



UNIVERSIDAD DE CHILE

FACULTAD DE CIENCIAS FÍSICAS Y MATEMÁTICAS

DEPARTAMENTO DE GEOLOGÍA

CARACTERIZACIÓN GEOLÓGICA DE LOS CENTROS INTRUSIVOS PALEOCENOS
MARIANA, TIQUIMA Y TAMENTICA DEL NORTE DE CHILE Y SU POTENCIAL DE
PROSPECTIVIDAD PARA PÓRFIDOS CUPRÍFEROS

MEMORIA PARA OPTAR AL TÍTULO DE GEÓLOGO

FELIPE IGNACIO TALAMILLA PÉREZ

PROFESOR GUÍA:

JUAN CARLOS CASTELLI SANDOVAL

MIEMBROS DE LA COMISIÓN:

KATJA DECKART

BRIAN TOWNLEY CALLEJAS

SANTIAGO DE CHILE

2019

RESUMEN DE LA MEMORIA PARA OPTAR

AL TITULO DE: GEÓLOGO

POR: Felipe Ignacio Talamilla Pérez

FECHA: 7/1/2019

PROFESOR GUÍA: Juan Carlos Castelli

CARACTERIZACIÓN GEOLÓGICA DE LOS CENTROS INTRUSIVOS PALEOCENOS
MARIANA, TIQUIMA Y TAMENTICA DEL NORTE DE CHILE Y SU POTENCIAL DE
PROSPECTIVIDAD PARA PÓRFIDOS CUPRÍFEROS

La zona de estudio se encuentra contenida dentro de la franja metalogénica de pórfidos cupríferos de edad paleocena que se extiende desde el sur de Perú hasta la tercera región de Coquimbo en el norte de Chile. En este último, en esta franja de norte a sur actualmente se encuentran en explotación los yacimientos Cerro Colorado, Spence, Sierra Gorda, Lomas Bayas y en fase avanzada el proyecto Relincho. Los tamaños y leyes de estos yacimientos decrecen de norte a sur, es decir en esta franja, los yacimientos peruanos son más grandes y con mejores leyes.

El objetivo principal de esta memoria es definir y caracterizar los centros intrusivos, para establecer un ranking en función de su potencial de contener pórfidos cupríferos.

Se estableció la presencia de 2 familias de fallas de escamas gruesas principales, una de orientación E-O interpretadas de edad Paleozoico y otro de orientación N-S de filiación andina, ambos se interpretan como conductos desde cámaras magmáticas por los cuales los magmas habrían ascendido, emplazándose cercanos a la discontinuidad conformada por la base de la Fm. Cerro Empexa con su basamento, posteriormente algunas de estas fallas se reactivaron en modo inverso, siendo responsables de la exhumación de estos centros intrusivos paleocenos.

En base al análisis de los siguientes factores: composición, textura, petroquímica, edad, modelo estructural interpretado y magnetismo, se definió 3 modelos como posibles soluciones de centros intrusivos. El modelo considerado como más probable, consiste en 3 centros intrusivos de dimensiones batolíticas, con composiciones variables entre diorita y granodiorita.

Para estos centros intrusivos se interpretó la fertilidad basado en petroquímica, estableciendo un ranking, de más a menos fértiles para la formación de pórfidos cupríferos.

Basado en este ranking, se concluye que el centro intrusivo Cerro Antena corresponde al más prospectivo de la zona de estudio, según los criterios de fertilidad, extensión, polifasicidad, texturas y actividad minera documentada.

Agradecimientos

A Juan Carlos Castelli, por confiar en mis capacidades en todo momento, su ejemplo, motivación, consejos y su visión de la geología que hicieron que amaré cada día más haber elegido este camino.

A la empresa QPX por darme la oportunidad de realizar mi memoria en sus dependencias y financiar este trabajo, y en especial al equipo que siempre estuvo para apoyarme, destacando Javiera y Miguel por tener una excelente disposición conmigo en todo momento.

A Pedro Guevara, por su gran trabajo y apoyo en terreno, y por hacer con su experiencia de este una incursión exitosa.

A las personas que conforman el departamento de geología, de los cuales solo me llevaré los buenos momentos, destacando especialmente los profesores Katja y Brian a los cuales agradezco enormemente sus comentarios para mejorar este trabajo.

A mi familia, a cada uno de ellos, mis hermanos Matias y Valeria que siempre han sido mis mejores amigos y en especial a mis padres Cecilia y Helmuth, sin su esfuerzo jamás hubiera podido llegar hasta acá. Nunca olvidaré los momentos en los cuales postergaron sus propios sueños o necesidades por darme todo lo que estuvo a su alcance para que pudiera convertirme en la persona que soy hoy.

A la persona que me hace el hombre más feliz del mundo, gracias Ruth amor por darme la vida de mis sueños. Contigo aprendí a valorar el camino más allá de los objetivos y las cosas importantes en esta vida, me esfuerzo cada día por ser mejor para ti, gracias por confiar en mí siempre!. Por todos estos años en los cuales me has dado los mejores momentos de mi vida y los muchos que vendrán amor mío.

No cualquiera puede convertirse en un gran artista, pero un gran artista puede provenir de cualquier lugar

Tabla de Contenido

1.	Introducción	1
1.1.	Objetivos	1
1.1.1.	Objetivo General.....	1
1.1.2.	Objetivos Específicos.....	1
1.2.	Ubicación y vías de acceso.....	2
1.3.	Hipótesis de Trabajo	3
1.4.	Metodología.....	4
1.4.1.	Terreno	4
1.4.2.	Procedimiento en el Punto de Control	4
1.4.3.	Gabinete	5
2.	Trabajos Anteriores	9
3.	Marco Geológico.....	11
3.1.	Introducción.....	11
3.2.	Geología Local.....	12
3.2.1.	Jurásico.....	12
3.2.2.	Cretácico.....	15
3.2.3.	Oligoceno superior- Plioceno	17
3.2.4.	Mioceno.....	18
3.3.	Rocas Intrusivas.....	20
3.3.1.	Intrusiones Hipabisales del Cretácico Superior.....	20
3.3.2.	Granitoides del Cretácico Superior	20
3.3.3.	Intrusiones Hipabisales del Cretácico Superior Alto- Paleoceno inferior bajo	21
3.3.4.	Monzodiorita cuarcífera Tamentica	21
3.4.	Estructuras	22
3.4.1.	Falla Challacollo	22
3.4.2.	Falla Veta Lolon	23
3.4.3.	Anticlinal Chacarilla	23
4.	Geología Distrital	25
4.1.	Generalidades	25
4.2.	Estratigrafía	29

4.2.1.	Formación Challacollo	29
4.2.2.	Formación Chacarilla	30
4.2.3.	Formación Cerro Empexa	31
4.3.	Rocas Intrusivas	33
4.3.1.	Composición de los intrusivos.....	35
4.3.2.	Tamaño de los cristales y textura de los intrusivos.	40
4.4.	Modelo Estructural.....	44
4.4.1.	Fallas E-O.....	45
4.4.2.	Fallas N-S	47
4.4.3.	Secciones Estructurales	50
4.5.	Susceptibilidad Magnética In situ.....	54
4.6.	Alteración	57
4.7.	Geoquímica.....	61
4.7.1.	Tratamiento de los Datos.....	61
4.7.2.	QAQC	62
4.7.3.	Análisis de poblaciones.....	62
4.7.4.	Geoquímica de los centros intrusivos:	72
4.7.5.	Fertilidad de los Intrusivos	78
4.8.	Dataciones	89
4.8.1.	Dataciones históricas.....	89
4.8.2.	Dataciones de este trabajo	92
5.	Modelo Centros Intrusivos (IC)	95
5.1.	Modelo 1.....	96
5.2.	Modelo 2.....	99
5.3.	Modelo 3.....	101
5.4.	Prospectividad Centros Intrusivos	103
6.	Historia Geológica.....	107
6.1.	Paleozoico.....	107
6.2.	Ciclo Pre-Andino	107
6.3.	Ciclo Andino.....	108
7.	Conclusiones y recomendaciones.....	110
7.1.	Conclusiones.....	110

7.2. Recomendaciones	112
8. Bibliografía	113
9. Anexos	122
9.1. Resultados de dataciones.....	122
9.2. Resultados Análisis CCPKG	124
9.3. Resultados Análisis MEMS61	128
9.4. Resultados Análisis Outlier (test estadístico de Grubb).....	132
9.5. Mapas de Anomalías	133
9.6. Tabla Cronoestratigráfica	143
9.7. Gravimetría.....	144
9.8. Mapa Ubicación de Sondajes	145

Índice de Figuras

Figura 1.1: Mapa de Ubicación y vías de acceso.....	3
Figura 1.2: Diagrama de Flujo Metodología	8
Figura 2.1: Área de estudio y trabajos anteriores.....	10
Figura 3.1: Marco Geológico.....	24
Figura 4.1.1: Mapa de toponimia.....	26
Figura 4.1.2: Mapa Ubicación de muestras.....	27
Figura 4.1.3: Mapa Geológico.....	28
Figura 4.2.1: Columna Estratigráfica Esquemática.....	29
Figura 4.2.2: Formación Challacollo.....	30
Figura 4.2.3: Formación Chacarilla.....	31
Figura 4.2.4: Formación Cerro Empexa.....	32
Figura 4.3.1: Esquema Centros Intrusivos.....	33
Figura 4.3.2: Viscosidad vs Temperatura, Williams y (McBirney, 1978).....	36
Figura 4.3.3: Composición normativa de intrusivos (John et al., 2010).....	37
Figura 4.3.4: Composiciones de Intrusivos, imágenes microscopio Leica 10x.....	38
Figura 4.3.5: Mapa de distribución de composición de intrusivos.....	39
Figura 4.3.6: Nucleación-Crecimiento vs Tasa de enfriamiento (Gill, 2010).....	40
Figura 4.3.7: Mapa de distribución de la textura y tamaño de los cristales de intrusivos.....	43
Figura 4.4.1: Mapa Modelo Estructural interpretado.....	49
Figura 4.4.2: Sección geológica interpretada Huatacondo.....	51
Figura 4.4.3: Sección geológica interpretada Maní.....	52
Figura 4.4.4: Sección geológica interpretada Sipuca.....	53
Figura 4.5.1: Distribución susceptibilidad magnética por litología.....	55
Figura 4.5.2: Mapa susceptibilidad magnética in situ.....	56

Figura 4.6.1: Imagen alteración y mineralización asociada (albitización y calcopirita).....	58
Figura 4.6.2: Mapa de alteraciones por levantamiento de terreno.....	59
Figura 4.6.3: Mapa Minerales de Alteración, método ASD (HALO).....	60
Figura 4.7.1: Histogramas.....	63
Figura 4.7.2: Frecuencia acumulada por elemento.....	64-65
Figura 4.7.3: Esquema de zonación metálica en pórfidos cupríferos.....	66
Figura 4.7.4: Diagrama Feldspar Na-K GER.....	73
Figura 4.7.5: Diagrama AFM.....	73
Figura 4.7.6: Diagrama de índice de alcalinidad vs SiO ₂	74
Figura 4.7.7: Diagrama TAS para rocas plutónicas de Middlemost.....	74
Figura 4.7.8: Diagrama REE normalizado al condrito.....	76
Figura 4.7.9: Anomalía de Eu.....	76
Figura 4.7.10: Diagrama de estabilidad de fases minerales (Loucks, 2013).....	77
Figura 4.7.11: Ambiente de formación sistemas porfídicos.....	79
Figura 4.7.12: Al ₂ O ₃ /TiO ₂ vs SiO ₂	82
Figura 4.7.13: Sr/Y vs SiO ₂	82
Figura 4.7.14: Sr/Y vs Y.....	83
Figura 4.7.15: La/Yb vs SiO ₂	84
Figura 4.7.16: V/Sc vs SiO ₂	84
Figura 4.7.17: Ti/Nb vs Sr/Y.....	85
Figura 4.7.18: Mapa de distribución del ranking de fertilidad.....	88
Figura 4.8.1: Mapa de distribución de dataciones históricas.....	90
Figura 4.8.2: Mapa yacimientos Paleocenos.....	91
Figura 4.8.3: Mapa distribución dataciones.....	94
Figura 5.1: Modelo 1 centros intrusivos.....	98
Figura 5.2: Modelo 2 centros intrusivos.....	100
Figura 5.3: Modelo 3 centros intrusivos.....	102

Índice de Tablas

Tabla 1.1: Elementos y rangos de detección análisis ME-MS61	5
Tabla 1.2: Elementos y rangos de detección análisis CCPKG.....	6
Tabla 1.3: Referencia de circones.....	8
Tabla 1.4: Número de análisis por muestra datada.....	8
Tabla 4.3.1: Composiciones de intrusivos.....	35
Tabla 4.4.1: Longitud de perfiles sísmicos.....	44
Tabla 4.5.1: Susceptibilidad Magnética in situ.....	54
Tabla 4.7.1: Elementos eliminados, % bajo el nivel de detección.....	61
Tabla 4.7.2: Elementos con reemplazo del nivel de detección.....	61
Tabla 4.7.3: Distribución de elementos asociados a pórfidos cupríferos.....	62
Tabla 4.7.4: Matriz de correlación de Pearson.....	64
Tabla 4.7.5: Rangos de concentraciones en sistemas de pórfidos cupríferos.....	65

Tabla 4.7.6: Concentraciones promedio en la corteza, basaltos y granodioritas.....	68
Tabla 4.7.7: Concentración en ppm de muestras analizadas.....	71
Tabla 4.7.8: Índice de alteración Ishikawa.....	72
Tabla 4.7.9: Valores referenciales de coeficiente de partición.....	80
Tabla 4.7.10: Ranking de fertilidad de intrusivos.....	86
Tabla 4.7.11: Resumen de razones petroquímicas para intrusivos.....	87
Tabla 4.8.1: Dataciones históricas.....	89
Tabla 4.8.2: Resultados de geocronología.....	92
Tabla 5.1: Resumen prospectividad de los centros intrusivos.....	104
Tabla 5.2: Ranking de prospectividad de los centros intrusivos.....	106

1. Introducción

Este trabajo de memoria se enmarca en uno de los programas de exploración de la empresa QPX, y consiste en la caracterización geológica de 3 centros intrusivos de edad paleocena, con el fin de determinar su potencial de prospectividad contener pórfidos cupríferos. La duración del estudio se encuentra definido por el calendario del semestre primavera 2018 de la carrera de Geología de la Universidad de Chile.

La zona de estudio se encuentra en la región de Tarapacá, en las vecindades del distrito Challacollo en la pampa del Tamarugal, corresponde a una zona cubierta que se encuentra contenida en la franja metalogénica paleocena del norte de Chile, y que ha sido explorada por compañías mineras en las últimas décadas (BHP, CODELCO, Mantos Blancos). La característica de primer orden que desfavorece las campañas de exploración es la capa de cobertura que cubre prácticamente toda la Pampa del Tamarugal, a excepción de los cerros islas Challacollo, Challacollito y Antena, esta cobertura supera los 1200 metros en los depocentros más profundos según estimaciones que se derivan de las líneas sísmicas y gravimetría.

En zonas cubiertas, los trabajos de exploración utilizan principalmente métodos indirectos para lograr interpretar la geología y el potencial prospectivo de un área, como por ejemplo el análisis de suelos o el análisis geoquímico de elementos trazas presentes en la vegetación, o bien métodos geofísicos que permitan obtener información bajo cubierta e identificar una posible anomalía en profundidad. Para este estudio en particular se destaca las líneas sísmicas disponibles liberadas por ENAP, las cuales fueron realizadas con fines exploratorios para la industria del petróleo, y los distintos trabajos publicados de ellas, la magnetometría y la gravimetría que finalmente han permitido interpretar, en base a la visibilidad que permiten, la configuración estructural que se presenta en una fracción importante de la Pampa del Tamarugal. Esta valiosa herramienta sumado a los trabajos de campo (geología de superficie) y los distintos análisis de laboratorio contemplados en esta memoria serán la base sobre la cual se cementará la interpretación geológica de la zona de estudio, y la consecuente conclusión con respecto a la capacidad de los centros intrusivos interpretados en esta área de contener un depósito PDC.

En el mismo sentido, la línea de acción u hoja de ruta que dará consistencia a este trabajo corresponderá, en primera instancia, a definir en base a toda la información disponible recopilada los límites de los centros intrusivos interpretados y su caracterización, como también el potencial prospectivo para cada uno de ellos en función de sus atributos particulares.

1.1. Objetivos

1.1.1. Objetivo General

- Determinar la capacidad de los Centros intrusivos de la zona de estudio de contener un depósito PDC, priorizándolos desde el que posee características más favorables al menos favorable.

1.1.2. Objetivos Específicos

- Realizar una caracterización geológica de la zona de estudio, en función del trabajo de campo (geología de superficie), la interpretación de la información geofísica, y los resultados de los análisis de laboratorio.

- Caracterizar geológicamente los centros intrusivos definiendo su:
 - Composición
 - Textura
 - Edad
 - Roca de caja
 - Alteración y mineralización presente
 - Caracterización de tierras raras, y su relación con la diferenciación magmática.
- Modelo Estructural, con énfasis en las estructuras de escama gruesa, en base al levantamiento geológico de superficie y la información geofísica disponible.

1.2. Ubicación y vías de acceso

La zona de estudio (Figura 1.1) se ubica a unos 140 kilómetros al SE de Iquique, en la región de Tarapacá, contenida en la zona cubierta perteneciente a la unidad geomorfológica de la Pampa del Tamarugal, esta unidad se encuentra limitada al oeste por la Cordillera de la Costa, y al este por la Precordillera Andina. Presenta en términos generales una topografía continua plana, sin mayores saltos topográficos con excepción de las quebradas, que hacia el este presentan una incisión cada vez mayor (del orden de unos 300 metros en las zonas más profundas), y los cerros islas donde se observa una diferencia de cota de unos 400 metros como máximo.

El campamento base de la campaña de terreno se ubicó en el pueblo de Huatacondo en la quebrada homónima, a unos 65 kilómetros al este de la carretera 5 norte, la cual corresponde a la ruta de acceso principal (carretera pavimentada) y tiene una orientación norte-sur. Además, la ruta A-85 que conecta al pueblo de Huatacondo con la ruta 5 norte tiene un largo segmento pavimentado, pero hacia el este varía a un camino de tierra bien mantenido.

El acceso al interior de la zona de estudio consiste en caminos de tierra parcialmente mantenidos, en donde es posible apreciar cierto abandono de las rutas interiores, principalmente las que conectan de norte a sur. Afortunadamente para nuestras pretensiones, existían 2 caminos utilizables que permitían llegar a los extremos norte y sur.

Al norte del cerro Challacollo era posible acceder por medio de una ruta hacia Quebrada Blanca que tenía una orientación NO-SE y que se conectaba con la ruta 5 norte a 30 kilómetros al norte de la Quebrada de Huatacondo.

Hacia el sur, la mejor ruta disponible consistía en el acceso desde la Quebrada de Huatacondo hacia la Quebrada Maní, esta ruta era un camino no pavimentado que en los tramos iniciales estaba bien mantenido pero que hacia el sur se encontraba abandonado y cubierto en algunos tramos por arena lo que dificultaba el acceso en algunos sectores.

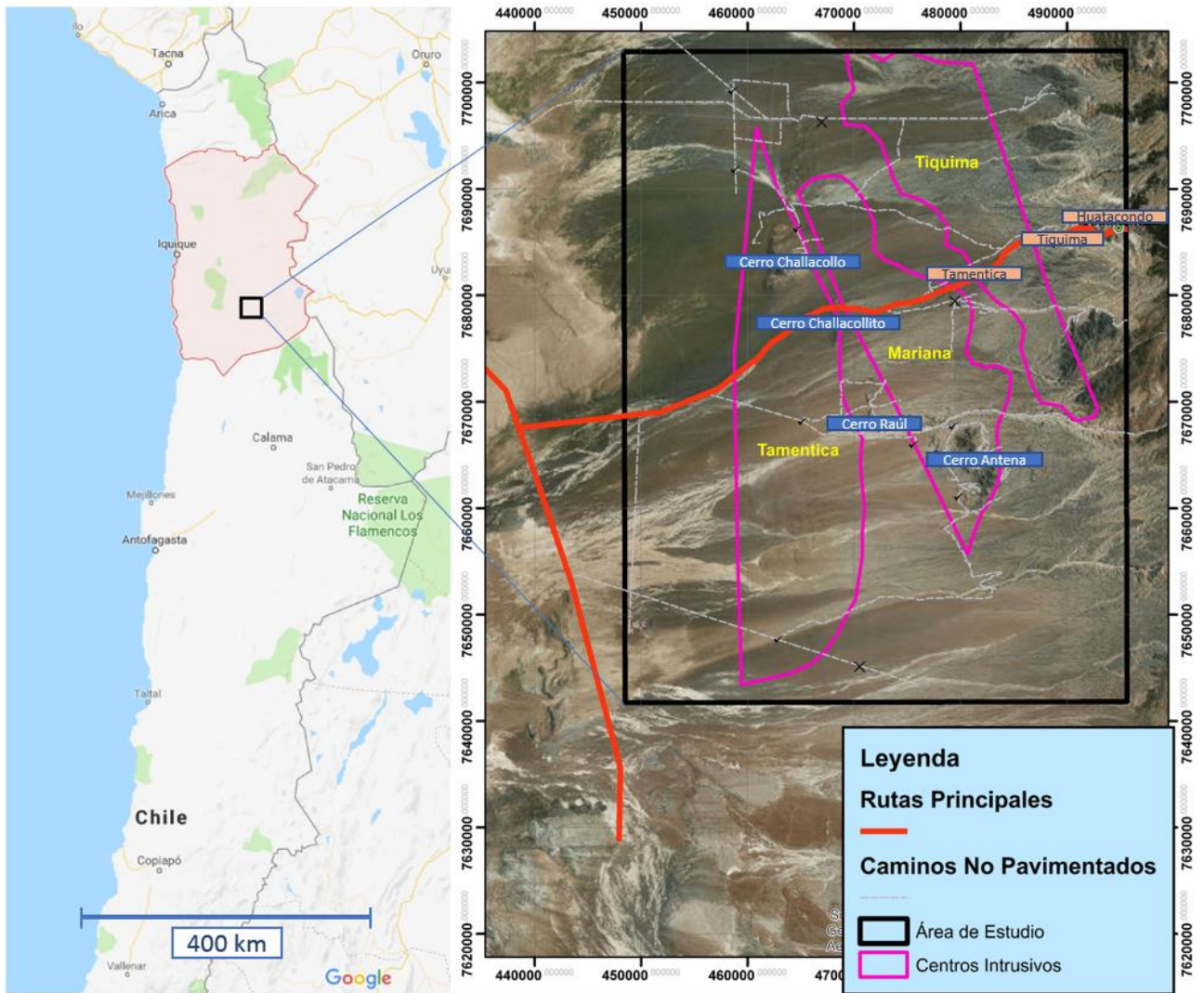


Figura 1.1: Mapa de Ubicación y vías de acceso, a la izquierda en el área en color rojo la región de Tarapacá, a la derecha la zona de estudio, en amarillo los centros intrusivos preliminares y destacados en los recuadros los cerros y localidades principales.

1.3. Hipótesis de Trabajo

En base a la edad de los centros intrusivos, y sus características geológicas y geográficas que los sitúan dentro de la franja metalogénica paleocena del norte de Chile, se propone que su génesis y los sucesivos procesos geotectónicos, habrían generado las condiciones favorables para la formación de un depósito PDC asociado al menos a uno de los centros intrusivos presentes en la zona de estudio, el análisis de la diferenciación magmática y su relación temporal permitiría determinar si la evolución de cada uno de ellos tuvo un carácter favorable o desfavorable en términos de fertilidad de contener o no un depósito de pórfido de cobre económicamente interesante.

1.4. Metodología

1.4.1. Terreno

Se realizó una campaña de terreno con duración de 13 días (12 al 24 de noviembre 2018), con 10 días de trabajo de campo efectivo, la campaña contó en los primeros 5 días con la supervisión del profesor Juan Carlos Castelli, y el apoyo durante toda la duración del trabajo de campo del ayudante Pedro Guevara, en este período se cumplieron los siguientes objetivos:

- El levantamiento geológico en terreno, realizado sobre la plataforma del software GVMapper, en un equipo Thinkbook Panasonic que contaba con todo el soporte técnico para realizar dicha tarea.
 - La utilización de este software contempló entre otras cosas, una capacitación previa realizada por miembros de la empresa QPXC, tanto para cargar las capas de información que fueron utilizados en terreno (información referencial de los caminos, geofísica, cartas geológicas, entre otros), así como la metodología de uso y la posterior exportación de la información obtenida a otras plataformas como Arcgis o Excel.
 - Descripción de litología, mineralogía, alteración y estructuras internas.
- Medición in situ de la susceptibilidad magnética utilizando un susceptibilímetro portátil de la marca ZH Instruments, modelo SM 30.
- Muestreo geoquímico sistemático de afloramientos que presenten rocas intrusivas, roca de caja o alteración, y obviando aquellas litologías propias de la cobertura (Formación Altos de Pica, o la Formación Gravas de Atacama).
- Utilización de una cámara fotográfica Nikon de alta gama para obtener imágenes de interés.

1.4.2. Procedimiento en el Punto de Control

- Obtención de muestra de mano, Identificación de la litología presente y posibles estructuras
- Iniciar procedimiento de muestreo según tipo de roca:
 - Intrusivos: [4 tipos] Muestra de mano y corte (tamaño aproximado de 10 cm), Muestra Geoquímica (1 kg aproximadamente), y muestra para datación de alrededor de 5 kilos.
 - Rocas volcánicas: [2 tipos] Muestra de mano (10 cm aproximadamente) y muestra para geoquímica.
 - Rocas sedimentarias: Muestra de Mano (10 cm aproximadamente)
- Creación de punto de control en el software GVM con su respectivo número de muestra, definición del polígono de la unidad correspondiente y traza de las estructuras (levantamiento geológico).
- Medición de la susceptibilidad magnética:
 - 3 mediciones en una superficie lo más plana y fresca posible, las mediciones fueron realizadas tanto en las muestras como en los afloramientos siempre y cuando se cumplieran los estándares anteriormente mencionados.
- Fotografía del afloramiento, las muestras obtenidas, estructuras y cualquier característica particular del punto de control.

1.4.3. Gabinete

- Descripción de las muestras de mano con el fin de caracterizar en detalle las litologías obtenidas en terreno, o bien la selección de las muestras de corte para las eventuales muestras que requieran sección delgada para ser descritas, se realizó en el laboratorio de la empresa QPXC, siguiendo sus estándares y protocolos, entre los cuales se cuenta la supervisión de un geólogo sénior de la compañía.
- Análisis ICP-MS para medir concentraciones de elementos mayores y trazas, metales y la concentración de tierras raras. En este caso, para el análisis geoquímico de tierras raras se dio prioridad a los intrusivos que presentaron distintas composiciones, en especial a los menos y más diferenciados, y tomando en cuenta, además, la distribución espacial de estos, con el fin de cubrir la mayor área posible de la zona de estudio. Los análisis geoquímicos contemplados en este trabajo de memoria correspondieron a dos análisis, ambos realizados en el laboratorio ALS Copiapó y cuyos códigos comerciales son ME-MS61 y CCPKG01:
 - ME-MS61: Método con digestión de 4 ácidos el cual incluye el análisis de los elementos indicados en la (Tabla 1.1).

