



UNIVERSIDAD DE CHILE
FACULTAD DE CIENCIAS FÍSICAS Y MATEMÁTICAS
DEPARTAMENTO DE GEOLOGÍA

**APATITOS DE ORIGEN DETRÍTICOS PROVENIENTES DE LOS
SEDIMENTOS ADYACENTES AL PÓRFIDO CERRO COLORADO
COMO UN INDICADOR DE LA PRESENCIA DE DEPÓSITO DE
PÓRFIDO CUPRÍFERO**

MEMORIA PARA OPTAR AL TÍTULO DE GEÓLOGO

MAURICIO ANDRÉS ACEVEDO DÍAZ

PROFESOR GUÍA:

HÉCTOR PIZARRO MARTINEZ

MIEMBROS DE LA COMISIÓN:

BRIAN TOWNLEY CALLEJAS

KATJA DECKART

Este trabajo ha sido financiado mediante el proyecto Fondecyt N°3210291

SANTIAGO DE CHILE

2022

**RESUMEN DE LA MEMORIA PARA OPTAR
AL TÍTULO DE: GEÓLOGO
POR: MAURICIO ANDRÉS ACEVEDO DÍAZ
FECHA: 2022
PROF. GUÍA: HÉCTOR PIZARRO
MARTINEZ**

APATITOS DE ORIGEN DETRÍTICOS PROVENIENTES DE LOS SEDIMENTOS ADYACENTES AL PÓRFIDO CERRO COLORADO COMO UN INDICADOR DE LA PRESENCIA DE DEPÓSITO DE PÓRFIDO CUPRÍFERO

La comparación de las características de catodoluminiscencia (CL) y geoquímica de apatitos detríticos de los sedimentos de la quebrada Quipisca-Parca, ubicada en la región de Tarapacá (norte de Chile) con las de los apatitos del Depósito de Pórfido Cuprífero (DPC) de Cerro Colorado, destaca el potencial de este mineral accesorio común como un trazador de depósitos de tipo pórfido. Varios estudios alrededor del mundo han demostrado que el apatito en los DPCs es sensible a cambios fisicoquímicos que se producen durante la interacción con los fluidos hidrotermales, cuya magnitud depende del tipo de alteración y/o tamaño de la intrusión. En este estudio se comparan doce muestras de sedimentos fluviales perennes de la quebrada Quipisca-Parca y cinco muestras de diferentes zonas de alteración hidrotermal del Complejo Intrusivo Cerro Colorado (CICC). Los apatitos primarios inalterados en las zonas de alteración potásica y propilítica del pórfido del CICC presentan color de CL café anaranjado con valores bajos de Ca y valores altos de Mn, Na, Cl y S. En estas dos zonas de alteración también se encuentran apatitos alterados, los cuales presentan un color de CL verde y tienen valores altos de Ca y valores bajos de Mn, Na, Cl y S. La zona de alteración potásica tiene una mayor concentración de apatitos con color de CL verde que la zona de alteración propilítica. En la zona de alteración fílica no se encontraron apatitos, debido, muy probablemente, a la inestabilidad producto de su alta acidez. Las gravas de la quebrada Quipisca-Parca contienen varios tipos de apatito, estos incluyen variedades de color de CL café anaranjado con valores bajos de Ca y valores altos de Mn, Na, Cl y S, es decir, características de CL y geoquímicas similares a las de los apatitos primarios de las zonas de alteración del CICC. En los sedimentos también se presentan apatitos de luminiscencia verde, con valores altos de Ca y valores bajos de Mn, Na, Cl y S, como los apatitos ígneos alterados. También se encontró en las gravas una variedad de apatitos detríticos de color de CL amarillo y lila-rosado con una firma geoquímica bastante similar a la de los apatitos primarios. El apatito amarillo es típico de cuerpos intrusivos inalterados, mientras que el apatito lila-rosado podría ser producto de la interacción entre apatitos primarios y procesos exógenos. Las concentraciones más altas de apatitos verdes, es decir, apatitos alterados, en las gravas ocurren a los 4, 8 y 12 km al oeste y 1 km al este del depósito, lo que indicaría un cambio en la dirección y velocidad de erosión del CICC. Por lo tanto, los resultados sugieren que el apatito con color de CL verde en sedimentos podría ser un buen mineral indicador de la presencia de DPCs cercanos, constituyendo una herramienta de exploración rápida y eficiente para la búsqueda de este tipo de depósito.

AGRADECIMIENTOS

Quiero agradecer a todas aquellas personas e instituciones que de manera directa e indirecta fueron parte de este trabajo. A la Agencia Nacional de Investigación y Desarrollo por financiar y hacer posible este estudio por medio del proyecto Fondecyt N°3210291. A mi profesor, Héctor Pizarro, por su dedicación y paciencia durante el proceso, por cada crítica y consejo realizado en miras de mi formación como futuro profesional. A los académicos de la Universidad de Chile, por la excelente educación brindada en estos largos años de carrera. A los funcionarios del departamento de geología que siempre estuvieron dispuestos a resolver cualquier duda o problema que se me presentó. A mis amigos en general, aquellos que me acompañaron en las distintas etapas de mi vida, cada momento de alegría, tristeza, risas y enojos, que compartido fue enriquecido y se vivió como ningún otro. Y especialmente a mi familia, a mi padre, a mi madre, a mi hermano y a mi hermana, por su apoyo incondicional.

TABLA DE CONTENIDO

1	INTRODUCCIÓN	1
1.1	Formulación del problema	1
1.2	Hipótesis.....	3
1.3	Objetivos	3
1.3.1	Objetivo General	3
1.3.2	Objetivos Específicos	3
1.4	Ubicación y Acceso.....	3
2	MARCO TEÓRICO.....	5
2.1	Depósitos de Pórfido Cuprífero (DPCs).....	5
2.1.1	Zonas de alteración hidrotermal	6
2.1.2	Mineralización hipógena	7
2.1.3	Enriquecimiento supérgeno.....	8
2.2	Ambiente Depositional	9
2.3	Uso del apatito como mineral indicador de pórfido	9
3	MARCO GEOLÓGICO.....	11
3.1	Geología del área de estudio	11
3.1.1	Rocas estratificadas	11
3.1.2	Rocas intrusivas.....	12
3.1.3	Depósitos no consolidados	13
3.2	Geología del pórfido Cerro Colorado.....	16
4	METODOLOGÍA	18
4.1	Recopilación de información	18
4.2	Etapas de Terreno	18
4.3	Preparación de muestra y separación mineral	20
4.4	Análisis petrográfico	20
4.5	Análisis macroscópico.....	21
4.6	Análisis geoquímico.....	21
5	RESULTADOS	24
5.1	Descripción litológica	24
5.1.1	Descripción litológica de muestras provenientes del depósito de pórfido cuprífero de Cerro Colorado.....	24
5.1.2	Conteo de clastos en terreno.....	27
5.1.3	Descripción sedimentos lupa.....	29
5.2	Características petrográficas de apatitos	30

5.2.1	Apatitos provenientes del depósito de pórfido cuprífero de Cerro Colorado.....	30
5.2.2	Apatitos detríticos provenientes de los sedimentos de la quebrada Quipisca-Parca .	32
5.3	Características geoquímicas de apatitos	34
5.3.1	Características geoquímicas de apatitos provenientes del depósito de pórfido cuprífero de Cerro Colorado	34
5.3.2	Características geoquímicas de apatitos detríticos provenientes de los sedimentos de la quebrada Quipisca-Parca.....	41
6	DISCUSIÓN	47
6.1	Relación entre el color de catodoluminiscencia y la señal geoquímica de los apatitos provenientes del pórfido Cerro Colorado.....	47
6.2	Comparativa de la señal geoquímica y color de luminiscencia entre apatitos detríticos y del DPC Cerro Colorado	49
6.3	Controversia sobre el origen de los apatitos y la edad de formación de la quebrada Quipisca-Parca	53
6.4	Implicancias en la exploración.....	55
7	CONCLUSIÓN	56
8	REFERENCIAS	58
	ANEXOS.....	63
	Anexo A: Datos de muestreo	63
	Anexo B: Imágenes de catodoluminiscencia de apatitos	64

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 1.1 Mapa de ubicación y acceso al área de estudio.	4
Figura 2.1 Representación gráfica del proceso de formación del magma parental de un pórfido en un margen de subducción oceánico continental. Modificado de Richard (2003). 6	6
Figura 2.2 Modelo de zonificación de las diferentes alteraciones hidrotermales en un depósito de tipo pórfido cuprífero. Modificado de Sillitoe (2010).....	7
Figura 2.3 Perfil de enriquecimiento supérgeno de un depósito de pórfido cuprífero. Ejemplo del depósito de pórfido cuprífero de Chuquicamata. Modificada de Camus (2003).	8
Figura 3.1 Mapa geológico de la zona Quipisca-Parca. Modificado de Ladino (2011).....	15
Figura 4.1 Localización de los puntos de muestreo en la quebrada Quipisca-Parca y el pórfido Cerro Colorado.	19
Figura 4.2 a) Área de 1 m ² (delimitada por cuerda de color rojo) para realizar el conteo de clastos. b) Ejemplo de punto de muestreo en la quebrada Quipisca-Parca.	19
Figura 4.3 a) Mesa de concentración gravimétrica. b) Separación de minerales a través de líquidos densos.	21
Figura 4.4 Equipo de catodoluminiscencia marca Lumic HC6-LM montado sobre un microscopio petrográfico Olympus XC-10 localizada en el Géosciences Environnement Toulouse (GET, Francia).	22
Figura 4.5 Equipo de Mircosonda electrónica EMPA CAMECA SX-Five localizada en el centro Centre de Microcaractérisation Raimond Castaing (Francia).	23
Figura 5.1 Imágenes de microscopía de rocas porfídicas provenientes del depósito de pórfido cuprífero Cerro Colorado.....	26
Figura 5.2 Clastos con óxidos de cobre encontrados en el punto de muestreo QPS06 en la quebrada Quipisca-Parca.	27
Figura 5.3 Conteo de clastos realizado en cada punto de muestreo.	28
Figura 5.4 Clasto con óxidos de cobre, encontrado en la muestra QPS04.	29
Figura 5.5 Imágenes de microscopía de luz reflejada de apatitos sobre disco con resina epoxy provenientes del depósito de pórfido cuprífero de Cerro Colorado.....	30
Figura 5.6 Imágenes de catodoluminiscencia de apatitos sobre disco con resina epoxy provenientes del DPC de Cerro Colorado.	31
Figura 5.7 Imágenes de microscopía de luz reflejada de apatitos detríticos sobre disco con resina epoxy provenientes de los sedimentos de la quebrada Quipisca-Parca.	32
Figura 5.8 Imágenes de catodoluminiscencia de apatitos detríticos sobre disco con resina epoxy provenientes de los sedimentos de la quebrada Quipisca-Parca.....	33
Figura 5.9 Contenido de Ca (apfu) versus de P (apfu) en apatitos de la fuente.	35
Figura 5.10 Diagramas Ternarios F-OH-Cl de apatitos de la fuente.....	36
Figura 5.11 Contenido de Ca (apfu) versus F, OH y Cl (apfu) en apatitos con diferentes colores de luminiscencia tomados del Complejo Intrusivo de Cerro Colorado.	38
Figura 5.12 Contenido de Ca (apfu) versus Mn, Fe, Na y S (apfu) en apatitos con diferentes colores de luminiscencia tomados en del Complejo Intrusivo de Cerro Colorado.	40
Figura 5.13 Contenido de Ca (apfu) versus de P (apfu).	42
Figura 5.14 Diagrama Ternario F-OH-Cl.....	43
Figura 5.15 Contenido de Ca (apfu) versus F, OH y Cl (apfu) en apatitos con diferentes colores de luminiscencia tomados de los sedimentos de la quebrada Quipisca-Parca.	43

Figura 5.16 Contenido de Ca (apfu) versus Mn, Fe, Na y S (apfu) en apatitos con diferentes colores de luminiscencia tomados en los sedimentos de la quebrada Quipisca-Parca.	45
Figura 6.1 Contenido de Ca (apfu) versus Na (apfu) en apatitos con diferentes colores de luminiscencia tomados en del Complejo Intrusivo de Cerro Colorado.....	49
Figura 6.2 Contenido de Ca (apfu) versus Na y Mn (apfu) en apatitos con diferentes colores de luminiscencia tomados en los sedimentos de la quebrada Quipisca-Parca (QPS) y en el Complejo Intrusivo Cerro Colorado (PCC).....	51
Figura 6.3 Porcentaje de apatitos verdes en cada punto de muestreo en la quebrada Quipisca-Parca.....	52
Figura 6.4 Edad de denudación y erosión del depósito de pórfido cuprífero de Cerro Colorado y de formación de la quebrada Quipisca-Parca propuesto por Shaw et al., (2021). Abreviación: FED = Formación El Diablo. Modificado de Shaw et al., (2021).....	53
Figura 6.5 Imágenes satelitales tomadas de Google Earth que muestras la evolución de la quebrada Quipisca-Parca y del yacimiento de Cerro Colorado.....	54

ÍNDICE DE TABLAS

Tabla 5.1	Conteo de clastos en terreno realizado en cada punto de muestreo en la quebrada Quipisca-Parca.....	28
Tabla 5.2	Conteo de clastos realizado en lupa binocular.	29
Tabla 5.3	Concentraciones de elementos mayores y menores de los apatitos provenientes del depósito de pórfido cuprífero Cerro Colorado.....	40
Tabla 5.4	Coefficientes de correlación entre elementos mayores y menores de los apatitos provenientes del depósito de pórfido cuprífero Cerro Colorado.	41
Tabla 5.5	Concentraciones de elementos mayores y menores de los apatitos provenientes de los sedimentos de la Quebrada Parca-Quipisca.	45
Tabla 5.6	Coefficientes de correlación entre elementos mayores y menores de los apatitos provenientes de los sedimentos de la Quebrada Parca-Quipisca.....	46
Tabla 9.1	Información relacionada a las muestras recolectadas.....	633

1 INTRODUCCIÓN

1.1 Formulación del problema

La zona norte del Chile se caracteriza por tener una de las provincias metalogénicas más fértiles a nivel mundial y está conformada por diferentes franjas de sistemas mineralizados tipo pórfidos de $\text{Cu} \pm \text{Mo} \pm \text{Au}$ de distintas edades de emplazamiento (Sillitoe, 2010), por lo que es un blanco de exploración para este tipo de depósitos minerales.

La formación de depósitos de pórfido cuprífero (DPCs) está vinculada a la actividad magmática de tipo calco-alcalina desarrollada predominantemente en ambientes tectónicos-convergentes (Sillitoe, 1972). Estos se forman como resultado de la circulación de fluidos hidrotermales, derivados de cuerpos magmáticos intermedios-ácidos, que se emplazan a profundidades someras (Richards, 2011). La interacción entre fluidos hidrotermales y roca de caja genera zonas de alteración hidrotermal caracterizadas por la modificación de minerales originales (Beane y Bornar, 1995) y la generación de nuevos minerales accesorios (Bouzari et al, 2016). Así, cada etapa de esta evolución magmática-hidrotermal que participa en la formación de un DPC puede ser trazada a partir de las características petrográficas y geoquímicas de minerales accesorios heredados (e.g. circón), minerales modificados (e.g. apatito) y/o la formación de nuevos minerales (e.g. magnetita).

El Desierto de Atacama contiene numerosas cuencas hidrográficas, las cuales son rellenadas principalmente por depósitos sedimentarios semiconsolidados de grano grueso ampliamente expuesto a lo largo del flanco occidental del antearco (Blanco, 2000). El relleno comienza durante la fase tectónica Incaica Eocena-Oligocena (Maksaev, 1990), bajo condiciones climáticas áridas (Blanco, 2008; Riquelme et al., 2018). Esto genera un importante flujo de sedimentos y además genera el alzamiento y denudación de sistemas mineralizados tipo pórfidos cupríferos, donde la interacción entre sulfuros de Fe-Cu hipógenos con aguas meteóricas puede generar la formación de enriquecimiento supérgeno en estos depósitos (Chávez, 2000). Además, la erosión de los DPCs puede contribuir con clastos provenientes de diferentes zonas de alteración hidrotermal y con minerales accesorios al relleno sedimentario (Riquelme et al., 2018; Fernandez-Mort et al., 2018; Pizarro et al., 2019). Durante el Mioceno, la transición hacia condiciones climáticas hiperáridas y migración de la deformación hacia el este, generan un bajo flujo sedimentario, preservación de los horizontes de enriquecimiento supérgeno y además favorecen la conservación de señales mineralógicas y geoquímicas en los sedimentos (Pizarro et al., 2019). De esta manera el conocimiento sobre las características petrográficas y geoquímicas de minerales accesorios (e.g. Ballard, 2002; Bouzari et al., 2016; Mao et al., 2016; Lu et al., 2016), en sistemas mineralizados tipo pórfidos cupríferos, integrado con el estudio de estas mismas propiedades en la fracción fina de la matriz de estratos

sedimentarios que rellenan cuencas adyacentes a estos depósitos metalíferos, puede ser fundamental para comprender la relación que existe entre la denudación de un sistema mineralizado tipo pórfido cuprífero (fuente) y los depósitos sedimentarios adyacentes (cuenca).

En este contexto, el apatito es un mineral accesorio común dentro de las rocas ígneas, debido principalmente a que es estable en una amplia variedad de ambientes (Watson, 1980), puede contener un número importante de elementos trazas debido a su estructura cristalina y geoquímica (Pan y Fleet, 2002), por lo que muchos factores pueden influir en la composición de este mineral. Las variaciones pueden ser vinculadas al estado de oxidación de un fundido (Pan et al, 2016), saturación de volátiles de un magma (Boyce y Hervig, 2009), fraccionamiento magmático (Belousova et al, 2002), entre otros. Además, varios estudios realizados en pórfidos cupríferos alrededor del mundo han demostrado que el apatito es sensible a cambios fisicoquímicos que tuvieron lugar durante la interacción con fluidos hidrotermales, cuya extensión depende del tipo e intensidad de la alteración hidrotermal y/o del tamaño del depósito (Bouzari et al., 2016; Mao et al., 2016; Pizarro, 2019). Adicionalmente, este mineral, por lo general, es resistente a la meteorización y al transporte sedimentario. Sin embargo, el uso de apatitos detríticos para trazar la presencia de DPC rara vez ha sido testado sistemáticamente en registros sedimentarios próximos a pórfidos cupríferos (Pizarro 2019). A partir de esto, se hipotetiza que el apatito puede ser un buen trazador de la presencia de pórfido cuprífero.

Este trabajo compara las características petrográficas y geoquímicas de apatitos detríticos de los sedimentos de la quebrada Quipisca-Parca con las de los apatitos del Depósito de Pórfido Cuprífero (DPC) de Cerro Colorado, para validar a este mineral como un mineral indicador de pórfido cuprífero. Además, de testear su uso como un buen trazador de la presencia de pórfidos cupríferos y validarlo como una potencial herramienta de exploración para áreas cubiertas por sedimentos.

1.2 Hipótesis

Este estudio hipotetiza que las características petrográficas y geoquímicas de apatitos de origen detríticos recolectados en un registro sedimentario fluvial perenne pueden ser utilizadas como un trazador de la presencia de depósitos de pórfidos cupríferos escondidos bajo cobertura sedimentaria y como una herramienta de exploración efectiva y rápida complementaria a los métodos tradicionales para áreas cubiertas por sedimentos.

1.3 Objetivos

1.3.1 Objetivo General

- El objetivo general de este trabajo es evaluar al apatito como un mineral trazador de la presencia de depósitos de pórfido cuprífero cubiertos por gravas en el Desierto de Atacama en sedimentos de origen fluvial adyacentes al pórfido cuprífero de Cerro Colorado y evaluar su uso como una potencial herramienta de exploración para áreas cubiertas por sedimentos.

1.3.2 Objetivos Específicos

- Determinar las posibles fuentes de los sedimentos fluviales de la quebrada Quipisca-Parca.
- Investigar las características petrográficas y geoquímicas del apatito provenientes del pórfido cuprífero Cerro Colorado.
- Investigar las características petrográficas y geoquímicas del apatito provenientes de los sedimentos de la quebrada Quipisca-Parca.

1.4 Ubicación y Acceso

La quebrada Quipisca-Parca se ubica en la región de Tarapacá, específicamente en la comuna de Pozo Almonte, a una distancia de 110 km al este de la ciudad de Iquique. Posee una orientación este-oeste y una extensión aproximada de 26 km.

Desde la ciudad de Iquique es posible acceder a la quebrada Quipisca-Parca por la autopista Humberstone-Iquique en dirección este por unos 50 km hasta la ruta 5 Sur, siguiendo 6 km en dirección sur por la ruta 5 Sur y luego por la ruta A-687 llegando a la ruta A-653, desde esta se puede optar por seguir 40 km en dirección este hacia la ruta A-527 y continuar por esta hasta la localidad de Quipisca o seguir 20 km en dirección este hasta la ruta A-639 hacia la localidad de Parca.

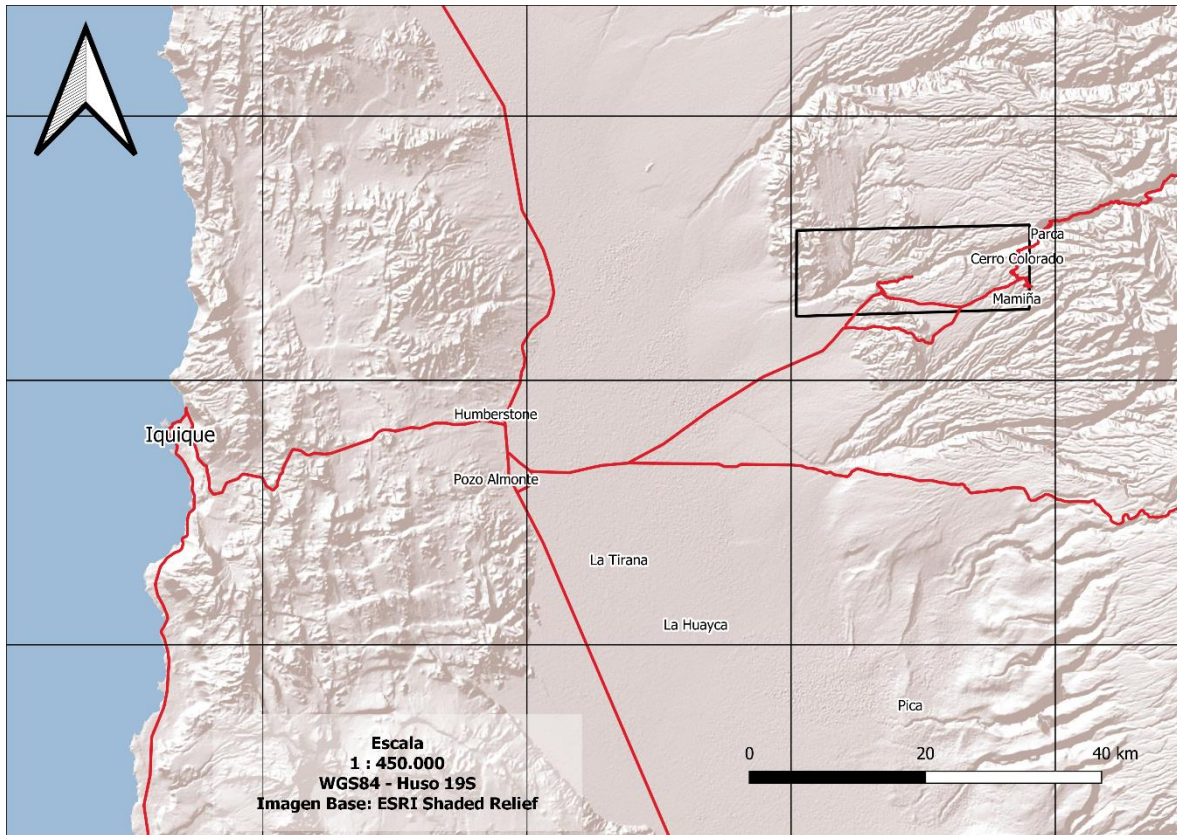


Figura 1.1 Mapa de ubicación y acceso al área de estudio.

2 MARCO TEÓRICO

2.1 Depósitos de Pórfido Cuprífero (DPCs)

Los depósitos de tipo pórfido cuprífero son el resultado de procesos magmático-hidrotermal, generalmente asociados a actividad magmática tipo calco-alcalina predominantemente en márgenes continentales de subducción. Tienen su origen en la fusión parcial del manto, producto de la deshidratación de corteza oceánica con alto contenido de agua que disminuye el punto de fusión de la cuña mantélica. El magma generado con un alto estado de oxidación y enriquecido en elementos incompatibles asciende por contraste de densidades hasta la parte inferior de la corteza continental, se acumula y empieza su cristalización, proceso exotérmico que produce la fusión parcial y asimilación de rocas de la corteza continental y consiguiente mezcla de magmas. El magma resultante posee una composición intermedia y densidad menor relativa a la corteza lo que permite su ascenso a través de esta, este desplazamiento es favorecido por la presencia de debilidades estructurales, hasta que la presión y viscosidad del magma condicionan su emplazamiento y generación de cámaras magmáticas, las que se asocian a grandes plutones parentales de composiciones intermedias a ácidas, de alto estado de oxidación (FMQ +1 a +2, FMQ= fayalita-magnetita-cuarzo; Richard, 2015), alto contenido de agua magmática ($\geq 4\%$ en peso de H_2O) y un importante contenido de S y metales, (Richards, 2003, 2011; Richards et al., 2012; Loucks, 2014), que se emplazan a profundidades de entre 5 y 10 km (Richards, 2003, 2011). A partir de estas intrusiones se generan stocks porfídicos que ascienden a niveles someros (1–5 km), permitiendo la separación de soluciones acuosas que dan origen a fluidos hidrotermales (Richards, 2003, 2011; Sillitoe, 2010; Kouzmanov and Pokrovski, 2012). La interacción fluido hidrotermal-roca de caja genera zonas de alteración hidrotermal caracterizadas por la modificación de minerales originales y la generación de nuevos minerales accesorios (Lowell and Guilbert, 1970; Rose, 1970; Beane and Titley, 1981).

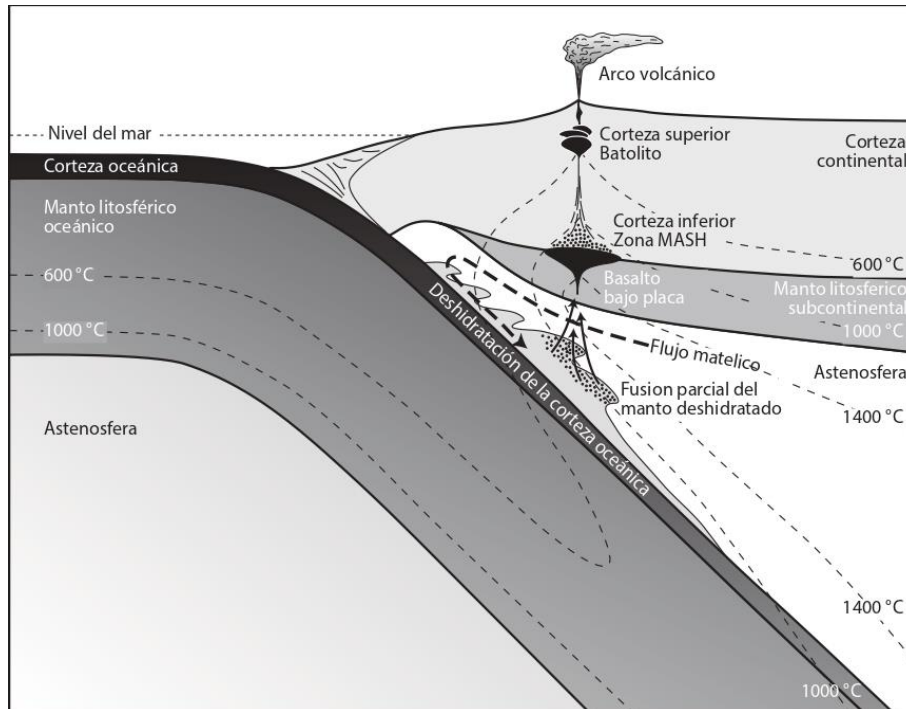


Figura 2.1 Representación gráfica del proceso de formación del magma parental de un pórfido en un margen de subducción oceánico continental. Modificado de Richard (2003).

2.1.1 Zonas de alteración hidrotermal

La alteración hidrotermal implica modificaciones químicas, reemplazos y/o disolución de los minerales primarios, además de nuevos minerales que precipitan directamente desde los fluidos hidrotermales, minerales de alteración (e.g. feldespato potásico, sericita), minerales de mena (e.g. sulfuros de Fe-Cu) y minerales accesorios (e.g. magnetita, rutilo), los que conforman las clásicas “zonas de alteración hidrotermal” (Lowell and Gilbert, 1970; Sillitoe, 2010).

Alteración potásica: se caracteriza por la ocurrencia de feldespato-K, biotita y magnetita. Se presenta comúnmente en la zona central del pórfido producto de un metasomatismo de potasio, bajo condiciones de pH neutro a alcalino y en un rango de temperatura alto, principalmente entre 450° y 650°C.

Alteración propilítica: se caracteriza por la ocurrencia de clorita, epidota y calcita, en zonas periféricas de intrusiones porfídicas, se forma en condiciones de pH neutro a alcalino en un rango de temperatura entre los 250° y 425°C.

Alteración fílica: también conocida como alteración sericítica, se caracteriza por el reemplazo de feldespatos primarios por cuarzo y sericita. Este reemplazo ocurre por procesos de hidrólisis provocados por fluidos ácidos a temperaturas entre 200 y 350°C.

Alteración argílica avanzada: se caracteriza por la ocurrencia de arcillas (e.g dickita, pirofilita y alunita). Esta ocurre en las zonas distales del pórfido y en la roca caja, producto de fluidos altamente ácidos y temperaturas cercanas a los 400°C.

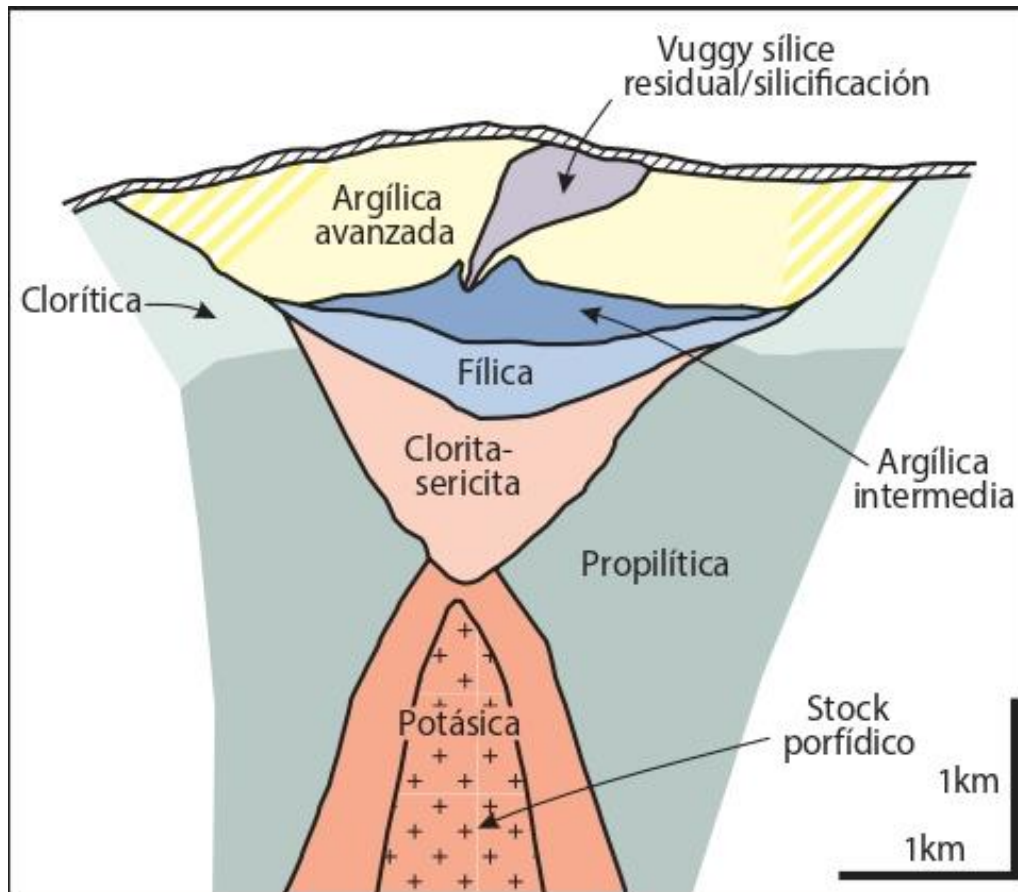


Figura 2.2 Modelo de zonificación de las diferentes alteraciones hidrotermales en un depósito de tipo pórfido cuprífero. Modificado de Sillitoe (2010).

2.1.2 Mineralización hipógena

Cambios en las condiciones fisicoquímicas de los fluidos hidrotermales, tales como la disminución de la temperatura, variaciones en el pH y el estado de oxidación, provocan que los metales transportados por estos fluidos tiendan a precipitar como sulfuros de Fe, Cu-Fe ± Mo en vetillas, enrejado de vetillas (*stockworks*) y de forma diseminada en pórfido y/o en la roca de caja. La mineralización principal en este tipo de depósitos corresponde a pirita, calcopirita, bornita, calcosina, covelina, molibdenita, entre otros. Además, este tipo de depósito puede tener concentraciones menores de Au.

