



**UNIVERSIDAD DE CONCEPCIÓN
FACULTAD DE CIENCIAS QUÍMICAS
DEPARTAMENTO CIENCIAS DE LA
TIERRA**



GEOLOGÍA, GEOQUÍMICA Y MINERALIZACIÓN DE COBALTO DEL PROSPECTO PATACONES, COPIAPÓ, REGIÓN DE ATACAMA, CHILE.

Memoria para optar al Título de Geólogo

Vicente Andrés García Ahuile

Profesor Patrocinante: Dr. Osvaldo Miguel Rabbia Dalmaso

Profesores Comisión: MSc. Abraham Elías González Martínez
Sr. Ramiro Ulises Bonilla Parra

Concepción, 2021

ÍNDICE

Página

RESUMEN

1. INTRODUCCIÓN	1
1. 1. PRESENTACIÓN	1
1. 2. OBJETIVOS	2
1. 2. 1. Objetivo General	2
1. 2. 2. Objetivos Específicos	2
1. 3. UBICACIÓN Y ACCESOS	3
1. 4. METODOLOGÍA DE TRABAJO	6
1. 4. 1. Etapa de gabinete I	6
1. 4. 2. Etapa de terreno I	6
1. 4. 2. 1. <u>Protocolo de muestreo en terreno</u>	6
1. 4. 3. Etapa de gabinete II	7
1. 4. 3. 1. <u>Protocolo para descripción petrográfica cualitativa</u>	7
1. 4. 4. Etapa de terreno II	8
1. 4. 5. Etapa analítica y gabinete III	8
1. 5. TRABAJOS ANTERIORES	11
1. 6. AGRADECIMIENTOS	13
2. MARCO GEOLÓGICO	14
2. 1. GENERALIDADES	14
2. 2. JURÁSICO	14
2. 2. 1. Formación La Negra	14
2. 3. CRETÁCICO	16
2. 3. 1. Dioritas Cerro Lunar	16
2. 3. 2. Diorita Patacones	16
2. 3. 3. Complejo Intrusivo Patacones	17
2. 3. 4. Granodioritas de Sierra Pajas Blancas	17
2. 4. NEÓGENO	18
2. 4. 1. Gravas de Atacama	18
2. 5. CUATERNARIO	18
2. 5. 1. Depósitos Aluviales	18
2. 5. 2. Depósitos Coluviales	19
2. 5. 3. Depósitos Eólicos	19
3. GEOLOGÍA ESTRUCTURAL	19
3. 1. GENERALIDADES	19
3. 2. DOMINIO DE LA CORDILLERA DE LA COSTA	21
3. 3. DOMINIO DE LA PRECORDILLERA	22
4. GEOLOGÍA ECONÓMICA	25
4. 1. DOMINIO D1	25

4. 2. DOMINIO D2	26
4. 3. DOMINIO D3	27
4. 4. DOMINIO D4	27
4. 5. DOMINIO D5	27
5. RESULTADOS	28
5. 1. PETROGRAFÍA	28
5. 1. 1. Generalidades	28
5. 1. 2. Descripción microscópica	31
5. 1. 2. 1. <u>Monzodiorita de piroxeno y biotita</u>	31
5. 1. 2. 2. <u>Monzonita cuarcífera de piroxeno y anfíbol</u>	32
5. 1. 2. 3. <u>Diorita cuarcífera de piroxeno y biotita</u>	33
5. 1. 2. 4. <u>Diorita cuarcífera de piroxeno</u>	34
5. 1. 2. 5. <u>Microdiorita de piroxeno con rasgos porfídicos</u>	35
5. 1. 2. 6. <u>Diques dacíticos</u>	36
5. 1. 2. 7. <u>Diques dioríticos</u>	36
5. 2. GEOQUÍMICA	38
5. 2. 1. Generalidades	38
5. 2. 2. Elementos mayores y menores	38
5. 2. 2. 1. <u>Diagramas discriminantes</u>	39
5. 2. 2. 2. <u>Diagramas Harker (1909)</u>	42
5. 2. 3. Elementos trazas	44
5. 2. 3. 1. <u>Diagramas discriminantes</u>	45
5. 2. 3. 2. <u>Diagrama multielemental o Spider</u>	48
5. 2. 3. 3. <u>Diagrama Eu/Eu* vs SiO₂ (wt%)</u>	51
5. 3. ANÁLISIS MINERALÓGICOS	52
5. 3. 1. Microsonda electrónica	52
5. 3. 2. Fluorescencia de Rayos X (FRX) en roca total	54
5. 3. 3. Análisis mineralógico mediante Qemscan	54
5. 3. 4. Calcografías	56
5. 3. 5. Análisis de minerales específicos o trazas (TMS-SMS)	56
5. 3. 6. Análisis Field-Image / Frame-Scan	57
6. DISCUSIÓN	59
6. 1. PETROGRAFÍA	59
6. 2. GEOQUÍMICA	61
6. 3. MINERALIZACIÓN DE COBALTO	63
6. 3. 1. Análisis EDAX	63
6. 3. 2. Concentraciones de cobalto	64
7. CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES	65
7. 1. CONCLUSIONES	65
7. 2. RECOMENDACIONES	67
REFERENCIAS	69

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura	Página
1. 1. Ubicación del Proyecto Patacones	3
1. 2. Mapa de caminos y accesos al proyecto Patacones	4
1. 3. Mapa de ubicación de principales IOCG formados durante el Jurásico Superior – Cretácico Inferior en el Norte de Chile cercanos a Patacones	5
2. 1. Marco Geológico regional del área en torno al Proyecto Patacones. En polígono rojo se destaca el área de estudio. Modificado de Carta de Copiapó (Arévalo, 2005) y Muzzio <i>et al.</i> (2007)	15
3. 1. Mapa de alteraciones hidrotermales y estructuras predominantes	20
3. 2. Modelo esquemático que ilustra la evolución de la configuración tectonomagmática a lo largo del margen continental entre los 25°S y 34°S durante el Cretácico para Pórfidos e IOCG. Tomado de Richards <i>et al.</i> (2017)	24
5. 1. Mapa geológico con la ubicación de las muestras tomadas para realizar el estudio. En azul se distinguen las muestras de superficie, en negro las de sondajes y en verde los sondajes utilizados para análisis específicos de cobalto. De base se observan las litologías en detalle.	29
5. 2. Diagrama QAP de Strekeinsen (1976). Las muestras corresponden a las obtenidas de Patacones.	30
5. 3. Diagrama LOI (%) vs SiO ₂ (%peso).	39
5. 4. Diagrama TAS de Wilson (1989), basado en Cox <i>et al.</i> (1979), para la clasificación química de rocas ígneas y plutónicas (Óxidos expresados en %peso)	40
5. 5. Diagrama AFM (Irvine & Baragar, 1971) para clasificación de series subalcalinas	41
5. 6. Diagrama SiO ₂ versus K ₂ O de Peccerillo & Taylor (1976)	41
5. 7. Diagrama A/NK (Al ₂ O ₃ /Na ₂ O+K ₂ O) versus A/CNK (Al ₂ O ₃ /CaO+Na ₂ O+K ₂ O) de Shand (1947) (Óxidos expresados en %peso)	42
5. 8. Diagramas Harker para elementos mayores y menores de las rocas ígneas del proyecto Patacones (Óxidos expresados en %peso).	43
5. 9. Diagrama de discriminación tectónica de granitos (Pearce <i>et al.</i> , 1984)	45
5. 10. Diagramas de discriminación tectono-magmática de basaltos según Pearce & Cann (1973)	46
5. 11. A) Diagrama (La/Yb) _N vs Yb _N con los campos de adakitas y lavas intermedias a ácidas (Richards & Kerrich, 2007), B) Diagrama Sr/Y para diferenciar rocas con señal adakítica de las roca de arcos comunes (Defant & Drummond, 1990)	47
5. 12. Diagrama binario Zr versus Nb para definir afinidad magmática	48

5. 13.	Diagrama multielemental tipo spider normalizado al manto primitivo (a) y al condrito (b) para todas las muestras según Sun & McDonough (1989)	49
5. 14.	A) Diagrama REE normalizado al condrito para todas las muestras según Sun & McDonough, 1989. B) Diagrama multielemento normalizado a basaltos de isla oceánica (OIB) según Sun & McDonough, 1989	50
5. 15.	Diagrama Eu/Eu* vs SiO ₂ de Rollinson (1993)	51
5. 16.	Espectro energético del Cobalto contenido en piritas de distinta naturaleza, en el eje Y se observa el número de cuentas (n) y en el eje X el valor energético asociado en kilo-electronvolt (KeV)	53
5. 17.	Partícula con sulfuro de Cobalto representado en color verde	57
5. 18.	Detalle de lectura realizada con Field Image para la muestra analizada.	58
6. 1.	Diagramas de A) multielemento normalizado al condrito, B) tierras raras normalizado al condrito y C) multielemento normalizado al manto primitivo según Sun & McDonough (1989). Los campos sombreados corresponden a los valores obtenidos de los datos de IOCG graficados anteriormente (Richards et al., 2017)	61
6. 2.	Gráficos binarios utilizados para comprender el posible origen de las alteraciones en las muestras plutónicas y de diques de Patacones, donde la flecha naranja indica la tendencia magmática general A) SiO ₂ versus Rb/Sr. B) SiO ₂ versus K ₂ O/Na ₂ O	62
6. 3.	Imagen SEM con análisis puntual semicuantitativo expresado de manera gráfica y porcentual. La línea azul representa al Fe y la línea verde al Co	63
6. 4.	Imagen SEM con análisis puntual semicuantitativo expresado de manera gráfica y porcentual. La línea azul representa al Fe y la línea verde al Co	64
6. 5.	Imagen SEM con análisis puntual semicuantitativo expresado de manera gráfica y porcentual. La línea azul representa al Fe y la línea verde al Co	64
6. 6.	Concentración de Cobalto obtenida a partir de valores ICP de 36 sondajes que interceptan la falla que controla la mineralización del depósito.	65

ÍNDICE DE FOTOGRAFÍAS

Fotografía	Página
1. 1. Sitio del proyecto.	6
5. 1. Dique Diorítico subvertical	37
5. 2. Muestra ENN 080512 del sondaje PMEX-245 (498,16 mts- 500,16 mts) donde se aprecian zonas con piritas masivas presentes en Patacones	52
6. 1. Stockwork con vetillas de hematita centimétricas	59

ÍNDICE DE FOTOMICROGRAFÍAS

Fotomicrografía	Página
5. 1. Fotomicrografías de Monzodiorita de piroxeno y biotita.....	31
5. 2. Fotomicrografías de Monzonita cuarcífera de piroxeno y anfíbol	32
5. 3. Fotomicrografías de Monzonita cuarcífera de piroxeno y biotita	33
5. 4. Diorita cuarcífera de piroxeno	34
5. 5. Fotomicrografías de Microdiorita cuarcífera porfídica	35
5. 6. Dacita albitizada y silicificada con textura fluidal	36
5. 7. Fotomicrografías de diques dioríticos	37
5. 8. Calcopirita con bordes reemplazados por calcosina y sulfuro de cobalto en contacto con cristal de pirita y hematita especularita (cristales subhedrales).	56
6. 1. Roca con cristales anhedrales de esfeno, actinolita y Epidota. Se observa destrucción parcial de los máficos relacionada con la extracción del Fe, muestra sin magnetismo.	60

ÍNDICE DE TABLAS

Tabla	Página
5. 1. Coordenadas de las muestras de terreno (VG-1 a VG-8) y sondajes realizados por CMP (2008) (MSV-01 a MSV-16) en conjunto con su clasificación litológica. Las muestras de testigo fueron tomadas de distintos sondajes	28
5. 2. Mineralogía presente en las secciones transparentes estudiadas en función de la definición de Streckeinsen (1976), expresando minerales en % modal.	30
5. 3. Análisis geoquímicos para elementos mayores expresados en %peso	38
5. 4. Análisis geoquímicos para elementos trazas expresados en ppm.	44
5. 5. Relación de valores de Co con el contenido de Fe y S en porcentaje para las muestras de pirita evaluadas.	53
5. 6. Resultados del análisis de 2 muestras de compósitos en busca de fases anómalas portadoras de Cobalto.	54

5. 7.	Resultados del análisis de compósitos mediante el uso de FRX en torno a dos tipos de pirita evaluados (Pirita Masiva y Pirita Brechizada).	54
5. 8.	Asociaciones mineralógicas según lista mineral de CMP representado en diagrama de colores	55
5. 9.	Mineralogía modal estimada según Field-Image para la muestra 1A del sondaje PMEX-066 (299.70 – 222.75 mts) analizada.	57

ANEXOS

ANEXO I: PETROGRAFÍA Y GEOQUÍMICA	77
ANEXO II: DATOS GEOQUÍMICOS CORDILLERA DE LA COSTA (25 °S – 34°S)	94



RESUMEN

El prospecto Patacones está ubicado a 15 km al noroeste de la ciudad de Copiapó, en la provincia y región de Atacama Chile. Litológicamente según el diagrama QAP de Strekeinsen (1976), los intrusivos corresponden a dioritas, y en menor medida, monzodioritas, dioritas cuarcíferas, monzonita cuarcífera y dacitas. Los cuerpos intrusivos menores están compuestos por rocas dioríticas y dacíticas en menor medida, que intruyen en forma de diques a las unidades plutónicas circundantes. Se observa una fuerte alteración actinolítica y potásica en las rocas del sector, asociada a sistemas de vetas. Geoquímicamente, las rocas intrusivas se clasifican como calcoalcalinas según el diagrama AFM de Irvine & Baragar (1971) y subalcalinas intermedias a intermedias según el diagrama TAS de Wilson (1989), basado en Cox *et al.* (1979). No muestran un patrón definido en cuanto a SiO₂ vs K₂O de Peccerillo & Taylor (1976), infiriéndose un proceso de alteración hidrotermal en las rocas, específicamente del tipo potásica por el enriquecimiento en K₂O. La evolución magmática indica que elementos como el Al₂O₃, TiO₂, MgO y FeO* tienden a presentar pendientes negativas a medida que aumenta el contenido en SiO₂ a diferencia del CaO en el cual no se observa una tendencia clara, a medida que aumenta el contenido de SiO₂. Tectónicamente, los intrusivos de Patacones corresponden a granitos de arco volcánico (VAG) y en menor medida a granitos colisionales (syn-COLG) según los diagramas de Pearce *et al.*, (1984) de elementos trazas. Los diagramas Spider de elementos trazas muestran patrones típicos de magmas calcoalcalinos, sin embargo, los diagramas REE denotan anomalías de Eu en algunas muestras indicando una posible alteración y/o no cristalización de plagioclasa en la fuente, lo cual es respaldado por los diagramas Eu/Eu* vs SiO₂ de Rollinson (1993). Los patrones geoquímicos mostrados por los intrusivos del prospecto Patacones según diagramas *Spider* normalizados al condrito y al manto primitivo, muestra una similitud con aquellos depósitos estudiados por Richards *et al.*, (2017). Respecto a la mineralización de cobalto, existen dos hipótesis, la primera, es la ocurrencia en la estructura mineralógica de las piritas y en forma de sulfuro de cobalto, pero, su contenido en cobalto es muy bajo para establecer un potencial exploratorio debido a la metodología empleada para su detección. Sin embargo, de acuerdo a sondajes profundos, es posible encontrar concentraciones anómalas de dicho elemento, proyectándolas en profundidad.

1. INTRODUCCIÓN

1.1. PRESENTACIÓN

La presente iniciativa evidencia la problemática existente en la comprensión de la evolución magmática y petrológica asociada a la mineralización de depósitos tipo IOCG (*Iron Oxide Copper Gold*), considerando que se conocen varias subclasificaciones relacionadas con el origen de estos sistemas, además de una relación espacio-temporal con los depósitos de tipo IOA (*Iron Oxide Apatite*). Por esto, es importante determinar los parámetros genéticos específicos para posteriormente poder clasificarlos adecuadamente.

El proyecto Patacones se describe preliminarmente como una zona con mineralización de Fe, Cu, Au \pm Co asociada a un fuerte control estructural. Posee una serie de labores además de sondajes que permitirán definir los principales minerales de mena, estructuras asociadas, formas de ocurrencia y alteraciones hidrotermales vinculadas (Simon *et al.*, 2018).

El trabajo consiste principalmente en un análisis geológico de dicho proyecto que comprende una recopilación bibliográfica del sector, campañas de terreno enfocadas en la toma de muestras y caracterización geológica de detalle, análisis de laboratorio de las mismas, incluyendo descripciones petrográficas, calcográficas, ICP/MS (*Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry*), INAA (*Instrumental Neutron Activation Analysis*), FUS-ICP (*Fusion Inductively coupled plasma*) y TD-ICP (*Total Digestion-Inductively Coupled Plasma*). Detalles de los procedimientos de preparación y métodos analíticos empleados, incluyendo los elementos analizados con sus respectivos límites de detección se detallan en el Anexo I. Lo anterior tiene como propósito caracterizar petroquímicamente los magmas relacionados con la mineralización de depósitos tipo IOCG del proyecto en estudio, de tal manera que se puedan definir áreas a escala distrital y regional con señal de magma fértil para este tipo de mineralización, tomando como modelo los magmas asociados a la mineralización de depósitos como Candelaria y Mantoverde en la Franja del Cretácico y considerando los datos existentes de la geoquímica de intrusivos no mineralizados de dicha edad (Del Real *et al.*, 2020).

Para ello se parte de la hipótesis de que las rocas originadas en determinados ambientes

geotectónicos se caracterizan por presentar rasgos geoquímicos y petrológicos propios que se reflejan en la composición mineralógica, textural y distribución de los elementos mayores y trazas (Reich *et al.*, 2016).

1.2. OBJETIVOS

1.2.1. Objetivo General

Caracterización petrográfica y geoquímica de los intrusivos ubicados en el Prospecto Patacones, junto con la mineralización de cobalto, cuyas características podrían constituir una herramienta de exploración.

1.2.2. Objetivos Específicos

1. Comparar los patrones geoquímicos y características petrológicas de las rocas ígneas intrusivas e hipabisales de Patacones.
2. Caracterizar la petrología y petrografía de las rocas ígneas intrusivas del depósito Patacones para poder definir el ciclo magmático asociado a la mineralización.
3. Distinguir la relación que existe entre el distrito minero de Patacones con la franja metalogénica de depósitos tipo IOCG ligada a la actividad magmática predominante durante el Jurásico y el Cretácico Inferior.
4. Generar un modelo conceptual del depósito a partir de los datos geológicos y estructurales recopilados en terreno además de la información obtenida de campañas de exploración anteriores (geoquímica de sondajes).
5. Entender el contexto de la mineralización de Co y su posible potencial exploratorio escalable a otros depósitos cercanos.

1.3. UBICACIÓN Y ACCESOS

El Proyecto Patacones está ubicado a 15 km al noroeste de la ciudad de Copiapo y 3 km al E de la mina Cerro Imán, en la provincia de Atacama (Figura 1.1).

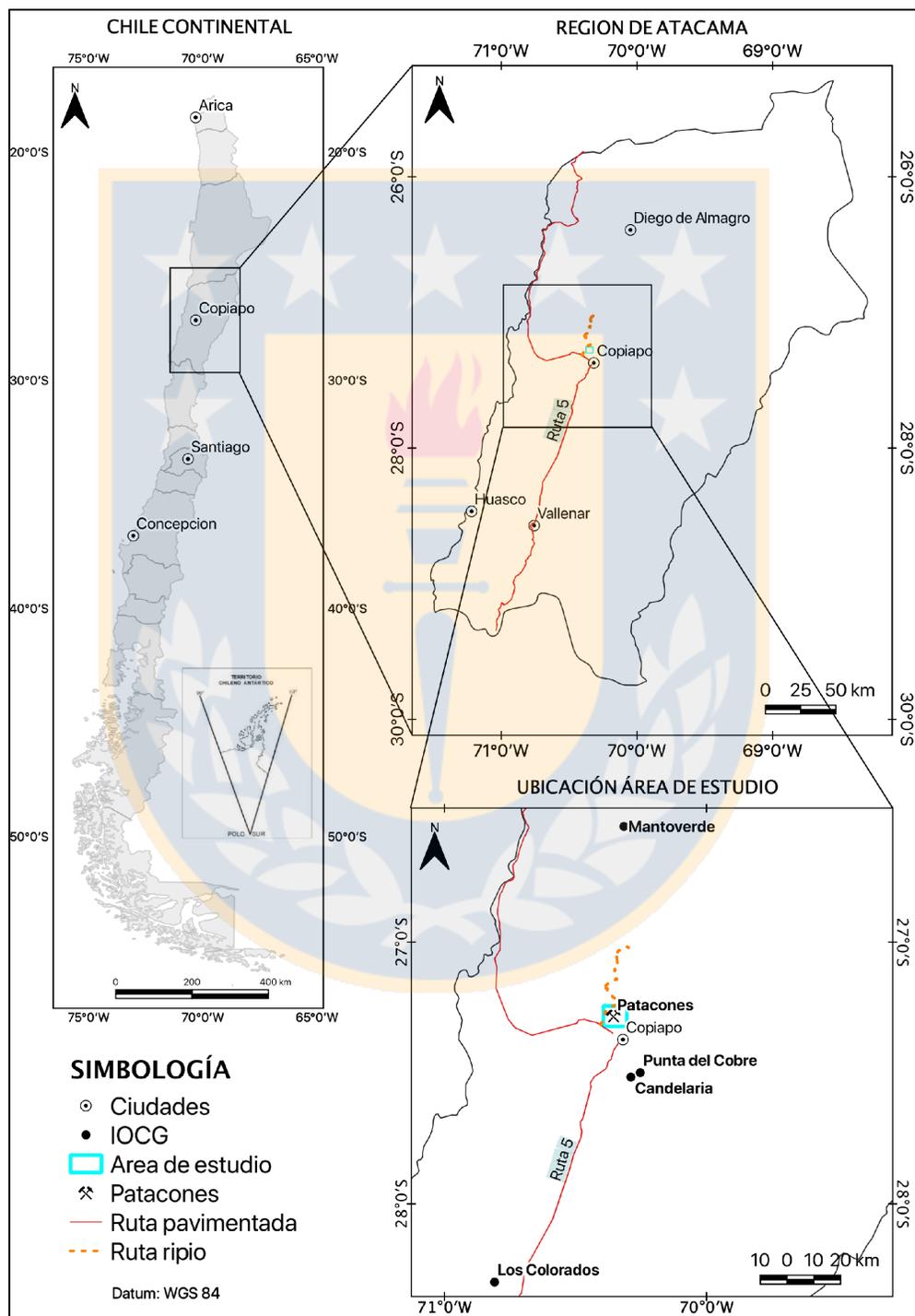


Figura 1.1. Ubicación del Proyecto Patacones (Elaboración propia).

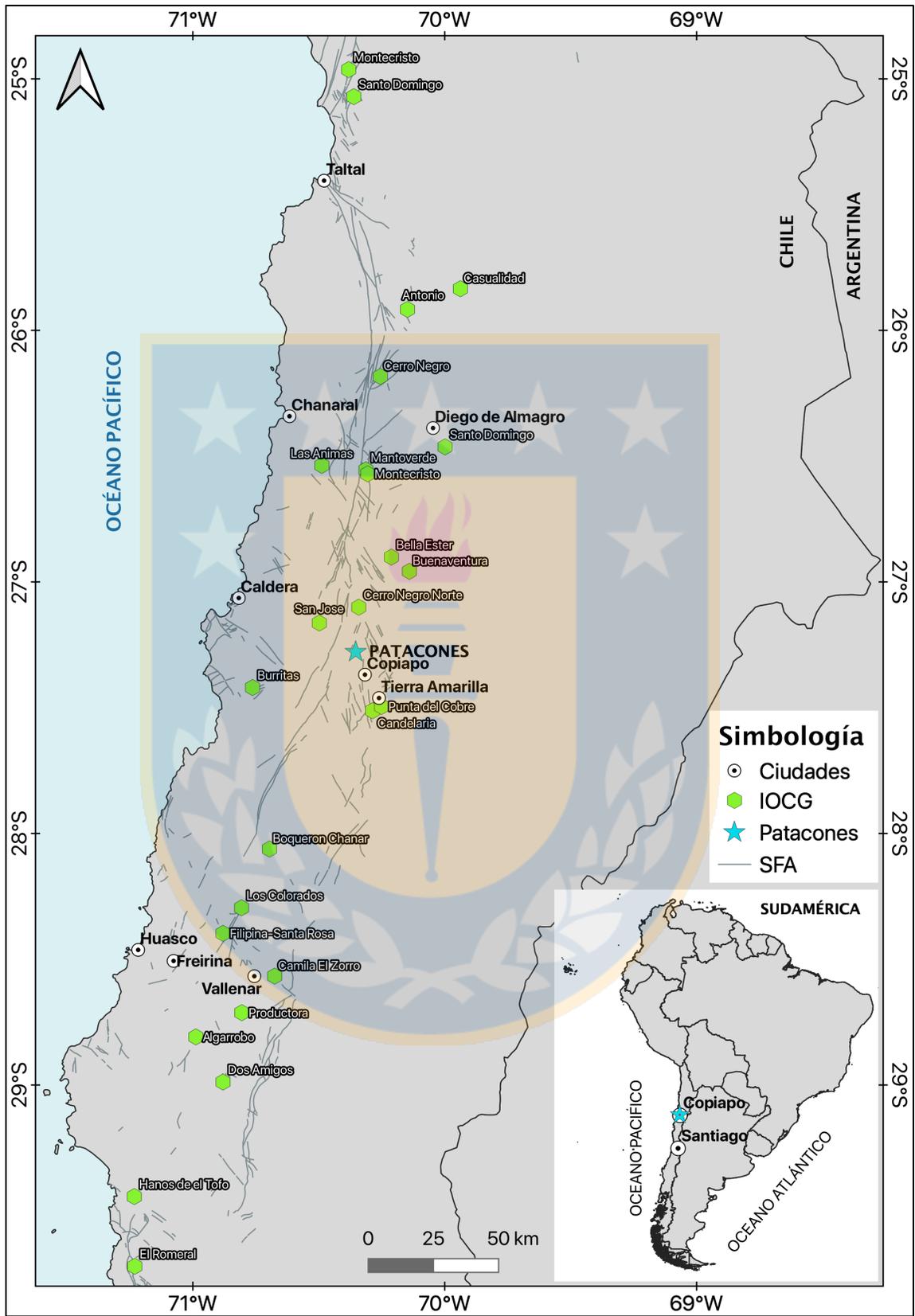


Figura 1.3. Mapa de ubicación de principales IOCG formados durante el Jurásico Superior – Cretácico Inferior en el Norte de Chile cercanos a Patacones (Elaboración propia).



Fotografía 1.1. Sitio del proyecto. (Tomada por Braulio Aguila).

1.4. METODOLOGÍA DE TRABAJO

1.4.1. Etapa de gabinete I

Consistió principalmente en la recopilación, análisis y estudio de la información bibliográfica y de sistemas de información geográficos relacionada con los distritos mineros de Chamonate y Candelaria; además de la elaboración de un plan de trabajo en terreno y su respectiva logística.

1.4.2. Etapa de terreno I

Se muestrearon las rocas intrusivas en las zonas correspondientes al proyecto, tanto para la confección de secciones transparentes pulidas como para análisis de geoquímica de roca total. Además, se realizó una descripción petrográfica en terreno y observaciones de contactos intrusivos, junto con su respectivo mapeo. Esta campaña de terreno se efectuó entre el 23 y 26 de junio del año 2019, abarcando la totalidad del área concerniente al proyecto enfocado en las unidades aflorantes más significativas con grado de alteración visualmente incipiente.

1.4.2.1. Protocolo de muestreo en terreno

Tanto para las muestras dirigidas para petrografía y geoquímica, se utilizaron guantes para evitar la contaminación. En el caso de las muestras para análisis geoquímicos, se tuvo especial cuidado

en evitar que las muestras tocan la tierra al momento de ser recolectadas además de realizar una limpieza sobre el afloramiento de todas las caras para así asegurar que estuvieran frescas (sin presentar alteración – mineralización metálica visible), ya que, existe movilidad de elementos de importancia petrogenética en las etapas tardimagmática e hidrotermal, donde tienden a migrar elementos como K, Na, etc. Estas muestras se redujeron de tamaño *in situ* sobre el mismo tipo de roca, siguiendo la modalidad “Chip de roca”, siendo necesario un volumen mínimo cercano a unos 2.000 cc, para su posterior rotulado y guardado, en cada afloramiento se extrajo una porción de muestra equivalente a un puño con el fin de ser enviada para corte tipo pulido- transparente.

1.4.3. Etapa de gabinete II

Se elaboraron y describieron petrográficamente las secciones transparentes pulidas de las rocas de terreno bajo el microscopio polarizante en el Instituto de Geología Económica Aplicada (GEA) de la Universidad de Concepción. Posteriormente se prepararon las muestras destinadas a la realización del análisis petroquímico de elementos mayores, menores y trazas (Etapa Analítica).

Se determinaron los interceptos de sondajes ya existentes, pertenecientes a la empresa CMP, con el fin de realizar un nuevo muestreo en una segunda etapa de terreno, en base a los resultados obtenidos en primera instancia, además de una exhaustiva revisión de las planillas de geoquímica de estos con el fin de recolectar las muestras de la manera más rápida y fluida posible.

Además, se digitalizó la información, con el objetivo de analizar los datos estructurales, realizar perfiles, análisis geoquímicos y confeccionar un mapa geológico a escala 1:5.000. Para este fin se hizo uso de los siguientes programas: Google Earth Pro, Planet, QGIS, Dips, Stereonet, Allopalsar, Microsoft Excel e Inkscape.

1.4.3.1. Protocolo para descripción petrográfica cualitativa

Las rocas fueron evaluadas macroscópicamente principalmente. Aquellas muestras en que no fue posible determinar la mineralogía con el uso de lupas fueron seleccionadas para la elaboración de secciones pulidas transparentes para posteriormente estudiarlas bajo el microscopio polarizante. El trabajo incluyó la descripción de los minerales formadores de roca y abundancia de estos, las

texturas que presentaban estas secciones y alteraciones hidrotermales presentes.

Las rocas fueron clasificadas en base a su tipo en sedimentarias carbonáticas según Dunham (1962), siliciclásticas según Folk (1968), ígneas intrusivas y volcánicas según Streckeisen (1976), y las rocas metamórficas según foliación, texturas y estructuras.

1.4.4. Etapa de terreno II

Correspondiente a la visita a la muestrera de sondajes en las dependencias de la empresa CMP realizados en la misma área de estudio. En ella se realizó un reconocimiento de tramos de perforaciones relevantes para la investigación, específicamente de diques dacíticos y dioríticos con menor alteración y sin vetillas, muestras seleccionadas cuidadosamente (6 en total) para confeccionar una correlación con la geología de superficie en base al posterior análisis químicos de estas.

1.4.5. Etapa analítica y gabinete III

Etapa que contempló la descripción petrográfica de las muestras de sondajes (cuyo protocolo de descripción es el mismo detallado en la Etapa de gabinete II) y el análisis químico de las mismas junto con las de terreno, previamente caracterizadas. Se incluyen las siguientes actividades:

Análisis petrográfico de muestras de mano de sondajes consistente en la descripción de las muestras de mano con el apoyo de lupa 14-20X y lupa binocular. Además de un análisis petrográfico microscópico de secciones transparente– pulidas de las rocas investigadas, utilizando microscopios petrográficos. Esto incluyó la determinación mineralógica modal (estimación visual) apoyado de conteo de puntos, con el fin de clasificar petrográficamente las unidades muestreadas utilizando el triángulo de clasificación QAP (Streckeisen, 1976).

Preparación de muestras tanto de terreno como de sondajes en los talleres del Instituto GEA, lo que incluyó su limpieza, chancado, molienda y cuarteo. Posteriormente, las muestras molidas fueron enviadas al laboratorio ActLabs Ltd. en Ancaster, Canadá, donde se efectuaron los análisis químicos que incluyeron determinación de elementos mayoritarios y minoritarios. La preparación

de las muestras se realizó mediante fusión con metaborato – tetraborato de litio y su posterior distinción mediante los métodos de ICP/MS (*Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry*), INAA (*Instrumental Neutron Activation Analysis*) e IR (*Infrared Spectrometry*). Detalles de los procedimientos de preparación y de los métodos analíticos empleados, incluyendo los elementos analizados con sus respectivos límites de detección, se desglosan en el Anexo I.

Análisis de los datos de elementos mayores en base anhidra realizando una normalización simple respecto a la suma de los porcentajes en peso de los óxidos llevados al 100%, sin considerar la pérdida por calcinación (*Lost On Ignition – LOI*). Esto se ha realizado con el fin de establecer una comparación entre las diversas litologías disminuyendo el efecto de la alteración sobre la composición de la roca. Si bien no se han descartado aquellos análisis de rocas alteradas que presentan una pérdida por ignición superior al 5% peso, los que corresponden a 1 muestra (MSV-01), esta ha sido considerada con mayor precaución debido a un mayor grado de alteración. Fueron medidos mediante FUS – ICP (*Fusion – Inductively Coupled Plasma*).

La clasificación petrológica de elementos mayoritarios empleada se basa en el sistema de álcalis totales versus sílice (*Total Alcalis versus Silica – TAS*), utilizando el diagrama de aquélel de Cox *et al.* (1979) adaptado por Wilson (1989) para las rocas plutónicas. Para la discriminación de series petrológicas se han empleado los diagramas de Irvine & Baragar (1971) y de Peccerillo & Taylor (1976).

El índice de saturación de aluminio (Aluminium Saturation Index, ASI) ha sido calculado mediante la razón molar $Al_2O_3 / (CaO + Na_2O + K_2O)$, estableciendo un índice 1,0 para la división entre rocas peraluminosas y metaluminosas según lo establecido por Shand (1927).

Se han construido diagramas Harker para representar la tendencia de evolución a medida que avanzan los procesos de diferenciación por cristalización fraccionada de las diferentes series de rocas (denotado por un aumento del %peso de SiO_2). Es importante notar que, por conveniencia y fines comparativos, se ha ubicado la totalidad de las muestras en dichos diagramas, y que no necesariamente se encuentran relacionadas por procesos geológicos ni pertenecen a un mismo período tectónico. En cuanto a los elementos trazas, los diagramas de tierras raras y multielementales (*Spider Diagrams*) se han construido normalizando dichos elementos con

respecto al condrito y al manto primitivo de Sun & McDonough (1989).

En el caso de las rocas del proyecto Patacones, se ha comparado la química de algunas litologías con los datos obtenidos por Richards *et al.* (2017) y Del Real *et al.* (2020), para unidades ígneas en Candelaria, con la finalidad de contextualizar este estudio y confirmar los datos según lo ya entendido en el contexto regional. Dicha comparación se realiza fundamentalmente en base a relaciones de elementos traza propios de litologías mineralizadas ya ampliamente estudiados. Las tablas con los resultados de los análisis químicos se presentan en la sección del Anexo I.

Por su parte, los elementos trazas, tienen concentraciones inferiores a 1.000 ppm en la totalidad de la roca, por lo que se utilizaron 3 técnicas analíticas para su medición, estas son; TD-MS (*Thermal Desorption – Mass Spectrometry*), FUS-ICP (*Fusion Inductively Coupled Plasma*) y FUS-MS (*Fusion Mass Spectrometry*).

Se realizó además análisis mineralógicos mediante QEMSCAM, consistente en un estudio mineralógico acabado a partir de calcografías se realizó por consultores externos de la compañía CMP con el objetivo de detectar fases minerales de cobalto en muestras con anomalías importantes de este elemento asociados en este caso a sulfuros. Para esto se confeccionaron cortes pulidos en primera instancia, descartándose visualmente las secciones donde no se encontraron fases complejas. Posteriormente se eligieron las secciones más adecuadas y se montaron briquetas para el análisis Qemscan aplicando TMS, *Field-Image* y EDAX puntual según el objetivo. Estas briquetas fueron levemente carbonizadas para así producir conductividad en la superficie de estas lo que permite una mejor lectura. Los criterios utilizados para seleccionar los cristales analizados es que correspondieran a un mismo evento de alteración y mineralización además de no presentar alteración u oxidación con un diámetro límite de hasta 2,5 cms para la preparación de la muestra.

Otro análisis mineralógico realizado es el TMS-SMS para minerales específicos o trazas mediante el software iExplorer v 4.2, donde las imágenes son creadas para las fases que presentan una determinada respuesta al brillo BSE (*Back Scatter Electron*), las que se usan para captar minerales específicos en muestras de baja ley. Una secuencia de campo es leída registrándose una respuesta BSE en cada punto para así crear una imagen que posteriormente es almacenada para lograr definir la ubicación espacial de cada partícula, específicamente para aquellas que tengan una respuesta

BSE superior a un valor límite. Las partículas seleccionadas son analizadas a espaciamientos previamente definidos obteniéndose un mapa mineral detallado. En este caso se analizaron especies cuyas concentraciones eran de 0,5% en volumen y menores.

Además, se realizó un análisis *FIELD – IMAGE / FRAME – SCAN*. A través de este método se colectan espectros de rayos X en un set de intervalos definidos dentro de un campo de visión determinado. Cada uno de estos campos se generan en línea generando una imagen única e integrada de falso color en conjunto con la mineralogía modal en %_{peso} de los campos analizados.

Luego ocurrió el período de tratamiento y discusión de resultados que incluyó el manejo de los resultados de los análisis químicos realizados, siguiendo la metodología expuesta en Rollinson (1993). Éstos fueron ingresados en una base de datos, y su procesamiento gráfico se realizó en diagramas petrológicos utilizando el software libre PInGU (*Petrological Input Geological Output*) disponible en el portal de *Volcanic Hub* (Vhub). Se incluye además el período de revisión final de la presente memoria de título, estuvo a cargo del profesor Dr. Osvaldo Rabbia Dalmasso del Instituto de Geología Económica Aplicada (GEA).

Finalmente, se integró todo lo anterior y se redactó el informe final, incluyendo en este las especificaciones, resultados y conclusiones, así como también, la elaboración de los anexos.

1.5. TRABAJOS ANTERIORES

Existen diversos trabajos geológicos de carácter exploratorio en la zona, sin embargo, al tratarse de informes inéditos, en su mayoría de pequeñas compañías que han explorado la zona, no se pudo acceder a gran parte de ellos por motivos de confidencialidad. Algunos de ellos son:

Seegerstrom *et al.* (1960), realizan el Cuadrángulo Chamonate a escala 1:50.000 siendo la primera carta geológica formal del área.

Casas (1970), presenta un informe (inédito) correspondiente a la Mina Piojenta ubicada en el área del proyecto y correspondiente en ese entonces a la Empresa Nacional de Minería (ENAMI).