Tabla 1.1: Elementos y rangos de detección análisis ME-MS61, Laboratorio ALS, Copiapó

ANALYTES & RANGES (ppm)							
Ag	0.01-100	Cu	0.2-10,000	Na	0.01%-10%	Sr	0.2-10,000
Al	0.01%-50%	Fe	0.01%-50%	Nb	0.1-500	Ta	0.05-100
As	0.2-10,000	Ga	0.05-10,000	Ni	0.2-10,000	Te	0.05-500
Ba	10-10,000	Ge	0.05-500	P	10-10,000	Th	0.01-10,000
Be	0.05-1,000	Hf	0.1-500	Pb	0.5-10,000	Ti	0.005%-10%
Bi	0.01-10,000	In	0.005-500	Rb	0.1-10,000	Tl	0.02-10,000
Ca	0.01%-50%	K	0.01%-10%	Re	0.002-50	U	0.1-10,000
Cd	0.02-1,000	La	0.5-10,000	S	0.01%-10%	V	1-10,000
Ce	0.01-500	Li	0.2-10,000	Sb	0.05-10,000	W	0.1-10,000
Co	0.1-10,000	Mg	0.01%-50%	Sc	0.1-10,000	Y	0.1-500
Cr	1-10,000	Mn	5-100,000	Se	1-1,000	Zn	2-10,000
Cs	0.05-500	Mo	0.05-10,000	Sn	0.2-500	Zr	0.5-500

- CCPKG01: Corresponde a un paquete de 5 análisis que permiten tener resultados para elementos mayores, elementos traza, tierras raras y LOI (Tabla 1.2). Los métodos de preparación son distintos para cada análisis y se resumen a continuación:
 - ME-ICP06: Método de preparación fused bead, digestión ácida y ICP-AES. LOI por TGA
 - ME-MS81: Método de preparación fused bead, digestión ácida y ICP-MS
 - ME-4ACD81: Digestión por 4 ácidos y ICP-AES
 - ME-MS42: Agua regia y ICP-MS
 - ME-IR08: Horno de Combustión

Tabla 1.2: Elementos incluidos en el paquete de análisis CCPKG, laboratorio ALS, Copiapó

ANALYTES AND RANGES (ppm)								CODE
SiO ₂	0.01-100%	MgO	0.01-100%	TiO ₂	0.01-100%	BaO	0.01-100%	ME-ICP06
Al ₂ O ₃	0.01-100%	Na ₂ O	0.01-100%	MnO	0.01-100%	LOI	0.01-100%	
Fe ₂ O ₃	0.01-100%	K ₂ O	0.01-100%	P ₂ O ₅	0.01-100%			
CaO	0.01-100%	Cr ₂ O ₃	0.01-100%	SrO	0.01-100%			
Ba	0.5-10,000	Gd	0.05-1,000	Sm	0.03-1,000	W	1-10,000	ME-MS81
Ce	0.5-10,000	Hf	0.2-10,000	Sn	1-10,000	Y	0.5-10,000	
Cr	10-10,000	Ho	0.01-1,000	Sr	0.1-10,000	Yb	0.03-1,000	
Cs	0.01-10,000	La	0.5-10,000	Ta	0.1-2,500	Zr	2-10,000	
Dy	0.05-1,000	Lu	0.01-1,000	Tb	0.01-1,000			
Er	0.03-1,000	Nb	0.2-2,500	Th	0.05-1,000			
Eu	0.03-1,000	Nd	0.1-10,000	Tm	0.01-1,000			
Ga	0.1-1,000	Pr	0.03-1,000	U	0.05-1,000			
Ge	5-1,000	Rb	0.2-10,000	V	5-10,000			
Ag	0.5-100	Cu	1-10,000	Ni	1-10,000	Zn	2-10,000	
Cd	0.5-1,000	Li	10-10,000	Pb	2-10,000			ME-4ACD81
Co	1-10,000	Mo	1-10,000	Sc	1-10,000			
As	0.1-250	In	0.005-250	Se	0.2-250			ME-MS42
Bi	0.01-250	Re	0.001-250	Te	0.01-250			
Hg	0.005-25	Sb	0.05-250	Tl	0.02-250			
C	0.01-50%	S	0.01-50%					ME-IR08

El detalle de la preparación, y la descripción detallada de los distintos métodos utilizados por el laboratorio se encuentran en el programa de servicios y tarifas del año 2019, el cual puede ser descargado desde (ALSGlobal, 2019).

- Análisis multiespectral mediante HALO para la caracterización de arcillas y las alteraciones presentes, utilizando el equipo y laboratorio de la compañía, y siguiendo los protocolos y estándares de estos, la información recolectada por el dispositivo es procesada por el software The Spectral Geologist (TSG).
- Interpretación Perfiles sísmicos empresa ENAP, apoyándose en los trabajos de memoria existentes (Labbé, Simicic, Nester entre otros), así como estudios internos de la empresa QPXC. Esta información, más la obtenida en el trabajo de campo fueron la base para realizar el modelo estructural de la zona de estudio:
 - Distribución de las estructuras principales (escamas gruesas) presentes
 - Relaciones de contacto entre ellas y las unidades que afectan.
 - Interpretación de edad de actividad en base a las relaciones de contacto estratigráfico.
 - Correlación y coherencia entre las distintas estructuras que se observan en las líneas sísmicas, para ello se utilizó la ubicación de las estructuras georreferenciadas en planta y el manteo.

Los perfiles sísmicos utilizados concretamente fueron los perfiles de la serie F (f004 y el f005) levantados entre los años 1958 y 1962 por la empresa United Geophysical Co., y los perfiles de la serie 99 (99_6; 99_7; 99_8; 99_9), los cuales fueron realizados en el año 1999 por la empresa EVERGREEN RESOURCES. Solamente de los últimos existe información detallada de la metodología utilizada, la cual se describe en los trabajos referenciados.

Este método geofísico consiste en provocar ondas sísmicas sobre la superficie y medir la velocidad de propagación de estas en profundidad, como el terreno no es homogéneo ni

lateralmente ni en profundidad, se espera que se produzca una variabilidad que permita determinar tanto las estructuras presentes como la identificación de las distintas unidades de acuerdo a sus propiedades intrínsecas (principalmente densidad) que las hacen comportarse con las ondas sísmicas de manera particular a cada una de ellas, además, la velocidad de onda depende de otros factores como por ejemplo, la densidad, la cantidad de agua presente o la intensidad de la alteración a la cual estas han sido sometidas. En general el método permite identificar las capas superiores (típicamente rocas estratificadas) y el basamento, compuesto principalmente de rocas intrusivas o metamórficas que tienen un comportamiento más bien homogéneo al interactuar con estas ondas.

- Procesamiento de datos geoquímicos mediante el software IOGAS:
 - Análisis de las variables
 - Caracterización de tierras raras y la creación de los gráficos de las razones isotópicas con el fin de determinar la capacidad prospectiva de los intrusivos. (Las razones isotópicas típicas y/o favorables para la generación de un depósito de pórfido cuprífero se encuentran ampliamente descritas en las referencias citadas, y son revisadas en detalle en el capítulo de geoquímica)
- Redefinición de los Centros intrusivos, en base a la nueva información recopilada en el trabajo de campo:
 - Caracterización de las rocas intrusivas (composición, textura y tamaño de cristales, edades absolutas y relativas entre ellas).
 - Susceptibilidad magnética in situ.
 - Mapa Magnetometría regional (data compañía QPXC), el procesamiento geofísico de esta imagen corresponde a RTP, en un vuelo a 600 metros de altura y un espaciamiento de 2,5 kilómetros.
 - Fallas principales.
- Dataciones U-Pb, dentro de este trabajo se contempla la datación por el método U-Pb de 9 rocas intrusivas previa separación de zircones realizada en el laboratorio LODE (London Center for Ore Deposits and Exploration) utilizando el análisis LA-ICP-MS (Laser ablation-inductively coupled plasma-mass spectrometry), y cuya referencia se encuentra en la (Tabla 1.3). El número de análisis por cada muestra se encuentra detallado en la (Tabla 1.4), mientras que los gráficos de los resultados se encuentran en el (Anexo 9.1). Las muestras para datación fueron convenientemente elegidas para obtener la mayor información posible de la zona de estudio:
 - Espacialmente distribuidas en toda la zona de estudio
 - Que presenten distintas composiciones, cubriendo el mayor espectro posible desde las rocas más diferenciadas hasta las menos diferenciadas.
 - Preferentemente localizadas en zonas donde no existan dataciones anteriores en las cercanías.

Tabla 1.3: Referencia de zircones, (Horstwood et al., 2016)

Zircon Reference materials						
Sample	Description	Reference 206Pb/238U Age (Ma)	Final 206Pb/238U Age	Final Age 2 σ	Number of analyses performed	MSWD
GJ-1	Primary Reference Material	601.86 \pm 0.37	601.87	0.83	45	0.87
91500	Secondary Reference Material	1063.51 \pm 0.39	1067.5	2.3	27	1.15

Tabla 1.4: Número de análisis por muestra datada

Sample	Number of LA analyses performed	Number of LA analyses retained after QC check
20028804	31	21
20028817	31	28
20028824	30	29
20028826	30	25
20028830	30	29
20028847	30	25
20028850	30	29
20028853	30	29
20028860	30	28
Total	272	243

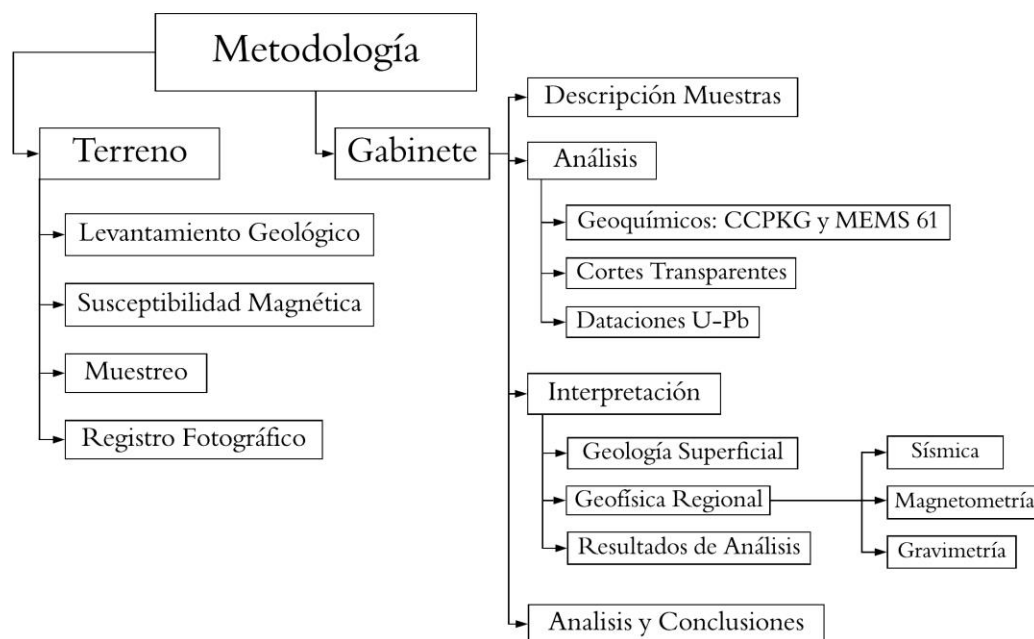


Figura 1.2: Diagrama de Flujo Metodología

En el diagrama de flujo de metodología de la (Figura 1.2) se realiza una subdivisión entre los trabajos de terreno y gabinete, indicando las tareas principales que se realizaron en cada etapa del proceso.

2. Trabajos Anteriores

La zona de estudio está contenida dentro de un antiguo distrito minero, por lo que es posible encontrar información pública de la compañía Minera Mandalay Resources del año 2014, enfocado principalmente en el sector del Cerro Challacollo. Además, la información geofísica principal disponible corresponde a las líneas sísmicas de ENAP, e imágenes de magnetometría y gravimetría. Otro tipo de información son imágenes Landsat, y polígonos de alteración que se encontraban disponibles en la data privada de la compañía QPXC.

Geológicamente, la referencia previa fue obtenida de dos cartas geológicas del SERNAGEOMIN que cubren toda la zona de estudio:

- Carta geológica de Huatacondo, de Blanco y otros del año 2013, escala de 1:100.000, y cubre el sector norte del área de estudio.
- Carta geológica de Quillagua, de Skármeta y Marinovic del año 1981, escala 1:250.000, la cual cubre el sector sur de la zona de estudio.

Al corresponder a una fuente más actualizada y tener una escala de trabajo más cercana a la que se realizó esta investigación, la carta de Huatacondo correspondió a una de las principales referencias para la confección del marco geológico, sumado a la información complementaria de la hoja de Quillagua, la cual corresponde a un trabajo de una escala regional mayor.

Existen además, otras cartas geológicas de distintas escalas, que si bien no contienen a la zona de estudio si se encuentran en las vecindades de esta, y sirven de referencia para entender el contexto geológico regional, la extensión de las distintas unidades y las posibles correlaciones entre ellas. Entre las destacadas se encuentran el trabajo de Blanco y Tomlinson en el sector de Quebrada Blanca del año 2012, en el cual se realiza una compilación y actualización de la información geológica publicada hasta la fecha, en distintos cuadrángulos en las vecindades de la zona de estudio.

Además de las cartas geológicas de escala 1:250.000 y 1:50.000 realizadas por el SERNAGEOMIN principalmente en los años 70 y los años 80:

Cartas 1:50.000

- Cuadrángulo Quehuita y sector occidental del cuadrángulo volcán Miño (Vergara, 1978)
- Cuadrángulo Chitigua y sector occidental del cuadrángulo Cerro Palpana (Maksaev, 1978)
- Cuadrángulos Cerro de la Mica, Quillagua, Cerro La Posada y Oficina Prosperidad (Maksaev y Marinovic, 1980)

Cartas 1:250.000

- Vergara y Thomas Hoja Collacagua (1984)
- Ramírez y Huete Geología de la hoja Ollagüe (1981)

Finalmente, es importante destacar algunas memorias de título que se han realizado en la zona de estudio sobre diversas temáticas, las cuales en conjunto permiten comprender el contexto geológico de la zona de estudio, entre las que se destacan:

- La memoria de título de Eduardo Cortés 2017 (Universidad de Chile), que sirvió de referencia importante para la geología del sector norte, en específico el cerro Challacollo y la caracterización de la Formación Cerro Empexa.
- Las memorias de Título de Labbé 2016 y Simicic del año 2015 (Universidad de Chile), cuyos estudios de los perfiles sísmicos de ENAP permitieron obtener data importante con respecto a las técnicas utilizadas en el levantamiento de los perfiles y su interpretación.
- El trabajo de memoria de Vaccaro del año 2003 (Universidad de Concepción), en el cual se realiza un estudio de la geología del complejo intrusivo Challacollo Sur, al sur de la zona de estudio en el Cerro Antena.

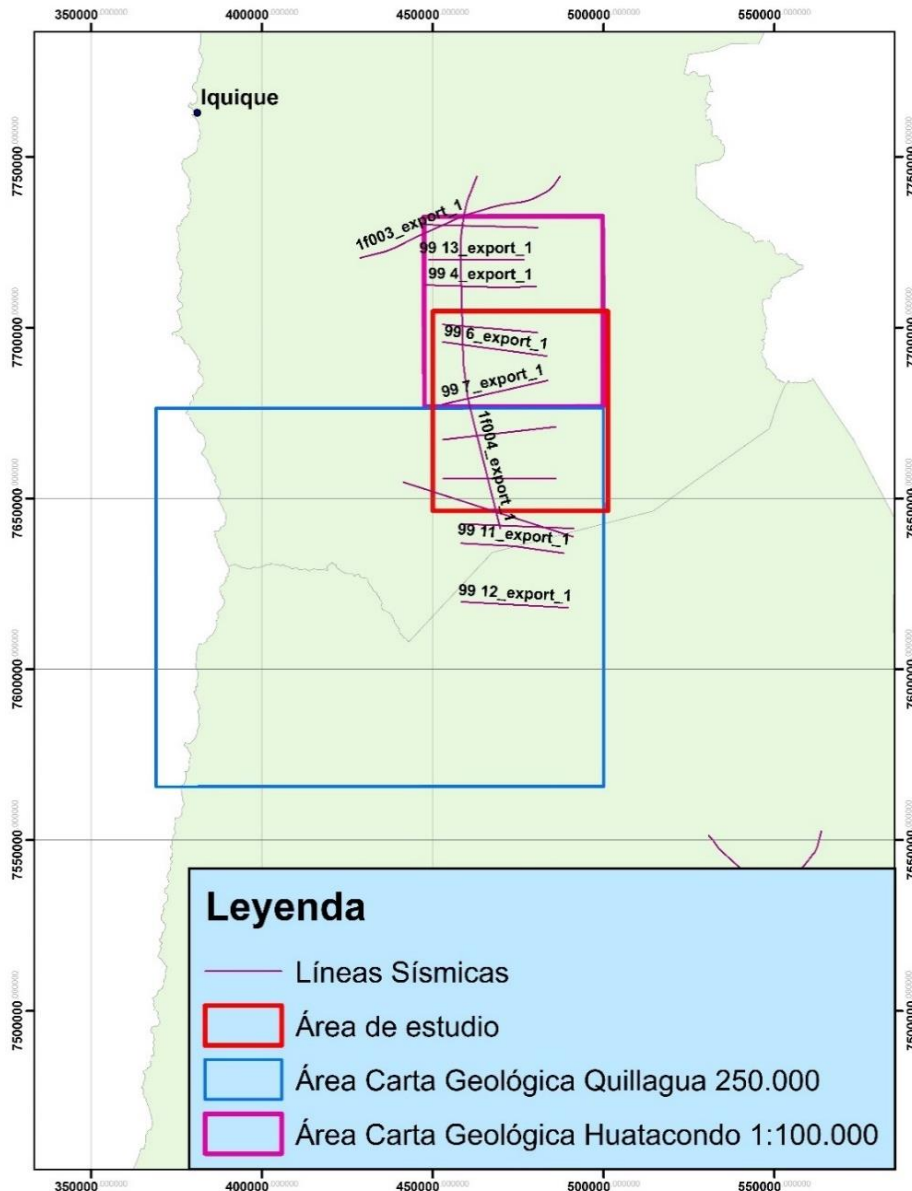


Figura 2.1: Área de estudio y trabajos anteriores

3. Marco Geológico

3.1. Introducción

La zona de estudio se encuentra contenida en la Pampa del Tamarugal, limitada al este por la Precordillera Andina con predominio de rocas jurásicas marinas, y al oeste por la Cordillera de la Costa. Afloran cerros aislados principalmente de rocas intrusivas, que destacan en la topografía más bien plana de la cobertura sedimentaria miocena-holocena, entre los más destacados se encuentran el Cerro Challacollo, el Cerro Challacollito y el Cerro Antena.

En términos geológicos, las rocas más antiguas descritas en la zona de estudio corresponden a las rocas jurásicas sedimentarias marinas de la Formación Majala (Oxfordiano) en el extremo este de la zona de estudio, la Formación Challacollo, las cuales afloraban en el cerro homónimo, y las rocas sedimentarias clásticas de la Formación Chacarilla, que se encontraban en contacto erosivo yaciendo bajo la Formación Cerro Empexa de edad cretácica. Finalmente, la cobertura regional terciaria se encuentra dominada por la Formación Gravas de Atacama, las cuales presentan una leve inclinación hacia el oeste de unos 3-5 grados (deformación regional) y en la cual se observaron al menos 3 subunidades distinguibles. Subyaciendo a esta formación, y en lugares más bien específicos de la zona de estudio fue posible observar a la Formación Altos de Pica, de la cual se mapeó concretamente el miembro ignimbrítico de esta en el sector de la quebrada Las Pintadas. Todas estas unidades serán descritas en detalle en la siguiente sección de geología local.

Estructuralmente, las unidades dentro de la zona de estudio presentan una leve deformación, a excepción de la Formación Chacarilla que se encuentra fuertemente plegada, pero cuya deformación estaría asociada a procesos de deformación compresiva de escamas delgadas durante el Cretácico Superior bajo, antes de la depositación de la Formación Cerro Empexa (Blanco et al., 2013).

Entre las estructuras mapeadas destacan principalmente la Falla Challacollo cuya extensión se interpreta en Blanco et al. (2013) y Cortez (2017) desde la Quebrada de Huatacondo al norte fuera de la zona de estudio, entre otras fallas secundarias en las vecindades del Cerro Challacollo. Al sur se han interpretado una serie de fallas con orientación N-S principalmente en base a las interpretaciones realizadas de los perfiles sísmicos disponibles en la zona de estudio, entre estos trabajos destacan las memorias de Simicic (2015) y Labbé (2016).

Otro hecho destacable, es que existen procesos recientes en los últimos 5 años que han cambiado notablemente la morfología de la zona de estudio (al menos en las zonas superficiales más bajas), concretamente las recientes incisiones de ríos y los depósitos aluviales y coluviales producto de las intensas precipitaciones de los años 2015 y 2017 han tenido su efecto en la base de las quebradas, donde fue posible observar al menos 2 metros de cobertura aluvial y coluvial cubriendo la base de estas, llegando incluso a tapar árboles de tamarugos completos dejando solamente las copas de estos a simple vista.

3.2. Geología Local

3.2.1. Jurásico

Formación Chacarilla

Formación Chacarilla Esta formación fue definida originalmente por Galli y Dingman (1962) como una potente secuencia de fangolitas, areniscas y ortocuarcitas depositadas en su parte inferior en un ambiente marino y en la parte superior en un ambiente continental, posteriormente en García (1967) dividió en la Formación Majala la parte inferior marina y la Formación Huatacondo la parte superior continental. Finalmente, en Blanco et al. (2012) se redefine la unidad original separando la parte inferior como Formación Majala y la superior como Formación Chacarilla.

Distribución: Esta formación aflora principalmente en la parte noreste de la zona de estudio, formando parte del sinclinal Higueritas y el anticlinal Chacarilla que tienen una orientación norte-sur (Figura 3.1).

Litología: Esta constituida principalmente por fangolitas y areniscas con un color característico color rojizo y café chocolate. En una sección levantada por Blanco et al. (2000) se identifican 2 asociaciones de facies: (1) Consiste en sobreimposición de varios ciclos de grano y estrato decrecientes que alcanzan en conjunto 4 -10 metros de potencia, cada uno constituido por areniscas cuarcíferas, areniscas finas y limolitas rojizas. (2) Sucesiones de 2 a 4 metros de potencia de Fangolitas o lutitas finamente laminadas con presencia de niveles carbonosos y cuerpos lenticulares de areniscas finas a medias

Estructuras internas: Areniscas con estratificación cruzada en artesa, laminación plana paralela y una mega-estratificación cruzada tipo épsilon, limonitas con ondulitas de corriente.

Relaciones de contacto: La base de esta unidad corresponde a la Formación Majala, a la que sobreyace en contacto concordante y transicional, y está cubierta en discordancia angular a la Formación Cerro Empexa, la parte sur se encuentra intruída por filones de pórfidos riolíticos y graníticos del cretácico sur.

Espesor: En la quebrada Chacarilla alcanza un espesor de 2000 metros (Blanco et al., 2000)

Edades (fósiles, etc.): De acuerdo con su posición estratigráfica con las formaciones Majala y Cerro Empexa en cuya base se dato una ignimbrita de 74 Ma. Le confieren un rango amplio entre el Jurásico (Oxfordiano) a Cretácico Superior. Además del registro icnológico documentado en Rubilar et al. (2000; 2008) y Moreno et al. (2012) de grandes pisadas de ornitópodos confirman con seguridad la presencia del Cretácico Inferior en esta formación.

Correlaciones: La Formación Chacarilla se puede correlacionar con las formaciones Atajaña y Punta Barranco definidas en Cecioni y García (1960) las cuales no afloran en la zona de estudio, además del miembro Los Tambos de la Formación Quehuita (Vergara, 1978).

Interpretación ambiental: Esta Formación pertenecía a la cuenca de Tarapacá la cual correspondía a una cuenca de tras arco con depósitos tanto marinos como continentales, la depositación marina estaba controlada por la subsidencia termal post-rift y las fluctuaciones del nivel del mar, mientras que los depósitos continentales relacionados con movimientos tectónicos y la regresión marina (Rubilar et al., 2008).

Formación Majala

Originalmente esta formación fue incluida en la parte inferior de la Formación Chacarilla en Galli y Dingman (1962), sin embargo, en García (1967) se define como Formación Majala separando la parte inferior y superior de la Formación Chacarilla, en Formación Majala y Huatacondo respectivamente, posteriormente se redefine en Blanco et al. (2012). Esta corresponde a una potente secuencia de limolitas con intercalaciones de lutitas silíceas y bancos delgados de arenisca fina.

Distribución: Aflora en la parte centro norte de la zona de estudio, formando parte del anticlinal Chacarilla (Figura 3.1).

Litología: Las rocas que constituyen esta formación son principalmente lutitas grises verdosas, limolitas, areniscas finas y medias y subordinadamente, calizas estromatolíticas grises y conglomerados finos. Smoje (1989) describe dos subunidades: Una inferior de 1142 metros compuesta por fangolitas finamente laminadas, alternancia de areniscas finas con fangolitas limosas, y la unidad superior de 440 metros de potencia, compuesta por una alternancia de fangolitas y areniscas con estratificación fina.

Estructuras internas: En los paquetes de areniscas se reconocen cuerpos canalizados a escala decamétrica, estratificación cruzada sigmoidal y laminación cruzada en artesa.

Relaciones de contacto: Se deposita en forma concordante y transicional sobre la Formación Aquiuno (García, 1967) la cual no aflora en la zona de estudio, y de la misma forma debajo de la Formación Chacarilla. Además, se encuentra intruída por un stock diorítico y numerosos cuerpos hipoabisales, graníticos y riolíticos, del Cretácico Superior alto Paleoceno Inferior en los alrededores de la quebrada El Carbón (Blanco et al., 2012).

Espesor: En las confluencias de las quebradas de Huatacondo y Majala alcanza una potencia de 1640 metros (García, 1967).

Edades (fósiles, etc.): Galli y Dingman (1962) reportan la presencia de Perisphinctes y Arisphinctes, indicativos del Jurásico Superior (Oxfordiano), además por su posición concordante con la Formación Aquiuno, para la que se determinó una edad oxfordiana superior (García, 1967), se le asigna una edad máxima a la Formación Majala correspondiente al Oxfordiano Superior.

Correlaciones: La Formación Majala es correlacionable con la Formación Challacollo que aflora más al sur dentro de la zona de estudio, con el miembro Punilla de la Formación Quehuita y crono estratigráficamente con la parte superior del miembro inferior de la formación Quinchamale que afloran al este de la zona de estudio (Blanco et al., 2012).

Interpretación ambiental: Representa un ambiente marino transicional, de tipo deltaico orientado hacia el OSO. La porción inferior representa una secuencia de somerización, para luego evolucionar a condiciones litorales de alta energía (Blanco et al., 2012).

Formación Challacollo

Esta formación se define en Blanco et al. (2012) como una secuencia de lutitas con intercalaciones de calizas, limolitas y areniscas, además de capas de yeso en su parte superior. Anteriormente Carrasco y Chong (1985) describieron la secuencia dividiéndola en tres miembros, pero no la asignaron a ninguna formación ni unidad existente.