2.1.3 Enriquecimiento supérgeno

Posterior a la ocurrencia de las alteraciones hidrotermales en un DPC, se puede producir la sobreimposición de una alteración supérgena dadas ciertas condiciones, estas corresponden a la exhumación y erosión del pórfido, y la exposición de este a aguas meteóricas (Chávez, 2000). En la zona superior, debido a las condiciones altamente oxidantes de las aguas meteóricas, la mineralización hipógena es modificada, formando óxidos e hidróxidos de Fe y ácido sulfúrico que permite la movilización de Cu como sulfato, este migra a niveles inferiores en solución ácida que reacciona con la roca huésped, la solución ácida es neutralizada desencadenando la precipitación de Cu y la formación de minerales como crisocola, malaquita, atacamita, entre otros, bajo el nivel freático, las condiciones son reductoras por lo que en presencia de sulfuros primarios de Cu se generan sulfuros secundarios de Cu, tales como la covelina y la calcosina, zona a la cual se le denomina zona de sulfuros secundarios.

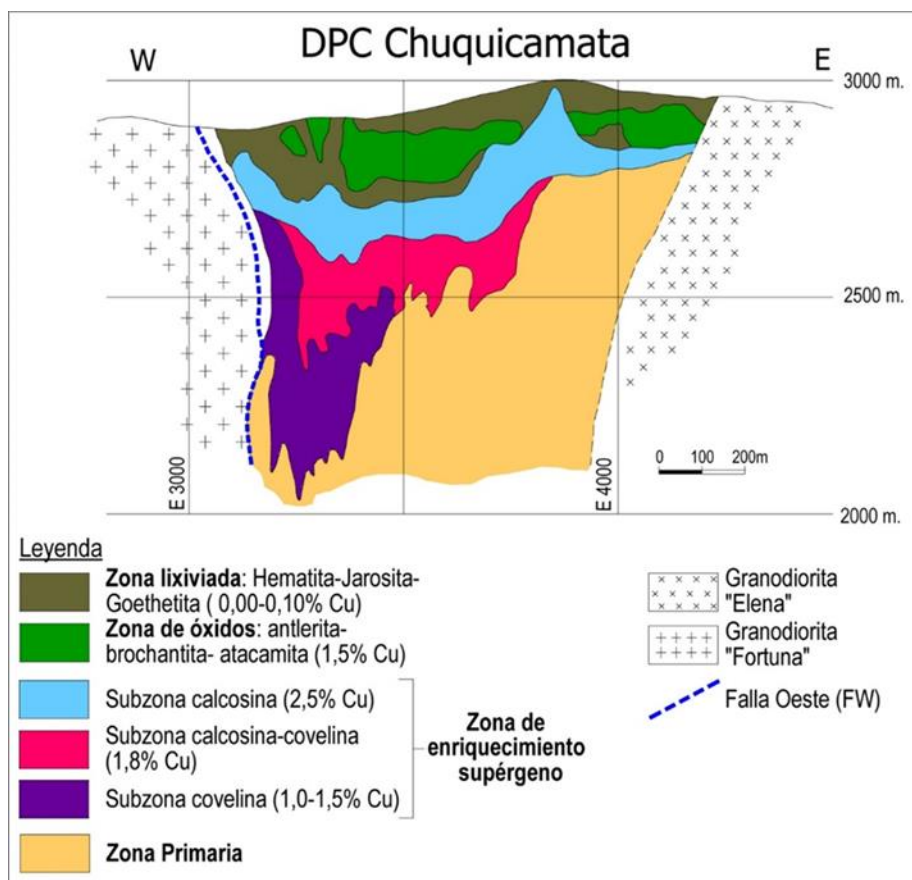


Figura 2.3 Perfil de enriquecimiento supérgeno de un depósito de pórfido cuprífero. Ejemplo del depósito de pórfido cuprífero de Chuquicamata. Modificada de Camus (2003).

2.2 Ambiente Depositional

Los sedimentos que cubren el Desierto de Atacama están compuestos principalmente por facies aluviales asociadas a ambientes de abanico aluvial y se clasifican en abanicos dominados por *debris flows* (flujo gravitatorio en masa), *sheetfloods* (flujos hídricos en manto descanalizados) y *stream-channel* (flujo hídrico canalizado) (e.g. Jordan et al., 2014). En algunos sectores, el ambiente deposicional puede estar controlado por un sistema fluvial efímero eventualmente perenne. En este contexto la quebrada Quipisca-Parca, adyacente al DPC de Cerro Colorado, representa un ejemplo actual de un sistema fluvial efímero, en este se pueden reconocer depósitos de gravas redondeadas, bien seleccionadas, clasto-soportados y bancos de arenas asociados a depósitos de canales y barras.

2.3 Uso del apatito como mineral indicador de pórfido

Un mineral indicador de pórfido PIM (por sus siglas en inglés) es aquel que debido a sus características permite indicar la presencia de un depósito de tipo pórfido, idealmente debe cumplir los siguientes prerequisites: (1) amplia ocurrencia en rocas relacionadas con o dentro del depósito, (2) composición química sensible al ambiente de cristalización, (3) resistencia a la meteorización física y química, y (4) fácil identificación y separación de su roca huésped o sedimento (e.g. Averill, 2001, 2011).

El apatito es un mineral accesorio común dentro de las rocas ígneas, debido principalmente a que es estable en una amplia variedad de ambientes (Watson, 1980), puede contener un número importante de elementos trazas debido a su estructura cristalina y geoquímica (Pan y Fleet, 2002), por lo que muchos factores pueden influir en la composición de este mineral. Puede ser usado para identificar características y procesos importantes relacionados sistemas mineralizados. Su composición geoquímica de elementos traza ha sido utilizados para reconocer las características vinculadas a la evolución composicional y estado de oxidación de un fundido (Belousova et al., 2002; Cao et al., 2012; Pan et al, 2016), saturación de volátiles de un magma (Boyce y Hervig, 2009), fraccionamiento magmático (Belousova et al, 2002), entre otros. También se ha utilizado para evaluar procesos post magmáticos como la evolución de fluidos hidrotermales en la formación de yacimientos (Bouzari et al., 2016).

Estudios de catodoluminiscencia sobre apatitos provenientes de diferentes zonas de alteración hidrotermal de sistemas mineralizados tipo pórfido cuprífero han permitido observar colores de luminiscencia de apatitos asociados a roca alterada como no alterada (Bouzari et al., 2016; Pizarro, 2019; Cao et al., 2021). Apatitos que presentaron un color de luminiscencia amarillo y café son asociados a rocas inalteradas, aquellos de color verde resultan de alteración potásica y los de color gris resultan de alteración fílica.

Mao et al., (2016) logró discriminar entre apatitos formados en depósitos minerales y en rocas no mineralizadas, además, de discriminar entre diferentes tipos de depósitos, entre los cuales se encuentran apatitos de depósitos tipo pórfido de Cu ± Mo ± Au. Por otra parte, Cao et al., (2021) demostró que la composición elemental (como Cl, Mn, Mg, Fe, Sr, Pb) y la firma isotópica de Sr-O puede ser modificada durante la alteración hidrotermal, en cambio, otros componentes (como elementos de tierras raras, Y, U, Th, and Zr) y la composición isotópica de Nd es preservada.

3 MARCO GEOLÓGICO

3.1 Geología del área de estudio

En base a la carta geológica de los cuadrángulos Mamiña y Quipisca, región de Tarapacá, escala 1:50.000 (Ladino, 2011), se resumen las características principales de las unidades geológicas presentes en la zona de estudio, con edades entre el Cretácico superior y el Holoceno.

3.1.1 Rocas estratificadas

3.1.1.1 Formación Cerro Empexa - Ksce (Cretácico superior-Paleoceno inferior)

Definida por Galli (1957), la Formación Cerro Empexa corresponde a una secuencia de depósitos continentales compuestos por conglomerados, brechas andesíticas, tobas, areniscas, limolitas y traquitas. El espesor de esta formación varía entre 700 y 900 m (Thomas, 1967; Ladino, 2011). La edad asignada a esta formación es desde el Cretácico superior hasta la parte baja del Paleoceno. Vergara y Thomas (1984) separaron la formación en dos miembros:

Miembro 1 - Ksce1: Conformado por conglomerados polimícticos y brechas sedimentarias con clastos subangulosos a subredondeados en matriz arenosa verde o roja, volcarenitas rojas y verdes, y areniscas y areniscas conglomerádicas rojas y verdes bien estratificadas. El espesor de este miembro se estimó en aproximadamente 400 a 500 m (Ladino, 2011).

Miembro 2 - Ksce2: Corresponde a andesitas y daciandesitas porfídicas, brechas andesíticas, tobas dacíticas y escasas tobas riolíticas. Se apoya concordantemente sobre sedimentitas del miembro inferior de esta formación y subyace a gravas e ignimbritas de la Formación Altos de Pica.

3.1.1.2 Formación Altos de Pica - OMap (Oligoceno superior-Mioceno medio)

Inicialmente definida por Galli (1957), y posteriormente ampliada por Galli y Dingman (1962), la Formación Alto de Pica corresponde a una secuencia de rocas volcánicas piroclásticas, conglomerados y areniscas parcialmente consolidadas. En el cuadrángulo Quipisca se tienen edades entre $17,3 \pm 0,5$ Ma (K-Ar en roca total, Vergara et al., 1986) y $19,25 \pm 0,43$ Ma (Ar-Ar en biotita, Bouzari y Clark, 2002) y en el cuadrángulo Mamiña se dispone de edades entre $16,5 \pm 0,2$ Ma (Ar-Ar Edad Plateau en hornblenda, Ladino, 2011) y $19,89 \pm 0,07$ Ma (Ar-Ar Edad Plateau en sanidina, Ladino, 2011), tales edades permiten asignar las ignimbritas y gravas a una edad Oligoceno superior - Mioceno medio. Ladino (2011) identifica ignimbritas y gravas en los cuadrángulos de Mamiña y Quipisca, sin asignarlas a ninguno de los miembros definidos por Galli y Dingman (1962).

Ignimbritas - OMapi: Corresponden a toba ignimbrítica soldada, con pómez y fenocristales de biotita, piroxeno y cuarzo, toba vitrofírica con fenocristales de sanidina y cuarzo, y toba pumicítica con escasos líticos dacíticos.

Gravas - Omapg: Corresponden a secuencias de conglomerados polimícticos, areniscas y fangolitas de baja consolidación.

3.1.1.3 Formación El Diablo - Mmd (Mioceno medio)

Definida por Tobar et al., (1968) como una secuencia sedimentaria clástica constituida principalmente por conglomerados y areniscas gruesas de tonalidades oscuras con intercalaciones evaporíticas delgadas. Posteriormente, Vögel y Vila (1980), dividen la formación en dos miembros, uno inferior compuesto por areniscas, limolitas y arcillolitas, y otro superior, conformado por conglomerados gruesos. Esta formación posee un espesor variable entre 50 y 300 metros, en la quebrada Quipisca se observan espesores de hasta 40 metros. Muñoz (2007) logró acotar la edad de deposición de esta formación entre los 16 y 8 Ma, situándola en el Mioceno medio a superior.

3.1.2 Rocas intrusivas

3.1.2.1 Intrusivos Tarapacá - Juan de Morales - Ks (Cretácico superior)

Dioritas cuarcíferas - Ksdc: Corresponden principalmente a dioritas cuarcíferas finas de dos piroxenos, con textura traquitoide y porfídica débil.

Monzodioritas cuarcíferas grises - Ksmdc1: Corresponde a monzodiorita cuarcífera de dos piroxenos, de color gris oscuro en roca fresca. Al microscopio se observa de grano medio con plagioclasa y ortoclasa moderadamente argilizadas, hipidiomórfica, inequigranular y asociación cuarzo-feldespato potásico intersticial con textura anhedral, granular y micrográfica.

Monzodioritas cuarcíferas claras - Ksmdc2: Corresponde a monzodiorita cuarcífera-granodiorita de dos piroxenos y biotita, de color gris claro en roca fresca. Es de grano medio a fino, con textura hipidiomórfica inequigranular, ortopiroxeno alterado a clorita, esmectita y óxidos de Fe, clinopiroxeno con incipiente uralitización, biotita anhedral, intersticial y generalmente cloritizada, y óxidos de hierro-titanio.

Granitos y monzonitas cuarcíferas - Ksg: Esta unidad consiste en dos facies, la más extendida consiste en monzogranitos y sienogranitos de dos piroxenos y biotita, con textura hipidiomórfica inequigranular, de grano medio a fino, con tendencia porfídica, plagioclasa con arcillas y algo de epidota, y subordinadamente una facie de monzonita

cuarcífera es de dos piroxenos, de grano fino, con textura micrográfica, aplítica y levemente porfídica.

3.1.2.2 Pórfidos Hipabisales del Cretácico superior - Ksh (Cretácico superior alto)

Se denomina así a una serie de stock, filones manto y diques de tipo hipabisal, en el que se distinguen dos grandes grupos litológicos:

Pórfidos andesíticos y microdioríticos - Ksh(a): Los pórfidos andesíticos son de dos piroxenos y son de color negro o verde muy oscuro. Presentan textura porfídica y glomeroporfídica-seriada, con abundantes fenocristales y glomerocristales de plagioclasa fresca con textura en criba.

Pórfidos dacíticos y riódacíticos - Ksh(da): Corresponden principalmente a stock y algunos filones manto de composición dacítica y riódacítica. Los pórfidos dacíticos son de clinopiroxeno, ricos en fenocristales y glomerocristales de plagioclasa fresca, zonada, y subordinado clinopiroxeno generalmente fresco y óxidos de hierro-titanio. Los pórfidos riódacíticos son de hornblenda y biotita con megacristales de sanidina alterada y fenocristales de plagioclasa, hornblenda prismática fresca, biotita alterada y ojos de cuarzo reabsorbidos.

3.1.2.3 Complejo Intrusivo Cerro Colorado - PEc (Paleoceno superior - Eoceno inferior)

Corresponde a una serie de stocks hipabisales porfídicos, Bouzari y Clark (2006) reconocen desde más antiguo a más joven dos cuerpos principales de brecha intrusiva, stocks de pórfido de cuarzo-plagioclasa-biotita, stocks de pórfido cuarcífero y diques de pórfido de plagioclasa-hornblenda. Posteriormente Tsang et al., (2018) estudia y redefine estas unidades, las cuales son detalladas en la sección 3.2. A este complejo intrusivo se le asigna una edad entre el Paleoceno Superior y el Eoceno Inferior. Cotton (2003) reportó dos edades de Re-Os en molibdenita de $55,6 \pm 0,6$ Ma y $55,4 \pm 0,6$ Ma, para muestras tomadas desde el pórfido cuarcífero, con alteración fílica (definido como pórfido cuarcífero leucocrático por Tsang et al., 2018).

3.1.3 Depósitos no consolidados

3.1.3.1 Depósitos de deslizamiento - PIHd (Pleistoceno-Holoceno)

Depósitos conformados por bloques y megabloques con deslizamiento traslacional-rotacional y depósitos caóticos de bloques asociados al colapso abrupto de las paredes de los cañones de las quebradas de Parca y Tambillo. Estos bloques corresponden a desprendimiento de ignimbritas y gravas de la Formación Altos de Pica.

3.1.3.2 Depósitos coluviales - Hc (Holoceno)

Estos depósitos corresponden a coluvios, abanicos aluviales y escombros constituidos por rocas angulosas a subangulosas producto de la erosión de las unidades disectadas por las quebradas o que conforman los macizos de los cuadrángulos Mamiña y Quipisca.

3.1.3.3 Depósitos aluviales activos - Ha (Holoceno superior)

Depósitos no consolidados que conforman una red de estrechos cauces aluviales producto de una intensa actividad de incisión fluvial. Hacia el lado oeste de los cordones de Tarapacá y Juan de Morales, se abren como amplios abanicos aluviales, hacia la Pampa del Tamarugal. Litológicamente corresponden a arenas, limos, ripios y gravas procedentes de la erosión del orógeno cordillerano, transportados por flujos de barro y de detritos intermitentes que ocurren ocasionalmente durante el Invierno Altiplánico y el invierno continental. Esta red disecta a todas las unidades más antiguas.

3.1.3.4 Depósitos eólicos - He (Holoceno superior)

Corresponden a depósitos no consolidados de arenas y limos. El material fino que conforma estos depósitos proviene principalmente de la Pampa del Tamarugal.

3.1.3.5 Depósitos de ciénagas activos - Hf (Holoceno superior)

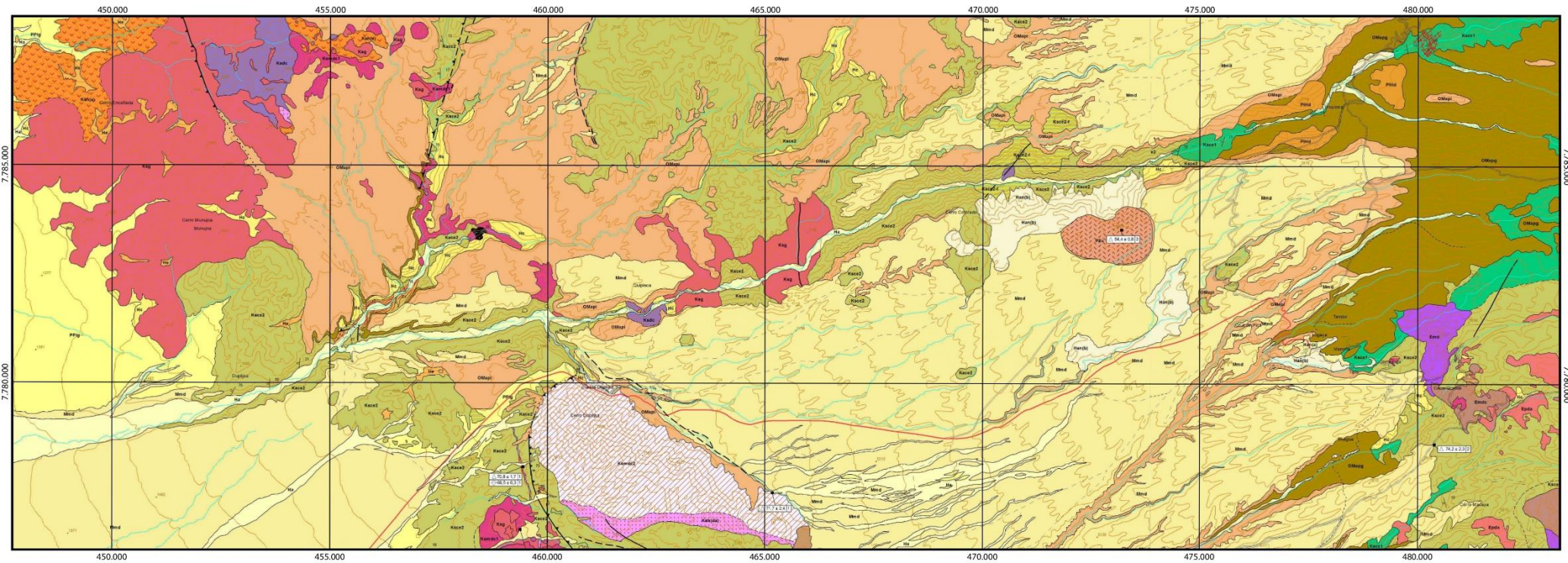
Corresponden a depósitos no consolidados de gravas, arenas y limos, los cuales se caracterizan por la presencia de vegetación hidrófila que los cubre (vegas).

3.1.3.6 Depósitos y cubiertas antrópicas - Han (Holoceno superior)

Conformados por depósitos o acumulaciones resultantes de la actividad humana.

Botaderos de Mina Han(b): corresponden a depósitos de material estéril, tamaño bloque y ripio, proveniente de la explotación de los yacimientos minerales de Cerro Colorado y Sagasca.

Cultivos, suelos de uso agrícola Han(c): corresponden a suelos de cultivo, los cuales se encuentran sobre los depósitos de gravas de la Formación Altos de Pica.



LEYENDA

<p>c Depósitos y cubiertas antrópicas - Han (Holoceno superior) b: botaderos de Mina c: cultivos, suelos de uso agrícola</p> <p>Depósitos de ciénagas activos - Hv (Holoceno superior)</p> <p>Depósitos eólicos - He (Holoceno superior)</p> <p>Depósitos aluviales activos - Ha (Holoceno superior)</p> <p>Depósitos coluviales - Hc (Holoceno)</p> <p>Depósitos de deslizamiento - PIHd (Pleistoceno-Holoceno)</p> <p>Formación El Diablo - Mmd (Mioceno Medio)</p> <p>Formación Altos de Pica - OMap (Oligoceno Superior-Mioceno Medio) i: ignimbritas g: gravas</p> <p>Brecha Hidrotermal de Turmalina - Ebt (Eoceno Superior)</p>	<p>Complejo Intrusivo Yabricoya - E (Eoceno) pda: pórfidos hipabisales dacíticos mdc: monzodioritas cuarcíferas md: monzodioritas y dioritas cuarcíferas</p> <p>Complejo Intrusivo Cerro Colorado - PEc (Paleoceno Superior - Eoceno Inferior)</p> <p>Formación Cerro Empexa - Ksce (Cretácico Superior-Paleoceno Inferior) 2: miembro 2, superior volcánico 1: miembro 1, inferior sedimentario</p> <p>Pórfidos Hipabisales del Cretácico Superior - Fsh (Cretácico Superior alto) a: pórfidos andesíticos y microdioríticos da: pórfidos dacíticos y riodacíticos</p> <p>Intrusivos Tarapacá - Juan de Morales - Ks (Cretácico Superior) g: granitos y monzonitas cuarcíferas mdc2: monzodioritas cuarcíferas claras mdc1: monzodioritas cuarcíferas grises dc: dioritas cuarcíferas</p>
---	--

SIMBOLOGÍA

---	Contacto geológico observado, inferido
—	Falla observada
- · - · -	Falla inferida, cubierta
↕	Falla con manteo señalado
↓	Falla normal; símbolo indica bloque hundido
▲	Falla inversa; diente indica sentido bloque alzado
⇌	Falla de rumbo; flechas indican sentido de desplazamiento
↖	Rumbo y manteo de estratos
↗	Rumbo y manteo de estratificación volcánica
—	Dique andesítico
—	Carretera
—	Camino sin pavimento
- - -	Huella o sendero
—	Quebrada seca o curso intermitente
~	Curva de nivel
2540	Cota (m s.n.m.)

DATACIONES RADIOMÉTRICAS (Ma ± 2σ)

- ◆ $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ en biotita
- ◇ $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ en hornblenda
- ◆ $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ en sanidina
- △ U-Pb en circon

FUENTES DE DATACIONES RADIOMÉTRICAS

- 1 SERNAGEOMIN, 2011
- 2 SERNAGEOMIN, 2009
- 3 SERNAGEOMIN, 2001; Proyecto MAP

Zonas de alteración hidrotermal y metasomatismo

- f: alteración filica (cuarzo sericitica); s: silicificación; ai: alteración argílica intermedia; c: roca cornificada; cs: metasomatismo de calcosilicatos.

Figura 3.1 Mapa geológico de la zona Quipisca-Parca. Modificado de Ladino (2011).

3.2 Geología del pórfido Cerro Colorado

El yacimiento Cerro Colorado corresponde a un depósito de Cu-Mo asociado al Complejo Intrusivo Cerro Colorado con edad entre el Paleoceno Superior y el Eoceno Inferior. Este intruye a rocas andesíticas de la Formación Cerro Empexa. Las facies que componen al Complejo Intrusivo Cerro Colorado fueron determinadas por Bouzari y Clark (2006) y redefinidas por Tsang et al., (2018).

Unidad de brecha: conformada por clastos subangulosos a subredondeados que incluyen fragmentos líticos volcánicos alterados junto con granos de cuarzo y clastos menores de la Formación Cerro Empexa en una matriz de grano fino de color claro que compuesta por cuarzo, moscovita, sericita, minerales arcillosos con menor calcita. Esta unidad es asociada a las brechas intrusivas reconocidas por Bouzari y Clark (2006).

Pórfido Tonalítico: compuesta por fenocristales de plagioclasa y biotita en una masa fundamental de cuarzo, plagioclasa y biotita. Muestra un color blanco grisáceo en general. Se observan comúnmente pseudomorfos de biotita y clorita. La biotita es reemplazada por clorita con agujas de rutilo y los fenocristales de plagioclasa por sericita, fengita e illita. Esta unidad es asociada al pórfido de cuarzo-plagioclasa-biotita reconocido por Bouzari y Clark (2006).

Pórfido Monzonítico Cuarzífero: consiste en fenocristales de feldespato-K euhedrales a subhedrales, plagioclasa y biotita. Presenta fenocristales de cuarzo de tamaño similar pero poco comunes. Estos fenocristales se distribuyen uniformemente en una matriz afanítica, con colores desde el gris crema hasta el marrón claro. La sericitización es pervasiva y el reemplazo de plagioclasa y feldespato-K por sericita, fengita e illita es común. Esta unidad es asociada al pórfido de cuarzo-plagioclasa-biotita reconocido por Bouzari y Clark (2006).

Pórfido Cuarzífero Leucocrático: compuesto por fenocristales de plagioclasa, ojos de cuarzo y agregados de compuestos de filosilicatos ricos en K y arcillas, inmersos en una masa fundamental afanítica leucocrática compuesta principalmente por cuarzo, sericita, fengita, illita y otros minerales arcillosos. Presenta además biotita y clorita localmente. Esta unidad es asociada al pórfido cuarzífero reconocido por Bouzari y Clark (2006).

Pórfido Granodiorítico: presenta fenocristales de plagioclasa con menor cantidad de feldespato-K y biotita en una masa fundamental oscura de grano fino a afanítico, localmente cloritizada y seritizada. Presenta sericita reemplazando plagioclasa en mucha menor medida en relación con las otras unidades intrusivas. Esta unidad es asociada a los diques de pórfido de plagioclasa-hornblenda reconocidos por Bouzari y Clark (2006).

Las etapas principales de alteración y mineralización hipógena corresponden a: etapa temprana, caracterizada por una alteración inicial generalizada de grano muy fino, con biotita, plagioclasa sódica y magnetita, que afectó principalmente a las andesitas de la Formación Cerro Empexa y en menor medida al pórfido Monzonítico Cuarcifero ; etapa principal, sobreimposición de una alteración argílica intermedia a avanzada sobre la alteración temprana que generó una zonación vertical de cinco subfacies, correspondientes a un sistema de vetas de cuarzo-albita, sericita-clorita-arcillas, cuarzo-sericita-arcilla, andalucita-pirofilita y una alteración diáspora-pirofilita; y finalmente, el desarrollo de una alteración fílica se asocia al emplazamiento de cuerpos porfídicos posteriores. Cerca de los 42 Ma existe el principal destechamiento del cuerpo porfídico, exponiendo las zonas de alteración argílica avanzada, fílica y en menor medida potásicas poco profundas del depósito (Bouzari and Clark, 2006), a un enriquecimiento supérgeno, el cual dura en la zona alrededor de 20 Ma.

4 METODOLOGÍA

4.1 Recopilación de información

La revisión bibliográfica para esta memoria se focalizó en los rasgos litológicos relacionados al área de estudio y el Complejo Intrusivo Cerro Colorado, y las características petrográficas y geoquímicas del apatito como mineral accesorio en depósitos de tipo pórfido cuprífero y su uso como mineral indicador.

4.2 Etapa de Terreno

Se realizó una campaña de terreno al área de Quipisca-Parca durante 10 días. Se recolectaron un total de 12 muestras de aproximadamente 10 kg para el análisis geoquímico y petrográfico de apatito. Estas muestras fueron tomadas en terrazas acrecionales del sistema fluvial de quebrada Quipisca-Parca. Estas muestras se tomaron a una distancia aproximada de 1 a 2 km la una de la otra. Todas las muestras fueron tomadas aguas abajo del Pórfido de Cerro Colorado, con la excepción de la muestra QPS01, la cual se tomó aguas arriba a una distancia de 1 km hacia el este. Adicionalmente a la toma de muestras de sedimentos se realizó un conteo de clastos en terrenos en áreas cercanas a cada punto de muestreo. Se realizaron dos conteos de clastos por punto de muestreo en áreas delimitadas por 1 m² y a partir de aproximadamente 100 clastos (Fig. 4.2 a).

Un total de 5 muestras de aproximadamente 7 kg fueron proporcionadas por la compañía minera BHP-Billinton para el análisis geoquímico y petrográfico de este mineral. Estas muestras fueron tomadas de sondajes de diamantinas y aire reverso realizados tanto de la roca de caja como en el pórfido de Cerro Colorado y presentan diferentes tipos y grados de alteración hidrotermal. Las muestras PCC01 y PCC02 fueron recolectadas del pórfido Cerro Colorado con alteración potásica. Las muestras PCC03 y PCC05 se tomaron de la roca de caja correspondiente a las andesitas de la Formación Cerro Expensa, la primera fue tomada desde la alteración potásica, mientras que la segunda de rocas con alteración propilítica. La muestra PCC04 se extrajo de una zona del pórfido con alteración fílica.

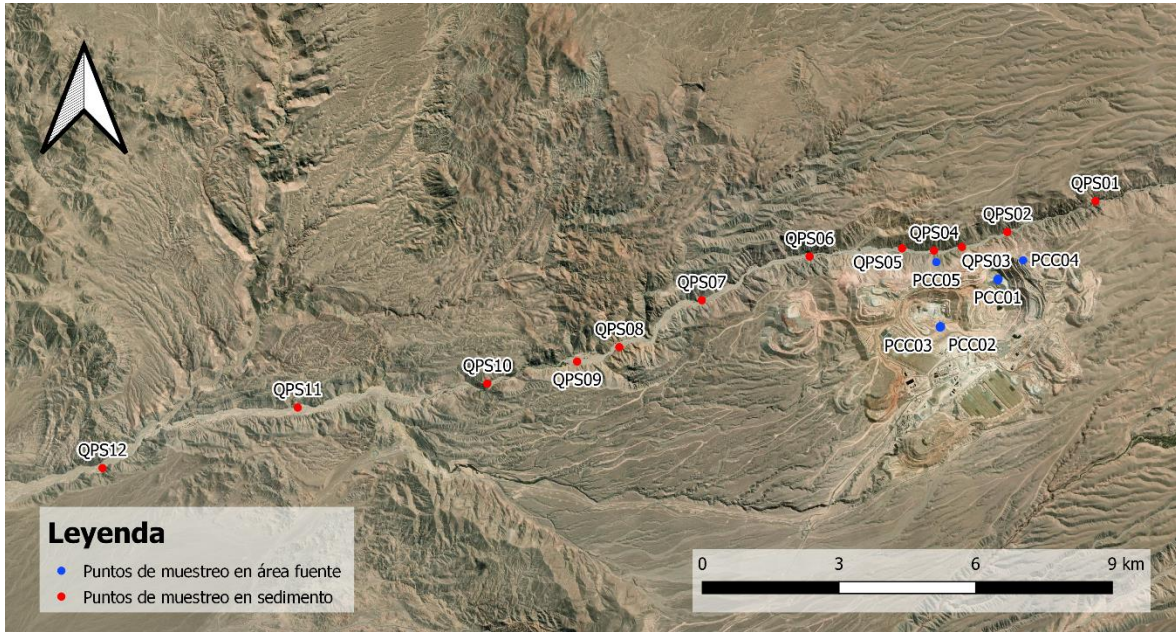


Figura 4.1 Localización de los puntos de muestreo en la quebrada Quipisca-Parca y el pórfido Cerro Colorado.



Figura 4.2 a) Área de 1 m² (delimitada por cuerda de color rojo) para realizar el conteo de clastos. b) Ejemplo de punto de muestreo en la quebrada Quipisca-Parca.

4.3 Preparación de muestra y separación mineral

En el laboratorio de Separación de Minerales de la Universidad de Chile (UCh), las muestras provenientes del pórfido de Cerro Colorado fueron trituradas y tamizadas hasta alcanzar un tamaño de grano $< 0,5$ mm, mientras que las muestras provenientes del registro sedimentario de la quebrada Quipisca-Parca fueron solamente tamizadas para separar la porción clástica ($> 0,5$ mm) de la matriz ($< 0,5$ mm). Luego, la fracción pesada de la matriz (parte donde se concentran los apatitos) fue separada de la fracción ligera a partir de una mesa de concentración gravimétrica. Posteriormente, los minerales magnéticos fueron separados de la fracción pesada a través de un separador magnético Frantz, por medio de una inclinación de 15° e intensidades de corrientes de 0.2, 0.4, 0.6, 0.8, 1.0, 1.2, 1.4 y 1.7 Amps. Luego, los apatitos de la fracción pesada fueron separados a través del uso de líquidos densos, primero se utilizó Tetrabromoetano ($2,98 \text{ g/cm}^3$) y posteriormente Diiodometano ($3,31 \text{ g/cm}^3$). Un total de ca. 80 apatitos representativos del pórfido de Cerro Colorado y ca. 450 apatitos de origen detríticos provenientes del registro estratigráfico fueron seleccionados por medio de *hand-picking* y montados en un disco con resina epoxy (~ 30 granos por muestra), posteriormente los apatitos fueron pulidos aproximadamente a medio grosor de grano para un análisis petrográfico y geoquímico. Este último procedimiento se desarrolló tanto en la Universidad de Chile como en el Géosciences Environnement Toulouse (GET, Francia). No se encontraron apatitos en la muestra PCC04, correspondiente a la alteración fílica.

