



Características metalogenéticas de los sistemas de mineralización tipo pórfidos - epitermales y yacimientos relacionados, ubicados en la Cordillera Occidental del Perú

Lima, Perú
2022



**INGEMMET, Boletín Serie B: Geología Económica
N° 81**

Características metalogenéticas de los sistemas de mineralización tipo pórfidos-epitermales y yacimientos relacionados, ubicados en la Cordillera Occidental del Perú

Dirección de Recursos Minerales y Energéticos

Equipo de Investigación

**Luis Quispe Rentería
Alonso Marchena Campos
Jorge Acosta Ale
Elmer Hugo Gómez Cahuaya
Víctor Torres Bazán
Michael Valencia Muñoz
Dina Huanacuni Mamani
Víctor Uribe Córdova
Carlos Rios Moreno**

**Lima, Perú
2022**

INGEMMET, Boletín Serie B: Geología Económica
N° 81

Hecho el Depósito Legal en la Biblioteca Nacional del Perú N° 2022 - 03660

Nombre del autor(es). "Esta es una obra colectiva"

Razón Social: Instituto Geológico, Minero y Metalúrgico (INGEMMET)

Domicilio: Av. Canadá N° 1470, San Borja, Lima, Perú

Primera Edición, INGEMMET 2022

Se terminó de imprimir el 26 de abril del 2022 en los talleres de INGEMMET

Tiraje: 25

© INGEMMET

Presidente Ejecutivo: Luis Félix Mercado Pérez.

Gerente General: Esteban Mario Bertarelli Bustamante.

Comité Editor: Jorge Chira Fernández, Yorri Carrasco Pinares.

Dirección encargada del estudio

Dirección de Recursos Minerales y Energéticos: Jorge Chira Fernández.

Unidad encargada de edición

Unidad de Relaciones Institucionales: Yorri Carrasco Pinares.

Revisión Técnica: Ítalo Rodríguez Morante, María del Carmen Manrique Galvez.

Revisor Externo: Jorge Quispe Cangana.

Corrección gramatical y de estilo: Nelly Córdova Núñez.

Diagramación: Daniel Chiroque Linares.

Fotografía de la carátula: Tajo Quicay, se muestra el zoneamiento de alteración hidrotermal. Vista mirando al sureste. Cuerpos de alteración argílica y piritita diseminada. Cuerpos con alteración argílica avanzada

Referencia bibliográfica

Quispe, L.; Marchena, A.; Acosta, J.; Gómez, E.; Torres, V.; Valencia, M.; Huanacuni, D.; Uribe, V. & Rios, C. (2022) - Características metalogenéticas de los sistemas de mineralización tipo pórfidos-epitermales y yacimientos relacionados, ubicados en la Cordillera Occidental del Perú. *INGEMMET, Boletín, Serie B: Geología Económica*, 81, 164 p, 14 mapas.

Publicación disponible en libre acceso en el Repositorio Institucional del INGEMMET. La utilización, traducción y creación de obras derivadas de la presente publicación están autorizadas, a condición de que se cite la fuente original ya sea contenida en medio impreso o digital (<https://repositorio.ingemmet.gob.pe>).

Los términos empleados en esta publicación y la presentación de los datos que en ella aparecen son de exclusiva responsabilidad del equipo de investigación.

Contenido

RESUMEN.....	5
ABSTRACT.....	7
CAPÍTULO I.....	9
GENERALIDADES.....	9
1.1 INTRODUCCIÓN.....	9
1.2 UBICACIÓN.....	10
1.3 ANTECEDENTES.....	10
1.4 METODOLOGÍA.....	12
CAPÍTULO II.....	13
SÍNTESIS GEOLÓGICA.....	13
2.1 GEOMORFOLOGÍA.....	13
2.2 ESTRATIGRAFÍA.....	19
2.3 ROCAS INTRUSIVAS.....	21
2.4 CONTEXTO GEOTECTÓNICO DE SISTEMAS PÓRFIDO Y EPITERMAL.....	26
2.5 CONTROLES ESTRUCTURALES DE SISTEMAS TIPO PÓRFIDO Y EPITERMAL.....	26
CAPÍTULO III.....	27
LITOGEOQUÍMICA, GEOCRONOLOGÍA Y CARACTERÍSTICAS ISOTÓPICAS PB-PB DE EVENTOS MAGMÁTICOS GENERADORES DE SISTEMAS DE MINERALIZACIÓN TIPO PÓRFIDOS – EPITERMALES Y YACIMIENTOS RELACIONADOS.....	27
3.1 CARACTERÍSTICAS LITOGEOQUÍMICAS DE EVENTOS MAGMÁTICOS.....	27
3.1.1 Diagramas de Tierras Raras y Spider.....	27
3.1.2 Diagramas bivariantes de elementos traza.....	32
3.2 CARACTERÍSTICAS GEOCRONOLÓGICAS.....	52
3.3 CARACTERÍSTICAS ISOTÓPICAS RADIOGÉNICAS PB-PB.....	59
3.3.1 Provincias isotópicas de plomo.....	61
3.3.2 Interpretación de Resultados Geoquímicos Isotópicos de Plomo.....	61
3.3.3 Firma Isotópica de Plomo de Eventos Magmáticos Fértiles Generadores de Sistemas de Mineralización Tipo Pórfidos – Epitermales y Yacimientos Relacionados.....	65
CAPÍTULO IV.....	67
METALOGENIA DE SISTEMAS DE MINERALIZACIÓN TIPO PÓRFIDOS – EPITERMALES Y YACIMIENTOS RELACIONADOS.....	67
4.1 FRANJAS METALOGENÉTICAS DE SISTEMAS DE MINERALIZACIÓN TIPO PÓRFIDOS – EPITERMALES Y .. YACIMIENTOS RELACIONADOS.....	67
4.1.1 Franja de Pórfidos <i>Skarns</i> de Cu-Mo (Au, Zn) y depósitos de Cu-Au-Fe relacionados con intrusiones del Eoceno-Oligoceno. (Franja XV del Mapa de Franjas Metalogenéticas).....	67
4.1.2 Depósitos de Au-Cu-Pb-Zn relacionados con intrusiones del Eoceno (Franja XIV del Mapa de Franjas Metalogenéticas).....	67
4.1.3 Franja de epitermales de Au-Ag del Oligoceno (Franja XVIII. del Mapa de Franjas Metalogenéticas).....	68

4.1.4	Franja de pórfidos de Cu-Mo (Au), <i>skarns</i> de Pb-Zn-Cu (Ag) y depósitos polimetálicos relacionados con intrusiones del Mioceno (Franja XX del Mapa de Franjas Metalogenéticas)	68
4.1.5	Franja de pórfidos de Cu-Mo (Au), <i>skarns</i> de Pb-Zn-Cu (Ag) y depósitos polimetálicos relacionados con intrusivos del Mioceno (Franja XXI del Mapa de Franjas Metalogenéticas)	69
4.1.6	Franja de depósitos epitermales de Au-Ag del Mio-Plioceno (Franja XXIII del Mapa de Franjas Metalogenéticas)	70
4.2	ÉPOCAS METALOGÉNÉTICAS DE SISTEMAS MINERALIZACIÓN TIPO PÓRFIDOS - EPITERMALES Y YACIMIENTOS RELACIONADOS	70
4.2.2	Paleozoico	70
4.2.3	Mesozoico	70
4.2.4	Cenozoico	71
4.3	PRODUCCIÓN METÁLICA DE LAS UNIDADES TECTONO-ESTRATIGRÁFICAS DE SISTEMAS DE MINERALIZACIÓN TIPO PÓRFIDO - EPITERMAL Y YACIMIENTOS RELACIONADOS	73
4.3.1	Producción Metálica de Oro	73
4.3.2	Producción Metálica de Plata	73
4.3.3	Producción Metálica de Cobre	74
4.3.4	Producción Metálica de Zinc	74
4.3.5	Producción Metálica de Plomo	74
CAPÍTULO V	75
	METALOGENIA Y POTENCIAL MINERO DE SISTEMAS PÓRFIDOS - EPITERMALES Y YACIMIENTOS RELACIONADOS, EN LA ZONA NORTE DEL PERÚ	75
5.1	DESCRIPCIÓN DE LOS PRINCIPALES YACIMIENTOS	75
5.2	METALOTECTOS	83
5.3	GEOQUÍMICA DE SEDIMENTOS DE QUEBRADA	83
5.4	POTENCIAL MINERO	88
CAPÍTULO VI:	91
	METALOGENIA Y POTENCIAL MINERO POR SISTEMAS PÓRFIDOS - EPITERMALES Y YACIMIENTOS RELACIONADOS EN LA ZONA CENTRO DEL PERÚ	91
6.1	DESCRIPCIÓN DE LOS PRINCIPALES YACIMIENTOS	91
6.2	METALOTECTOS	115
6.3	GEOQUÍMICA DE SEDIMENTOS DE QUEBRADA	115
6.3.1	Sector Centro	115
6.4	POTENCIAL MINERO	120
CAPITULO VII	123
	METALOGENIA Y POTENCIAL MINERO POR SISTEMAS PÓRFIDOS - EPITERMALES Y YACIMIENTOS RELACIONADOS, EN LA ZONA SUR DEL PERÚ	123
7.1	DESCRIPCIÓN DE LOS PRINCIPALES YACIMIENTOS	123
7.2	METALOTECTOS	135
7.3	GEOQUÍMICA DE SEDIMENTOS DE QUEBRADA	135
7.4	POTENCIAL MINERO	141
CAPÍTULO VIII	145
	CONCLUSIONES	145
REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS	147
RELACIÓN DE ILUSTRACIONES	161

RESUMEN

El Instituto Geológico Minero y Metalúrgico del Perú (INGEMMET), durante el año 2017 llevó a cabo el proyecto GE33B-4 "Características Metalogenéticas de los depósitos tipo pórfido y epitermales de la Cordillera Occidental", esta investigación tuvo como objetivo principal el contribuir al conocimiento de la Metalogenia de los depósitos tipo pórfidos y epitermales en el área de estudio. Este dominio tectónico andino comprende las regiones de (1) Cajamarca - La Libertad, (2) Ancash, Junín - Cerro de Pasco, (3) Apurímac - Cusco - Arequipa-Puno. Se evaluó minas y proyectos específicos, en los que destacan Tantahuatay, Cerro Corona, Los Pircos, La Zanja, Yanacocha, El Galeno, La Carpa, Lincuna, Michiquillay, Orcopampa, Zafranal, Mina Aguila, Trapiche, Antilla, entre otros. Para la elaboración de este estudio se emplearon un total de 764 muestras de rocas y mena, para efectuar los estudios litogeoquímicos, petrominerográficos, inclusiones de fluidos, espectrometría con Terraspec e isotópicos (estables y radiogénicos). Además de los resultados de estos estudios, se han usado, procesado y en algunos casos reinterpretados los datos históricos provenientes tanto de la base de datos geocientífica del INGEMMET, así como de la información obtenida a través de tesis y artículos geocientíficos relevantes, de la zona de estudio, lo que nos permite concluir que esta cordillera se originó como consecuencia de la convergencia de las placas Farallón/Nazca por debajo de la placa Sudamericana,

siendo este evento el que marcó el inicio la actividad magmática calco alcalina e hidrotermal que propició el emplazamiento de yacimientos minerales del tipo pórfidos y epitermales a lo largo de esta, desde el Jurásico inferior al presente, destacando al menos dos épocas de mineralización una entre los 40 a 30 Ma. asociadas a la Unidad tectonoestratigráfica Plutonismo de Arco Eoceno-Mioceno (PeoNm-pA) en donde se tiene en el sector sur depósitos como Cotabambas, Las Bambas Tintaya Los Chancas, Trapiche, el Porvenir Atacocha y Quicay y otra entre los 20 a 8 Ma.; (Michiquillay, Yanacocha, Lagunas Norte, Antamina, Morococha, Toromocho, Cerro de Pasco, Orcopampa, Shila Paula Selene, entre otros), relacionados a la unidad Tectono estratigráfica de Vulcanismo de Arco del Eoceno - Mioceno (PeoNm - vA), además el uso de las unidades Tectono - Estratigráficas, criterio que ha facilitado la integración y mejor comprensión de la información geocientífica, favoreciendo el entendimiento de las principales características Metalogenéticas de estos yacimientos así como de los procesos geológicos precursores y generadores de la mineralización, con los que se ha evidenciado parámetros litogeoquímicos que indican la presencia de magmas fértiles, los que se diferencian entre sí en los sectores norte, centro y sur, lo que ha permitido la confección de mapas metalogenéticos para los tres sectores en los que se fueron divididos el área en mención.

ABSTRACT

During 2017, the Geological Mining and Metallurgical Institute of Peru (INGEMMET) carried out the project called GE33B-4 "Metallogenetic Characteristics of the porphyry and epithermal deposits of the Western Mountain Range". This research had as main objective the contribution to the knowledge of the Metallogeny of the porphyry and epithermal type deposits in the area of study. Furthermore, this Andean tectonic domain comprises the regions of (1) Cajamarca-La Libertad, (2) Ancash, Junin- Cerro de Pasco, (3) Apurimac-Cusco-Arequipa-Puno. In this regard, specific mines and projects were evaluated, including Tantauatay, Cerro Corona, Los Pircos, La Zanja, Yanacocha, El Galeno, La Carpa, Lincuna, Michiquillay, Orcopampa, Zafranal, Mina Aguila, Trapiche, Antilla, among others. For carrying out this study, a total of 764 rock and ore samples were used to hold lithogeochemical, petromineragraphic, fluid inclusions, Terraspec spectrometry and isotopic (stable and radiogenic) studies. In addition to the results of these studies, the historical data from the INGEMMET geoscientific database, as well as the information obtained through relevant geoscientific articles and theses from the study area, have been used, processed and in some cases they have been reinterpreted. In this sense, it allows us to conclude that this mountain range originated as a consequence of the convergence of the Farallón / Nazca plates below the South American plate. Therefore, it was the

one event that marked the beginning of the calco-alkaline and hydrothermal magmatic activity that led to the location of mineral deposits of the porphyry and epithermal type along it, from the Lower Jurassic to the present. Likewise, it highlighted at least two periods of mineralization, one between 40 to 30 Ma. associated with the Eocene-Miocene Arc Plutonism tectonostratigraphic Unit (PeoNm-pA). Thus, in the southern sector there are deposits such as Cotabambas, Las Bambas Tintaya Los Chancas, Trapiche, Porvenir Atacocha and Quicay and another between 20 to 8 Ma.; (Michiquillay, Yanacocha, Lagunas Norte, Antamina, Morococha, Toromocho, Cerro de Pasco, Orcopampa, Shila Paula Selene, among others), related to the Eocene-Miocene Arc Volcanism Stratigraphic Tectono Unit (PeoNm-vA). In addition, it has also been related to the use of Tectono-Stratigraphic units, a criterion that has facilitated the integration and better understanding of geoscientific information. Furthermore, it allowed the understanding of the main metallogenetic characteristics of these deposits as well as the geological processes that are precursors and generators of mineralization. Thus, with this tool, lithogeochemical parameters that indicate the presence of fertile magmas have been evidenced, which differ from each other in the north, center and south sectors. In that regard, it has allowed the preparation of metallogenetic maps for the three sectors in which the area in question was divided.

CAPÍTULO I

GENERALIDADES

1.1 INTRODUCCIÓN

La Cordillera Occidental junto con la Cordillera Oriental son un importante orógeno que conforman parte de los Andes Peruanos dentro de los denominados Andes Centrales. La Cordillera Occidental se originó como consecuencia de la interacción de la placa de la Nazca y placa Sudamericana, se caracteriza por albergar gran cantidad de yacimientos emplazados como consecuencia de la intensa actividad magmático – hidrotermal relacionados a un magmatismo calcoalcalino típico de una zona de subducción, entre los que se encuentra los tipos pórfido de Cu (-Mo-Au) y los de tipo epitermal.

El proyecto GE33B-4 titulado; “Características Metalogenéticas de los depósitos tipo pórfido y epitermales de la Cordillera Occidental” tiene como objetivo contribuir al desarrollo de los estudios metalogenéticos de los depósitos tipo pórfidos y epitermales de la Cordillera Occidental del Perú, tiene como objetivo contribuir al desarrollo de los estudios metalogenéticos de los depósitos tipo pórfidos y epitermales de la Cordillera Occidental del Perú, estableciendo para ello las características Metalogenéticas en base al estudio de Unidades Tectonoestratigráficas, controles estructurales, reinterpretación geoquímica, estudios geocronológicos, isotópicos, petrominerales, de inclusiones de fluidos y trabajos de campo, con evaluaciones específicas de minas y proyectos durante el año 2017. Entre los yacimientos evaluados destacan Tantahuatay, Cerro Corona, Los Pircos, La Zanja, Yanacocha, El Galeno, La Carpa, Lincuna, Michiquillay, Orcopampa, Zafranal, Mina Águila, Trapiche, Antilla, entre otros.

El presente proyecto de investigación metalogenética sobre la Cordillera Occidental de los andes peruanos abarca una superficie de 1674 km² y comprende a las regiones de (1) Cajamarca-La Libertad, (2) Áncash - Junín- Pasco, (3) Apurímac-Cusco-Arequipa-Puno.

Como resultado del desarrollo del proyecto se han revisado y estudiado las franjas metalogenéticas XV, XVIII, XX, XXI y XXIII, recolectándose un total de 764 muestras de rocas y mena para estudios litogeoquímicos, petrominerales, inclusiones de fluidos, espectrometría con Terraspec e isotópicos (estables y radiogénicos). Los estudios geoquímicos se realizaron tanto en

los laboratorios del Ingemmet, como en laboratorios externos especializados.

La geología de la Cordillera Occidental está conformada por un basamento de rocas metamórficas del Proterozoico, cubiertas discordantemente por rocas sedimentarias paleozoicas marinas y continentales, con edades del Ordovícico al Pérmico Superior y que, en conjunto, conforman el substrato Proterozoico-Paleozoico de rocas calcáreas marinas de edad Triásico a Jurásico Inferior. Estas secuencias infrayacen a rocas volcánicas y son cortadas por rocas intrusivas, relacionadas con arcos magmáticos del Jurásico medio a superior. Sobreyaciendo y en discordancia (angular y erosional), se tienen rocas silicoclásticas, calcáreas e ígneas, del Cretáceo y que son cubiertas por depósitos de cuenca antepaís del Cretáceo superior a Paleógeno, conformada por capas rojas, con niveles calcáreos de ambiente lagunar. Estas rocas son cortadas por múltiples intrusiones de granitoides del Batolito de la Costa.

Entre el Eoceno y Mioceno, posemplazamiento del Batolito de la Costa, se registra intensa actividad magmática del norte al sur del Perú; en consecuencia, se tiene una amplia cobertura volcánica y múltiples *stocks* intrusivos, llegando inclusive a conformar batolitos, como es el caso del Batolito Andahuaylas – Yauri y de la Cordillera Blanca.

El último evento magmático en la Cordillera Occidental se registra del Plioceno al Holoceno. Está principalmente relacionado con actividad volcánica asociada a estratovolcanes, generando depósitos de rocas volcánicas efusivas, explosivas y volcanosedimentarias, que cubren en gran medida a rocas más antiguas y con mayor desarrollo en el sur del Perú. Depósitos cuaternarios constituidos por depósitos coluviales, aluviales, fluviales, glaciares y eólicos constituyen la cobertura más reciente a lo largo de la Cordillera Occidental.

Los principales sistemas de fallas en la Cordillera Occidental se han definido a partir de datos estructurales de campo, reconociéndose los sistemas Huancabamba – Pallasca - Conchao Cocachacra - Huaytara, Marañón – Chota – Cerro de Pasco Ayacucho y Huancavelica - La Oroya, con orientación NO-SE y controlados en su extensión sur por fallas ENE-OSO del Sistema Andahuaylas-Totos-Paras.

Además, se establecen dos principales edades de mineralización presente en la Cordillera Occidental que son de 40 a 30 Ma. (Cotabambas, Las Bambas Tintaya Los Chancas, Trapiche, el Porvenir Atacoca y Quicay). Asociado a esta época de mineralización, Somoza (2012) establece que entre 47–28 Ma se produjo la subducción entre las placas de Farallón y Sudamericana, la convergencia entre estas placas fue casi frontal en el norte y centro del Perú, y cuya tasa de convergencia en el norte de Perú es de hasta ~ 10 cm / año. Otros autores como Pardo Casas & Molnar (1987); Pilger (1984) establecen que la convergencia entre las placas Farallón-Nazca con la Sudamericana se dio entre los 70 y 50 Ma y entre 36 y 26 Ma, con períodos de rápida convergencia como ocurrió alrededor de 50 y 42 Ma. Estas fases de rápida subducción coinciden con períodos de una intensa actividad tectónica en el Perú, las que fueron propuestas por Megard et al., 1984; Noble et al., (1979) y Steinmann (1929). Por su parte, entre los 20 a 8 Ma; (Michiquillay, Yanacocha, Lagunas Norte, Antamina, Morococha Toromocho Cerro de Pasco, Orcopampa, Shila Paula Selene, entre otros); la que coincide con la edad de convergencia de las placas de Nazca y sudamericana, que se dio entre 25–0 Ma; que corresponden a las franjas metalogenéticas: Franja de epitermales de Au-Ag del Mioceno hospedados en rocas volcánicas (Franja XXI.) y Franja de depósitos epitermales de Au-Ag del Mio-Plioceno (Franja XXIII del Mapa Metalogenético).

Los principales alcances logrados por este proyecto incluyen nuevos datos de isotopía de Pb, así como datos de geoquímica de rocas y menas (ICPMS, XRF y FAA) acompañados por una nueva interpretación metalogenética, nuevos estudios petromineralográficos, de inclusiones de fluidos y espectrometría con Terraspec. Además, contiene cálculos de valores de fondo y umbrales geoquímicos de sedimentos de quebrada de oro, plata, cobre, plomo, zinc, molibdeno y arsénico; así como descripciones de campo e ilustraciones de minas y proyectos visitados durante la realización del proyecto los que se sintetizan en tres mapas tectonoestratigráficos presentados en el presente informe.

1.2 UBICACIÓN

El área de estudio se ubica en la Cordillera Occidental, abarca una extensión de 1674 km² aproximadamente e incluye a las regiones de: (1) Cajamarca-La Libertad, (2) Ancash - Junín - Pasco, (3) Apurímac -Cusco - Arequipa - Puno. Limita al este con la Cordillera Oriental, mientras que, al oeste está limita de norte a sur, con el océano Pacífico, Casma, Pisco-Chala, Atico-Mollendo y Tacna. Las altitudes presentes en el área de estudio

van desde los 2000 m s. n. m., hasta los 6768 m s. n. m. (Nevado de Huascarán) (figura 1.1).

1.3 ANTECEDENTES

La zona de estudio se encuentra dividida en los sectores norte, centro y sur. Abarca las regiones de Cajamarca-La Libertad, Ancash - Junín - Pasco – Apurímac - Cusco – Arequipa- Puno, respectivamente. La zona de estudio tiene un gran potencial minero debido a los numerosos yacimientos minerales que alberga, diversos proyectos en diferentes fases de exploración y múltiples prospectos con alto potencial geológico-económico.

Los yacimientos minerales diferenciados en los tres sectores de la zona de estudio y agrupados según las franjas metalogenéticas del Mapa Metalogenético del Perú (Ingemmet, 2020), corresponden:

- Epitermales Au-Ag del Mio-Plioceno (Franja XXIII)
- Epitermales Au-Ag del Mioceno hospedados en rocas sedimentarias (Franja XXI-B)
- Epitermales de Au-Ag del Mioceno hospedados en rocas volcánicas (Franja XXI-A)
- Pórfidos de Cu-Mo-Au, *skarns* de Pb-Zn-Cu-Ag y depósitos polimetálicos relacionados con intrusivos con edades de mineralización del Mioceno (Franja XX)
- Epitermales Ag-Au del Oligoceno (Franja XVIII)
- Epitermales de Au-Ag del Eoceno y depósitos polimetálicos del Eoceno-Oligoceno-Mioceno (Franja XVII)
- Pórfidos-*Skarns* de Cu-Mo (Au, Zn) y depósitos de Cu-Fe-Au relacionados con intrusivos del Eoceno – Oligoceno (Franja XV)
- Pórfidos de Cu-Mo y depósitos polimetálicos relacionados con intrusivos del Paleoceno – Eoceno (Franja XIII)
- Pórfidos de Cu-Mo del Cretácico superior (Franja X)

Las áreas de estudios cuentan con variados estudios a escala regional, dentro de los cuales se tiene boletines de la Carta Geológica Nacional, que muestran el cartografiado geológico estructural a escalas regionales 1:100,000 y desarrollados entre los años 1934 y 1996. Los boletines que integran información de la zona de estudio son los números: 08, 16, 17, 25, 26, 27, 31, 34, 35, 36, 37, 38, 40, 41, 42, 43, 45, 46, 50, 51 52, 53, 58, 59, 60, 65, 67, 69, 70, 76 de la serie A, así como, ediciones especiales de los autores Tumialán (2003) y Carlotto et al., (2009), quienes describen la geología de yacimientos minerales del Perú, evolución tectónica y provincias metalogenéticas del Perú.

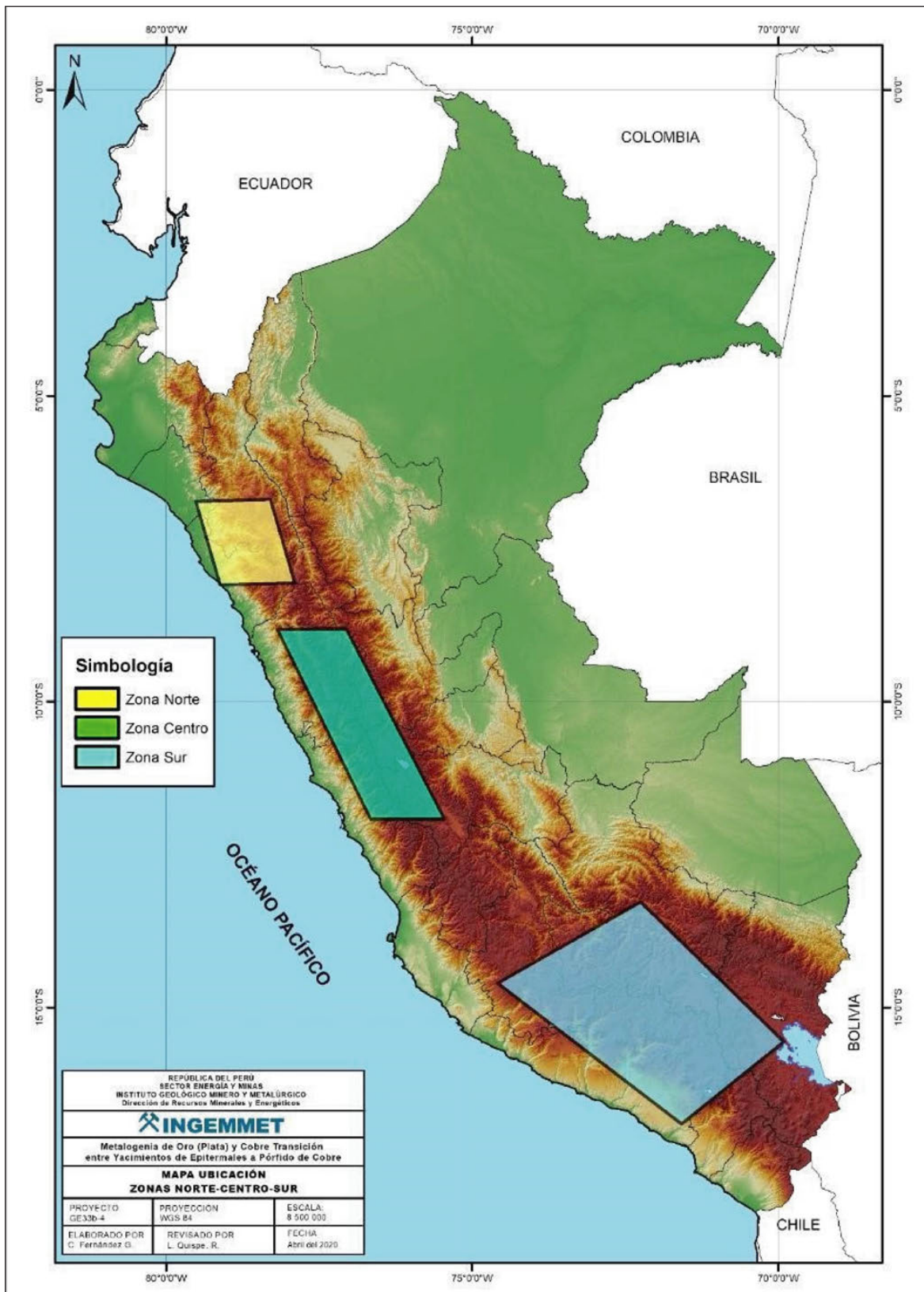


Figura 1.1 Mapa de ubicación de las áreas de estudio.

En la Zona Norte se tienen antecedentes de estudios geoquímicos, de isótopos, evolución geotectónica e identificación de áreas potenciales, entre otros. Citando algunos de los estudios más relevantes se tiene la descripción de las características metalogenéticas de los yacimientos asociados al volcanismo Cenozoico (Cornejo, 2007) y evolución geotectónica de la deflexión de Cajamarca y su implicancia metalogenética del norte del Perú (Bazan, 2017). En cuanto a investigaciones a escala distrital y local, se tienen estudios en el Distrito minero Yanacocha, dónde se busca determinar la zona de transición de alta sulfuración a un sistema porfirítico (Pinto, 2002). Igualmente, se tiene la descripción geológica y caracterización de los pórfidos Cu-Au-Mo El Galeno y Michiquillay (Davies & Williams, 2005., Sim, R.; et al., 2007), así como estudios petrográficos y de ensambles sílice-arcillas para determinar las alteraciones de Tantauatay (Ramírez, 2015).

En la Zona Centro se tienen antecedentes de estudios geoquímicos, mineralógicos y estructurales. Entre ellos, se hace mención a los estudios de caracterización de la naturaleza del magmatismo y su relación con la mineralización de Cerro de Pasco-Huánuco (Cobeñas, 2008) y la descripción estructural, magmática y de la metalogenia de las regiones Ancash y La Libertad (Santisteban & Huanacuni, 2009). Como parte de estudios a escala distrital y local, se tiene la descripción de la geología, mineralización y estudios de isótopos Re-Os del distrito minero Morococha (Catchpole et al. 2015), así como, la descripción geológica y de la zonación, alteraciones y mineralización de Antamina (Cueva, Mostacero, & Aguilar, 2017).

En la Zona Sur se tienen diversos estudios relacionados con el volcanismo, evolución tectonomagmática, geocronología y la metalogenia. Se tiene la descripción del volcanismo Mioplioceno de los epitermales Au-Ag de Arequipa-Puno (Acosta & Huanacuni, 2008), así como, la geología, estratigrafía e interpretación geocronológica del Batolito Andahuaylas-Yauri (Rivera, Bustamante, Acosta, & Santisteban, 2010) y la descripción de la metalogenia y geología económica de las regiones Arequipa, Ayacucho, Cusco y Apurímac (Acosta, Rodríguez, & Huanacuni, 2011). Como parte de estudios hechos a escala distrital y local, se tienen las dataciones radiométricas y la litogeoquímica para describir la evolución del emplazamiento de la Super Unidad Yarabamba y los pórfidos del Sur (Valdivia, Mamani, Toro, & Terán, 2015) y el estudio para definir los controles tectonomagmáticos de los sistemas porfiríticos en el arco magmático occidental al sur del Perú, sustentado en la investigación de la evolución tectonomagmática, magmagénesis y estudios geoquímicos y fertilidad de los pórfidos del sur del Perú (Martínez, Marchena, Otero, Cervantes, & León, 2017).

1.4 METODOLOGÍA

La metodología de trabajo comprendió tres etapas, definidas como Gabinete, Trabajos de campo y Procesamiento de información - Evaluación de resultados.

Gabinete:

- Recopilación, organización y síntesis de información bibliográfica de distintos artículos académicos, boletines, mapas, tesis, informes internos y técnicos brindados por diferentes compañías mineras privadas de las unidades de producción y proyectos de exploración.
- Recopilación de muestras de stream sediment de roca, datos geocronológicos e isotópicos de la base de datos del Ingemmet (GEOADMIN).
- Organización y procesamiento de base de datos recopiladas. Análisis de resultados preliminares.
- Generación de mapas preliminares para la realización de los respectivos trabajos de campo.

Trabajos de campo:

Los trabajos de campo se han efectuado en 05 comisiones, durante el año 2017, en las que se realizaron las siguientes actividades:

- Se revisaron y evaluaron 27 minas, 32 proyectos y 02 prospectos de las diversas franjas metalogenéticas del Perú.
- Toma de muestras selectivas de sondajes diamantinos y esquirlas de roca (rock-chip) de los afloramientos para estudios de geoquímicos.
- Muestreo selectivo para estudios petrominerográficos, inclusiones de fluidos, caracterización de arcillas y estudios isotópicos.
- Mapeo geológico y estructural, a escalas 1/3 000 000

Procesamiento de información y evaluación de resultados

- Digitalización de mapas geológicos en el software ARCGis
- Procesamiento de resultados geoquímicos de 598 muestras de rocas y 7750 muestras de stream sediment mediante el software Excel y análisis de resultados.
- Estudios petrominerográficos de 17 muestras de roca y mena para la caracterización mineralógica, determinación de asociaciones, morfología, tamaño de grano, textura y paragénesis.
- Petrografía de inclusiones de fluidos, mediciones y evaluación de resultados.
- Estudios de isótopos estables sobre 64 muestras.
- Evaluación de resultados de estudios geofísicos (magnetometría, gravimetría y polarización inducida IP), locales y regionales.
- Generación de mapas temáticos de potencial minero en el software ARCGis, a través de análisis matricial de principales controles y dominios de mineralización.

CAPÍTULO II

SÍNTESIS GEOLÓGICA

2.1 GEOMORFOLOGÍA

Se evaluaron 03 zonas Norte, Centro y Sur, que abarcan a las regiones Cajamarca, La Libertad, Ancash, Junín, Pasco, Huancavelica, Arequipa, Apurímac y Puno. A continuación, se describen sus principales unidades geomorfológicas:

Geomorfología en sector Cajamarca

Las unidades geomorfológicas identificadas en el sector Cajamarca durante el transecto de evaluación de yacimientos en el norte del Perú, corresponden a zonas de altiplanicie, colinas y montañas. Sus altitudes van desde los 175 m s. n. m., hasta 4496 m s. n. m.

Zonas de Altiplanicie

Las zonas de Altiplanicie están subdivididas como: Altiplanicie Fuertemente Inclinada, Altiplanicie Moderadamente Inclinada, Altiplanicie Moderadamente Empinada y Altiplanicie Plana.

Altiplanicie Fuertemente Inclinada corresponde a zonas cuya superficie presenta ligeras ondulaciones, con altitudes aproximadas que van desde 3450 m s. n. m., hasta 3850 m s. n. m., y ocupan parte del territorio de las provincias de Chota, Santa Cruz, San Miguel, Hualgayoc, Celendín y noroeste de Cajamarca.

Altiplanicie Moderadamente Inclinada corresponde a zonas excavadas por glaciaciones y que han resultado allanadas por la acumulación glacial, así como zonas con acumulación de sedimentos lagunares y fluviales. Sus altitudes aproximadas van desde 2900 m s. n. m., hasta los 3950 m s. n. m.

Altiplanicie Moderadamente Empinada corresponde a zonas cuya superficie presenta ondulaciones más pronunciadas que los dos casos anteriores y ocupan parte del territorio de las provincias de Chota, Santa Cruz, San Miguel, Hualgayoc, Celendín y noroeste de Cajamarca.

Altiplanicie Plana corresponde a superficies planas excavadas por las glaciaciones y que han resultado allanadas por la acumulación glacial. Se localizan al noroeste y sur de la provincia de Celendín y al oeste del distrito de Sitacocha de la provincia de Cajabamba. Se encuentran rodeadas por un paisaje dominante de montaña.

Colinas

Ocupan una superficie de 414 473.06 hectáreas, que representa el 12.58 % del territorio de la región de Cajamarca, sobre el cual, de acuerdo con el origen, la forma del relieve, la pendiente y la litología se han delimitado cinco unidades geomorfológicas: Colina Alta Empinada, Colina Alta Fuertemente Empinada, Colina Alta Fuertemente Empinada, Colina Baja Fuertemente Empinada y Colina Baja Moderadamente Empinada.

Montañoso

Ocupa la mayor superficie en la región de Cajamarca, siendo esta de 2 684 975.92 hectáreas, que representa el 81.48 % de su territorio, sobre el cual, de acuerdo con el origen, la forma del relieve, la pendiente y la litología se han delimitado doce unidades geomorfológicas que corresponden a la parte más alta de la Cordillera Occidental, donde la divisoria continental es el rasgo topográfico dominante. Sus unidades son Ladera de Montaña Empinada, Ladera de Montaña Escarpada, Ladera de Montaña Fuertemente Empinada, Ladera de Montaña Moderadamente Empinada, Montaña Empinada, Montaña Escarpada, Montaña Fuertemente Disecada, Montaña Fuertemente Empinada, Montaña Moderadamente Empinada, Vertiente Montañosa Empinada, Vertiente Montañosa Fuertemente Disecada y Vertiente Montañosa Fuertemente Empinada.

Geomorfología del sector La Libertad

Tras el transecto de evaluación de yacimientos en la región de la Libertad, se identificaron unidades geomorfológicas relacionadas a procesos erosivos y control litológico estructural, así como, también por depositación como son las acumulaciones de depósitos de piedemonte, fluvio-glaciares, entre otros, y asociación morfogenética (fluvial, aluvial, glacial y gravitacional), las que permiten establecer las unidades geomorfológicas (Medina et al., 2012). A continuación, se describen las principales unidades geomorfológicas de la región La Libertad (figura 2.1).

Relieve montañoso en rocas metamórficas

Constituyen relictos de cadenas montañosas antiguas expuestas en el lado oriental de la región. Esta unidad representa el 11.76 % del área total de la región. Esta unidad geomorfológica está constituida por el Complejo Marañón e intrusivos paleozoicos; estas rocas generan relieves que van de abruptos a moderados con cimas redondeadas y alargadas. Sus altitudes aproximadas van desde 2000 a los 3100 m s. n. m.

Relieve montañoso en rocas sedimentarias

Comprende una amplia zona de distribución de relieve en la región, ocupando el mayor porcentaje con 25.36 %. Se encuentra expuesto en el noreste. Incluye laderas de montañas y colinas estructuralmente plegadas y erosionadas (anticlinales y sinclinales), con pendientes que varían desde suaves hasta abruptas. Litológicamente, está compuesto por secuencias sedimentarias de las formaciones cretácicas principalmente (lutitas, areniscas, lutitas carbonosas y secuencias de calizas). Estructuralmente, se asocia a una zona de pliegues estrechos, con sobre escurrimientos e imbricaciones. Se encuentra conformada por los grupos Casma, Goyllarisquiza (Chimú, Santa-Carhuaz, Farrat), y las formaciones Crisnejas, Celendín y Huaylas. Localmente, pueden reconocerse montañas anticlinales con laderas estructurales notables o cuestras.

Relieve montañoso en rocas volcánicas

Se expone ampliamente en el lado occidental y sur de la región, y en la frontera de la región La Libertad con Ancash. El paisaje muestra acumulaciones de materiales volcánicos del tipo de derrames lávicos, piroclásticos o intercalaciones de ambos.

Relieve Kárstico

Esta zona posee una topografía particular; se presenta en zonas calcáreas o dolomíticas como resultado de los procesos de disolución superficial y subterránea de los carbonatos por efecto de las aguas meteóricas que, al concentrarse en escorrentía superficial, son posteriormente acarreadas hacia cauces subterráneos.

Geomorfología en el sector Ancash

Las unidades geomorfológicas diferenciadas en el transecto de evaluación de yacimientos en la región de Ancash corresponden a pampa costera, valles, superficie disectada, superficie puna y áreas glaciares.

Pampa costera

Son áreas de muy poca pendiente que incluyen playas y pampas que están en su totalidad cubiertas por arenas eólicas o marinas. Estas pueden llegar a tener una amplia extensión en la costa; tal es el caso de Pampa Los Médanos, Pampa de Tortuga, Pampa El Arenal y Pampa Carbonera.

Valles

Estos valles siguen la tendencia general de Este a Oeste, a la vez que van haciéndose más amplios. Se caracterizan por ser valles de actividad fluvial durante todo el año. Sus afluentes son quebradas de actividad esporádica durante el año y son aprovechadas para la agricultura.

Superficie disectada

Estas superficies son zonas de muy poca pendiente o pampas, en las que afloran, de manera aislada, promontorios rocosos de relativa elevación. Estas zonas corresponden a rocas plutónicas,

donde han actuado los agentes meteorizantes y particularmente la erosión cólica en diferentes direcciones, logrando una morfología uniforme con excepción de los promontorios rocosos que resaltan levemente sobre las áreas adyacentes.

La superficie puna

La superficie puna consiste en una superficie pobremente desarrollada, la cual no ha logrado una peneplanización completa y que fue reconocida principalmente por la concordancia de las cumbres. Esta superficie se estableció truncando los pliegues de la tectónica incaica que afectó a los estratos paleozoicos y mesozoicos. La unidad Superficie Puna pueden ser vistos afectando a los volcánicos del Grupo Calipuy en la Cordillera Occidental de la región Áncash.

Áreas glaciares

En las alturas de 3500 m, las acumulaciones de hielo han desaparecido, dejando una topografía intacta que viene siendo afectada por la fricción del hielo. Los picos invariablemente muestran una apariencia angular peñascosa debido al hielo y a los depósitos de morrenas. En la parte más alta, los lagos ocupan cubetas labradas por la glaciación, estando comúnmente encerrados por morrenas que actúan como diques. Algunas de estas lagunas represadas por morrenas son muy recientes y consecuentemente débiles, constituyendo un riesgo para las comunidades que viven en las cuencas de drenaje.

Geomorfología de. Sector: Junín – Pasco

Se han identificado tres (03) unidades geomorfológicas regionales: Zonas de Altiplanicie, Vestigios de Superficie Puna y Zona de Altas Cumbres (Ingemmet, 1983; Mc Laughling, 1924). A continuación, se describen las principales unidades geomorfológicas del área de estudio (figura 2.2).

Zonas de Altiplanicie

Esta zona se caracteriza por presentar un relieve moderado con formas topográficas típicas de modelado glaciar, con presencia de pampas, cadenas de cerros suaves, cuya altitud va ascendiendo progresivamente desde los 4000 m s. n. m., hasta la divisoria continental. Los ríos y quebradas atraviesan el relieve con valles glaciares en forma de "U", valles colgados, circos y lagunas glaciares con depósitos predominantes del tipo morrénico y fluvio-glaciares.

Vestigios de la Superficie Puna

Esta unidad geomorfológica se caracteriza por presentar una amplia extensión de terreno de relieve moderado con pendientes suaves que se extienden desde los 4000 m s. n. m., junto a la Divisoria Continental, hasta los 5000 m s. n. m. Presenta rasgos geomorfológicos de crestas alineadas siguiendo la dirección andina. Esta superficie ha sido modelada, generalmente, sobre rocas volcánicas sedimentarias que forman espolones topográficos que separan los valles principales con gradiente suave hacia el oeste.

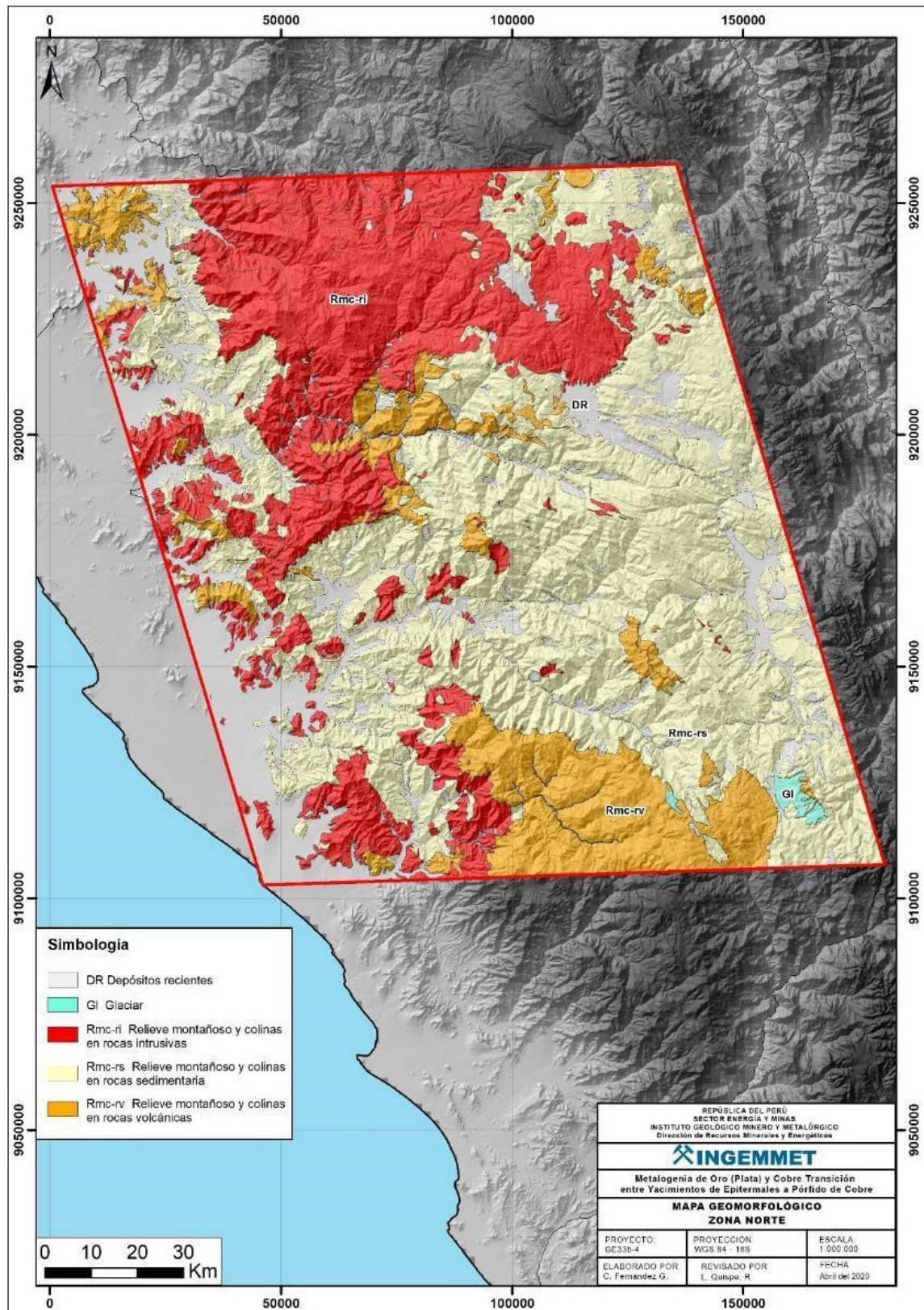


Figura 2.1 Mapa Geomorfológico de la Zona Norte (Regiones de Cajamarca y La libertad).

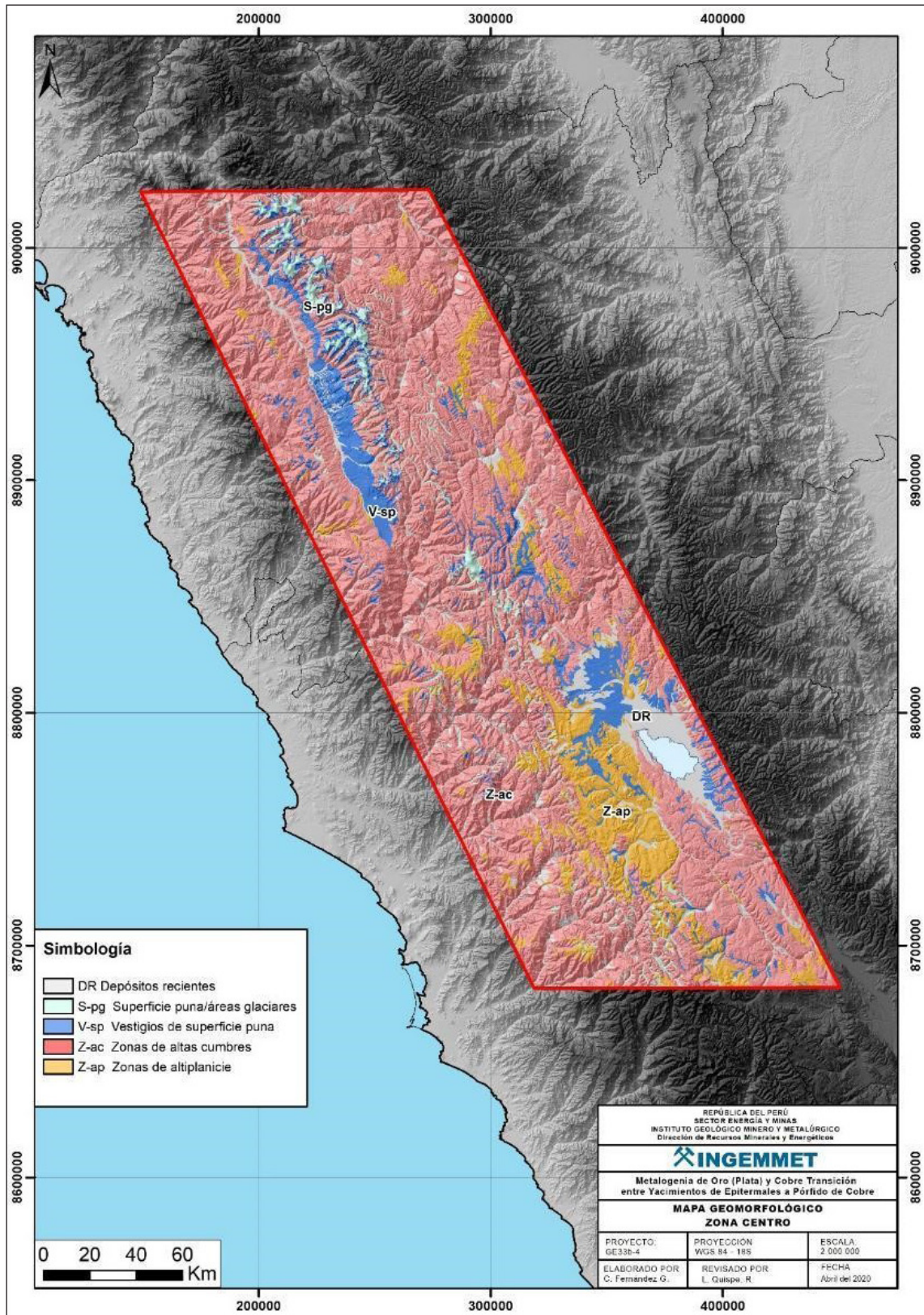


Figura 2.2 Mapa Geomorfológico de la Zona Centro (Regiones Ancash, Junín y Pasco)

Zona de Altas Cumbres

Esta unidad corresponde a la parte más alta de la Cordillera Occidental, donde la divisoria continental es el rasgo topográfico dominante. Se extiende desde el noroeste del Cuadrángulo de Matucana, cruzando el área con dirección NO-SE. Constituye una muralla de cerros suaves y abruptos de típico modelado glacial y algunos cerros con nieve perpetua que alcanzan altitudes entre 4800 y 5400 m s.n.m., como la zona de Ticlio a 4850 m s. n. m.

Geomorfología del Sector: Arequipa, Apurímac y Puno

En el transecto de evaluación de yacimientos, se ha reconocido en la zona de estudio, las unidades geomorfológicas siguientes: Zona de Cordillera, Altiplanicies, Cordillera Volcánica, Valles, Relieve Montañoso, Zona de Conos Volcánicos y Cordillera Alta.

Zona de Cordillera

Todos los valles de esta zona se encuentran en un estado juvenil y en pleno proceso de profundización. Igualmente se advierten procesos de alargamiento por erosión, como los frecuentes desmoronamientos en las cabeceras.

El paisaje de esta unidad está labrado casi exclusivamente sobre las rocas más antiguas del área. Por los valles preexistentes han descendido derrames más modernos a manera de lenguas, que influyen en el drenaje y que, en la actualidad constituyen un aspecto geomorfológico particular dentro del conjunto. Esta zona presenta muy escasa vegetación y es completamente deshabitada (figura 2.3).

Altiplanicies

Esta unidad geomorfológica presenta una gran superficie de erosión, está constituida por una zona de topografía suave con colinas y cimas truncadas que se encuentran entre los 4000 y 4500 m s. n. m., Bowman (1916) y Mc Laughlin (1924), la denominaron Superficie Puna. Se caracteriza por su topografía llana, entre cadenas de cerros o circundando a conos volcánicos. Se presenta a manera de pequeñas planicies mayormente integrada por materiales fluvio-glaciares y a las que localmente se les denomina "pampas". En cuanto al origen de estas planicies parece que pertenecer a antiguas cuencas cerradas que han sido parcial o totalmente rellenadas por material piroclástico o fluvio-glaciario, o ambos a la vez; actualmente; se encuentran afectadas por procesos erosivos fluviales. En las depresiones de dichas pampas, generalmente, se han desarrollado regiones pantanosas conocidas con el nombre de ciénagas que localmente se les denomina "bofedales".

Arco del Barroso

Esta unidad, expuesta entre los 3800 y 5000 m s. n. m., se caracteriza por constituir una cadena montañosa de naturaleza volcánica, formada por numerosos aparatos lávicos en avanzado estado de erosión.

La intensa erosión glacial del Pleistoceno ha producido la destrucción de los conos y rocas volcánicas (derrames y piroclásticos).

Valles

Como consecuencia de la acción erosiva de los cursos de agua, que nacen en las partes altas de la cordillera, se ha desarrollado una densa hidrografía que debido a su poder erosivo favorecido por el levantamiento general de los andes ha disectado y profundizado a esta región, originando los grandes valles encañonados por donde discurren los principales ríos que la drenan. Han quedado como testigos de este socavamiento terrazas aluviales adosadas a las paredes de los valles a diferentes alturas sobre sus cauces actuales.

Relieve Montañoso

Está conformado por cadenas de cerros y nevados alineados según el curso general de los Andes, que emerge por encima de una superficie levemente horizontal denominada Superficie Puna (Mc Laughlin, 1924), ubicada entre los 4000 y 4600 m s. n. m.

Estas cumbres alcanzan mayores alturas de 5000 m, siendo el resultado de la intensa actividad emergente y erosiva durante el levantamiento y desarrollo de las etapas Valle y Cañón, así como de la glaciación durante el Pleistoceno, lo que originó una morfología de picos y cumbres bastante agudas.

Zona de conos volcánicos

Bordeando a las planicies y a veces levantándose aisladamente en ellas se encuentra una serie de conos volcánicos que alcanzan altitudes máximas de 5400 m s. n. m., y alturas de 600 a 800 m, sobre el nivel de las planicies. Los flancos de los conos tienen pendientes que oscilan entre 14 y 32 %. Todos los conos volcánicos se hallan disectados por numerosas quebradas, que en muchos casos dan lugar a sistemas radiales bien definidos.

Cordilleras Altas

Se reconoce así a las elevaciones y cumbres que constituyen tanto al frente oeste como este de la Cordillera Occidental Andina. Presentan una topografía relativamente heterogénea; por encima de las pampas y altiplanicies las que se encuentran arriba de los 4800 m s. n. m. Las formas son un tanto ovaladas, con pendientes relativamente abruptas formando una faja de cordilleras altas de rumbo NO-SE.

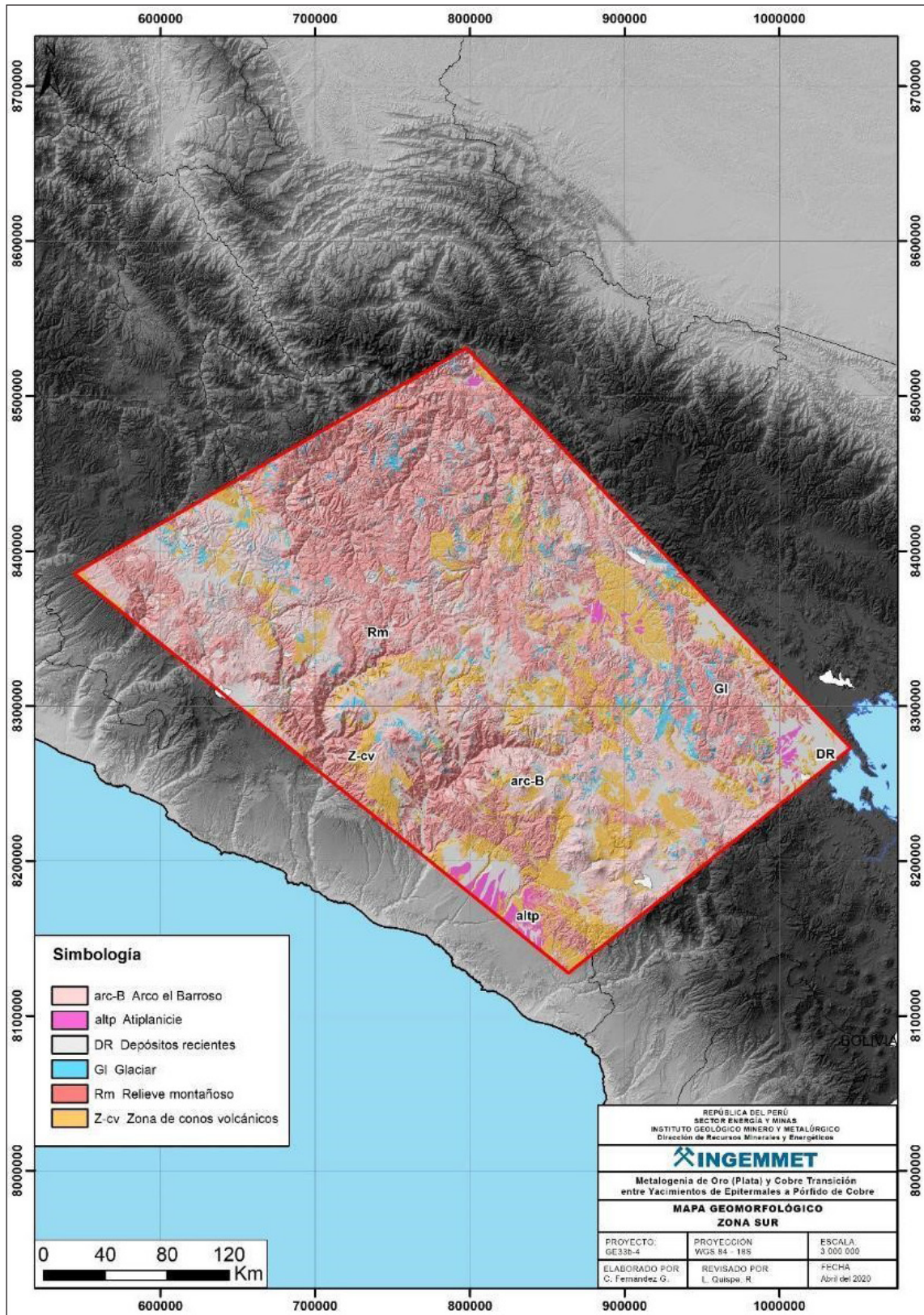


Figura 2.3 Mapa Geomorfológico de la Zona Centro (Regiones Ancash, Junín y Pasco)

2.2 ESTRATIGRAFÍA

El basamento cortical que aflora en el centro y sur de la Cordillera Occidental está conformado por las rocas metamórficas del precámbrico de los complejos Basal de la Costa y Marañón (Bellido et al., 1960 y Wilson et al., 1964). Suprayaciendo a estas en discordancia angular se encuentran las rocas del Paleozoico, se dan dos ciclos sedimentarios acaecidos en el Paleozoico inferior y superior. En el sur del Perú, durante el Cámbrico al Ordovícico, se tiene a los grupos Ollantaytambo y San José, así como de la Formación Sandia (Marocco, 1978 y Laubacher, 1978), se depositaron en un ambiente marino somero subsidente, relacionado a una tectónica extensional, que evoluciona a régimen compresivo en un contexto de antepaís de retroarco (Díaz Martínez et al., 2000). Durante el Ordovícico se produjo una subducción probablemente oblicua, que consumía corteza oceánica bajo el bloque continental Arequipa. Este evento produjo un plutonismo de arco magmático en la margen continental activa de Gondwana, representada por el batolito de Atico-Camaná del Ordovícico (Shackleton et al., 1979; Mukasa et al., 1990; León W. et al., 2000; Carlotto et al., 2009; Torres et al., 2017).

En el Silurodevoniano se inicia la transgresión marina que da lugar a la sedimentación de una cuenca trasarco, representada por las formaciones Ananea, Calapuja, (Laubacher, 1973 & 1978), Chagrapi (Palacios et al., 1991), además por los grupos Cabanillas (Newell, 1945) y Excelsior (Mc. Laughlin, 1925). Estas unidades se encuentran tanto en el Sur, como en el Centro del Perú y sobreyacen discordantemente a las rocas del basamento metamórfico e infrayacen, en discordancia angular, al Grupo Ambo del Carbonífero-Missisipiano (Newell et al., 1949), compuesto por sedimentos silicoclásticos. A su vez le suprayace el Grupo Tarma de edad Pensilvaniano (Dunbar y Newell, 1946), conformado por lutitas intercaladas con calizas, como consecuencia de una transgresión de Norte a Sur. Las evidencias de este evento sólo se aprecian en los sectores centro - sur de la zona de estudio

Durante el Pérmico inferior se acrecentó la transgresión marina del Pensilvaniano, depositándose las rocas carbonatadas del Grupo Copacabana (Cabrera La Rosa et al., 1936), constituido por calizas grises y en menor proporción por lutitas oscuras. Estas rocas infrayacen a las rocas volcanosedimentarias de la Formación Lavasen (Wilson et al., 1964) y a secuencias silicoclásticas con escasos niveles volcánicos toleíticos del Grupo Mitu (Mc Laughlin, 1924). Así se dio inicio a los depósitos de Rift trasarco que se dió durante el Triásico-Jurásico inferior, produciendo la sedimentación de la secuencia calcárea marina del Grupo Pucará (Mc Laughlin, 1925), conformado por las formaciones Chambará, Aramachay y Condorsinga del Triásico superior al Jurásico inferior, depositadas en una plataforma

carbonatada marina profunda a somera. En la Costa Norte afloran rocas de la Formación La Leche (Wilson, 1984), unidad que se correlaciona con el Grupo Pucará.

Posteriormente se da la transgresión del Jurásico inferior, como se aprecia en la región Apurímac. Al finalizar esta época se produce la regresión tanto al Sur, como al Norte de la Cordillera Occidental, dejando sólo algunas áreas sumergidas como se aprecia en las regiones de Huancavelica, Ayacucho, Arequipa y Moquegua; las misma que se mantuvieron sumergidas hasta el Jurásico medio, dando lugar a la sedimentación de Formación Socosani (Jenks, 1946).

En el mismo periodo, la actividad magmática volcánica continuaba en el Noroeste del área de estudio y se extendía hasta la región Arequipa, Ica y la Costa Central, lo que se asociaría a un magmatismo de arco tanto volcánico como plutónico en una cuenca marginal. Como resultado de ello se evidencia la presencia de las formaciones Chocolate y Guanero del Jurásico Inferior y Superior, unidades definidas por Jenks (1946) y Bellido et al. (1963), respectivamente. Igualmente se registra actividad intrusiva representada por rocas monzonitas y tonalitas de la Súper Unidad Punta Coles.

Posteriormente, en el Caloviano, se da lugar un nuevo evento transgresivo que proviene desde el Norte de Chile hasta la región de Huancavelica, depositándose las secuencias sedimentarias del Grupo Yura (Wilson et al., 1962). Durante el Cretácico Inferior las mareas fueron someras y controladas por cuencas separadas por paleorelieves, en las que, transgresiones y regresiones, dieron lugar a la sedimentación de las rocas carbonatadas, lutáceas y silicoclásticas. En este tiempo, los mares fueron someros y se extendieron desde un alto estructural en la margen Oeste hasta la Cordillera Oriental y se mantuvo emergida durante este periodo de tiempo.

En el Perú central y norte, la cuenca occidental ubicada al sur del Alto Marañón, limitaba por el oeste con un Arco Volcánico. Mientras que, al sur mantuvo sus límites similares a los del Jurásico superior.

En el Cretácico inferior, la parte norte y central de la Cordillera Occidental está representada por las secuencias silicoclásticas del Grupo Goyllarisquizga, que suprayacen las secuencias lutáceas de la Formación Chicama y subyacen las unidades calcáreas de las formaciones Inca y Pariahuanca. Estas, a su vez, subyacen las secuencias del Albiano medio y superior conformadas por calizas, areniscas calcáreas, margas y lutitas grises de las formaciones Chúlec y Pariatambo, las mismas que subyacen en el norte del Perú a rocas de los grupos Pulluicana y Quilquiñan; mientras que, en parte central del Perú, afloran las secuencias carbonatadas de la Formación Jumasha.

Las estribaciones occidentales de la Cordillera Occidental del Albiano-Cenomaniano están representadas por las secuencias volcánicosedimentarias del Grupo Casma. Esta unidad se encuentra cortada por los intrusivos del Batolito de la Costa.

El Cretácico inferior en el sur del Perú está constituido por secuencias clásticas como se aprecian en las regiones de Arequipa, Apurímac y Moquegua, donde se exponen cuarcitas de la Formación Hualhuani que infrayacen a las lutitas y areniscas de la Formación Murco y que suprayacen calizas de la Formación Arcurquina.

En el Cretácico superior se mantuvieron las condiciones de regresión y transgresión marina, tanto en la parte central como al norte del país, donde la sedimentación estuvo controlada por una cuenca de aguas someras. Estas condiciones dieron lugar a las secuencias de las formaciones Celendín y Chota, en el norte del Perú. Mientras que, en el sur de la Cordillera Occidental, en las regiones Apurímac y Cusco, se produjo un lento levantamiento que generó la sedimentación de las capas rojas, formaciones Chilcane y Querque. Durante este mismo periodo, en las regiones de Tacna y Moquegua, se desarrolla una intensa actividad volcánica representada por el Grupo Toquepala que aflora en las minas Toquepala, Quellaveco y Cuajone.

A finales del Cretácico e inicio del Paleógeno, la Cordillera Occidental ya se encontraba levantada, dando paso a una sedimentación netamente continental, de ambientes fluviales y lacustres, conformados por areniscas arcósicas y conglomerados intercalados con niveles lutáceos, evaporitas y calizas. En el norte se tiene las formaciones Chota y Huaylas; en el centro, las formaciones Casapalca y Pocobamba; mientras que, en el sur, se encuentra la Formación Huanca.

Posteriormente entre el Paleógeno y Neógeno se tiene el emplazamiento de los distintos arcos magmáticos los cuales dieron origen a la generación de los diversos depósitos minerales, estos eventos abarcaron periodos comprendidos entre 56 y 8 Ma, del Eoceno al Mioceno (Cossío, 1964; Wilson, 1975; Farrar & Noble, 1976; Noble et al., 1990; Davies, 2002; Rivera et al., 2005).

El emplazamiento de los centros eruptivos de Calipuy se dio en cuatro grandes etapas eruptivas (Benavides, 1999): Eoceno superior - Oligoceno inferior (~40-28 Ma), Oligoceno superior (~28-24 Ma), Mioceno inferior (~23-17 Ma) y Mioceno medio (~17-10 Ma). El Grupo Calipuy consiste en una gruesa serie de andesitas, dacitas, riolitas con presencia de brechas, tobas y cenizas, distribuidas en estratos medianos a potentes, de colores grises y verdosos; mientras que, localmente, contiene intercalaciones de areniscas, lutitas y calizas silicificadas (Palacios, O. 1995).

Esta unidad se extiende de manera continua desde Cajamarca hasta la Cordillera de la Viuda en Lima, donde sus unidades equivalentes serían el Grupo Rímac, la Formación Colqui y el volcánico Millotingo. En Huancavelica y este de Ica, sus equivalentes son los grupos Sacsaquero y Castrovirreyna. Mientras que, en el sur, se correlaciona con las rocas del Grupo Tacaza, cuyos afloramientos se extienden en las regiones de Puno, Arequipa, Moquegua, Tacna, en la parte occidental del Cusco y sur de Apurímac. Consiste en una gruesa secuencia volcánica de andesitas, dacitas, brechas tobas, aglomerados y tobas, a veces brechoides, de composición mayormente andesítica dacítica y, en menor proporción, riolítica y/o dacítica.

En el sector norte del área de estudio, el Grupo Calipuy está conformado por los volcánicos de las formaciones de Huambos, San Pablo, Porculla, Chilete, Tembladera y Llama; en discordancia sobre estos descansan las secuencias lacustres de las formaciones Cajabamba, Condebamba y Huanchaco.

En La Libertad y Ancash, sobre el Grupo Calipuy, se encuentran los volcánicos Fortaleza y Yungay. En Lima, Cerro Pasco y Junín está constituido por las formaciones Huarón, Yanacancha, Huayllay, Pacococha, Huarochirí, Rumillana Carlos Francisco, Yantac, Millotingo, Pariamachay Bellavista, Río Blanco, Colqui y Grupo Rímac.

En Huancavelica e Ica, sobre la Formación Castrovirreyna descansan los volcánicos de la Formación Caudalosa, del Terciario superior (Mioceno) y que es cubierto por los volcánicos Astobamba. En Ayacucho se tiene las formaciones Lllallhui, Arma, Confital, Andamarca, Chacoma, Chibemi, Añashuayco, Alpabamba, Puquio, Aniso, entre otras. Estas unidades se encuentran cubiertas por las tobas del Grupo Nazca, de edad Miocénica.

Entre Arequipa, Moquegua, Tacna y Puno, se tienen las rocas de volcánicas pertenecientes a Orcopampa, Tacaza, Huaylillas, Palca y Maure.

Al norte de Santa Lucía, en Puno, entre los Grupos Tacaza y Barroso, se ubican los volcánicos Sillapaca, compuestos por rocas andesíticas con una antigüedad de 12 y 14 Ma, que descansan discordantes sobre el Grupo Tacaza y en partes sobre el Grupo Palca.

El Grupo Barroso, asociado a aparatos volcánicos, aflora ampliamente a lo largo de la Cordillera del Barroso, cadena de volcanes que se extiende desde el norte de Chile hasta Abancay, en el centro del Perú. Su edad va del Pleistoceno al Holoceno.

En el sector sur se registran eventos volcánicos post Grupo Barroso, desarrollados entre el Holoceno y Cuaternario (reciente), y conformados principalmente por volcanismo efusivo,

inclusive posterior a la glaciación y vinculados a estratovolcanes de la zona volcánica activa de la Cordillera Occidental. Entre los principales centros volcánicos de este sector se tiene Paucarani en Tacna; Ubinas en Moquegua; Chachani, Misti, Ampato, Hualca Hualca, Sabancaya y Andahua en Arequipa; y Quimsachata en Cusco.

2.3 ROCAS INTRUSIVAS

Batolito Atico - Camaná Os-c (471-463 Ma)

Unidad definida por Shackleton et al., (1979) y reconocida por otros autores como Mukasa et al., (1990), Palacios et al., (2000), Carlotto et al., (2009). Se divide en dos unidades definidas como Unidad Playa Hermosa, conformada por un granito no deformado y Unidad Peñón, constituida por un granito deformado tipo gneis diorítico (Torres et al., 2017). A ambas unidades se les asigna una edad que va de 471.0 ± 3.7 Ma a 463.0 ± 3.1 Ma, U/Pb.

Intrusivos Permo - Triásicos

Se tienen diversos afloramientos de cuerpos intrusivos asociados a un plutonismo de arco magmático, los que afloran en forma dispersa en el Sur del Perú y abarca las regiones de Cusco, Puno, Apurímac y Ayacucho. A continuación, se hace una breve reseña de los principales cuerpos intrusivos presentes en la zona de estudio.

Ortogneis de Abancay (Ts-ogn)

Descrito inicialmente por Marocco (1975), como un intrusivo diorítico; posteriormente Carlier et al. (1989) realizan una datación radiométrica de 222 ± 7 Ma, por el método U/Pb, sobre zircón, para este mismo cuerpo.

Este aflora al Sur de la ciudad de Abancay y está limitado por la falla de Abancay-Curahuasi y por el Este, Oeste y Sur está cortado por cuerpos intrusivos monzograníticos y dioríticos. Igualmente, se le reconoce al Sureste de Ocobamba y al Sur de Chacoche. Este cuerpo está conformado principalmente por ortogneis.

Macizo de Machupicchu (Permotriásico)

Reconocido inicialmente por Fricker & Weidel (1960), estos intrusivos fueron agrupados como Batolito de Vilcabamba o Machupicchu (Von Braun, 1967); luego Marocco (1978), reporta la existencia de pequeños cuerpos intrusivos de composición diorítica, reconocido en la zona de Cayara, que están afectados por una esquistosidad, que es atribuida a la fase eoherciniana (Cárdenas et al., 1997) por su relación de contacto estos cuerpos intruyen rocas del Paleozoico.

Complejo Granítico de Querobamba (PE-cqu-gr),

Con esta denominación Guevara (Inédito), reconoce en los cuadrángulos de Ayacucho, Huancapi y Querobamba, un extenso macizo plutónico que infrayace discordantemente al Grupo Mitu. Morche W. et al (1995)

Litológicamente, el granito es blanco-rosado de textura granular, holocristalina, con fenoscristales de ortosa, plagioclasa, cuarzo y homblenda. Se le encuentra fuertemente tectonizado y con un marcado fracturamiento (Rodríguez & Chacaltana, 2003).

Batolito de la Costa

En la Cordillera Occidental el magmatismo del Cretácico Superior al Paleógeno está representado por un plutonismo de arco magmático a Plutonismo de cuenca marginal, el que aflora alrededor de unos de 1600 km, con un ancho que supera los 65 km (Pitcher et al., 1985; Mukasa, 1986; Haederle & Atherton, 2002). Por su parte Atherton (1990) propone que la evolución de este batolito es producto de un rápido reciclamiento o nueva corteza originada a partir de un rift continental.

Este batolito está construido por diversos cuerpos intrusivos calco-alcalinos a toleíticos, que fueron subdivididas en unidades y superunidades (Pitcher, 1985), como resultado de esto se le ha podido dividir en tres segmentos que van de Norte a Sur, el segmento Lima tiene edades que van de ~106 a 37 Ma, el segmento Arequipa de ~106 a 80 Ma y el segmento Toquepala de 190 a 57 Ma (Beckinsale et al., 1985; Moore & Agar, 1985; Mukasa & Tilton, 1985; Pitcher, 1985; Mukasa, 1986a).

El Segmento Toquepala está conformado por las superunidades Ilo y Yarabamba, el Segmento Arequipa contiene superunidades Patap, Pampahuasi, Linga, Incahuasi, Tiabaya y otras unidades que no pueden asignarse a superunidades específicas (Moore & Agar, 1985). Por su parte, el segmento Lima está conformado por las superunidades Sayán, Puscao, San Jerónimo, La Mina, Humaya, Paraíso, Patap, Jecúan, Paccho, Santa Rosa y Pativilca.

Superunidad Punta Coles (Jurásico medio)

Unidad conformada por gabros, gabrodioritas (Sánchez, 1983) y monzotonalitas. Dataciones por el método de K/Ar indican edades de 195.8 ± 4.2 a 182.0 ± 4.1 Ma (Sánchez, 1983) y 170 Ma (Sánchez & Martínez, 2002). Igualmente, dataciones U-Pb sobre zircones registran edades, entre 188.4 y 184 Ma (Mukasa, 1986).

Batolito de Andahuaylas-Yauri

Este batolito presenta una longitud aproximada de 300 km y su ancho varía entre 10 a 60 km (Marroco, 1977; Noble et al., 1984; Bonhome & Carlier, 1990; Carlotto, 1998; Perelló et al., 2003a). Se ubica entre las regiones de Apurímac, Ayacucho, Cusco, Puno, en la Cordillera Occidental del Sur del Perú y al límite con el Altiplano, estas rocas intrusivas incluyen una primera fase conformada por gabros cumulativos y dioritas emplazadas entre 48 y 43 Ma, intruidas por una segunda etapa de cuerpos granodioríticos y cuarzo monzodioríticos entre ~42 y ~30 Ma (Carlotto, 1998; 2002), lo que indica un fuerte levantamiento en el Eoceno medio-Oligoceno inferior.

Este complejo intrusivo ha sido subdividido en unidades, entre las más representativas en la zona de estudio se tiene a las unidades Cotabambas, Progreso, Llajua, Totorá, Sañayca, Haqira, Huasani, Coyllurqui, Progreso, Colquemarca Parco entre otros plutones menores.

Batolito de Cordillera Blanca

Se ubica en la Cordillera Occidental del Norte del Perú (8°-10°S) tiene una longitud de 210 km con un ancho que va de 12 a 15 km. (Wilson et al., 1967).

Este batolito está conformado por rocas metaluminosas del "tipo S", tonalita-diorita, leucogranodiorita y cuarzodiorita (SiO_2 desde 52 a 77 %); ricos en sodio. Estudios realizados por Petford & Atherton (1992), explican que estas rocas se originaron por fundido de cortezas oceánicas subductadas.

El origen de las rocas se explica por la fusión parcial de la corteza inferior de composición basáltica que produce fundidos con alto contenido de Sodio, esto es característico en cortezas de gran espesor como los Andes. Estas rocas presentan una foliación en algunos sectores debido a que se encuentra controlado por fallas NO-SE y N-S del sistema de falla Cordillera Blanca que es del tipo detachment (Mc Nulty & Farber, 2002). La edad que se le asigna al Batolito de la Cordillera Blanca por el método K/Ar es del Mio-Plioceno, variando entre los 16 a 2.7 ± 0.4 Ma, con una agrupación de 9 Ma (Stewart et al, 1974). Nuevos datos U/Pb de zircones cristalizados indican que el batolito comenzó a enfriarse entre 8 y 5 Ma (Giovanni et al., 2008). Las edades de enfriamiento a partir de $40\text{Ar}/39\text{Ar}$, estudiados en biotitas y feldespatos potásicos, revelan una exhumación simultánea entre 6 y 4 Ma. Sin embargo, las proporciones de exhumación vertical se han reducido desde hace 3 Ma (Giovanni et al., 2008) (en las figuras 2.01 a 2.03 se aprecia los mapas geológicos simplificados de las tres áreas de estudio).

