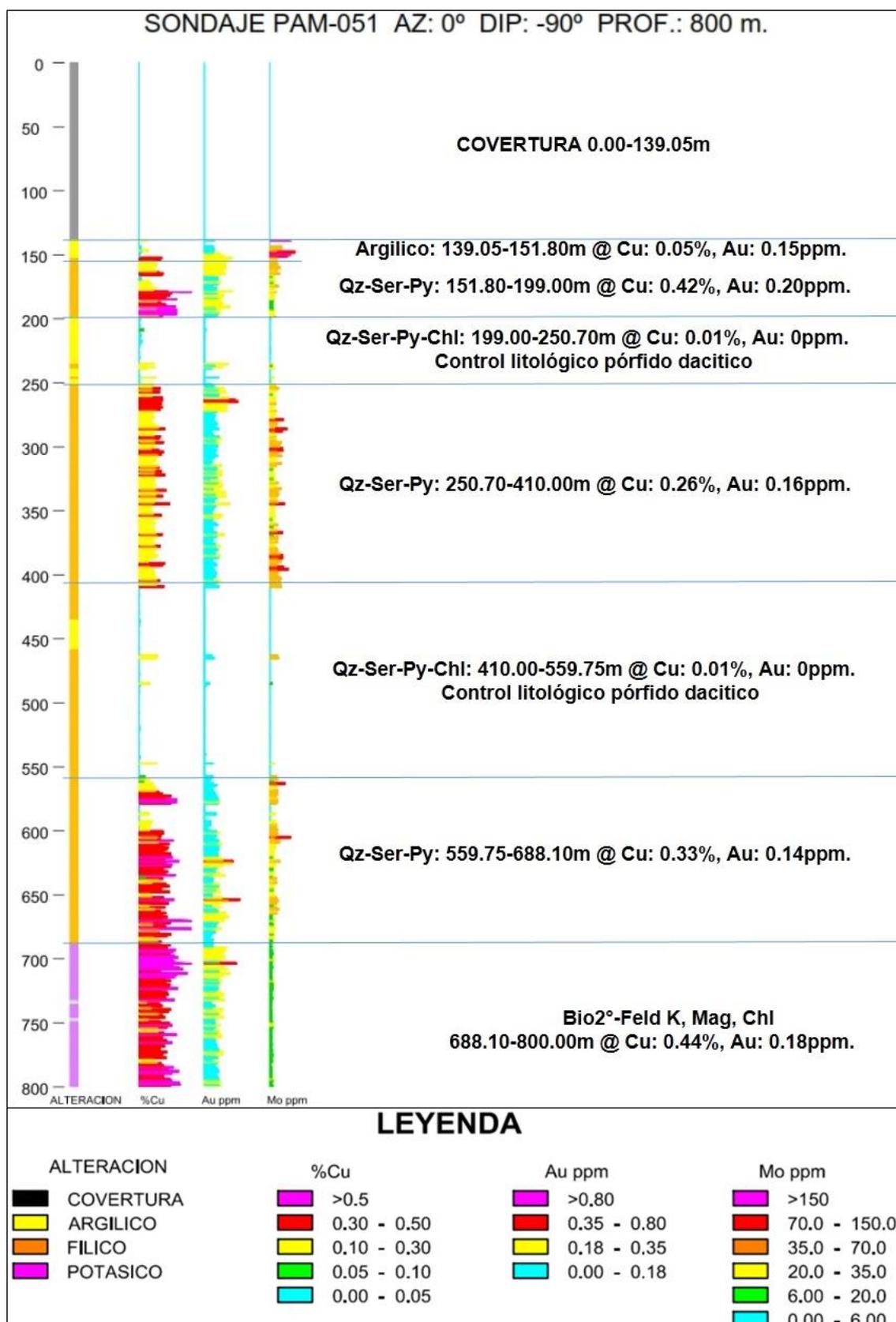


Figura 53: Sondaje PAM-051 interpretación geoquímica de Cu-Au-Mo con respecto a la alteración hidrotermal.