Distribución: Esta formación aflora en el extremo noroeste de la zona de estudio, específicamente en la parte septentrional del cerro Challacollo, y se presenta como una sucesión monoclin al oeste de la falla homónima (Figura 3.1).

Litología: Lutitas bien laminadas y estratificadas, subordinadamente presenta calizas bien estratificadas en capas de 0,1 a 1 metro de espesor, las cuales aparecen como capas aisladas intercaladas con lutita, como en bancos de 1 a 30 metros de espesor. Localmente presenta limonitas y lutitas calcáreas además de limonitas silíceas, en las partes superiores de la formación se exponen capas de yeso.

Estructuras internas: Las lutitas jurásicas adyacentes al contacto con el Complejo Volcánico del cerro Challacollo muestran un clivaje que indica un cizalle tectónico del contacto (Blanco et al., 2012).

Relaciones de contacto: La base de esta unidad no aflora mientras que esta sobreyacida por el Complejo Volcánico de Cerro Challacollo.

Espesor: Espesor total de 900 metros

Edades (fósiles, etc.): La presencia de los ammonites *Perisphinctes prophetae* Gygi y Hillebrandt (Blanco et al., 2012) y *Choicensisphinctes* sp. (Rubilar y Mourgues, 2011) Permiten asignarle una edad jurásica superior.

Correlaciones: Dentro de la zona de estudio esta unidad es correlacionable con el miembro Punilla y la parte superior del miembro Chitigua de la Formación Quehuita, y la parte superior del miembro inferior de la Formación Quinchamale definida por Makshev (1978)

Interpretación ambiental: La depositación tuvo lugar en un ambiente marino sublitoral de baja energía (Blanco et al., 2012), mientras que las capas de yeso se interpretan como facies evaporíticas subacuáticas que precipitaron desde salmueras hipersalinas (Boggs, 1995; Ardill et al., 1998).

3.2.2. Cretácico

Formación Arca

Fue definida por Makshev (1978) como una unidad compuesta por rocas volcánicas andesíticas, brechosas y sedimentarias y descrita tanto en las cartas geológicas de Quillagua (Skármeta y Marinovic, 1981) y Ollagüe (Ramírez y Huete, 1981).

Distribución: Esta formación aflora principalmente en el sector centro sur de la zona de estudio, en las quebradas, Sipuca y Maní, en el sector de Cerro Antena (Figura 3.1).

Litología: Se compone predominantemente por brechas andesíticas, tobas andesíticas, conglomerados brechosos y sedimentitas, intercalados entre sí en bancos de 1 a 20 metros de potencia.

Relaciones de contacto: Se dispone con leve discordancia angular sobre las rocas sedimentarias continentales del Jurásico Superior, especialmente el miembro superior de la Formación Quinchamale, y subyace en aparente discordancia a las rocas volcánicas del Cretácico Inferior.

Espesor: Su espesor es muy variable, pero puede alcanzar los 1750 metros en la parte central y hasta 3840 metros en la parte norte de la Sierra del Medio (Ramírez y Huete, 1981).

Edades (fósiles, etc.): Debido a su posición estratigráfica esta Formación tendría una edad post jurásica superior. En Base a una datación radiométrica en rocas equivalentes que se exponen fuera del área de estudio se le asigno una edad Titoniana en Vergara (1978).

Correlaciones: Esta formación puede ser correlacionable con la Formación Cerro Empexa definida en Galli (1957) y Galli y Dingman (1962), además en Vergara (1978) se le correlacionó con la Formación Macata que se encuentra inmediatamente al este, con las cuales tiene un posición estratigráfica y litología semejante.

Interpretación ambiental: Se habría depositado en un ambiente deposicional de erosión y depositación sin mayor transporte (Skármeta y Marinovic, 1981), además por la presencia de intercalaciones volcánicas principalmente en el techo es posible suponer el desarrollo de un arco volcánico andesítico que formo parte de uno de mayor amplitud y gran distribución (Makshev, 1978; Vergara, 1978).

Formación Cerro Empexa

Esta formación fue definida por Galli y Dingman (1962) como una secuencia continental constituida por brechas, conglomerados, traquitas, areniscas y fangolitas. Su localidad tipo fue definida en el sinclinal Higuieritas donde fueron definidos 3 miembros para esta formación. Adicionalmente, al este de la zona de estudio (Vergara y Thomas, 1984) en la carta geológica de Collacagua separaron dos miembros en esta formación: uno inferior de carácter volcanoclástico y uno superior de carácter volcánico, sin embargo, en Blanco et al. (2012) redefinen estas rocas como parte de la Formación Icanche definida por MaksaeV (1978) basándose en una datación de una tufita y una ignimbrita dacítica para las que se obtuvo una edad idéntica de $48,3 \pm 0,5$ Ma. (U-Pb SHRIMP en circón) Perteneciente al Eoceno medio.

Distribución: Esta formación aflora principalmente en el sector centro norte de la zona de estudio, formando parte central del sinclinal Higuieritas al este del anticlinal Chacarilla, además en la base de la quebrada Huatacondo (Figura 3.1)

Litología: En el trabajo de Blanco et al. (2012) a diferencia de lo que ocurre con la definición original de Galli y Dingman (1962), no se separa esta formación en miembros, sino que se realiza una separación de distintas facies:

(c) Conglomerados de guijarros y de bolones, clasto soportados, con estratificación maciza y clastos andesíticos y de arenisca cuarcífera, incluye intercalaciones de tobas ignimbríticas.

(ar) Areniscas grises gruesas laminadas en artesa, fangolitas rojas con ondulitas, secuencia rítmica de fangolitas y areniscas finas café rojizas, con ondulitas, bioturbación, gradación normal y pliegues sin sedimentarios.

(a) Lavas brechosas autoclásticas y lavas macizas de andesita porfírica de hornblenda

(t) Toba ignimbrítica dacítica rosada

(d) lavas dacíticas de piroxeno y escasas tobas ignimbríticas y brechas tobáceas dacíticas

(r) Lavas riolíticas de piroxeno, y en menor proporción de tobas ignimbríticas y de caído riolíticas.

Relaciones de contacto: Se deposita en discordancia sobre las formaciones Chacarilla y Challacollo, y subyace con igual relación a la Formación Altos de Pica. Además, las distintas sucesiones se encuentran cortadas por cuerpos subvolcánicos riolíticos- micro graníticos, con composición similar a las lavas riolíticas.

Espesor: Tomlinson et al. (2001) levantó una sección estratigráfica en el flanco del Sinclinal de Higuieritas, reconociendo 1300 metros de potencia.

Edades (fósiles, etc.): Dataciones U-Pb en circones magmáticos, arrojan un rango de edades entre los 79-65,7 Ma. (Cretácico Superior alto) (Blanco et al., 2012)

Correlaciones: Esta formación es correlacionable con las formaciones Quebrada Mala, Llanta y con los estratos de Puerta que no afloran en la zona de estudio.

Interpretación ambiental: Esta formación corresponde a un evento volcánico asociado al emplazamiento del arco magmático durante el Cretácico Superior en la zona de estudio, dicho

evento se asocia al desarrollo de cuencas extensionales que fueron rellenados con productos volcánicos y sedimentarios. En algunos sectores, los depocentros fueron rellenados exclusivamente por depósitos sedimentarios (Sinclinal Higuieritas), únicamente volcánicos (Juan de Morales) y también mixtos (por ejemplo, Cerro Blanco) (Blanco et al., 2012).

3.2.3. Oligoceno superior- Plioceno

Formación Altos de Pica

Originalmente esta formación fue definida formalmente por Galli (1957) y Galli y Dingman (1962) como una secuencia constituida por fanglomerados y arenas con intercalaciones de tobas, con sección tipo entre las localidades de Algarrobal y Chacarilla en la Quebrada Chacarilla-Alona. En ambos trabajos se definieron 5 miembros para esta formación (3 de origen sedimentario y 2 miembros volcánicos). Posteriormente en Blanco et al. (2012), en base a nuevas dataciones se redefinen crono estratigráficamente en 3 unidades: Miembro Sagasca y Miembro Imagua, intercalados por la ignimbrita Tambillo.

Distribución: Esta formación aflora al extremo noroeste de la zona de estudio, como la base del relleno sedimentario de la pampa del Tamarugal.

Litología:

Miembro Sagasca:

(c) Conglomerados de guijarros gruesos y de bolones, con intercalaciones subordinadas de tobas ignimbríticas riolíticas.

(a) Areniscas medias a gruesas blanquecinas a pardas.

Miembro Imagua:

(c) Conglomerados de guijarros gruesos macizos, bien compactados.

(a) Areniscas pardo-rojizas, de grano medio, areniscas guijarrosas con laminación plana e intercalaciones subordinadas de conglomerados.

Ignimbrita Tambillo: Toba soldada riolítica de biotita y sanidina, de color café oscuro, con matriz vitroclástica parcialmente desvitrificada. Presenta un nivel basal de vitrófiro negro, una parte central rica en fiammes y cavidades miarolíticas, con escasos líticos, y una parte superior, pobremente soldada, rica en pómez.

Estructuras internas: En el miembro Sagasca las areniscas presentan estratificación cruzada planar y en artesa en sets de escala decimétrica a métrica. En el miembro Imagua presentan estratificación cruzada planar de escala métrica.

Relaciones de contacto: Subyace en discordancia a la Formación El Diablo e Ignimbrita Huasco, y sobreyace, con igual relación, a unidades pre oligocenas, además se intercala con la Ignimbrita Tambillo.

Espesor: Los espesores de esta unidad incluyendo a la Ignimbrita Tambillo, varían entre 70 y 300 m, en quebrada Chacarilla su espesor varía entre 250-300 m. Hacia el sur, en la quebrada Higuieritas alcanza 150 m, 200 m en la quebrada Chipana y 150 m en la quebrada de Huatacondo.

Edades (fósiles, etc.): Galli y Dingman (1962) propusieron para la Formación Altos de Pica un rango de edad comprendido entre el Terciario Superior y el Pleistoceno. Posteriormente, sobre la base de dataciones radiométricas efectuadas en tobas ignimbríticas intercaladas se obtuvieron valores de 18,2 Ma y 22,6 Ma (K-Ar en biotita) (Naranjo y Paskoff, 1985) e incorporaron edades de 16,6 Ma y 23,4 Ma (K-Ar biotita, (Baker, 1979 a, b). Además, sobre la base de su posición estratigráfica y dataciones radiométricas, $22,79 \pm 0,13$ Ma ($40\text{Ar}/39\text{Ar}$ en plagioclasas, plateau) para el nivel inferior, $22,73 \pm 0,10$ Ma ($40\text{Ar}/39\text{Ar}$ en sanidina, plateau) y $23,2 \pm 0,4$ Ma ($40\text{Ar}/39\text{Ar}$ en biotita, plateau) para el nivel intermedio y, para el nivel más joven, dos edades, una de $22,37 \pm 0,12$ Ma ($40\text{Ar}/39\text{Ar}$ en sanidina, isócrona) y otra de $21,4 \pm 2,0$ Ma ($40\text{Ar}/39\text{Ar}$ en biotita, isócrona) se asigna al rango Oligoceno superior alto-Mioceno inferior alto (Blanco et al., 2013).

Correlaciones: La Formación Altos de Pica es correlacionable con la parte inferior de las Gravas de Alto Hospicio y con las formaciones Latagualla, Lupica y Oxaya las cuales no afloran en la zona de estudio (Blanco et al., 2013).

Interpretación ambiental: La Formación Altos de Pica representa depósitos asociados a sistemas de abanicos aluviales. Las facies expuestas reflejan procesos dominados por flujos en lámina de alto régimen ('sheetflood deposits'), depositados por flujos tractivos no confinados, y flujos de detritos que caracterizan las zonas apicales de sistemas aluviales (Blanco et al., 2013).

3.2.4. Mioceno

Gravas de Atacama

Estos depósitos y su morfología particular, en donde el techo corresponde a una superficie inclinada hacia el oeste interpretada como terrazas agradacionales en Moscoso et al. (1982), fueron descritas inicialmente como el pediplano de Atacama por Mortimer (1973), y Sillitoe et al. (1968).

Distribución: En términos generales esta formación cubre toda la zona de estudio a excepción de los cerros islas, y se reconocen principalmente en las Quebradas mayores (Huatacondo, Maní y Sipuca) al menos 3 subunidades distinguibles (Figura 3.1):

- En la parte inferior se observan predominantemente gravas poco consolidadas de aspecto blocoso.
- En el sector medio se observan intercalaciones de areniscas y conglomerados gruesos poco consolidados.
- En la parte superior las rocas vuelven a tener un aspecto blocoso, y corresponderían a gravas poco consolidadas, en general todas las subunidades presentan un carácter polimíctico.

Litología: Dos miembros han sido individualizados (Riquelme, 2003; Vernon et al., 2005; Riquelme et al., 2006). Un miembro inferior fluvio torrencial cuya potencia es muy variable pero localizada solamente en los paleo valles, y un miembro superior que corresponde a depósitos de abanicos aluviales.

Las litofacies características de estos depósitos corresponden a conglomerados clasto- soportados con distintas gradaciones y estratificación horizontal, conglomerados matriz soportados, areniscas masivas, areniscas con estratificación horizontal, niveles evaporíticos de sulfatos y fangolitas

(Nalpas et. al., 2008; Riquelme et. al., 2007). En particular en la zona de estudio, se reconocieron niveles de conglomerados clasto soportados que se presentan en bloques de dimensiones superiores al metro con bordes redondeados, intercalaciones de areniscas estratificadas y conglomerados más finos y una tercera unidad de areniscas masivas en bloques de >1 metro de tamaño de bordes redondeados y que correspondían a la unidad basal de esta formación.

Estructuras internas: la principal estructura corresponde a la estratificación horizontal de las capas de areniscas intercaladas con niveles más finos de fangolitas y más gruesos de conglomerados. Además, se observaron en los niveles superiores gradaciones típicas de abanicos aluviales y depósitos coluviales.

Relaciones de contacto: Esta formación sobreyace en contacto erosivo a la Formación Altos de Pica.

Espesor: Variable, sin embargo, en las Quebradas principales puede alcanzar 200 metros.

Edades (fósiles, etc.): Para el techo de esta formación, se ha propuesto una edad de 10.2 ± 0.9 con el método K-Ar (Cornejo y Mpodozis, 1996), $9,12 \pm 0,08$ con el método U-Pb (Charrier et al., 2007) y $9,1 \pm 0,02$ con el método Ar-Ar en Nalpas et al. (2008), atribuyéndole al techo de esta unidad una edad mioceno superior.

Correlaciones: Puede ser correlacionada con distintas unidades de gravas y depósitos no consolidados como la Formación Gravas de Alto Hospicio al noroeste, y con los depósitos de piedemonte definidos por Blanco et al. (2013), donde al igual como lo observado en la zona de estudio se pueden dividir en tres miembros concordantes entre sí: gravas y arenas inferiores, depósitos eólicos intermedios y gravas superiores.

Interpretación ambiental: Las Gravas de Atacama han sido interpretados como depósitos efluvi- aluviales que rellenaron la antigua red de drenaje (Nalpas et al., 2008; Riquelme et al., 2007). La agradación del sistema se explica por medio de actividad tectónica en la Cordillera de la Costa (Riquelme et al., 2003; 2007), que bloquea el paso de sedimentos hacia el océano, y un cambio climático hacia condiciones más áridas (Nalpas et al., 2008). Este proceso habría cesado a los 10 Ma, en la Precordillera con el inicio de la incisión que se observa actualmente.

3.3. Rocas Intrusivas

3.3.1. Intrusiones Hipabisales del Cretácico Superior

Definidos por Blanco et al. (2013) en la carta geológica de Huatacondo como stocks subvolcánicos hipabisales, raíces intrusivas de domos volcánicos, filones mantos y diques de composición andesítica-microdiorítica a riolítica micro granítica relacionados con el volcanismo del Cretácico Superior en la zona precordillerana.

Distribución: Aparecen como cuerpos aislados en una franja N-S al extremo noroeste de la zona de estudio, en las inmediaciones de la Falla Challacollo al noreste del cerro homónimo (Figura 3.1).

Litología: Son rocas de grano fino a medio (≤ 5 mm), tonos oscuros, de color gris-verde, pardo verdoso, y gris oscuro a negro, y textura porfírica, los cuales se dividen en: ‘stocks’, filones mantos y diques andesíticos y microdioríticos, ‘stocks’ y domos intrusivos riolíticos de piroxeno y un stock micro granítico.

Relaciones de Contacto: Los cuerpos intruyen a la Formación Chacarilla y la Formación Cerro Empexa, principalmente la segunda en el sinclinal Higuieritas. Además, se encuentran cortados por stocks dioríticos y monzodioríticos cretácicos y filones mantos y diques andesíticos.

Edades: Se cuenta con una edad U-Pb en circón (ELAICP-MS) de $82,6 \pm 1,5$ Ma., mientras que en un domo intrusivo riolítico este se obtuvo una edad U-Pb en circón (ELA-ICP-MS) de $81,9 \pm 1,6$ Ma. Finalmente, desde un filón manto andesítico emplazado en la Formación Cerro Empexa en el Sinclinal Higuieritas, se obtuvo una edad K-Ar en hornblenda de $36,9 \pm 3,0$ Ma. Los antecedentes permiten asignar estos cuerpos hipabisales al Cretácico Superior.

3.3.2. Granitoides del Cretácico Superior

Definidos por Blanco et al. (2013), como stocks, y subordinados diques y filones mantos de composición principalmente dioríticas y monzodioríticas.

Distribución: Afloran como cuerpos aislados en una franja N-S al extremo noroeste de la zona de estudio, en las inmediaciones de la Falla Challacollo al noreste del cerro homónimo principalmente (Figura 3.1).

Litología: Las dioritas y monzodioritas de dos piroxenos son de grano medio a fino, color negro, pardo oscuro y pardo verdoso, con texturas hipidiomórfica inequigranular, que varía de porfídica a seriada, intergranular y localmente traquitoide.

Relaciones de Contacto: Intruyen a las formaciones Challacollo y Cerro Empexa, e intrusiones hipabisales riolíticos-micro graníticos del Cretácico Superior, y se encuentran cortados por vetas epitermales de probable edad Cretácico Superior alto– Paleoceno inferior bajo.

Edades: Se dispone de dos dataciones U-Pb en circón (ELA-ICP-MS) en muestras recolectadas desde el sector SO del cerro de Challacollo; una monzodiorita que dio $74,9 \pm 0,7$ Ma, y una monzonita cuarcífera porfírica en la cual se obtuvo una edad de $79,2 \pm 1,9$ Ma.

3.3.3. **Intrusiones Hipabisales del Cretácico Superior Alto- Paleoceno inferior bajo**
Definidos por Blanco et al. (2013) en la carta geológica de Huatacondo, corresponden a stocks hipabisales, filones mantos y diques de composición dacítica y riolítica-micro granítica

Distribución: Estas intrusiones afloran como cuerpos aislados en el sector centro norte de la zona de estudio, al norte y sur de la quebrada de Huatacondo, en las inmediaciones y siguiendo la misma orientación de manera aproximada que la falla Cautinica (Figura 3.1).

Litología: Los filones mantos dacíticos son dacitas de hornblenda y biotita, de grano medio a grueso, color gris claro y pardo claro, con textura porfírica y glomeroporfírica, rico en fenocristales. Los ‘stocks’, filones mantos y diques riolíticos son riolitas de hornblenda y/o biotita, de grano fino a medio, color blanco y pardo claro, con textura porfírica y glomeroporfírica, generalmente pobre en fenocristales.

Relaciones de Contacto: Intruyen a las formaciones Majala y Chacarilla, y localmente, están asociados a zonas de alteración hidrotermal con mineralización pirítica.

Edades: Para esta unidad se disponen cinco dataciones U-Pb (ELA-ICP-MS). En un filón manto dacítico de hornblenda y biotita, se obtuvo una edad de $67,8 \pm 1,0$ Ma, concordante con la obtenida en un stock riolítico-microgranítico al este del pueblo Huatacondo, de $67,3 \pm 0,9$ Ma. Estas son algo más antiguas que las provenientes de un ‘stock’ riolítico ($65,8 \pm 0,8$ Ma), y un stock de pórfido micro granítico ($65,7 \pm 1,5$ Ma). Por último, un filón manto de pórfido riolítico intramineral, dio una edad de $64,5 \pm 1,6$ Ma. Los antecedentes permiten asignar a estos cuerpos hipabisales al Cretácico Superior alto-Paleoceno inferior bajo.

3.3.4. **Monzodiorita cuarcífera Tamentica**

Fue denominada como Monzodiorita cuarcífera Tamentica por Blanco et al. (2012)

Distribución: Aflora al noroeste de la zona de la zona de estudio, específicamente en la Quebrada de Huatacondo, en la localidad de Tamentica (Figura 3.1).

Litología: Consiste en una monzodiorita cuarcífera de piroxeno y biotita, con textura hipidiomorfa equigranular de grano medio.

Relaciones de Contacto: Su roca caja no aflora y están cubiertos por conglomerados de la Formación El Diablo y en la localidad de Chelis, intruye a andesitas de la Formación Cerro Empexa.

Edades: Se dispone de una datación radiométrica U-Pb en circón de $61,9 \pm 0,8$ Ma, que permite asignar estas rocas al Paleoceno inferior.

3.4. Estructuras

El período tectónico andino se encuentra caracterizado por fallas inversas de piel gruesa de preferencia con vergencia occidental y rumbos NNW y NE, las cuales corresponden a estructuras regionales que inicialmente controlaron la depositación de las series de relleno de la cuenca (Fuentes et al., 2017). Entre estas estructuras se cuentan la Falla Challacollo, así como las fallas regionales que presentan características similares en la Sierra del Medio al este de la zona de estudio, estas últimas no se encuentran tan bien descritas en los trabajos anteriores estudiados.

Posteriormente, debido a distintos cambios en las condiciones tectónicas o fases tectónicas ocurrieron periodos de deformación que generaron estructuras de carácter local o piel fina, entre ellos los principales corresponden a los pliegues anticlinales y sinclinales de las formaciones jurásicas y cretácicas, cuya distribución se encuentra acotada a estas formaciones principalmente al este de la zona de estudio, entre los que destacan el anticlinal Chacarilla, el sinclinal Higuieritas, el sinclinal en la Formación Quehuita al noreste y finalmente el anticlinal en la Formación Quinchamale al suroeste de la zona de estudio. Los últimos no están contenidos en la zona de estudio y no existe mayor información de ellos, por lo que no serán descritos en este trabajo, además no corresponden al objetivo de estudio, el cual se enfoca fundamentalmente en la caracterización de las estructuras de escama gruesa.

3.4.1. Falla Challacollo

Ocurrencia: Definida como Falla C por Víctor et al. (2004) o como Falla Challacollo por Nester (2008), Blanco et al. (2012) y Simicic (2015). Corresponde a una falla principal invertida en sentido positivo (Blanco et al., 2012). Es una de las estructuras más importantes al noroeste de la zona de estudio (regional y de piel gruesa), y se presenta desde la quebrada Chacarilla hasta la quebrada Maní, pasando por la falda occidental del cerro Challacollo y el cordón directamente al norte (Nester, 2008). Su continuidad al sur no se encuentra bien determinada ya que se pierde su traza a los 21° 0'S que corresponde al límite de la carta geológica de Huatacondo.

Relaciones de Contacto: En profundidad, correspondería al contacto entre la Formación Cerro Empexa y la Formación Challacollo, esta última en la zona superior con el relleno post Oligoceno. Además, se encuentra asociado en profundidad a la Flexura de Chintaguay, con desarrollo de estructuras de atajo de pared yacente (Fuentes et al., 2017).

Vergencia: Corresponde a una falla inversa de alto ángulo, vergente al oeste, por debajo del par anticlinal-sinclinal, se vincularía a la deformación post cretácica, que, al no propagarse por completo al oeste, y confinarse en el basamento, promovió la actividad de fallas con vergencia este (Labbé et al., 2015).

Edad de Actividad: Se vincularía a la deformación post cretácica, donde alcanza un desplazamiento de 500 m en reflexiones que fueron interpretadas como el Miembro Sagasca de la Formación Altos de Pica (Nester, 2008). El estilo estructural de la cuenca de Tarapacá en la Pampa del Tamarugal de la cual esta falla forma parte, se encuentra asociado a una deformación polifásica, con procesos de extensión contracción e inversión tectónica (Fuentes et al., 2017).

3.4.2. Falla Veta Lolon

Ocurrencia: Esta falla normal se expone en el extremo noroeste de la zona de estudio y tiene un carácter secundario o local, definida por Blanco et al. (2013) en la carta geológica de Huatacondo.

Relaciones de Contacto: Con un desplazamiento normal 250-300 m, con el bloque occidental hundido, está cortada por un domo intrusivo riolítico de 81 Ma (U-Pb en circón).

Vergencia: Corresponde a una estructura de rumbo norte-sur y alto ángulo, que es antitética a la Falla Challacollo.

Edad de Actividad: Las relaciones estructurales y datos geocronológicos constriñen bien la edad de actividad de las fallas normales en el Cretácico Superior alto.

3.4.3. Anticlinal Chacarilla

Estilos de deformación: Corresponde a un anticlinal que se encuentra formado en secuencias sedimentarias jurásicas (Dingman & Galli, 1965; García, 1967; Blanco et al., 2012). El pliegue se orienta N-S y posee una longitud de onda ~1.6-10 km, con una traza axial levemente inclinada al este y una charnela que buza moderadamente al norte (Blanco et al., 2012)

Ocurrencia: Se encuentra en el extremo noroeste de la zona de estudio, y se encuentra inmediatamente al oeste del sinclinal Higuieritas.

Edad de la deformación: Después de la acumulación de las unidades del Cretácico Superior, y antes del Eoceno, ocurrió una segunda fase de deformación compresiva que está representada por el plegamiento de la Formación Cerro Empexa, entre las quebradas Chacarilla y Huatacondo, y se expone en el limbo occidental del anticlinal Chacarilla (entre otros).