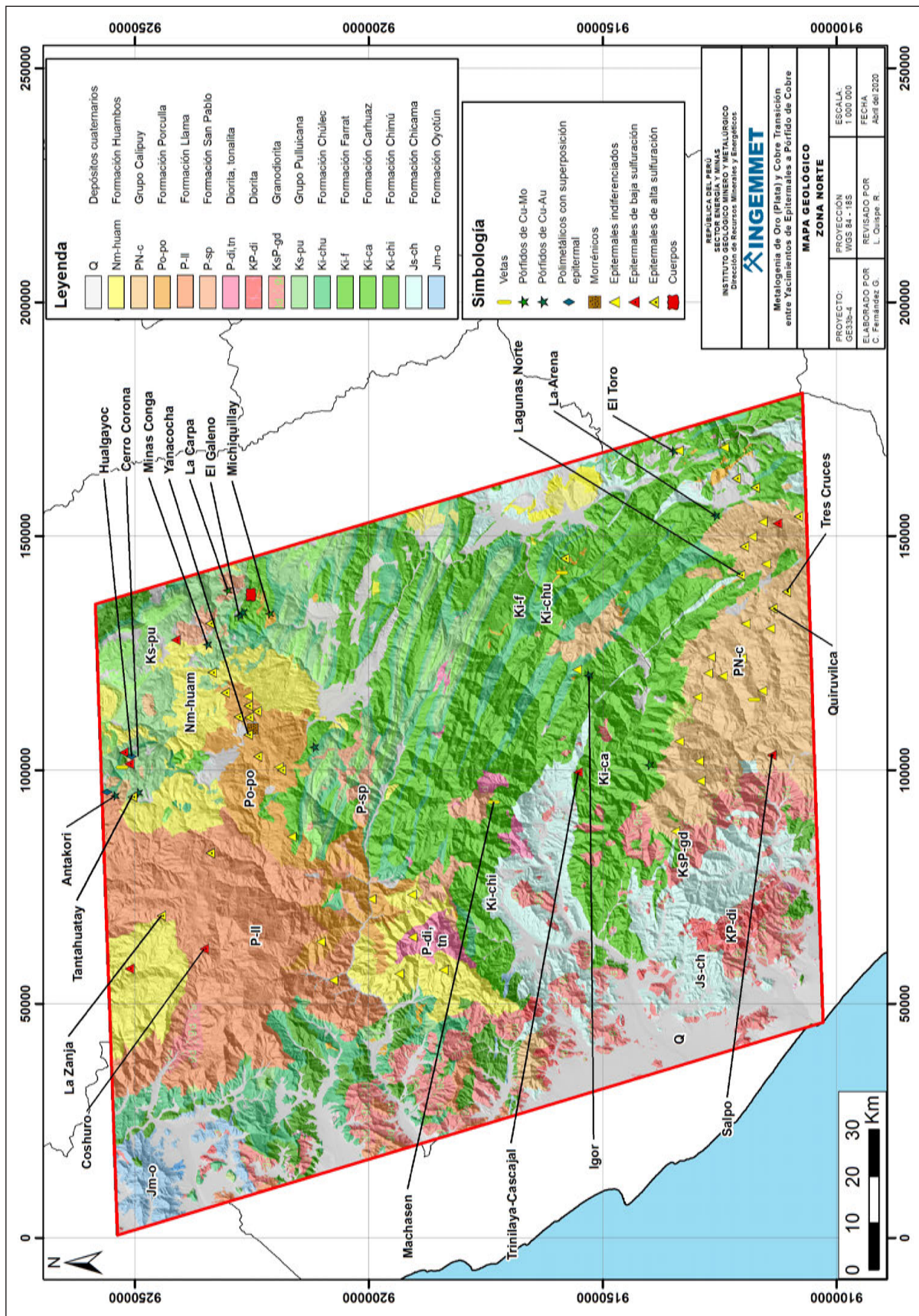


Figura 2.4 Mapa Geológico de la Zona Norte

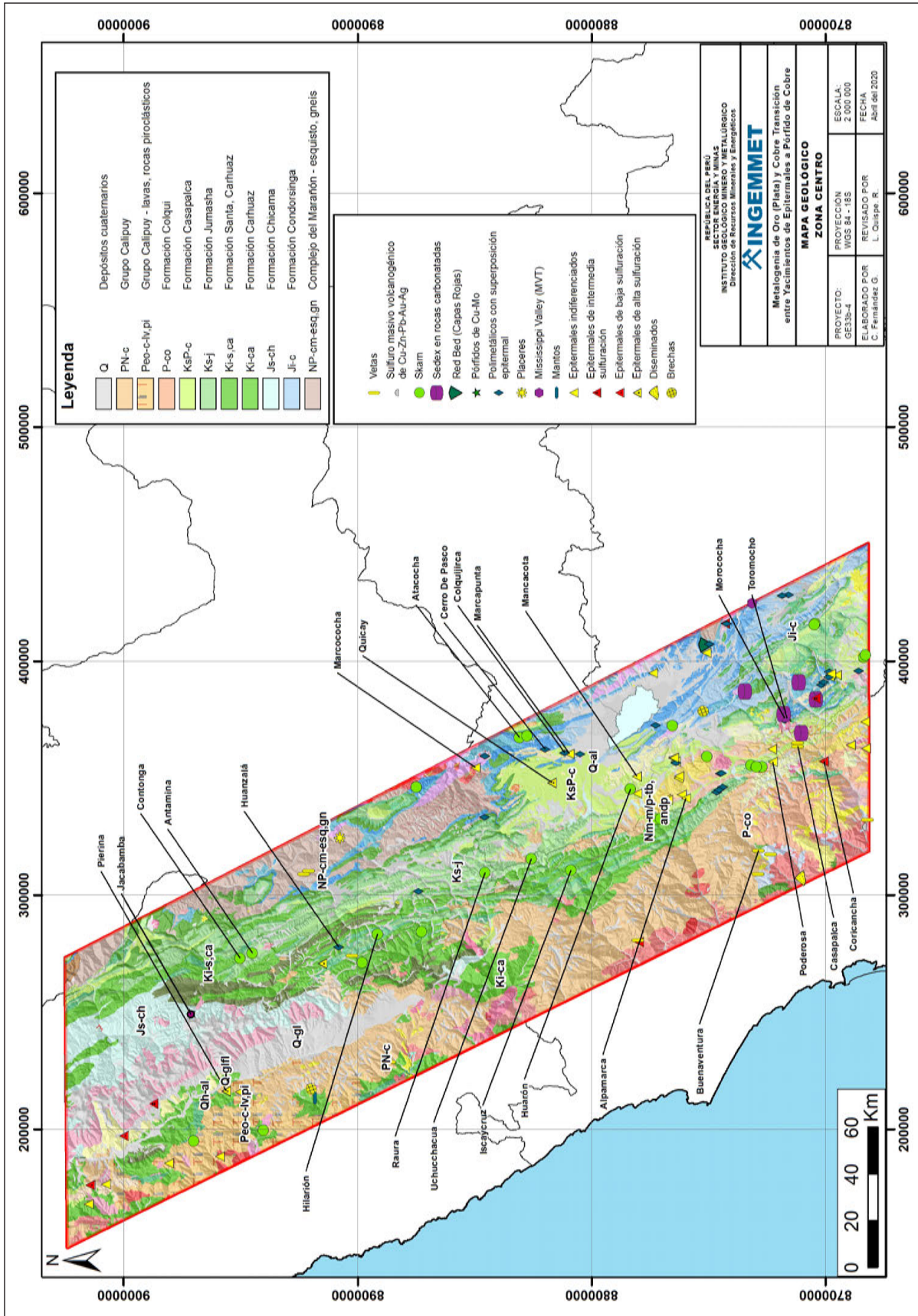


Figura 2.5 Mapa Geológico de la Zona Centro.

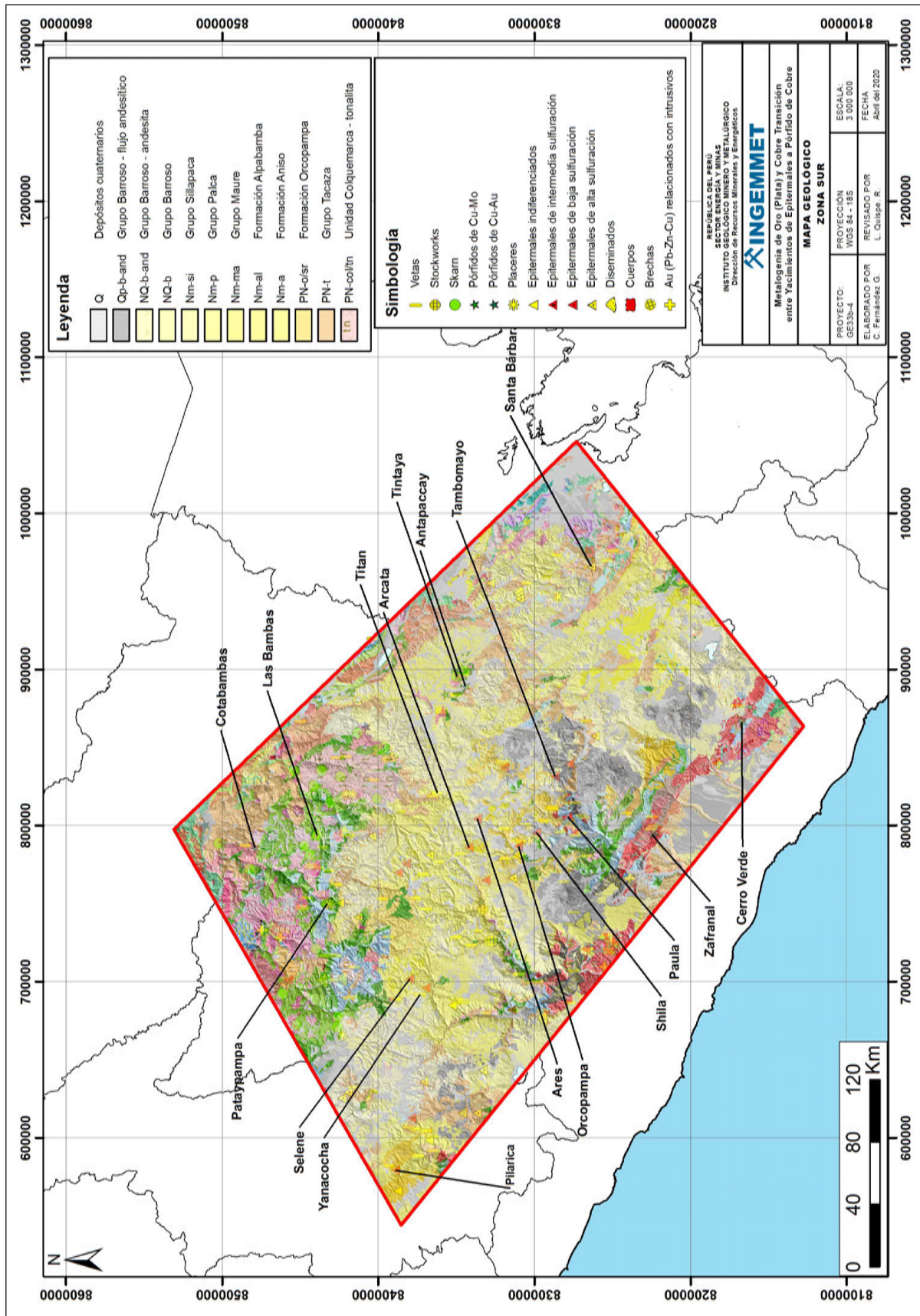


Figura 2.6 Mapa Geológico de la Zona Sur

2.4 CONTEXTO GEOTECTÓNICO DE SISTEMAS PÓRFIDO Y EPITERMAL

Durante el Eoceno, culmina el emplazamiento del Batolito de la Costa con la intrusión de cuerpos plutónicos de naturaleza tonalitas y granodioritas. Estos hospedan mineralización de Au-Cu-Pb-Zn tipo Intrusion Related Gold System, como se puede observar en Danzing en Áncash, Nazca - Ocoña en Ica y Saramarca en Ayacucho.

En el Sur del Perú, durante el Paleoceno-Eoceno se forman los grandes pórfidos de Cu-Mo acompañados con ocurrencias polimetálicas, las que estuvieron controladas por el sistema de fallas Incapuquio. Pero el factor determinante fue el extremo acortamiento y engrosamiento cortical, iniciado como ya se mencionó durante el Cretáceo 100 a 120 Ma (Clark et al., 1990; Acosta, 2008) y los sistemas de fallas regionales, con el consecuente levantamiento y exhumación, fueron los que controlaron la génesis de los grandes pórfidos de Cu-Mo (Maksaev & Zentilli, 1988, 1999; Maksaev, 1990; Skewes & Holmgren, 1993; Skewes & Stern, 1994; Perrelló et al., 1996; Kurtz et al., 1997; Kay & Mpodozis, 2001; Sillitoe & Perelló, 2005; Pino et al., 2004).

Relacionado con eventos magmáticos del Batolito Andahuaylas - Yauri, con edades entre 42 y 30 Ma (Eoceno Superior al Oligoceno), se registra importantes yacimientos tipo pórfidos-skarn de Cu-Mo (Au-Zn) como: Las Bambas, Tintaya, Cotabambas, Katanga y depósitos de Cu-Au-Fe.

En el Mioceno, el arco magmático cambió de dirección desde el Batolito Andahuaylas-Yauri hacia la Cordillera Occidental, da lugar a la formación depósitos epitermales a lo largo de toda la Cordillera Occidental del Perú. En el norte se tiene a Yanacocha, Pierina, Lagunas Norte, entre otros. En el Sur, se tiene Caylloma, Arcata, Ares, Selene, Orcopampa, Santa Rosa, Arasi, entre los principales yacimientos.

En los Sectores norte y centro del Perú, se formaron pórfidos de Cu-Mo (Au) como Michiquillay, La Granja, Río Blanco, El Galeno, Cerro Corona, Minas Conga, La Carpa, entre otros.

Igualmente, se registran sistemas tipo de Pb-Zn-Cu (Ag) como Antamina, Uchuchacua, Iscaycruz, entre los principales yacimientos. La mineralización se relaciona con eventos magmáticos calcoalcalinos. Igualmente, se registran depósitos epitermales y polimetálicos, como Cerro de Pasco (~ 14.5-10.9 Ma, Baumgartner et al., 2006) y Colquijirca (10.6-10.8 Ma, Bendezu et al., 2003).

Durante el Mioceno-Plioceno, se emplaza el Batolito de la Cordillera Blanca en el norte del Perú, asociado con la mineralización de W-Cu de Pasto Bueno. Eventos mágmaticos de similar edad, generan depósitos epitermales de Au-Ag en la Cordillera Occidental del centro y sur del Perú.

2.5 CONTROLES ESTRUCTURALES DE SISTEMAS TIPO PÓRFIDO Y EPITERMAL

El contexto tectónico que controló la distribución espacial y temporal de los depósitos tipo de pórfido Cu y epitermales de Au a lo largo de los Andes, son:

- 1) Los actuales lineamientos estructurales. Estos pudieron ser fallas activas en el pasado, las que no solo alinearon a antiguos centros volcánicos, sino que también permitieron y controlaron el paso de los fluidos mineralizantes.
- 2) Los sistemas de fallamientos transtensivos y transpresivos de alto ángulo con dirección preferencial N-S, E-O y NNE dextrales y normales, exceptuando algunos yacimientos que son sinestrales normales y de bajo ángulo. Se desarrollan en los yacimientos epitermales y pórfidos de cobre.
- 3) La edad del emplazamiento del magmatismo fértil Paleógeno superior - Neógeno genera un favorable ambiente geológico volcánico e intrusivo, así como en su basamento sedimentario cretácico y pulsos subsecuentes en la conformación de los batolitos como el de Andahuaylas - Yauri, mejor expuesto o denudado, como producto del proceso subductivo, y al borde centros volcánicos dómales, donde principalmente se han desarrollado este tipo transición de yacimientos hidrotermales.

CAPÍTULO III

LITOGEOQUÍMICA, GEOCRONOLOGÍA Y CARACTERÍSTICAS ISOTÓPICAS Pb-Pb DE EVENTOS MAGMÁTICOS GENERADORES DE SISTEMAS DE MINERALIZACIÓN TIPO PÓRFIDOS – EPITERMALES Y YACIMIENTOS RELACIONADOS

Las características litogeoquímicas y geoquímica regional de sedimentos de quebradas son analizadas en este capítulo.

3.1 CARACTERÍSTICAS LITOGEOQUÍMICAS DE EVENTOS MAGMÁTICOS

En este apartado se realiza el análisis litogeoquímico del magmatismo vinculado a yacimientos en las tres zonas definidas: norte, centro y sur, y según franja metalogenética a la que corresponden las muestras recolectadas en este estudio, así como de la base litogeoquímica del Ingemmet. Se tiene una población de 149 muestras en la Zona Norte, 120 muestras en la Zona Centro y 329 muestras en la Zona Sur.

Para el análisis litogeoquímico se ha trabajado con los elementos menores y traza inmóviles, evitando el uso de elementos mayores, ya que son en su mayoría móviles por efecto de la alteración hidrotermal o intempérica. Sólo se han procesado muestras de rocas ígneas, ya que son los magmas la fuente de los metales y quienes exsuelven los fluidos hidrotermales, en los pórfidos y predominantemente en los epitermales (Candela & Holland, 1984; Dreher et al., 2005).

Se ha interpretado la litogeoquímica de intrusivos y volcánicos asociados principalmente a pórfidos y epitermales, en las tres zonas de estudio, pero también de las rocas intrusivas relacionadas a algunos yacimientos de tipo *Skarn*.

La firma litogeoquímica de intrusivos vinculados a yacimientos tipo pórfido es distintiva en ciertos parámetros, tales como un $LaN/YbN > 20$ (Richards, 2011; Bissig et al., 2017, entre otros). En contraposición, para los depósitos epitermales, autores tales como Du Bray (2016), quien realizó un estudio correlativo de parámetros litogeoquímicos de volcanismo asociado a yacimientos epitermales a nivel mundial, mencionan que no hay relaciones demostrables entre la composición de los magmas, especialmente de las rocas volcánicas, y la génesis del

yacimiento. Sin embargo, menciona también que las cercanas relaciones espaciales y temporales entre las rocas volcánicas y los depósitos epitermales sugieren una relación genética. Por ello, se evaluará tanto muestras de rocas intrusivas, como de rocas volcánicas, según los parámetros litogeoquímicos más usados y útiles para distinguir magmatismo fértil.

Se ha asignado a las muestras, en un radio menor a 2 km de cualquier yacimiento (mina, proyecto, prospecto u ocurrencia), el nombre del correspondiente depósito, considerándolas como potencialmente asociadas a los eventos que generaron dichos yacimientos, especialmente a las muestras asociadas temporalmente. Las demás muestras se han denominado según sean intrusivas o volcánicas, en su respectiva época geológica y franja metalogenética, para realizar un análisis regional del magmatismo en el arco que alberga a los yacimientos.

3.1.1 Diagramas de Tierras Raras y Spider

Para realizar la caracterización de los elementos traza y tierras raras se emplearán diagramas de tierras raras y también diagramas extendidos de tierras raras con otros elementos menores, trazas y algunos mayores (diagrama Spider). Las firmas geoquímicas de cada muestra se agruparán en franjas, según edad geológica y tipo de roca, sea intrusiva o volcánica. En los diagramas de tierras raras, las muestras se han normalizado al condrito de Nakamura (1974), con adiciones de Haskin et al. (1968). Mientras que, en los diagramas Spider las muestras se han normalizado al condrito de Thompson (1982).

a. Zona Norte

En la zona Norte se disponen de muestras en las franjas metalogenéticas X (Pórfidos de Cu-Mo del Cretácico superior), XVIII (Epitermales de Au-Ag del Oligoceno) y XXI-A (Epitermales de Au-Ag hospedados en rocas volcánicas). Los diagramas de tierras raras y Spider se observan en la figura 3.1.

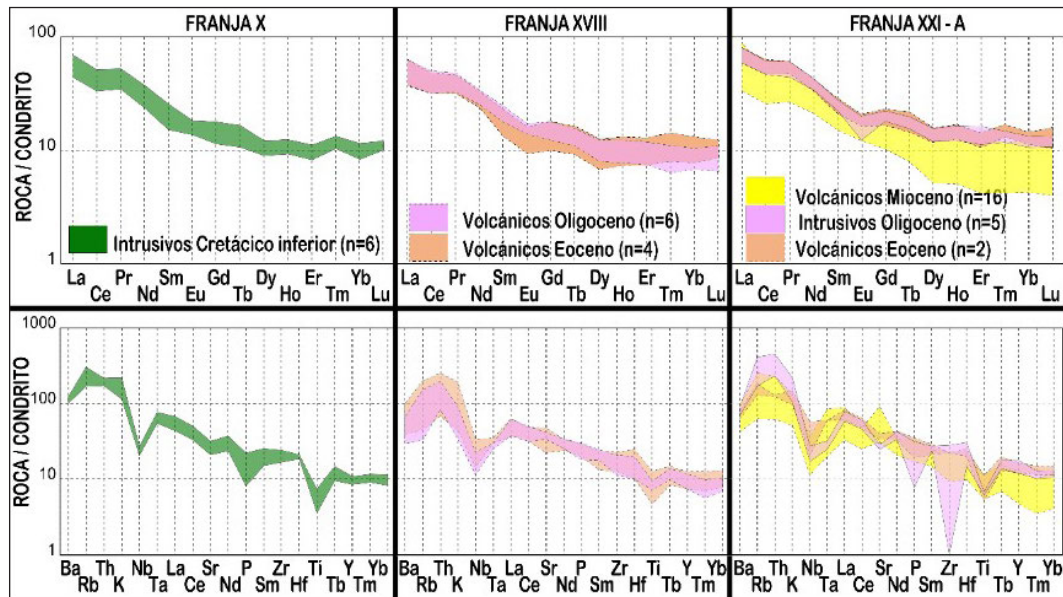


Figura 3.1 Diagramas de tierras raras (arriba) y diagramas Spider (debajo) para las muestras de las franjas X, XVIII y XXI-A en la Zona Norte

En la figura 3.1 se observa que la geometría del patrón de tierras raras para los tiempos Cretácico inferior y Eoceno de las 3 franjas, sugiere interacción con clinopiroxeno \pm anfíbol en la fuente, indicando desarrollo en un espesor cortical moderado.

El Oligoceno en la Franja XVIII presenta un patrón más lístrico respecto al Eoceno, sugiriendo mayor interacción con anfíbol en la fuente, siendo esta condición favorable para generar magmas hidratados, considerados potencialmente fértiles por su potencial de exsolver soluciones hidrotermales en sus últimos estadios de diferenciación en niveles corticales superiores.

El Oligoceno de la Franja XXI-A presenta una anomalía negativa de Eu, señalando interacción con feldespatos en la fuente, y al ser esta anomalía mayor respecto al Eoceno sugiere también mayor tiempo de residencia en niveles corticales superiores, donde predomina la interacción con feldespatos. Un mayor tiempo de residencia en niveles corticales superiores es favorable para generar magmas diferenciados, los cuales concentran volátiles en las cúpulas de sus cámaras magmáticas.

El diagrama de tierras raras del Mioceno de la Franja XXI-A se distingue marcadamente en lo que respecta a las tierras raras intermedias (Sm, Eu, Gd, Tb, Dy) y pesadas (Er, Tm, Yb, Lu), ya que algunos de sus valores se encuentran muy por debajo de los demás que se encuentran en torno a 10 veces enriquecidos respecto al condrito. Este empobrecimiento pronunciado es posible si hubo interacción con granate en la fuente, un mineral que es estable en espesores corticales en torno a 50 km, es decir, en corteza gruesa. El granate es un mineral anhidro, el

cual no es favorable para generar magmas fértiles. Sin embargo, la transición desde anfíbol hacia granate, como se observa en este caso, es favorable para generar mineralización, marcando épocas metalogenéticas, al exsolver masivamente el agua estructural del anfíbol, el cual ya no será estable en corteza más gruesa (Kay & Mpodozis, 2001).

En cuanto a los diagramas Spider, los elementos litófilos (Ba, Rb, Th, K) se encuentran muy enriquecidos con respecto al condrito en las tres franjas. Sin embargo, comparativamente, para la franja XVIII, el Eoceno se encuentra más enriquecido en litófilos que el Oligoceno, lo que sugiere mayor tiempo de residencia en la corteza para el Eoceno, siendo un mayor tiempo de residencia en la corteza favorable para mayor diferenciación en cámaras magmáticas y exsolver en tiempos posteriores una mayor proporción de fluidos y volátiles. Esto puede ser una condición que explique para el posterior tiempo Oligoceno un volcanismo fértil asociado a epitermales de Au-Ag, sustentado además por la firma lístrica de interacción con anfíbol de su diagrama de tierras raras.

Para la Franja XXI-A, el Oligoceno es el tiempo en el que hubo mayor contenido de litófilos, sugiriendo nuevamente mayor interacción y tiempo de residencia en niveles corticales superiores. Esto favoreció la diferenciación y en posteriores tiempos miocenos el contenido de litófilos disminuye, pero ya las condiciones favorables para su diferenciación se venían dando previamente. La diferenciación sumada a la interacción con pulsos magmáticos hidratados constantes, aportadores de

calor, rejuvenece termalmente los sistemas (Simmons, 2013; Buret et al., 2016) durante el Mioceno debido a la fusión de magmas hidratados en la base de la corteza durante la transición de anfíbol a granate, observada en el diagrama de tierras raras. Es un detonante para generar eventos mineralizantes (Wilkinson, 2013).

Los elementos HFSE (Nb, Ta, P, Ti, Zr, Hf), cuyas anomalías negativas son indicadoras de magmatismo de arco (Rudnick, 2004), presentan para el Cretácico inferior de la Franja X, en general, anomalías negativas más marcadas que para el Eoceno, Oligoceno de la Franja XVIII, pero presenta un comportamiento similar que el Eoceno de la Franja XXI-A. Estas anomalías negativas marcadas sugieren una intensificación de los procesos de subducción, dado que los litófilos se encuentran enriquecidos (descartándose la fusión de corteza oceánica), este componente de subducción señalado por las anomalías negativas de HFSE sugiere una mayor deshidratación del slab, hidratando así más al manto astenosférico suprayacente, lo que generó a su vez mayor fusión parcial por el descenso del punto de fusión. Esto es a su vez otro factor que resalta el potencial fértil que tuvo el Mioceno de la Franja XXI-A, pues para el tiempo previo Oligoceno, el manto astenosférico fue intensamente hidratado, esto ha sido señalado indirectamente por las intensas anomalías negativas de HFSE, en especial Zr, con respecto a otros tiempos.

b. Zona Centro

En la zona Centro se disponen de muestras en las franjas metalogenéticas: Franja XIV (depósitos de Au-Cu-Pb-Zn relacionados con intrusivos del Eoceno); Franja XVII (Epitermales de Au-Ag del Eoceno y depósitos polimetálicos del Eoceno-Oligoceno-Mioceno); y Franja XX (Pórfidos de Cu-Mo-Au, *skarns* de Pb-Zn-Cu-Ag y depósitos polimetálicos relacionados con intrusivos del Mioceno). En la figura 3.2, los diagramas de tierras raras para el tiempo del Eoceno de la Franja XIV muestran un patrón más lítrico y menos enriquecido en tierras raras ligeras (La, Ce, Pr, Nd) que los intrusivos y volcánicos del Eoceno de la Franja XVII. El patrón más lítrico de la Franja XIV señala interacción con anfíbol en la fuente, lo cual es favorable para generar magmas hidratados, señalando el tiempo Eoceno como generador de magmatismo fértil para la Franja XIV.

En el diagrama de tierras raras de la Franja XVII, se tiene comparativamente el Eoceno y el Mioceno (no se tienen muestras del Oligoceno). Los intrusivos y volcánicos del Eoceno muestran paralelismo entre sí, lo mismo para los intrusivos y volcánicos del Mioceno, lo que señala diferenciación a partir de una misma fuente).

Entre el Eoceno y el Mioceno, la diferencia más marcada es el aumento de la pendiente del patrón, luego de un marcado empobrecimiento en tierras raras pesadas y también de un enriquecimiento en tierras raras ligeras, lo que señala interacción con granate en la fuente.

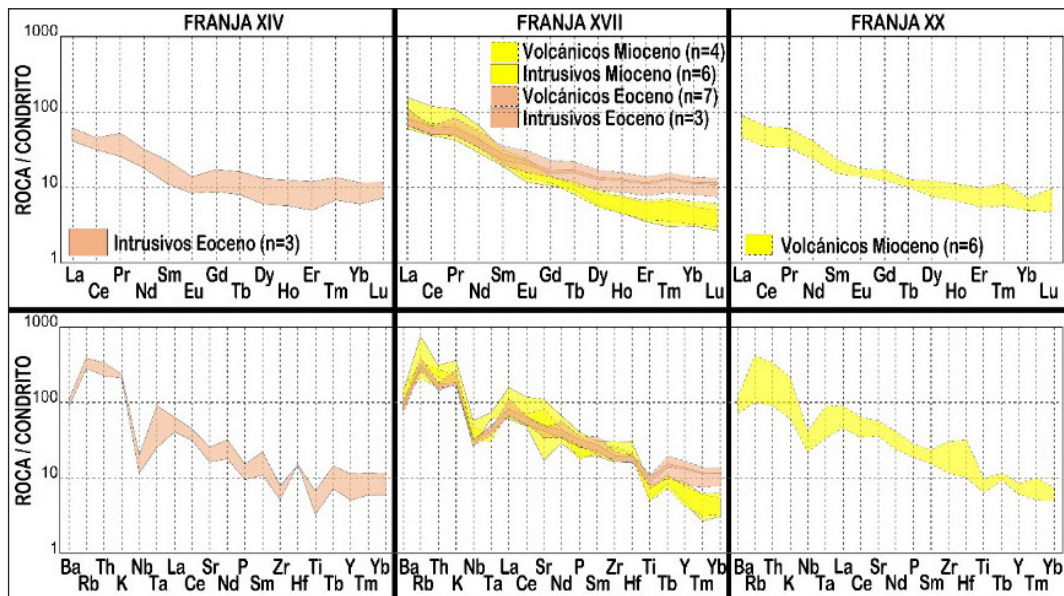


Figura 3.2 Diagramas de tierras raras (arriba) y diagramas Spider (debajo) para las muestras de las franjas XIV, XVII y XX en la zona Centro

En el tiempo, la pendiente de tierras raras ha ido aumentando; se ha dado la transición mineralógica desde anfíbol hacia granate en la base de la corteza, desde el Eoceno hacia el Mioceno, generando distintos pulsos mineralizantes durante este tiempo dada la liberación de agua estructural por parte del anfíbol.

Para la Franja XX, el patrón de tierras raras de los volcánicos miocenos es similar al Mioceno de la Franja XVII, aunque de menor pendiente, señal de transición desde anfíbol a granate nuevamente. Lo que marca épocas metalogénicas es la transición hacia una corteza gruesa, generando liberación masiva de fluidos en la búsqueda de la zona de MASH, para alcanzar un nuevo equilibrio mineralógico en una mayor presión debido al aumento del espesor cortical.

Respecto a los diagramas *Spider*, los elementos litófilos se encuentran enriquecidos sobre 100 veces el valor del condrito en todos los casos. Sin embargo, para el tiempo Eoceno en la Franja XVII, se observa una anomalía negativa débil de Th, pudiendo sugerir contaminación con magmas primitivos. Los

elementos HFSE presentan anomalías negativas, lo que señala la presencia de la componente de subducción, deshidratación de la corteza oceánica subducida.

También, se dispone para la zona Centro de muestras en la Franja XXI-A (epitermales de Au-Ag hospedados en rocas volcánicas) y en la Franja XXII (depósitos de W-Mo-Cu relacionados con intrusivos del Mioceno superior). Los diagramas de tierras raras y *Spider* se observan en la figura 3.3.

La figura 3.3 muestra para la Franja XXI-A un aumento de la pendiente con la disminución de la edad, desde el Eoceno hacia el Mioceno, observándose nuevamente la transición desde un patrón lítrico hacia un patrón más empobrecido en tierras raras pesadas, siendo esto favorable para mineralización.

El Mioceno de la Franja XXII muestra un aumento de pendiente comparativamente al Mioceno de la Franja XXI-A, lo que puede interpretarse como un mayor engrosamiento cortical para esta franja.

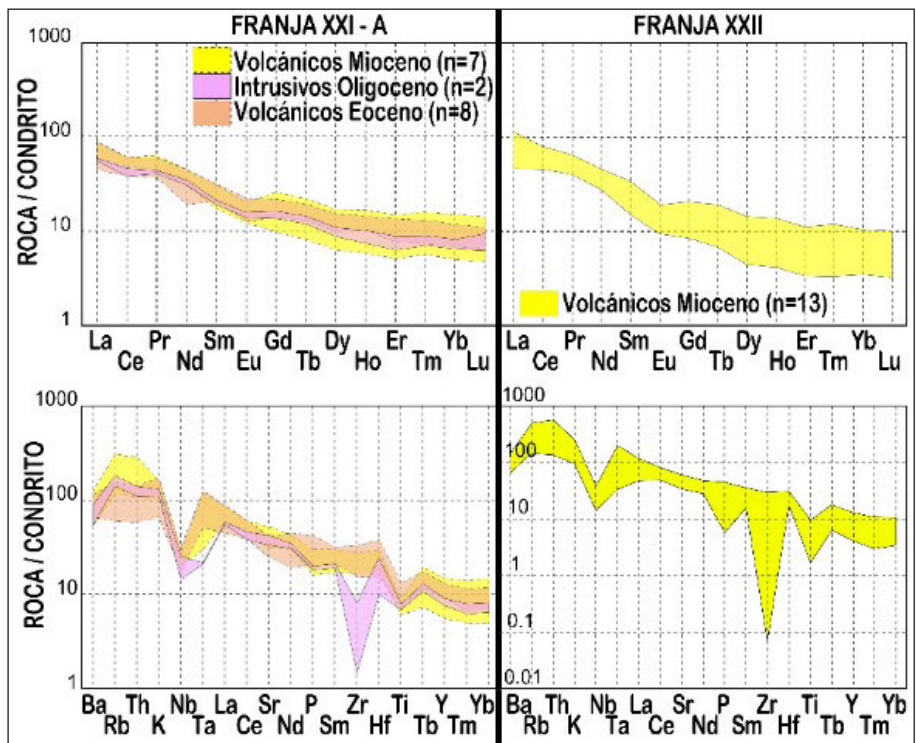


Figura 3.3 Diagramas de tierras raras (arriba) y diagramas *Spider* (debajo) para las muestras de las franjas XXI-A y XXII en la zona Centro

Respecto a los diagramas *Spider*, para la Franja XXI-A se observa que los elementos litófilos van en aumento desde el Eoceno-Oligoceno hacia el Mioceno. Para el Oligoceno, se produjo una intensificación de los procesos de subducción, señalado por la intensificación de las anomalías negativas de

Nb, Ta y Zr. La Franja XXII presenta para el Mioceno también una intensificación de los procesos corticales, señaladas también por el Nb, Ta y especialmente por la marcada anomalía negativa de Zr.

c. Zona Sur

En la Zona Sur se disponen de muestras en las franjas metalogenéticas: Franja X (pórfidos de Cu-Mo del Cretácico superior); Franja XV (Pórfidos-Skarns de Cu-Mo (Au, Zn) y depósitos de Cu-Au-Fe relacionados con intrusivos del Eoceno-Oligoceno) y con superposición epitermal; Franja XXI-A (epitermales de Au-Ag hospedados en rocas volcánicas); Franja XXI-C (depósitos polimetálicos Pb-Zn-Cu con superposición Epitermal de Au-Ag) y Franja XXIII (epitermales de Au-Ag del Mio-Plioceno). Los diagramas de tierras raras y Spider se observan en las figuras 3.4 y 3.5.

La figura 3.4 muestra para la Franja X una marcada diferencia entre el Cretácico inferior y el Plioceno. Se carecen de muestras en el tiempo comprendido entre ambos. Sin embargo, se puede apreciar que el Plioceno presenta una pendiente marcadamente más pronunciada que el Cretácico inferior.

La Franja XV muestra un aumento de la pendiente del patrón de tierras raras desde el Eoceno, Oligoceno hacia el Mioceno, tanto para intrusivos como para volcánicos, mostrando una transición de fraccionamiento de anfíbol hacia granate, lo cual es favorable para generar mineralización. La Franja XV con superposición Epitermal muestra el mismo aumento de la pendiente del patrón de tierras raras en el tiempo hacia el Plioceno.

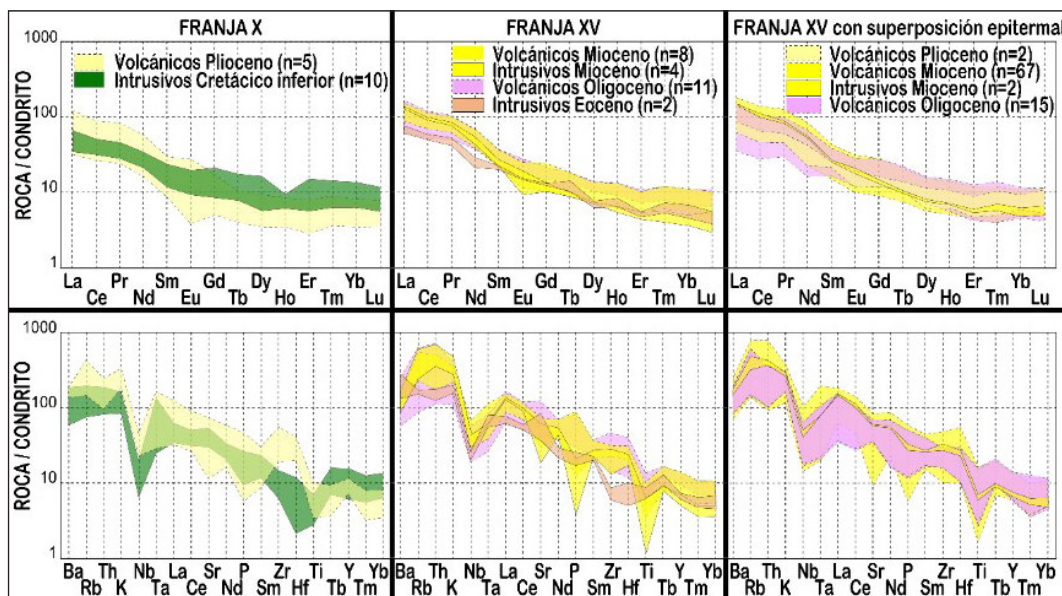


Figura 3.4 Diagramas de tierras raras (arriba) y diagramas Spider (debajo) para las muestras de las franjas X, XV y XV con superposición epitermal en la zona Sur

Respecto a los diagramas Spider, los elementos litófilos aumentan con el aumento de la pendiente de tierras raras, lo que indica una mayor importancia de los procesos corticales, tales como diferenciación y asimilación. Se intensifican anomalías negativas de algunos HFSE como el Nb y Ta, el Ti en el caso de la Franja XV.

La figura 3.5 muestra para los diagramas de tierras raras, en la Franja XXI-A, un descenso de la pendiente, lo que puede

representar un adelgazamiento cortical hacia el Mioceno. Para la Franja XXI-C se observa igualmente un descenso de la pendiente desde el Oligoceno hacia el Mioceno, sugiriendo que hubo transición hacia un espesor cortical moderado con la base de la corteza dominada por anfíbol, cuya presencia genera el patrón lítrico en el fundido residual observado para el Mioceno. La Franja XXIII presenta un aumento de la pendiente desde el Cretácico superior hacia el Plioceno.

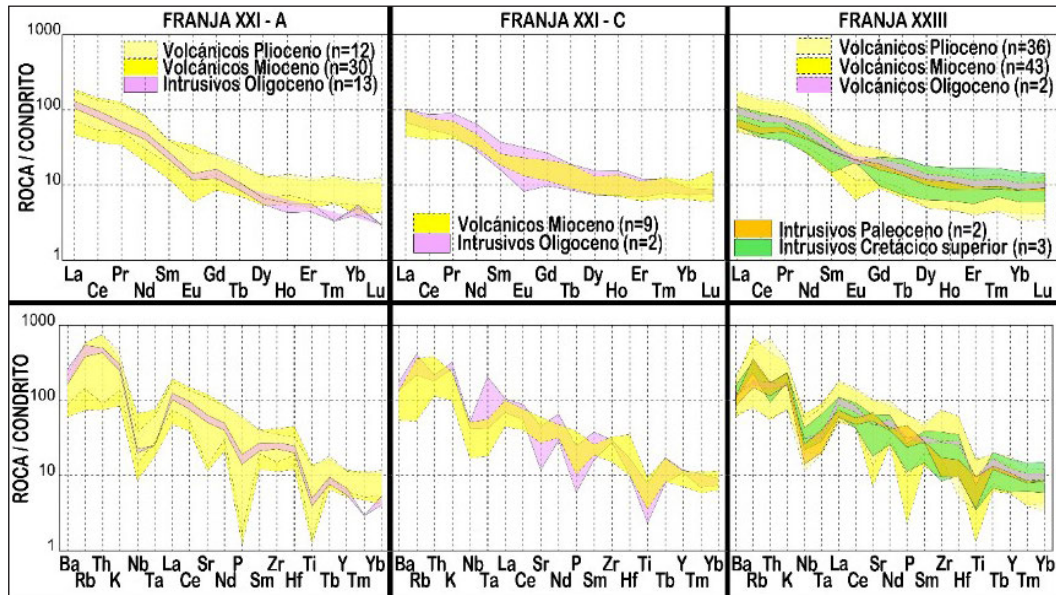


Figura 3.5 Diagramas de tierras raras (arriba) y diagramas *Spider* (debajo) para las muestras de las franjas XXI-A, XXI-C y XXIII en la zona Sur

Respecto a los diagramas *Spider*, se muestra incremento en la intensidad de las anomalías negativas de los HFSE, tales como Nb, Ta, P y T a medida que los magmas se hacen más jóvenes, hecho que se observa en las tres franjas metalogénicas.

3.1.2 Diagramas bivariantes de elementos traza

Se han desarrollado diagramas bivariantes de elementos traza para las muestras de las zonas norte, centro y sur, ya que permiten mejor visibilidad para mayor cantidad de datos, cuando los diagramas de tierras raras y *spider* se tornan engorrosos. Permiten, además, observar tendencias y reconocer clusters en los datos.

Se han tomado los principales ratios y parámetros litogeoquímicos que señalan magmatismo fértil, tanto para muestras relacionadas a yacimientos como para las demás muestras regionales analizadas previamente con los diagramas de tierras raras y *spider*.

El cociente entre La_N e Yb_N nos da la pendiente del patrón de tierras raras. Si la pendiente del patrón de tierras raras permanece constante, pero los patrones de tierras raras son subparalelos y van enriqueciéndose progresivamente respecto al condrito y entre sí, señala diferenciación en un sistema cerrado y sin un cambio drástico de las condiciones tales como espesor cortical. Sin embargo, si la pendiente varía, señala que puede haber mezcla y asimilación de otros magmas (lo que tiene que

ser corroborado con otros indicadores) o variaciones en el espesor cortical.

Un mineral que genera grandes variaciones de la pendiente de tierras raras, al aparecer en el sistema, es el granate, dado su elevado coeficiente de partición para las tierras raras pesadas. La presencia de granate señala una corteza gruesa, superior a 50 km, profundidad a la cual el granate es estable. Un cociente $La_N/Yb_N > 20$ indica, junto con otros factores, una composición adakítica, la cual está relacionada espacial y temporalmente a pórfidos en el mundo según Richards (2011), Chiaradia *et al.* (2012), Loucks (2014), Bissig *et al.* (2017), entre otros.

El $Sr/Y > 40$ es otro cociente que nos señala composiciones adakíticas, ya que un aumento desmedido de Sr indica supresión de cristalización de plagioclasa, en beneficio de anfíbol, en el sistema, debido a un alto contenido de agua magmática (Müntener *et al.*, 2001) y el Y se comporta como una tierra rara pesada, siendo asimilado masivamente por el granate.

La anomalía de Eu (Eu_N/Eu^*) se emplea como indicador de magmas hidratados y oxidados, si es mayor a 1. Los magmas hidratados se dan porque el fraccionamiento de anfíbol rechaza al Eu, además porque un sistema hidratado suprime la cristalización de plagioclasa, la que fracciona al Eu como indicador de magma oxidado, porque el Eu reducido es el que es fácilmente asimilado por los feldespatos, más no el oxidado. Un magma oxidado previene una cristalización temprana de

sulfuros, lo que impide que capten a los metales en estos estadios tempranos, permitiendo que asciendan hacia niveles corticales superiores (Lynton et al., 1993).

El empleo del cociente Nb_N/Ta_N se realiza principalmente por dos motivos: el primero porque al igual que las tierras raras, se trata de dos elementos incompatibles e inmóviles, los cuales deberían de comportarse de manera coherente entre sí, dadas sus similares propiedades geoquímicas; pero se observa variación entre ellos cuando hay en el sistema minerales de Ti (Ayers & Eggler, 1995; Stalder et al., 1998), los cuales ocurren en el manto solo cuando las condiciones les permiten ser estables, siendo estas condiciones dadas por un intenso metasomatismo (hidratación) del manto (Foley & Wheller, 1990; Ringwood, 1990). Por este motivo, el Nb_N/Ta_N (>0.7) permite reconocer magmatismo hidratado o poco hidratado (<0.7) aun cuando una anomalía de Eu sea >1 , ya que una anomalía negativa de Eu puede ser camuflada y tomada en anomalía positiva por fraccionamiento de granate (Hanson, 1978), contexto luego del cual no se genera magmatismo fértil, al ser el granate un mineral anhidro.

El empleo del Th/Yb se realiza para destacar el componente cortical en la diferenciación de los magmas, ya que el Th se enriquece con la diferenciación y/o contaminación con material cortical, y el Yb se empobrece si ocurre un engrosamiento cortical.

El espesor cortical ha sido estimado indirectamente de una fórmula que obtuvieron Mantle & Collins (2008). Esta correlación se hizo para lavas de composición basáltica en contexto de magmatismo de subducción, y no ha sido aún validada para otras composiciones. Sin embargo, pese a no reflejar de manera exacta el espesor cortical, permite traducir en una medida de la profundidad a los parámetros litogeoquímicos con el objetivo de observar variaciones drásticas en un corto tramo, espacialmente, al plotearlas versus la distancia a la fosa oceánica, ya que al obtenerse del Ce/Y se encuentra proporcionalmente relacionado con el La_N/Yb_N , (ya que el Ce, que se comporta similarmente al La, y el Y, que se comporta con una concentración aproximadamente 10 veces la concentración del Yb) y se ve influenciado por las variaciones del espesor cortical.

El U/Th también se ha propuesto como un indicador del contenido de volátiles del magma (Marchena, 2019), ya que el

Th se encuentra estrechamente relacionado al U y la relación U/Th tiende a permanecer constante con la diferenciación en caso no haya significativa mezcla y/o asimilación cortical (Whitfield, Rogers & Adams, 1959). Ambos son altamente incompatibles durante la fusión parcial e inmóviles en fluidos acuosos. Sin embargo, estudios experimentales de Keppler & Wyllie (1990) muestran que, en fluidos hidrotermales que contengan Cl- y CO_2 , el U es móvil, ya que forma complejos con estos volátiles, mientras que el Th no. Es así como un incremento del ratio U/Th puede interpretarse como un influjo de fluidos en profundidad que contengan Cl- y CO_2 (o de magmas que contengan estos fluidos y/o volátiles) siendo el Cl capaz además de movilizar al Au.

Un incremento en el ratio U/Th también puede ocurrir debido a un marcado descenso de Th por contaminación de magmas primitivos, siendo los valores normales de un magma en torno a 0.25. El incremento de U y Th también genera calor radiogénico e incremento de potencial de generar sistemas hidrotermales o metasomáticos distales.

Se han realizado diagramas bivariantes empleando estos parámetros para las muestras de las zonas norte, centro y sur.

Zona Norte

Los diagramas para la Zona Norte comprenden La_N/Yb_N vs. Eu_N/Eu^* , Sr/Y vs. Y, Espesor cortical vs. distancia a la fosa, Th/Yb vs. Nb_N/Ta_N y U/Th vs. Th.

i. La_N/Yb_N vs. Eu_N/Eu^*

La figura 3.6 presenta el Eu_N/Eu^* vs. La_N/Yb_N para las muestras de la Zona Norte. Las muestras pertenecientes al distrito minero Yanacocha se encuentran casi en su totalidad en rangos adakíticos, desde valores de La_N/Yb_N menores a 10, en rangos de fraccionamiento de anfíbol ($0.8 < Eu_N/Eu^* < 1.2$) hasta de 10 y hacia valores más altos, resultando una extensa serie de diferenciación lo cual es favorable para generar magmatismo fértil. Se señala que se ha dado la transición desde anfíbol hacia granate en la transición hacia una corteza gruesa, lo que ha generado liberación masiva de fluidos en la búsqueda de la zona de MASH alcanzar un nuevo equilibrio mineralógico en una mayor presión debido al aumento del espesor cortical.

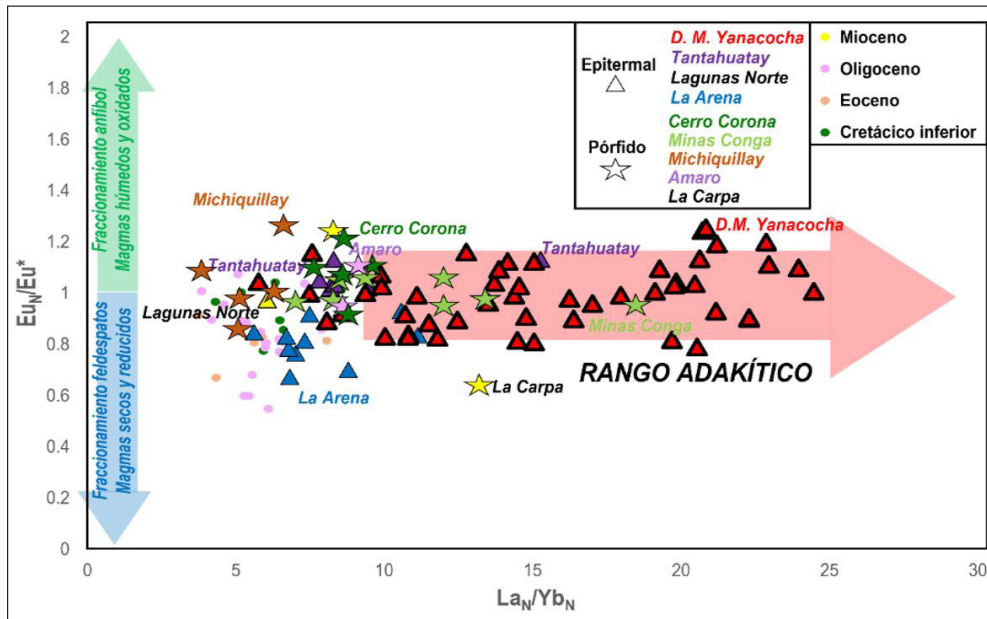


Figura 3.6 Eu_N/Eu^* vs. La_N/Yb_N para las muestras de la Zona Norte

Las muestras de Minas Conga también se encuentran en rangos adakíticos, así como algunas muestras de Tantahuatay, La Arena y Cerro Corona. Las muestras de Michiquillay se encuentran en el rango de magmatismo hidratado, pero no presentan transición hacia el rango adakítico, lo que generaría masiva liberación de agua estructural del anfíbol. Caso similar ocurre para Amaro y las muestras de La Carpa y Lagunas Norte.

ii. Sr/Y vs. Y

La figura 3.7 muestra el Eu_N/Eu^* vs. La_N/Yb_N para las muestras de la Zona Norte. En la figura 3.7 se observa que para el Sr/Y las muestras del distrito minero Yanacocha se encuentran en su mayoría en rangos adakíticos, viniendo la transición desde el campo de composición de arco normal. Lo ideal para una nube de puntos es que sea continua, extensa y que se dé la transición desde el campo no adakítico hacia el campo adakítico, de manera que los cambios mineralógicos en la base de la corteza generan la acumulación y liberación de fluidos.

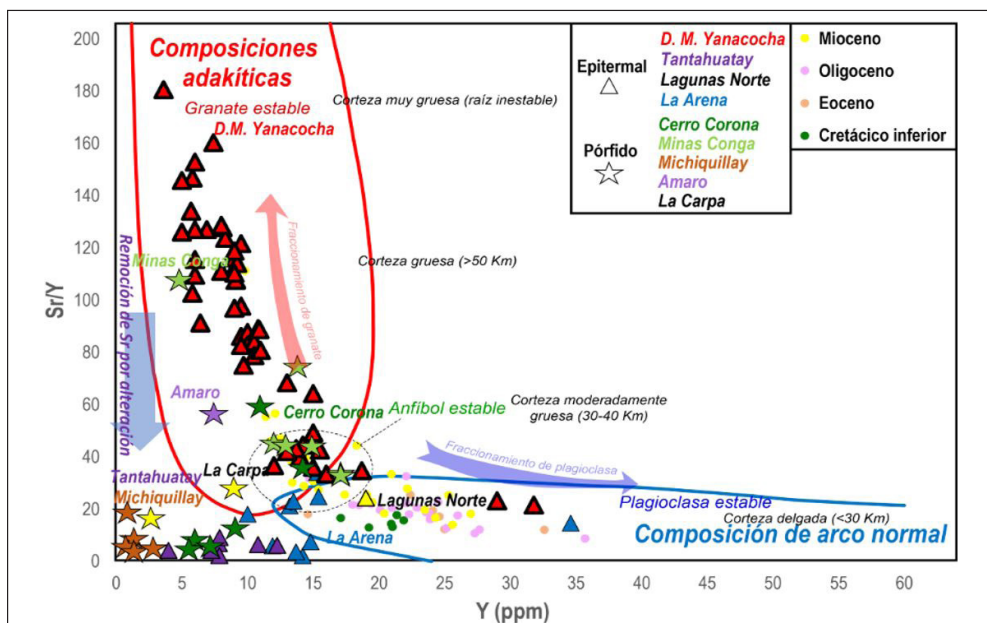


Figura 3.7 Sr/Y vs. Y para las muestras de la Zona Norte

*Campos de composiciones adakíticas/composición de arco normal tomados de Defant et al. (2002) y Richards & Kerrich (2007).

Se observa que las muestras del Mioceno verifican este requisito, lo que lo hace un magmatismo fértil. Las muestras de Minas Conga también se encuentran en rangos adakíticos, así como las de Cerro Corona y Amaro. Las muestras de la Arena y Lagunas Norte no muestran una transición hacia el campo adakítico, lo que puede deberse a escasez de muestras de rocas ígneas en la zona de estudio. El caso de las muestras de Michiquillay, Tantauatay y una muestra de La Carpa se debe

a remoción del Sr por alteración, ya que los valores muy bajos de Y no son coherentes con valores tan bajos de Sr, al menos no para rocas ígneas. La intensidad de la firma adakítica es mayor para los yacimientos epitermales que para los pórfidos en este sector Norte.

iii. Espesor cortical vs distancia a la fosa oceánica

La figura 3.8 muestra el Espesor cortical estimado (km) vs la Distancia a la fosa oceánica (km) para las muestras de la zona Norte.

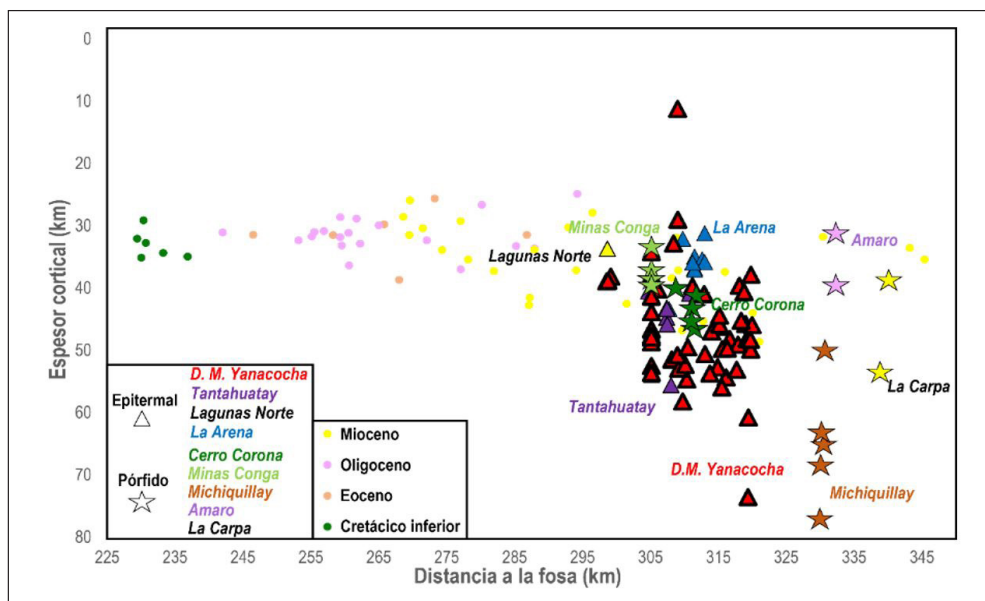


Figura 3.8 Espesor cortical estimado (km) vs la Distancia a la fosa oceánica (km) para las muestras de la Zona Norte

La figura 3.8 destaca la presencia de yacimientos en el extremo más oriental del arco magmático. También destaca que el espesor cortical va aumentando hacia el oriente. Además, destaca el hecho de que el aumento del espesor cortical es muy marcado en tramos muy cortos para las muestras de yacimientos, comparativamente con las muestras de magmatismo no relacionado a un yacimiento específico. Las muestras del distrito minero Yanacocha han pasado desde espesores corticales en torno a 40 km hacia espesores corticales mayores a 50 km, lo que señala que se dio la transición mineralógica de anfíbol hacia granate, generando intensa deshidratación en la corteza inferior, la que generó magmas muy fértiles en ascenso. Finalmente, muestra que la mayoría de los yacimientos epitermales se encuentran más al occidente que los yacimientos de tipo pórfido, dándose superposiciones en ambos casos.

iv. Th/Yb vs. Nb_N/Ta_N

La figura 3.9 presenta el Th/Yb vs. Nb_N/Ta_N para las muestras de la Zona Norte. La componente Th/Yb indica la influencia de procesos corticales y la componente Nb_N/Ta_N indica la influencia de procesos mantélicos, específicamente el metasomatismo del manto astenosférico. Se observa que hay una marcada influencia de la intensidad del metasomatismo (hidratación) del manto astenosférico para la generación de yacimientos.

Las muestras del distrito minero Yanacocha presentan la mayor influencia de procesos mantélicos y también la mayor influencia de procesos corticales (de diferenciación y/o asimilación de material cortical).

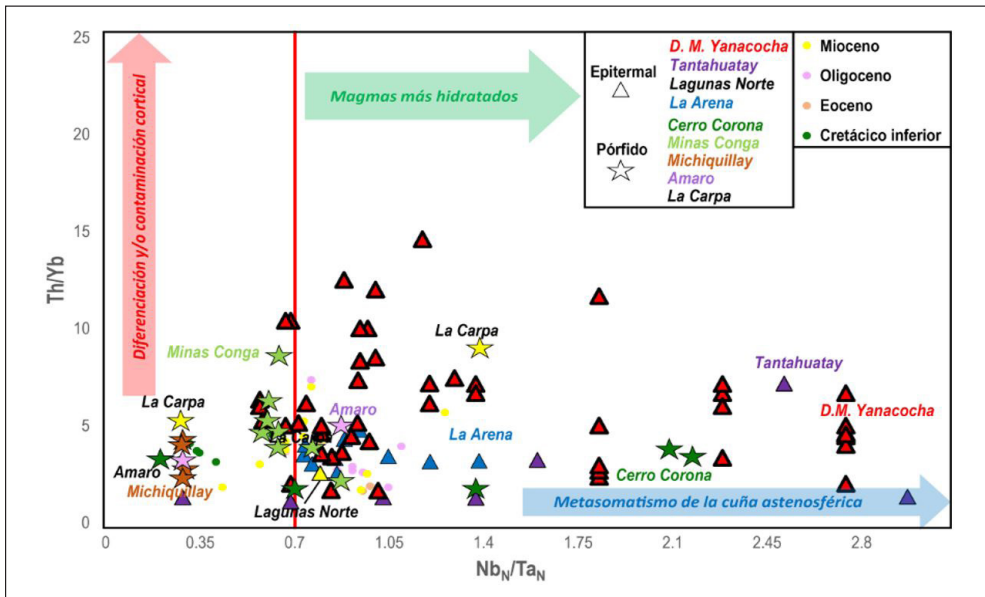


Figura 3.9 Th/Yb vs. Nb_N/Ta_N para las muestras de la Zona Norte

Las muestras de Tantauatay, Cerro Corona, La Arena, Lagunas Norte, La Carpa, Amaro también presentan en mayor o menor medida una influencia predominante de procesos mantélicos. Para las muestras de Minas Conga, los procesos corticales parecen haber tenido especial importancia en su génesis. Las muestras de Michiquillay presentan bajo grado de influencia mantélica o de influencia cortical, pero esto puede deberse a efectos de alteración, tal como se observó en el diagrama Sr/Y vs. Y para composiciones adakíticas. Los yacimientos epitermales a su vez para este sector Norte muestran la mayor influencia de procesos mantélicos de hidratación, en comparación a los pórfidos.

v. U/Th vs. Th

La figura 3.10 presenta el U/Th vs. Th para las muestras de la Zona Norte. Las muestras de Yanacocha y Minas Conga revelan mayor U/Th, sugiriendo un mayor contenido de volátiles en su sistema, siendo esto favorable para generar yacimientos económicos, ya que son los volátiles quienes movilizan los metales hacia los yacimientos.

Las muestras de Tantauatay, Amaro y La Arena presentan un contenido de volátil ligeramente menor a Yanacocha y Minas Conga.

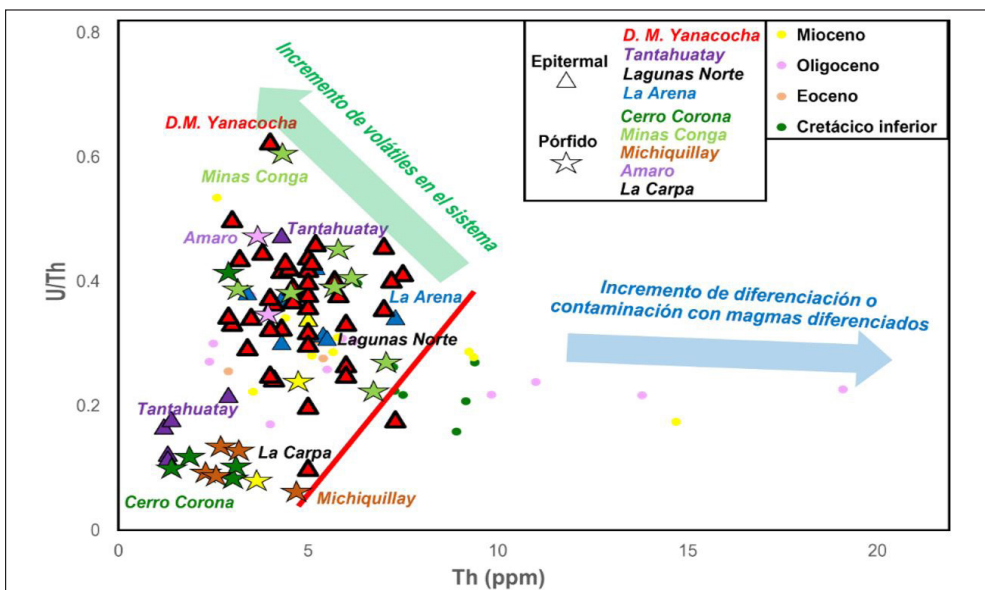


Figura 3.10 U/Th vs. Th para las muestras de la Zona Norte

Zona Centro

Los diagramas para la Zona Centro comprenden La_N/Yb_N vs. Eu_N/Eu^* , Sr/Y vs. Y , Espesor cortical vs. distancia a la fosa, Th/Yb vs. Nb_N/Ta_N y U/Th vs. Th .

i. La_N/Yb_N vs. Eu_N/Eu^*

La figura 3.11 presenta el Eu_N/Eu^* vs. La_N/Yb_N para las muestras de la Zona Centro.

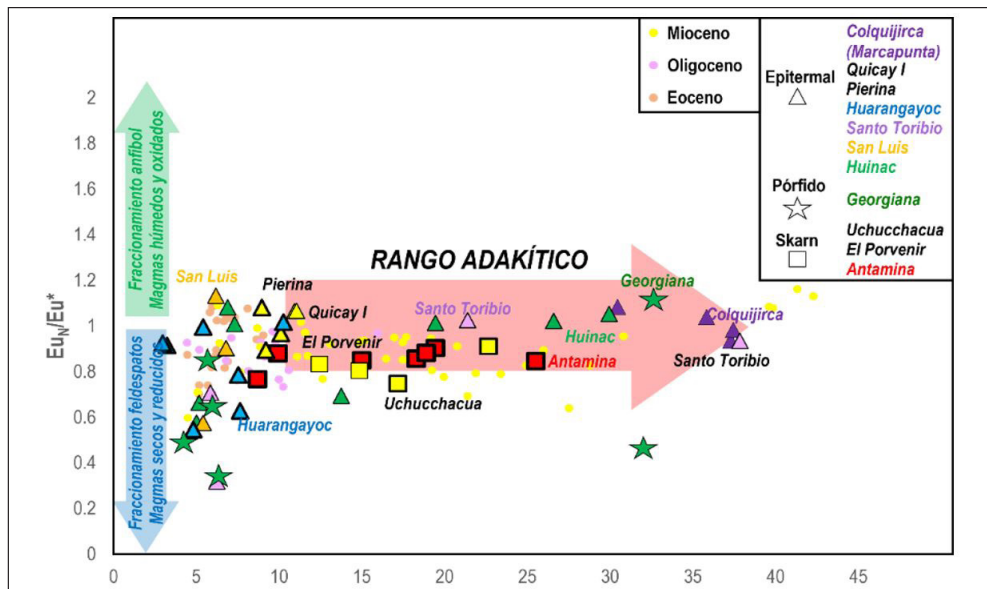


Figura 3.11 Eu_N/Eu^* vs. La_N/Yb_N para las muestras de la Zona Centro

Las muestras de yacimientos epitermales como Colquijirca, Santo Toribio presentan marcada firma adakítica. El pórfido Georgiana, el Epitermal de Huinac y el Skarn Antamina presentan igualmente marcada firma adakítica. Muestras que presentan la transición requerida desde rangos no adakíticos hacia rangos adakíticos, favorable para cambios mineralógicos que exsuelvan fluidos acuosos, se dan para las muestras de Antamina, El Porvenir, Georgiana y para las muestras del Mioceno, haciéndolo una época favorable.

ii. Sr/Y vs Y

La figura 3.12 muestra el Sr/Y vs. Y para las muestras de la Zona Centro. En la figura 3.12 se ve la transición hacia composiciones adakíticas para las muestras del Mioceno, y para las muestras de Antamina, Colquijirca, El Porvenir, Georgiana y Huinac.

Hay que destacar el hecho de que las muestras del Eoceno se van acercando progresivamente al rango adakítico, seguidas por el Oligoceno y finalmente el Mioceno. Hay muestras que se encuentran en rangos adakíticos, tales como la de Uchucchacua. Sin embargo, no se puede concluir la fertilidad de ese magmatismo con una muestra, ya que debe observarse la transición desde rangos no adakíticos hacia rangos adakíticos. Las muestras de Pierina se observan en transición hacia rangos adakíticos.

iii. Espesor cortical vs. distancia a la fosa oceánica

La figura 3.13 muestra el Espesor cortical estimado (km) vs la Distancia a la fosa oceánica (km) para las muestras de la zona Centro.

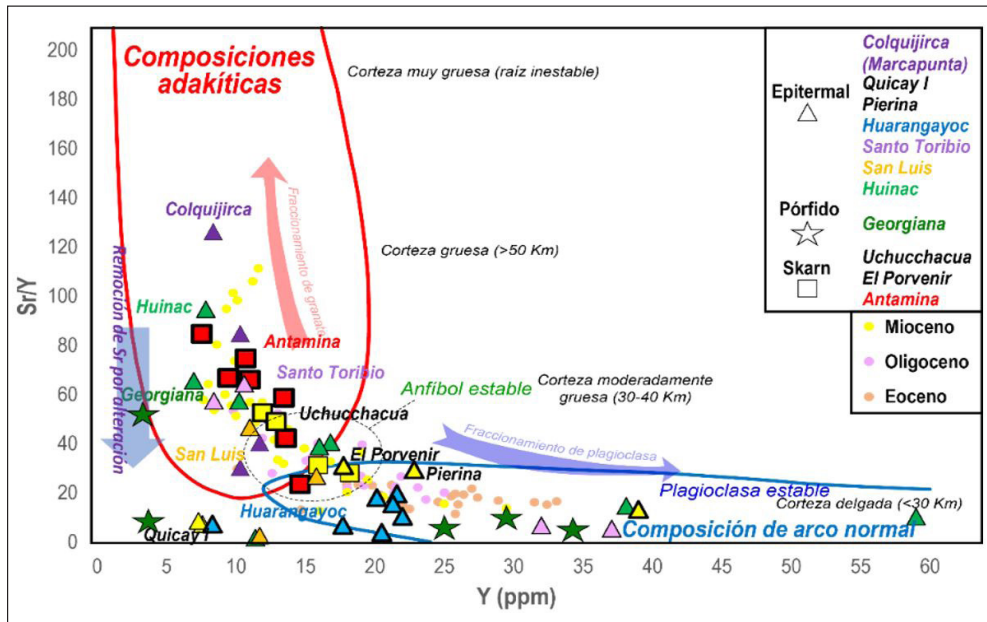


Figura 3.12 Sr/Y vs. Y para las muestras de la Zona Centro

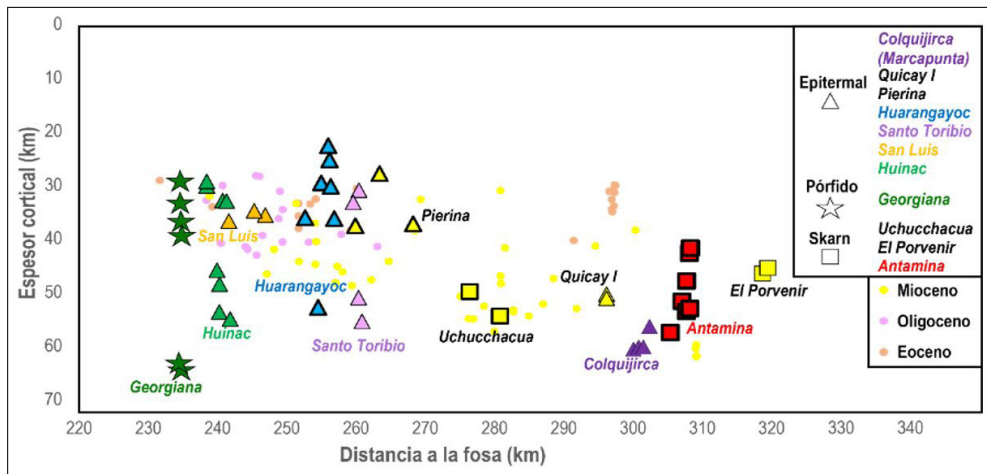


Figura 3.13 Espesor cortical estimado (km) vs. la Distancia a la fosa oceánica (km) para las muestras de la Zona Centro

En la figura 3.13 se observa, en lo que respecta a las muestras regionales no asociadas a un yacimiento en específico, que ha habido una migración en el tiempo hacia el oriente, encontrándose el Eoceno más hacia el oeste y el Mioceno más al este.

Se observa, además, respecto a los yacimientos, una predominancia de los yacimientos tipo pórfido más hacia

el occidente, luego una predominancia de los yacimientos epitermales y, finalmente, más al oriente una predominancia de los yacimientos tipo skarn. El espesor cortical es anómalamente grueso siempre para las muestras relacionadas a yacimientos.

iv. Th/Yb vs. Nb_N/Ta_N

La figura 3.14 presenta el Th/Yb vs. Nb_N/Ta_N para las muestras de la Zona Centro.

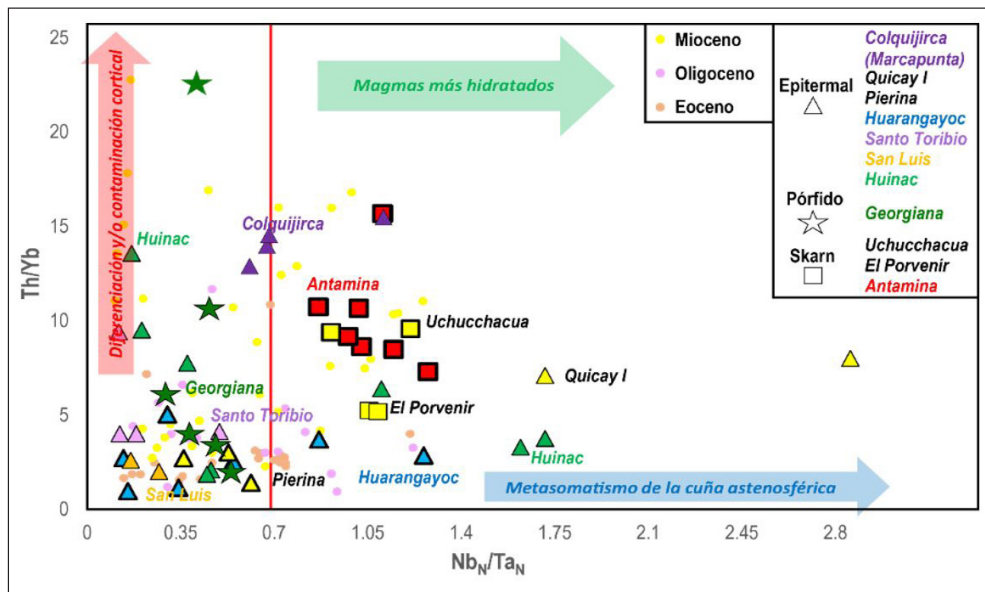


Figura 3.14 Th/Yb vs. Nb_N/Ta_N para las muestras de la Zona Centro

Se observa de la figura 4.14 la cada vez mayor influencia de procesos corticales y mantélicos desde el Eoceno hacia el Oligoceno y finalmente al Mioceno. Respecto de las muestras relacionadas a yacimientos, el pórfido Georgiana se encuentra con la mayor influencia de procesos corticales; esto se sustenta con el gran espesor cortical que mostró en el diagrama de espesor cortical. Las muestras relacionadas a yacimientos presentan una influencia del metasomatismo del manto, que

señala indirectamente magmatismo hidratado para el caso de Antamina, Uchucchacua, El Porvenir, Quicay I, Huarangayoc y Colquijirca.

v. U/Th vs. Th

La figura 3.15 muestra el U/Th vs. Th para las muestras de la Zona Norte.

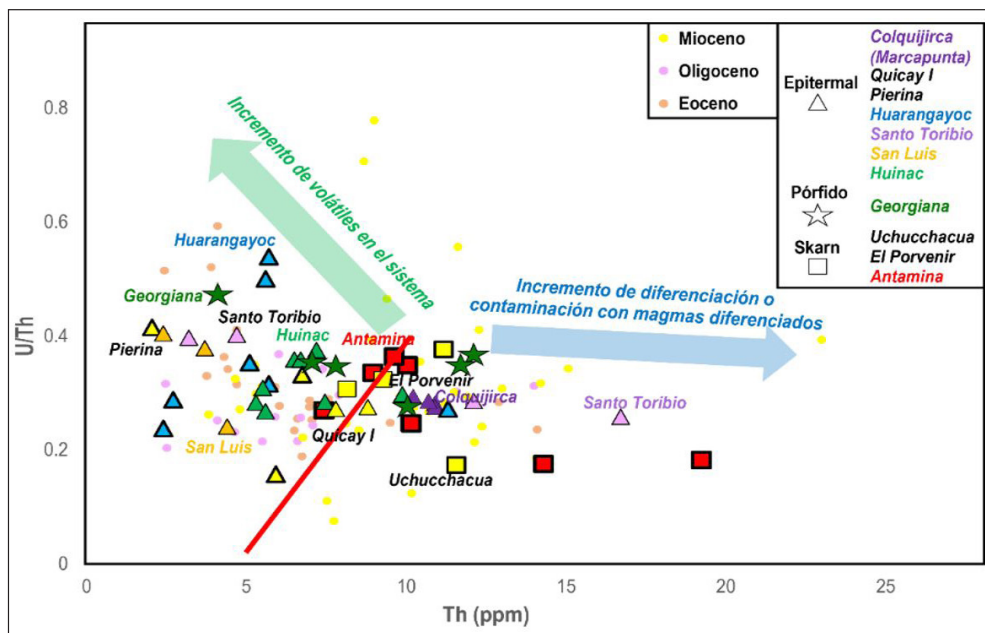


Figura 3.15 U/Th vs. Th para las muestras de la Zona Norte

La figura 3.15 resalta el contenido de volátiles indirectamente a través del U/Th y muestra cómo para las muestras de yacimientos epitermales y pórfidos el contenido de volátiles ha sido mayor que para los yacimientos tipo *skarn*. Georgiana, Huarangayoc, Pierina, Santo Toribio, Huinac, y Antamina presentan los mayores valores de U/Th.

Zona Sur

Los diagramas para la zona Sur comprenden La_N/Yb_N vs. Eu_N/Eu^* , Sr/Y vs. Y, Espesor cortical vs. distancia a la fosa, Th/Yb vs. Nb_N/Ta_N y U/Th vs. Th.

i. La_N/Yb_N vs. Eu_N/Eu^*

La figura 3.16 muestra el Eu_N/Eu^* vs. La_N/Yb_N para las muestras de la Zona Centro. En la figura 3.16 se observa que desde el Cretácico inferior se ve una transición hacia rangos adakíticos, siguiendo el Cretácico superior, Paleoceno, Eoceno, Oligoceno hacia el Mioceno.

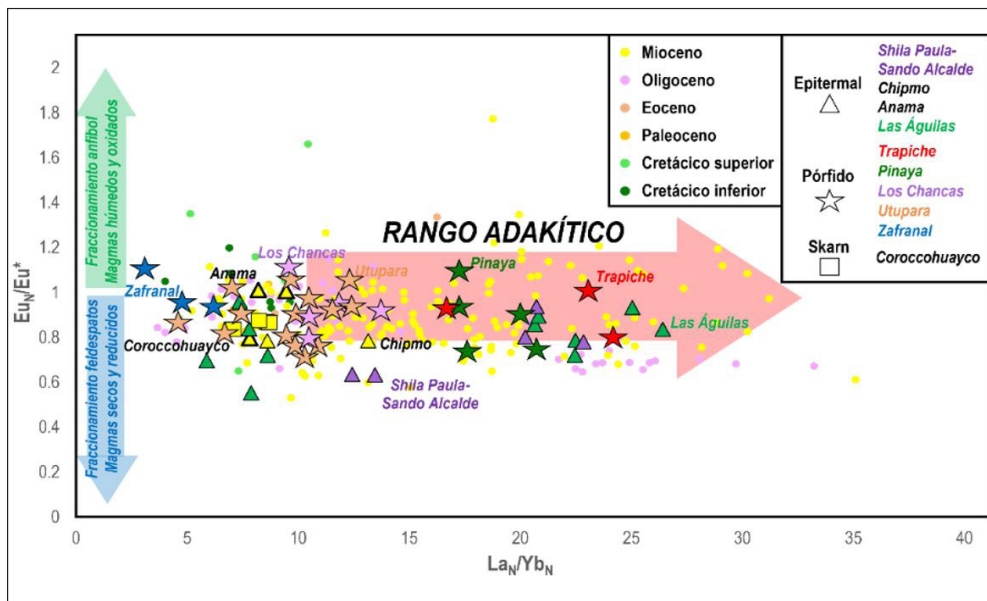


Figura 3.16 Eu_N/Eu^* vs. La_N/Yb_N para las muestras de la Zona Centro

La firma adakítica es más pronunciada para los pórfidos en comparación con los epitermales. Los pórfidos que se encuentran en rangos adakíticos son las de Trapiche, Pinaya, Los Chancas, Utupara. El Epitermal Las Águilas también se encuentra en rangos adakíticos y viene en transición además desde rangos no adakíticos. El Skarn de Corocchohuayco no se encuentra en rangos adakíticos. Las muestras de Shila Paula presentan anomalías negativas de Eu, lo cual no es favorable.

ii. Sr/Y vs Y

La figura 3.17 muestra el Sr/Y vs. Y para las muestras de la Zona Sur. En la figura 3.17 se observa que los pórfidos Los Chancas,

Utupara, Pinaya se encuentran en rangos adakíticos. El skarn Corocchohuayco también se encuentra en rangos adakíticos.

Se destaca nuevamente el hecho de que la firma adakítica es más intensa para los pórfidos que para los epitermales. Las muestras del Oligoceno y Mioceno presentan la transición desde rangos no adakíticos hacia rangos adakíticos, haciendo a estas épocas favorables para la mineralización.

iii. Espesor cortical vs. distancia a la fosa oceánica

La figura 3.18 muestra el Espesor cortical estimado (km) vs la Distancia a la fosa oceánica (km) para las muestras de la Zona Sur.

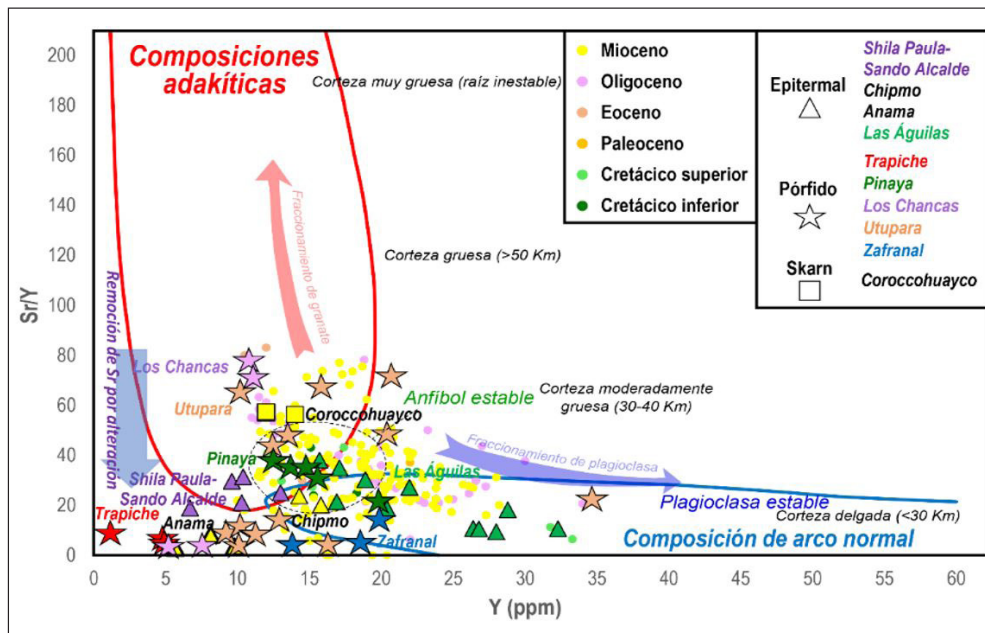


Figura 3.17 Sr/Y vs. Y para las muestras de la Zona Sur

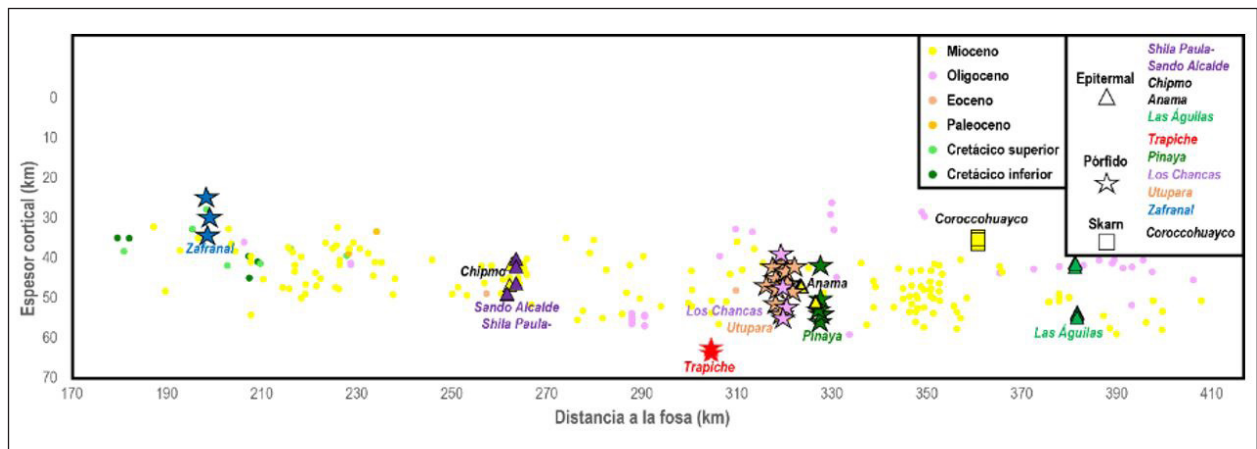


Figura 3.18 Espesor cortical estimado (km) vs. la Distancia a la fosa oceánica (km) para las muestras de la Zona Sur

Destaca de la figura 3.18 que el Cretácico se encuentra restringido hacia el oeste, mientras que el Oligoceno y Mioceno se da extensamente hacia el este, aumentando el espesor cortical en el Mioceno, en comparación con el Oligoceno. Las muestras del pórfido Cretácico Zafranal se encuentran a un menor espesor cortical, lo que sugiere que estas muestras pueden provenir de magmas poco diferenciados asociados al yacimiento, más no de los intrusivos mineralizantes.