4.4 Análisis petrográfico

Un total de 5 secciones delgadas y pulidas provenientes de las muestras del pórfido de Cerro Colorado fueron analizadas a través de un microscopio óptico de luz transmitida-reflejada en el GET y en el Departamento de Geología de la Universidad de Chile para observar el tipo de roca, el tipo e intensidad de la alteración y observar la presencia de apatitos.

El análisis petrográfico de los apatitos se realizó en el GET y UCh. Las características petrográficas de los apatitos fueron analizadas bajo un microscopio óptico de luz transmitida-reflejada y por medio de técnicas de catodoluminiscencia (CL). Las imágenes de apatitos con diferentes colores de luminiscencia fueron obtenidas usando un equipo Lumic HC6-LM montado sobre un microscopio petrográfico Olympus XC-10 (Fig. 4.4). Las muestras se irradiaron en una cámara de vacío con un haz de electrones de aproximadamente 14 kV y la corriente se ajustó entre 0,1 y 0,03 A. Las inclusiones observadas en apatitos trataron de ser evitadas para los posteriores estudios geoquímicos.



Figura 4.3 a) Mesa de concentración gravimétrica. b) Separación de minerales a través de líquidos densos.

4.5 Análisis macroscópico

El análisis macroscópico fue realizado en la UCh, se utilizó una lupa binocular para observar e identificar las litologías y alteraciones presentes en la fracción correspondiente a la matriz sedimentaria de las muestras de la quebrada Quipisca-Parca, el cual fue contrastado con el conteo de clastos realizado en terreno.

4.6 Análisis geoquímico

Los análisis cuantitativos de elementos mayores y menores de apatitos se realizaron en el Centre de Microcaractérisation Raimond Castaing (Francia), usando una microsonda electrónica marca CAMECA SX-Five (Fig. 4.5). Las condiciones de operación fueron: voltaje de excitación de 15 kV, un haz de corriente de 10 nA, el tiempo de conteo para el peak de los elementos en total fue de 15 segundos (5 segundos en el blanco para establecer el background y 10 segundos para la recolección del dato) y el diámetro del spot fue de 4 μm . La reducción de datos fue hecha por el método 'PAP' $\phi(\rho Z)$ (Pouchou & Pichoir 1985). Los siguientes estándares fueron utilizados para cada elemento: apatito durango,

wollastonita, zircón, albita, MgO, Al₂O₃, MnTiO₃, Fe₂O₃, LaPO₄, CePO₄ y ZrSiO₄. Los valores por debajo del límite de detección son entregados como 0.

Se utilizaron la estequiometría y los valores totales para transformar los óxidos de cada elemento en átomo por unidad de fórmula a través del método propuesto por Deer et al. (2013). Debido a que los contenidos de Al₂O₃ de la apatita son típicamente cercanos a cero (e.g. Peng et al., 1997), las concentraciones de Al se usaron para determinar cualquier contaminación por inclusiones u otras fases.



Figura 4.4 Equipo de catodoluminiscencia marca Lumic HC6-LM montado sobre un microscopio petrográfico Olympus XC-10 localizada en el Géosciences Environnement Toulouse (GET, Francia).

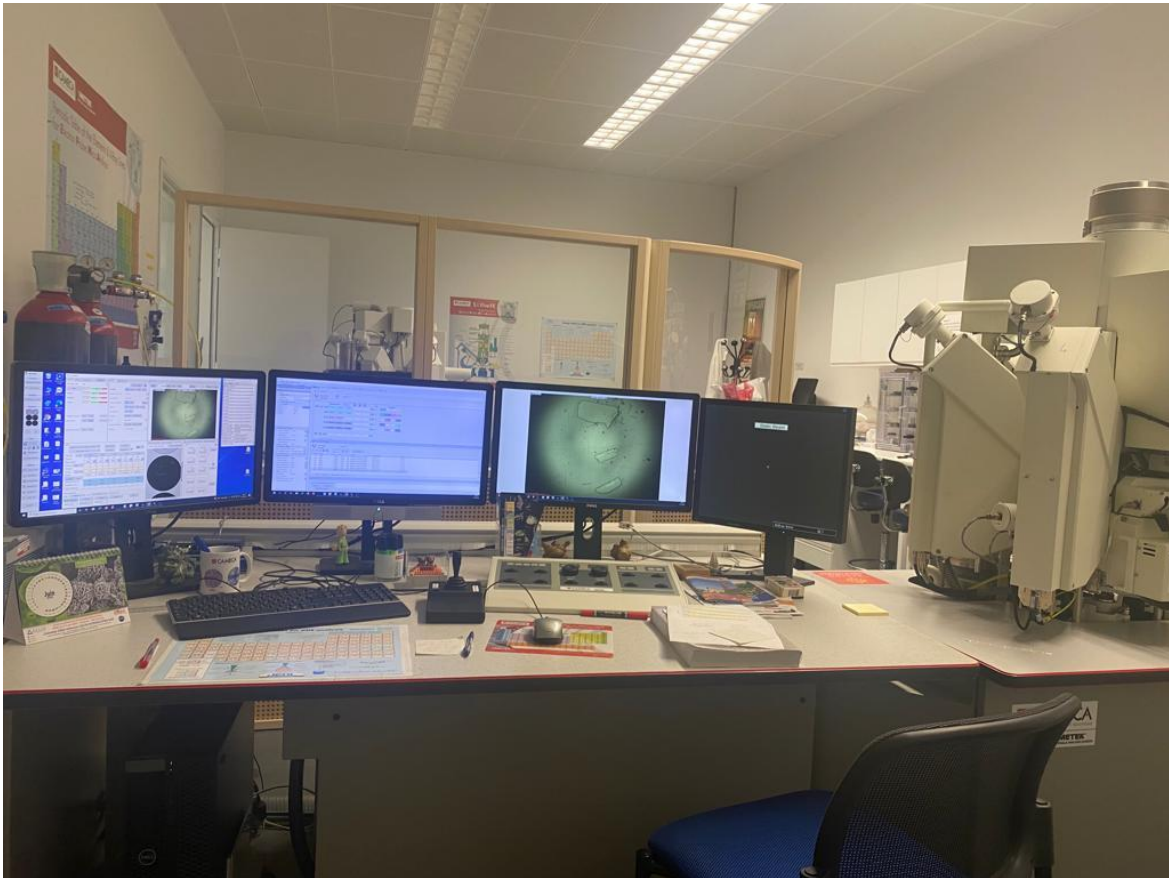


Figura 4.5 Equipo de Mircosonda electrónica EMPA CAMECA SX-Five localizada en el centro Centre de Microcaractérisation Raimond Castaing (Francia).

5 RESULTADOS

5.1 Descripción litológica

5.1.1 Descripción litológica de muestras provenientes del depósito de pórfido cuprífero de Cerro Colorado

Las muestras fueron tomadas en distintas zonas de alteración hidrotermal reconocidas en el depósito de Cerro Colorado. La descripción de las características litológicas y de alteración hidrotermal observadas en cada una de las muestras representa una revisión comparativa respecto de la información documentada para el Complejo Intrusivo de Cerro Colorado y su roca de caja (Bouzari y Clark, 2002, 2006; Tsang et al., 2018).

En el Complejo Intrusivo de Cerro Colorado se tomaron 3 muestras provenientes del pórfido tonalítico (Fig. 5.1 a, b, c, d, g y h), los cuales fueron definidos por Tsang et al., (2018). Este cuerpo intrusivo es definido por Bouzari y Clark (2006) como pórfido de plagioclasa-biotita-cuarzo. Además, 2 muestras fueron extraídas de la roca de caja correspondiente a las andesitas de la Formación Cerro Empexa (Fig. 5.1 e, f, j y k).

A partir de las observaciones al microscopio realizadas a las muestras PCC01 y PCC02 es posible indicar que el pórfido tonalítico está conformado por fenocristales subhedrales de plagioclasa (~ 20%; tamaño entre 2 - 5 mm), biotita (~ 4%; tamaño 0,5 mm) y hornblendas (~ 1%; tamaño 1 mm), además de fenocristales anhedrales de feldespato-K (~ 2%; tamaño 1 - 5 mm) y cuarzo (~ 13%; tamaño 1 mm). En su conjunto los fenocristales representan cerca del 40% del total de la roca y se encuentran inmersos en una masa afanítica de color pardo claro compuesta por cuarzo, plagioclasa y feldespato-K la que constituye aproximadamente el 60% de la roca. Las muestras acá descritas presentan una alteración potásica selectiva, donde los fenocristales máficos son alterados a biotita hidrotermal y algunos cristales de plagioclasas y feldespato-K primario son alterados a feldespato-K hidrotermal (Fig. 5.1 a y c). También es posible observar sericita reemplazando a fenocristales de plagioclasas y feldespato-K, además de clorita formada a partir de biotita. En la masa fundamental es posible encontrar biotita secundaria y una alta concentración de magnetita. En la muestra PCC02 la alteración potásica (biotización) es de moderada a intensa, mientras que en la muestra PCC01 la alteración es de moderada a débil. Además, en la muestra es posible identificar minerales accesorios, tales como zircones, apatitos y opacos y vetillas principalmente rellenas por cuarzo sin halo (Fig. 5.1 b y d). La mineralogía de mena corresponde principalmente a calcopirita, molibdenita y pirita y se encuentra de forma diseminada.

La muestra PCC04 fue tomada del pórfido tonalítico, el cual está conformado principalmente por fenocristales subhedrales de plagioclasa (~ 20%; tamaño entre 1 - 4

mm), biotita (~ 5%; tamaño 1 mm) y, además de fenocristales anhedrales de cuarzo (~ 8%; tamaño 1 mm) y bajas cantidades de feldespato-K (~ 2%; tamaño 1 - 3 mm). En su conjunto los fenocristales representan el 35% del total de la roca y se encuentran inmersos en una masa afanítica de color gris clara compuesta por cuarzo, plagioclasa y biotita la que constituye aproximadamente el 65% de la roca. La muestra presenta una alteración fílica pervasiva intensa, es decir, tanto los fenocristales de plagioclasa y feldespato-K como la masa fundamental se encuentra en su totalidad sericitados (Fig. 5.1 g). Además, en la muestra es posible identificar minerales accesorios, tales como zircones y opacos, en esta unidad no se observa la presencia de apatitos. Adicionalmente es posible observar vetillas rellenas por cuarzo sin halo y una concentración importante de pirita ± calcopirita y hematita (Fig. 5.1 h).

A partir de las observaciones al microscopio realizadas a las muestras PCC03 y PCC05 es posible indicar que las andesitas de la Formación Cerro Empexa está conformadas por fenocristales subhedrales de plagioclasa (~ 25%; tamaño entre 1 - 3 mm), biotita (~ 4%; tamaño 0,5 mm) y hornblendas (~ 1%; tamaño 1 mm), además de fenocristales anhedrales de cuarzo (~ 5%; tamaño 1 mm). En su conjunto los fenocristales representan entre cerca del 35% del total de la roca y se encuentran inmersos en una masa fina de color gris oscuro compuesta principalmente por plagioclasa y biotita la que constituye aproximadamente el 75% de la roca. La muestra PCC03 presenta una alteración potásica selectiva moderada, donde los fenocristales de biotita primaria y hornblenda son alterados a biotita hidrotermal y algunos cristales de plagioclasas son alterados a feldespato-K (Fig. 5.1 e). También es posible observar sericita reemplazando a fenocristales de plagioclasas y feldespato-K, además de clorita formada a partir de biotita. En la masa fundamental es posible encontrar biotita secundaria y una alta concentración de magnetita. Estas muestras, por lo general, presentan vetillas de cuarzo sin halo de 5 mm de espesor, además de pirita ± calcopirita ± bornita ± covelina ± molibdenita diseminada en la masa fundamental (Fig. 5.1 f). También, esta muestra presenta un importante contenido de apatitos, mientras que la concentración de zircones es baja. La muestra PCC05 presenta una alteración propilítica selectiva moderada, donde los cristales de plagioclasas se alteran a epidota (Fig. 5.1 i), sericita y arcillas, mientras que los fenocristales de hornblenda y biotita se alteran a clorita. También es posible observar relictos de biotita hidrotermal, además de sericita reemplazando a algunos feldespatos. La masa fundamental de la muestra se encuentra intensamente argilizada (Fig. 5.1 h). Además, en la muestra es posible identificar minerales accesorios, tales como apatitos y opacos, la concentración de zircones es relativamente baja. Además, es posible observar vetillas principalmente rellenas por cuarzo y sulfuros con halo sericítico (Fig. 5.1 h). La mineralogía de mena corresponde principalmente a pirita ± molibdenita ± calcopirita y se encuentra en vetillas (suturas) y de forma diseminada. En esta muestra se puede inferir que a una primera alteración potásica se superpone una alteración propilítica y a esta última, una argilización relativamente intensa.

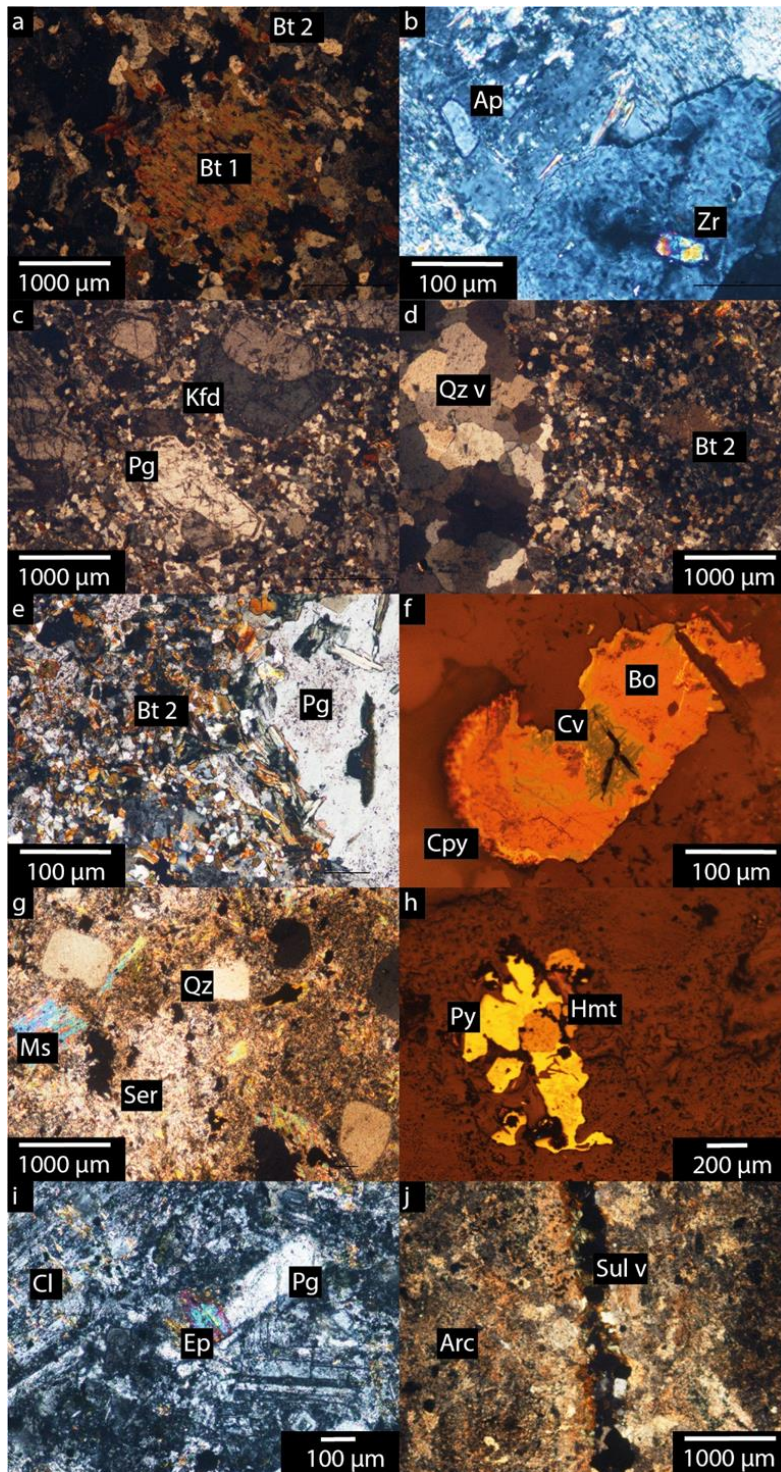


Figura 5.1 Imágenes de microscopía de rocas porfíricas provenientes del depósito de pórfido cuprífero Cerro Colorado. PC001: pórfido tonalítico con alteración potásica. a) Fenocristales de biotita primaria y biotita secundaria; b) Cristales de apatito y zircón. PCC02: pórfido tonalítico con alteración potásica. c) Fenocristal de plagioclasa y feldespato potásico inmerso en una matriz afanítica. d) Vetilla de cuarzo sin halo. PCC03: andesita de la Formación Cerro Empexa con alteración potásica. e) Fenocristal de plagioclasa inmerso en una masa fundamental de grano fino con alteración sericitica; f) Cristal zonado desde dentro hacia afuera por covelina, bornita y calcopirita. PCC04: pórfido tonalítico con alteración filica. g) Fenocristales de cuarzo, moscovita y plagioclasa sericitizada inmerso en una matriz afanítica intensamente sericitizada; d) Pirita más hematita. PCC05: andesita de la Formación Cerro Empexa con alteración propilítica. j) Plagioclasa transformándose en epidota inmersa en una

masa fundamental con clorita; i) Vetilla de sulfuro (pirita) cortando una masa afanítica intensamente argilizada. Abreviaciones: Pg= plagioclasa, Kfs= feldespato potásico, Qz= cuarzo, Bt1= biotita primaria, Bt2= biotita secundaria, Ep= epidota, Cl= clorita, Ms= moscovita, Ser= sericita, Arc= arcillas, Py = pirita, Cpy = calcopirita, Bo= bornita, Cv= covelina, Hmt= hematita, Qz v= vetilla de cuarzo y Sul v= vetilla de sulfuro.

5.1.2 Conteo de clastos en terreno

En los sedimentos se pudo identificar diferentes litologías, tales como clastos volcánicos, intrusivos, piroclásticos, sedimentarios, con alteración hidrotermal (Tabla 5.1). En la mayoría de los puntos de muestreo se encontraron principalmente clastos andesíticos (13% - 35%), piroclásticos (0% - 22%), sedimentarios (5% - 38%) y clastos con alteración propilítica (11% - 29%). En todos los puntos de muestreo fue posible encontrar clastos con oxidados de cobre con la excepción del punto 1, 11 y 12. Los minerales de cobre corresponden a crisocola y sulfatos de cobre y variaban entre 2 y 10 centímetros (Fig. 5.2).

Hacia el este del pórfido no se encontraron clastos con oxidados de cobre y a medida que aumentaba la distancia con el pórfido, hacia el oeste, los clastos con oxidados de cobre encontrados disminuían su cantidad en los sedimentos y reducían su tamaño hasta un mínimo de 2 cm, clasto encontrado entre los puntos de muestreo QPS11 y QPS12, a unos 16 km aproximadamente del DPC Cerro Colorado (clasto no contabilizado).



Figura 5.2 Clastos con óxidos de cobre encontrados en el punto de muestreo QPS06 en la quebrada Quipisca-Parca.

Tabla 5.1 Conteo de clastos en terreno realizado en cada punto de muestreo en quebrada Quipisca-Parca.

Clastos	Punto de muestreo											
	QPS01	QPS02	QPS03	QPS04	QPS05	QPS06	QPS07	QPS08	QPS09	QPS10	QPS11	QPS12
ignimbrita	0	0	0	0	0	1	8	10	0	0	0	0
pórfido	0	4	0	0	4	4	9	2	0	3	0	0
lava	4	2	7	2	7	19	6	1	13	15	20	1
andesita	38	47	28	29	80	37	49	41	60	60	54	82
alt. propilítica	43	32	24	30	77	57	44	30	46	36	27	33
toba	0	7	1	0	0	5	6	6	3	1	9	2
piroclástica	31	30	10	9	32	32	2	3	19	22	22	46
intrusivo	11	12	2	1	12	3	5	8	24	26	15	30
sedimentaria	43	12	18	15	39	33	22	25	23	27	20	21
óxido de Cu	0	4	2	5	3	2	2	1	3	2	0	0
óxido de Fe	11	8	2	5	12	8	2	4	6	3	4	0
alt. argílica	0	0	0	0	3	11	4	7	0	0	0	0
alt. argílica avanzada	0	6	2	4	2	0	0	3	14	3	5	0
hipabisal	10	2	3	2	3	20	4	15	7	13	24	14
alt. potásica	0	0	0	0	0	1	1	1	0	2	3	0
cuarzo	8	9	2	5	15	2	0	1	1	2	5	3
brecha hidrotermal	6	12	3	4	13	2	6	7	4	1	7	2
alt. filica	0	0	0	0	3	0	0	1	0	0	0	0
pórfido biotítico	0	0	0	0	0	0	1	0	0	0	0	0
TOTAL	205	187	104	111	305	237	171	166	223	216	215	234

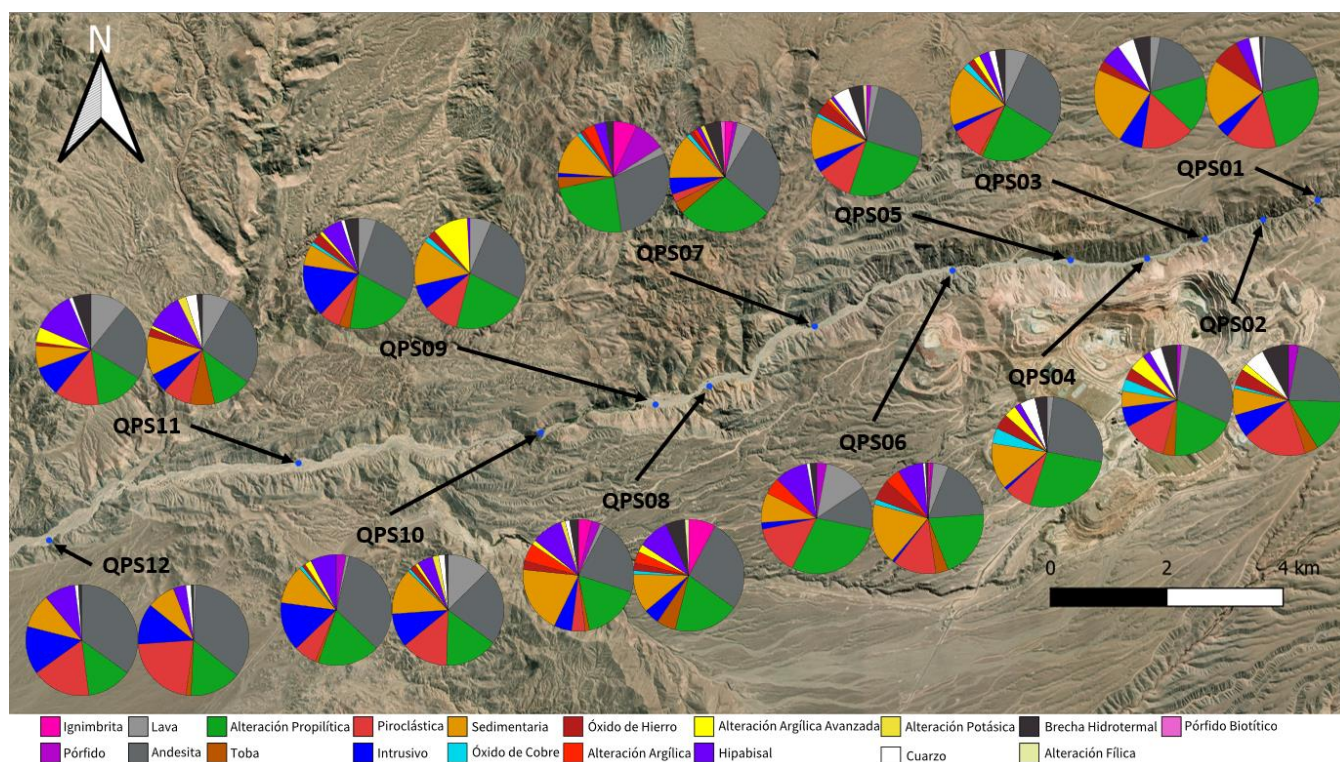


Figura 5.3 Conteo de clastos realizado en cada punto de muestreo.

5.1.3 Descripción sedimentos lupa

Mediante el uso de una lupa binocular se realizó un conteo de clastos en la fracción entre 0,5 y 2 mm, y se pudo corroborar que la litología es similar a la observada en terreno en los clastos mayores a 2 mm, además se reconocieron algunos minerales asociados a estas litologías, como feldespato potásico, epidotas, turmalina, entre otros. Durante la separación de la fracción pesada de la fracción ligera a través de una mesa de concentración gravimétrica se fue chequeando mediante el uso de lupa binocular la presencia de apatitos y zircones y se corroboró que la litología es similar a la descrita anteriormente, solo aumenta la presencia de minerales asociados a las litologías reconocidas.

Tabla 5.2 Conteo de clastos realizado en lupa binocular.

Clastos	Muestra											
	QPS01	QPS02	QPS03	QPS04	QPS05	QPS06	QPS07	QPS08	QPS09	QPS10	QPS11	QPS12
volcánico	11	22	14	17	10	20	20	26	20	31	20	12
cuarzo	17	12	28	19	32	17	31	33	34	36	32	14
alteración propilítica	16	12	20	7	18	16	18	23	7	21	11	7
toba	1	2	5	0	1	2	2	1	0	0	0	0
sedimentario	2	3	0	0	0	1	1	1	2	1	2	0
óxido de Cu	0	0	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0
óxido de Fe	3	2	0	0	0	0	0	0	0	0	1	0
feldespato K	3	2	1	4	1	2	2	0	2	0	0	0
feldespato K + cuarzo	0	0	3	0	1	0	0	0	0	0	0	0
biotita	1	0	0	0	0	0	1	1	1	0	1	0
feldespato K + turmalina	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
cuarzo vuggy	0	0	0	0	0	0	0	1	0	0	0	0
feldespato K + biotita	0	0	0	0	0	0	0	1	0	0	0	0
turmalina	0	0	0	0	2	0	0	0	0	0	0	0
TOTAL	54	55	71	48	65	58	75	87	66	89	67	33



Figura 5.4 Clasto con óxidos de cobre, encontrado en la muestra QPS04.

5.2 Características petrográficas de apatitos

5.2.1 Apatitos provenientes del depósito de pórfido cuprífero de Cerro Colorado

Los apatitos provenientes del DPC de Cerro Colorado muestran formas principalmente euhedrales y subhedrales (algunos granos pueden estar fracturados debido al proceso de separación). En algunos casos los apatitos presentan su típica forma hexagonal. El tamaño de los cristales varía entre 50 y 500 μm , con respecto al eje axial y entre 40 y 250 μm con respecto a su ancho (Fig. 5.5). Los apatitos tienden a presentar algunas diferencias con respecto a sus superficies al ser observado por microscopio óptico, comúnmente tienden a presentar texturas de superficies lisas (i.e. texturas lisas; e.g. Fig. 5.5 e), mientras que algunos granos presentan superficies con texturas rugosas y agujeros (i.e. textura porosa; e.g. Fig. 5.5 d, g y h). Esta última textura es menos común y puede tener una relación con el color de luminiscencia. Por lo general, los apatitos provenientes del depósito de pórfido cuprífero son relativamente homogéneos en forma, tamaño y en textura.

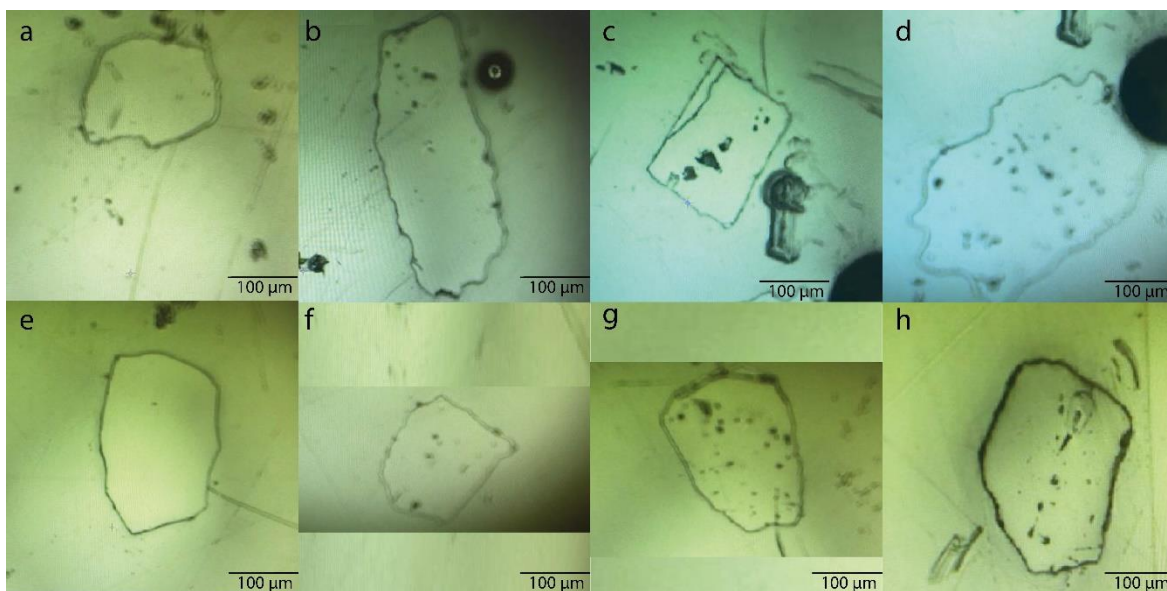


Figura 5.5 Imágenes de microscopía de luz reflejada de apatitos sobre disco con resina epoxy provenientes del depósito de pórfido cuprífero de Cerro Colorado. PCC01: a) Ap1-L1-1. PCC02: b) Ap1-L2-14, c) Ap1-L2-29, d) Ap1-L2-30. PCC03: e) Ap1-L3-13, f) Ap1-L3-14, g) Ap1-L3-19. PCC05: h) Ap1-L5-1.

En este caso, la característica petrográfica más distintiva de los apatitos corresponde al color de luminiscencia. Los apatitos del DPC Cerro Colorado por lo general son parcialmente homogéneos y varían entre colores cafés, café anaranjado y verdes (Fig. 5.6). También es posible observar apatitos con colores de luminiscencia heterogéneos, los cuales tienen diferentes tonalidades, ya sea de manera zonados (núcleo con color o tonalidad diferente hacia los bordes; Fig. 5.6 d) y/o áreas de colores diferentes sobre granos homogéneos (Fig. 5.6 g), mencionados por otros autores como “parches” (e.g. Bouzari et al., 2016). Características petrográficas similares son reconocidas por Bouzari et al. (2016),

Pizarro (2019) y Mao et al. (2020) en apatitos provenientes de otros depósitos de tipo pórfidos cuprífero alrededor del mundo. Estas características petrográficas varían con respecto a las distintas zonas e intensidad de la alteración hidrotermal.

Los apatitos provenientes de la muestra PCC01 (pórfido monzonítico cuarcífero con alteración potásica débil a moderada) presentan por lo general tonalidades de luminiscencia heterogéneas las cuales varían ligeramente entre amarillo en los bordes y café anaranjado o verdoso en el centro (Fig. 5.6 a). La muestra PCC02 (pórfido monzonítico cuarcífero con alteración potásica moderada a fuerte) presenta apatitos de tonalidades homogéneas y heterogéneas (Figs. 5.6 b, c y d). Los apatitos homogéneos son cafés y verdes, mientras que las tonalidades heterogéneas varían entre café en los bordes y verdes en el centro o parches de color verde en un apatito de color café homogéneo. La muestra PCC03 (Andesita Fm Cerro Empexa con alteración potásica moderada) presenta apatitos con colores de luminiscencia similares a los encontrados en la muestra PCC02, apatitos homogéneos de color café y verde y apatitos heterogéneos que varían entre estos dos colores, sin embargo, la presencia de apatitos de color verde es menor en esta muestra (Figs. 5.6 e, f y g). Los apatitos de la muestra PCC05 (Andesita Fm Cerro Empexa con alteración propilítica moderada), similar a lo observado en PCC01, presentan tonalidades de luminiscencia heterogéneas las cuales varían ligeramente entre amarillo en los bordes a café anaranjado en el centro (Fig. 5.6 h).