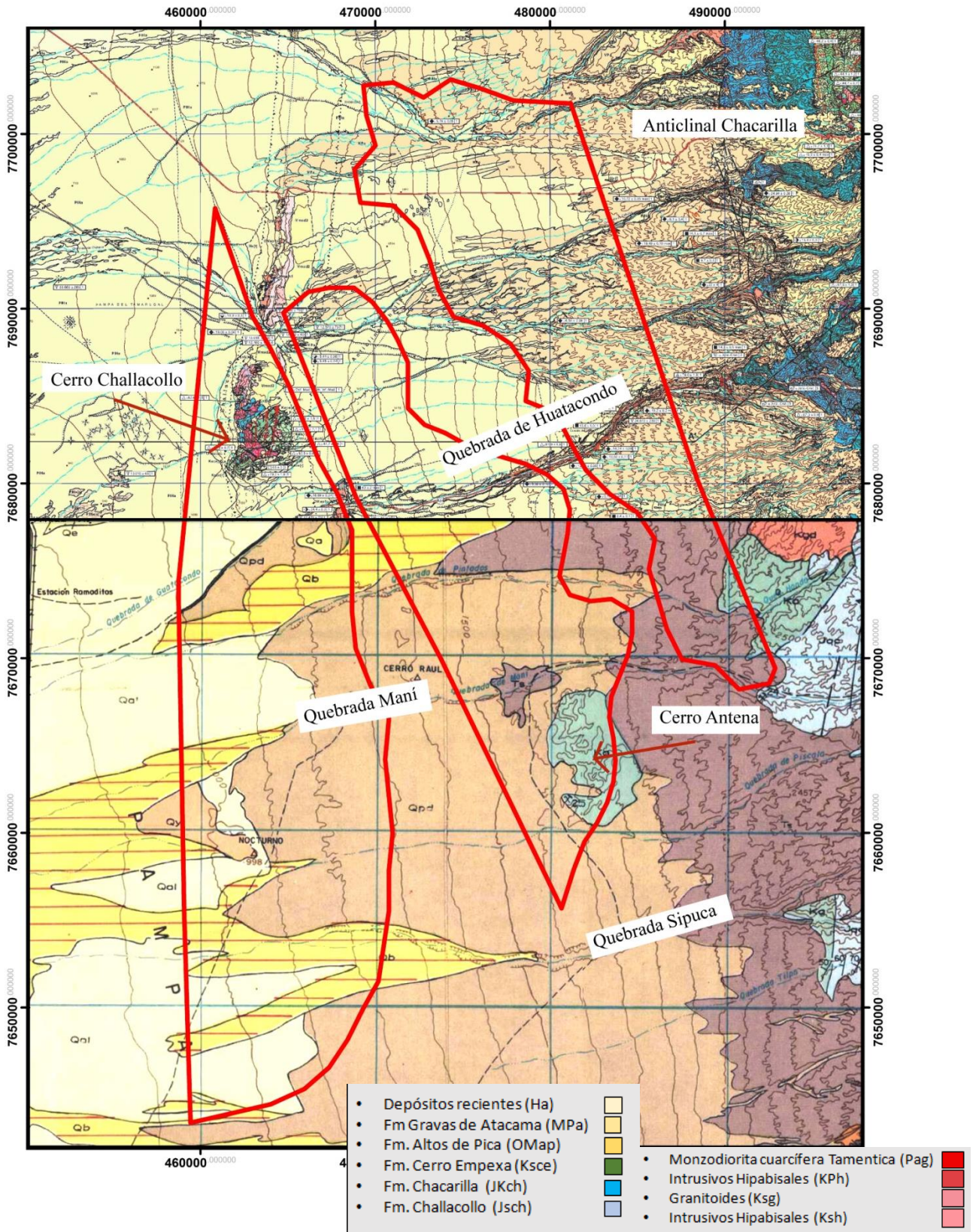


Figura 3.1: Mapa Marco geológico, Arriba extracto carta geológica de Huatacondo de Blanco et al. (2013) escala 1:100.000, abajo extracto carta geológica de Quillagua de Skármeta y Marinovic (1981) escala 1:250.000. Como referencia se delimitan en rojo el área de los centros intrusivos.

4. Geología Distrital

4.1. Generalidades

La geomorfología de la zona de estudio se caracteriza principalmente por la cobertura que cubre gran parte de la pampa del Tamarugal la cual deja solamente al descubierto, en una zona con una topografía más bien plana, los cerros islas que se muestran en la (Figura 4.1.1). El cerro isla o inselberg, es un relieve aislado que surge en una pedillanura o en un glacis y cuyo contacto se realiza por medio de una pendiente bastante abrupta, si bien como su nombre lo indica se encuentran aislados respecto a las morfologías circundantes, estos pueden agruparse y constituir un macizo (Derruau, 1970).

Estos cerros islas se emplazan en una zona hidrológicamente denominada endorreica, lo que implica la presencia de escorrentías esporádicas que no alcanzan el nivel del mar, donde los flujos desaparecen por infiltración o evaporación a medida que avanzan en su curso al interior de las quebradas principales del área de estudio. La vegetación es escasa correspondiendo principalmente a tamarugos aislados y vegetación de poca altura, los cuales se encuentran en las proximidades de estos pequeños flujos al interior de las quebradas.

Depósitos eólicos o campos de dunas también tienen gran presencia en el área, su desarrollo está en función del régimen de viento al cual están sometidas, y posiblemente hayan sido potenciadas por los eventos climáticos recientes, es posible apreciarlas tanto al pie del Cerro Challacollo, como en las inmediaciones del Cerro Antena, en ambos casos cubriendo los caminos dificultando los accesos.

Otro rasgo apreciable es la manifestación de una costra calcárea que en algunos sectores se expone en superficie, esta capa corresponde a la disolución de los caliches y cloruros y nitratos presentes (Vaccarro, 2003), siendo este un rasgo típico en los suelos de las zonas desérticas del norte de Chile.

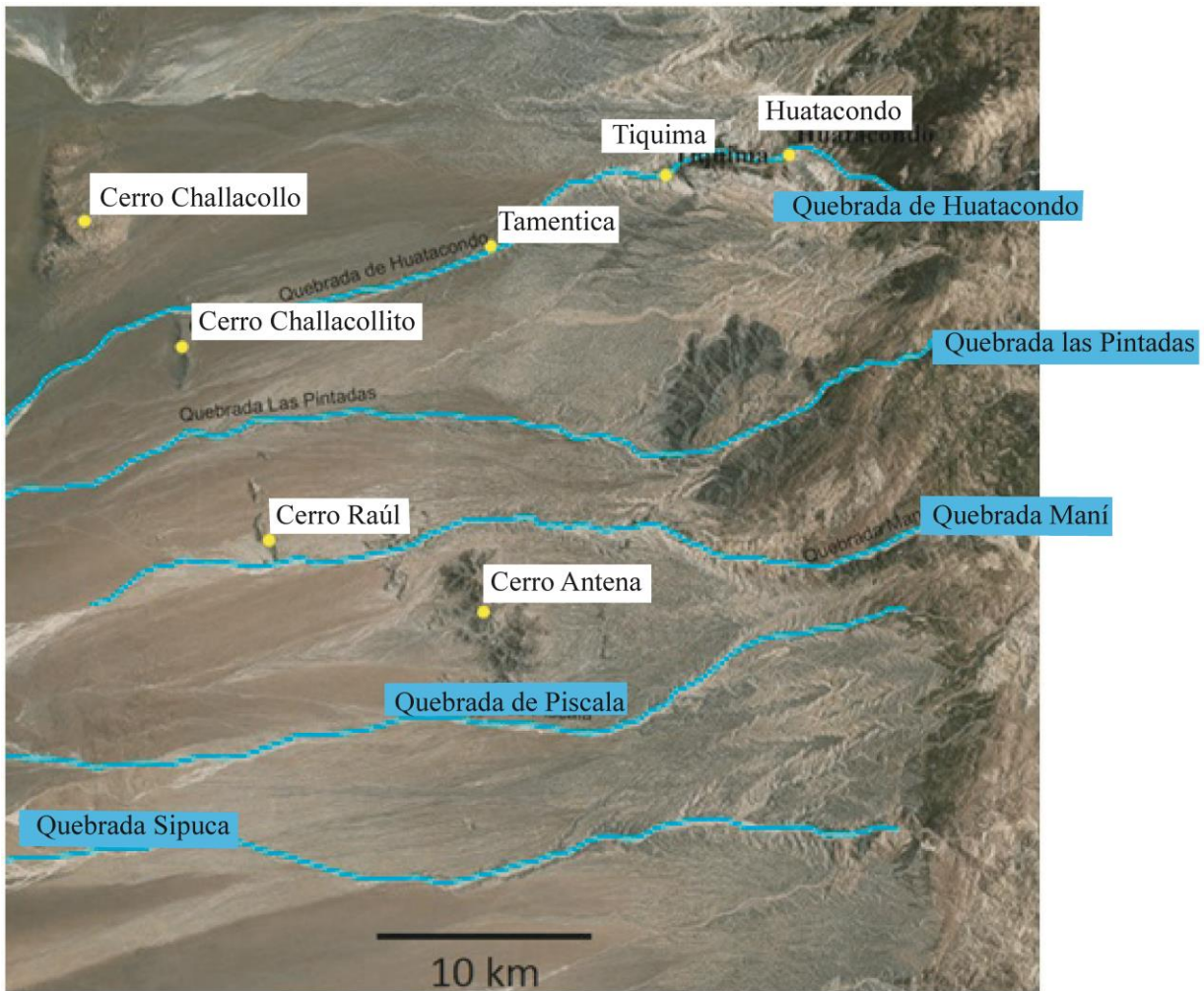


Figura 4.1.1: Mapa Toponimia zona de estudio, editado de basemap Arcgis. Las líneas celestes representan las quebradas principales de la zona de estudio

La obtención de los datos se realizó en puntos específicos, donde los altos topográficos que se generaban en estos cerros islas dejaban al descubierto principalmente rocas intrusivas o volcánicas de edad cenozoica, además de los afloramientos encontrados en las incisiones de las quebradas principales. Es por esta razón que la presentación de la información geológica obtenida en terreno se compilará en una serie de perfiles W-E, los cuales tendrán ubicaciones estratégicas con el fin de presentar toda la información obtenida en la campaña de terreno.

Los resultados del trabajo de colección de muestras, las cuales respaldan cada una de las interpretaciones que se realizarán, correspondieron a la obtención de 42 muestras de intrusivos, 4 muestras de rocas sedimentarias, 10 muestras de rocas extrusivas y 1 muestra intensamente alterada, de posible protolito andesítico o diorítico (Figura 4.1.2).

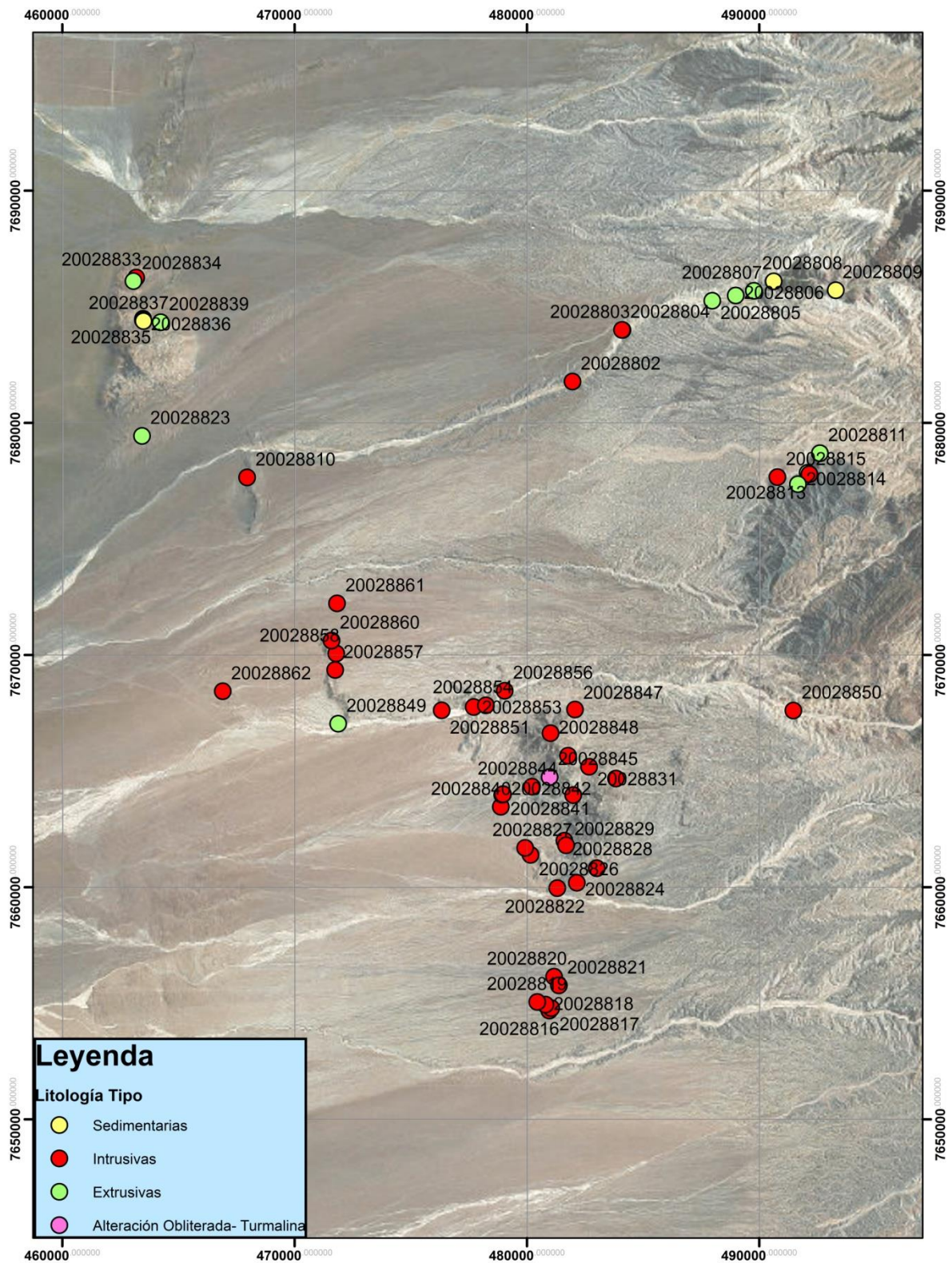


Figura 4.1.2: Mapa de Ubicación de Muestras, imagen de fondo basemap de Arcgis.

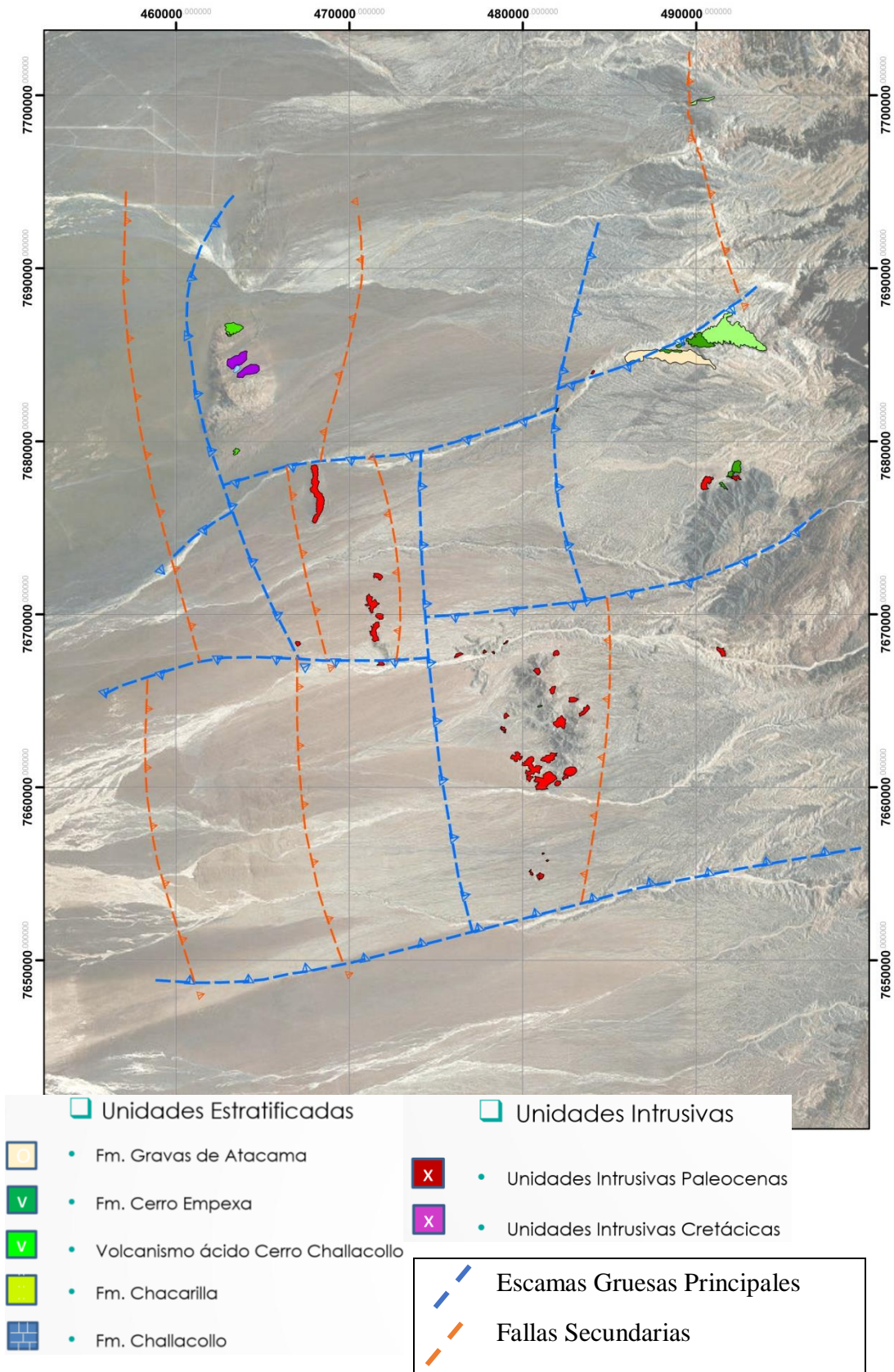


Figura 4.1.3: Mapa Geológico, de fondo basemap de Arcgis y modelo estructural.

4.2. Estratigrafía

Dentro de la zona de estudio, afloran rocas sedimentarias, volcánicas e ígneas principalmente, las cuales se encuentran cubiertas en discordancia angular por la cobertura miocena. Es posible en base a la correlación con las unidades formalmente reconocidas, establecer un orden cronológico de las unidades presentes:

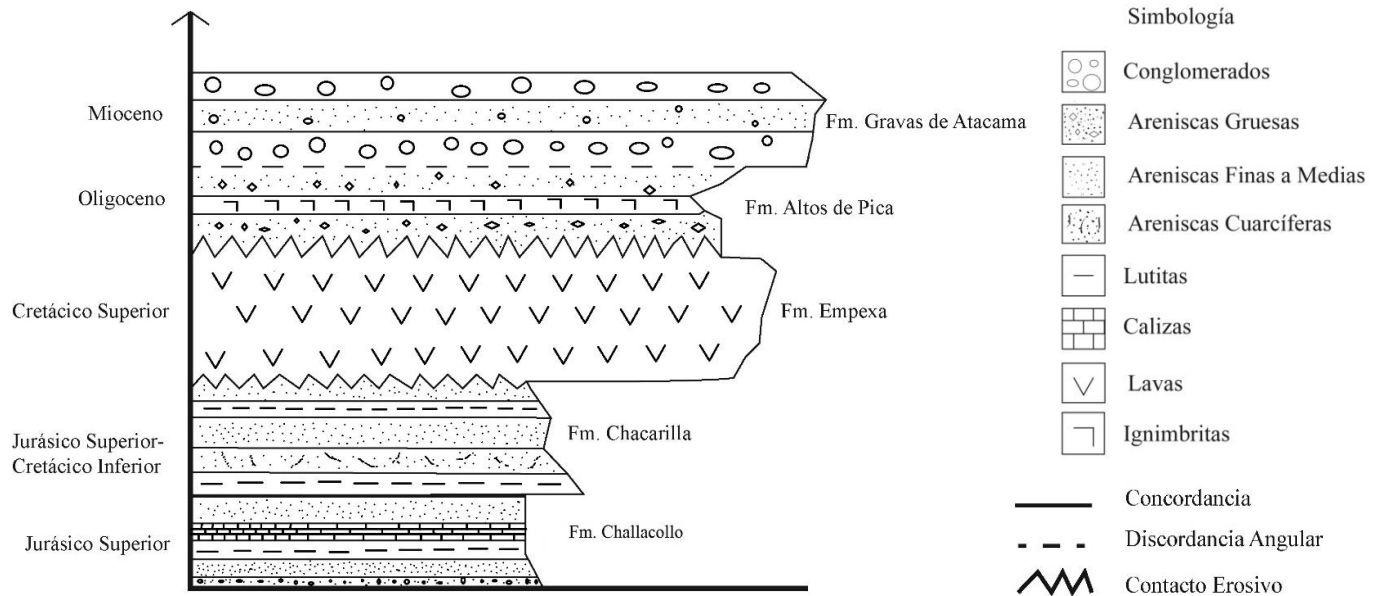


Figura 4.2.1: Columna estratigráfica Esquemática de Formaciones zona de estudio

4.2.1. Formación Challacollo

Distribución en zona de estudio: Aflora principalmente en el sector noroeste de la zona de estudio, específicamente en las inmediaciones del Cerro Challacollo, y puede ser correlacionable con la Formación Majala que aflora en el extremo este de la Quebrada de Huatacondo como una unidad de color grisáceo-blanquecino.

Litología: Corresponde a lutitas calcáreas de 1-2 mm de espesor de color negro, intercaladas con limonitas silíceas de 3 mm de espesor de colores amarillo pálido o blanquecino.

Estructuras internas: Se observa laminación fina planar entre las distintas unidades, además de micropliegues que deforman la estratificación.

Relaciones de contacto: La base de esta unidad no aflora en la zona de estudio, mientras que esta sobreyacida por el Complejo Volcánico de Cerro Challacollo. Se encuentra intruída, además, por diques de composición microdiorítica, que han sido datados en la literatura de edad cretácica superior.

Espesor: En Blanco et al. (2013), se estima el espesor de esta unidad en 900 metros.

Correlaciones: Esta Formación ha sido correlacionada en la literatura con la Formación Cholita, expuesta en el área de la hoja de Quillagua, además de la Formación Majala y los miembros Punilla y Chitigua de la Formación Quehuita.

Interpretación ambiental: En base a la litología observada, es posible determinar que el ambiente deposicional de esta formación correspondió a un ambiente marino sublitoral (facies marinas y continentales) de baja energía, lo que se encuentra en concordancia con lo expuesto por Blanco et al. (2013) para esta Formación.



Intercalaciones de lutitas calcáreas y limonitas silíceas

Figura 4.2.2: Foto afloramiento formación Challacollo, se observa en la imagen las intercalaciones de lutitas calcáreas (bandas oscuras) con limonitas silíceas (bandas blanquecinas).

4.2.2. Formación Chacarilla

Distribución en zona de estudio: Esta formación aflora al en el extremo noreste de la zona de estudio, específicamente en las laderas de la quebrada de Huatacondo, e inmediatamente al norte de esta a unos 10 kilómetros, donde se expone en contacto por falla con las Gravas de Atacama. Es importante destacar, además, que esta formación se encuentra fuertemente plegada, con manteos sub verticales entre los 70 y los 85 grados sobre la horizontal.

Litología: Corresponde a areniscas rojizas y café chocolate de tamaño medio, con granos muy bien seleccionados, medianamente redondeados y de origen polimíctico, aunque con predominancia del origen volcánico. En algunos sectores se observan intercalaciones de areniscas silíceas con lutitas en capas de 1 a 2 mm de espesor.

Estructuras internas: A escala de afloramiento presenta estratificación plana entre las distintas capas, además de las intercalaciones a escala de muestra de mano anteriormente mencionadas.

Relaciones de contacto: Esta Formación se encuentra subyaciendo en contacto erosivo a la Formación Cerro Empexa, y en discordancia angular con la Formación Gravas de Atacama, en su

base se encuentra sobreyaciendo en un contacto concordante y transicional con la Formación Majala.

Interpretación ambiental: Los depósitos continentales se relacionan con movimientos tectónicos y la regresión marina (Rubilar et al., 2008) dentro del contexto de una cuenca de tras arco, además de la presencia de intercalaciones de lutitas que hablan de un ambiente transicional de baja energía.



Figura 4.2.3: Formación Chacarilla. A la izquierda areniscas cuarcíferas grises, a la derecha areniscas de grano medio rojizas

4.2.3. Formación Cerro Empexa

Distribución en zona de estudio: Esta formación aflora en las laderas a ambos lados de la Quebrada de Huatacondo, al centro de Cerro Antena es posible observar afloramientos aislados intensamente alterados, además, en la misma coordenada este de los afloramientos que se exponen en la quebrada de Huatacondo pero 8 kilómetros al sur, en las cercanías de la Quebrada las Pintadas, afloran rocas volcánicas andesíticas correlacionables con esta Formación, si bien en la literatura inicialmente fueron denominadas como Formación Arca en la carta de Quillagua, trabajos posteriores como por ejemplo Vaccaro (2003) entre otros autores han denominado a estas rocas como parte de la Formación Cerro Empexa. En este trabajo se considerará la clasificación más reciente, incluyendo a las unidades volcánicas cretácicas como parte de la Formación Cerro Empexa.

Litología: Esta Formación corresponde a lavas andesíticas de textura porfírica, la cual presenta fenocristales de plagioclasa y anfíboles en algunos sectores, en una matriz fundamental afanítica de color oscuro. Presenta variaciones en sus distintos niveles, observándose capas brechosas de origen epiclástico, típico de los niveles basales de las coladas de lavas, en donde, además, se observa una fuerte población de clastos polimícticos bien redondeados que han sido sometidos a una intensa epidotización. En el sector de Challacollo afloran domos dacíticos en los cuales se observan fenocristales de plagioclasa, flujos y vetillas de cuarzo en una matriz hematitizada, y tobas andesíticas cristalinas las cuales se encuentran intensamente alteradas.

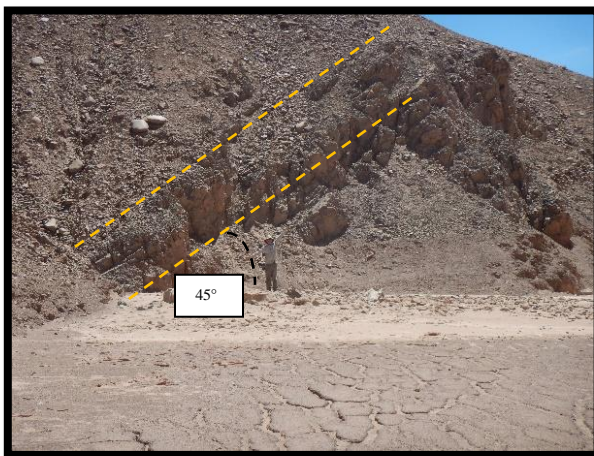
Relaciones de contacto: Es posible observar el contacto erosivo de esta formación sobreyaciendo a la Formación Chacarilla en la Quebrada de Huatacondo, el contacto basal no aflora en la zona de estudio.

Espesor: En las laderas de la Quebrada de Huatacondo aflora una serie de 20 metros de potencia, que se distribuyen en capas de 1 a 1,5 metros de espesor, el rumbo de esta unidad en este sector es de N40E manteniendo 45°SE. Al norte de la quebrada Las Pintadas, se exponen como un cerro aislado una serie de al menos 40 metros de potencia capas de 1 a 2 metros de espesor, las cuales tienen un rumbo de N30E las cuales se encuentran manteniendo 40°NW.

Correlaciones: Las litologías observadas se correlacionan con las documentadas por Blanco et al. (2013) en la carta de Huatacondo, en especial las facies andesíticas y epiclásticas, además es posible correlacionarla con la Formación Arca definida por Skármeta y Marinovic (1981) en la carta geológica de Quillagua, al igual como lo hicieron otros autores en trabajos posteriores en la zona de estudio.

Interpretación ambiental: Las litologías observadas indican que el ambiente de formación de esta unidad corresponde a un arco volcánico (edad cretácica), asociado según Blanco et al. (2013) al desarrollo de cuencas extensionales las cuales fueron rellenadas con material volcánico y sedimentario.

En especial las brechas con clastos con epidotización en los niveles basales indicarían un grado de subsidencia de la cuenca, en donde se interpreta que se habría alcanzado un nivel de metamorfismo regional por enterramiento y/o sobrecarga de esquistos verdes (epidota), la cual corresponde a una facie de baja temperatura y un nivel intermedio de presiones (250°-350°C y entre 4 y 8 kbar respectivamente).