Los yacimientos de Chipmo, Shila Paula-Sando Alcalde se encuentran en la transición de Oligoceno a Mioceno, dándose

aparentemente un retroceso del arco para el tiempo Mioceno en el sur. En el punto en que la corteza en la que el Mioceno pasa a tener mayor espesor que el Oligoceno (a unos 320-330 km de distancia a la fosa) favorece la mineralización de los pórfidos Los Chancas, Utupara, Pinaya.

iv. Th/Yb vs. Nb_N/Ta_N

La figura 3.19 muestra el Th/Yb vs. Nb_N/Ta_N para las muestras de la zona Sur.

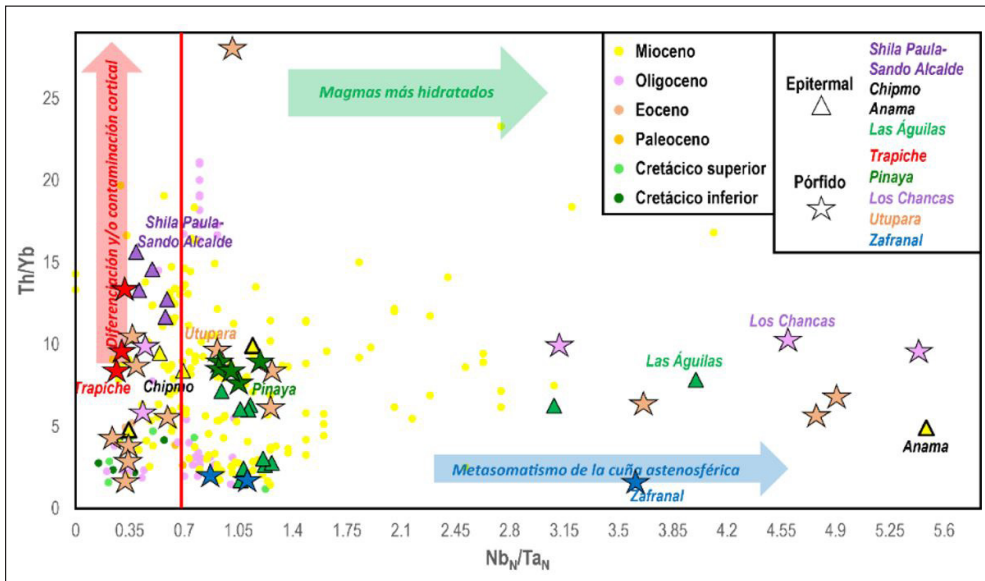


Figura 3.19 Th/Yb vs. Nb_N/Ta_N para las muestras de la Zona Sur

De la figura 3.19 se observa que las muestras del Mioceno presentan una marcada influencia de los procesos de metasomatismo del manto, y en menor medida de la influencia de procesos corticales. Para el caso de los yacimientos Shila Paula-Sando Alcalde presentan mayor influencia de procesos corticales, igualmente es el caso de Trapiche. Los Chancas, Utupara, Las Águilas, Anama y Pinaya muestran mayor influencia de procesos de metasomatismo del manto infrayacente en su génesis, lo que destaca nuevamente la

importancia de la hidratación del manto en la generación de magmas fértiles.

v. U/Th vs. Th

La figura 3.20 presenta el U/Th vs. Th para las muestras de la Zona Sur. Se observa de la figura 3.20 que las muestras Oligoceno y Mioceno presentan una extensa serie de diferenciación, señalada por la gran variación entre los valores de Th.

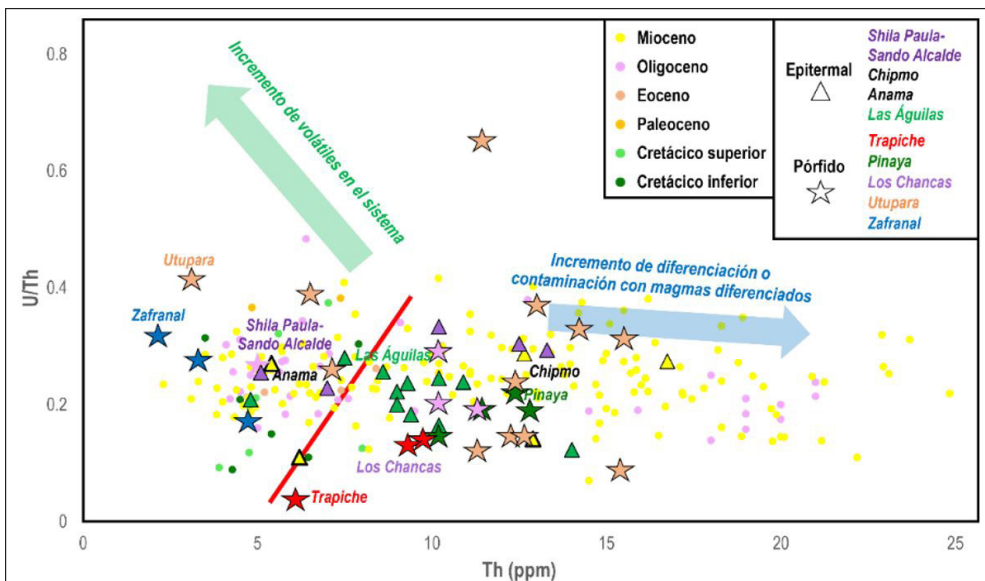


Figura 3.20 U/Th vs. Th para las muestras de la Zona Sur

Las muestras de los pórfidos Zafranal, Utupara y de los epitermales Shila Paula-Sando Alcalde, Anama y algunas muestras de Las Águilas se encuentran entre los rangos más favorables que indican alto contenido de volátiles. Las muestras de los demás yacimientos indican diferenciación o contaminación con magmas diferenciados.

3.1.3 Características litogeoquímicas y fertilidad magmática para la generación de Sistemas de Mineralización Tipo Pórfidos – Epitermales y Yacimientos Relacionados

En este apartado se presentan mediante tablas el resumen de los principales parámetros litogeoquímicos que caracterizan a los magmas vinculados a yacimientos, especialmente aquellos de interés por sus potenciales implicaciones metalogenéticas:

a. Zona Norte

En las tablas 3.1 y 3.2 se resumen las características litogeoquímicas de la Zona Norte para los magmas regionales, según franja metalogenética, y para las muestras de yacimientos, respectivamente.

De la tabla 3.1 destaca que la mayor confluencia de parámetros favorables (el Zr/Y como un indicador adicional análogo al Sr/Y y el V/Sc como un indicador adicional al Eu/Eu* en cuanto a estado de oxidación magmática, según Loucks, (2014) se da para el Mioceno, indistintamente de la franja metalogenética, aunque es especialmente más favorable para los intrusivos Miocenos de las franjas XX y XXI-B, por lo que se espera que se generen importantes yacimientos vinculados a los intrusivos de estas franjas.

Respecto a la Franja XXI-A, la mayor confluencia de parámetros favorables se da para los volcánicos Miocenos, señalando que los yacimientos relacionados a rocas volcánicas serán los más favorables en esta franja metalogenética. Además, cabe destacar que las composiciones relacionadas a la generación de magmatismo fértil se dan en composiciones intermedias en lo que respecta a los magmas regionales.

De la tabla 3.2 destaca que el promedio de las muestras de Yanacocha presenta todos los parámetros favorables, a excepción del V/Sc, pero al ser este parámetro alternativo al Eu/Eu* el cual es favorable, se muestran todos los parámetros y condiciones favorables: transición a un espesor cortical grueso, magmas hidratados y oxidados, validado por el metasomatismo del manto, mayor influencia de procesos corticales, los que favorecen la diferenciación.

La composición asociada a este magmatismo es de intermedia a félsica. Siguen las muestras de Minas Conga, con casi todos los parámetros favorables, salvo una hidratación magmática no tan intensa y un espesor cortical no tan grueso como el de Yanacocha.

Extrayendo del promedio de Minas Conga una diorita cuarzosa y una granodiorita, se destacan por presentar valores mayores que el promedio, siendo en ambos casos estas muestras ligeramente más favorables que el promedio de Yanacocha. Los

magmas asociados a este yacimiento son más de composición intermedia.

Sigue el monzogranito de Tantahuatay, el cual presenta parámetros más favorables que el promedio de Yanacocha; pero el promedio de Tantahuatay no presenta valores más favorables que los promedios de Yanacocha y Minas Conga. La Carpa, Cerro Corona, Amaro y Michiquillay presentan menor coincidencia de condiciones favorables, lo que sugiere que el magmatismo no es tan fértil como los casos analizados anteriormente.

Cabe señalar que el desarrollo final de un yacimiento no depende exclusivamente de la fertilidad del magmatismo (esto solo en una primera instancia) sino también del control estructural, receptividad de la roca caja, entre otros factores.

Las muestras de Lagunas Norte y La Arena no presentan valores altos como se hubiera esperado, y esto puede deberse a, como se señaló previamente, a una falta de muestras más representativas de los eventos magmáticos vinculados a la mineralización en estos yacimientos.

b. Zona Centro

En las tablas 3.3 y 3.4 se resumen las características litogeoquímicas de la Zona Centro para los magmas regionales, según franja metalogenética, y para las muestras de yacimientos, respectivamente.

De la tabla 3.3 se observa que la mayor confluencia de parámetros favorables se da, indistintamente de la franja metalogenética, para el Mioceno.

Los intrusivos del Mioceno de las franjas XVII y XX son especialmente fértiles, dado que son los que mayor confluencia de condiciones favorables para magmas fértiles presentan. El volcanismo Mioceno en esta Zona Centro no es tan fértil como el volcanismo Mioceno de la Zona Norte. La composición del magmatismo fértil es aquí más félsica que respecto a la de la Zona Norte.

La tabla 3.4 destaca las muestras de Colquijirca como el magmatismo más favorable, al presentar la mayor cantidad de coincidencias para generar magmatismo fértil. Se encuentra asociado a composiciones félsicas. Sigue el pórfido Georgiana, el cual también presenta casi todos los parámetros favorables indicadores de magmatismo fértil.

Las muestras de Antamina y Uchucchacua siguen en cuanto a la confluencia de parámetros favorables, encontrándose además relacionadas también a composiciones félsicas. Son seguidos de El Porvenir y Santo Toribio, con parámetros no tan marcadamente altos como los anteriores yacimientos.

Las muestras de San Luis y Huarangayoc presentan parámetros poco favorables en comparación con los demás yacimientos; sin embargo, presentan mayor contenido de volátiles que los demás yacimientos.

Tabla 3.1
Resumen de los principales parámetros litogeoquímicos y de interés metalogénico de muestras de rocas ígneas en la Zona Norte, según franja metalogénica

Parámetro	Zona norte Franja metalogénica																
	X Intrusivo	XVIII Volcánico		XX Intrusivo		XX Volcánico		XXI-A Intrusivo			XXI-A Volcánico		XXI-B Intrusivo		XXI-B Volcánico		
		Cretácico inferior	Eoceno	Oligoceno	Mioceno	Mioceno	Mioceno	Mioceno	Eoceno	Oligoceno	Mioceno	Oligoceno	Mioceno	Mioceno	Oligoceno	Mioceno	Mioceno
SiO ₂ (%)	57.89	59.04	57.93	58.97	54.57	64.56	59.32	57.55	55.48	56.73	61.14	58.45	62.15				
La _N /Yb _N	5.80	5.50	5.66	9.41	6.09	5.68	12.38	5.43	5.25	8.20	8.68	7.19	9.44				
Sr/Y	15.08	18.19	22.33	44.74	27.83	12.06	32.69	15.76	22.39	38.89	35.67	19.57	31.92				
Zr/Y	6.48	5.55	4.91	7.19	5.01	3.02	7.27	5.45	4.31	6.64	9.65	5.29	6.12				
Y (ppm)	20.26	21.65	20.10	17.12	22.17	27.94	16.09	28.35	22.40	16.87	15.40	22.00	18.17				
Espesor cortical (km)	32.78	31.11	31.64	37.36	31.48	30.64	37.14	31.18	29.91	34.76	41.70	34.81	37.32				
Th/Yb	3.64	2.86	2.56	3.04	2.52	4.72	4.28	1.89	1.90	2.79	4.36	2.73	4.77				
Eu _N /Eu*	0.92	0.81	0.89	1.06	1.01	0.65	0.92	0.84	0.91	0.94	0.87	0.81	0.88				
Nb _N /Ta _N	0.33	0.78	0.79	1.01	0.97	0.84	0.80	0.95	1.05	0.56	0.77	0.93	0.70				
V/Sc	8.74	8.20	8.69	11.81	13.00	8.70	13.83	6.00	8.36	7.53	8.57	10.02	12.00				
U/Th	0.22	0.26	0.28	0.28	0.29	0.22	0.31	0.29	0.28	0.38	0.28	0.33	-				
Distancia a la fosa (km)	231.80	266.34	263.72	336.24	330.43	256.87	315.99	266.66	274.14	286.41	309.39	268.33	306.20				

*En magenta: Muy favorable. En naranja: Favorable

Tabla 3.2
Parámetros litogeoquímicos favorables para magmas fértiles para algunos yacimientos importantes en la Zona Norte, franjas XX, XXI-A y XXI-B

Yacimiento	Zona norte													
	Yacimientos por franja metalogénica													
	Franja XX				Franja XXI-A				Franja XXI-B					
	Amaro	Cerro Corona	La Carpa	Michiquillay	Minas Conga		Yanacocha	Tantahuatay		Lagunas Norte	La Arena			
Promedio	Promedio	Promedio	Promedio	Promedio	Diorita cuarzosa	Granodiorita	Promedio	Promedio	Promedio	Promedio	Promedio			
SiO ₂ (%)	62.67	65.61	67.71	67.65	59.38	62.20	61.58	63.21	61.99	69.17	-	62.12		
La _N /Yb _N	8.94	8.67	10.73	5.43	11.16	13.52	18.59	16.23	9.38	15.27	6.06	7.82		
Sr/Y	46.37	16.99	22.18	7.70	61.37	107.83	107.92	93.93	5.54	4.17	24.21	15.44		
Zr/Y	5.96	0.78	0.28	0.19	10.28	13.26	22.50	12.62	0.26	0.73	-	5.09		
Y (ppm)	10.90	7.88	5.61	1.52	12.73	9.20	4.80	11.51	8.26	3.98	19.00	15.66		
Espesor cortical	34.80	43.12	45.63	64.41	40.87	46.78	53.65	46.21	44.58	55.30	33.39	35.93		
Th/Yb	3.97	2.80	7.01	3.15	4.92	5.00	8.60	5.93	2.38	7.17	2.55	3.52		
Eu _N /Eu*	1.01	1.08	0.95	1.04	1.00	0.96	0.94	1.00	1.06	1.13	0.97	0.81		
Nb _N /Ta _N	0.58	1.30	0.82	0.29	0.67	0.60	0.64	1.40	1.49	2.51	0.80	0.94		
V/Sc	6.91	10.56	7.11	12.74	0.00	-	-	10.81	14.83	5.50	-	10.68		
U/Th	0.41	0.16	0.16	0.10	0.39	0.38	0.60	0.43	0.20	0.47	0.34	0.35		
Distancia a la fosa (km)	332.16	310.83	339.56	330.31	305.18	305.18	305.18	311.66	307.63	308.06	298.67	311.32		



*En magenta: Muy favorable. En naranja: Favorable

Tabla 3.3
Resumen de los principales parámetros litogeoquímicos y de interés metalogénico de muestras de rocas ígneas en la Zona Centro, según franja metalogénica

Parámetro	Zona centro franja metalogénica																	
	XVII						XX						XXI-A					
	Intrusivo			Volcánico			Intrusivo			Volcánico			Intrusivo			Volcánico		
	Eoceno	Oligoceno	Mioceno	Eoceno	Mioceno	Mioceno	Eoceno	Oligoceno	Mioceno	Eoceno	Oligoceno	Mioceno	Eoceno	Oligoceno	Mioceno	Eoceno	Oligoceno	Mioceno
SiO ₂ (%)	61.35	57.50	64.15	57.66	65.02	64.91	58.85	57.90	59.74	58.13	61.27	57.28	57.34	60.72				
LaN/YbN	7.27	6.54	32.59	7.19	22.05	16.48	6.20	8.01	12.21	7.97	6.41	6.61	8.55	11.27				
Sr/Y	27.37	19.73	73.85	19.11	63.54	57.16	17.20	33.17	39.12	27.45	25.29	19.72	29.56	37.83				
Zr/Y	3.43	4.56	14.70	5.09	17.04	11.11	5.89	6.69	9.72	1.89	8.58	7.70	7.95	10.07				
Y (ppm)	14.28	26.73	12.70	27.73	10.82	10.15	21.20	19.05	14.06	16.53	19.46	21.92	18.45	16.13				
Espesor cortical (km)	36.97	32.89	54.12	32.64	51.99	48.47	32.78	36.61	42.17	35.83	32.40	33.61	36.40	42.27				
Th/Yb	7.10	2.72	13.38	2.79	10.74	10.33	1.86	3.75	5.45	3.27	4.16	2.11	3.95	5.06				
EuN/Eu*	0.80	1.05	1.00	1.03	0.85	0.86	0.88	0.94	0.97	0.86	0.93	0.83	0.87	0.88				
Nb _N /Ta _N	0.42	0.71	0.67	0.78	1.14	1.15	0.18	0.31	0.66	1.22	0.87	0.37	0.55	0.42				
V/Sc	5.18	11.10	10.95	10.69	-	-	6.82	8.81	7.66	8.89	-	6.81	7.17	7.14				
U/Th	0.25	0.27	0.37	0.25	0.30	0.35	0.56	0.25	0.29	0.24	0.23	0.37	0.29	0.35				
Distancia a la fosa (km)	235.52	297.10	291.32	296.31	274.87	259.43	253.79	253.65	266.48	242.46	269.34	248.46	248.17	252.79				

*En magenta: Muy favorable. En naranja: Favorable

Tabla 3.4
Parámetros litogeoquímicos favorables para magmas fértiles para algunos yacimientos importantes en la Zona Norte, franjas XX, XXI-A y XXI-B

Yacimiento	Zona centro											
	Yacimientos por franja metalogenética											Santo Toribio
	Franja XVII			Franja XX			Franja XXI			Franja XXI-A		
El Porvenir	Uchucchacua	Quicay I	Antamina	Huarangayoc	San Luis	Colquijirca-Marcapunta	Georgiana	Huinac	Pierina			
SiO ₂ (%)	59.90	64.44	61.31	67.08	56.65	55.47	68.13	-	61.27	55.58		63.92
La _N /Yb _N	13.65	19.93	11.00	16.55	5.99	6.50	35.26	32.36	14.27	9.43		17.84
Sr/Y	29.51	50.66	7.87	59.37	11.63	36.70	70.34	30.85	40.41	24.53		33.43
Zr/Y	10.09	16.70	1.13	15.59	7.05	7.39	17.36	-	10.73	6.73		8.54
Y (ppm)	17.06	12.41	7.44	11.49	18.79	13.40	10.17	3.35	20.79	26.53		22.02
Espesor cortical	45.27	51.85	50.45	49.42	33.01	35.89	59.06	63.05	40.78	33.94		42.38
Th/Yb	5.21	9.46	7.55	10.08	2.70	2.29	14.22	16.71	6.02	2.37		5.38
Eu _N /Eu*	0.82	0.83	1.07	0.85	0.83	1.02	1.01	0.79	0.89	0.98		0.75
Nb _N /Ta _N	1.07	1.06	2.29	1.06	0.52	0.22	0.77	0.43	0.76	0.50		0.23
V/Sc	-	-	18.48	-	6.74	6.18	-	-	12.23	11.41		6.32
U/Th	0.32	0.27	0.27	0.27	0.36	0.32	0.28	0.41	0.32	0.30		0.34
Distancia a la fosa (km)	318.83	278.64	296.20	307.54	255.36	244.27	301.20	234.49	240.16	263.85		260.31



*En magenta: Muy favorable. En naranja: Favorable

c. Zona Sur

En las tablas 3.5 y 3.6 se resumen las características litogeoquímicas de la Zona Sur para los magmas regionales, según franja metalogenética, y para las muestras de yacimientos, respectivamente.

De la tabla 3.5 destacan como especialmente favorables los magmas Miocenos. Para la franja XXI-A, sin embargo, muestra su mayor potencial en los intrusivos Oligocenos, los cuales presentan valores de La_N/Yb_N y Sr/Y en rangos adakíticos, dada la anomalía negativa de Eu, estos intrusivos no son muy fértiles al no contener muchos fluidos en su sistema ni ser muy oxidados. El contenido de volátiles igualmente, señalado indirectamente por el U/Th es más bajo que el promedio.

Los intrusivos del Cretácico inferior, en la franja X, tienen valores de La_N/Yb_N y Sr/Y que son característicos de una corteza moderadamente gruesa y presentan además valores positivos de Eu/Eu^* . El contenido de volátiles señalado indirectamente por el U/Th no es muy favorable.

Para el Cretácico superior los intrusivos se tornan más félsicos, conservan la anomalía positiva de Eu. Sin embargo, los valores de U/Th no son favorables. Hay un ligero adelgazamiento cortical, señalado por la disminución de los valores La_N/Yb_N

y Sr/Y , así como del espesor cortical para este periodo. Este hecho, variaciones en el espesor cortical, puede localmente haber generado yacimientos económicos.

El comportamiento para los intrusivos Oligocenos en la franja XXI-C es igualmente poco favorable para generar magmas fértiles.

Respecto a la tabla 3.6 destacan valores muy favorables para Pinaya, Los Chancas, Las Águilas, aunque no presentan valores de anomalía de Eu positiva en algunos casos. Se dan parámetros relativamente favorables para Trapiche, pero el bajo Sr/Y , subrayado y en rojo, sugiere remoción del Sr por alteración, dado el alto La_N/Yb_N que no se corresponde con este bajo valor de Sr/Y .

Los valores de Zafranal, en la Franja X, presentan valores de anomalía de Eu en torno a 1 y mayores a 1, así como, valores de U/Th superiores al promedio, pero no presentan valores La_N/Yb_N y Sr/Y en rangos adakíticos. Esto es de esperarse, dado que la distancia a la fosa no es mucha en comparación a otros yacimientos como Los Chanchas, Anama, que se encuentran más de 100 kilómetros al este de la fosa respecto a Zafranal. Sin embargo, los parámetros que indican alto grado de hidratación magmática y contenido de volátiles parecen ser suficientes.

Tabla 3.5
Resumen de los principales parámetros litogeoquímicos y de interés metalogénico de muestras de rocas ígneas en la Zona Sur, según franja metalogénica

Parámetro	Zona sur franja metalogénica														
	X		XV				XV con superposición epitermal				XXI-A				
	Intrusivo		Intrusivo		Volcánico		Intrusivo		Volcánico		Intrusivo		Volcánico		
	Cretácico inferior	Cretácico superior	Eoceno	Mioceno	Oligoceno	Mioceno	Oligoceno	Mioceno	Oligoceno	Mioceno	Oligoceno	Mioceno	Oligoceno	Mioceno	Plioceno
SiO ₂ (%)	59.84	62.64	60.71	67.63	52.44	64.82	65.07	53.45	59.88	55.80	67.90	61.04	55.95		
La _N /Yb _N	7.50	6.35	12.94	28.38	10.99	16.58	27.00	8.43	16.09	9.75	24.70	15.63	15.21		
Sr/Y	34.47	25.02	56.47	42.61	38.28	29.01	48.70	32.73	34.95	30.29	55.53	39.94	40.58		
Zr/Y	5.65	3.96	3.88	12.53	8.26	10.37	14.52	6.67	11.10	9.77	13.93	10.09	9.96		
Y (ppm)	14.71	19.02	13.25	12.00	23.27	17.86	13.96	19.19	17.68	17.76	12.12	17.36	18.72		
Espesor cortical (km)	37.73	34.74	44.56	56.18	39.40	48.20	55.33	34.96	47.57	40.26	55.06	45.74	46.09		
Th/Yb	3.26	2.98	5.07	19.76	4.74	10.14	13.37	3.66	9.07	5.04	18.36	7.29	6.47		
Eu _N /Eu*	1.03	1.08	0.91	0.95	1.00	0.85	1.02	0.87	0.85	0.87	0.69	0.96	0.82		
Nb _N /Ta _N	0.33	0.32	0.34	0.60	0.75	0.65	0.64	0.49	1.20	0.68	0.82	0.95	0.74		
V/Sc	9.69	9.66	6.62	-	15.47	9.81	12.43	8.55	7.61	1.84	-	10.68	10.32		
U/Th	0.20	0.16	0.22	0.18	0.23	0.19	0.21	0.28	0.27	0.27	0.20	0.26	0.23		
Distancia a la fosa (km)	196.83	196.11	319.23	392.45	392.35	383.89	399.63	331.09	349.21	318.27	288.99	283.38	292.23		

*En magenta: Muy favorable. En naranja: Favorable

Continuación...

Parámetro	Zona sur franja metalogénica									
	XXI-C					XXIII				
	Intrusivo		Volcánico		Intrusivo			Volcánico		
	Oligoceno	Mioceno	Cretácico inferior	Paleoceno	Oligoceno	Mioceno	Plioceno			
SiO ₂ (%)	68.19	59.84	59.34	54.54	58.05	59.72	60.94			
La _N /Yb _N	10.35	9.26	9.05	7.86	10.00	14.22	14.67			
Sr/Y	14.44	25.57	30.12	34.35	25.14	32.18	35.14			
Zr/Y	8.62	9.35	6.14	4.49	8.63	10.14	10.90			
Y (ppm)	22.90	18.34	20.93	20.97	22.50	19.70	20.73			
Espesor cortical (km)	39.09	40.58	39.32	35.81	41.17	43.11	43.76			
Th/Yb	4.65	5.17	3.27	3.24	3.11	6.61	6.19			
Eu _N /Eu*	0.83	0.97	1.12	0.98	0.87	0.89	0.85			
Nb _N /Ta _N	0.64	0.96	0.78	0.67	0.94	1.15	0.97			
V/Sc	5.55	10.20	12.16	10.80	10.67	10.76	10.75			
U/Th	0.28	0.25	0.26	0.37	0.21	0.24	0.24			
Distancia a la fosa (km)	289.44	213.85	215.60	231.26	228.74	234.77	237.10			

*En magenta: Muy favorable. En naranja: Favorable

Tabla 3.6
Parámetros litogeoquímicos favorables para magmas fértiles para algunos yacimientos importantes en la Zona Sur, franjas X, XV, XV, XV con superposición Epitermal y XXI-A

Yacimiento	Zona sur												
	Yacimientos por franja metalogenética												
	Franja X		Franja XV			Franja XV con superposición epitermal			Franja XXI-A				
	Zafranal	Corocohuayco	Los Chancas	Utupara	Las Águilas	Pinaya	Anama	Chipmo	Shila Paula-Sando Alcalde	Trapiche			
SiO ₂ (%)	63.25	65.22	68.30	54.89	57.38	67.86	64.85	65.43	61.17	70.93			
La _N /Yb _N	4.68	8.15	11.21	9.46	15.48	18.56	8.50	10.88	17.94	21.36			
Sr/Y	7.77	61.87	31.76	29.72	20.18	31.47	4.88	21.85	25.13	7.13			
Zr/Y	0.00	11.41	2.08	2.69	9.22	0.00	1.30	10.00	10.40	1.06			
Y (ppm)	17.27	12.25	8.50	14.58	23.13	15.38	7.87	15.05	10.00	3.56			
Espesor cortical	29.20	35.42	46.65	45.80	46.10	50.91	47.99	43.75	44.97	71.23			
Th/Yb	1.80	2.90	9.01	7.68	4.51	8.44	6.53	8.92	13.58	10.61			
Eu _N /Eu*	1.00	0.86	0.94	0.89	0.79	0.88	0.94	0.78	0.76	0.91			
Nb _N /Ta _N	1.85	-	2.77	1.46	1.62	1.02	2.32	0.62	0.49	0.29			
V/Sc	-	10.25	9.23	18.77	10.14	-	10.32	10.07	-	7.01			
U/Th	0.25	-	0.22	0.27	0.22	0.35	0.17	0.28	0.28	0.11			
Distancia a la fosa (km)	198.67	360.84	319.28	318.81	378.57	327.41	324.56	262.47	262.82	304.46			



*En magenta: Muy favorable. En naranja: Favorable

Para la Franja XV, en el caso de Anama-Utupara, no presentan valores de La_N/Yb_N y Sr/Y altos, a pesar de encontrarse en una mayor distancia a la fosa, además el U/Th es anómalamente bajo por lo que esta muestra en particular no indica magmatismo fértil, pero puede haber hidrotermalismo, ya que la anomalía de Eu es en torno a 1.

En el caso de Los Chancas, se tienen rocas desde dioritas hasta granodioríticas y pórfidos monzoníticos a feldespáticos; además se tienen valores de anomalía de Eu en torno y mayores a 1, así como para las rocas más félsicas se tiene alto contenido de volátiles. El La_N/Yb_N y Sr/Y no se encuentran en rangos adakíticos y mientras más de estos parámetros confluyan (parámetros que indiquen engrosamiento cortical anómalo que haya permitido la liberación masiva de fluidos estructurales de anfíbol en la base de la corteza, debido a la generación de granates, minerales anhidros; gran contenido de fluidos magmáticos por una anomalía de $Eu > 1$; gran contenido de volátiles por $U/Th > 0.25$), mayor será el potencial del magma de generar un sistema hidrotermal en sus últimos estadios de diferenciación.

Para el caso de Pinaya, en la Franja XV con superposición epitermal, los valores en lo que respecta a La_N/Yb_N y Sr/Y son cercanos a rangos adakíticos. La anomalía de Eu se encuentra en torno a 1, aunque es una anomalía negativa; sin embargo, el U/Th es alto por lo que puede esperarse desarrollo de un sistema hidrotermal.

Algo que destaca a su vez de estas tablas es que hay un buen grado de correlación entre el incremento de la distancia a la fosa y el incremento del espesor cortical.

3.2 CARACTERÍSTICAS GEOCRONOLÓGICAS

Este apartado se ha desarrollado en base a la recopilación bibliográfica e información de la base de datos del Ingemmet, conformada por data geocronológica e isótopos estables y radiogénicos. Se ha realizado una descripción general de las principales características geocronológicas en base a las temperaturas de cierre de cada uno de los minerales usados en los distintos métodos, así como, las características isotópicas.

A continuación, se realiza la descripción de las características geocronológicas de los yacimientos representativos de cada una de las zonas en las que se dividió el área de estudio

Zona Norte

Entre las minas y proyectos con datos geocronológicos en el Zona Norte se tiene a Michiquillay, El Galeno, Cerro Tantahuatay, La Granja, Lagunas Norte, La Arena, La Capilla, Cerro Corona, Huinac, así como distintas dataciones del distrito Minero Yanacocha.

Proyecto Michiquillay

El proyecto Michiquillay cuenta con múltiples estudios geocronológicos entre los destacan los de Laughlin et al. (1968) quienes dataron las hornblendas (hb) del *stock* granodiorítico estéril por el método K-Ar con resultados de 46.40 ± 1.8

Ma. Mientras que, las dataciones en biotita (bt) del intrusivo mineralizado registra una edad de 20.60 ± 0.6 Ma por el método de K-Ar. Más adelante, Shibata (1982) dató por el método de K-Ar las granodioritas porfíricas alteradas, realizando las mediciones en biotitas y en roca total, obteniendo edades de 28.20 ± 4.90 y 18.70 ± 1.40 Ma, respectivamente. Llosa (1996) dató las biotitas magmáticas de monzonitas por el método K-Ar, con resultado de 18.80 ± 1.60 Ma. Davies & Williams (2005) dataron las biotitas y hornblendas del *stock* por el método Ar-Ar obteniendo edades de 19.77 ± 0.05 Ma y 20.60 ± 0.14 Ma, respectivamente. Edades similares fueron obtenidas por Noble et al. (2004), quien dató biotitas de la zona de alteración por el método K-Ar, obteniendo edades que van 19.95 ± 0.13 a 20.10 ± 0.13 Ma. Finalmente Marinov (2011) dató la edad de mineralización por el método Re-Os sobre molibdenita dispuesta en venillas que cortan a cuarcitas de la Formación Farrat, registrando edades entre 18.68 ± 0.09 Ma y 21.85 ± 0.11 Ma. Igualmente, realizó dataciones Re-Os sobre molibdenita proveniente de venillas que cortan cuerpos intrusivos, en el caso de venillas con molibdenita que cortan a un intrusivo pórfido dacítico se registraron edades 19.39 ± 0.1 Ma y 20.24 ± 0.1 Ma. Mientras que en venillas con molibdenita que cortan a un pórfido riolítico y el pórfido de cuarzo, se registraron edades de mineralización entre 20.00 Ma ± 0.1 y 20.12 ± 0.1 Ma.

El Galeno

En el proyecto El Galeno, Davies & Williams (2005) realizaron dataciones de Ar-Ar sobre hornblendas de un dique gabrico y biotitas de brechas intrusivas y de diorita porfírica, registrándose edades de 29.40 ± 1.40 Ma, 16.53 ± 0.18 Ma y 17.50 ± 0.3 Ma, respectivamente. Mientras que la edad de mineralización del pórfido fue datada por Marinov (2011), en 17.43 ± 0.09 Ma por el método Re-Os sobre Molibdenita-Calcopirita (moReOs).

Cerro Tantahuatay

En Tantahuatay, James (1995) dató el intrusivo por el método U-Pb en zircones (zUPb) obteniendo una edad de 13.20 ± 0.20 Ma. Mientras que, las dataciones del domo alterado realizadas por Macfarlane et al. (1994) en minerales de alunita por el método K-Ar se registró en 12.40 ± 0.40 Ma.

La Arena

Gauthier et al. (1999) realizó dataciones de K-Ar en roca total (wr) en la diorita y tonalitas de la mina La Arena y determinó edades de 24.80 ± 0.8 Ma, 24.60 ± 0.8 y 25.70 ± 0.9 Ma, respectivamente.

La Granja

En el proyecto La Granja, Diaz et al. (1997) dataron un pórfido monzonítico en minerales de moscovita por el método de K-Ar (muKAr), obteniéndose una edad 13.80 ± 0.40 Ma. Por otro lado, las dataciones de Noble & McKee (1999) del pórfido monzonítico por el método de K-Ar en roca total registra una edad de 12 Ma.

Mina La Capilla

En el proyecto La Capilla, Ullrich (2002) realizó las dataciones por el método Ar-ar sobre alunita de una brecha hidrotermal, obteniéndose

una edad de 17.09 ± 0.18 Ma. Igualmente, realiza dataciones Ar-Ar sobre alunitas de en zonas con alteración argílica avanzada, registrando edades entre 16.85 ± 0.11 y 17.04 ± 0.21 Ma.

Distrito Minero Yanacocha

Longo (2005) realiza estudios geocronológicos por el método Ar-Ar sobre rocas ígneas del distrito minero Yanacocha registrando una edad de 19.52 ± 0.16 Ma, en plagioclasas (pgArAr) de lahares andesíticos. Igualmente, realizó otra datación Ar-Ar sobre alunita de alteración argílica avanzada del Cerro Yanacocha determinando una edad de 8.4 ± 0.32 Ma.

A su vez, Longo (2005) señala también que la actividad volcánica eruptiva en Yanacocha, se inició entre los 14.52 ± 0.13 Ma con las lavas andesíticas del Yanacocha inferior y finaliza a los 11.22 ± 0.08 Ma con las erupción de las ignimbritas dacíticas de San José, cambiando composicionalmente de dacitas oxidadas a riolíticas, caracterizada por el emplazamiento de domos e intrusiones porfídicas aisladas, finalizando con la explosión efusivas de ignimbritas riolíticas de Negritos de edad 8.43 ± 0.04 Ma (Longo, 2005; Chaves et al. 2010).

La actividad hidrotermal se inicia al oeste del distrito en los cerros Negro y Quillish, esta fue datada entre los 13.56 ± 0.24 a 12.64 ± 0.61 Ma, ambas realizadas en alunita y evidencia que esta

migra hacia el este como se observa en los cerros Carachugo y Maqui Maqui, donde pulsos separados se desarrollan desde 11.01 ± 0.09 a 10.73 ± 0.05 Ma. y 10.24 ± 0.14 a 9.95 ± 0.14 Ma. En Yanacocha, la actividad magmática hidrotermal se centra desde 9.25 ± 0.10 a 8.22 ± 0.46 Ma (Longo, 2005).

Longo (2005) estableció en base a las dataciones de las rocas volcánicas y alunita que los mayores eventos de deposición de Au se correlacionan con los periodos de bajo ratio de erupción volcánica, así como, con el incremento de SiO_2 (figura 3.21).

Minas Conga

En Minas Conga, las dataciones más antiguas registradas pertenecen a la granodiorita de Chailhuagon con 23.20 ± 2.10 Ma, reportadas por Llosa (2000) y realizadas en biotitas por el método K-Ar. Thompson (2003) dató las homblendas de los domos dacítico por el método de Ar-Ar obteniendo una edad de 17.08 ± 0.03 Ma. Por otro lado, Noble realiza dataciones por el método Ar-Ar sobre alunita de sectores con alteración argílica avanzada, registrando que la actividad hidrotermal se desarrolló entre 16.11 ± 0.18 y 16.06 ± 0.11 Ma. Igualmente, Noble y Gustafson (2004) realizan dataciones Ar-Ar sobre biotitas y ortosas de alteración potásica, registrando edades de 15.35 ± 0.12 a 15.80 ± 0.09 Ma y 15.86 ± 0.10 a 15.58 ± 0.12 Ma, respectivamente.

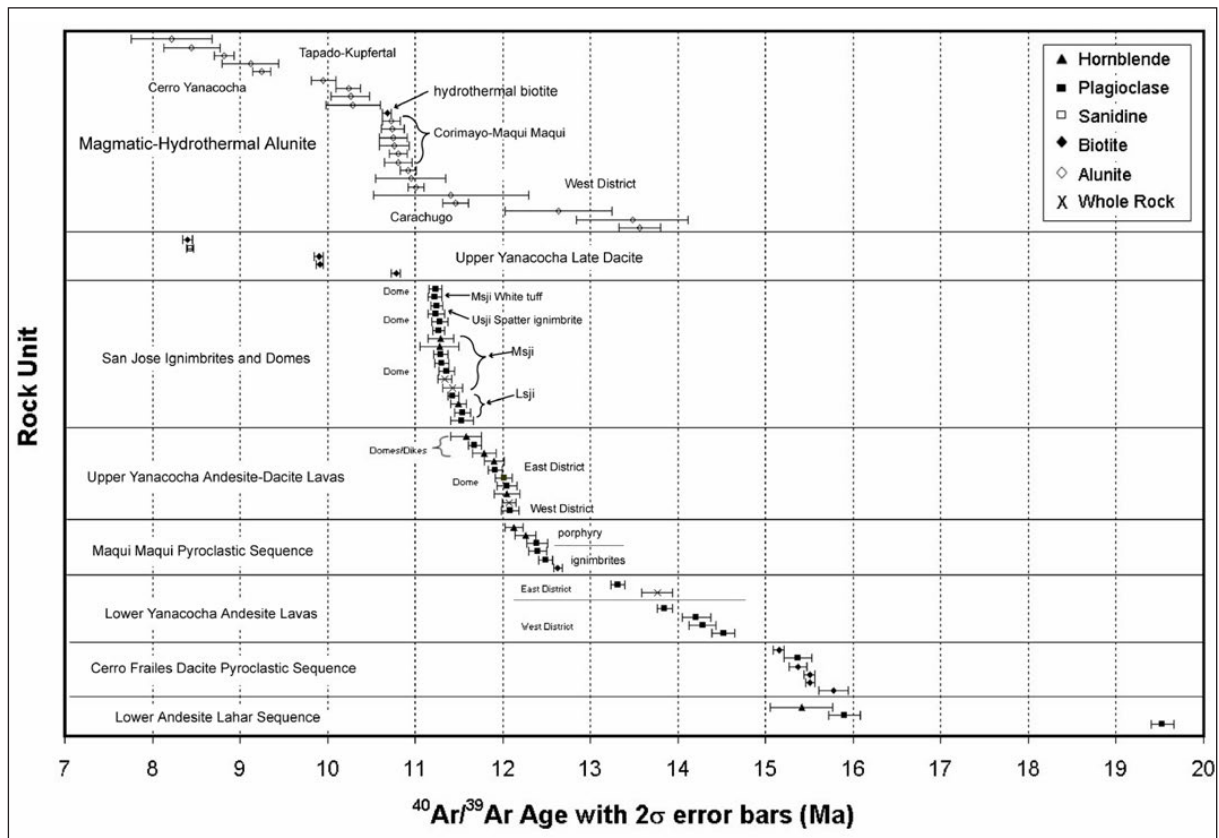


Figura 3.21 Geocronología de eventos volcánicos e hidrotermales relacionados con la mineralización del distrito minero de Yanacocha (Longo, 2005).

Lagunas Norte

Montgomery (2012) propone que la mineralización epitermal de alta sulfuración de Lagunas Norte se desarrolla entre los 16.5 a 17.1 Ma; esto en base a múltiples dataciones de alunita por el método de Ar-Ar (alArAr) llevadas a cabo en alteraciones argílicas avanzadas que afectan a cuarzo arenitas, tobas dacíticas, brechas polimícticas y tobas dacíticas. Por otro lado, establece que la edad de la mineralización es coetánea con la fase de mayor engrosamiento cortical del Oligoceno tardío al Plioceno (tabla 3.7)

Zona Centro

Entre las minas y proyectos con datos geocronológicos en la Zona Centro, se tiene Pierina, Quicay, Santo Toribio, al distrito minero de Morococha, Atacocha - Milpo (Socorro), Chungar, Antamina, entre otros.

Mina Pierina

La mina Pierina es un yacimiento tipo epitermal de alta sulfuración de Au - Ag, localizado en la Cordillera Negra. La génesis y evolución de este yacimiento fue ampliamente estudiada por Rainbow (2009), quien además la considera coetánea con la mina Santo Toribio de intermedia sulfuración de Ag y metales base. Rainbow (2009), realiza múltiples dataciones por el método de Ar-Ar en los distintos tipos de alunita (diseminada, friables, gruesas rellenando espacios abiertos y porcelana) de los diferentes estadios de la paragénesis de mina Pierina. Además, realiza dataciones de Ar-Ar en biotitas de las andesitas y sericita de las alteraciones relacionadas a la mineralización de la mina Santo Toribio.

Estableciendo que el estadio I (fase hipógena) conformado por la alteración argílica avanzada, fue prolongado abarcando un periodo que van desde los 15.80 ± 0.09 a 13.89 ± 0.13 Ma, registrando el mayor desarrollo del sistema hidrotermal epitermal entre 14.4 Ma y 13.9 Ma, relaciona con la mayor generación de alunita diseminada (supergena) que se encuentran en el rango de edad K-Ar reportadas por Noble et al (1977) de 14.5 Ma y

edad de 14.48 ± 0.10 Ma por el método Ar-Ar registrada por Park - Li (2005), correspondiente con la mineralización económica de Pierina (Rainbow, 2009).

Santo Toribio

Rainbow (2009) reportó cuatro dataciones de Ar-Ar en sericita de la mina Santo Toribio, las cuales se encuentran en el rango de edad de 14.55 ± 0.17 a 15.21 ± 0.23 Ma, periodo que corresponde al mismo rango de edades de mineralización establecida para la mina Pierina.

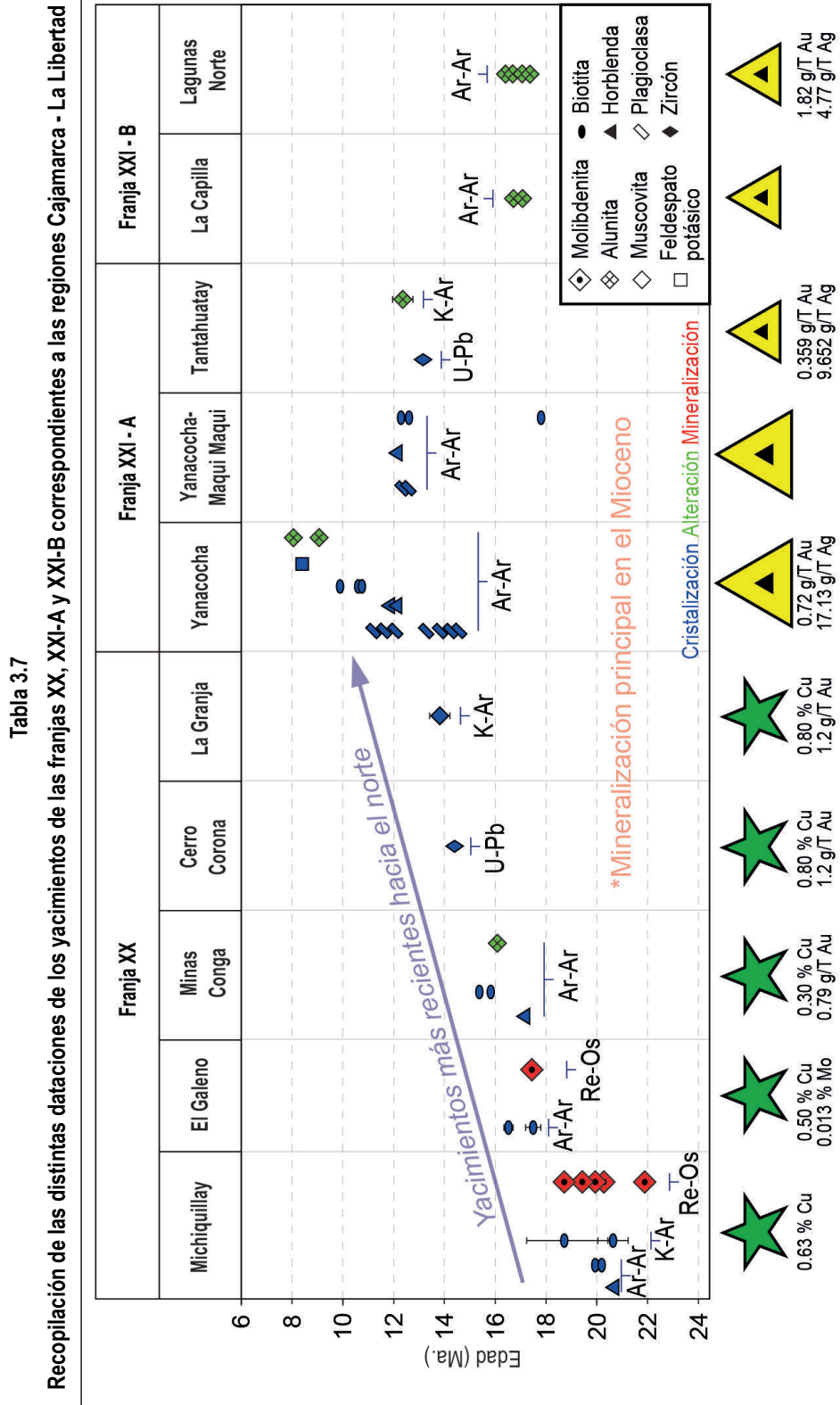
Distrito Minero Morococha

El distrito minero Morococha fue estudiado por Catchpole et al. (2016), quienes realizaron un análisis de la distribución espacial y temporal de los yacimientos tipo pórfidos, *skarns* y cuerpos de reemplazamiento, así como, de vetas polimetálicas del distrito Minero Morococha.

El intrusivo más antiguos corresponde es el pórfido Codiciada, sin registro de mineralización (estéril) y con edades U-Pb en zircones, entre 14.07 ± 0.04 Ma y 14.31 ± 0.04 Ma (Bendezú et al., 2012; Kouzmanov et al., 2008).

La mineralización del distrito está relacionada con tres centros magmático-hidrotermales, siendo el más antiguo el pórfido mineralizado de Codiciada con dataciones U-Pb de 9.5 - 9.3 Ma (Bendezú et al., 2012) y dataciones Re-Os sobre molibdenita de 9.26 ± 0.03 Ma (Catchpole et al., 2015b). La mineralización de este centro magmático-hidrotermal comprende sistemas tipo pórfido, *skarn* de contacto y vetas polimetálicas.

El segundo centro magmático-hidrotermal corresponde al de Ticlio, el cual incluye un *stock* de porfirítico datado en 8.31 ± 0.03 Ma por el método U-Pb en circones (Bendezú et al., 2012), con mineralización subeconómica de Cu-Au, relacionada con cuerpos de *stockwork* de cuarzo-magnetita \pm calcopirita desarrollada dentro de una intensa alteración potásica y alteración filica sobreimpuesta. La sericita (moscovita de grano fino) perteneciente a la alteración filica registra una edad Ar-Ar de 8.0 Ma (Catchpole et al., 2015b).



El tercer centro magmático-hidrotermal corresponde al sistema porfirítico de Toromocho, que comprende por lo menos cinco eventos intrusivos emplazados durante un periodo de 8.5 Ma a 7.3 Ma, datadas por el método U-Pb en circones (Kouzmanov et al., 2008), donde al menos se evidencia una fase de mineralización de tipo pórfido datada de 8.0 a 7.8 Ma, por el método Re-Os en molibdenita (Beuchat 2003) y otra de tipo *skarn* datada de 7.2 a 6.9 Ma, que en su conjunto conforman el pórfido de clase mundial Cu-Mo de Toromocho (Catchpole et al., 2015b, Catchpole et al. 2016).

En cuanto a las dataciones de la mineralización de tipo vetas polimetálicas cordilleranas y cuerpos de reemplazamiento más importantes se le asigna una edad de 6.0 a 5.7 Ma (Catchpole et al., 2015b). Coetáneamente se registra levantamiento y exhumación de los centros magmático-hidrotermales resultando en un importante “*telescoping*” y la preservación de sólo los niveles profundos de los centros magmáticos más antiguos (Catchpole et al., 2016) (figura 3.22 y tabla 3.8).

Antamina

Mrozek et al. (2017) definen a Antamina como un *skarn* emplazado alrededor de un complejo intrusivo conformado por cuatro (04) eventos porfiríticos (P1, P2, P3 y P4) datados por U-Pb en circones de 10.96 ± 0.03 a 10.23 ± 0.07 Ma. El primer evento porfirítico (P1) se encuentra relacionado con la formación del *skarn*. Mientras que, el resto de los eventos intrusivos no tienen relación con la mineralización del *skarn*. Los registros de dataciones U-Pb varían con respecto a las dataciones reportadas por Love et al. (2003), quienes dataron fases de los pórfidos de composición cuarzomonzonítica, a mediante el método de Ar-Ar, obteniendo edades de 9.98 ± 0.09 Ma sobre plagioclasas, de 10.30 ± 0.08 Ma a 10.09 ± 0.07 Ma sobre biotitas y de 9.90 ± 0.10 Ma a 9.75 ± 0.07 Ma sobre sericitas relacionadas con alteración filica sobreimpuesta a alteración potásica. Por otro lado, Escalante (2008) dató por método Ar-Ar las biotitas de diques cuarzo feldespatos registrando edades de 10.85 ± 0.07 Ma a 10.93 ± 0.09 Ma. Esta variación de edades

obtenidas por los distintos autores se debe a la variación de las temperaturas de cierre de cada uno de los minerales utilizados para las dataciones. (Figura 3.22). Las dataciones de Re-Os en molibdenita muestran dos etapas de mineralización en *skarns*, el primero correspondiente a los parches de molibdenita con edades de mineralización de 10.58 ± 0.07 Ma a 10.39 ± 0.005 Ma y el segundo evento de mineralización relacionado con el segundo evento intrusivo (P2) que cortan los cuerpos de *skarn*, con registro de edades de 9.99 ± 0.04 Ma a 9.68 ± 0.05 Ma. Además, se observa que las edades generalmente disminuyen de NE a SO a lo largo del eje del depósito y con actividad magmática hidrotermal en un periodo de 1.5 Ma aproximadamente.

Quicay

Cobeñas (2008) realiza mediciones geocronológicas Ar-Ar sobre alunite hidrotermal del lithocap del yacimiento Quicay, determinando edades de actividad hidrotermal entre 38.4 ± 1.3 Ma y 38.8 ± 1.3 Ma, posterior a actividad volcánica con fases piroclásticas y efusivas domo-lavas con composiciones que varían de andesita basáltica a andesita.

Atacocha -Milpo (Socorro)

Los estudios geocronológicos de las minas Atacocha y Milpo – Socorro realizados por Soler & Bonhomme (1988a) reportaron edades para los intrusivos pórfidos cuarzodiorita y granodioritas, relacionados con la mineralización entre 25.9 ± 1.5 Ma y 29.8 ± 2.5 Ma. Estos análisis fueron realizados por método K-Ar en plagioclasas (hbKAr) y hornblendas (hbKAr) respectivamente. Cabe mencionar que las plagioclasas presentes en estos intrusivos se encontraban alteradas, por ello, la edad determinada debe considerarse como una edad mínima. Estos autores asumieron que el *stock* Milpo – Atacocha se emplazó alrededor de hace unos 30 Ma y que estos *stocks* pertenecen al evento magmático del Oligoceno emplazado hace 31 Ma.

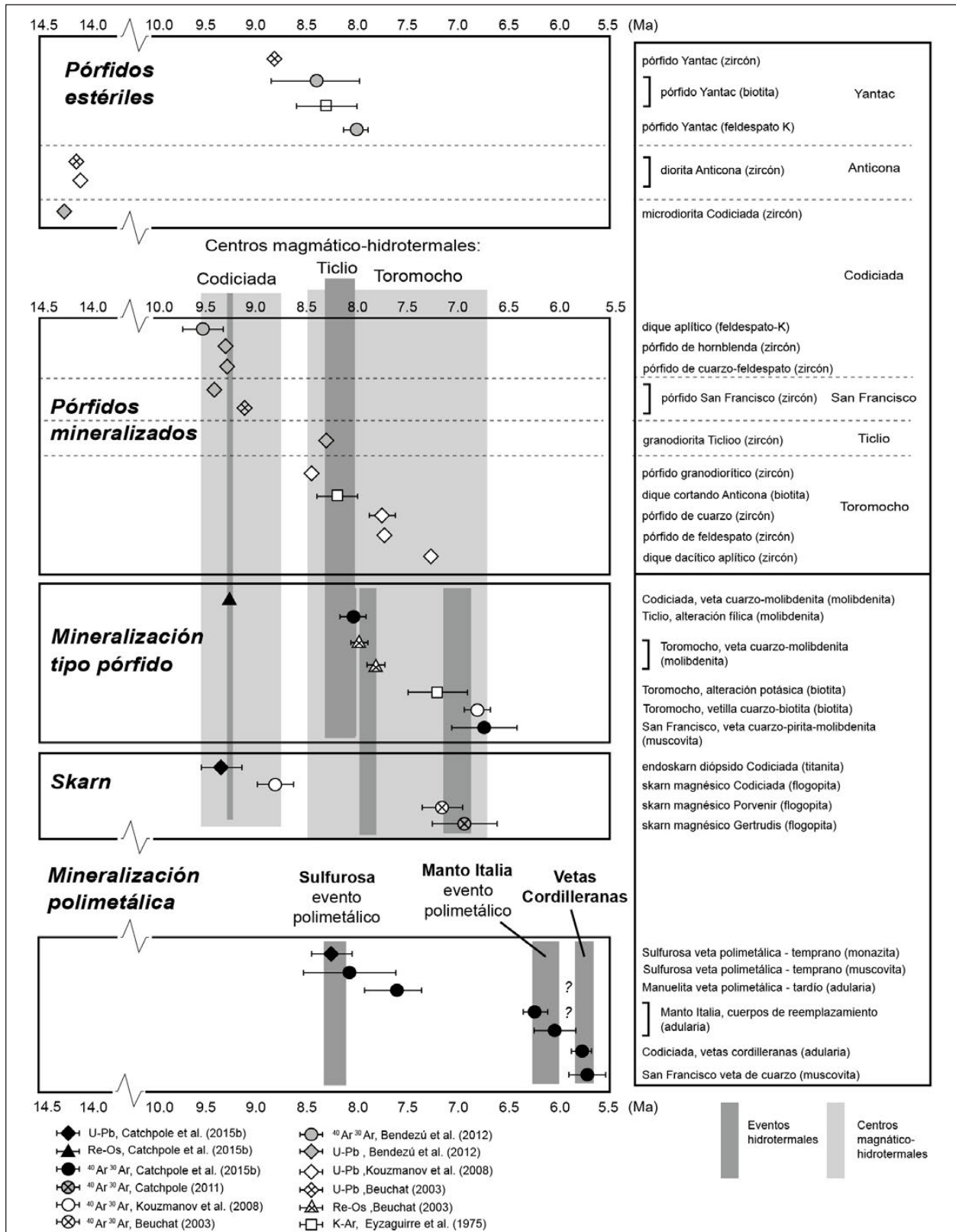
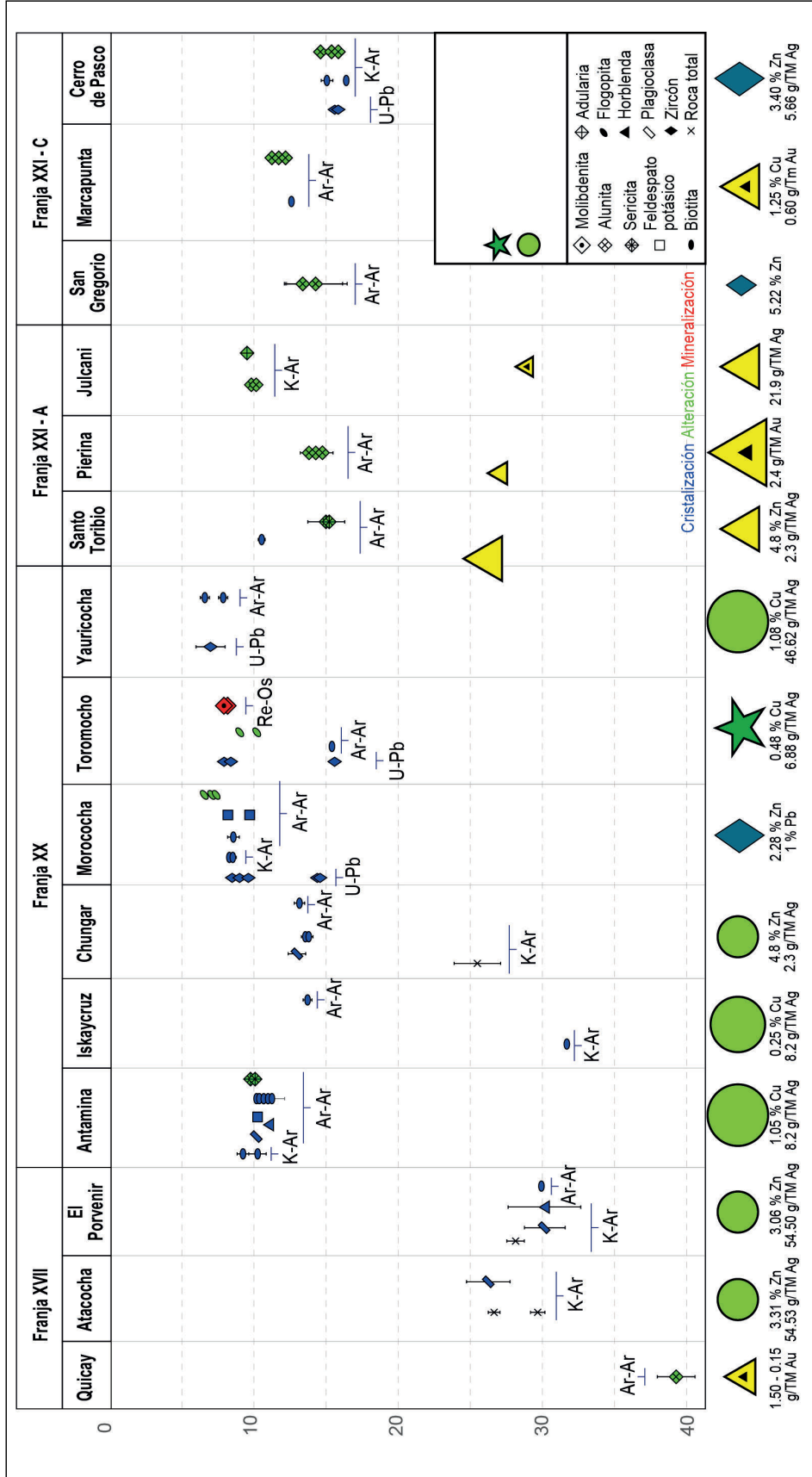


Figura 3.22 Diagrama que resume los eventos magmáticos e hidrotermales en el distrito de Morococha, tomado de (Catchpole et al. 2016)

Tabla 3.8
Recopilación de las distintas dataciones de los yacimientos de las franjas XX, XXI-A y XXI-B correspondientes Zona Centro



Zona Sur

Los yacimientos de la Zona Sur con estudios geocronológicos se tienen a Zafranal, Las Bambas, Orcopampa, Arcata, Selene, Shila Paula, Trapiche, entre otros. Se detallan a continuación.

El Zafranal

Rivera (2012) realizó dataciones por el método Ar-Ar en los sectores centrales y noreste del proyecto Zafranal, sobre biotitas secundarias de la zona potásica presentes en dioritas relacionadas con la mineralización, registrando edades de mineralización de 83.37 ± 0.54 Ma, 82.41 ± 0.43 Ma y 81.10 ± 0.43 Ma. Igualmente, se registró edades de eventos magmáticos tardíos posmineralización, definidos por volcanismo efusivo con edad de 79.98 ± 0.36 Ma.

Orcopampa

El distrito minero de Orcopampa (minas Calera y Chipmo) cuenta con trabajos de dataciones radiométricas realizadas por Gibson et al. (1995), quienes dataron las edades de mineralización y alteración de mina Calera por el método de K-Ar obteniendo edades de 19 a 17 Ma. La mineralización de esta mina se caracteriza por la presencia de sulfosales de Ag, resaltando la tetrahedrita y su variedad freibergita, intercrecida con galena, esfalerita, calcopirita y piritita. Tiene como minerales de ganga de cuarzo, rodocrosita y rodonita (Mayta & Lavado, 1995; Carlotto et al., 2009).

Por otro lado, Swanson (1998) realizó dataciones K-Ar sobre adularias de las zonas de alteración vinculadas a la mineralización de la mina Chipmo, caracterizada por la presencia de minerales de mena como oro nativo, telururos de oro (principalmente calaverita, en menores concentraciones ocurren la goldfieldita), telururos de bismuto, seleniuros, tenantita, enargita y casiterita (Sarmiento et al., 2010). La edad K-Ar (adKAr), registra edades entre 17.00 ± 0.5 Ma y 17.90 ± 0.5 Ma, similares a las obtenidas por Mayta (1999) en la veta Prometida con 18.1 Ma (Ramos, 2014). Otros datos geocronológicos son los obtenidos por Salazar (2008), quien por el método Ar-Ar dató las plagioclasas de las dacitas de Chipmo obteniendo edades de 18.90 a 19.45 Ma.

Arcata

En mina Arcata, Candiotti et al. (1990) dató minerales de adularia y alunita (hipógena de la Caldera Chonta) relacionadas con

la mineralización epitermal de intermedia sulfuración, por el método K-Ar, se registró edades de 5.10 ± 0.3 a 5.60 ± 0.2 Ma. Además, realizó dataciones K-Ar de biotitas de rocas volcánicas premineralización, obteniendo edad de 6.10 ± 0.2 Ma.

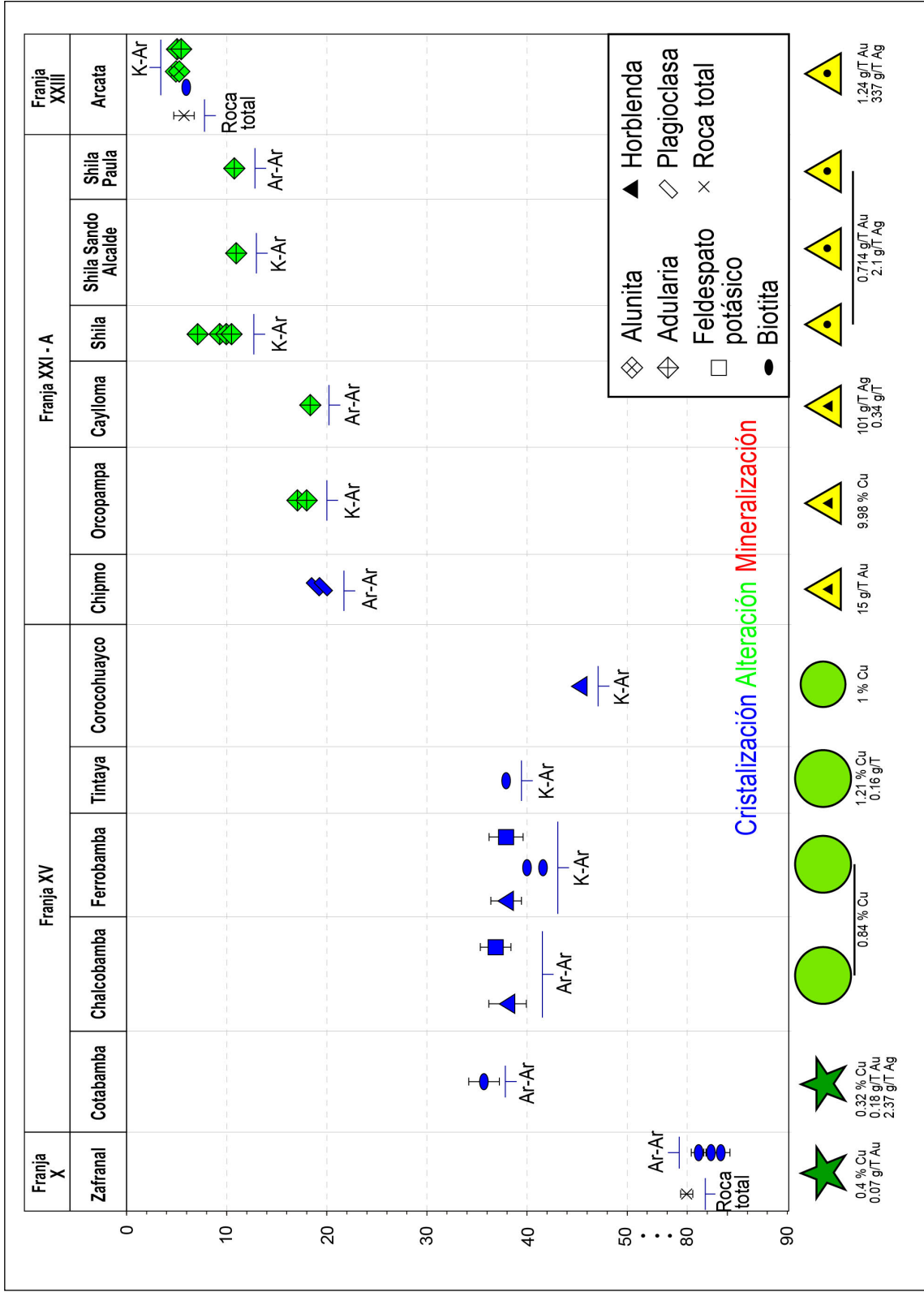
Selene

Mina Selene, cuenta con datos geocronológicos realizados por Palacios et al. (2008), quienes realizaron dataciones Ar-Ar sobre biotitas de rocas volcánicas riolíticas y riodacíticas, determinando edades de 14.60 ± 0.1 Ma a 16.30 ± 0.3 Ma y 16.20 ± 0.2 Ma, respectivamente. Las edades obtenidas son muy similares a las que obtuvieron por el método Ar-Ar en en roca total, registrando 15.15 ± 0.7 Ma. (tabla 3.9).

3.3 CARACTERÍSTICAS ISOTÓPICAS RADIOGÉNICAS PB-PB

La composición isotópica del plomo y azufre en sulfuros aunado a las rocas relacionadas de un depósito mineral nos da criterios para comparar el origen de los metales y la interacción de la fuente magmática que dio origen a los fluidos mineralizantes que produjeron plomo en un determinado sistema hidrotermal (Heyl et al., 1996; Stacey et al., 1968; Sanford, 1992). La aplicación de las variaciones isotópicas a escala de la corteza permite entender los controles regionales que se encuentran en un depósito. La composición isotópica de los magmas derivados del manto tiene bajas concentraciones de plomo, mientras que los magmas relacionados con la corteza tienen concentraciones mucho más altas. Entonces, debido al fuerte contraste, la incorporación de plomo cortical puede cambiar significativamente las composiciones isotópicas de plomo mantélico. A menor escala, en cuanto a los trabajos prospectivos, el análisis de estos isótopos permite contrastar la firma isotópica de un yacimiento conocido (mina o proyecto en fase de exploración avanzada) con la firma de algún proyecto en exploración, enmarcados en un mismo contexto geológico y de definirse una semejanza isotópica, se podría asumir que el proyecto en exploración tendría el mismo geológico-económico que el yacimiento (mina o proyecto avanzado) utilizado como patrón de comparación, con recursos minerales y reservas determinados.

Tabla 3.9
Recopilación de las distintas dataciones de los yacimientos de las franjas X, XV, XXI-A, XXI-C y XXIII correspondientes a Zona Sur



3.3.1 Provincias isotópicas de plomo

Macfarlane et al., (1990), dividen en tres provincias isotópicas, según la edad y la geología dominante de las rocas expuestas. Definen estas provincias en I, II y III; pero para este trabajo nos enfocaremos en las provincias isotópicas que a continuación se detallan.

3.3.2 Interpretación de Resultados Geoquímicos Isotópicos de Plomo

Para el análisis isotópico del plomo, en esta investigación se han considerado 31 muestras obtenidas durante el desarrollo de la presente investigación, además de 33 muestras recopiladas de bibliografía de otros autores; haciendo un total de 64 muestras estudiadas, permitiendo identificar los procesos geológicos, así como la fuente de los magmas que se relacionarían con la mineralización. Para ello se ha empleado en la subdivisión hecha por Macfarlane et al., 1990.

Análisis isotópico de la Provincia I

La provincia I, ha sido subdividida en otras tres subprovincias, pero dentro de los límites del área de estudio se encuentra la subprovincia Ic; el rasgo que distingue el plomo de las menas de esta subprovincia de las otras la y Ib es que refleja la asimilación de un basamento metamórfico, esta fuerte influencia del basamento también fue reportada por Aitchison et al., (1995), quien empleó estas relaciones isotópicas de plomo para definir

la extensión de los terrenos del basamento en Bolivia. Por su parte Barreiro & Clark (1984) demuestran que los ratios de estos isótopos expresan una fusión parcial del manto enriquecido isotópicamente seguido por una cristalización fraccionada. La interacción con el basamento metamórfico en el sur del Perú y el norte de Chile afectó la composición isotópica de las rocas volcánicas del Cenozoico tardío. En el área de estudio se tienen 06 muestras de las cuales 05 son de yacimientos epitermales y 01 para el pórfido Zafranal, presentan relaciones isotópicas $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ y $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ proveniente del plomo de la mena, tiene un rango de (18.454, 15.618 y 38.528), mientras que para los depósitos epitermales como Orcopampa se tiene valores moderados a altos para $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (18.58 - 18.609). Las relaciones $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ presentan un estrecho rango (15.625 - 15.641) y las relaciones para $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ son elevadas (38.624 - 38.74); por su parte, para los demás proyectos como Tambomayo, Mazo Cruz y Mamacocho; solo se tiene una muestra cada uno de estos y sus valores para $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (18.444, 18.108 y 18.455), mientras que para $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (15.627, 15.592 & 15.62) y $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (38.613, 38.337 & 38.534), respectivamente estos se encontrarían dentro de los rangos hallados para el plomo radiogénico en la Provincia I por Macfarlane et al.,(1990); quienes determinan las siguientes relaciones isotópicas de $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ entre 18.21 a 18.82, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ entre 15.55 a 16.69 y $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ entre 38.11 a 38.95.

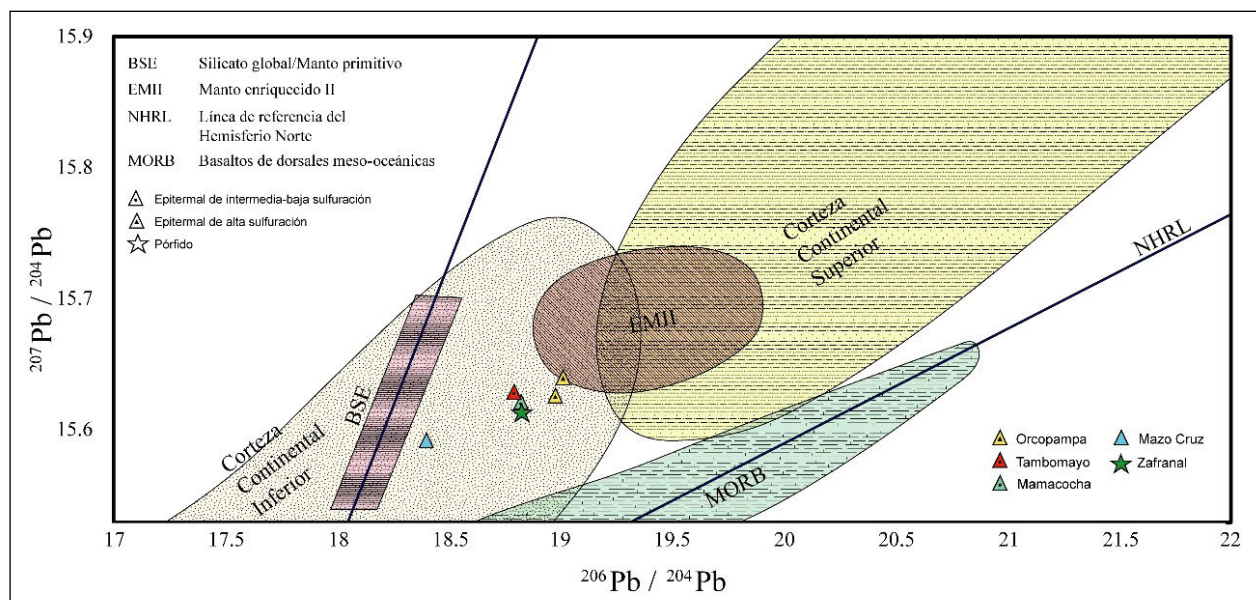


Figura 3.23 Diagrama plumbotectónico uranogénico de Stacey & Kramers, con cocientes isotópicos $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs. $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, para las muestras de mena de la provincia Ic

Análisis isotópico de la Provincia II

Para esta provincia se tiene un total de 47 muestras, 23 de estas provienen de los depósitos tipos pórfidos El Galeno, Michiquillay, Chanape, Huinac, Minas Conga (Chailhuagón - El Perol), Cerro Corona, Georgiana y Ocros. En el pórfido El Galeno (Davies, 2002 & Rivera 2008), este tendría relaciones isotópicas de Pb más altas $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 18.831 mientras que la mínima sería de 18.744, por su parte para el $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ se tiene valores que van de 15.728 a 15.6597, y para la relación $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ estos van de 38.942 a 38.7405. Para Minas Conga (Chailhuagón y El Perol) tienen relaciones isotópicas de Pb en la mena muy homogéneas. Las relaciones isotópicas $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ y $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ se encuentran dentro de un rango de valores de 15.612 a 15.636, 38.606 a 38.678 y 18.723 a 18.769, respectivamente. Los resultados isotópicos de Pb en el pórfido Georgiana muestran relaciones isotópicas $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ y $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ con un rango de valores entre 15.661 a 15.635, 38.748 a 38.684 y 18.819 a 18.804. Los resultados obtenidos en el presente estudio para el pórfido Quicay II muestran relaciones isotópicas de plomo $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ y $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ presentan valores son: 18.789 a 18.803, 15.658 a 15.661, 38.884 a 38.906, respectivamente. Además, se tiene datos isotópicos de plomo para los demás pórfidos como es el caso de Chanape, Cerro Corona, La Arena y Huinac pertenecientes al presente

estudio, cuyas relaciones isotópicas $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ y $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$; para cada uno de estos depósitos varían de la siguiente manera Chanape registra valores de 18.801, 15.661 y 38.905, por su parte para Cerro Corona son 18.696, 15.622 y 38.57, en La Arena se tiene valores de 18.78, 15.651 y 38.785 por último en Huinac muestra valores de 18.842, 15.65 y 38.746.

Por su parte se tiene 24 muestras que fueron colectadas de yacimientos tipo epitermales, algunos de estos resultados provienen de trabajos efectuados por otros autores, como de los obtenidos en el presente estudio; de esto se tiene que en el yacimiento Yanacocha, Davies (2002), Chiaradia et al. (2009), obtuvieron relaciones isotópicas $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ y $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, con rangos de valores entre 18.711 a 18.494, 15.636 a 15.5742 y 38.786 a 38.306; mientras que Macfarlane et al. (1999) para Hualgayoc, obtiene relaciones isotópicas $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ y $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ con valores de 18.655 a 18.702, 15.612 a 15.615 y 38.542 a 38.592. Por su parte en Huarangayoc, se hallan las relaciones isotópicas $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ y $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ provenientes del plomo de la mena, tiene un rango de 18.804 a 18.795, 15.641 a 15.635 y 38.73 a 38.712. Rivera (2008) para Hilorico obtiene las relaciones isotópicas $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ y $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ cuyos valores van de 18.725 a 18.816, 15.622 a 15.625 y 38.614 a 38.661. (Figuras 3.24 y 3.25).

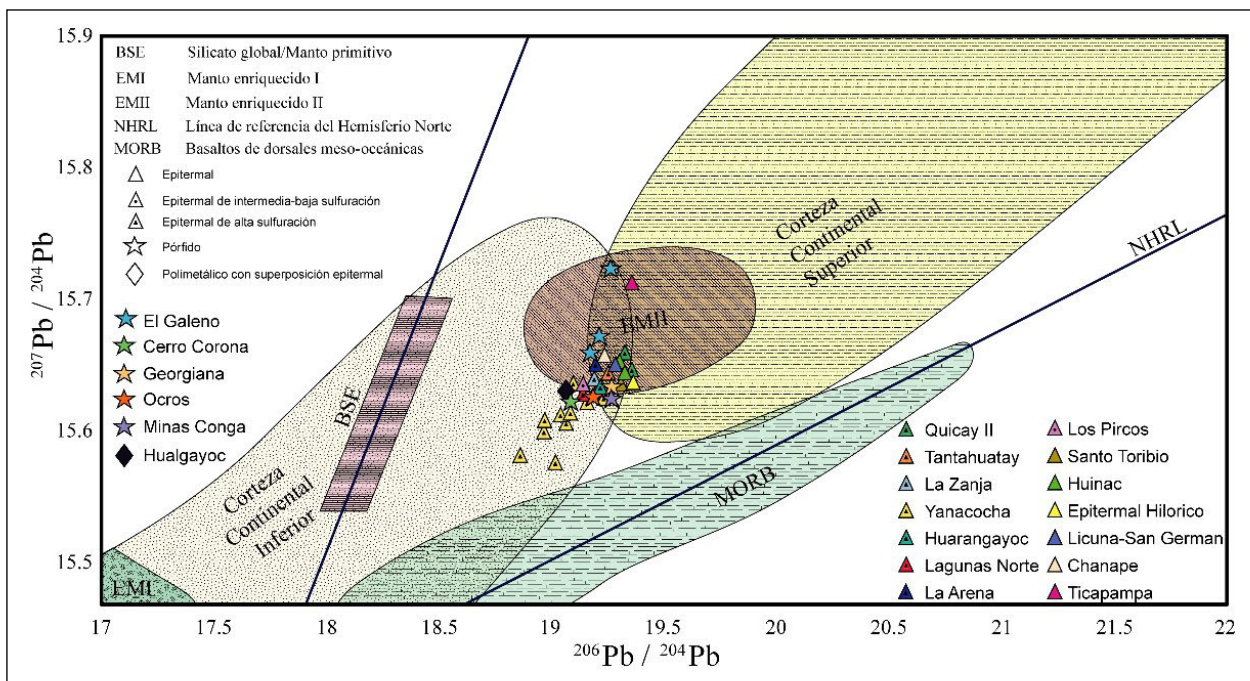


Figura 3.24 Diagrama plumbotectónico uranogénico de Stacey & Krammers, con cocientes isotópicos $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, para las muestras de mena de la provincia II

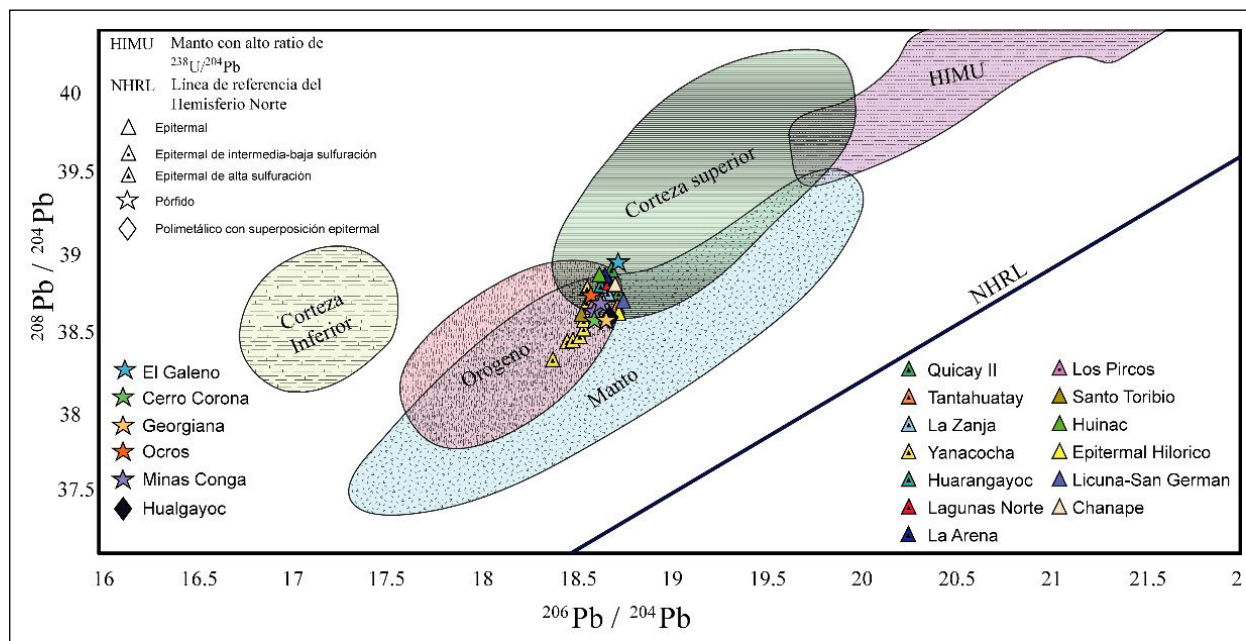


Figura 3.25 Diagrama Plumbotectónico – Torgigénico de Zartman & Doe (1981) para la composición Isotópica del $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ para las muestras de mena de la provincia II.