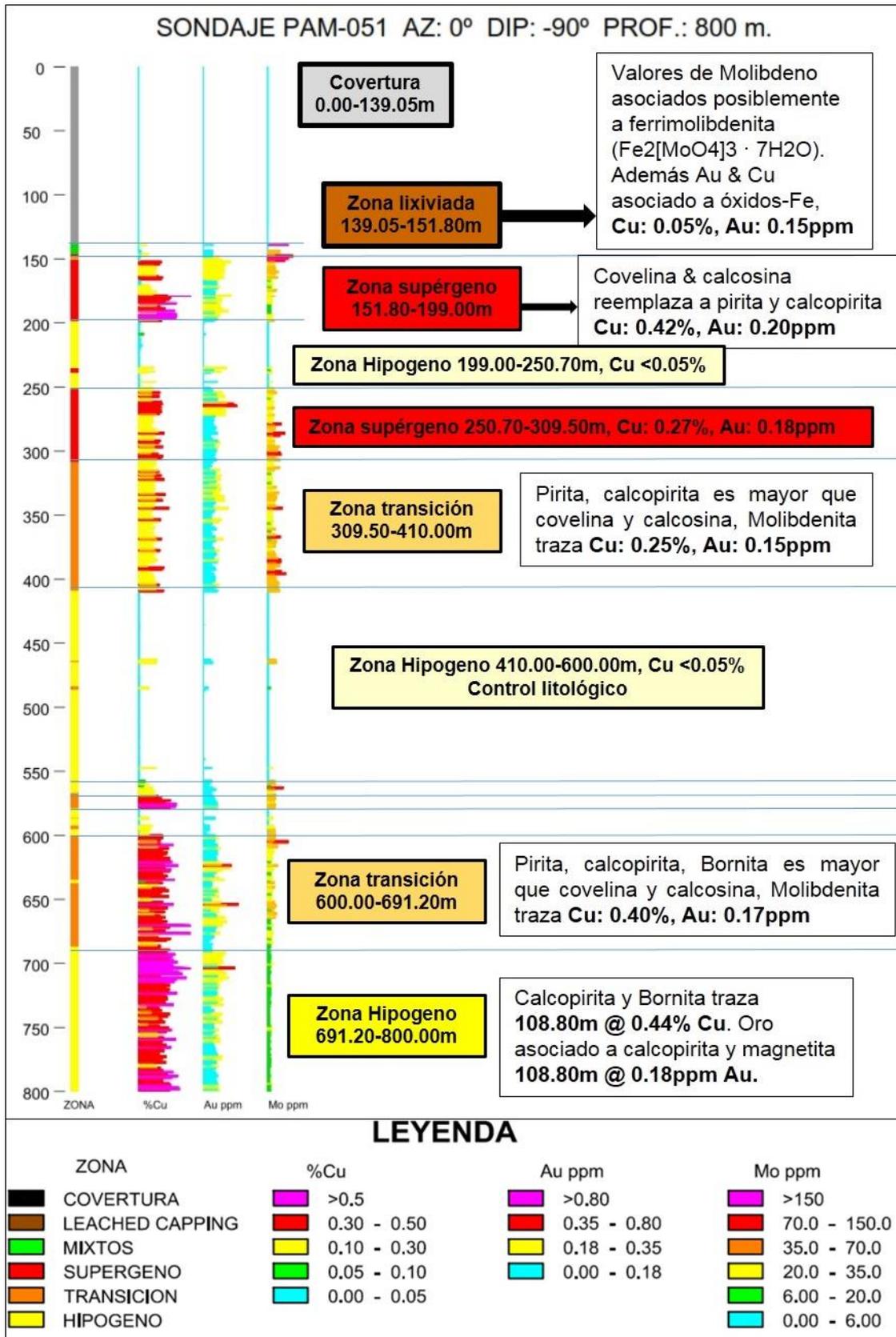


Figura 54: Sondaje PAM-051 AZ: 00° DIP: -90 PROF: 800 m

4.3. INTERPRETACIÓN DE ESTUDIOS PETROGRÁFICOS

La interpretación del estudio petrográfico de las muestras de testigos enviados a diferentes laboratorios. Donde se muestra en las siguientes imágenes.

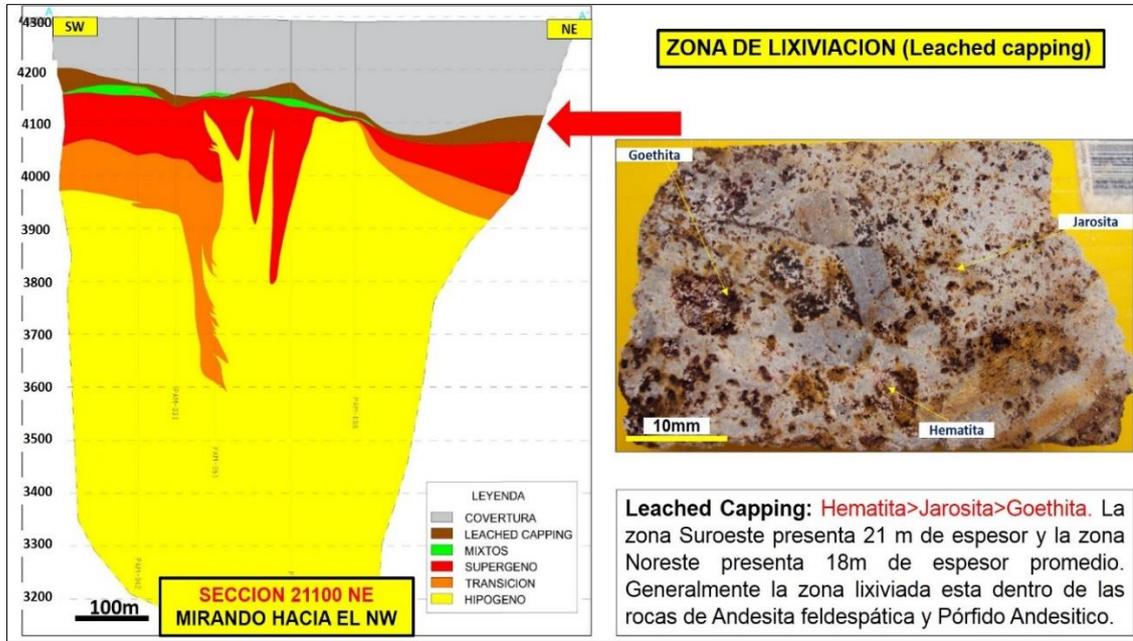


Figura 56: Zona de Lixiviación (Leached capping)