Estrato de lavas andesíticas de la Fm. Cerro Empexa, orientación de la fotografía SO.

Figura 4.2.4: Formación Cerro Empexa, a la izquierda imagen con una persona de escala, manteo de las capas 45°, a la derecha foto muestra clasto con intensa epidotización en las capas basales de la Fm. Cerro Empexa.

4.3. Rocas Intrusivas

En la zona de estudio se observan una serie de intrusivos, principalmente asociados a las incisiones de las quebradas principales, así como a los distintos cerros islas que sobresalen de la Pampa del Tamarugal. Estos presentan un espectro composicional amplio, en el cual se han descrito desde granodioritas a dioritas, incluyendo todas las composiciones intermedias.

Es importante destacar que este trabajo no solo busca caracterizar cada una de los intrusivos presentes, sino agruparlos en la denominación de centros intrusivos (IC), para lo cual se utilizarán todas las herramientas disponibles y data recopilada para acoplar estos puntos aislados, y reconstruir el origen común de los intrusivos encontrados en la zona de estudio.

Lograr relacionarlos, corresponde a un importante avance en términos exploratorios, ya que permite analizar cada caso de manera particular, y, además, cada una de estas áreas o centros intrusivos define en sí misma una región prospectiva mucho más acotada de la inicial, aumentando exponencialmente las probabilidades de éxito.

Un centro intrusivo se define como un área delimitada que posee un control tectonoestratigráfico favorable para el emplazamiento magmático de 1 a 4 kilómetros bajo la paleo superficie, en donde se contiene un complejo intrusivo polifásico fértil, que varía desde dioritas a granitos de una edad metalogénica favorable, y cuyo emplazamiento haya sido controlado por una falla de escama gruesa.

Esta falla de escama gruesa representa el conducto por el cual asciende el centro intrusivo, en este sentido, plutonismo y fallamiento son procesos interrelacionados, el calor magmático debilita la corteza y permite localizar el esfuerzo en una zona, además, estructuras preexistentes sirven para focalizar el ascenso del magma por lo que corresponden a un mecanismo de retroalimentación (Davidson et al., 1994; Vigneresse and Tikoff, 1999).

Además, Richards (2000) y Tosdal and Richards (2001) recapitularon evidencia de la relación entre estructuras corticales profundas y el emplazamiento de magmas, y concluyen que estas estructuras podrían proveer canales permeables para el ascenso de magmas, aunque su mera existencia en sí misma no resulta en una intrusión.

En la (Figura 4.3.1) se utilizan como referencia las unidades estratigráficas presentes en la zona de estudio. Se representa la polifasidad de los complejos intrusivos asociados a una falla de escama gruesa, donde los de fases dioríticas se emplazan a mayores distancias, siendo intruídos por las fases más diferenciadas.

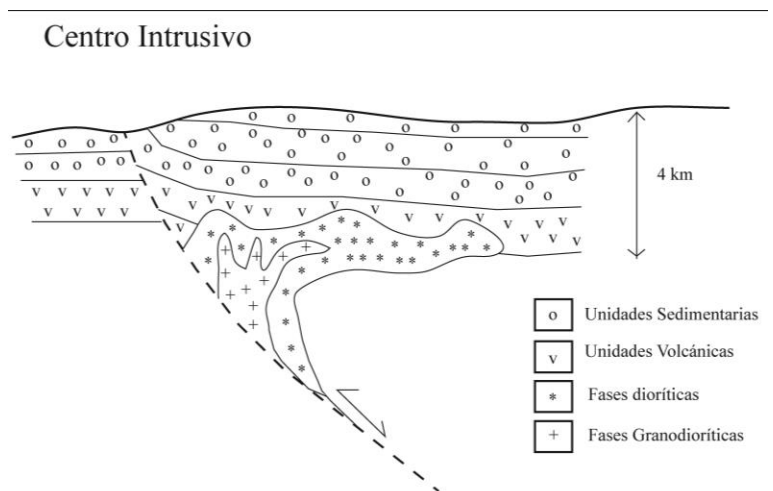


Figura 4.3.1: Esquema Centro Intrusivo

Esta sumatoria de condiciones favorables hace que los centros intrusivos, definidos de esta manera, tengan la capacidad de hospedar uno o más depósitos de clase mundial (PDC, IOCG, Cu-Ag o depósitos epitermales de alta o baja sulfuración).

Los factores que serán tomados en consideración para realizar cada una de las delimitaciones para los centros intrusivos se superpondrán e individualmente corresponderán a los vectores o directrices que finalmente permitirán delimitar cada una de estas áreas, siempre tomando como base la geología mapeada de superficie. Estos atributos serán los siguientes:

1. Modelo Estructural, Implica el reconocimiento de las fallas de escama gruesa que están controlando los macro procesos en la zona de estudio.
2. Magnetometría, en este caso una imagen RTP obtenida de un vuelo a 600 metros de altura, y con un espaciamiento de 2,5 kilómetros.
3. Composición de los intrusivos.
4. Tamaño de los cristales y textura de los intrusivos.
5. Susceptibilidad magnética in situ.
6. Alteración observada y la obtenida a partir del análisis espectral (ASD) a través de HALO.
7. Análisis geoquímico
8. Dataciones

4.3.1. Composición de los intrusivos


Cada una de las muestras recopiladas fue descrita in situ en terreno, en términos de litología, composición, alteración y mineralización presente, pero además las muestras de mano posteriormente fueron reanalizadas bajo el lente de un microscopio estéreo Leica el cual permitía una mayor resolución, y además fotografiar cada una de ellas (Figura 4.3.4). Cabe destacar, además, que existe un porcentaje de las muestras asociadas a rocas intrusivas que fueron analizadas geoquímicamente, petrográficamente y datadas por lo que estas tendrán atributos adicionales, los cuales se expondrán en detalle en las siguientes secciones.

En términos generales, como se observa en la (Figura 4.3.4), existe un abanico amplio de composiciones, remarcando en el detalle de que las composiciones más diferenciadas en general se encuentran más próximos a las fallas E-O y N-S principales, mientras que los de composiciones dioríticas o menos diferenciadas se distribuyen de una manera mucho más dispersa, y en general en la periferia de estas fallas principales.

De la (Tabla 4.3.1) es evidente que los intrusivos menos diferenciados tienen una mayor ocurrencia, donde más de la mitad (61,91 %) corresponden a dioritas o a cuarzo-dioritas, y las rocas más diferenciadas corresponden a un porcentaje menor del total de muestras obtenidas.

Esta ocurrencia se debe principalmente a que los intrusivos de composiciones más diferenciadas tienen una extensión menor y se encuentran más localizados cercanos a la fuente, mientras que los menos diferenciados, los cuales tienen una menor viscosidad, son capaces de fluir mayores distancias y por lo general tienen una mayor extensión.

Tabla 4.3.1: Composiciones de Intrusivos

<i>Composición</i>	<i>Diferenciación</i>	<i>N • de Muestras</i>	<i>Porcentaje %</i>	
Granodiorita		2	0.0476	
Tonalita		1	0.0238	
Cuarzo monzonita		2	0.0476	
Monzonita		4	0.0952	
Cuarzo monzodiorita		5	0.119	
Monzodiorita		2	0.0476	
Cuarzo diorita		11	0.262	
Diorita		15	0.3571	
Total			42	1

Si bien existen muchos factores condicionantes que están involucrados en el ascenso, desplazamiento y emplazamiento de los magmas, los más importantes son la temperatura, viscosidad y su capacidad de fluir en un cierto medio, el magma ascenderá hasta que la densidad llegue a tal punto que se iguale con la densidad de la roca hospedante, esto corresponde al nivel de flotabilidad de los magmas y depende en gran medida del porcentaje de volátiles presente, cuando las densidades se igualan, la capacidad de flotabilidad tiende a cero y el magma, según los esfuerzos imperantes, tenderá a desplazarse horizontalmente si es que su viscosidad es lo suficientemente baja como para permitirselo (Llambías, 2001). La viscosidad de un magma depende de su grado de polimerización, que a su vez es función de la cantidad de sílice, además

de esto, la presencia de cristales y burbujas aumentan exponencialmente la viscosidad de los magmas por lo que es un factor crítico.

Ahora bien, dejando de lado los demás factores que interactúan y considerando solamente la composición, es posible calcular la viscosidad efectiva de los magmas asumiéndolos como líquidos puros, en la (Figura 4.3.2) se observa la variabilidad de la viscosidad en función de la temperatura, donde se advierte que independiente de la composición de estos, todos los fundidos presentan viscosidades inversamente proporcionales a la temperatura, pero además, los fluidos más diferenciados presentan viscosidades más altas en términos relativos (Williams y McBirney, 1979).

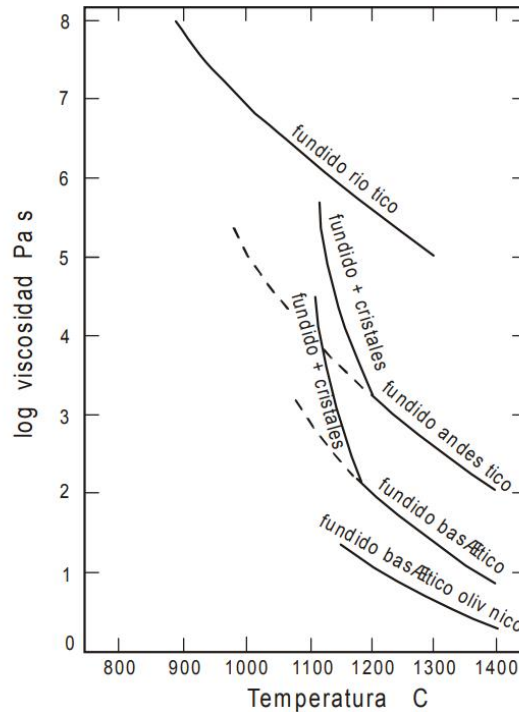


Figura 4.3.2: Gráfico variación de la viscosidad con la temperatura, extraído de Williams y McBirney (1979)

Este principio básico, que proviene de las propiedades físicas de los magmas, tiene implicancias fundamentales en la distribución de las composiciones de los cuerpos ígneos, debido a que, en igualdad de condiciones, los magmas menos diferenciados tenderán a tener una mayor capacidad de fluir horizontalmente comparados con los magmas más diferenciados una vez que su nivel de flotabilidad tienda a cero (Llambías, 2001).

La consecuencia implícita en este hecho es que los magmas con composiciones más diferenciadas deberían tender a encontrarse más cercanos a la fuente de origen, es decir, los magmas más diferenciados se encontrarán cercanos a las fallas de escama gruesa, mientras que los menos diferenciados tenderán a fluir mayores distancias y se encontrarán predominantemente en las periferias de los centros intrusivos.

En cuanto a la posibilidad de tener distintas composiciones en una misma cámara magmática, y que estas asciendan por el mismo conducto es un hecho que ha sido ampliamente discutido en la

literatura, donde el consenso general es que un espectro amplio de composiciones puede formarse en la misma cámara debido a los distintos procesos que ocurren al interior de esta.

Entre los más importantes son los procesos de convección interna dentro de la cámara magmática, la cristalización fraccionada, pero principalmente se debe a que a lo largo del tiempo, una misma cámara magmática (en especial las de mayores dimensiones), puede estar siendo alimentada esporádicamente por pulsos de magmas de distintas composiciones, y en efecto, sería este elemento fundamental para formar y mantener a la cámara magmática a lo largo del tiempo (Cruden, 1998; de Saint-Blanquat et al., 2001). Si el aporte es constante, proveerá del calor y material necesario para que la cámara pueda crecer ya que esta se mantendrá fundida y en evolución, y será este aporte sostenido de magma el que proveerá de elementos como S y Cu que, a través de la evolución, se verán enriquecidos en los productos de la diferenciación. (e.g., Cline & Bodnar, 1991; Cline, 1995; Cloos, 2002; Richards, 2003, 2005; Stern & Skewes, 2005).

Derivado de este hecho, se desprende que, en las zonas más cercanas al conducto alimentador de la cámara magmática, eventualmente sería posible encontrar un abanico más amplio de composiciones que en las zonas más lejanas a la fuente, donde se esperaría encontrar principalmente, o bien exclusivamente, intrusivos de composiciones menos diferenciadas.

Cabe destacar, además que, en términos normativos, las rocas asociadas a pórfidos cupríferos tienen composiciones granodioríticas y cuarzo monzodioríticas principalmente (John et al., 2010), aunque se pueden encontrar en un espectro bastante amplio de composiciones (Figura 4.3.3). Lo que es concordante con el espectro composicional muestreado en la zona de estudio.

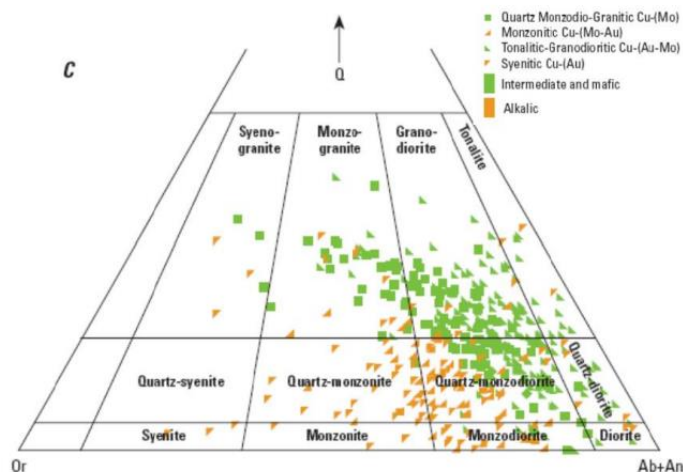


Figura 4.3.3: Composición normativa de rocas relacionadas a pórfidos cupríferos (John et al., 2010)

En la (Figura 4.3.5) se observa la distribución de las distintas composiciones de los intrusivos en la zona de estudio, donde se realiza en base al análisis expuesto anteriormente una vectorización desde los intrusivos menos diferenciados hasta los intrusivos más diferenciados (flechas azules), estos últimos se encontrarían en las zonas más cercanas a la fuente. Los resultados obtenidos de este ejercicio muestran que en general los intrusivos más diferenciados se encuentran en las vecindades de las fallas de escama gruesa definidas en el modelo estructural, mientras que los intrusivos menos diferenciados se encuentran a una mayor distancia de estas estructuras, y en general coinciden con los límites de las anomalías magnéticas.

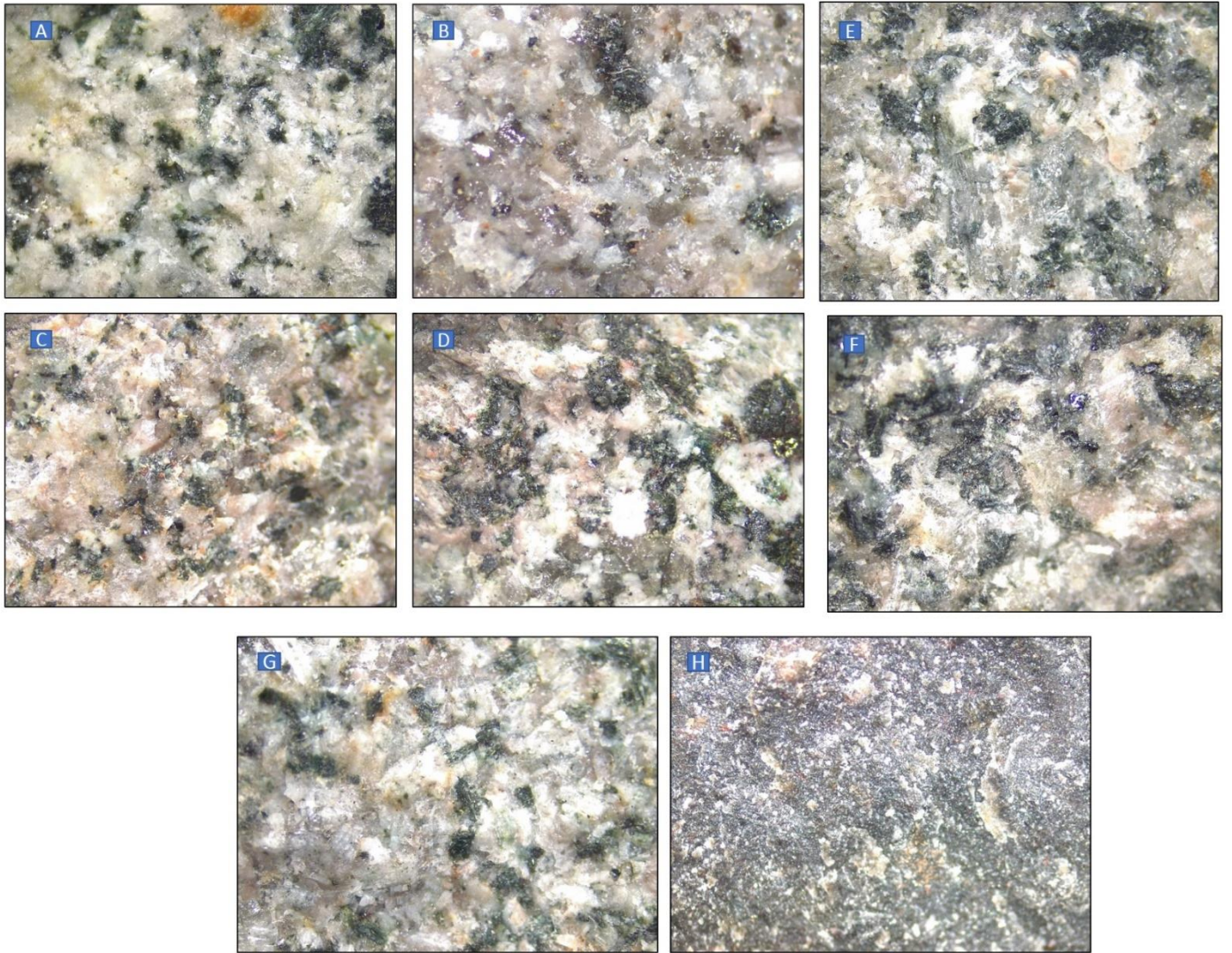


Figura 4.3.4: Composiciones intrusivos, imagen microscopio Leica 10x. A) Granodiorita (Muestra 20028818); B) Tonalita (Muestra 20028853); C) Cuarzo monzonita (Muestra 20028832); D) Monzonita (Muestra 20028826); E) Cuarzo monzodiorita (Muestra 20028847); F) Monzodiorita (Muestra 20028810); G) Cuarzo diorita (Muestra 20028821); H) Diorita (Muestra 20028803)

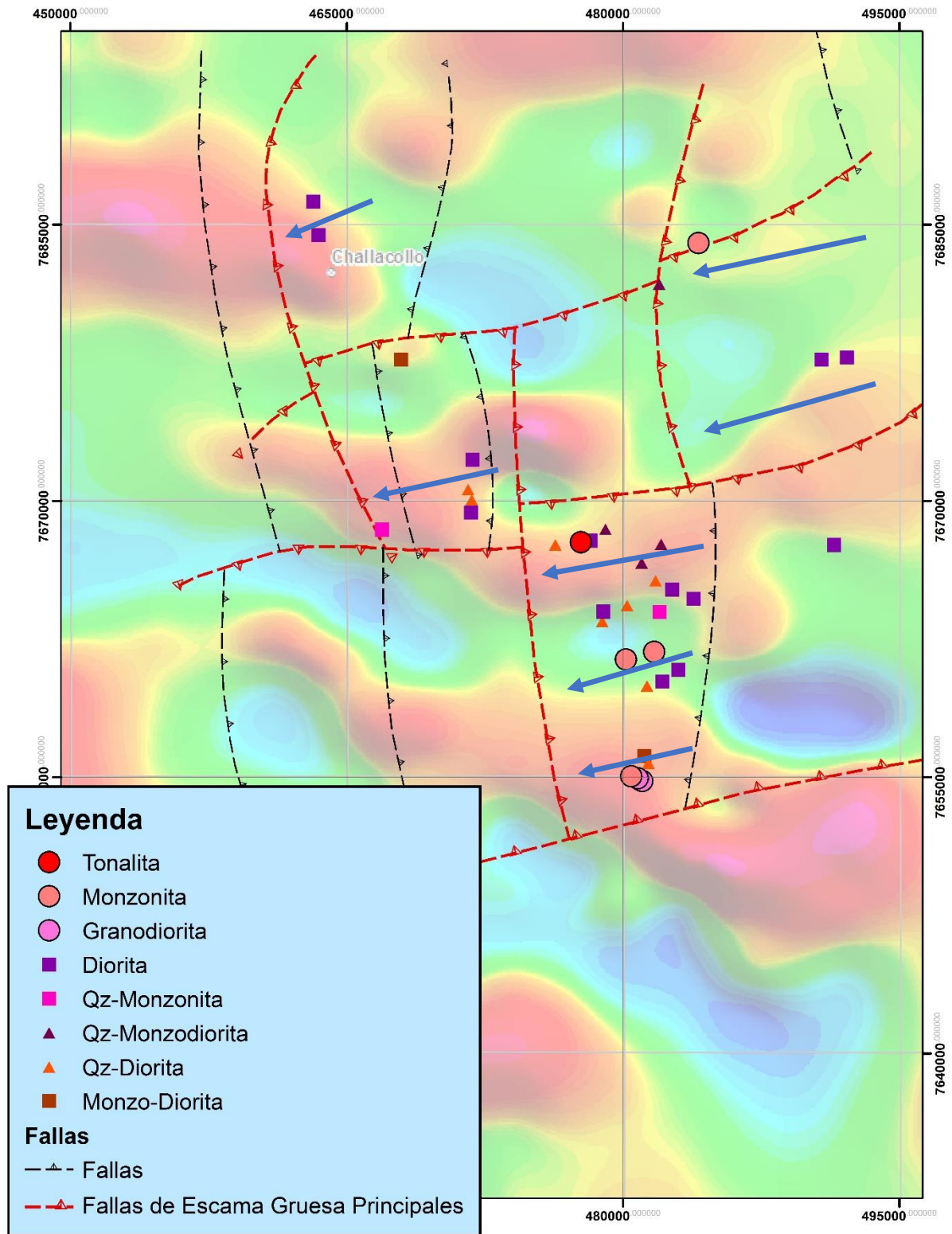


Figura 4.3.5: Mapa de Distribución de composición de intrusivos, de fondo imagen de magnetometría RTP, las flechas azules indican la dirección hacia la fuente o conducto alimentador.

4.3.2. Tamaño de los cristales y textura de los intrusivos.

La textura de un cuerpo ígneo depende principalmente de la velocidad de enfriamiento, la cual regula la nucleación y el crecimiento de los cristales, y la tasa de difusión en el fundido, que es más baja en los fundidos más silíceos debido a que son más polimerizados (Gill, 2010), pero además la disipación térmica de un cuerpo, que corresponde a otro factor importante, depende en gran medida de su volumen y de la profundidad del emplazamiento, por lo cual los cuerpos de mayor volumen y/o más profundos exhibirán texturas granulares y tenderán a tener tamaños de cristales de mayores (Llambías, 2001).

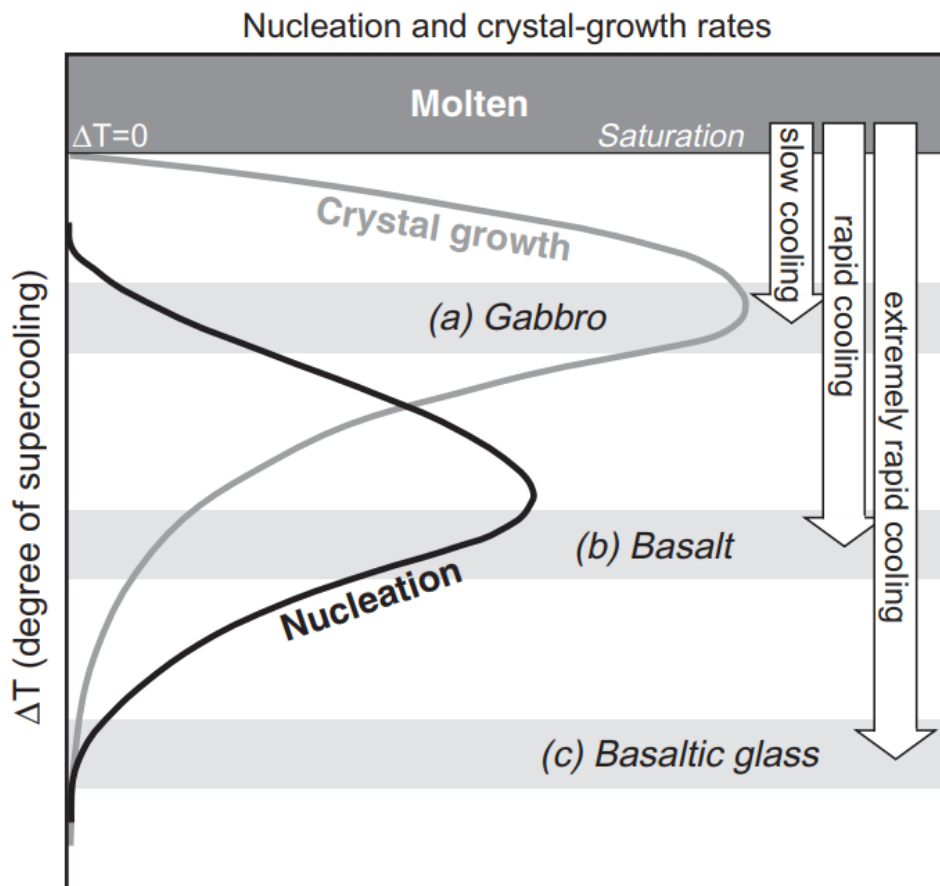


Figura 4.3.6: Nucleación-Crecimiento vs Tasa de enfriamiento. Extraído de (Gill, 2010)

Existen diversos factores condicionantes, los cuales están todos interconectados entre sí. La temperatura por ejemplo, es uno de los factores más importantes, en donde los cuerpos ígneos presentan un gradiente térmico tanto dentro de la cámara magmática como en los conductos en los cuales se desplazan, desde mayor temperatura en el centro del sistema a menor temperatura en los bordes sólo por equilibrio térmico con la roca encajante, lo cual genera procesos de convección constante al interior de la magmática (Winter, 2001), pero además, existe una disipación térmica que es función tanto del tiempo como del volumen, cuerpos de mayor volumen tenderán a tener una disipación menor de energía que los cuerpos de menor tamaño en un mismo periodo de tiempo (Llambías, 2001).

Esta relación temperatura-tiempo versus el volumen es fundamental para entender el contexto a la cual se forman las distintas texturas, y en especial la distribución en la cual se presentan en un centro intrusivo.

La forma de los intrusivos y en consecuencia la distribución volumétrica de estos depende en primera instancia de los esfuerzos principales a las cuales el magma está sometido, así como de la presión de fluidos, las estructuras preexistentes y las zonas de contacto que podrían corresponder a sectores permeables. Según Vigneresse (1995 b) el magmatismo de arco está completamente unido a los procesos tectónicos, por lo que todos los magmas de arco son sintectónicos o sincinemáticos.

En términos generales, las formas típicas en la cual los magmas ascienden son a través de enjambres de diques hasta ciertos niveles en los que se desplazan finalmente en sentido horizontal, con una clara tendencia a estrecharse debido a la disminución de la presión magmática hasta llegar el punto en el cual estos cuerpos horizontales (sill) terminan (Gudmundsson, 2012; Petford et al., 2000).