Para los siguientes depósitos solo se tiene una muestra para determinar sus relaciones isotópicas $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ y $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ y estas serían en Ticapampa tendría (18.903, 15.716 y 39.16); Tantahuatay (18.704, 15.623 y 38.603); en Los Pircos (18.779, 15.635 y 38.722); La Zanja (18.703, 15.624 y 38.6) Lagunas Norte (18.787, 15.652 y 38.763); Santo Toribio (18.8, 15.635 y 38.725) y Licuna-San German (18.826, 15.646 y 38.734).

Análisis isotópico de la Provincia IIIb

Para la provincia IIIb las muestras del pórfido de Cotabambas, Rivera et al., (2011), reporta relaciones isotópicas $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ y $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ de menas muy homogéneas; estas se encuentran dentro de un rango de valores de 15.577 a 15.604, 38.442 a 38.522 y 18.535 a 18.559 18.723 a 18.769. Los resultados isotópicos de Pb en el pórfido Utupara (Bustamante, 2008) muestran relaciones isotópicas $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ y $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ con un rango de valores entre 15.629 a 15.729, 38.661 a 38.97 y 18.596 a 18.848; por su parte para el pórfido

Trapiche Acosta et al., (2019) se tiene relaciones isotópicas de plomo $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ y $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ cuyo rango de estos valores son: 15.75 a 15.85, 38.81 a 39.2 y 18.65 a 18.82, respectivamente. Por su parte, en el proyecto epitermal Pataypampa, Mamani et al., (2008 y 2009), presenta relaciones isotópicas $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ y $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ de mena con valores de 18.724 a 18.915, 15.647 a 15.665; en los demás proyectos y mina como Santa Bárbara, Cerro Hermoso, mina Tacaza, Jormune, Kello Kello, mina Las Águilas, Azulcunca y Constancia solo se tiene una muestra; estas tienen las siguientes relaciones isotópicas de plomo $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (17.97, 18.657, 18.633, 18.68, 18.494, 18.88, 18.902 & 18.83), $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (15.6, 15.634, 15.636, 15.63, 15.625, 15.661, 15.682 y 15.79) y $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (38.419, 38.768, 38.774, 38.727, 38.58, 38.985, 38.979 & 38.92) respectivamente. Los resultados de la provincia IIIb fueron ploteados en el diagrama plumbotectónico uranogénico de Stacey & Krammers, para los cocientes isotópicos $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (Figura 3.26).

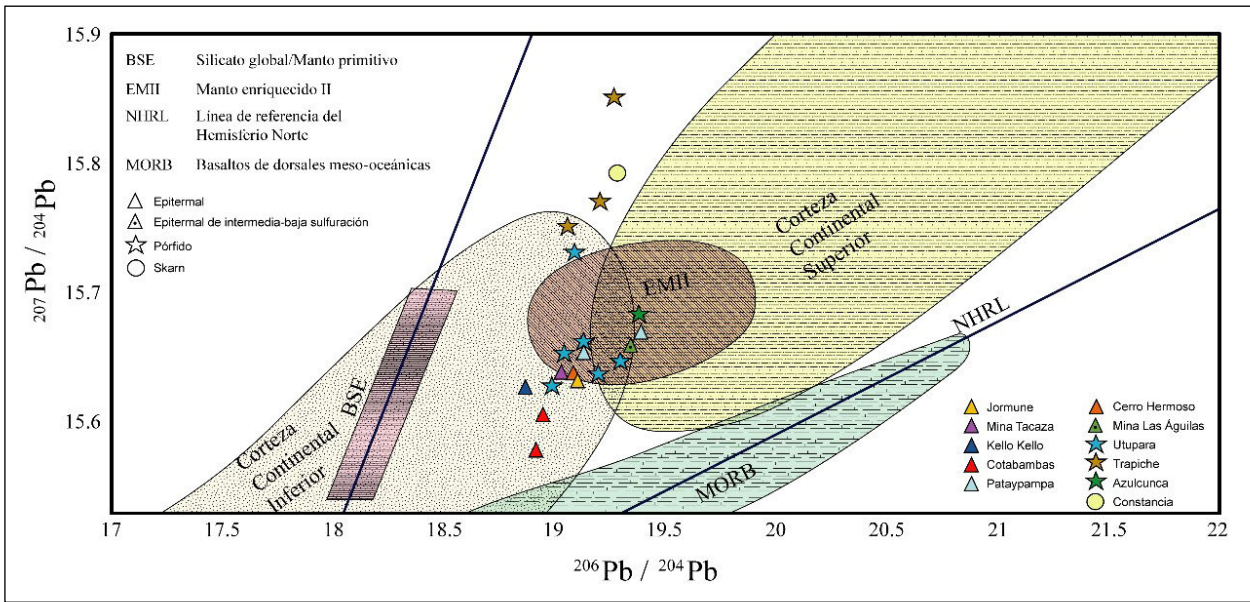


Figura 3.26 Diagrama plumbotectónico uranogénico de Stacey & Kramers, con cocientes isotópicos $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, para las muestras de mena de la provincia IIIb

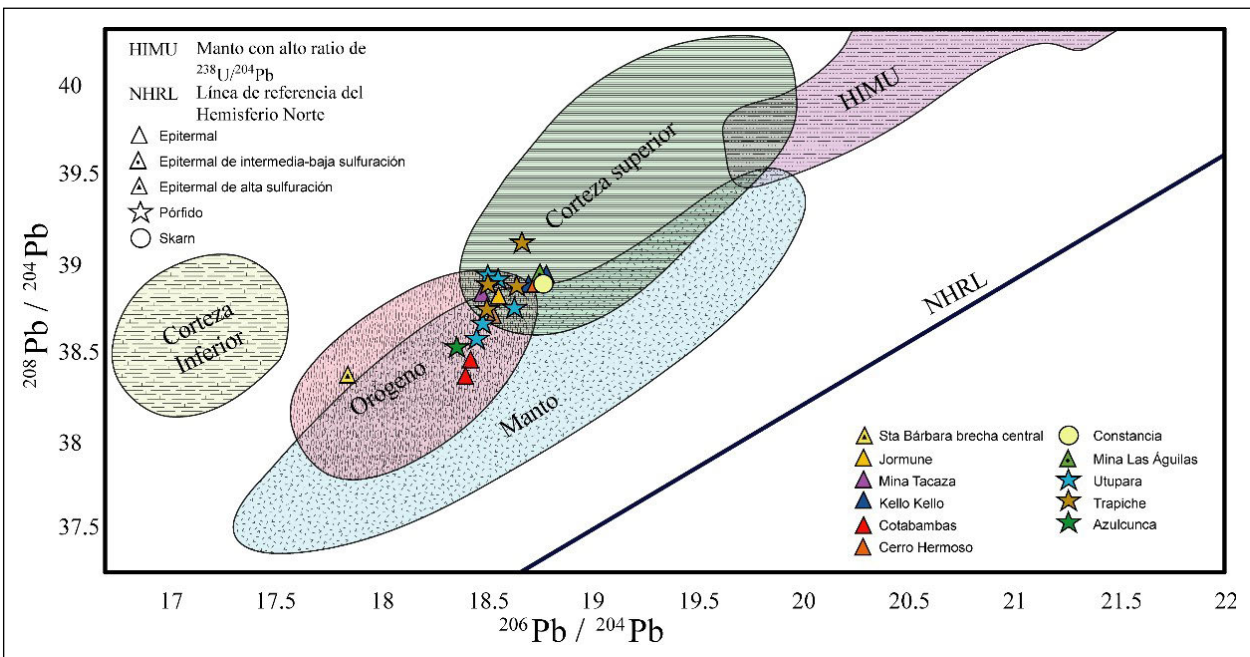


Figura 3.27 Diagrama Plumbotectónico – Torigénico de Zartman & Doe (1981) para la composición Isotópica del $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ para las muestras de mena de la provincia IIIb.

En el diagrama $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs. $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ establecido para el modelo plumbotectónico torigénico (figura 3.27), notamos que estas muestras se agrupan en dos: El primer grupo sigue una tendencia lineal a lo largo de la curva de la corteza superior,

lo cual sugiere que provienen principalmente de esa fuente metálica. El segundo grupo se encuentra en la curva de mezcla orogénica con corteza superior.

3.3.3 Firma Isotópica de Plomo de Eventos Magmáticos Fértiles Generadores de Sistemas de Mineralización Tipo Pórfidos - Epitermales y Yacimientos Relacionados

Las firmas isotópicas que indican eventos magmáticos fértiles (potenciales generadores de sistemas hidrotermales en los últimos estadios de diferenciación) para las 3 provincias interpretadas, se detallan a continuación:

Provincia I. Las menas de la provincia I fueron interpretadas como metales derivados magmáticamente de la mezcla de material de la corteza inferior con un posible manto enriquecido y sedimentos subducctados. Hildreth & Moorbath (1988) propone que la corteza inferior ha sido el origen de esta firma geoquímica.

En el diagrama plumbotectónico uranogénico de Stacey & Krammers, con cocientes isotópicos $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, (figura 6.08); se establece que la fuente de los metales (corteza superior, corteza inferior, manto u orógeno), por medio del análisis isotópicos de plomo se pudo notar la presencia de dos poblaciones una conformada por Zafranal, Mazo Cruz,

Tambomayo y Mamacocho; los que se ubica en la curva de la corteza continental inferior, lo que sugiere que la fuente de la mineralización de estos depósitos se encuentra en la mezcla entre magma mantélico con contaminación de la corteza inferior (basamento metamórfico), mientras que las muestras de Orcopampa presentan un marcada tendencia a una fuente tipo EMII.

Provincia II. El plomo radiogénico en esta provincia indica la mezcla, entre el manto superior enriquecido con el Pb derivado de las rocas radiogénicas de la corteza superior.

Provincia IIIb. Se observa que hay dos grupos de muestras, uno conformado por las muestras de Trapiche y Constancia, las que se ubican por encima de la curva de la corteza superior, lo que indicaría que la fuente de la mineralización proviene de los sedimentos provenientes de la corteza superior. Mientras que en el segundo grupo se tendría al menos dos fuentes, pero ambas provienen de una fuente producto de la mezcla entre la corteza superior y la corteza inferior.

CAPÍTULO IV

METALOGENIA DE SISTEMAS DE MINERALIZACIÓN TIPO PÓRFIDOS – EPITERMALES Y YACIMIENTOS RELACIONADOS

4.1 FRANJAS METALOGENÉTICAS DE SISTEMAS DE MINERALIZACIÓN TIPO PÓRFIDOS – EPITERMALES Y YACIMIENTOS RELACIONADOS

Se han considerado las franjas metalogenéticas asociadas a los depósitos epitermales y pórfidos presente en la Cordillera Occidental, relacionadas épocas de mineralización, controladas por sistemas de fallas regionales y litologías. Tenemos las siguientes franjas (Acosta, et al. 2009):

4.1.1 Franja de Pórfidos *Skarns* de Cu-Mo (Au, Zn) y depósitos de Cu-Au-Fe relacionados con intrusiones del Eoceno-Oligoceno. (Franja XV del Mapa de Franjas Metalogenéticas)

Esta abarca a las regiones de Ayacucho, Apurímac, Cusco y Puno, se ubica entre la Cordillera Occidental y el Altiplano. Abarca los ambientes geotectónicos de Depósitos de Cuenca Marginal de Trasarco del Jurásico-Cretácico (JK-dcm TA), Depósitos Continentales de Rift de Trasarco del Permotriásico (PET-dC RTA), Plutonismo de Arco a Plutonismo de Cuenca Marginal del Cretácico inferior-Eoceno (KiPeo-pA CM), Plutonismo de Arco del Jurásico (J-pA).

Se encuentra delimitada por los sistemas de fallas Urcos-Sicuani-Ayaviri, Cusco-Lagunillas-Mañazo, Abancay- Andahuaylas-Totos-Chincheros-Licapa y Abancay-Condorama-Caylloma. Comprende el batolito de Andahuaylas Yauri, y relacionado a mineralización tipo pórfido. Las rocas de este batolito intruye a los estratos silicoclásticos y calcáreos del Grupo Yura (Jurásico-Cretácico), la Formación Mara (Aptiano) y las calizas Ferrobamba del Albiano- Turoniano. Noble et al. (1984a) inicialmente considera la mineralización de esta franja como del tipo *skarn* Fe-Cu, posteriormente Perelló et al. (2003a) la reinterpreta como pórfidos como Tintaya, Kananga, Las Bambas, Cotabambas, Morosayhuas, Antapacay, Haquira, Los Chancas, Antillas, Trapiche, entre otros; asociados espacial a la Formación Anta (Eoceno medio-Oligoceno inferior) constituidas

por andesitas y rocas piroclásticas dacíticas, intercaladas con conglomerados volcanosedimentarios (Carlotto, 1998; 2002; Carlotto et al., 2005). Mientras el Grupo San Jerónimo y las formaciones Punacancha y Paruro, del Oligoceno superior-Mioceno, se encuentran asociadas a una mineralización de Cu tipo “*Red Bed*” alojada en capas rojas del Eoceno inferior-Oligoceno inferior, (Loza, et al. 2004).

Mientras mineralización tipo *skarn* se encuentra en contacto entre los cuerpos intrusivos con las calizas del Ferrobamba (Albiano-Turoniano) (Bradford, 2002), edad Eoceno-Oligoceno.

4.1.2 Depósitos de Au-Cu-Pb-Zn relacionados con intrusiones del Eoceno (Franja XIV del Mapa de Franjas Metalogenéticas)

Esta se ubica en el norte en la región Áncash (9°-10°); la roca huésped lo conforman los intrusivos del Batolito de la Costa y las rocas volcánicas del Cretácico superior-Paleoceno (Romero, 2007).

Abarca el ambiente geotectónico de Plutonismo de Arco a Plutonismo de Cuenca Marginal del Cretácico inferior-Eoceno (KiPeo-pA CMEI). Batolito de Costa se presenta en forma de plutones alineados en dirección NO-SE, controlados por el corredor estructural de Conchao-Cocachacra, estas rocas son atribuidas a la Superunidad Pativilca-Pariacoto que tiene edad de 48.8+- 0.5 Ma (Pitcher et al., 1985). Estos intrusivos se emplazan en el límite Oeste del dominio volcánico Cenozoico de la Cordillera Occidental y el Batolito de la Costa. Al Norte, destacan los depósitos La Cantera, Virahuanca, Tres Minas y Chuncas.

Compuesto por estructuras mineralizadas son vetas de cuarzo-oro-sulfuros con orientaciones N-S, E-O y NO-SE. Los tipos de alteración relacionados con la mineralización son oxidación, argilitización, propilitización, limonitización y silicificación con zoneamiento distrital, como los prospectos de Au y Cu como Fernando Javier, Motocasi, Chacuascucho, y hacia la zona más alejada, la mineralización está en mantos ricos en Zn y Pb, como el Paraíso 2 y Maravi.

4.1.3. Franja de epitermales de Au-Ag del Oligoceno (Franja XVIII. del Mapa de Franjas Metalogenéticas)

Esta franja se localiza en forma discontinua en el flanco oeste de la Cordillera Occidental, abarca los ambientes geotectónicos de Vulcanismo de Arco del Eoceno-Mioceno (PeoNm-vA) que comprende el Grupo Calipuy.

Esta franja ha sido subdividida en dos segmentos.

- Segmento Otuzco-San Pablo-Porculla (7°-8°30') un corredor estructural (Enriquez et al., 2005) con yacimientos epitermales del tipo baja sulfuración con mineralización de Au-Ag como Salpo, San Pedro, Paredones, Coshuro, Lucero, Los Pircos, Mishahuanca, Diablo Rojo, entre otros en los volcánicos del Grupo Calipuy que sobreyacen a las rocas sedimentarias mesozoicas de la cuenca occidental. Muchos de los yacimientos están relacionados a estos centros volcánicos con fallas NO-SE y E-O, como en Salpo, San Pedro, Paredones, Coshuro, Lucero, Los Pircos, Mishahuanca y otros; algunos de ellos relacionados con centros volcánicos, como es el caso de Uromalqui (Salpo), San Pedro e Urillao-Ruhos (Rivera et al., 2004). Al sur, destacan los depósitos Antapite, Pampa Andino y Ticrapo. Las edades de mineralización se estiman entre 31 y 25 Ma. La mineralización se encuentra en vetas y mantos con cuarzo, calcita y baritina con contenidos de pirita, oro nativo, electrum, argentita, galena, calcopirita y esfalerita, alojados en las rocas volcánicas y sedimentarias del Cretácico (Enriquez et al., 2005). Las alteraciones son cuarzo-calcita-baritina-sericita-adularia (Enriquez et al., 2005).
- Segmento Huaytará-Tantará-Tupe (12°30'-14°30'); franja definida así por Vidal et al., 2004, con orientación NO-SE. Se extiende desde la mina Antapite al sur, hasta Pampa Andino al norte. En esta franja las rocas más antiguas corresponden al Grupo Yura, sin embargo, destacan las rocas de las formaciones Tantará y Sacsacero (Salazar & Landa, 1993) con edades de 45 a 37 Ma (Noble et al., 1979a), Formación Castrovirreyna del Oligoceno-Mioceno temprano (Salazar & Landa, 1993). Dataciones de la mina Antapite, proporcionan edades entre 27.1 y 18.6 Ma (Noble). En el Mioceno las tobas y lavas de los grupos Nazca y Caudalosa, unidades cuyos afloramientos yacen en discordancia sobre las unidades más antiguas como se aprecia en los alrededores de los yacimientos Antapite y Jatun Orcco. Otras edades de mineralización de 31, 26-25 y 17 Ma para Pampa Andino, Jatun Orcco y Antapite. La evolución isotópica de Pb es similar en Pampa Andino y Jatun Orcco, y diferente para Antapite, sugiriendo distinta procedencia con predominio

del Batolito de la y basamento, es decir corteza superior.

Las mineralizaciones de Au-Ag (Pb-Zn-Cu) son relleno de fallas y fracturas con brechas alojadas en las rocas volcánicas del Eoceno-Mioceno; La mineralogía es pirrotita-arsenopirita-argentita, definidos como minerales de baja sulfuración, con alteración de cuarzo-adularia-sericita-illita a cuarzo-clorita-zeolitas-calcita (Quispe, 2006). La edad de mineralización es esencialmente oligocena, pero también puede llegar al Mioceno inferior (Noble).

4.1.4 Franja de pórfidos de Cu-Mo (Au), skarns de Pb-Zn-Cu (Ag) y depósitos polimetálicos relacionados con intrusiones del Mioceno (Franja XX. del Mapa de Franjas Metalogenéticas)

Se ubica en la Cordillera Occidental entre las latitudes de 5° a 12°; abarca los ambientes geotectónicos de Depósitos de Cuenca Marginal de Trasarco del Jurásico-Cretácico Cuenca marginal Tras-Arco (JK-dcm TAJsKi) Depósito de Plataforma y Talud carbonata marina epicontinental del Cretácico (K-dPTC ME), Vulcanismo de Arco del Eoceno-Mioceno (PeoNm-vA). Está franja se encuentra controlada por los sistemas de fallas Chonta y Punre-Canchis-Magistral, este último conforma la faja corrida y plegada del Marañón (MTFB). Estos sistemas de fallas tienen un rumbo preferencial NO-SE; el cual cambia al aproximarse a la deflexión de Huancabamba de ONO-ESE a N-S.

Un primer evento lo tenemos en el depósito de Michiquillay, con sulfuros diseminados, las alteraciones son alteración potásica, filica, argílica y propilítica. Entre los minerales de mena malaquita, calcopirita, cuprita, calcantita y minerales secundarios de calcosina, covelina, bornita y pirita como mineral de ganga. Laughlin et al., 1968 data al intrusivo estéril del depósito de Michiquillay en 20.6 ± 0.6 Ma.

El segundo evento de 18-13 Ma contiene mineralizaciones tipo pórfido de Cu-Mo y Cu-Au, que en ocasiones desarrolla skarns y cuerpos de reemplazamiento de Pb-Zn-Ag, en el contacto con rocas silicoclásticas y carbonatadas del Cretácico, unidades litoestratigráficas como Grupo Goyllarisquizga a la que le sobreyacen las formaciones de Inca, Chulec, Pariatambo y Jumasha, Celendín y Casapalca; estas afloran en los alrededores de la mina Chungar, Iscay Cruz y otros depósitos como los pórfidos de Cu-Mo (18-13 Ma) tal como El Galeno, Davies (2002) data un cristal de hornblenda de un gabro en 29.40 ± 1.40 . En el depósito de La Granja, fue datado por Diaz et al. (1997), con alteración filica del pórfido monzonita en $13,80 \pm 0,40$ Ma., por medio del método K-Ar.

4.1.5 Franja de pórfidos de Cu-Mo (Au), skarns de Pb-Zn-Cu (Ag) y depósitos polimetálicos relacionados con intrusivos del Mioceno (Franja XXI del Mapa de Franjas Metalogénicas)

Esta franja se encuentra en la Cordillera Occidental en el sector norte y centro del Perú (5°-12°S); esta es la más variada en cuanto a tipo de yacimientos, se subdivide en tres subfajas:

Franja Epitermales de Au-Ag del Mioceno hospedados en rocas volcánicas cenozoicas (Franja XXI-A del Mapa de Franjas Metalogénicas)

Franja ampliamente extendida a lo largo de la Cordillera Occidental, ya que en ella se ubican yacimientos epitermales como Yanacocha, y Pierina, abarca los ambientes geotectónicos de Vulcanismo de Arco del Eoceno-Mioceno (PeoNm-vA), Magmatismo de Arco Reciente (Q-mAR). En la Cordillera Occidental, en la Zona Norte afloran las rocas volcánicas del Grupo Calipuy, emitidos por diversos centros eruptivos, estas rocas se emplazaron aproximadamente entre 56 y 8 Ma, es decir entre el Eoceno y el Mioceno (Cossío, 1964; Wilson, 1975; Farrar & Noble, 1976; Noble et al., 1990; Davies, 2002; Rivera et al., 2005). En la Zona Sur afloran las rocas volcánicas de los grupos Tacaza, Sillapaca, Palca y las rocas de las formaciones Aniso, Orcopampa, Castrovirreyna Caudalosa Alpbamba como se puede observar en las regiones de Arequipa, Ayacucho Huancavelica, Apurímac, Cusco y Puno. Esta actividad magmática se originó por la convergencia de las placas de Nazca y Sudamericana, que se dio entre 25–0 Ma (Somoza et al., 2012).

En la Zona Norte esta Franja se encuentra controlada por las deflexiones de Cajamarca y Huancabamba; mientras que en la Zona Centro está controlado por los sistemas de fallas Conchao-Cocachaca al oeste mientras que al este se tiene el sistema de fallas Chonta-Cerro de Pasco-Ayacucho y La Oroya-Huancavelica. La cual está limitada por el sistema de fallas Abancay-Andahuaylas-Totos-Chincheros-Licapa, de rumbo E-O. En la Zona Sur, esta franja está controlada por fallas NO-SE de los sistemas Cincha-Lluta, Incapuquio, Abancay-Condoroma-Caylloma y Cusco-Lagunillas-Mañazo (Carlotto et al., 2009)

El principal control estructural de la Zona Sur lo constituyen el alto estructural de Condoroma- Caylloma (Velarde et al., 2004; Velarde, 2006). Este alto está controlado por el sistema de fallas Condoroma- Caylloma-Mollebamba, si bien se inició como fallas normales, durante el Cenozoico estas se reactivan como fallas inversas. En esta franja agrupa a depósitos de Au-Ag (Pb-Zn-Cu) tipo alta, baja e intermedia sulfuración. Entre los principales depósitos de alta sulfuración se tienen

los yacimientos de Yanacocha (12.5-11.8 Ma), Sipán, Pierina (14.5 Ma), Tantahuatay, Quiruvilca, San Pedro, Urumalqui, Tres Cruces, entre otros, se encuentran relacionados a centros eruptivos tales como volcanes, calderas y domos (Vidal & Cabos, 1983; Candiotti & Guerrero, 1997; Klein et al., 1997; Noble et al., 1997; Navarro, 2007). Estos yacimientos se han desarrollado generalmente en las intersecciones de fallas y fracturas con direcciones NO-SE y NE- SO. Por su parte los depósitos epitermales de baja sulfuración Au-Ag de edad principalmente miocena (Noble y Vidal, 1994), como el caso de las minas de Selene, Caylloma, Orcopampa, Shila, Paula, Arcata entre otros cuyas edades van de 18 a 5 Ma; Arcata 5.4 Ma. (Candiotti et al., 1990), Caylloma (18.35± 0.17 Ma 40Ar/39Ar en adularia; Echavarría et al., 2006) y Orcopampa (18.8 Ma). Selene (14 Ma; Palacios et al., 2004; 2008) y Shila (13 Ma, Cassard et al., 2000; Andre-Mayer et al., 2002).

Franja Epitermales de Au-Ag del Mioceno hospedados en rocas sedimentarias (Franja XXIB del Mapa de Franjas Metalogénicas)

En la Zona Norte se presentan depósitos epitermales de alta sulfuración, abarca los ambientes geotectónicos de Depósitos de Cuenca Marginal de Trasarco del Jurásico-Cretácico Cuenca marginal Tras-Arco (JK-dcm TAJsk) y Depósito de Plataforma y Talud carbonata marina epicontinental del Cretácico (K-dPTC ME) alojado en las areniscas cuarzosas de la Formación Chimú del Grupo Goyllarisquizga; el que constituye una buena roca caja para la mineralización aurífera de los yacimientos epitermales de alta sulfuración, esto debido al alto grado de fracturamiento de estas rocas cuarzosas, siendo esta la principal receptora de los fluidos mineralizantes, como se puede apreciar en Lagunas Norte, La Arena, La Virgen, Santa Rosa, Shahuindo, Igor, Algamarca, El Toro entre otros. En Alto Chicama, el control estructural corresponde a sistemas de pliegues y fallas NO-SE con vergencia este, desarrollados en las rocas de la Formación Chimú y que en parte controlaron la mineralización.

Franja de depósitos polimetálicos Pb-Zn Cu con superposición epitermal de Au – Ag (Franja XXIC del Mapa de Franjas Metalogénicas)

Abarca los ambientes geotectónicos de Depósitos de Cuenca Antepaís del Cretácico Superior al Paleógeno (KsPp-dc AP), Vulcanismo de Arco del Eoceno-Mioceno (PeoNm-vA). En el sector centro y controlado por los sistemas de fallas Cerro de Pasco-Ayacucho se encuentran los centros volcánicos de Cerro de Pasco y Colquijirca. El evento de mineralización en el distrito de Cerro de Pasco se desarrolló entre 14 .5 a 14.1 Ma, Baungartner et al. (2006). En el sector sur solo se han reportado ocurrencias como Pepita, Carmencito, C° Huarajuy y Don Felipe,

las que se encuentran alojadas en las rocas volcánicas del Grupo Tacaza del Mioceno. La mineralización está controlada por los sistemas de fallas de Incapuquio, Condorama-Caylloma y Cusco-Lagunillas-Mañazo (Carlotto et al., 2009). Las rocas hospedantes pertenecen a los grupos Tacaza y Maure. La mineralización es de tipo Cu-Pb-Zn; las minas más importantes son Santa Barbara, Mina los Rosales, y Tacaza, además se tiene los proyectos de Quello Quello y San Antonio de Esquilache. La edad de mineralización está asociada a intrusivos de edades comprendidas entre 22 y 19 Ma.

4.1.6 Franja de depósitos epitermales de Au-Ag del Mio-Plioceno (Franja XXIII del Mapa de Franjas Metalogenéticas)

Se ubica en el centro y sur del Perú (12°30'S-18°S). La mineralización Au-Ag está relacionada con la actividad del arco volcánico del Mio-Plioceno.

Abarca los ambientes geotectónicos de Vulcanismo de Arco del Eoceno-Mioceno (PeoNm-vA), Magmatismo de Arco Reciente (Q-mAR). Los principales controles estructurales de esta franja son las fallas NOSE de los sistemas Chonta, Arenizo, Condorama-Caylloma y Cincha-Lluta, así como, las fallas locales de rumbo E-O. La mineralización Au-Ag es epitermal de alta sulfuración que se produce entre 7 y 1 Ma, con excepción de Arcata, Recuperada y Chucapaca actual San Gabriel que son epitermales de sulfuración intermedia en cuanto a Arcata la edad de mineralización es de 5.4 Ma (Candiotti et al., 1990) por su parte en Recuperada depósito con mineralización de Pb-Zn-Ag la edad 6.4 Ma (Noble & McKee, 1999). En Huancavelica la mineralización está controlada por el sistema de fallas Chonta, se ubica en el flanco oriental de la Cordillera Occidental del centro del Perú; se dio lugar dos eventos tectónicos asociados a la mineralización en esta región, el primero se dio lugar entre el Mioceno superior-Plioceno inferior (10.4-3.7 Ma) distribuida en dos sectores: El primero sector está constituido por una estructura romboédrica, en los yacimientos de Corihuarmi y Picomachay; el segundo de las fallas Chonta y Huachocolpa-Huancavelica, en los yacimientos de Huamanraso, Arcopunco y el prospecto Terciopelo, estos Huamanraso está datado entre 7 y 6 Ma (Chenau, 1998) y Corihuarmi, Pico Machay y Terciopelo se presume que son de la misma edad (Rodríguez, 2008).

En el extremo sur de esta franja, los depósitos de Tucari y Santa Rosa pertenecientes al distrito minero de Aruntani, son los primeros yacimientos epitermales de alta sulfuración descubiertos en la Cordillera Occidental del sur del Perú. Localmente, la mineralización está controlada por fallas de dirección NO-SE en Santa Rosa y fallas NO-SE y E-O en Tucari. La alteración hidrotermal está relacionada con intrusivos de

domos dacíticos que tienen edades entre 7 y 4 Ma (Barreda et al., 2004). Contemporáneamente se han emplazado los depósitos de Mazocruz, Baños del Indio y Huilacollo.

Pucamarca proyecto ubicado al NE de Tacna., la mineralización es principalmente oro libre con galena, argentita, plata nativa, esfalerita y calcopirita con una alteración argílica y diatrema contemporáneamente indicativo de un yacimiento epitermal de alta sulfuración.

4.2 ÉPOCAS METALOGÉNÉTICAS DE SISTEMAS MINERALIZACIÓN TIPO PÓRFIDOS – EPITERMALES Y YACIMIENTOS RELACIONADOS

Nos referimos como épocas metalogenéticas a la distribución en el tiempo de las edades de mineralización de los distintos tipos de depósitos, la que en el área de estudio tuvo su mayor expresión a partir del Paleozoico.

4.2.1 Paleozoico

Durante el Paleozoico inferior, en la Cordillera Oriental se formaron depósitos de oro con geometrías vetiformes, lentes y cuerpos, alojados en pizarras y esquistos, probablemente relacionados con los eventos magmáticos del Ordovícico y del Siluro-Devónico (Santo Domingo, Untuca, La Rinconada). Durante el Carbonífero se formaron los depósitos orogénicos de Au-Pb-Zn-Cu de los distritos mineros de Pataz, Parcoy y Buldibuyo, asociados a un magmatismo calcoalcalino de 329 a 347 Ma perteneciente al Batolito de Pataz (Haeberlin, 2004). En el Pérmico, se formaron yacimientos de tipo pórfido-*skarn* de Cu-Mo-Zn en la Cordillera Oriental, como Cobriza, relacionado con un granito de dos micas del Batolito de Villa Azul de 253 ± 11 Ma (Noble et al., 1995).

4.2.2 Mesozoico

La depositación de las calizas de la formación Chambará del grupo Pucará en el Triásico, sirvieron como rocas hospedantes para la mineralización tipo Mississippi Valley.

En el sur del Perú, se formaron yacimientos tipo pórfido Cu-Mo como Tía María, y depósitos de Fe-Cu-Au como Marcona y Mina Justa (Figura 4.1), relacionados con el magmatismo del Jurásico medio-superior de ~165-160 Ma. (Clark et al. 1990).

Durante el Cretácico inferior en el norte del Perú, se formaron los sulfuros masivos volcanogénicos de Cu-Zn-Au en un ambiente marino con magmatismo toleítico como Tambo Grande a 104 Ma (Winter, 2008). Los depósitos de Cu-Fe-Au aparecen en la costa norte y centro asociados con el magmatismo de la Cuenca Casma (~112 y 100 Ma.) como Raúl - Condestable, Hierro Acari,

Eliana y Monterrosas, mientras que en el sur se relacionan con intrusivos de ~145, ~110 y 95 Ma. (Clark et al. 1990).

Por otro lado, en el sur del Perú, el Cretácico superior es de relativa importancia ya que aparecen pequeños pórfidos de cobre Cu-Mo relacionados con el Batolito de la Costa como Zafranal, Aguas Verdes, Lara, Puquio, Puca Corral, entre otros. Así mismo, los sistemas de fallas Nazca-Ocoña, Cincha-LLutallo, Ica-Islay-Ilo e Incapuquio controlaron la sedimentación, magmatismo y formación de yacimientos tipo IOCG, pórfidos de Cu-Mo y depósitos de Au-Cu-Pb-Zn relacionados al Batolito de la Costa durante 3 épocas metalogenéticas entre el Jurásico medio y el Cretácico superior (Acosta et al., 2008). El origen de los depósitos IOCG y pequeños pórfidos de Cu-Mo coincide con

la etapa en la que existía una corteza extendida y caliente. El origen de estos yacimientos se llevó a cabo dentro de regímenes tectónicos de extensión y transtensión bajo un magmatismo de composición basáltica-intermedia durante el Mesozoico medio – tardío (Sillitoe, 2003; Sillitoe & Perelló, 2005).

Durante el Cretácico superior-Paleoceno, en la costa centro y norte del Perú, se formaron depósitos de sulfuros masivos volcanogénicos de Pb-Zn-Cu alojados en niveles volcánicos calcoalcalinos, como Cerro Lindo, Palma, Leonila Graciela, Aurora Augusta y María Teresa, con edades de mineralización entre 70 y 63 Ma (Injoque, 2002). También se formaron depósitos epitermales de Au-Ag en la cuenca Lancones como Bolsa del Diablo, Alvarado, Servilleta, Pilares, Suyo, etc.

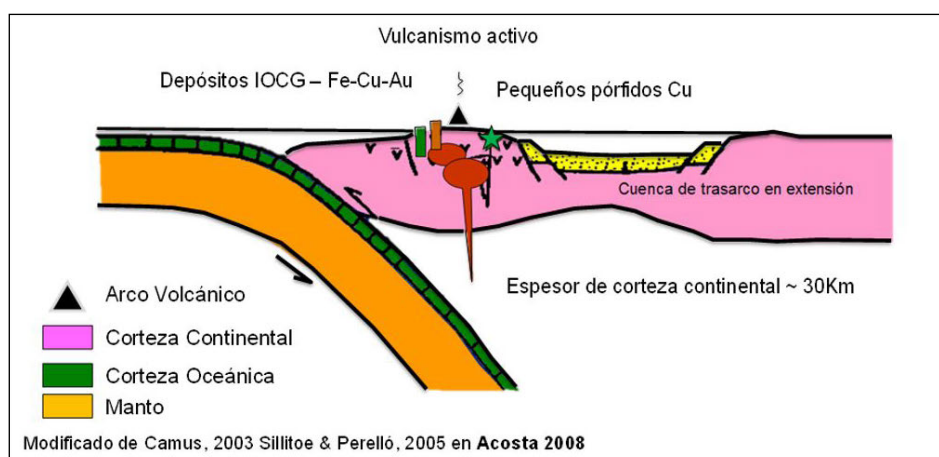


Figura 4.1 Marco tectónico y magmático durante el Jurásico medio-Cretácico superior en el sur del Perú.

4.2.3 Cenozoico

El Paleoceno-Eoceno fue una época muy importante y prolífica para la formación de grandes pórfidos Cu-Mo en el sur del Perú como es el caso de Cuajone, Toquepala, Cerro Verde y Quellaveco, entre 61 y 53 Ma. Desde el Jurásico medio hasta el Paleoceno el arco magmático había migrado desde la costa hacia el flanco pacífico de la Cordillera de los Andes, el marco tectónico cambió a uno neutral o de extensión media (Figura 4.2) con magmatismo calcoalcalino (Mamani, 2010; Clark et al., 1990; Quang, 2005; Zweng & Clark, 1995 en Acosta & Sempere, 2017). En el Eoceno se emplazaron los últimos intrusivos del Batolito de la Costa que estaban conformados por tonalitas y granodioritas que alojan mineralización mesotermal de Au-Cu-Pb-Zn en Ancash, Huancavelica y Ayacucho.

La formación de grandes pórfidos de Cu-Mo y ocurrencias polimetálicas durante el Paleoceno-Eoceno estuvo controlada por el sistema de fallas Incapuquio, sin embargo, a pesar de que el control estructural fue decisivo para la ubicación y geometría de los pórfidos de esta edad, no fue un factor determinante

para su origen. En su lugar se considera que el extremo acortamiento y engrosamiento cortical, iniciado desde hace 100 a 120 Ma (Clark et al., 1990 en Acosta 2008), y provisto por estos sistemas de fallas regionales con el consecuente levantamiento y exhumación (Maksaev & Zentilli, 1988, 1999; Maksaev, 1990; Skewes & Holmgren, 1993; Skewes & Stern, 1994; Perrelló et al., 1996; Kurtz et al., 1997; Kay & Mpodozis, 2001, en Sillitoe & Perelló, 2005; Pino et al., 2004) fueron los controles fundamentales de la génesis de los grandes pórfidos de Cu-Mo.

Durante el Eoceno tardío – Oligoceno continúa la migración del arco magmático hacia el continente (figura 4.3). Este periodo corresponde a una época metalogenética fértil, donde se formaron importantes yacimientos tipo pórfidos-skarn de Cu-Mo (Au-Zn) como Las Bambas, Tintaya, Cotabambas, Katanga y depósitos de Cu-Au-Fe con edades de mineralización entre 42 y 30 Ma relacionados con intrusivos del Batolito Andahuaylas-Yauri.

En la faja subandina del centro y norte del Perú se formaron depósitos tipo Mississippi Valley (MVT) de Pb-Zn de edad probable del Eoceno - Mioceno, donde se encuentran San Vicente, Shalipayco, Bongará y Soloco. Durante este periodo, también se formaron depósitos epitermales de Au-Ag y polimetálicos de Pb-Zn-Cu (Ag), en la Cordillera Occidental del centro del Perú,

La mineralización de Sn-Cu-W que se formó en el Altiplano oriental del sur del Perú se relaciona con un magmatismo peraluminoso del Oligoceno-Mioceno. Otros eventos volcánicos de esta época dieron origen a depósitos epitermales de Ag-Pb-Zn.

El Mioceno se caracteriza por ser una importante época metalogénica ya que es la más prolífica. En esta época, el arco magmático cambió de dirección desde el Batolito Andahuaylas-Yauri hacia la Cordillera Occidental. Se formaron depósitos

epitermales a lo largo de toda la Cordillera Occidental del Perú como yacimientos de clase mundial en el norte como Yanacocha, Pierina, Lagunas Norte, etc. En el sur, Caylloma, Arcata, Ares, Selene, Orcopampa, Santa Rosa, Arasi, etc. En la parte norte y centro del Perú se formaron pórfidos de Cu-Mo (Au) Michiquillay, La Granja, Río Blanco, El Galeno, Cerro Corona, etc y *skarns* de Pb-Zn-Cu (Ag) como Antamina, Uchuchacua, Iscaycruz, relacionados a un magmatismo calcoalcalino. En esta edad se formaron los depósitos epitermales y polimetálicos de Cerro de Pasco (~ 14.5-10.9 Ma, Baumgartner et al., 2006) y Colquijirca (10.6–10.8 Ma, Bendezu et al., 2003).

Al final, durante Mioceno-Plioceno, se emplaza el Batolito de la Cordillera Blanca en el norte del Perú, relacionado con la mineralización de W-Cu de Pasto Bueno. Esta actividad también formó depósitos epitermales de Au-Ag en la Cordillera Occidental del centro y sur del Perú.

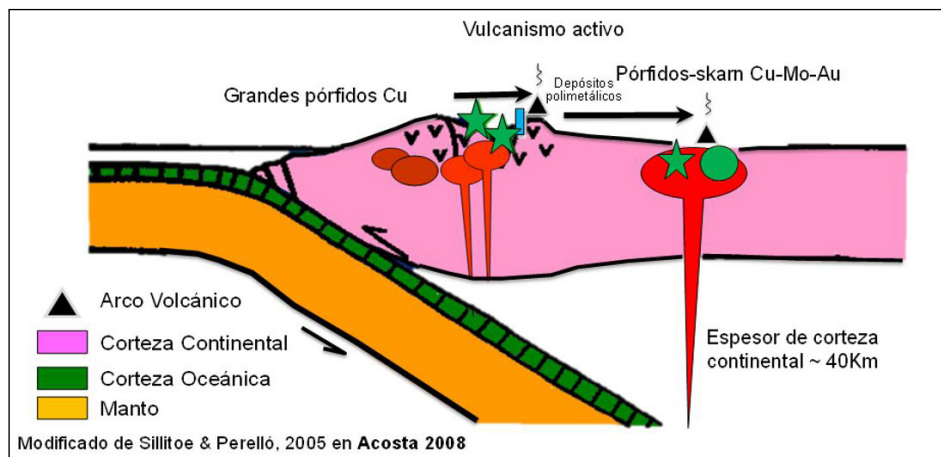


Figura 4.2 Marco tectónico y magmático durante el Paleoceno-Eoceno superior en el Sur del Perú. El arco magmático se encontraba en un régimen neutral a extensión media, con un ángulo moderado del slab y un magmatismo calcoalcalino.

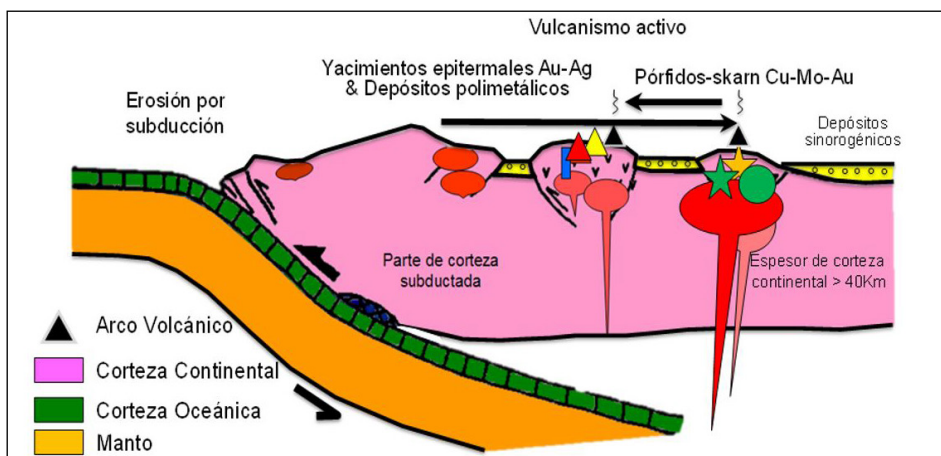


Figura 4.3 Marco tectónico y magmático durante el Oligoceno inferior-Plioceno inferior en el Sur del Perú. El arco magmático se encontraba en un régimen de compresión, con un ángulo menor del slab y luego creciente y un magmatismo calcoalcalino a alcalino (Modificado de Sillitoe & Perelló, 2005 en Acosta 2008).

4.3 PRODUCCIÓN METÁLICA DE LAS UNIDADES TECTONO-ESTRATIGRÁFICAS DE SISTEMAS DE MINERALIZACIÓN TIPO PÓRFIDO - EPITERMAL Y YACIMIENTOS RELACIONADOS

La producción metálica del Au, Ag, Cu, Pb y Zn en estos sistemas de mineralización tienen una distribución no aleatoria en el espacio-tiempo Acosta et al. (2010). La disposición de estos se relaciona a determinadas unidades tectonoestratigráficas que se originaron en épocas metalogénicas definidas, las que favorecieron a la formación de determinados tipos de yacimientos. Para estimar la producción aproximada de estos metales se ha procedido a la recopilación bibliográfica de distintos artículos y textos, como El Perú Minero de Mario Samamé Boggio, anuarios mineros del MEM y los distintos artículos publicados por Acosta et al. (2010, 2014 & 2021) entre otros.

Producción metálica en el Perú

Se estima que la producción histórica del oro, desde la época pre-colonial hasta la republicana, pudo ser de ~147,3 Moz, la

producción de la plata que va desde la colonial 1533 al 2020 alcanzaría las ~6,182 Moz, mientras que para el caso de los metales base solo se tiene registro de su producción desde 1900 hasta la actualidad, la producción del cobre fue 44.1 MTm; por su parte para el caso del Zn y Pb esta sería de 48.7 MTm y 16 MTm. Hohagen (1937), Samamé (1981 y 1997), Espí (2001), anuarios mineros del Ministerio de Energía y Minas (2020), Acosta et al. (2010 a 2021) y Boletín Estadístico Minero Edición N° 12-2020 (Según ESTAMIN diciembre 2020).

4.3.1 Producción Metálica de Oro

La producción de oro el 2020 fue de 2.81 Moz; de donde el 64 % de la producción del oro proviene de la Cordillera Occidental, destacando las minas como Yanacocha primer productor nacional 340,058 oz Au, seguido por Ares, Cerro Corona y Tantahuatay, estarían asociado al Arco Magmático del Paleógeno- Neógeno, mientras que Shahuindo y La Arena se relacionan a la unidad de depósitos de Cuenca marginal de trasarco del Jurásico superior al Cretácico inferior y por su parte Antapaccay se hallarían en la unida Plutonismo de Arco Magmático del Paleógeno Neógeno. La producción de estas empresas representa el 42.3 % del grueso nacional.

Tabla 4.1
Producción del oro en Perú

Metal	Pre colonia	Colonia	República	Producción Peruana (1496-2020)
	1496-1532	1533-1820	1821- 2020	Millones de onzas
Oro	5.5	4.8 ²	137 _{2,3,4}	147.3

4.3.2 Producción Metálica de Plata

La producción de la plata para el 2020 fue de 96.15 Moz, el 67.8 % de esta procede de la Cordillera Occidental en donde se encuentra las minas como Antamina que es el mayor productor con 15.3 %, seguido por Uchucchacua, que estaría relacionadas a los depósitos de Plataforma y talud carbonatado

marino epicontinental. El resto de la producción ha provenido de otras minas como Colquijirca cuya mineralización se aloja en los depósitos de Plataforma Carbonata de Rift de Trasarco del Triásico - Jurásico. La producción de Chungar se encontraría hospedada en los depósitos de Cuenca de Antepaís del Cretácico Superior al Paleoceno.

Tabla 4.2
Producción de plata en Perú

Metal	Colonia	República	Producción Peruana (1533-2013)
	1533-1820	1821- 2020	Millones De Onzas
Plata	1,150.21	50321,2,3	6,182

4.3.3 Producción Metálica de Cobre

El 95.1 % de la producción histórica de cobre en el Perú, ha provenido de la Cordillera Occidental, en el año 2020 esta fue de 2.15 MTm derivan de las minas como Toquepala, Cuajone, que han producido el 19.7 % seguidas por Cerro Verde (18 %) estas se ubicarían en la unidad Plutonismo de Arco a Plutonismo de Cuenca Marginal del Cretácico Inferior al Paleógeno, por su parte Antamina con el (18.4 %) de la producción total de este mineral se emplaza en la unidad de depósitos de Plataforma y talud carbonatado marino epicontinental del Cretácico; hacia el sureste se halla Las Bambas que produjo el (14.6 %) y se relaciona a la unidad Plutonismo de Arco Magmático del Paleógeno Neógeno.

4.3.4 Producción Metálica de Zinc

La producción en el año 2020 fue de 1.33 MTm; el 75.5 % de esta procede de la Cordillera Occidental, siendo la mina Antamina el primer productor aportando el 36.9 %; su mineralización al igual que Contoga e Izcaycruz tendría como roca huésped

los depósitos de Plataforma y Talud Carbonatado marino epicontinental del Cretácico. En el Perú central las minas de Atacocha, Milpo, Porvenir y Colquijirca cuya mineralización se alaria en los depósitos de Plataforma carbonatada de Rift de trasarco del Triásico Jurásico, le siguen Chungar - Animo y Carahuacra donde la mineralización se emplaza en los depósitos de Cuencas de Antepaís.

4.3.5 Producción Metálica de Plomo

Durante el 2020, se alcanza una producción de 240.7 KTm; las principales minas productoras de plomo en el Perú fueron Colquijirca (11.4 %); su mineralización se vincularía, así como Atacocha Milpo y San Cristóbal a los depósitos de Plataforma carbonatada de Rift de trasarco del Triásico – Jurásico. Raura, Contonga, Izcaycruz y Uchucchacua se hallarían asociado a depósitos de Plataforma y Talud Carbonatado marino epicontinental del Cretácico y por último Chungar y Carahuacra se encontrarían en depósitos de cuencas de Antepaís del Cretácico Superior a Paleógeno.

CAPÍTULO V

METALOGENIA Y POTENCIAL MINERO DE SISTEMAS PÓRFIDOS – EPITERMALES Y YACIMIENTOS RELACIONADOS, EN LA ZONA NORTE DEL PERÚ

5.1 DESCRIPCIÓN DE LOS PRINCIPALES YACIMIENTOS

Mina La Arena

Ubicación

Está ubicado a 480 km al NNO de la ciudad de Lima, a 100 km al ENE de la ciudad de Trujillo y a 13 km al SO de Huamachuco. Políticamente pertenece al distrito de Huamachuco, provincia Sánchez Carrión y región La Libertad. La zona del yacimiento tiene una morfología moderada con altitud máxima de 3600 m s. n. m. Figura 5.1

Geología local

En La Arena, se tienen dos tipos de depósitos aparentemente relacionados entre sí: el depósito de Au epitermal de alta sulfuración y el depósito Cu-Au-(Mo) tipo pórfido.

El depósito de Au epitermal, se encuentra hospedado principalmente dentro de las areniscas de grano fino a medio de la Fm. Chimú, estas se encuentran craqueladas y brechadas por acción intrusiva (pórfido cuarzo-feldespato) y/o por flujos hidrotermales mineralizantes, además presentan diferentes grados de oxidación y fracturamiento que se incrementan hacia el contacto sedimentario-intrusivo, generándose sectores craquelados y brechados que incorporan matriz y clastos de ambas unidades litológicas (Figuras 5.2 y 5.3).

Se reconocen tres eventos de intrusión-mineralización, todos cortados por un evento intrusivo post-mineral que ocurre a manera de diques andesíticos.

Pórfido temprano. Es el primer evento porfirítico que intruye a las areniscas del Chimú a manera de digitaciones irregulares en diques y sills, que produjo un brechamiento y craquelamiento. Por lo general contiene valores bajos tanto de Au (<15-50 ppb en promedio) como de Cu (100-700 ppm en promedio); presenta principalmente alteración propilítica, argílica y filica, en profundidad puede presentar remanentes de alteración feldespático potásico sobrepuesta por alteración argílica intermedia. Típicamente contiene escaso o nulo venilleo de cuarzo y cuarzo-sulfuro que puede incrementar localmente en profundidad.

Pórfido mineralizado. - Principal evento mineralizante. Presencia de *stockwork* con venillas tipo A, cortadas por venillas tipo B, habiendo también venillas tipo D. En esta etapa, se produce la mayor parte de calcopirita (bornita) y molibdenita hipógenos. Valores de 3 g/T Au, 0.3-1 % Cu y 50 a 100 ppm Mo.

Pórfido intermineral. - Pórfido cuarzo-feldespático. Presenta alteración argílica sobrepuesta en sectores a alteración cuarzo-sericita. Evento relacionado a alteración retrógrada por fluidos ácidos que removilizaron Au y Cu a niveles epitermales (areniscas Chimú brechadas y craqueladas). Venillas tipo D, B y fragmentos de venillas tipo A. Este pórfido es responsable de la formación de las brechas hidrotermal y freatomagmática.



Figura 5.2 Tajo Calaorco. Epitermal Au de La Arena. Vista mirando al noreste. (Fotografía setiembre 2017).



Figura 5.3 Tajo Calaorco-La Arena. Se observa un dique-sill, constituido por intrusivo pórfido andesítico emplazado en los planos de estratificación delgada de las areniscas cuarzosas alteradas y mineralizadas de la Formación Chimú, Az. 319° y buza 70° al nor-este. Vista mirando al Sureste. (Fotografía setiembre 2017).

Alteración y mineralización

Alteración potásica. - Ensamble feldespato potásico pervasivo-biotita secundaria-magnetita-hornblenda, feldespato rosado y biotitas secundarias marrones. Anhidrita blanquecina-verdosa.

Alteración argílica. - Asociación clorita-esmectita-pirita (<illita-cuarzo) asociado a venilleo *stockwork* de cuarzo. Se sobrepone a la alteración potásica. Esmectita verdosa clara y clorita blanquecina-verdosa.

Alteración filica. - Sobreimpuesta a feldespato potásico, con asociación de illita-sericita-cuarzo- pirita y generalmente se presenta en zonas de mayor y menor densidad de Venilleo de cuarzo y cuarzo-sulfuros. El feldespato “sobrevive” a manera

de manchas o halos rodeados por asociación sílica destructor. La illita presenta un color beige característico que reacciona al ácido clorhídrico adquiriendo un color amarillo verdoso.

Alteración argílica avanzada. - Ensamble de alunita diseminada y en venillas con caolinita y pirofilita. Restringida a niveles superiores (lithocap) asociado a brechas hidrotermales y freatomagmática.

Se han podido diferenciar hasta tres tipos de venillas, las cuales se describen a continuación:

Venillas tipo “A”. - Algunas veces pueden contener feldespato potásico y en otras contiene calcopirita y trazas de molibdenita. Eventualmente pueden presentar halos de feldespato potásico y pueden contener trazas de bornita.

Venillas tipo "B". - Estas venillas de cuarzo presentan sutura central de sulfuros de pirita- calcopirita y otras presentan bandeamiento interno de sulfuros pirita-calcopirita paralelos a las venillas, a veces con impregnaciones de covelina en trazas y molibdenita hacia los bordes.

Venillas tipo "D". - Eventualmente presentan halos de alteración sericítica y contener algo de cuarzo. Estas venillas cortan a la venilla "A" y "B". En la Figura 5.4 y la figura 5.5, se puede apreciar las Fotografías de los tipos de alteración y venillas del, así como, un modelo idealizado de estas venillas con relación a la intrusión porfirítica, respectivamente en La Arena.

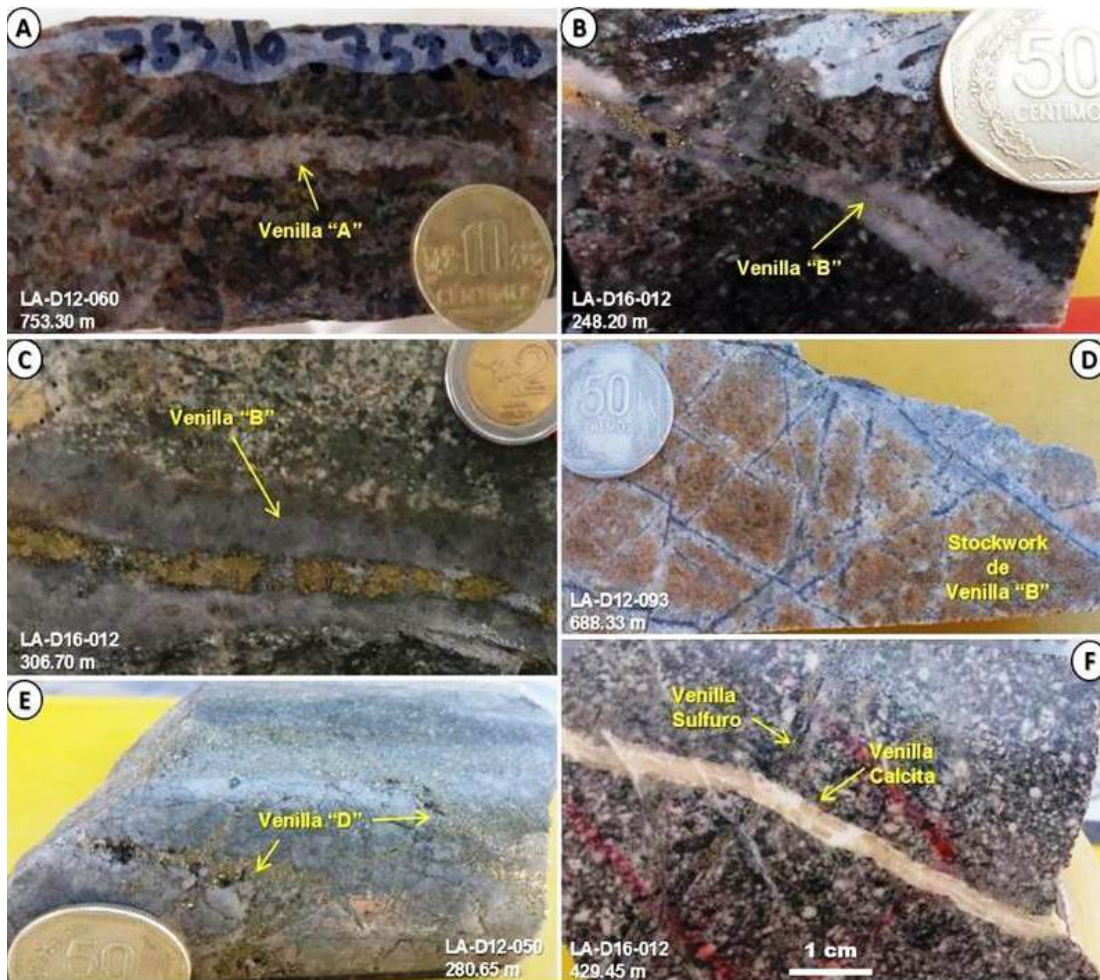


Figura 5.4 a) Alteración potásica (biotita secundaria + cuarzo) con venillas tipo "A" de 3 mm de grosor (Muestra 16g-MMT-17, LA-D12-060, 753.30 m); b) Pórfido Andesítico con fuerte alteración potásica (biotita secundaria + feldespato K + magnetita diseminada) con venillas tipo "B" de 3-6 mm de grosor (Muestra 16g-RMT-43, LA-D16-12, 248.20 m); c) Pórfido Andesítico 3 con fuerte sobreimpresión de alteración filica y venillas tipo "B" de 2-3 cm de grosor de cuarzo-calcopirita con bordes de calcosina y diseminación fina de pirita (Muestra 16g-MMT-46, LA-D16-012, 306.70 m); d) *Stockwork* de venillas tipo "B" cortadas entre sí, con grosores que varía entre 3 y 8 mm, se muestra fuerte alteración filica (Muestra 16g-RMT-24, LA-D12-093, 688.33 m); e) Venillas tipo "D" con grosores variables entre 2 y 8 mm, expuesto en una fuerte alteración filica (cuarzo >> sericita) (Muestra 16g-MMT-29, LA-D12-050, 429.45 m); f) Pórfido Andesítico con leve alteración potásica, cortada por venillas de sulfuros (2 mm grosor) y este a su vez es cortado por otra venilla de rodrosita-calcita de 5 mm de grosor (Muestra 16g-MMT-49, LA-D16-012, 429.45 m).

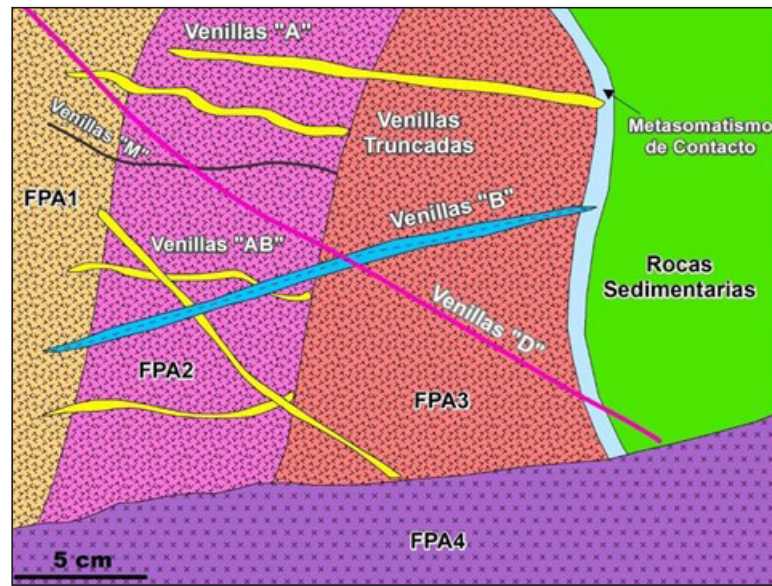


Figura 5.5 Modelo idealizado en el emplazamiento de los tipos de venillas relacionados con los intrusivos porfíricos de La Arena

*(editado de Sangay, 2017).

Recursos y reservas

tiene el siguiente cuadro resumen:

Tomando como fuente la cartera de proyectos 2018 del MINEM y el estudio de recursos de "Tahoe Resources Inc" del 2018, se

Tabla 5.1
Recursos y reservas de la mina La Arena

Depósito	Tipo	Asociación Mineral	Tipo de mineralización	Tipo de yacimiento	Mena	Recursos	Reservas
La Arena	Mina	py-cp, bo-cv-cc, mo-po-ef-gn	Diseminado	Epitermal/ Pórfido	Au-Cu	166.4 Mt Au con 0.36 g/t Au, 0.2 % Cu	44 Mt con 0.40 g/t Au

Minas El Dorado e Hilarión

Ubicación

Se localizan 180 km al Nor - Noroeste de la ciudad de Lima, en el distrito Santiago de Chilcas, provincia de Ocos y región Ancash, en las coordenadas UTM-WGS84 18 S: 237,623 E y 8'843,104 N, para la mina El Dorado y en las coordenadas 237,630 E y 8'842,512 N, para la mina Hilarión. Ambas se encuentran a una altitud promedio de 2650 m s. n. m., y dentro del área de influencia del Pórfido de Ocos (Cu-Mo). Se accede siguiendo la ruta Lima - Pativilca - Huanchay (6 horas), continuando por la carretera a Ocos hasta llegar a las unidades mineras (1 hora). (figura 5.1)

Geología local y litología

El Grupo Calipuy Inferior (sobreyaciendo a un basamento sedimentario de las Formaciones Chimú y Quilmaná del Cretáceo Superior) conformado por flujos de lava hacia la base, de color gris oscuro con textura afanítica y piroclastos de ceniza hacia la parte superior. Estas rocas corresponden al centro volcánico Patorumi – Fortaleza y se encuentran intruidas por una tonalita-granodiorita premineral del Paleoceno superior – Eoceno inferior (según relación de contacto, Ingemmet, 2013). Asimismo, cortando a la tonalita-granodiorita, se tiene dos intrusivos, uno pórfido feldespato hornbléndico y otro pórfido cuarzo feldespato. Ambos, responsables de la alteración y mineralización en las minas El Dorado e Hilarión, así como en Ocos Condor Resources Inc. (2015, 10 de febrero).

Alteración y mineralización

En El Dorado, las vetas están principalmente constituidas por cuarzo hialino y lechoso, con calcopirita-magnetita-pirita y óxidos de hierro, hacia las cajas se evidencia una leve mineralización de óxidos de cobre (malaquita y azurita), con débil silicificación. Estas cortan a una tonalita-granodiorita que en algunos sectores presenta una leve alteración. Sin embargo, en el Nivel 150 se manifiesta la alteración potásica pervasiva del tipo cuarzo - biotita secundaria asociada a los valores más altos de cobre, esta alteración estaría relacionada con los intrusivos porfíricos de Ocos (Figura 5.6).

En la Unidad Hilarión se pudo observar el Nivel 0 (cota 2650 m s. n. m.), en el frente del by pass, dos eventos de mineralización relacionado con vetillas en la granodiorita. El primero corresponde a cuarzo con molibdenita y agregados de calcopirita. Mientras que, el segundo corresponde a cuarzo-calcopirita-magnetita. La granodiorita presenta silicificación débil y cristales de biotita-hornblenda, siendo levemente reemplazados por biotita secundaria, así como, presencia de venillas cuarzo - magnetita tipo "M" de 6 mm de grosor (Figura 5.7).

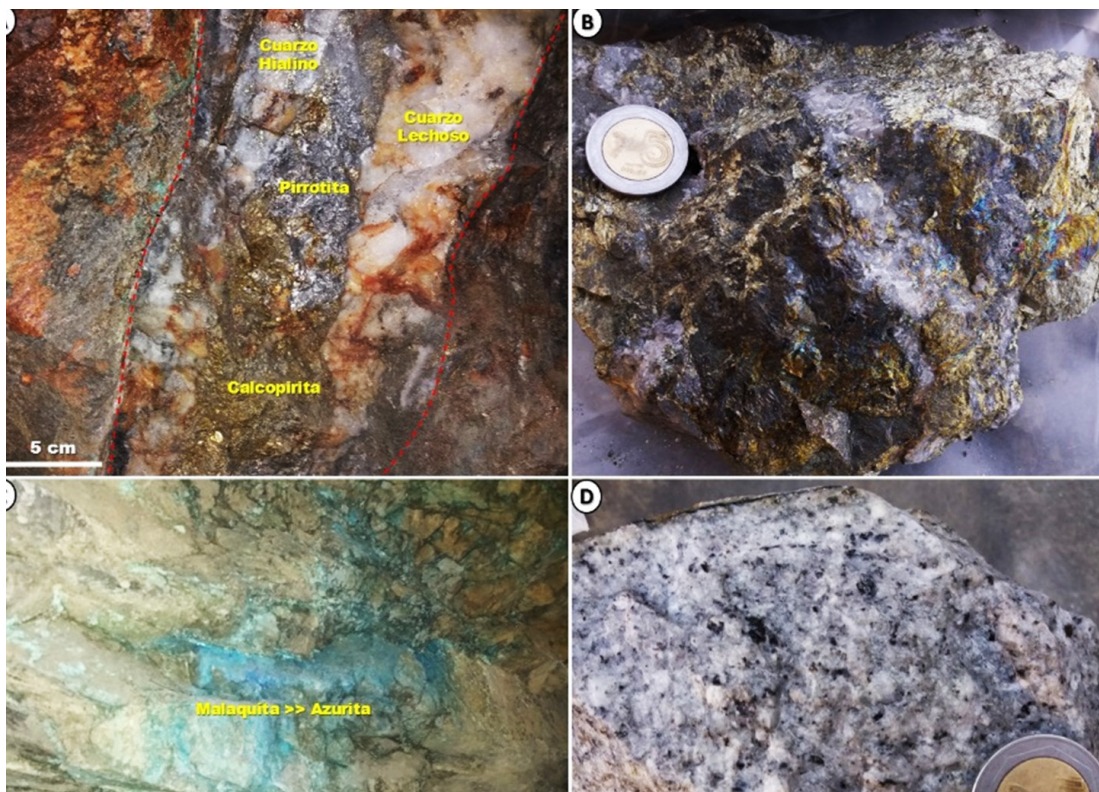


Figura 5.6 Fotografiografía 5.4 a) Veta El Dorado nivel 200, mostrando el cuarzo hialino y lechoso con calcopirita y pirrotita, hacia las cajas óxidos de Fe y Cu. Ancho de 15 - 20 cm; b) Detalle de la Veta El Dorado del nivel 150, se observa cuarzo hialino y gris con calcopirita y en menor cantidad pirita; c) Nivel 200, se observa malaquita y azurita en las paredes de la roca caja; d) Nivel 50, granodiorita inequigranular de grano medio a fino.

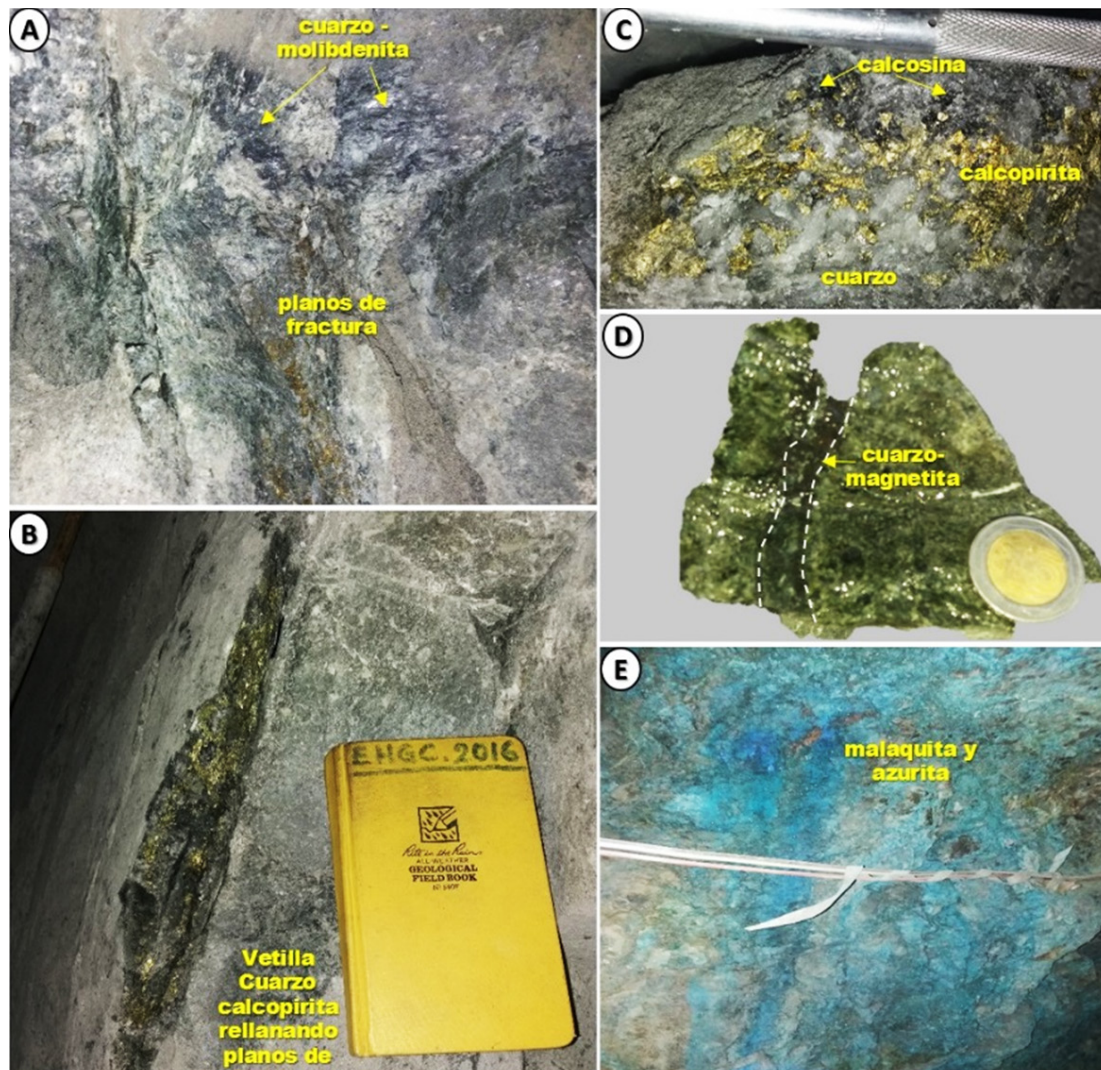


Figura 5.7 a) Primer evento de mineralización cuarzo - molibdenita-calcopirita rellanando planos de fracturación; b y c) Segundo evento de mineralización cuarzo - calcopirita y calcosina hacia los bordes; d) Detalle de la vetilla cuarzo con magnetita de 5 mm de grosor; e) Zonas de oxidación de cobre; malaquita y azurita.

5.2 METALOTECTOS

La Unidad Tectonoestratigráfica "Magmatismo de Arco Eoceno superior-Mioceno (PN-AM)" se encuentra representada en este sector por el Grupo Calipuy, el cual también es considerado metalotecto litoestratigráfico al encontrarse asociado a múltiples diques y cuerpos subvolcánicos porfiríticos dacíticos. El Grupo Calipuy es metalotecto generador, y en casos los cuerpos subvolcánicos son metalotectos descubridores, al encontrarse la mineralización emplazada en sistemas de vetas y *stockworks* que afectan a estos cuerpos porfiríticos. En La Arena, la Formación Chimú es metalotecto descubridor, ya que parte de la mineralización se emplaza en las brechas que existen en las areniscas y cuarcitas. También se da la ocurrencia de diques andesíticos tardíos.

5.3 GEOQUÍMICA DE SEDIMENTOS DE QUEBRADA

En este análisis geoquímico se consideró sólo las muestras de sedimentos de quebrada ubicadas dentro de la Cordillera Occidental, los datos provienen de la base de datos del Ingemmet, recolectadas entre los años 2005 y 2013; la finalidad de este procesamiento fue determinar anomalías geoquímicas, a partir de los valores de fondo y umbrales calculados para el Au, Ag, Cu, Pb, Zn, Mo, As, Ba, Hg, Sb y Bi.

Para ello, se ha dividido el área de estudio en los sectores Norte, Centro y Sur; en donde se agrupó la data geoquímica según las poblaciones geoestadísticas, determinadas por su ambiente tectonoestratigráfico y geocronológico.

Estas poblaciones presentan distribuciones log normales o normales, se ha calculado un valor de fondo y un umbral geoquímico, salvo que en algunos casos en que las poblaciones se encuentran conformadas por muy pocas muestras, en cuyo caso dichos valores deben ser tomados de manera referencial.

Umbral = Media Geométrica + 2 Desviaciones Estándar.

Los valores erráticos no han sido considerados en el tratamiento estadístico para el análisis de normalidad de estas poblaciones, por ello en los respectivos cuadros se presentan las muestras totales de cada población. Sin embargo, para comparar el grado de dispersión de las poblaciones por elemento se consideraron

todas las muestras, se confeccionaron los respectivos mapas geoquímicos para cada uno de los elementos antes citados por sectores; con la finalidad de determinar blancos o targets a partir de anomalías y obtener una interpretación referencial de la distribución de estas anomalías geoquímicas en cada sector.

En el caso de los valores que se encuentran por debajo del límite de detección se ha considerado un valor aleatorio que sea menor o igual al límite de detección.

Para la Zona Norte se han procesado un total de 1516 muestras de sedimentos de quebrada, que corresponden a seis poblaciones y una muy pequeña estadística (tabla 5.1).

Tabla 5.2
Poblaciones estadísticas para muestras de sedimentos

Población	Ambiente Tectonoestratigráfico	Edad	Muestras
PeoNm-vA	Vulcanismo de Arco del Eoceno-Mioceno	Eoceno al Mioceno	347
Jm-dcMS	Depósitos de cuenca marino somero del Jurásico.	Jurásico	119
KsPeo-pAM CM	Plutonismo de Arco Magmático a Plutonismo de Cuenca Marginal del Cretácico superior-Eoceno.	Cretácico Superior a Eoceno	73
JmKi-dcmT	Depósitos de cuenca marginal de Trasarco del Jurásico-Cretácico.	Jurásico medio a Cretácico inferior	399
Kis-dPTCme	Depósito de Plataforma y Talud carbonata marina epicontinental del Cretácico.	Cretácico inferior a superior	151
NpQ-dclA	Depósitos continentales de IntraArco del Neógeno.	Plioceno a Cuaternario	11
Q-dcR	Depósitos Cuaternarios.	Cuaternario a Reciente	416
Total de muestras			1516

Interpretación del elemento oro (Au)

La población PeoNm-vA (Vulcanismo de Arco del Eoceno-Mioceno) presenta el valor anómalo más alto, 0.812 ppm Au, y se asocia a las rocas ígneas del Grupo Calipuy que en algunos casos se encuentra cortadas por cuerpos subvolcánicos de composición intermedia o en contacto con rocas sedimentarias Cretácicas. En cuanto a sus valores de fondo, no presenta mucha variación estos van entre 0.006 a 0.014 ppm Au. Además, su umbral moderado va de 0.017 a 0.065 ppm. (ver tabla 5.2)

Interpretación del elemento plata (Ag)

Para este elemento el valor más alto es 103.8 ppm y pertenece a la población Kis-dPTCme (Depósito de Plataforma y Talud carbonata marina epicontinental del Cretácico), dicha anomalía se asocia a las rocas de la Formación Pariatambo. Mientras que, la población PeoNm-vA (Vulcanismo de Arco del Eoceno-

Mioceno) presenta 36.7 ppm Ag, relacionado a las rocas del Grupo Calipuy, estas últimas se relacionan a sistemas de vetas y estructuras mineralizadas relacionadas a yacimientos epitermales de Au-Ag.

Los valores de fondo varían en un rango de 0,053 y 0,98 ppm (No se considera el valor de 0.015 ya que este proviene de una población la cual es referencial). Con los umbrales sucede que no hay una gran variación, como se aprecia para la población de JmKi-dcmT (Depósitos de cuenca marginal de Trasarco del Jurásico-Cretácico); que alcanza 1.75 ppm (tabla 5.2).

Interpretación del elemento cobre (Cu)

Las poblaciones Kis-dPTCme (Depósito de Plataforma y Talud carbonatado marina epicontinental del Cretácico) y PeoNm-vA (Vulcanismo de Arco del Eoceno-Mioceno) presentan los mayores valores anómalos en cobre 1552 y 1527 ppm

respectivamente. En cuanto a su dispersión, no hay mayor variación en las poblaciones estudiadas, los niveles de fondo varían entre 16.5 a 34 ppm. Mientras que, el umbral varía de 34 a 65.5 ppm respectivamente (ver tabla 5.2).

Interpretación del elemento plomo (Pb)

La distribución de las anomalías para el plomo proviene de las poblaciones Kis-dPTCme y PeoNm-vA, estos son (9599 y 2179 ppm Pb). La mayor concentración de plomo se encuentra en las rocas de la Formación Pariatambo. Los valores de fondo de la dispersión geoquímica del Pb presentan una baja variación (17 a 19 ppm), caso similar con los umbrales, salvo la población Q-dcR (Depósitos Cuaternarios) donde alcanza 117 ppm (tablas 5.2).

Interpretación del elemento zinc (Zn)

Este elemento sigue la misma tendencia que el plomo, ya que los valores más altos para el zinc (1674 y 3453 ppm) pertenecen a las mismas poblaciones Kis-dPTCme y PeoNm-vA, respectivamente. Este último se asocia a las rocas volcánicas del Grupo Calipuy. Con respecto a sus valores de fondo, no presentan variación alguna y van de 67 a 83 ppm; algo similar ocurre con los umbrales, estos varían poco y presentan un rango que van de 101 a 185 ppm.

Interpretación del elemento molibdeno (Mo)

Este elemento presenta valores anómalos puntuales como 89.35 ppm, el que se relaciona con la población Kis-dPTCme (Depósito de Plataforma y Talud carbonata marina epicontinental del Cretácico) La abundancia del molibdeno es bastante regular en las poblaciones estudiadas, con niveles de fondo entre 1 y 3 ppm, y umbrales con baja variabilidad, entre 2 a 11 ppm (ver tabla 5.2).

Interpretación del elemento arsénico (As)

El arsénico presenta valores anómalos muy altos, 11597, 2313, 1248 y 1034 ppm en las poblaciones Kis-dPTCme, Q-dcR y PeoNm-vA, respectivamente. Por su parte, la dispersión de este elemento presenta niveles de fondo entre 16 y 8 ppm. Los umbrales, al igual que los valores antes mencionados, no presentan variaciones importantes y oscilan entre 70 ppm y 42 ppm.

Interpretación para los otros elementos mercurio, bismuto y antimonio

Estos valores presentan valores puntuales fuertemente anómalos (37.3 y 24.5 ppm Hg), asociado a la población PeoNm-

vA, mientras que las poblaciones JmKi-dcmT y Kis-dPTCme presentan anomalías de Sb (2162 a 135.99 ppm) y Bi (232.82 a 26.13 ppm). Los niveles de fondo para estos elementos no exponen variaciones destacables en las poblaciones estudiadas, los rangos para el mercurio están 0,01 a 0.09 ppm; para el bismuto se tiene 0.28 a 0.21 ppm y por último para el antimonio 1.37 a 1.08 ppm.

Los umbrales para estos elementos. en las siete poblaciones. son generalmente inferiores a 10 ppm, destacan Sb 7.6 ppm población JmKi-dcmT. Por otro lado, se hallan el Hg 2.02 ppm y Bi 1.14 ppm para la población PeoNm-vA (tabla 5.2).

Análisis de los coeficientes de correlación de Pearson para la Zona Norte

Si bien la correlación de Pearson mide el grado de covariación o grado de relación lineal entre dos variables cuantitativas, para el presente trabajo se consideraron 11 elementos agrupados por factores químicos y geológicos, siendo los químicos de mayor relevancia para este estudio.

La influencia de cada factor sobre la muestra se mide por un valor numérico, siendo más alto o cercanos a 1 cuanto más fuerte sea el grado de relación entre de las variables o factores. Estos factores varían entre 0 y 1, siendo el valor 1, el ajuste perfecto. Los rangos que van de 1 a 0.8 se consideran de grado muy fuerte, 0.8 a 0.7 fuerte, 0.7 a 0.5 moderado, de 0.5 a 0.4 débil y muy débil para factores de correlación que van de 0.4 a 0.2.