Vivallo *et al.* (1994), llevan a cabo un estudio geológico de detalle y mineralización del distrito

ferrífero Cerro imán adyacente a la ciudad de Copiapó.

Arévalo & Grocott (2000), establecen una actualización del marco geológico del sector sumado a la evolución geotectónica y régimen estructural distrital.

Hitzman *et al.* (2000), estudian desde una perspectiva global este y otros depósitos ferríferos adyacentes con el fin de establecer parámetros guía de depósitos hidrotermales de Hierro con contenidos de oro.

Díaz & Vivallo (2003), relacionan algunos depósitos de Fe-Cu-Cu con el magmatismo cretácico inferior.

Arévalo (2005), elabora la Carta de Copiapó a escala 1:100.000 para el Servicio Nacional de Geología y Minería.

Muzzio *et al.* (2007), efectúan una compilación de la geología integrada de la franja costera entre TalTal y Ovalle.

Aurum Consultores (2007), implementan una estrategia de exploración para la compañía CMP con el desarrollo de un mapa de detalle preliminar.

Cornejo (2008), hace un estudio petrográfico y calcográfico de muestras superficiales del proyecto. Informe Interno CMP.

Caric (2009), desempeña un estudio detallado en Piritas con QEMSCAN y EDAX con el fin de encontrar fases minerales anómalas.

Townley (2010), realiza un estudio geoquímico y geoestadístico de 1670 muestras obtenidas de 9 sondajes con el objetivo de establecer un modelo geológico.

Sellés *et al.* (2015), aplican un estudio para abordar la composición del magmatismo de arco cretácico inferior en un segmento de la Cordillera de la Costa mediante la compilación de datos geoquímicos y reportes inéditos.

1.6. AGRADECIMIENTOS

Es importante destacar y agradecer a quienes, de alguna u otra manera, han contribuido para que este proceso culmine de manera exitosa.

En primer lugar, agradecer a quien confió en mí este estudio y permitió extenderlo como mi proyecto de memoria. A mi profesor guía Osvaldo Rabbia Dalmasso, por su disposición y buena voluntad, al orientarme en las distintas etapas del informe y cultivar en mí el deseo de aprender y desarrollarme como un profesional competente.

En segundo lugar, a CMP y Kuraminerals SpA por haberme brindado apoyo y acceso al proyecto además de los análisis necesarios para este estudio.

Mis sinceros agradecimientos a los académicos no involucrados en esta memoria, quienes siempre se mostraron abiertos ante mis requerimientos. Además, a cada profesor que ayudó a forjar mis conocimientos durante toda la carrera compartiendo experiencias de manera sincera, demostrando siempre su profundo deseo en desarrollar profesionales de excelencia.

Al Departamento Ciencias de la Tierra de la Universidad de Concepción y al personal adjunto, por brindar apoyo académico y otorgar siempre las facilidades para hacer uso de las instalaciones del edificio. Del mismo modo, agradezco la colaboración del instituto GEA y especialmente al personal de laboratorio como Miguel y Emiliano, por proporcionar equipamiento y apoyo logístico cuando así se les solicitó.

Se agradece la colaboración de los funcionarios y administrativos del Departamento Ciencias de la Tierra de la Universidad de Concepción, especialmente a Carolina Rojas y Lucy Henríquez por su constante cooperación, comprensión y gestión.

Destaco la colaboración desinteresada de mi compañero y amigo Braulio Águila, quien me ayudó en las labores de muestreo y mapeo en terreno. Finalmente, agradecer a mi familia y amigos por el cariño e incesante apoyo a lo largo de este gran desafío, el cual no ha sido fácil, pero que, sin su ayuda, habría sido imposible.

2. MARCO GEOLÓGICO

2.1. GENERALIDADES

La geología reconocida en el entorno del área de estudio comprende las siguientes unidades principales (Muzzio *et. al*, 2007):

1. Rocas continentales ubicadas entre dos ramas de la Zona de Falla de Atacama (ZFA) de edad Triásico – Jurásico Inferior.
2. Rocas sedimentarias, volcánicas continentales y marinas del Jurásico que incluyen facies hipabisales andesíticas (Fm. La Negra) ubicadas al centro-norte del área, al este de la ZFA (Zona de Falla de Atacama).
3. Rocas volcánicas con intercalaciones menores de sedimentitas marinas del Jurásico Superior al Cretácico Inferior (Fms. Bandurria y Punta del Cobre), además de secuencias carbonatadas ubicadas al sureste del área.

Entre los cuerpos intrusivos existentes, se observan:

1. Plutones de edad Jurásico Superior y Jurásico Inferior - Cretácico Inferior al oeste del área.
2. Plutones de edad cretácica inferior a media que disminuyen en edad hacia el este, emplazados tanto al oeste de la ZFA, como entre sus trazas, y hasta el oriente de esta, configurando un cinturón magmático de más de 20 km de ancho.

Tanto las rocas estratificadas como las rocas intrusivas están cubiertas por sedimentos de origen fluvio – aluviales y pedimentos del Mioceno – Plioceno (Gravas de Atacama, Gravas del Copiapó), y por depósitos principalmente fluvio – aluviales del Cuaternario.

La distribución geográfica de las rocas intrusivas, sedimentarias y depósitos cuaternarios mencionados anteriormente, así como la localización de las distintas labores mineras se puede observar en la Figura 2.1.

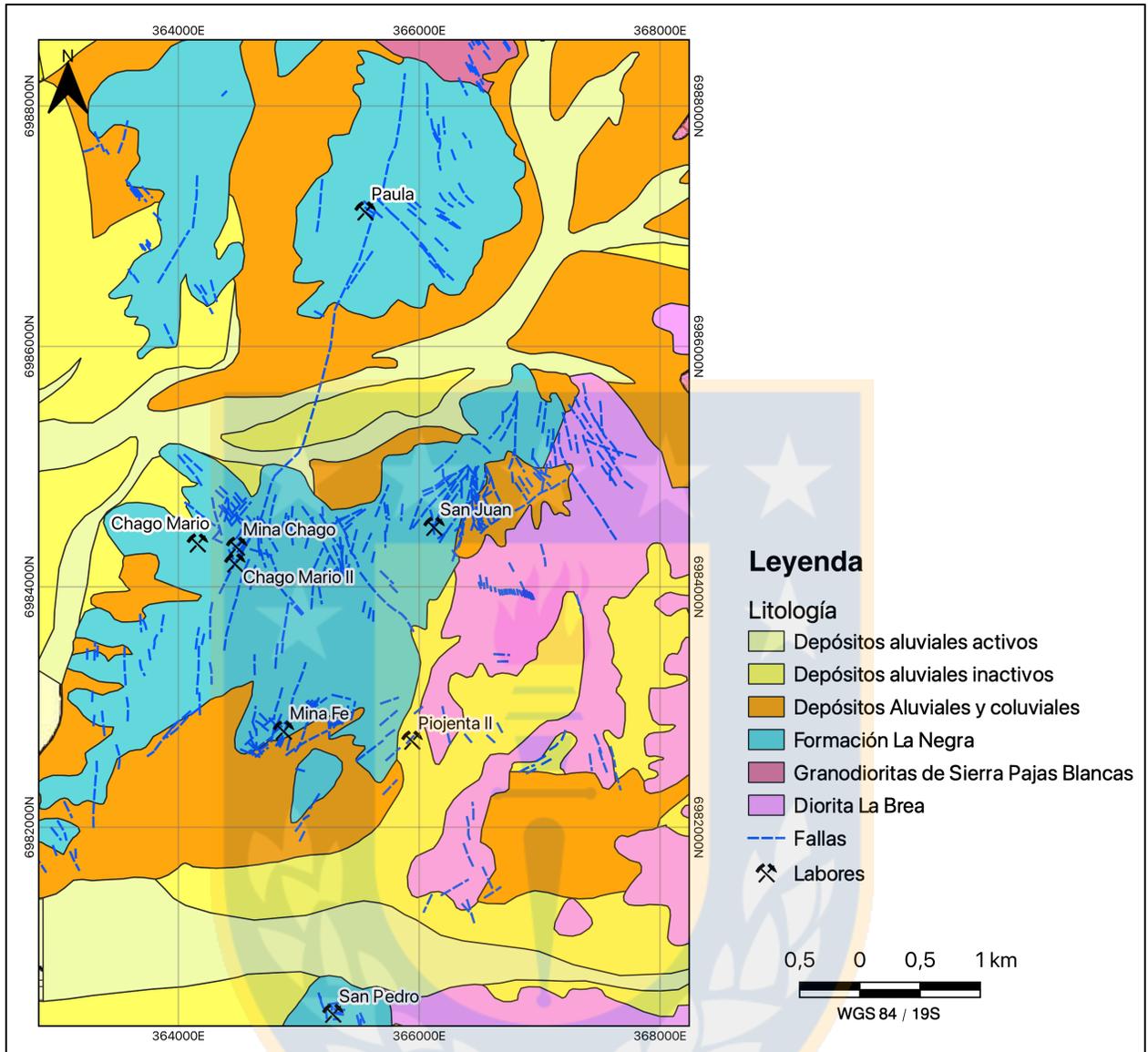


Figura 2.1. Marco Geológico regional del área en torno al Proyecto Patacones. Modificado de Carta de Copiapó (Arévalo, 2005) y Muzzio *et al.* (2007).

2.2. JURÁSICO

2.2.1. Formación La Negra (Pliensbachiano – Jurásico Superior)

La Formación La Negra corresponde a una unidad de gran extensión superficial en la Cordillera de la Costa entre los 18° 30' y los 29° 30' de latitud sur. En su localidad tipo, en Antofagasta, y de acuerdo con la definición que presenta García (1967), está constituida principalmente por andesitas y niveles tobáceos. En la región aflora como 250 m de lavas y brechas córneas, de colores verdes y gris oscuro, de aspecto muy macizo en general, cuya morfología de bancos se aprecia sólo en las

partes altas de la sierra Indiana y al sur de sierra Pajas Blancas. Microscópicamente corresponden a andesitas córneas con porfiroblastos de piroxeno, anfíbol y plagioclasa y ocasionalmente actinolita y epidota. Se expone según una franja de dirección Norte-Sur que coincide, en general, con la Cordillera de la Costa y la planicie costera y limitada al oriente por fallas pertenecientes al sistema de Falla de Atacama (Basso, 2004) y al poniente por el océano Pacífico.

Las rocas de la Formación La Negra se depositan diacrónicamente a lo largo de una serie de cuencas intra-arco y se superpone en concordancia a las formaciones de Pan de Azúcar y Posada de los Hidalgos (Naranjo & Covacevich, 1979). A su vez, está intruida por cuerpos de dimensiones batolíticas cuyas composiciones varían desde gabro a granito, con afinidades calcoalcalinas y edades radiométricas entre 147-166 Ma (Rogers, 1985).

2.3. CRÉTACICO

2.3.1. Dioritas Cerro Lunar

Afloran en la vertiente oeste del cerro homónimo, constituyendo una franja elongada que se distribuye irregularmente por aproximadamente 2 km intruyendo a las volcanitas de la Fm. La Negra. Corresponden a rocas gris oscuras, de aspecto masivo que se presentan alteradas a clorita, epidota y actinolita. Una muestra representativa de esta unidad corresponde a una diorita gruesa de piroxenos reemplazados por actinolita y magnetita, con venillas de actinolita gruesas con magnetita y titanita. Hacia el borde se reconocen facies más porfíricas como pórfidos dioríticos de piroxeno con reemplazo macizo por actinolita, apatito y magnetita. Estas últimas facies están relacionadas espacialmente a mineralización de cobre. Se ha asignado una edad tentativa Jurásico Superior que podría extenderse hasta el Cretácico inferior, sólo por relaciones relativas de contacto y similitud petrográfica con cuerpos reconocidos en la Cordillera de la Costa al norte de Vallenar (Arévalo & Welkner, 2008) de esa misma edad que intruyen a los estratos de la Formación La Negra.

2.3.2. Diorita Patacones (Cretácico Inferior bajo?)

Corresponde a un cuerpo distribuido en el sector norte de Sierra Patacones que intruye a facies microdioríticas finas y a la vez es intruido por las dacitas porfíricas del Complejo Intrusivo

Patacones. En terreno se presenta color gris claro que destaca de las microdioritas de hornblenda gris oscuro. Su textura es fanerítica y en ella se distinguen anfíbolos y biotita. Su edad estimada según relaciones de corte sería Cretácico Inferior, previo al Complejo Intrusivo Patacones.

2.3.3. Complejo Intrusivo Patacones (Aptiano)

El complejo intrusivo Patacones se distribuye en la parte central-este del área por casi por 3 km de largo y 1 km kilómetro de ancho. Las rocas que conforman este complejo son principalmente daciandesitas y riodacitas con características hipabisales, fuertemente silicificadas y albitizadas, de colores pardo anaranjado con matices rojizos y amarillento dependiendo del grado de alteración supérgena que las afecte (Arévalo, 2005). Intruyen a pequeños cuerpos porfídicos de microdioritas cuarcíferas y pórfidos andesíticos de piroxeno que se observan como remanentes dentro del complejo. Hacia el este, los cuerpos hipabisales ácidos intruyen a dioritas y monzodioritas cuarcíferas y hacia el norte a las tonalitas. Las daciandesitas se reconocen en la parte superior de la sierra Patacones presentando una intensa brechización y vetillas con cuarzo y sulfuros oxidados, jarosita, clorita, turmalina y yeso supérgeno. Las riodacitas presentan venillas discontinuas de cuarzo con albita, clorita, sulfuros, jarosita y limonita supérgena (Arévalo, 2005).

2.3.4. Granodioritas de Sierra Pajas Blancas (Albiano)

Corresponden a una serie de stocks irregulares y apófisis menores (1-8 km² de exposición) de composición granodiorítica de colores gris claro a blanquecino, a algunas variedades granitos y monzodioritas cuarcíferas. Se emplazan en volcanitas alteradas de la Fm. La Negra, en las sierras Pajas Blancas e Indiana, y a través de los plutones La Brea y Sierra Chicharra, hacia el suroeste de Copiapó. Las granodioritas siguen una franja norte-sur al borde occidental de los intrusivos del Cretácico Inferior y, en su mayoría, al oriente de las milonitas del SFA (Arévalo 2005).

En general, la composición de estas rocas corresponde a granodioritas de anfíbol y biotita, de grano fino a grueso y textura seriada a parcialmente mirmequítica, con alteraciones argílicas y propilíticas incipientes (Arévalo, 2005). Las edades K-Ar obtenidas en biotita indican una antigüedad de 108±3 a 103±3 Ma (Arévalo, 1995).

2.4. NEÓGENO

2.4.1. Gravas de Atacama (Mioceno Medio)

Definida como una unidad de gravas polimícticas de bajo a moderado grado de consolidación, y con niveles de cenizas intercaladas, que constituyen terrazas remanentes cubriendo unidades premiocénicas, extendiéndose a través de la Precordillera de Atacama, entre la Franja de Maricunga y la Cordillera de la Costa. Los materiales que conforman esta unidad corresponden a gravas y ripios mal consolidados, de mala a moderada selección y litología heterogénea. La matriz está constituida por arena, limo y arcilla.

De los distintos niveles de cenizas que se intercalan en estas gravas, se obtienen edades K-Ar que varían entre 12 y 15 Ma (Clark *et al.*, 1967) alcanzando los 9-10 Ma en ignimbritas ubicadas sobre el nivel de pedimentación (Clark *et al.*, 1967; Mortimer, 1973). Dataciones de ignimbritas en gravas similares en el Salar de Maricunga, indican una edad entre 17 y 15 Ma (Arévalo, 2005).

Su origen es atribuido a la interacción de procesos fluviales, aluviales y coluviales asociados a redes hidrográficas antiguas, que rellenaron el paisaje pre Mioceno de Atacama en forma sincrónica con volcanismo del Mioceno Medio (16-11 Ma) en la Franja de Maricunga. Esta fase de acumulación se ha relacionado con alzamiento del Altiplano (Mpodozis *et al.*, 1995).

2.5. CUATERNARIO

2.5.1. Depósitos Aluviales

Son depósitos no consolidados de ripios, gravas y arenas mal seleccionadas, resultado de flujos gravitacionales, dispuestos en laderas de baja pendiente y como relleno en algunas quebradas. Estos pueden dividirse en (Arévalo, 2005):

1. Depósitos aluviales antiguos o inactivos: son los de mayor extensión y aparecen en forma de relleno en quebradas y valles anchos, como los de las pampas Los Morados y Medanosa y llano de Llampos. Son depósitos no consolidados a no cohesivos, compuestos por clastos polimícticos y sub-angulosos en una matriz limo-arenosa.

2. Depósitos aluviales activos: corresponden a gravas y ripios no consolidados, de baja selección, que rellenan cursos disecados en los depósitos anteriores. Son producto de la acumulación de flujos gravitacionales densos (corrientes de barro y/o flujos de detritos) provenientes de zonas altas que rellenan cursos aluviales antiguos, formando conos aluviales y mantos extendidos. Estos flujos se producirían por episodios pluviales ocasionales pero intensos.

2.5.2. Depósitos Coluviales

Estos depósitos se han diferenciado de los depósitos aluviales por estar compuesto de un regolito con escaso transporte compuesto casi exclusivamente de fragmentos angulosos de la roca infrayacente. Su transporte es esencialmente por gravedad.

2.5.3. Depósitos Eólicos

Se observan principalmente al NW del área, formando dunas compuesta de arena de grano fino con buena clasificación de color pardo amarillento y superficies de erosión eólica cubiertas por arenas superficiales redepositadas. Corresponde a depósitos no consolidados de arenas compuestos principalmente por cuarzo y feldespato, bien seleccionadas, no cohesivas, de grano grueso a fino y de madurez textural buena, resultado del transporte eólico.

3. GEOLOGÍA ESTRUCTURAL

3.1. GENERALIDADES

En el área de estudio y sus alrededores se encuentran distintos dominios clasificados por Arévalo (2005) en la Carta de Copiapó, y corresponden al de la cordillera de la Costa y al de la Precordillera (Figura 3.1). Asociado a estos dominios se observan estructuras y alteraciones hidrotermales que afectan en distinto grado de intensidad a las rocas del sector.

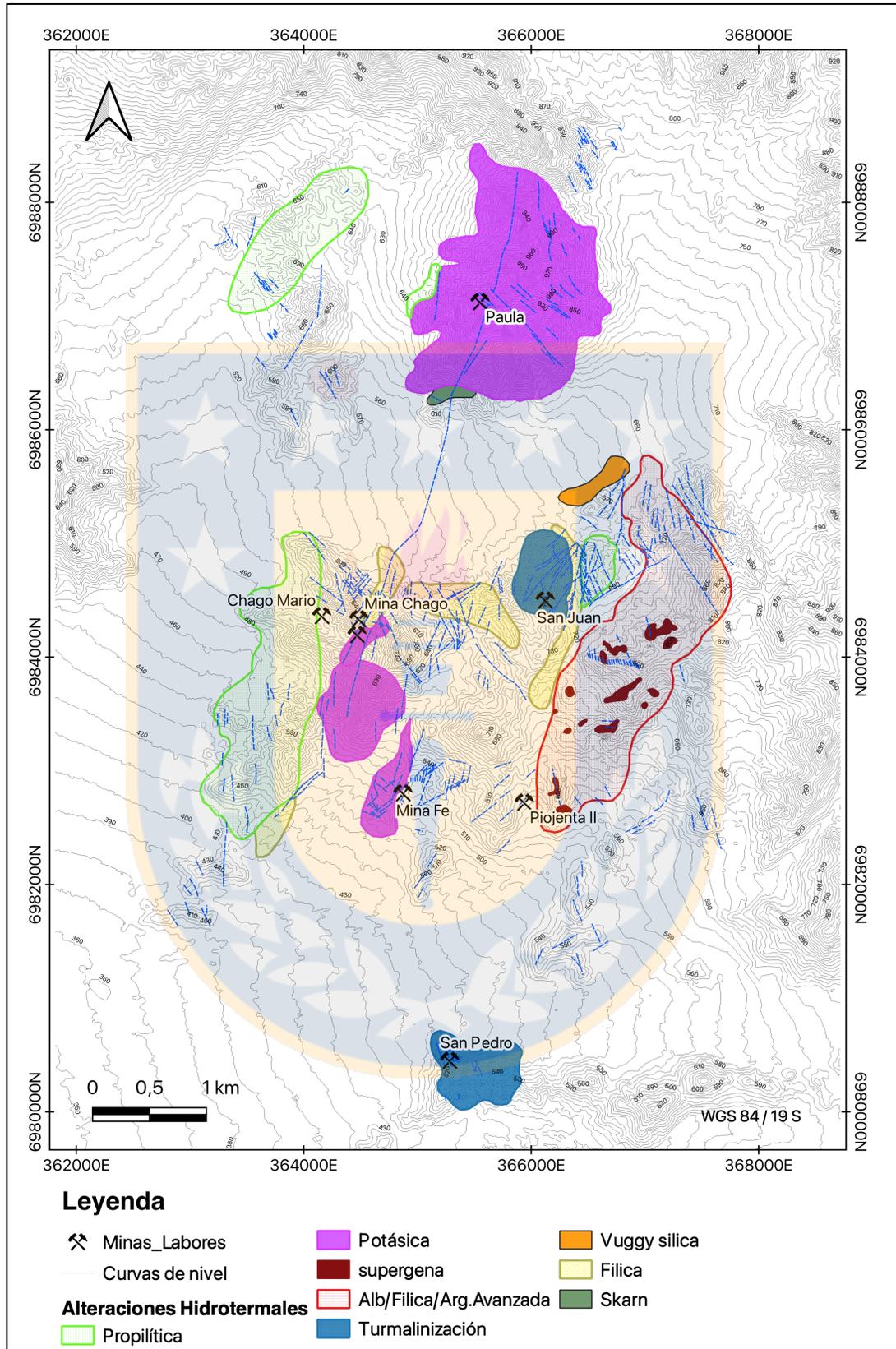


Figura 3.1. Mapa de alteraciones hidrotermales y estructuras predominantes (Elaboración propia).

3.2. DOMINIO DE LA CORDILLERA DE LA COSTA

El dominio de la cordillera de la Costa, se caracteriza por la presencia de una banda milonítica NNE (Milonitas de Quebrada El Encierro; Arévalo, 1995 en Arévalo 2005) de más de 70 km de largo. Esta se extiende desde la pampa El Morado (Lara & Godoy, 1998) por el norte, hasta el llano Los Lirios por el sur, constituyendo la traza principal del Sistema de Falla de Atacama (Arabasz, 1971; Brown *et al.*, 1993) en la región de Copiapó.

Este lineamiento divide la Cordillera de la Costa en dos franjas:

1. Faja occidental que agrupa intrusivos de edad Jurásica Superior - Cretácico Inferior temprano (155-119 Ma)
2. Faja oriental, formada por intrusivos de edad Cretácico Inferior tardío (123-103 Ma).

La presencia de venas aplíticas deformadas según pliegues asimétricos tipo S, clivaje en bandas de cizalle de tipo S-C y porfiroclastos a lo largo de estas lineaciones, indican un desplazamiento de la falla en sentido sinistral (Arévalo, 2005). Una rama lateral o ‘*splay*’ (Zona de Cizalle Chamonate) se separa con un rumbo más oriental desde la SFA a la altura del cerro Chamonate. Esta franja milonítica presenta una foliación 35-50°E-SE. Esto junto al clivaje en bandas de cizalle (‘*shear band cleavage*’) de tipo SC, indican un sentido de cizalle sinistral con una componente oblicua inversa en el manteo. La traza principal de la SFA y su rama occidental representan zonas de cizalle estrechas y de deformación dúctil. Estos desplazamientos se habrían efectuado bajo facies de esquistos verdes, a temperaturas menores a las que ocurre el emplazamiento de los plutones adyacentes Sierra Chicharra (128-125 Ma) y La Brea (123-117 Ma) (Arévalo, 2005). Las edades $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ obtenidas en ultramilonitas al este del plutón Sierra Chicharra indican una edad de $116,7 \pm 2,6$ Ma (Arévalo, 2005). Este valor se considera como indicativo del movimiento sinistral, las cuales postdatan a milonitas con direcciones de estiramiento verticales más antiguas (Grocott & Wilson, 1997) en el sector de la pampa Los Morados.

Un segundo sistema de fallas este dominio, se caracteriza por presentar estructuras subverticales frágiles, de orientación NW a NNW y desplazamientos sinistral. La presencia de paredes

plutónicas planas (Falla Bandurrias), de fábricas magmáticas y de remanentes de milonitas orientadas en dirección NNW (Arévalo, 1995 en Arévalo, 2005), en conjunto con relaciones de desplazamiento mutuo entre fallas noroeste y tramos del SFA (Wilson, 1996; Randall *et al.*, 1996, Taylor *et al.*, 1998), indican que la actividad de este sistema fue continua durante toda la formación del arco plutónico.

3.3. DOMINIO DE LA PRECORDILLERA

En el dominio de la Precordillera, las estructuras más antiguas corresponden a fallas normales de bajo y de alto ángulo ubicadas en el valle del río Copiapó, al sur de Paipote. En ambos flancos del valle, una falla de bajo ángulo (Despegue Punta del Cobre) despega parcialmente la Fm. Punta del Cobre de la suprayacente Fm. Nantoco. En el colgante, se observan fallas lítricas, bloques rotados en dominó y con budines, que indican que la estructura de despegue actuó como falla extensional durante su movimiento. Al oeste del valle del río Copiapó, otra falla extensional está representada por la Zona de Cizalle Ojancos-La Florida. Ésta se expone como una franja milonítica de manteo 50-60°SE en el borde suroriental de la Monzodiorita San Gregorio. Indicadores cinemáticos tales como porfiroclastos de tipo S y clivaje en bandas de cizalle de tipo S-C sugieren un sentido de cizalle normal (Arévalo, 2005).

Fallas extensionales de alto y de bajo ángulo, también han sido descritas en la sierra de Fraga (Mpodozis & Allmendinger, 1993) al noreste de Copiapó. Estas estructuras estarían relacionadas con la apertura de la Cuenca Marginal Abortada de Chile Central (Levi & Aguirre, 1981) ocurrida en el Albiano-Cenomaniano. Facies pertenecientes a la Formación Cerrillos corresponderían al relleno de esta cuenca. Esta unidad documentaría la acumulación de un importante espesor de sedimentos (ca. 4.000 m), cuya subsidencia estaría relacionada con la fase extensional en la sierra de Fraga (Mpodozis & Allmendinger, 1993).

Un sistema estructural en flor denominado Faja Plegada y Corrida de Paipote, enraizado en la Falla Paipote, desplaza y deforma las unidades del Cretácico Inferior en la quebrada homónima y valle del río Copiapó, generando un anticlinal kilométrico conocido como Anticlinorio de Tierra Amarilla (Segerstrom, 1968). El despegue Cerrillos es parte de este sistema y habría sido resultado

de un retrocorrimiento (*'back thrust'*) intraestratal que afectó a unidades poco competentes, durante la propagación de la Falla Paipote y de sus estructuras subsidiarias hacia el SE (Arévalo, 2005).

El Anticlinorio de Tierra Amarilla, el periclinal de la sierra Partida y el anticlinal de la sierra del Medanoso, se disponen como un alineamiento de estructuras en dirección NNE, en échelon, que coincide con el límite entre la Cordillera de la Costa y la Precordillera. Esta megaestructura habría sido resultado de un episodio de transpresión sinistral (Arévalo, 2005).

La Cuenca Hornitos al este de estas estructuras, corresponde a una cuenca extensional rellena por los estratos de la Fm. Hornitos durante el Campaniano-Maastrichtiano. El borde occidental de la cuenca está definido por una superficie de *onlap* de moderado a alto ángulo de estos estratos sobre la Fm. Cerrillos. El acuñamiento de facies de flujos de detritos y de megabrechas de talud en la dirección opuesta a esta superficie, junto con el emplazamiento de domos dacíticos sinsedimentarios a través de estos planos, permiten interpretar esta superficie como una falla de borde de la cuenca (*'Falla Elisa de Bordos'*) activa durante la depositación (Arévalo, 1994). Los depósitos clásticos basales de la cuenca se acuñan hacia el este desapareciendo entre rocas triásicas subyacentes y rocas volcánicas del techo de la secuencia. Esto indica que la geometría de la parte sur de la cuenca es de tipo hemigraben (Arévalo, 1994).

Fallas normales sinsedimentarias de vergencia oriental tienen asociados pliegues contraccionales en los yacentes y colgantes (sierra Cinchado), lo que indica que las estructuras extensionales fueron invertidas después de la sedimentación. Las estructuras y pliegues anticlinales y sinclinales, poseen ejes paralelos, pero oblicuos al borde de cuenca, que afectan al relleno sedimentario de Hornitos y no a la suprayacente Formación Venado (quebradas Paipote y San Miguel), señalando una fase de acortamiento entre el Cretácico Superior y Paleoceno Inferior. Al norte de la Fm. Hornitos, se sobreponen discordantemente los estratos volcánicos de la Fm. Venado, marcando el inicio de una fase de volcanismo efusivo y explosivo, que sella la fase anterior de depositación y deformación de la cuenca Hornitos (Arévalo, 2005).

En la Figura 3.2 se muestra la evolución tectonomagmática entre los 25°S y 34°S durante el Cretácico, caracterizada por ciclos de extensión y contracción cortical.

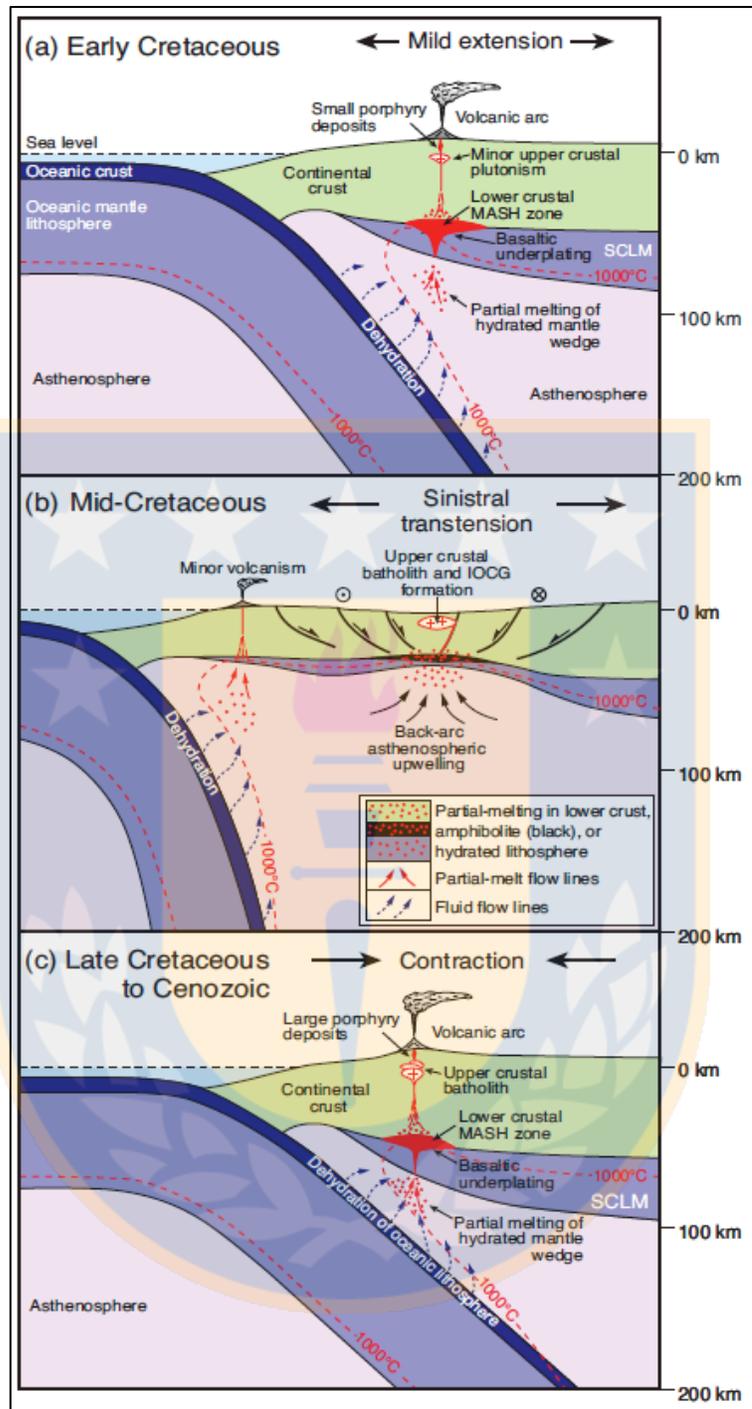


Figura 3.2. Modelo esquemático que ilustra la evolución de la configuración tectonomagmática a lo largo del margen continental entre los 25°S y 34°S durante el Cretácico para Pórfidos e IOCG. SCLM = Manto sublitosférico continental. Tomado de Richards *et al.* (2017).

4. GEOLOGÍA ECONÓMICA

Las ocurrencias de minerales metálicos son agrupadas por Díaz *et al.* (2006) en cinco dominios metalogénicos que presentan relaciones espaciales y/o temporales características con unidades geológicas específicas, en base a su génesis y distribución de la mineralización.

4.1. DOMINIO D1

Comprende la mineralización de hierro, cobre y oro alojada en rocas plutónicas de la cordillera de la Costa, en milonitas del sistema de falla de Atacama y en rocas volcánicas de la Formación La Negra (Arévalo, 2005), incluyendo depósitos de formas irregulares de Fe (Cerro Imán, Cerro Negro Norte y Adrianitas), vetas de Fe (San Vicente-Viñita), estratiformes de Fe (Fortuna), vetas de Fe-Au (Lautaro), vetas de Fe-Cu (Chago), vetas de Fe-Cu-Au, vetas de Cu-Au (San José, Galleguillos, Jesús María y Ojancos Nuevos) y, de manera subordinada, vetas de Cu \pm Au-W (Norma) (Díaz *et al.*, 2006). De esta forma, se distinguen cinco eventos de mineralización según el autor:

- a. **127-125 Ma (Fe):** obtenido a partir de los depósitos de Fe macizo de Apache y vetas del Cerro Imán. La proximidad temporal y espacial con el Plutón Sierra Chicharra, asocian este cuerpo con la mineralización en este período.
- b. **123-119 Ma (Fe y Cu-Au \pm W):** obtenida de los depósitos de Fe macizo Cerro Negro Norte y en vetas de Cu-Au de la mina Norma y otra aún sin nombre. Los valores coinciden con la edad del Plutón La Brea, cuerpo intrusivo próximo a las ocurrencias datadas.
- c. **113-106 Ma (Fe y Cu-Au):** datado en vetas de magnetita-actinolita al suroeste de la mina Amapola, al sur de las vetas del cerro Bodega y la mina Lautaro, además de vetas de Cu-Au de la mina Anita. En vetas de Au-Cu y Cu del distrito Ojancos Viejos se han obtenido edades similares. El borde oriental del Batolito Cretácico se ha inferido como responsable de la mineralización de Cu-Fe-Au en el distrito Punta del Cobre (Marschik *et al.*, 1997) y en la mina Candelaria (Ullrich & Clark, 1999; Marschik & Fontboté, 2001; Mathur *et al.*, 2002).

- d. **103- 95 Ma (Fe y Au):** obtenido en vetas de magnetita-actinolita de la mina San Vicente-Viñitas y en cajas alteradas próximas a vetas de Au al oeste de la mina Teresita y mina Santo Domingo (Lledó, 1998). Edades de alteración similares se han obtenido en el borde oriental del Batolito Cretácico en el distrito Punta del Cobre (Marschik *et al.*, 1997).
- e. **91-78 Ma (Cu-Fe y Au-Cu):** registrado por la mineralización en vetas de Cu-Fe de la mina Chago y diques lamprofídicos portadores de mineralización de Au-Cu en el distrito Jesús María (Lledó, 1998). En este mismo lugar, en diques de similar composición, se han obtenido edades K-Ar (roca total), que varían entre 89 y 80 Ma. Diques encontrados de similar composición encontrados en el lugar, coinciden con la edad de la mineralización y representarían un episodio magmático contemporáneo con esta (Arévalo, 2005).

4.2. DOMINIO D2

Definido por la mineralización de cobre, hierro, oro, plata, cobalto y manganeso, hospedada en rocas estratificadas (formaciones Punta del Cobre, Bandurrias, Grupo Chañarcillo) e intrusivas hipabisales del Cretácico Inferior, ubicadas al este del Batolito Costero (Díaz *et al.*, 2006, Arévalo, 2005). Este dominio comprende mantos, vetas, cuerpos irregulares, cuerpos de brechas y stockworks de Cu-Fe±Au (Punta del Cobre, Candelaria), estratoligados de Cu-Au±Ag (Teresita), estratoligados y bolsones de Co (Deseada), mantos, cuerpos irregulares y vetas de Cu-Ag-Co (Dos Amigos y Unión), vetas y mantos de Cu-Au y Cu (Manto Gloria), y vetas de Mn (Pirolusita) (Díaz *et al.*, 2006).

Según datos geocronológicos las edades de alteración relacionadas con mineralización de tipo Cu-Fe±Au, obtenidas en las minas Santos y Resguardo (Marschik *et al.*, 1997), las edades varían desde los 114,9±1,0 Ma a los 109,7±1,6 Ma ($^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$). Una edad de 89,5±0,6 Ma obtenida en roca de caja rica en feldespato de la mina Mantos de Cobre, coincide con las edades obtenidas en diques lamprofídicos portadores de mineralización de Au-Cu en el distrito Jesús María. La edad de estos diques ha sido relacionada con un evento de enfriamiento bajo los 200- 150°C, simultaneo con un evento de alzamiento regional.

4.3. DOMINIO D3

Presenta ocurrencias vetiformes y mantiformes de cobre alojadas en las rocas de la Fm. Cerrillos y los stocks dioríticos de piroxeno, anfíbol y biotita del Cretácico Superior. Comprende, además, vetas y mantos de Cu y Cu-V como se observa en la mina La Capitana. En ausencia de dataciones radiométricas para la mineralización en este dominio, Arévalo (2005) atribuye una edad de 86-68 Ma, la cual corresponde a los datos determinados para los intrusivos que alojan la mineralización (Díaz *et al.*, 2006, Arévalo, 2005).

4.4. DOMINIO D4

Corresponde a la mineralización de Cu y Ag-Cu en mantos y vetas, que se hospedan en rocas de la Fm. Hornitos (mina San Antonio). En ausencia de datos radiométricos, la edad máxima está dada por la edad de las rocas que la hospedan (Campaniano-Maastrichtiano). Según Arévalo (2005), debido a evidencias texturales, la mineralización de Ag-Cu sería simultánea a la depositación de las rocas hospedantes y que estaría relacionada con la actividad hidrotermal relacionada con emplazamiento de domos que intruyen a la Fm. Hornitos (Mayer, 1988; Mayer & Fontboté, 1990).