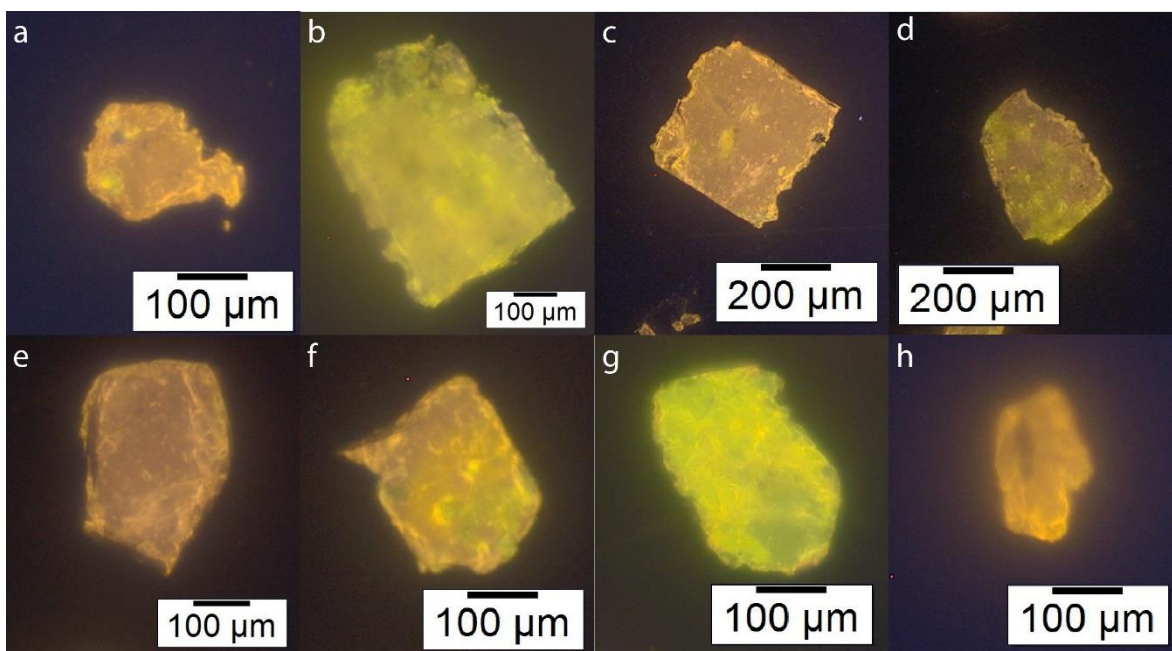


Figura 5.6 Imágenes de catodoluminiscencia de apatitos sobre disco con resina epoxy provenientes del DPC de Cerro Colorado. PCC01: a) Ap1-L1-1. PCC02: b) Ap1-L2-5 c) Ap1-L2-8, d) Ap1-L2-13. PCC03: e) Ap1-L3-13 f) Ap1-L3-14 g) Ap1-L3-25. PCC05: h) Ap1-L5-1.

5.2.2 Apatitos detríticos provenientes de los sedimentos de la quebrada Quipisca-Parca

Los apatitos detríticos provenientes de las gravas muestran formas euhedrales, subhedrales y anhedrales (Fig. 5.7). La mayoría de los granos se encuentran modificados de su forma original debido al transporte fluvial, incluso en algunos casos se encuentran completamente redondeados (Fig. 5.7 b, e, i y k). El tamaño de los apatitos varía entre 70 y 350 μm con respecto a su eje axial y entre 60 y 220 μm con respecto a su ancho. Por lo general, los apatitos tienden a presentar texturas de superficies lisas (i.e. texturas lisas; e.g. Fig. 5.7 c), mientras que algunos granos presentan superficies con texturas rugosas y agujeros (i.e. textura porosa; e.g. Fig. 5.7 j). Esta última textura es menos común y puede tener una relación con el color de luminiscencia. Por lo general, los apatitos detríticos tienden a ser heterogéneos en forma y tamaño y relativamente homogéneos en textura.

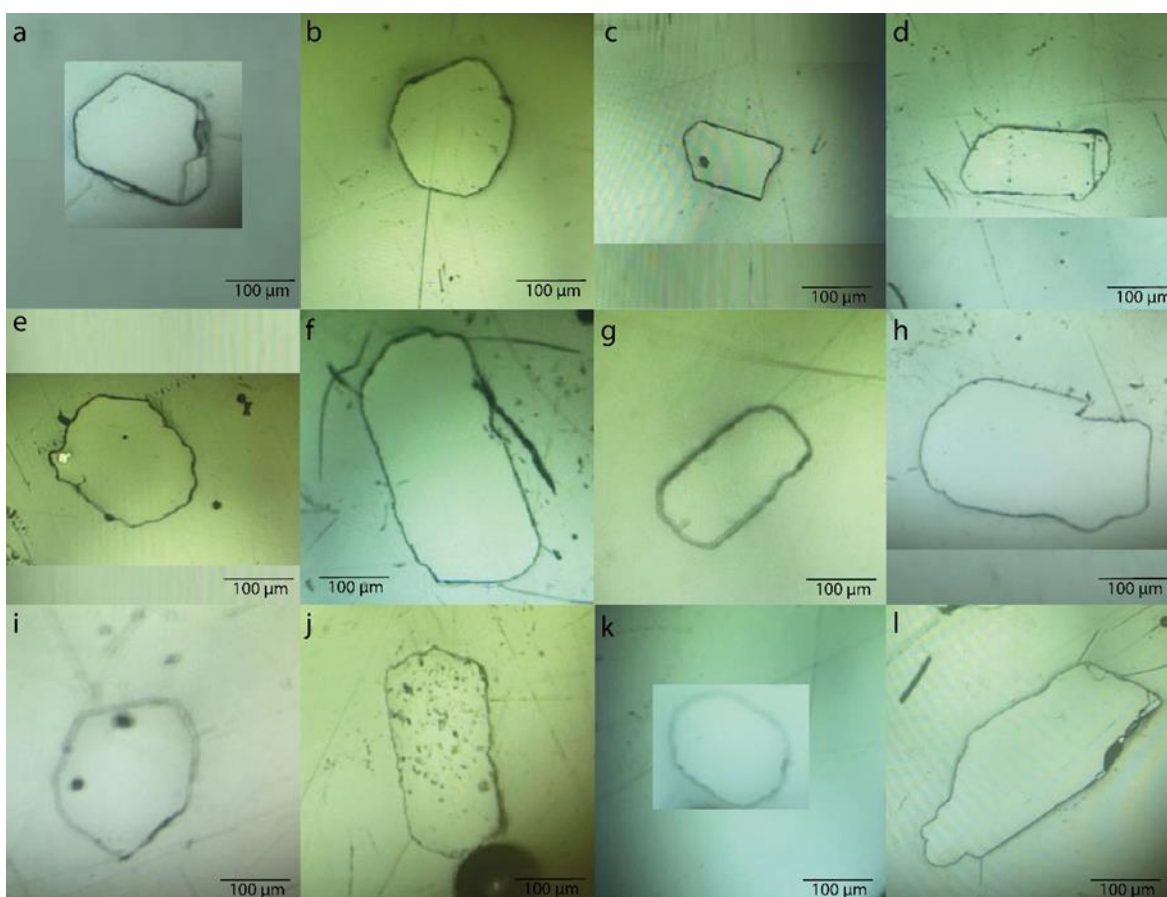


Figura 5.7 Imágenes de microscopia de luz reflejada de apatitos detríticos sobre disco con resina epoxy provenientes de los sedimentos de la quebrada Quipisca-Parca. QPS01: a) Ap2-L1-6. QPS02: b) Ap2-L2-2. QPS03: c) Ap2-L3-24. QPS04: d) Ap2-L4-5. QPS05: e) Ap2-L5-6. QPS06: f) Ap2-L6-1. QPS07: g) Ap2-L7-29. QPS08: h) Ap2-L8-7. QPS09: i) Ap2-L9-25. QPS10: j) Ap2-10-25. QPS11: k) Ap2-L11-16. QPS12: l) Ap2-L12-9.

Los apatitos de origen detríticos por lo general presentan tonalidades homogéneas y varían entre colores lilas, rosados, cafés, naranjos, amarillos y verdes (Fig. 5.8). También es posible observar, en mucha menor concentración, apatitos con colores de luminiscencia heterogéneos, donde diferentes tonalidades son observadas a través de zonación como por ejemplo de lila a rosado y de café a naranja. También se observa cambios de tonalidades de un mismo color, granos amarillos y verdes con tonalidades más intensas en su centro. Mucho menos común es observar parches de colores sobre granos homogéneos. Estas características petrográficas varían con respecto a cada muestra y puede que haya una relación con la distancia al pórfido.

Todas las muestras presentan apatitos de color lila-rosado (Fig. 5.8 c y e) y café-naranja (Fig. 5.8 b, d y g), los apatitos de colores amarillos (Fig. 5.8 f y h) y verdes (Fig. 5.8 a y k) son menos frecuentes. Estos últimos aparecen en casi todas las muestras con la excepción de las muestras QPS02 y QPS03.

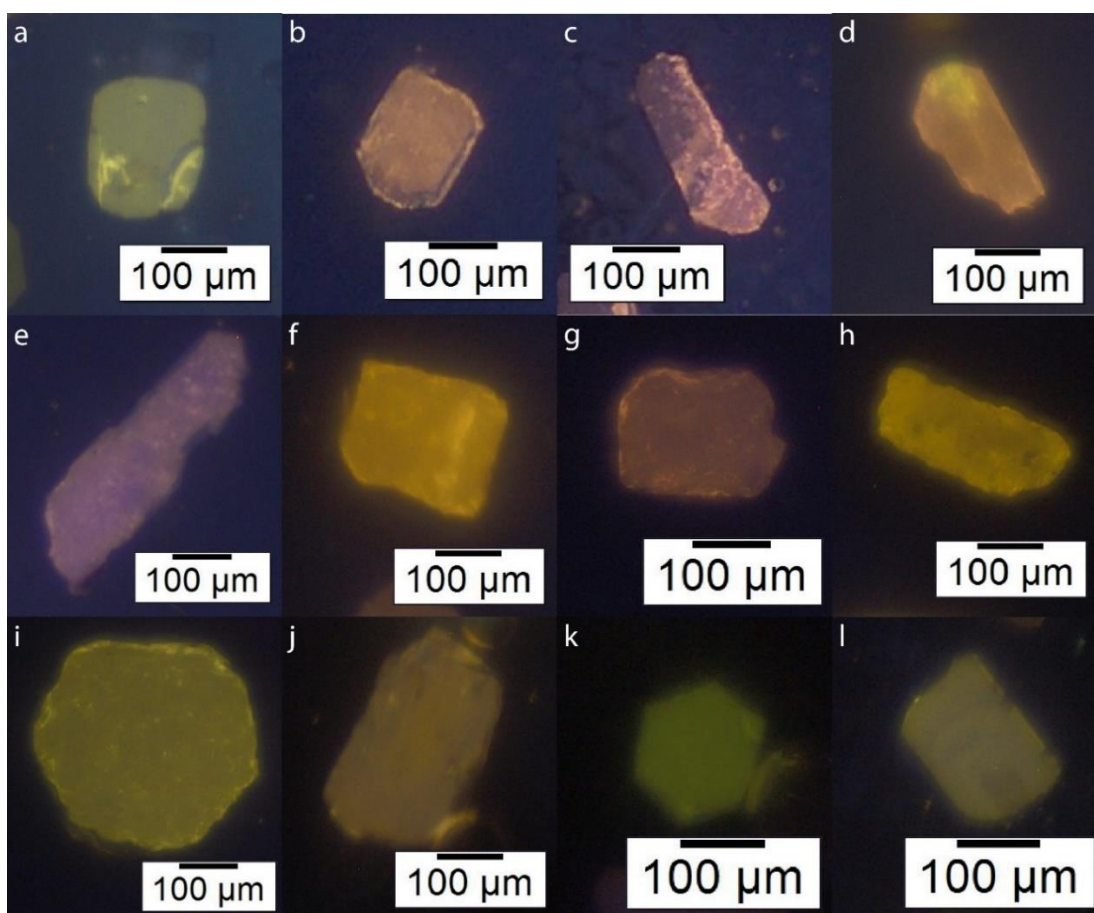


Figura 5.8 Imágenes de catodoluminiscencia de apatitos detríticos sobre disco con resina epoxy provenientes de los sedimentos de la quebrada Quipisca-Parca. QPS01: a) Ap2-L1-20. QPS02: b) Ap2-L2-2. QPS03: c) Ap2-L3-25. QPS04: d) Ap2-L4-17. QPS05: e) Ap2-L5-2. QPS06: f) Ap2-L6-2. QPS07: g) Ap2-L7-19. QPS08: h) Ap2-L8-31. QPS09: i) Ap2-L9-24. QPS10: j) Ap2-L10-18. QPS11: k) Ap2-L11-23. QPS12: l) Ap2-L12-28.

5.3 Características geoquímicas de apatitos

Se obtuvieron un total de 455 mediciones de datos geoquímicos a partir de 404 granos de apatitos correspondientes a las concentraciones de elementos mayores y menores, los cuales corresponden a F, Cl, OH, Na, Mg, Ca, Mn, Fe, Al, La, Ce, Si, U, P y S. Las mediciones fueron realizadas a través de una microsonda electrónica y los valores fueron obtenidos en óxidos de cada elemento. A partir de la fórmula estequiometría del apatito $[\text{Ca}_5(\text{PO}_4)_3(\text{OH}, \text{F}, \text{Cl})]$, los valores de óxidos de cada elemento fueron transformados en átomo por unidad de fórmula (apfu) a través del método propuesto por Deer et al., (2013).

5.3.1 Características geoquímicas de apatitos provenientes del depósito de pórfido cuprífero de Cerro Colorado

Calcio - Fósforo:

Los resultados analíticos muestran que el Ca y P, ambos componentes principales del apatito, no exhiben importantes variaciones en las muestras provenientes del depósito de pórfido cuprífero de Cerro Colorado (Fig 5.9). Los valores de Ca en apatito varían entre 4,775 y 5,068 apfu (53,5 - 56,78% CaO), con una mediana de 4,899 apfu (Fig 5.7 a; Tabla 5.3). Estos valores no varían entre las distintas litologías observadas en el depósito (Fig. 5.9 b), ni tampoco en los distintos tipos de alteración hidrotermal observados en el pórfido (Fig. 5.9 c). La mayor variación de los valores se observa en apatitos con diferentes colores de luminiscencia. Los apatitos de color verde son los que presentan los valores más altos de Ca (Fig. 5.9 d), con una mediana de 4,973 apfu. Los apatitos de color café y café anaranjado presentan valores más bajos de Ca (Fig. 5.9 d), con una mediana de 4,889 y 4,934 apfu respectivamente.

Los valores de P varían entre 2,8 y 3,1 apfu (39,7 - 43,96% P_2O_5) con una mediana igual a 3,02 apfu (Fig. 5.9 a; Tabla 5.3). Al igual que en el caso anterior, la composición geoquímica de los apatitos no varía con respecto a la litología ni tampoco con la alteración hidrotermal de donde fueron extraídos (Fig. 5.9 b y c; Tabla 5.3). Adicionalmente, tienden a presentar una muy leve variación con respecto al color de luminiscencia, donde los apatitos de color verde presentan valores ligeramente más altos en comparación con los otros colores de luminiscencia (Fig. 5.9 d).

Se puede observar una correlación positiva entre los valores de Ca y P con un coeficiente de correlación igual a 0,4. Esta correlación se puede deber a que ambos elementos geoquímicos son componentes principales del apatito.

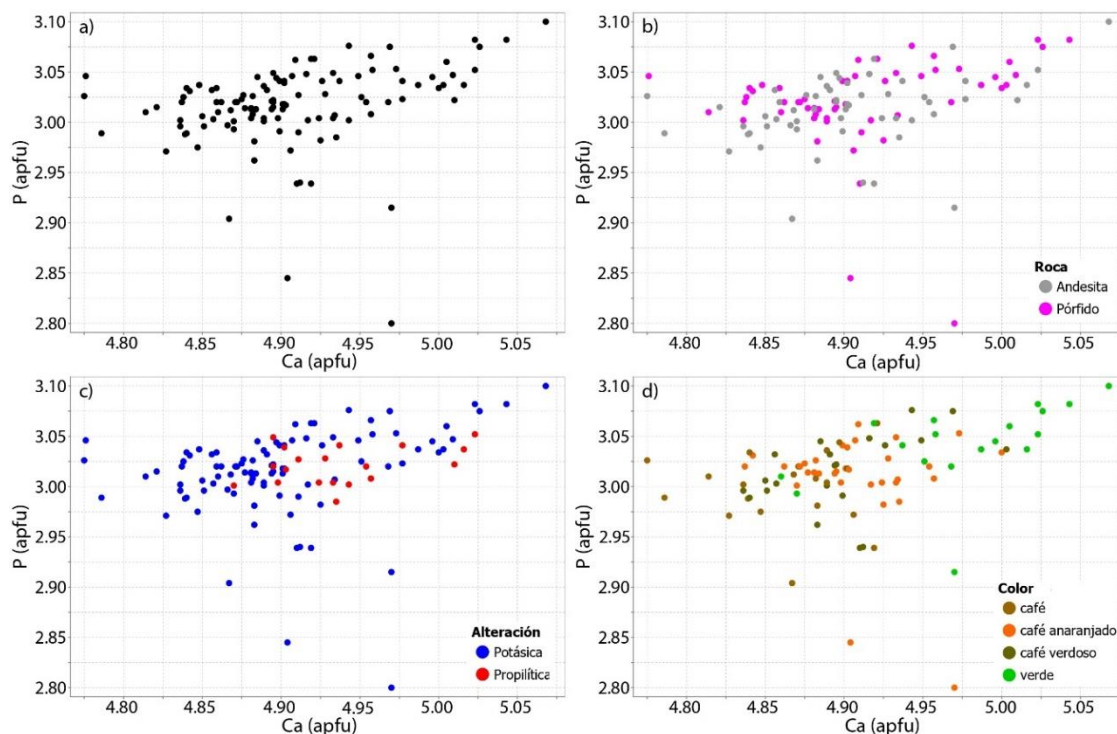


Figura 5.9 Contenido de Ca (apfu) versus de P (apfu) en apatitos de la fuente. a) Composición geoquímica de apatitos provenientes del Complejo Intrusivo Cerro Colorado. b) Composición geoquímica de apatitos provenientes de diferentes litologías. c) Composición geoquímica de apatitos de diferentes zonas de alteraciones hidrotermales. d) Composición geoquímica de apatitos con diferentes colores de luminiscencia.

Flúor - Hidroxilo - Cloro:

Los apatitos naturales de composición $[Ca_5(PO_4)_3(OH, F, Cl)]$ exhiben una gran variación en el contenido de F, Cl y OH. Miembros finales puros son poco comunes en la naturaleza, pero composiciones binarias y terciarias son ampliamente reportadas en rocas ígneas, metamórficas y sedimentarias (Hughes et al., 1989). Los apatitos provenientes del depósito de pórfido cuprífero de Cerro Colorado presentan valores elevados de F, los que se encuentran entre 0,469 y 1,035 apfu (1,78 - 3,93% F), con una mediana de 0,680 apfu (Fig. 5.10 a y 5.11 a). En los diagramas ternarios de la figura 5.10 b y c, el F no presenta variaciones significativas entre las diferentes litologías y alteraciones hidrotermales, solo se observa que los apatitos de color verde tienden a presentar valores más cercanos a la línea del F-OH (Fig. 5.10 d).

Los valores de OH tienden a ser relativamente moderados en comparación con el F y el Cl, estos varían entre 0,022 y 0,383 apfu (0,04 - 0,69% H_2O) con una mediana de 0,172 apfu (Fig. 5.11 b). Al igual que en el caso del F, en el diagrama ternario (Fig. 5.10 b y c) no se observan variaciones significativas en los apatitos provenientes de diferentes litologías o

alteraciones hidrotermales, sin embargo, los apatitos de color verde tienden a presentar valores más cercanos a la línea del F-OH (Fig. 5.10 d).

Los valores de Cl tienden a ser relativamente bajos en comparación con el F y el OH, estos varían entre 0,003 y 0,195 apfu (0,02 - 1,38% Cl) con una mediana de 0,116 apfu (Fig. 5.10 a). Al igual que en el caso del F y el OH no presentan variaciones significativas en los apatitos provenientes de diferentes litologías o alteraciones hidrotermales sin embargo los apatitos de color café y café anaranjado son los que presentan los valores más elevados de Cl en el diagrama ternario (Fig. 5.10 d).

A partir de esto podemos decir que los apatitos presentes en las rocas del pórfido monzonítico cuarcífero de Cerro Colorado y su roca de caja sometidas a alteraciones hidrotermales son principalmente Fluorapatitos con concentraciones moderadas de OH y menores de Cl.

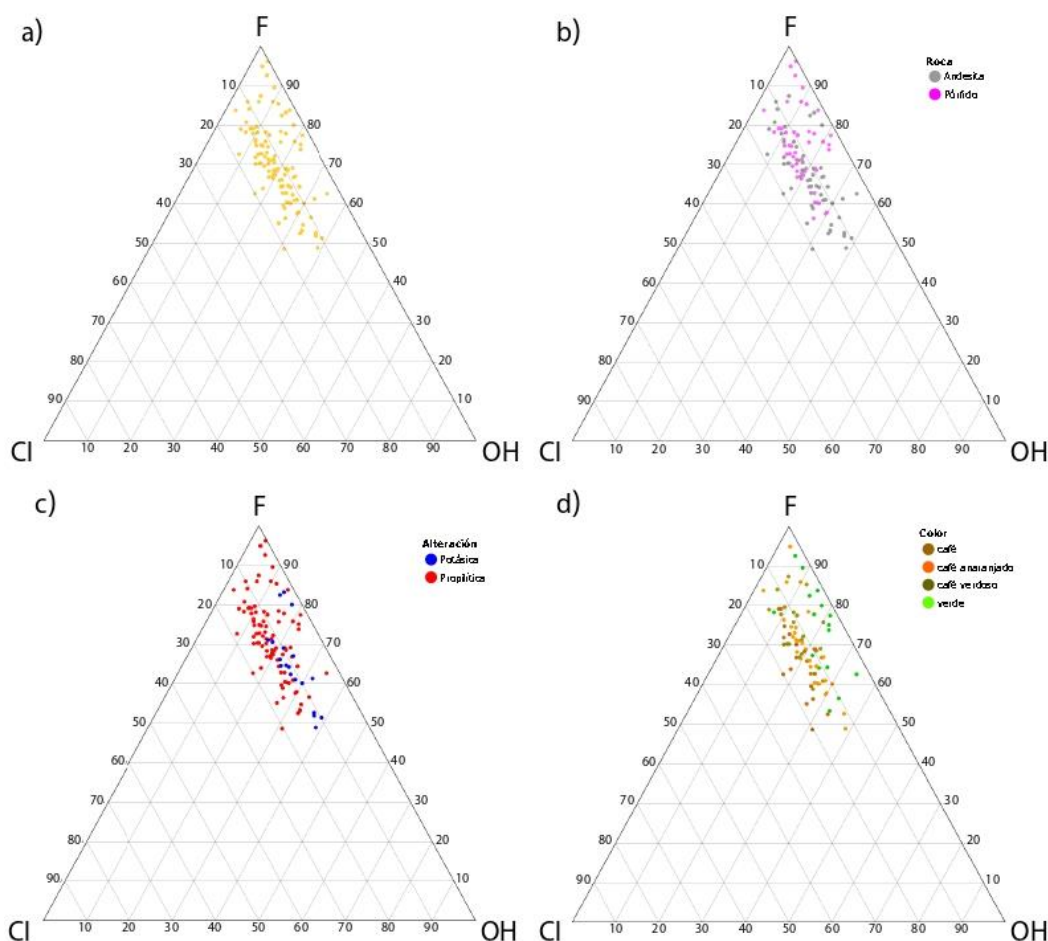


Figura 5.10 Diagramas Ternarios F-OH-Cl de apatitos de la fuente. a) Composición geoquímica de apatitos provenientes del Complejo Intrusivo Cerro Colorado, b) Composición geoquímica de apatitos provenientes de diferentes litologías, c) Composición geoquímica de apatitos de diferentes zonas de alteración hidrotermal, d) Composición geoquímica de apatitos con diferentes colores de luminiscencia.

Producto que el color de luminiscencia es la característica petrográfica más distintiva y depende directamente de la composición geoquímica del mineral. Además, como pudimos observar en los gráficos anteriores, los apatitos con diferentes colores de luminiscencia presentan diferencias geoquímicas importantes entre ellos. Estas diferencias no fueron distinguidas en apatitos provenientes diferentes litologías o zonas de alteración hidrotermal. En este contexto, los posteriores análisis están focalizados en las diferencias geoquímicas asociadas con los colores de luminiscencia.

En la figura 5.11 a podemos observar que el contenido de F presenta una correlación ligeramente positiva con el contenido de Ca, con un coeficiente de correlación igual a 0,22 (Tabla 5.4). Adicionalmente, se observa que los apatitos de color verde presentan los valores más altos ambos elementos, mientras que los apatitos cafés y cafés anaranjados presentan los valores más bajos. Esto indicaría que hay una ganancia en Ca y F en apatitos de color verde, mientras que en los apatitos de color café y café anaranjado ocurre lo contrario.

A diferencia del comportamiento del F, el contenido OH en apatitos no presenta una correlación clara con el contenido de Ca (Fig. 5.11 b).

A pesar de que el Cl es un elemento menor o traza en apatitos del Complejo Intrusivo de Cerro Colorado, este elemento presenta una fuerte correlación negativa con el contenido de Ca, con un coeficiente de correlación igual a 0,59 (Tabla 5.4). Además, los apatitos de color verde presentan los valores más bajos de Cl, mientras que los apatitos cafés y café anaranjado presentan los valores más altos. Esto nos podría indicar que hay una pérdida de Ca y una ganancia de Cl o ganancia de Ca y pérdida de Cl en los apatitos de color verde, mientras que en los apatitos de color café y café anaranjado ocurre lo contrario. Todas estas variaciones geoquímicas podrían estar vinculado con la interacción de apatitos con el fluido hidrotermal.

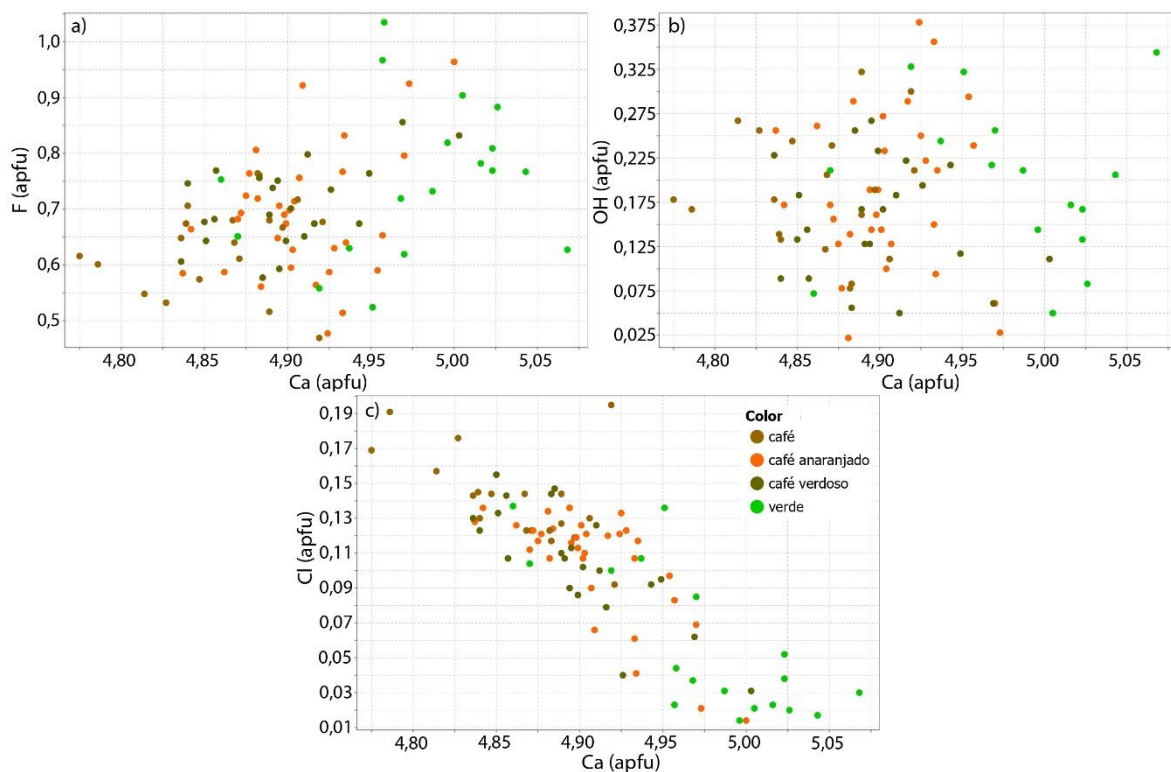


Figura 5.11 Contenido de Ca (apfu) versus F, OH y Cl (apfu) en apatitos con diferentes colores de luminiscencia tomados del Complejo Intrusivo de Cerro Colorado. a) Ca vs F; b) Ca vs OH; c) Ca vs Cl.

Manganeso - Magnesio - Hierro:

El Mn^{2+} , Mg^{2+} y Fe^{2+} entra al apatito por sustitución de Ca^{2+} (Pan y Fleet, 2002). Los valores de Mn en apatitos varían entre 0,001 y 0,032 apfu (0,01 - 0,46% MnO), con una mediana de 0,013 apfu (Tabla 5.3), donde los valores más bajos son observados en los apatitos de color verde, mientras que los valores más altos se observan en apatitos de color café y café anaranjado (Fig. 5.12 a). Es posible observar una correlación negativa entre las concentraciones de Ca y Mn, con un coeficiente de correlación de 0,53 (Fig. 5.12 a).

Las concentraciones de Fe en apatitos varían entre 0,001 - 0,036 apfu (0,01 - 0,51% FeO), con una mediana 0,011 apfu (Tabla 5.3). Al igual que en el caso de Mn, los valores más bajos de Fe son observados en apatitos de color verde y los valores más altos en apatitos de color café y café anaranjado (Fig. 5.12 b). Además, es posible observar una correlación negativa entre ambos elementos igual a 0,6 (Tabla 5.4).

Los valores de Mg varían entre 0,001 - 0,02 apfu (0,01 - 0,16% MgO) con una mediana de 0,004 apfu (Tabla 5.3). El Mg presenta un comportamiento similar al Fe con respecto al color de luminiscencia, sin embargo, en este caso la correlación negativa con el Ca no es tan evidente, el cual corresponde a 0,43 (Tabla 5.4).

Sodio - Azufre - Sílice - Uranio:

Por medio de sustituciones complejas el Na puede ingresar a la estructura del apatito como, $\text{Na}^+ + \text{S}^{6+} = \text{Ca}^{2+} + \text{P}^{5+}$, $2\text{Na}^+ = \text{Ca}^{2+} + [\text{V}]$, y $\text{ETR}^{3+} + \text{Na}^+ = 2\text{Ca}^{2+}$ (ETR= elementos de tierras raras; RØnsbo, 1989; Sha y Chappell, 1999). Los valores de Na en el Complejo Intrusivo de Cerro Colorado varían entre 0,002 y 0,052 apfu (0,01 - 0,32% Na_2O). Los apatitos de color verde presentan valores de Na relativamente bajos, mientras que los apatitos de color café y café anaranjado presentan valores de Na más altos (Fig. 5.12 c). Además, se observa una correlación negativa entre los valores de Na y Ca, con un coeficiente de correlación igual a 0,63.

Al igual que en el caso anterior, el S entra en la estructura del apatito a partir de sustituciones complejas, $\text{Na}^+ + \text{S}^{6+} = \text{Ca}^{2+} + \text{P}^{5+}$ y $\text{S}^{6+} + \text{Si}^{4+} = 2\text{P}^{5+}$ (Sha y Chappell, 1999). Los valores de S en apatitos varían entre 0,001 - 0,019 apfu (0,01 - 0,3% SO_3), con una mediana de 0,007 apfu. Los apatitos de color verde tienden a presentar valores más bajos de S en comparación con los apatitos café y café anaranjado, sin embargo, en este caso la correlación entre Ca y S no es tan clara (Fig. 5.12 d).

El Si también puede ingresar en apatitos por medio de sustituciones complejas $\text{ETR}^{3+} + \text{Si}^{4+} = \text{Ca}^{2+} + \text{P}^{5+}$, $\text{Si}^{4+} + \text{S}^{6+} = 2\text{P}^{5+}$ y $\text{U}^{4+} + \text{Si}^{4+} = \text{ETR}^{3+} + \text{P}^{5+}$ (Casillas et al., 1995; Comodi et al., 1999). Los valores de Si varían entre 0,001 y 0,018 apfu (0,01 - 0,22% SiO_2), con una mediana de 0,004 apfu. No existe una correlación clara entre las concentraciones de Si y los colores de luminiscencia.

El U ingresan en apatitos por sustituciones complejas tales como $\text{U}^{4+} = 2\text{Ca}^{2+}$, $\text{U}^{4+} + \text{Si}^{4+} = \text{ETR}^{3+} + \text{P}^{5+}$ y $\text{Ca}^{2+} + \text{U}^{4+} = 2\text{ETR}^{3+}$ (Casillas et al., 1995). Las concentraciones de U varían entre 0,001 y 0,003 apfu (0,01 - 0,16% UO_2), con una mediana igual a 0,001 apfu. Al igual que en el caso del Si, no presenta una correlación clara con los colores de luminiscencia.