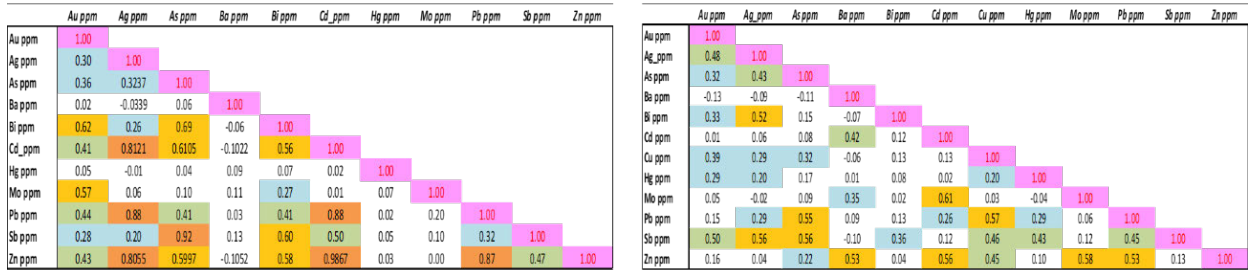
Este estudio nos permite indicar zonas favorables para tipos particulares de mineralización y caracterizar ambientes tectonoestratigráficos y geocronológicos. Como resultado de ello se pudo identificar que la población PeoNm-vA Vulcanismo de Arco del Eoceno-Mioceno, presenta correlación de Pearson de carácter de muy fuerte Ag/Cd, Ag/Pb, Ag/Zn, As/Sb, Cd/Pb, Pb/Zn & Cd/Zn esta última es la mayor (0.98). Mientras que, en la población KiPeo-pAM CM solo se tiene una muy fuerte correlación Ag/Pb con valor de 0.85. En el caso de la población Kis-dPTCme se tiene una muy fuerte correlación Au/Ag, Au/As, Au/Bi, Au/Cu, Au/Pb, Au/Sb, Ag/As, Ag/Bi, Ag/Pb, Ag/Sb, As/Pb, As/Pb, As/Sb, Bi/Pb, Bi/Sb, Cd/Zn & Pb/Sb. Por su parte en la población Jm-dcMS sólo tiene una muy fuerte correlación Sb/Au, con un valor de 0.84.

En la población Q-dcR (depósitos Cuaternarios) tiene un muy fuerte grado de correlación entre As/Sb, con un valor de 0.95 (Tablas 5.3).

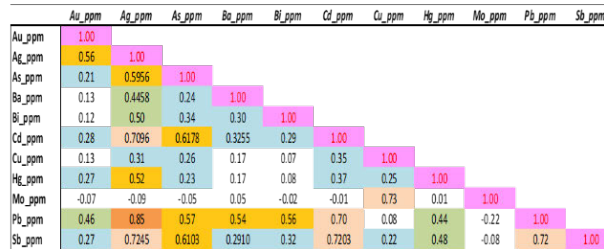
Tabla 5.3
Valores de fondo y umbrales geoquímicos para las siete poblaciones estadísticas para el Zona Norte

	PeoNm-vA	KIpeo-pAM CM	K-dPTC ME	J-dcMS	JK-dcm TA	Q-dCR	NQ-dCIA
Au ppm	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
	0.07	0.03	0.04	0.02	0.03	0.02	0.02
Ag ppm	0.13	0.26	0.05	0.17	0.08	0.05	0.01
	0.71	0.74	1.04	0.76	1.75	1.01	0.14
As ppm	16	12	8	16	9	12	6
	70	47	55	61	50	42	15
Bi ppm	0.24	0.24	0.23	0.28	0.21	0.22	N.R
	1.14	0.82	0.41	0.96	0.44	0.55	N.R
Cu ppm	24	31	17	34	25	26	16
	44	50	34	66	51	50	40
Hg ppm	0.09	0.01	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01
	2.02	0.05	0.25	0.03	0.02	0.23	0.01
Mo ppm	1.06	2.27	2.17	2.69	1.71	2.56	2.31
	2.11	6.85	10.91	6.68	4.7	7.57	4.77
Pb ppm	17	19	17	17	18	17	12
	33	44	33	33	39	117	23
Sb ppm	1.37	1.32	1.22	1.17	1.08	1.28	0.09
	4.9	4.21	6.8	5	7.68	5.91	0.61
Zn ppm	80	67	83	83	75	78	59
	133	130	185	182	154	148	101

Tabla 5.4
Correlación de Pearson para las poblaciones de la Zona Norte



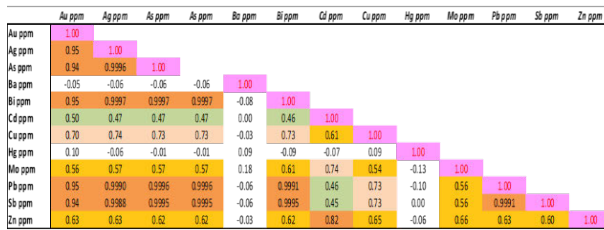
KIpeo-pAM CM
(Plutonismo de Arco Magmático a Plutonismo de Cuenca Marginal del Cretácico superior-Eoceno)



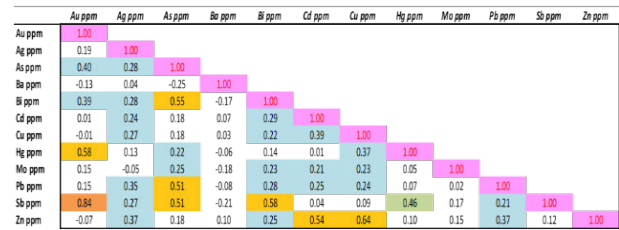
Rangos

- 1 a 0.8 **Muy Fuerte**
- 0.8 a 0.7 **Fuerte**
- 0.7 a 0.5 **Moderada**
- 0.5 a 0.4 **Débil**
- 0.4 a 0.2 **Muy débil**

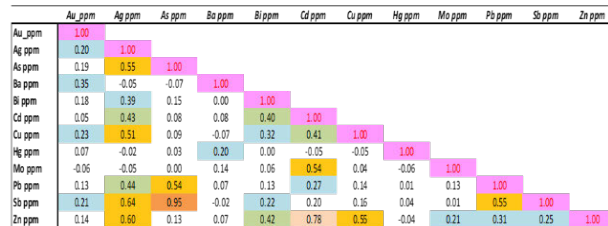
Kis-dPTCme
(Depósito de Plataforma y Talud carbonata marina epicontinental del Cretácico)



Jm-dcMS
(Depósitos de cuenca marino somera del Jurásico)



Q-dcR
(Depósitos cuaternarios recientes)



5.4 POTENCIAL MINERO

A. Características Geológicas

En este sector, sobreyaciendo a un basamento proterozoico, se tiene a los afloramientos silicoclástica del Grupo Mitu (Mc Laughlin D.H., 1924), dando inicio así a los depósitos de rift trasarco que se dio lugar durante el Triásico-Jurásico inferior, produciendo la sedimentación de la secuencia calcárea marina del Grupo Pucará (Mc Laughlin, 1925) (Depósitos de Plataforma Carbonatada Marina de Rift de Trasarco del Triásico-Jurásico, Tji-dPCM RTA).

En el mismo periodo, la actividad magmática volcánica continuaba en el noroeste que se asociaría a un magmatismo de arco tanto volcánico como plutónico en una cuenca marginal (figura 2.01).

Posteriormente, en el Albiano-Cenomaniano, se emplazan las secuencias volcánico-sedimentarias del Grupo Casma intruidas por los intrusivos del Batolito de la Costa (Plutonismo de arco magmático a plutonismo de cuenca marginal, KiPp-pAM CM).

Posteriormente entre el Paleógeno y Neógeno se tiene el emplazamiento de los distintos arcos magmáticos los cuales dieron origen a la generación de los diversos depósitos minerales, estos eventos abarcaron periodos comprendidos entre 56 y 8 Ma, del Eoceno al Mioceno (Cossio, 1964; Wilson, 1975; Farrar & Noble, 1976; Noble et al., 1990; Davies, 2002; Rivera et al., 2005).

El Grupo Calipuy consiste en una gruesa serie de andesitas, dacitas, riolitas con presencia de brechas, tobas y cenizas, distribuidas en estratos medianos a potentes de colores grises y verdosos, mientras que localmente contiene intercalaciones de areniscas, lutitas y calizas silicificadas (Palacios, 1995). Comprende el ambiente Vulcanismo de Arco del Eoceno-Mioceno (PeoNm-vA).

Geotectónica

Durante el Cenozoico, en el Eoceno, culmina el emplazamiento del Batolito de la Costa con la intrusión de cuerpos plutónicos de naturaleza tonalitas y granodioritas.

En el Mioceno, el arco magmático cambió de dirección, dando lugar a la formación depósitos epitermales a lo largo de toda la Cordillera Occidental del Perú, como Yanacocha, Pierina, Lagunas Norte, y otros.

En la zona se formaron pórfidos de Cu-Mo (Au) Michiquillay, La Granja, Río Blanco, El Galeno, Cerro Corona, etc. y skarns de Pb-Zn-Cu (Ag) como Antamina, Uchuchacua, Iscaycruz, como resultado de un magmatismo calcoalcalino.

Durante el Mioceno-Plioceno, se emplaza el Batolito de la Cordillera Blanca en el norte del Perú, asociado con la mineralización de W-Cu de Pasto Bueno.

El contexto tectónico que controló la distribución espacial y temporal de los depósitos tipo de pórfido Cu y epitermales de Au a lo largo de los Andes, son 1) Los actuales lineamientos estructurales, estos pudieron ser fallas activas en el pasado que alinearon centros volcánicos, y permitieron el controlaron el paso de los fluidos mineralizantes; 2) Los sistemas de fallamientos transtensivos y transpresivos de alto ángulo con dirección preferencial N-S, E-O y NNE dextrales y normales, exceptuando algunos yacimientos sinestrales normales y de bajo ángulo, se desarrollan en los yacimientos epitermales y pórfidos de cobre. 3) La edad del emplazamiento del magmatismo fértil Paleógeno Superior-Neógeno, el cual genera un ambiente geológico favorable, en volcánicos, intrusivos, basamento sedimentario cretácico y los pulsos subsecuentes en la conformación de los Batolitos como el de Abancay, y al borde centros volcánicos dómales donde principalmente se han desarrollado este tipo transición de yacimientos hidrotermales.

B. Características Metalogenéticas

Entre las principales franjas metalogenéticas de la zona norte tenemos (ver capítulo 4.1):

- 1) Franja de epitermales de Au-Ag del Oligoceno (Franja XVIII. del Mapa del Franjas Metalogenéticas)

Abarca los ambientes geotectónicos de Vulcanismo de Arco del Eoceno-Mioceno (PeoNm-vA) que comprende el Grupo Calipuy.

- 2) Franja de pórfidos de Cu-Mo (Au), *skarns* de Pb-Zn-Cu (Ag) y depósitos polimetálicos relacionados con intrusiones del Mioceno (Franja XX. del Mapa del Franjas Metalogenéticas).

Abarca los ambientes geotectónicos de Depósitos de Cuenca Marginal de Trasarco del Jurásico-Cretácico Cuenca marginal Tras-Arco (JK-dcm TAJsKi que comprende el Gpo. Goyllarisquizga y Oriente, Depósito de Plataforma y Talud carbonata marina epicontinental del Cretácico (K-dPTC ME) que comprenden a las las formaciones Chúlec, Pariahuanca, Pariatambo, Chonta y Jumasha, Vulcanismo de Arco del Eoceno-Mioceno (PeoNm-vA) que comprende el Gpo Calipuy.

- 3) Franja Epitermales de Au-Ag del Mioceno hospedados en rocas volcánicas cenozoicas (Franja XXIA del Mapa del Franjas Metalogenéticas).

Abarca los ambientes geotectónicos de Vulcanismo de Arco del Eoceno-Mioceno (PeoNm-vA) del Gpo. Calipuy, y Magmatismo de Arco Reciente (Q-mAR) del Gpo. Barroso.

- 4) Franja Epitermales de Au-Ag del Mioceno hospedados en rocas sedimentarias (Franja XXIB del Mapa del Franjas Metalogenéticas).

Abarca los ambientes geotectónicos de Depósitos de Cuenca Marginal de Trasarco del Jurásico-Cretácico Cuenca marginal Tras-Arco (JK-dcm TAJsK) que comprende el Gpo. Goyllarisquizga y Oriente; y Depósitos de Cuenca Marginal de Trasarco del Jurásico-Cretácico Cuenca marginal Tras-Arco (JK-dcm TAJsK) que comprenden a las formaciones Chúlec, Pariahuanca, Pariatambo, Chonta y Jumasha.

Entre las principales épocas de mineralización destacan:

Mesozoico

La depositación de las calizas de la Formación Chambará del Grupo Pucará en el Triásico, sirvieron como rocas.

En el Cretácico inferior, se formaron los sulfuros masivos volcanogénicos de Cu-Zn-Au en un ambiente marino con magmatismo toleítico.

También se formaron depósitos epitermales de Au-Ag como en la cuenca Lancones.

Cenozoico

En su lugar se considera que el extremo acortamiento y engrosamiento cortical, iniciado desde hace 100 a 120 Ma (Acosta 2008), y provisto por estos sistemas de fallas regionales con el consecuente levantamiento y exhumación (Sillitoe & Perelló, 2005; Pino et al., 2004) fueron los controles fundamentales de la génesis de los grandes pórfidos de Cu-Mo.

Durante el Eoceno tardío – Oligoceno continúa la migración del arco magmático hacia el continente (figuras 3.82 y 3.83). Este periodo corresponde a una época metalogenética fértil.

El Mioceno se caracteriza por ser una importante época metalogenética ya que es la más prolífica. Se formaron depósitos epitermales a lo largo de toda la Cordillera Occidental del Perú relacionados a un magmatismo calcoalcalino. Al final, durante Mioceno-Plioceno, se emplaza el Batolito de la Cordillera Blanca en el norte del Perú, relacionado con la mineralización de W-Cu.

La convergencia entre las placas Farallón/Nazca con la placa Sudamericana, dió lugar a la actividad magmática que generó la mineralización de los yacimientos tipo pórfidos y epitermales, presentes en la Cordillera Occidental, como se observa en los depósitos Yanacocha, Lagunas Norte, La Arena, Cerro Corona entre otros. Esta actividad data desde el Jurásico Inferior hasta el presente que sobreyace un basamento proterozoico, con afloramientos silicoclástica del Grupo Mitu (Mc Laughlin, 1924), un Rift trasarco del Triásico-Jurásico inferior, iniciando la sedimentación calcárea del Grupo Pucará (Mc Laughlin, 1925).

Se tienen dos principales edades de mineralización presentes en la Cordillera Occidental, correspondientes al intervalo

de que va de 20 a 8 Ma; (Michiquillay, Yanacocha, Lagunas Norte, Antamina) 40 a 30 Ma correspondiente a la unidad tectonoestratigráfica de Plutonismo de Arco Magmático del Eoceno -Oligoceno (PN-pAM) que coincide con la edad de convergencia de las placas de Nazca y Sudamericana, que se dió entre los 25 y 0 Ma (Somoza et al., 2012), generando al menos estos eventos magmáticos: Calamarca-Tacaza (30 – 24 Ma), Calipuy-Huaylillas (24-10 Ma) y Barroso (10-1 Ma) (Mamani et al., 2013).

El Grupo Calipuy de andesitas, dacitas, riolitas con presencia de brechas, tobas y cenizas, e intercalaciones de areniscas, lutitas y calizas silicificadas (Palacios, 1995). Se dió en cuatro grandes etapas eruptivas (Benavides, 1999): Eoceno superior-Oligoceno inferior, Oligoceno superior, Mioceno inferior y Mioceno medio.

En la Cordillera Occidental el magmatismo del Cretácico superior a Paleógeno, de plutonismo de arco magmático se emplaza el Batolito de la Costa, de cuerpos intrusivos calcoalcalinos a toleíticos, que fueron subdivididas en unidades y superunidades (Pitcher, 1985) que en el norte comprende el Segmento Lima de edades que van de ~106 a 37 Ma. Otro cuerpo intrusivo relevante es el Batolito de Cordillera Blanca conformado por rocas metaluminosas del tipo S, tonalita-diorita, leucogranodiorita, cuarzodiorita.

El magmatismo fértil del Mioceno, que implicó un cambio de dirección del arco magmático, muestra su evidencia litogeoquímica de enriquecimiento de elementos litófilos durante el Oligoceno e intensificación de procesos de subducción, junto con el aumento del espesor cortical, con liberación masiva de fluidos, marcando importantes épocas metalogenéticas. De esta forma se dan lugar a la formación de depósitos epitermales a lo largo de toda la Cordillera Occidental, como Yanacocha, Pierina, Lagunas Norte, y otros

La mayoría de depósitos epitermales se encuentran al oeste de las anomalías litogeoquímicas, mientras que los pórfidos se encuentran al este.

El desarrollo final de un yacimiento no depende exclusivamente de la fertilidad del magmatismo (esto solo en una primera instancia) sino también del control estructural, receptividad de la roca caja, entre otros factores. Por tanto, las zonas con mayor potencial para epitermales son las franjas XXIA del Mioceno en rocas volcánicas y la parte sur de las franjas XXIB en sedimentarios, y en menor medida la franja XVIII del Oligoceno. Para los pórfidos tenemos que la zona de mayor potencial es la parte norte de la franja XX del Mioceno.

CAPÍTULO VI

METALOGENIA Y POTENCIAL MINERO POR SISTEMAS PÓRFIDOS – EPITERMALES Y YACIMIENTOS RELACIONADOS EN LA ZONA CENTRO DEL PERÚ

6.1 DESCRIPCIÓN DE LOS PRINCIPALES YACIMIENTOS

Distrito Minero Lincuna

Ubicación

Se ubica en la Cordillera Negra, distrito de Aija, provincia de Recuay, en la región Ancash (figura 6.3). Las principales estructuras mineralizadas están ubicadas en varios sistemas de vetas: Sistema Huancapeti (N40°-50°E), sistema Tarugo (N80°E-N80°O), sistema Sinchi, sistema Coturcan y sistemas menores como San Germán y San Judas Tadeo, donde, se pudo tomar datos geológicos y muestras para estudios especiales.

Geología local y litología

Gran parte del área está cubierta por rocas volcánicas de composición andesítica; brechas, lavas y tobas del Grupo Calipuy; pórfidos félsicos a intermedios de Sinchis y de Tarugo de edad Paleógeno. Las lavas afloran mayormente en el cerro Puyhuán, en las inmediaciones de la mina Hércules, San Germán y Tarugo. El material piroclástico (brechas y tobas) es característico de los cerros Utcoyacu y Puynán. Es decir, predominan en la parte sur de Lincuna. Por sectores se tiene algunos paquetes estratificados de lutitas (generalmente

carbonatadas) en las cercanías de la mina Hércules y la mina Gioconda mostrando una fuerte silicificación.

Alteración y mineralización

Se reconocen los sectores Veta San Germán, Manto Coturcan, Manto San Judas Tadeo, Brecha Sinchi. La Veta San Germán es 110°/90° y contiene galena y esfalerita, con gangas de pirita y rodocrosita. La caja de dacita porfírica se argiliza levemente y presenta venilleos de turmalina (Figura 6.1). El Manto Coturcan, de espesor promedio 1.20 m y azimut/buzamiento de 10°/20°-25° presenta galena, esfalerita, calcopirita y gangas de pirita, rodocrosita coliforme y óxidos hacia la caja, andesita propilitizada (Figura 6.2). El Manto San Judas Tadeo presenta mineralización relacionada al metamorfismo de contacto originado por una dacita porfírica, (Figura 6.3). La brecha Sinchi es hidrotermal con clastos subangulosos de andesita argilizada y matriz de pirita de grano grueso con presencia de calcopirita a manera de trazas (Figura 6.4). En general, para la mineralización, se da una turmalinización previa a la mineralización polimetálica. Se encuentra con un ensamble de calcopirita, esfalerita, galena, argentita, tetraedrita, arsenopirita, pirrotita y gangas de cuarzo y calcita.



Figura 6.1 Veta San Germán vista mirando al SE. Detalle de la veta, con menas de galena, esfalerita, y ganga de rodocrosita. En la roca caja pórfido dacítico con alteración de turmalina en venillas.

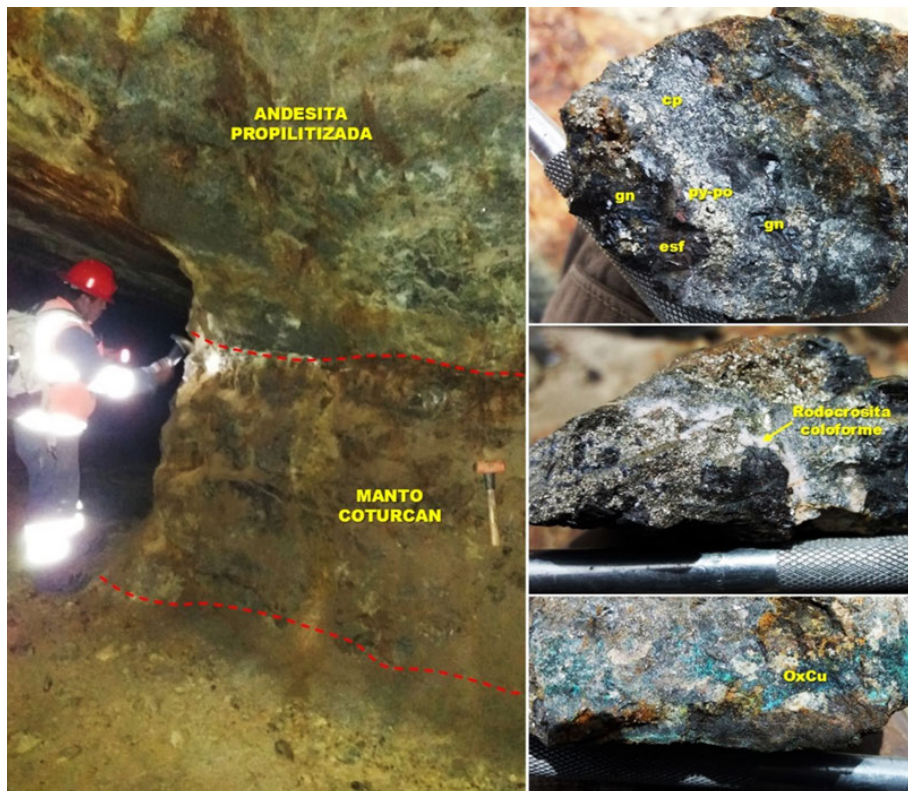
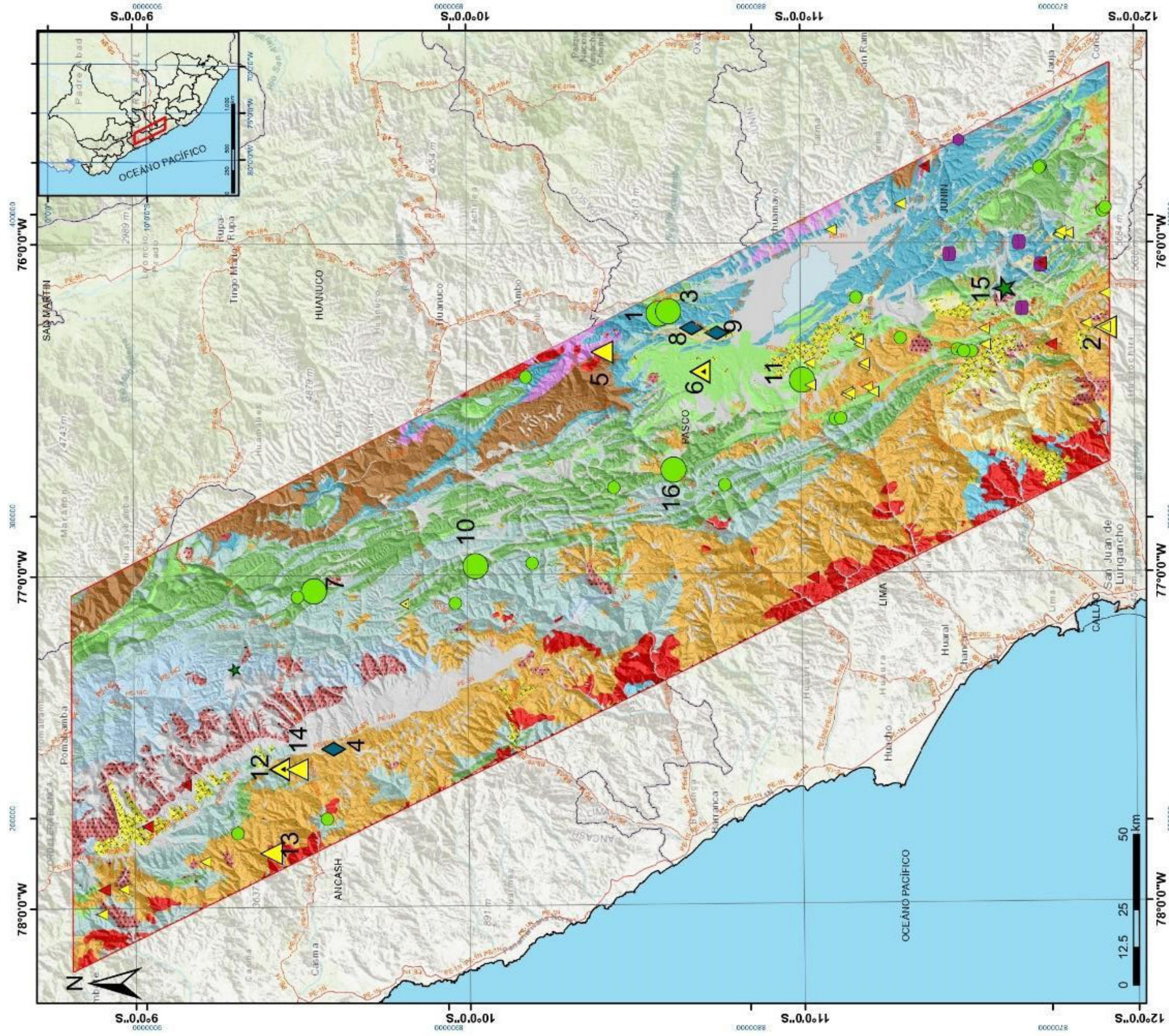


Figura 6.2 Manto Coturcan en los planos de estratificación de las andesitas. Vista mirando al E. Constituida por cuarzo y rodocrosita colorforme con galena, esfalerita, calcopirita y pirrotita, además con malaquita y crisocola hacia las cajas.



Legenda de Unidades Tectonoestratigráficas

Q-dcR	Depósitos cuaternarios recientes
NpO-dcl/A	Depósitos continentales de IntraArco del Neógeno
NPP Bm	Basamento metamórfico del Neoproterozoico-Paleozoico
Nm-a	Vulcanismo de Arco Mioplioceno
Nm-vA	Vulcanismo de Arco del Eoceno-Mioceno
Po0/m-vA	Plutonismo de Arco Eoceno-Mioceno
Po0/m-pA	Depósitos de cuenca antepais del Cretácico Superior al Paleógeno
KsPp-dCA	Plutonismo de Arco Magmático a Plutonismo de Cuenca Marginal del Cretácico superior Eoceno
KIPeo-pAM CM	Depósito de Plataforma y Talud carbonata marina epicontinental del Cretácico
Kis dPTCme	Magmatismo de Arco del Cretácico
K mA	Depósitos de cuenca marginal de Trasarco
JmK-dcmT	del Jurásico-Cretácico
JkI-vA	Vulcanismo de Arco del Jurásico al Cretácico Inferior
Jm-dCMS	Depósitos de cuenca marina somera del Jurásico
J-plp	Plutonismo de Intraplaca del Jurásico
JLl-dPCRTA	Depósitos marinos de Plataforma Carbonatada de Rift de Trasarco del Triásico-Jurásico
PET-dcRTA	Depósitos continentales de Rift de Trasarco del Permo-triásico
PEI-pA	Plutonismo de Arco Magmático del Permo-triásico
CpP-dpCIA	Depósitos marinos de Plataforma carbonatada de Trasarco del Carbonífero Pensilvaniano-Permiano interior
C-pA	Plutonismo de Arco del Carbonífero
C-dCTA	Depósitos de cuenca Trasarco del Carbonífero
SD-dCT	Depósitos de cuenca Trasarco del Silúrico-Devónico

Simbología

□	Área de Estudio
△	Red Vial
□	Límite Departamental
★	Pórfidos de Cu-Mo
★	Pórfidos de Cu-Au
▲	Epitermales de baja sulfuración
▲	Epitermales de alta sulfuración
▲	Epitermales Indiferenciados
■	Sedex en rocas carbonatadas
◆	Pollimetálicos con superposición epitermal

Legenda Yacimientos

1. Atacocha	7. Anlamina	12. Pietrina
2. Chanape	8. Cerro de Pasco	13. San Luis
3. El Porvenir	9. Colquijirca	14. Santo Toribio
4. Lincuna	10. Marcapunta	15. Toromocho
5. Marcococha	11. Huanón	16. Uchucchacua
6. Quicay		

REPUBLICA DEL PERU
 SECTOR ENERGIA Y MINAS
 INSTITUTO GEOLOGICO MINERO Y METALURGICO
 Dirección de Recursos Minerales y Energéticos
INGEMMET
 MAPA DE UBICACION PROYECTO GE33B-4 - ZONA CENTRO
 PROYECTO PROYECCION ESCALA
 GE33b-4 WGS 84 - Geográfica-UTM 1:1.150.000
 ELABORADO POR REVISADO POR FECHA
 K. Villanueva R. L. Quispe R. Abril del 2021

Figura 6.1 Mapa de unidades tectonoestratigráficas y ubicación de yacimientos de la Zona Centro.

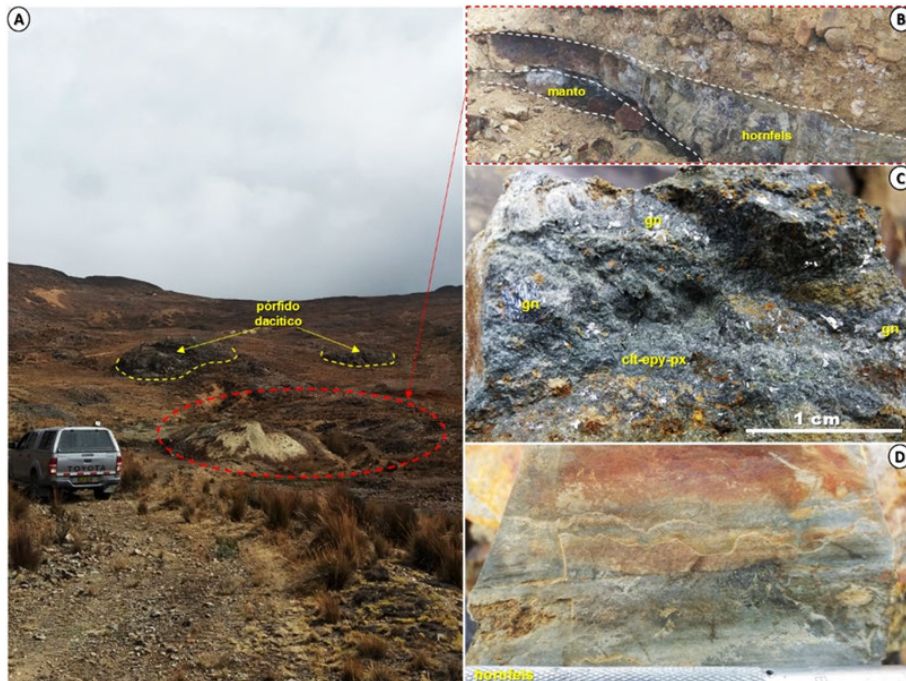


Figura 6.4 A) Se observa los cateos antiguos de San Judas Tadeo, mineralización polimetálica asociada a un metamorfismo de contacto originado por el intrusivo pórfido dacítico. Vista mirando a SO. B) Se aprecia el hornfels con espesor promedio a 0.40 metros y hacia el núcleo la estructura mantiforme de 0.2 m de espesor. C) Menas de galena, esfalerita, pirita y gangas de clorita-epidota-piroxenos como parte de la alteración retrógrada. D) Hornfels de grano fino con foliación débil y leve alteración retrógrada.

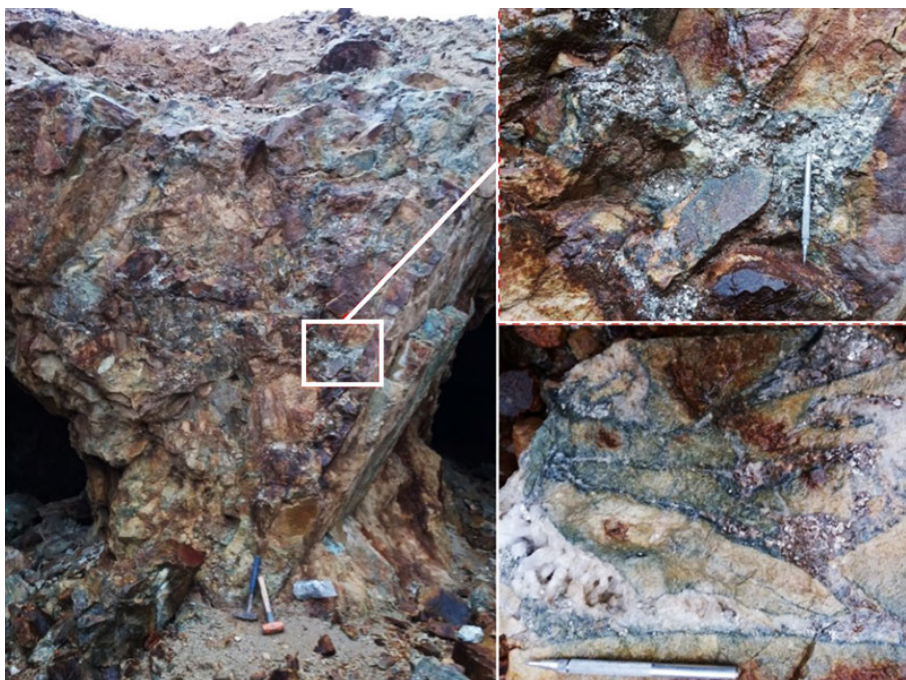


Figura 6.5 Se observa la brecha hidrotermal Sinchi, con clastos subangulosos de andesita argilizada y con matriz de pirita de grano grueso y trazas de calcopirita. Vista mirando al norte.

Mina Quicay

Ubicación

La mina Quicay se localiza a 4400 m s. n. m., en el distrito de Simón Bolívar, provincia y región de Pasco, al oeste de las minas de Cerro de Pasco y Colquijirca (figura 6.3). Geográficamente se ubica en la meseta interandina entre las cordilleras Central y Occidental de los Andes Peruanos. Su topografía se caracteriza por un suave relieve, rodeado de colinas, distinguiéndose pequeñas áreas de depresión. Según la carta geológica nacional se encuentra en la hoja 22-k del cuadrángulo de Cerro de Pasco. Sus coordenadas centrales UTM-WGS84 son: 348,600 E, 8'172,200 N. Se puede acceder por la carretera central que se encuentra asfaltada de Lima a Pasco en 300 Km y afirmada-trocha hasta la mina en 21 km.

Geología local y litología

El centro volcánico Quicay está conformado de 2 unidades litológicas emplazadas en 4 etapas (Flores, 2002). (1) Explosiva (diatrema) de 720 m de diámetro, rellena por piroclastos, (2) Efusiva de lava dacítica (3) Domos de grano fino que intruyen flujos de lava y los craquelan y (4) Hidrotermal, con 2 fases argílicas. La primera se desarrolló como alunitización de feldespatos y silicificación de matriz en lavas; la segunda en las zonas craqueladas por los domos, obliterando al protolito. Sin embargo, se reconocen brechas síliceas, brechas andesíticas y andesitas porfíricas.

Alteración y mineralización

La alteración tiene una extensión 2 x 2 km y predominantemente argílica (Figura 6.6 y 6.7).

Alteración argílica avanzada. De extensión 1.5 km x 0.5 km elongada al NO, se encuentra al sur del yacimiento. Conformada por cuarzo - alunita - arcillas (pirofilita) como reemplazo de feldespatos y máficos. Alunita fibrosa-radial. Presencia de vuggy silica. Valores de Au en cuarzo-alunita de 0.6 g/t, alcanzando en ocasiones 3 g/t. A esta alteración se asocia la mineralización principal, asociándose también a la zona de oxidación con hematita-limonita-jarosita en oquedades.

Alteración argílica intermedia. Conformada por sericita (biotita asociada)-arcilla (reemplazamiento de feldespatos) y cuarzo-alunita (fallas y fracturas). Valores de Au desde trazas hasta 0.1 g/t

Alteración propilitica.- Conformada por arcillas-cloritas-pirita diseminada. Los valores de oro se encuentran en el orden de trazas.

La edad de mineralización en la mina Quicay fue determinada en 38.4 ± 1.3 y 38.8 ± 1.3 Ma. por el método K/Ar en la alunita (Arribas, comunicación escrita; en Cobeñas, 2008). Otra datación en alunita hipógena también por K/Ar indica 37.5 Ma. (Álvarez & Noble, en Noble Mc kee, 1999).

Recursos y reservas

La mina Quicay actualmente se encuentra cerrada y culminó sus actividades operativas en el año 2011, tuvo 10 años de producción aurífera de 600 000 onzas de oro a tajo abierto entre los años 2002 y 2011. Desde ese entonces la Corporación Minera Centauro ha estado ejecutando las actividades estipuladas en su plan de cierre de mina, que hasta el momento se desarrollan.

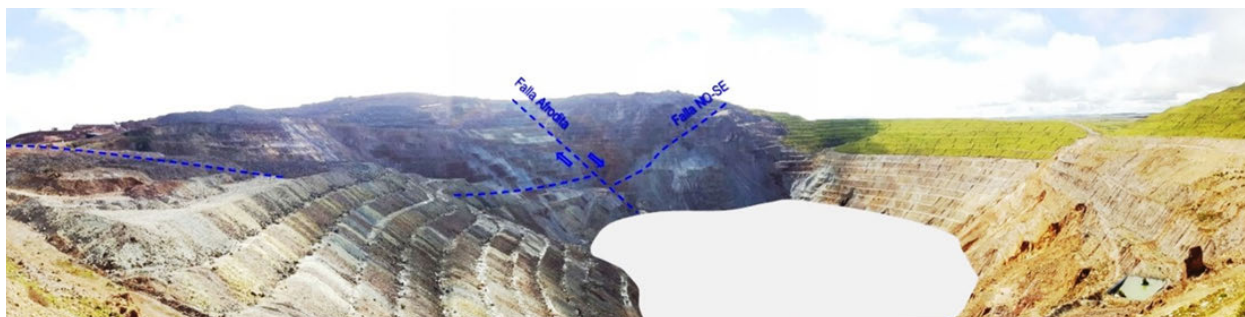


Figura 6.6 Tajo de la Mina Quicay, donde se observa la intersección de la falla Afrodita (E-O) y la falla de rumbo andino (NO-SE). Vista mirando al sureste.

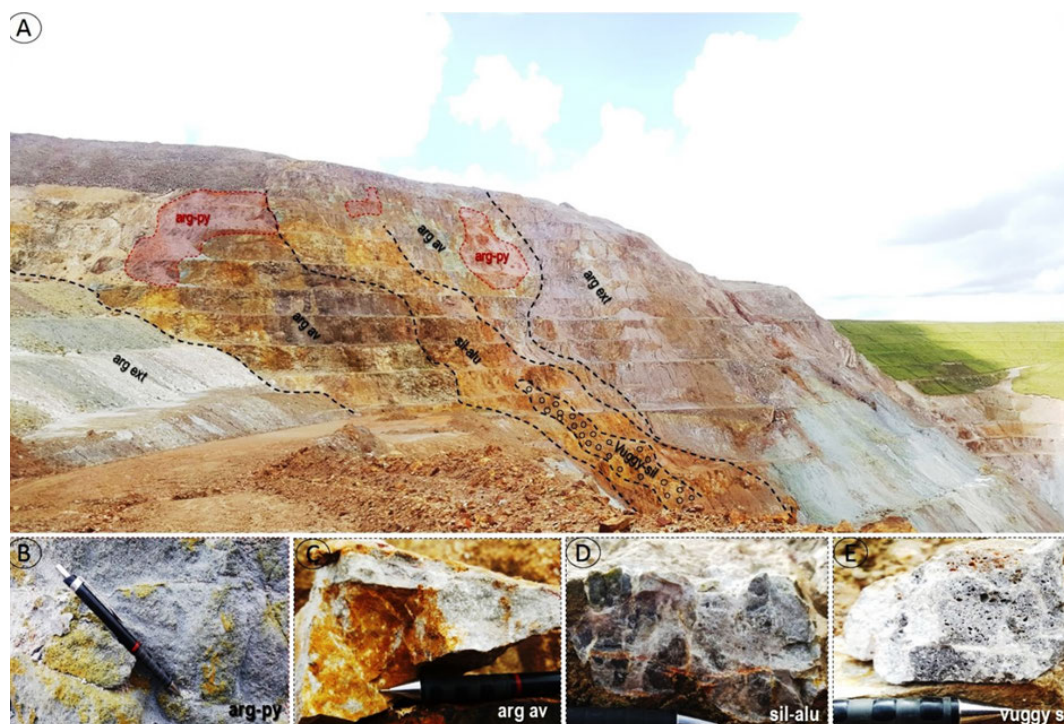


Figura 6.7 a) En Tajo Quicay se muestra el zoneamiento de alteración hidrotermal. Vista mirando al sureste; b) Cuerpos de alteración argílica y pirita diseminada (arg-py); c) Roca obliterada con alteración argílica avanzada (arg av); d) Alteración sílice-alunita (sil-alu); e) Alteración *vuggy* sílica.

Proyecto Quicay I

Ubicación

El proyecto Quicay I geográfica y políticamente tiene la misma ubicación de la mina Quicay (figura 6.3), sin embargo, sus coordenadas centrales son; 347,300 E y 8'820,600 N, esta surge después que la Corporación Minera Centauro intensificó su etapa de exploración de perforación diamantina alrededor de la mina Quicay en el año 2013 con el objetivo de descubrir un nuevo yacimiento similar al de Quicay.

Geología, alteración y mineralización

La geología del proyecto Quicay I se conoce solamente por sondajes de perforación diamantina.

En la zona central se ejecutaron 6 sondajes y se interceptó una zona de transición de un depósito epitermal-pórfido calcosina-

calcopirita-covelita en venillas de cuarzo gris ahumado del tipo *stockwork* poco desarrollado y vetillas tipo *sheeted*. Asimismo, con 2 de los sondajes, interceptaron vetas con mineralización masiva de enargita, luzonita, esfalerita, bravoita, arsenopirita, pirita y sulfuros secundarios como calcosina y covelina. La alteración en la zona central es filica variando de niveles débiles a moderados y se observan en las Figuras 6.8 y 6.9. Hacia la zona noroeste, con 3 de los sondajes ubicados cercanos a la falla de rumbo NO-SE, se interceptaron andesitas y andesitas hipoabisales con tramos con valores de Au. La alteración consiste en la silicificación local y argílica avanzada como; cuarzo-alunita- caolinita-pirita. En la zona noreste, en los 4 sondajes perforados se evidencia alteración argílica con ensamble de cuarzo-pirita-caolinita y tramos puntuales de sílice-alunita.

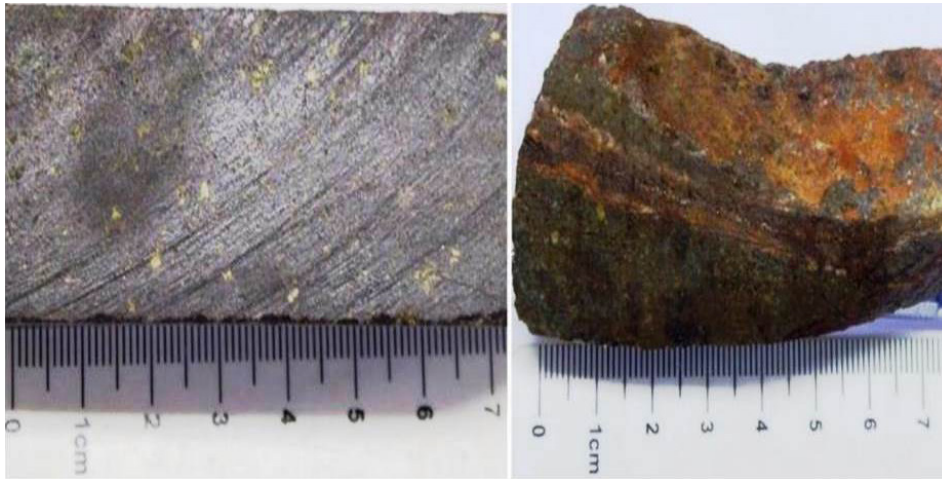


Figura 6.8 Andesitas alteradas a propilítica y venillas de cuarzo con sulfuros y oxfe.

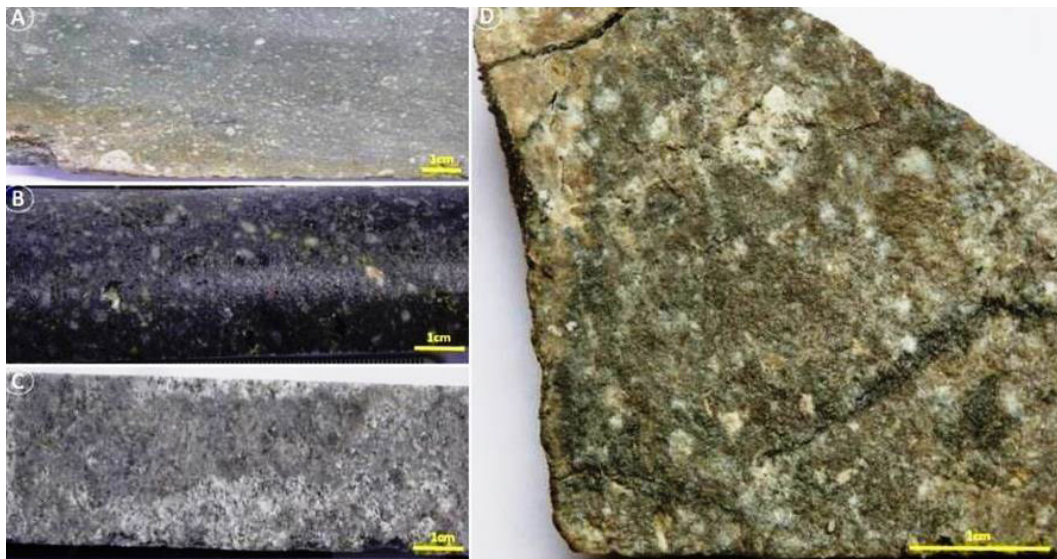


Figura 6.9 Rocas ígneas en el Proyecto Quicay I; a) Andesita (a 587 m), gris verdosos con leve alteración propilítica; b) Diorita-Pórfido diorítico (a 639 m), inequigranular con fenos de plagioclasa con alteración propilítica débil (epidota-clorita-calcita-pirita); c) Pórfido andesítico (a 852 m), textura obliterada con alteración filica, pirita disseminada y trazas de calcopirita en venillas; d) Pórfido andesítico 2 gris parduzco (a 591 m), textura obliterada con alteración filica y venillas de sulfuros; calcopirita-pirita.

Tabla 6.1
Recursos de la mina Quicay

Depósito	Tipo	Asociación	Tipo de mineralización	Tipo de yacimiento	Mena	Recursos	Reservas
Quicay I	Proyecto	cc, cp, cv.	Epitermal/ Pórfido	Pórfido	Cu	No disponible	No disponible

* Fuentes: Cartera de proyectos 2018 del MINEM y el estudio de recursos de "Tahoe Resources Inc" del 2018

Proyecto Quicay II

Ubicación

Al igual que la mina Quicay y el proyecto Quicay I, se ubica en el distrito Simón Bolívar, provincia y región de Pasco. Este proyecto se localiza 2.5 km al norte de la mina Quicay. El acceso es de la misma manera a los de la mina Quicay y el proyecto Quicay I (figura 6.3). Asimismo, el área se encuentra en una zona de pampa de 30 x 12 km cubierta por depósitos cuaternarios, donde solamente se observan algunos remanentes de afloramientos volcánicos, tales como: Quicay, Pacoyán, Raco y Malarín.

Geología local y litología

Esto está asociado a la mineralización diseminada y en *stockworks* de cobre-oro. En cuanto a la mineralización diseminada, el 50 % se presenta en las rocas intrusivas y otro 50 % está controlada por la fase hidrotermal de vetillas tipos *stockworks* de cuarzo-sulfuros.

Es un pórfido de Cu-Au ciego, conocido por perforación diamantina, con extensión vertical desde -150m hasta -1km (Álvarez, 1992). Se encuentra emplazado en volcánicos dacíticos-andesíticos con alteración argílica avanzada en superficie, y gradando a alteraciones cuarzo-sericita y potásica en un intrusivo pórfido dacítico en profundidad. La mineralización se da en *stockworks* de Cu-Au y diseminada.

Alteración y mineralización

El zoneamiento de las alteraciones y mineralización en profundidad que presenta Quicay II se pueden observar en las Fotografías 6.9, 6.10 y 6.11, se resume de la siguiente manera:

Alteración argílica. Ocurre en los niveles superiores y hacia la parte externa. Consiste en caolinita y piritita. En algunos sondajes se han interceptado remanentes de alteración argílica avanzada con una asociación de cuarzo-caolinita-alunita.

Alteración filica. Se presenta a mayor profundidad y consiste de una asociación de cuarzo-sericita-piritita y está asociado espacialmente con las zonas de *stockwork* y buenas concentraciones de mineral de Cu-Au.

Alteración potásica. Consiste de biotita secundaria, magnetita y feldespato potásico. Esto ocurre en algunos sondajes aproximadamente a 700 - 750 metros de profundidad.

Transición enriquecimiento supérgeno-zona primaria. Hay presencia de enriquecimiento supérgeno en el tramo 0-70 metros (calcosina-covelina), luego transición a covelina-calcosina-calcopirita-enargita-molibdenita-piritita asociadas a cuarzo-sericita a 500 m- A mayor profundidad la zona primaria está conformada de calcopirita-bornita-molibdenita-piritita.

Evidencia de transición pórfido-epitermal. En el taladro PAM-036 se evidencia textura patchy y venillas wormy (tipo gusano), los cuales son reconocidos en un ambiente característico de transición pórfido-epitermal de alta sulfuración en el norte de Perú, como en el pórfido Kupferteal del distrito minero Yanacocha y en el yacimiento Tantahuatay.

En Quicay II, este tipo de manifestación ocurre aproximadamente unos 51 metros verticales (120 m-171 m) y corresponde a la zona de alteración argílica avanzada. En el tramo de 120 m hasta 146 m, se aprecian parches de sílice ahumado y negro de diferentes tamaños (textura *patchy*), expuestos en una matriz fuertemente alterada a arcillas, también con diseminación de sulfuros. Después hasta el tramo 158 m ocurre la textura patchy con algunas venillas muy irregulares, se puede decir venillas tipo *wormy*, pero después de este tramo hasta los 170 m de profundidad se observa las venillas *wormy* bien definidas. Finalmente, otras venillas irregulares (tipo A) y semirectas (tipo B) aparecen después del tramo 170 m.

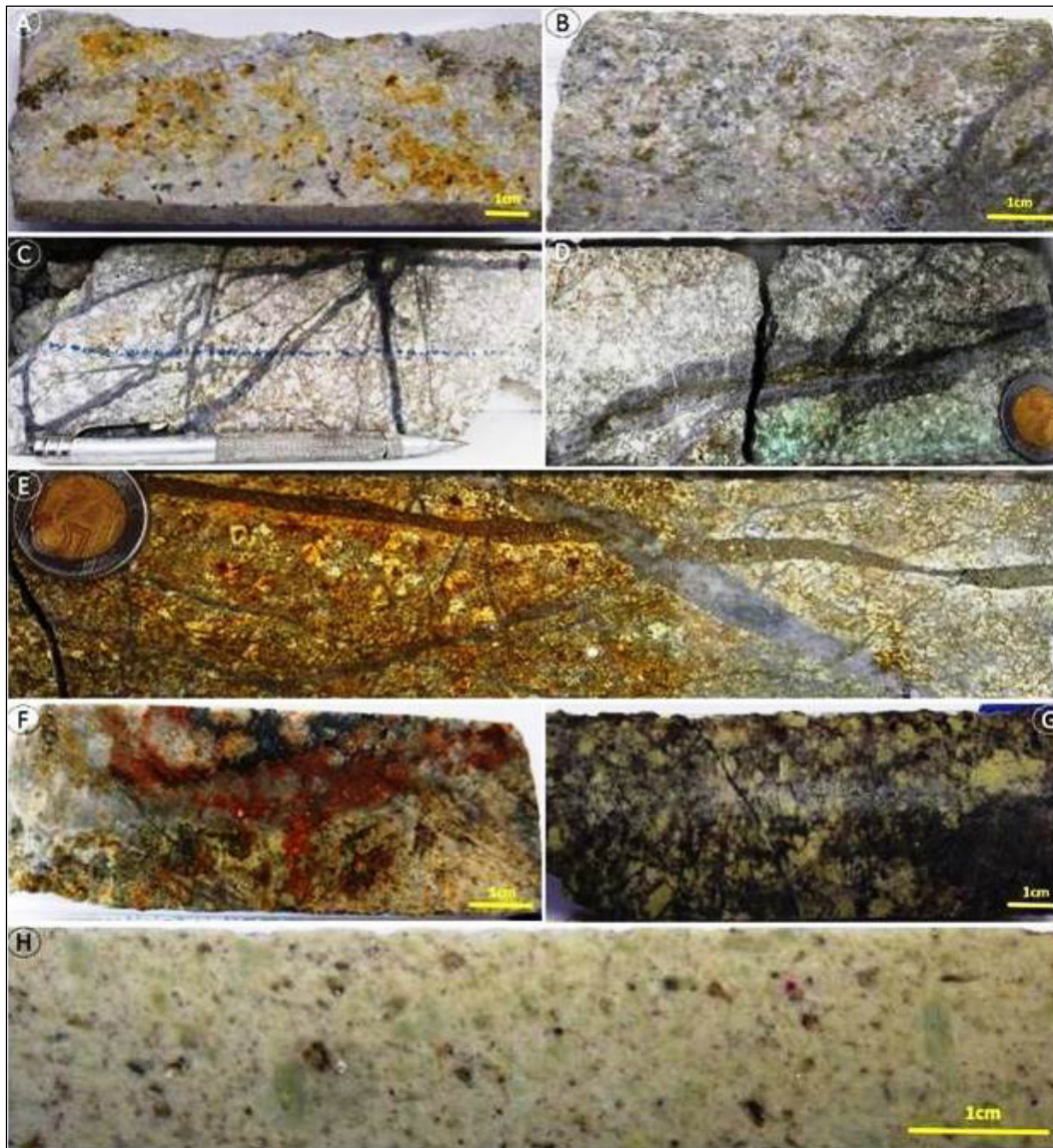
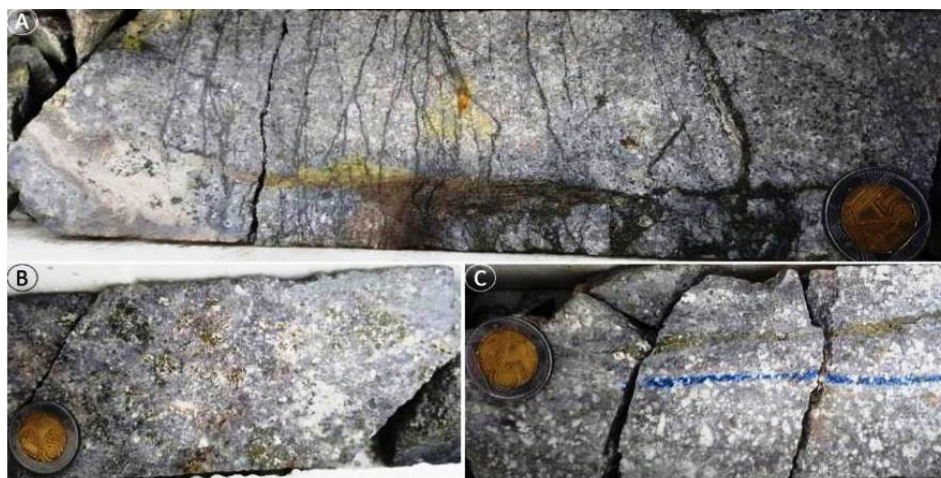


Figura 6.10 Alteraciones hidrotermales del Proyecto Quicay II, zoneamiento vertical desde 100 m hasta 1016 m de profundidad; a) roca de textura obliterada con fuerte alteración argílica avanzada a 124 m; b) pórfido andesítico con alteración filica superponiéndose a la argílica a 182 m; c) Pórfido andesítico 2, con alteración débil de cuarzo-sericita, venillas irregulares de cuarzo gris con calcopirita y calcosina que configuran un *stockwork* a 226 m; d) fuerte alteración filica, venillas de cuarzo gris con sutura de sulfuros (tipo B) que corta a otras venillas irregulares a 541 m; e) pórfido andesítico con fuerte alteración filica-clorita, venillas de cuarzo (tipo A) cortadas por venillas de sulfuros (tipo 'D') a 722 m; f) intrusivo de textura porfírica, con alteración filica superponiéndose a la potásica. Se observan algunos remanentes de biotita secundaria a 806 m; g) pórfido andesítico con alteración potásica, se observa biotita secundaria a 902 m; h) Dacita con débil sericitización a 1007 m.



Fotografía 6.11 Alteraciones hidrotermales del proyecto Quicay II, zoneamiento vertical hasta 674 m de profundidad.

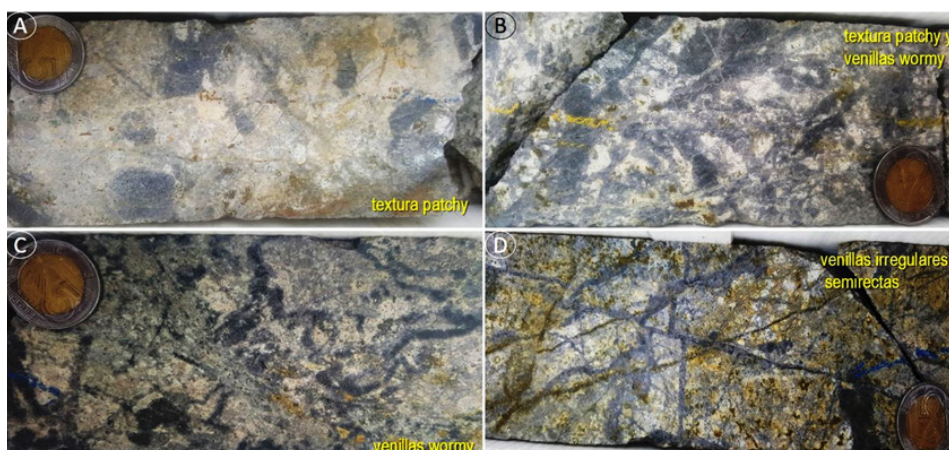


Figura 6.12 En el sondaje PAM-036, se evidencian texturas tipo patchy y venillas wormy expuestas en una alteración argílica avanzada, lo que indicarían un ambiente de transición pórfido-epitermal; a) textura patchy a 121.50 m de profundidad; b) textura patchy y venillas gusano (wormy) a 146.8 m; c) venillas tipo wormy (gusano) a 158.5 m; d) venillas irregulares y semirectas de cuarzo gris, a 171 m de profundidad.

Recursos y reservas

Tomando como fuente la cartera de proyectos de construcción de mina 2018 del MINEM, se tiene el siguiente cuadro resumen:

Tabla 6.2
Recursos del Proyecto Quicay II

Depósito	Tipo	Asociación	Tipo de mineralización	Tipo de yacimiento	Mena	Recursos	Reservas
Quicay II	Proyecto	cv-cc-py, en-mo-py.	Diseminado	Pórfido	Cu-Au	700 Mt con 0.3 % Cu y 0.21 g/t Au	No disponible

ERATEMA	SISTEMA	SERIE	UNIDAD LITOSTRATIGRÁFICA	DESCRIPCIÓN
CENOZOICO	Cuaternario	Holoceno	Depósitos Cuaternarios	Depósitos, fluviales, aluviales, fluvioglaciales y morrénicos
			Paleógeno	Fm. Calera
	Fm. Pocobamba	Miembro Shuco		
		Miembro Cacúan		Areniscas limosas, limolitas rojas, arenisca y brechas conglomerádicas
	MESOZOICO	Cretácico	Inferior	Gpo. Goyllarisquizga
Jurásico				Inferior
		Triásico	Superior	
Devónico				Superior

Figura 6.14 Columna litoestratigráfica idealizada de la mina Quicay, proyecto Quicay I y proyecto Quicay II (modificado de Cobeñas, 2008).

Mina Atacocha

Ubicación

La mina Atacocha se ubica en el flanco oriental de la Cordillera de los Andes, en distrito de San Francisco de Yarusyacán, provincia y región de Pasco. Presenta una altitud de 4000 m s. n. m, a 15 km al noreste de Cerro de Pasco (figura 6.3). Produce concentrados de zinc, plomo y cobre, con contenidos de oro y plata.

Geología local y litología

Grupo Mitu.- Capas rocas continentales y unidades piroclásticas, limitados al lado occidental de Atacocha, localmente albergar la mineralización de Machcán.

Grupo Pucará.- Sobreyace en leve discordancia angular al Grupo Mitu. Respecto a la falla regional de Atacocha, al oeste, se encuentra en un anticlinal que se introduce hacia el sur. Al este, define una secuencia gruesa y monótona igual al del flanco occidental de un gran sinclinal.

Grupo Goyllarisquizga. aflora en el sinclinal de la falla Atacocha, en discordancia con el Pucará. Está conformado por secuencias de pizarras oscuras, niveles de *chert* y areniscas de grano fino (Johnson, 1955), que sobreyace a areniscas cuarzosas con estratificación cruzada, que en los niveles superiores se interstratifican con flujos basálticos. Esta unidad alberga cuerpos mineralizados de alta ley en estructuras de extensión E-O en las partes superiores de la mina Atacocha.

Unidades superiores.- Sobreyaciendo concordantemente a los basaltos del Grupo Goyllarisquizga se encuentran las calizas y basaltos de la Formación Machay del Cretáceo medio.

Rocas intrusivas.- *Stocks* hipoabisales menores a 1 km² diques irregulares intruyen a la secuencia estratigráfica sedimentaria y volcánica del Mesozoico y se emplazan a lo largo de la falla Atacocha que probablemente actuó como canal para los magmas. Estos *stocks* corresponden a San Gerardo (hornblenda predominante) y Santa Bárbara (biotita predominante), ambas tienen una composición de dacita porfirítica.

Alteración y mineralización

Se presentan dos tipos de alteraciones: hidrotermal y metamórfica, las que se definen en los contactos de los *stocks* con las rocas sedimentarias circundantes. El tipo hidrotermal, arcillas-sericita-pirita diseminada y vetillas delgadas, este tipo de alteración es constante en la zona de Atacocha. El tipo metamórfico es predominante en la zona de Santa Bárbara, definida por una aureola de contacto que se manifiesta en la calcosilicatación de las calizas del Grupo Pucará (Zonas de *Skarn*) y la transformación parcial de la arenisca en cuarcita.

En Atacocha, se presentan dos estilos de mineralización que corresponde a Santa Bárbara y Atacocha. En Santa Bárbara la mena del cuerpo consiste en una serie de contactos metasomáticos relativamente simples con mineralización desarrollada a lo largo del flanco occidental del *stock* de Santa Bárbara. El lado oriental del *stock* no ha sido explorado. Los cuerpos de mena se localizan a lo largo de la frontera entre el *skarn* de calcosilicatos y alteración de mármol dentro de las calizas; estas zonas de *skarn* se encuentran controladas por la presencia de varias apófisis de intrusivos alineados al *stock* principal. La mineralización consiste en esfalerita con calcopirita y en menor proporción galena. Las leyes de Cu y Au van en aumento con la profundización del sistema y de la misma forma los contenidos de Bi. La mineralización en Atacocha se divide en zonas consistente en vetas y cuerpos irregulares desarrolladas a lo largo de las estructuras y próximas a las intersecciones estructurales. El control primario en la localización de la mineralización de Atacocha parece ser la intersección entre las fallas de orientación NO (Orebody 13) y N-S (falla

No.1); además presencia de cuerpos en *skarn* de gran similitud a los de Santa Bárbara, toda la mineralización se relaciona a la interacción de estas dos estructuras. El depósito de Atacocha puede ser dividido en cinco zonas compuestas alrededor de la mena: Orebody 13 y sus estructuras asociadas, el compósito central de la mena asociados a la Falla No 1, el Sistema de Vetas de San Gerardo, el Sistema de Vetas Santa Cecilia y el Sistema de Vetas Curiajasha.

Las menas consisten de galena argentífera, esfalerita, calcopirita y en menor proporción oro en ganga de pirita, cuarzo, calcita, rodocrosita y fluorita, las mismas que se observan en la Figura 6.15. La zonación de mineral se observa en dimensiones verticales y horizontales. Los niveles superiores del sistema son más ricos en Pb y Ag, mientras que el Zn, Cu y Au aumentan en profundidad. Las leyes de Ag son relativamente estables a lo largo del sistema, la plata ocurre en galena argentífera en los niveles superiores y como sulfosales de Ag y cosalita en profundidad.

Por otra parte, se revisó el tajo San Gerardo, se observa el intrusivo pórfido dacítico del mismo nombre cortando a una secuencia de calizas carbonosa gris oscuro con lutitas y areniscas del Grupo Pucará. En el contacto intrusivo-calizas se desarrollan vetas de rodocrosita con oropimente, rejalgal y sulfuros en menor cantidad. Asimismo, dentro del intrusivo ocurren venillas de cuarzo-rodocrosita con galena, esfalerita y pirita-calcopirita, con espesores que varían entre 2 y 5 mm. También se observan espejos de falla que controlarían el emplazamiento del intrusivo y vetas-venillas, estas tienen rumbo NO-SE (Falla 1 y Falla 13), se puede apreciar en las Figuras 6.15 y 6.16.

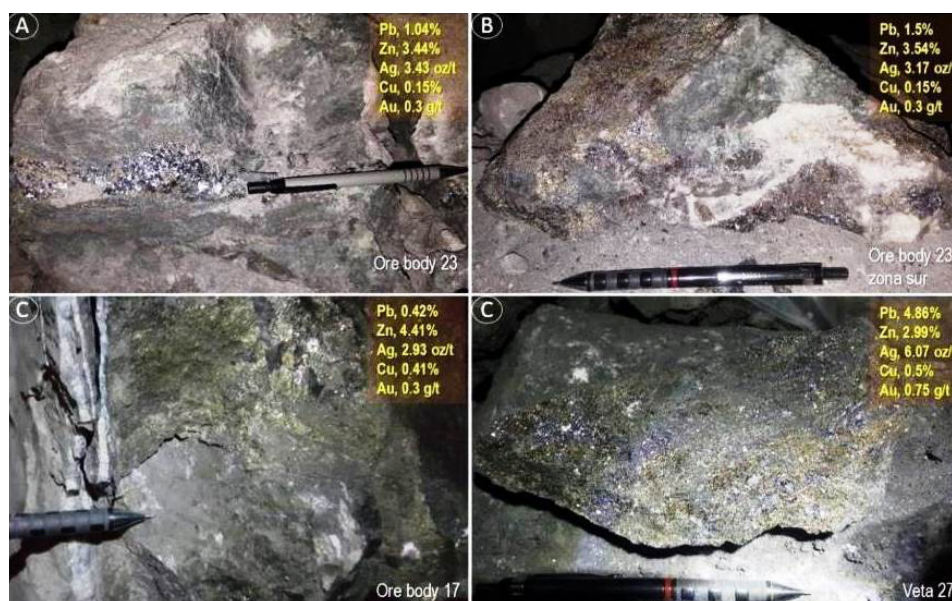


Figura 6.15 Descripción de las menas del interior mina de Atacocha, constituida principalmente por galena, galena argentífera, esfalerita, calcopirita y pirita, así como gangas de calcita, granates y mármol, en los cuerpos Ore body 23 (A), Ore body 23 sur (B), Ore body 17 (C) y en la Veta 2 (D).

Reservas y recursos

Tomando como fuente la Memoria Anual de Nexa Resources Perú S.A.A. 2018, se tiene la siguiente tabla resumen:

Tabla 6.3
Recursos de la mina Atacocha

Depósito	Tipo	Asociación	Tipo de mineralización	Tipo de yacimiento	Mena	Recursos	Reservas
Atacocha	Mina	cv-cc-py, en-mo-py.	Diseminado	Mina subterránea	Cu-Au	2.22Mt 3.5 % Zn, 1.14 % Pb 0.29 % Cu, 63.9g/t Ag	3.79Mt 4.08 % Zn, 1.71 % Pb 0.26%Cu, 80.3g/t Ag
				Pórfido, Tajo abierto	Cu-Au	3.74Mt 1.26 % Zn, 0.88 %Pb, 0.05 % Cu, 29.6g/t Ag, 0.23g/t Au	6.03Mt 0.94 % Zn, 1.02 % Pb, 0.03 %Cu, 32.8g/t Ag, 0.22g/t Au

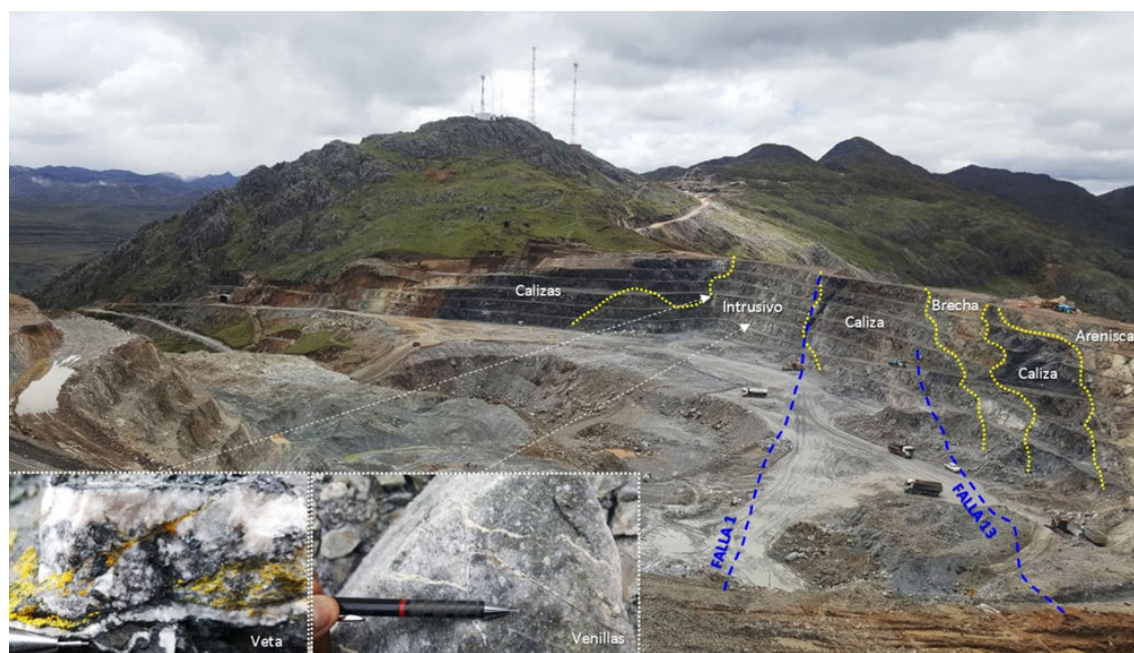


Figura 6.16 Vista panorámica del tajo San Gerardo en Atacocha, mirando al sureste. Se observa el emplazamiento del intrusivo pórfido dacítico en las calizas del Grupo Pucará, hacia el contacto se manifiestan vetas de calcita- rodocrosita con oropimente, rejalgar y sulfuros en menores cantidades. En el intrusivo se observan venillas irregulares de rodocrosita con galena, esfalerita y pirita, con espesores variables de 2 a 5 mm.

Asimismo, se han revisado dos sondajes que nos permiten observar los intrusivos de San Gerardo y Santa Bárbara, ambos consisten de una dacita de textura porfírica (figura 6.17).

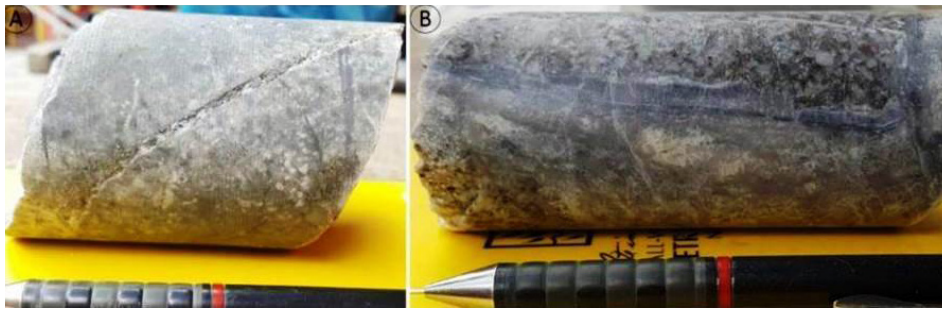


Figura 6.17 a) Intrusivo San Gerardo, dacita porfírica cortada por venillas de cuarzo-sulfuros <3 mm de grosor, en el tramo 143 m del sondaje PEATD-0039; b) Intrusivo Santa Bárbara, dacita porfírica cortada por venillas de cuarzo-molibdenita, en el tramo 233.70 m del sondaje PEATD-0044.

Mina El Porvenir

Ubicación

El Porvenir es una mina polimetálica subterránea (antes conocida como Milpo) ubicada en el distrito de Yanacancha, Cerro de Pasco, a 4100 m s. n. m., y a 16 km. al sur de la mina Atacocha y al noreste de Cerro de Pasco (figura 6.3). Inició sus operaciones en el año 1949, produce concentrados de zinc, plomo y cobre, con contenidos de oro y plata. El proyecto profundiza desde el pique ubicado en el nivel -850 hasta el nivel -1410 metros y la confirmará como una de las minas más profundas de América del Sur. Actualmente, se encuentra en un proceso de integración operativa con Atacocha.

Geología local y litología

El Porvenir está definido como un yacimiento principalmente de tipo metasomático de contacto. Donde afloran una secuencia gruesa de las calizas del Grupo Pucará del Triásico superior-Jurásico inferior que se muestran con rumbo N 20°O y buzamientos pronunciados, generalmente mayores de 50° al NE. A este grupo, suprayace las areniscas del Grupo Goyllarisquizga del Cretáceo inferior y sobre este yacen en discordancia las calizas de la Formación Machay. Esta secuencia se encuentra intruida por apófisis pequeños de rocas porfíricas de composición dacítica y andesítica. Además, se ha revisado testigos de perforación diamantina de los sondajes DDH-2981 y DDH-2614, donde se puede apreciar los intrusivos de composición pórfido dacítico que corresponden al extremo norte y centro de la mineralización del yacimiento El Porvenir (figura 6.19).

Alteración y mineralización

Los minerales de alteración son clasificados en supérgenos e hipógenos. Los supérgenos son óxidos de manganeso con abundante calcita y alabandita. Mientras que los hipógenos son arcillas no diferenciadas del grupo caolín, granates,

cantidades menores de sericita y abundante piritización en forma diseminada y en vetillas delgadas, además de propilitización presentes mayormente en los intrusivos. La mineralización se presenta en los contactos de los intrusivos y las calizas del Grupo Pucará, y en menor proporción se tienen vetas mineralizadas relacionadas a diques y fracturas de los Grupos Pucará y Goyllarisquizga (Ly, 1975 en Cobeñas 2008). En el caso de la mineralización relacionada a *skarn*, los cuerpos consisten predominantemente de galena y esfalerita acompañados generalmente de calcosilicatos, piritita, fluorita y calcita (figura 6.18). En términos de posición, estos cuerpos estarían relacionados al *exoskarn* del sistema. Otros cuerpos mineralizados ocurren dentro del *stock* intrusivo (*endoskarn*) y ocurren con una mineralogía similar a aquellos relacionados al *exoskarn*. También se reportan brechas relacionadas a los intrusivos. Estos cuerpos forman una franja de brecha de geometría irregular compuesta por fragmentos angulosos de *skarn*, menas y caliza, cementados por arcillas y material molido. Otros cuerpos de brechas ocurren post-mineralización y sin asociación evidente a los *stocks*. Los cuerpos se encuentran en forma paralela a los cuerpos asociados al *exoskarn* dentro de una caliza bituminosa y *cherts*. Los fragmentos de esta brecha están compuestos de esfalerita, galena subordinada y caliza negra. Se cree que estas brechas se formaron por colapso favorecido por un proceso kárstico. Menos importantes son las vetas relacionadas a diques. Las vetas están alojadas en calizas intruidas por diques. En superficie y en general, en los niveles altos estas vetas consisten de tetraedrita, galena y esfalerita y en profundidad persiste galena con valores de plata y también esfalerita. Otras vetas ocurren en calizas sin asociación evidente a intrusivos. En este caso, la galena es el mineral predominante y está asociado a elevadas concentraciones de plata. También de acuerdo a una serie de vetas alojadas en el Grupo Goyllarisquizga, consiste de galena, esfalerita, piritita, además de cantidades subordinadas de tetraedrita y cuarzo (Ly, 1975 en Cobeñas, G., 2008).

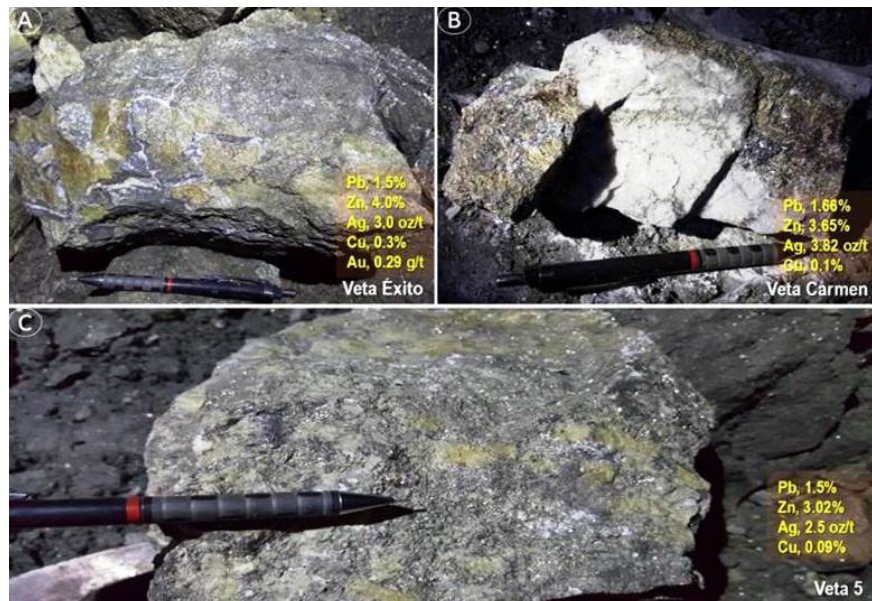


Figura 6.18 Mineralización en el interior de la mina El Porvenir, corresponden a la a) Veta Éxito, b) Veta Carmen y c) Veta 5 con menas de galena, esfalerita, calcopirita, pirita, entre otros, y gangas de carbonatos, epidota, clorita (zona retrógrada)

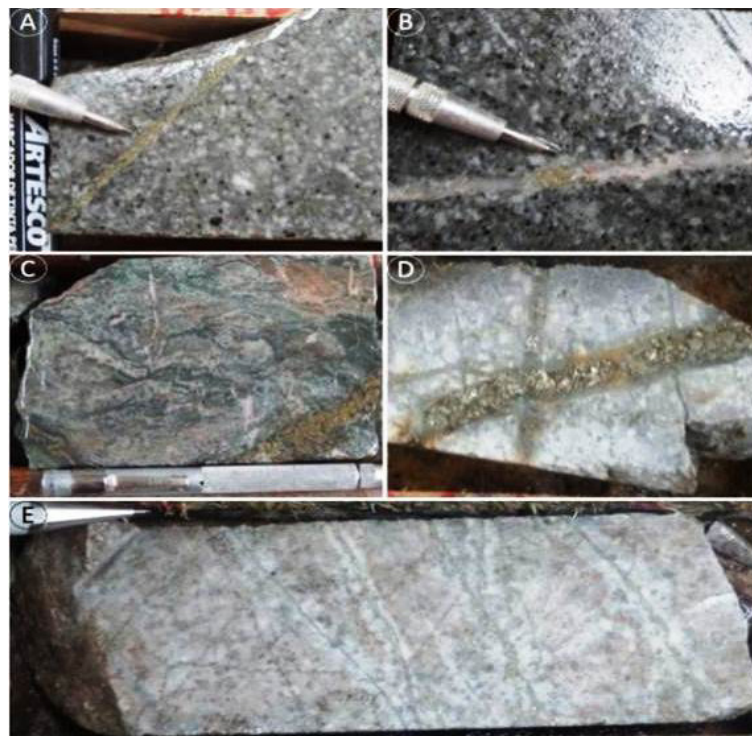


Figura 6.19 Litología y mineralización que se observan en los sondajes ubicados al extremo norte (DDH-2981) y centro de la mineralización (DDH-2614) de la mina El Porvenir. a), b) y c) Muestras del Sondaje DDH-2981, intrusivos de composición dacítica porfirítica con venillas de rodocrosita±calcita con calcopirita y pirita, a 137.61 m y 147.27 m de profundidad, así como, *skarn* de granates marrones y clorita con venillas de calcopirita-pirita a 159.47 m de profundidad. d) y e) Muestras del Sondaje DDH-2614, intrusivos de composición dacítica y alteración argílica intermedia y venillas de cuarzo con sulfuros, a 453.90 m y a 486.25 m de profundidad.

La mina Atacocha y la mina El Porvenir corresponden a un mismo tipo de yacimiento, donde se emplazan en las calizas del Grupo Pucará, en tal sentido se tiene una columna litoestratigráfica

de estas unidades mineras, la cual se puede observar en la figura 6.20.