Teniendo en consideración este concepto, es posible establecer una relación directa entre un aumento de la presión magmática (mayor volumen) con los sectores más cercanos a los diques alimentadores, y una disminución volumétrica en los sectores más distales a la fuente.

Dicho esto, es posible en este punto afirmar que a idénticas condiciones (composición, profundidad, esfuerzos principales), la textura de los magmas más distales a la fuente debería tender a ser de grano más fino y con mayor nucleación, principalmente debido al aumento de la tasa de enfriamiento, mientras que los magmas que se encuentren a menores distancias, deberían tender a tener una disipación térmica menor en términos relativos, considerando además que eventualmente podrían generarse nuevos aportes desde la cámara magmática (reseteo de la temperatura), y por lo tanto, tenderían a tener texturas de grano más grueso.

La formación de texturas porfídicas se debe a que los intrusivos están sometidos a más de una etapa de cristalización, un proceso inicial con una menor tasa de enfriamiento, y posteriormente una etapa con una tasa de enfriamiento mayor a una menor profundidad, lo que permite la cristalización según esta configuración de cristales de 2 poblaciones de tamaño.

En el caso de la zona de estudio, los tamaños de los cristales se clasificaron arbitrariamente según la distribución de tamaños observados en grupos de:

- < 0,5 mm
- Entre 0,5 mm y 1 mm
- Entre 1 mm y 2 mm
- Y superiores a 2 mm

A su vez, las texturas reconocidas correspondieron principalmente a faneríticas (considerando los distintos tamaños de los fenocristales) y porfídicas, en esta última se realizó una clasificación entre porfírica gruesa (para tamaño de fenocristales superior a 2 mm) y porfírica fina donde los fenocristales no superaran los 2 mm de tamaño.

En la (Figura 4.3.7), se puede observar que existe una mayor frecuencia de ciertas texturas y tamaño en algunos sectores lo que permite a partir de su distribución delimitar zonas con ciertas características:

- Las texturas porfídicas finas se encuentran distribuidas a mayores distancias de las fallas de escama gruesa (círculos marrones en la (Figura 4.3.7)).
- Existe una concentración de las texturas porfíricas gruesas entre las fallas E-O Maní y Sipuca, limitadas por dos fallas N-S. (círculos rojos en la (Figura 4.3.7))
- Las texturas faneríticas gruesas se encuentran distribuidas principalmente en las vecindades de las fallas E-O en específico la falla Maní. (Círculos amarillos en la (Figura 4.3.7))

Si bien la cantidad de puntos de control no permiten establecer tendencias concluyentes, si permiten discriminar a grandes rasgos las zonas que presentarían los cuerpos intrusivos con texturas de granos más gruesos, y por lo tanto más cercanos a la fuente, y aquellos intrusivos de grano más fino los cuales según el análisis expuesto anteriormente tenderían a encontrarse en los sectores más lejanos a la fuente alimentadora, o bien, en el último caso, corresponderían a cuerpos de menores dimensiones.

Un punto destacable además, es que la ubicación de los centros intrusivos de grano grueso en general coincide con los altos magnéticos al contrastarlos con la imagen RTP, mientras que los puntos en donde se presentan texturas de grano más fino se encuentran distribuidos en las zonas periféricas de los altos magnéticos de la imagen de magnetometría RTP.

La única excepción en la cual las texturas con cristales de mayor tamaño no se encuentran distribuidas en los altos magnéticos de la imagen RTP, es el caso de la textura porfídica gruesa (círculo rojo en la (Figura 4.3.7)), entre las dos fallas E-O Maní y Sipuca, sin embargo, si se contrasta esta información con la obtenida de la medición de la susceptibilidad magnética in situ, que será descrita en detalle en una de las secciones siguientes, es posible apreciar que efectivamente todos los intrusivos de esa zona presentan altos valores de susceptibilidad magnética.

Esta dicotomía entre la susceptibilidad in situ y la imagen de magnetometría RTP en esta zona, podría deberse a que estos intrusivos se encuentran emplazados en una zona distal del sistema y por lo tanto tendrían menor espesor que el de zonas más cercanas a los altos magnéticos, y por lo tanto no alcanza a reflejarse como un alto magnético en la imagen de magnetometría, la cual tendría una menor resolución como para reflejarlo, o bien se encontrarían más profundos.

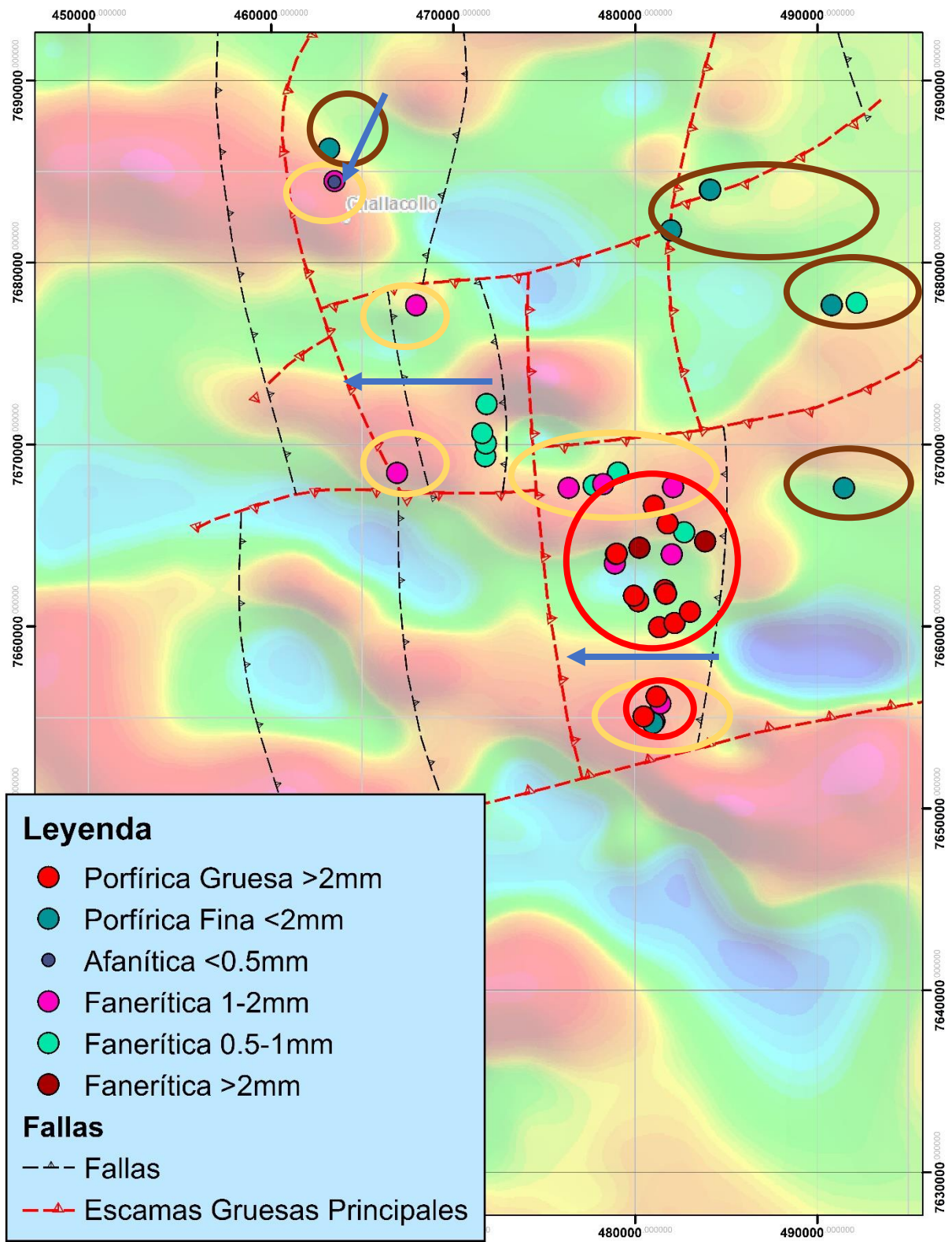


Figura 4.3.7: Mapa de distribución de la textura y tamaño de cristales de los intrusivos, de fondo imagen de magnetometría RTP, las flechas azules indican la dirección hacia la fuente o conducto alimentador.

4.4. Modelo Estructural

El modelo estructural se interpretó en base a las fallas de escama gruesa mapeadas en superficie, las discontinuidades litológicas observadas, y las características geomorfológicas en la zona de estudio, donde es posible identificar una serie de cerros islas que habrían sido alzados producto de la actividad de estas estructuras.

Para complementar este estudio, se utilizó la data geofísica disponible para añadir capas de información que permitieron robustecer la interpretación.

- Gravimetría que muestra la distribución del espesor de la cobertura, importante para establecer los depocentros más profundos en la zona de estudio (Anexo 9.7).
- Magnetometría, donde en general las anomalías seguían la misma tendencia de orientación de las estructuras de escama gruesa interpretadas.
- Interpretación de los perfiles sísmicos: Con las líneas sísmicas de ENAP (Tabla 4.4.1) fue posible seguir la traza de estas estructuras utilizando la proyección en superficie de las discontinuidades en los paquetes sísmicos en los perfiles, y con ellos completar la información estructural superficial con la visibilidad en profundidad que permiten estas líneas.

Los perfiles sísmicos estaban disponibles en formato JPEG, en donde el eje horizontal se encontraba en distancia (metros) mientras que el eje vertical en tiempo (milisegundos). La única incertidumbre que se genera al trabajar los perfiles con esta configuración es que los espesores de los reflectores con el eje vertical (en tiempo) no corresponden al espesor real de las unidades geológicas, ya que para la conversión del eje vertical es necesario tener en consideración la densidad de cada una de las unidades presentes.

Tabla 4.4.1: Longitud de los perfiles sísmicos

<i>Línea Sísmica</i>	<i>99_6</i>	<i>99_7</i>	<i>99_8</i>	<i>99_9</i>	<i>F004</i>
<i>Largo [km]</i>	30,7	31,5	33,2	33,0	105,150

En el modelo de Simicic (2015) de la geología de la Pampa del Tamarugal en líneas sísmicas que se encuentran inmediatamente al norte de la zona de estudio, la conversión se realizó utilizando como referencia datos reales de densidad obtenidos de terreno, y contrastando la información con los datos de los pozos realizados durante el levantamiento, como resultado, se obtiene que el espesor de las capas menos consolidadas pertenecientes a la cobertura disminuye, y con esto el mapeo de las estructuras tiende a hacerse más vertical. Con esta consideración inicial, es posible afirmar que, si bien el mapeo de las estructuras aumenta, en ningún caso cambiará ni la posición ni la orientación de las estructuras interpretadas del perfil sísmico no convertido.

El modelo que se presenta en este trabajo sólo considera relevantes las fallas de escama gruesa, que tengan una continuidad tal que permitan separar macro bloques entre ellas. Estas fallas por definición son estructuras mayores en las cuales se involucra el basamento cristalino (Pfiffner, 2017), a su vez, estas estructuras en su origen actúan como fallas normales, por lo que presentan una geometría de alto ángulo y alcanzan profundidades de entre 10 y 15 kilómetros. Finalmente, una de sus principales características es que son reactivadas de modo normal e inverso según las

condiciones tectónicas imperantes, y dada sus dimensiones controlan los procesos de sedimentación, intrusión de magmas, alteración, mineralización, alzamiento y preservación de las rocas (Castelli, 2017).

El control que ejercen estas estructuras sobre la intrusión de cuerpos magmáticos de características plutónicas es la clave para entender el origen de los depósitos, ya que las intrusiones se emplazan sintectónicamente a la actividad de las fallas. Fallas que inicialmente estaban bloqueadas, se activan al disponer de un 'lubricante', en este caso el magma, que gatilla el movimiento, lo canaliza, transporta y descarga hacia un lugar donde se genere un volumen dilatacional que es ocupado por el plutón (Hutton, 1988; Hutton et al., 1990).

En términos generales, se identifican en este modelo 2 sets de orientación de fallas, uno con orientación (E-O), y otro con orientación preferencial (N-S), los cuales responden a dos etapas distintas de la evolución de la cuenca del Tamarugal (Figura 4.4.1).

Por un lado, las fallas con orientación (E-O) tienen características similares a las descritas en la literatura asociadas a las cuencas triásicas del período pre andino o la de los lineamientos oblicuos al arco de edad paleozoica, que se desarrollaron a lo largo de todo el proto continente americano, cuando se estaba construyendo el orógeno. Estas cuencas triásicas tenían orientación NNO-SSE y NE-SO, y su formación estaba relacionada (al menos en el sector sub andino) con las cuencas de pull-apart formadas tras la acreción de terrenos alóctonos (Milani & Filho, 2018).

Por otro lado, las fallas con orientación N-S están asociadas a la tectónica andina, donde los sucesivos arcos magmáticos y los rumbos de las estructuras principales que se generan son paralelas al margen continental occidental, y estarían relacionadas a la formación de las cuencas de arco, ante arco y tras arco producto de la subducción de la placa de Nazca bajo la placa Sudamericana (Mpodozis y Ramos, 1990).

4.4.1. Fallas E-O

Las fallas con esta orientación se distribuyen a través de toda la zona de estudio mostrando cierta consistencia de este set estructural tanto al norte y sur (en las líneas sísmicas adyacentes) como al oeste, en este último caso evidenciado principalmente en las fallas con orientaciones similares NE-SW que fueron mapeadas en la carta de Quillagua por Skármeta y Marinovic (1981) a las cuales se les nombró fallas E-W en esa carta (al sur oeste de la zona de estudio).

Además, estas fallas limitan con dominios gravimétricos, lo que sería indicador de que ellas definen la arquitectura profunda de la corteza en la zona de estudio, lo que es posible observar en la imagen regional de gravimetría.

Es importante destacar además, que existen en la literatura diversos trabajos en los cuales se interpretan estructuras con direcciones oblicuas al arco magmático en diferentes segmentos andinos, por ejemplo (Chernicoff et al., 2002; Mpodozis y Ramos, 1989; Piquer, 2015; Salfity, 1985; Acocella et al. 2011; entre otros) en los cuales la actividad de estas fallas ha podido ser rastreada al menos desde el triásico, donde se interpretan como fallas maestras y de transferencia de rifts con orientaciones NW y NNW (Mpodozis y Ramos, 1989; Giambiagi et al., 2003 (a); Niemeyer et al., 2004).

La geometría de estos rift triásicos, fue controlado por zonas de sutura con orientaciones NW formados durante el Proterozoico y Paleozoico como resultado de la acreción de bloques continentales alóctonos al suroeste del margen de Gondwana (Ramos, 1994), donde en el período pre andino los distintos procesos fueron controlados por fallas principales con esta orientación, algunas de las cuales fueron reactivadas en subsecuentes episodios de deformación, resultando en grabens o semi grabens y horsts con orientación aparentemente oblicua al margen continental de Gondwana (Charrier et al., 2007).

Según algunos autores (Richards et al., 2001; Chernicoff et al., 2002; Cembrano y Lara, 2009) estos sistemas de fallas oblicuas al arco y en algunos casos su intersección con fallas de rumbo paralelas al arco jugaría un rol importante controlando el emplazamiento de cuerpos plutónicos y la locación de centros volcánicos y depósitos minerales de los Andes tanto en Chile como Argentina, donde en muchos casos hay una clara relación espacial entre los centros mineralizados y las zonas de fallas transcurrentes principales, y en particular en la intersección de lineamientos transversales a estas estructuras (Richards, 2011).

Cabe destacar, además, que estos lineamientos oblicuos al arco podrían representar fallas expuestas, pero también estructuras no expuestas o discontinuidades corticales, en el segundo caso, su existencia se infiere a partir de métodos indirectos, su control sobre la topografía y la actividad magmática (Chernicoff et al., 2002).

En este trabajo se identificaron 3 fallas principales de orientación E-O las cuales de norte a sur corresponden a:

- Falla Huatacondo
- Falla Maní
- Falla Sipuca

La falla de Huatacondo fue mapeada en superficie en la quebrada homónima, donde la disposición de las capas de la formación Cerro Empexa permite establecer el rumbo y manteo de esta estructura. Su traza es posible extenderla mediante la utilización de los distintos métodos complementarios (gravimetría, magnetometría y la proyección en superficie de una estructura de características similares en el perfil F004 con la cual es posible correlacionarla).

En el caso de la falla Maní, la existencia de capas de rocas sedimentarias jurásicas con rumbos con orientación ENE-OSO mapeadas como formación Quinchamale en la carta geológica de Quillagua, los cuales se encuentran en contacto con la formación Cerro Empexa corresponden a la primera evidencia de esta estructura.

Adicionalmente, la evidencia para definir la continuidad de esta falla corresponde a la distribución de los cerros islas como indicadores de bloques alzados y el consecuente control magmático, la presencia de una discontinuidad en la gravimetría con la misma orientación, lineamientos en la imagen de magnetometría y la interpretación del perfil sísmico F0004 en el cual es posible identificar una estructura con similares características que puede ser correlacionada con la interpretada al este de la zona de estudio.

Al igual que la falla Maní y Huatacondo, la falla Sipuca es posible identificarla por medio de la geomorfología presente en la zona de estudio, la presencia de distintos cerros islas como

indicadores de alzamiento y control magmático, además de la distribución de las anomalías en las imágenes de magnetometría y gravimetría los cuales presentan lineamientos con la misma orientación permite establecer una consistencia importante de esta estructura a lo largo de toda la zona de estudio. Finalmente es posible correlacionar la falla interpretada con una estructura que deriva del perfil sísmico F004 de similares características.

4.4.2. Fallas N-S

Las fallas con esta orientación, como ha sido mencionado anteriormente, se interpretan asociados a la tectónica andina. En particular estas estarían íntimamente relacionadas con la formación de cuencas de tras arco y ante arco formadas en distintos períodos durante la migración del arco magmático hacia el este en el norte de Chile, entre el jurásico y la actualidad (Mpodozis y Ramos, 1990).

En la zona de estudio, las fallas principales corresponden a las fallas de oeste a este:

- Falla Challacollo
- Falla Antena
- Falla Tiquima

Estas fallas son interpretadas en base a características topográficas, límites magnéticos y gravimétricos, y su continuidad puede ser rastreada en los perfiles sísmicos de ENAP, y su control sobre el magmatismo en la zona de estudio. En el caso de la falla de Challacollo, además existen referencias en la carta geológica de Huatacondo de Blanco et al. (2013) y los distintos trabajos en ese sector incluido Cortez (2017), Nester (2008).

Estos sets de discontinuidades (tanto las estructuras con orientación E-O, como las estructuras con orientación N-S) corresponden a procesos de distinta edad, donde su configuración está determinada por la naturaleza de las condiciones en su génesis, y los sucesivos eventos geotectónicos dominantes en las distintas etapas de la historia geológica.

Es posible interpretar en una primera instancia, que las fallas de escama gruesa inicialmente fueron sometidas a un régimen tectónico extensional, principalmente debido a su configuración de alto ángulo (característico de este tipo de estructuras) y los regímenes tectónicos extensivos imperantes tanto en el período Paleozoico como en el inicio del ciclo Andino, y que posteriormente a partir del Jurásico a la actualidad habrían sido sometidas a sucesivos eventos extensivos y compresionales, los cuales estarían relacionados con los eventos de inversión tectónica de estas estructuras.

En un evento compresional de edad cretácica, los intrusivos en el Cerro Challacollo asociados a la falla homónima habrían ascendido sintectónicamente a la inversión de esta estructura. Una vez emplazados estos centros intrusivos, estos habrían sido alzados debido a procesos posteriores de actividad de la falla, los que habrían hecho posible que actualmente se encuentren en superficie. Además, es posible observar capas fuertemente inclinadas de la Formación Gravas de Atacama en este sector, lo que puede ser interpretado como resultado de la actividad más reciente de la Falla Challacollo.

En el caso de las Fallas Antena y Tiquima, su inversión habría provocado el ascenso sintectónico y posterior emplazamiento de complejos intrusivos paleocenos, los cuales al igual que en el caso

anterior, producto de la actividad conjunta de las fallas de escama gruesa en eventos tectónicos posteriores se habrían sido alzados y llevados a la superficie.

En el caso de las fallas E-O, estas tendrían una evolución que se interpreta con un origen más antiguo (Paleozoico o Triásico), y por lo tanto en algunos sectores estas se encuentran desplazadas por la actividad de las fallas andinas más recientes. Inicialmente estas tendrían una configuración de alto ángulo, las cuales habrían sido reactivadas en distintos períodos por los sucesivos procesos tectónicos ocurridos desde el ciclo Famatiniano o Gondwánico hasta el ciclo Andino de la historia geológica contribuyendo a la configuración geomorfológica actual.

Como resultado de estos procesos, la actividad de estas fallas, con posterioridad a los eventos magmáticos ocurrido en el Cretácico y Paleoceno, habría contribuido al alzamiento de los centros intrusivos debido a alguno de los eventos compresivos ocurridos desde su emplazamiento hasta la actualidad.

Esta interpretación con respecto al origen de los centros intrusivos y su posterior alzamiento relacionado con la actividad conjunta de las fallas se sustenta en la extensión de estas. Existe una relación directamente proporcional entre la extensión de la traza de la falla y su desplazamiento, siendo la proporción modelada aritméticamente a partir de estudios empíricos en Walsh y Watterson (1987) y Walsh (1988).

La fórmula simplificada que modela la relación corresponde a $D=W^2/P$, donde D corresponde al desplazamiento acumulado a lo largo de la vida activa de la falla, W el largo de la traza en superficie y P una variable que depende de las propiedades de la roca.

Tomando esta relación como referencia, es posible interpretar del modelo estructural (Figura 4.4.1) que las fallas N-S con mayor extensión tienen largos aproximados de unos 20 a 30 kilómetros de traza, mientras que las fallas E-O, las cuales poseen una mayor extensión en superficie (largo de la traza superior a 45 km) habrían sido las que tendrían un mayor desplazamiento acumulado con respecto a las fallas N-S, y por lo tanto estas tendrían que haber contribuido al alzamiento de los bloques de intrusivos. La excepción correspondería a la Falla N-S de Challacollo, la cual tiene una extensión mayor, debido a que es posible continuar su traza hacia el norte de la zona de estudio, descrito en los trabajos de Cortés (2017) y Blanco et al. (2013).

Al realizar un ejercicio rápido de análisis, los intrusivos que se encuentran en la superficie se habrían emplazado a unos 4 kilómetros en profundidad, esto implica que el desplazamiento acumulado como mínimo debería tener una extensión de estas dimensiones, ya que es posible observarlos actualmente en superficie como altos topográficos o cubiertos parcialmente por la Formación gravas de Atacama, correspondiendo en este último caso a un paleo relieve.

Esto implica que según la proporción anteriormente expuesta, como mínimo la traza de la falla responsable de este alzamiento debería tener 16 kilómetros en superficie, lo que es posible observar en la extensión de las fallas de escama gruesa principales.

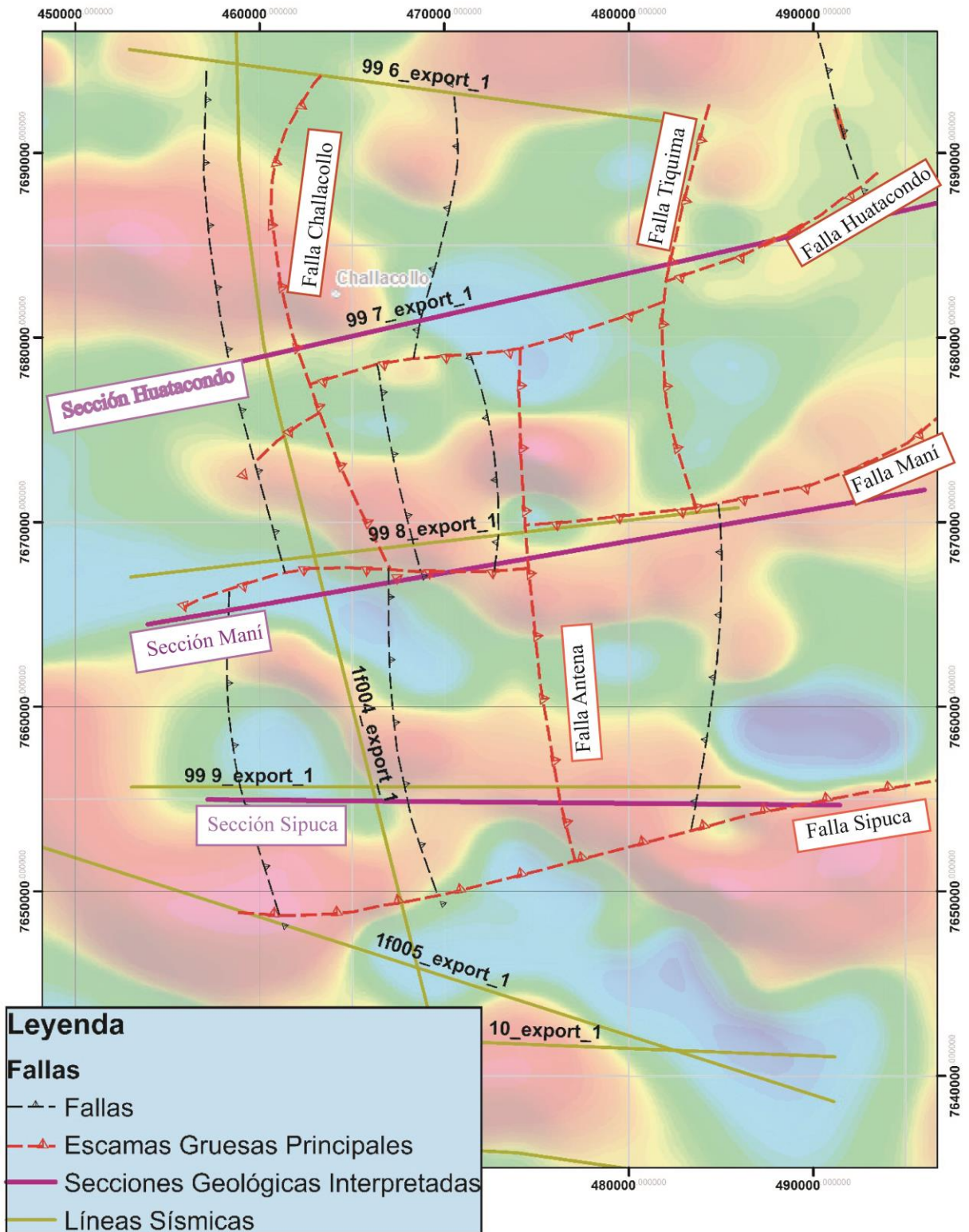


Figura 4.4.1: Mapa modelo estructural interpretado, en amarillo las trazas de los perfiles sísmicos, y en morado las trazas de las secciones geológicas, de fondo imagen de magnetometría RTP.

4.4.3. Secciones Estructurales

La geología estructural y la estratigrafía de la zona de estudio es posible representarla de manera gráfica en 3 perfiles estructurales con orientación O-E, los cuales intentan cubrir la mayor cantidad de información posible. Estos se distribuyen de norte a sur en las cercanías de las 3 quebradas principales de la zona de estudio: Al norte se encuentra la Quebrada de Huatacondo, en el sector central la Quebrada Maní y finalmente al sur de la zona de estudio la Quebrada Sipuca (Figura 4.4.1).