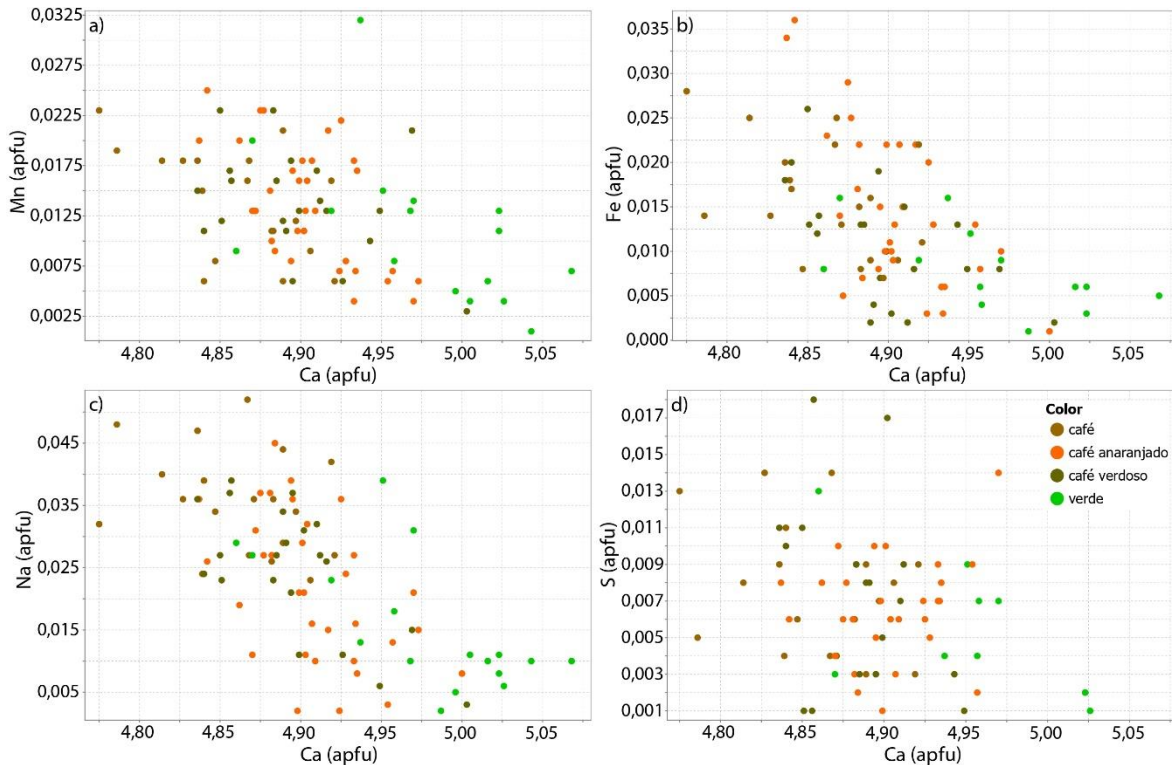


Figura 5.12 Contenido de Ca (apfu) versus Mn, Fe, Na y S (apfu) en apatitos con diferentes colores de luminiscencia tomados en del Complejo Intrusivo de Cerro Colorado. a) Ca vs Mn; b) Ca vs Fe; c) Ca vs Na; d) Ca vs S.

Elementos de Tierras Raras (ETR):

Los ETR también puede ingresar en la estructura del apatito a través de sustituciones complejas $\text{ETR}^{3+} + \text{Si}^{4+} = \text{Ca}^{2+} + \text{P}^{5+}$, $\text{U}^{4+} + \text{Si}^{4+} = \text{ETR}^{3+} + \text{P}^{5+}$ y $\text{Ca}^{2+} + \text{U}^{4+} = 2\text{ETR}^{3+}$ (Casillas et al., 1995; Comodi et al., 1999). A través de EMPA se midió la concentración de dos elementos pertenecientes al grupo de elementos de Tierras Raras Ligeras, correspondientes a Ce y La. Los valores de Ce y La varían entre 0,001 y 0,017 apfu (0,01 - 0,86% Ce) y 0,001 y 0,01 apfu (0,01 - 0,61% La_2O_3), con una mediana de 0,006 y 0,003 apfu respectivamente (Tabla 5.3). Solamente el Ce presenta una correlación con los colores de luminiscencia, donde los apatitos verdes presentan valores bajos de Ce, mientras que los apatitos cafés y café anaranjado presentan valores relativamente altos.

Tabla 5.3 Concentraciones de elementos mayores y menores de los apatitos provenientes del depósito de pórfido cuprífero Cerro Colorado.

Alteración Hidrotermal	Estadística	F (apfu)	Cl (apfu)	OH (apfu)	Na (apfu)	Mg (apfu)	Ca (apfu)	Mn (apfu)	Fe (apfu)	Al (apfu)	La (apfu)	Ce (apfu)	Si (apfu)	U (apfu)	P (apfu)	S (apfu)
Potásica	mínimo	0.469	0.003	0.022	0.002	0.001	4.775	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	2.800	0.001
	máximo	1.035	0.195	0.344	0.052	0.020	5.068	0.029	0.036	0.005	0.010	0.017	0.012	0.003	3.100	0.019
	media	0.704	0.106	0.168	0.027	0.006	4.901	0.014	0.014	0.002	0.003	0.007	0.004	0.001	3.015	0.007
	mediana	0.697	0.121	0.164	0.027	0.005	4.894	0.013	0.013	0.002	0.003	0.006	0.003	0.001	3.020	0.007
	σ	0.110	0.044	0.079	0.012	0.005	0.058	0.006	0.009	0.001	0.002	0.003	0.003	0.001	0.045	0.004
Propilítica	mínimo	0.469	0.003	0.022	0.002	0.001	4.775	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	2.800	0.001
	máximo	1.035	0.195	0.383	0.052	0.020	5.068	0.032	0.036	0.005	0.010	0.017	0.018	0.003	3.100	0.019
	media	0.692	0.104	0.182	0.024	0.005	4.907	0.013	0.013	0.002	0.003	0.007	0.005	0.001	3.016	0.007
	mediana	0.680	0.116	0.172	0.026	0.004	4.899	0.013	0.012	0.002	0.003	0.006	0.004	0.001	3.020	0.007
	σ	0.110	0.042	0.085	0.013	0.004	0.057	0.006	0.008	0.001	0.002	0.003	0.004	0.001	0.042	0.004

Tabla 5.4 Coeficientes de correlación entre elementos mayores y menores de los apatitos provenientes del depósito de pórfido cuprífero Cerro Colorado.

	F (apfu)	Cl (apfu)	OH (apfu)	Na (apfu)	Mg (apfu)	Ca (apfu)	Mn (apfu)	Fe (apfu)	Al (apfu)	La (apfu)	Ce (apfu)	Si (apfu)	U (apfu)	P (apfu)	S (apfu)
F (apfu)	1	-0.65	-0.89	-0.22	-0.19	0.34	-0.28	-0.18	0.31	0.14	-0.22	-0.34	0.13	0.19	-0.055
Cl (apfu)	-0.65	1	0.17	0.63	0.37	-0.8	0.56	0.5	-0.072	-0.025	0.36	0.17	0.094	-0.38	0.12
OH (apfu)	-0.89	0.17	1	-0.15	0.04	0.086	0.039	-0.1	-0.24	-0.12	0.018	0.31	-0.12	0.13	-0.024
Na (apfu)	-0.22	0.63	-0.15	1	0.15	-0.63	0.28	0.34	0.056	0.072	0.32	-0.16	0.0059	-0.33	0.17
Mg (apfu)	-0.19	0.37	0.04	0.15	1	-0.43	0.61	0.71	-0.24	5.60E-04	-0.037	-0.12	-0.22	0.012	-0.037
Ca (apfu)	0.34	-0.8	0.086	-0.63	-0.43	1	-0.54	-0.6	-0.014	-0.025	-0.36	-0.016	-0.2	0.26	-0.2
Mn (apfu)	-0.28	0.56	0.039	0.28	0.61	-0.54	1	0.66	-0.12	0.046	-0.0068	-0.22	0.034	-0.11	0.042
Fe (apfu)	-0.18	0.5	-0.1	0.34	0.71	-0.6	0.66	1	-0.25	-0.081	-0.034	-0.26	0.041	-0.053	-0.051
Al (apfu)	0.31	-0.072	-0.24	0.056	-0.24	-0.014	-0.12	-0.25	1	0.34	-0.14	0.15	0.021	-0.077	0.34
La (apfu)	0.14	-0.025	-0.12	0.072	5.60E-04	-0.025	0.046	-0.081	0.34	1	0.13	-0.055	0.34	0.091	0.17
Ce (apfu)	-0.22	0.36	0.018	0.32	-0.037	-0.36	-0.0068	-0.034	-0.14	0.13	1	0.28	0.24	-0.16	0.12
Si (apfu)	-0.34	0.17	0.31	-0.16	-0.12	-0.016	-0.22	-0.26	0.15	-0.055	0.28	1	-0.14	-0.15	0.15
U (apfu)	0.13	0.094	-0.12	0.0059	-0.22	-0.2	0.034	0.041	0.021	0.34	0.24	-0.14	1	-0.059	-0.088
P (apfu)	0.19	-0.38	0.13	-0.33	0.012	0.26	-0.11	-0.053	-0.077	0.091	-0.16	-0.15	-0.059	1	-0.21
S (apfu)	-0.055	0.12	-0.024	0.17	-0.037	-0.2	0.042	-0.051	0.34	0.17	0.12	0.15	-0.088	-0.21	1

5.3.2 Características geoquímicas de apatitos detríticos provenientes de los sedimentos de la quebrada Quipisca-Parca

Calcio - Fósforo:

Los valores de Ca en apatitos varían entre 4,742 y 5,097 apfu (53,13 - 57,11% CaO), con una mediana de 4,993 apfu (Fig. 5.13 a; Tabla 5.5). Se puede apreciar una diferencia en las concentraciones de Ca con respecto al color de luminiscencia de los apatitos. Los apatitos que presentan un color de luminiscencia verde tienen los valores más altos (Fig. 5.13 b), entre 4,891 y 5,097 apfu, con una mediana de 4,974 apfu, mientras que los apatitos de color amarillo, café-naranja y lila-rosado presentan valores menores con una mediana de 4,93, 4,91 y 4,90 apfu respectivamente.

Los valores de P varían entre 2,88 y 3,12 apfu (40,83 - 44,20% P_2O_5) con una mediana igual a 3,02 apfu (Fig. 5.13 a; Tabla 5.5). Al igual que en el caso de Ca, los apatitos de color de luminiscencia verde presentan las concentraciones de P más altas en relación con los demás colores de luminiscencia, con valores entre 2,90 y 3,12 apfu, y una mediana de 3,02 apfu.

Al igual que en los apatitos provenientes del pórfido, se puede observar una correlación positiva entre los valores de Ca y P (Fig. 5.13) con un coeficiente de correlación igual a 0,5 (Tabla 5.6).

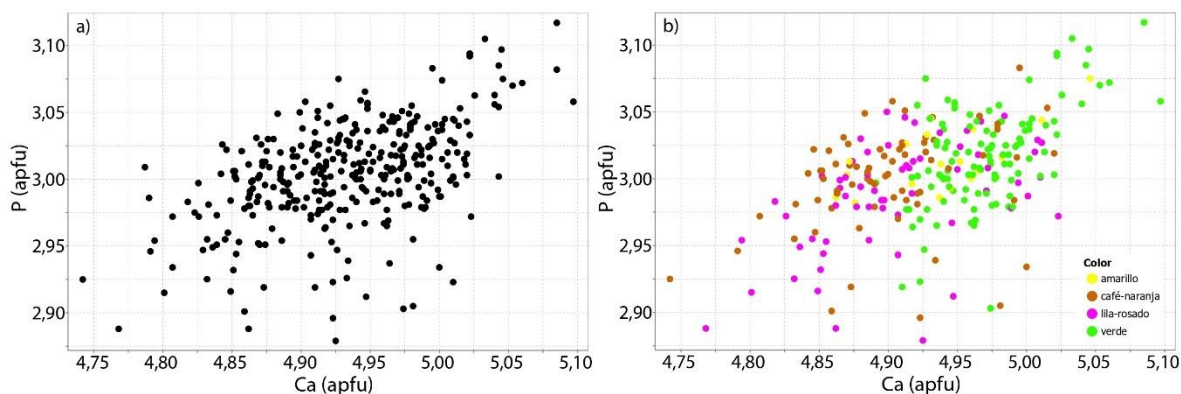


Figura 5.13 Contenido de Ca (apfu) versus de P (apfu). a) Composición geoquímica de apatitos provenientes de los sedimentos de la quebrada Quipisca-Parca, b) Composición geoquímica de apatitos con diferentes colores de luminiscencia.

Flúor - Hidroxilo - Cloro:

Los apatitos provenientes de los sedimentos de la quebrada Quipisca-Parca presentan concentraciones de F que varían entre 0,216 y 1,093 apfu (0,82 - 4,15% F), con una mediana de 0,564 apfu (Fig. 5.14 a; Tabla 5.5), en la figura 5.14 b es posible apreciar que los apatitos de color de luminiscencia verde están agrupados cerca de la línea F-OH.

Los valores de OH varían entre 0,01 y 0,63 apfu (0,02 - 1,14% H₂O) con una mediana de 0,33 apfu (Tabla 5.5). En la figura 5.15 b no se observa una clara correlación entre las concentraciones de OH y Ca, sin embargo, es posible apreciar que los apatitos de color verde y café-naranja tienden a presentar concentraciones mayores de OH con respecto a los apatitos de color lila-rosado.

En cuanto a las concentraciones de Cl, varían entre 0,006 y 0,390 apfu (0,04 - 2,76% Cl) con una mediana de 0,068 apfu (Tabla 5.5). En la figura 5.15 c se observa que los apatitos de color verde presentan los valores más bajos, seguido de los apatitos de color café-naranja y lila-rosado. Además, se observa una correlación negativa entre los elementos Ca y Cl con un coeficiente de correlación igual a 0,56 (Tabla 5.6). Al igual que los apatitos provenientes del pórfido, las concentraciones de Cl son menores en relación con las concentraciones de F y OH, en base a lo anterior, se puede afirmar que los apatitos provenientes de los sedimentos de la quebrada Quipisca-Parca corresponden principalmente a Fluorapatitos con concentraciones moderadas de OH y menores de Cl.

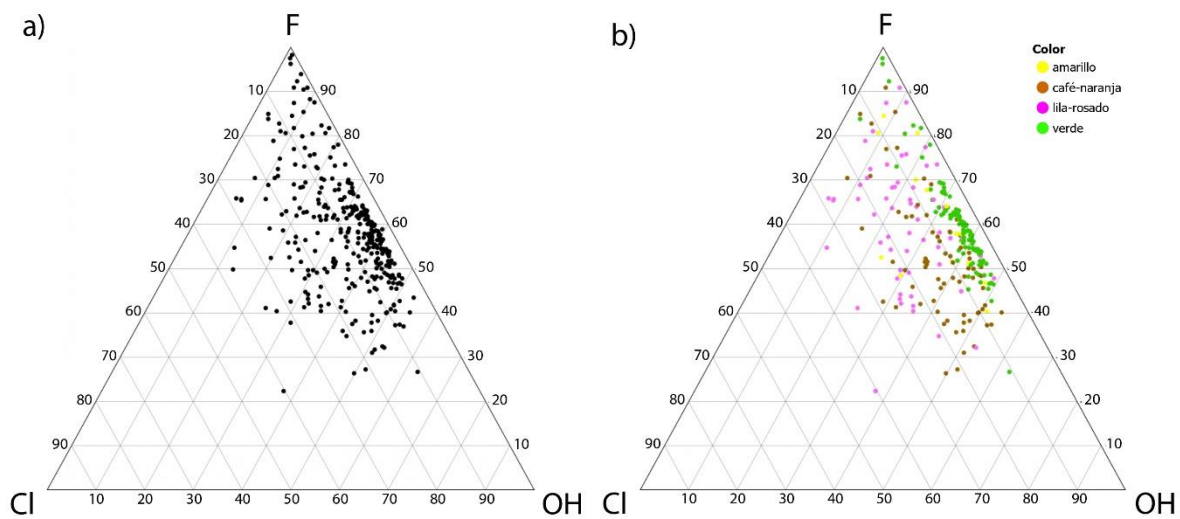


Figura 5.14 Diagrama Ternario F-OH-Cl. a) Composición geoquímica de apatitos provenientes de los sedimentos de quebrada Quipisca-Parca, b) Composición geoquímica de apatitos con diferentes colores de luminiscencia.

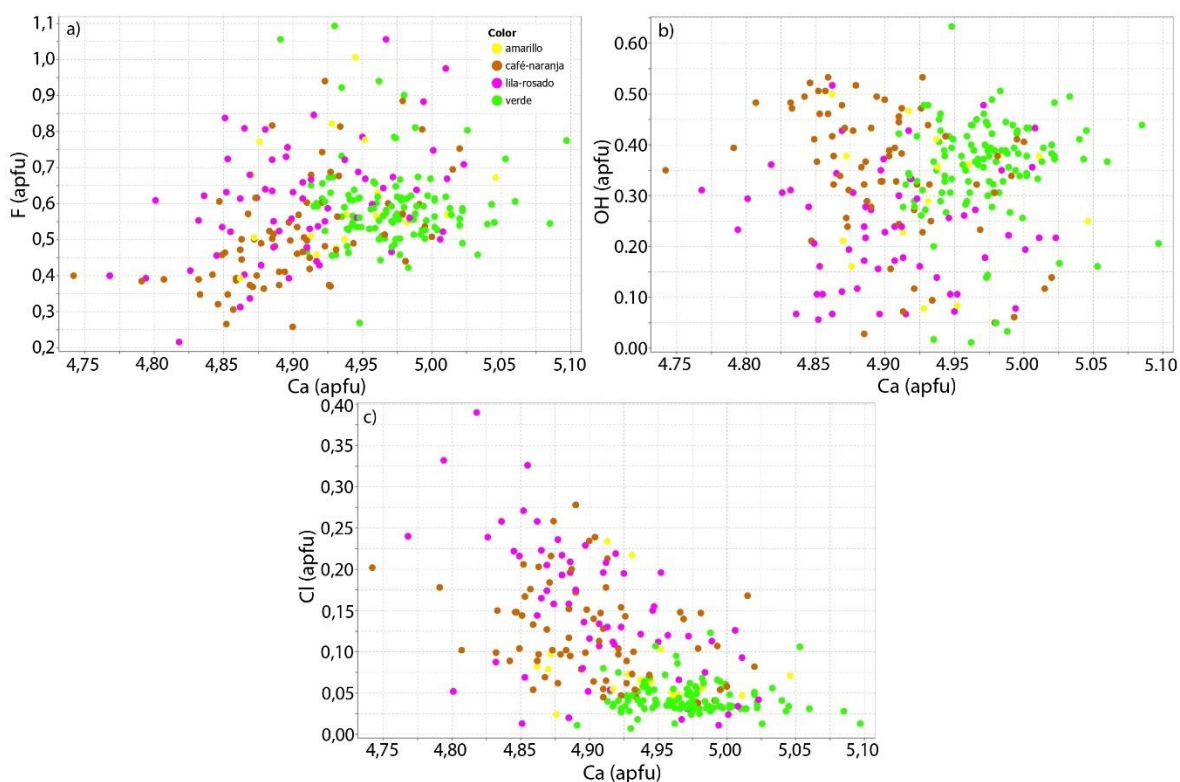


Figura 5.15 Contenido de Ca (apfu) versus F, OH y Cl (apfu) en apatitos con diferentes colores de luminiscencia tomados de los sedimentos de la quebrada Quipisca-Parca. a) Ca vs F, b) Ca vs OH, c) Ca vs Cl.

Manganeso - Magnesio - Hierro:

Los valores de Mn en apatitos varían entre 0,001 y 0,030 apfu (0,01 - 0,43% MnO), con una mediana de 0,008 apfu (Tabla 5.5). No se aprecia una clara diferencia entre las concentraciones de Mn en apatitos con distintos colores de luminiscencia.

Los contenidos de Fe varían entre 0,001 y 0,104 apfu (0,01 - 1,50% FeO), con una mediana de 0,008 apfu (Tabla 5.5). Las concentraciones más bajas de Fe son observadas en los apatitos de color verde, mientras que los apatitos de otro color no presentan una tendencia particular (Fig. 5.15 b).

Los valores de Mg varían entre 0,001 y 0,050 apfu (0,01 - 0,40% MgO), con una mediana de 0,005 apfu (Tabla 5.5). Al igual que con el Fe, los apatitos de color verde presentan los valores más bajos de Mg y el resto de los apatitos no presentan una tendencia evidente (Fig. 5.16 c). Cabe destacar que se tiene una correlación positiva entre las concentraciones de Mg y Fe con un valor igual a 0,6 (Tabla 5.6).

Sodio - Azufre - Sílice - Uranio:

Los contenidos de Na varían entre 0,002 y 0,048 apfu (0,01 - 0,30% Na₂O), con una mediana de 0,013 apfu (Tabla 5.5). Los apatitos de color verde, en su mayoría, presentan valores de Na más bajos en relaciones a los apatitos de color café-naranja y lila-rosado (Fig. 5.16 a). Además, se puede observar una correlación negativa entre las concentraciones de Na y Ca, con un valor igual a 0,47 (Tabla 5.6).

Los contenidos de S varían entre 0,001 y 0,064 apfu (0,01 - 1,02% SO₃), con una mediana de 0,008 apfu (Tabla 5.5). Es posible apreciar que los valores de S en apatitos de color café-naranja son levemente mayores en relación con los apatitos de color verde y lila-rosado (Fig. 5.16 d). Sin embargo, no se observa una correlación clara entre ambos valores.

Los contenidos de Si y U varían entre 0,001 y 0,081 apfu (0,01 - 0,97% SiO₂) y 0,0002 y 0,0030 apfu (0,01 - 0,15% UO₂), con una mediana de 0,011 y 0,001 apfu, respectivamente (Tabla 5.5), al igual que con el S, no se observa ninguna correlación entre los valores de estos elementos y el color de luminiscencia.

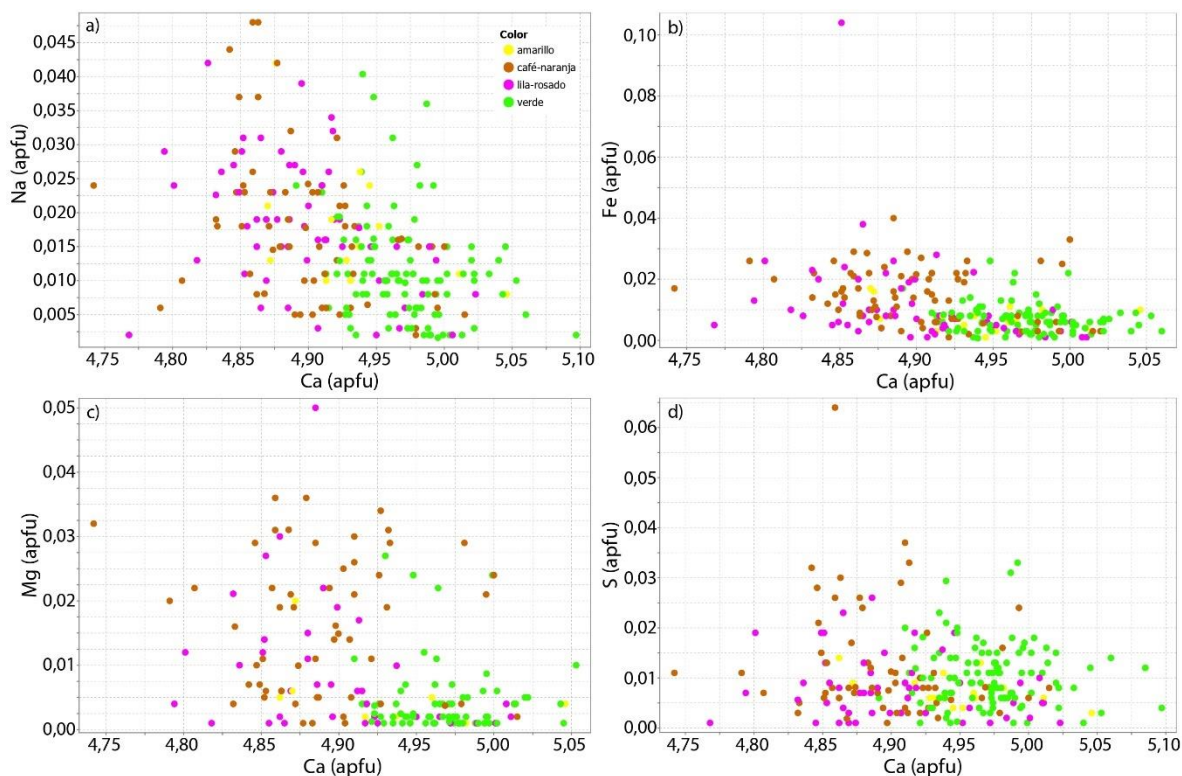


Figura 5.16 Contenido de Ca (apfu) versus Mn, Fe, Na y S (apfu) en apatitos con diferentes colores de luminiscencia tomados en los sedimentos de la quebrada Quipisca-Parca. a) Ca vs Na, b) Ca vs Fe, c) Ca vs Mg, d) Ca vs S.

Elementos Tierras Raras (ETR):

Los valores de Ce y La varían entre 0,0003 y 0,0260 apfu (0,01 - 0,86% Ce) y 0,0003 y 0,0190 apfu (0,01 - 0,61% La_2O_3), con una mediana de 0,007 y 0,004 apfu respectivamente (Tabla 5.5). En ningún de los dos casos se aprecia una buena correlación con el color de luminiscencia.

Tabla 5.5 Concentraciones de elementos mayores y menores de los apatitos provenientes de los sedimentos de la quebrada Quipisca-Parca.

Estadística	F (apfu)	Cl (apfu)	OH (apfu)	Na (apfu)	Mg (apfu)	Ca (apfu)	Mn (apfu)	Fe (apfu)	Al (apfu)	La (apfu)	Ce (apfu)	Si (apfu)	U (apfu)	P (apfu)	S (apfu)
mínimo	0.216	0.0056	0.011	0.0016	0.0012	4.742	0.00071	0.0007	0.00098	0.00031	0.0003	0.00083	0.00019	2.879	0.00063
máximo	1.093	0.3896	0.633	0.0485	0.0497	5.097	0.03034	0.1045	0.00491	0.01874	0.0262	0.08080	0.00278	3.117	0.06376
media	0.576	0.0944	0.318	0.0152	0.0102	4.933	0.00824	0.0104	0.00205	0.00399	0.0074	0.01169	0.00092	3.004	0.00981
mediana	0.564	0.0685	0.333	0.0129	0.0050	4.933	0.00776	0.0077	0.00196	0.00369	0.0070	0.01083	0.00074	3.005	0.00813
σ	0.142	0.0714	0.121	0.0095	0.0106	0.060	0.00527	0.0094	0.00114	0.00272	0.0043	0.00687	0.00062	0.038	0.00750

Tabla 5.6 Coeficientes de correlación entre elementos mayores y menores de los apatitos provenientes de los sedimentos de la quebrada Quipisca-Parca.

	F (apfu)	Cl (apfu)	OH (apfu)	Na (apfu)	Mg (apfu)	Ca (apfu)	Mn (apfu)	Fe (apfu)	Al (apfu)	La (apfu)	Ce (apfu)	Si (apfu)	U (apfu)	P (apfu)	S (apfu)
F (apfu)	1	-0.41	-0.8	-0.18	-0.16	0.3	-0.17	-0.089	0.21	-0.18	-0.07	-0.14	0.11	0.1	-0.16
Cl (apfu)	-0.41	1	-0.2	0.29	0.022	-0.56	-0.0012	0.063	-0.096	0.32	0.37	0.17	0.073	-0.28	-0.09
OH (apfu)	-0.8	-0.2	1	0.0033	0.19	0.033	0.18	0.073	-0.14	-0.065	-0.23	-0.026	-0.17	0.15	0.23
Na (apfu)	-0.18	0.29	0.0033	1	0.06	-0.47	0.23	0.17	-0.034	0.2	0.32	0.12	0.048	-0.25	0.44
Mg (apfu)	-0.16	0.022	0.19	0.06	1	-0.34	-0.12	0.6	-0.12	-0.074	-0.053	0.16	-0.15	-0.074	0.11
Ca (apfu)	0.3	-0.56	0.033	-0.47	-0.34	1	-0.14	-0.39	0.095	-0.34	-0.41	-0.31	-0.11	0.5	-0.1
Mn (apfu)	-0.17	-0.0012	0.18	0.23	-0.12	-0.14	1	0.012	-0.16	0.064	0.021	-0.087	-0.066	-0.019	0.14
Fe (apfu)	-0.089	0.063	0.073	0.17	0.6	-0.39	0.012	1	0.035	-0.0089	0.073	-0.021	-0.11	-0.14	0.12
Al (apfu)	0.21	-0.096	-0.14	-0.034	-0.12	0.095	-0.16	0.035	1	-0.007	-0.023	-0.13	0.1	-0.015	-0.018
La (apfu)	-0.18	0.32	-0.065	0.2	-0.074	-0.34	0.064	-0.0089	-0.007	1	0.35	0.33	0.26	-0.25	0.014
Ce (apfu)	-0.07	0.37	-0.23	0.32	-0.053	-0.41	0.021	0.073	-0.023	0.35	1	0.5	0.17	-0.28	-0.052
Si (apfu)	-0.14	0.17	-0.026	0.12	0.16	-0.31	-0.087	-0.021	-0.13	0.33	0.5	1	0.22	-0.35	0.1
U (apfu)	0.11	0.073	-0.17	0.048	-0.15	-0.11	-0.066	-0.11	0.1	0.26	0.17	0.22	1	-0.088	-0.065
P (apfu)	0.1	-0.28	0.15	-0.25	-0.074	0.5	-0.019	-0.14	-0.015	-0.25	-0.28	-0.35	-0.088	1	-0.16
S (apfu)	-0.16	-0.09	0.23	0.44	0.11	-0.1	0.14	0.12	-0.018	0.014	-0.052	0.1	-0.065	-0.16	1

6 DISCUSIÓN

6.1 Relación entre el color de catodoluminiscencia y la señal geoquímica de los apatitos provenientes del pórfido Cerro Colorado

Las características petrográficas tales como tamaño de grano y textura de los apatitos provenientes de DPC Cerro Colorado no resultaron ser distintivas entre los tipos litológicos estudiados ni tampoco entre los tipos de alteración hidrotermal, los granos de apatitos presentan formas principalmente euhedrales y subhedrales, con tamaños entre 50 y 500 μm con respecto a su eje axial y entre 40 y 250 μm con respecto a su ancho y texturas principalmente lisas y en menor medida rugosas, por otro lado, lo observado a partir del color de luminiscencia de los apatitos concuerda en gran medida con lo descrito por otros autores (Bouzari et al., 2016; Pizarro, 2019; Cao et al., 2021), presentan colores parcialmente homogéneos que varían entre colores cafés, café anaranjado, café verdoso y verde, así como también se presentan granos con zonas de diferentes colores.

Los apatitos provenientes de la alteración potásica presentan principalmente colores de luminiscencia café y café anaranjado, al igual que en la alteración propilítica con la diferencia que en la alteración potásica se tienen una mayor cantidad de apatitos con colores verde y café verdoso. A diferencia de Bouzari et al., (2016) y Pizarro (2019) no se encontraron apatitos de color de luminiscencia amarillo homogéneo ni tampoco se encontraron apatitos en la alteración fílica (muestra PCC04). Esto debido a la acidez del fluido hidrotermal que forma la alteración fílica, la cual destruye los apatitos primarios encontrados en la roca (Pizarro, 2019).

La interacción entre apatitos magmáticos primarios originados en un pórfido y/o en la roca de caja con fluidos hidrotermales generara cambios en la composición geoquímica de estos (Mao et al., 2016), lo cual modifica el color de luminiscencia de estos minerales (Bouzari et al., 2016, Pizarro, 2019 y Cao et al., 2021). Bouzari et al., (2016) testeó los colores de luminiscencia de apatitos provenientes de rocas fresca y del depósito de Highland Valley en la Provincia de British Columbia (Canadá), concluyendo que los apatitos de rocas frescas presentan colores de luminiscencia amarillo, pardo, amarillo-pardo y anaranjado, los cuales serían de origen magmático, mientras que los apatitos provenientes de rocas con alteración potásica y fílica presentan apatitos con luminiscencia verde y gris, respectivamente, los cuales serían el resultado de la interacción entre cristales previamente formados (apatitos de origen magmáticos) y fluidos hidrotermales, dando origen a apatitos alterados hidrotermalmente. Pizarro (2019) testeó los colores de luminiscencia de apatitos provenientes de los depósitos de pórfido cuprífero de Chuquicamata, Escondida, Mirador y Esperanza localizados en el cinturón metalogénico Eoceno a Oligoceno del Norte de Chile, y concluyó que el color de luminiscencia de apatitos depende principalmente del tamaño del pórfido cuprífero, es decir, de la intensidad de la alteración hidrotermal y el tiempo de

interacción fluido-roca y/o de la composición geoquímica inicial del apatito (amarillo o pardo-naranja). Apatitos provenientes de DPCs de mayor tamaño, como Chuquicamata y Escondida, con alteraciones más intensas y tiempo de interacción fluido-roca > 2 Ma, presenta apatitos totalmente alterados, mientras que los DPCs de menor tamaño, como Mirador y Esperanza, con alteraciones parciales o débiles y tiempo de interacción fluido-roca < 1 Ma, presenta apatitos parcialmente alterados. En este estudio, se observaron apatitos de color café y café anaranjado transformándose a apatitos de color verde, lo que es respaldado con la presencia de apatitos de color heterogéneo que son en gran medida de color café, pero presentan zonas de color verde en sus bordes y/o en su centro (Fig. 6.1), mientras que la presencia de apatitos de color verde homogéneo es menor. Así en las rocas con alteración potásica del Complejo Intrusivo Cerro Colorado se reconoce un predominio de apatitos con transformación parcial por sobre apatitos transformados completamente. Esto se puede atribuir al tamaño del DPC de Cerro Colorado, el cual sería equivalente a los pórfidos de Mirador y Esperanza, los cuales tendrían un menor volumen de fluido hidrotermal que afecte los apatitos, además de un menor tiempo e intensidad de la alteración hidrotermal. Considerando esto último, la baja presencia de apatitos de color verde en la alteración propilítica puede responder a que es una alteración de menor temperatura, de menor salinidad, más selectiva y de menor intensidad en comparación con la alteración potásica.