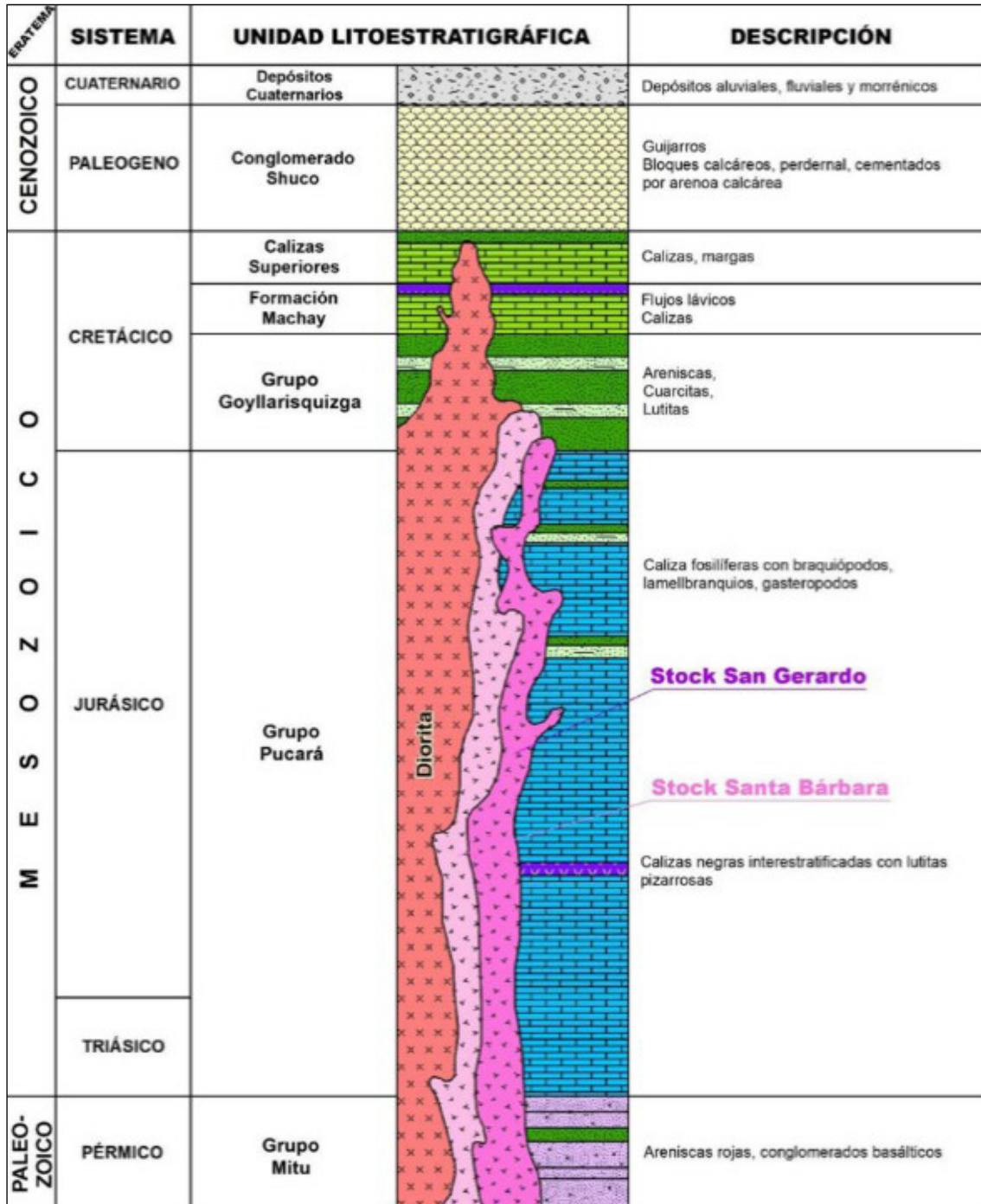


Figura 6.20 Columna litoestratigráfica idealizada de las minas Atacocha y El Porvenir

*Modificado de Cobeñas, (2008).

Reservas y recursos

Respecto a recursos y reservas, se tiene el siguiente cuadro resumen.

Tabla 6.4
Recursos de la mina El Porvenir

Depósito	Tipo	Asociación	Tipo de mineralización	Tipo de yacimiento	Mena	Recursos	Reservas
El Porvenir	Mina	gn-ef	Vetas	Metasomático-Skarn	Pb, Zn, Cu	4.98 Mt con 2.82 % Zn, 1 % Pb, 0.17 % Cu, 61.9g/t Ag.	17.49 Mt con 3.72 % Zn, 0.93 % Pb, 0.21 % Cu, 54.5g/t Ag.

*Fuente: Memoria Anual de Nexa Resources Perú S.A.A. 2018

Proyecto Marcococha

Ubicación

El proyecto Marcococha está ubicado en el distrito de Santa Ana de Tusi, provincia de Daniel Alcides Carrión, región de Pasco (Figura 6.3), consta de tres concesiones mineras. El mencionado proyecto está ubicado a 9 km en línea recta del poblado Santa Ana de Tusi, y a 65 km al NO de la ciudad de Cerro de Pasco. Se encuentran en la parte suroeste de la hoja 21-k de Ambo. Sus coordenadas centrales UTM-WGS son las siguientes: 353,000 E y 8 '850,330 N. Su altitud varía que varía entre los 3000 y 4250 m s. n. m., se accede por la carretera central la cual se encuentra asfaltada de Lima a Cerro de Pasco en 300 km y afirmada-trocha carrozable en ~65 km hasta el proyecto.

Geología local y litología

La geología de la zona está conformada por una secuencia de rocas que van desde el Carbonífero con el Grupo Ambo hasta el Pérmico del Grupo Mitu, y son intruidas por un *stock* granodiorítico. Se realizó una columna litoestratigráfica donde se posiciona el Proyecto Marcococha (figura 6.22). El Grupo Ambo está representado por una secuencia sedimentaria conformada por areniscas y limolitas carbonatadas en capas delgadas, a estas le sobreyace el Grupo Mitu, que en la base se presenta como conglomerados polimícticos heterogéneos con fragmentos que miden hasta 10 cm de diámetro, seguido por niveles de arenisca de grano medio a grueso de colores beige, rojizo y violáceo. Las capas presentan aspecto masivo que miden hasta 1m de espesor. En el proyecto este grupo tiene una potencia aproximada entre 300 y 400 m.

Stock granodiorítico.- Este cuerpo intruye a las secuencias del Grupo Ambo y Grupo Mitu. Su afloramiento presenta una forma elongada en sentido NO-SE. Tiene una textura fanerítica hipidiomórfica de grano medio a grueso, con cristales de

cuarzo, plagioclasa, biotita y anfíbol. Además, en este intrusivo se reportan una cantidad mayor de estructuras vetiformes con mineralización de Au-Ag.

Dacita y andesitas.- Se presentan como pequeños cuerpos subvolcánicos que pueden tener relación con la mineralización.

Alteración y mineralización

En el proyecto se reconocen cuatro zonas mineralizadas que se manifiestan como: (1) Brecha, (2) *Stockwork*, (3) Pórfido Mo y (4) Vetas.

(1) La Brecha Marcococha se emplaza en el Grupo Mitú, es de orientación E - O, dimensiones 450m x 100 m y sobresale 20 m en el terreno; su cemento es hidrotermal de sulfuros (pirita, calcopirita, bornita, covelita, enargita, estibina) y óxidos de hierro. (Fotografía 6.17). Presenta valores medios de Au de 0.7 g/t, y plata restringidos al Este del contacto con el Grupo Ambo de valor medio 309 g/T.

(2) *Stockwork* de venillas de cuarzo-molibdeno-óxidos de hierro en areniscas argilizadas. Las dimensiones de esta estructura son: 275 m de longitud, 170 m de ancho y 200 m de altitud.

(3) Pórfido de Mo, se encuentra emplazado en una arenisca del Grupo Ambo, a su vez es intruida por un *stock* granodiorítico de textura porfídica, con alto contenido de molibdeno y como accesorios; cobre, oro y otros.

(4) Vetas, se tienen reconocidas 24 vetas hospedadas en el intrusivo granodiorítico (intrusivo Marcococha) se agrupan en tres sistemas de vetas: Vetas Azulhuanca, Vetas Verdepampa y Vetas Pucahuay.

Las Vetas Azulhuanca son de orientación N82° con potencia media 0.86 m, conformadas de cuarzo-galena-marmatita-hematita-jarositita. Presenta anomalías en Ag (296 g/t), Au (1.05 g/t) y Mo (0.19 %).

Las Vetas Verdepampa Son de orientación N78° y buzamiento 68°NE, potencia 1.20 a 1.70 m, conformadas de cuarzo lechoso-pirita-arsenopirita-calcopirita-galena-marmatita-estibina. Sus anomalías en la veta Verdepampa 1 es de 190 g/t Ag, 0.8 g/t Au y 35.1 ppm Mo.

Las Vetas Pucahuay presentan una orientación variable de N82° y N110° con buzamientos subverticales y afloramientos continuos desde 30 a 205 m, consiste de cuarzo lechoso-ahumado con arsenopirita, pirita, calcopirita, galena, marmatita. Presentan anomalías que varían de 62 a 82 g/t Au y 9 a 24 oz Ag. Algunas de estas vetas generan halos desde 2 a 5 m de alteración argílica en la roca caja. Los distintos estilos de mineralización se pueden apreciar en la figura 6.23.

ERATEMA	SISTEMA		UNIDAD LITOESTRATIGRÁFICA	DESCRIPCIÓN
	SISTEMA	SERIE		
CENOZOICO	Cuaternario	Holoceno	Depósitos cuaternarios	Depósitos, fluviales, aluviales y fluvio-glaciales.
		Jurásico Inferior	Grupo Pucará	Calizas, calizas micríticas, calizas nodulares, chert y brechas calcáreas
MESOZOICO	Triásico	Superior		
		Inferior	Grupo Copacabana	Calizas, calizas arenosas y limolitas calcáreas
PALEOZOICO	Pérmico	Superior	Grupo Tarma	Calizas gris intercaladas con lutitas carbonosas, areniscas grisverdosas
		Inferior	Grupo Ambo	Areniscas intercaladas con limolitas y lutitas Stockwork, venillas de cuarzo-molibdenita
	Carbonífero	Superior	Grupo Excelsior	Pizarras grises oscuras, pizarras esquistosas y filitas
		Inferior	Complejo Maraón	Esquistos sericiticos, cuarcitas y pizarras grises
DEVÓNICO				

Figura 6.21 Columna litoestratigráfica idealizada del Proyecto Marcococha

*Modificado de Cobeñas, (2008).

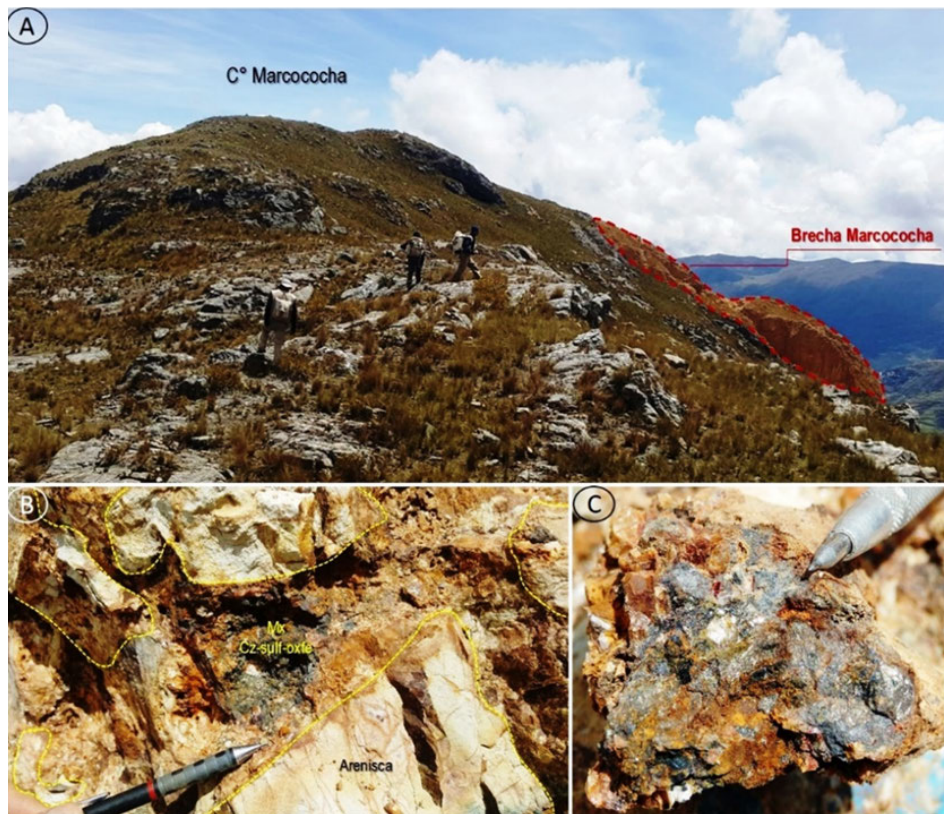


Figura 6.22 a) Brecha Marcococha, vista mirando al norte; b) Detalle de la brecha con clastos de areniscas subredondeas y subangulosas que se encuentran alteradas. Matriz de cuarzo, sulfuros y óxidos de hierro; c) Detalle de la mena: galera argentífera, estibina, pirita, calcopirita, colvelina, bornita, enargita y óxidos de hierro.



Figura 6.23 a) Intrusivo granodiorítico con textura porfídica; b) Detalle de la Veta Bonanza de cuarzo con estibina, galena argentífera, pirita y trazas de calcopirita; c) Detalle del stockwork de cuarzo-molibdenita en arenisca; d) Detalle de la Veta Abel, cuarzo con mineralización masiva de sulfuros; pirita, arsenopirita, pirrotita, estibina y calcopirita.

Proyecto Chanape

Ubicación

El proyecto Chanape se ubica en el distrito de San Damián, provincia de Huarochirí y región Lima (figura 6.14). El proyecto

pertenece a la Minera Altas Cumbres S.A.C. (MINAL S.A.C.) y está conformado por 20 derechos mineros que cubren un total de 804.9 hectáreas. Se puede acceder de la siguiente forma (tabla 6.5).

Tabla 6.5
Acceso al Proyecto Chanape

Tramo	Km	Tiempo	Tipo de vía	Estado
Lima-San Mateo	94	2 h	Autopista	Muy buena
San Mateo-Mina Germania	27	1:55 h	Afirmado	Bueno
Mina Germania-Abra Chanape	5	0.1 h	Afirmado	Bueno
Abra Chanape-Proyecto Chanape	6	0.2 h	Afirmado	Bueno

Geología local y litología

La geología del proyecto Chanape está constituida por rocas volcánicas del Grupo Rimac (equivalente al Grupo Calipuy de la Zona Norte) y los volcánicos Millotingo y Pacococha (equivalentes del Grupo Barroso el sur). A toda la secuencia sedimentaria y volcánica las intruyen *stocks* intrusivos de composición diorítica (en Pacococha - Pucacorrall), granodiorítica y monzonítica (en Chanape). Con los sondajes se ha interceptado un cuerpo subyacente y volumétricamente menor, de probable composición cuarzo-diorita a dacítica y se observan en la figura 6.25. Asimismo, se identificaron cuerpos tubulares-subverticales de brechas magmático- hidrotermal (brechas pipes) ricas en turmalina y mineralización económica de Au-Ag que afloran en superficie y profundizan más de 900 metros cortando a toda la secuencia. Se tienen cartografiadas más de 30 brechas pipes (Sillitoe, 2016).

Alteración y mineralización

La mineralización ocurre en orden de importancia de la siguiente manera y se pueden observar en la fotografía 6.26. Brecha magmático-hidrotermal con mineralización económica de Au-Ag y sub- económica de Cu-Pb-Zn. Se han cartografiado más de 30 cuerpos de brecha subverticales, que suman un área total de 62544 m². Con los sondajes se han descubierto 4 brechas mineralizadas ciegas adicionales, profundizan mayor a 900 metros con las perforaciones. Se sugiere que la amplitud de la anomalía geofísica de 2.5 x 1.5 km corresponde a numerosas brechas pipe que no afloran (Sillitoe., 2016: Inca Minerals S.A.C., perforaciones diamantinas 2013-2016). Brechas freatomagmáticas con mineralización económica de Au-Ag, en los sondajes hay diversos tramos de hasta 200 metros con

mineralización económica de Au-Ag en este tipo de brechas. En superficie se presentan un afloramiento de 850 m de largo y hasta 300 m de ancho (Brecha Candy), donde, en superficie presenta anomalías de Au hasta 1 gr, no sé perforó, sin embargo, la geofísica indica que profundiza 400 metros (Sillitoe, 2016: Inca Minerals S.A.C., perforaciones diamantinas 2013-2016). Vetas epitermales de intermedia sulfuración con mineralización económica de Ag (hasta 63.3 oz/t) además de Pb-Zn-Cu y alta ley de Au (hasta 30 g/t); sus características mineralógicas sugieren que se formaron junto con las brechas magmático-hidrotermales. Se manifiestan con rumbos este y noreste, respectivamente, sus anchos llegan hasta 2.5 metros y exceden los 1500 metros. Han sido interceptados con sondajes a 800 metros de profundidad. También ha sido reconocidas en las labores subterráneas (Ly, 1997., Sillitoe, 2016 en informe interno Inca Minerals S.A.C). Brechas magmático-hidrotermal con mineralización de Cu, se ha interceptado con varios sondajes un cuerpo de brecha de 55 metros de ancho, sus valores llegan hasta 2.53 %Cu, 0.6 g/t Au y 42.9 g/t Ag, se estiman más de 500 metros de largo (fotografía 6.19), no aflora, está abierto longitudinalmente y en profundidad (IM, perforaciones diamantinas 2013-2016). Intrusivo craquelado con mineralización de calcopirita en relleno de fracturas, que se define desde los 380 metros de profundidad, se han reconocido tramos mineralizados con grosores que varían entre 20 y 300 metros. Los tramos presentan mineralización de Cu con leyes promedio entre 1.17 % y 0.32 % de Ag, que están abiertas lateral y verticalmente (Sillitoe, 2016 en informe interno Inca Minerals S.A.C). Para dar un énfasis en su modelo geológico del Proyecto Chanape se tiene una figura tomada de la empresa INCA MINERALS LTD, 2014, la cual fue editada y se puede observar en la figura 6.27.

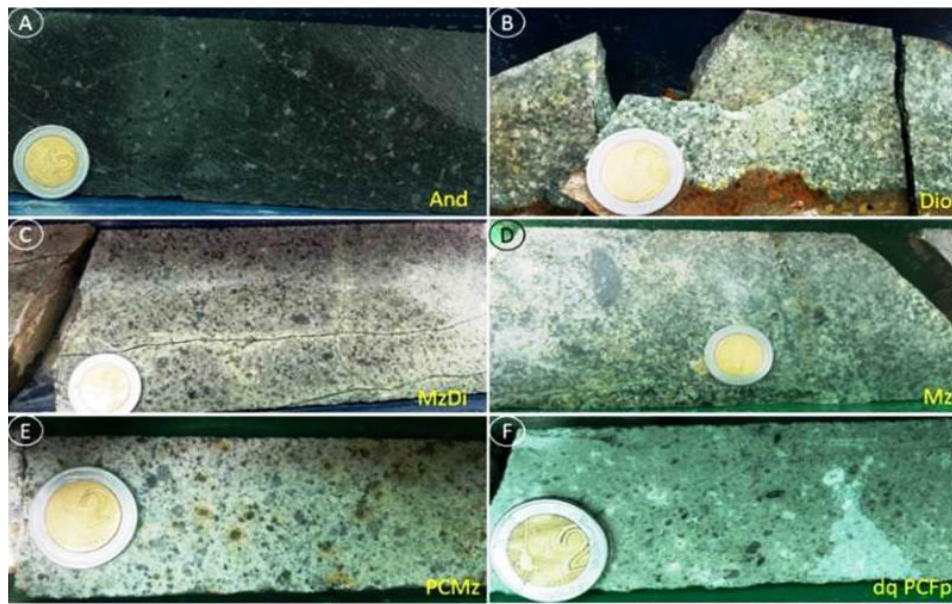


Figura 6.24 Rocas ígneas del proyecto Chanape. a) Andesita (And), sondaje CH-DDH-033 a 523 m; b) Diorita (Dio), sondaje CH-DDH-033 a 24.2 m; c) Monzodiorita (MzDi), sondaje CH-DDH-033 a 311 m; d) Monzonita (Mz), sondaje CH-DDH-008 a 228 m; e) Pórfido cuarzo-monzonita (PCMz), sondaje CH-DDH-008 a 685 m; f) Dique pórfido cuarzo-feldespato (dq PCFp), sondaje CH-DDH-011 a 949 m.

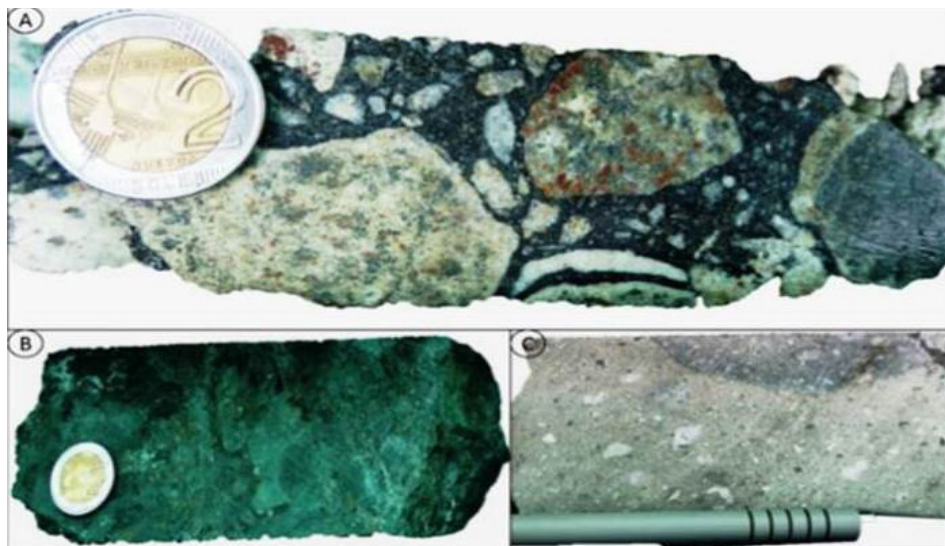


Figura 6.25 a) Brecha magmático hidrotermal. Muestra en Sondaje CH-DDH-008 a 659 m; b) Roca de textura obliterada con fuerte alteración argílica con mineralización de pirita diseminada, calcopirita, y venillas de cuarzo- sulfuros. Sondaje CH-DDH-033 a 33.90 m; c) Brecha Freatomagmática, Sondaje CH-DDH-033 a 237 m.

Tomando como fuente la Memoria Anual de Nexa Resources

Tabla 6.6
Tabla de Recursos del Proyecto Chanape

Depósito	Tipo	Asociación	Tipo de mineralización	Tipo de yacimiento	Mena	Recursos	Reservas
Chanape	Proyecto	cp-py	Vetas-brechas	Epitermal	Au-Ag, Cu-Pb-Zn	No disponible	No disponible

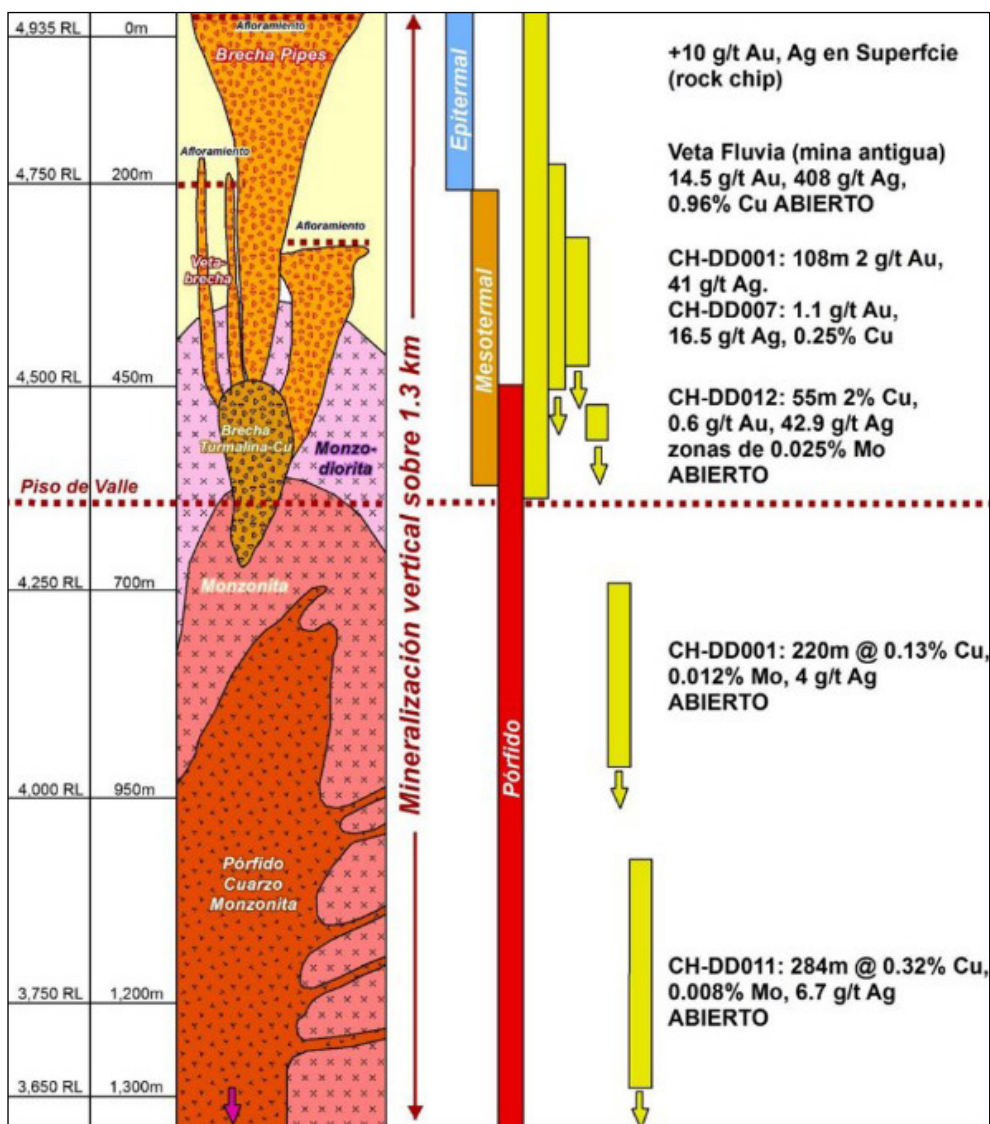


Figura 6.26 Sección vertical esquemática del Proyecto Chanape mostrando (izquierda a derecha) la interpretación geológica de la perforación diamantina y cartografía superficial en un tramo de 1.3 km de profundidad, evidenciando zonas de mineralización epitermal, mesotermal y pórfido, así como resultados analíticos. (modificado de Informe Anual INCA MINERALS LTD, 2014).

6.2 METALOTECTOS

Para este sector centro, en lo que respecta a metalotectos estructurales, se tienen importantes sistemas de fallas tales como Milpo-Atacocha y otras estructuras NE, ENE, OSO que controlan el emplazamiento de diques y apófisis intrusivas, diatremas, domos, tal como sucede en Quicay; así como el desarrollo de pliegues anticlinales, los cuales en la charnela generan zonas distensivas que dan la debilidad estructural para permitir el ascenso y emplazamiento de cuerpos intrusivos, subvolcánicos, los cuales son potenciales generadores de fluidos hidrotermales mineralizantes, tal como sucede en Lincuna.

En lo que respecta a metalotectos litoestratigráficos, tenemos la Unidad Tectonoestratigráfica “Cuenca marina subsidente trasarco” con las facies carbonatadas del Grupo Pucará (como metalotecto descubridor) y sus contactos con cuerpos subvolcánicos dacíticos porfiríticos y diques (como metalotecto generador). En Atacocha, adicionalmente, la presencia de diques lamprófidos sugieren múltiples pulsos magmáticos que han alimentado al sistema. En El Porvenir (antes Milpo) también se evidencia como metalotecto el contacto entre las calizas

del Grupo Pucará e intrusiones de apófisis de rocas porfiríticas dacíticas y andesíticas. La Unidad Tectonoestratigráfica “Magmatismo de Arco Eoceno superior-Mioceno (PN-AM)” se encuentra representada en este sector por el Grupo Calipuy, el cual también es considerado metalotecto litoestratigráfico al encontrarse asociado a múltiples diques y cuerpos subvolcánicos responsables de generar mineralización. En Chanape, el Grupo Rímac (equivalente al Grupo Calipuy al norte) presenta asociados stocks intrusivos dioríticos y brechas magmático-hidrotermales (breccia pipe).

6.3 GEOQUÍMICA DE SEDIMENTOS DE QUEBRADA

6.3.1 Sector Centro

Para esta zona se han procesado un total de 3393 muestras de sedimentos de quebrada, que corresponden a trece poblaciones estadísticas distribuidas en diez principales, y otras tres muy pequeñas estadísticamente; estas fueron agrupadas de acuerdo con el criterio antes mencionado. Las mismas se detallan en la tabla 6.7.

Tabla 6.7
Poblaciones estadísticas para muestras de sedimentos

Población	Ambiente tectonoestratigráfico	Edad	Muestras
Q-dcR	Depósitos Cuaternarios	Cuaternario a Reciente	1120
NpQ-dclA	Depósitos continentales de IntraArco del Neógeno	Plioceno a Cuaternario	10
Nmp-vA	Vulcanismo de Arco Miopleistoceno	Mioceno a Plioceno	21
Nm-pAM	Plutonismo de Arco magmático	Mioceno	45
PeoNm-Va	Vulcanismo de Arco del Eoceno-Mioceno	Eoceno al Mioceno	531
KsPp-dCA	Depósitos de cuenca antepais del Cretácico Superior al Paleógeno	Cretácico Superior a Paleógeno	146
Ki-Pp-pAMCM	Plutonismo de Arco magmático a Plutonismo de Cuenca Marginal	Cretácico Inferior a Paleógeno	136
Kis-dPTCme	Depósito de Plataforma y Talud carbonata marina epicontinental del Cretácico	Cretácico inferior a superior	280
JmKi-dcmT	Depósitos de cuenca marginal de Trasarco del Jurásico-Cretácico	Jurásico medio a Cretácico inferior	562
Jm-dcMS	Depósitos de cuenca marino somero del Jurásico.	Jurásico	120
TJi-dPCRTA	Depósitos marinos de Plataforma Carbonatada de Rift de Trasarco del Triásico-Jurásico	Triásico a Jurásico Inferior	149
SD-dCT	Depósitos de cuenca Trasarco del Silúrico-Devónico	Siluro-Devónico	17
C-dCTA	Depósitos de cuenca Trasarco del Carbonífero	Carbonífero	32
NPP-Bm	Basamento metamórfico del Neoproterozoico-Paleozoico	Neoproterozoico-Paleozoico	224
Total de muestra			3393

Interpretación para el elemento oro (Au)

La mayor concentración de este elemento en la Zona de Centro se presentó en la población PeoNm-Va Vulcanismo de Arco del Eoceno-Mioceno, que presenta valores anómalos altos para este elemento de 0.145 y 0.142 ppm.

En cuanto a sus valores de fondo para el oro no presenta mucha variación, estos van entre 0.009 a 0.003 ppm. Además, su umbral moderado va de 0.006 a 0.056 ppm (ver tabla 6.8).

Interpretación del elemento plata (Ag)

La plata presenta anomalías geoquímicas en cinco de catorce poblaciones (TJi-dPCRTA, JmKi-dcmT, Nmp-vA, Q-dcR y PeoNm-Va) debido a que el límite máximo de detección es >10 ppm; por ello, no se ha podido definir importantes contrastes geoquímicos entre las poblaciones de muestras.

La distribución geoquímica de los valores de fondo varía en un rango de 0.039 a 0.869 ppm y los umbrales varían de 0.145 a 4.93 ppm (tabla 6.8).

Interpretación del elemento cobre (Cu)

El estudio sistemático de los sedimentos fluviales evidenció que las anomalías de cobre ocurren mayormente en la población Nmp-vA Vulcanismo de Arco Miopleistoceno.

El valor más elevado de cobre de la zona estudiada es del orden de 3412 ppm que procede de sedimentos fluviales provenientes de las rocas silicoclásticas de las formaciones Santa-Carhuaz del Grupo Goyllarisquizga, unidad tectonoestratigráfica (JmKi-dcmT) depósitos de cuenca marginal de Trasarco del Jurásico-Cretácico.

En cuanto a su dispersión en las poblaciones estudiadas, los niveles de fondo están entre 10 a 63 ppm. Mientras que, el umbral se encuentra de 33 a 368 ppm respectivamente (tabla 6.8).

Interpretación del elemento plomo (Pb)

El plomo presenta anomalías geoquímicas en la población Q-dcR, depósitos cuaternarios; donde se registró hasta 8685 ppm de plomo. La dispersión geoquímica del Pb cuyos valores de fondo están entre 12 a 76 ppm, alcanza umbrales hasta 1795 ppm de Pb, como el caso de la población Nmp-vA Vulcanismo de Arco Miopleistoceno (tabla 6.8).

Interpretación del elemento zinc (Zn)

La dispersión secundaria del zinc en sedimentos fluviales determinó que las principales concentraciones de este metal

ocurren en la población Kis-dPTCme, depósito de Plataforma y Talud carbonatada marina epicontinental; está tiene una máxima concentración de 7688 ppm de zinc. Con respecto a sus valores de fondo presentan rangos que van de 34 a 147 ppm; algo similar ocurre con los umbrales, estos varían entre 69 a 599 ppm.

Interpretación del elemento molibdeno (Mo)

La dispersión geoquímica secundaria del molibdeno da cuenta que este metal muestra contenido máximo de 625.9 ppm, el que ocurre en concentraciones anómalas en la población Ki-dcmT, depósitos de cuenca marginal de trasarco. Los niveles de fondo varían en el rango de 1.3 a 4.8 ppm, cuyos niveles de umbrales no presentan una variación importante 3.2 a 15.8 ppm (tabla 6.8).

Interpretación del elemento arsénico (As)

Las mayores concentraciones de este elemento en la zona de estudio se presentaron en las poblaciones, Q-dcR y PeoNm-Va, que registran valores altos anómalos de 7893 y 6994 ppm, respectivamente; dichas concentraciones corresponden al predominio de sedimentos fluviales recientes, así como a sedimentos que proviene de las rocas volcánicas del Grupo Calipuy.

La dispersión geoquímica de este elemento presenta niveles de fondo cuyos rangos se encuentran entre 6.5 a 58.5 ppm. Los umbrales están entre 17.7 y 188.9 ppm.

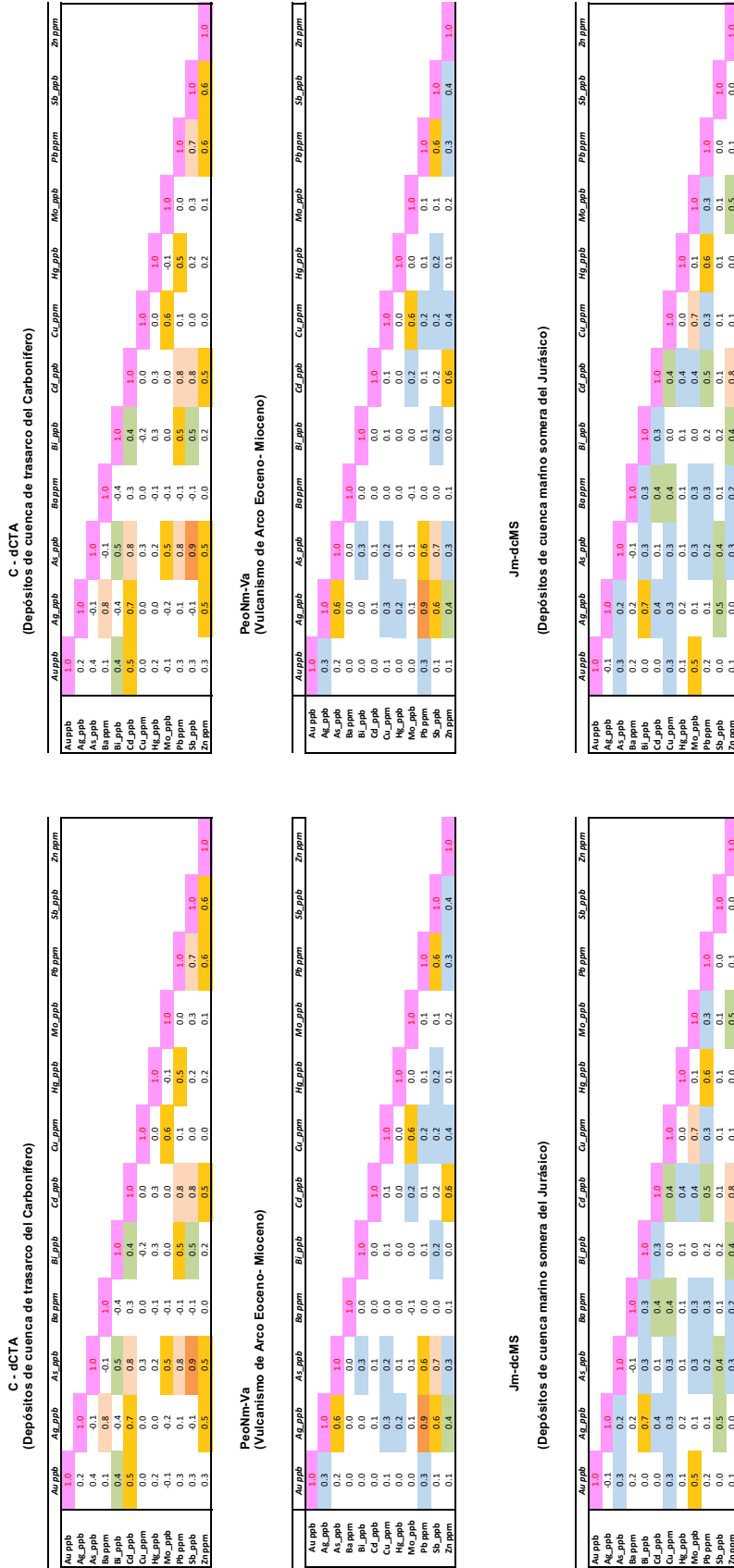
Análisis de los coeficientes de correlación de Pearson para el Sector Centro

Este análisis nos permite definir que la población TJi-dPCRTA, presenta correlación de Pearson de carácter muy fuerte Ag/As, Ag/Sb, Ag/Zn, As/Sb, As/Zn, Cu/Bi, Zn/Cd, siendo As/Sb la mayor (0.79); mientras que en la población KiPp-pAMCM se tiene una muy fuerte correlación Zn/Cd (0.93). En el caso de la población Kis-dPTCme, se tiene una muy fuerte correlación Ag/Hg (0.75) y Pb/Sb (0.80). Por su parte en la población Ki-dcmT, sólo tiene una correlación muy fuerte, Cu/Sb (0.80). En la población Jm-dcMS (depósitos de Cuenca marino somero del Jurásico) se tiene una muy fuerte correlación Cd/Zn (0.79) y Cu/Mo (0.71). La población NPP-BM solo tiene un muy fuerte grado de correlación Pb/Zn (0.81). En la población KsPp-dCA, se tiene muy fuerte correlación Ag/Pb, Ag/Sb, Cd/Pb, Cd/Zn, Pb/Sb y Pb/Zn, siendo Zn/Cd la mayor con un valor de correlación de 0.98. En la población Nm-pAM presenta muy fuerte correlación en Ag/Sb, Ag/Zn, As/Sb, Cd/Sb, Cd/Zn, Sb/Zn, siendo este última la mayor con un valor correlación de 0.92 (tablas 6.9 y 6.10).

Tabla 6.8
Valores de fondo y umbrales geoquímicos para las catorce poblaciones estadísticas para el Zona Centro

	Q-dcR	NpQ-dCIA	Nmp-vA	PeoNm-pA	PeoNm-vA	KsPp-dCA	KIPeo-pA CM	K-dPTC ME	JK-dcm TA	J-dcMS	TJi-dPCM RTA	SD-dCT	C-dcTA	NPP- Bm
Au ppm	0.06	N.R	N.R	0.01	0.08	N.R	0.01	N.R	0.01	0.01	N.R	0.01	0.01	0.01
	0.02	0.01	0.01	0.02	0.06	0.01	0.06	0.01	0.02	0.02	0.01	0.03	0.01	0.02
Ag ppm	0.11	0.04	0.14	0.2	0.22	0.07	0.24	0.15	0.18	0.16	0.13	0.87	0.14	0.07
	2.14	0.19	0.71	0.57	1.21	0.21	1.17	0.81	1.01	0.64	0.91	4.93	0.38	0.15
As ppm	27.65	6.49	24.78	51.25	30.23	16.81	23.28	17.59	20.24	14.95	14.88	58.58	22.08	15.07
	162.6	17.76	61.82	188.15	151.88	94.16	165.5	122.29	111.4	59.09	54.56	154.04	58.09	48.44
Bi ppm	0.93	0.13	0.14	0.59	0.08	0.31	0.36	0.13	0.29	0.21	0.17	3.71	3.11	0.16
	7.15	0.29	0.6	2.08	3.34	1.3	7717	0.22	0.64	0.51	28.67	10.64	6.62	2.41
Cu ppm	21.26	9.95	13.61	62.97	20.62	16.12	46.45	18.09	23.14	21.4	15.74	27.14	26.54	32.77
	60.67	38.77	368.9	192.01	55.83	33.89	117.4	37.36	50.41	42.74	56.69	117.26	48.73	66.29
Hg ppm	0.05	0.05	0.03	0.01	0.05	0.05	0.01	0.08	0.05	0.07	0.08	0.21	0.13	0.08
	3.13	0.19	0.16	0.05	1.67	0.2	0.52	0.9	3.55	0.13	1.32	0.58	0.55	0.62
Mo ppm	2.5	2.05	3.38	4.09	2.21	2.57	2.56	2.74	2.38	1.3	2.84	1.6	4.77	1.74
	9.68	3.2	9.73	12.06	8.88	6.53	7.62	8.36	8.61	4.59	8.68	6.54	15.83	6.09
Pb ppm	27.57	11.9	41.1	25.76	30.68	20.27	29.51	24.79	31.21	24.05	30.01	76.44	37.61	22.16
	84.04	29.78	1795.31	60.95	84.72	47.53	82.86	110.77	88.89	39.88	125.23	280.87	64.72	40.82
Sb ppm	0.86	0.41	2.58	1.53	1.2	0.98	1.06	1.25	1.45	1.14	0.26	6.75	4.89	1.21
	28.99	0.91	22.94	4.9	17.13	2.36	8.53	23.01	21.34	4.97	22.76	19.31	13.98	7.29
Zn ppm	108.56	34.06	72.93	93.01	106.99	80.42	100.43	105.74	138.67	106.15	87.92	146.98	90.25	83.81
	291.31	68.78	246.87	213.69	242.33	126.4	193.96	274.18	474.33	205.92	222.92	598.83	148.54	136.96

Tabla 6.9
Correlación de Pearson de elementos de las poblaciones estadísticas del Zona Centro



Continuación...

NPP_Bm

(Basamento metamórfico del Neoproterozoico-Paleozoico)

	Au ppm	Ag ppm	As ppm	Ba ppm	Bi ppm	Cd ppm	Cu ppm	Hg ppm	Mo ppm	Pb ppm	Sb ppm	Zn ppm
Au ppm	1.0											
Ag ppm	0.1	1.0										
As ppm	0.0	0.1	1.0									
Ba ppm	0.0	0.0	0.2	1.0								
Bi ppm	0.0	0.0	0.0	0.2	1.0							
Cd ppm	0.0	0.0	0.0	0.0	0.1	1.0						
Cu ppm	0.2	0.0	0.2	0.0	0.0	0.1	1.0					
Hg ppm	0.1	0.3	0.3	0.2	0.0	0.2	0.1	1.0				
Mo ppm	0.0	0.0	0.3	0.2	0.1	0.0	0.1	0.2	1.0			
Pb ppm	0.0	0.0	0.0	0.3	0.2	0.1	0.0	0.1	0.2	1.0		
Sb ppm	0.0	0.0	0.0	0.3	0.2	0.1	0.0	0.1	0.1	0.2	1.0	
Zn ppm	0.1	0.4	0.4	0.1	0.1	0.5	0.3	0.3	0.1	0.4	0.1	1.0

	Au ppm	Ag ppm	As ppm	Ba ppm	Bi ppm	Cd ppm	Cu ppm	Hg ppm	Mo ppm	Pb ppm	Sb ppm	Zn ppm
Au ppm	1.0											
Ag ppm	0.1	1.0										
As ppm	0.0	0.1	1.0									
Ba ppm	0.0	0.0	0.2	1.0								
Bi ppm	0.0	0.0	0.0	0.1	1.0							
Cd ppm	0.0	0.0	0.0	0.0	0.1	1.0						
Cu ppm	0.2	0.0	0.2	0.0	0.0	0.1	1.0					
Hg ppm	0.1	0.3	0.3	0.2	0.0	0.2	0.1	1.0				
Mo ppm	0.0	0.0	0.3	0.2	0.1	0.0	0.1	0.2	1.0			
Pb ppm	0.0	0.0	0.0	0.3	0.2	0.1	0.0	0.1	0.2	1.0		
Sb ppm	0.0	0.0	0.0	0.3	0.2	0.1	0.0	0.1	0.1	0.2	1.0	
Zn ppm	0.1	0.4	0.4	0.1	0.1	0.5	0.3	0.3	0.1	0.4	0.1	1.0

KIPB-pAMCM

(Plutonismo de Arco magmático a plutonismo de cuenca marginal)

	Au ppm	Ag ppm	As ppm	Ba ppm	Bi ppm	Cd ppm	Cu ppm	Hg ppm	Mo ppm	Pb ppm	Sb ppm	Zn ppm
Au ppm	1.0											
Ag ppm	0.0	1.0										
As ppm	0.0	0.3	1.0									
Ba ppm	-0.1	0.0	0.0	1.0								
Bi ppm	0.1	0.1	0.2	0.1	1.0							
Cd ppm	0.0	0.0	0.0	0.0	0.1	1.0						
Cu ppm	0.0	0.5	0.4	0.0	0.1	0.5	1.0					
Hg ppm	0.0	0.0	0.0	0.0	0.1	0.0	0.1	1.0				
Mo ppm	0.0	0.0	0.4	0.0	0.2	0.5	0.6	0.6	1.0			
Pb ppm	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.2	0.5	0.5	0.6	1.0		
Sb ppm	-0.1	0.1	0.2	-0.1	0.1	0.0	0.0	0.1	0.2	0.1	1.0	
Zn ppm	0.1	0.4	0.2	0.1	0.1	0.9	0.4	0.0	0.4	0.5	0.1	1.0

KSPB-dCA

(Depósitos de cuenca de antepais del Cretácico Superior al Paleógeno)

	Au ppm	Ag ppm	As ppm	Ba ppm	Bi ppm	Cd ppm	Cu ppm	Hg ppm	Mo ppm	Pb ppm	Sb ppm	Zn ppm
Au ppm	1.0											
Ag ppm	0.6	1.0										
As ppm	0.1	0.1	1.0									
Ba ppm	-0.1	-0.1	0.2	1.0								
Bi ppm	0.5	0.6	0.3	0.0	1.0							
Cd ppm	0.5	0.6	0.4	0.1	0.3	1.0						
Cu ppm	0.3	0.6	0.0	0.2	0.2	0.5	1.0					
Hg ppm	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	1.0				
Mo ppm	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.2	1.0			
Pb ppm	0.7	0.8	0.4	-0.1	0.6	0.8	0.4	0.3	0.0	1.0		
Sb ppm	0.6	0.6	0.4	0.0	0.6	0.8	0.4	0.3	0.0	0.9	1.0	
Zn ppm	0.6	0.6	0.4	0.0	0.3	1.0	0.3	0.1	0.0	0.9	0.5	1.0

SD-dCT

(Depósitos de cuenca de trasarco del Silúrico - Devónico)

	Au ppm	Ag ppm	As ppm	Ba ppm	Bi ppm	Cd ppm	Cu ppm	Hg ppm	Mo ppm	Pb ppm	Sb ppm	Zn ppm
Au ppm	1.0											
Ag ppm	0.7	1.0										
As ppm	0.7	0.9	1.0									
Ba ppm	0.3	0.7	0.7	1.0								
Bi ppm	0.2	0.6	0.6	0.0	0.7	1.0						
Cd ppm	0.1	0.4	0.6	0.0	0.7	0.8	1.0					
Cu ppm	0.1	0.4	0.5	0.1	0.2	0.5	0.5	1.0				
Hg ppm	0.0	0.3	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.4	1.0			
Mo ppm	0.3	0.7	0.6	0.0	0.8	0.7	0.7	0.3	0.0	1.0		
Pb ppm	0.4	0.6	0.7	0.0	0.2	0.5	0.8	0.7	0.3	0.0	1.0	
Sb ppm	0.3	0.7	0.7	0.0	0.0	0.3	0.8	0.7	0.3	0.0	0.7	1.0
Zn ppm	0.3	0.7	0.7	0.0	0.0	0.3	1.0	0.3	0.2	0.9	0.8	1.0

Nmp-pAM

(Plutonismo de Arco magmático)

	Au ppm	Ag ppm	As ppm	Ba ppm	Bi ppm	Cd ppm	Cu ppm	Hg ppm	Mo ppm	Pb ppm	Sb ppm	Zn ppm
Au ppm	1.0											
Ag ppm	0.2	1.0										
As ppm	0.2	0.7	1.0									
Ba ppm	-0.1	-0.1	-0.2	1.0								
Bi ppm	0.0	0.5	0.3	0.0	1.0							
Cd ppm	0.2	0.7	0.7	0.0	0.3	1.0						
Cu ppm	0.1	0.5	0.3	0.5	0.2	0.5	1.0					
Hg ppm	-0.1	-0.1	0.1	0.0	-0.2	-0.1	0.0	1.0				
Mo ppm	0.1	0.1	0.1	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	1.0			
Pb ppm	0.3	0.7	0.7	-0.2	0.4	0.6	0.1	0.1	0.2	1.0		
Sb ppm	0.3	0.8	0.8	0.0	0.2	0.9	0.3	0.5	0.6	0.5	1.0	
Zn ppm	0.3	0.8	0.7	0.0	0.2	0.9	0.3	0.5	0.6	0.5	0.9	1.0

TJ-dPCRTA

(Depósitos marinos de Plataforma Carbonatada de Rift de Trasarco del Triásico - Jurásico)

	Au ppm	Ag ppm	As ppm	Ba ppm	Bi ppm	Cd ppm	Cu ppm	Hg ppm	Mo ppm	Pb ppm	Sb ppm	Zn ppm
Au ppm	1.0											
Ag ppm	0.2	1.0										
As ppm	0.2	0.8	1.0									
Ba ppm	-0.1	-0.1	0.0	1.0								
Bi ppm	0.2	0.1	0.2	0.4	1.0							
Cd ppm	0.2	0.7	0.6	0.0	0.3	1.0						
Cu ppm	0.4	0.4	0.6	0.4	0.7	0.4	1.0					
Hg ppm	0.0	0.0	0.0	-0.1	0.3	0.2	0.3	1.0				
Mo ppm	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	1.0			
Pb ppm	0.3	0.3	0.4	-0.1	0.3	0.7	0.2	0.5	0.1	1.0		
Sb ppm	0.3	0.8	0.8	0.1	0.4	0.8	0.7	0.6	0.0	0.3	1.0	
Zn ppm	0.2	0.7	0.7	0.1	0.3	0.8	0.6	0.9	0.1	0.4	0.7	1.0

NpQ-dCIA

(Depósitos continentales de IntraArco del Neógeno)

	Au ppm	Ag ppm	As ppm	Ba ppm	Bi ppm	Cd ppm	Cu ppm	Hg ppm	Mo ppm	Pb ppm	Sb ppm	Zn ppm
Au ppm	1.0											
Ag ppm	-0.5	1.0										
As ppm	0.3	-0.2	1.0									
Ba ppm	0.2	-0.6	-0.2	1.0								
Bi ppm	0.3	0.1	0.9	0.0	1.0							
Cd ppm	0.3	0.2	0.6	0.0	0.7	1.0						
Cu ppm	-0.4	1.0	0.0	-0.5	0.3	0.4	1.0					
Hg ppm	-0.4	1.0	0.0	-0.5	0.3	0.0	1.0	1.0				
Mo ppm	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	1.0			
Pb ppm	0.4	0.0	0.0	0.9	0.4	1.0	0.6	0.1	0.8	1.0		
Sb ppm	0.4	0.0	0.0	0.9	0.4	1.0	0.6	0.1	0.8	0.9	1.0	
Zn ppm	0.6	-0.1	0.8	0.0	0.9	0.9	0.1	0.0	0.3	0.9	0.9	1.0

Nmp-VA

(Vulcanismo de Arco Miopleistoceno)

	Au ppm	Ag ppm	As ppm	Ba ppm	Bi ppm	Cd ppm	Cu ppm	Hg ppm	Mo ppm	Pb ppm	Sb ppm	Zn ppm
Au ppm	1.0											
Ag ppm	0.7	1.0										
As ppm	0.7	0.9	1.0									
Ba ppm	0.3	0.7	0.7	1.0								
Bi ppm	0.2	0.6	0.6	0.0	0.7	1.0						
Cd ppm	0.1	0.4	0.6	0.0	0.7	0.8	1.0					
Cu ppm	0.1	0.4	0.5	0.1	0.2	0.5	0.5	1.0				
Hg ppm	0.0	0.3	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.4	1.0			
Mo ppm	0.3	0.7	0.6	0.0	0.8	0.7	0.7	0.3	0.0	1.0		
Pb ppm	0.4	0.6	0.7	0.0	0.2	0.5	0.8	0.7	0.3	0.0	1.0	
Sb ppm	0.3	0.7	0.7	0.0	0.0	0.3	0.8	0.7	0.3	0.0	0.7	1.0
Zn ppm	0.3	0.7	0.7	0.0	0.0	0.3	1.0	0.3	0.2	0.9	0.8	1.0

6.4 POTENCIAL MINERO

A. Características Geológicas

Una secuencia silicoclástica denominada Grupo Mitu (Mc Laughlin, 1924), da inicio a los Depósitos Continentales de Rift de Trasarco del Permotriásico (PET-dC RTA) que se dio lugar durante el Triásico-Jurásico inferior, sedimentación de la secuencia calcárea marina del Grupo Pucará (Depósitos de Plataforma Carbonatada Marina de Rift de Trasarco del Triásico-Jurásico, Tji-dPCM RTA) una posterior regresión origina áreas sumergidas como se aprecia en las regiones de Huancavelica, Ayacucho, (Jenks, 1946).

En el Perú central la cuenca occidental tenía sus límites al sur del Alto del Marañón y por el oeste con un Arco Volcánico del Cretácico inferior, está representado por las secuencias silicoclásticas del Grupo Goyllarisquiza (Depósitos de Cuenca Marginal de Trasarco del Jurásico-Cretácico Cuenca marginal Tras-Arco JK-dcm TAJsK); formaciones Chúlec, Pariatambo, y la Formación Jumasha (Depósitos de Cuenca Marginal de Trasarco del Jurásico-Cretácico Cuenca marginal Tras-Arco, JK-dcm TAJsK). Posteriormente, en el Albiano-Cenomaniano, se emplazan las secuencias volcánico-sedimentarias del Grupo Casma (Magmatismo de Arco del Cretácico, K-mA) intruidas por los intrusivos del Batolito de la Costa.

A finales del Cretácico e inicio del Paleógeno, la cordillera Occidental ya se encontraba levantada, dando paso a una sedimentación netamente continental, conformada por ambientes fluviales a lacustres, como las Fms. Casapalca y Pocobamba en el centro Depósitos de Cuenca Antepais del Cretácico Superior al Paleógeno (KsPp-dc AP).

Posteriormente entre el Paleógeno y Neógeno se tiene el emplazamiento de los distintos arcos magmáticos comprendidos entre 56 y 8 Ma, del Eoceno al Mioceno (Cossio, 1964; Wilson, 1975; Farrar & Noble, 1976; Noble et al., 1990; Davies, 2002; Rivera et al., 2005), distribuido en cuatro grandes etapas eruptivas (Benavides, 1999): Eoceno superior-Oligoceno inferior, Oligoceno superior, Mioceno inferior y Mioceno medio Vulcanismo de Arco del Eoceno-Mioceno (PeoNm-vA). Este es el principal metalotecto junto con el Batolito de la Costa, para las mineralizaciones de la zona centro.

Batolito de la Costa

En la Cordillera Occidental el magmatismo del Cretácico superior a Paleógeno, de plutonismo de arco magmático a Plutonismo en el Atherton (1990) propone que la evolución de rápido reciclamiento o nueva corteza originada a partir de un rift continental. Está constituido por diversos cuerpos intrusivos calco-alcalinos a toleíticos, que fueron subdivididas en unidades

y superunidades (Pitcher, 1985). En la zona central tenemos al segmento Lima tiene edades que van de ~106 a 37 Ma. Comprende el ambiente geotectónico de Plutonismo de arco magmático a plutonismo de cuenca margina (KiPp-pAM CM).

Durante el Cenozoico, en el Eoceno, culmina el emplazamiento del Batolito de la Costa con la intrusión de cuerpos plutónicos de naturaleza tonalitas y granodioritas; estos hospedan la mineralización mesotermal de Au-Cu-Pb-Zn como se puede observar en Áncash.

Geotectónica

La evolución tectonostratigráfica (Figura 2.02) está relacionada a los cambios en la velocidad y tasa de la convergencia entre las placas Farallón / Nazca y Sudamericana. Daly (1989) dada en dos periodos: el primero del Jurásico inferior a Cretácico, (Coira et al., 1982; Pankhurst et al., 2000, Oliveros et al., 2006; Mamani et al., 2013) y el segundo del Cretáceo Superior y Paleógeno (Aleman & Ramos, 2000; Dalziel, 1981; Feininger & Bristow, 1980; Mégard, 1987).

El contexto tectónico que controló la distribución espacial y temporal de los depósitos tipo de pórfido Cu y epitermales de Au a lo largo de los Andes, son 1) Los actuales lineamientos estructurales, estos pudieron ser fallas activas en el pasado que alinearon centros volcánicos, y permitieron el controlaron el paso de los fluidos mineralizantes; 2) Los sistemas de fallamientos transtensivos y transpresivos de alto ángulo con dirección preferencial N-S, E-O y NNE dextrales y normales, exceptuando algunos yacimientos sinestrales normales y de bajo ángulo, se desarrollan en los yacimientos epitermales y pórfidos de cobre. 3) La edad del emplazamiento del magmatismo fértil Paleógeno Superior-Neógeno, el cual genera un ambiente geológico favorable, en volcánicos, intrusivos, basamento sedimentario cretácico y los pulsos subsecuentes en la conformación de los Batolitos como el de Abancay, y al borde centros volcánicos dómales donde principalmente se han desarrollado este tipo transición de yacimientos hidrotermales.

De esta manera se formaron pórfidos Antamina, Uchuchacua, Iscaycruz, como resultado de un magmatismo calcoalcalino; también se formaron los depósitos epitermales y polimetálicos de Cerro de Pasco (~ 14.5-10.9 Ma, Baumgartner et al., 2006) y Colquijirca (10.6–10.8 Ma, Bendezu et al., 2003).

B. Características Metalogenéticas

Entre las principales franjas metalogenéticas de la zona norte tenemos (ver capítulo 4.1):

- 1) Depósitos de Au-Cu-Pb-Zn relacionados con intrusiones del Eoceno (Franja XIV del Mapa de Franjas Metalogenéticas).

Abarca el ambiente geotectónico de Plutonismo de Arco a Plutonismo de Cuenca Marginal del Cretácico inferior-Eoceno (KiPeo-pA CM) relacionado al Batolito de la Costa.

- 2) Franja de pórfidos de Cu-Mo (Au), *skarns* de Pb-Zn-Cu (Ag) y depósitos polimetálicos relacionados con intrusiones del Mioceno (Franja XX. del Mapa Franjas Metalogenéticas)

Abarca los ambientes geotectónicos de Depósitos de Cuenca Marginal de Trasarco del Jurásico-Cretácico Cuenca marginal Tras-Arco (JK-dcm TAJsKi que comprende el Gpo. Goyllarisquizga y Oriente, Depósito de Plataforma y Talud carbonata marina epicontinental del Cretácico (K-dPTC ME) que comprenden a las las formaciones Chúlec, Pariahuanca, Pariatambo, Chonta y Jumasha, Vulcanismo de Arco del Eoceno-Mioceno (PeoNm-vA) que comprende el Gpo Calipuy.

- 3) Franja Epitermales de Au-Ag del Mioceno hospedados en rocas volcánicas cenozoicas (Franja XXIA del Mapa Franjas Metalogenéticas)

Abarca los ambientes geotectónicos de Vulcanismo de Arco del Eoceno-Mioceno (PeoNm-vA) del Gpo. Calipuy, y Magmatismo de Arco Reciente (Q-mAR) del Gpo. Barroso.

Epoca metalogenética del Cenozoico

El Paleoceno-Eoceno fue una época muy importante y prolífica para formación de grandes pórfidos Cu-Mo En el Eoceno se emplazaron los últimos intrusivos del Batolito de la Costa de tonalitas y granodioritas con mineralización mesotermal de Au-Cu-Pb-Zn Durante el Eoceno tardío – Oligoceno continúa la migración del arco magmático hacia el continente (figura 3.82 y 3.83), generando una época metalogenética fértil, donde se formaron importantes yacimientos tipo pórfidos-*skarn* de Cu-Mo (Au-Zn). El Mioceno se caracteriza por ser una importante época metalogenética para depósitos epitermales a lo largo de toda la Cordillera Occidental del Perú. En la parte centro del Perú se formaron los *skarns* de Pb-Zn-Cu (Ag) como Antamina, Uchuchacua, Iscaycruz, relacionados a un magmatismo calcoalcalino. En esta edad se formaron los depósitos epitermales y polimetálicos de Cerro de Pasco (~

14.5-10.9 Ma, Baumgartner et al., 2006) y Colquijirca (10.6–10.8 Ma, Bendezu et al., 2003).

Por tanto, la convergencia entre las placas Farallón/Nazca con la placa Sudamericana, dió lugar a la actividad magmática que generó la mineralización de los yacimientos tipo pórfidos y epitermales, presentes en la Cordillera Occidental que establece que las principales edades de mineralización en la Cordillera Occidental, correspondientes al Mioceno inferior (~23-17 Ma) y c) Mioceno medio (~17-10 Ma) y Arco Frontal (<1 Ma). El Mioceno ha marcado importantes épocas metalogenéticas según las dataciones radiométricas de los yacimientos.

El magmatismo fértil del Mioceno se debe a un enriquecimiento de elementos litófilos desde el Oligoceno e intensificados con el proceso de subducción, junto con el aumento del espesor cortical hacia el Mioceno, marcado por la transición en la corteza inferior de anfíbol a granate, con liberación masiva de fluidos, de importancia metalogenética.

Los epitermales se encuentran predominantemente al oeste y los pórfido-*skarns* al este, aunque los *skarns* siguen preferentemente la tendencia andina. Para la zona sur, los epitermales se encuentran al este y los pórfidos al oeste.

La metalogenia favorable un yacimiento depende de la fertilidad del magmatismo, su control estructural, receptividad de la roca huésped, destacando en la Zona Centro el Grupo Calipuy principalmente en el Mioceno y el Batolito de La Costa de edad Oligoceno y hasta Mioceno para generar pórfidos, epitermales y *skarn* asociados, indicando esta zona un elevado potencial minero para estos metalotectos.

Finalmente, las zonas con mayor potencial para epitermales son las franjas XXIA del Mioceno en rocas volcánicas y la franja XIV del Eoceno y en menor medida parte sur de las franjas XXIB en sedimentarios, y en menor medida la franja XX de pórfidos y *skarn* del Mioceno.

Para los pórfidos tenemos que la zona de mayor potencial es la parte centro y sur de la franja XX del Mioceno.

CAPITULO VII

METALOGENIA Y POTENCIAL MINERO POR SISTEMAS PÓRFIDOS - EPITERMALES Y YACIMIENTOS RELACIONADOS, EN LA ZONA SUR DEL PERÚ

7.1 DESCRIPCIÓN DE LOS PRINCIPALES YACIMIENTOS

Proyecto Zafranal

Ubicación

Se encuentra ubicado 90 km al Noroeste de la ciudad de Arequipa, en los distritos de Huancarqui y Lluta, provincias de Castilla y Caylloma, de la región Arequipa (figura 7.1) Se sitúa al extremo Norte del cuadrángulo de Aplao (33r) y sus coordenadas centrales UTM-WGS 84 18 Sur son; 794,00 E y 8'224,000 N, a una altitud promedio de 2700 m s. n. m.

Geología local y litología

Las rocas aflorantes en el Proyecto Zafranal están conformadas por las secuencias sedimentarias de la Formación Guaneros e intrusivos denominados como: Dioritas Zafranal, microdioritas, diques tardiminerales y postminerales, los cuales se describen a continuación.

- **Formación Guaneros.-** De edad Jurásica que afloran en toda el área, está dominada por intercalaciones de rocas sedimentarias y volcánicas. La secuencia sedimentaria está comprendida por limolitas, areniscas y brechas sedimentarias (debris flows). Mientras que, la secuencia volcánica consiste de tobas, brechas y flujos lávicos andesíticos, así como, unidades sub-volcánicas de composición andesítica. Esta unidad está afectada por una fuerte alteración cuarzo-sericita dentro de la zona del pórfido Zafranal.

- **Diorita Zafranal.-** Es una roca de color gris verdosa con textura porfírica conformada por plagioclasas, hornblendas y cuarzo. En superficie aflora a manera de *stocks* y diques en todo el depósito, cortando las rocas volcanoclásticas de la Fm. Guaneros. Este intrusivo exhibe en superficie alteración sericita-clorita- biotita presentando además venillas de tipo "D", tipo "B" y en profundidad tipo "A". Se postula que este intrusivo

representa una fase temprana de mineralización hipógena de cobre en el depósito.

- **Microdiorita.-** Roca de color gris verdosa con textura de grano fino conformada por plagioclasas, hornblenda y cantidades pequeñas de cuarzo. Aflora principalmente a manera de *stock* y apófisis en la zona Oeste y Este del depósito, exhibiendo una alteración clorita-biotita y moderada sericitización sobreimpuesta. En profundidad presenta una alteración potásica: cuarzo + biotita secundaria + clorita +/- feldespato potásico acompañado de venillas tipo "B" y tipo "A". Esta microdiorita, que corta a la diorita Zafranal, parece ser el principal responsable de la mineralización hipógena de cobre en Zafranal, con leyes de hasta 1 % Cu en la zona de sulfuros primarios.

- **Diques tardiminerales.-** Generalmente de textura fanerítica y de composición diorítica, estos diques son conformados por plagioclasas, hornblenda y ojos de cuarzo. Normalmente exhiben una alteración con clorita-biotita, y comúnmente presentan pirita (1 %) y calcopirita (trazas).

- **Diques postminerales.-** Estos diques y pequeñas apófisis representan los últimos eventos intrusivos en el depósito. Pueden exhibir una alteración propilítica o estar inalterados. Son de composición diorítica-monzodiorítica.

Las fotografiografías de estas litologías se observan en la figura 7.2 y el mapa geológico local en la figura 7.3.

Alteración hidrotermal

Las alteraciones del proyecto Zafranal se detallan a continuación:

- **Alteración argílica supérgena.-** Aparece en superficie y normalmente se observa hasta los 50 m de profundidad y está conformada por una variedad de arcillas y menor sericita.

- **Alteración propilítica.-** Constituida por clorita + epidota +/- pirita, se encuentra bordeando la zona de alteración filica-potásica, así como, en los diques postminerales.

• **Alteración filica.-** Dominada por cuarzo + sericita + arcillas, presenta una gran extensión en la zona, desarrollándose en la diorita Zafranal y microdiorita, siendo sobreimpuesta a la alteración potásica.

• **Alteración potásica.-** Conformada por biotita secundaria + clorita + cuarzo + feldespato potásico, está asociada a los intrusivos principales (diorita Zafranal y microdiorita). Mientras que, a profundidades mayores a 350 m presenta anhidrita en vetillas.

Estas alteraciones y tipos de mineralización se pueden apreciar en la figura 7.2, así como un modelo geológico y de alteración en la figura 7.3

Mineralización

Mineralización hipógena.- La principal unidad que controla la mineralización de cobre primario en el depósito Zafranal es la microdiorita la cual alberga el mayor porcentaje de sulfuro hipógeno constituido por calcopirita. Sin embargo, nuevos resultados en los pozos de perforación en la zona Este determinaron similar mineralización en la diorita Zafranal.

La mineralización primaria está relacionada con una zona de alteración potásica conformada por cuarzo + biotita secundaria + clorita +/- feldespato potásico, en esta zona se encuentra calcopirita diseminada y en vetillas, clasificadas como tipo "A" y "B" (cuarzo-calcopirita-pirita, cuarzo-calcopirita- molibdenita). Los rangos de ley de Cu están entre los 0.35-0.40 % Cu teniendo localmente hasta 1 % Cu. Como ejemplo de mineralización primaria asociada a la microdiorita tenemos el taladro ZFDDH10-018 que arroja 0.38 % Cu desde los 219 hasta los 503 m (284 m).

La Diorita Zafranal generalmente también presenta mineralización hipógena, asociada principalmente a vetillas de calcopirita-pirita y menor cantidad en matriz. La ley de cobre en la Diorita Zafranal es típicamente entre 0.15 y 0.23 % Cu. Sin embargo, registra mineralización primaria mayor a 0.3 % Cu cuando está cortada

por el stock de microdiorita e indicaría que ha sido mineralizada por esta unidad, al igual que la unidad volcánica de la Fm. Guaneros. Se ha observado mineralización primaria con leyes de entre 0.35 y 0.45 % Cu en Zafranal hasta los 400 m de profundidad, por lo que el potencial de mineralización primaria en Zafranal se mantiene abierta en sus extensiones.

• **Mineralización supérgena.-** Está representada por calcosina reemplazando calcopirita y como pátinas sobre pirita. La zona de enriquecimiento secundario muestra mayores leyes cuando se ubica en los volcánicos y la Diorita Zafranal. La cantidad de calcosina es menor cuando se encuentra dentro la microdiorita, probablemente por la mayor cantidad de calcopirita con relación a la pirita, lo cual, disminuiría la cantidad de ácido sulfúrico que la microdiorita podría generar. La zona de enriquecimiento supérgeno está asociada a una alteración filica conformada por sericita + cuarzo + clorita/biotita + arcillas + pirita. El espesor del enriquecimiento supérgeno llega hasta los 150 m, pero el ancho promedio en todo el depósito es de 75 m, con valores de cobre de hasta 7 % Cu.

• **Mineralización de óxidos de cobre.-** Está localizado en el interior del encape lixiviada asociada a una alteración filica intensa (sericita + cuarzo + arcillas). La mineralización en óxidos puede llegar a tener hasta 60 metros de espesor con leyes promedio de hasta 0.4 % Cu. Mientras que, el encape lixiviado tiene una potencia de entre 30 y 200 metros. La zona de óxidos de cobre determina antiguas zonas de enriquecimiento supérgeno (paleoblanquet) colgadas dentro de la zona de lixiviación óxidos de hierro. Los óxidos de cobre están reemplazando a la calcosina, siendo las principales especies brocantita, crisocola, calcantita, neotocita y tenorita. Esta zona de mineralización de cobre agrega un valor económico adicional al depósito.

En una sección esquemática se puede observar el zoneamiento vertical de las zonas de mineralización (Figura 7.5).

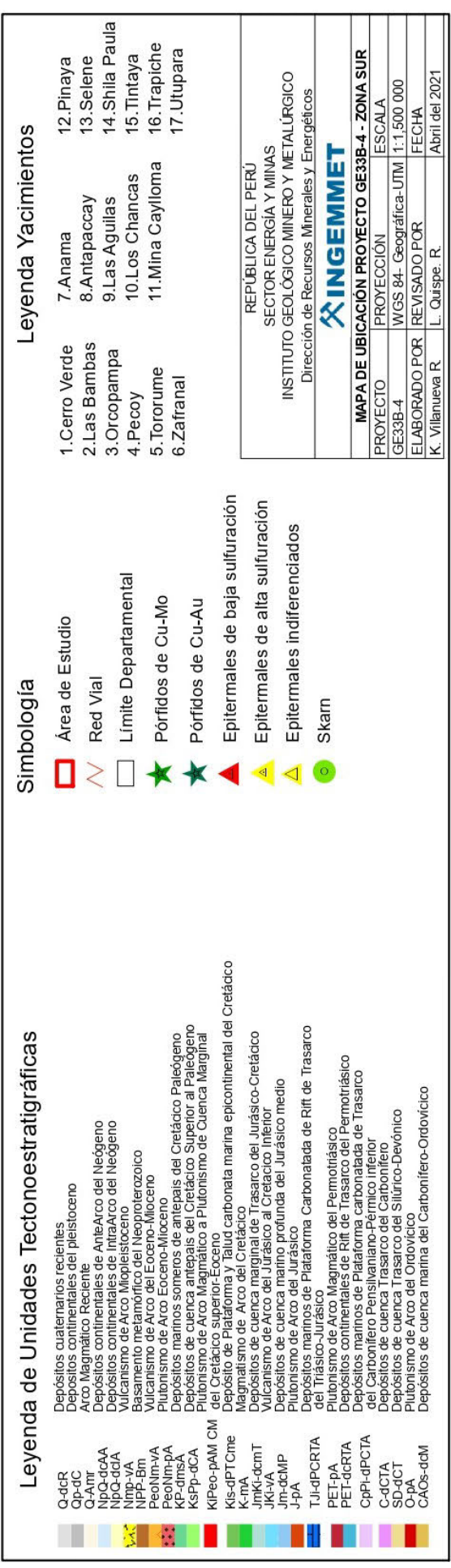
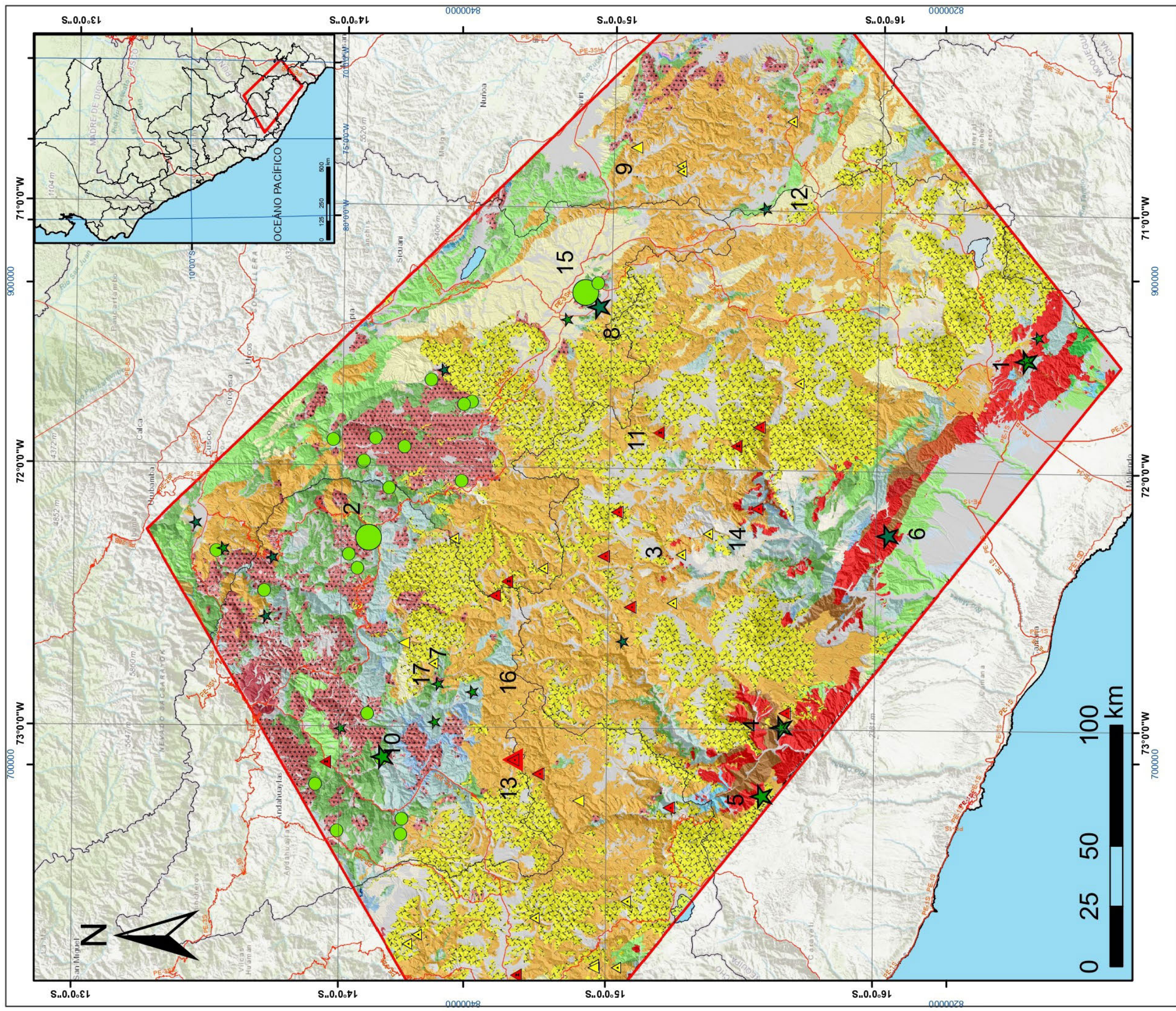


Figura 7.1 Mapa de unidades tectonoestratigráficas y ubicación de yacimientos de la zona Sur.

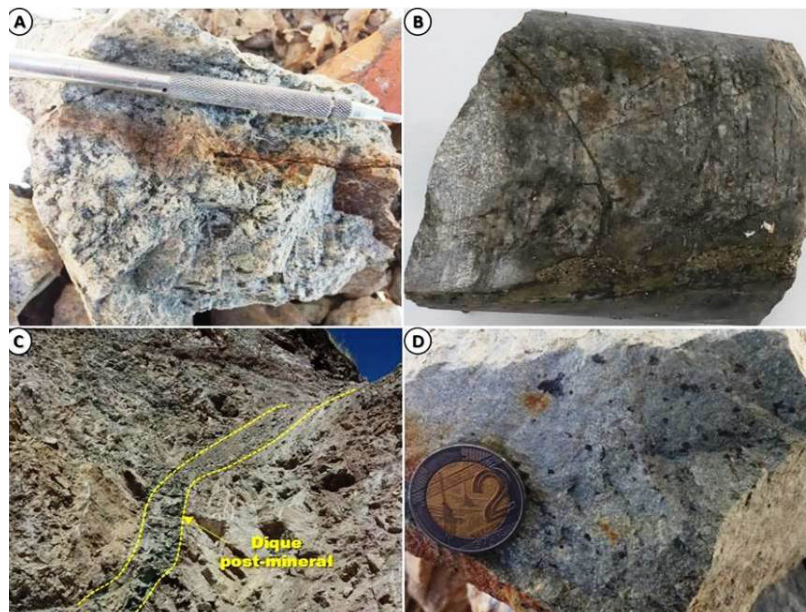


Figura 7.2 a) Muestra de afloramiento, Diorita Zafranal con alteración filica (33r-RMT-001) B) Microdiorita con fuerte alteración filica sobreimpuesta a la potásica de biotita secundaria con venillas de sulfuros (Muestra 33r-RMT-012); c y d) Dique postmineral de composición andesítica con leve alteración de clorita-epidota±calcita, con sericita en fracturas, presenta malaquita en fracturas y óxidos de Mn. Dirección Az. 308° y buza 77° al noreste. Corta a la Diorita Zafranal (Muestra 33r-RMT-003).

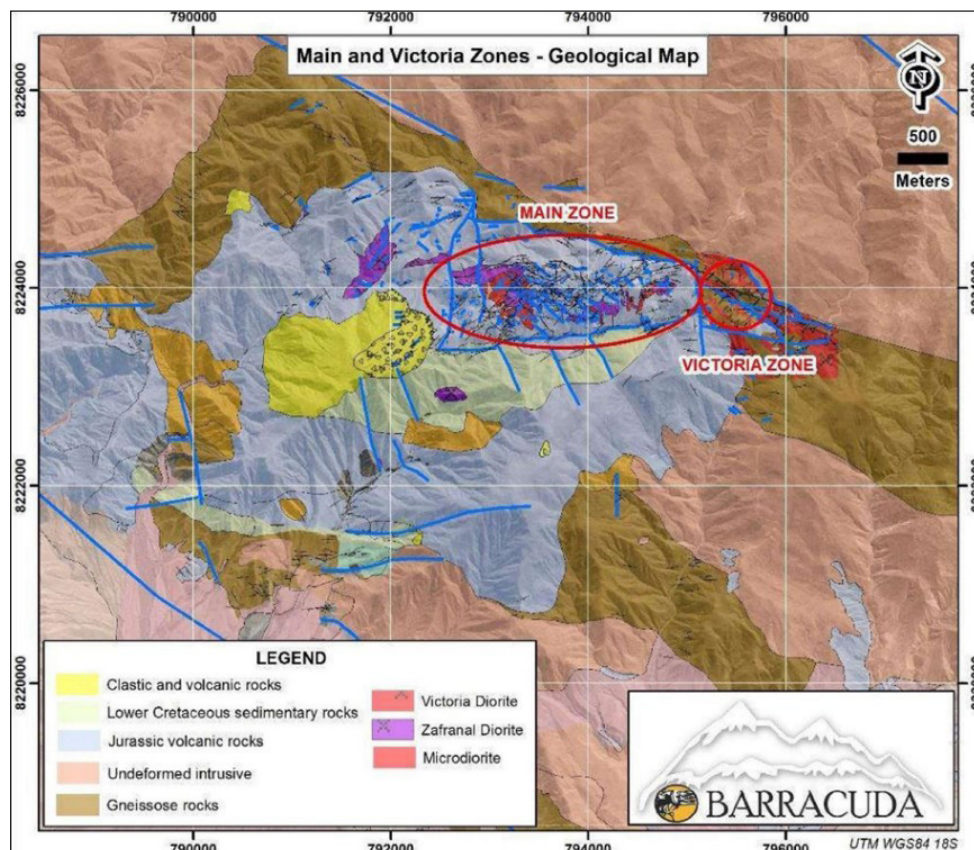


Figura 7.3 Mapa geológico local del proyecto Zafranal (Reporte técnico en el estudio de pre-factibilidad, Proyecto Zafranal).