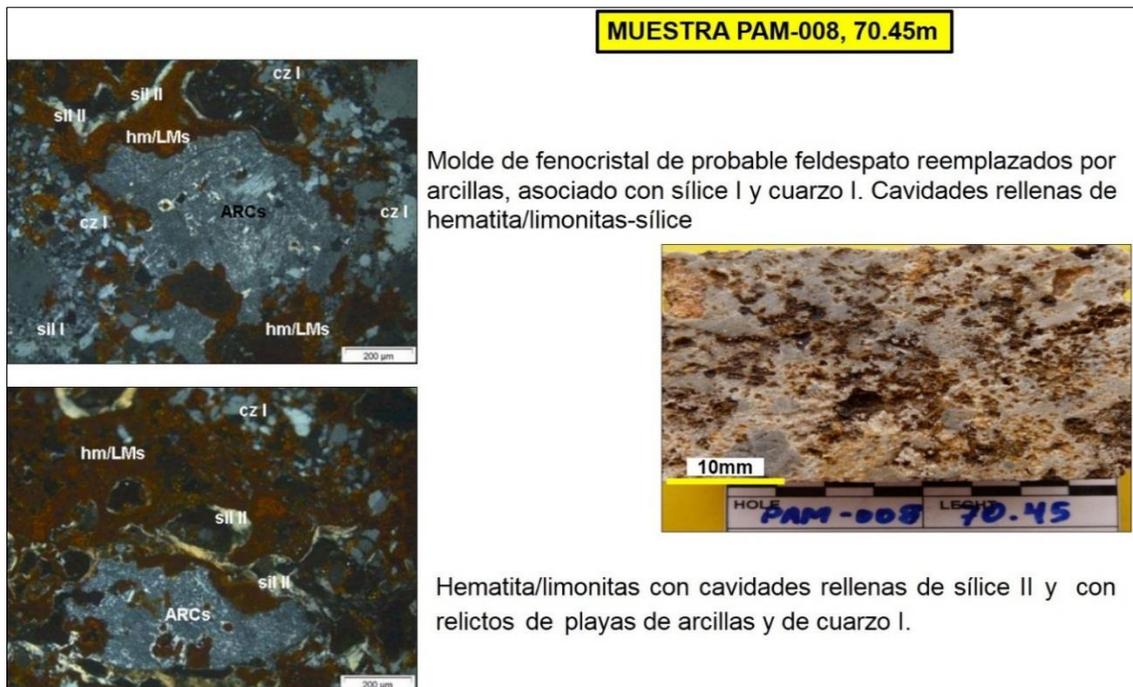


Figura 57: Sección delgada del sondaje PAM-008, 70.45 m

Laboratorio Cesar Canepa I.

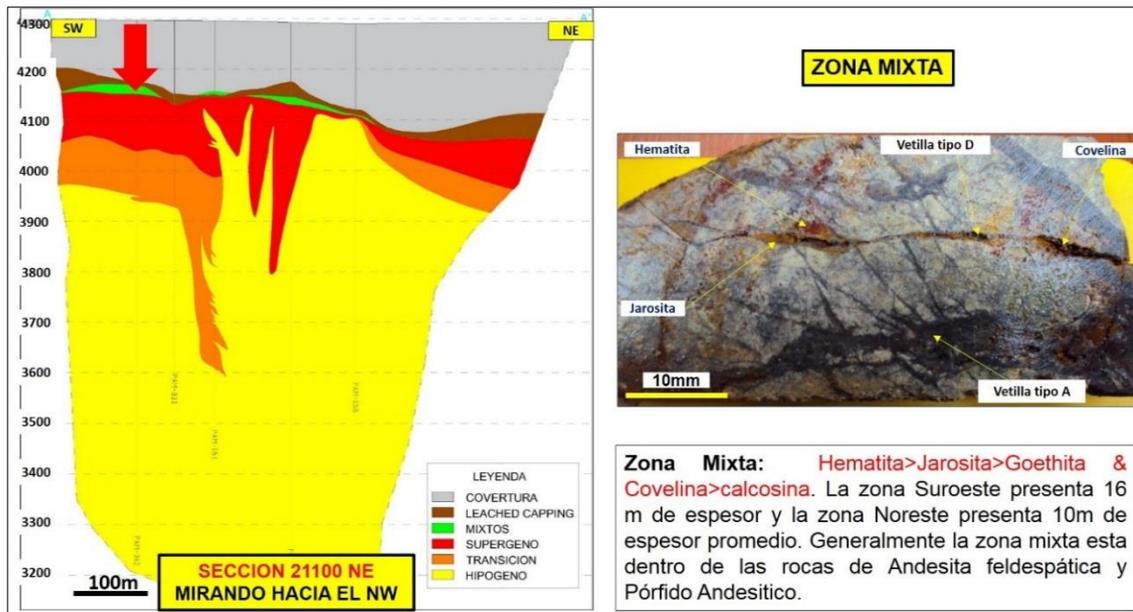


Figura 58: Zona Mixta sección 21100 NE



Figura 59: Sección pulida del sondaje PAM-006, 52.15 m

Laboratorio Cesar Canepa I.