4.5. DOMINIO D5

Se caracteriza por la mineralización mesotermal y epitermal de Cu-Au±Ag en vetas y chimeneas de brechas (Rajos de Oro, Araña, Fortuna) alojadas principalmente en la Fm. Venado y plutones Cachiyuyo y Cabeza de Vaca. La mineralización en este dominio es de origen hidrotermal, y está relacionada con etapas tardías del emplazamiento de los intrusivos mencionados. Esto permitiría acotar su edad al Paleoceno aproximadamente (Díaz *et al.*, 2006, Arévalo, 2005).

Se asocian a este dominio ocurrencias no metálicas que comprenden cuerpos irregulares de cuarzo (mina Esperanza), carbonato blanco (Plutón Sierra Chicharra), arcillas comunes en depósitos fluviales y aluviales en relleno de valles importantes (ladrillera Hacienda Caligari), áridos en depósitos fluviales y aluviales como relleno del valle del río Copiapó, calizas de alta pureza (mina Jilguero) y dolomitas en el Miembro Superior de la Fm. Nantoco (mina Ladrillo) (Gajardo *et al.*, 2004).

5. RESULTADOS

5.1. PETROGRAFÍA

5.1.1 Generalidades

En este capítulo se exponen las descripciones petrográficas de las rocas intrusivas del área de estudio (Tabla 5.1 y Figura 5.1). Estas descripciones son principalmente de carácter microscópico, en secciones pulidas transparentes, resaltando composición mineralógica, texturas y alteraciones presentes con el fin de comprender de manera detallada el posible origen y tipo de las rocas estudiadas.

Tabla 5.1. Coordenadas de las muestras de terreno (VG-1 a VG-8) y sondajes realizados por CMP (2008) (MSV-01 a MSV-16) en conjunto con su clasificación litológica. Las muestras de testigo fueron tomadas de distintos sondajes (Elaboración propia).

Muestra	Coordenadas	Clasificación	Tramo
VG-1	367.692 E / 6.984.280 N	Monzodiorita	Superficie
VG-2	367.852 E / 6.984.430 N	Monzonita cuarcífera	Superficie
VG-3	367.691 E / 6.984.279 N	Diorita cuarcífera	Superficie
VG-6	364.492 E / 6.986.758 N	Monzodiorita	Superficie
VG-7	365.708 E / 6.987.672 N	Microdiorita	Superficie
VG-8.	366.789 E / 6.982.692 N	Diorita cuarcífera	Superficie
MSV-01	365.922 E / 6.982.556 N	Dique Diorítico	322,8-326,6 m
MSV-06	365.846 E / 6.982.591 N	Dique Diorítico	155,6-157,9 m
MSV-13	366.772 E / 6.983.017 N	Dique Dacítico	381,6-385,25 m
MSV-14	366.772 E / 6.983.017 N	Diorita	389,85-392,5 m
MSV-15	366.772 E / 6.983.017 N	Dique Dacítico	414,4-418,25 m
MSV-16	366.772 E / 6.983.017 N	Diorita	425.85-429.45 m

La distribución geográfica de las muestras en la Tabla 5.1 se muestran en el mapa de la Figura 5.1.

Todas ellas forman parte del complejo Intrusivo Patacones (Muestras VG). El resto de las muestras (MSV y PMEX) corresponden a sondajes que interceptan dicha unidad a profundidades variables entre 155 y 429 m según se observa en la Tabla 5.1. Los detalles de las sondajes PMEX no se muestran debido a que pertenecen a CMP, por lo que son de carácter confidencial.

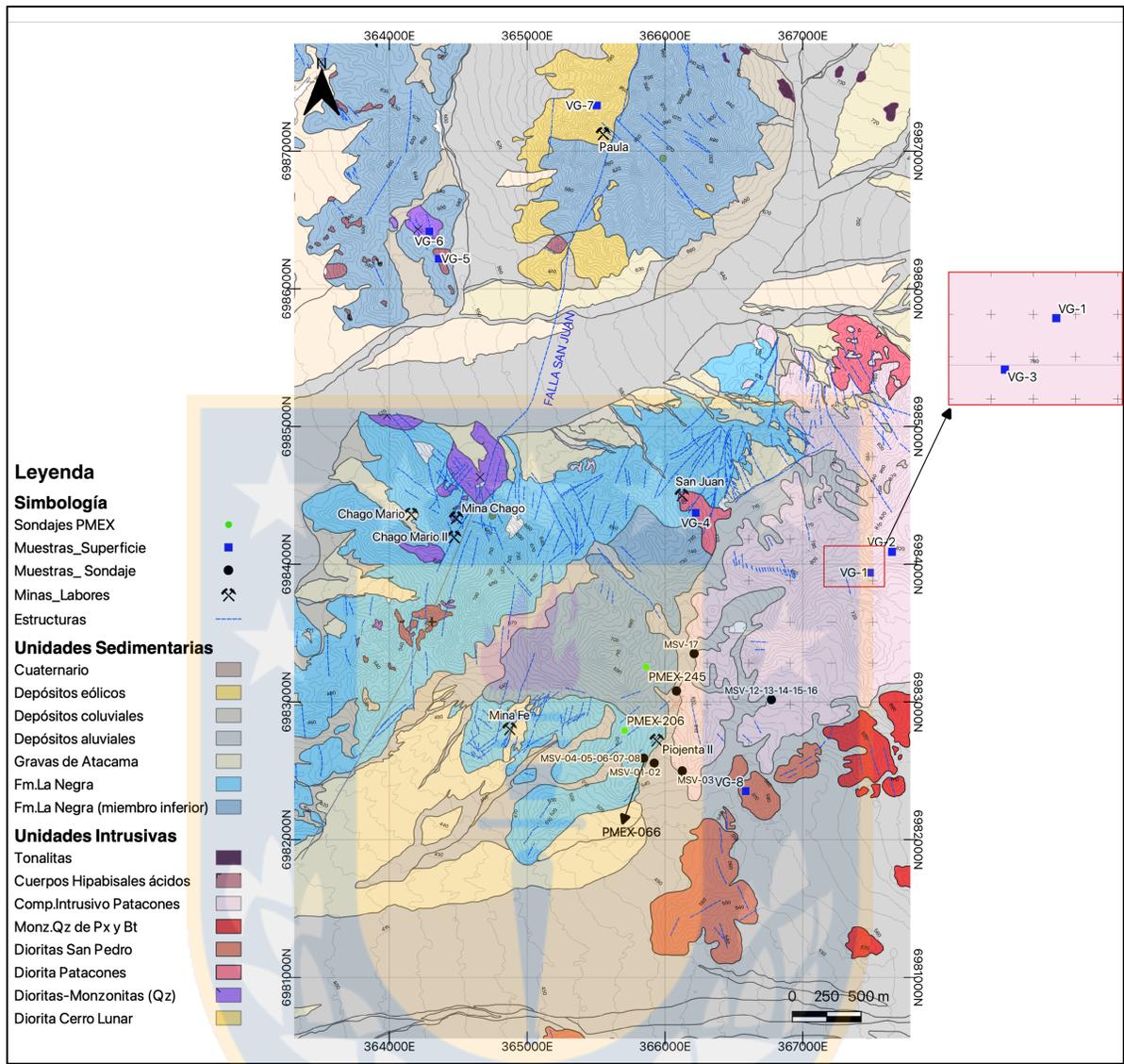


Figura 5.1. Mapa geológico con la ubicación de las muestras tomadas para realizar el estudio. En azul se distinguen las muestras de superficie, en negro las de sondajes y en verde los sondajes utilizados para análisis específicos de cobalto. De base se observan las litologías en detalle (Elaboración Propia).

A continuación, se expone la clasificación de las muestras (Tabla 5.2) según el porcentaje modal obtenido visualmente a partir de la observación de secciones transparentes y normalizado usando la clasificación QAP de Streckeisen (1976) como se muestra en la Figura 5.2. Se reconocen diferentes litologías correspondientes a monzonitas, monzodioritas, tonalitas y varios pulsos de dioritas que afloran en forma diques y stocks. De manera aislada se identificaron diques dacíticos con alteración filica pervasiva. A juzgar por el diagrama se puede deducir que las muestras MSV-13 y MSV-15 corresponden a un equivalente alterado con una fuerte adición de sílice de la muestra MSV-16.

Tabla 5.2. Mineralogía presente en las secciones transparentes estudiadas en función de la definición de Streckeinsen (1976), expresando minerales en % modal. Qz: Cuarzo, Feld-K: Feldespato alcalino, Plg: Plagioclasa, Ser: Sericita, Mgt: Magnetita, Hmt: Hematita, Anf: Anfíbol, Bt: Biotita, Chl: Clorita, Cpx: Clinopiroxeno, Bt^{2°}: Biotita secundaria, Ep: Epidota Shp: Esfeno, Ap: Apatito, Zir: Circón, Acc: accesorios y M: Índice de color.

Muestra	Clasificación (Streckeinsen 1976)	Qz	Feld-K	Plg	Ser	Mgt	Hmt	Anf	Bt	Chl	Cpx	Bt ^{2°}	Ep	Esf	Otros Accesorios	M
VG-1	Monzodiorita Qz	15,13	14,29	44,6	4,7	2,7	-	8,3	6,3	2,1	-	-	1,9	-	-	16,7
VG-2	Monzonita Qz	14,81	17,3	37,04	-	-	-	7,95	3,8	2,5	15,3	-	0,7	0,6	-	14,25
VG-3	Diorita cuarcífera	8,1	-	49,7	0,8	0,9	-	20,1	13,1	1,3	5,5	-	-	0,1	Ap, Zir	34,5
VG-6	Monzodiorita	4	6,1	44,8	3,6	3,1	-	10,3	14,8	-	12,5	-	-	0,8	Ap, Zir	37,6
VG-7	Microdiorita	4,9	-	68,9	4,1	1,4	-	5	5	12,1	-	-	-	-	-	22,1
VG-8	Diorita cuarcífera	7,8	-	41,6	0,9	4	-	15,2	12,1	9,3	6	1,4	0,7	1	-	42,6
MSV-01	Diorita (dique)	1,2	-	42,7	9,5	4,2	-	35,9	4,8	0,7	-	0,9	-	0,1	Ep, Ap, Zir	41,4
MSV-06	Diorita (dique)	0,1	-	31,7	19,2	3,5	-	33,9	-	8,8	-	2,7	-	-	Ap	42,7
MSV-13	Dacita (dique)	57,41	6,92	32,57	2	-	-	-	-	-	1,1	-	-	-	-	-
MSV-14	Diorita	-	-	23,4	3,4	1,2	-	4	-	33,4	-	34,5	-	-	-	37,4
MSV-15	Dacita (dique)	47,43	5,24	46,53	-	-	-	-	-	0,8	1,3	-	-	-	-	-
MSV-16	Diorita	-	-	41,8	5,3	7,3	-	29,4	-	3,7	-	12,4	-	-	Ap	33,1

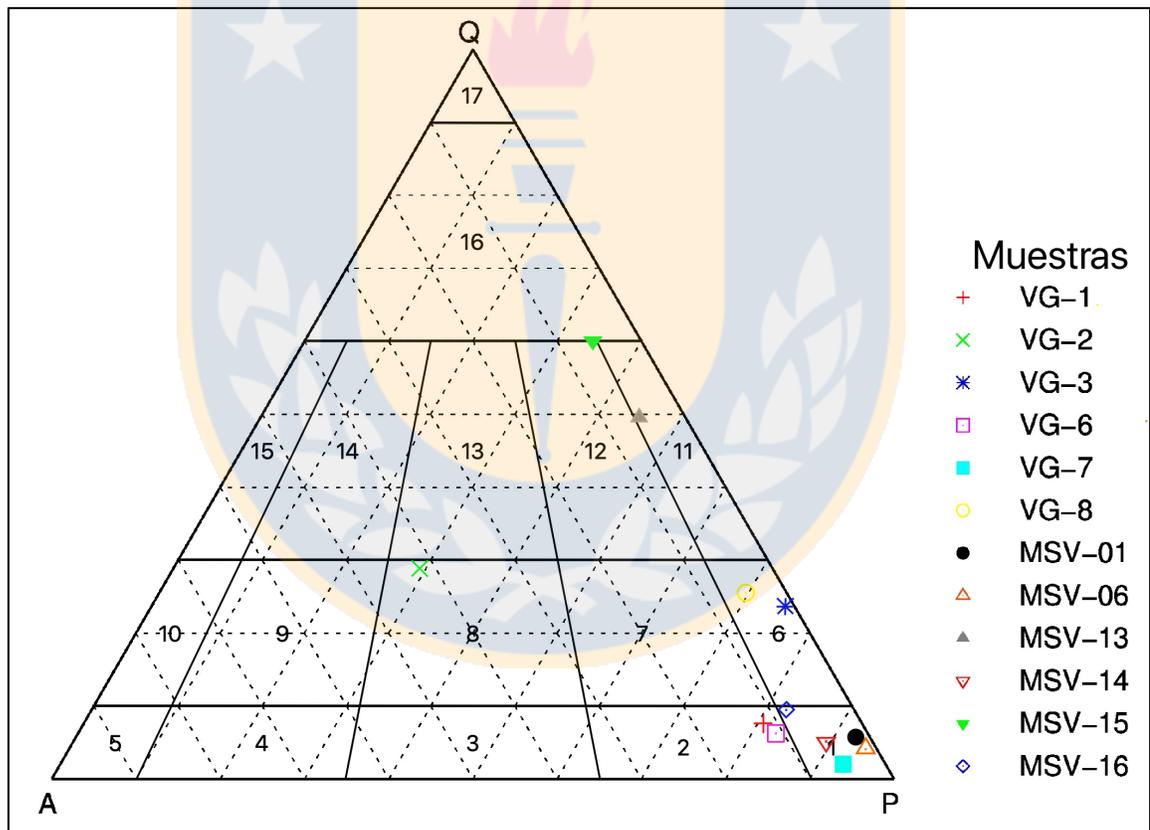


Figura 5.2. Diagrama QAP de Strekeinsen (1976). Las muestras corresponden a las obtenidas de Patacones. Según los números, los campos son los siguientes: 1- Diorita/gabro; 2- Monzodiorita/monzogabro; 3- Monzonita; 4- Sienita; 5- Sienita alcalina; 6- Diorita cuarcífera/ Gabro cuarcífero; 7- Monzodiorita cuarcífera; 8- Monzonita cuarcífera; 9- Sienita cuarcífera; 10- Sienita alcalina cuarcífera; 11- Tonalita; 12- Granodiorita; 13- Monzo-granito; 14- Sieno-granito; 15- Granito alcalino; 16- Granitoide rico en cuarzo; 17- Cuarzolita. (Elaboración propia).

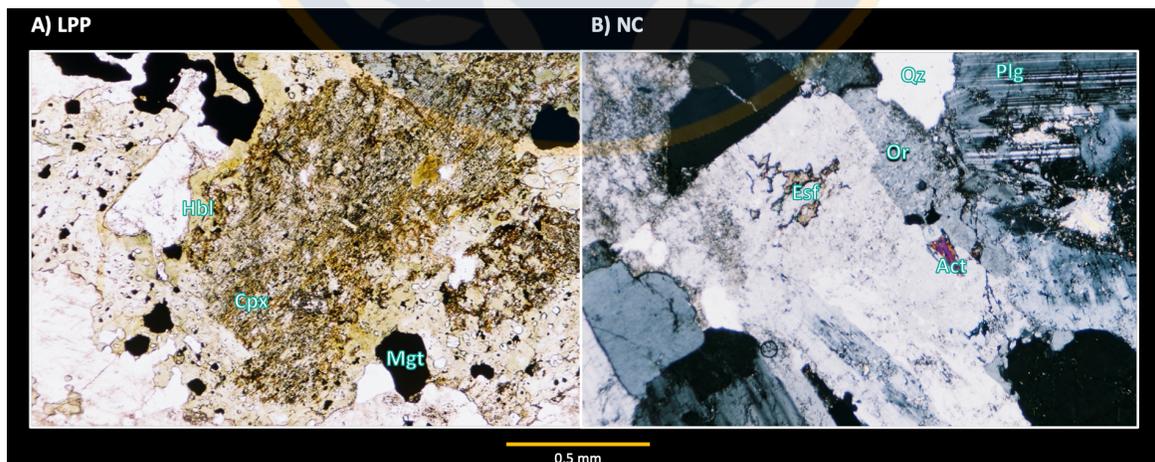
5.1.2 Descripción microscópica

A continuación, se describirán los diferentes intrusivos de cada campo pertenecientes a las muestras tanto de superficie como de sondajes presentes en el área de estudio.

5.1.2.1 Monzodiorita de piroxeno y biotita

Roca intrusiva fanerítica (Fotomicrografía 5.1), de textura hipidiomórfica inequigranular a equigranular de grano medio a grueso (1-5mm). Color rosado oscuro en la muestra de mano por la abundante presencia de feldespato potásico intersticial argilizado. Dentro de los máficos domina el piroxeno, característico de este tipo de rocas.

Presenta cristales mayores de plagioclasa (1-3mm) con maclas finas, margen de reabsorción y reemplazo por feldespato potásico, observándose texturas mirmequíticas y cúmulos de plagioclasa entre masas de feldespato potásico micropertítico con inclusiones de esfeno y actinolita. Los minerales máficos se presentan en abundancia formando cúmulos gruesos (2-4mm), con relictos de clinopiroxeno con texturas de exsolución tipo “*herringbone*” sobrecrecidos por hornblenda actinolítica con inclusiones de magnetita y apatito. En la periferia se observan relictos de biotita parcialmente cloritizada. Las fases intersticiales, consisten en un agregado grueso de feldespato potásico que corresponde a ortoclasa con micropertitas visible en los cristales de mayor tamaño, además de cuarzo de menor tamaño y minerales accesorios como circón, magnetita y apatito.



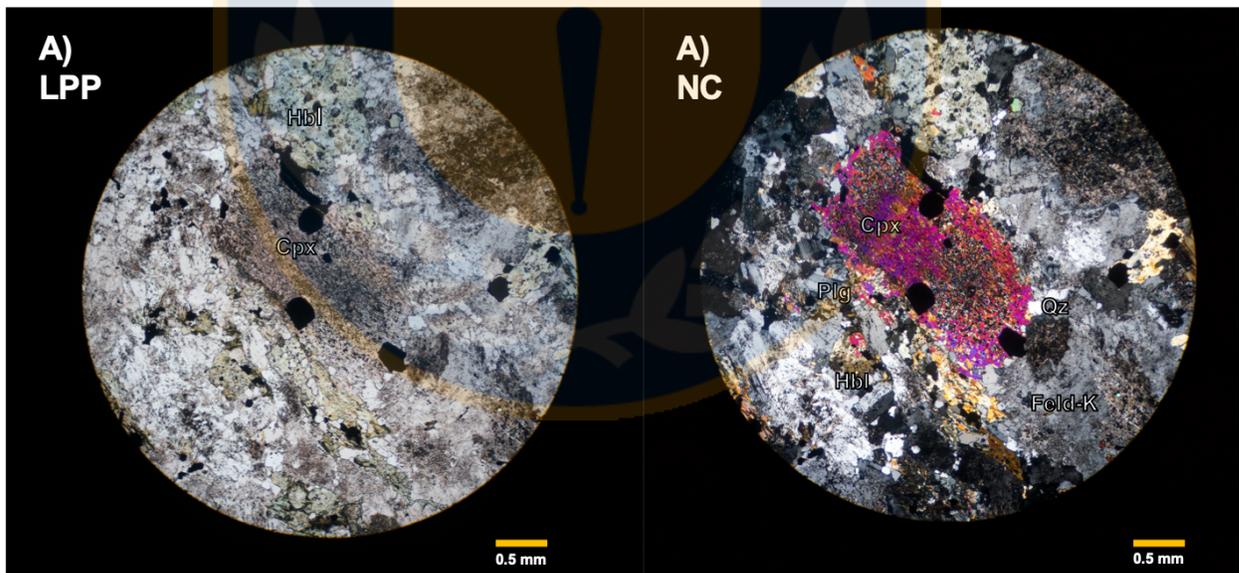
Fotomicrografía 5.1. Fotomicrografías de Monzodiorita de piroxeno y biotita. A) Anfíbol alterado a biotita, clorita y epidota, característico en las muestras de la zona B) Micropertitas en ortoclasa, inclusiones de esfeno, muestras VG-1, VG-6 (10x).

5.1.2.2 Monzonita cuarcífera de piroxeno y anfíbol

Esta roca de textura fanerítica inequigranular mediana a gruesa (1-5mm) presenta colores pardos a pardos anaranjados en muestra de mano por su elevado contenido de feldespato potásico argilizado (Fotomicrografía 5.2).

En la sección delgada se ve holocristalina, con mucho K-feld microperítico con inclusiones de titanita y actinolita, luego plagioclasa con maclado fino. El fenocristal de la Fotomicrografía 5.2 tiene un color de segundo orden característico del clinopiroxeno y está rodeado por pequeños cristales de cuarzo granular, conteniendo además feldespato potásico y plagioclasa en proporciones similares predominando este último.

Se aprecian ojos de cuarzo que modalmente representan menos de un 20% en comparación con el contenido total de plagioclasas y feldespato. El mineral máfico predominante es el piroxeno, característico de estas rocas monzoníticas. Además, se aprecian cristales de anfíbol cloritizados que aún conservan su maclado en algunas zonas.

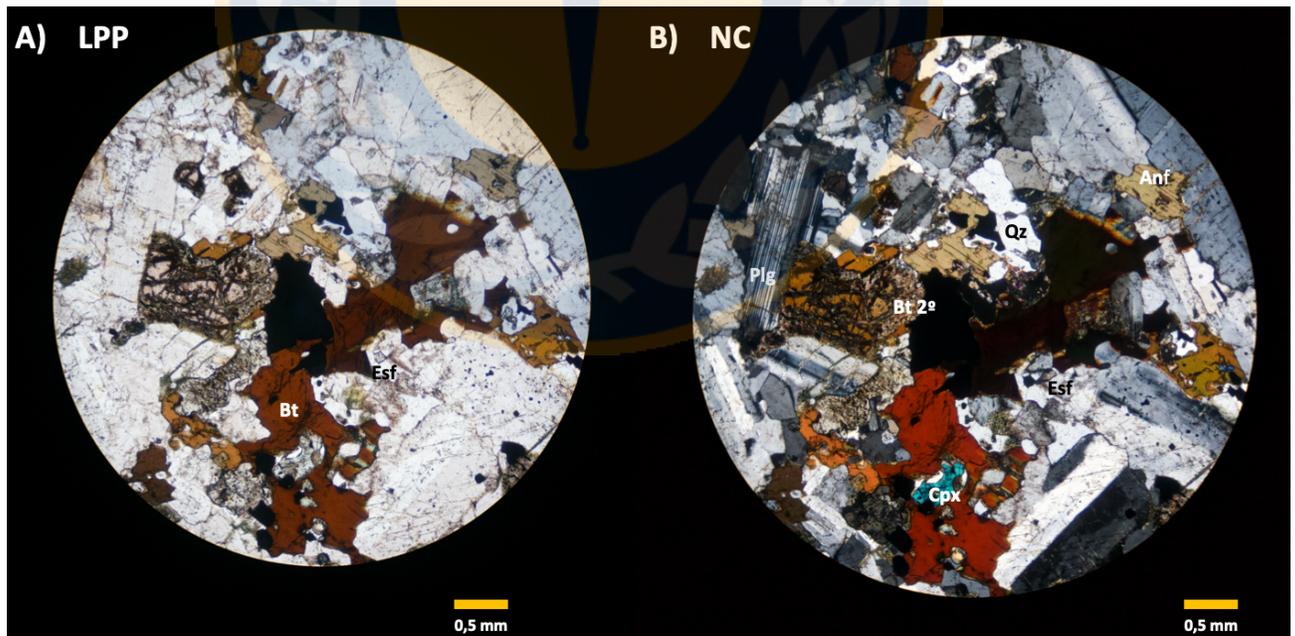


Fotomicrografía 5.2. Fotomicrografías de Monzonita cuarcífera de piroxeno y anfíbol. A) Anfíbol alterado a clorita y epidota con bordes difusos B) Feldespato potásico microperítico con inclusiones de actinolita y titanita. Muestra VG-2 (5x).

5.1.2.3 Diorita cuarcífera de piroxeno y biotita

Roca intrusiva de textura hipidiomórfica inequigranular de grano medio a grueso con abundante cuarzo intersticial y rasgos levemente porfídicos (Fotomicrografía 5.3 a). Presenta abundantes relictos de minerales máficos prismáticos que corresponden a piroxenos reemplazados por anfíbulas. El color gris claro representa a las plagioclasas y fases intersticiales con cuarzo, posee cierto grado de reemplazo de los piroxenos intersticiales, así como también anfíbulas. Se aprecia un efecto óptico de recristalización termal y formación de anfíbulas intersticiales, así como también un importante porcentaje de biotita primaria. Está constituida por cristales mayores de plagioclasa entrelazados (1-4mm), con maclas polisintéticas. Al interior de estos cristales se observa una mezcla fina de arcillas con epidota. El margen de los cristales tiene un aspecto recristalizado, característico de recristalización termal (Fotomicrografía 4.3 b). Los minerales máficos corresponden a relictos gruesos, granulares y prismáticos de clinopiroxeno con un reemplazo actinolítico en algunos cristales, observándose un desarrollo mayor de anfíbulas en la periferia.

Esta muestra, prácticamente no presenta magnetita, pero sí se reconocen relictos de titanomagnetita de origen magmático, parcial o totalmente alterado a esfeno por lo que no presenta magnetismo.

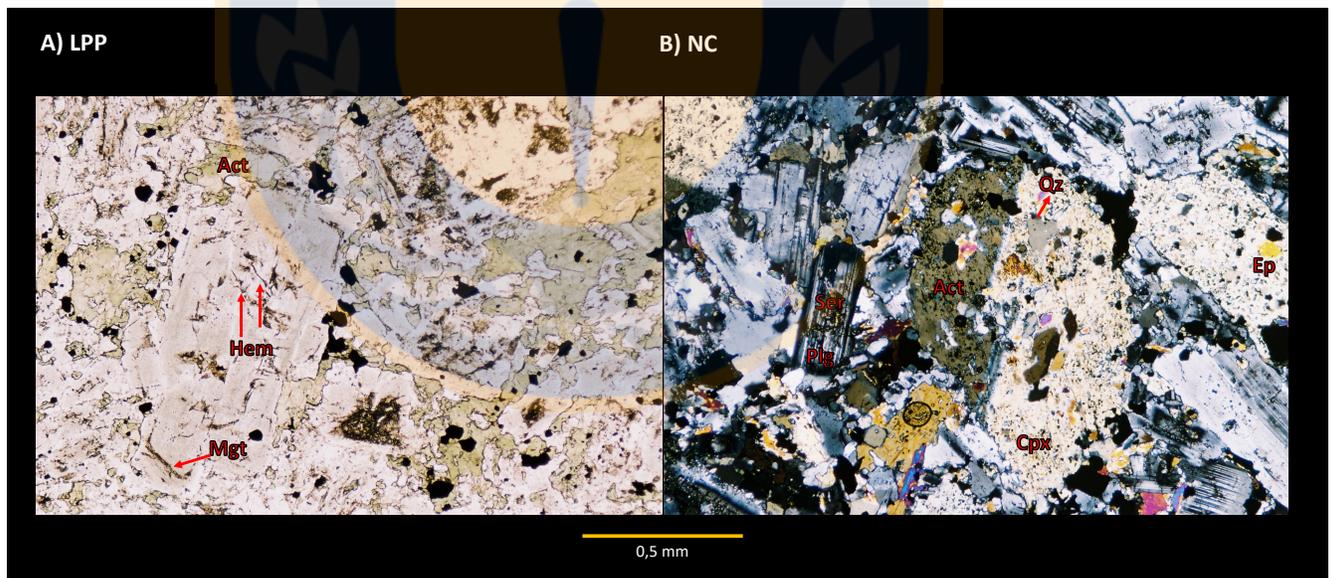


Fotomicrografía 5.3. Fotomicrografías de Monzonita cuarcífera de piroxeno y biotita. A) Anfíbul alterado a biotita, clorita y epidota, característico en las muestras de la zona B) Microperthitas en ortoclase. Muestra VG-8 (5x).

5.1.2.4 Diorita cuarcífera de piroxeno

Presenta textura hipidiomórfica inequigranular de grano medio a fino (Fotomicrografía 5.4 a y b) y similitudes con la roca anteriormente descrita pero probablemente corresponde a una variante local de esta sin cristales de biotita lo que podría estar indicando una mayor temperatura de recristalización.

En los núcleos se observa una mezcla de epidota, sericita e inclusiones de anfíbol y magnetita. Estos minerales máficos se encuentran alojados de manera intersticial destacando cristales de clinopiroxeno de tamaño considerable reemplazados casi en totalidad por anfíbol (actinolíticas), hacia los bordes del cristal se aprecia precipitación de magnetita. La textura presente en este tipo de exolución es conocida como *herring-bone*. En la masa fundamental hay cristales mayores de plagioclasa (0.2-0.3 mm) y menores de cuarzo, así como también algunas venillas discontinuas de aproximadamente 0.1 mm de espesor de actinolita con esfeno. Esta roca está afectada por una fuerte alteración cuarzo-turmalina con contacto neto entre cristales, observándose además minerales accesorios como la epidota.



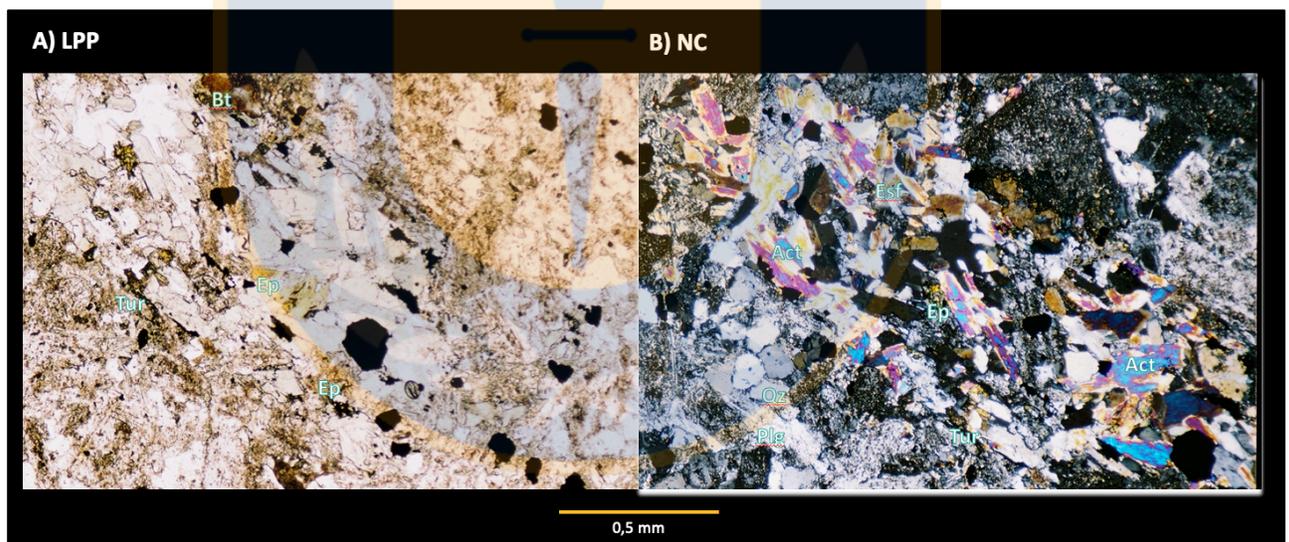
Fotomicrografía 5.4. Diorita cuarcífera fina de piroxeno con evidencia de reemplazo pseudomorfo por actinolita. Plagioclasas con inclusiones finas de magnetita, hematita y cuarzo. Muestra MSV-16, aumento 4X.

5.1.2.5 Microdiorita de piroxeno con rasgos porfídicos

Roca intrusiva de textura hipidiomórfica inequigranular levemente porfídica, presenta abundantes relictos de minerales máficos prismáticos, que corresponden a piroxenos reemplazados por anfíbolos.

El color gris claro representa a las plagioclasas y fases intersticiales con cuarzo. Se observan cristales de mayor tamaño de plagioclasas entrelazados (2-4mm) con rasgos de zonación, maclas polisintéticas y un aspecto alterado. Los relictos máficos son abundantes y corresponden a formas prismáticas y granulares de piroxeno, con reemplazo por anfíbolos, cuarzo lamelar y albita, observándose en la periferia biotita parcialmente cloritizada, algunos cristales de epidota (0.1-0.3mm) y turmalina en los márgenes (Fotomicrografía 5.5 a y b).

La roca presenta venillas difusas apreciables en muestra de mano y una evidente orientación de los minerales producto de metasomatismo.



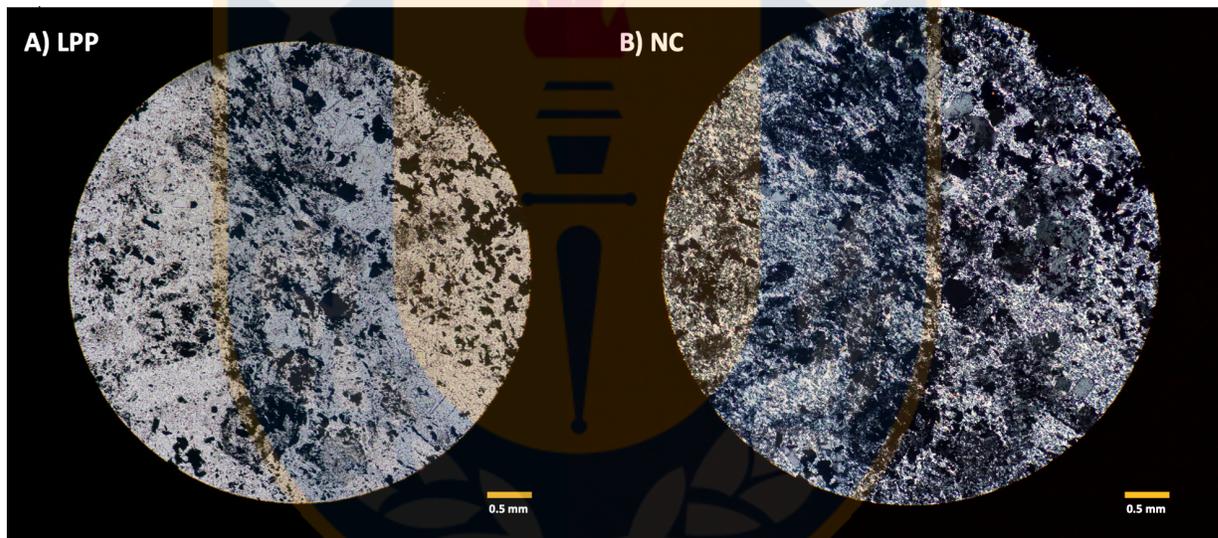
Fotomicrografía 5.5. Fotomicrografías de Microdiorita cuarcífera porfídica. A) Biotitas alteradas a clorita y epidota, relictos de turmalina en los márgenes. B) Cristales de actinolita, anfíbol y epidota proveniente de Biotita entrelazados. Muestra VG-7. Aumento (4x).

5.1.2.6 Diques Dacíticos

Esta unidad presenta textura afanítica en muestra de mano, relativamente homogénea, muy fina, de color gris blanquecino (Fotomicrografía 5.6 a y b).

Presenta algunos fenocristales totalmente obliterados que originalmente correspondían a granos de cuarzo y plagioclasa, pseudomorfos de biotita y clorita euhedral a subhedral completamente alterados a clorita y epídota.

La alteración predominante corresponde a una silicificación. Se observa además una envolvente de escapolita-granate-piroxeno con magnetita. Además de la alteración pervasiva existe un componente adicional por efecto del metasomatismo de contacto predominante en el área.

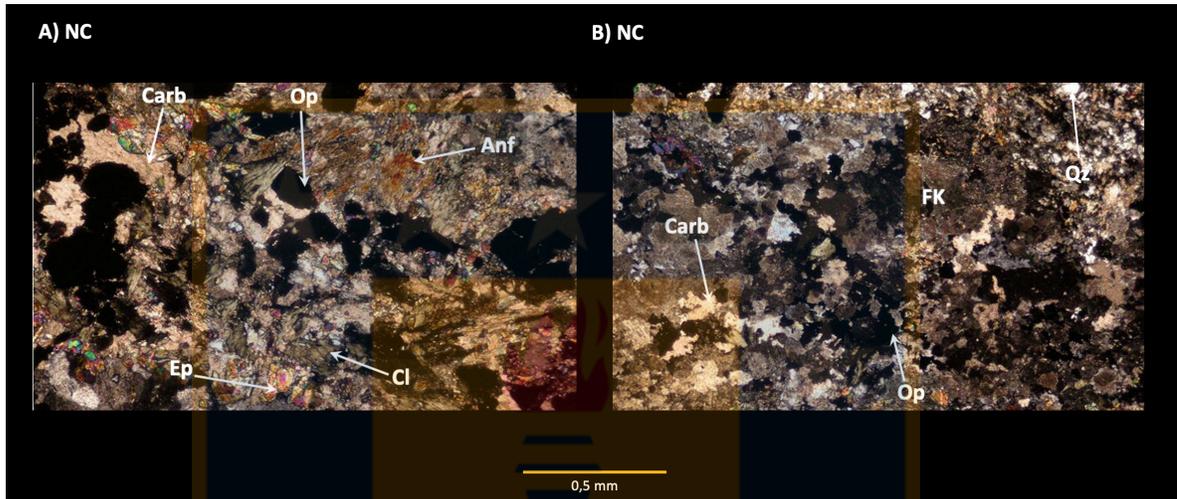


Fotomicrografía 5.6. Dacita albitizada y silicificada con textura fluidal. Muestra MSV-15.