En cuanto a la señal geoquímica, los resultados obtenidos no reflejan una gran diferencia entre los tipos litológicos y alteración hidrotermal, teniendo un comportamiento similar en cada una de ellas. Por otro lado, su relación con el color de luminiscencia es más claro, los apatitos de color verde presentan mayores concentraciones de Ca y F, ligeramente mayores de P, y menores concentraciones de Cl, Mn, Fe, Na y S, en relación con al resto, los apatitos de color café anaranjado y café verdoso presentan valores intermedios entre los apatitos de color verde y café, siendo estos últimos los que presentan los valores más bajos. Los apatitos cafés, cafés anaranjados y verdes encontrados en el DPC de Cerro Colorado poseen una señal geoquímica muy similar a los apatitos encontrados en otros DPCs alrededor del mundo (Bouzari et al., 2016; Pizarro, 2019; Cao et al., 2021). Debido a que el color de luminiscencia depende directamente de la composición geoquímica, ambas características están relacionados a la interacción de fluidos hidrotermales con los apatitos primarios de origen magmático. Los apatitos alterados (verdes) son ricos en Ca y P y no tienden a enriquecerse en elementos menores y trazas, tales como el Na, Cl, Fe, S y ETR, aunque la solución hidrotermal sea rica en estos elementos, con la excepción de los ETR (Blundy y Wood, 2003). Esto puede ser producto de que el ambiente hidrotermal, favorece la partición de estos elementos en minerales típicos asociados a las diferentes zonas de alteración hidrotermal, tales como clorita, sulfuros y magnetitas, y el apatito, al igual que otros minerales, puede ser empobrecido en elementos trazas debido a la interacción fluido-roca (Broom-Fendley et al., 2016). Mientras que los apatitos inalterados (café y naranja) son favorecidos por intercambios entre el Ca^{+2} - P^{+5} y elementos menores y trazas, tales

como el Mn^{+2} , Mg^{+2} , Cl^- , Na^+ , entre otros, ya que estos elementos ingresan a la estructura del apatito en los procesos magmáticos y no hidrotermales. Así, el fluido hidrotermal tendería a lixiviar los elementos menores y trazas de los sitios del Ca y P en estos minerales.

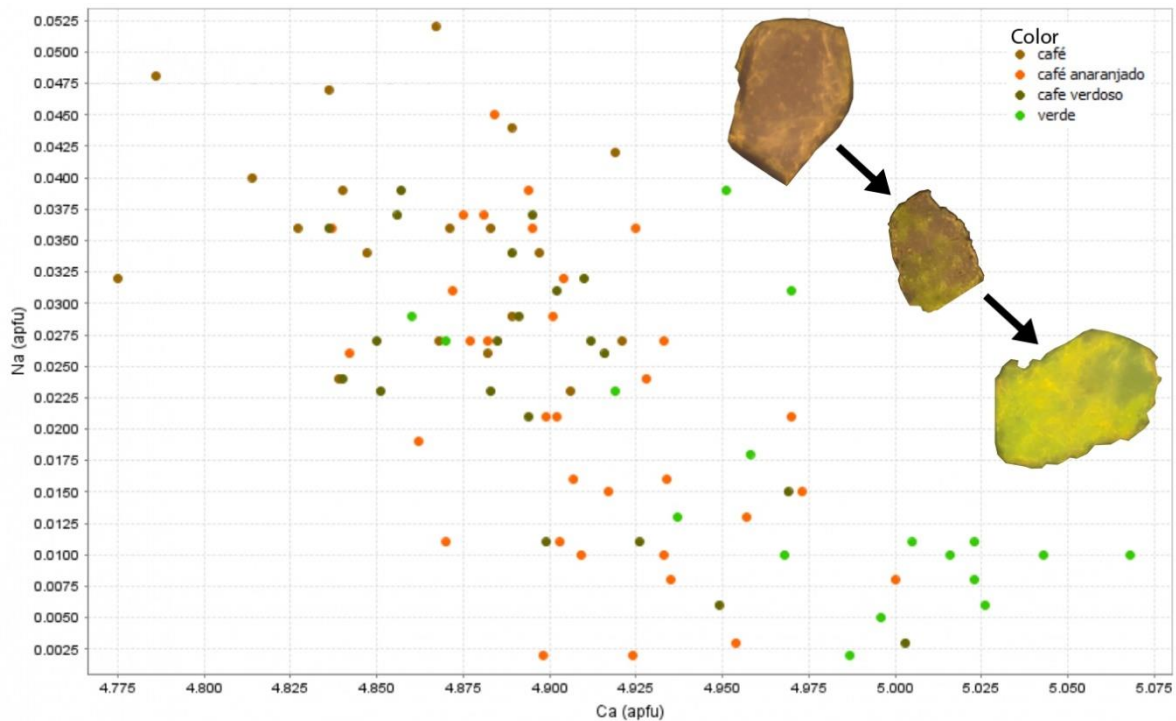


Figura 6.1 Contenido de Ca (apfu) versus Na (apfu) en apatitos con diferentes colores de luminiscencia tomados en del Complejo Intrusivo de Cerro Colorado.

6.2 Comparativa de la señal geoquímica y color de luminiscencia entre apatitos detríticos y del DPC Cerro Colorado

El apatito puede registrar procesos hidrotermales que ocurren en un depósito de pórfido cuprífero (Cao et al., 2012; Bouzari et al., 2016; Mao et al., 2016; Pizarro, 2019; Cao et al., 2021). La correlación entre características petrográficas y geoquímicas de apatitos provenientes de DPC, tales como color de luminiscencia y variación en elementos mayores, menores y trazas (Ca, F, P, Cl, Mn, Fe, Na y S) con el desarrollo de la alteración hidrotermal, sugieren que este mineral puede ser usado como un indicador de fertilidad metalogénica (Bouzari et al., 2016; Pizarro, 2019; Cao et al., 2021). Así estas mineral puede ser utilizado en un rango amplio de materiales, tales como suelos, regolitos, sedimento de origen glacial, fluvial y aluvial, entre otros, como una herramienta rápida y efectiva en la exploración de nuevos yacimientos tipo pórfido cuprífero. Esto es particularmente útil cuando minerales comunes provenientes de la alteración hidrotermal se degradan extensamente a arcilla durante los procesos de meteorización. Por lo tanto, el estudio de colores de luminiscencia sobre granos de apatito puede proporcionar una herramienta de detección rápida para evaluar la existencia de alteración hidrotermal

relaciona a DPCs y de esta forma evaluar rápidamente áreas más prometedoras para la exploración.

Los apatitos encontrados en los sedimentos de la quebrada Quipisca-Parca presentan formas euhedrales, subhedrales y anhedrales, poseen un tamaño entre 70 y 350 μm con respecto a su eje axial y entre 60 y 220 μm con respecto a su ancho. Tienden a presentar texturas lisas y porosas. A diferencia de los apatitos provenientes del DPC de Cerro Colorado, estos presentan una mayor variedad de colores de luminiscencia. En el registro sedimentario es posible encontrar apatitos cafés, naranjos, verdes, y adicionalmente apatitos lilas, rosados y amarillos, en su gran mayoría corresponden a colores homogéneos, con una menor presencia de apatitos con colores heterogéneos.

Al igual que en el caso del Complejo Intrusivo de Cerro Colorado, los apatitos de color verdes presentan los valores más altos de Ca y P, y los valores más bajos de Cl, Na, F y Mg, mientras que los apatitos de color café-naranja poseen valores más bajos de Ca y P y valores más altos de Cl, Na, F y Mg (Fig. 6.2). Los apatitos de color amarillo acá encontrados poseen por lo general una señal geoquímica entre los apatitos de color verde y los café-naranja y destacan por tener los valores más altos de Mn (Fig. 6.2), lo cual ha sido documentado en cuerpos intrusivos sin alteración hidrotermal, por ende, estos apatitos tendrían un origen magmático, como documenta Sha y Chappell, (1999). Adicionalmente, en las gravas de la quebrada se reconocieron apatitos de color lila y rosado, los cuales presentan diferentes tonalidades entre estos dos colores. Estos apatitos son los más pobre en Ca y P y ricos en Cl (Fig. 6.2). Apatitos con estos colores de luminiscencia similares han sido reportados en depósitos tipo carbonatitas, lo cual ha sido relacionados de forma directa con el tipo y grado de alteración hidrotermal (Kempe y Götze, 2002), sin embargo, este apatito puede ser el producto de la interacción entre apatitos primarios y procesos exógenos de baja temperatura. Para aclarar esta duda es necesario realizar estudios de LA-ICP-MS.

A partir de los resultados de este trabajo y apoyados en las conclusiones de estudios realizados en pórfidos alrededor del mundo (Bouzari et al., 2016; Pizarro, 2019; Cao et al., 2021), podemos inferir que los apatitos de luminiscencia verde corresponden a apatitos magmáticos modificados hidrotermalmente y son exclusivos de DPCs, por el momento no han sido reconocidos en otros tipos de ambientes magmático-hidrotermales, mientras que los apatitos de color amarillos y café-naranja pueden encontrarse en rocas estériles y en pórfidos cupríferos, los cuales corresponden a apatitos inalterados de origen magmáticos. Los apatitos detríticos encontrados en las gravas de la quebrada Quipisca-Parca que presentan color luminiscencia verde y tienen señales geoquímicas similares a las documentadas en el pórfido de Cerro Colorado (Fig. 6.2) podrían provenir de la denudación del DPC de Cerro Colorado o de un DPC oculto. Además, este mineral resistiría el transporte en un sistema sedimentario de origen fluvial perenne. Sin embargo, para validar esta hipótesis es necesario evaluar otros minerales que puedan ser utilizados como

minerales indicadores de pórfidos cupríferos en sedimentos adyacentes a este tipo de depósitos.

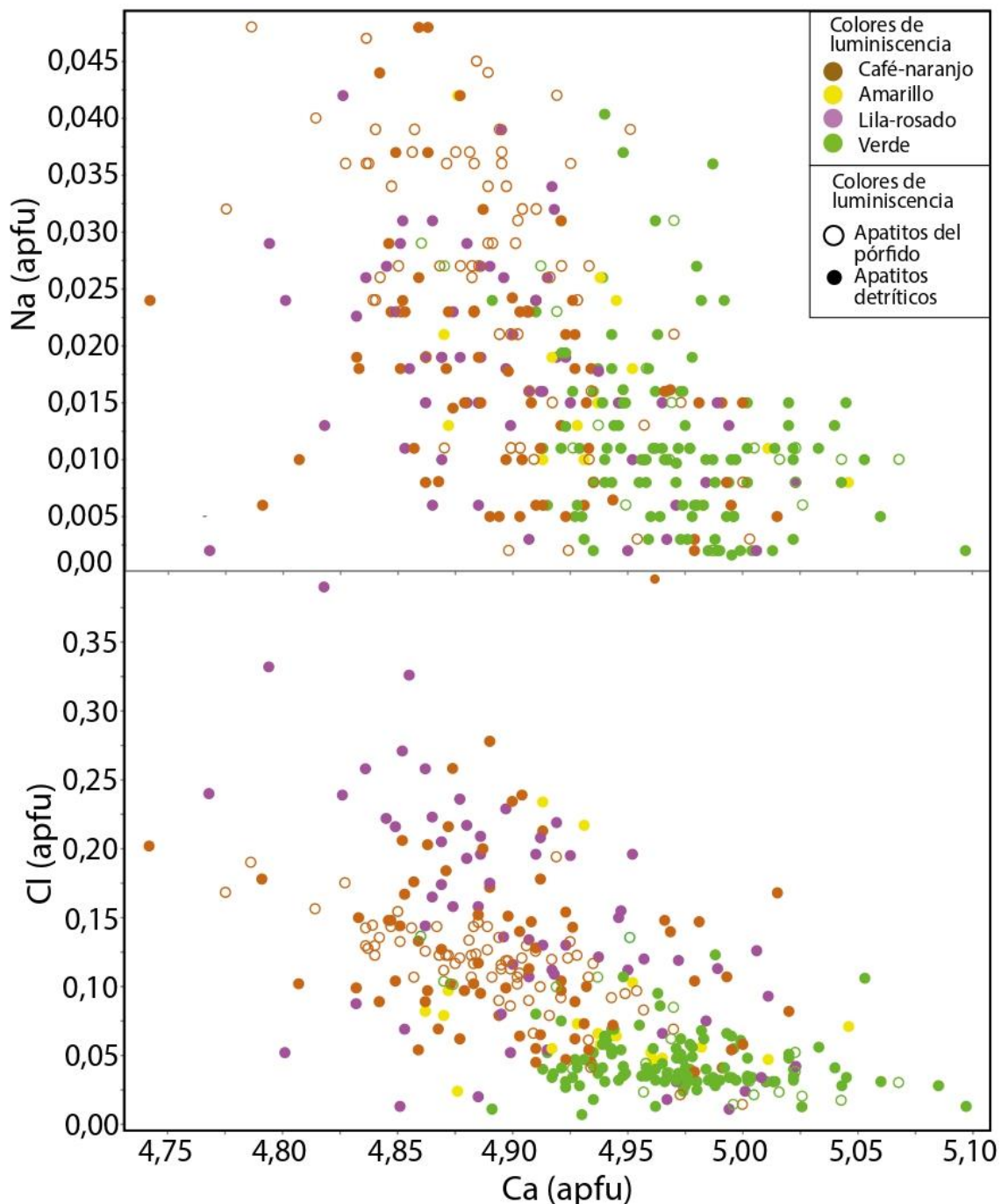


Figura 6.2 Contenido de Ca (apfu) versus Na y Mn (apfu) en apatitos con diferentes colores de luminiscencia tomados en los sedimentos de la quebrada Quipisca-Parca (QPS) y en el Complejo Intrusivo Cerro Colorado (PCC). a) Ca vs Na, b) Ca vs Mn.

En la figura 6.3 es posible apreciar el porcentaje relativo de los apatitos verdes encontrados en cada muestra recolectada en la quebrada Quipisca-Parca, la muestra QPS01 presenta el porcentaje mayor de apatitos verdes con un 57% que disminuye

considerablemente en la muestra que le sigue (QPS02), para luego mantenerse dentro de un rango entre el 27 y 45%, asumiendo que el origen de los apatitos verdes el DPC de Cerro Colorado, se esperaría una disminución en cuanto al porcentaje de estos en las muestras a medida que se distancian del pórfido así como con los clastos con óxidos de cobre, para estos últimos no se tiene una clara tendencia a la baja en cuanto a su porcentaje en cada muestra (Tabla 5.1), pero si con respecto a su tamaño, a medida que las muestras fueron encontrados más lejanas al pórfido, los clastos disminuían su tamaño, lo cual es provocado por la fragmentación de los clastos debido al transporte.

Las altas concentraciones de apatitos verdes en los puntos QPS01, QPS04, QPS08 y QPS12 en relación con los demás puntos de muestreo puede resultar de un aumento en la tasa de erosión de la fuente de estos, sin embargo, no es la única opción debido a que no se puede descartar la presencia de apatitos que provengan de otros pórfidos. El punto de muestreo QPS01 se ubica al este del CICC y posee la mayor concentración de apatitos verdes, estos pueden provenir del DPC de Cerro Colorado debido a un cambio en la dirección de erosión del pórfido o deberse a la presencia de otro pórfido aguas arriba. Para el caso del punto de muestreo QPS12, se tiene la contribución de sedimentos por parte de la quebrada Quipisca-Parca y la quebrada De Choja al norte, esta última puede contener apatitos verdes provenientes de otro pórfido.

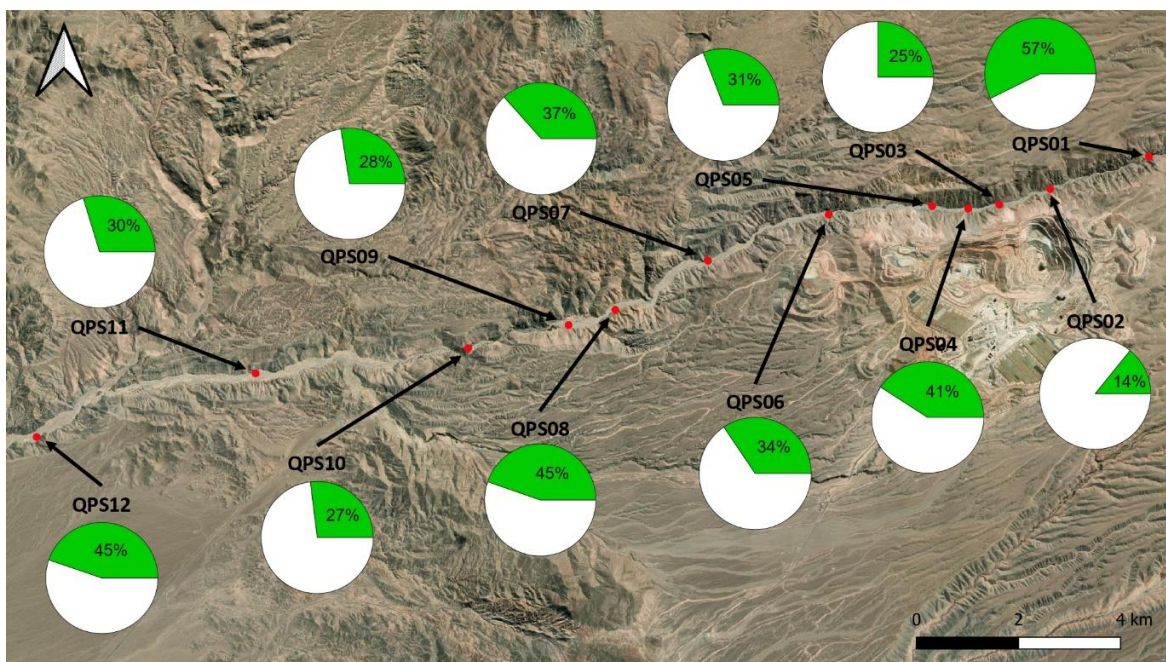


Figura 6.3 Porcentaje de apatitos verdes en cada punto de muestreo en la quebrada Quipisca-Parca.

6.3 Controversia sobre el origen de los apatitos y la edad de formación de la quebrada Quipisca-Parca

Análisis isotópicos de oxígeno y estudio geocronológicos de (U-Th-Sm)/He realizados en hematita provenientes de la zona de enriquecimiento supérgeno del DPC de Cerro Colorado muestran que la edad de exhumación máxima es pre-31 Ma y la mínima es de 19 Ma, periodo durante el cual comenzó el enriquecimiento supérgeno que se mantuvo hasta los 14.5 Ma. La deposición de las gravas de la Formación El Diablo habría comenzado posterior a los 19 Ma, el final del enriquecimiento supérgeno habría sido a los 14.5 Ma y el inicio de la incisión de la quebrada Quipisca-Parca habría comenzado posterior a los 11 Ma y se mantiene hasta la actualidad. A partir del trabajo realizado por Shaw et al., (2021), en base a dataciones en hematita, se concluye que el DPC de Cerro Colorado nunca estuvo expuesto cuando se depositaron las gravas que rellenan la quebrada (Fig. 6.4). Los apatitos alterados de color verde podrían ser el resultado de la explotación del yacimiento, proceso el cual produce gran polución, y transportados por el viento desde la explotación in situ o de los botaderos mineros que se encuentran alrededor de la mina.

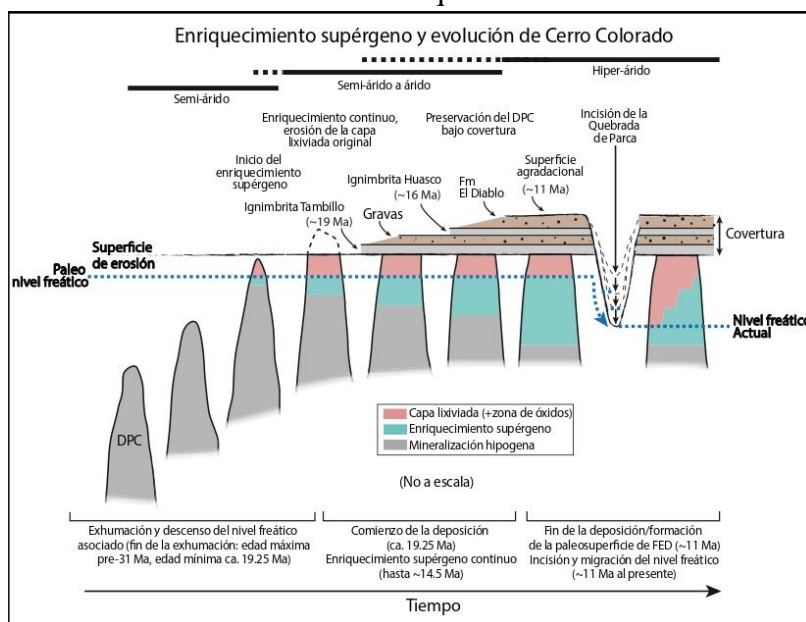


Figura 6.4 Edad de denudación y erosión del depósito de pórfido cuprífero de Cerro Colorado y de formación de la quebrada Quipisca-Parca propuesto por Shaw et al., (2021). Abreviación: FED = Formación El Diablo. Modificado de Shaw et al., (2021).

Se descarta la opción de que los apatitos sean transportados por el viento, y esta idea es sostenida por la presencia de clastos redondeados con óxidos de cobre de un tamaño considerable, entre 1 y 4 cm, encontrados en los diferentes puntos de muestreo a lo largo de la quebrada Quipisca-Parca, los cuales evidentemente no pueden ser transportados por el viento. Estos clastos, si bien son transportados por una corriente fluvial, se descartan que provengan de los botaderos del yacimiento, ya que se encontraron clastos hasta 12 km al oeste del yacimiento, después de un sector con espesa vegetación (vega) que se encuentra

entre las muestras QPS09 y QPS10 (Fig 6.5), la cual permanece intacta desde 1985 (Fig. 6.5 b), antes de que empezara la explotación de la mina. La explotación del yacimiento Cerro Colorado comenzó en 2001 (Fig 6.5 c), en la zona donde se encuentran esta vegetación también se encuentra el poblado de Quipisca, por ende, se descarta un flujo masivo de sedimentos que pueda arrastrar material detrítico de gran tamaño antes del año 1985.

Aun así, la incógnita en cuanto a la procedencia de los apatitos verdes alterados hidrotermalmente persiste. Una posibilidad es que los resultados de Shaw et al., (2021) no sean bien interpretados y los apatitos si vengan de la erosión del DPC de Cerro Colorado. Otra opción es que vengan de la erosión de gravas que contienen apatitos verdes provenientes de la erosión del pórfido, por ejemplo, la Formación Altos de Pica y la Formación El Diablo. En la carta geológica de los cuadrángulos Mamiña y Quipisca (Ladino, 2011) se documenta que los depósitos de deslizamiento, coluviales y aluviales contienen bloques desprendidos de la Formación Altos de Pica y de la Formación El Diablo. Otra opción, es que las paredes de la quebrada se hayan ido ensanchando hasta erosionar parte del Complejo Intrusivo Cerro Colorado por el costado. Carretier et al., (2018) documenta este fenómeno en quebradas del norte de Chile, localizadas al norte del área de estudio y asigna una tasa de ensanchamiento que varía entre 10^{-5} y 0,5 milímetros al año. La última opción es que estos apatitos provengan de otro DPC aún no descubierto. Estas dudas se irán aclarando a medida que este estudio sea complementado con otros estudios que utilicen minerales indicadores de pórfido, los cuales se están realizando en el área.

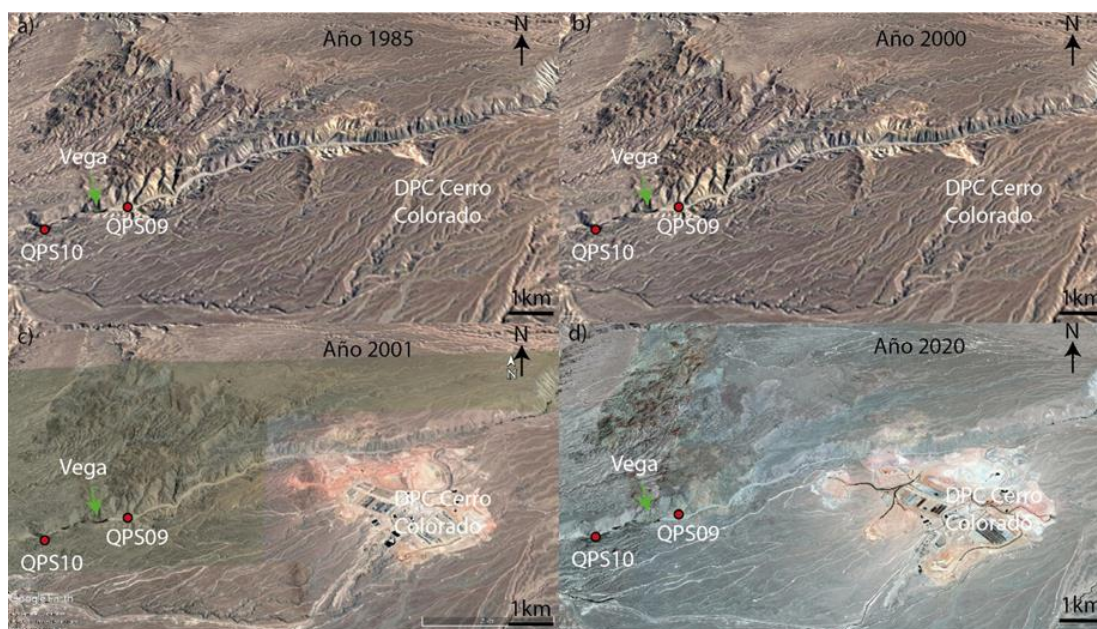


Figura 6.5 Imágenes satelitales tomadas de Google Earth que muestran la evolución de la quebrada Quipisca-Parca y del yacimiento de Cerro Colorado. a) Imagen de 1985, b) Imagen de 2000, c) Imagen de 2001, y d) Imagen de 2020.

6.4 Implicancias en la exploración

Los descubrimientos de nuevos yacimientos de cobre que sean económicamente viables han disminuido con el tiempo (Kelley et al., 2010). Esto se debe a que la mayoría de los depósitos de pórfidos cupríferos expuesto en superficie ya han sido descubiertos e implica un gran desafío encontrar nuevos depósitos que se encuentran completamente enterrados bajo una cobertura de sedimentos transportados. Los métodos de exploración convencionales, tales como, perforaciones de aire reverso (RC) o diamantina (DDH) tienen un alto valor económico, cuyo precio varía entre 50 a 80 dólares/metro para RC y de 80 a 120 dólares/metro para DDH. La geoquímica de suelos y métodos geofísicos han demostrado no ser tan eficientes en los últimos años. En este contexto, es necesario buscar métodos alternativos de exploración. Este presente trabajo muestra una prueba de conceptos, donde las características geoquímicas y petrográficas de apatitos pueden ser un buen indicador de la presencia de pórfidos de cobres en registros sedimentarios fluviales adyacentes. El uso de apatitos en sedimentos que pueden cubrir y ocultar depósitos de mineral podría ayudar a vectorizar y limitar los objetivos de exploración, y al mismo tiempo, reduciría los costos y haría los métodos convencionales de exploración más efectivo.

Aunque las características petrográfica y geoquímicas del apatito recolectados en gravas pueden ser utilizados como un buen trazador de la presencia de depósitos de pórfido constituyendo un rápido y eficiente herramienta para ser usado como un mineral indicador de pórfido, queda por testear esta metodología en diferentes ambientes sedimentarios. Así mismo, sería útil complementar el uso de apatitos con otros minerales que pueden ser utilizados como minerales indicadores de pórfido u otro tipo de depósitos minerales, tales como el zircón (Lu et al., 2016; Pizarro et al., 2019; Lee et al., 2020), rutilo (Williams and Cesbron, 1977; Scott, 2005; Rabbia et al., 2009), granate (Russell et al., 1999), titanita (Nakada, 1991; Piccoli, et al., 2000), magnetita (Canil et al., 2015; Nadoll et al., 2015), turmalina (Baksheev et al., 2012), epidota (Cooke et al., 2014b; Cooke et al., 2020) y clorita (Wilkinson et al., 2015; Neal et al., 2018. Sin embargo, a excepción del zircón (Lee et al., 2021; Pizarro in subm.) y la magnetita (Pisiak et al., 2017), su uso no ha sido probado en registros sedimentarios.

7 CONCLUSIÓN

La comparación de características petrográficas y geoquímicas entre los apatitos detríticos tomados de los sedimentos de la quebrada Quipisca-Parca y los apatitos provenientes de diferentes zonas de alteraciones hidrotermales desarrolladas en un pórfido de cobre vecino, depósito de Cerro Colorado, busca establecer el potencial de este mineral accesorio común como un trazador de la presencia de depósitos de pórfido de cobre. Además, de validar el uso de este mineral como un indicador de pórfido cuprífero. Las conclusiones de este trabajo se pueden resumir de la siguiente manera:

- Los apatitos de color de luminiscencia amarillo, naranja y café corresponden a apatitos de origen magmáticos inalterados, mientras que los apatitos de color de luminiscencia verde corresponden a apatitos alterados hidrotermalmente.
- Los apatitos de color de luminiscencia café-naranja encontrados en el depósito de pórfido cuprífero de Cerro Colorado presentan los valores más altos de Cl, Na, Mn y S y los valores más bajos de Ca y P.
- Los apatitos de color de luminiscencia verde provenientes del DPC de Cerro Colorado presentan elevadas concentraciones de Ca y una baja concentración de elementos trazas, producto de la lixiviación de estos elementos en los sitios catiónicos del Ca y en menor medida del P producida por la circulación de fluidos hidrotermales.
- La variabilidad geoquímica y color de luminiscencia de apatitos depende principalmente del tipo de alteración hidrotermal y del tamaño del pórfido cuprífero (intensidad de la alteración hidrotermal y tiempo de interacción fluido-roca).
- La alteración fílica intensa del DPC de Cerro Colorado no presenta apatitos debido a la destructividad, intensidad y acidez del fluido hidrotermal.
- Los apatitos de color de luminiscencia verde encontrados en las gravas de la quebrada Quipisca-Parca presentan valores geoquímicos similares a los apatitos verdes del DPC de Cerro Colorado y puede provenir de la erosión del pórfido o de otros pórfidos de los alrededores.
- Los apatitos de color de luminiscencia amarillo, naranja y café encontrados en las gravas de origen fluvial perenne de la quebrada Quipisca-Parca son de origen magmático y no sufrieron modificación hidrotermal.
- Los apatitos de color de luminiscencia lila-rosado encontrados en las gravas de la quebrada Quipisca-Parca pueden ser el resultado de la interacción de apatitos detríticos con procesos exógenos.

- Las diferentes concentraciones de apatitos encontrados en las gravas de la quebrada Quipisca-Parca pueden indicar un cambio en la tasa y en la dirección de erosión o la presencia de un depósito de pórfido cuprífero oculto.
- Los apatitos de color verde provendría de la erosión del DPC de Cerro Colorado y/o de la erosión de la Formación Altos de Picas o de la Formación El Diablo, las cuales pueden contener apatitos modificados hidrotermalmente y/o provenientes de un depósito de pórfido cuprífero oculto.
- El apatito puede ser utilizado como un mineral indicador de pórfido y como una herramienta efectiva de exploración en la búsqueda de DPC bajo coberturas sedimentarias transportadas, ayudando a vectorizar, limitar el tamaño de exploración, reducir los costos y hacer a los métodos de exploración convencional más efectivos.