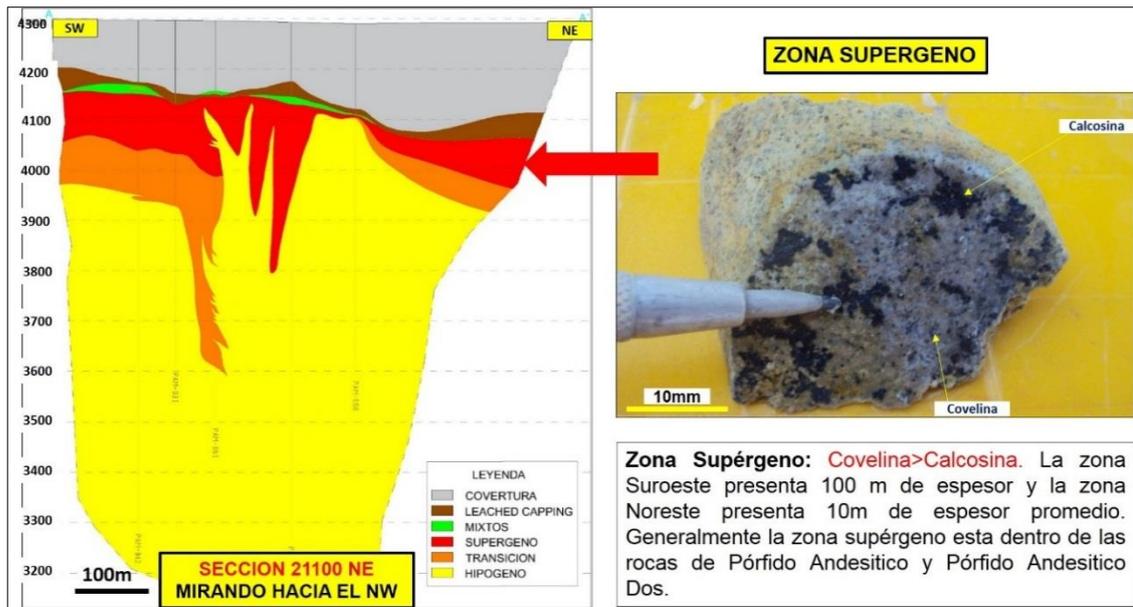


Figura 60: Zona Supérgeno sección 21100 NE

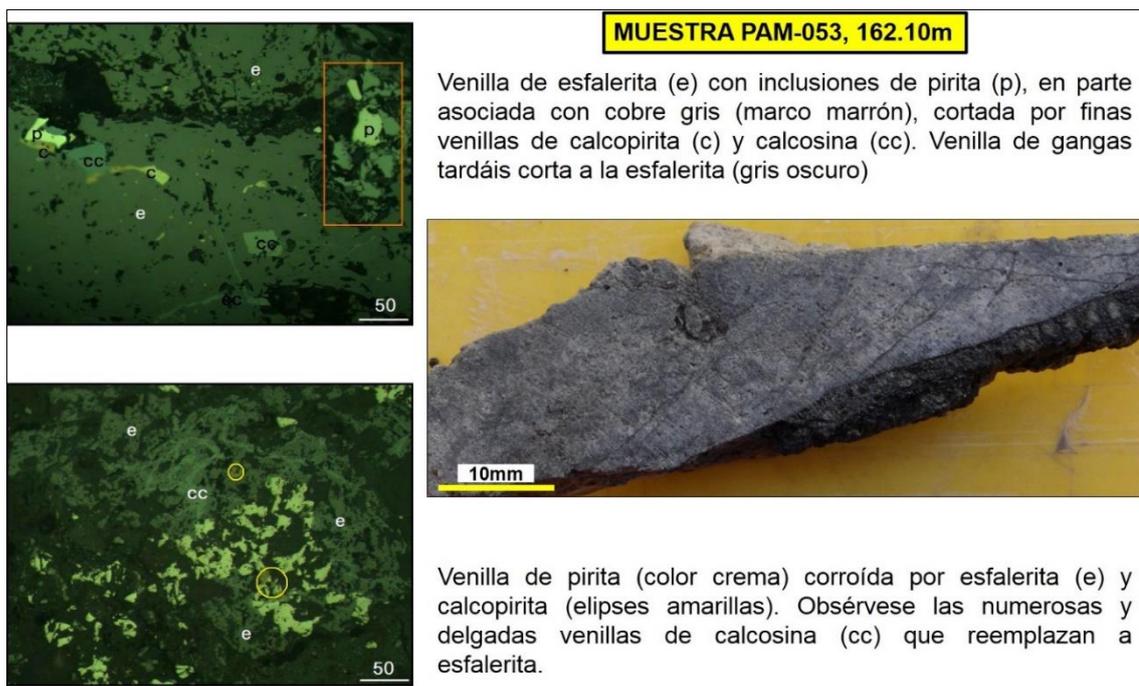


Figura 61: Sección pulida del sondaje Pam-053, 162.10 m

Laboratorio Cesar Canepa I.

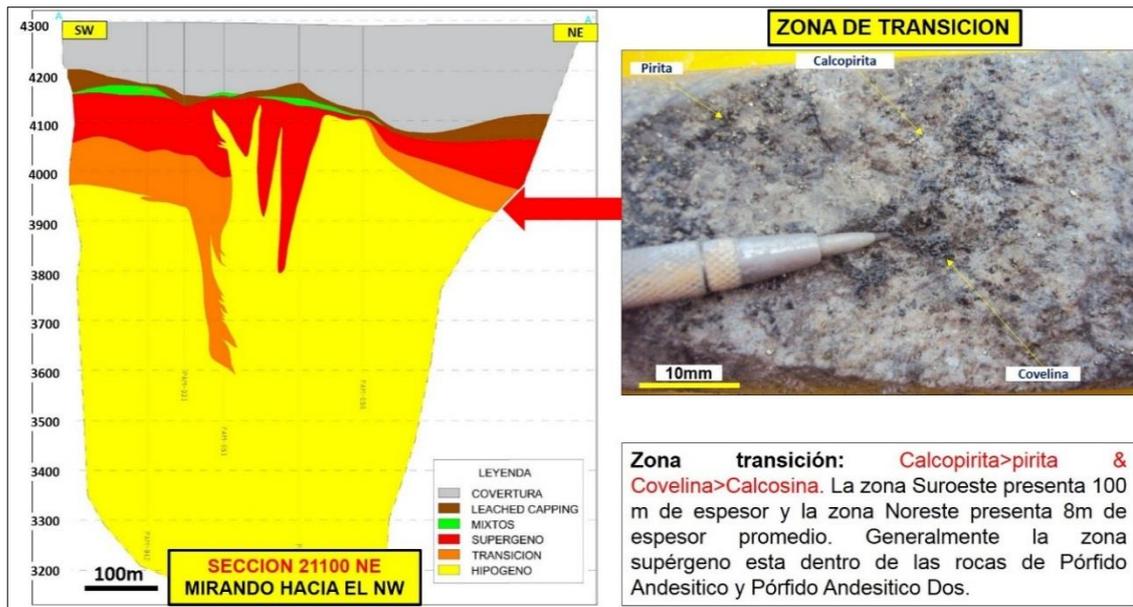


Figura 62: Zona de Transición sección 21100 NE



Figura 63: Sección pulida del sondaje PAM-006, 241.90 m

Laboratorio Cesar Canepa I.