Debido a la orientación de estos perfiles, las estructuras con orientación E-O presentan manteos aparentes menores debido a que presentan un ángulo prácticamente paralelo a la orientación de las secciones, a diferencia de lo que ocurre con las fallas N-S las cuales por su configuración presentan manteos cercanos a los reales.

Sección Huatacondo

Este perfil se ubica en las cercanías de la Quebrada de Huatacondo inmediatamente al sur del Cerro Challacollo, se observan estructuras con vergencia tanto al este como al oeste y en donde el ascenso de los centros intrusivos estaría controlado por fallas con estas orientaciones.

Además, se identifica un depocentro en el cual la cobertura alcanza un espesor que supera los 1000 metros y que coincide tanto con un bajo magnético en la imagen de magnetometría como con una anomalía negativa en la gravimetría.

De la disposición de las unidades es posible indicar que en general estas no presentan una deformación mayor, a excepción de las capas de la Formación Chacarilla que se encuentran fuertemente plegadas, esta deformación estaría asociada a procesos de deformación compresiva de escamas delgadas durante el Cretácico Superior bajo, antes de la depositación de la Formación Cerro Empexa (Blanco et al., 2013).

Esta condición nos indica que las estructuras predominantes dentro de la zona de estudio corresponden más bien, a estructuras de escama gruesa, de alto ángulo y en las cuales existe un bajo nivel de acortamiento, pero si un gran alzamiento y la correspondiente erosión asociada. Además, como en general las rocas de la cobertura (Formación Gravas de Atacama) se encuentran sub paralelas y no han sufrido en general procesos de plegamiento o fallamiento, es posible acotar la actividad de prácticamente todas las estructuras mayores de la zona de estudio a la edad de la Formación Altos de Pica, la cual para este trabajo se considerará el techo edad máximo para los distintos procesos geotectónicos que son objetos de estudio.

Las capas basales de la Formación Cerro Empexa al este del perfil presentan clastos con una intensa epidotización, lo que se interpreta como evidencia de metamorfismo regional de enterramiento, lo que implicaría en este caso que una parte importante del registro estratigráfico posterior al cretácico superior habría sido erosionado, proceso que estaría relacionado con el importante alzamiento que habría exhumado a los intrusivos paleocenos a la superficie. Otra posible interpretación para la intensa epidotización, es que esta estaría relacionada con procesos de metamorfismo de contacto producto de la actividad magmática en la zona, sin embargo, no se encontró evidencia de rocas corneanas típicas de estos ambientes, de igual forma se descarta la alteración hidrotermal por la ausencia de evidencia que permita establecer halos de alteración.

Finalmente, en una etapa tardía (Holoceno) se habría depositado la Formación Gravas de Atacama, la cual se deposita en discordancia angular con las unidades mesozoicas, y que se interpreta asociado a una agradación del sistema, que se explica por la actividad tectónica en la Cordillera de la Costa (Riquelme et al. 2003; 2007), que bloquea el paso de sedimentos hacia el océano, y un cambio climático hacia condiciones más áridas (Nalpas et al. 2008). Si bien en general esta formación no se encuentra deformada, en las inmediaciones de la ladera este del cerro Challacollo es posible observar como las capas a medida que se acercan al Cerro comienzan a mantear levemente hacia el este, lo que estaría asociado a una actividad reciente de la falla Challacollo posterior a la depositación de estas capas.

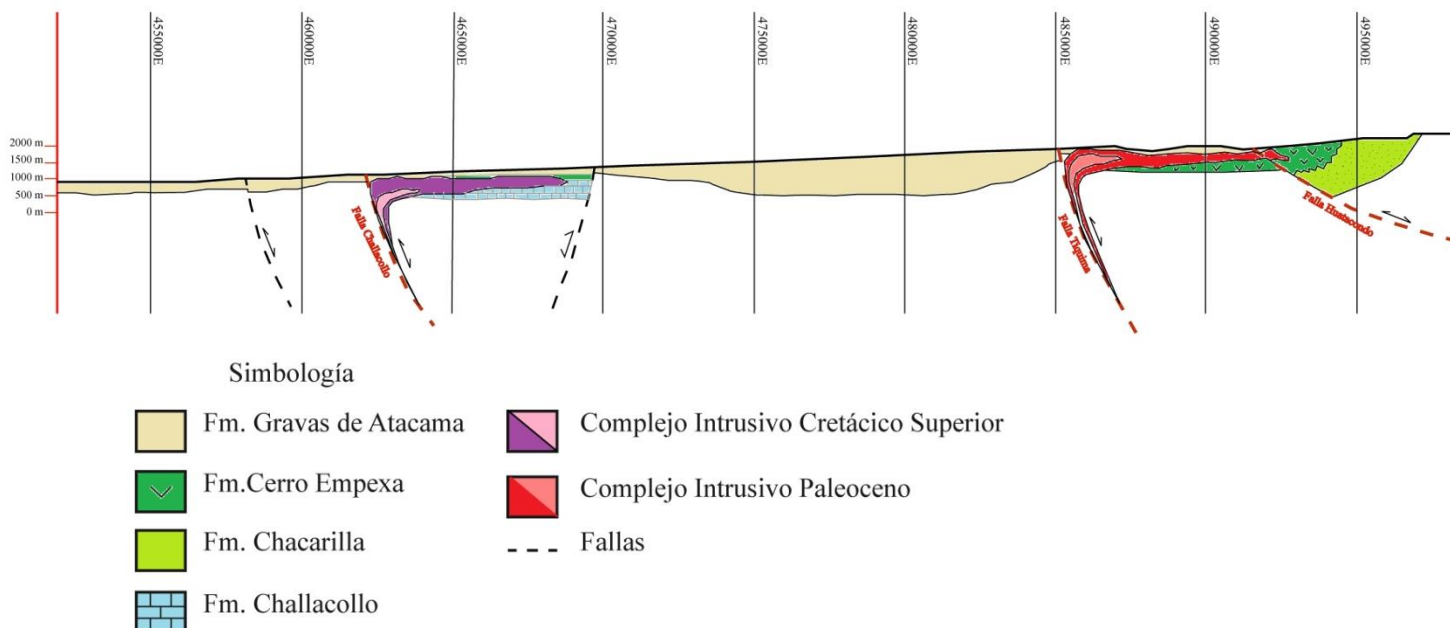


Figura 4.4.2: Sección geológica interpretada Huatacondo, orientación W-E

Sección Maní

Esta sección se caracteriza principalmente por la presencia de las fallas de escama gruesa principales Antena y la Maní, donde tanto la primera como el resto de las fallas representadas tienen una orientación N-S, con excepción de la falla Maní.

De estas estructuras es importante señalar que la Falla maestra, o que está controlando el emplazamiento, y posterior alzamiento del complejo intrusivo corresponde a la falla Antena, y el resto de las fallas con orientación N-S solamente tienen efectos en la topografía, y en los espesores de los paquetes sísmicos en los perfiles, sin embargo, se interpreta su actividad como incipiente y sin efectos mayores en las litologías presentes (al menos en las capas más superficiales).

En el caso de la falla Maní, esta se encuentra desplazada por la actividad de la falla Antena, y limitando al sur al centro intrusivo Challacollo.

Del registro estratigráfico a lo largo de esta sección es posible observar una serie de intrusivos distribuidos en los distintos cerros islas, los cuales se encontrarían cubiertos por la Formación

Gravas de Atacama y cuya presencia se interpreta como evidencia del importante alzamiento ocurrido en este sector. Además, es importante destacar que los intrusivos paleocenos que afloran en esta sección se interpretan como parte del centro intrusivo Antena, lo que estaría indicando que estos corresponden a una serie de eventos o bien, a una sucesión de pulsos magmáticos de distintas composiciones, mientras que los intrusivos de edad cretácica se interpretan formando parte del centro intrusivo Challacollo los cuales en algún momento del registro estratigráfico se habrían alzado para formar paleo superficies o altos topográficos, para posteriormente ser parcialmente cubiertos por la cobertura de la formación Gravas de Atacama. El espesor de esta cobertura no permite identificar rocas mesozoicas en la sección, sin embargo, al este de la zona de estudio han sido mapeadas rocas de edad jurásica y cretácica, cuyo rumbo se interpreta asociado a la falla Maní.

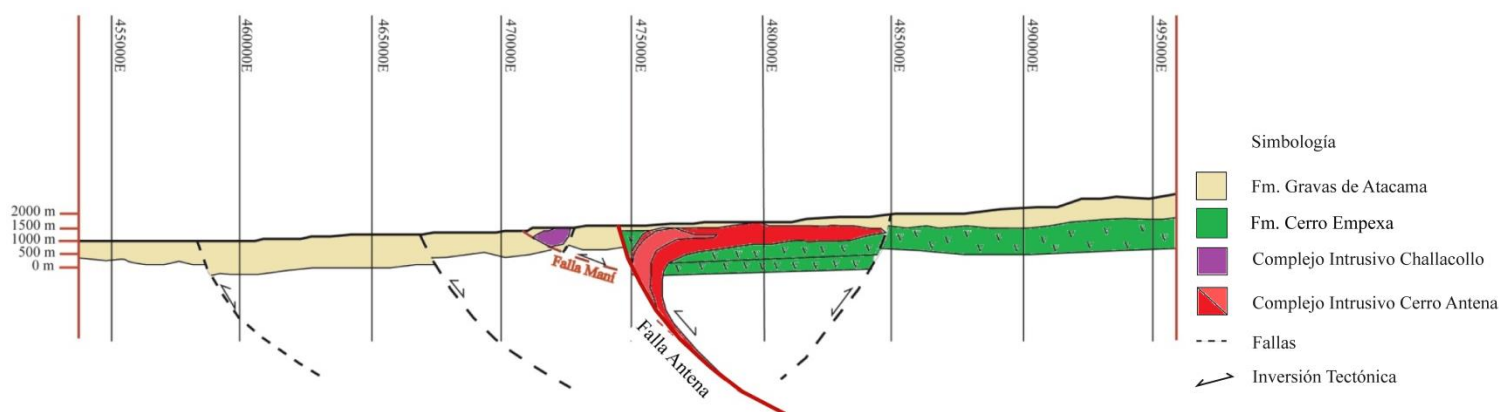


Figura 4.4.3: Sección geológica interpretada Maní, orientación W-E

Sección Sipuca

Esta sección tiene una orientación O-E inmediatamente al norte de la Quebrada Sipuca. En este perfil es importante destacar la presencia de la Falla Antena de la cual ascienden los intrusivos asociados a esta estructura, además de 3 fallas con orientación N-S, y la Falla con orientación E-O Sipuca.

Se observa que al oeste existe un importante depocentro derivado de interpretaciones de la imagen gravimétrica, y que coincide con un bajo magnético en la imagen de magnetometría.

Al igual que en la sección Maní, las unidades intrusivas presentes se exponen en superficie en una serie de cerros islas, este hecho sumado al importante depocentro al oeste es posible interpretarlos como resultado del importante proceso de alzamiento en este sector, y que corresponde a un proceso generalizado en la zona de estudio.

El registro estratigráfico indica que existe una serie de intrusivos, los cuales presentan un espectro amplio de composiciones, y que se interpretan formando parte del mismo centro intrusivo, controlado por la Falla Antena.

Se interpreta que estos cerros islas correspondieron en algún momento de la historia geológica a paleo relieves o altos topográficos, y que posteriormente habrían sido cubiertos completamente o de forma parcial en algunos casos por la Formación Gravas de Atacama.

Si bien no es posible identificar la roca caja en este sector, se presume que esta habría sido erosionada en parte durante los sucesivos eventos tectónicos que habrían resultado en el estado actual de los intrusivos presentes, dejando solamente expuesta la cobertura en superficie.

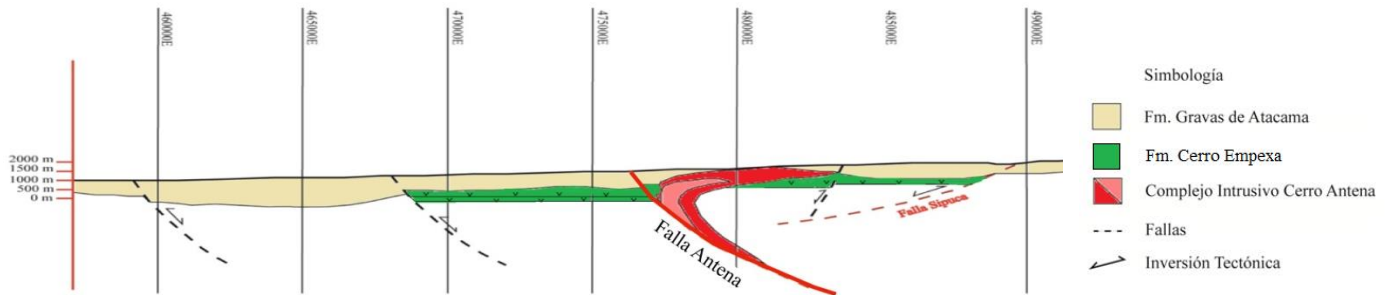


Figura 4.4.4: Sección geológica interpretada Sipuca, orientación W-E

4.5. Susceptibilidad Magnética In situ

El registro de la susceptibilidad magnética in situ fue medido en cada punto de control según el protocolo, y los resultados se encuentran compilados en la (Tabla 4.5.1). Se realizaron 55 puntos de control, con 3 mediciones en cada uno de ellos haciendo un total de 162 mediciones, los cuales fueron promediados para obtener un valor representativo para cada afloramiento.

Tabla 4.5.1: Susceptibilidad Magnética in situ

<i>Promedio Susceptibilidad Magnética</i>	
Mean	9.6
Standard Error	1.1
Median	9.9
Standard Deviation	8.1
Sample Variance	65.2
Kurtosis	-0.8
Skewness	0.4
Range	29.0
Minimum	0.03
Maximum	29.1
Sum	527.5
Count	55

Para analizar mejor el comportamiento de la susceptibilidad magnética, las muestras fueron separadas por litologías entre rocas sedimentarias, volcánicas y rocas intrusivas, de la (Figura 4.5.1), es posible observar que existe una buena correlación entre los resultados obtenidos y lo descrito en la literatura (Chernicoff & Zappettini, 2003), donde las rocas intrusivas tienen un mayor valor de susceptibilidad magnética comparado con las demás litologías.

Es importante destacar, además, que la cantidad de muestras para cada tipo tienen un valor distinto, ya que del total (55 puntos de control), 42 corresponden a rocas intrusivas, 9 a rocas volcánicas y solamente 4 a rocas sedimentarias, sin embargo, a pesar de que la cantidad de muestras para cada litología es diferente, es posible identificar a partir de estos datos una clara diferenciación entre ellas con diferencias de hasta un orden de magnitud en sus respectivos valores de susceptibilidad magnética in situ.

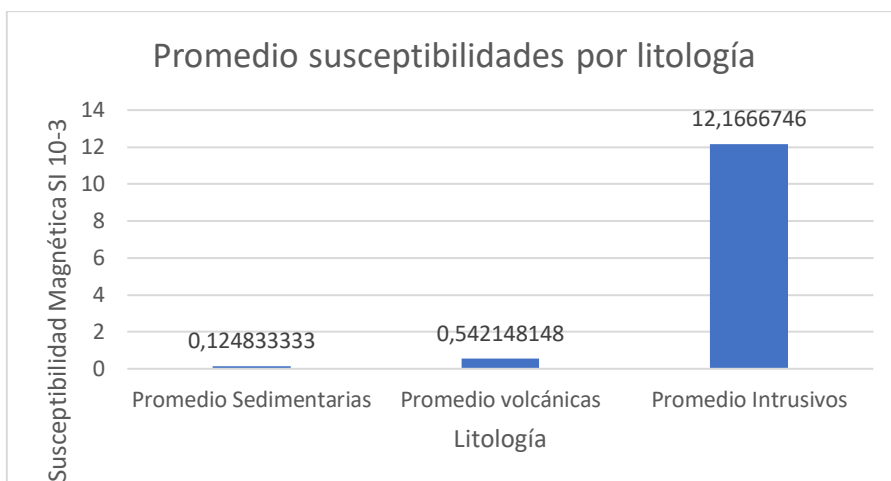


Figura 4.5.1: Distribución Susceptibilidad Magnética in situ por litología

Al contrastar los datos medidos de la susceptibilidad magnética in situ con la imagen de magnetometría, es posible identificar en general una alta correlación entre ellas, donde las anomalías más altas de la imagen corresponden a valores altos medidos in situ de las distintas composiciones de intrusivos, mientras que los valores más bajos medidos en terreno, pertenecientes a rocas sedimentarias representan bajos magnéticos en la imagen de magnetometría (Figura 4.5.2).

La excepción a esta buena correlación se da en el bloque entre las fallas Maní y Sipuca, específicamente en el sector sur del Cerro Antena, donde la litología existente corresponde principalmente a intrusivos de distintas composiciones con textura porfírica, y por lo tanto tienen altos valores de susceptibilidad medidos in situ, sin embargo, al contrastar esta información en la imagen de magnetometría no se observan anomalías altas en el área, y por el contrario esta zona corresponde a un bajo magnético en la imagen.

Existen diversas explicaciones para explicar este contraste, la más directa es que la extrapolación de los datos a partir de un espaciado de 2,5 kilómetros no es lo suficientemente preciso para expresar correctamente las anomalías, y por lo tanto la resolución de la imagen de magnetometría no permitiría identificar, al menos en ese punto, las anomalías magnéticas medidas in situ. Sin embargo, existen dos variables importantes que se deben tener en consideración:

- Espesor: Si el espesor del intrusivo no es lo suficientemente alto, la anomalía generada por este no podrá generar un contraste suficiente con respecto a su entorno como para corresponder a un alto magnético, considerando la resolución acotada de la imagen de magnetometría.
- El efecto de la profundidad también es un factor importante, a medida que los cuerpos se hacen más profundos, la distancia con la medición aumenta y por lo tanto la precisión de esta disminuye, finalmente en el caso extremo cuerpos muy profundos no podrían ser percibidos como anomalías magnéticas por la medición (Isles and Rankin, 2013).

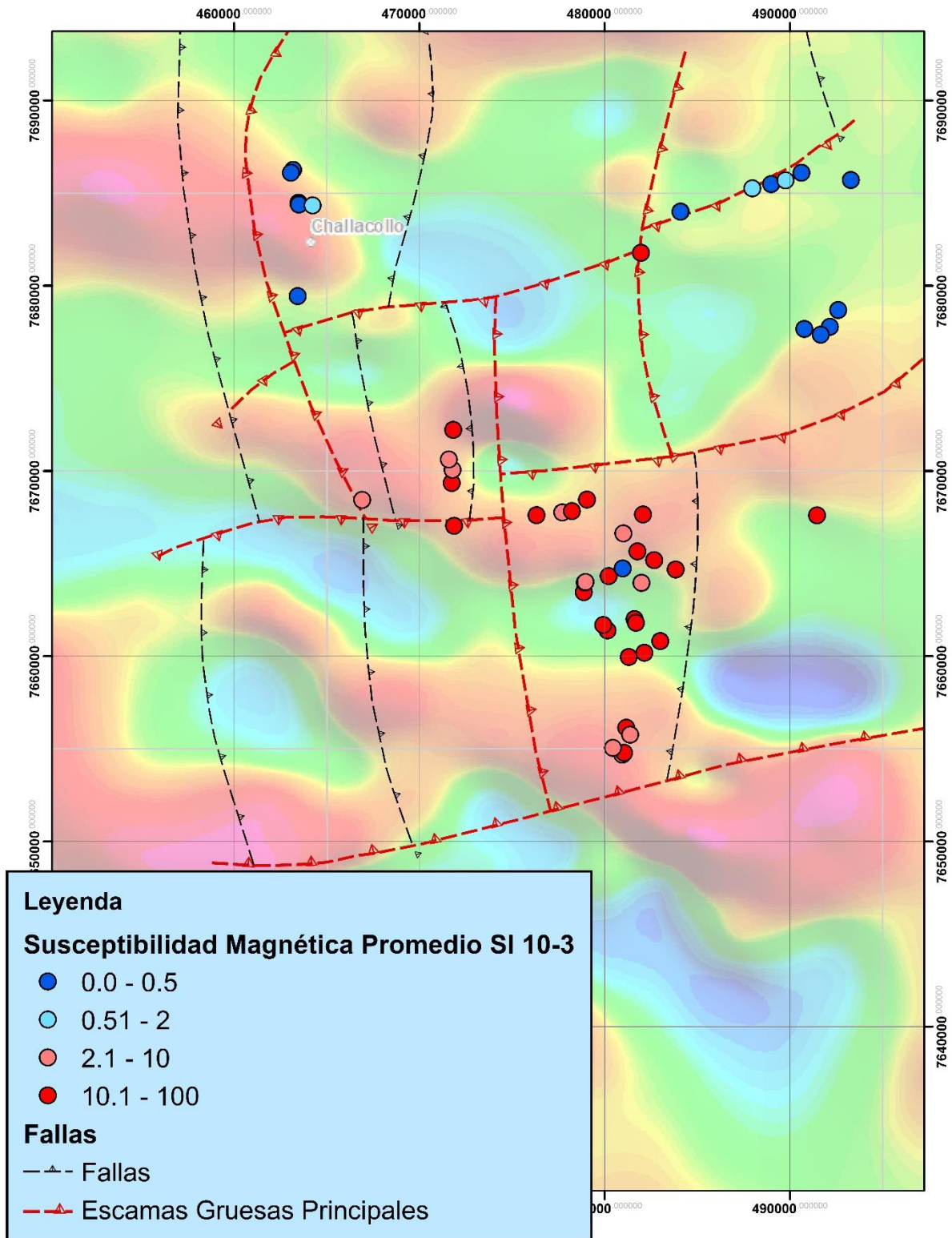


Figura 4.5.2: Mapa de Susceptibilidad Magnética in situ, de fondo imagen de magnetometría RTP.

4.6. Alteración

En general en la zona de estudio, la alteración característica corresponde a una alteración propilítica leve, donde se observa reemplazo parcial de minerales máficos y/o plagioclasa por clorita principalmente, epidota de manera local y calcita en vetillas.

En algunas zonas puntuales, por ejemplo, en las inmediaciones del Cerro Challacollo, la alteración hidrotermal se intensifica haciéndose pervasiva, imposibilitando reconocer el protolito debido a los halos de alteración desde silicificación a hematización y vetillas de cuarzo de espesores de hasta 1 cm.

Otra zona en la que se observa una intensificación de la alteración hidrotermal corresponde al Cerro Antena, en donde es posible reconocer en el sector central una fuerte presencia de turmalina y cuarzo inter crecido en forma de diente de perro o crustificación en las fracturas, asociado aparentemente a pipas y brechas de turmalina las cuales representarían las etapas tardías del evento magmático intrusivo (Vaccaro, 2003).

Del mapa de minerales de alteración presentes en las muestras de intrusivos obtenidas en terreno, es posible observar la presencia generalizada de clorita prácticamente en todos los sectores, presencia de epidota de manera más localizada, y destaca notablemente el área acotada en el cual se encuentra de manera exclusiva la turmalina, la cual se concentra en el sector del Cerro Antena.

Es importante destacar, además, la presencia de halos de albitización que se encuentran en las únicas muestras donde fue posible observar mineralización de cobre, calcopirita diseminada asociada a la albitización (Figura 4.6.1), se ha interpretado que esta alteración ocurre en las últimas etapas de cristalización del fundido (Watmuff, 1978), donde el reemplazo de la mineralización por albita estaría relacionado con la incursión de fluidos no magmáticos (Dilles and Einaudi, 1992). Este nexo entre la albitización y calcopirita permiten establecer de manera insipiente la presencia (local) de mineralización hipógena en la zona de estudio asociada a actividad hidrotermal.

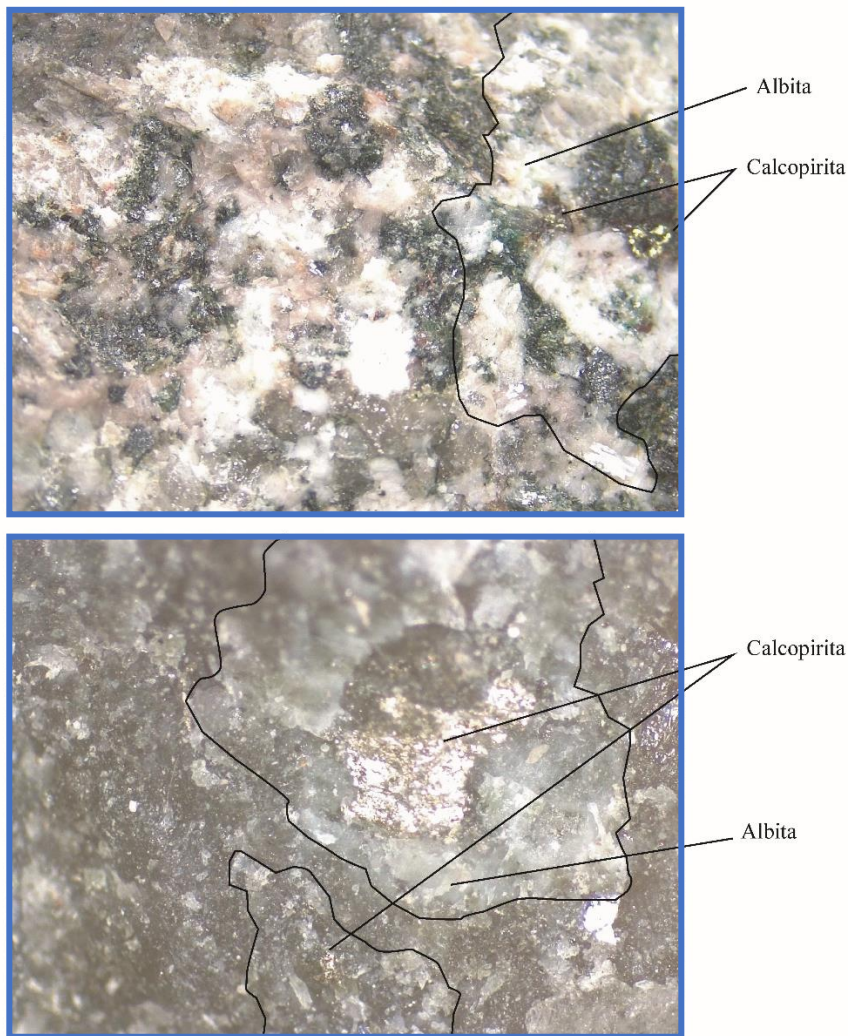


Figura 4.6.1: arriba muestra 20028826 y abajo muestra 20028850, presencia de albitización y calcopirita asociada.

Además de la descripción realizada en terreno, como parte de la metodología de trabajo se realizó para cada muestra tres mediciones de las arcillas y alteraciones presentes mediante un análisis espectral (ASD) con el dispositivo HALO. En general los resultados obtenidos son concordantes con los recopilados en terreno, donde existe una predominancia de la alteración clorítica, y de manera más localizada presencia de epidota y arcillas (Figura 4.6.3).

Tomando en cuenta ambas fuentes, no es posible identificar en el área de estudio de manera evidente alguna zonación de la alteración que sea indicador de algún gradiente termal como los observados en los modelos tradicionales de los depósitos de pórfidos cupríferos o epitermales, sin embargo, es posible restringir la ocurrencia de ciertos minerales de alteración a ciertas áreas específicas.