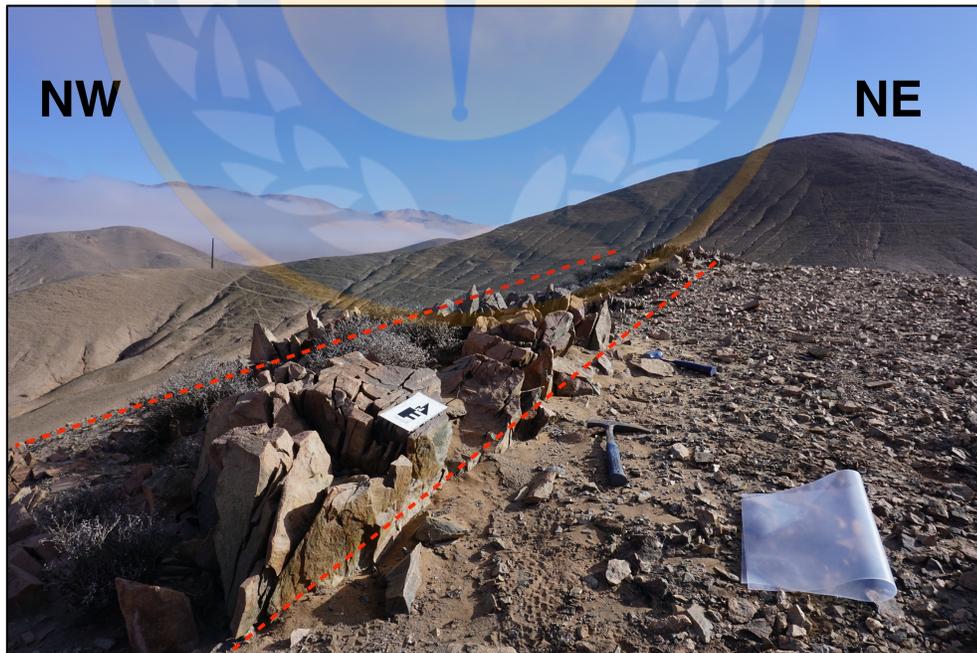
5.1.2.7. Diques Dioríticos

La roca se clasifica como una microdiorita de textura fanerítica de grano muy fino, con textura intersertal, localmente traquitoidal. Se compone de plagioclasa, hematita y limonitas diseminadas, cuarzo y trazas de biotita oxidada de manera pervasiva otorgándole superficies de alteración pardas en muestra de mano.

La alteración de la roca es parcial, y presenta vetillas de carbonato (Fotomicrografía 5.7). Los principales minerales de alteración son calcita, clorita, anfíbol secundario y epidota, denotando un arreglo propilítico, además de arcillas y sericita producto de una argilización. La mineralización de sulfuros consiste en los cristales de pirita euédral y se encuentra completamente reemplazada por hematita y limonitas. La fotografía 5.1 muestra el afloramiento de dicho dique.



Fotomicrografía 5.7. Fotomicrografías de diques dioríticos. A) Vetillas de carbonato, anfíbol secundario, clorita y epidota. Se observan minerales opacos identificados como pirita y calcopirita. B) Cristales de Feldespato Potásico, cuarzo intersticial y carbonatos relleno de espacios (Muestra MSV-06)



Fotografía 5.1. Dique Diorítico subvertical, estas unidades menores afloran en distintos puntos del proyecto con orientaciones similares.

5.2 GEOQUÍMICA

5.2.1 Generalidades

En este capítulo se presentan los resultados de los análisis químicos en roca total realizados a 12 muestras del proyecto Patacones, 6 muestras de sondajes y 6 muestras de superficie, contabilizando un total de 12 análisis geoquímicos de elementos mayoritarios, minoritarios y trazas.

Las rocas del proyecto Patacones, se ha comparado la química de algunas litologías con los datos obtenidos por Richards *et al.* (2017) y Del Real *et al.* (2020), para unidades ígneas en Candelaria, con la finalidad de contextualizar este estudio y confirmar los datos según lo ya entendido en el contexto regional. Dicha comparación se realiza fundamentalmente en base a relaciones de elementos traza propios de litologías mineralizadas ya ampliamente estudiados. Las tablas con los resultados de los análisis químicos se presentan en la sección del Anexo I.

5.2.2 Elementos mayores y menores

La Tabla 5.3 muestra los elementos mayores contenidos en cada una de las muestras tanto superficiales como de sondajes. Estos representan a la población de elementos cuya ponderación en peso es superior dentro de la totalidad de las muestras, su concentración se expresa en %peso de óxido.

Tabla 5.3. Análisis geoquímicos para elementos mayores expresados en %_{peso}.

Muestra	Masa (g)	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃ (T)	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	P ₂ O ₅	LOI	Total
VG-1	24,7	57,5	16,7	8,16	0,15	3,34	6,72	3,61	2,45	1,04	0,33	0,6	100
VG-2	23,6	60,08	16,34	6,7	0,08	2,73	5,8	3,82	3,62	0,84	0,23	1,25	100
VG-3	24	56,84	17,09	8,36	0,152	3,22	6,66	3,66	2,52	1,105	0,37	0,65	100
VG-6	22,4	63,92	16,88	2,76	0,059	2,4	8,98	3,88	0,3	0,674	0,11	1	100
VG-7	24	55,26	17,98	6,37	0,079	5,16	9,05	4,18	1,02	0,851	0,02	1,35	100
VG-8	26,5	54,65	18,48	8,07	0,132	4,24	9,07	3,75	0,53	0,922	0,14	1,1	100
MSV-01	26,7	53,6	19,68	8,97	0,164	4,83	5,6	4,4	1,75	0,736	0,24	7,31	100
MSV-06	25	50,74	18,69	15,01	0,049	5,33	0,93	3,9	4,59	0,66	0,07	2,42	100
MSV-13	24,9	69,74	16,17	1,26	0,038	1,54	5,89	4,23	0,55	0,552	0,03	0,8	100
MSV-14	23,2	70,01	16,27	0,94	0,028	1,6	5,6	4,4	0,53	0,552	0,07	0,74	100
MSV-15	25,1	66,35	17,35	1,05	0,032	2,67	6,54	4,48	0,67	0,66	0,2	1,12	100
MSV-16	25,3	65,6	17,18	2,66	0,063	2,29	6,39	4,31	0,74	0,63	0,14	1,23	100

En la Figura 5.3 se muestra la gráfica %_{peso} de SiO₂ vs *Lost On Ignition* (LOI), donde los valores más elevados de LOI oscilan en general entre 6 y 7%, correspondientes a los diques dioríticos y dacíticos. Considerando que ambas muestras (MSV-01 y MSV-15) fueron tomadas en testigos con

un nivel de fraccionamiento importante, se asume que el grado de alteración es mayor y, por ende, sus % de LOI. Dentro de estas muestras con valores anómalos de LOI se reconocen minerales de alteración como clorita, calcita, biotita secundaria, epidota y sericita lo que estaría generando un aumento significativo de volátiles en el sistema. La mayoría de las muestras restantes están entre 0.6-1,35 %, es decir, bajo el 2%, lo que representa un rango aceptable para el procesamiento directo.

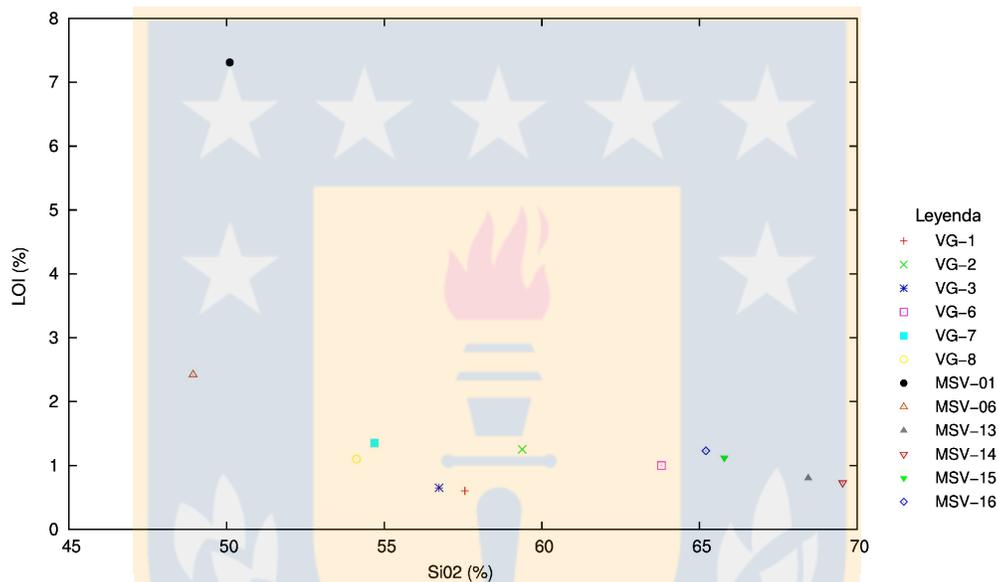


Figura 5.3. Diagrama LOI (%) vs SiO₂ (% peso). Donde se aprecia la cantidad de volátiles presentes en las rocas y el efecto de la alteración en las muestras analizadas. Los valores más altos de LOI se observan en las muestras MSV-01 y MSV-06 que corresponden a diques dioríticos y dacíticos (Elaboración propia).

5.2.2.1 Diagramas discriminantes

El diagrama TAS de Wilson (1989) según Cox *et al.* (1979) de la Figura 5.4, permite cuantificar geoquímicamente la alteración, pues este, considera elementos móviles susceptibles a procesos hidrotermales discriminando las rocas plutónicas según el contenido de sílice y álcalis, para lo cual se debe normalizar en base anhidra el SiO₂ y Na₂O+K₂O, ambos representados en %_{peso}.

Las muestras caen en el rango composicional de rocas intermedias, ácidas y en el campo subalcalino a excepción de las muestras MSV-01 y MSV-06 que están en el campo de rocas más básicas y alcalino. Esto posiblemente debido a su mayor grado de alteración, ambas muestras corresponden a diques, diorítico y dacítico respectivamente con presencia de alteración potásica.

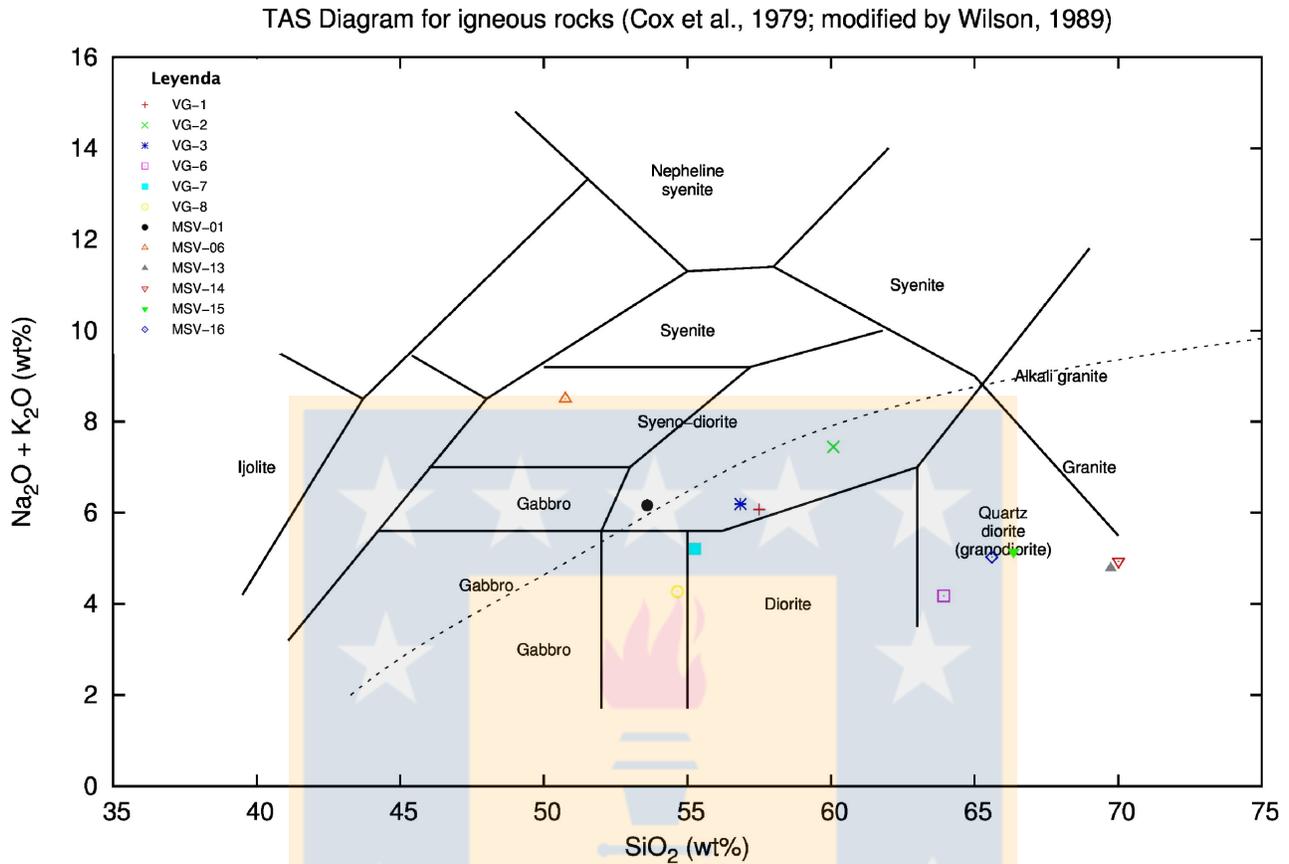


Figura 5.4. Diagrama TAS de Wilson (1989), basado en Cox *et al.* (1979), para la clasificación química de rocas ígneas y plutónicas (Óxidos expresados en %_{peso}). Se observa la distribución de las muestras en el campo Sub-alkalino e intermedio y ácido, a excepción de las rocas provenientes de cuerpos intrusivos menores MSV-01 y MSV-06 (Elaboración propia).

El diagrama AFM de Irvine & Baragar (1971) de la Figura 5.5, clasifica las rocas de la serie sub-alkalina entre la serie toleítica (sobre la curva) y calco-alkalina (bajo la curva) a través de los contenidos de álcalis $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ (A), FeO^* (F) y MgO (M).

Las muestras en cuestión presentan una clara afinidad calcoalkalina, en esta serie las rocas no poseen un notorio enriquecimiento en FeO^* (F) a diferencia de la serie toleítica, esto ocurre porque en la primera se genera cristalización temprana de la fase mineral titanomagnetita, hecho que en la segunda no ocurre y que es característico de magmas de zonas de subducción, por lo que este diagrama nos podría expresar los primeros indicios respecto al ambiente tectónico en el que se habrían formado las rocas.

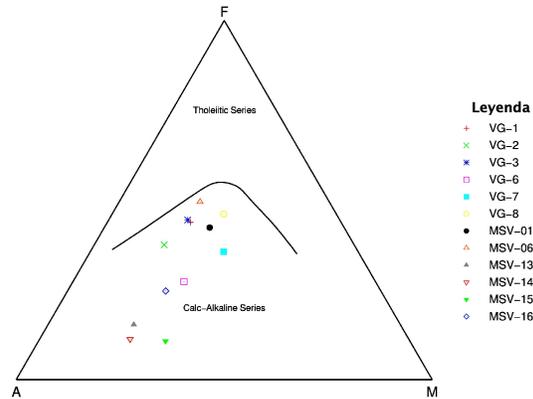


Figura 5.5. Diagrama AFM (Irvine & Baragar, 1971) para clasificación de series subcalcinas, donde $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ corresponde a **A**, FeO^* a **F** y MgO a **M**. Generado en el *Software* PINGU (Elaboración propia).

El diagrama SiO_2 versus K_2O de Peccerillo & Taylor (1976) (Figura 5.6), compara estas concentraciones para asociar las proporciones de estos compuestos presente en los distintos tipos de magma, cuya clasificación geoquímica se asocia directamente al contexto geodinámico en el que se están generando. Los contenidos de K_2O vs SiO_2 varían con mayor proporción en las muestras MSV-06, VG-02, VG-03 y VG-01 denotando una alteración tipo potásica predominantemente y en el caso de las muestras MSV-13, MSV-14 y MSV-15 una silicificación.

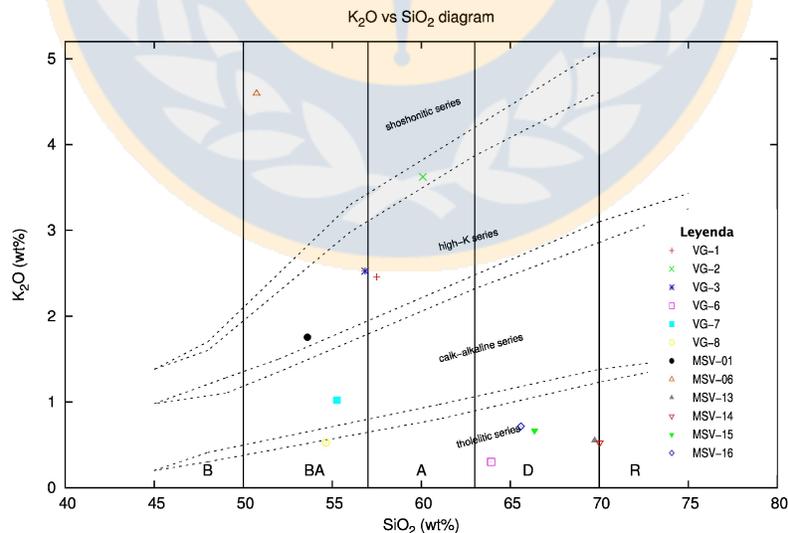


Figura 5.6. Diagrama SiO_2 versus K_2O de Peccerillo & Taylor (1976), donde se dividen las subseries calcoalcalinas según el contenido de potasio total para las muestras (Óxidos expresados en %_{peso}). Elaboración propia.

Según el diagrama de saturación de alúmina de Shand (1947) de la Figura 5.7, todas las muestras analizadas presentan un carácter metaluminoso a excepción de las muestras MSV-01 y MSV-06, esto se determina, comparando las relaciones de las proporciones de alúmina a respecto de sodio, calcio y potasio ($A/CNK: Al_2O_3/CaO+Na_2O+K_2O$), que junto con la proporción molar de alúmina respecto de, sodio y potasio ($A/NK: Al_2O_3/Na_2O+K_2O$), estas definen los campos peralcalino, metaluminoso y peraluminoso (Figura 6.5). Este carácter metaluminoso es típico en rocas que presentan una importante cantidad de máficos como anfíbol y biotita, al igual que las rocas extraídas en las campañas de terreno (Tabla 5.1).

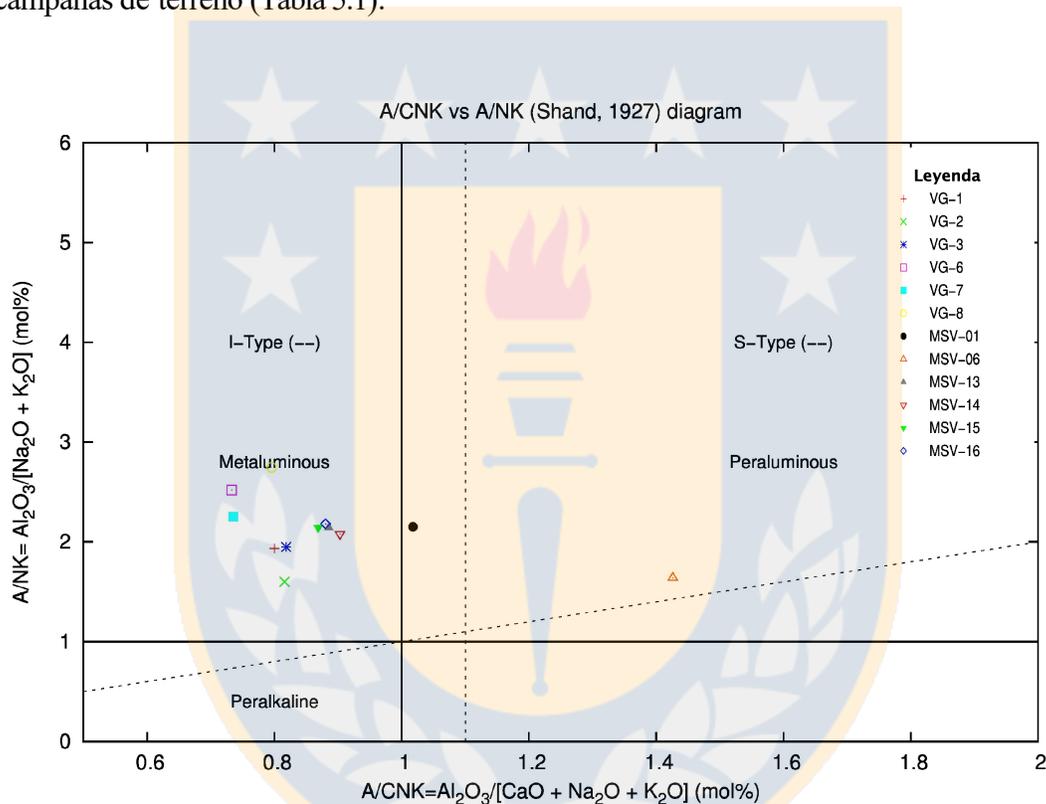


Figura 5.7. Diagrama A/NK (Al_2O_3/Na_2O+K_2O) versus A/CNK ($Al_2O_3/CaO+Na_2O+K_2O$) de Shand (1947) (Óxidos expresados en %peso). Las rocas presentan valores A/CNK variables entre 0,7 y 0,9 aproximadamente, los cuales son bastante distantes al límite de saturación de alúmina, expresado por una línea recta perpendicular a $A/CNK = 1$ (Elaboración propia).

5.2.2.2 Diagramas Harker (1909)

Este tipo de diagrama permite deducir el comportamiento de los elementos mayores frente a procesos de evolución magmática, como se observa en la Figura 5.8, el contenido de SiO_2 se ubica en el eje X, puesto que, este óxido incrementa conforme lo hace la evolución magmática y se utiliza como índice de diferenciación.

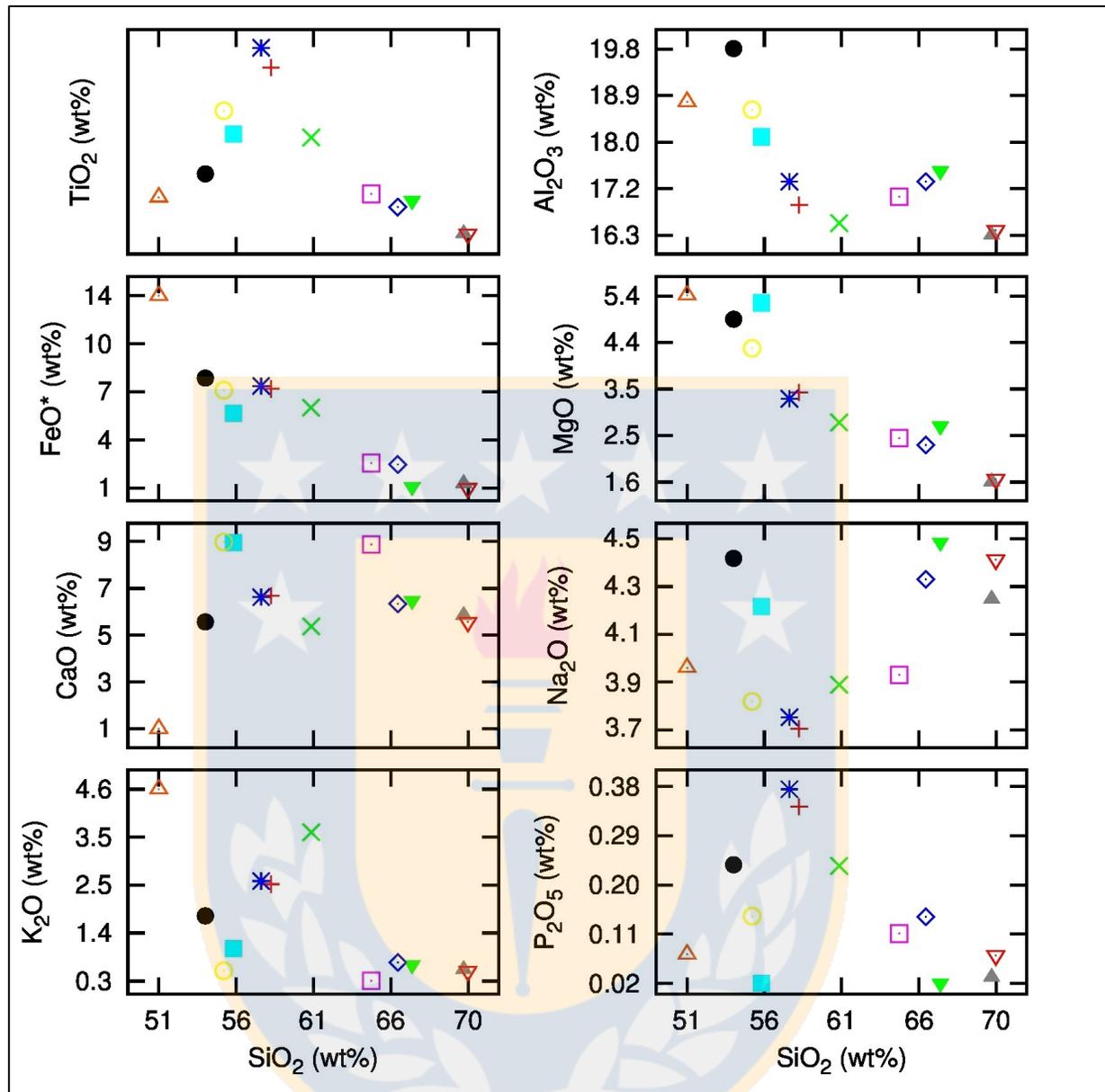


Figura 5.8. Diagramas Harker (1909) para elementos mayores y menores de las rocas ígneas del proyecto Patacones (Óxidos expresados en %_{peso}). Muestra VG-6 está levemente silicificada Elaboración propia.

Gráficamente se puede inferir que los elementos como el Al_2O_3 , TiO_2 , MgO y FeO^* presentan una pendiente negativa respecto a su relación con el SiO_2 a diferencia del CaO que prácticamente muestra una ausencia de pendiente con una cierta dispersión de los datos.

En el caso del Na_2O se observa un patrón disperso con el aumento de concentración de sílice impidiendo una interpretación coherente.

Con respecto al K_2O se puede ver también una dispersión de los datos, esto puede deberse al empobrecimiento de potasio sustraído durante la alteración de los feldspatos. Este patrón se observa en el P_2O_5 debido a un empobrecimiento del compuesto para la formación de apatito que fue detectado en las muestras de intrusivos menos diferenciados.

El comportamiento lineal de los óxidos con respecto al aumento de SiO_2 , sumado al enriquecimiento de K alude a un proceso de cristalización fraccionada en sistemas calcoalcalinos. En este tipo de diagramas los quiebres de pendiente representan la incorporación de una fase mineral determinada, y al no ocurrir, se atribuye a una evolución normal siempre que las muestras sean cogenéticas. Por el contrario, patrones más dispersos, difícilmente interpretables indican una relación no cogenética entre las rocas, por ende, no hace referencia a un proceso de evolución magmática. Sin embargo, dicha dispersión se puede deber además a alteraciones hidrotermales, considerando lo observado en terreno.

5.2.3 Elementos trazas

Estos elementos expuestos en la Tabla 5.4 tienen concentraciones inferiores a 1.000 ppm en la totalidad de la roca, y es por esto, que se consideran como elementos traza.

Tabla 5.4. Análisis geoquímicos para elementos trazas expresados en ppm.

Muestra	Rb	Sr	Y	Zr	Nb	Cs	Ba	La	Ce	Pr	Nd	Sm
VG-1	76	481	27.9	202	10.9	4.2	601	25.7	56.2	7.24	29.6	6.45
VG-2	106	391	31.4	181	10.5	1.1	564	25.9	58.2	7.78	31.6	7.19
VG-3	75	491	29.3	215	11.6	3.4	620	26.4	58.3	7.42	30.1	6.77
VG-6	2	460	13.9	109	5.8	0.2	106	4.55	12.3	1.62	6.82	1.67
VG-7	21	421	20.2	75	2.5	0.4	162	5.07	15.9	2.46	10.9	3.09
VG-8	13	483	18.5	61	2	3.8	159	6.58	15.5	2.22	10.7	3.06
MSV-01	32	277	16.6	75	2.7	0.9	274	9.11	20.8	2.86	12.8	3.12
MSV-06	72	124	9.3	38	0.6	1.7	1228	2.21	4.76	0.8	3.88	1.19
MSV-13	12	386	15.6	134	4.4	1.9	97	3.45	8.81	1.44	6.95	2.1
MSV-14	11	397	5.8	134	5.6	1.8	98	3.06	7.21	1.02	4.32	0.85
MSV-15	15	418	19.8	128	2.9	2.5	142	3.07	7.43	1.17	5.81	1.94
MSV-16	17	434	21.6	105	3.5	3.1	154	4.96	13.5	2.3	12.3	3.5

Tabla 5.4 (Continuación). Análisis geoquímicos para elementos trazas expresados en ppm.

Muestra	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Yb	Lu	Hf	Ta	Pb	Th	U
VG-1	1.48	5.99	0.89	5.08	1.02	2.86	0.476	5.4	1.13	6	9.27	2.86
VG-2	1.37	6.44	0.99	5.53	1.11	3.43	0.516	5.6	1.33	2.5	15.1	3.71
VG-3	1.65	6.26	0.9	5.11	1.03	3.04	0.456	5.8	1.15	6	8.8	2.74
VG-6	0.896	1.89	0.33	2.16	0.44	1.54	0.269	3.1	0.77	2.5	4.27	0.55
VG-7	0.887	3.62	0.58	3.67	0.73	2.19	0.338	2.2	0.36	2.5	1.74	0.88
VG-8	1.04	3.41	0.52	3.24	0.67	2.04	0.316	1.9	0.31	2.5	1.99	0.36
MSV-01	0.977	3.35	0.48	3.04	0.62	1.77	0.291	2.2	0.26	2.5	0.91	1.77
MSV-06	0.488	1.54	0.25	1.63	0.36	1.17	0.191	1.3	0.13	2.5	0.73	0.37
MSV-13	0.635	2.49	0.4	2.45	0.53	1.81	0.302	4	0.96	2.5	4.52	0.81
MSV-14	0.524	0.96	0.14	0.86	0.2	0.8	0.145	4	0.98	2.5	3.71	0.93
MSV-15	0.785	2.71	0.47	3.05	0.68	2.55	0.436	3.8	0.75	2.5	5.76	1.05
MSV-16	0.95	4.04	0.62	3.58	0.73	2.4	0.413	3.2	0.82	2.5	5.08	0.91

5.2.3.1 Diagramas Discriminantes

Según los diagramas de clasificación de Pearce *et al.* (1984) de la Figura 5.9 y de Pearce & Cann (1973) de la Figura 5.10, es posible observar que las muestras están dentro de campo VAG y syn-COLG lo que estaría indicando que las rocas formadas provienen tanto de arcos volcánicos como de granitos colisionales, es decir, relacionadas a un ambiente de subducción.

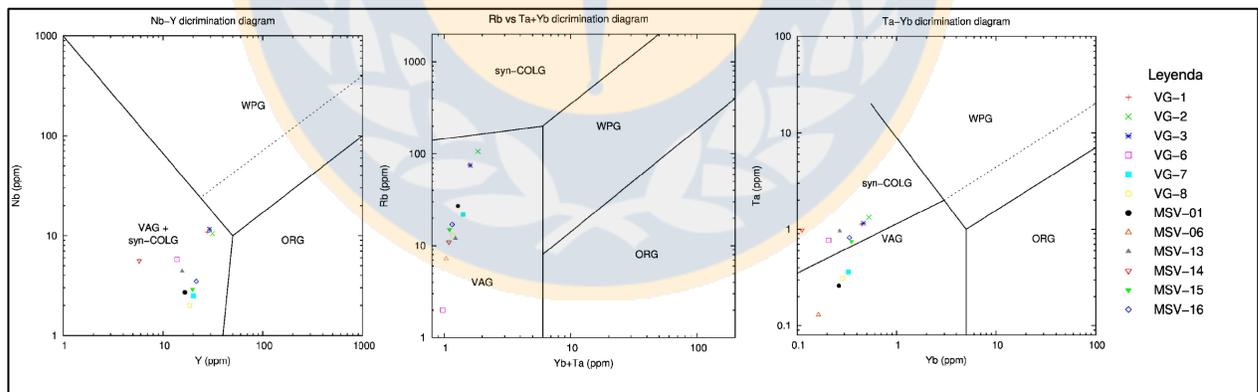


Figura 5.9. Diagrama de discriminación tectónica de granitos (Pearce *et al.*, 1984). ORG: Ocean Ridge Granites; VAG: Volcanic arc Granites; WPG: Within Plate Granites; COLG: Collision Granites. Elementos expresados en ppm. (Elaboración propia).

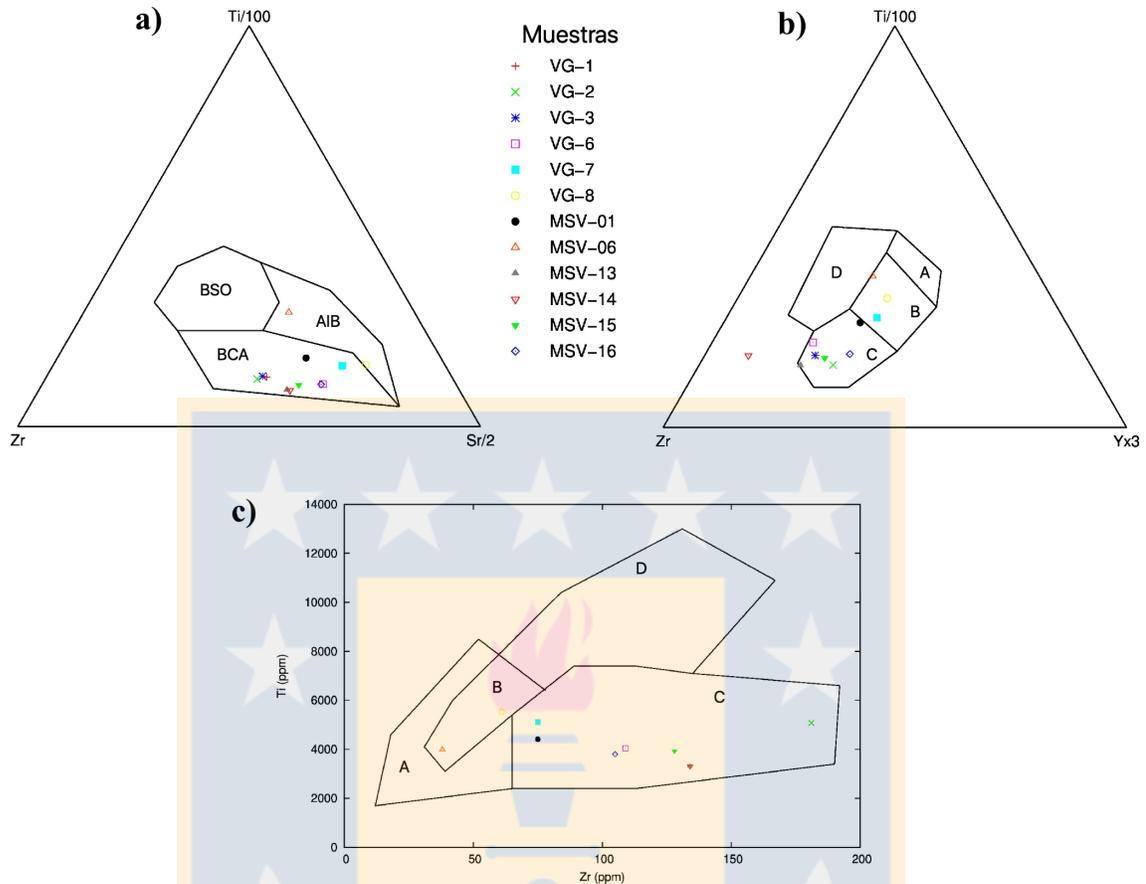


Figura 5.10. Diagramas de discriminación tectono-magmática de basaltos según Pearce & Cann (1973) A) Ti-Zr-Sr; BSO: Basalto de Suelo Oceánico, AIB: Arco de Isla Basáltico, BCA: Basalto Calcoalcalino, B) Ti-Zr-Y; A: IAT (basaltos toleíticos de arcos de isla), B: MORB + CAB (basaltos calcoalcalinos) + IAT, C: CAB, D: WPD (basaltos intraplaca), C) Ti-Zr; A: A: IAT (basaltos toleíticos de arcos de isla), B: MORB + CAB (basaltos calcoalcalinos) + IAT, C: CAB, D: WPD (basaltos intraplaca). Elaboración propia.

La composición original de rocas que han sufrido metasomatismo o metamorfismo de bajo grado como es el caso de Patacones pueden ser acertadamente categorizadas según sus contenidos de elementos traza (Figuras 5.11 y 5.12), particularmente aquellos del grupo de elementos incompatibles (Hf, Nb, Ta, Y y Zr) y tierras raras pesadas (Yb y Lu), adicionalmente por los ratios de estos elementos, sin embargo, los procesos ocurridos durante la génesis como la movilización iónica complican la determinación composicional original según el grado en que haya ocurrido este evento.