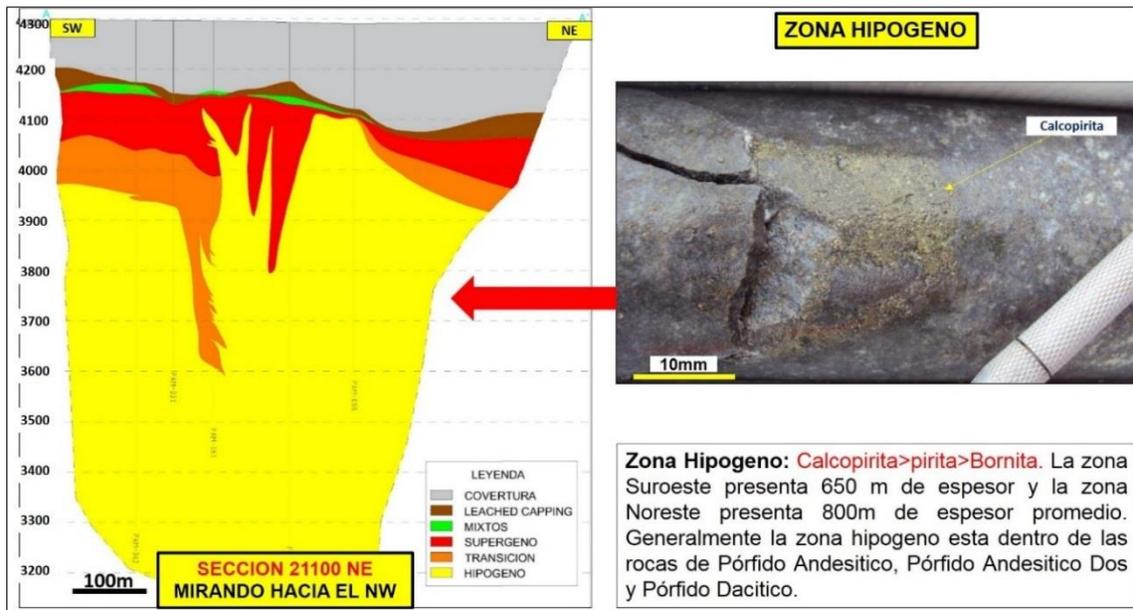


Figura 64: Zona Hipógena sección 21100 NE

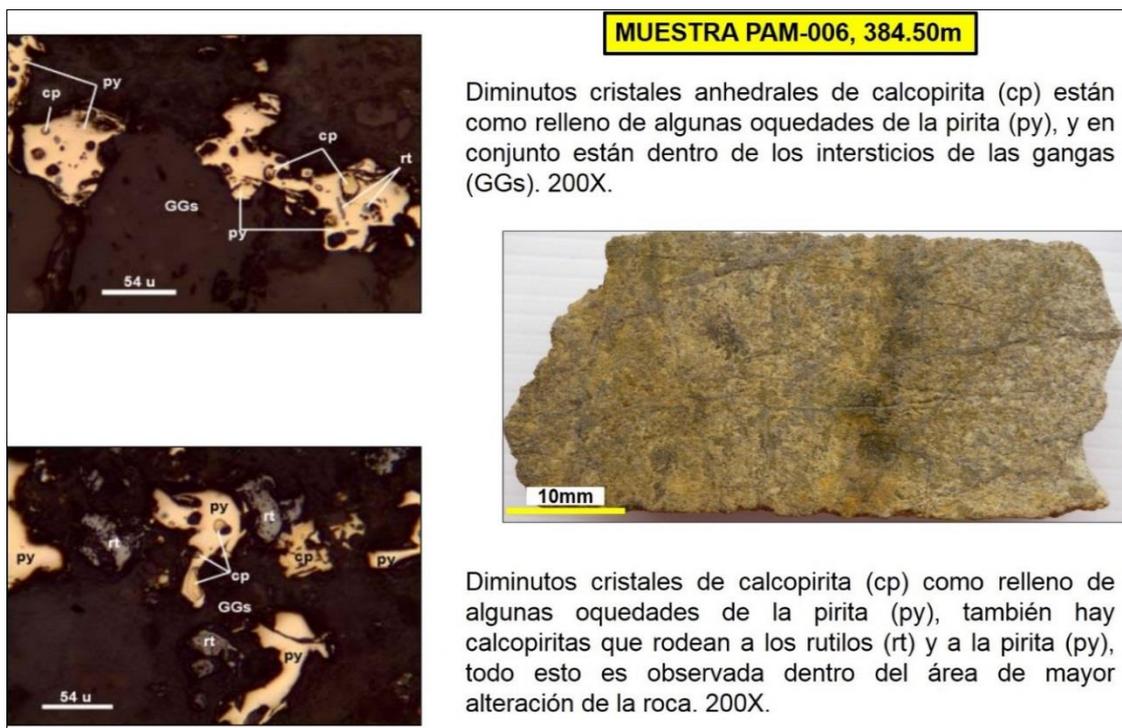


Figura 65: Sección pulida del sondaje PAM, 384.50 m.

Laboratorio Geoxinpe SAC.



Figura 66: Sección pulida del sondaje PAM-029, 608.70m

Laboratorio Cesar Canepa I.

4.4. PARAGÉNESIS

La secuencia paragenética deposicional de los minerales está en relación directa a la temperatura, es decir a mayor temperatura se depositaron los primeros minerales de alta temperatura y a menor temperatura se depositan minerales de mediana a baja temperatura y por último se formaron los minerales por procesos supérgeno.