8 REFERENCIAS

- Averill, S. A. (2001). The application of heavy indicator mineralogy in mineral exploration with emphasis on base metal indicators in glaciated metamorphic and plutonic terrains. Geological Society, London, Special Publications, 185(1), 69-81.
- Averill, S. A. (2011). Viable indicator minerals in surficial sediments for two major base metal deposit types: Ni-Cu-PGE and porphyry Cu.
- Ballard, J. R., Palin, M. J., & Campbell, I. H. (2002). Relative oxidation states of magmas inferred from Ce (IV)/Ce (III) in zircon: application to porphyry copper deposits of northern Chile. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 144(3), 347-364.
- Baksheev, I. A., Prokof'ev, V. Y., Zaraisky, G. P., Chitalin, A. F., Yapaskurt, V. O., Nikolaev, Y. N., ... & Kononov, O. V. (2012). Tourmaline as a prospecting guide for the porphyry-style deposits. *European Journal of Mineralogy*, 24(6), 957-979.
- Beane, R.E., and Titley, S.R. (1981). Porphyry copper deposits. Part II. Hydrothermal alteration and mineralization: *Economic Geology*, 75th Anniversary Volume, p. 235-269.
- Beane, R.E., and Bodnar, R.J. (1995). Hydrothermal fluids and hydrothermal alteration in porphyry copper deposits: *Arizona Geological Society Digest* 20, p. 83-93.
- Belousova, E. A., Griffin, W. L., O'Reilly, S. Y., & Fisher, N. I. (2002). Apatite as an indicator mineral for mineral exploration: trace-element compositions and their relationship to host rock type. *Journal of Geochemical Exploration*, 76(1), 45-69.
- Blanco, N. (2008). Estratigrafía y evolución tectono-sedimentaria de la cuenca cenozoica de Calama (Chile, 22°S). Universidad de Barcelona (Tesis de Master de Geología Experimental).
- Blundy, J., & Wood, B. (2003). Partitioning of trace elements between crystals and melts. *Earth and Planetary Science Letters*, 210(3-4), 383-397.
- Bouzari, F., & Clark, A. H. (2002). Anatomy, evolution, and metallogenic significance of the supergene orebody of the Cerro Colorado porphyry copper deposit, I Región, northern Chile. *Economic Geology*, 97(8), 1701-1740.
- Bouzari, F., & Clark, A. H. (2006). Prograde evolution and geothermal affinities of a major porphyry copper deposit: the Cerro Colorado hypogene protore, I Región, northern Chile. *Economic Geology*, 101(1), 95-134.
- Bouzari, F., Hart, C. J., Bissig, T., & Barker, S. (2016). Hydrothermal alteration revealed by apatite luminescence and chemistry: A potential indicator mineral for exploring covered porphyry copper deposits. *Economic Geology*, 111(6), 1397-1410.
- Boyce, J. W., & Hervig, R. L. (2009). Apatite as a monitor of late-stage magmatic processes at Volcán Irazú, Costa Rica. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 157(2), 135-145.
- Broom-Fendley, S., Styles, M. T., Appleton, J. D., Gunn, G., & Wall, F. (2016). Evidence for dissolution-reprecipitation of apatite and preferential LREE mobility in carbonatite-derived late-stage hydrothermal processes. *American Mineralogist*, 101(3), 596-611.
- Cao, M., Li, G., Qin, K., Seitmuratova, E. Y., & Liu, Y. (2012). Major and trace element characteristics of apatites in granitoids from Central Kazakhstan: implications for petrogenesis and mineralization. *Resource Geology*, 62(1), 63-83.

- Cao, M.J., Evans, N.J., Hollings, P., Cooke, D.R., McInnes, B.I., Qin, K. (2021) Apatite texture, composition, and O-Sr-Nd isotope signatures record magmatic and hydrothermal fluid characteristics at the black mountain porphyry deposit, Philippines. *Economic Geology*, 116(5), 1189-1207.
- Carretier, S., Tolorza, V., Regard, V., Aguilar, G., Bermúdez, M. A., Martinod, J., ... & Riquelme, R. (2018). Review of erosion dynamics along the major NS climatic gradient in Chile and perspectives. *Geomorphology*, 300, 45-68.
- Casillas, R., Nagy, G., Pantó, G., Brändle, J., Fórizs, I. (1995). Occurrence of Th, U, Y, Zr, and REE-bearing accessory minerals in late-Variscan granitic rocks from the Sierra de Guadarrama (Spain). *European Journal of Mineralogy* 7, 989–1006.
- Camus, F. (2003). *Geología de los sistemas porfíricos en los Andes de Chile: Santiago, Chile*, Servicio Nacional de Geología y Minería, 267 p.
- Chavez, W. X. (2000). Supergene oxidation of copper deposits: zoning and distribution of copper oxide minerals. *SEG Discovery*, (41), 1-21.
- Comodi, P., Liu, Y., Stoppa, F., & Woolley, A. R. (1999). A multi-method analysis of Si-, S-and REE-rich apatite from a new find of kalsilite-bearing leucitite (Abruzzi, Italy). *Mineralogical Magazine*, 63(5), 661-672
- Cooke, D. R., Hollings, P., Wilkinson, J. J., & Tosdal, R. M. (2014). *Geochemistry of Porphyry Deposits. Treatise on Geochemistry, Second Edition*. Holland H.D. & Turekian K.K. Elsevier: 357-381. Oxford.
- Cooke, D. R., Wilkinson, J. J., Baker, M., Agnew, P., Phillips, J., Chang, Z., ... & Martin, H. (2020). Using mineral chemistry to aid exploration: A case study from the Resolution porphyry Cu-Mo deposit, Arizona. *Economic Geology*, 115(4), 813-840.
- Cotton, W.B. (2003). *Near Infrared and XRD Quantification of Porphyry Copper Alteration at Cerro Colorado and Spence, Chile*. PhD tesis. University of Colorado, Boulder, USA.
- Deer, W.A., Howie, R.A., and Zussman, J. (2013) *An Introduction to the Rock-Forming Minerals* (3rd edition), 498 p. The Mineralogical Society, London.
- Dilles, J. H. (1987). Petrology of the Yerington Batholith, Nevada; evidence for evolution of porphyry copper ore fluids. *Economic Geology*, 82(7), 1750-1789
- Dingman, R. J., & Galli Olivier, C. (1962). Cuadrángulos Pica, Alca, Matilla y Chacarilla, con un estudio sobre los recursos de agua subterránea: Provincia de Tarapacá. Escala 1: 50.000.
- Fernández-Mort, A., Riquelme, R., Alonso-Zarza, A.M., Campos, E., Bissig, T., Mpodozis, C., Carretier, S., Herrera, C., Tapia, M., Pizarro, H., Muñoz, S. (2018). A genetic model based on evapoconcentration for sediment-hosted exotic-Cu mineralization in arid environments: the case of the El Tesoro central copper deposit, Atacama Desert, Chile. *Mineral. Deposita* 1–21.
- Galli, C. (1957). Las formaciones geológicas en el borde occidental de la Puna de Atacama, sector de Pica, Tarapacá. *Minerales*, 56, 14-26.
- Hughes, J. M., Cameron, M., & Crowley, K. D. (1989). Structural variations in natural F, OH, and Cl apatites. *American Mineralogist*, 74(7-8), 870-876.

- Jordan, T. E., Kirk-Lawlor, N. E., Blanco, N. P., Rech, J. A., & Cosentino, N. J. (2014). Landscape modification in response to repeated onset of hyperarid paleoclimate states since 14 Ma, Atacama Desert, Chile. *Bulletin*, 126(7-8), 1016-1046.
- Kelley, K. D., Lang, J., & Eppinger, R. G. (2010). Exploration geochemistry at the giant Pebble porphyry Cu-Au-Mo deposit, Alaska. *SEG Discovery*, (80), 1-23.
- Kempe, U., and Götze, J. (2002). Cathodoluminescence (CL) behaviour and crystal chemistry of apatite from rare-metal deposits: *Mineralogical Magazine*, v. 66, p. 151–172.
- Kouzmanov, K., & Pokrovski, G. S. (2012). Hydrothermal controls on metal distribution in porphyry Cu (-Mo-Au) systems: *Society of Economic Geologists Special Publication 16*.
- Ladino, M. (2011). *Geología de los Cuadrángulos Mamiña y Quipisca, Región de Tarapacá*. Servicio Nacional de Geología y Minería, Informe Registrado IR-11-46: 31 p., 2 mapas escala 1:50.000. Santiago.
- Lee, R. G., Byrne, K., D'Angelo, M., Hart, C. J., Hollings, P., Gleeson, S. A., & Alfaro, M. (2021). Using zircon trace element composition to assess porphyry copper potential of the Guichon Creek batholith and Highland Valley Copper deposit, south-central British Columbia. *Mineralium Deposita*, 56(2), 215-238.
- Loucks, R. R. (2014). Distinctive composition of copper-ore-forming arc magmas. *Australian Journal of Earth Sciences*, 61(1), 5-16.
- Lowell, D. J., & Gilbert, J. D. (1970). Lateral and Vertical Alteration-Mineralization Zoning in. *Porphyry Ore Deposits, Ec., geol.*, 65, 4.
- Lu, Y. J., Loucks, R. R., Fiorentini, M., McCuaig, T. C., Evans, N. J., Yang, Z. M., Hou, Z., Kirkland, C., Parra-Avila, L. and Kobussen, A. (2016). Zircon compositions as a pathfinder for porphyry Cu±Mo±Au deposits. *Society of Economic Geologists Special Publication*, 19, 329-347.
- Maksaev, V. (1990). *Metallogeny Geological Evolution and Thermochemistry of the Chilean Andes Between Latitudes 21° and 26° South. and the Origin of Major Porphyry Copper Deposits*. Ph.D. Thesis. Dalhousie University. Halifax. 544 p.
- Mao, M., Rukhlov, A. S., Rowins, S. M., Spence, J., & Coogan, L. A. (2016). Apatite trace element compositions: a robust new tool for mineral exploration. *Economic Geology*, 111(5), 1187-1222.
- Muñoz-Tolorza, V. (2007). *Evolución morfoestructural del piedemonte altiplánico chileno durante el Cenozoico Superior entre la quebrada de Tarapacá y la quebrada de Sagasca (19° 45'S–20° 15'S)*. Memoria de Título, Departamento de Geología, Universidad de Chile, Santiago.
- Nadoll, P., Mauk, J. L., Leveille, R. A., & Koenig, A. E. (2015). Geochemistry of magnetite from porphyry Cu and skarn deposits in the southwestern United States. *Mineralium Deposita*, 50(4), 493-515.
- Nakada, S. (1991). Magmatic processes in titanite-bearing dacites, central Andes of Chile and Bolivia. *American Mineralogist*, 76(3-4), 548-560.
- Neal, L. C., Wilkinson, J. J., Mason, P. J., & Chang, Z. (2018). Spectral characteristics of propylitic alteration minerals as a vectoring tool for porphyry copper deposits. *Journal of Geochemical Exploration*, 184, 179-198.
- Pan, Y., & Fleet, M. E. (2002). Compositions of the apatite-group minerals: substitution mechanisms and controlling factors. *Reviews in mineralogy and geochemistry*, 48(1), 13-49.

- Pan, L. C., Hu, R. Z., Wang, X. S., Bi, X. W., Zhu, J. J., & Li, C. (2016). Apatite trace element and halogen compositions as petrogenetic-metallogenic indicators: Examples from four granite plutons in the Sanjiang region, SW China. *Lithos*, 254, 118-130.
- Peng, G., Luhr, J.F., and McGee, J.J. (1997). Factors controlling sulfur concentrations in volcanic apatite. *American Mineralogist*, v. 82, p. 1210–1224.
- Piccoli, P., Candela, P., & Rivers, M. (2000). Interpreting magmatic processes from accessory phases: titanite—a small-scale recorder of large-scale processes. *Earth and Environmental Science Transactions of the Royal Society of Edinburgh*, 91(1-2), 257-267.
- Pisiak, L. K., Canil, D., Lacourse, T., Plouffe, A., & Ferbey, T. (2017). Magnetite as an indicator mineral in the exploration of porphyry deposits: A case study in till near the Mount Polley Cu-Au deposit, British Columbia, Canada. *Economic Geology*, 112(4), 919-940.
- Pizarro, H., Rouse, S., Riquelme, R., Veloso, E., Campos, E., González, R., ... & Muñoz, S. (2019). The origin of the magnetic record in Eocene-Miocene coarse-grained sediments deposited in hyper-arid/arid conditions: Examples from the Atacama Desert. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 516, 322-335.
- Pouchou, J. L., & Pichoir, F. (1985). PAP'j (rZ) procedure for improved quantitative microanalysis. Pp. 104–106 in: *Microbeam Analysis* (JT Armstrong, editor).
- Rabbia, O. M., Hernández, L. B., French, D. H., King, R. W., & Ayers, J. C. (2009). The El Teniente porphyry Cu–Mo deposit from a hydrothermal rutile perspective. *Mineralium Deposita*, 44(8), 849.
- Richards, J. P. (2003). Tectono-magmatic precursors for porphyry Cu-(Mo-Au) deposit formation. *Economic geology*, 98(8), 1515-1533.
- Richards, J. P. (2011). High Sr/Y arc magmas and porphyry Cu±Mo±Au deposits: just add water. *Economic Geology*, 106(7), 1075-1081.
- Richards, J. P. (2015). The oxidation state, and sulfur and Cu contents of arc magmas: implications for metallogeny. *Lithos*, 233, 27-45
- Richards, J. P., Spell, T., Rameh, E., Razique, A., & Fletcher, T. (2012). High Sr/Y magmas reflect arc maturity, high magmatic water content, and porphyry Cu±Mo±Au potential: Examples from the Tethyan arcs of central and eastern Iran and western Pakistan. *Economic Geology*, 107(2), 295-332.
- Riquelme, R., Tapia, M., Campos, E., Mpodozis, C., Carretier, S., González, R., Muñoz, S., Fernández-Mort, A., Sanchez, C., Marquardt, C. (2018). Supergene and exotic Cu mineralization occurs during periods of landscape stability in the Centinela Mining District, Atacama Desert. *Basin Res.* 30 (3), 395–425.
- Rønsbo, J. G. (1989). Coupled substitutions involving REEs and Na and Si in apatites in alkaline rocks from the Ilimaussaq intrusion, South Greenland, and the petrological implications. *American Mineralogist*, 74(7-8), 896-901
- Rose, A. W. (1970). Zonal relations of wallrock alteration and sulfide distribution at porphyry copper deposits. *Economic Geology*, 65(8), 920-936.
- Russell, J. K., Dipple, G. M., Lang, J. R., & Lueck, B. (1999). Major-element discrimination of titanium andradite from magmatic and hydrothermal environments; an example from the Canadian Cordillera. *European Journal of Mineralogy*, 11(6), 919-935.

- Scott, K. M. (2005). Rutile geochemistry as a guide to porphyry Cu–Au mineralization, Northparkes, new South Wales, Australia. *Geochemistry: Exploration, Environment, Analysis*, 5(3), 247-253.
- Sha, L. K., & Chappell, B. W. (1999). Apatite chemical composition, determined by electron microprobe and laser-ablation inductively coupled plasma mass spectrometry, as a probe into granite petrogenesis. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 63(22), 3861-3881.
- Shaw, J. M., Evenstar, L., Cooper, F. J., Adams, B. A., Boyce, A. J., Hofmann, F., & Farley, K. A. (2021). A rusty record of weathering and groundwater movement in the hyperarid Central Andes. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 22(8), e2021GC009759.
- Sillitoe, R. H. (1972). A plate tectonic model for the origin of porphyry copper deposits. *Economic geology*, 67(2), 184-197.
- Sillitoe, R. H. (2010). Porphyry copper systems. *Economic geology*, 105(1), 3-41.
- Thomas, A. (1967). Cuadrángulo Mamiña, Provincia de Tarapacá. Instituto de Investigaciones Geológicas, Carta Geológica de Chile 17: 49 p., 1 mapa escala 1:50.000. Santiago.
- Tobar, A., Salas, R., Kast, R. (1968). Cuadrángulos Camaraca y Azapa, Provincia de Tarapacá. Instituto de Investigaciones Geológicas, Carta Geológica de Chile 19-20, 13 p., Santiago.
- Tsang, D. P., Wallis, S. R., Yamamoto, K., Takeuchi, M., Hidaka, H., Horie, K., & Tattitch, B. C. (2018). Zircon U–Pb geochronology and geochemistry of the Cerro Colorado porphyry copper deposit, northern Chile. *Ore Geology Reviews*, 93, 114-140.
- Vergara, H., Thomas, A. (1984). Hoja Collacagua, Región de Tarapacá. Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile 59: 79 p., 1 mapa escala 1: 250.000. Santiago.
- Vogel, S., & Vila, T. (1980). Cuadrángulos Arica y Poconchile. Región de Tarapacá. Escala 1: 100.000.
- Watson, E. B. (1980). Apatite and phosphorus in mantle source regions: an experimental study of apatite/melt equilibria at pressures to 25 kbar. *Earth and Planetary Science Letters*, 51(2), 322-335.
- Wilkinson, J. J., Chang, Z., Cooke, D. R., Baker, M. J., Wilkinson, C. C., Inglis, S., ... & Gemmill, J. B. (2015). The chlorite proximator: A new tool for detecting porphyry ore deposits. *Journal of Geochemical Exploration*, 152, 10-26.
- Williams, S. A., & Cesbron, F. P. (1977). Rutile and apatite: useful prospecting guides for porphyry copper deposits. *Mineralogical Magazine*, 41(318), 288-292.

ANEXOS

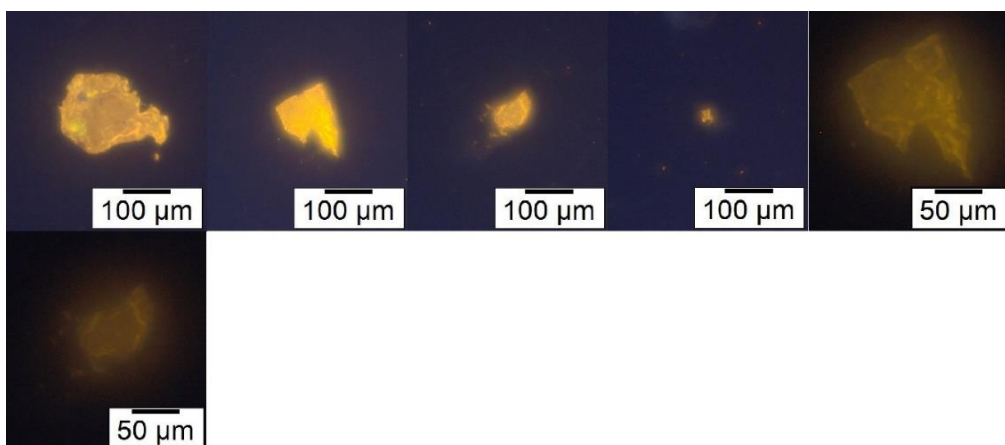
Anexo A: Datos de muestreo

Tabla 0.1 Información relacionada a las muestras recolectadas.

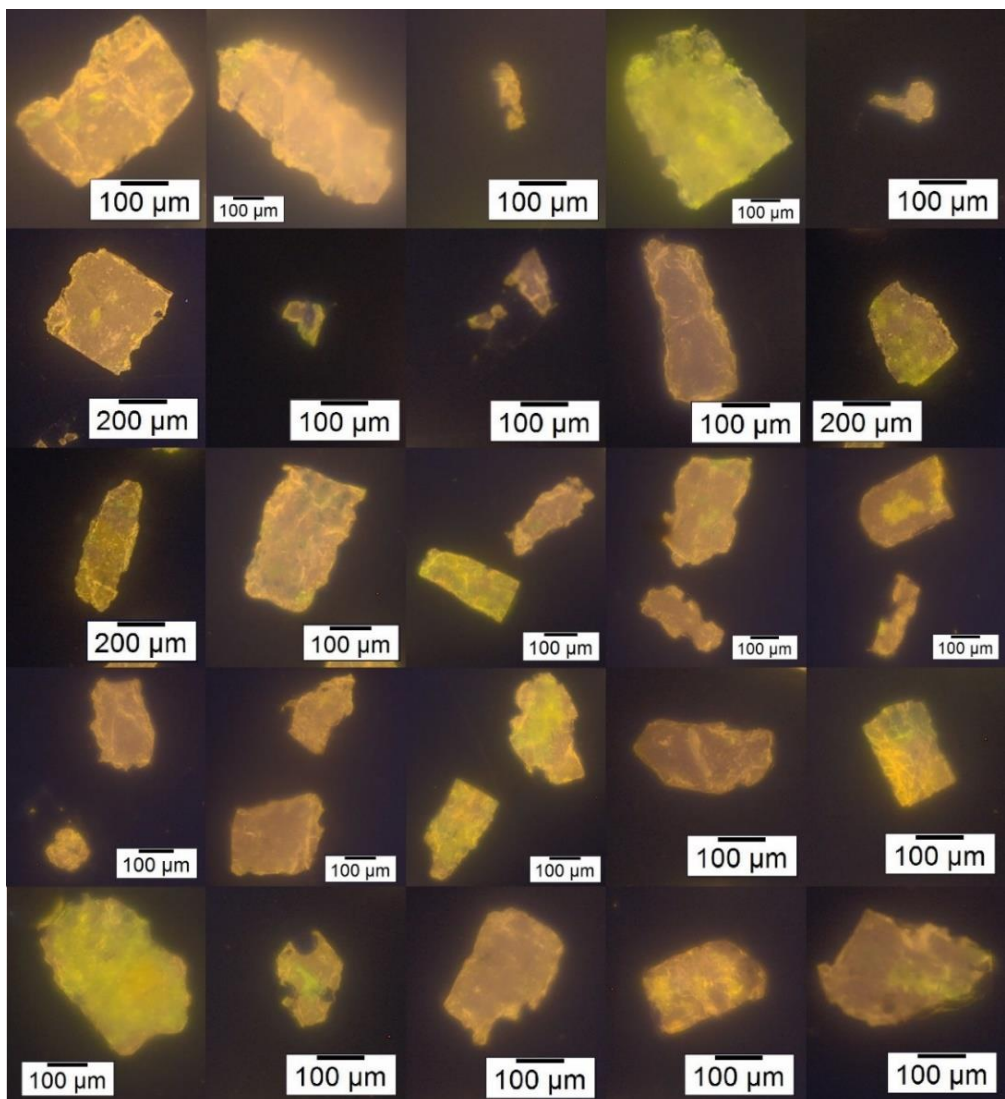
Código de Muestra	Coordenadas Geográficas		Altitud (m s.n.m.)	Procedencia	Distancia de la muestra al pórfido (km)
	Este	Sur			
QPS01	475462	7785349	2443	Sedimentos - Quebrada Quipisca-Parca	3.34
QPS02	473450	7784611	2344	Sedimentos - Quebrada Quipisca-Parca	1.39
QPS03	472500	7784347	2298	Sedimentos - Quebrada Quipisca-Parca	0.72
QPS04	472532	7784347	2281	Sedimentos - Quebrada Quipisca-Parca	0.95
QPS05	471216	7784314	2241	Sedimentos - Quebrada Quipisca-Parca	1.56
QPS06	469187	7784133	2148	Sedimentos - Quebrada Quipisca-Parca	3.46
QPS07	466821	7783175	2040	Sedimentos - Quebrada Quipisca-Parca	5.81
QPS08	465012	7782149	1937	Sedimentos - Quebrada Quipisca-Parca	7.75
QPS09	464086	7781834	1896	Sedimentos - Quebrada Quipisca-Parca	8.73
QPS10	462115	7781348	1825	Sedimentos - Quebrada Quipisca-Parca	10.7
QPS11	457953	7780817	1637	Sedimentos - Quebrada Quipisca-Parca	14.9
QPS12	453669	7779487	1483	Sedimentos - Quebrada Quipisca-Parca	19.4
PCC01	473323	7783639		Pórfido - Alteración Potásica	
PCC02	472062	7782606		Pórfido - Alteración Potásica	
PCC03	472054	7782588		Andesita - Alteración Potásica	
PCC04	473877	7784059		Pórfido - Alteración Fílica	
PCC05	471970	7784014		Andesita - Alteración Propilítica	