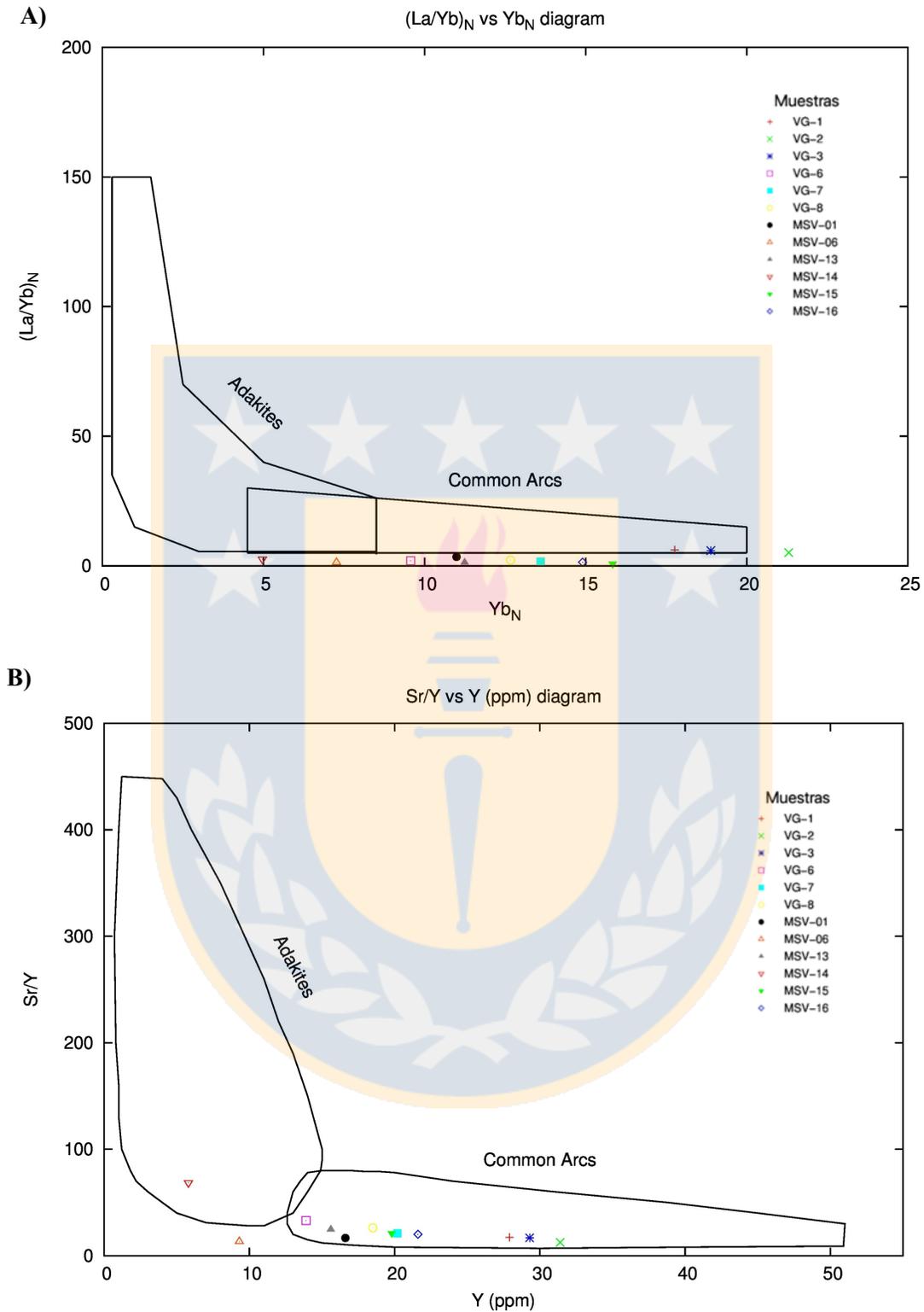


Figura 5.11. A) Diagrama $(La/Yb)_N$ vs Yb_N con los campos de adakitas y lavas intermedias a ácidas (Richards & Kerrich, 2007), B) Diagrama Sr/Y para diferenciar rocas con señal adakítica de las rocas de arcos comunes (Defant & Drummond, 1990). El ratio del La/Yb es considerablemente más bajo que el observado en adakitas según lo descrito en Richards & Kerrich (2007). Elaboración propia.

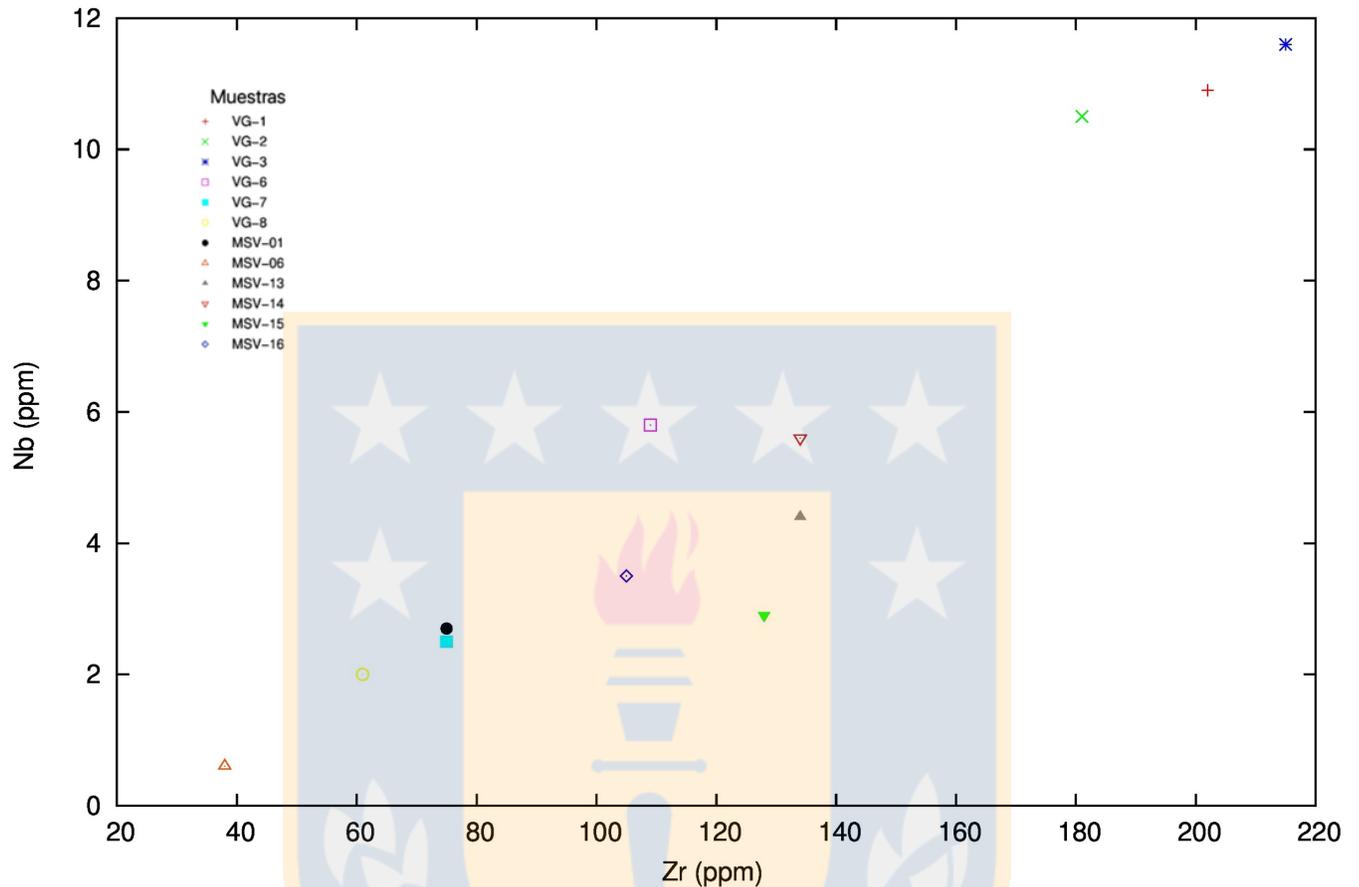


Figura 5.12. Diagrama binario Zr versus Nb para definir afinidad magmática (Elaboración propia).

5.2.3.2 Diagrama Multielemental o Spider

Este tipo de diagramas permite identificar variaciones en el contenido de elementos trazas respecto al manto primitivo encontrándose los elementos más incompatibles hacia la derecha del eje X. Respecto a los incompatibles los LILE aumentan su incompatibilidad hacia la derecha del eje Y, mientras que los HFSE la disminuyen.

Se puede observar cómo tendencia general un patrón claro donde los LILE se encuentran enriquecidos con respecto a los HFSE. El diagrama multielemento (Figura 5.13) muestra un patrón típico de magmas calcoalcalinos de arco volcánico, con anomalías negativas de Nb, Ti y P y altos contenidos de Pb y U. Adicionalmente se observa un *peak* positivo de K y Zr en prácticamente la totalidad de las muestras.

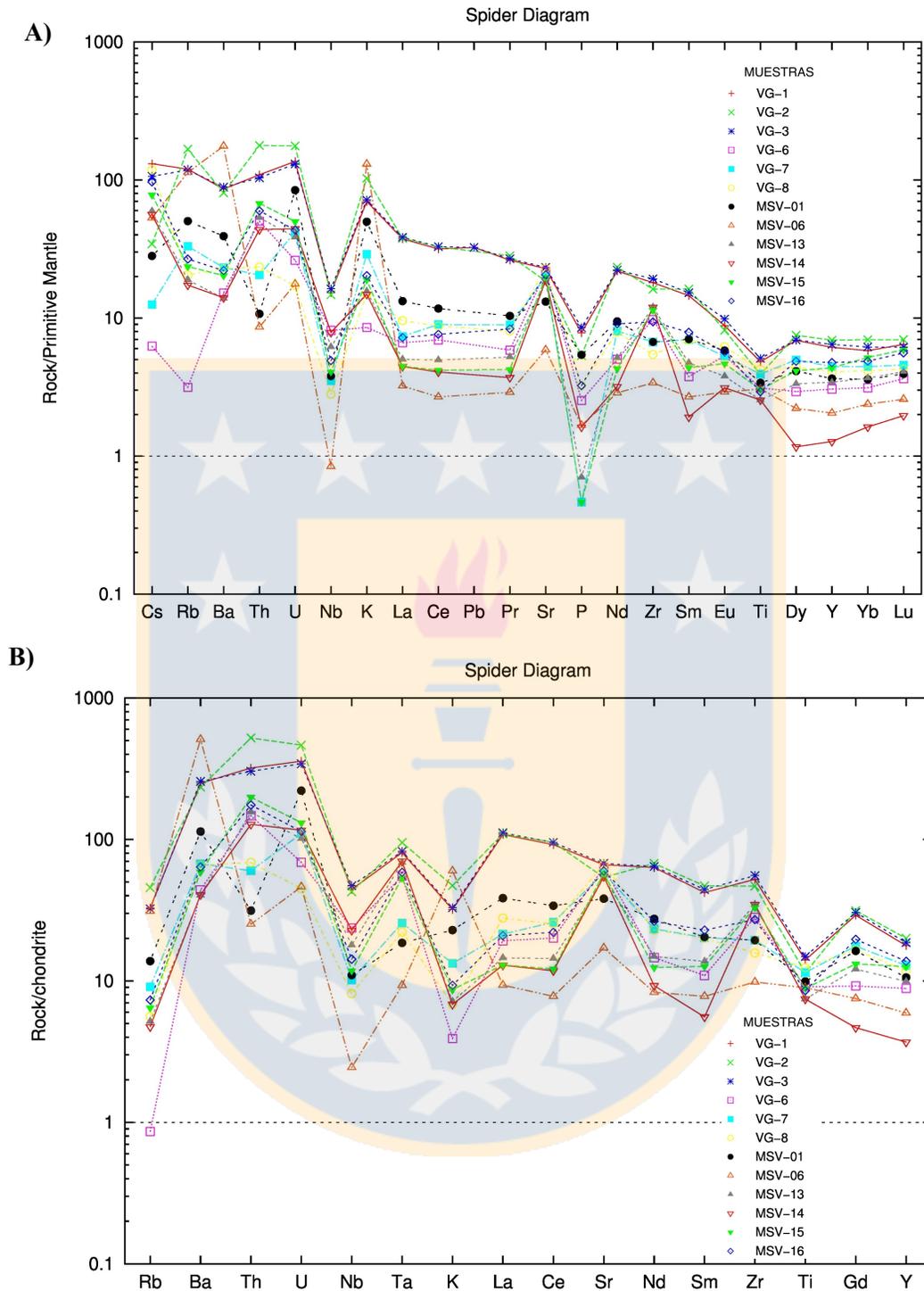


Figura 5.13. Diagrama multielemental tipo spider normalizado al manto primitivo (A) y al condrito (B) para todas las muestras según Sun & McDonough (1989). Elaboración propia.

En el diagrama de tierras raras (Figuras 5.14 a) se puede comparar cuanto se desplazan ciertos valores de la pendiente para cada elemento, esto nos entrega una aproximación de la incorporación

o no de tierras raras en fases minerales reconocidas. La fugacidad de oxígeno de los magmas controla el estado de oxidación de los elementos químicos, y para el caso de las REE, magmas menos oxidados comúnmente generan anomalías negativas de Eu en los patrones de REE normalizados de rocas evolucionadas (no cumulares). Los magmas menos oxidados se asocian a sistemas metalogénicamente menos productivos cuando se trata de PCD o IOCG. En el gráfico se distingue una anomalía de Eu (Muestra MSV-14) poco pronunciada y levemente positiva como en la muestra MSV-06, difiriendo de los patrones comunes e indicando una posible no cristalización de plagioclasa en la fuente.

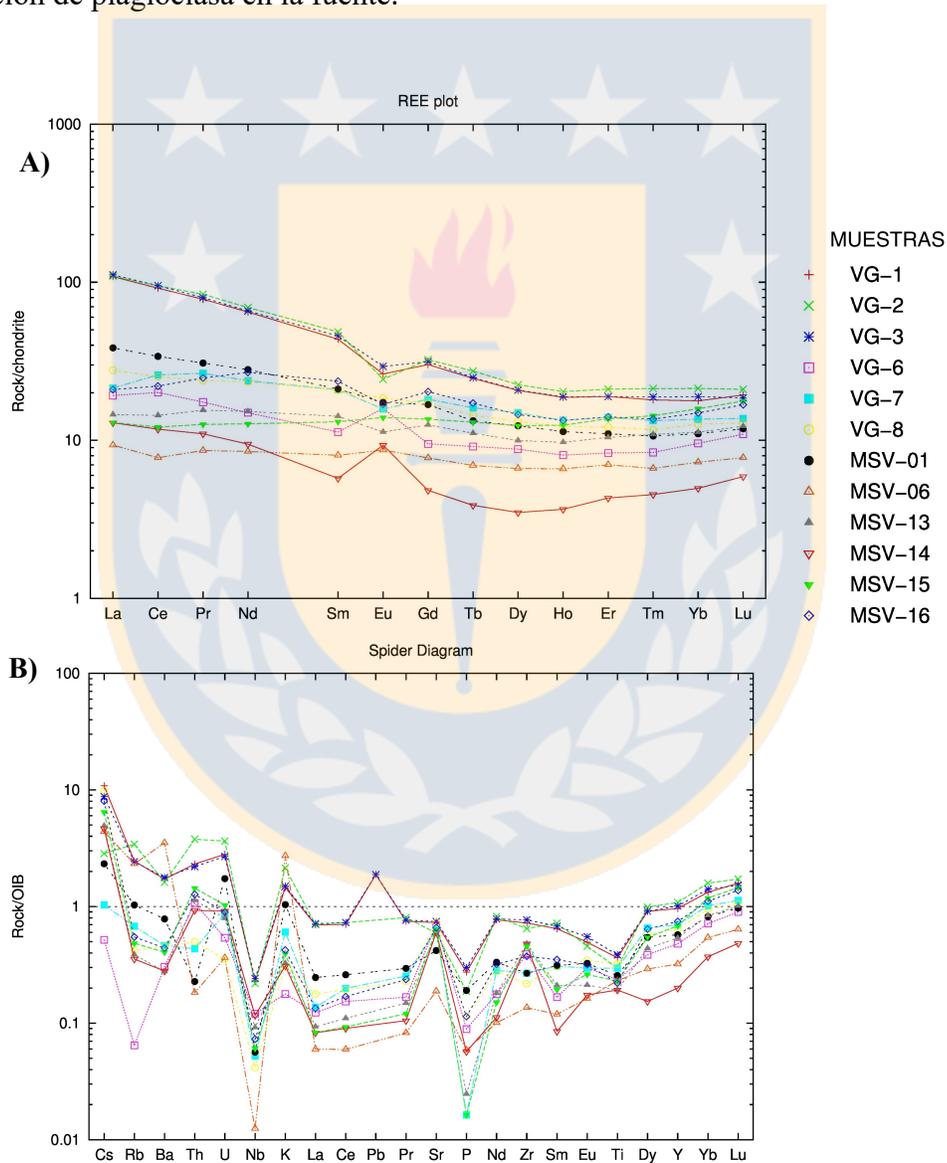


Figura 5.14. A) Diagrama REE normalizado al condrito para todas las muestras según Sun & McDonough, 1989 B) Diagrama multielemento normalizado a basaltos de isla oceánica (OIB) según Sun & McDonough, 1989 (Elaboración propia).

Este diagrama entrega información sobre la fugacidad de oxígeno al momento de la cristalización, teniendo en cuenta los estados de oxidación del Eu (Eu^{+2} y Eu^{+3}) a diferencia del resto de las REE que tienen estados de oxidación +3 (el Ce puede tener +3 o +4).

Según lo observado en la Figura 5.14 b, existe una afinidad de intraplaca (OIB) con cierto grado de contaminación cortical y aportes de magmas provenientes del arco volcánico dado sus mayores contenidos de Cs, Ba, U, Pb, K y Sr, y leves anomalías negativas de Nb, P y Rb con respecto a los contenidos de elementos incompatibles para OIB según Sun y McDonough (1989).

5.2.3.3 Diagrama Eu/Eu^* vs SiO_2 (wt%)

El Eu es una REE que al igual que las del grupo presenta una valencia +3, sin embargo, cuando se presenta con valencia +2 se torna compatible con fases cristalinas de tipo feldespáticas, más específicamente con la plagioclasa. Esta compatibilidad se manifiesta como anomalías de Eu que pueden ser cuantificadas al compararlas con la concentración esperada de Eu/Eu^* que se obtiene al interpolar las concentraciones de Sm y Gd (adyacentes en la tabla periódica al Eu, por lo que presentan un comportamiento geoquímico similar). Los valores mayores a 1 indican una anomalía positiva y los menores a 1 una anomalía negativa (Rollinson, 1993), según la Figura 5.15.

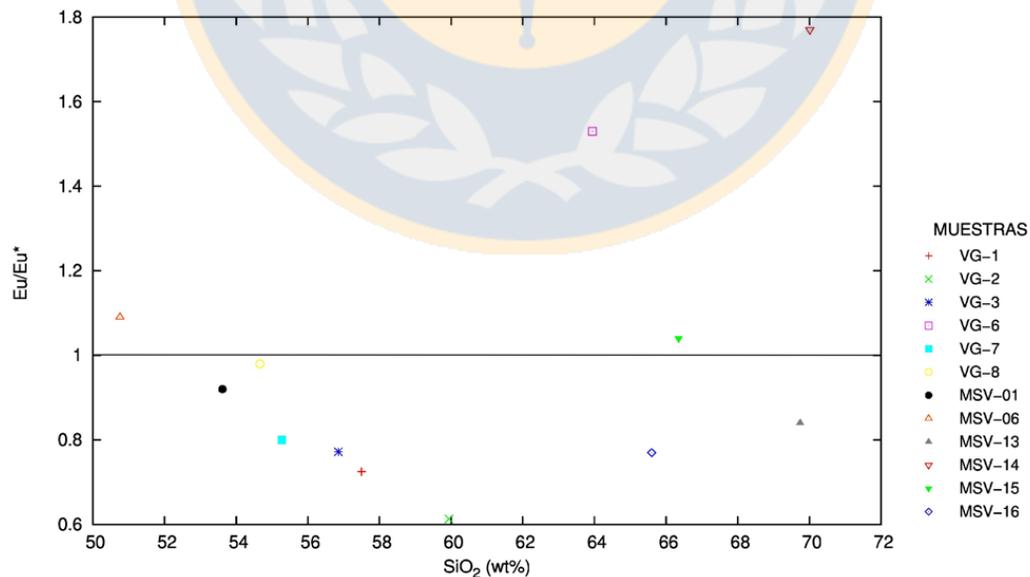


Figura 5.15. Diagrama Eu/Eu^* vs SiO_2 de Rollinson (1993) (Elaboración propia).

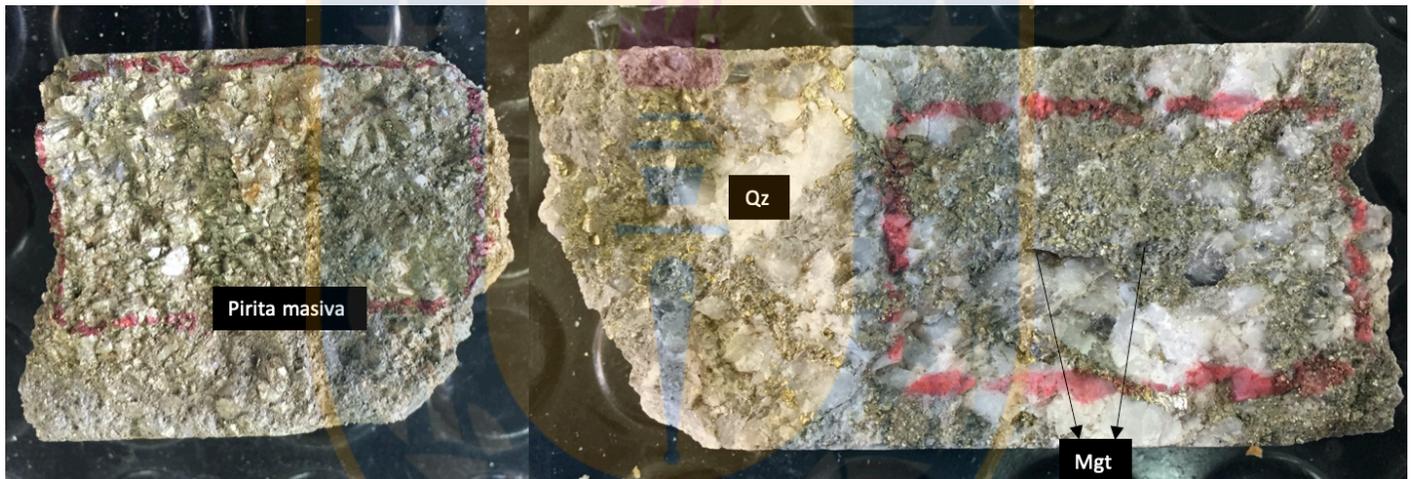
Para establecer esta relación se utilizó la siguiente ecuación:

$$Eu^* = Eu_N / \sqrt{Sm_N * Gd_N}$$

5.3 ANÁLISIS MINERALÓGICOS

5.3.1 Microsonda electrónica

Mediante microsonda electrónica se evaluaron 3 granos de pirita provenientes de una muestra de sondaje PMEX-66 (facilitado por CMP, con alto contenido en sulfuros) con un tramo altamente mineralizado en sulfuros en busca de su contenido de Co (Fotografía 5.2).



Fotografía 5.2. Muestra ENN 080512 del sondaje PMEX-245 (498,16 mts- 500,16 mts) donde se aprecian zonas con piritas masivas presentes en Patacones. Qz: cuarzo; Mgt: magnetita (Sondaje PMEX-66).

El gráfico a continuación (Figura 5.16.) indica la presencia de cobalto en las piritas del sondaje PMEX-66, donde es posible observar el espectro energético del Co ($K\alpha$).

En este espectro energético, hacia la izquierda, se visibiliza un alza significativa relacionada con el *peak* de Fe, dificultando la cuantificación del cobalto.

Es importante mencionar que el contenido de cobalto en piritas es heterogéneo en el tramo seleccionado (profundidad), debido a que presenta un mayor contenido en sulfuro.

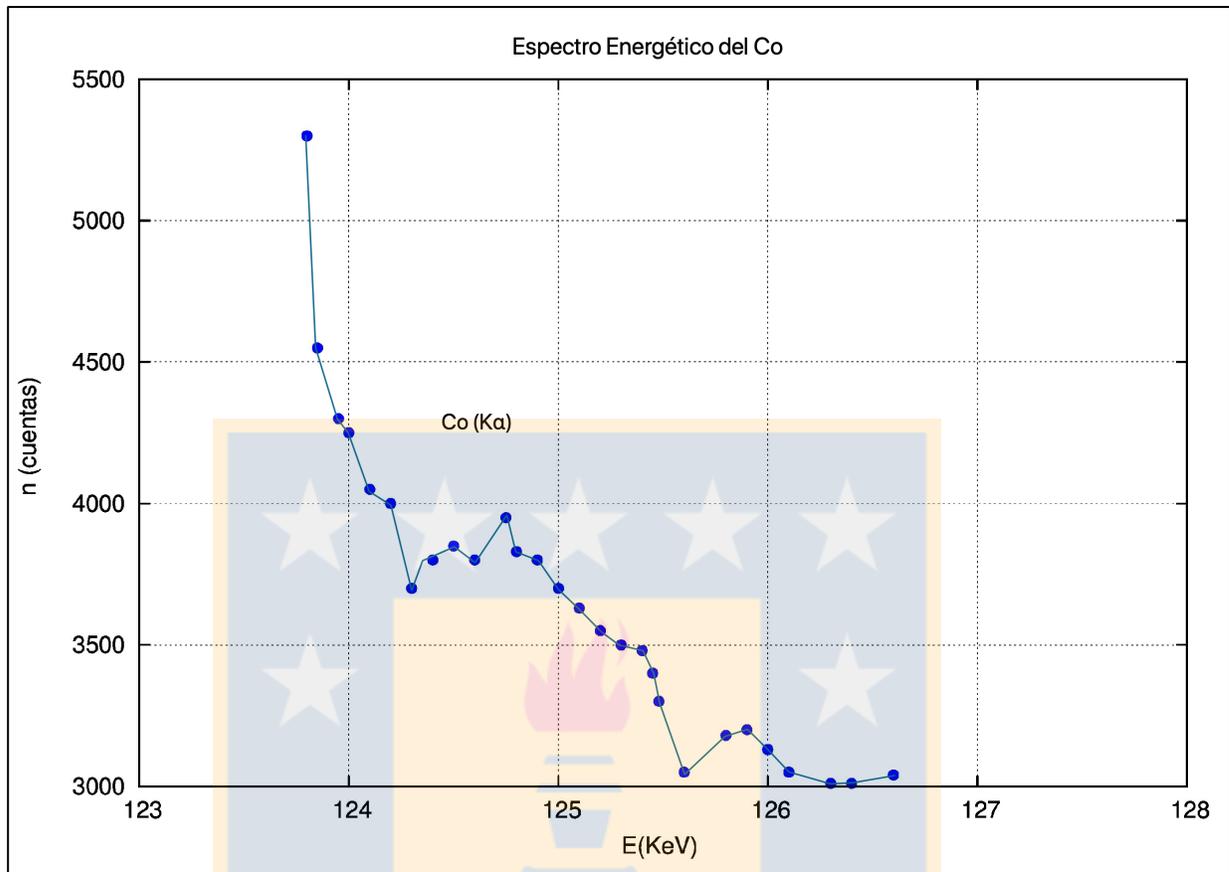


Figura 5.16. Espectro energético del Cobalto contenido en piratas de distinta naturaleza, en el eje Y se observa el número de cuentas (n) y en el eje X el valor energético asociado en kilo-electronvolt (KeV). Elaboración propia.

Existen sectores con 0,1% de Cobalto y otros con 0,02% (Tabla 5.5) lo que no descarta la existencia de sulfuros de cobalto, asumiendo la existencia de tramos mineralizados con hasta 0,83% de cobalto en el sondaje PMEX-66. Es importante destacar que al haber sido realizado el sondaje previo al estudio, no se tenía la certeza de la presencia de cobalto en las piratas.

Tabla 5.5. Relación de valores de Co con el contenido de Fe y S en porcentaje para las muestras de pirata evaluadas.

Quan#	Fe (%)	Co (%)	S (%)
2	48,27	0,022	52,63
3	48,26	0,058	52,63
4	48,26	0,095	52,63

5.3.2. Fluorescencia de Rayos X (FRX) en roca total

Se efectuó el análisis mineralógico de dos muestras de sondajes PMEX 245 (muestra ENN-80512) y PMEX 206 (muestra ENN-68535), (ambas muestras facilitadas por CMP, por lo que su descripción detallada es confidencial) en busca de fases portadoras de Co cuyos contenidos eran anómalos. Los resultados se exponen en la Tabla 5.6, observándose valores de 0,14% y 0,16% de Co en cada una de las muestras. Una de las particularidades a considerar en este análisis es que no se tiene una calibración específica para Co, por lo que se utiliza una curva proporcionada por el equipo lo que puede generar una sobreestimación.

Ambas muestras fueron analizadas por fluorescencia de rayos X (Equipo S8 *Tiger, Bruker*) y microscopía electrónica (Equipo TESCAN-TIMA) en busca de fases portadoras de Co, en las dependencias del Centro de Estudios Mineralógicos (CEM) Geatacama.

Tabla 5.6. Resultados del análisis de 2 muestras de compósitos en busca de fases anómalas portadoras de Cobalto.

Muestra	Fe (%)	Si (%)	S (%)	Al (%)	Mg (%)	Na (%)	Ca (%)	K (%)	P (ppm)	Ti (%)	Cu (%)	Co (%)	Cl (%)	Gd (%)	V (%)	Mn (%)	Sr (%)	Ni (%)	Zr (ppm)	Rb (ppm)	As (ppm)
ENN-06385	30	16,7	12,7	4,95	2,74	1,5	1,149	1,35	2853	0,143	0,165	0,14	0,07	0,03	0,02	0,02	0,01	0,0067	43	35	
ENN-80512	31,95	3,91	24,17	1,45	0,73	0,49	0,898	0,38	1875	0,045	0,232	0,16	0,04			0,03		0,01			58

Además, se realizó un análisis FRX de manera más puntual a un segmento de roca del sondaje PMEX-206, en este se evaluaron fragmentos de pirita masiva y pirita brechizada, obteniéndose un mayor contenido de Co en la pirita masiva. Esto puede deberse a que la pirita brechizada presenta fracturas rellenas con hematita masiva y especularita además de remanentes de anhidrita-yeso, sericita y trazas de magnetita, calcopirita y calcosina (Tabla 5.7).

Tabla 5.7. Resultados del análisis de compósitos mediante el uso de FRX en torno a dos tipos de pirita evaluados (Pirita Masiva y Pirita Brechizada).

Muestra	Fe (%)	S (%)	Ca (%)	Cu (%)	Co (%)	Si (%)	Cr (%)	Al (%)	Mg (%)	Cl (%)	P (%)	Ni (%)	Mn (%)	K (%)	As (ppm)
Pirita Masiva	50,66	34,92	0,45	0,245	0,31	0,21	0,07	0,07	0,05	0,05	0,04	0,02	0,02	0,01	0,0044
Pirita Brechizada	52,96	31,54	0,46	0,223	0,23	0,44	0,06	0,021	0,15	0,02	0,12	0,01	0,02		

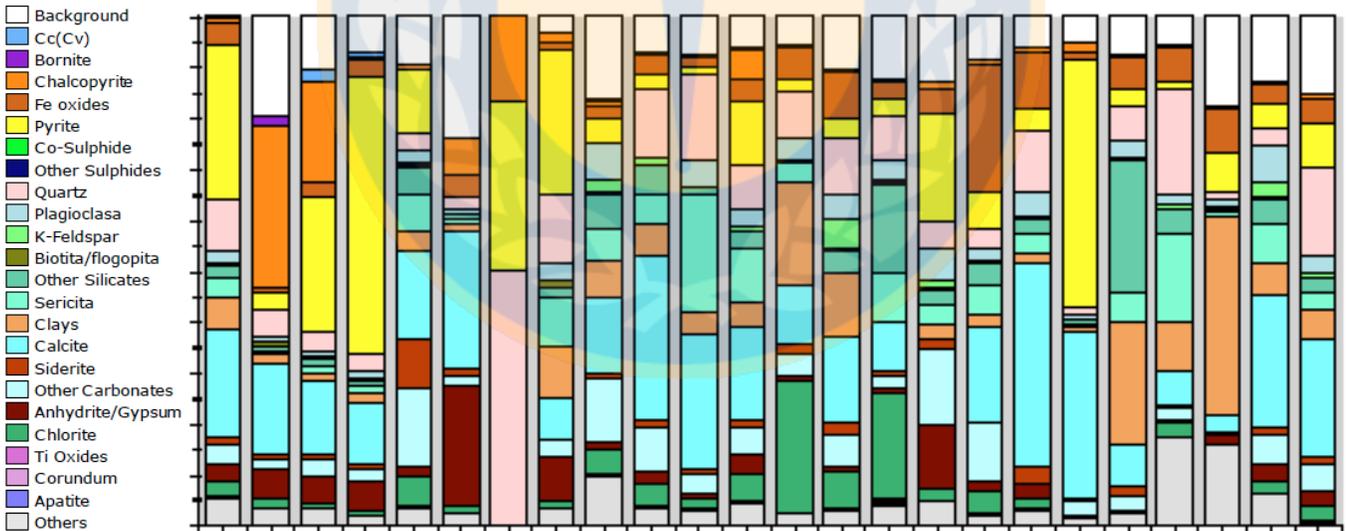
5.3.3. Análisis mineralógico mediante Qemscan

Un estudio mineralógico acabado a partir de calcografías se realizó por consultores externos de la compañía CMP con el objetivo de detectar fases minerales de cobalto en muestras con anomalías importantes de este elemento asociados en este caso a sulfuros.

Los colores representados en las imágenes entregadas por el análisis TMS-SMS son interpretados en términos mineralógicos, propuestos en laboratorio y adjuntos en la Tabla 5.8, con sus respectivas correlaciones representadas por los diferentes números.

Tabla 5.8. Asociaciones mineralógicas según lista mineral de CMP representado en diagrama de colores

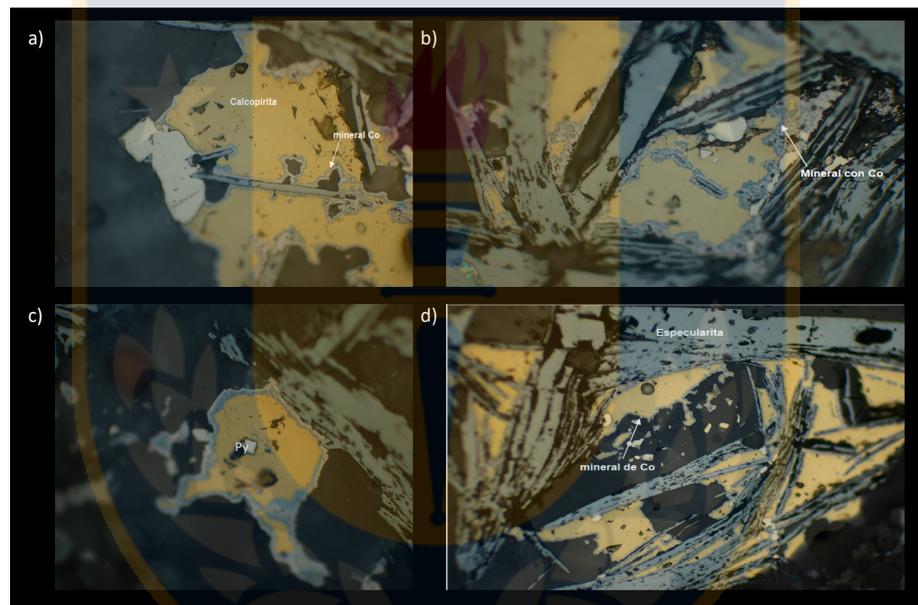
	Background	Cc(Cv)	Bornite	Chalcopyrite	Fe oxides	Pyrite	Co-Sulphide	Other Sulphides	Quartz	Plagioclasa	K-Feldspar	Biotita/flogopita	Other Silicates	Sericita	Clays	Calcite	Siderite	Other Carbonates	Anhydrite/Gypsum	Chlorite	Ti Oxides	Corundum	Apatite	Others
Background	0,00	0,44	0,11	1,26	21,23	9,00	0,01	0,00	12,85	1,55	0,98	0,03	2,34	8,12	2,71	5,07	7,19	11,97	4,81	1,18	0,01	0,01	0,10	9,03
Cc(Cv)	30,27	0,00	3,71	59,38	0,88	0,78	0,59	0,00	0,59	0,10	0,00	0,00	0,00	0,10	0,00	0,20	0,29	0,68	1,37	0,00	0,00	0,00	0,00	1,07
Bornite	16,32	7,95	0,00	41,21	7,74	4,39	3,35	0,00	1,26	0,42	0,21	0,42	0,84	0,63	0,21	1,05	0,21	3,14	7,74	1,26	0,00	0,00	0,00	1,67
Chalcopyrite	21,30	14,52	4,70	0,00	10,41	11,10	2,58	0,00	5,52	0,91	0,31	0,48	2,29	3,77	0,48	1,41	2,27	7,19	5,42	1,48	0,02	0,00	0,02	3,82
Fe oxides	7,60	0,00	0,02	0,22	0,00	4,62	0,04	0,00	9,44	1,80	0,33	0,01	11,34	17,63	0,37	1,27	8,96	28,88	2,28	2,36	0,10	0,00	0,11	2,62
Pyrite	6,31	0,01	0,02	0,46	9,04	0,00	0,02	0,03	25,12	2,16	3,26	0,06	2,67	25,76	2,40	1,02	1,43	6,46	4,92	2,55	0,05	0,00	0,05	6,21
Co-Sulphide	0,88	1,32	3,52	23,79	19,38	3,96	0,00	0,00	6,61	0,88	0,22	1,32	0,44	4,63	0,88	3,30	0,22	15,86	5,95	0,44	0,00	0,00	0,00	6,39
Other Sulphides	3,13	0,00	0,00	0,00	2,08	28,13	0,00	0,00	38,54	1,04	1,04	0,00	1,04	10,42	1,04	1,04	1,04	5,21	2,08	1,04	0,00	0,00	0,00	3,13
Quartz	3,78	0,00	0,00	0,10	7,75	10,54	0,01	0,02	0,00	4,39	5,52	0,04	7,98	16,94	1,85	3,59	0,88	24,18	2,91	1,33	0,04	0,00	0,10	8,06
Plagioclasa	2,05	0,00	0,00	0,07	6,66	4,08	0,01	0,00	19,78	0,00	2,66	0,07	5,56	16,67	1,72	5,50	1,00	27,05	1,54	1,47	0,01	0,01	0,13	3,95
K-Feldspar	1,88	0,00	0,00	0,04	1,77	8,94	0,00	0,00	36,04	3,87	0,00	0,07	2,12	29,20	3,20	1,34	0,42	5,08	0,51	1,67	0,02	0,00	0,07	3,77
Biotita/flogopita	2,82	0,00	0,27	2,69	3,23	8,74	0,81	0,00	13,31	5,38	3,63	0,00	3,23	26,88	4,97	1,08	0,81	11,83	3,76	3,90	0,00	0,00	0,00	2,69
Other Silicates	1,77	0,00	0,00	0,10	24,05	2,89	0,00	0,00	20,60	3,19	0,84	0,03	0,00	12,00	0,98	2,91	1,99	22,56	0,87	2,02	0,02	0,00	0,10	3,07
Sericita	2,96	0,00	0,00	0,08	17,98	13,42	0,01	0,01	21,03	4,60	5,55	0,10	5,77	0,00	3,56	2,47	2,16	12,23	1,12	3,14	0,06	0,00	0,13	3,64
Clays	7,74	0,00	0,00	0,08	2,91	9,76	0,02	0,00	17,98	3,71	4,76	0,15	3,70	27,86	0,00	1,54	0,66	5,59	1,15	3,54	0,02	0,15	0,08	8,59
Calcite	4,26	0,00	0,01	0,07	2,97	1,22	0,02	0,00	10,26	3,49	0,58	0,01	3,22	5,69	0,45	0,00	0,78	56,32	4,46	0,30	0,00	0,00	0,12	5,76
Siderite	11,00	0,01	0,00	0,21	38,35	3,13	0,00	0,00	4,58	1,15	0,33	0,01	4,02	9,05	0,36	1,43	0,00	18,31	4,19	1,84	0,03	0,00	0,06	1,94
Other Carbonates	2,94	0,00	0,01	0,10	19,79	2,26	0,03	0,00	20,18	5,02	0,65	0,03	7,29	8,22	0,48	16,44	2,93	0,00	3,00	0,57	0,01	0,00	0,17	9,88
Anhydrite/Gypsum	8,30	0,03	0,09	0,56	10,99	12,13	0,07	0,00	17,10	2,01	0,46	0,07	1,98	5,31	0,70	9,15	4,72	21,11	0,00	0,78	0,00	0,02	0,09	4,33
Chlorite	3,30	0,00	0,02	0,25	18,38	10,15	0,01	0,00	12,59	3,11	2,42	0,11	7,44	23,98	3,46	1,00	3,35	6,46	1,26	0,00	0,06	0,01	0,09	2,56
Ti Oxides	1,58	0,00	0,00	0,18	34,15	9,68	0,00	0,00	16,37	1,23	1,06	0,00	3,35	20,07	1,06	0,18	2,64	3,52	0,18	2,46	0,00	0,00	0,00	2,29
Corundum	10,00	0,00	0,00	0,00	4,00	1,00	0,00	0,00	7,00	4,00	0,00	0,00	0,00	4,00	38,00	0,00	0,00	1,00	10,00	3,00	0,00	0,00	0,00	18,00
Apatite	3,92	0,00	0,00	0,06	12,39	2,90	0,00	0,00	13,13	3,98	1,53	0,00	5,11	13,75	1,19	5,91	1,48	27,95	2,10	1,25	0,00	0,00	0,00	3,35
Others	7,12	0,01	0,01	0,18	5,77	6,99	0,03	0,00	21,61	2,35	1,55	0,02	3,19	7,85	2,37	5,40	1,00	31,74	1,98	0,72	0,01	0,02	0,07	0,00



5.3.4. Calcografías

La muestra (Fotomicrografía 5.8) corresponde a una roca brechosa con mineralización masiva de especularita y pirita, de manera subordinada se observa la presencia de calcopirita, calcosina y un sulfuro de Cu-Co. Esto fue realizado mediante microscopía de luz reflejada. La hematita se presenta en cristales euhedrales, placas hexagonales y como cristales alargados que representan el hábito especular.