Para poder definir la secuencia paragenética ocurrida en el yacimiento se ha realizado estudios petrográficos como secciones pulidas distribuidas homogéneamente el yacimiento. También se ha tomado en cuenta en el Logueo la secuencia de comportamiento de minerales macroscópicamente.

4.4.1. Descripción Microscópica

Descripción petrográfica sección pulida (pam-006 tramo: 273.55 m., Laboratorio GEOEXINPESAC)

Los minerales que se han observado en esta muestra son los que a continuación se describen sus rasgos micrográficos:

Magnetita

Cristales con formas que varían de subhedrales - anhedrales están como agregados microgranulares, los cuales están ocupando las áreas de mayor alteración de la muestra, tienen tamaños hasta de 0,500 mm de longitud, la mayoría de ellas están fuertemente microfracturadas y de igual modo con intensa alteración a hematita, motivo por lo que en algunos sectores están como remanentes dentro de las hematitas.

Pirita

Con formas anhedrales y con tamaños hasta de 1,00 mm de longitud, además de hallarse diseminadas dentro de los intersticios de las gangas, están como relleno de las microfracturas y en forma de agregados microgranulares dentro de las zonas de mayor alteración de la roca; algunas piritas han englobado y reemplazado a las magnetitas, por este motivo hay magnetitas alteradas a hematita dentro de las piritas.

Calcopirita

Se encuentran diseminadas dentro de los intersticios de las gangas, están como integrantes de las microvenillas y también como agregados microgranulares, las que de este último caso se han ubicado en las zonas de mayor alteración de la roca; hay calcopiritas que han englobado y reemplazado a las magnetitas alteradas a hematitas y a

las piritas; presentan formas anhedrales y sus tamaños son hasta de 0,420 mm de longitud. Dentro de las oquedades de algunos cristales de magnetita alteradas a hematitas se encuentran diminutos cristales de calcopirita, las que tienen escasas micras de longitud.

Rutilo

Agregados microgranulares de rutilo están muy dispersos dentro de las gangas, presentan formas que varían de euhedrales a anhedrales y con tamaños hasta de 0,024 mm de longitud; algunas están parcialmente envueltas por la calcopirita y por la pirita.

Esfalerita

Escasos cristales de esfalerita están parcialmente reemplazados por las calcopiritas, motivo por lo que son observados como remanentes dentro de algunos cristales de calcopirita, sus formas son anhedrales y sus tamaños son hasta de 0,078 mm de longitud.

Covelita

Como el producto de la alteración de la calcopirita se encuentra diseminado en las gangas, también están como aureolas alrededor de algunos cristales de calcopirita, sus formas son anhedrales y sus tamaños son hasta de 0,180 mm de longitud.

Hematita

Producto de la alteración de las magnetitas están ampliamente distribuidas en la roca, ya sea en forma diseminada, bien como integrantes de las microvenillas o también como agregados microgranulares ocupando las zonas de mayor alteración de la roca; en algunas zonas exhiben hábito lamelar; están englobados y reemplazados por las piritas y calcopiritas. Sus tamaños son hasta de 0,570 mm de longitud.

Calcocita

Mineral originado por la alteración de la calcopirita y de la covelita, motivo por lo que están asociados a éstas, ya sea en forma de coronas continuas o bien en forma de agregados microgranulares; son observados diseminados en los intersticios de las gangas y como relleno de algunas microfracturas.

Digenita

Escasos cristales de digenita están como el producto de la alteración de la calcopirita y de la covelita, se encuentran asociadas a la Calcocita y a la covelita dentro de los intersticios de las gangas.

Tabla 5: Tabla de distribución volumétrica porcentual

MINERALES	% HIPOGENOS	% SUPERGENOS
Magnetita	2,00	
Rutilo	0,01	
Hematita	3,00	
Pirita	0,10	
Calcopirita	1,00	
Covelita		0,01
Digenita		Trz
Calcocita		0,01
Gangas	93,87	
TOTAL	100,00	

FUENTE: Laboratorio Geoxinpe SAC.