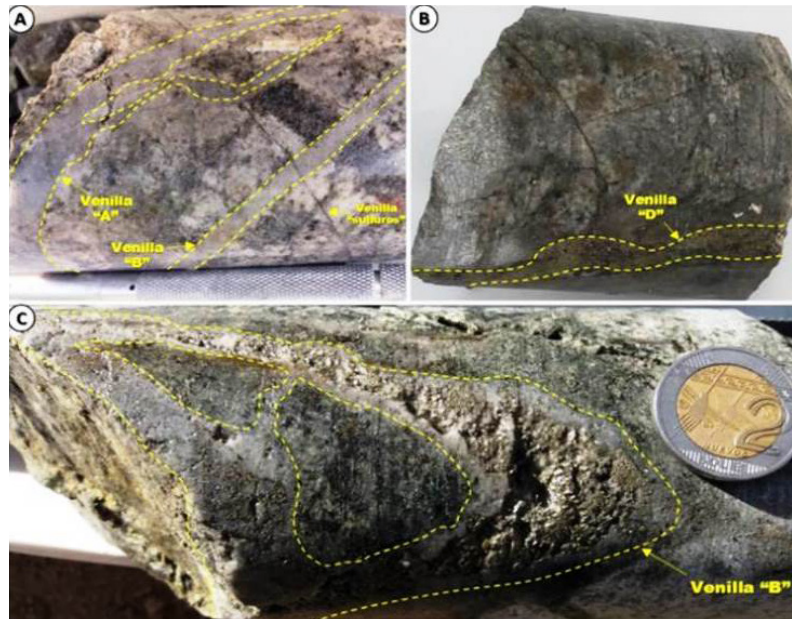


Figura 7.4 a) Microdiorita con fuerte alteración filica sobreimpuesta a la potásica (biotita secundaria), con venillas irregulares y semirectas tipo "A" y tipo "B" con grosores variables de 5 a 10 mm de grosor, así como, venillas milimétricas de pirita±calcopirita (Muestra 33r-MMT-008); b) Pórfido diorítico con alteración filica y venillas tipo "D", constituida de pirita±calcopirita con halo sericítico. Tienen 5 mm de grosor (Muestra 33r-RMT-012); c) Diorita Zafranal con venillas tipo "B" de grosor variable entre 5-10 mm, constituida de cuarzo con sutura de pirita-calcopirita y trazas de molibdenita, cortando a una microdiorta con alteración potásica con leve sobreimposición de sericita (Muestra 33r-RMT-013).

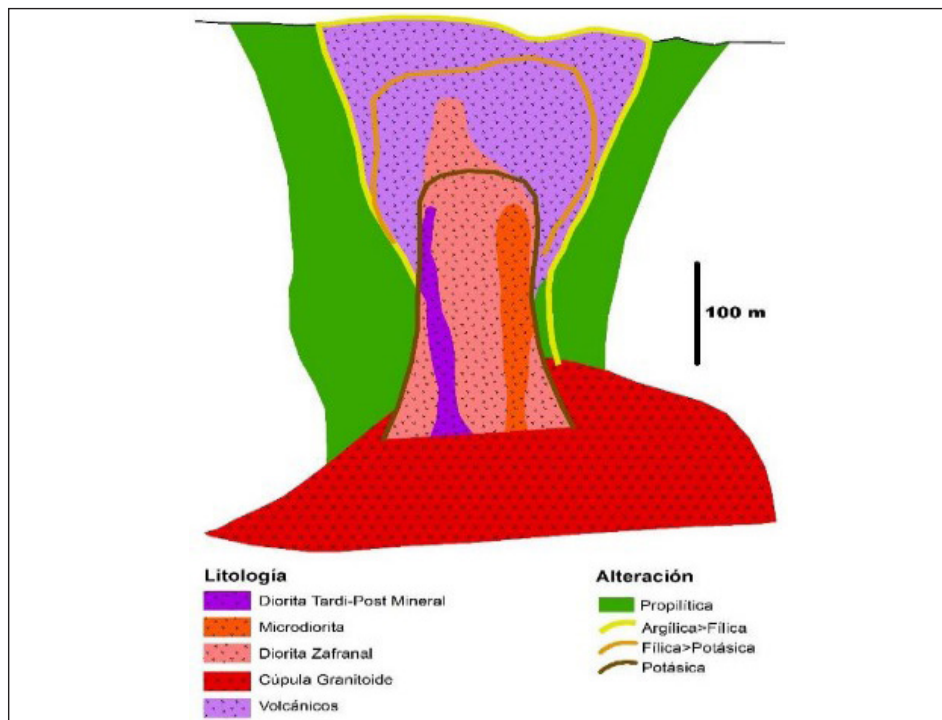


Figura 7.5 Modelo esquemático de la geología local y alteraciones hidrotermales del Proyecto Zafranal (interno del proyecto).

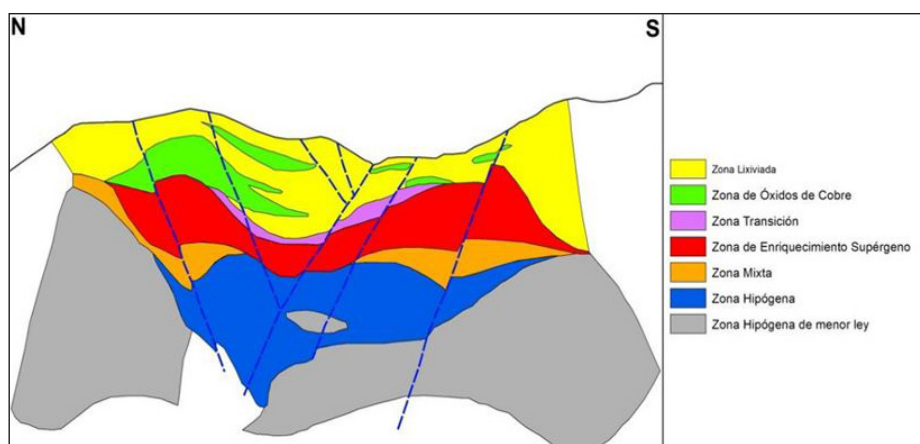


Figura 7.6 Sección 793400 mirando al oeste. Se observa los diferentes tipos de mineralización que se encuentra en el depósito Zafranal (Rivera., 2012).

Reservas y recursos

Tomando como fuente el reporte Technical Report - Zafranal Project, Peru Technical Report on the Pre-Feasibility Study,

Fernandez-Baca, A.; et al.. (2016), se tiene el siguiente cuadro resumen:

Tabla 7.1
Tabla de Recursos del Zafranal

Depósito	Tipo	Asociación Mineral	Tipo de mineralización	Tipo de yacimiento	Mena	Recursos	Reservas
Zafranal	Mina	cc-cv-cp-bo	Diseminado	Pórfido	Cu-Au	1.78 Mt Cu y 1.05 Moz Au	1.78 Mt Cu y 0.891 Moz Au

Proyecto Pecoy

Ubicación

Pecoy está ubicado 180 km al Noroeste de la ciudad de Arequipa, dentro de la franja Cretácica de Pórfidos de Cobre del Perú, consta de 2000 hectáreas en poder de Pembroke Copper Corporation. Se sitúa en el distrito Yanaquihua, provincia Condesuyos y región Arequipa (figura 7.1). Se encuentra al extremo Noreste del cuadrángulo de Caravelí (32-p), con coordenadas centrales UTM-WGS84 18 Sur: 713,031 E y 8 '267,901 N.

Geología local y litología

La geología del Pecoy se encuentra conformada a lo largo de un sistema complejo porfirítico caracterizado por múltiples eventos porfiríticos y brecha que cortan a rocas cámbricas y rocas del Batolito de la Costa (Silva & Medrano, Pembroke Copper Corporation. proExplo 2017), la cual se detalla cronológicamente a continuación y se puede apreciar en la Fotografía 7.4 y el mapa geológico en la figura 7.5. Además, se tiene un modelo geológico, de alteración y mineralización, como se aprecia en la figura 7.6.

La geología del proyecto Pecoy está conformada por gneis, rocas intrusivas y brechas.

- **Gneis.-** Representado como un basamento colgado tipo "roof pendant" de roca color gris verdoso de edad Precámbrica.

- **Granodiorita del Batolito de la Costa del Cretáceo Superior.**

- **Pórfido granítico.-** Este intrusivo aflora a manera de un gran stock de 1.9 x 1.5 km a lo largo del Cerro Pecoy y es considerado como el responsable de aportar el mayor volumen de mineralización de cobre al sistema.

- **Brechas Magmático-Hidrotermal.-** Intruyen subsecuentemente los márgenes del stock granito porfirítico y se divide en Brecha Sur, Norte, Este, Oeste y Central. Presentan las mejores concentraciones de cobre, plata y oro, principalmente relacionada con la alteración hidrotermal conformada por la asociación de minerales biotita-magnetita-cuarzo- sulfuros.

- **Brechas Host Rock.-** Clasificada de esa manera por contener débil mineralización.

- **Diques porfiríticos interminerales, tardíos y post-minerales.** Como último evento intrusivo y con composiciones dacíticas y granodioríticas.

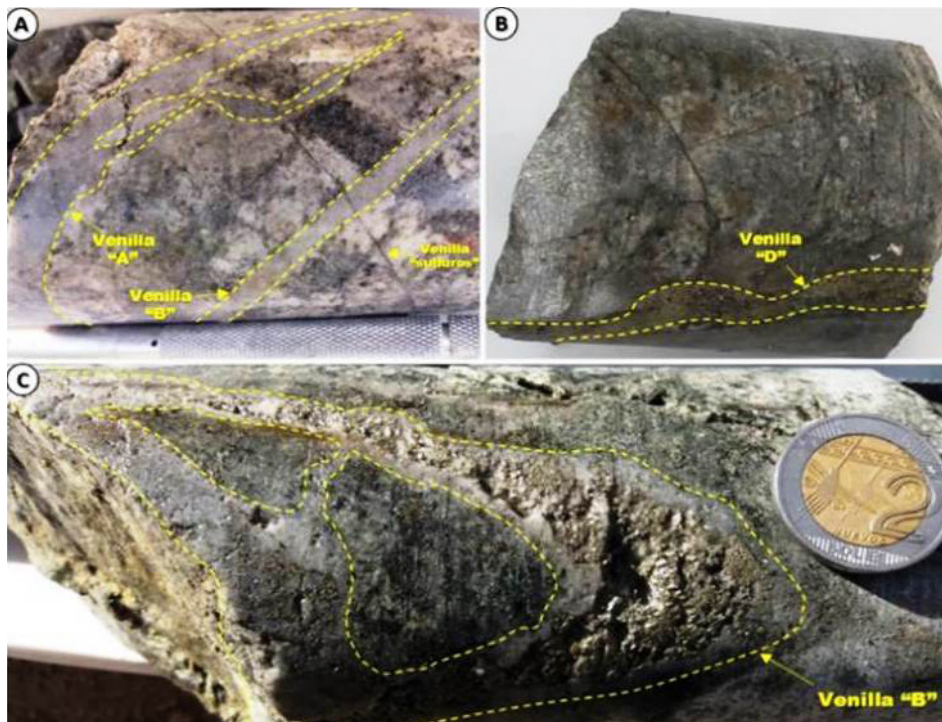


Figura 7.7 a) Brecha magmática-hidrotermal norte con fuerte alteración filica y diseminación de calcosina (mineralización secundaria), agregados de pirita-calcopirita y malaquita (óxidos de cobre) distribuida en los bordes. b) Brecha magmático-hidrotermal sur, algunos clastos y la matriz se encuentran fuertemente con alteración filica. Nótese clastos de composición intrusiva. La mineralización de alta ley en Cu y Au en el proyecto Pecoy se asocian a este tipo de brecha.

Mineralización y Alteración

La mineralización de desarrolla en el granito y en las brechas, por lo que se clasifica en:

- **Zona de lixiviación.-** Se tiene a goethita>hematita>jarosita (fotografía 7.9).
- **Zona de óxidos de cobre.-** Los óxidos de cobre (CuOx) como; malaquita, crisocola, tenorita y azurita, se manifiestan en las partes altas del Cerro Peco y en el granito porfirítico.
- **Zona de enriquecimiento secundario.-** Se tiene un nivel de enriquecimiento secundario, el cual tiene un espesor promedio de 50 m en el granito porfirítico. Las brechas presentan este nivel con menor espesor, por ejemplo, en la Brecha Sur tiene promedio a 10 m de espesor. La calcosina es el principal mineral en este nivel, aunque también se ha podido observar esporádicamente covelina hacia la base del sector enriquecido.
- **Zona de mineralización primaria de cobre.-** Está constituida por calcopirita diseminada y en venillas junto al cuarzo y la pirita. Sin embargo, las mejores concentraciones de este sulfuro se manifiestan asociadas a las vetillas de tipo "EDM" (biotita temprana) de coloración gris verdosa (cuarzo-sericita-clorita), donde se presentan diseminaciones de calcopirita. Asimismo,

se observan vetillas de cuarzo-molibdenita y esporádicamente en diseminación. La plata está relacionada directamente con la calcopirita. Las brechas hidrotermales de matriz biotita-cuarzo-magnetita presentan intensamente calcopirita diseminada, con presencia de fluidos o inyecciones de magnetita con contenidos de oro.

En cuanto a la alteración el granito porfirítico por debajo de algunos metros (20-80 m) de la asociación sericita- arcillas-OxFe, presenta una extensa alteración clorita-sericita generado por efectos supérgenos, la cual se encuentra sobreimpuesta fuertemente a la alteración potásica 1, constituida generalmente por biotita secundaria y menores cantidades de feldespato potásico y anhidrita. Por otro lado, las brechas magmáticas-hidrotermales también presentan una alteración potásica 2 en la matriz, con dominante biotita secundaria y cuarzo, así como, magnetita y anhidrita. Localmente, dentro de estos cuerpos de brecha, la alteración potásica 2 sufre también sobreimposición de clorita-sericita. Las brechas de tipo Host Rock (HRBX), presentan alteración de cuarzo-clorita-biotita. Asimismo, los diques interminerales presentan biotita secundaria y los diques tardi y post-minerales presentan propilitica constituida por clorita, epidota y pirita.

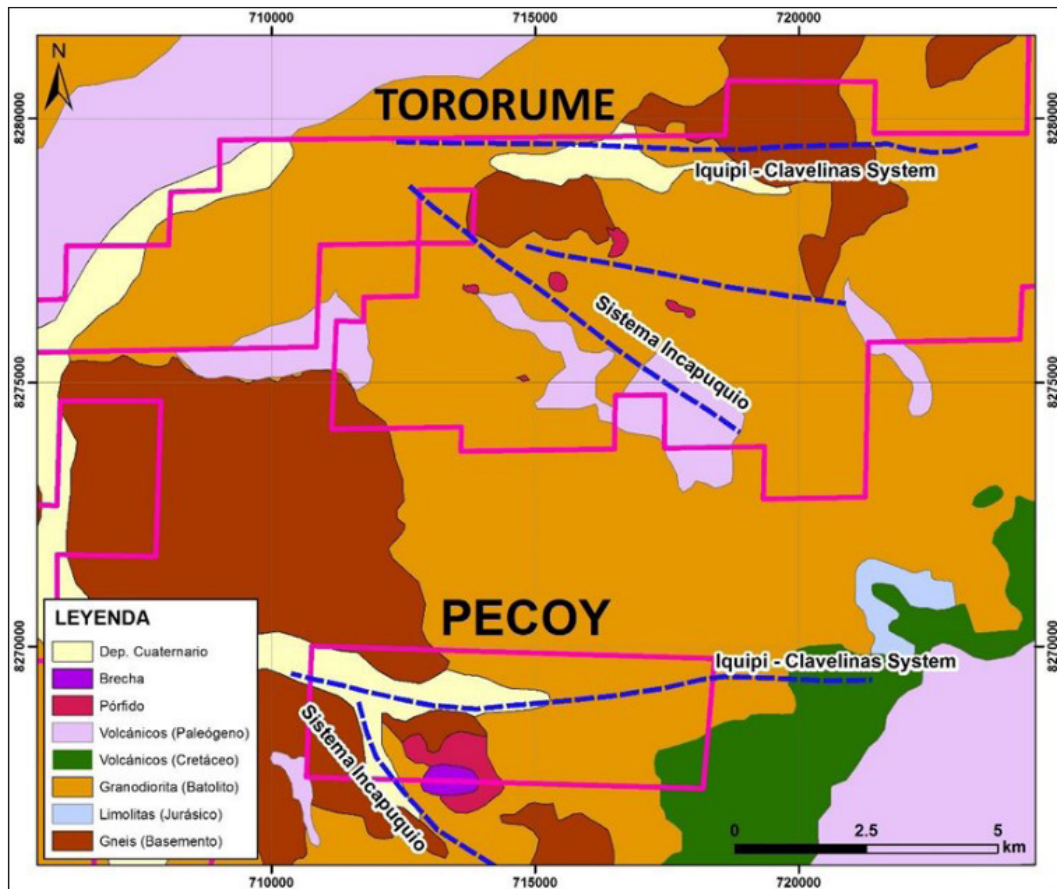


Figura 7.8 Geología distrital y sistemas de fallas regionales Iquipi-Clavelinas e Incapuquio controlan los yacimientos Pecoy y Tororume (Silva & Medrano, proExplo2017).



Figura 7.9 Zona de Leached Capping, se observa óxidos de hierro como: hematita y goethita, por partes se observa alteración argílica y venillas de cuarzo hialino (coordenadas 712,788 E y 8'267,861 N). Vista mirando al Sureste.

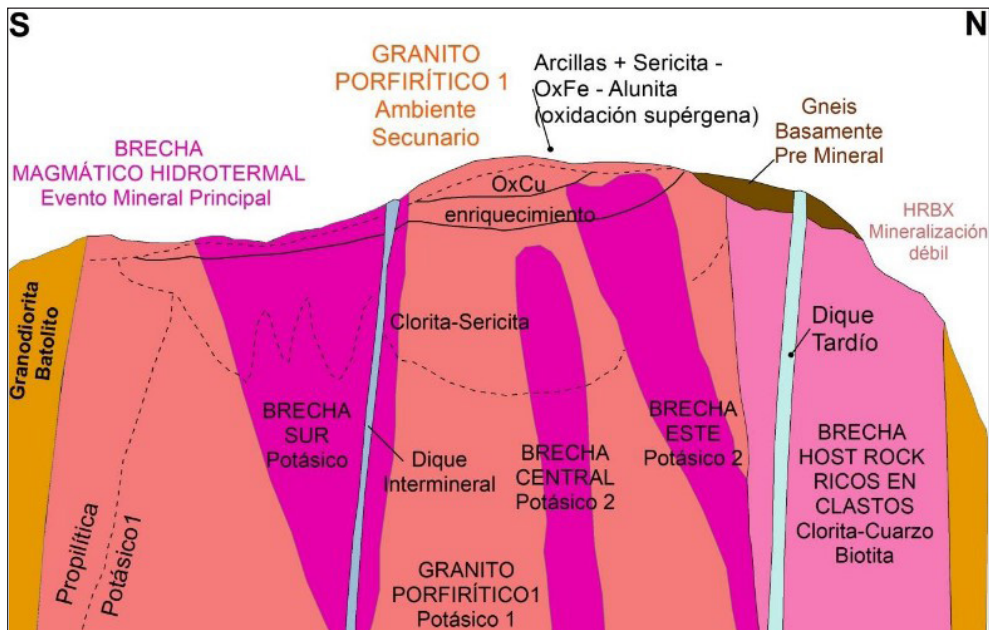


Figura 7.10 Sección esquemática Sur-Norte de Pecoy, donde se observa el emplazamiento de los intrusivos porfíricos y brechas, así como, el zonamiento vertical y horizontal de la alteración hidrotermal y mineralización. (editado de Silva & Medrano, ProExplo 2017).

Recursos y potencial

siguiente cuadro resumen:

Tomando como fuente la página web (<http://www.pembrookmining.com/s/Pecoy.asp>), de PembrookCopperCorp. se tiene el

Tabla 7.2
Tabla de Recursos del Proyecto Pecoy

Depósito	Tipo	Asociación Mineral	Tipo de mineralización	Tipo de yacimiento	Mena	Recursos	Reservas
Pecoy	Proyecto	cp-cv	Diseminado	Pórfido	Cu-Mo	644 Mt 0.33 % Cu, 0.011 % Mo, 0.05g/t Au, 1.23g/t Ag.	No disponible

Proyecto Tororume

Ubicación

Tororume está localizado 180 km al Noroeste de la ciudad de Arequipa y a 8 km al Norte del Proyecto Pecoy, también perteneciente a la empresa Pembrook Copper Corporation. Políticamente se encuentra en el distrito de Chichas, provincia Condesuyos y región Arequipa (figura 7.1). Topográficamente se sitúa al extremo Noroeste del cuadrángulo de Chuquiabamba (32-q) con coordenadas centrales UTM-WGS 84, 18 Sur: 716,820 E; 8 '274,981 N.

Geología local

En Tororume aflora principalmente la granodiorita equigranular del Batolito de la Costa que intruye a gneises Pre-Cámbricos del Complejo Basal. Este intrusivo ha sido probablemente

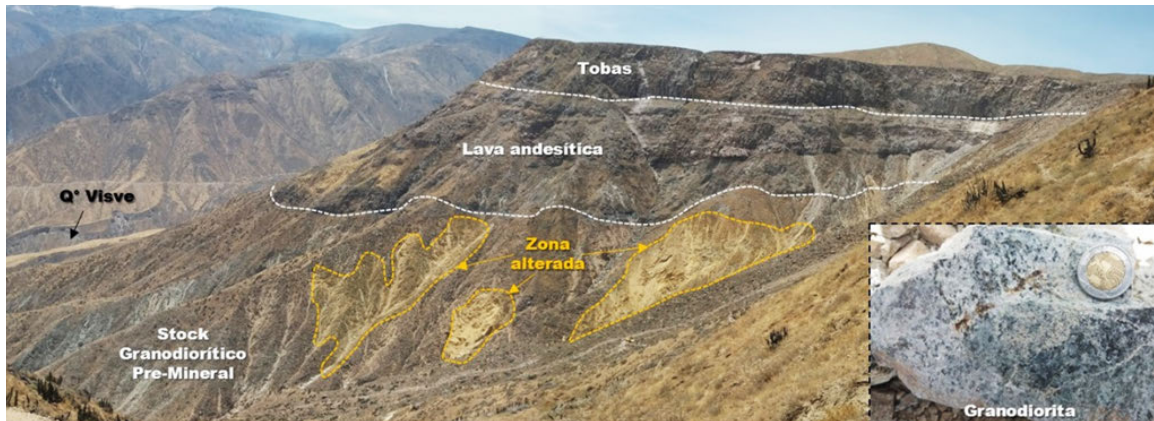
afectado por eventos intrusivos porfíricos no aflorantes, sugiriendo ser el responsable de generar las alteraciones hidrotermales presentes, así como, también la mineralización de cobre y molibdeno y pequeños cuerpos de brecha con matriz de biotita-magnetita, que hasta el momento se identificaron superficialmente. Asimismo, ocurren zonas mineralizadas con pórfido cuarzo-feldespatos que exhibe una fuerte alteración de estilo pórfido y múltiples "centros" de ambiente *stockwork* de cuarzo. El área se encuentra con una cobertura volcánica-piroclástica de lavas andesíticas y tobas con estratificación subhorizontal (figuras 7.10 y 7.11).

Mineralización y Alteración

Los afloramientos de superficie en los sectores este y oeste presentan óxidos de cobre y diseminaciones de calcopirita y molibdenita. En el sector Norte, además de la mineralización

primaria se aprecia zonas con lixiviación local (goethita) y calcosina esporádicamente. Sus anomalías geoquímicas guardan una buena correlación con anomalías de cargabilidad a diferentes profundidades, por lo que aún siguen siendo explorados en sectores mencionados para identificar el intrusivo porfirítico responsable de la mineralización.

En cuanto a la alteración se tiene a la biotita secundaria como mineral de alteración mejor desarrollada en la granodiorita equigranular en los sectores este y oeste. Sectores con presencia de sericita son visibles en el área Norte del proyecto. Finalmente, hacia la periferia del sistema se observa la asociación de clorita y epidota con presencia de pirita. Esta alteración se relacionaría con un intrusivo porfirítico en profundidad.



Fotografía 7.11 Se evidencia una zona de alteración sericita sobreimpuesta a alteración potásica conformada por biotita secundaria desarrollado en el stock granodiorítico pre-mineral. Se encuentran cubiertas por una secuencia volcánica-pírclosica de lavas andesíticas y tobas.

Recursos

Actualmente el Proyecto Tororume viene siendo explorado con perforación diamantina para poder determinar su geometría y sus recursos minerales. Aparentemente, el Proyecto Tororume podría ser un sistema de mineralización de gran tonelaje,

debido a los extensos afloramientos con mineralización de cobre y molibdeno, así como, por las anomalías geofísicas de cargabilidad de gran magnitud. Por sus dimensiones podría ser más grande que el pórfido Pecoy (Silva & Medrano, 2016).

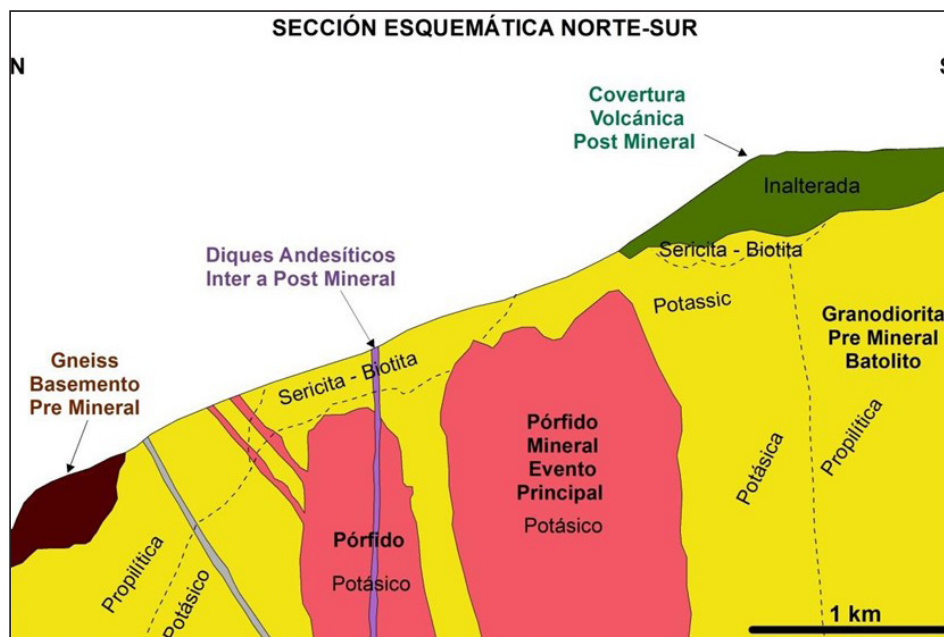


Figura 7.12 Sección esquemática Norte-Sur del Proyecto Tororume, mostrando el emplazamiento de un sistema tipo pórfido (editado de E.Silva., B, Medrano, ProExplo 2017).

Mina Orcopampa

Ubicación

Se ubica en la sierra Sur del Perú, a 968 km al SSE de la ciudad de Lima, 325 km al NO de la ciudad de Arequipa. Políticamente pertenece al distrito de Chilcaymarca, provincia de Castilla y región de Arequipa, a una altura promedio de 3820 m s. n. m.

Orcopampa es una operación subterránea de oro y plata que se ubica en el distrito de Orcopampa, provincia de Castilla, región Arequipa. Inició operaciones en 1967. En la actualidad las principales vetas productivas son Nazareno y Prometida.

Geología local

Es un yacimiento tipo epitermal de Au-Ag hospedado en rocas volcánicas del Paleógeno, principalmente conformada por flujos y domos con composiciones dacíticas, cuarzo latitas y andesíticas, pertenecientes al complejo volcánico Sarpane que suprayacen al Grupo Tacaza (Ramos, 2014), con actividad volcánica iniciada ~23 Ma y relacionada con la erupción de los volcánicos Santa Rosa (Sarmiento, Castroviejo, Tassinari, & Vidal, 2010).

El substrato local está conformado por rocas sedimentarias plegadas del Mesozoico, descritas como el Grupo Yura y las formaciones Arcurquina y Murco, conformadas por areniscas marinas, lutitas y calizas (Arenas, 1975). La base de esta secuencia mesozoica es desconocida.

La secuencia mesozoica descrita subyace en discordancia a rocas volcánicas del mioceno, correlacionado con el Grupo Tacaza (Gibson, Noble & Swanson, 1994), que consisten en 1000 metros de espesor constituidas por ignimbritas riolíticas y una delgada interstratificación continental de las calizas y lutitas.

Localmente el grupo Tacaza está conformado por tufos ignimbriticos (Toba Pisaca), brechas volcánicas dacíticas depositadas entre 20.1 y 22.8 Ma del Volcánico Santa Rosa (Gibson, Noble, & Swanson, 1994), y tufos ignimbriticos riolíticos a latita cuarzosa (Toba Manto) que subyacen al Complejo Sarpane, compuesto por una secuencia de andesita-dacita a domos riolíticos, flujos de lavas y diques, donde se hospeda la mayor parte de la mineralización de Au – Ag del depósito Orcopampa. (figura 7.13).

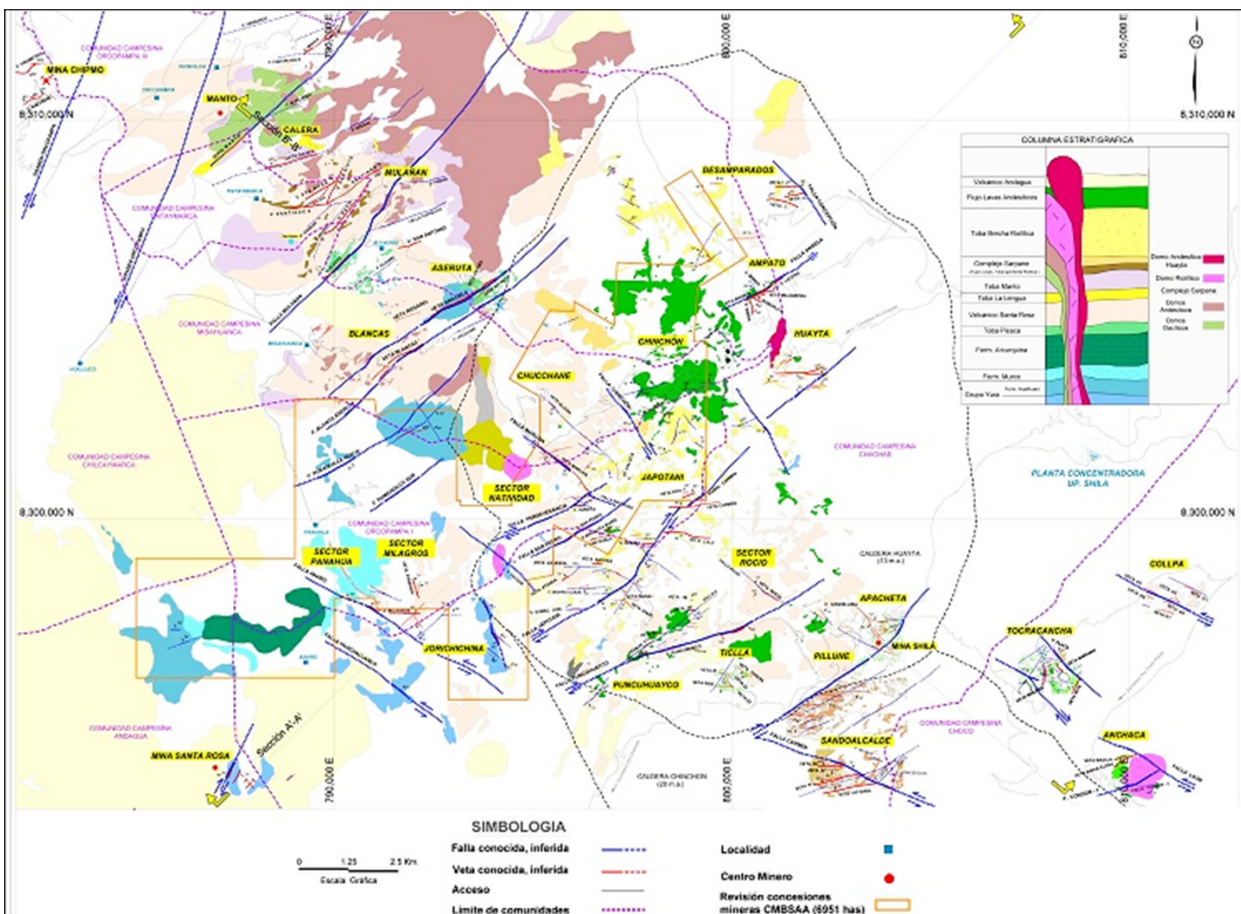


Figura 7.13 Mapa Geológico de la Mina Orcopampa (Reportes internos UM Orcopampa, Cia de Minas Buenaventura S.A. A).

Mineralización y Alteración:

La mineralización aurífera se da en un sistema de vetas y brechas tectohidrotermales, de orientación NE-SO, asociados a fallas normales que han favorecido el paso de fluidos hidrotermales ricos en Au-Ag (Ramos, 2014).

La edad de mineralización está datada en 18.1 Ma, en alunita proveniente de la veta Prometida, Salazar et al. (2003). Los minerales de mena son calaverita (Te₂Au), oro nativo y otros telururos complejos de Au y Ag.

Sobre las vetas Nazareno y Prometida, se realizaron estudios de familias de inclusiones fluidas (FIF), registrándose un total de 524 temperaturas de homogenización y de fusión, obtenidas de 20 muestras de diferentes profundidades y en distintas etapas paragenéticas.

Con los estudios de inclusiones fluidas se determinó que la mineralización de oro está asociada a dos de las cuatro etapas dominadas por cuarzos, “La etapa de Oro Nativo” y “La etapa de Telururos de Oro”. Dichas etapas contienen FIF bifásicas primarias, con temperaturas de homogenización de 263.5°C a 281.5°C y salinidades de 0 a 4.9 wt % NaCl equivalente (Sarmiento, Castroviejo, Tassinari, & Vidal, 2010).

En cuanto a la alteración hidrotermal, las rocas volcánicas del complejo Sarpane, en el depósito de Chipmo, exhiben intensidad mayor a lo largo de fallas NE, gradando desde el núcleo

fuertemente solidificado, seguido de un halo argílico avanzado con alunita-dickita - caolinita y hasta una alteración propilítica débil con clorita-calcita-epidota, hacia la periferia

Dos distintos ensambles de alteración argílica avanzada pueden ser distinguidos en el depósito de Chipmo:

- Un ensamble de alunita-dickita-caolinita, ocurre en el área Sur y Sureste del depósito, asociado a un fuerte control estructural NE, definido por vetas, brechas y venillas de cuarzo. La mineralización económica de oro está restringida a este estilo de alteración argílica avanzada.
- El segundo ensamble está caracterizado por la ocurrencia de la sílice-calcedonia, finos granos de caolinita y alunita de color crema. Este estilo de alteración está aún presente en superficie a una elevación mayor a 4000 m s. n. m., en la parte Norte y Noroeste del yacimiento. Este estilo de alteración ocurre como una capa extensa en superficie siendo cortado por vetillas de cuarzo de baja temperatura tipo calcedónica. La distribución y mineralogía de la superficie cercana guarda relación con un ambiente de “*steam-heated*” (Ramos, 2014).

Recursos y Reservas

Tomando como fuente el reporte anual 2018, de la Compañía de Minas Buenaventura S.A.A., se tiene el siguiente cuadro resumen:

Tabla 7.3

Tabla de Recursos y Reservas de la U. M. Orcopampa

Depósito	Tipo	Asociación mineral	Tipo de mineralización	Tipo de yacimiento	Mena	Recursos	Reservas
Orcopampa	Mina	Au, electrum, telururos de Au	Vetas	Epitermal	Au/Ag	186,785 oz Au y 235,439 oz Ag.	305,512 oz Au y 931,523 oz Ag.

7.2 METALOTECTOS

Los metalotectos, para el sector sur, presenta a las Unidades Tectonoestratigráficas “Jm-dcMS Depósitos de cuenca marino somera del Jurásico, representada en este sector por la Formación Guaneros, secuencia volcanosedimentaria; y “Plutonismo de Arco Magmático a Plutonismo de Cuenca Marginal del Cretácico superior-Eoceno (KiPeo-pAM CM)”, representada en este sector por las dioritas del Batolito de la Costa, metalotectos generadores de Zafranal, el cual presenta como metalotecto descubridor a las brechas magmático-hidrotermales asociadas al hidrotermalismo generado por los pórfidos derivados del Batolito de la Costa. A su vez, hacia

el este, presenta la Unidad Tectonoestratigráfica Vulcanismo de Arco del Eoceno-Mioceno (PeoNm-vA)” con las lavas y aglomerados volcánicos andesíticos del Grupo Tacaza, las tobas dacíticas soldadas del Miembro Manto y las andesitas de la Formación Santa Rosa, encontrándose esta Unidad Tectonoestratigráfica relacionada a la mineralización en el distrito minero Orcopampa.

7.3 GEOQUÍMICA DE SEDIMENTOS DE QUEBRADA

Para este sector se han procesado un total de 2841 muestras de sedimentos de quebrada; que corresponden a catorce

poblaciones, de las cuales cuatro de ellas son estadísticamente pequeñas con poblaciones que van de 5 a 7 muestras. Estas poblaciones fueron agrupadas de acuerdo con el ambiente tectonoestratigráfico como es mencionado en el acápite 4.2 (tabla 4.14).

Interpretación para el elemento oro (Au)

La población Kis-dPTCme, depósitos de plataforma y talud carbonatado marino epicontinental de Cretáceo, presenta el valor anómalo más alto para este elemento de 2920 ppb, y se asocia con las anomalías del miembro inferior de la Formación Arcarquina, la que en algunos casos se encuentra cortada por cuerpos intrusivos metamonzodioríticos del Plutón Negro Cocha, perteneciente al Batolito de Andahuaylas-Yauri del Paleógeno – Neógeno, en cuanto a sus valores de fondo para el oro no presenta mucha variación, estos van entre 8.02 a 18.18 ppb. Además, su umbral moderado va de 9.64 a 815.67 ppb (tabla 7.5)

Interpretación del elemento plata (Ag)

Los valores más elevados para este elemento (>9.6 ppm) pertenecen a las poblaciones Q-Amr (Arco Magmático Reciente)

y SD-dCT (depósitos de cuenca Trasarco del Silúrico-Devónico), con valores de 9.6 y 26.2 ppm respectivamente.

Los valores de fondo varían en un rango de 0.11 a 0.25 ppm, con los umbrales que van en su mayoría de 0.19 a 2.30 ppm sin mayor variación, con excepción del umbral para la población de SD-dCT; que alcanza 21.56 ppm (tabla 7.5).

Interpretación del elemento cobre (Cu)

Las poblaciones PeoNm-pA (Plutonismo de Arco Eoceno-Mioceno) y JmKi-dcmT (depósitos de cuenca marginal de Trasarco del Jurásico-Cretácico) presentan los mayores valores de Cu, 441 ppm relacionado a las dioritas del Plutón Cochasyhuas perteneciente a la Unidad Lajua y 329 ppm relacionado a la formación Socosani, las cuales son intruidas por las dioritas del Plutón Progreso, pertenecientes al Batolito de Andahuaylas –Yauri.

En cuanto a su dispersión no hay mayor variación en las poblaciones estudiadas, los niveles de fondo están entre 29.23 a 77.31 ppm, mientras que los valores del umbral varían de 55 a 266.75 ppm respectivamente (tabla 7.5).

Tabla 7.3

Tabla de Recursos y Reservas de la U. M. Orcopampa

Población	Ambiente tectonoestratigráfico	Edad	Muestras
Q-Amr	Arco Magmático Reciente	Cuaternario a Reciente	845
NpQ-dclA	Depósitos continentales de IntraArco del Neógeno	Plioceno a Cuaternario	154
Nmp-vA	Vulcanismo de Arco Miopleistoceno	Mioceno a Plioceno	270
PeoNm-pA	Plutonismo de Arco Eoceno-Mioceno	Mioceno	212
PeoNm-Va	Vulcanismo de Arco del Eoceno-Mioceno	Eoceno al Mioceno	720
KsPp-dCA	Depósitos de cuenca antepais del Cretácico Superior al Paleógeno	Cretácico Superior a Paleógeno	153
KiPp-pAMCM	Plutonismo de Arco magmático a Plutonismo de Cuenca Marginal	Cretácico Inferior a Paleógeno	95
Kis-dPTCme	Depósito de Plataforma y Talud carbonata marina epicontinental del Cretácico	Cretácico inferior a superior	132
JmKi-dcmT	Depósitos de cuenca marginal de Trasarco del Jurásico-Cretácico	Jurásico medio a Cretácico inferior	211
TJi-dPCRTA	Depósitos marinos de Plataforma Carbonatada de Rift de Trasarco del Triásico-Jurásico	Triásico a Jurásico Inferior	6
SD-dCT	Depósitos de cuenca Trasarco del Silúrico-Devónico	Siluro-Devónico	6
J-pA	Plutonismo de Arco del Jurásico	Jurásico	7
PET-pA	Plutonismo de Arco Magmático del Permotriásico	Permico Superior a Triásico	5
NPP-Bm	Basamento metamórfico del Neoproterozoico-Paleozoico	Neoproterozoico-Paleozoico	25
Total de muestra			2841

Interpretación del elemento plomo (Pb)

Los valores de las anomalías más altas de Pb provienen de las poblaciones JsKi-dcmT, (depósitos de cuencas marginal de trasarco del Jurásico inferior al Cretácico inferior) y TJI-dPCRTA (depósitos marinos de Plataforma Carbonatada de Rift de Trasarco del Triásico-Jurásico), que presentan valores de 887 y 441 ppm de Pb respectivamente, el primero relacionado a rocas de la Fm Hualhuani, las mismas que en la zona de influencia de la muestra se encuentran intruidas por las granodioritas del Plutón Quello, pertenecientes al Batolito de Andahuaylas-Yauri, y la segunda muestra se encuentra relacionada a las rocas del Grupo Iscay.

Los valores de fondo para el Pb varían de 29.23 a 77.31 ppm y los valores umbrales se encuentran en el rango de 55.65 a 266 ppm, ambos valores promedios encontrados en la población correspondiente a la población de J-pA (plutonismo de Arco del Jurásico) (tablas 7.5).

Interpretación del elemento zinc (Zn)

Los valores de zinc más resaltantes pertenecen a las poblaciones Q-Amr (arco Magmático Reciente) y PeoNm-pA (Plutonismo de Arco Eoceno-Mioceno) con valores de 1048 y 963 ppm de Zn, el primero relacionados a depósitos cuaternarios genéticamente ligados a rocas de la Formación Orcopampa perteneciente al Grupo Tacaza, y el segundo valor relacionado a las riolacitas de la Unidad Sañayca. En cuanto a su dispersión, no hay mayor variación en las poblaciones estudiadas, los niveles de fondo están entre 52.22 a 104.71 ppm. Mientras que, los valores del umbral varían de 91.70 a 296.05 ppm. (tabla 7.5).

Interpretación del elemento molibdeno (Mo)

Este elemento presenta valores anómalos puntuales como 120.3 ppm relacionado a la población Q-Amr (arco Magmático Reciente). Sin embargo, esta anomalía debe estar relacionada a la granodiorita de la Súper Unidad Tiabaya, del Batolito de Costa. La abundancia del molibdeno es bastante regular en las poblaciones estudiadas, con niveles de fondo que varían en el rango de 1.35 a 2.70 ppm, cuyos niveles de umbrales no presentan una variación importante de 3.84 a 12.99 ppm (tabla 7.5).

Análisis de los coeficientes de correlación de Pearson para el Sector Sur

El presente análisis nos permite definir que la población Q-dcR (Depósitos cuaternarios recientes) presenta una correlación de

Pearson muy fuerte para Cd/Sb (0.83) y fuerte para Bi/Sb (0.79). Mientras que, la población NpQ-dclA (Depósitos continentales de IntraArco del Neógeno) sólo presenta una correlación moderada para Pb/Zn (0.5).

En el caso de la población Nmp-vA (Vulcanismo de Arco Miopleistoceno) presenta una correlación fuerte para Bi/Sb (0.71), moderada para Cu/Zn (0.50) y Pb/Zn (0.54). Mientras que, que la población PeoNm-vA (Vulcanismo de Arco del Eoceno-Mioceno) tiene una correlación moderada para los elementos Ag/Cd (0.51), Cd/Sb (0.55), Cd/Zn (0.51) y Pb/Zn (0.65).

Para la población PeoNm-pA (Plutonismo de Arco Eoceno-Mioceno) se tiene una correlación fuerte para Pb/Zn (0.71) y moderada para As/Zn (0.51) y Bi/Sb (0.63). Por otro lado, la población KsPp-dCA (Depósitos de cuenca antepaís del Cretácico Superior al Paleógeno) presenta una correlación moderada entre los elementos Pb/Zn (0.66).

La población KiPeo-pAM CM (Plutonismo de Arco Magmático a Plutonismo de Cuenca Marginal del Cretácico superior-Eoceno) presenta una correlación muy fuerte para Bi/Sb (0.87) y una correlación fuerte para Ag/Sb (0.71). Mientras que, en la población Kis-dPTCme (Depósito de Plataforma y Talud carbonatada marina epicontinental del Cretácico) se tiene una correlación muy fuerte para Sb/Zn (0.99) y moderada para Ag/As y Bi/Cu.

Para la población JmKi-dcmT (Depósitos de cuenca marginal de Trasarco del Jurásico-Cretácico) presenta una correlación muy fuerte entre los elementos Bi/Sb (0.82), la población J-pA (Plutonismo de Arco del Jurásico) presenta una correlación muy fuerte entre los elementos Au/Cu (0.85), mientras que la población PET-pA (Plutonismo de Arco Magmático del Permotriásico) presenta una correlación muy fuerte entre los elementos Au/Ag, Au/Hg, Au/Zn, Ag/Hg, Hg/Zn.

En el caso de las poblaciones TJI-dPCRTA (Depósitos marinos de Plataforma Carbonatada de Rift de Trasarco del Triásico-Jurásico) y SD-dCT (Depósitos de cuenca trasarco del Silúrico Devónico), se tiene una muy fuerte correlación entre los elementos (>0.9). Por otro lado, la población NPP-Bm Basamento metamórfico del Neoproterozoico-Paleozoico solo presenta una correlación muy fuerte entre los elementos Bi/Sb (0.97) (tablas 7.6 a 7.7).

Tabla 7.5
Valores de fondo y umbrales geoquímicos para plata en las siete poblaciones estadísticas para la Zona Sur

	Q-Amr/dc	NpQ-dc	Npl-Amb	PN-Am	PN-Pam	KsPp-dCA	KIPp-pAM CM	Kis-dPTCme	JsKi-dcmT	Jim-pAM CM	PET-Pam	PETJi-dRTA	SD-dCT	NP-Bm
Au_ppb	Valor de Fondo	9.35	8.05	9.07	8.80	12.72	8.02	10.86	15.23	10.41	13.21	9.19	8.83	18.18
	Umbral Geoquímico	23.34	41.64	22.42	27.09	68.66	14.15	28.48	815.67	29.14	70.15	10.09	9.64	268.32
Ag_ppm	Valor de Fondo	0.15	0.14	0.14	0.15	0.14	0.15	0.12	0.14	0.18	0.11	0.11	0.25	0.13
	Umbral Geoquímico	1.36	0.44	0.35	1.04	0.58	0.54	0.26	0.54	0.65	0.19	0.20	21.56	0.32
As_ppm	Valor de Fondo	7.01	7.71	5.12	6.22	4.88	5.63	6.77	7.03	12.22	16.73	-	29.33	9.72
	Umbral Geoquímico	40.50	45.73	19.88	60.84	34.58	15.36	24.99	187.26	85.72	58.74	-	267.79	35.09
Bi_ppm	Valor de Fondo	3.73	4.22	3.95	4.06	4.16	4.19	4.20	4.24	3.89	4.13	-	10.63	3.21
	Umbral Geoquímico	38.29	5.83	5.44	5.32	7.36	5.41	5.80	38.36	5.58	4.89	-	414.65	5.60
Cd_ppm	Valor de Fondo	0.95	1.01	1.02	0.94	1.01	0.97	1.04	0.99	1.14	-	-	1.28	0.95
	Umbral Geoquímico	3.10	1.43	1.37	3.31	3.14	1.06	2.02	1.31	7.09	-	-	4.57	2.24
Cu_ppm	Valor de Fondo	33.58	32.55	31.55	50.32	37.54	30.23	58.53	29.23	36.48	77.31	45.42	34.78	60.01
	Umbral Geoquímico	80.52	80.21	76.37	105.10	144.80	55.65	129.84	86.65	112.05	266.75	98.97	59.54	133.12
Hg_ppm	Valor de Fondo	0.06	0.07	0.07	92.29	0.06	0.05	0.17	0.07	0.09	0.09	0.09	0.16	72.36
	Umbral Geoquímico	0.22	1.75	0.46	544.40	0.45	0.16	2.07	0.23	0.39	0.12	0.10	5.29	159.42
Mo_ppm	Valor de Fondo	1.83	1.35	1.46	1.47	2.01	1.78	2.56	1.54	2.32	2.25	2.05	1.41	2.70
	Umbral Geoquímico	12.99	4.26	3.98	4.49	7.12	4.90	9.01	4.06	11.99	4.79	5.50	3.84	8.76
Pb_ppm	Valor de Fondo	18.46	20.25	15.43	16.96	16.33	19.78	14.79	16.89	23.83	4.67	8.47	28.62	11.19
	Umbral Geoquímico	70.24	67.86	45.92	63.25	68.54	45.21	34.35	51.70	172.48	29.70	14.30	45.86	46.14
Sb_ppb	Valor de Fondo	3.69	4.37	4.18	4.21	4.36	4.22	4.18	4.37	4.62	4.56	-	10.26	3.80
	Umbral Geoquímico	9.09	5.63	4.98	12.92	38.16	5.64	5.45	7.12	7.36	7.55	-	419.34	6.02
Zn_ppm	Valor de Fondo	65.06	74.35	63.21	84.72	53.09	68.79	53.11	52.22	71.29	69.68	60.48	104.71	70.49
	Umbral Geoquímico	213.03	204.21	148.10	187.48	258.97	162.64	91.70	107.95	296.05	108.86	91.84	191.46	177.23

Tabla 7.6
Correlación de Pearson de elementos de las poblaciones estadísticas de la Zona Sur

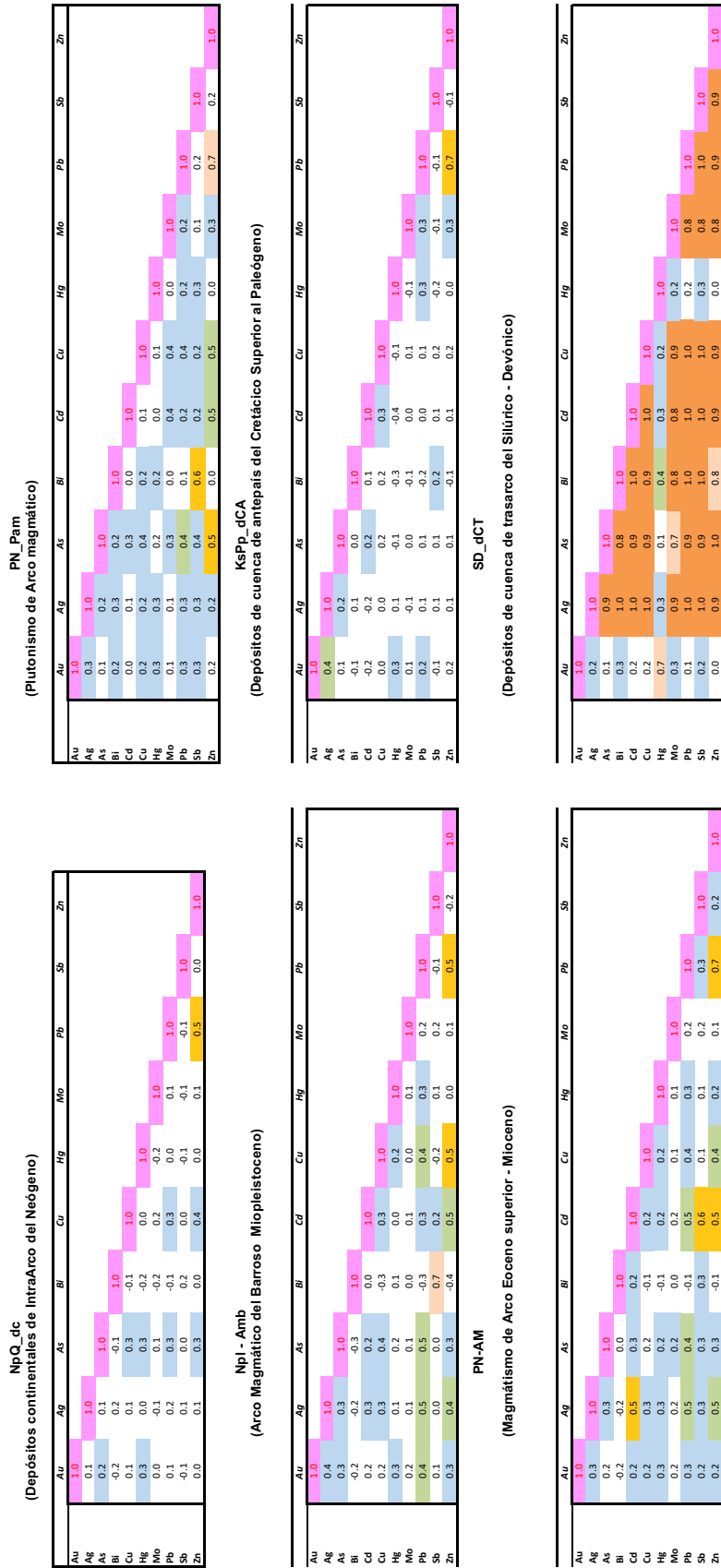
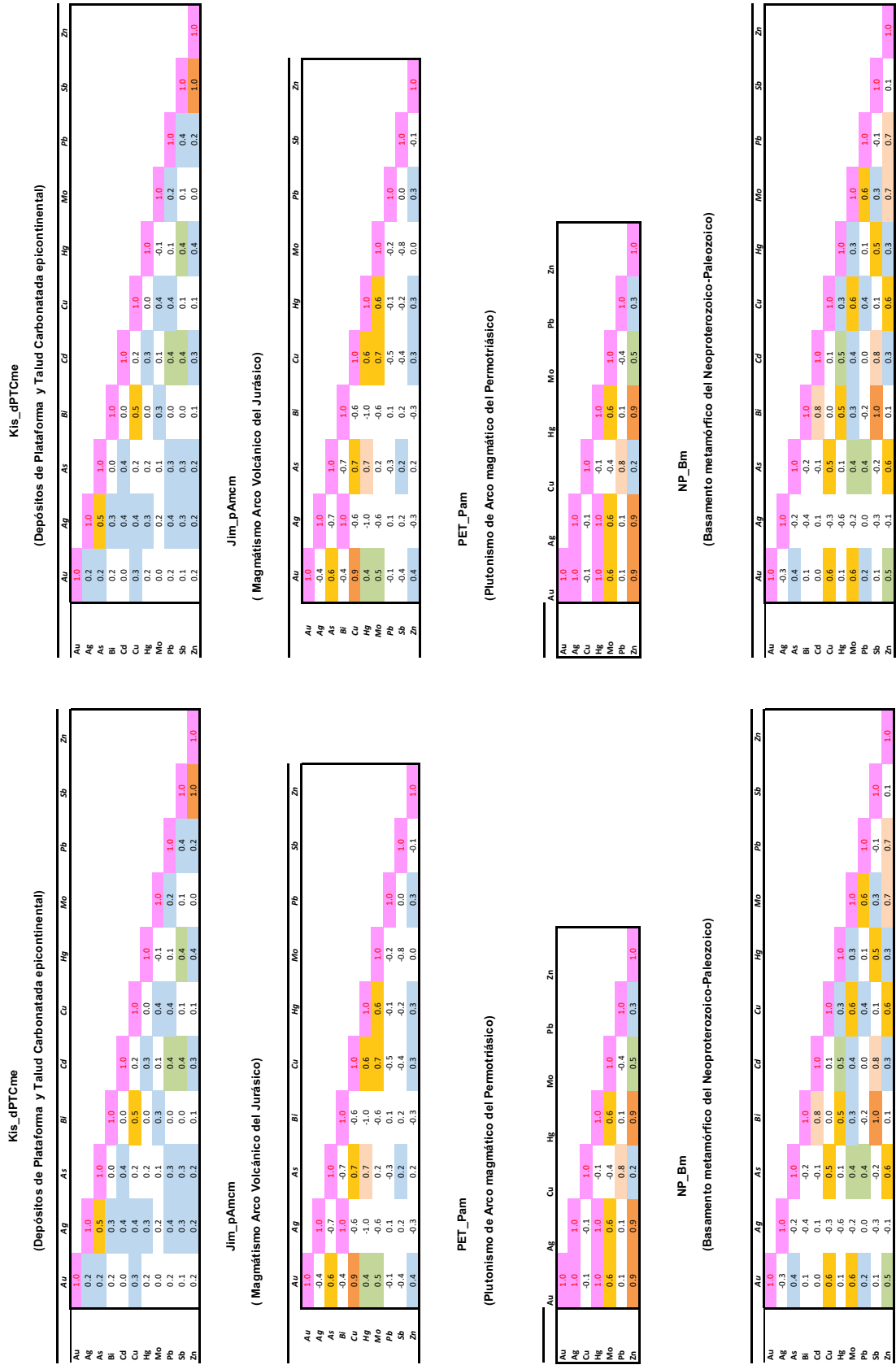


Tabla 7.7
Correlación de Pearson de elementos de las poblaciones estadísticas de la Zona Sur



7.4 POTENCIAL MINERO

A. Características Geológicas

Una subducción oblicua, consumía corteza oceánica durante el Ordovícico, bajo el bloque continental Arequipa; este evento produjo un plutonismo de arco magmático en la margen continental activa de Gondwana, representada por el batolito de Atico-Camana del Ordovícico; (Shackleton et al., 1979; Mukasa et al., 1990; Palacios et al., 2000; Carlotto et al., 2009; Torres et al., 2017).

Las rocas silicoclásticas del Grupo Mitu (Mc Laughlin, 1924), originaron depósitos de Rift trasarco produciendo la sedimentación de la secuencia calcárea marina del Grupo Pucará (Mc Laughlin, 1925), conformado por las formaciones Chambará, Aramachay y Condorsinga del Triásico superior-Jurásico inferior, una plataforma carbonatada marina profunda a somera que comprenden los Depósito de Plataforma y Talud carbonata marina epicontinental del Cretácico (K-dPTC ME)

Posteriormente entre el Paleógeno y Neógeno se tiene el emplazamiento de los distintos arcos magmáticos los cuales dieron origen a la generación de los diversos depósitos minerales, estos eventos abarcan periodos comprendidos entre 56 y 8 Ma, del Eoceno al Mioceno (Cossío, 1964; Wilson, 1975; Farrar & Noble, 1976; Noble et al., 1990; Davies, 2002; Rivera et al., 2005). El principal de estos es el Batolito de la Costa (Plutonismo de Arco a Plutonismo de Cuenca Marginal del Cretácico inferior-Eoceno, KiPeo-pA CM).

En Huancavelica e Ica, sobre la Formación Castrovirreyna, descansan los volcánicos de la Formación Caudalosa, y los volcánicos Astobamba; mientras entre Arequipa, Moquegua, Tacna y Puno, las rocas de volcánicas pertenecientes a Orcopampa, Tacaza, los volcánicos Huaylillas y el Grupo Maure. El Grupo Barroso (Magmatismo de Arco Reciente, Q-mAR), asociado a aparatos volcánicos, aflora ampliamente distribuido a lo largo de la Cordillera del Barroso, asociado a arcos volcánicos entre el Neógeno a Cuaternario se tiene Paucarani en Tacna, el Ubinas en Moquegua, el Chachani, Misti, Ampato, Hualca Hualca, Sabancaya y Andahua en Arequipa, y Quimsachata en Cusco.

Un ambiente geotectónico importante es el Plutonismo de Arco a Plutonismo de Cuenca Marginal del Cretácico inferior-Eoceno, (KiPp-pAM CM) que comprende el Batolito de la Costa del Cretácico superior a Paleógeno producto de la evolución de este batolito es producto de un rápido reciclamiento o nueva corteza originada a partir de un rift continental. Es principalmente calco-alcalinos a toleíticos, que fueron subdivididas en unidades y superunidades (Pitcher, 1985), como el Segmento Toquepala

está conformado por las superunidades Ilo y Yarabamba, el Segmento Arequipa contiene superunidades Patap, Pampahuasi, Linga, Incahuasi, Tiabaya y otras unidades que no pueden asignarse a superunidades específicas (Moore & Agar, 1985).

Otro es el Batolito de Andahuaylas-Yauri con (Marruecos, 1977; Noble et al., 1984; Bonhome y Carlier, 1990; Carlotto, 1998; Perelló et al., 2003a). Ubicada entre las regiones de Apurímac, Ayacucho, Cusco, Puno, en la Cordillera Occidental del sur del Perú y al límite con el Altiplano.

Geotectónica

Durante el Cenozoico, en el Eoceno, culmina el emplazamiento del Batolito de la Costa con la intrusión de cuerpos plutónicos de naturaleza tonalitas y granodioritas; estos hospedan la mineralización mesotermal de Au-Cu-Pb-Zn como se puede observar en Ancash, Huancavelica y Ayacucho.

Durante el Paleoceno-Eoceno se forman los grandes pórfidos de Cu-Mo acompañados con ocurrencias polimetálicas, las que estuvieron controladas por el sistema de fallas Incapuquio. Pero el factor determinante fue el extremo acortamiento y engrosamiento cortical, iniciado como ya se mencionó durante el Cretáceo 100 a 120 Ma (Clark et al., 1990; Acosta, 2008), y estos sistemas de fallas regionales con el consecuente levantamiento y exhumación fueron los que controlaron la génesis de los grandes pórfidos de Cu-Mo (Maksaev & Zentilli, 1988, 1999; Maksaev, 1990; Skewes & Holmgren, 1993; Skewes & Stern, 1994; Perrelló et al., 1996; Kurtz et al., 1997; Kay & Mpodozis, 2001; Sillitoe & Perelló, 2005; Pino et al., 2004).

Posteriormente, en el Eoceno superior al Oligoceno, se formaron importantes yacimientos tipo pórfidos-*skarn* de Cu-Mo (Au-Zn) y depósitos de Cu-Au-Fe con edades de mineralización entre 42 y 30 Ma asociados al magmatismo que dio origen al Batolito Andahuaylas-Yauri.

En el Mioceno, el arco magmático cambió de dirección desde el Batolito Andahuaylas-Yauri hacia la Cordillera Occidental, da lugar a la formación depósitos epitermales a lo largo de toda la Cordillera Occidental del Perú, como Caylloma, Arcata, Ares, Selene, Orcopampa, Santa Rosa, Arasi, etc.

El contexto tectónico que controló la distribución espacial y temporal de los depósitos tipo de pórfido Cu y epitermales de Au a lo largo de los Andes, son 1) Los actuales lineamientos estructurales, estos pudieron ser fallas activas en el pasado que alinearon centros volcánicos, y permitieron el controlaron el paso de los fluidos mineralizantes; 2) Los sistemas de fallamientos transtensivos y transpresivos de alto ángulo con dirección

preferencial N-S, E-O y NNE dextrales y normales, exceptuando algunos yacimientos sinestrales normales y de bajo ángulo, se desarrollan en los yacimientos epitermales y pórfidos de cobre.

3) La edad del emplazamiento del magmatismo fértil Paleógeno Superior-Neógeno, el cual genera un ambiente geológico favorable, en volcánicos, intrusivos, basamento sedimentario cretácico y los pulsos subsecuentes en la conformación de los Batolitos como el de Abancay, y al borde centros volcánicos dómales donde principalmente se han desarrollado este tipo transición de yacimientos hidrotermales.

B. Características Metalogenéticas

Entre las principales franjas metalogenéticas de la zona norte tenemos (ver capítulo 4.1):

- 1) Franja de Pórfidos *Skarns* de Cu-Mo (Au, Zn) y depósitos de Cu-Au-Fe relacionados con intrusiones del Eoceno-Oligoceno. (Franja XV del Mapa de Franjas Metalogenéticas)
Abarca los ambientes geotectónicos Depósitos de Cuenca Marginal de Trasarco del Jurásico-Cretácico Cuenca marginal Tras-Arco (JK-dcm TA), Depósitos Continentales de Rift de Trasarco del Permotriásico Rift Tras-Arco (PET-dC RTA), Plutonismo de Arco a Plutonismo de Cuenca Marginal del Cretácico inferior-Eoceno Plutonismo de Arco Magmático a plutonismo de cuenca marginal (KiPeo-pA CM), Plutonismo de Arco del Jurásico Plutonismo de arco a plutonismo de cuenca marginal (J-pA)
- 2) Franja Epitermales de Au-Ag del Mioceno hospedados en rocas volcánicas cenozoicas (Franja XXIA del Mapa de Franjas Metalogenéticas)
Abarca los ambientes geotectónicos Vulcanismo de Arco del Eoceno-Mioceno (PeoNm-vA) del Gpo. Calipuy, y Magmatismo de Arco Reciente (Nmp - vA) del Gpo. Barroso.
- 3) Franja de depósitos polimetálicos Pb-Zn Cu con superposición epitermal de Au – Ag (Franja XXIC del Mapa de Franjas Metalogenéticas)
Abarca los ambientes geotectónicos Depósitos de Cuenca Antepaís del Cretácico Superior al Paleógeno (KsPp-dCA) y Vulcanismo de Arco del Eoceno-Mioceno (PeoNm-vA) que comprende el Grupo Calipuy
- 4) Franja de depósitos epitermales de Au-Ag del Mio-Plioceno (Franja XXIII del Mapa de Franjas Metalogenéticas)
Abarca los ambientes geotectónicos de Vulcanismo de Arco del Eoceno-Mioceno (PeoNm-vA) del Gpo. Calipuy, Magmatismo de Arco Reciente (Q-mAR).

Entre las principales épocas de mineralización tenemos:

Mesozoico

La depositación de las calizas de la formación Chambará del grupo Pucará en el Triásico, sirvieron como rocas hospedantes para la mineralización tipo Mississippi Valley.

En el sur del Perú, se formaron yacimientos tipo pórfido Cu-Mo como Tía María, y depósitos de Fe-Cu-Au como Marcona y Mina Justa relacionados con el magmatismo del Jurásico medio-superior de ~165-160 Ma. (Clark et al. 1990).

El Cretácico superior es de relativa importancia ya que aparecen pequeños pórfidos de cobre Cu-Mo relacionados con el Batolito de la Costa como Zafranal, Aguas Verdes, Lara, Puquio, Puca Corral, entre otros.

Los sistemas de fallas Nazca-Ocoña, Cincha-LLuta-Ilo, Ica-Islay-Ilo e Incapuquio los depósitos de Au-Cu-Pb-Zn relacionados al Batolito de la Costa entre el Jurásico medio y el Cretácico superior (Acosta et al., 2008). El origen de estos yacimientos se llevó a cabo dentro de regímenes tectónicos de extensión y transtensión bajo un magmatismo de composición basáltica-intermedia durante el Mesozoico medio – tardío (Sillitoe, 2003; Sillitoe & Perelló, 2005).

Cenozoico

El Paleoceno-Eoceno fue una época muy importante y prolífica para la formación de grandes pórfidos Cu-Mo en el sur del Perú como Cuajone, Toquepala, Cerro Verde y Quellaveco, entre 61 y 53 Ma. Desde el Jurásico medio hasta el Paleoceno el arco magmático había migrado desde la costa hacia el Flanco Pacífico de la Cordillera de los Andes, el marco tectónico cambió a uno neutral o de extensión media (figura 3.82) y el magmatismo fue calcoalcalino (Acosta & Sempere, 2017). La formación de grandes pórfidos de Cu-Mo y ocurrencias polimetálicas durante el Paleoceno-Eoceno estuvo controlada por el sistema de fallas Incapuquio. Este periodo corresponde a una época metalogenética fértil, donde se formaron importantes yacimientos tipo pórfidos-*skarn* de Cu-Mo (Au-Zn) como Las Bambas, Tintaya, Cotabambas, Katanga y depósitos de Cu-Au-Fe con edades de mineralización entre 42 y 30 Ma relacionados con intrusivos del Batolito Andahuaylas-Yauri.

Otros eventos volcánicos de esta época dieron origen a depósitos epitermales de Ag-Pb-Zn.

El Mioceno se caracteriza por ser otra importante época metalogenética ya que es la más prolífica. En esta época, el arco

magmático cambió de dirección desde el Batolito Andahuaylas-Yauri hacia la Cordillera Occidental como en Caylloma, Arcata, Ares, Selene, Orcopampa, Santa Rosa, Arasi, entre otros.

Por tanto, se establecen dos principales edades de mineralización presentes en la Cordillera Occidental, correspondientes al intervalo de 40 a 30Ma correspondiente a la unidad tectonoestratigráfica de (PeoNm-pA) Plutonismo de Arco Eoceno-Mioceno en donde se ubican, como los depósitos Cotabambas, Las Bambas Tintaya, Los Chancas, Trapiche, el Porvenir Atacocha y Quicay; los que se asocian al emplazamiento de los arcos volcánicos: Barroso inferior (10-3 Ma), Barroso superior (3-1 Ma), y Arco Frontal (<1 Ma) de (Mamani et al., 2013).

El Mioceno ha marcado importantes épocas metalogénicas que se encuentran asociados a esta edad yacimientos tales

como Yanacocha, Lagunas Norte, Michiquillay entre otros. El magmatismo fértil del Mioceno se sustenta con la evidencia litogeoquímica de enriquecimiento de elementos litófilos durante el Oligoceno e intensificación de procesos de subducción, junto con el aumento del espesor cortical hacia el Mioceno, marcando transición en la corteza inferior de anfíbol hacia granate, con liberación masiva de fluidos, marcando importantes épocas metalogénicas.

Por tanto, las zonas con mayor potencial para el desarrollo de yacimientos epitermales en la unidad tectonoestratigráfica PeoNm-vA (frangas XXI-A del Mioceno en rocas volcánicas), y en menor medida la unidad Nmp-vA? (franja XXIII del Mio-Plioceno). Para los pórfidos tenemos que la zona de mayor potencial es la unidad tectonoestratigráfica PeoNm-pA (franja XV del Eoceno-Oligoceno).

CAPÍTULO VIII

CONCLUSIONES

- Se concluye que fue la convergencia entre las placas Farallón/Nazca con la placa Sudamericana, que dio lugar a la actividad magmática, que generó la mineralización de los yacimientos tipo pórfidos y epitermales presente en la Cordillera Occidental, como se observa en los depósitos Zafranal, Las Bambas, Yanacocha, Lagunas Norte, La Arena, Cerro Corona entre otros. Esta actividad data desde el Jurásico Inferior hasta el presente.
- Se establecen dos principales edades de mineralización presente en la Cordillera Occidental que son de 40 a 30Ma. Unidad tectonoestratigráfica Plutonismo de Arco Eoceno-Mioceno (PeoNm-pA) en donde se tiene en el sector sur depósitos como Cotabambas, Las Bambas Tintaya Los Chancas, Trapiche, el Porvenir Atacocha y Quicay y otra que va de 20 a 8 Ma.; (Michiquillay, Yanacocha, Lagunas Norte, Antamina, Morococha, Toromocho, Cerro de Pasco, Orcopampa, Shila Paula Selene, entre otros), relacionados a la unidad Vulcanismo de Arco del Eoceno-Mioceno (PeoNm-vA), esta última coincide con la edad de convergencia de las placas de Nazca y Sudamericana, que se dio entre 25-0 Ma. (Somoza et al., 2012) que generó al menos tres eventos magmáticos a) Oligoceno superior (~28-24 Ma.), b) Mioceno inferior (~23-17 Ma.) y c) Mioceno medio (~17-10 Ma.); (Navarro et al., 2010) los que se asocian al emplazamiento de los arcos Calamarca-Tacaza (30 – 24 Ma.), Calipuy-Huaylillas (24-10 Ma) y Barroso inferior (10-3 Ma.), Barroso superior (3-1 Ma), y Arco Frontal (<1 Ma.); de (Mamani et al., 2013).
- Los estudios de dataciones de las distintas fases de la paragénesis de los yacimientos, estudios isotópicos, petrominerográficos, estructurales y geoquímicos son de vital importancia para poder desarrollar los estudios Metalogenéticos y caracterización de las franjas Metalogenéticas.
- Las unidades tectonoestratigráficas son un criterio que facilita la integración y mejor comprensión de la información geocientífica, así como de los procesos geológicos han sido precursores y generadores de los procesos de la mineralización, esta metodología nos ha permitido desarrollar mapas metalogenéticos de los tres sectores presentes en la Cordillera Occidental.
- El Mioceno ha marcado importantes épocas metalogenéticas para los sectores Norte, Centro y Sur, especialmente para el Norte, ya que en este sector se encuentran asociados a esta edad yacimientos como Yanacocha, Lagunas Norte, Michiquillay entre otros yacimientos.
- El magmatismo fértil del Mioceno se sustenta con la evidencia litogeoquímica de enriquecimiento de litófilos durante el Oligoceno e intensificación de procesos de subducción, junto con aumento del espesor cortical hacia el Mioceno, marcando transición en la corteza inferior de anfíbol hacia granate, con liberación masiva de fluidos, marcando importantes épocas metalogenéticas. Esto también se puede observar en la provincia isotópica I en donde los depósitos de Zafranal, Mazo Cruz, Tambomayo y Mamacocha; se ubican en la curva de la corteza continental inferior, lo que sugiere que la fuente de la mineralización de estos depósitos se derivó de la mezcla entre magma mantélico con contaminación de la corteza inferior (basamento metamórfico), mientras que las muestras de Orcopampa presentan una marcada tendencia a una fuente tipo EMII. Por su parte en la provincia isotópica II, en donde el plomo radiogénico indica la mezcla, entre el manto superior enriquecido con la corteza superior. Para el caso de la provincia IIIb se observa que hay dos grupos de muestras, uno conformado por depósitos cuyos valores de plomo radiogénicos se ubicaría por encima de la curva de la corteza superior, lo que indicaría que la fuente de la mineralización proviene de los sedimentos provenientes de la corteza superior. Mientras que en el segundo grupo cuya mineralización proviene de la mezcla entre la corteza superior y la corteza inferior.
- La mayoría de depósitos epitermales y pórfidos se dan en torno a los valores más altos de parámetros litogeoquímicos que indican magmas fértiles, observándose diferencias por los sectores norte, centro y sur.