Mediante EDAX se identificó la presencia de mineral tipo sulfuro con contenidos de Cu, Fe y Co. La matriz de esta brecha estaría compuesta de cuarzo, carbonatos, feldespatos y sulfatos (anhidrita-yeso) en vetillas.



Fotomicrografía 5.8. Calcopirita con bordes reemplazados por calcosina y sulfuro de cobalto en contacto con cristal de pirita y hematita especularita (cristales subhedrales).

5.3.5. Análisis de minerales específicos o trazas (TMS-SMS)

Respecto a los resultados se muestra una partícula correspondiente a un sulfuro rico en cobalto asociado a calcopirita representada en color anaranjado (Figura 5.17), esta relación o asociación está presente en toda la muestra observándose de manera finamente diseminada.

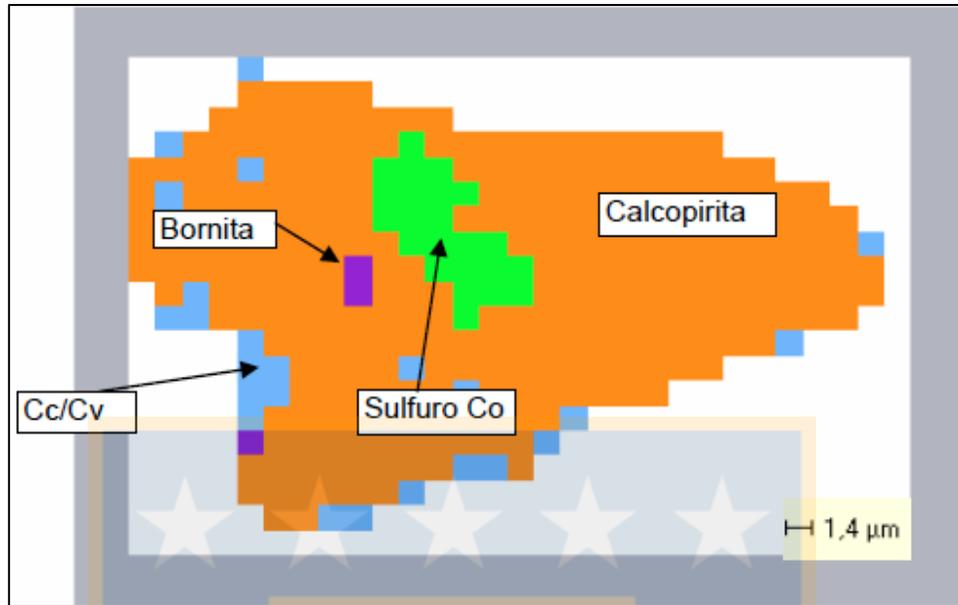


Figura 5.17. Partícula con sulfuro de Cobalto representado en color verde. Elaboración propia.

5.3.6. Análisis *Field - Image / Frame - Scan*

A través de este método se colectan espectros de rayos X en un set de intervalos definidos dentro de un campo de visión determinado. Cada uno de estos campos se generan en línea generando una imagen única e integrada de falso color en conjunto con la mineralogía modal en %_{peso} (Tabla 5.9) de los campos analizados.

Tabla 5.9. Mineralogía modal estimada según *Field-Image* para la muestra 1A del sondaje PMEX-066 (299.70 – 222.75 mts) analizada.

Mineralogía	Masa Mineral	Mineralogía	Masa Mineral
Cc (Cv)	0,01	Sericita	7,95
Bornita	0,01	Arcillas	0,66
Calcopirita	0,13	Calcita	2,39
Óxidos Fe	32,87	Siderita	1,56
Pirita	10,15	Otros carbonatos	18,19
Sulfuros-Co	0,03	Anh-yeso	2,79
Otros sulfuros	0,01	Clorita	0,65
Cuarzo	17,21	Óxidos-Ti	0,02
Plagioclasa	1,4	Corindón	0,01
Feld-K	0,98	Apatito	0,06
Biotita-Flogopita	0,02	Otros	0,01
Otros silicatos	2,92		

En la Figura 5.18 se observa la muestra analizada, donde en color verde claro se aprecia de manera diseminada la presencia del sulfuro de cobalto. Si bien representa un porcentaje bajo con respecto a otros elementos es considerable teniendo en cuenta que no se trata de mineralización primaria. Hay una cantidad importante de óxidos de Fe y calcopirita, pirita además de carbonatos distribuidos en la matriz. El sulfuro de cobalto se encuentra estrechamente relacionado con la presencia de calcopirita y pirita formando halos en torno a éstas.

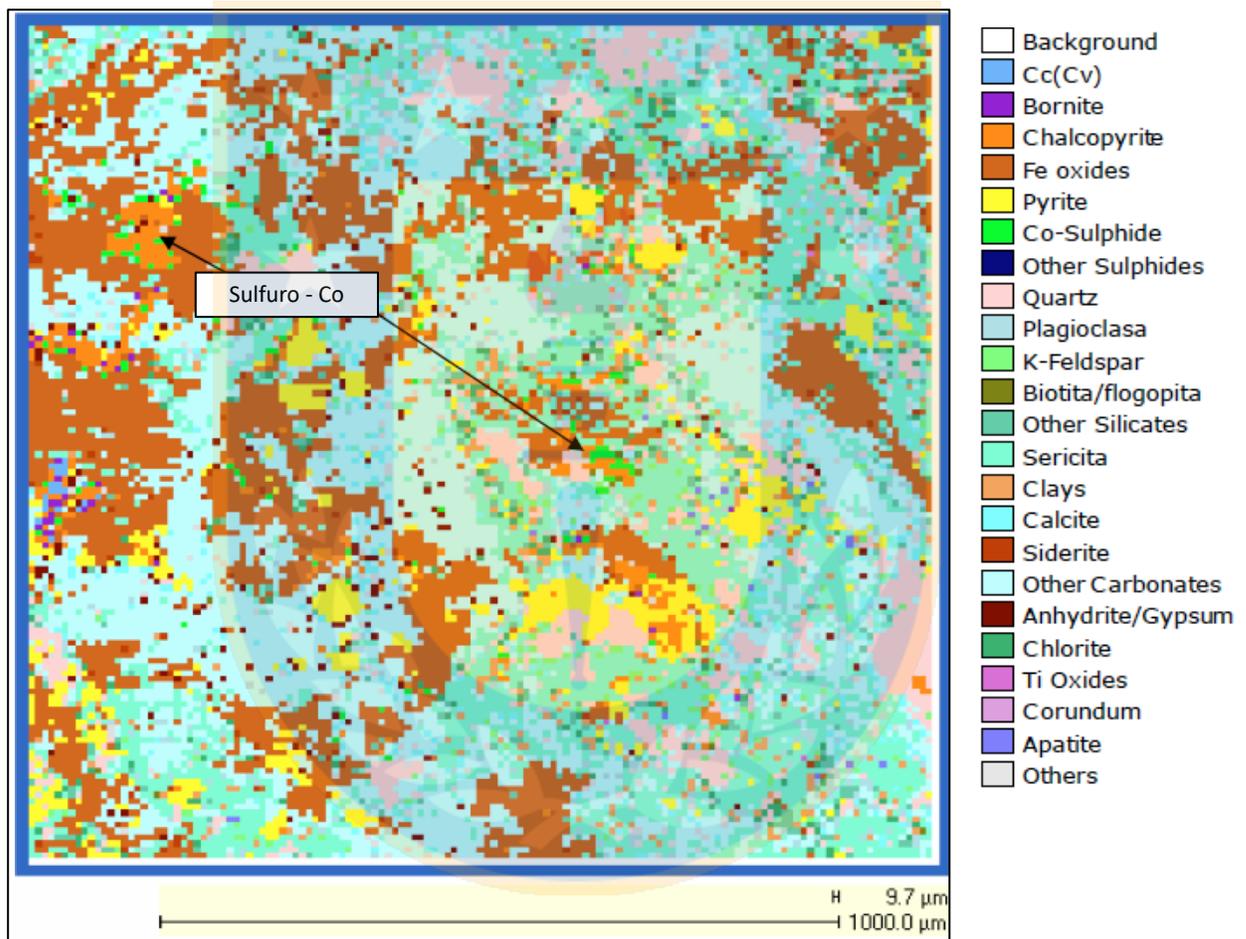


Figura 5.18. Detalle de lectura realizada con *Field Image* para la muestra analizada. Elaboración propia.

6. DISCUSIÓN

Considerando los resultados obtenidos a partir de este estudio además de la interpretación y comparativa con datos de otros depósitos guía, así como la configuración tectónica regional y distrital, es posible obtener una cronología y correlación de eventos que conforman la petrogénesis de Patacones.

6.1 PETROGRAFÍA

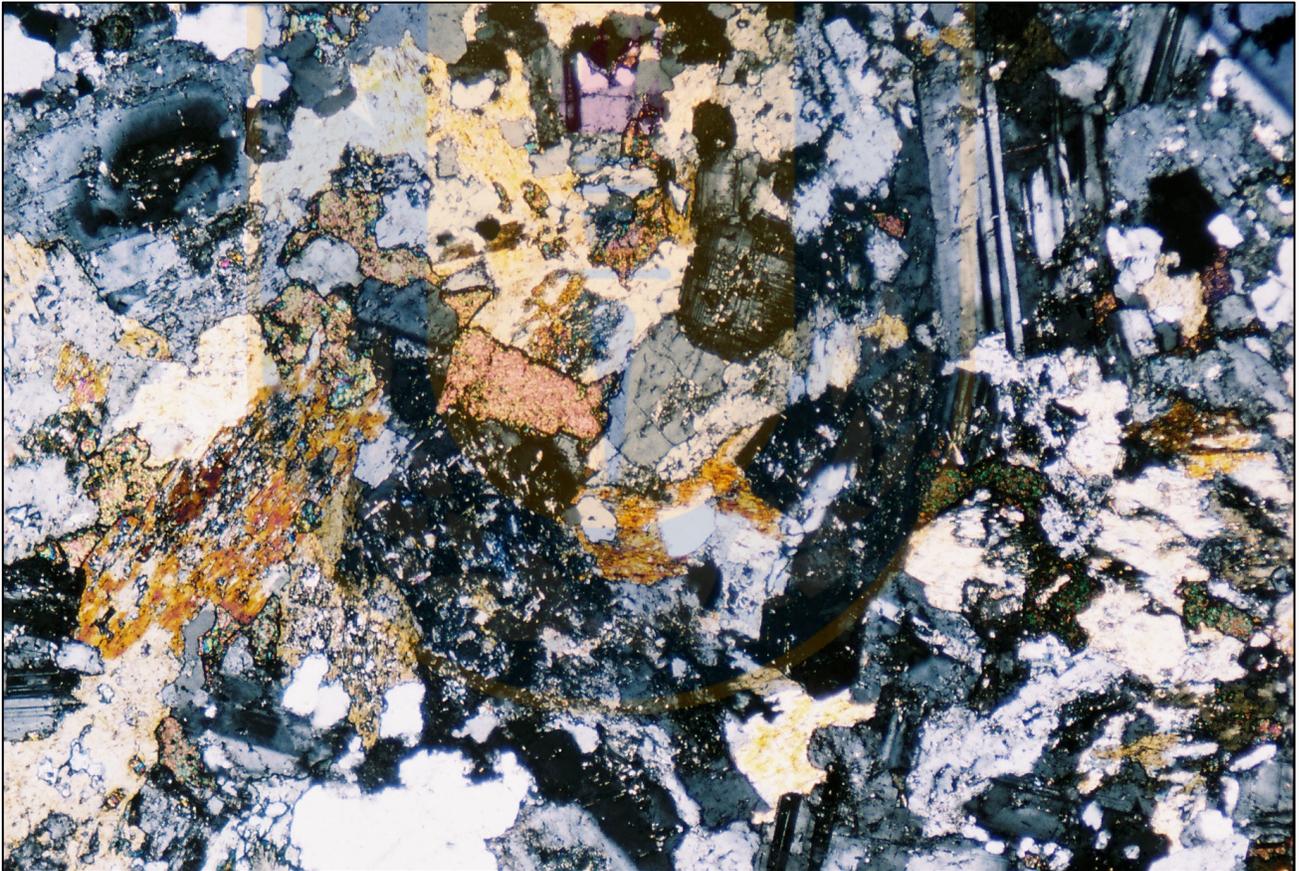
Las rocas estudiadas presentan en general texturas hipidiomórficas con gradaciones de tamaño fino inclusive hipabisales a más gruesos en superficie, sugiriendo un enfriamiento más lento en las facies más someras donde la presencia de volátiles facilita este crecimiento, sumado a esto, se observa un abundante contenido de magnetita en la mayoría de las muestras asociada a un estado temprano y abundante pirita en profundidad relacionada a un evento hidrotermal tardío.

Por otra parte, según lo observado en terreno, existen abundantes venillas de actinolita y magnetita que forman un *stockwork* en la zona de mena y hacia los bordes del intrusivo diorítico sobreimpuesta a la actinolita se aprecia silificación extrema y turmalinización.



Fotografía 6.1. *Stockwork* con vetillas de hematita centimétricas, la roca se encuentra silificada y con un alto contenido de turmalina.

La ocurrencia de minerales de alteración como apatito y actinolita comunes en este tipo de depósitos de hierro sustentan la interpretación preliminar propuesta por Sillitoe (2003), en la que se menciona la cercana conexión de los depósitos IOCG con un magmatismo máfico en asociación con alteraciones de tipo sódico, cálcico o potásico ya sea de manera independiente o en alguna combinación que revelan además evidencia de una zonación lateral o vertical de magnetita-actinolita-apatito a hematita especular – clorita- sericita y poseen una firma de Cu-Au-Co-Ni-As-Mo-U (LREE) típicas de skarns férrico-cálcicos alrededor de intrusiones dioríticas. De la observación microscópica se destaca un proceso de lixiviación de minerales máficos preexistentes por extracción de Fe, indicando la presencia de fluidos ácidos en el intrusivo diorítico, lo que genera una desmagnetización parcial a total de la roca.



Fotomicrografía 6.1. Roca con cristales anhedrales de esfeno, actinolita y Epidota. Se observa destrucción parcial de los máficos relacionada con la extracción del Fe, muestra sin magnetismo. Aumento 4X. (Muestra MSV-14)

6.2 GEOQUÍMICA

Se expresan gráficamente depósitos estudiados por Richards *et al.*, (2017) expuestos en la Tabla 1, Anexo II, se establece una aproximación del comportamiento geoquímico de estos depósitos con aquellos intrusivos presentes en el prospecto Patacones a pesar que el análisis de Richards fue aplicado tanto a rocas intrusivas como extrusivas. Además, se evalúan los parámetros concernientes al cobalto y su posible origen y método de emplazamiento en el depósito. En la Figura 6.1 se muestra una comparación de los análisis petroquímicos en diagramas Spider de elementos traza realizados para este estudio con las muestras de Richards *et al.*, (2017).

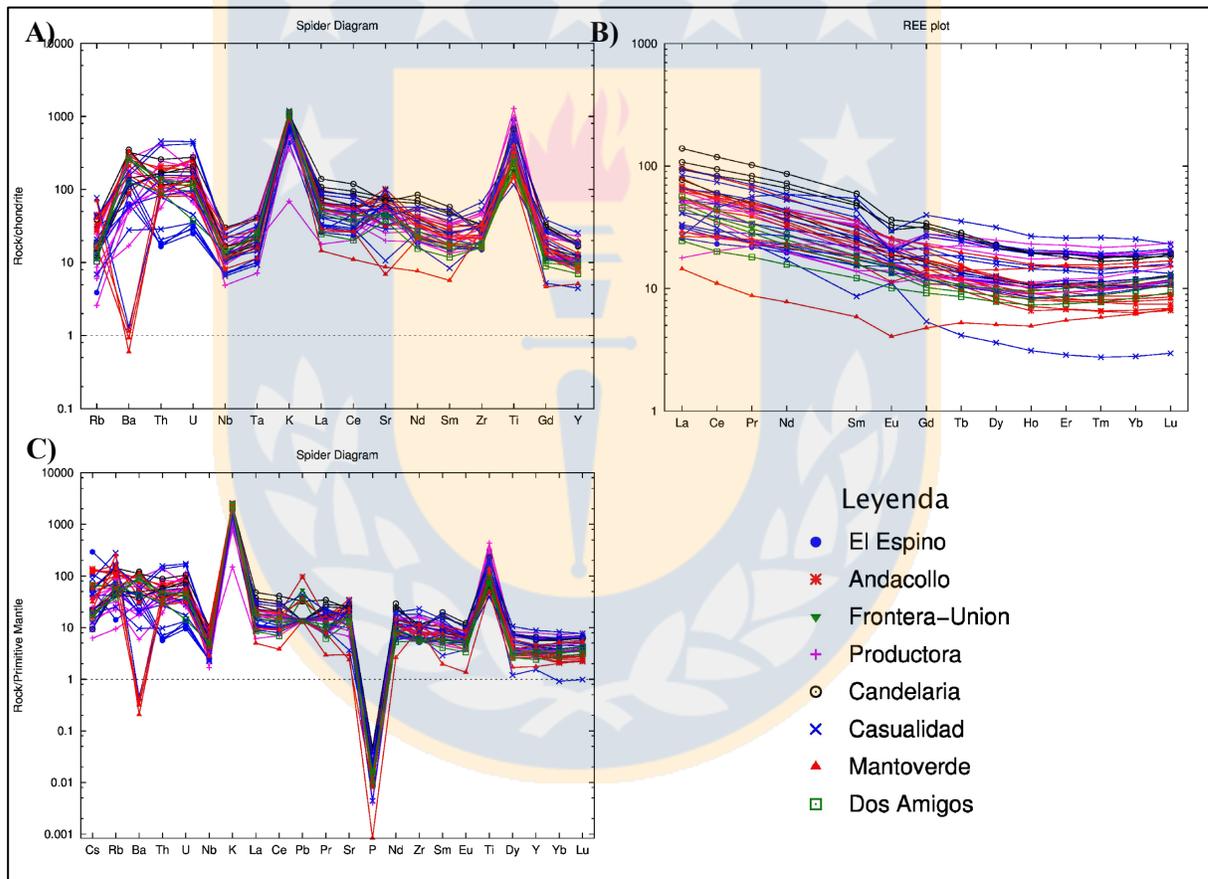


Figura 6.1. Diagramas de A) multielemento normalizado al condrito, B) tierras raras normalizado al condrito y C) multielemento normalizado al manto primitivo según Sun & McDonough (1989). Los campos sombreados corresponden a los valores obtenidos de los datos de IOCG graficados anteriormente (Richards *et al.*, 2017). Elaboración propia.

Para discriminar procesos y grados de alteración en la roca se utiliza la razón K_2O/Na_2O vs SiO_2 (Figura. 6.2 b). Los valores extremos corresponden a venas con un alto contenido en sílice, pero

también pueden tener variaciones según la litología. Valores $K_2O/Na_2O > 1$ hacen referencia a una alteración de tipo potásica, los valores $K_2O/Na_2O < 1$ hacen referencia a una alteración de tipo sericitica y coincide con el aumento de SiO_2 . Se aprecia una tendencia lineal para las muestras plutónicas a diferencia de las que corresponden a diques cuyo patrón es más disperso y se atribuye a un proceso hidrotermal y no magmático.

En el caso de la relación Sr/Rb (Figura 6.2 a) las rocas estarían afectadas por alteración hidrotermal con la adición de potasio a las rocas expresado por un aumento del contenido de Rb, este elemento traza es compatible con el K lo que explica su variación.

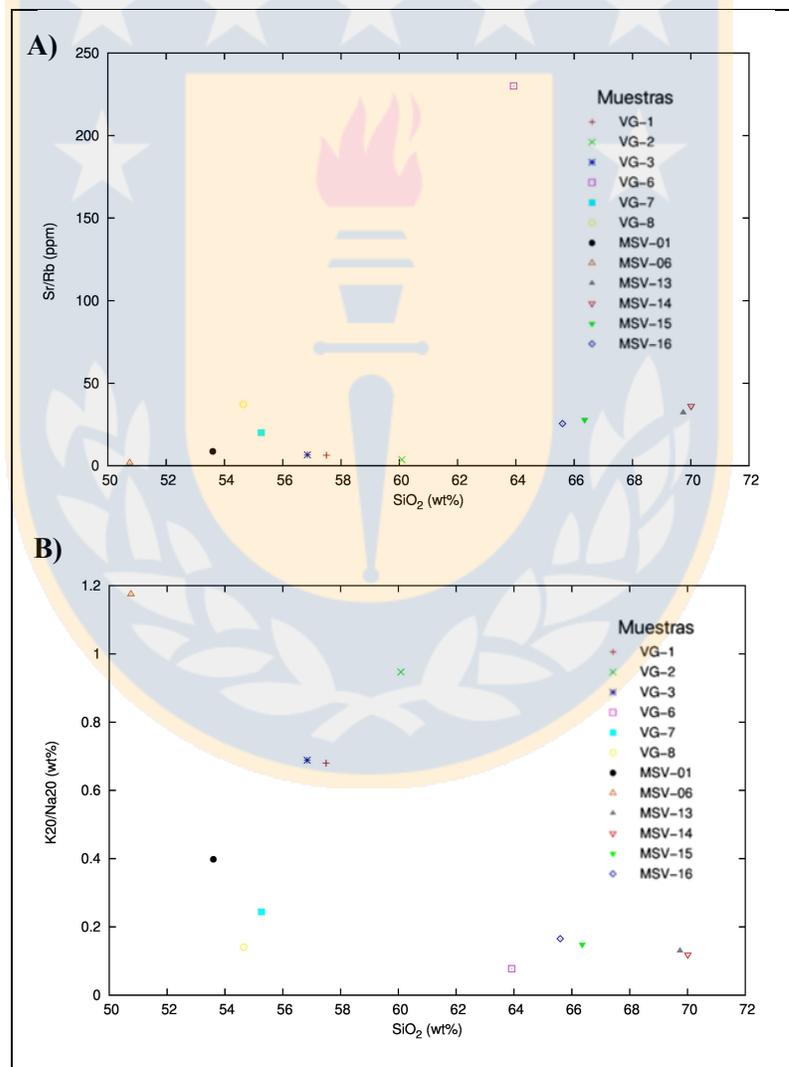


Figura 6.2. Gráficos utilizados para comprender el posible origen de las alteraciones en las muestras plutónicas y de diques de Patacones. A) SiO_2 versus Rb/Sr. B) SiO_2 versus K_2O/Na_2O (Elaboración propia).

6.3 MINERALIZACIÓN DE COBALTO

6.3.1. Análisis EDAX

Mediante análisis puntuales de fases minerales (EDAX) se pudo determinar la composición química puntual de la muestra 1A del Sondaje PMEX-066 (299,7-299,75 mts) a partir de rayos X adquiridos de los elementos químicos presentes, esta herramienta viene incorporada en el microscopio electrónico. En la muestra los espectros de rayos X adquiridos en algunos puntos definidos a partir de la descripción calcográfica indicaron la presencia de los siguientes compuestos minerales:

1. **Cu-S-Co-Fe:** Sulfuro de cobalto, hierro y cobre, probablemente carrolita (Co_2CuS_4) y ocurre en asociación a sulfuros de Cu como calcopirita.
2. **S-Fe-Co:** Sulfuro de hierro con cobalto, en este caso corresponde a pirita con cobalto en su estructura.
3. **S-Fe-Co-La-Zn:** Sulfuro de hierro con cobalto (pirita cobaltífera) con trazas de La y Zn.

En este caso particular nos centraremos en los resultados del sulfuro de cobalto, considerada como especie de interés para este estudio, difiriendo de la ocurrencia de cobalto ocluido dentro de la estructura de las piritas presente en otros depósitos de la franja, donde en las Figuras 7.8, 7.9 y 7.10 fue posible identificar dicho elemento.

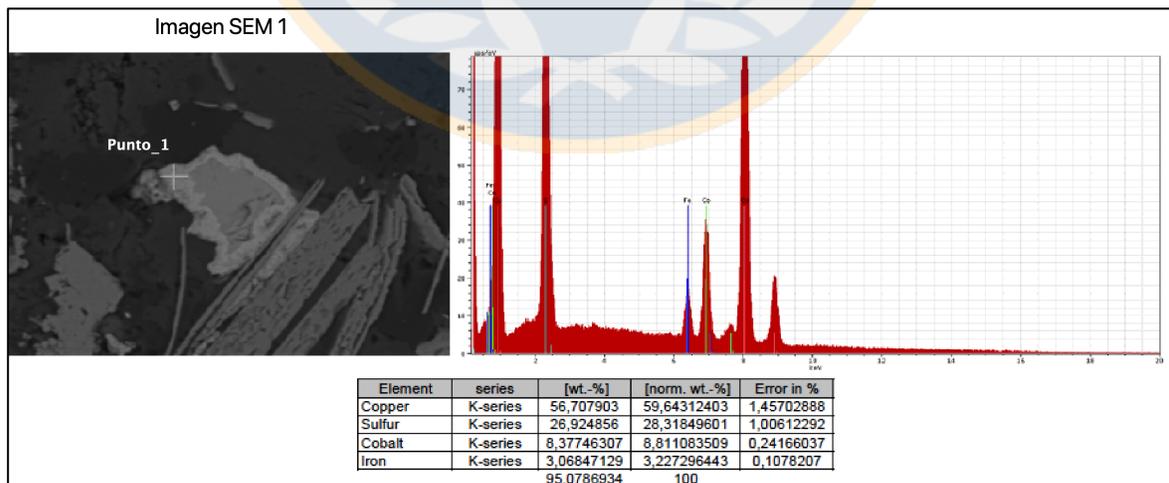


Figura 6.3. Imagen SEM con análisis puntual semicuantitativo expresado de manera gráfica y porcentual. La línea azul representa al Fe y la línea verde al Co (Elaboración propia).

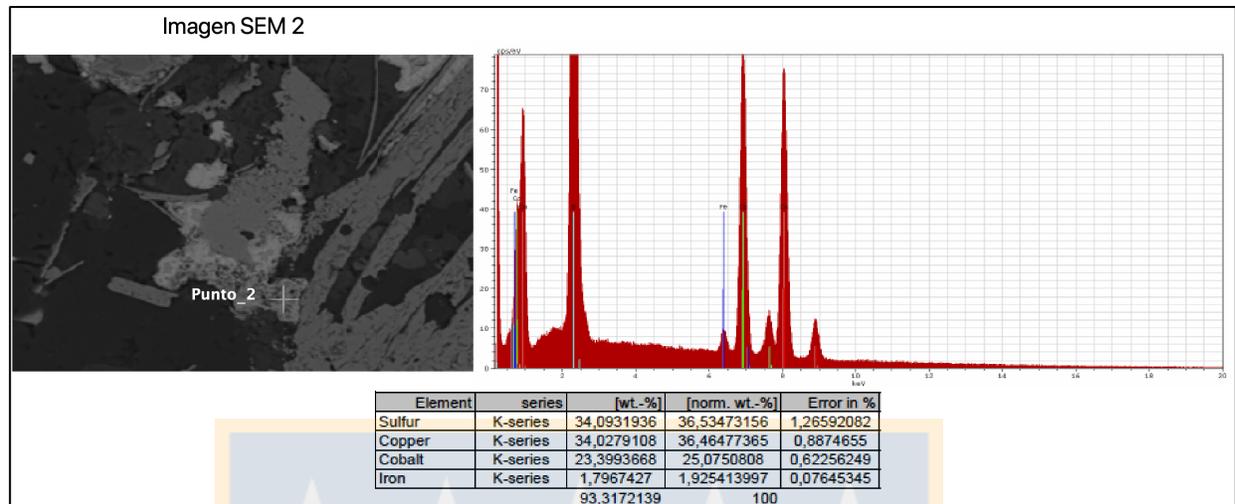


Figura 6.4. Imagen SEM con análisis puntual semicuantitativo expresado de manera gráfica y porcentual. La línea azul representa al Fe y la línea verde al Co (Elaboración propia).

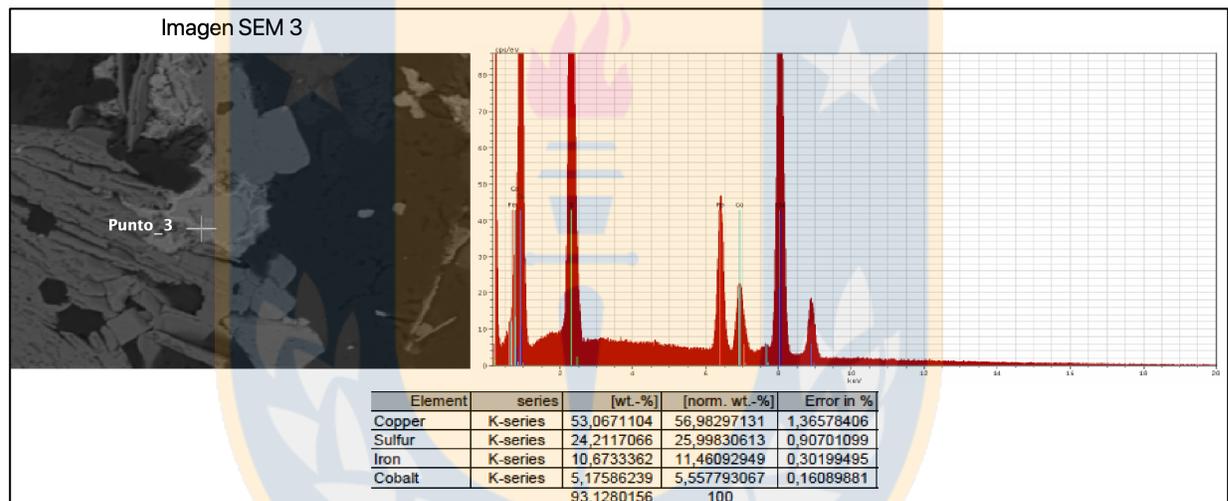


Figura 6.5. Imagen SEM con análisis puntual semicuantitativo expresado de manera gráfica y porcentual. La línea azul representa al Fe y la línea verde al Co (Elaboración propia).

6.3.2. Concentraciones de cobalto

Mediante el uso del Software Leapfrog fue posible generar una envolvente de cobalto a partir de los datos obtenidos de 36 sondajes realizados por CMP en una campaña del año 2009, la información de la ubicación de estos es confidencial pero abarcan un 80% de la totalidad del área estudiada concentrándose en mayor proporción en la zona central (Anexo II) que interceptaron la falla predominante del sistema (falla San Juan) atravesando zonas o bolsones de sulfuros masivos, donde se asume que está concentrado el mayor porcentaje del Co. Si bien los valores son anómalos, no son los más elevados encontrados en el depósito. Las concentraciones Co (en compósitos) varían

entre ~ 7 y 8.326 ppm, con un promedio de 257 ppm. La concentración típica promedio en rocas corticales es aproximadamente 23 ppm, un rango inferior al contenido promedio en las rocas de Patacones. Lo que se puede observar claramente es que existe una zonación de las concentraciones de Co (Figura 6.6), siendo más elevadas en el núcleo donde se identifican los sulfuros masivos, estas concentraciones disminuyen conforme nos alejamos de la zona sulfurada y a su vez de la zona central correspondiente a la falla San Juan lo que demuestra que la permeabilidad del sistema está fuertemente controlada por estas.

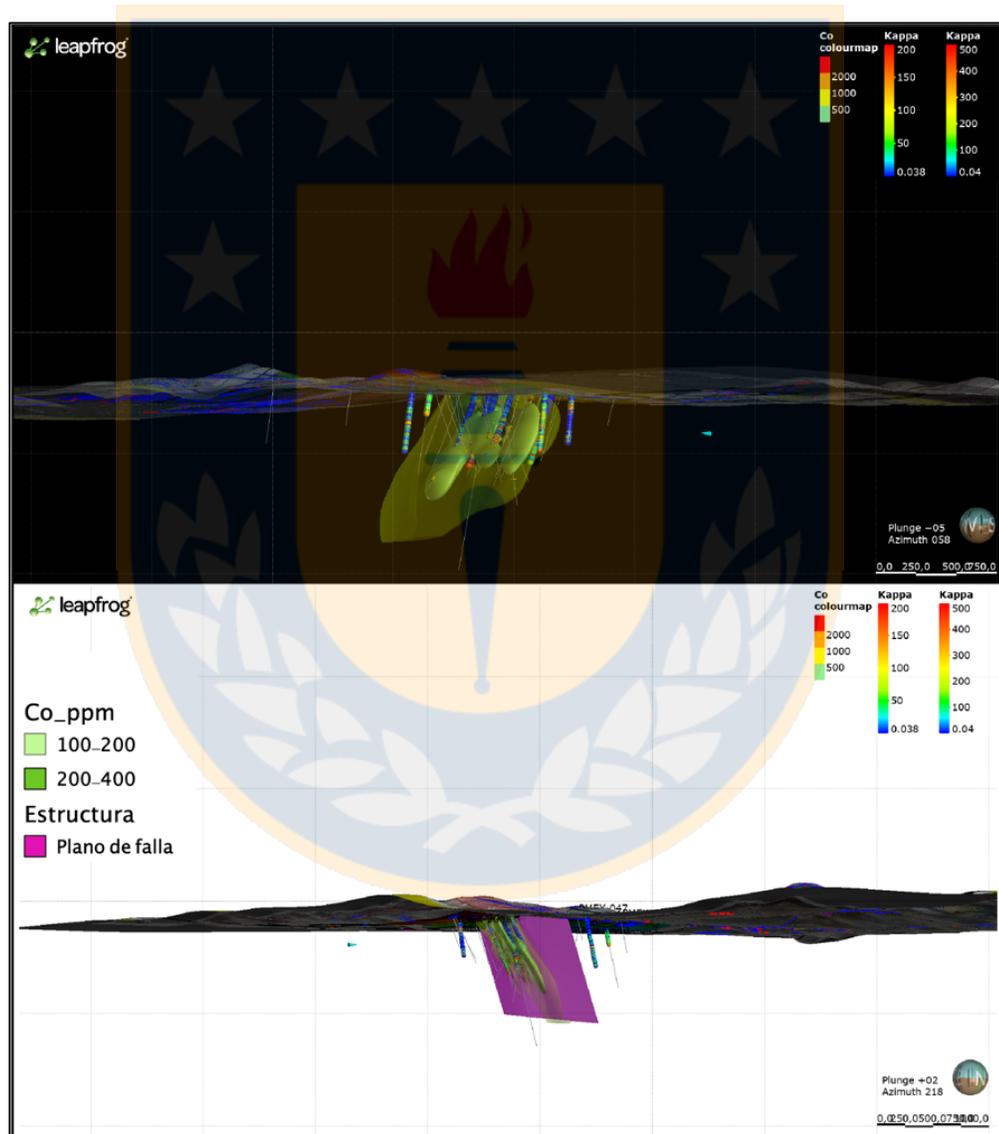


Figura 6.6. Concentración de Cobalto obtenida a partir de valores ICP de 36 sondajes que interceptan la falla que controla la mineralización del depósito. (Elaboración propia).

8. CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES

8.1. CONCLUSIONES

1. Las muestras de roca del proyecto Patacones se clasifican como calcoalcalinas según el diagrama AFM de Irvine & Baragar (1971) y sub-alcalinas intermedias a intermedias según el diagrama TAS de Wilson (1989), basado en Cox *et al.* (1979). Respecto al diagrama SiO₂ vs K₂O de Peccerillo & Taylor (1976), las muestras no presentan un patrón definido, por lo que se infiere una alteración hidrotermal presente en las rocas que favorecen el enriquecimiento en K₂O, específicamente, alteración del tipo potásica, sobre todo en la muestra MSV-06. Respecto a los diagramas de Harker, se observa que los elementos como el Al₂O₃, TiO₂, MgO y FeO* tienden a presentar pendientes negativas a medida que aumenta el contenido en SiO₂ a diferencia del CaO en el cual no se observa una tendencia clara debido a la dispersión de los datos. Según los diagramas de Pearce *et al.*, (1984) de elementos trazas, los intrusivos de Patacones corresponden tectónicamente a granitos de arco volcánico (VAG) y en menor medida a granitos colisionales (syn-COLG). De acuerdo a la clasificación de Richards & Kerrich (2007), las muestras se encuentran en el campo de Arcos comunes según diagramas de La/Yb vs Yb y Sr/Y vs Y. En relación al diagrama *Spider*, se muestra un patrón típico de magmas de arco (calcoalcalinos), donde existen anomalías negativas de Nb, Ti y P y altos contenidos de Pb y U, además de *peak* positivo de K y Zr. Respecto al diagrama de multielemental de REE, existe una anomalía de Eu en las muestras MSV-06 y VG-6 que difiere de las demás muestras, indicando una posible alteración y/o no cristalización de plagioclasa en la fuente. Finalmente, según el diagrama Eu/Eu* vs SiO₂ de Rollinson (1993), la mayoría de las muestras presentan una anomalía negativa de Europio, respaldando lo observado en los gráficos de REE.