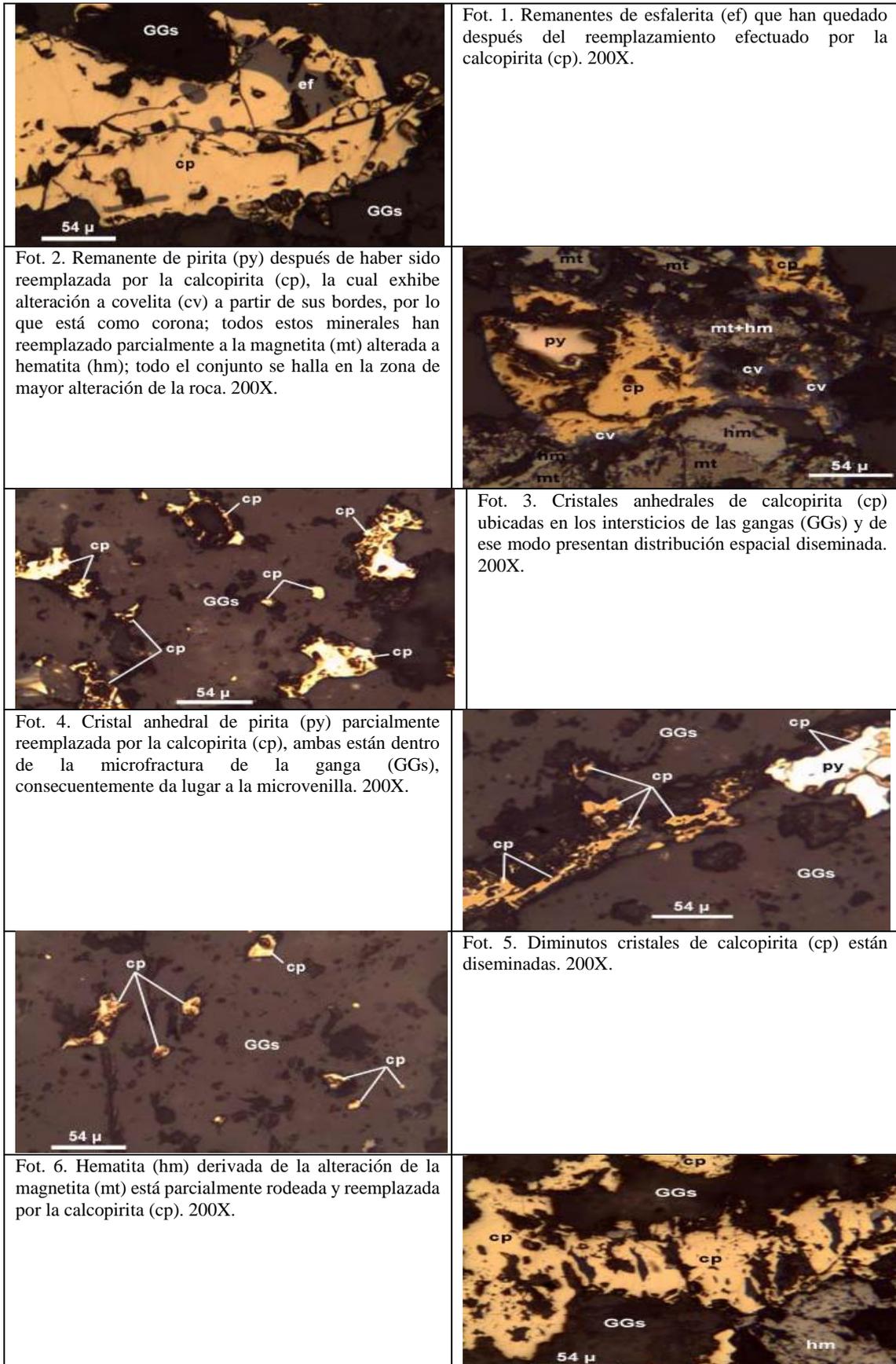


Figura 67: Fotografías de muestras petrográficas con su respectiva descripción

Laboratorio Geoexinpe SAC.

Tabla 6: Tabla de secuencia paragenética reconocida del Proyecto Quicay II

PARAGENESIS DE MINERALIZACION ↓	MINERAL	FACE I magmatico	FACE II hidrotermal	FACE III supergeno
		Turmalina	— — .	
	Cuarzo	— — — —	— — — —	— — — —
	Magnetita	— — .	— — — —	— — — —
	Rutilo	— — .		
	Pirita	— — — —	— — — —	— — — —
	Calcopirita	— — — —	— — — —	— — — —
	Bornita	— — .		
	Breibergirita	— — — —		
	Tennantita	— — .		
	Molibdenita		— — — —	— — — —
	Esfalirita		— — — —	— — — —
	Enargita		— — — —	
	Luzonita		— — — —	
	Galena		— — — —	
	Covelina			— — — —
	Digenita			— — — —
	Calcosina			— — — —

SUCESION EN TIEMPO →

J. Fernández.

CONCLUSIONES

PRIMERA: Se determinó diferentes controles de mineralización del pórfido de Quicay II. Litología esta como el primer evento de formación la BXFM, Domo Andesítico posterior a este enveto se emplaza el Pórfido Andesítico y Dacítico relacionado a una alteración hidrotermal progradada (potásico) sobreimpuesta por una alteración retrogradada (fílica y argílica). Tipo de vetillas M, EB, A, B, vetillas de Qz-Suls., D y microvetillas de Sulfuros como fase tardía. La mineralización está relacionada al zoneamiento como, Zona Lixiviada, Mixta, Supergena, Transición e Hipogena. El control estructural se encuentra relacionado a centros volcánicos las cuales a su vez están controlados por la intersección de fallas regionales N-S y NW-SE, generadores de trampas estructurales donde fácilmente se pueden emplazar yacimientos tipo pórfidos.

SEGUNDA: El comportamiento mineralógico en el Proyecto Quicay II presenta en la zona de lixiviación de óxidos, grupo de limonitas (hematita, jarosita, goethita y Ferrimolibdenita?). Esta mineralización puede llegar a tener hasta 30 metros de espesor con leyes promedio de Cu: 0.05%, Au: 0.01-0.10 gr/TM. La mineralización Supérgena conformada por covelina y calcosina, está asociada a una alteración fílica, el espesor de la zona de sulfuros secundarios llega hasta los 120 m, con un promedio en todo el depósito de 65 m, con valores de Cu: 0.5%, Au: 0.15 gr/TM. La mineralización hipógena con una alteración fílica (Qz, Ser, Py, Chl, Tur) y potásica (Bio^{2°}, Chl, Feld K, Mag). Este tipo de mineralización se relaciona a la pirita, calcopirita y bornita en trazas, entre los rangos de Cu: 0.1-0.4%, teniendo localmente hasta Cu: 1%, el Oro está relacionado a la calcopirita y magnetita con un rango de Au: 0.1 a 0.2 gr/TM., el potencial de mineralización primaria Hipógena en Quicay II se mantiene abierto.

TERCERA: En los resultados petrográficos con respecto a las secciones pulidas las limonitas rellenan moldes de minerales primarios, otras veces rellenan delgadas venillas o cavidades formadas por lixiviación supérgena. La calcopirita se presenta como relleno en oquedades dentro de la pirita y es reemplazada por bornita, covelina y calcosina. Hematita deriva de la alteración de magnetita (martitización) que está parcialmente rodeada y reemplazada por la calcopirita esto se observa en la alteración Potásica. El rutilo se presenta como diseminado dentro de la roca caja (ganga) originado por la alteración de algún mineral ferromagneciano.