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Acosta, J. (2014) - Perspectivas de la dotación del cobre en el Perú dentro de 10 años. *Horizonte Minero*, 100: 98-103. <https://hdl.handle.net/20.500.12544/3329>
- Acosta, J. (2015) - Tendencias de la dotación de plomo y zinc en el Perú. *Horizonte Minero*, 102: 48-51. <https://hdl.handle.net/20.500.12544/3330>
- Acosta, J. & Huanacuni, D. (2008) – Informe sobre la relación del volcanismo Mio-Plioceno con la franja de depósitos epitermales de Au-Ag e la Cordillera Occidental del sur del Perú (Arequipa-Puno). Lima: Instituto Geológico Minero y Metalúrgico, Dirección de Recursos Minerales y Energéticos, 22 p. <https://hdl.handle.net/20.500.12544/2182>
- Acosta, J.; Quispe, J.; Santisteban, A. & Acosta, H. (2008) - *Épocas metalogenéticas y tipos de yacimientos metálicos en la margen occidental del Sur del Perú: latitudes 14°S - 18°S*. En: Congreso Peruano de Geología, 14 & Congreso Latinoamericano de Geología, 13, Lima, 2008. Resúmenes. Lima: Sociedad Geológica del Perú, 6 p. <https://hdl.handle.net/20.500.12544/424>
- Acosta, J.; Rivera, R.; Valencia, M.; Chirif, H.; Huanacuni, D.; Rodríguez, I.; Villarreal, E.; Paico, D. & Santisteban, A. (2009) – *Mapa metalogenético del Perú 2009: memoria*. Lima: Instituto Geológico Minero y Metalúrgico, 17 p. <https://hdl.handle.net/20.500.12544/1957>
- Acosta, J.; Rivera, R.; Valencia, M.; Chirif, H.; Huanacuni, D.; Rodríguez, I.; Villarreal, E.; Paico, D. & Santisteban, A. (2015) - *Mapa metalogenético del Perú 2015: memoria*. Lima: Instituto Geológico Minero y Metalúrgico, 17 p. <https://hdl.handle.net/20.500.12544/3490>
- Acosta, J.; Rodríguez, I.; Flores, A. & Huanacuni, D. (2011) - *Memoria sobre la geología económica de la región Ayacucho*. Lima: Instituto Geológico Minero y Metalúrgico, 40 p. <https://hdl.handle.net/20.500.12544/3529>
- Acosta, J.; Rodríguez, I. & Huanacuni, D. (2011) - *Memoria sobre la geología económica de la región Arequipa*. Lima: Instituto Geológico Minero y Metalúrgico, 32 p. <https://hdl.handle.net/20.500.12544/3524>
- Acosta, J.; Rodríguez, I.; Villarreal, E. & Huanacuni, D. (2011a) – *Memoria sobre la geología económica de la región Apurímac*. Lima: Instituto Geológico Minero y Metalúrgico, 44 p. <https://hdl.handle.net/20.500.12544/3514>
- Acosta, J.; Rodríguez, I.; Villarreal, E. & Huanacuni, D. (2011b) - *Memoria sobre la geología económica de la región Cusco*. Lima: Instituto Geológico Minero y Metalúrgico, 39 p. <https://hdl.handle.net/20.500.12544/3521>
- Acosta, J.; Santisteban, A. & Huanacuni, D. (2015) - *Lead and zinc in Peru: resources and supply trends* [presentación de diapositivas]. PERUMIN 32 Convención Minera, Encuentro Tecnología e Investigación, setiembre 2015. <https://hdl.handle.net/20.500.12544/3350>
- Acosta, J.; Santisteban, A.; Huanacuni, D.; Valencia, M. & Villarreal, E. (2014a) - Pasado, presente y futuro de la producción de oro en el Perú. *Horizonte Minero*, 97: 66-68,70. <https://hdl.handle.net/20.500.12544/3328>
- Acosta, J.; Santisteban, A.; Huanacuni, D.; Valencia, M. & Villarreal, E. (2014b) - Plata: antecedentes y proyecciones hasta el 2025. *Horizonte Minero*, 98: 18-24. <https://hdl.handle.net/20.500.12544/3327>
- Acosta, J. & Sempere, T. (2017) - Evolución tectónica y metalogénesis del Perú. En: Congreso Internacional de Prospectores y Exploradores, 10, Lima, 2017. *Resúmenes extendidos*. Lima: Instituto de Ingenieros de Minas del Perú, p. 2-7. <https://hdl.handle.net/20.500.12544/1041>
- Aitchison, S.J.; Harmon, R.S.; Moorbath, S.; Schneider, A.; Soler, P.; Soria-Escalante, E.; Steele G.; Swainbank, I. & Worner, G. (1995) - Pb isotopes define basement domains of the Altiplano, central Andes. *Geology*, 23(6); 555-558. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1995\)023<0555:PIDBDO>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1995)023<0555:PIDBDO>2.3.CO;2)
- Aliaga, M. (2012) - *Controles de mineralización del pórfido Au-Cu Morococha – Minas Conga, Cajamarca – Perú*. Tesis Ingeniero Geólogo, Universidad Nacional de Ingeniería, Lima, 123 p. <http://cybertesis.uni.edu.pe/handle/uni/115>

- Alvarez, A. & Huanqui, F. (1992) - Mineralización de oro en el proyecto Pacoyan Quicay (Cerro de Pasco). En: Simposium Nacional de Minería Aurífera, 2, Pasco, 7-12 diciembre 1992. *Trabajos técnicos "Dorado peruano: riqueza presente, desarrollo futuro"*. Cerro de Pasco: Universidad Daniel Alcides Carrión, p. 47-58.
- Aquino, A.; Quirita, V. & Garipey, L. (2006) - El pórfido Cu-Au La Arena. En: Congreso Peruano de Geología, 13, Lima, 2006, *Resúmenes extendidos*. Lima: Sociedad Geológica del Perú, p. 692-695.
- Arenas, M. (1975) - Geología de la mina Orcopampa y alrededores, Arequipa. *Boletín Sociedad Geológica del Perú*, (46): 9-24.
- Atherton, M.P. (1990) - The Coastal Batholith of Peru: the product of rapid recycling of "new" crust formed within rifted continental margin. *Geological Journal*, 25(3-4): 337-349. <https://doi.org/10.1002/gj.3350250316>
- Atherton, M.P.; Pitcher, W.P. & Warden V. (1983) - The Mesozoic marginal basin of central Peru. *Nature*, 305(5932): 303-306. <https://doi.org/10.1038/305303a0>
- Ayers, J.C. & Egger, D.H. (1995) - Partitioning of elements between silicate melt and H₂O-NaCl fluids at 1.5 and 2.0 GPa pressure: Implications for mantle metasomatism. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 59(20): 4237-4246. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(95\)00244-T](https://doi.org/10.1016/0016-7037(95)00244-T)
- Barreiro, B. (1984) - Lead isotopes and Andean magmatogenesis. En: Harmon, R.S. & Barreiro, B.A., eds. *Andean magmatism: chemical and isotopic constraints*. Nantwich, Cheshire: Shiva Publishing, p. 21-30.
- Bazán, O. (2016) - Evolución geotectónica de la Deflexión de Cajamarca y su implicancia en la metalogenia del norte del Perú. En: Congreso Peruano de Geología, 18, Lima, 2016. *Resúmenes*. Lima: Sociedad Geológica del Perú, 5 p.
- Beckinsale, R.D.; Sánchez, A.; Brook, M.; Cobbing, E.J.; Taylor, W.P. & Moore, N.D. (1985) - Rb-Sr whole-rock isochron and K-Ar age determinations for the coastal batholith of Peru. En: Pitcher, W.S.; Atherton, M.P.; Cobbing, E.J. & Beckinsale, R.D., eds. *Magmatism at a plate edge. The Peruvian Andes*. Glasgow: Blackie, p. 177-202.
- Bellido, E. & Narváez, S. (1960) - Geología del cuadrángulo de Atico, Hoja 33-o. *Comisión Carta Geológica Nacional*, 2, 59 p. <https://hdl.handle.net/20.500.12544/32>
- Benavides, V. (1956) - Cretaceous system in northern Peru (Doctoral Thesis, Faculty of Pure Science, Columbia University). *Bulletin American Museum of Natural History*, 108(4): 353-494. <http://hdl.handle.net/2246/1023>
- Benavides, V. (1962) - Estratigrafía Pre-terciaria de la región de Arequipa. En: Congreso Nacional de Geología, 2, Lima, 1960. *Boletín Sociedad Geológica del Perú*, (38):5-63.
- Benavides, V. (1999) - Orogenic evolution of the Peruvian Andes: the andean cycle. En: Skinner, B.J., ed. *Geology and ore deposits of the Central Andes*. Littleton, CO: Society of Economic Geologists, Special Publication 7, p. 61-107. <https://doi.org/10.5382/SP.07.03>.
- Bissig, T.; Leal, H.; Stevens, R.B. & Hart, C.J.R. (2017) - High Sr/Y magma petrogenesis and the link to porphyry mineralization as revealed by garnet-bearing I-type granodiorite porphyries of the middle Cauca Au-Cu belt, Colombia. *Economic Geology*, 112(3): 551-568. <https://doi.org/10.2113/econgeo.112.3.551>
- Borredon, R. (1982) - *Etude geologique et metallgenique du district minier de Hualgayoc (Perou septentrional) a plomb-zinc-cuivre-argent*. Ph.D. Thesis, University of Paris.
- Buret, Y.; von Quadt, A.; Heinrich, C.; Selby, D.; Wälle, M. & Peytcheva, I. (2016) - From a long-lived upper-crustal magma chamber to rapid Porphyry copper emplacement: Reading the geochemistry of zircon crystals at Bajo de la Alumbrera (NW Argentina). *Earth and Planetary Science Letters*, 450: 120-131. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2016.06.017>
- Bussell, M.A. (1976) - Fracture control of high-level plutonic contacts in the Coastal Batholith of Peru. *Proceedings of the Geologists' Association*, 87(2): 237-246. [https://doi.org/10.1016/S0016-7878\(76\)80014-4](https://doi.org/10.1016/S0016-7878(76)80014-4)
- Cabos, R. & Tumialán, P. (1975) - Geología económica del distrito minero de Ticapampa-Ancash. *Boletín Sociedad Geológica del Perú*, (47): 31-56.
- Canchaya S. (1990) - Stratabound Ore Deposits of Hualgayoc, Cajamarca, Peru. En: Fontboté L.; Amstutz G.C., Cardozo M.; Cedillo E. & Frutos J., eds. *Stratabound Ore Deposits in the Andes*. Berlin, Heidelberg: Springer, Special Publication of the Society for Geology Applied to Mineral Deposits, vol 8, p. 569-582. https://doi.org/10.1007/978-3-642-88282-1_44

- Candela, P.A. & Holland, H.D. (1984) - The partitioning of copper and molybdenum between silicate melts and aqueous fluids. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 48(2): 373-380. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(84\)90257-6](https://doi.org/10.1016/0016-7037(84)90257-6)
- Candiotti, H. & Guerrero, T. (1997) - Descubrimiento y geología del yacimiento de oro diseminado Sipán-Cajamarca. En: Congreso Peruano de Geología, 9, Lima, 1997, *Resúmenes extendidos*. Lima: Sociedad Geológica del Perú, Lima, p. 9-13.
- Carlier, G., Carlotto, V., Ligarda, R. & Manrique, E. (1989) - Estudio metalogénico de la subprovincia cuproferrífera Tintaya-Bambas. En: Convenio de Cooperación Científica UNI-ORSTOM. *Informe final 1984-1988*. Lima: Universidad Nacional de Ingeniería, ORSTOM, p. 143-248.
- Carlier, G.; Lorand, J.P.; Liégeois, J.P.; Fornari, M.; Soler, P.; Carlotto, V. & Cárdenas, J. (2005) - Potassic-ultrapotassic mafic rocks delineate two lithospheric mantle blocks beneath the southern Peruvian Altiplano. *Geology*; 33(7): 601-604. <https://doi.org/10.1130/G21643.1>
- Carlotto V.; Quispe, J.; Acosta, H.; Rodríguez, R.; Romero, D.; Cerpa, L.; Mamani, M.; Diaz-Martínez, E.; Navarro, P.; Jaimes, F.; Velarde, K.; Lu, S. & Cueva, E. (2009) - Dominios geotectónicos y metalogénesis del Perú. *Boletín Sociedad Geológica del Perú*, (103): 1-89.
- Catchpole, H.; Kouzmanov, K.; Bendezú, A.; Ovtcharova, M.; Spikings, R.; Stein, H. & Fontboté, L. (2015) - Timing of porphyry (Cu-Mo) and base metal (Zn-Pb-Ag-Cu) mineralisation in a magmatic-hydrothermal system—Morococha district, Peru. *Mineralium Deposita*, 50(8): 895-922. <https://doi.org/10.1007/s00126-014-0564-x>
- Chiaradia, M.; Ulianov, A.; Kouzmanov, K. & Beate, B. (2012) - Why large porphyry Cu deposits like high Sr/Y magmas?. *Scientific Reports*, 2(1): 1-7. <https://doi.org/10.1038/srep00685>
- Clark, A.H.; Tosdal, R.M.; Farrar, E. & Plazolles, A. (1990) - Geomorphologic environment and age of supergene enrichment of the Cuajone, Quellaveco, and Toquepala porphyry copper deposits, southeastern Peru. *Economic Geology*, 85(7): 1604-1628. <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.85.7.1604>
- Cobbing, E.J. (1985) - The tectonic setting of the Peruvian Andes. En: Pitcher, W.S.; Atherton, M.P.; Cobbing, E.J. & Beckinsale, R.D. *Magmatism at a plate edge: the Peruvian Andes*. Glasgow: Blackie & Sons, p. 3-12.
- Cobbing, E.J.; Pitcher, W.S.; Wilson, J.J.; Baldock, J.W.; Taylor, W.P., et al. (1981) - Estudio geológico de la Cordillera Occidental del norte de Perú. *INGEMMET, Boletín, Serie D: Estudios. Especiales*, 10, 252 p. <https://hdl.handle.net/20.500.12544/330>
- Cobeñas, G. (2008) - *Cinturones metalogénicos Cenozoicos en Pasco y Huánuco: tipos de yacimientos y naturaleza geoquímica de los magmas asociados*. Tesis Ingeniero Geólogo, Universidad Nacional Mayor de San Marcos, Lima, 140 p. <https://hdl.handle.net/20.500.12672/763>
- Compañía Minera Milpo (2017) - *Memoria anual 2016*. Lima: Responde SAC, 173 p. <https://bit.ly/3MsSiLb>
- Condor Resources Inc. (2015, 10 de febrero) - *Condor Reports Encouraging Results from Ocos Project in Central Peru Systematic Channel Sampling yields a horizontal width of 0.68% Copper over 326m which includes 141m interval of 1.1% Copper*, (News Release). 2 p.
- Córdova, J. & Hoyos, D. (2000) - Geología del pórfido de Cu-(Au-Mo) El Galeno, Cajamarca, Perú. En: Congreso Peruano de Geología, 10, Lima, 2000, *Trabajos Técnicos*. Lima: Sociedad Geológica del Perú, p. 1158-1177.
- Cornejo, P.; Tosdal, R.M.; Mpodozis, C.; Tomlinson, A.J.; Rivera, O. & Fanning, C.M. (1997) - El Salvador, Chile porphyry copper deposit revisited: Geologic and geochronologic framework. *International Geology Review*, 39(1): 22-54. <https://doi.org/10.1080/00206819709465258>
- Cornejo, R. (2007) - *Características metalogénicas de los yacimientos asociados al volcanismo Cenozoico (Grupo Calipuy) en el Norte del Perú, región Cajamarca*. Lima: Instituto Geológico Minero y Metalúrgico, 82 p. <https://hdl.handle.net/20.500.12544/2133>
- Cueva, E. & Cerpa, L. (2009) - *Control estructural en la ocurrencia de yacimientos magmáticos-hidrotermales entre Huayllay y Cerro de Pasco*. Perú Central [Poster]. XXVII Curso Latinoamericano de Metalogenia UNESCO-SEG-SGAA, Belo Horizonte, Brasil.
- Cueva, E.; Josvel, A.; Mostacero, J. & Aguilar, C. (2017) - *Geología y alcances generales del yacimiento minero de Antamina, Perú*. Cajamarca: Universidad Nacional de Cajamarca, 5 p.
- Davies, R.C.I. (2002) - *Tectonic, magmatic and metallogenic evolution of the Cajamarca mining district, northern Peru*. PhD Thesis, James Cook University, Australia, 323 p. <https://researchonline.jcu.edu.au/10/>

- Davies, R.C. & Williams, P.J. (2005) - The El Galeno and Michiquillay porphyry Cu–Au–Mo deposits: geological descriptions and comparison of Miocene porphyry systems in the Cajamarca district, northern Peru. *Mineralium Deposita*, 40(5), 598-616. <https://doi.org/10.1007/s00126-005-0026-6>
- Defant, M.J.; Xu, J.F.; Kepezhinskas, P.; Wang, Q.; Zhang, Q. & Xiao, L. (2002) - Adakites: some variations on a theme. *Acta Petrologica Sinica*, 18(2): 129-142.
- Dreher, S.T.; MacPherson, C.G.; Pearson, D.G. & Davidson, J.P. (2005) - Re-Os isotope studies of Mindanao adakites: Implications for sources of metals and melts. *Geology*, 33(12): 957-960. <https://doi.org/10.1130/G21755.1>
- du Bray, E.A. (2017) - Geochemical characteristics of igneous rocks associated with epithermal mineral deposits—a review. *Ore Geology Reviews*, 80: 767-783. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2016.08.023>
- Fernandez-Baca, A.; Schissler, A.; Sanford, A.; Guzman, C.; Lane, G.; Bruna, J.; Staples, P.; Oshudt, P.; Jakubowski, R. & Elfen, S. (2016) - *Zafranal Project, Peru Technical Report on the Pre-Feasibility Study*, (10100001-RPT-0006, Revision Number 0). Compañía AQM Copper Inc., 333 p.
- Flores, R. (2002) - *Aspectos generales de la geología del yacimiento aurífero Quicay*. Tesis Ingeniero Geólogo, Universidad Nacional Daniel Alcides Carrión, Cerro de Pasco, 125 p.
- Foley, S.F. & Wheller, G.E. (1990) - Parallels in the origin of the geochemical signatures of island arc volcanics and continental potassic igneous rocks: the role of residual titanates. *Chemical Geology*, 85(1-2): 1-18. [https://doi.org/10.1016/0009-2541\(90\)90120-V](https://doi.org/10.1016/0009-2541(90)90120-V)
- Fricker, P. (1960) - Zur geologie der Cordillera de Vilcabamba. *Die Alpen*, 36: 58-66.
- Fricker, P. & Weibel, M. (1960) - Zur Kenntnis der Eruptivegesteine in der Cordillera Vilcabamba (Peru). *Schweizerische Mineralogische Petrologische Mitteilungen*, 40(2): 359-382. <http://doi.org/10.5169/seals-31156>
- Fukao, Y.; Yamamoto, A. & Kono, M. (1989) - Gravity anomaly across the Peruvian Andes. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 94(B4): 3867-3890. <https://doi.org/10.1029/JB094iB04p03867>
- Gustafson, L.B. (1978) - Some major factors of porphyry copper genesis. *Economic Geology*, 73(5): 600-607. <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.73.5.600>
- Gustafson, L.B. & Hunt, J.P. (1975) – The porphyry copper deposit at El Salvador, Chile. *Economic Geology*, 70(5): 857-912. <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.70.5.857>
- Gustafson, L.B.; Vidal, C.; Pinto, R. & Noble, D.C. (2004) – Porphyry-epithermal transition, Cajamarca region, northern Peru. En: Sillitoe, R.H.; Perelló, J. & Vidal, C., eds. *Andean metallogeny: new discoveries, concepts, and updates*, Littleton, CO: Society of Economic Geologists, Special Publication 11, p. 279-299. <https://doi.org/10.5382/SP.11.15>
- Haeberlin Y.; Moritz, R.; Fontboté, L. & Cosca, M.A. (2004) - Carboniferous orogenic gold deposits at Pataz, Eastern Andean Cordillera, Peru: geological and structural framework, paragenesis, alteration, and ⁴⁰Ar/³⁹Ar geochronology. *Economic Geology*, 99(1): 73-112. <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.99.1.73>
- Hanson, G.N. (1978) - The application of trace elements to the petrogenesis of igneous rocks of granitic composition. *Earth and Planetary Science Letters*, 38(1): 26-43. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(78\)90124-3](https://doi.org/10.1016/0012-821X(78)90124-3)
- Haskin, L.A.; Wildeman, T.R. & Haskin, M.A. (1968) - An accurate procedure for the determination of the rare earths by neutron activation. *Journal of Radioanalytical and Nuclear Chemistry*, 1(4): 337-348. <https://doi.org/10.1007/BF02513689>
- Heidrick, T.L. & Titley, S.R. (1982) - Fracture and dike patterns in Laramide plutons and their structural and tectonic implications, American southwest. En: Titley, S.R., ed. *Advances in geology of the porphyry copper deposits, southwestern North America*. Tucson: University of Arizona Press, p. 73-91.
- Heyl, A.V.; Delevaux, M.H.; Zartman, R.E. & Brock, M.R. (1966) - Isotopic study of galenas from the upper Mississippi Valley, the Illinois-Kentucky, and some Appalachian Valley mineral districts. *Economic Geology*, 61(5): 933-961. <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.61.5.933>
- Holmes, A. (1946) - An estimate of the age of the Earth. *Nature*, 157(3995): 680-684. <https://doi.org/10.1038/157680a0>
- Houtermans, F.G. (1946) - Die Isotopenhäufigkeiten im natürlichen Blei und das Alter des Urans. *Naturwissenschaften*, 33(6): 185-186. <https://doi.org/10.1007/BF00585229>
- Inca Minerals Ltd. (2014, 23 de Octubre) - 2014 Annual Report 80 p. Recuperado de: <https://app.sharelinktechnologies.com/announcement/asx/a1a8f60710f6bf89b8516f8e7c18e3b3>

- Injoque, J. (2002) - Fe Oxide-Cu-Au deposits in Peru: an integrated view. En: Porter, T.M., ed. *Hydrothermal iron oxide copper-gold related deposits: a global perspective*. Linden Park, SA: PGC Publishing, vol. 2, p. 97-113.
- Ishihara, S. (1981) - The granitoid series and mineralization. En: Skinner, B.J., ed. *Economic Geology seventy-fifth anniversary volume, 1905-1980*. Texas: Economic Geology Publishing Company, p. 458-484.
- James, D.E. & Sacks, I.S. (1999) - Cenozoic formation of the Central Andes: a geophysical perspective. En: Skinner, B.J., ed. *Geology and ore deposits of the Central Andes*. Littleton, CO: Society of Economic Geologists, Special Publication 7, p. 1-25.
- James, J. (1998) - *Geology, alteration, and mineralization of the Cerro Corona porphyry copper-gold deposit, Cajamarca Province, Peru*. Thesis Degree of Master, The University of British Columbia, Vancouver, 249 p. <https://dx.doi.org/10.14288/1.0053185>
- Johnson, R.F. (1955) - Geology of the Atacocha mine, department of Pasco, Peru. *Economic Geology*, 50(3): 249-270. <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.50.3.249>
- Kay, S.M. & Mpodozis, C. (2001) - Central Andean ore deposits linked to evolving shallow subduction systems and thickening crust. *GSA Today*, 11(3): 4-9. <https://bit.ly/3tFOL3y>
- Keppler, H. & Wyllie, P.J. (1990) - Role of fluids in transport and fractionation of uranium and thorium in magmatic processes. *Nature*, 348(6301): 531-533. <https://doi.org/10.1038/348531a0>
- Kono, M.; Fukao, Y. & Yamamoto, A. (1989) - Mountain building in the Central Andes. *Journal of Geophysical Research, Solid Earth*, 94(B4): 3891-3905. <https://doi.org/10.1029/JB094iB04p03891>
- Kontak, D.J.; Cumming, G.L.; Krstic, D.; Clark, A.H. & Farrar, E. (1990) - Isotopic composition of lead in ore deposits of the Cordillera Oriental, southeastern Peru. *Economic Geology*, 85(7): 1584-1603. <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.85.7.1584>
- Lang, J.R. & Baker, T. (2001) - Intrusion-related gold systems: the present level of understanding. *Mineralium Deposita*, 36(6): 477-489. <https://doi.org/10.1007/s001260100184>
- Laughlin, A.W.; Damon, P.E. & Watson, B.N. (1968) - Potassium-Argon dates from Toquepala and Michiquillay, Peru. *Economic Geology*, 63(2): 166-168. <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.63.2.166>
- Le Bas, M.J.; Le Maitre, R.W.; Streckeisen, A. & Zanettin, B. (1986) - A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram. *Journal of Petrology*, 27(3): 745-750. <https://doi.org/10.1093/petrology/27.3.745>
- Le Maitre, R.W.; Streckeisen, A.L.; Zanettin, B.; Le Bas, M.J.; Bonin, B.; Bateman, P.; Bellieni, G.; Dudek, A.; Efremova, S.; Keller, J.; Lameyre, J.; Sabine, P.A.; Schmid, R.; Sorensen, H. & Woolley, A.R. (2002) - Igneous rocks; a classification and glossary of terms; recommendations of the International Union of Geological Sciences Subcommission on the Systematics of Igneous Rocks. 2a. ed. Cambridge: Cambridge University Press, 236 p.
- Llosa, F. & Véliz, J. (2000) - Geología, alteración y mineralización de los pórfidos de Au-Cu de minas Conga, norte del Perú (Cajamarca). En: Congreso Peruano de Geología, 10, Lima, 2000. *Trabajos técnicos*. Lima: Sociedad Geológica del Perú, p. 1178-1194.
- Llosa, F.; Lescuyer, J. & Milesi, J. (1996) - Minas Conga: descubrimiento, exploración y marco geológico de los pórfidos Au-Cu en la región de Cajamarca. En: Simposium Internacional del Oro, 2, Lima, Perú: *Segundo Simposium Internacional del Oro*. Lima: Sociedad Nacional de Minería y Petróleo, 1996. p. 275-283.
- Loewy, S.L.; Connelly, J.N.; Dalziel, I.W.D. & Gower, C.F. (2003) - Eastern Laurentia in Rodinia: constraints from whole-rock Pb and U/Pb geochronology. *Tectonophysics*, 375(1-4): 169-197. [https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(03\)00338-X](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(03)00338-X)
- Longo, A.A. (2005) - *Evolution of volcanism and hydrothermal activity in the Yanacocha mining district, northern Perú*. Ph.D. Thesis, Oregon State University, 469 p.
- Loucks, R.R. (2014) - Distinctive composition of copper-ore-forming arc magmas. *Australian Journal of Earth Sciences*, 61(1): 5-16. <https://doi.org/10.1080/08120099.2013.865676>
- Lynton, S.J.; Candela, P.A. & Piccoli, P.M. (1993) - An experimental study of the partitioning of copper between pyrrhotite and a high silica rhyolitic melt. *Economic Geology*, 88(4): 901-915. <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.88.4.901>
- Macfarlane, A.W. (1988) - Isótopos de plomo en el distrito minero de Hualgayoc. Sociedad Geológica del Perú. *Boletín Sociedad Geológica del Perú*, (78): 81-86.

- Macfarlane, A.W. (1995) - Linear arrays in Andean Pb isotope data and the depth of mixing. *Geological Society of America, Annual Meeting (New Orleans), Abstracts with programs*, 27(6): 410.
- Macfarlane, A.W. (1999) - Isotopic studies of northern Andean crustal evolution and ore metal sources. En: Skinner, B.J., ed. *Geology and ore deposits in the central Andes*. Littleton, Colorado: Society of Economic Geologists, Special Publication, 7, p. 195-217. <https://doi.org/10.5382/SP.07.06>
- Macfarlane, A.W.; Marcet, P.; LeHuray, A.P. & Petersen, U. (1990) - Lead isotope provinces of the Central Andes inferred from ores and crustal rocks. *Economic Geology*, 85(8): 1857-1880. <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.85.8.1857>
- Macfarlane, A.W. & Petersen, U. (1990) - Pb isotopes of the Hualgayoc area, northern Peru; implications for metal provenance and genesis of a Cordilleran polymetallic mining district. *Economic Geology*, 85(7): 1303-1327. <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.85.7.1303>
- Macfarlane, A.W.; Prol-Ledesma, R.M. & Conrad, M.E. (1994) - Isotope and fluid inclusion studies of geological and hydrothermal processes, northern Peru. *International Geology Review*, 36(7), 645-677. <https://doi.org/10.1080/00206819409465480>
- Maksaev, V. (2001) - *Reseña metalogénica de Chile y de los procesos que determinan la metalogénesis andina*. Santiago: Universidad de Chile, 63 p.
- Mamani, M.; Wörner, G. & Sempere, T. (2010) - Geochemical variation in igneous rocks of the Central Andean orocline (13°S to 18°S): Tracing crustal thickening and magma generation through time and space. *Geological Society of America Bulletin*, 122(1-2): 162-182. <https://doi.org/10.1130/B26538.1>
- Mantle, G.W., & Collins, W.J. (2008) - Quantifying crustal thickness variations in evolving orogens: Correlation between arc basalt composition and Moho depth. *Geology*, 36(1): 87-90. <https://doi.org/10.1130/G24095A.1>
- Marchena, A. (2019) - *Caracterización petrográfica e interpretación litogeoquímica del magmatismo de los proyectos Tía María-La Tapada, Los Calatos y Chipispaya (Arequipa-Moquegua-Tacna)*. Tesis Ingeniero Geólogo, Universidad Nacional de Ingeniería, Lima, 285 p. <http://cybertesis.uni.edu.pe/handle/uni/18294>
- Marocco, R. (1975) - Geología de los cuadrángulos de Andahuaylas, Abancay y Cotabambas. *Instituto de Geología y Minería, Boletín*, 27, 51 p. <https://hdl.handle.net/20.500.12544/145>
- Marocco, R. (1978) - Estudio geológico de la Cordillera de Vilcabamba. *Instituto de Geología y Minería, Boletín, Serie D: Estudios Especiales*, 4, 157 p. <https://hdl.handle.net/20.500.12544/321>
- Martínez, W. & Cervantes, J. (2003) - Rocas ígneas en el sur del Perú: Nuevos datos geocronométricos, geoquímicos y estructurales entre los paralelos 16° y 18°30' Latitud Sur. *INGEMMET, Boletín, Serie D: Estudios Regionales*, 26, 140 p.
- Martínez, W.; Marchena, A.; Otero, J.; Cervantes, J. & León, W. (2017) - *Geología y controles tectonomagmáticos de los sistemas porfíricos en el arco magmático occidental sur del Perú*. Lima: Instituto Geológico Minero y Metalúrgico. Dirección de Recursos Minerales y Energéticos, 112 p. <https://hdl.handle.net/20.500.12544/3533>
- McKee, E.H.; Gibson, P.C.; Noble, D.C. & Swanson, K.E. (1994) - Chronology of igneous activity, hydrothermal alteration, and mineralization, Orcopampa epithermal Ag-Au district, southern Peru. En: Congreso Geológico Chileno, 7, Concepción, 17-21 Octubre, 1994. *Actas*, vol. 2, p. 1520-1522. <https://bit.ly/3Mv2Fyd>
- Mégard, F. (1984) - The Andean orogenic period and its major structures in central and northern Peru. *Journal of the Geological Society*, 141(5): 893-900. <https://doi.org/10.1144/gsjgs.141.5.0893>
- Mégard, F. (1987) - Structure and evolution of the Peruvian Andes. En: Schaer, J.P. & Rodgers, J., eds. *The anatomy of mountain ranges*. Princeton, NJ: Princeton University Press, p. 179-210.
- Mercado, M. (1972) - *Estudio Geo-Económico y Minero del Yacimiento Huancapetí (Mina Tarugo - Ancash)*. Tesis Bachiller, Universidad Nacional Mayor de San Marcos, Lima, 104 p.
- Mukasa, S.B (1984) - *Comparative Pb isotope systematics and zircon U-Pb geochronology for the Coastal, San Nicholas and Cordillera Blanca Batholiths, Peru*. PhD Thesis, University of California, Santa Barbara, 362 p.
- Mukasa, S.B. (1986a) - Common Pb isotopic compositions of the Lima, Arequipa and Toquepala segments in the Coastal batholith, Perú: Implications for magmagenesis. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 50(5): 771-782. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(86\)90353-4](https://doi.org/10.1016/0016-7037(86)90353-4)

- Mukasa, S.B. (1986b) - Zircon U-Pb ages of super-units in the Coastal batholith, Peru: Implications for magmatic and tectonic processes. *Geological Society of America Bulletin*, 97(2): 241-254. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1986\)97<241:ZUAOSI>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1986)97<241:ZUAOSI>2.0.CO;2)
- Mukasa, S.B. & Henry, D.J. (1990) - The San Nicolas batholith of coastal Peru: early Palaeozoic continental arc or continental rift magmatism? *Journal of the Geological Society London*, 147(1): 27-39. doi:10.1144/gsjgs.147.1.0027.
- Mukasa, S.B. & Tilton, G.R. (1985a) - Pb isotope systematics as a guide to crustal involvement in the generation of the coastal batholith, Peru. En: Pitcher, W.S.; Atherton, M.P.; Cobbing, E. J. & Beckinsale, R.D., eds. *Magmatism at a plate edge: The Peruvian Andes*. Glasgow: Blackie, p. 235-238.
- Mukasa, S.B. & Tilton, G.R. (1985b) - Zircon U-Pb ages of super-units in the Coastal Batholith, Peru. En: Pitcher, W.S.; Atherton, M.P.; Cobbing, E.J. & Beckinsale, R.D., eds. *Magmatism at a plate edge: The Peruvian Andes*. Glasgow: Blackie, p. 203-207.
- Munizaga, F.; Huete, C. & Hervé, F. (1985) - Geocronología K-Ar y razones iniciales Sr87/Sr86 de la "Faja Pacífica" de desarrollos hidrotermales. En: Congreso Geológico Chileno, 4, Antofagasta, 1985. *Actas, vol. 3*, p. 4/357-379. https://biblioteca.sernageomin.cl/opac/datafiles/4915pp4_357_379.pdf
- Müntener, O.; Kelemen, P.B. & Grove, T.L. (2001) - The role of H₂O during crystallization of primitive arc magmas under uppermost mantle conditions and genesis of igneous pyroxenites: an experimental study. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 141(6); 643-658. <https://doi.org/10.1007/s004100100266>
- Nakamura, N. (1974) - Determination of REE, Ba, Fe, Mg, Na and K in carbonaceous and ordinary chondrites. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 38(5): 757-775. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(74\)90149-5](https://doi.org/10.1016/0016-7037(74)90149-5)
- Newell, N.D. (1956) - Reconocimiento geológico de la región Pisco - Nazca. *Boletín Sociedad Geológica del Perú*, (30): 261-295.
- Newell, N.D.; Chronic, J. & Roberts, T.G. (1953) - *Upper Paleozoic of Peru*. New York: Geological Society of America, 276 p. GSA Memoirs, 58. <https://doi.org/10.1130/MEM58>
- Noble, D.C.; Farrar, E. & Cobbing, E.J. (1979) - The Nazca Group of south-central Peru: age, source, and regional volcanic and tectonic significance. *Earth and Planetary Science Letters*, 45(1): 80-86. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(79\)90109-2](https://doi.org/10.1016/0012-821X(79)90109-2)
- Noble, D.C. & McKee, E.H. (1999) - The Miocene metallogenic belt of central and northern Peru. En: Skinner, B.J., ed. *Geology and ore deposits of the Central Andes*. Littleton, CO: Society of Economic Geologists, Special Publication 7, p. 155-193. <https://doi.org/10.5382/SP.07.05>
- Noble, D.C.; McKee, E.H.; Eyzaguirre, V. & Marocco, R. (1984) - Age and regional tectonic and metallogenic implications of igneous activity and mineralization in the Andahuaylas-Yauri belt of southern Peru. *Economic Geology*, 79(1): 172-176. <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.79.1.172>
- Noble, D.C.; McKee, E.H.; Farrar, E. & Petersen, U. (1974) - Episodic Cenozoic volcanism and tectonism in the Andes of Peru. *Earth and Planetary Science Letters*, 21(2): 213-220. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(74\)90057-0](https://doi.org/10.1016/0012-821X(74)90057-0)
- Noble, D.C.; McKee, E.H. & Mégard, F. (1979) - Early Tertiary "Incaic" tectonism, uplift, and volcanic activity, Andes of Central Peru. *Geological Society of America Bulletin*, 90(10): 903-907. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1979\)90<903:ETITUA>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1979)90<903:ETITUA>2.0.CO;2)
- Noble, D.C.; McKee, E.H.; Mourier, T. & Mégard, F. (1990) - Cenozoic stratigraphy, magmatic activity compressive deformation, and uplift in northern Peru. *Geological Society of America Bulletin*, 102(8): 1105-1113. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1990\)102<1105:CSMA CD>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1990)102<1105:CSMA CD>2.3.CO;2)
- Noble, D.C.; McKee, E.H.; Petersen, U.; Álvarez, A. & Yupanqui, M. (1995) - The cobriza copper skarn deposit, central Peru: Permian age, radiogenic lead isotope composition and association with two-mica granite. En: Sociedad Geológica del Perú, *Volumen jubilar Alberto Benavides*. Lima: Sociedad Geológica del Perú, p. 239-242.
- Noble, D.C.; Park-Li, B.; Henderson, W.B & Vidal, C. (1997) - Hypogene oxidation and late deposition of precious metals in the Pierina high-sulfidation deposit and other volcanic and sedimentary rock-hosted gold systems. En: Congreso Peruano de Geología, 9. Lima, 1997. *Resúmenes extendidos*. Lima: Sociedad Geológica del Perú, p. 121-127.

- Noble, D.C.; Ríos, A.; Vidal, C.; Spell, T.L.; Zanetti, K.A.; Angeles, C.; Ochoa, J. & Cruz, S. (2005) - Late Cretaceous basalt in the rio Mala valley, central Perú: evidence for extension and mafic magmatism prior to late Cretaceous - Paleocene plutonism and silicic volcanism. En: Arce, J., ed. *Alberto Giesecke Matto*. Lima: Sociedad Geológica del Perú, Volumen Especial, 6, p. 141-148.
- Noble, D.C.; Sébrier, M.; Mégard, F. & Mckee, E.H. (1985) - Demonstration of two pulses of Paleogene deformation in the Andes of Peru. *Earth and Planetary Science Letters*, 73(2-4): 345-349. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(85\)90082-2](https://doi.org/10.1016/0012-821X(85)90082-2)
- Noble, D.C., & Vidal, C.E. (1994) - Gold in Peru. *SEG Discovery*, (17): 1-13. https://doi.org/10.5382/SEGnews.1994-17_fea
- Noble, D.C.; Vidal, C.; Ángeles, C.; Wise, J.M.; Zanetti, K.A. & Spell, T.L. (2005) - Caldera-related ash-flow tuff of Paleocene age in central Perú and its significance for late Cretaceous and Paleocene magmatism, sedimentation and tectonism. En: Arce, J., ed. *Alberto Giesecke Matto*. Lima: Sociedad Geológica del Perú, Volumen Especial, 6, p. 127-140.
- Noble, D.C.; Vidal, C.; Perelló, J. & Rodríguez, O. (2004) - Space-time relationships of some porphyry Cu-Au, epithermal Au, and other magmatic-related mineral deposits in northern Peru. En: Sillitoe, R.H.; Perelló, J. & Vidal, C., eds. *Andean metallogeny: new discoveries, concepts, and updates*, Littleton, CO: Society of Economic Geologists, Special Publication 11, p. 313-318. <https://doi.org/10.5382/SP.11.17>
- Noble, D.C.; Vogel, T.A.; Peterson, P.S.; Landis, G.P.; Grant, N.K.; Jezek, P.A. & McKee, E.H. (1984) - Rare-element-enriched, S-type ash-flow tuffs containing phenocrysts of muscovite, andalusite, and sillimanite, southeastern Peru. *Geology*, 12(1): 35-39. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1984\)12<35:RSATCP>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1984)12<35:RSATCP>2.0.CO;2)
- Panteleyev, A. (1995) - Subvolcanic Cu-Au-Ag (As-Sb). En: Lefebure, D.V. & Ray, G.E., eds. *Selected British Columbia mineral deposit profiles. Volume 1, Metallics and Coal*. British Columbia Ministry of Energy, Mines and Petroleum Resources, Open File 1995-20, p. 79-82. <https://bit.ly/3tDWyPw>
- Pardo-Casas, F. & Molnar, P. (1987) - Relative motion of the Nazca (Farallón) and South American plates since Late Cretaceous time. *Tectonics*, 6(3): 233-248. <https://doi.org/10.1029/TC006i003p00233>
- Paredes, J. (1997) - Metalogenia del distrito minero de Hualgayoc, En: Congreso Peruano de Geología, 9, Lima, 1997, *Resúmenes extendidos*. Lima: Sociedad Geológica del Perú, p. 139-144.
- Patterson, C. (1956) - Age of meteorites and the earth. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 10(4): 230-237. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(56\)90036-9](https://doi.org/10.1016/0016-7037(56)90036-9)
- Pearce, J.A. (1996) - Sources and settings of granitic rocks. *Episodes*, 19(4): 120-125. <https://doi.org/10.18814/epiugs/1996/v19i4/005>
- Perelló, J.; Carlotto, V.; Zárate, A.; Ramos, P.; Posso, H.; Neyra, C.; Caballero, A.; Fuster, N. & Muhr, R. (2003) - Porphyry-style alteration and mineralization of the middle Eocene to early Oligocene Andahuaylas-Yauri belt, Cuzco region, Peru. *Economic Geology*, 98(8): 1575-1605. <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.98.8.1575>
- Perelló, J.; García, A.; Ramos, P.; Glover, K.; Neyra, C.; Muhr, R.; Fuster, N. & Caballero, A. (2001) - The Magistral Porphyry-Skarn Cu-Mo deposit, Ancash, Peru. En: Congreso Internacional de Prospectores y Exploradores, 2, Lima, 2001. *Conferencias*. Lima: Instituto de Ingenieros de Minas del Perú, 3 p.
- Perelló, J.; Neyra, C.; Posso, H.; Zárate, A.; Ramos, P.; Caballero, A.; Martini, R.; Fuster, N. & Muhr, R. (2004) - Cotabambas: late Eocene porphyry copper-gold mineralization southwest of Cuzco, Peru. En: Sillitoe, R.H.; Perelló, J. & Vidal, C., eds. *Andean metallogeny: new discoveries, concepts, and updates*. Littleton, CO: Society of Economic Geologists, Special Publication, 11, p. 213-230. <https://doi.org/10.5382/SP.11.11>
- Perelló, J.; Posso, H.; Zárate, A.; Neyra, C.; Caballero, A. & Stein, H (2003) - Syntectonic Ag-rich porphyry copper mineralization at Pachagón, northern Peru. En: Congreso Geológico Chileno, 10, Concepción, 2003, *Actas*. Concepción: Universidad de Concepción, p. 77-78.
- Petersen, U.; Macfarlane, A. & Danielsen, A. (1993) - Lead Isotopic provinces in Perú, Bolivia y northern Chile. En: Symposium Internacional: Géodynamique Andine, 2, Oxford, 1993. *Résumés étendus*. Paris: ORSTOM, p. 477 - 480. <https://www.documentation.ird.fr/hor/fdi:38475>
- Petford, N. & Atherton, M.P. (1992) - Granitoid emplacement and deformation along a major crustal lineament: the Cordillera Blanca, Peru. *Tectonophysics*, 205(1-3): 171-185. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(92\)90425-6](https://doi.org/10.1016/0040-1951(92)90425-6)

- Pichavant, M.; Kontak, D.J.; Briquieu, L.; Valencia, J. & Clark, A.H. (1988) - The Miocene-Pliocene Macusani Volcanics, SE Peru. II. Geochemistry and origin of a felsic peraluminous magma. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 100(3): 325-338. <https://doi.org/10.1007/BF00379742>
- Pinto, R. (2002) - *Transición de un sistema de alta sulfuración a un sistema porfirítico de alto nivel de Kupfertal, Distrito minero Yanacocha, Cajamarca, Perú*. Tesis Ingeniero Geólogo, Universidad Nacional Mayor de San Marcos, Lima, 45 p. <https://hdl.handle.net/20.500.12672/3189>
- Pitcher, W.S. (1978) - The anatomy of a batholith. *Journal of the Geological Society London*, 135(2): 157-182. <https://doi.org/10.1144/gsjgs.135.2.0157>
- Pitcher, W.S. (1985) - A multiple and composite batholith. En: Pitcher, W.S.; Atherton, M.P.; Cobbing, E.J. & Beckinsale, R.D., eds. *Magmatism at a plate edge: The Peruvian Andes*. Glasgow: Blackie, p. 93-101.
- Pitcher, W.S.; Atherton, M.P.; Cobbing, E.J. & Beckinsale, R.D. (1985) - A model for the Coastal batholith. En: Pitcher, W.S.; Atherton, M.P.; Cobbing, E.J. & Beckinsale, R.D., eds. *Magmatism at a plate edge: The Peruvian Andes*. Glasgow: Blackie, p. 239-240.
- Quang, C.X.; Clark, A.H.; Lee, J.K.W. & Hawkes, N. (2005) - Response of supergene processes to episodic Cenozoic uplift, pediment erosion, and ignimbrite eruption in the Porphyry Copper Province of southern Perú. *Economic Geology*, 100(1): 87-114. <https://doi.org/10.2113/100.1.0087>
- Quispe, J. (2006) - *Características estructurales e isótopos de plomo de las mineralizaciones auríferas de la franja Huaytará-Tantará, Huancavelica (Perú)*. Tesis Maestría Aprovechamiento Sostenible de los Recursos Minerales, RED DESIR, Lima, 146 p.
- Quispe, J.; Acosta, J.; Rivera, R. & Sánchez, V. (2007) - *El nuevo mapa de metalogenético del Perú: herramienta esencial para la exploración minera en el Perú* [presentación de diapositivas]. Lima: Instituto Geológico Minero y Metalúrgico. <https://hdl.handle.net/20.500.12544/3335>
- Quispe, J.; Carlotto, V.; Acosta, J.; Macharé, J.; Chirif, H.; Rivera, R.; Romero, D.; Huanacuni, D. & Rodríguez, R. (2008) - Mapa metalogenético del Perú 2008. En: Congreso Peruano de Geología, 14; Congreso Latinoamericano de Geología, 13, Lima, 2008. *Resúmenes*. Lima: Sociedad Geológica del Perú, 6 p.
- Ramírez, Z. (2015) - *Determinación petrográfica y alteraciones hidrotermales asociadas a la mineralización de oro y cobre en el proyecto Mirador, Tantauatay, Cajamarca, Perú*. Tesis Ingeniero Geólogo, Universidad Nacional de Cajamarca, Cajamarca, 82 p. <http://repositorio.unc.edu.pe/handle/UNC/122>
- Ramos, A. (2014) - *Geología de la unidad minera Chimpo, Orcopampa*. Tesis Ingeniero de Minas, Universidad Nacional Jorge Basadre Grohmann, Tacna, 42 p.
- Reyes, L. (1980) - Mapa geológico del cuadrángulo de Cajamarca, escala 1: 100,000. Hoja 15f. En: INGEMMET, *Boletín, Serie A: Carta Geológica Nacional*, 31, 75 p. <https://hdl.handle.net/20.500.12544/150>
- Richards, J.P. (1999) - Tectonomagmatic controls on localization of porphyry copper deposits, Chile. En: Stanley, Chris J., ed. *Mineral deposits: processes to processing*. Rotterdam: A.A. Balkema. t. 1. p. 425-428.
- Richards, J.P. (2000) - Lineaments revisited. *SEG Discovery*, (42): 1-20. <https://doi.org/10.5382/SEGnews.2000-42.fea>
- Richards, J.P. (2011) - High Sr/Y arc magmas and porphyry Cu ± Mo ± Au deposits: Just add water. *Economic Geology*, 106(7): 1075-1081. <https://doi.org/10.2113/econgeo.106.7.1075>
- Richards, J.P.; Boyce, A.J. & Pringle, M.S. (2001) - Geologic evolution of the Escondida Area, northern Chile: a model for spatial and temporal localization of porphyry Cu mineralization. *Economic Geology*, 96(2): 271-305. <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.96.2.271>
- Richards, J.P. & Kerrich, R.W. (2007) - Adakite-like rocks: their diverse origins and questionable role in metallogenesis. *Economic Geology*, 102(4): 537-576. <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.102.4.537>
- Ringwood, A.E. (1990) - Slab-mantle interactions. 3. Petrogenesis of intraplate magmas and structure of the upper mantle. *Chemical Geology*, 82: 187-207. [https://doi.org/10.1016/0009-2541\(90\)90081-H](https://doi.org/10.1016/0009-2541(90)90081-H)
- Rivera, F. (2012) - Geología y geocronología del pórfido de Cu-Au Zafranal, en el sur del Perú. En: Congreso Peruano de Geología, 16, Lima, 2012. *Resúmenes extendidos*. Lima: Sociedad Geológica del Perú, 6 p.
- Rivera, F.; León, J.; Cano, O. & Huamán, M. (2010) - Controles de mineralización en el pórfido de Cu Zafranal, en el sur del Perú. En: Congreso Peruano de Geología, 15, Cusco, 2010. *Resúmenes extendidos*. Lima: Sociedad Geológica del Perú, p. 611-614.

- Rivera, R.; Bustamante, A.; Acosta, J. & Santisteban, A. (2010) - *Evaluation of ore deposits potential in the Andahuaylas-Yauri Batholith*. Lima: Instituto Geológico Minero y Metalúrgico, Informe Técnico A6491, 104 p. <https://hdl.handle.net/20.500.12544/1894>
- Rodríguez, I.; Huanacuni, D. & Villarreal, E. (2011) - *Informe de las franjas Metalogenéticas y áreas potenciales de la región Cajamarca*. Lima: Instituto Geológico Minero y Metalúrgico, Informe Técnico A6498, 15 p. <https://hdl.handle.net/20.500.12544/1704>
- Rudnick, R.L. (2005) - *The crust*. Amsterdam, Elsevier. 683 p., Treatise on Geochemistry, 3.
- Ruiz, J. & Mathur, R. (1999) - Metallogenesis in continental margins: Re - Os evidence from porphyry copper deposits in Chile. En: Lambert, D.D. & Ruiz, J., eds. Application of radiogenic isotopes to ore deposit research and exploration. Littleton, CO: Society of Economic Geologists, Reviews in Economic Geology, 12, p. 59-72. <https://doi.org/10.5382/Rev.12.03>
- Salazar, J.; Mayta, O. & Gamarra, L. (2003) - *Mineralización de oro en la veta Nazareno*. En: PERUMIN 26 Convención Minera, Arequipa, Perú. Instituto de Ingenieros de Minas del Perú.
- Salfity, J.A. (1985) - Lineamientos transversales al rumbo Andino en el noroeste Argentino. En: Congreso Geológico Chileno, 4, Antofagasta, 1984. Actas. Antofagasta: Universidad del Norte, t. 1, pt. 2, p. 119-137.
- Sánchez, A. (1982) - Edades Rb-Sr en los segmentos Arequipa-Toquepala del batolito de la costa del Perú. En: Congreso Latinoamericano de Geología, 5. Buenos Aires, 1982. Actas. Buenos Aires: Servicio Geológico Nacional, t. 3., p. 487-504.
- Sanchez, W. (1983) - Edades K-Ar en rocas intrusivas del área de Ilo, dpto. de Moquegua. *Boletín Sociedad Geológica del Perú*, (71): 183-191.
- Sanford, R.F. (1992) - Lead isotopic compositions and paleohydrology of caldera-related epithermal veins, Lake City, Colorado. *Geological Society of America Bulletin*, 104(10): 1236-1245. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1992\)104<1236:LICAPO>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1992)104<1236:LICAPO>2.3.CO;2)
- Sangay, I.; Vivas, J.; Pérez, J.; Gordillo, R. & García, W. (2017) - *La Arena ¿transición o sobreimposición entre el pórfido Cu-Au (Mo) y el epitermal alta sulfuración Au?, correlación estructural con otros yacimientos hospedados en rocas sedimentarias, norte del Perú*. En: X Congreso Internacional de Prospectores y Exploradores - ProExplo, Lima, 2017. Instituto de Ingenieros de Minas del Perú, p. 74-78.
- Santisteban, A. & Huanacuni, D. (2009) - *Metalogenia de las regiones de La Libertad y Ancash, noroeste del Perú*. En: Congreso Geológico Chileno, 12, Santiago, Chile, 22-26 noviembre, 2009. Universidad de Chile, p.11-16. https://biblioteca.sernageomin.cl/opac/datafiles/12993_v4_S11_016.pdf
- Sarmiento, J.; Castroviejo, R.; Tassinari, C. & Vidal, C. (2010) - Inclusiones fluidas e isótopos de plomo en Chipmo y Poracota, región minera de Orcopampa - Perú, implicancias para la exploración. En: Congreso Peruano de Geología, 15, Cusco, 2010. *Resúmenes extendidos*. Lima: Sociedad Geológica del Perú, p. 644-649.
- Shackleton, R.M.; Ries, A.C.; Coward, M.P. & Cobbold, P.R. (1979) - Structure, metamorphism and geochronology of the Arequipa massif of coastal Peru. *Journal of the Geological Society London*, 136(2): 195-214. <https://doi.org/10.1144/gsjgs.136.2.0195>
- Shaw, H. (1980) - The fracture mechanism of magma transport from the mantle to the surface. En: Hargraves, R.B. *Physics of magmatic processes*. Nueva Jersey: Princeton University Press, 105, p. 201-264. <https://doi.org/10.1515/9781400854493.201>
- Sillitoe, R.H. (1972) - A plate tectonic model for the origin of porphyry copper deposits. *Economic Geology*, 67(2): 184-197. <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.67.2.184>
- Sillitoe, R.H. (2000) - Gold-rich porphyry deposits: Descriptive and genetic models and their role in exploration and Discovery. En: Hagemann, S.G. & Brown, P.E., eds. *Gold in 2000*. Littleton, CO: Society of Economic Geologists, Reviews in Economic Geology, 13, p. 315-345. <https://doi.org/10.5382/Rev.13.09>
- Sillitoe, R.H. (2010) - Porphyry copper systems. *Economic Geology*, 105(1): 3-41. <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.105.1.3>
- Silva, E. & Medrano, B. (2017) - *Pecoy y Tororume: dos nuevos descubrimientos de pórfidos de cobre y molibdeno en el sur del Perú*. En: X Congreso Internacional de Prospectores y Exploradores - ProExplo, Lima, 2017. Instituto de Ingenieros de Minas del Perú, p 52-57.
- Sim, R.; Davis, B.M.; Rose, W.L. & Hyypa, R.R. (2007, 19 de febrero) - *Technical report: El Galeno project, prefeasibility study, Northern Peru Copper 6030-02*. Samuel Engineering Inc., 200 p.

- Simmons, A.T. (2013) - *Magmatic and hydrothermal stratigraphy of Paleocene and Eocene porphyry Cu-Mo deposits in southern Peru*. PhD Thesis, University of British Columbia, Vancouver, 359 p.
- Skewes, M.A. & Stern, C.R. (1995) - Genesis of the giant late Miocene to Pliocene copper deposits of central Chile in the context of Andean magmatic and tectonic evolution. *International Geology Review*, 37(10): 893-909. <https://doi.org/10.1080/00206819509465432>
- Stacey, J.S. & Kramers, J.D. (1975) - Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model. *Earth and planetary science letters*, 26(2): 207-221. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(75\)90088-6](https://doi.org/10.1016/0012-821X(75)90088-6)
- Stacey, J.S.; Zartman, R.E. & Nkomo, I.T. (1968). A lead isotope study of galenas and selected feldspars from mining districts in Utah. *Economic Geology*, 63(7): 796-814. <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.63.7.796>
- Stalder, R.; Foley, S.F.; Brey, G.P. & Horn, I. (1998) - Mineral-aqueous fluid partitioning of trace elements at 900–1200 C and 3.0–5.7 GPa: New experimental data for garnet, clinopyroxene, and rutile, and implications for mantle metasomatism. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 62(10): 1781-1801. [https://doi.org/10.1016/S0016-7037\(98\)00101-X](https://doi.org/10.1016/S0016-7037(98)00101-X)
- Sun, S.S. & McDonough, W.F. (1989) - Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. En: Saunders, A.D. & Norry, M.J., eds. *Magmatism in the ocean basins*. London: Geological Society, Special Paper 42, p. 313-345. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1989.042.01.19>
- Takada, A. (1994) - The influence of regional stress and magmatic input on styles of monogenetic and polygenetic volcanism. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 99(B7): 13563-13573. <https://doi.org/10.1029/94JB00494>
- Tassinari, C.C.G.; Castroviejo, R.; Rodrigues, J.F.; Acosta, J. & Pereira, E. (2010).- Neoproterozoic ultramafic and mafic magmatism in the Eastern Cordillera of the Central Peruvian Andes: The Tapo massif (CD-ROM). En: Congreso Peruano de Geología, 15, Cusco 2010. *Resúmenes extendidos*. Lima: Sociedad Geológica del Perú, p. 59-62.
- Tatsumoto, M.; Knight, R.J. & Allegre, C.J. (1973) - Time differences in the formation of meteorites as determined from the ratio of lead-207 to lead-206. *Science*, 180(4092): 1279-1283. <https://doi.org/10.1126/science.180.4092.1279>
- Thompson, R.N. (1982) - Magmatism of the British Tertiary volcanic province. *Scottish Journal of Geology*, 18(1): 49-107. <https://doi.org/10.1144/sjg18010049>
- Torres, D.; Santos, A.; Ccallo, W.; Soberon, D.; Guo, W.; Liu, J.; Zeng, Y. & Xu, M. (2017) - Geología de los cuadrángulos de Atico y Cháparra Hojas 33o y 32o. *INGEMMET. Boletín, Serie A: Carta Geológica Nacional*, 149, 189 p., 2 mapas. (Actualización de la Carta Geológica Nacional escala: 1:100 000). <https://hdl.handle.net/20.500.12544/1009>
- Tosdal, R.M.; Gibson, P.; Vilca, C.; Quispesivana, Q.; Tejada, R.; Jiménez, N.; Lizeca, J.L.; Murillo, F.; Wallace, A.R.; Hardyman, R.F.; Moscoso, R. & Cuitiño, G. (1993) - Summary of Pb isotopic compositions in epithermal precious metal deposits, Orcopampa area of southern Peru, Berenguela area of western Bolivia, and the Maricunga belt in north-central Chile. En: Bolivia. Servicio Geológico & Chile. Servicio Nacional de Geología y Minería de Chile (SERNAGEOMIN). *Investigaciones de metales preciosos en el complejo volcánico Neógeno-Cuaternario de los Andes Centrales*. La Paz: s.e, p 47-55.
- Tosdal, R.M. & Richards, J.P. (2001) - Magmatic and structural controls on the development of porphyry Cu ± Mo ± Au deposits. En: Tosdal, R.M. & Richards, J.P., eds. *Structural controls on ore genesis*. Littleton, CO: Society of Economic Geologists, Reviews in Economic Geology, 14, p. 157-181. <https://doi.org/10.5382/Rev.14.06>
- Tosdal, R.M.; Wooden, J.L. & Bouse, R.M. (1999) - Pb isotopes, ore deposits and metallogenic terranes. En: Lambert, D.D. & Ruiz, J., eds. *Application of radiogenic isotopes to ore deposit research and exploration*. Littleton, CO: Society of Economic Geologists, Reviews in Economic Geology, 12, p. 1-28. <https://doi.org/10.5382/Rev.12.01>
- Tumialán, P. (2003) - Compendio de yacimientos minerales del Perú. *INGEMMET, Boletín, Serie B: Geología Económica*, 10, 620 p. <https://hdl.handle.net/20.500.12544/202>
- Turner S.J. (1997) - *The Yanacocha epithermal gold deposits, northern Peru: high-sulfidation mineralization in a flow dome setting*. Doctoral Thesis, Colorado School of Mines, Golden, CO.

- Turner, S.J. (1999) - Settings and styles of high-sulphidation gold deposits in the Cajamarca region, northern Peru. En: Weber, G., ed. *PACRIM '99 Congress proceedings*. Carlton, Victoria: Australasian Institute of Mining and Metallurgy, p. 461-468.
- Valdivia, V.; Mamani, M.; Toro, J.; & Terán, J.C (2015). - *Aplicación de la geocronología y litogeoquímica a la exploración de pórfidos en el Paleoceno*. En: IX Congreso Internacional de Prospectores y Exploradores - ProExplo, Lima, 2015. Instituto de Ingenieros de Minas del Perú, 6 p.
- Vidal, C. & Cabos, R. (1983) - Zonamiento regional de las alteraciones y menas hidrotermales en Hualgayoc, Cajamarca. *Boletín Sociedad Geológica del Perú*, (71): 117-120
- Vila, T.; Sillitoe, R.H.; Betzhold, J. & Viteri, E. (1991) - The porphyry gold deposit at Marte, northern Chile. *Economic Geology*, 86(6): 1271-1286. <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.86.6.1271>
- Von Braun, E. (1967) - Geologie und Lagerstätten im Gebiet von Vilcabamba (S. Peru). *Geologisches Jahrbuch*, 84: 215-260.
- Whitfield, J.M.; Rogers, J.J.W. & Adams, J.A.S. (1959) - The relationship between the petrology and the thorium and uranium contents of some granitic rocks. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 17(3-4): 248-271. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(59\)90099-7](https://doi.org/10.1016/0016-7037(59)90099-7)
- Wilkinson, J. (2013). - Triggers for the formation of porphyry ore deposits in magmatic arcs. *Nature Geoscience*, 6(11): 917-925. <https://doi.org/10.1038/ngeo1940>
- Willians, W. (1994) - Geochemical and structural characteristics of ore deposits in northern Chile. *Comunicaciones (Universidad de Chile)*, 45: 87-92.
- Wilson, J. (1985a) - Mapa geológico del cuadrángulo de Celendín, Hoja 14g. Lima: Instituto Geológico Minero y Metalúrgico. <https://repositorio.ingemmet.gob.pe/handle/20.500.12544/157>
- Wilson, J. (1985b) - Mapa geológico del cuadrángulo de Chota, Hoja 14f. Lima: Instituto Geológico Minero y Metalúrgico. <https://repositorio.ingemmet.gob.pe/handle/20.500.12544/157>
- Wilson, J.J. (2000) - Structural development of the northern andes of Perú. En: Congreso Peruano de Geología, 10, Lima, 2000. *Trabajos Técnicos*. Lima: Sociedad Geológica del Perú, vol. 1, p. 331-341.
- Winter, L.S (2008) - *The genesis of 'giant' copper-zinc-gold-silver volcanogenic massive sulphide deposits at Tambogrande, Perú: age, tectonic setting, paleomorphology, lithogeochemistry and radiogenic isotopes*. PhD Thesis, University of British Columbia, Vancouver, 274 p.
- Zartman, R.E. & Doe, B.R. (1981) - Plumbotectonics—the model. *Tectonophysics*, 75(1-2): 135-162. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(81\)90213-4](https://doi.org/10.1016/0040-1951(81)90213-4)
- Zentilli, M.; Doe, B.; Hedge, C.E.; Alvarez, O.; Tidy, E. & Daroca, J.A. (1988)- Isótopos de plomo en yacimientos de tipo pórfido cuprífero comparados con otros depósitos metalíferos en los Andes del Norte de Chile y Argentina. En: Congreso Geológico Chileno, 5, Santiago, 1988. Actas. Santiago: Universidad de Chile, t. 1, p. B331-B369. https://biblioteca.sernageomin.cl/opac/DataFiles/5141ppB331_B369.pdf
- Zweng, P.L. & Clark, A.H. (1995) - Hypogene evolution of the Toquepala porphyry copper-molybdenum deposit, Moquegua, Southeastern Peru. En: Pierce, F.W. & Bolm, J.G., eds. *Porphyry copper deposits of the American Cordillera*. Arizona: Arizona Geological Society, Arizona Geological Society Digest, 20, p. 566-612.

RELACIÓN DE ILUSTRACIONES

Mapas

Mapa 1	Mapa Geológico zona norte
Mapa 2	Mapa Geológico zona centro
Mapa 3	Mapa Geológico zona sur
Mapa 4	Mapa Geomorfológico zona norte
Mapa 5	Mapa Geomorfológico zona centro
Mapa 6	Mapa Geomorfológico zona sur
Mapa 7	Mapa Metalogenético zona norte
Mapa 8	Mapa Metalogenético zona centro
Mapa 9	Mapa Metalogenético zona sur
Mapa 10	Mapa Tectonoestratigráfico zona norte (Cajamarca-La Libertad)
Mapa 11	Mapa Tectonoestratigráfico zona centro (Ancash-Junín-Pasco-Huánuco-Lima)
Mapa 12	Mapa Tectonoestratigráfico zona sur (Ayacucho-Apurímac-Cusco-Arequipa-Puno)
Mapa 13	Mapa ubicación zonas norte-centro-sur
Mapa 14	Mapa Geológico zonas norte-centro-sur

Figuras

Figura 1.1	Mapa de ubicación de las áreas de estudio.
Figura 2.1	Mapa Geomorfológico de la Zona Norte (Regiones de Cajamarca y La libertad).
Figura 2.2	Mapa Geomorfológico de la Zona Centro (Regiones Ancash, Junín y Cerro de Pasco)
Figura 2.3	Mapa geomorfológico de la Zona Sur (regiones de Apurímac- Arequipa – Puno)
Figura 2.4	Mapa Geológico de la zona Norte.
Figura 2.5	Mapa geológico de la zona centro
Figura 2.6	Mapa geológico de la zona sur
Figura 3.1	Diagramas de tierras raras (arriba) y diagramas Spider (debajo) para las muestras de las franjas X, XVIII y XXI-A en la zona Norte
Figura 3.2	Diagramas de tierras raras (arriba) y diagramas Spider (debajo) para las muestras de las franjas XIV, XVII y XX en la zona Centro
Figura 3.3	Diagramas de tierras raras (arriba) y diagramas Spider (debajo) para las muestras de las franjas XXI-A y XXII en la zona Centro
Figura 3.4	Diagramas de tierras raras (arriba) y diagramas Spider (debajo) para las muestras de las franjas X, XV y XV con superposición epitermal en la zona Sur

- Figura 3.5** Diagramas de tierras raras (arriba) y diagramas Spider (debajo) para las muestras de las franjas XXI-A, XXI-C y XXIII en la zona Sur
- Figura 3.6** EuN/Eu*vs LaN/YbN para las muestras de la zona norte
- Figura 3.7** Sr/Y vs Y para las muestras de la zona Norte
- Figura 3.8** Espesor cortical estimado (Km) vs la Distancia a la fosa oceánica (Km) para las muestras de la zona Norte
- Figura 3.9** Th/Yb vs NbN/TaN para las muestras de la zona Norte
- Figura 3.10** U/Th vs Th para las muestras de la zona Norte
- Figura 3.11** EuN/Eu*vs LaN/YbN para las muestras de la zona Centro
- Figura 3.12** Sr/Y vs Y para las muestras de la zona Centro
- Figura 3.13** Espesor cortical estimado (Km) vs la Distancia a la fosa oceánica (Km) para las muestras de la zona Centro
- Figura 3.14** Th/Yb vs NbN/TaN para las muestras de la zona Centro
- Figura 3.15** U/Th vs Th para las muestras de la zona Norte
- Figura 3.16** EuN/Eu*vs LaN/YbN para las muestras de la zona Centro
- Figura 3.17** Sr/Y vs Y para las muestras de la zona Sur
- Figura 3.18** Espesor cortical estimado (km) vs la Distancia a la fosa oceánica (km) para las muestras de la zona Sur
- Figura 3.19** Th/Yb vs NbN/TaN para las muestras de la zona Sur
- Figura 3.20** U/Th vs Th para las muestras de la zona Sur
- Figura 3.21** Geocronología de eventos volcánicos e hidrotermales relacionados con la mineralización del Distrito Minero de Yanacocha (Longo, 2005).
- Figura 3.22** Diagrama que resume los eventos magmáticos e hidrotermales en el distrito de Morococha.
- Figura 3.23** Diagrama plumbotectónico uranogénico de Stacey & Krammers, con cocientes isotópicos $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, para las muestras de mena de la provincia Ic
- Figura 3.24** Diagrama plumbotectónico uranogénico de Stacey & Krammers, con cocientes isotópicos $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, para las muestras de mena de la provincia II
- Figura 3.25** Diagrama Plumbotectónico – Torigénico de Zartman & Doe (1981) para la composición Isotópica del $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ para las muestras de mena de la provincia II.
- Figura 3.26** Diagrama plumbotectónico uranogénico de Stacey & Krammers, con cocientes isotópicos $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, para las muestras de mena de la provincia IIIb
- Figura 3.27** Diagrama Plumbotectónico – Torigénico de Zartman & Doe (1981) para la composición Isotópica del $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ para las muestras de mena de la provincia IIIb.
- Figura 4.1** Marco tectónico y magmático durante el Jurásico medio-Cretácico superior en el sur del Perú.
- Figura 4.2** Marco tectónico y magmático durante el Paleoceno-Eoceno superior en el Sur del Perú. El arco magmático se encontraba en un régimen neutral a extensión media, con un ángulo moderado del slab y un magmatismo calcoalcalino.
- Figura 4.3** Marco tectónico y magmático durante el Oligoceno inferior-Plioceno inferior en el Sur del Perú. El arco magmático se encontraba en un régimen de compresión, con un ángulo menor del slab y luego creciente y un magmatismo calcoalcalino a alcalino.
- Figura 5.1** Mapa de Unidades Tectonoestratigráficas y ubicación de yacimientos de la zona Norte.
- Figura 5.2** Tajo Calaorco Epitermal Au de La Arena. Vista mirando al noreste. (Fotografía setiembre 2017).
- Figura 5.3** Tajo Calaorco-La Arena. Se observa un dique-sills constituido por intrusivo pórfido andesítico emplazado en los planos de estratificación delgada de las areniscas cuarzosas alteradas y mineralizadas de la Formación Chimú, Az. 319° y buza 70° al nor-este. Vista mirando al Sureste. (Fotografía setiembre 2017).

- Figura 5.4** A) Alteración potásica (biotita secundaria + cuarzo) con venillas tipo "A" de 3 mm de grosor (Muestra 16g-MMT-17, LA-D12-060, 753.30 m). B) Pórfido Andesítico con fuerte alteración potásica (biotita secundaria + feldespato K + magnetita diseminada) con venillas tipo "B" de 3-6 mm de grosor (Muestra 16g-RMT-43, LA-D16-12, 248.20 m). C) Pórfido Andesítico 3 con fuerte sobreimposición de alteración filica y venillas tipo "B" de 2-3 cm de grosor de cuarzo-calcopirita con bordes de calcosina y diseminación fina de pirita (Muestra 16g-MMT-46, LA-D16-012, 306.70 m). D) *Stockwork* de venillas tipo "B" cortadas entre sí, con grosores que varía entre 3 y 8 mm, se muestra fuerte alteración filica (Muestra 16g-RMT-24, LA-D12-093, 688.33 m) E) Venillas tipo "D" con grosores variables entre 2 y 8 mm, expuesto en una fuerte alteración filica (cuarzo>>sericita) (Muestra 16g-MMT-29, LA-D12-050, 429.45 m). F) Pórfido Andesítico con leve alteración potásica, cortada por venillas de sulfuros (2mm grosor) y este a su vez es cortado por otra venilla de rodocrosita-calcita de 5 mm de grosor (Muestra 16g- MMT-49, LA-D16-012, 429.45 m).
- Figura 5.5** Modelo idealizado en el emplazamiento de los tipos de venillas relacionados con los intrusivos porfíricos de La Arena
- Figura 5.6** A) Veta El Dorado nivel 200, mostrando el cuarzo hialino y lechoso con calcopirita y pirrotita, hacia las cajas óxidos de Fe y Cu. Ancho de 15-20 cm. B) Detalle de la Veta El Dorado del nivel 150, se observa cuarzo hialino y gris con calcopirita y en menor cantidad pirita. C) Nivel 200, se observa malaquita y azurita en las paredes de la roca caja. D) Nivel 50, granodiorita inequigranular de grano medio a fino.
- Figura 5.7** A) Primer evento de mineralización cuarzo-molibdenita-calcopirita rellenando planos de fracturación. B y C) Segundo evento de mineralización cuarzo-calcopirita y calcosina hacia los bordes. D) Detalle de la venilla cuarzo con magnetita de 5 mm de grosor. E) Zonas de oxidación de cobre; malaquita y azurita.
- Figura 6.1** Veta San Germán Vista mirando al SE. Detalle de la veta, con menas de galena, esfalerita, y ganga de rodocrosita. En la roca caja pórfido dacítico con alteración de turmalina en venillas.
- Figura 6.2** Manto Coturcan en los planos de estratificación de las andesitas. Vista mirando al E. Constituida por cuarzo y rodocrosita coliforme con galena, esfalerita, calcopirita y pirrotita, además con malaquita y crisocola hacia las cajas.
- Figura 6.3** Mapa de Unidades Tectonoestratigráficas y ubicación de yacimientos de la zona Centro.
- Figura 6.4** A) Se observa los cateos antiguos de San Judas Tadeo, mineralización polimetálica asociada a un metamorfismo de contacto originado por el intrusivo pórfido dacítico. Vista mirando a SO. B) Se aprecia el hornfels con espesor promedio a 0.40 metros y hacia el núcleo la estructura mantiforme de 0.2 m de espesor. C) Menas de galena, esfalerita, pirita y gangas de clorita-epidota-piroxenos como parte de la alteración retrógrada. D) Hornfels de grano fino con foliación débil y leve alteración retrógrada.
- Figura 6.5** Se observa la brecha hidrotermal Sinchi, con clastos subangulosos de andesita argilizada y con matriz de pirita de grano grueso y trazas de calcopirita. Vista mirando al norte.
- Figura 6.6** Tajo de la Mina Quicay, donde se observa la intersección de la falla Afrodita (E-O) y la falla de rumbo andino (NO-SE). Vista mirando al sureste.
- Figura 6.7** A) Tajo Quicay, se muestra el zoneamiento de alteración hidrotermal. Vista mirando al sureste. B) Cuerpos de alteración argílica y pirita diseminada (arg-py). C) Roca obliterada con alteración argílica avanzada (arg av). D) Alteración sílice-alunita (sil-alu). E) Alteración vuggy sílica.
- Figura 6.8** Andesitas alteradas a propilítica y venillas de cuarzo con sulfuros y oxfe.
- Figura 6.9** Rocas ígneas en el proyecto Quicay I. A) Andesita (a 587 m), gris verdosos con leve alteración propilítica. B) Diorita-Pórfido diorítico (a 639 m), inequigranular con fenos de plagioclasa con alteración propilítica débil (epidota-clorita-calcita-pirita). C) Pórfido andesítico (a 852 m), textura obliterada con alteración filica, pirita diseminada y trazas de calcopirita en venillas. D) Pórfido andesítico 2 gris parduzco (a 591 m), textura obliterada con alteración filica y venillas de sulfuros; calcopirita-pirita.

- Figura 6.10** Alteraciones hidrotermales del proyecto Quicay II, zoneamiento vertical desde 100 m hasta 1016 m de profundidad
 A) Roca de textura obliterada con fuerte alteración argílica avanzada, a 124 m. B) Pórfido andesítico con alteración filica superponiéndose a la argílica, a 182 m. C) Pórfido andesítico 2, con alteración débil de cuarzo-sericita, venillas irregulares de cuarzo gris con calcopirita y calcosina que configuran un *stockwork*, a 226 m. D) Fuerte alteración filica, venillas de cuarzo gris con sutura de sulfuros (tipo B) que corta a otras venillas irregulares, a 541 m. E) Pórfido andesítico con fuerte alteración filica-clorita, venillas de cuarzo (tipo A) cortadas por venillas de sulfuros (tipo 'D'), a 722 m. F) Intrusivo de textura porfírica, con alteración filica superponiéndose a la potásica, se observa algunos remanentes de biotita secundaria, a 806 m. G) Pórfido andesítico con alteración potásica, se observa biotita secundaria, a 902 m. H) Dacita con débil sericitización, a 1007 m.
- Figura 6.11** Alteraciones hidrotermales del proyecto Quicay II, zoneamiento vertical hasta 674 m de profundidad.
- Figura 6.12** En el Sondaje PAM-036, se evidencian texturas tipo patchy y venillas wormy expuesto en una alteración argílica avanzada, lo que indicarían un ambiente de transición pórfido-epitermal. A) Textura patchy a 121.50 m de profundidad. B) Textura patchy y venillas gusano (wormy) a 146.8 m. C) Venillas tipo wormy (gusano) a 158.5 m. D) Venillas irregulares y semirrectas de cuarzo gris, a 171 m de profundidad.
- Figura 6.13** Modelo geológico idealizado preliminar de los sondajes PAM-036 y PAM-038 del proyecto Quicay II.
- Figura 6.14** Columna litoestratigráfica idealizada de la mina Quicay, proyecto Quicay I y proyecto Quicay II (modificado de Cobeñas, 2008).
- Figura 6.15** Descripción de las menas del interior mina de Atacocha, constituida principalmente por galena, galena argentífera, esfalerita, calcopirita y pirita, así como gangas de calcita, granates y mármol, en los cuerpos Ore body 23 (A), Ore body 23 sur (B), Ore body 17 (C) y en la Veta 2 (D).
- Figura 6.16** Vista panorámica del tajo San Gerardo en Atacocha, mirando al sureste. Se observa el emplazamiento del intrusivo pórfido dacítico en las calizas del Grupo Pucará, hacia el contacto se manifiestan vetas de calcita-rodocrosita con oropimente, rejalgar y sulfuros en menores cantidades. En el intrusivo se observan venillas irregulares de rodocrosita con galena, esfalerita y pirita, con espesores variables de 2 a 5 mm.
- Figura 6.17** A) Intrusivo San Gerardo, dacita porfírica cortada por venillas de cuarzo-sulfuros <3 mm de grosor, en el tramo 143 m del sondaje PEATD-0039. B) Intrusivo Santa Bárbara, dacita porfírica cortada por venillas de cuarzo-molibdenita, en el tramo 233.70 m del sondaje PEATD-0044.
- Figura 6.18** Mineralización en el interior de la mina El Porvenir, corresponden a la Veta Éxito (A), Veta Carmen (B) y Veta 5 (C), con menas de galena, esfalerita, calcopirita, pirita, entre otros, y gangas de carbonatos, epidota, clorita (zona retrógrada).
- Figura 6.19** Litología y mineralización que se observan en los sondajes ubicados al extremo norte (DDH-2981) y centro de la mineralización (DDH-2614) de la mina El Porvenir. A, B y C) Muestras del Sondaje DDH-2981, intrusivos de composición dacítica porfírica con venillas de rodocrosita±calcita con calcopirita y pirita, a 137.61 m y 147.27 m de profundidad, así como, skarn de granates marrones y clorita con venillas de calcopirita-pirita a 159.47 m de profundidad. D y E) Muestras del Sondaje DDH-2614, intrusivos de composición dacítica y alteración argílica intermedia y venillas de cuarzo con sulfuros, a 453.90 m y a 486.25 m de profundidad.
- Figura 6.20** Columna litoestratigráfica idealizada de las minas Atacocha y El Porvenir
- Figura 6.21** Columna litoestratigráfica idealizada del Proyecto Marcococha
- Figura 6.22** A) Brecha Marcococha, vista mirando al norte. B) Detalle de la brecha con clastos de areniscas subredondeas y subangulosas que se encuentran alteradas. Matriz de cuarzo, sulfuros y óxidos de hierro. C) Detalle de la mena; galera argentífera, estibina, pirita, calcopirita, covelina, bornita, enargita y óxidos de hierro.
- Figura 6.23** A) Intrusivo granodiorítico con textura porfídica. B) Detalle de la Veta Bonanza de cuarzo con estibina, galena argentífera, pirita y trazas de calcopirita. C) Detalle del *stockwork* de cuarzo-molibdenita en arenisca. D) Detalle de la Veta Abel, cuarzo con mineralización masiva de sulfuros; pirita, arsenopirita, pirrotita, estibina y calcopirita.

- Figura 6.24** Rocas ígneas del proyecto Chanape. A) Andesita (And), sondaje CH-DDH-033 a 523 m. B) Diorita (Dio), sondaje CH-DDH-033 a 24.2 m. C) Monzodiorita (MzDi), sondaje CH-DDH-033 a 311 m. D) Monzonita (Mz), sondaje CH-DDH-008 a 228 m. E) Pórfido cuarzo-monzonita (PCMz), sondaje CH-DDH-008 a 685 m. F) Dique pórfido cuarzo-feldespató (dq PCFp), sondaje CH-DDH-011 a 949 m.
- Figura 6.25** A) Brecha magmática hidrotermal. Muestra en el sondaje CH-DDH-008 a 659 m. B) Roca de textura obliterada con fuerte alteración argílica con mineralización de pirita diseminada, calcopirita, y venillas de cuarzo- sulfuros. Sondaje CH-DDH-033, a 33.90 m. C) Brecha Freatomagmática, sondaje CH-DDH-033, a 237 m.
- Figura 6.26** Sección vertical esquemática del Proyecto Chanape mostrando (izquierda a derecha) la interpretación geológica de la perforación diamantina y cartografía superficial en un tramo de 1.3 km de profundidad, evidenciando zonas de mineralización epitermal, mesotermal y pórfido, así como resultados analíticos. (modificado de Informe Anual INCA MINERALS LTD, 2014)
- Figura 7.1** Mapa de Unidades Tectonoestratigráficas y ubicación de yacimientos de la zona Sur.
- Figura 7.2** A) Muestra de afloramiento, Diorita Zafranal con alteración filica (33r-RMT-001) B) Microdiorita con fuerte alteración filica sobrepuesta a la potásica de biotita secundaria con venillas de sulfuros (Muestra 33r-RMT-012). C y D) Dique post-mineral de composición andesítica con leve alteración de clorita-epidota±calcita, con sericita en fracturas, presenta malaquita en fracturas y óxidos de Mn. Dirección Az. 308° y buzamiento 77° al Noreste. Corta a la Diorita Zafranal (Muestra 33r-RMT-003).
- Figura 7.3** Mapa geológico local del Proyecto Zafranal (Reporte Técnico en el Estudio de Pre-Factibilidad, Proyecto Zafranal Fernandez-Baca, A.; et al.. (2016).
- Figura 7.4** A) Microdiorita con fuerte alteración filica sobrepuesta a la potásica (biotita secundaria), con venillas irregulares y semirectas tipo "A" y tipo "B" con grosores variables de 5 a 10 mm de grosor, así como, venillas milimétricas de pirita±calcopirita (Muestra 33r-MMT-008) B) Pórfido diorítico con alteración filica y venillas tipo "D", constituida de pirita±calcopirita con halo sericítico. Tienen 5 mm de grosor (Muestra 33r-RMT-012). C) Diorita Zafranal con venillas tipo "B" de grosor variable entre 5-10 mm, constituida de cuarzo con sutura de pirita-calcopirita y trazas de molibdenita, cortando a una microdiorita con alteración potásica con leve superposición de sericita (Muestra 33r-RMT-013).
- Figura 7.5** Modelo esquemático de la geología local y alteraciones hidrotermales del Proyecto Zafranal (interno del proyecto).
- Figura 7.6** Sección 793400 mirando al oeste. Se observa los diferentes tipos de mineralización que se encuentran en el depósito Zafranal (Rivera., 2012).
- Figura 7.7** A) Brecha magmática-hidrotermal. Norte con fuerte alteración filica y diseminación de calcosina (mineralización secundaria), agregados de pirita-calcopirita y malaquita (óxidos de cobre) distribuida en los bordes. B) Brecha magmática-hidrotermal Sur, algunos clastos y la matriz se encuentran fuertemente con alteración filica. Nótese clastos de composición intrusiva. La mineralización de alta ley en Cu y Au en el proyecto Pecoy se asocian a este tipo de brecha.
- Figura 7.8** Geología distal y sistemas de fallas regionales Iquipi-Clavelinas e Incapuquio controlan los yacimientos Pecoy y Tororume (Silva & Medrano, proExplo2017).
- Figura 7.9** Zona de Leached Capping, se observa óxidos de hierro como: hematita y goethita, por partes se observa alteración argílica y venillas de cuarzo hialino (coordenadas 712,788 E y 8'267,861 N). Vista mirando al Sureste.
- Figura 7.10** Sección esquemática Sur-Norte de Pecoy, donde se observa el emplazamiento de los intrusivos porfiríticos y brechas, así como, el zoneamiento vertical y horizontal de la alteración hidrotermal y mineralización. (editado de Silva & Medrano, ProExplo 2017).
- Figura 7.11** Se evidencia una zona de alteración sericita sobrepuesta a alteración potásica conformada por biotita secundaria desarrollado en el stock granodiorítico pre-mineral. Se encuentran cubiertas por una secuencia volcánica-piroclástica de lavas andesíticas y tobas.
- Figura 7.12** Sección esquemática Norte-Sur del Proyecto Tororume, mostrando el emplazamiento de un sistema tipo pórfido (editado de E.Silva., B, Medrano, ProExplo 2017).

Figura 7.13 Mapa Geológico de la Mina Orcopamoa (Reportes internos UM Orcopampa, Cia de Minas Buenaventura S.A. A).

Tablas

Tabla 3.1	Resumen de los principales parámetros litogeoquímicos y de interés metalogenético de muestras de rocas ígneas en la zona Norte, según franja metalogenética
Tabla 3.2	2 Parámetros litogeoquímicos favorables para magmas fértiles para algunos yacimientos importantes en la zona Norte, franjas XX, XXI-A y XXI-B
Tabla 3.3	Resumen de los principales parámetros litogeoquímicos y de interés metalogenético de muestras de rocas ígneas en la zona Centro, según franja metalogenética
Tabla 3.4	Parámetros litogeoquímicos favorables para magmas fértiles para algunos yacimientos importantes en la zona Centro, franjas XVII, XX, XXI y XXI-A
Tabla 3.5	Resumen de los principales parámetros litogeoquímicos y de interés metalogenético de muestras de rocas ígneas en la zona Sur, según franja metalogenética
Tabla 3.6	Parámetros litogeoquímicos favorables para magmas fértiles para algunos yacimientos importantes en la zona Sur, franjas X, XV, XV con superposición Epitermal y XXI-A
Tabla 3.7	Recopilación de las distintas dataciones de los yacimientos de las franjas XX, XXI-A y XXI-B correspondientes a las Regiones Cajamarca - La Libertad
Tabla 3.8	Recopilación de las distintas dataciones de los yacimientos de las franjas XX, XXI-A y XXI-B correspondientes Zona Centro
Tabla 3.9	Recopilación de las distintas dataciones de los yacimientos de las franjas X, XV, XXI-A, XXI-C y XXIII correspondientes a Zona Sur
Tabla 5.1	Recursos y Reservas de la mina La Arena.
Tabla 5.2	Poblaciones estadísticas para muestras de sedimentos.
Tabla 5.3	Valores de fondo y umbrales geoquímicos para las siete poblaciones estadísticas para el sector Norte
Tabla 5.4	Correlación de Pearson para las poblaciones del sector Norte
Tabla 6.1	Recursos de la mina Quicay
Tabla 6.2	Recursos del Proyecto Quicay II
Tabla 6.3	Recursos de la mina Atacocha
Tabla 6.4	Recursos de la mina El Porvenir
Tabla 6.5	Acceso al Proyecto Chanape
Tabla 6.6	Tabla de Recursos del Proyecto Chanape
Tabla 6.7	Poblaciones estadísticas para muestras de sedimentos.
Tabla 6.8	Valores de fondo y umbrales geoquímicos para las catorce poblaciones estadísticas para el Sector Centro
Tabla 6.9	Correlación de Pearson de elementos de las poblaciones estadísticas del Sector Centro
Tabla 7.1	Tabla de Recursos del Zafranal
Tabla 7.2	Tabla de Recursos del Proyecto Pecoy
Tabla 7.3	Tabla de Recursos y Reservas de la U. M. Orcopampa.
Tabla 7.4	Poblaciones estadísticas para muestras de sedimentos.
Tabla 7.5	Valores de fondo y umbrales geoquímicos para plata en las siete poblaciones estadísticas para el Sector Sur
Tabla 7.6	Correlación de Pearson de elementos de las poblaciones estadísticas del Sector Sur



Av. Canadá 1470 - San Borja, Lima 41, Perú

Teléfono: 051 - 1 - 618 9800

Fax: 051-1-225-3063 | 051-1-225-4540

www.gob.pe/ingemmet

comunicacion@ingemmet.gob.pe