2. Según el diagrama QAP de Strekeinsen (1976), las muestras corresponden principalmente a dioritas, y en menor medida, monzodioritas, dioritas cuarcíferas, monzonita cuarcífera y dacitas. Los cuerpos intrusivos menores están compuestos por rocas dioríticas (MSV-01, MSV-06) y dacíticas (MSV-13 y MSV-15) en menor medida que intruyen en forma de diques todas las unidades plutónicas, no pudiendo diferenciarse entre sí debido a la similitud composicional y textural. Se observa una fuerte alteración actinolítica y potásica en las rocas del sector, asociada a sistemas de vetas, presentando similitudes mineralógicas con yacimientos tipo Candelaria.

3. El comportamiento geoquímico de los intrusivos del prospecto Patacones según diagramas *Spider* normalizados al condrito y al manto primitivo, muestra una similitud con aquellos depósitos estudiados por Richards *et al.*, (2017), cuyo estudio se centró en rocas intrusivas y extrusivas, razón por la cual, se presentan anomalías negativas significativas de bario. Es importante mencionar que las rocas del prospecto Patacones según diagramas K_2O/Na_2O vs SiO_2 de Meinert (1995), donde se infiere un proceso hidrotermal debido a los patrones dispersos de las muestras de diques, lo cual se comprueba con el diagrama Sr/Rb vs SiO_2 del mismo.

4. Respecto a la mineralización de cobalto se plantean dos posibles ocurrencias del cobalto, una de ellas, en la estructura mineralógica de las piritas, alcanzando concentraciones del 0,1 % como máximo en las muestras evaluadas. La otra hipótesis en base a los análisis es la ocurrencia en forma de sulfuro de cobalto (posiblemente carrolita) según los análisis EDAX. Sin embargo, el contenido de este elemento en las diferentes muestras es muy escaso como para establecer una relación genética y potencial exploratorio, debido a la metodología empleada para su detección. El máximo porcentaje encontrado de este elemento es del 0,86 %, por lo que el depósito tiene muy baja ley respecto a dicho elemento.

5. De acuerdo a los sondajes facilitados por CMP (información y ubicación confidenciales de los sondajes), las concentraciones de cobalto en compósitos presentan en promedio 257 ppm de dicho elemento, el cual, en las rocas corticales, es aproximadamente de 23 ppm, por lo cual, se puede establecer zonación de concentraciones de cobalto en profundidad, no así en superficie de acuerdo a lo anterior.

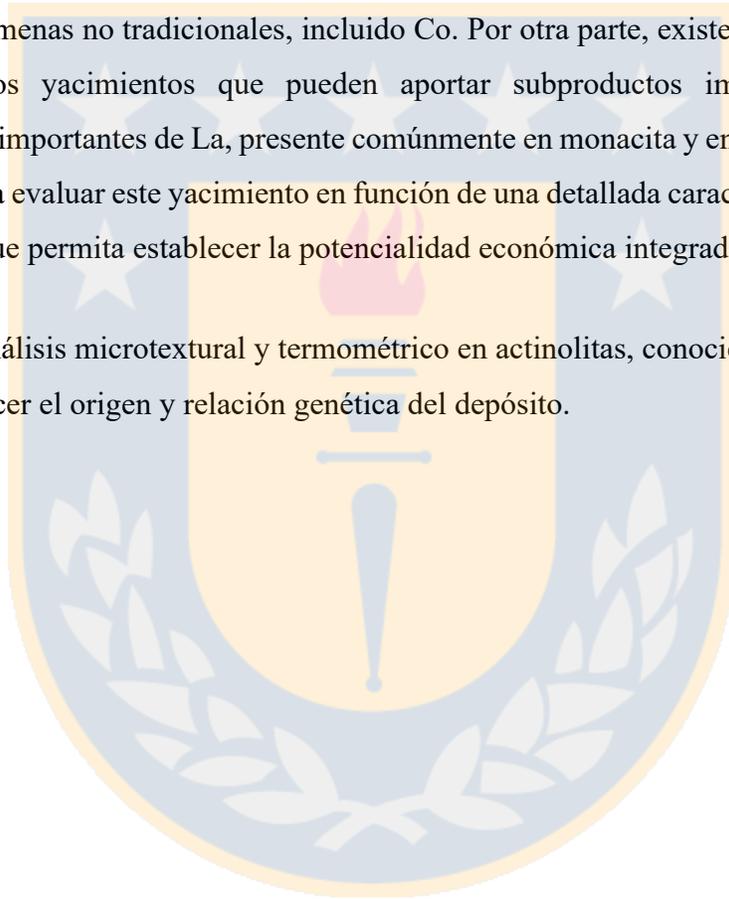
8.2. RECOMENDACIONES

1. Se recomienda un estudio más detallado de las unidades intrusivas, apoyado en dataciones radiométricas U-Pb en circones para poder respaldar la cronología relativa de los sistemas, esto permitiría establecer una comparación y guía de exploración de la Franja Ferrífera.
2. Realizar pruebas metalúrgicas para la obtención de concentrados piritosos y evaluar la recuperación y calidad del producto final en un proceso de lixiviación y precipitación.

3. Caracterizar los eventos de formación de piritas así como su tipo para establecer una relación directa en torno a la ocurrencia del cobalto.

4. Las asociaciones de elementos, tanto interpretados para minerales de mena como de ganga son propias de ambientes del tipo yacimientos de Fe Chilenos, pero híbrido a yacimientos del tipo IOCG chilenos. En la perspectiva del estudio geoquímico se observa un importante potencial exploratorio para este yacimiento, claro que no solo en consideración de Fe-Cu-Mo-Au, pero en consideración a menas no tradicionales, incluido Co. Por otra parte, existe una gama de minerales propios de estos yacimientos que pueden aportar subproductos importantes, entre estas concentraciones importantes de La, presente comúnmente en monacita y en asociación cercana con P. Se recomienda evaluar este yacimiento en función de una detallada caracterización mineralógica y geoquímica, que permita establecer la potencialidad económica integrada de esta.

5. Realizar un análisis microtextural y termométrico en actinolitas, conociendo estas condiciones se puede establecer el origen y relación genética del depósito.



REFERENCIAS

ARABASZ, W.J. 1971. Geological and geophysical studies of the Atacama Fault Zone in northern Chile. Ph.D. Thesis (Unpublished), California Institute of Technology, 275 p. Pasadena.

ARÉVALO, C. 1994. Mapa geológico del cuadrángulo Los Loros. Servicio Nacional de Geología y Minería, Documentos de Trabajo, No. 6, 1 mapa escala 1:100.000. Santiago.

ARÉVALO, C. 1995. Mapa Geológico de la Hoja Copiapó, Región de Atacama. Sernageomin. Documento de Trabajo N°8, 1 mapa escala 1:100.000. Santiago.

ARÉVALO, C. 2005. Carta Copiapó, Región de Atacama. Servicio Nacional de Geología y Minería. Carta Geológica de Chile, Serie Geología Básica, N°91: 53 pp., 1 mapa escala 1:100.000.

ARÉVALO, C. & WELKNER, D. 2008. Geología del área Carrizal Bajo-Chacritas, Región de Atacama. Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile, Serie Geología Básica 111: 67 pp. 1 mapa escala 1:100.000. Santiago.

BASSO, M. 2004. Carta Baquedano: Región de Antofagasta. Servicio Nacional de Geología y Minería. Carta Geológica de Chile, Serie Geología Básica, N°82. 1 mapa escala 1:100.000. Santiago, Chile.

BROWN, M., DIAZ, F. & GROCOTT, J. 1993. Displacement History of the Atacama Fault System, 25°00'S 27°00'S, Northern Chile. Geological Society of America Bulletin, Vol. 105, p. 1165-1174.

CLARK, A.H., MORTIMER, C. & SILLITOE, R. 1967. Implications of the isotopic ages of ignimbrite flows, southern Atacama Desert, Chile. Nature, Vol. 215, p. 723-724.

COX, K., BELL, J. & PANKHURST, R. 1979. The interpretation of igneous rocks. Springer Science & Business Media: 450 pp. UK.

DEFANT, M. & DRUMMOND, M. 1990. Derivation of some modern arc magmas by melting of young subducted lithosphere. *Nature*. Vol. **347**: 662-665.

DEL REAL, I., THOMPSON, J.F.H., SIMON, A.C. & REICH, M. 2020, Geochemical and Isotopic Signature of Pyrite as a Proxy for Fluid Source and Evolution in the Candelaria-Punta del Cobre Iron Oxide Copper-Gold District, Chile. *Society of Economic Geologist*. Vol. **115** (7): 1493–1517.

DÍAZ, A.; LLEDÓ, H.; VIVALLO, W. 2006. Yacimientos metalíferos de la Carta Copiapó. Región de Atacama. Servicio Nacional de Geología y Minería. Serie Recursos Minerales y Energéticos No.26, 30 p., 1 mapa escala 1:100.000. Santiago.

DUNHAM, R. 1962. Classification of carbonate rocks according to depositional texture. *Classification of Carbonate Rocks* (Ed. W.E. Ham), AAPG Memoir. Vol. **1**: 108–121. *Tulsa, United States*.

FOLK, R. 1968. *Petrology of Sedimentary Rocks*. University of Texas Publication. Hemphill Pub. Co: 170 pp. Austin, Texas.

GAJARDO, A.; MENDOZA, J.L.; LÓPEZ, M.C. & CARRASCO, R. 2004. Yacimientos de rocas y minerales industriales de la III Región de Atacama. Servicio Nacional de Geología y Minería, Serie Recursos Minerales y Energéticos, No. 10, 14 p, 1 mapa escala 1:500.000.

GARCÍA, F. 1967. *Geología del Norte Grande de Chile*. Simposium sobre el Geosinclinal Andino. Sociedad Geológica de Chile: 138 pp. Santiago.

GROCOTT, J. & WILSON, J. 1997. Ascent and emplacement of granitic plutonic complexes in subduction-related extensional environments. *In Deformation-enhanced fluid transport in the Earth's crust and mantle* (Holness, M.B.; editor). *Chapman and Hall*, p. 173-195. London.

HARKER, A. 1909. *The Natural History of Igneous Rocks*. Macmillan, New York.

IRVINE, T. & BARAGAR, W. 1971. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Canadian Journal of Earth Sciences*. Vol. 8: 523-548 pp. Ottawa.

LARA, L. & GODOY, E. 1998. Hoja Quebrada Salitrosa, Región de Atacama. Sernageomin, Mapas Geológicos (4): 1 mapa plegado escala 1:100.000. Santiago.

LEVI, B.; AGUIRRE, L. 1981. Ensilic spreading-subsidence in the Mesozoic and Paleogene of Central Chile. *Journal of the Geological Society of London*, Vol. 138, p. 75-81.

LLEDÓ, H. 1998. Metalogénesis de los cuadrángulos Copiapó, Cerro Chamonate y Nantoco. Memoria de Título (Inédito). Universidad de Chile, Departamento de Geología, 202 p.

MARSCHIK, R.; SINGER, B.S.; MUNIZAGA, F.; TASSINARI, C.; MORITZ, R.; FONTBOTÉ, L. 1997, Age of Cu (-Fe)-Au mineralization and thermal evolution of the Punta del Cobre district, Chile. *Mineralium Deposita*, Vol. 32, p. 531-546.

MARSCHIK, R. & FONTBOTÉ, L. 2001. The Candelaria-Punta del Cobre iron oxide Cu-Au (-Zn-Ag), Chile. *Economic Geology*, Vol. 96, p. 1799-1826.

MATHUR, R.D.; MARSCHIK, R.; RUIZ, J.; MUNIZAGA, F.; MARTIN, W. 2002. Age of mineralization of the Candelaria iron oxide Cu- Au deposit, and the origen of the Chilean iron belt based on Re-Os isotopes. *Economic Geology*, Vol. 96, p. 1799-1825.

MAYER, C.K. 1988. Ag- und Ag-Cu-Lagerstätten in der Region Atacama, Nordchile: Lagerstättenkundliche und geochemische Untersuchungen am Beispiel der Distrikte Chañarcillo (Ag-{Co-Ni-As}) und El Jardín (Ag-Cu). *Heidelberger Geowissenschaftliche Abhandlungen*, Vol. 19, 290 p.

MAYER, C.K. & FONTBOTÉ, L. 1990. The stratiform Ag-Cu deposit El Jardín, northern Chile. In *Stratabound Ore Deposits in the Andes* (Fontboté, L.; Amstutz, G.C.; Cardozo, M.; Cedillo, E.; Frutos, J.; editors). Society for Geology Applied to Mineral Deposits, Special Publication, Vol. 8, p. 637-646.

MEINERT, L. D. 1995. Compositional variation of igneous rocks associated with skarn deposits-chemical evidence for a genetic connection between petrogenesis and mineralization. *Mineralogical Association of Canada*: 401-418

MPODOZIS, C. & ALLMENDINGER, R. 1993. Extensional Tectonics, Cretaceous Andes, Northern Chile (27°S). *Geological Society of America Bulletin*, Vol. 105, p. 1462-1477.

MPODOZIS, C., CORNEJO, P., KAY, S.M. & TITTLER, A. 1995. La Franja de Maricunga: Síntesis de la evolución del frente volcánico Oligoceno-Mioceno de la zona sur de los Andes Centrales. *Revista Geológica de Chile*, Vol. 22, p. 273-313.

MORTIMER, C. 1973. The Cenozoic history of the southern Atacama Desert, Chile. *Journal of the Geological Society*. Vol. 129 (5): 505-526.

MUZZIO, G., VEGA, E. & GARDEWEG, M. 2007. Mapa Geológico Integrado de la Franja Costera entre Taltal y Ovalle. Compañía Minera del Pacífico (CMP), AURUM Consultores: 95 pp. Santiago.

NARANJO, J. & COVACEVICH, V. 1979. Nuevos antecedentes sobre la geología de la cordillera de Domeyko en el área de Sierras Vaquillas Altas, región de Antofagasta. Congreso Geológico Chileno N°2. Actas: A46-A64. Arica

PEARCE, J. A., & CANN, J. R. 1973. Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses. *Earth and planetary science letters*. Vol. 19 (2): 290-300.

PEARCE, J., HARRIS, N., & TINDLE, A. 1984. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of petrology*. Vol. **25** (4): 956-983.

PECCERILLO, R. & TAYLOR, S. 1976. Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, northern Turkey. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, Vol. **58** (1): 63-81.

RANDALL, D.E.; TAYLOR G.; GROCCOTT J. 1996. Major Crustal Rotations in the Andean Margin: Paleomagnetic Results from the Coastal Cordillera of Northern Chile. *Journal of Geophysical Research*, Vol. 101, p. 15783-15798.

REICH, M., SIMON, A., DEDITIUS, A., BARRA, F., CHRYSOULIS, S., LAGAS, G., TARDANI, D., KNIPPING, J., BILENKER, L., SÁNCHEZ-ALFARO, P., ROBERTS, M. & MUNIZAGA, R. 2016. Trace element signature of pyrite from the Los Colorados iron oxide-apatite (IOA) deposit, Chile: A missing link between Andean IOA and iron oxide copper-gold systems?. *Economic Geology*. Vol **111** (3): 743-761.

RICHARDS, J. P., & KERRICH, R. 2007. Special paper: adakite-like rocks: their diverse origins and questionable role in metallogenesis. *Economic geology*. Vol. **102** (4): 537-576.

RICHARDS, J.P., LOPEZ, G.P., ZHU, J.J., CREASER, R.A., LOCOCK, A.J., & MUMIN, A.H. 2017. Contrasting tectonic settings and sulfur contents of magmas associated with Cretaceous porphyry Cu ± Mo ± Au and intrusion-related iron oxide Cu-Au deposits in northern Chile. *Economic Geology*. Vol. **112**: 295–318.

ROGERS, G. 1985. A geochemical traverse across the North Chilean Andes. Ph.D. Thesis, Dept. of Earth Sciences, The Open University, Milton Keynes campus (inédito): 333 pp. United Kingdom.

ROLLINSON, H. 1993. *Using Geochemical Data: Evaluation, Presentation, Interpretation*. Routledge: 315 pp. Singapur.

SEGERSTROM, K. 1968. Geología de las Cartas Copiapó y Ojos del Salado. Provincia de Atacama. Instituto de Investigaciones Geológicas, No. 24, 58 p., 1 mapa escala 1: 250.000.

SHAND, S. 1927. On the Relations between Silica, Alumina, and the Bases in Eruptive Rocks, considered as a Means of Classification. *Geological Magazine*. Vol. **64** (10): 446.

SHAND, S. 1947. Eruptive Rocks. Their Genesis, Composition, Classification, and Their Relation to Ore-Deposits with a Chapter on Meteorite. John Wiley & Sons. New York.

SILLITOE, R. 2003. Iron oxide – copper – gold deposits: an Andean view. *Mineralium Deposita*. Vol **38** (7): 787-812.

SIMON, A.; KNIPPING, J.; REICH, M.; BARRA, F.; DEDITIUS, A.; BILENKER, L. & CHILDRESS, T. 2018. Kiruna-Type Iron Oxide-Apatite (IOA) and Iron Oxide Copper-Gold (IOCG) Deposits Form by a Combination of Igneous and Magmatic-Hydrothermal Processes: Evidence from the Chilean Iron Belt. *SEG Special Publications*. N°**21**: 89-114.

STRECKEISEN, A. 1976. To each plutonic rock its proper name. *Earth Science Reviews*. Vol.**12**: 1-33.

SUN, S. & MCDONOUGH, W. 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: Implications for mantle composition and processes. In *Magmatism in the Ocean Basins* (Saunders, A.D.; Norry, M.J.; editors). *Geological Society, Special Publication*. N°. **42**: 313-345.

TAYLOR, G.K.; GROCOTT, J.; POPE, A. & RANDALL, D. 1998. Mesozoic fault systems, deformation and fault rotation in the Andean forearc 25°-27°S: A crustal scale strike-slip duplex in the Coastal Cordillera of Northern Chile. *Tectonophysics*, Vol. 299, p. 93-106.

ULLRICH, T.; CLARK, A. 1999. The Candelaria copper-gold deposit, Region III, Chile: Paragenesis, geochronology and fluid composition. In *Mineral Deposits: Processes to processing* (Stanley, C.J. *et al.*; editors), p. 201-204. Rotterdam.

WILSON, M. 1989. *Igneous Petrogenesis*. Unwin Hyman: 466 pp. Londres.

WILSON, J. 1996. *Emplacement of the Las Trazas Plutonic Complex, Coastal Cordillera, Northern Chile*. Ph.D. Thesis (Unpublished). Kingston University, 225 p. Kingston-upon-Thames, U.K.

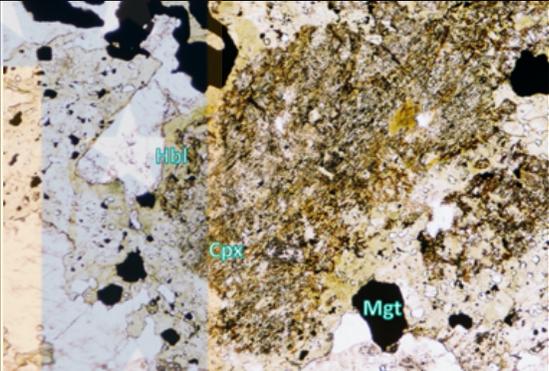




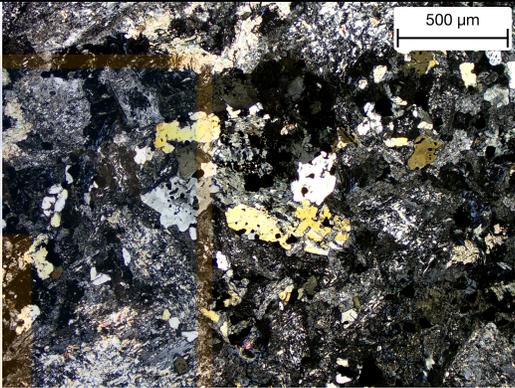


ANEXO I
“PETROGRAFÍA Y GEOQUÍMICA”

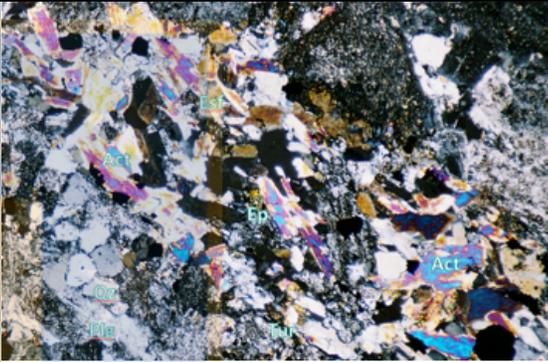
I. Petrografía

N° de Muestra	VG-1		Objetivo: 5X	Luz: LPP
Coordenadas	367962 m E / 6984280 m N			
Localidad				
Clasificación	Monzodiorita (Streckeisen, 1976)			
Textura principal	Hipiomórfica granular de grano medio a fino. Localmente Poiquilítica			
Índice de color	32			
Composición	%	Alteración	Forma	Tamaño (mm)
Plagioclasa	44,6	-	Euhedral	1-5
Cuarzo	15,13	-	Anhedral	1,5-3,5
Ortoclasa	14,29	-	Anhedral	2-5
Biotita	8,4	Levemente a clorita	Subhedral	1-2
Clinopiroxeno	14,0	-	Anhedral	2-5
Hornblenda	8,3	-	Anhedral	1-2
Circón	1,0	-	Euhedral	0,1-0,2
Apatito	1,0	-	Anhedral	0,1-0,2
Magnetita	2,7	-	Subhedral	0,1-2
Observaciones	Q%: 8 A%: 11 P%: 81			

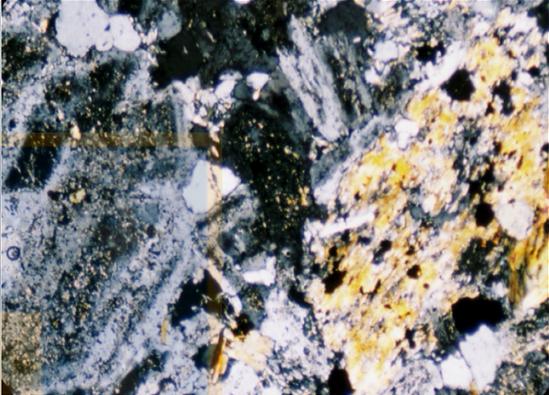
N° de Muestra	VG-2		Objetivo: 5X	Luz: NC
Coordenadas	367852 m E / 6984430 m N			
Localidad				
Clasificación	Monzonita cuarcífera (Streckeisen, 1976)			
Textura principal	Fanerítica inequigranular mediana a gruesa. Localmente perítica			
Índice de color	30			
Composición	%	Alteración	Forma	Tamaño (mm)
Plagioclasa	37,04	-	Euhedral	1-5
Cuarzo	14,81	-	Anhedral	1,5-3,5
Ortoclasa	17,3	-	Anhedral	2-5
Clinopiroxeno	15,3		Anhedral	2-5
Anfibol	7,95	Moderada a clorita	Subhedral	2-5
Observaciones	Q%: 28 A%: 42 P%: 30			

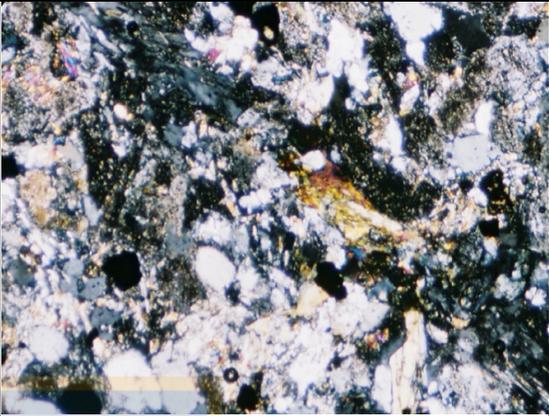
N° de Muestra	VG-3		Objetivo: 5X	Luz: NC
Coordenadas	367691 m E / 6984279 m N			
Localidad				
Clasificación	Diorita cuarcífera (Streckeisen, 1976)			
Textura principal	Hipidiomórfica inequigranular de grano medio a grueso			
Índice de color	45			
Composición	%	Alteración	Forma	Tamaño (mm)
Plagioclasa	49,7	-	Euhedral	1-5
Cuarzo	8,1	-	Anhedral	1,5-3,5
Ortoclasa	1,0	-	Anhedral	2-5
Clinopiroxeno	5,5	Levemente a Anfíbol		
Anfíbol	20,1	-	Subhedral	0,2-2,5
Biotita	13,1	-	Subhedral	1-2
Epidota	0	-	Subhedral	0,1-0,2
Arcilla	2,0	-		
Esfeno	0,1	-	Subhedral	0,5-1
Observaciones	Q%: 24 A%: 2 P%: 74			

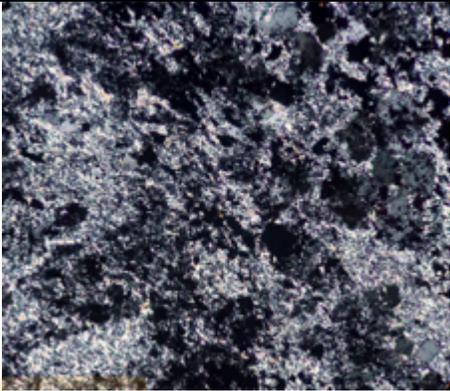
N° de Muestra	VG-6		Objetivo: 5X	Luz: NC
Coordenadas	364492 m E / 6986758 m N			
Localidad				
Clasificación	Monzodiorita (Streckeisen, 1976)			
Textura principal	Hipiomórfica granular de grano medio a fino.			
Índice de color	43			
Composición	%	Alteración	Forma	Tamaño (mm)
Plagioclasa	44,8	-	Euhedral	1-5
Cuarzo	4,0	-	Anhedral	1,5-3,5
Ortoclasa	6,1	-	Anhedral	2-5
Biotita	14,8	Levemente a clorita	Subhedral	1-2
Clinopiroxeno	12,5	-	Anhedral	2-5
Hornblenda	10,3	-	Anhedral	1-2
Circón	1,0	-	Euhedral	0,1-0,2
Apatito	1,0	-	Anhedral	0,1-0,2
Magnetita	3,0	-	Subhedral	0,1-2
Observaciones	Q%: 8 A%: 11 P%: 81			

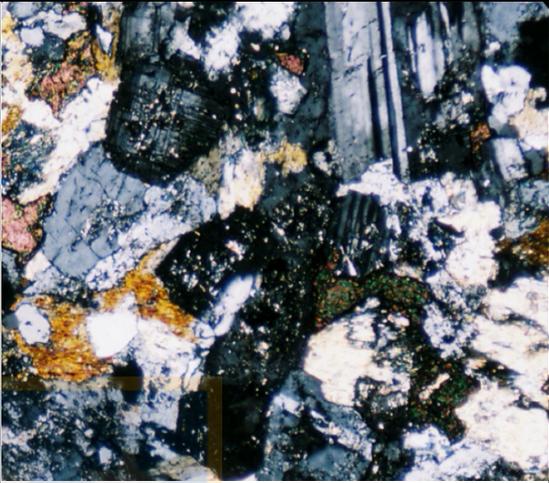
	VG-7		Objetivo: 5X	Luz: NC
N° de Muestra				
Coordenadas	365708 m E / 6987672 m N			
Localidad				
Clasificación	Microdiorita (Streckeisen, 1976)			
Textura principal	Hipidiomórfica inequigranular levemente porfídica			
Índice de color	19			
Composición	%	Alteración	Forma	Tamaño (mm)
Plagioclasa	68,9	-	Euhedral	1-5
Cuarzo	4,9	-	Anhedral	1,5-3,5
Ortoclasa	0	-	Anhedral	2-5
Clinopiroxeno	0	-	Euhedral	2-5
Anfibol	10,3	-	Euhedral	1,5-2
Biotita	17,1	Levemente a clorita	Anhedral	1,5-2
Epidota	1,0	-	Anhedral	0,1-0,2
Turmalina	1,0	-	Anhedral	0,1-0,2
Albita	1,0	-	Anhedral	0,1-0,2
Actinolita	1,0	-	Anhedral	0,1-0,2
Magnetita	3,1	-	Subhedral	0,1-0,2
Observaciones	Q%: 3 A%: 5 P%: 92			

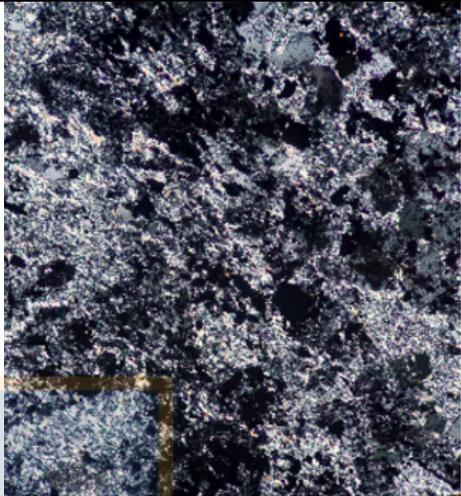
N° de Muestra	VG-8		Objetivo: 5X	Luz: NC
Coordenadas	366789 m E / 6982692 m N			
Localidad				
Clasificación	Diorita cuarcífera (Streckeisen, 1976)			
Textura principal	Hipidiomórfica inequigranular de grano medio a grueso			
Índice de color	15,3			
Composición	%	Alteración	Forma	Tamaño (mm)
Plagioclasa	41,6	-	Euhedral	1-5
Cuarzo	7,8	-	Anhedral	1,5-3,5
Ortoclasa	1,0	-	Anhedral	2-5
Clinopiroxeno	6,0	Levemente a Anfíbol		
Anfíbol	15,2	-	Subhedral	0,2-2,5
Biotita	22,8	-	Subhedral	1-2
Epidota	0,7	-	Subhedral	0,1-0,2
Arcilla	7,0	-		
Esfeno	1,0	-	Subhedral	0,5-1
Observaciones	Q%: 25 A%: 5 P%: 70			

N° de Muestra	MSV-01		Objetivo: 5X	Luz: NC
Coordenadas	365922 m E / 6982556 m N			
Localidad				
Clasificación	Dique diorítico (Streckeisen, 1976)			
Textura principal	Fanerítica de grano muy fino. Localmente traquitaoidal			
Índice de color	24			
Composición	%	Alteración	Forma	Tamaño (mm)
Plagioclasa	42,7	Moderada a sericita	Euhedral	1-5
Cuarzo	1,2	-	Anhedral	1,5-3,5
Ortoclasa	1,0	Levemente a arcillas	Anhedral	2-5
Anfibol	35,9			
Biotita	4,8	Moderada a clorita	Subhedral	1-2
Calcita	6,0	-	Anhedral	0,1-0,2
Clorita	0,7	-	Anhedral	1-2
Circón	1,0	-	Subhedral	0,1-0,2
Esfeno	0,1	-	Subhedral	0,1-0,2
Turmalina	1,0	-	Anhedral	0,1-2
Pirita	5,0	-	Euhedral	0,1-2
Covelina	1,0	-	Subhedral	0,1-0,2
Calcosina	1,0	-	Subhedral	0,1-0,2
Magnetita	4,2	-	Subhedral	1-2
Hematita	1,0	-	Anhedral	1-2
Limonitas	1,0	-	Anhedral	0,1-0,2
Arcillas	3,0	-	Anhedral	0,1-0,2
Sericita	9,5	-	Anhedral	0,1-0,2
Observaciones	Q % : 6 A%: 2 P%: 92			

N° de Muestra	MSV-06		Objetivo: 5X	Luz: NC
Coordenadas	365846 m E / 6982591 m N			
Localidad				
Clasificación	Dique diorítico (Streckeisen, 1976)			
Textura principal	Hipiomórfica granular de grano médio a fino. Localmente Poiquilitica			
Índice de color	21			
Composición	%	Alteración	Forma	Tamaño (mm)
Plagioclasa	31,7	Moderada a sericita	Euhedral	1-5
Cuarzo	1,0	-	Anhedral	1,5-3,5
Ortoclasa	1,0	Levemente a arcillas	Anhedral	2-5
Clinopiroxeno	8,0	-	Euhedral	1-2
Anfibol	33,9			
Actinolita	3,0	-	Subhedral	0,1-0,2
Biotita	2,7	Moderada a clorita	Subhedral	1-2
Epidota	6,0	-	Subhedral	0,1-0,2
Calcita	1,0	-	Anhedral	0,1-0,2
Clorita	8,8	-	Anhedral	1-2
Circón	1,0	-	Subhedral	0,1-0,2
Esfeno	1,0	-	Subhedral	0,1-0,2
Turmalina	1,0	-	Anhedral	0,1-2
Pirita	2,0	-	Euhedral	0,1-2
Covelina	1,0	-	Subhedral	0,1-0,2
Calcosina	1,0	-	Subhedral	0,1-0,2
Magnetita	1,0	-	Subhedral	1-2
Hematita	1,0	-	Anhedral	1-2
Limonitas	1,0	-	Anhedral	0,1-0,2
Arcillas	2,0	-	Anhedral	0,1-0,2
Sericita	19,2	-	Anhedral	0,1-0,2
Observaciones	Q%: 4 A%: 1 P%: 95			

N° de Muestra	MSV-13		Objetivo: 5X	Luz: NC
Coordenadas	366772 m E / 6983017 m N			
Localidad				
Clasificación	Dique dacítico (Streckeisen, 1976)			
Textura principal	Porfídica con masa fundamental afanítica			
Índice de color	14			
Composición	%	Alteración	Forma	Tamaño (mm)
Plagioclasa	32,57	-	Euhedral	1-5
Cuarzo	57,41	-	Anhedral	1,5-3,5
Ortoclasa	3,0	Levemente a arcillas	Anhedral	2-5
Biotita	3,0	Moderada a clorita y epidota	Anhedral	1-2
Clorita	2,0	-	Euhedral-Subhedral	1,5-2
Clinopiroxeno	1,1	-	Subhedral	1-2
Escapolita	3,0	-	Subhedral	1-2
Epidota	2,0	-	Subhedral	0,1-0,2
Albita	2,0	-	Anhedral	0,1-2
Anfibol	4,0	Moderada a Anfibol secundario	Subhedral	0,1-2
Sericita	2,0	-	Subhedrales	0,1-2
Observaciones	Q%: 50 A%: 5 P%: 45			

N° de Muestra	MSV-14		Objetivo: 5X	Luz: NC
Coordenadas	366772 m E / 6983017 m N			
Localidad				
Clasificación	Diorita (Streckeisen, 1976)			
Textura principal	Hipiomórfica granular de grano medio a fino. Localmente Poiquilitica			
Índice de color	15,3			
Composición	%	Alteración	Forma	Tamaño (mm)
Plagioclasa	23,4	Moderada a sericita	Euhedral	1-5
Cuarzo	0,1	-	Anhedral	1,5-3,5
Ortoclasa	3,0	Levemente a arcillas	Anhedral	2-5
Sericita	3,4	-	Subhedral	0,1-0,2
Clinopiroxeno	15,0	Moderada a Anfíbol	Euhedral	2-5
Anfíbol	4,0	Moderada, clorita y localmente a epidota	Subhedral	0,2-2,5
Epidota	4,0	Alterando a anfíboles	Subhedral	0,1-0,2
Biotita	34,5	-	Euhedral	0,1-0,2
Actinolita	1,0	-	Anhedral	0,1-0,2
Clorita	33,4	-	Euhedral	0,1-0,2
Pirita	1,0	-	Euhedral	0,1-0,2
Magnetita	1,2	-	Subhedral	0,1-2
Observaciones	<p>Q%: 5 A%: 5 P%: 87</p> <p>La muestra presenta vetillas de cuarzo, las cuales no fueron consideradas en los porcentajes anteriormente descritos</p>			

N° de Muestra	MSV-15			Objetivo: 5X	Luz: NC
Coordenadas	366772 m E / 6983017 m N				
Localidad					
Clasificación	Dique dacítico (Streckeisen, 1976)				
Textura principal	Porfídica com massa fundamental afanítica				
Índice de color	15,3				
Composición	%	Alteración	Forma	Tamaño (mm)	
Plagioclasa	46,53	-	Euhedral	1-5	
Cuarzo	47,43	-	Anhedral	1,5-3,5	
Clorita	0,8	-	Euhedral-Subhedral	1,5-2	
Clinopiroxeno	1,3	-	Subhedral	1-2	
Epidota	4,0	-	Subhedral	0,1-0,2	
Magnetita	5,0	-	Subhedrales	0,1-2	
Observaciones	Q % : 6 0 A%: 6 P%: 34				

N° de Muestra	MSV-16		Objetivo: 5X	Luz: NC
Coordenadas	366772 m E / 6983017 m N			
Localidad				
Clasificación	Diorita (Streckeisen, 1976)			
Textura principal	Hipiomórfica granular de grano medio a fino.			
Índice de color	35			
Composición	%	Alteración	Forma	Tamaño (mm)
Plagioclasa	41,8	Moderada a sericita	Euhedral	1-5
Cuarzo	5,0	-	Anhedral	1,5-3,5
Ortoclasa	1,0	Levemente a arcillas	Anhedral	2-5
Biotita	12,4	-	Subhedral	2-5
Anfibol	29,4	-	Subhedral	0,2-2,5
Epidota	8,0	-	Anhedral	0,1-0,2
Sericita	5,3	-	Subhedral	0,1-0,2
Actinolita	2,0	-	Anhedral	0,1-0,2
Magnetita	7,3	-	Subhedral	0,1-2
Observaciones	Q%: 10 A%: 8 P%: 82			

II. Geoquímica

Tabla 1. Análisis petroquímico de elementos mayores junto con sus límites de detección.