CUARTA: La paragénesis de mineralización se ha elaborado de acuerdo a 3 fases importantes: La fase 1: magmática (Qz-Py), Fase 2: hidrotermal (Py-Cpy- Bn-Cv-Cc) y la fase: 3 alteración supérgeno (Cv-Cc-FeOx).

RECOMENDACIONES

PRIMERA: Se recomienda expandir la investigación realizando perforaciones diamantinas de largo alcance en profundidad por que el mineral se encuentra abierta, para interpretar y definir mejor el potencial que puede tener la mineralización en este proyecto.

SEGUNDA: Estructuralmente continuar explorando la falla regional entre Marañón y Huayllay. Ya que se tiene dos yacimientos emplazados hasta el momento en dirección NO - SE. Como es el caso de Mina Quicay y el Proyecto Quicay II.

TERCERA: Realizar estudios geofísicos alrededores del yacimiento para determinar la extensión de las áreas prospectivas.

CUARTA: Realizar estudio de inclusiones fluidas del pórfido de Quicay II.

BIBLIOGRAFÍA

- Alvares , A. (1996). *Prospecto aurifero quicay*. Cerro de Pasco.
- Betejtin, A. (1970). *Curso de mineralogía: sección II. Sulfuros sulfosales y compuestos similares*. Moscu.
- Carlotto, V. (2009). *Dominios geotectónicos y metalogénesis del Perú*. Lima - Perú: Sociedad geologica del Perú.
- Carlotto, V. (2011). *Geología de cuadrángulo de Cerro de Pasco (hoja 22- k)*.
- Castro, E. (2012). *Pórfido de cu-mo sayta y su mineralización en cuarcitas*. Lima - Perú.
- Cobbing, J. (1996). *Boletín n° 77, geología de los cuadrángulos de ambo, cerro de Pasco y ondores*". (hojas: 21-k, 22-k, 23-k).
- Cooke, D. y Hollings, P. (2005). *Giant porphyry deposits: characteristics, distribution, and tectonic controls*.
- Corbert, J. y Leach, M. (1998). *Southwest pacific rim gold copper systems: structure, alteration and mineralization*. Society of economic geologist.
- Davila, J. (2006). *Diccionario geológico bilingüe español - inglés*.
- Fernández, J. (2014). *Evaluación geológica del yacimiento tipo pórfido cu-au en el proyecto pampa II, Distrito Simón Bolívar, Provincia y Departamento Cerro de Pasco*. Puno - Perú.
- Gomez, F. y Melano, C. (2009). *Evaluación de zonas de alteración hidrotermal y fases intrusivas, para el prospecto "stock porfirítico de piedra sentada"*. Cauca - Bogota.

- Hedenquist, J. (2011). *Sistemas de pórfido cu-au. Exploración en ambientes de pórfido y epitermales*. Lima - Perú: Iimp, Pro-Explo.
- Huang, W. (1991). *Petrología*. Mexico: Editorial Limusa S.A.
- Maksaev, V. (2004). *Porfidos cupriferos - depósitos de CU (MO) de gran tonelaje y baja ley*. Santiago de Chile.
- Maksaev, V., hedenquist, J. y richards, J. (2003). *Evolución del conocimiento de los procesos involucrados en la génesis de los pórfidos cupríferos*.
- Oblitas, A. (2012). *Controles de mineralización del pórfido au – cu morocha – minas Conga, Cajamarca – Perú*. Lima - Perú.
- Perello, J. (2003). *Porphyry copper metallogeny of the middle eoceneearly oligocene arc of western south america: relationships with volcanism and arc segmentation*. Concepción - Chile: X Congreso Chileno.
- Petersen, U. (1999). *Magmatic and metallogenic evolution of the central andes*. Economic geology.
- Redmond, B. y Einaudi, T. (2010). *The bingham canyon porphyry cu-mo-au deposit: i. Sequence of intrusions, vein formation, and sulfide deposition*. Economic geology.
- Rivera, F., y Leon, J. (2010). *Controles de la mineralización en el pórfido de cu-au zafranal, en el sur del Perú*. Sociedad Geológica del Perú.
- Sillitoe, R. (1970). *South american porphyry copper deposits and the new global tectonics*. Lima - Perú: Congreso Latinoamericano de Geología.

Sillitoe, R. (1995). *Exploration and discovery of base and precious metal deposits in the circum-pacific Region during the last 25 years*. Tokyo: society of resource geology.

Sillitoe, R. (2000). *Gold-rich porphyry deposits: descriptive and genetic models and their role in exploration and discovery*. USA: Economic Geology.

Sillitoe, R. (2010). *Porphyry copper systems*. Economic geology.

WEBGRAFIA

Geología Estructural.

<https://es.scribd.com/doc/71025813/Geologia-1>

Glosario de términos geológicos.

<http://proteccioncivil.guanajuato.gob.mx/atlas/geologico/glosario.pdf>

Maksaev V., 2001, Apuntes de Metalogénesis:

<http://www.cec.uchile.cl/~vmaksaev/metalogenesis.html>

Tipos de Pórfido.

<http://lafranla.blogspot.com/2011/10/clasificacion-y-origen-de-las-rocas.html>

Uso de la geoquímica para caracterizar provincias metalogénicas.

<http://www.slideshare.net/INGEMMET/el-uso-de-la-geoquimica-regional-paracaracterizar-provincias-metalogenticas-una-visin-para-la-exploracin>

Wikipedia

<http://es.wikipedia.org/wiki/Categor%C3%ADa:Geolog%C3%ADa>

ANEXOS