Anexo B: Imágenes de catodoluminiscencia de apatitos

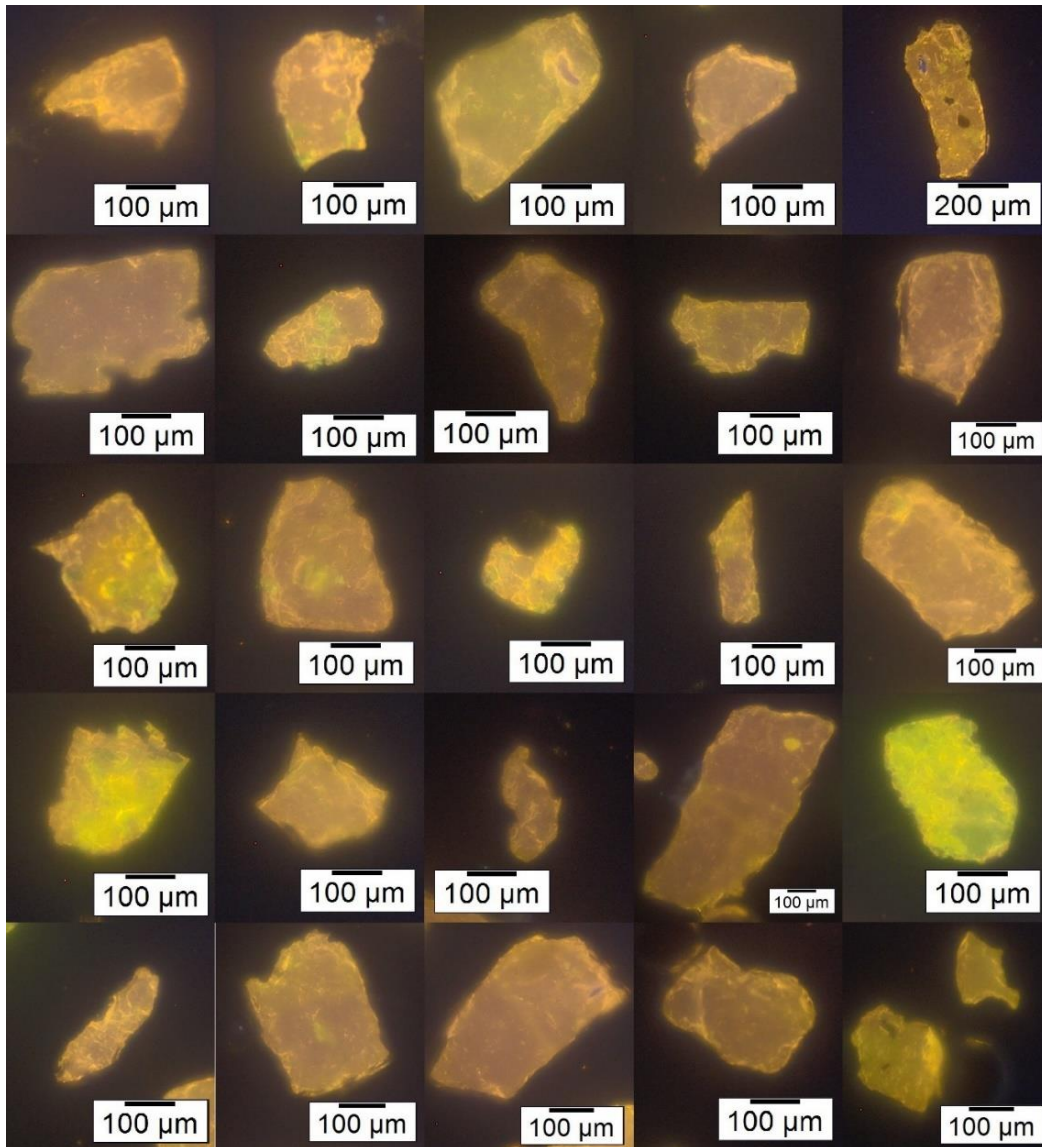
Muestra: PCC01



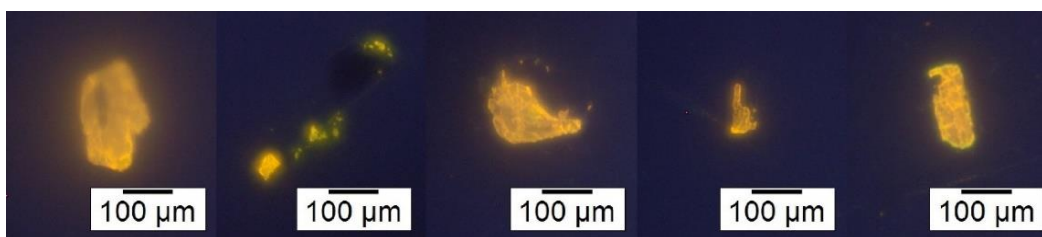
Muestra: PCC02



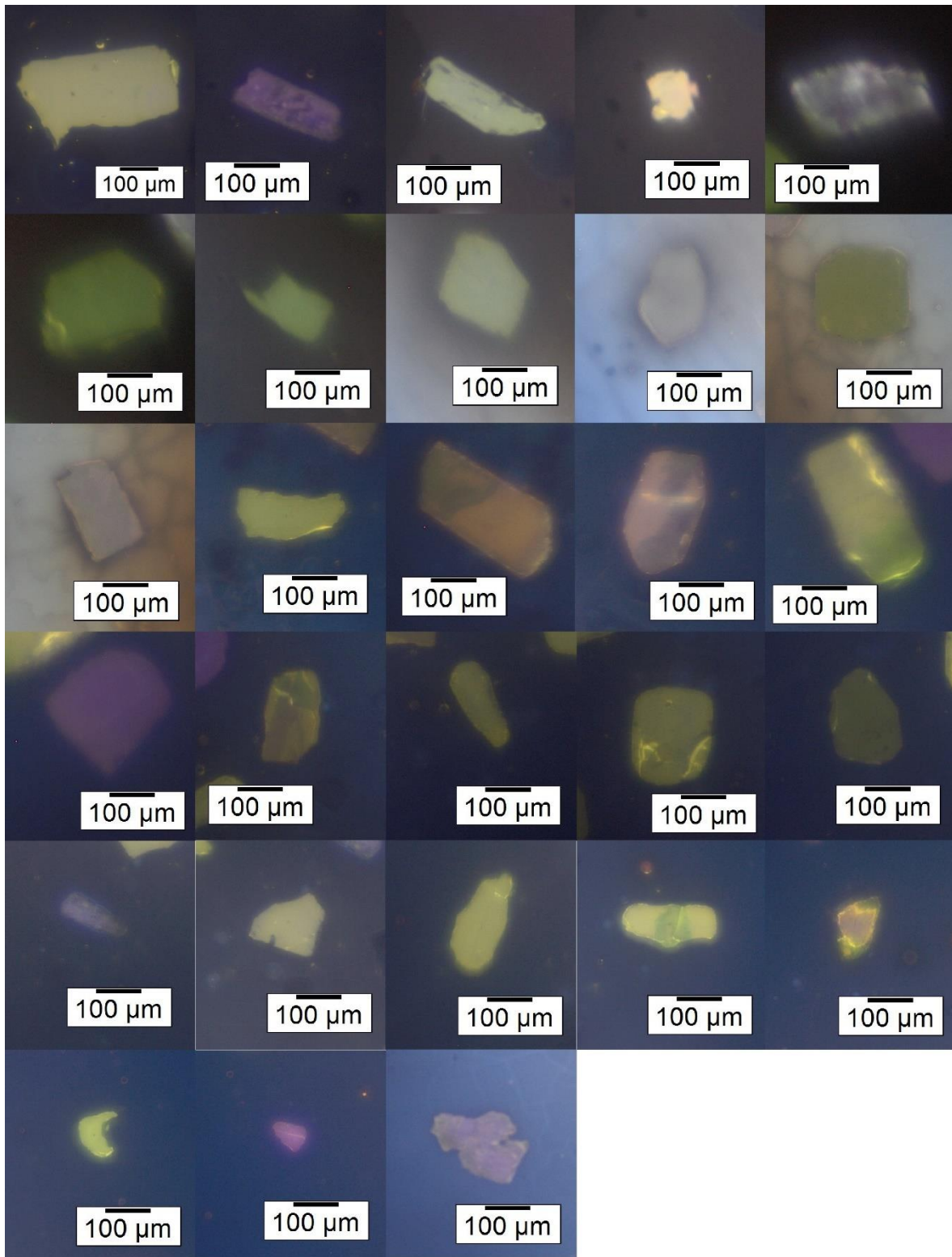
Muestra: PCC03



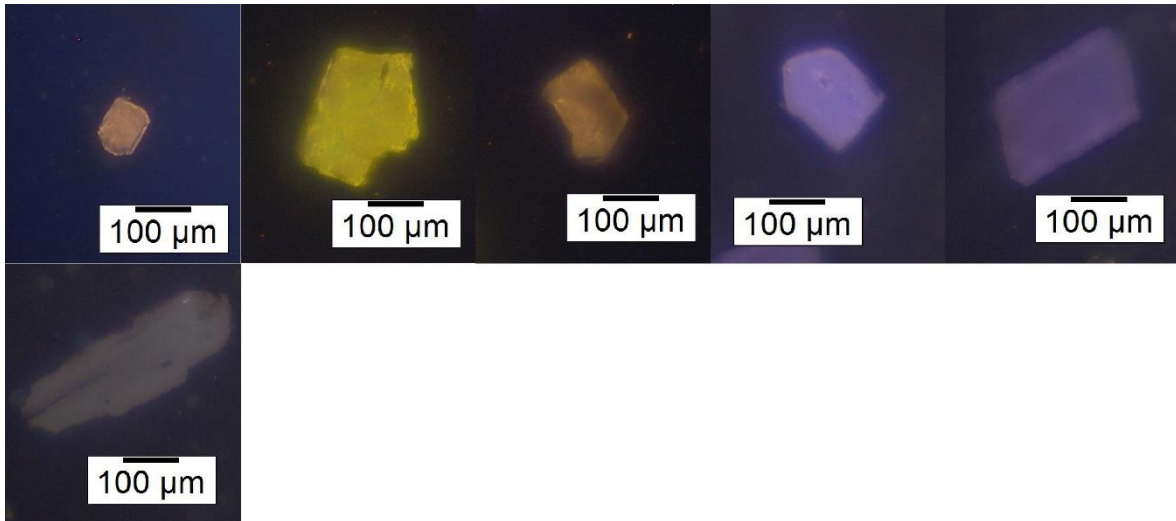
Muestra: PCC05



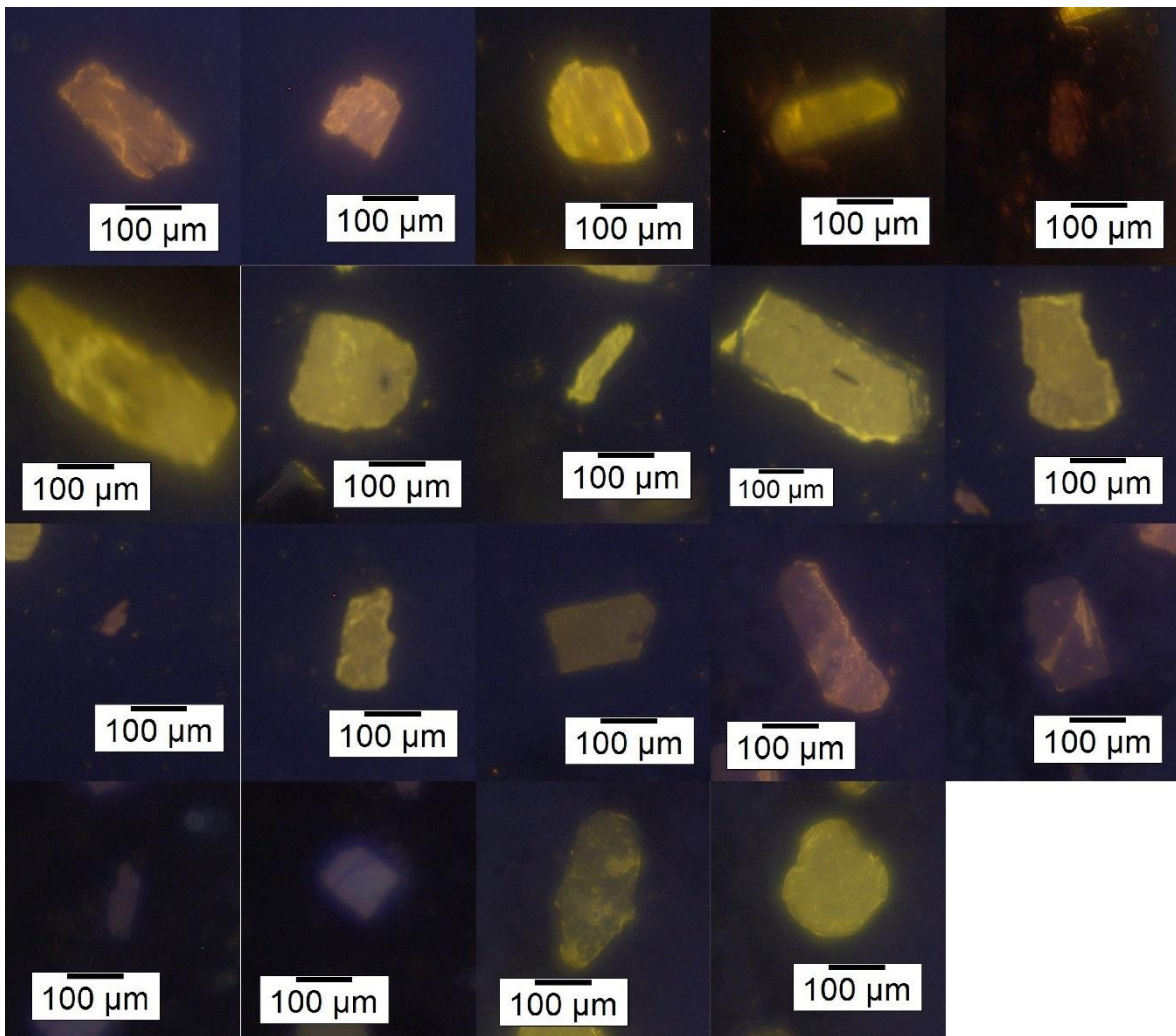
Muestra: QPS01



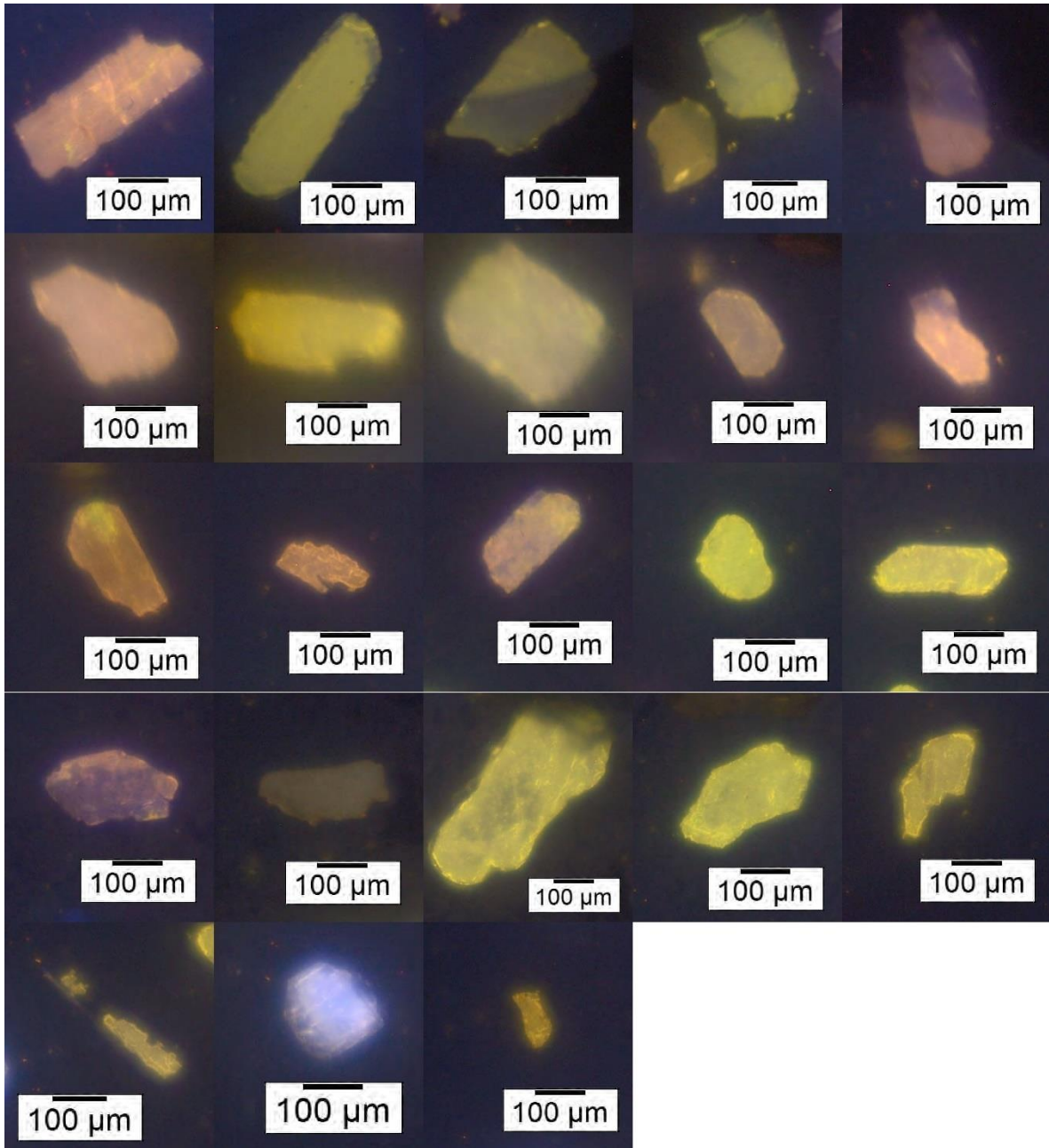
Muestra: QPS02



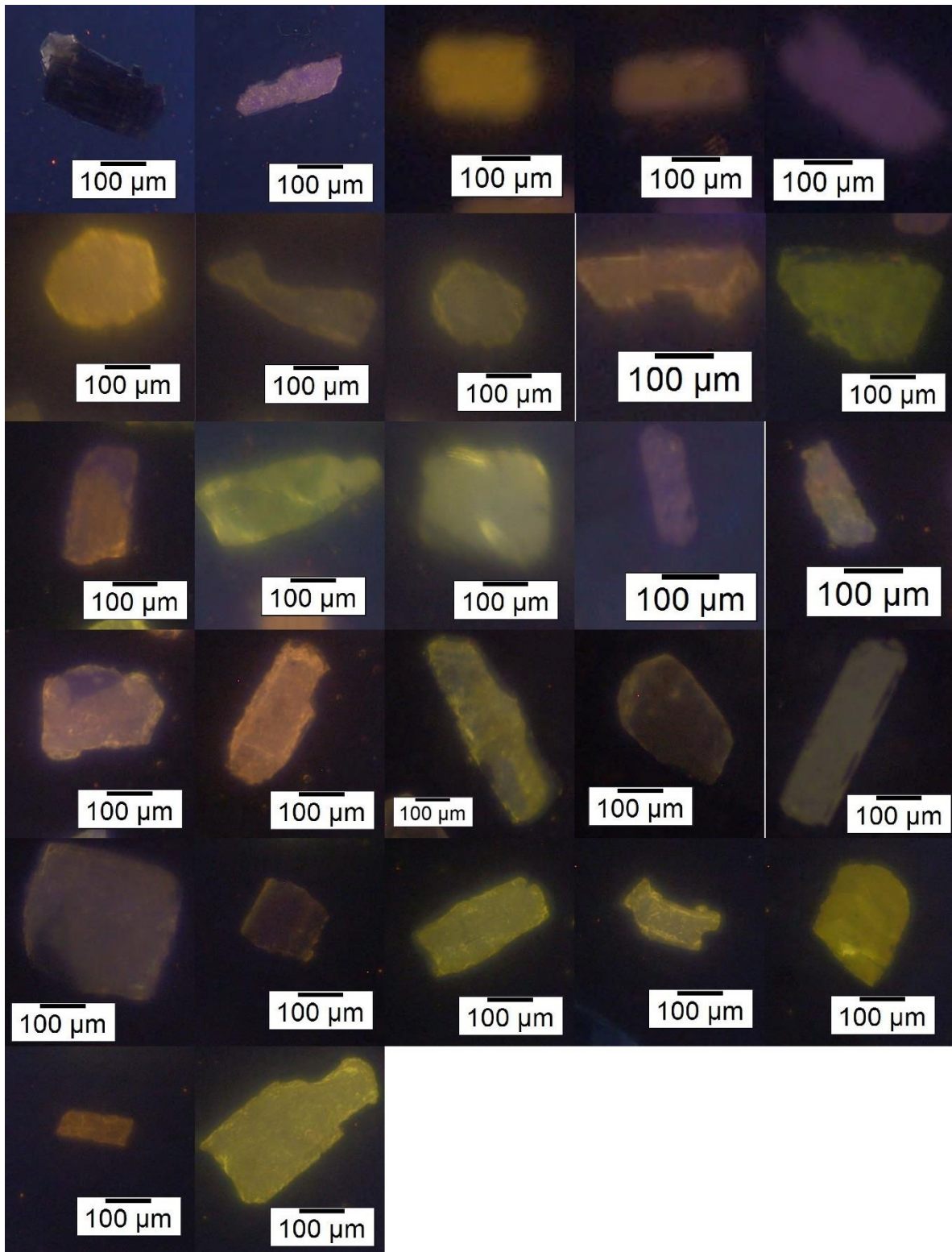
Muestra: QPS03



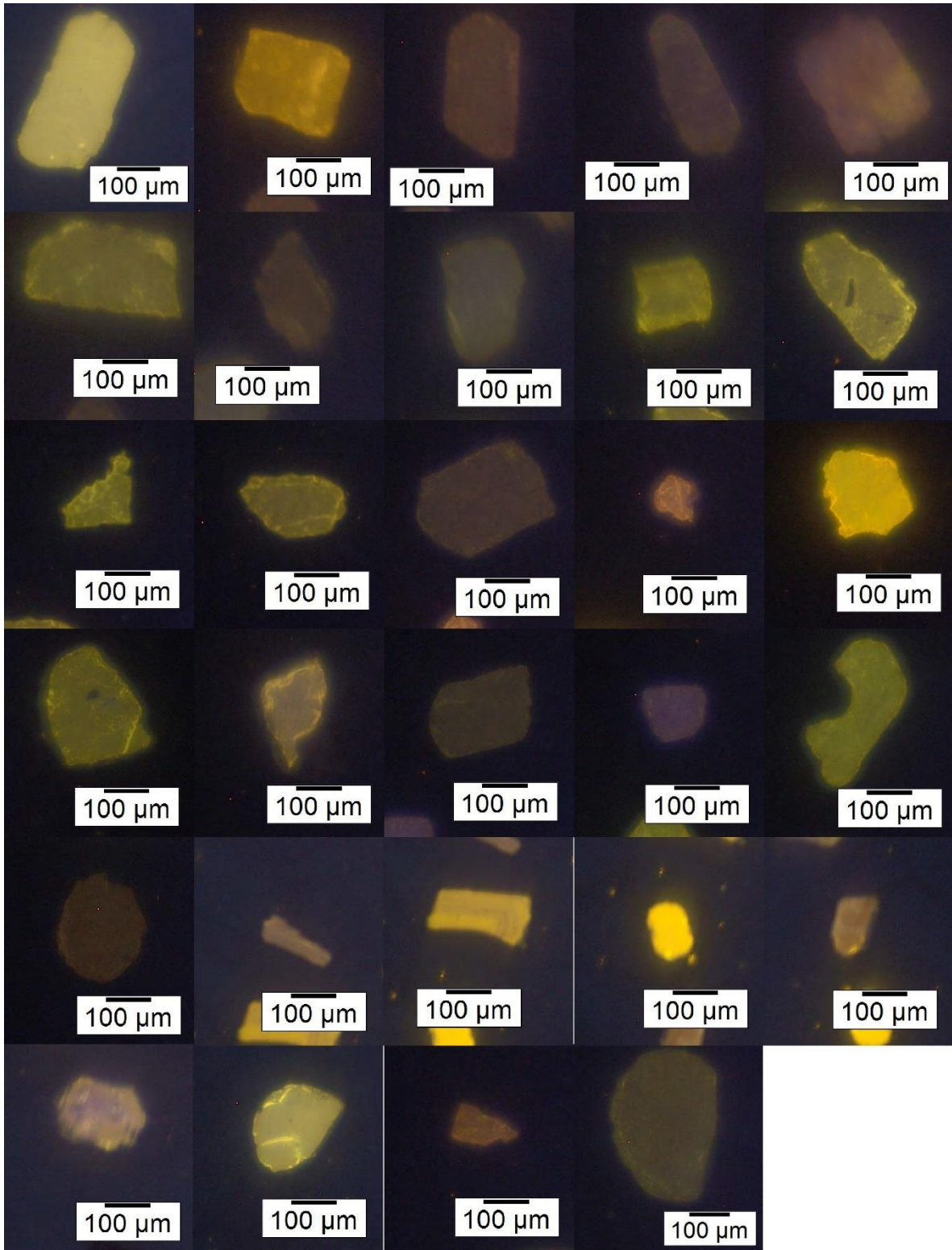
Muestra: QPS04



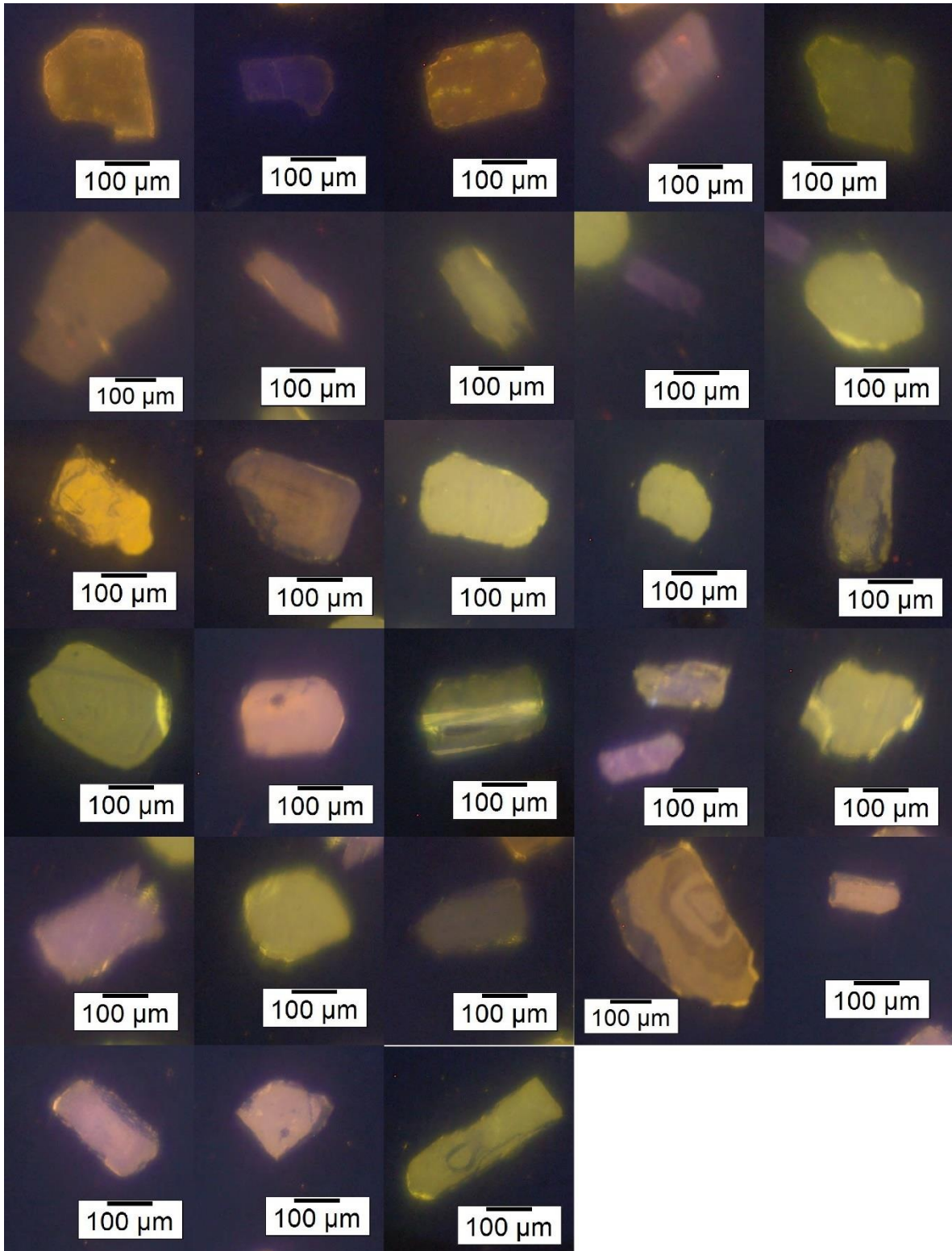
Muestra: QPS05



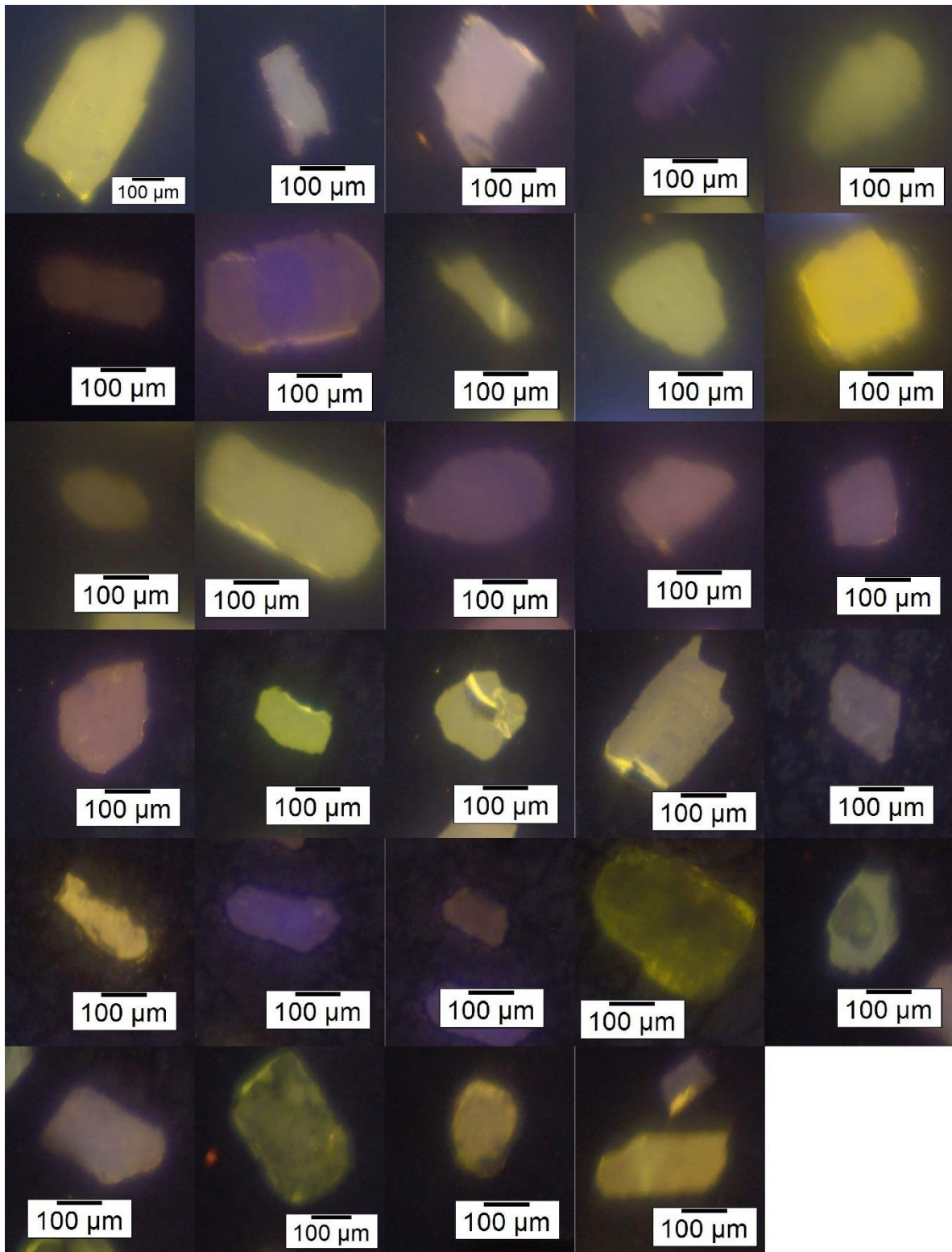
Muestra: QPS06



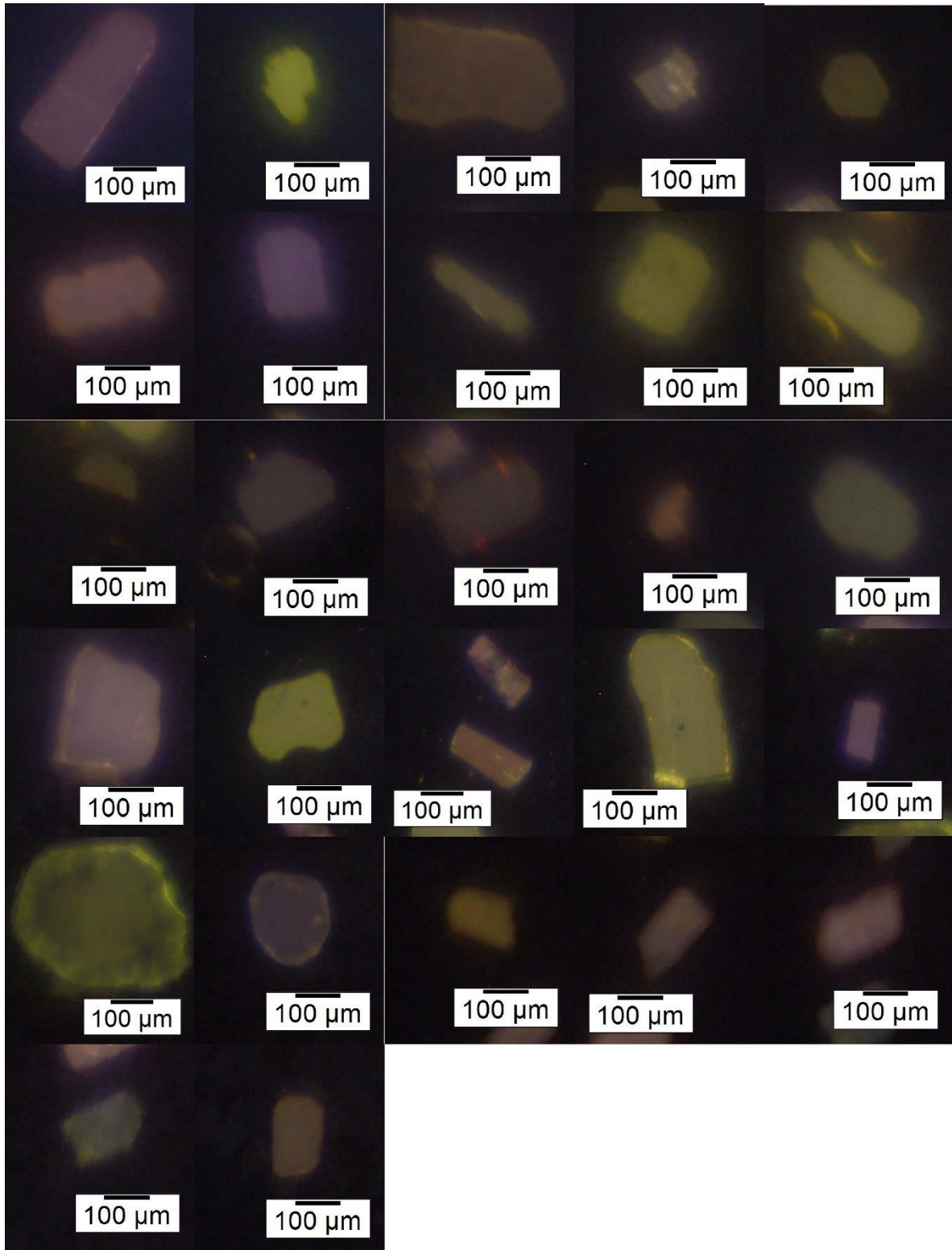
Muestra: QPS07



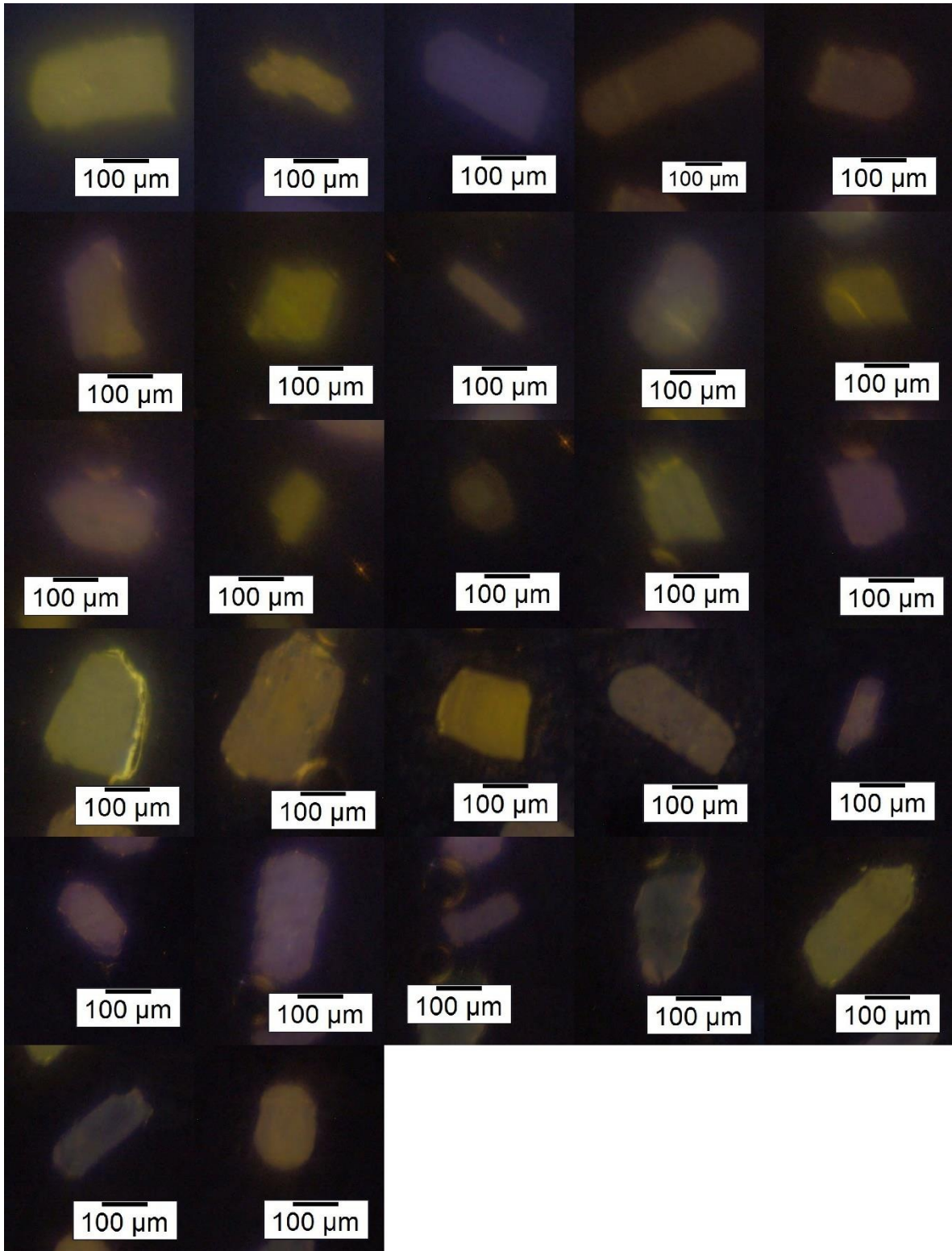
Muestra: QPS08



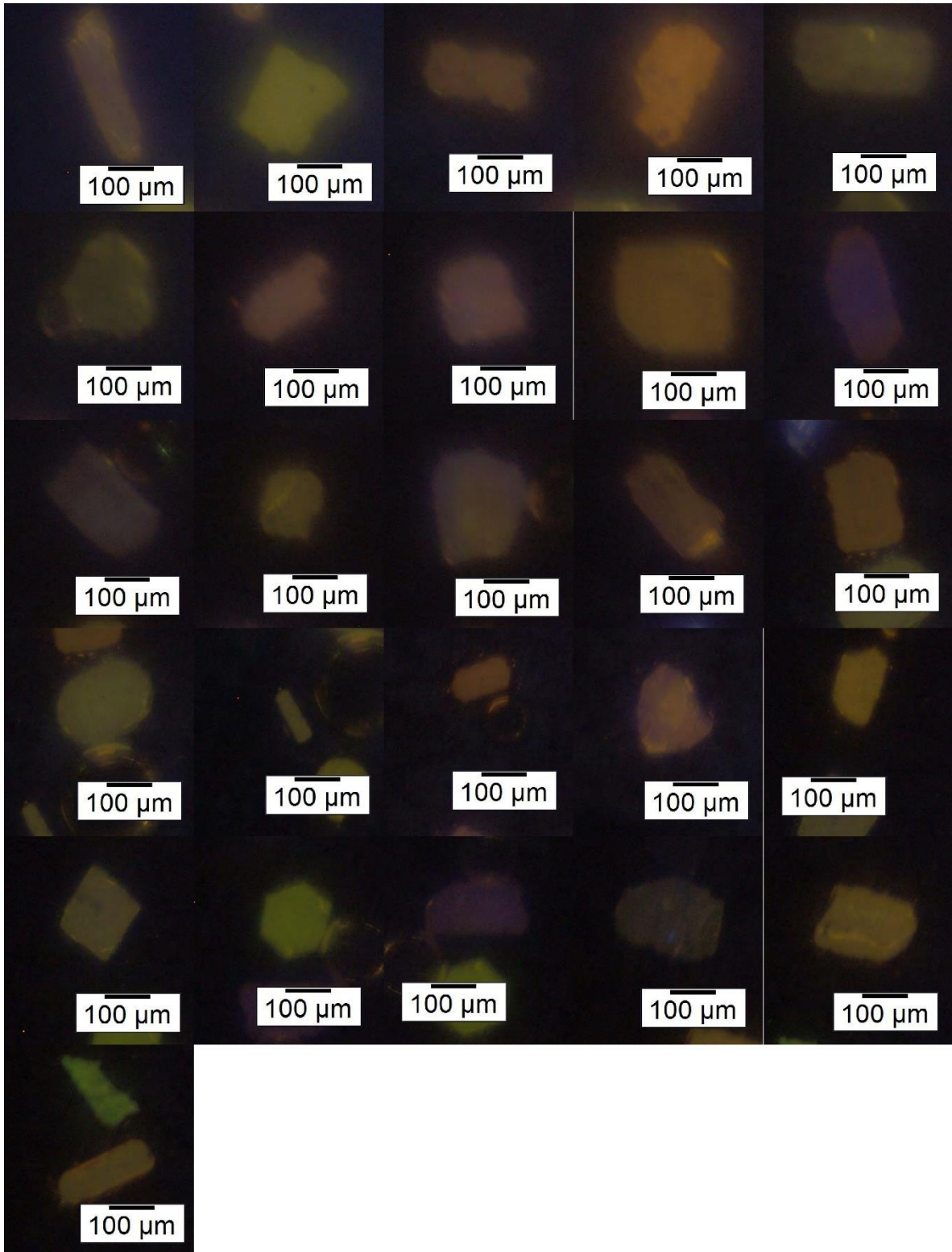
Muestra: QPS09



Muestra: QPS10



Muestra: QPS11



Muestra: QPS12