Muestra	Masa	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃ (T)	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	P ₂ O ₅	LOI	Total
Unidad de medida	g	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%
Límite de detección	-	0.01%	0.01%	0.01%	0.001%	0.01%	0.01%	0.01%	0.01%	0.001%	0.01%	-	-
Método de análisis	INAA	FUS-ICP	FUS-ICP	FUS-ICP	FUS-ICP	FUS-ICP	FUS-ICP	FUS-ICP	FUS-ICP	FUS-ICP	FUS-ICP	GRAV	FUS-ICP
Muestras													
VG-1	24.7	57.5	16.7	8.16	15	3.34	6.72	3.61	2.45	1.04	0.33	0.6	100
VG-2	23.6	60.08	16.34	6.7	0.08	2.73	5.8	3.82	3.62	0.84	0.23	1.25	100
VG-3	24	56.84	17.09	8.36	0.152	3.22	6.66	3.66	2.52	1.105	0.37	0.65	100
VG-6	22.4	63.92	16.88	2.76	0.059	2.4	8.98	3.88	0.3	0.674	0.11	1	100
VG-7	24	55.26	17.98	6.37	0.079	5.16	9.05	4.18	1.02	0.851	0.02	1.35	100
VG-8	26.5	54.65	18.48	8.07	0.132	4.24	9.07	3.75	0.53	0.922	0.14	1.1	100
MSV-01	26.7	53.6	19.68	8.97	0.164	4.83	5.6	4.4	1.75	0.736	0.24	7.31	100
MSV-06	25	50.74	18.69	15.01	0.049	5.33	0.93	3.9	4.59	0.66	0.07	2.42	100
MSV-13	24.9	69.74	16.17	1.26	0.038	1.54	5.89	4.23	0.55	0.552	0.03	0.8	100
MSV-14	23.2	70.01	16.27	0.94	0.028	1.6	5.6	4.4	0.53	0.552	0.07	0.74	100
MSV-15	25.1	66.35	17.35	1.05	0.032	2.67	6.54	4.48	0.67	0.66	0.2	1.12	100
MSV-16	25.3	65.6	17.18	2.66	0.063	2.29	6.39	4.31	0.74	0.63	0.14	1.23	100

Tabla 2. Análisis petroquímico de elementos traza junto con sus límites de detección.

Parámetro	Masa	Rb	Sr	Y	Zr	Nb	Cs	Ba	La	Ce	Pr	Nd	Sm
Unidad medida	g	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm
Límite de detección	-	1	2	0.5	1	0.2	0.1	2	0.05	0.05	0.01	0.05	0.01
Método de análisis	INAA	FUS-MS	FUS-ICP	FUS-MS	FUS-ICP	FUS-MS	FUS-MS	FUS-ICP	FUS-MS	FUS-MS	FUS-MS	FUS-MS	FUS-MS
Muestras													
VG-1	24.7	76	481	27.9	202	10.9	4.2	601	25.7	56.2	7.24	29.6	6.45
VG-2	23.6	106	391	31.4	181	10.5	1.1	564	25.9	58.2	7.78	31.6	7.19
VG-3	24	75	491	29.3	215	11.6	3.4	620	26.4	58.3	7.42	30.1	6.77
VG-6	22.4	2	460	13.9	109	5.8	0.2	106	4.55	12.3	1.62	6.82	1.67
VG-7	24	21	421	20.2	75	2.5	0.4	162	5.07	15.9	2.46	10.9	3.09
VG-8	26.5	13	483	18.5	61	2	3.8	159	6.58	15.5	2.22	10.7	3.06
MSV-01	26.7	32	277	16.6	75	2.7	0.9	274	9.11	20.8	2.86	12.8	3.12
MSV-06	25	72	124	9.3	38	0.6	1.7	1228	2.21	4.76	0.8	3.88	1.19
MSV-13	24.9	12	386	15.6	134	4.4	1.9	97	3.45	8.81	1.44	6.95	2.1
MSV-14	23.2	11	397	5.8	134	5.6	1.8	98	3.06	7.21	1.02	4.32	0.85
MSV-15	25.1	15	418	19.8	128	2.9	2.5	142	3.07	7.43	1.17	5.81	1.94
MSV-16	25.3	17	434	21.6	105	3.5	3.1	154	4.96	13.5	2.3	12.3	3.5

Tabla 2 (continuación)

Parámetro	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Yb	Lu	Hf	Ta	Pb	Th	U
Unidad medida	ppm											
Límite de detección	0,005	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,002	0,1	0,01	5	0,05	0,01
Método de análisis	FUS-MS	TD-ICP	FUS-MS	FUS-MS								
Muestras												
VG-1	1,48	5,99	0,89	5,08	1,02	2,86	0,476	5,4	1,13	6	9,27	2,86
VG-2	1,37	6,44	0,99	5,53	1,11	3,43	0,516	5,6	1,33	< 5	15,1	3,71
VG-3	1,65	6,26	0,9	5,11	1,03	3,04	0,456	5,8	1,15	6	8,8	2,74
VG-6	0,896	1,89	0,33	2,16	0,44	1,54	0,269	3,1	0,77	< 5	4,27	0,55
VG-7	0,887	3,62	0,58	3,67	0,73	2,19	0,338	2,2	0,36	< 5	1,74	0,88
VG-8	1,04	3,41	0,52	3,24	0,67	2,04	0,316	1,9	0,31	< 5	1,99	0,36
MSV-01	0,977	3,35	0,48	3,04	0,62	1,77	0,291	2,2	0,26	< 5	0,91	1,77
MSV-06	0,488	1,54	0,25	1,63	0,36	1,17	0,191	1,3	0,13	< 5	0,73	0,37
MSV-13	0,635	2,49	0,4	2,45	0,53	1,81	0,302	4	0,96	< 5	4,52	0,81
MSV-14	0,524	0,96	0,14	0,86	0,2	0,8	0,145	4	0,98	< 5	3,71	0,93
MSV-15	0,785	2,71	0,47	3,05	0,68	2,55	0,436	3,8	0,75	< 5	5,76	1,05
MSV-16	0,95	4,04	0,62	3,58	0,73	2,4	0,413	3,2	0,82	< 5	5,08	0,91

Tabla 2 (continuación)

Parámetro	Masa	Au	As	Br	Cr	Ir	Sc	Se	Sb	Sc	Be	V
Unidad medida	g	ppb	ppm	ppm	ppm	ppb	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm
Límite de detección	-	2	0,5	0,5	5	5	0,1	3	0,2	1	1	5
Método de análisis	INAA	INAA	INAA	INAA	INAA	INAA	INAA	INAA	INAA	FUS-ICP	FUS-ICP	FUS-ICP
Muestras												
VG-1	24,7	7	5,6	< 0,5	23	< 5	21,1	< 3	1,8	24	2	217
VG-2	23,6	< 2	6,7	1,2	13	< 5	18,4	< 3	1,5	20	3	181
VG-3	24	< 2	6,4	< 0,5	22	< 5	20,6	< 3	1,6	24	2	217
VG-6	22,4	< 2	8,1	1,6	15	< 5	16,1	< 3	1,9	19	1	145
VG-7	24	< 2	8,5	< 0,5	43	< 5	28,2	< 3	2	31	1	161
VG-8	26,5	< 2	7,4	< 0,5	< 5	< 5	24,6	< 3	1,3	27	1	254
MSV-01	26,7	< 2	3,4	< 0,5	29	< 5	15,5	< 3	1,2	18	1	172
MSV-06	25	< 2	11,7	< 0,5	65	< 5	27,2	< 3	3,5	33	1	282
MSV-13	24,9	< 2	4,3	< 0,5	< 5	< 5	12,7	< 3	1,1	15	1	87
MSV-14	23,2	< 2	5,2	< 0,5	7	< 5	13,4	< 3	1,2	15	1	89
MSV-15	25,1	6	7,5	< 0,5	5	< 5	17,2	< 3	1,2	20	1	118
MSV-16	25,3	7	10,5	< 0,5	< 5	< 5	14,2	< 3	1	17	1	111

Tabla 2 (continuación)

Parámetro	Cr	Co	Ni	Cu	Zn	Cd	S	Ga	Ge	As	Mo	Ag	In
Unidad medida	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	%	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm
Límite de detección	20	1	1	1	1	0,5	0,001	1	0,5	5	2	0,3	0,1
Método de análisis	FUS-MS	FUS-MS	TD-ICP	TD-ICP	TD-ICP	TD-ICP	TD-ICP	FUS-MS	FUS-MS	FUS-MS	FUS-MS	TD-ICP	FUS-MS
Muestras													
VG-1	30	37	13	84	79	< 0,5	0,011	17	1,4	5	3	< 0,3	0,1
VG-2	< 20	64	9	114	29	< 0,5	0,008	16	1,3	5	3	< 0,3	< 0,1
VG-3	20	46	13	113	78	< 0,5	0,012	18	1,5	< 5	3	< 0,3	0,1
VG-6	< 20	41	7	42	20	< 0,5	0,031	16	1,3	6	< 2	< 0,3	0,1
VG-7	40	31	13	68	21	< 0,5	0,009	19	1,9	7	< 2	< 0,3	0,1
VG-8	< 20	32	5	18	16	< 0,5	0,015	17	1,4	7	< 2	< 0,3	0,1
MSV-01	40	34	18	13	51	< 0,5	0,011	17	1,2	< 5	< 2	< 0,3	< 0,1
MSV-06	70	30	40	< 1	8	0,6	0,026	16	1,3	10	< 2	< 0,3	0,1
MSV-13	< 20	130	5	9	13	< 0,5	0,025	14	1,3	< 5	< 2	< 0,3	< 0,1
MSV-14	< 20	131	8	6	9	< 0,5	0,017	15	1,4	< 5	< 2	< 0,3	< 0,1
MSV-15	< 20	91	6	15	24	< 0,5	0,014	15	1,5	< 5	< 2	< 0,3	< 0,1
MSV-16	< 20	110	6	35	34	< 0,5	0,228	16	1,5	10	< 2	< 0,3	< 0,1

Tabla 2 (continuación)

Parámetro	Sn	Sb	Sc	Be	V	Cr	Co	Ni	Cu	Zn	Cd	S	Ga
Unidad medida	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	%	ppm
Límite de detección	1	0,2	1	1	5	20	1	1	1	1	0,5	0,001	1
Método de análisis	FUS-MS	FUS-MS	FUS-ICP	FUS-ICP	FUS-ICP	FUS-MS	FUS-MS	TD-ICP	TD-ICP	TD-ICP	TD-ICP	TD-ICP	FUS-MS
Muestras													
VG-1	2	1	24	2	217	30	37	13	84	79	< 0,5	0,011	17
VG-2	2	0,8	20	3	181	< 20	64	9	114	29	< 0,5	0,008	16
VG-3	2	0,9	24	2	217	20	46	13	113	78	< 0,5	0,012	18
VG-6	< 1	1,1	19	1	145	< 20	41	7	42	20	< 0,5	0,031	16
VG-7	1	1,2	31	1	161	40	31	13	68	21	< 0,5	0,009	19
VG-8	< 1	0,9	27	1	254	< 20	32	5	18	16	< 0,5	0,015	17
MSV-01	1	0,5	18	1	172	40	34	18	13	51	< 0,5	0,011	17
MSV-06	2	3,8	33	1	282	70	30	40	< 1	8	0,6	0,026	16
MSV-13	< 1	0,4	15	1	87	< 20	130	5	9	13	< 0,5	0,025	14
MSV-14	< 1	0,6	15	1	89	< 20	131	8	6	9	< 0,5	0,017	15
MSV-15	< 1	0,4	20	1	118	< 20	91	6	15	24	< 0,5	0,014	15
MSV-16	< 1	0,7	17	1	111	< 20	110	6	35	34	< 0,5	0,228	16

Tabla 2 (continuación)

Parámetro	Ge	As	Mo	Ag	In	Sn	Sb	Er	Tm	W	Tl	Bi
Unidad medida	ppm											
Límite de detección	0,5	5	2	0,3	0,1	1	0,2	0,01	0,005	0,5	0,05	0,1
Método de análisis	FUS-MS	FUS-MS	FUS-MS	TD-ICP	FUS-MS							
Muestras												
VG-1	1,4	5	3	< 0,3	0,1	2	1	3,03	0,445	395	< 0,05	< 0,1
VG-2	1,3	5	3	< 0,3	< 0,1	2	0,8	3,37	0,525	836	< 0,05	< 0,1
VG-3	1,5	< 5	3	< 0,3	0,1	2	0,9	3,03	0,464	499	< 0,05	< 0,1
VG-6	1,3	6	< 2	< 0,3	0,1	< 1	1,1	1,33	0,207	670	< 0,05	< 0,1
VG-7	1,9	7	< 2	< 0,3	0,1	1	1,2	2,23	0,329	443	< 0,05	< 0,1
VG-8	1,4	7	< 2	< 0,3	0,1	< 1	0,9	1,94	0,288	380	< 0,05	< 0,1
MSV-01	1,2	< 5	< 2	< 0,3	< 0,1	1	0,5	1,76	0,263	54,9	< 0,05	< 0,1
MSV-06	1,3	10	< 2	< 0,3	0,1	2	3,8	1,12	0,164	157	< 0,05	< 0,1
MSV-13	1,3	< 5	< 2	< 0,3	< 0,1	< 1	0,4	1,67	0,269	1660	< 0,05	< 0,1
MSV-14	1,4	< 5	< 2	< 0,3	< 0,1	< 1	0,6	0,69	0,112	1640	< 0,05	< 0,1
MSV-15	1,5	< 5	< 2	< 0,3	< 0,1	< 1	0,4	2,19	0,353	1260	< 0,05	< 0,1
MSV-16	1,5	10	< 2	< 0,3	< 0,1	< 1	0,7	2,25	0,337	1470	< 0,05	< 0,1

**ANEXO II “DATOS GEOQUÍMICOS
CORDILLERA DE LA COSTA (25 °S –
34°S)”**



Tabla 1. Datos geoquímicos IOCG cordillera de la Costa (25°S – 34°S)

Table 3. Whole-Rock and Trace Element Geochemical Data for Igneous Rock Samples from the Coastal Cordillera of Northern Chile Between 25° and 34°S

Sample no.	ESP-1	ESP-2	ESP-3	CDA-1	CDA-2	CDA-3	CDA-7	CDA-9	CDA-10	FR-1
Locality	Espino	Espino	Espino	Andacollo	Andacollo	Andacollo	Andacollo	Andacollo	Andacollo	Frontens-Mine La Union
Alteration/mineralization	Chlorite, calcite veins (skarn in wall rock)				Chlorite, K-feldspar	Biotite, disseminated chalcopyrite-pyrite	Chlorite-(sericite)	Less altered, gypsum-chalcopyrite, iron oxide veinlets, 2° biotite	Quartz-chalcopyrite veinlets, gypsum-iron oxide	Epidote, clays, weak potassic
TAS classification ¹	Gabbroic diorite	Gabbroic diorite	Gabbroic diorite	Monzonite	Granodiorite	Granodiorite	Basaltic trachyandesite (mugearite)	Granodiorite	Monzonite	Granodiorite
SiO ₂ (wt %)	51.45	51.85	49.78	57.38	62.92	62.79	49.92	62.05	54.67	63.54
Al ₂ O ₃ (wt %)	15.55	16.81	16.78	16.23	15.73	15.85	18.19	15.86	14.24	14.63
Fe ₂ O ₃ (wt %)	0.98	0.69	1.35	2.33	0.97	0	5.83	0.56	1.07	3.79
FeO (wt %)	6.3	6.4	6.8	2.8	2.7	4.1	4	3.7	4.9	2.5
MnO (wt %)	0.119	0.168	0.167	0.13	0.074	0.048	0.152	0.095	0.118	0.173
MgO (wt %)	7.87	8	7.43	3.22	1.06	2.63	4.28	3.39	6.77	1.72
CaO (wt %)	8.06	9.43	7.15	5.03	4.75	4.49	3.78	5.27	5.74	3.77
Na ₂ O (wt %)	3.44	3.11	2.98	4.05	2.68	3.46	4.86	4.34	2.83	4.11
K ₂ O (wt %)	1.36	0.35	1.3	2.64	2.89	2.31	2.91	1.45	2.9	2.96
TI ₀₂ (wt %)	0.647	0.693	0.711	0.558	0.375	0.489	0.929	0.517	0.651	0.368
P ₂ O ₅ (wt %)	0.12	0.12	0.12	0.2	0.13	0.13	0.25	0.2	0.33	0.12
LOI (wt %)	2.33	2.25	5.59	5.37	5.19	3.31	4.54	2.76	4.29	1.31
LOI 2 (wt %)	1.63	1.53	4.82	5.06	4.89	2.85	4.1	2.35	3.74	1.03
Total (wt %)	98.94	100.6	100.9	100.3	99.78	100.1	100.1	100.6	99.05	98.66
Total 2 (wt %)	98.23	99.87	100.2	99.94	99.48	99.62	99.64	100.2	98.51	98.38
Fe ₂ O _{3T} (wt %)	7.99	7.8	8.91	5.45	3.97	4.56	10.28	4.67	6.52	6.57
Cs (ppm)	9.4	1.8	3.5	4.4	4	2.2	4.1	2	3.8	0.7
Tl (ppm)	0.27	<0.05	<0.05	0.23	0.24	0.29	0.08	0.2	0.66	0.1
Rb (ppm)	71	9	35	68	78	63	68	43	105	37
Ba (ppm)	153	209	293	508	611	683	638	217	270	626
Th (ppm)	0.52	0.49	0.48	2.9	5.76	5.21	2.44	6.07	4.96	3.13
U (ppm)	0.24	0.2	0.28	1.1	1.45	2.07	0.71	1.75	1.99	0.74
Nb (ppm)	1.8	1.7	1.7	2.7	2.9	2.6	2	2.8	3.3	2.5
Ta (ppm)	0.14	0.16	0.14	0.22	0.33	0.31	0.16	0.28	0.25	0.28
La (ppm)	7.46	6.11	7.7	15.5	18.8	16.3	16	15.9	23	11.8
Ce (ppm)	15.9	14.2	16.9	32.7	36	31.9	32.7	35.3	49.6	23.1
Pb (ppm)	<5	<5	<5	6	<5	<5	18	<5	<5	10
Pr (ppm)	2.26	2.02	2.26	4.15	4.26	3.86	4.33	4.75	6.3	2.87
Sr (ppm)	499	499	365	621	234	584	738	507	358	348
Nd (ppm)	9.61	8.96	10.4	16.8	16.1	15.4	18	19.6	24.9	11.4
Zr (ppm)	58	60	60	92	91	86	66	113	115	69
Hf (ppm)	1.5	1.7	1.6	2.4	2.5	2.4	2	2.9	3	1.9
Sm (ppm)	2.74	2.31	2.58	3.55	3.16	3.09	4.25	4.06	5.26	2.54
Eu (ppm)	0.863	0.748	0.845	1.17	0.84	1.03	1.27	1.19	1.42	0.836
Sb (ppm)	1.7	0.8	1.6	1.7	1	<0.1	1.6	0.2	<0.1	2.6
Gd (ppm)	2.58	2.55	2.57	2.9	2.43	2.55	3.42	3.28	4	2.38
Tb (ppm)	0.46	0.44	0.43	0.41	0.35	0.38	0.54	0.44	0.56	0.39
Dy (ppm)	2.91	2.71	2.77	2.27	1.91	2.06	3.13	2.45	2.9	2.4
Y (ppm)	15	15	14	13	12	13	15	14	15	15
Ho (ppm)	0.58	0.56	0.55	0.44	0.36	0.39	0.59	0.46	0.54	0.5
Er (ppm)	1.65	1.73	1.67	1.26	1.08	1.09	1.73	1.29	1.49	1.5
Tm (ppm)	0.256	0.258	0.237	0.19	0.161	0.163	0.262	0.201	0.214	0.237
Yb (ppm)	1.74	1.68	1.66	1.2	1.02	1.07	1.74	1.33	1.4	1.7
Lu (ppm)	0.29	0.277	0.263	0.183	0.163	0.17	0.285	0.21	0.223	0.28
Cr (ppm)	369	389	375	26.5	32.5	43.1	3.4	102	372	8.4
Ni (ppm)	130	140	123	17	11	16	13	38	128	3
Sc (ppm)	28.1	28.6	28.7	13.8	9.34	13.9	22.3	13.9	22.9	8.22
V (ppm)	197	208	207	145	100	141	335	133	181	83
Co (ppm)	31.5	28.6	32.1	15.4	8.1	12.3	26.3	13	23.5	10.7
Cu (ppm)	84	250	621	5	813	1,140	12	376	1,430	655

Tabla 1 (continuación)

Table 3. (Cont.)

Sample no.	PR-1	PR-2	PR-3	PR-4	PR-5	PR-6	PR-7	PR-8	CAN-1
Locality	Productora-Rancho Hill, Cachiuyito stock	Productora-Alice porphyry	Productora-Alice porphyry	Productora	Productora (Ruta 5 batholith)	Productora (iron district regional)	Productora (iron district regional)	Productora (iron district regional)	Candelaria
Alteration/mineralization	Weak albite-actinolite	Weak disseminated pyrite-chalcopyrite, but otherwise fairly fresh	Sodic (albite-chlorite) replacing hornblende	Moderately altered		Weak albite-actinolite			Minor epidote
TAS classification ¹	Granodiorite	Granodiorite	Granodiorite	Basaltic andesite	Granodiorite	Diorite	Granodiorite	Diorite	Monzonite
SiO ₂ (wt %)	62.33	66.72	62.29	51.69	64.1	60.49	65.25	57.03	58.93
Al ₂ O ₃ (wt %)	14.57	15.72	14.26	14.93	16.38	16.41	15.17	17.23	17.87
Fe ₂ O ₃ (wt %)	2.1	0.43	6.87	2.02	1.26	0.69	2.19	0.68	2.59
FeO (wt %)	2.5	2	4.3	4.3	3.3	2.2	3	3	2.7
MnO (wt %)	0.102	0.042	0.105	0.131	0.116	0.054	0.09	0.153	0.055
MgO (wt %)	2.44	1.8	1.53	9.41	2.02	3.87	1.73	4.31	1.89
CaO (wt %)	6.17	5.77	3.66	6.12	5.64	8.66	4.39	10.1	3.81
Na ₂ O (wt %)	3.58	4.02	3.46	4.19	3.69	4.26	3.79	4.61	6.08
K ₂ O (wt %)	2.97	0.75	1.12	0.5	1.63	0.41	2.29	0.58	2.62
TiO ₂ (wt %)	0.953	0.501	0.413	0.717	0.42	1.083	0.705	1.032	0.437
P ₂ O ₅ (wt %)	0.19	0.09	0.1	0.1	0.13	0.22	0.14	0.19	0.23
LOI (wt %)	0.89	1.94	0.86	4.41	1.14	1.07	1.1	1.41	1.15
LOI 2 (wt %)	0.61	1.72	0.38	3.93	0.77	0.82	0.76	1.08	0.85
Total (wt %)	99.07	100	99.44	99.01	100.2	99.67	100.2	100.7	98.67
Total 2 (wt %)	98.79	99.8	98.96	98.53	99.82	99.42	99.83	100.3	98.37
Fe ₂ O _{3T} (wt %)	4.88	2.65	11.65	6.8	4.94	3.14	5.53	4.02	5.6
Cs (ppm)	0.6	0.8	1.1	0.4	1.3	0.2	0.3	0.5	0.3
Tl (ppm)	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	0.09	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05
Rb (ppm)	56	20	38	17	39	6	33	14	34
Ba (ppm)	643	118	130	41	432	128	590	150	843
Th (ppm)	12	3.19	3.94	1.63	3.61	7.13	4.44	2.8	3.33
U (ppm)	1.44	0.61	1.16	2.4	1.09	1.58	0.53	0.73	1.05
Nb (ppm)	6.8	2.3	5.5	1.2	3.8	4.4	4	3.3	3.1
Ta (ppm)	0.63	0.24	0.3	0.1	0.45	0.41	0.35	0.27	0.24
La (ppm)	10.9	6.9	12.5	10.8	14.6	12.2	11.8	4.22	18.3
Ce (ppm)	27.2	15.7	25.5	21.4	30.8	33.4	29.5	12.4	36.8
Pb (ppm)	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5
Pr (ppm)	3.88	2.24	3.14	2.37	3.72	4.6	4.37	2.06	4.59
Sr (ppm)	285	313	184	144	384	364	228	330	426
Nd (ppm)	18.2	9.13	12.5	8.97	14.3	19.5	20.4	10.5	18.9
Zr (ppm)	189	89	95	61	113	171	181	133	127
Hf (ppm)	4.8	2.2	2.4	1.7	2.8	4.2	4.6	3.5	3
Sm (ppm)	4.96	2.06	2.68	2.04	2.99	4.83	5.24	3.39	3.7
Eu (ppm)	1.2	0.794	0.896	0.628	0.918	1.41	1.34	1.12	1.06
Sb (ppm)	<0.1	0.3	0.5	0.5	0.5	<0.1	<0.1	0.2	0.7
Gd (ppm)	5.29	2.17	2.6	2.42	2.58	4.64	5.54	4.28	3.28
Tb (ppm)	0.88	0.38	0.43	0.44	0.41	0.76	0.97	0.81	0.49
Dy (ppm)	5.5	2.37	2.67	2.82	2.48	4.67	6.09	5.27	2.91
Y (ppm)	29	18	12	17	16	28	36	31	19
Ho (ppm)	1.12	0.49	0.56	0.61	0.5	0.95	1.26	1.08	0.58
Er (ppm)	3.2	1.51	1.75	1.9	1.5	2.84	3.62	3.16	1.76
Tm (ppm)	0.473	0.236	0.27	0.302	0.242	0.433	0.534	0.46	0.279
Yb (ppm)	3.12	1.67	1.86	2.19	1.68	3.05	3.59	3.11	1.91
Lu (ppm)	0.506	0.284	0.307	0.371	0.285	0.502	0.576	0.502	0.316
Cr (ppm)	47.1	25.7	230	434	34.8	86.8	26.5	31.3	9.1
Ni (ppm)	13	5	17	96	9	15	5	7	6
Sc (ppm)	20	13.8	11.7	34.5	9.7	27.5	19.9	31.2	9.25
V (ppm)	126	94	82	251	77	196	110	190	99
Co (ppm)	11.4	6.9	18.4	8.9	8.2	11.3	12.9	6.5	7.7
Cu (ppm)	25	194	1,300	7	11	5	19	15	42

Tabla 1 (continuación)

Table 3. (Cont.)

Sample no.	CAN-2	CAN-3	CAN-4	CAS-1	CAS-2	CAS-3	CAS-4	CAS-5	CAS-8	CAS-9
Locality	Candelaria	Candelaria	Candelaria-Coquimbana mine	Casualidad	Casualidad	Casualidad	Casualidad	Casualidad	Casualidad	Casualidad
Alteration/mineralization	Albitic alteration + hematite-Cu veins nearby				Weak propylitic	Weak propylitic (chlorite-epidote)		Potassic + chalcopyrite veins	Propylitic (chlorite-epidote) on potassic	
TAS classification ¹	Monzonite	Cabroic diorite	Cabroic diorite	Monzodiorite	Diorite	Monzodiorite	Granodiorite	Foid monzosyenite	Monzodiorite	Diorite
SiO ₂ (wt %)	58.34	52.88	52.8	52.87	57.82	51.26	65.03	51.48	54.19	56.66
Al ₂ O ₃ (wt %)	18.38	17.53	16.58	15.12	17.99	16.96	16.7	15.99	18.14	16.93
FeO _T (wt %)	3.01	5.96	3.55	5.83	2.03	6.5	0.19	4.52	0.96	2.62
FeO (wt %)	3.4	3.9	6	5.9	3.3	4.9	3.5	7.3	2.1	3.3
MnO (wt %)	0.106	0.051	0.101	0.146	0.153	0.063	0.044	0.085	0.092	0.126
MgO (wt %)	1.68	4.13	4.45	5.55	3.16	5.83	1.54	5.38	3.5	4.01
CaO (wt %)	5.67	8.04	8.46	4.12	6	1.84	4.77	1.22	10.46	8.02
Na ₂ O (wt %)	4.27	4.05	3.85	3.94	4.26	6.13	4.03	2.08	4.25	4.12
K ₂ O (wt %)	3.66	1.1	1.17	2.29	1.15	0.71	1.25	8.12	1.49	1.19
TiO ₂ (wt %)	0.84	1.104	1.123	0.822	0.478	0.783	0.351	0.788	0.854	0.746
P ₂ O ₅ (wt %)	0.45	0.45	0.42	0.18	0.12	0.15	0.13	0.17	0.32	0.14
LOI (wt %)	0.76	1.07	0.62	2.29	1.98	3.35	1.2	1.5	2.43	2.09
LOI ₂ (wt %)	0.38	0.63	0.06	1.63	1.61	2.8	0.81	0.68	2.19	1.72
Total ₁ (wt %)	100.9	100.6	99.8	99.72	98.8	99.02	99.13	99.42	99.03	100.3
Total ₂ (wt %)	100.6	100.2	99.12	99.06	98.43	98.47	98.74	98.61	98.8	99.95
Fe ₂ O _{3T} (wt %)	6.79	10.19	10.22	12.39	5.7	11.95	4.08	12.64	3.29	6.29
Cs (ppm)	1.7	0.6	0.7	1.5	1.4	0.6	0.7	2.8	0.3	0.4
Tl (ppm)	0.05	<0.05	<0.05	0.08	<0.05	<0.05	0.06	0.33	<0.05	0.05
Rb (ppm)	90	28	31	48	26	16	26	178	44	31
Ba (ppm)	776	263	346	269	352	67	341	3,137	134	147
Tb (ppm)	7.47	4.85	4.76	4.53	0.59	0.83	2.31	2.47	4.06	2.59
U (ppm)	2.2	1.41	1.65	1.23	0.23	0.28	0.36	0.37	0.59	0.78
Nb (ppm)	7.4	4	4.1	3.2	1.7	1.6	3.1	2.5	5.5	2.5
Ta (ppm)	0.57	0.29	0.3	0.27	0.16	0.13	0.41	0.2	0.31	0.23
La (ppm)	33	25.5	22.4	15.5	7.71	7.89	9.72	9.88	6.37	12.6
Ce (ppm)	72.6	57.5	51	36.8	16.9	18	19.2	23.3	28	30.2
Pb (ppm)	6	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5
Pr (ppm)	9.47	7.71	6.99	4.94	2.17	2.6	2.16	3.15	5.24	4.09
Sr (ppm)	500	561	503	236	713	77	460	209	409	409
Nd (ppm)	39.5	33	30.2	20	9.29	12.3	7.83	13.8	26.9	16.6
Zr (ppm)	100	124	130	135	75	66	77	125	96	116
Hf (ppm)	3	3.3	3.5	3.7	1.9	2	2.2	3.3	2.8	3.1
Sm (ppm)	8.81	7.4	7.06	4.6	2.27	3.17	1.28	3.78	8.07	3.92
Eu (ppm)	2.05	1.69	1.86	1.18	0.852	0.923	0.628	0.953	1.66	1.16
Sb (ppm)	0.6	0.7	0.8	0.7	0.6	0.5	<0.1	0.2	0.6	<0.1
Gd (ppm)	6.78	4.38	4.25	4.25	2.37	3.06	1.07	3.72	7.93	3.59
Tb (ppm)	1.03	0.98	0.94	0.63	0.37	0.48	0.15	0.67	1.28	0.51
Dy (ppm)	5.63	5.52	5.32	3.88	2.33	2.98	0.89	4.14	7.79	3.07
Y (ppm)	30	27	26	19	14	14	7	20	40	17
Ho (ppm)	1.08	1.06	1.06	0.79	0.46	0.6	0.17	0.84	1.46	0.59
Er (ppm)	3.06	3.08	2.89	2.24	1.38	1.69	0.46	2.39	4.14	1.86
Tm (ppm)	0.441	0.452	0.411	0.326	0.224	0.249	0.068	0.352	0.645	0.281
Yb (ppm)	2.96	2.91	2.77	2.26	1.59	1.67	0.45	2.44	4.08	1.92
Lu (ppm)	0.48	0.449	0.467	0.362	0.259	0.262	0.073	0.39	0.569	0.308
Cr (ppm)	16.1	32.7	26	183	26.2	76.8	35.7	57	26.6	39.2
Ni (ppm)	6	14	12	42	14	32	5	33	12	15
Sc (ppm)	15.2	29.4	33	25.4	13	29.1	6.84	22.3	23.7	24.4
V (ppm)	127	316	315	201	117	233	59	83	171	213
Co (ppm)	14.6	21.3	22.5	28.2	15.3	32.7	20.2	37.9	8.9	17.8
Cu (ppm)	154	21	125	886	90	16	1,130	452	76	18

Tabla 1 (continuación)

Table 3. (Cont.)

Sample no.	CAS-10	CAS-11	MV-1	MV-5	MV-10	MV-11	MV-12	DA-1	DA-2	DA-3
Locality	Casualidad	Casualidad	Mantoverde-Laura	Mantoverde-Laura	Mantoverde	Mantoverde	Mantoverde	Dos Amigos	Dos Amigos-Tricolor	Dos Amigos-Tricolor
Alteration/mineralization	Weak chlorite	Weak propylitic (chlorite-epidote)	2° K-feldspar with chlorite overprint	Potassic (K-feldspar, biotite, epidote)	Potassic (K-feldspar, biotite, chlorite) + minor chalcopyrite	Potassic	Potassic (some weathering)	Potassic (some weathering to clay on fractures)	Potassic + minor chalcopyrite-pyrite	Potassic + chalcopyrite-pyrite
TAS classification ¹	Granodiorite	Diorite	Monzodiorite	Monzodiorite	Syenite	Basaltic trachyandesite (shoshonite)	Basaltic trachyandesite (shoshonite)	Granodiorite	Granodiorite	Granodiorite
SiO ₂ (wt %)	61.64	59.77	46.54	50.79	57.39	51.21	49.41	64.7	65.92	66.5
Al ₂ O ₃ (wt %)	14.94	15.46	15.14	16.8	16.64	14.75	16.08	13.91	14.88	14.69
FeO _T (wt %)	2.22	2.12	1.29	2.92	2.37	8.54	6.3	4.74	2.18	2.15
FeO (wt %)	3.7	4.4	4.7	5.9	4.1	2.9	2.9	4.3	3.2	4
MnO (wt %)	0.096	0.146	0.647	0.279	0.061	0.164	0.411	0.065	0.109	0.124
MgO (wt %)	2.44	2.94	4.65	5.25	3.06	3.23	3.27	1.76	1.55	1.5
CaO (wt %)	4.68	5.54	9.42	6.67	0.6	4.65	5.2	1.7	3.02	3.04
Na ₂ O (wt %)	3.14	2.96	3.2	3.74	0.17	1.18	3.7	3.88	3.9	3.57
K ₂ O (wt %)	2.97	2.76	2.17	1.85	9.81	4.05	4.13	1.83	1.48	1.94
TiO ₂ (wt %)	0.819	0.801	0.678	0.787	1.196	1.001	1.023	0.401	0.368	0.351
P ₂ O ₅ (wt %)	0.19	0.19	0.1	0.13	0.04	0.18	0.24	0.09	0.12	0.16
LOI (wt %)	1.42	1.33	9.96	2.99	2.91	6.76	5.86	1.19	1.41	1.39
LOI 2 (wt %)	1	0.84	9.43	2.33	2.45	6.43	5.54	0.71	1.05	0.94
Total (wt %)	98.67	98.9	99.03	98.76	98.81	98.94	98.86	99.05	98.51	99.86
Total 2 (wt %)	98.26	98.41	98.51	98.1	98.36	98.62	98.53	98.57	98.15	98.41
FeO _{TOT} (wt %)	6.34	7.01	6.52	9.48	6.93	11.77	9.52	5.74	6.6	6.6
Cs (ppm)	1.8	1.7	1.8	0.5	0.7	1	1.2	0.6	0.5	0.5
Tl (ppm)	0.11	0.2	<0.05	<0.05	0.12	<0.05	0.13	0.33	0.1	0.09
Rb (ppm)	97	101	37	36	162	93	64	40	24	30
Ba (ppm)	427	368	2,230	801	1,440	377	2,753	303	654	615
Th (ppm)	13.3	11.6	2.33	3.25	3.14	2.58	4.16	2.66	3.97	3.94
U (ppm)	3.62	3.38	0.65	0.93	1.08	0.92	1.22	0.3	0.98	0.85
Nb (ppm)	5.9	5.2	2	2.9	7.1	4	5.5	3.6	3.3	3.3
Ta (ppm)	0.56	0.44	0.16	0.22	0.54	0.3	0.38	0.3	0.36	0.35
La (ppm)	22.1	20	6.32	12.9	3.43	6.87	14.7	5.81	13.4	10.8
Ce (ppm)	50.4	45.4	16.1	26.5	6.76	16.4	34	12.3	26.9	21.6
Pb (ppm)	<5	8	<5	7	<5	<5	<5	7	<5	<5
Pr (ppm)	6.53	5.92	2.34	3.57	0.81	2.16	4.53	1.68	3.13	2.64
Sr (ppm)	297	323	417	490	63	59	294	269	329	321
Nd (ppm)	26.9	24.2	10.7	14.5	3.55	9.89	19.8	7.18	12.7	10.3
Zr (ppm)	259	203	62	81	108	132	124	62	69	64
Hf (ppm)	6.8	5.6	1.8	2.2	3.1	3.4	3.2	1.8	2.1	1.9
Sm (ppm)	6.45	5.64	2.69	3.44	0.87	2.4	4.7	1.8	2.75	2.31
Eu (ppm)	1.09	1.16	0.589	1.07	0.229	0.636	1.46	0.567	0.868	0.753
Sb (ppm)	1.4	1.8	5.3	1.3	0.8	1.9	1.3	0.5	0.7	1
Gd (ppm)	5.57	5.26	2.57	3.36	0.95	2.82	4.51	1.83	2.21	2.03
Tb (ppm)	0.92	0.87	0.43	0.52	0.19	0.51	0.71	0.31	0.38	0.34
Dy (ppm)	5.57	5.2	2.57	3.03	1.25	3.52	4.38	1.92	2.46	2.14
Y (ppm)	29	27	13	14	8	18	21	11	16	14
Ho (ppm)	1.12	1.05	0.5	0.6	0.27	0.8	0.86	0.4	0.52	0.45
Er (ppm)	3.24	3.04	1.34	1.68	0.88	2.51	1.2	1.2	1.61	1.37
Tm (ppm)	0.477	0.455	0.192	0.247	0.144	0.385	0.365	0.192	0.261	0.218
Yb (ppm)	3.23	3	1.27	1.64	1	2.61	2.44	1.35	1.85	1.55
Lu (ppm)	0.516	0.473	0.201	0.256	0.168	0.415	0.375	0.229	0.31	0.268
Cr (ppm)	32.1	43.6	63.3	54.3	36.3	94.7	59.7	34.4	13.4	23
Ni (ppm)	8	11	22	26	26	36	15	3	3	3
Sc (ppm)	20	23.4	27.8	27.7	22.7	24.6	27.9	8.78	7.32	7.01
V (ppm)	147	169	198	228	143	209	261	92	74	68
Co (ppm)	14.8	20.5	25.7	28.4	29	15.4	22.3	5	7.5	10.3
Cu (ppm)	111	122	12	122	214	14	230	3,190	590	1,590

LOI = loss on ignition

¹Classification schemes of Le Maitre et al. (2002) for extrusive rocks and Middlemost (1994) for plutonic rocks