El caso más notable corresponde a la presencia de turmalina en el contorno definido por el Cerro Antena, hecho que es concordante con la caracterización de esta zona y sus inmediaciones realizada por Vaccaro (2003) donde identifica una serie de brechas y pipas de Turmalina.

En cuanto a los minerales de alteración obtenidos a partir del método de (ASD), se observa que tanto la esmectita como la biotita se encuentra acotadas al sector del Cerro Antena y al sur de este respectivamente, esta última sería indicador de un ambiente de alta temperatura y pH (Corbett y Leach, 1998).

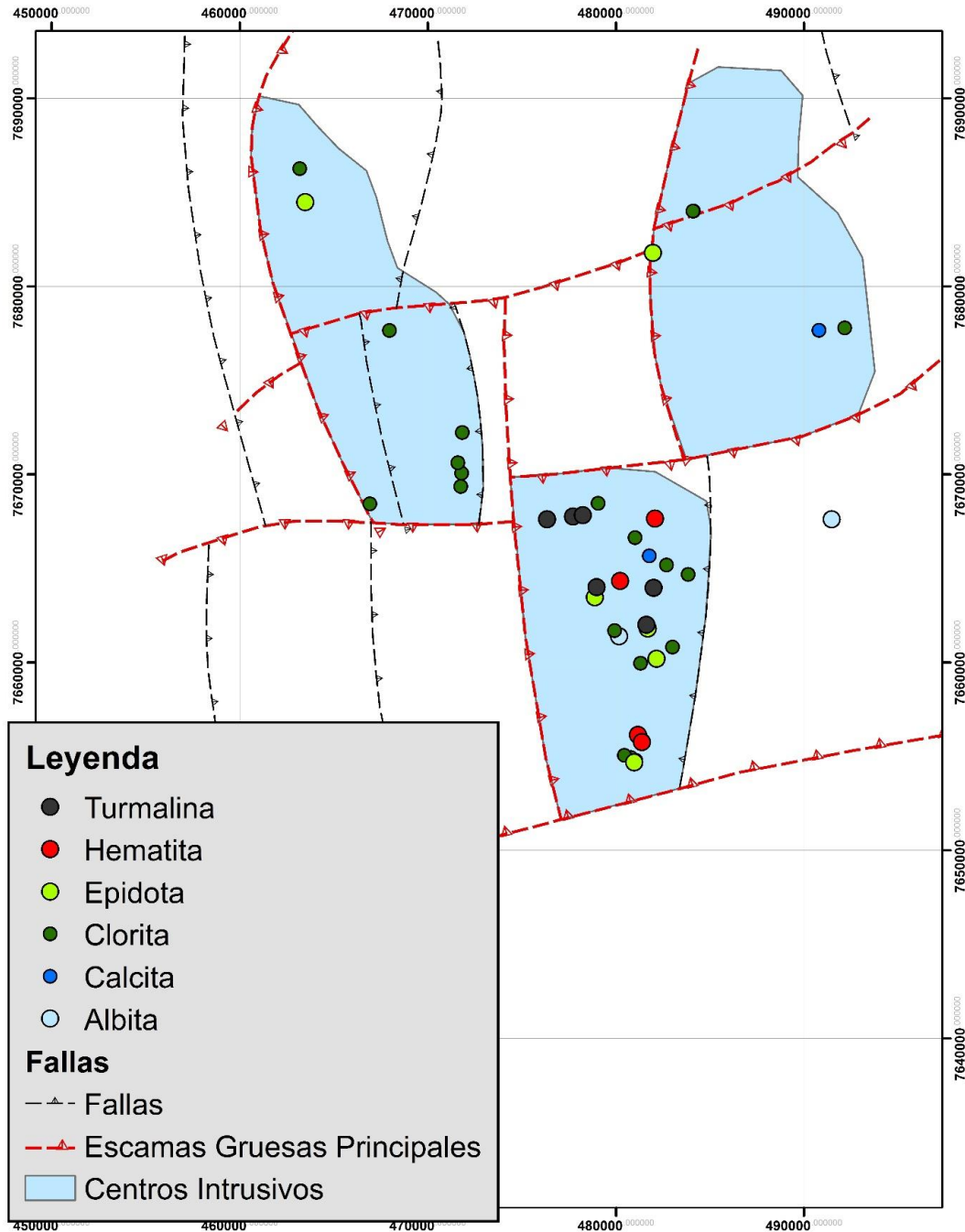


Figura 4.6.2: Mapa de alteraciones, levantamiento terreno. En la imagen de fondo se observan los Centros intrusivos interpretados en la sección siguiente.

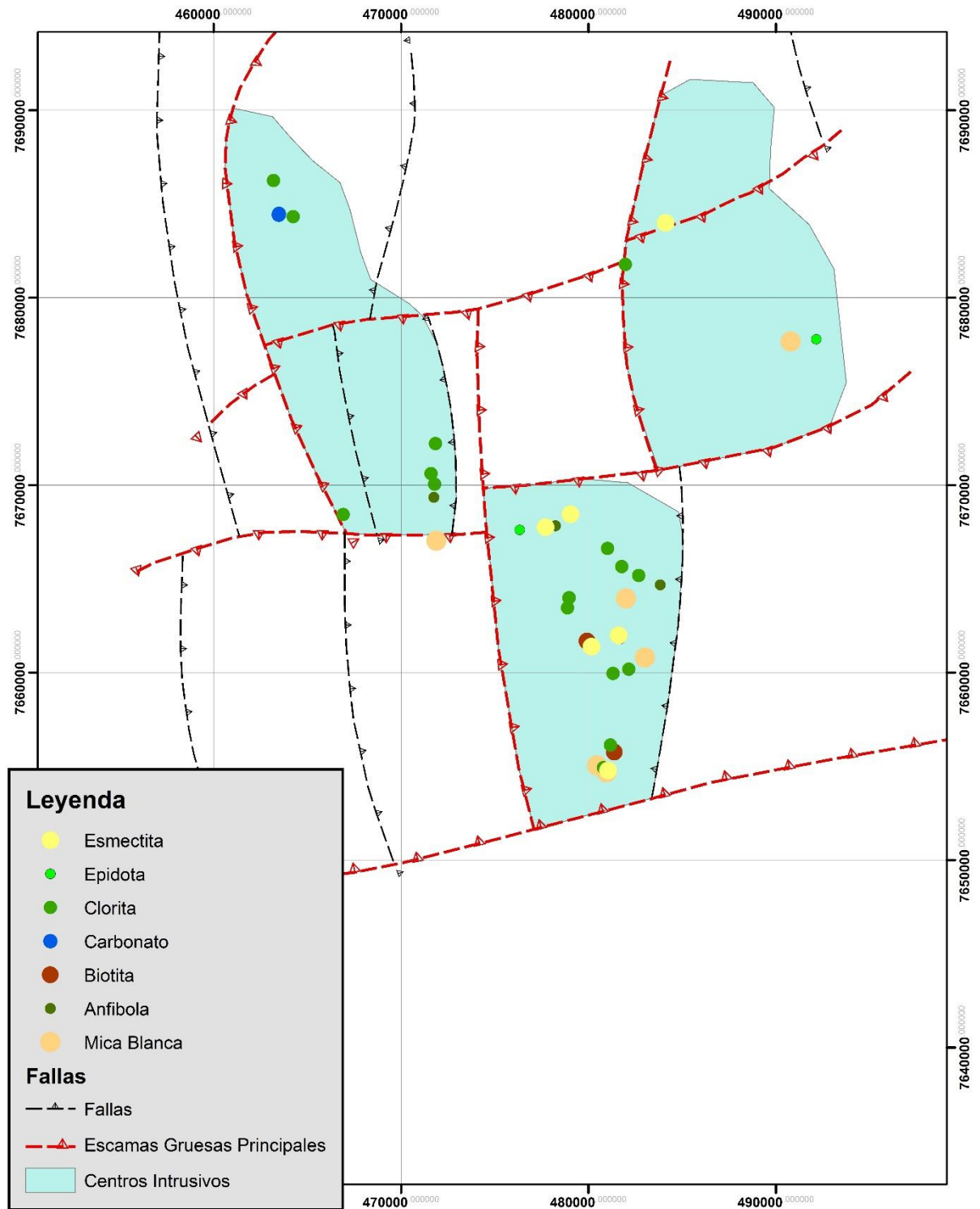


Figura 4.6.3: Mapa de minerales de alteración, método ASD (HALO).

4.7. Geoquímica

4.7.1. Tratamiento de los Datos

Se realizaron las mismas consideraciones tanto para los resultados del análisis MEMS61 como para el análisis CCPKG con el fin de limpiar la base de datos.

- Se eliminaron los elementos que presenten más de un 50 % de los valores bajo el nivel de detección. Este criterio se sustenta en el hecho que la cantidad de muestras analizadas en el paquete CCPKG fue 15, por lo que un 50% de valores válidos se consideró un valor mínimo para realizar el análisis (Tabla 4.7.1).

Tabla 4.7.1: Elementos eliminados, >50% bajo el nivel de detección

<i>Elemento</i>	<i>Código Análisis</i>	<i>% valores bajo el nivel de detección</i>
Re	MEMS 61	63.16
Se	MEMS 61	81.57
Te	MEMS 61	94.74
Au	AA23	100
Au	AuTL43	100
FeO	FeVOL05	100
Li	LAICPMS	100
Ag	MEOG62	100
Cu	MEOG62	100
Mo	OG62	100
Pb	OG62	100
Zn	MEOG62	100
Ag	ME4ACD81	100
Cd	ME4ACD81	100
Re	MEMS42	86.67
Ge	MEMS81	100
Sn	MEMS81	66.67
Bi	MEMS42	66.67
Se	MEMS42	53.33

- En el caso de los elementos en los cuales menos de un 50% de los valores se encuentran bajo el nivel de detección, se reemplazó el nivel de detección (<ND) por el valor medio de este (Tabla 4.7.2).

Tabla 4.7.2: Valores finales reemplazo nivel de detección

<i>Elemento</i>	<i>Código Análisis</i>	<i>límite detección</i>	<i>Valor final</i>
Au	ICP21	<0.001 ppm	0.0005
Ag	MEMS61	<0.01 ppm	0.005
Cr2O3	MEICP06	<0.01%	0.0005

- En cuanto a los outlier, estos no se eliminarán debido a que corresponde al objetivo del estudio analizar los valores anómalos, sin embargo, para cada uno de los elementos estudiados se realizó el test estadístico de Grubb para la detección de datos atípicos o test del residuo de máxima norma. (Los resultados se encuentran compilados en el Anexo 9.4).

En términos de distribución de los elementos, solamente se considerarán para el análisis exploratorio los elementos que tienen alguna relación con los modelos actuales de pórfidos cupríferos, donde los elementos involucrados se distribuyen en zonas desde el centro hacia la periferia del sistema. Estos corresponden a los indicados en la tabla.

Tabla 5.7.3: Distribución elementos en sistema de pórfidos cupríferos (Kouzmanov and Pokrovski, 2012).

<i>Distribución</i>		<i>Elementos</i>				
Zona central PDC	Cu	Mo	Au	Ag	W	Sr
Zona Periférica PDC	Pb	Zn	As	Sb	(Cu)	(Ag)

4.7.2. QAQC

El control de calidad de los resultados de las muestras fue realizado para ambos análisis de laboratorio, tanto para el análisis de código CCPKG como el análisis MEMS61 del laboratorio ALS Copiapó según los estándares de la empresa QPX, y cuyos resultados se encuentran detallados en un informe privado de la compañía.

En resumen, la cantidad de muestras de roca analizadas para el análisis CCPKG fue 15, donde además se agregaron 2 muestras estándar (OREAS 501b) y 1 blanco. En el caso del análisis MEMS61, la cantidad de muestras analizadas correspondió a 23 muestras de roca, donde además se agregaron 2 muestras estándar (OREAS 501b) y un blanco, obteniéndose para ambos casos resultados aceptables según esos estándares.

4.7.3. Análisis de poblaciones

El estudio exploratorio de datos se realizará a los resultados de los análisis geoquímicos MEMS61 y CCPKG a un total de 35 muestras, los cuales pertenecen principalmente a los intrusivos muestreados en la zona de estudio. En general las muestras consideradas en este estudio corresponden más bien a rocas frescas o débilmente alteradas.

Histogramas

En términos generales, los elementos analizados poseen distribuciones mixtas, donde es posible identificar distintas poblaciones y/o distribuciones para un elemento. En este caso se trabajó en base log-normal.

De los gráficos es posible observar que en el caso del Au existen al menos tres poblaciones identificables, además de la presencia de un valor anómalo, en el caso de la plata como el cobre presentan distribuciones log normales que incluyen valores outliers, pero en los cuales no es posible identificar de forma clara la presencia de más de una población, mientras que los demás elementos analizados, en particular el Mo, As, Zn y Pb presentan distribuciones mixtas, con

curvas tanto log normal como normales, con una gran dispersión de los datos, pudiéndose identificar al menos 3 poblaciones, y cuya presencia es interpretada como la ocurrencia de distintas fuentes y/o procesos geoquímicos.

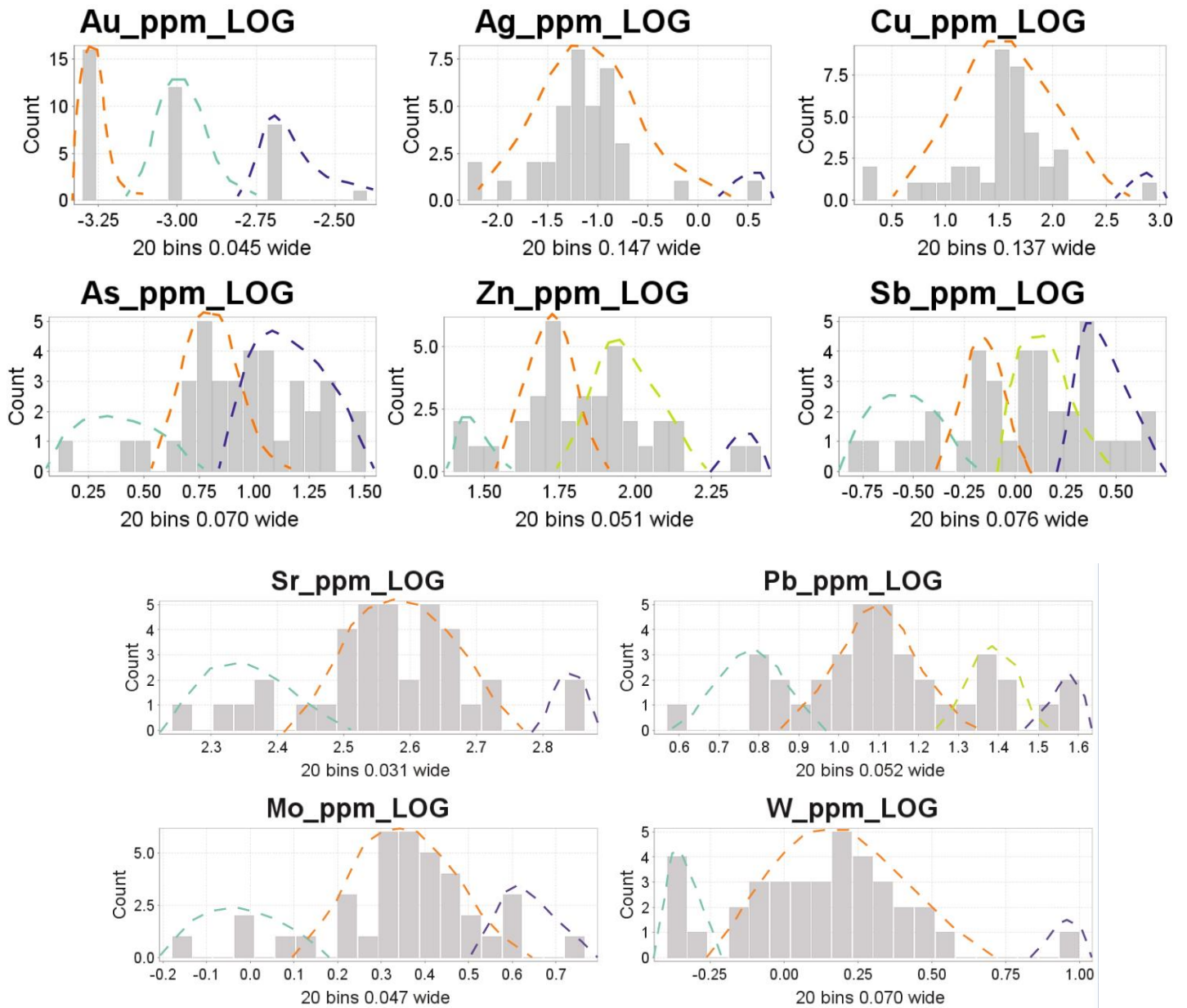


Figura 4.7.1: Histogramas

Matriz de Correlación

La matriz de correlación de Pearson se realizó utilizando los resultados del análisis ME MS61 para 35 muestras. Se considerará una correlación significativa un valor superior a 0.5.

Total de datos (35 muestras): En este caso se observa que los elementos con mayor correlación corresponden a los pares Cu-Ag, Sb-As y Zn-Pb, lo que, como se analizará más adelante en el capítulo, es concordante con los modelos actuales de zonaciones metálicas de pórfidos cupríferos.

Tabla 4.7.4: Tabla de correlación de Pearson

Correlación Pearson	Au [ppm]	Ag [ppm]	Cu [ppm]	As [ppm]	Zn [ppm]	Sb [ppm]	Sr [ppm]	Pb [ppm]	Mo [ppm]	W [ppm]
Au [ppm]	1									
Ag [ppm]	0.02	1								
Cu [ppm]	0.02	0.97	1							
As [ppm]	0.17	-0.11	-0.10	1						
Zn [ppm]	-0.14	0.10	0.09	-0.13	1					
Sb [ppm]	0.08	-0.09	-0.07	0.57	-0.13	1				
Sr [ppm]	-0.16	0.28	0.24	-0.09	0.36	-0.28	1			
Pb [ppm]	-0.19	0.22	0.22	-0.02	0.56	0.03	-0.13	1		
Mo [ppm]	-0.09	-0.26	-0.23	-0.21	-0.05	-0.12	-0.33	0.11	1	
W [ppm]	0.05	-0.11	-0.062	-0.02	0.05	0.47	-0.54	0.32	0.34	1

Distribución Acumulada- Valores Anómalos

Los gráficos de distribución acumulada permiten identificar distintas poblaciones las cuales podrían significar distintas fuentes o procesos geoquímicos, y que para efectos de análisis permiten discriminar entre el nivel base y los valores que presentan algún grado de anomalía de contraste, estas diferentes poblaciones son diferenciadas entre sí a partir de los cambios de pendientes que presenta la curva de distribución acumulada.

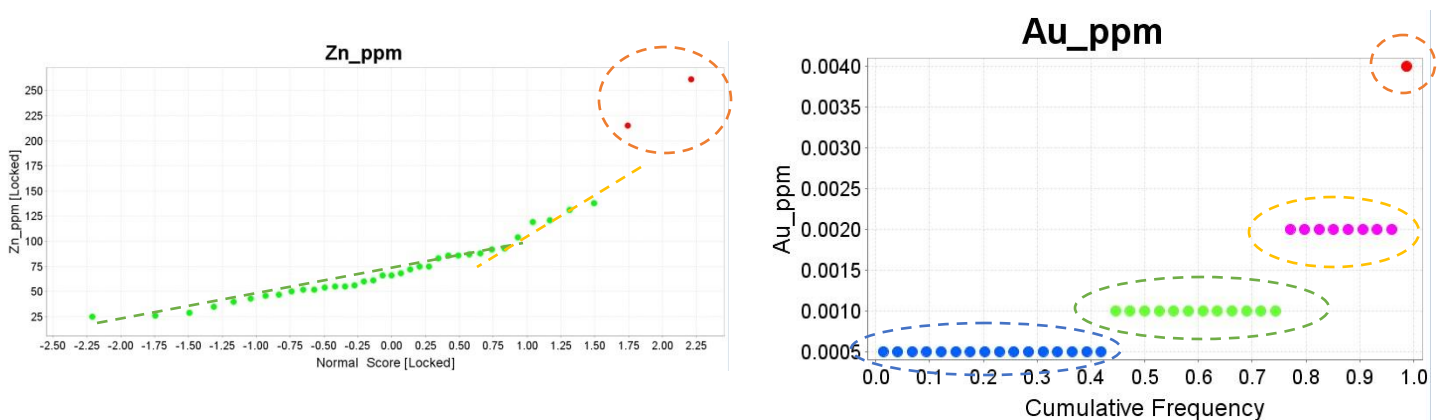


Figura 4.7.2: Gráficos de frecuencia acumulada por elemento.

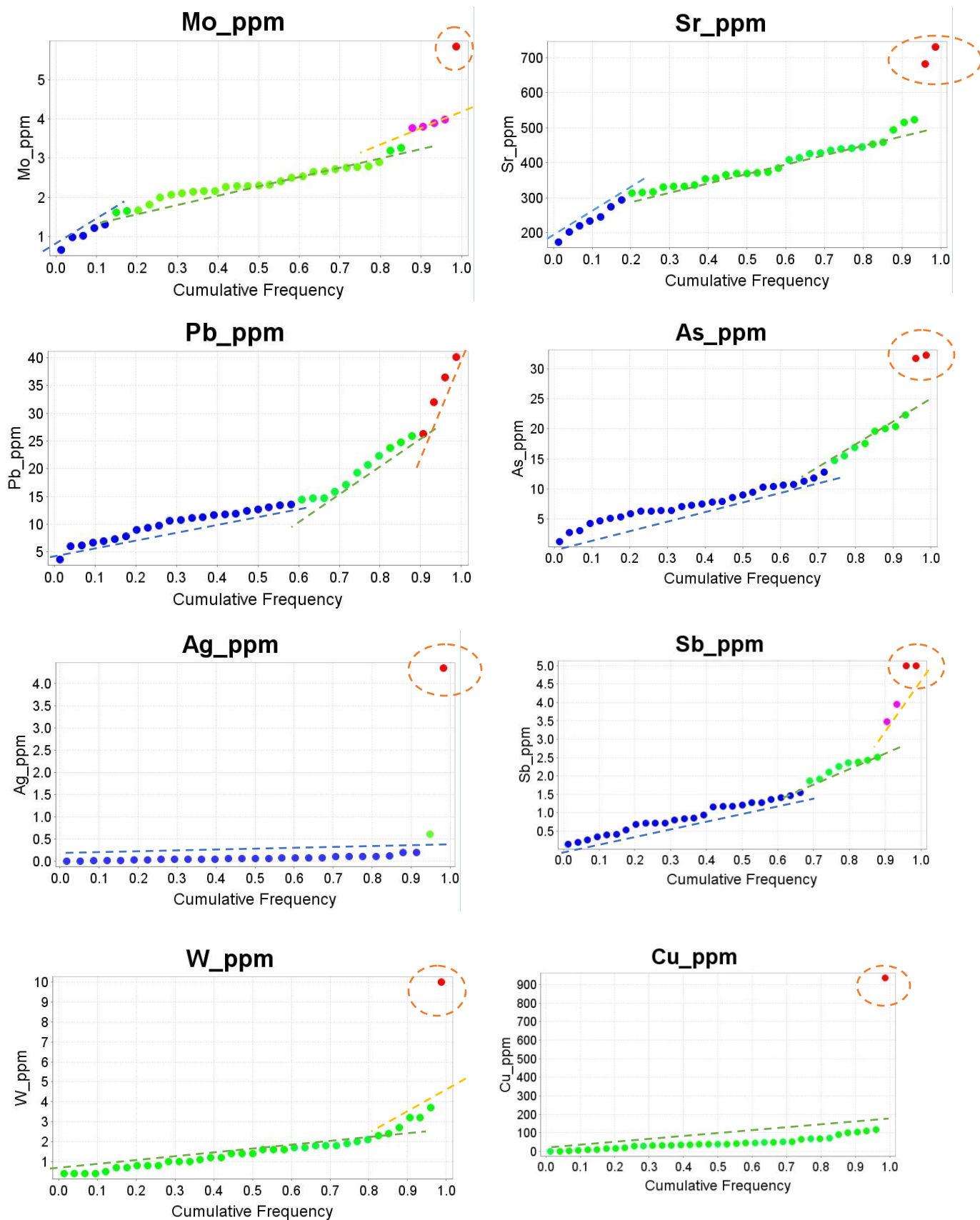


Figura 4.7.2: Gráficos de distribución acumulada (continuación)

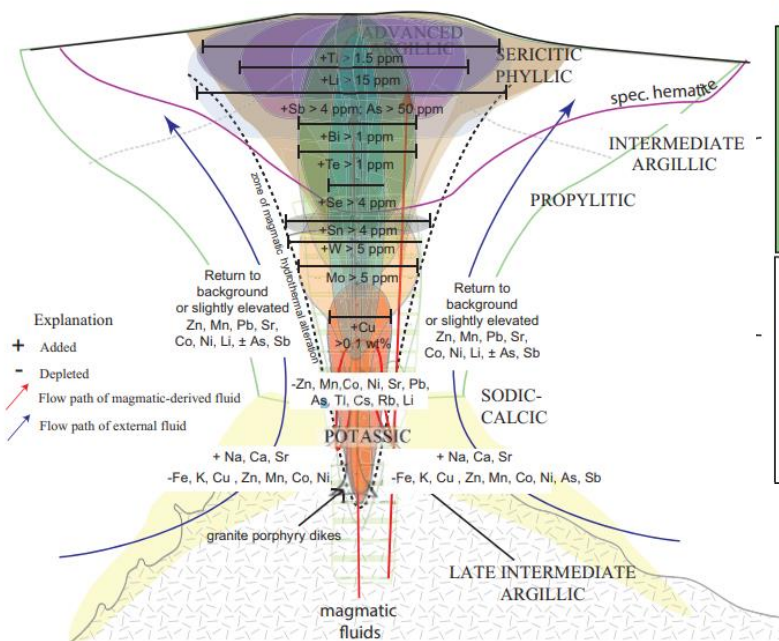
De los gráficos de distribución acumulada para cada uno de los elementos, es posible establecer que existe una alta correlación con lo observado en los histogramas. En el caso del cobre y la plata, se observa una curva prácticamente constante sin cambios notorios de pendiente, además de la presencia de valores outliers, lo que se interpreta como la presencia de sólo una población y por lo tanto los valores obtenidos corresponderían más bien a valores de base. En cuanto a los otros elementos en general presentan dos o tres cambios de pendientes notorios que permiten identificar al menos 2 poblaciones.

Distribución elementos

Utilizando como referencia los modelos de pórfidos cupríferos, y los esquemas de zonación generalizados de estos, se seleccionaron una serie de elementos asociados a la zonación metálica de los pórfidos cupríferos. Estos patrones son tanto verticales (desde los niveles más profundos de los stocks), como laterales desde el centro de la alteración potásica a las zonas propilíticas marginales.

En la (Figura 4.7.3) es posible observar el esquema de Halley et al. (2015). Es importante mencionar que la zonación metálica es función tanto de la solubilidad mineral, el transporte, como de los mecanismos de deposición de la mineralogía base y de metales preciosos. Según este modelo, a grandes rasgos la distribución metálica correspondería a Cu-Sr-Ag y Mo en el centro del stock porfírico, mientras que siempre hacia afuera del sistema las asociaciones minerales corresponderían a Zn-Pb-W-Sb, Te-Bi-Sb y As-Sb-Ti.

b.) Vertical distribution of elements



c.) Lateral distribution of elements

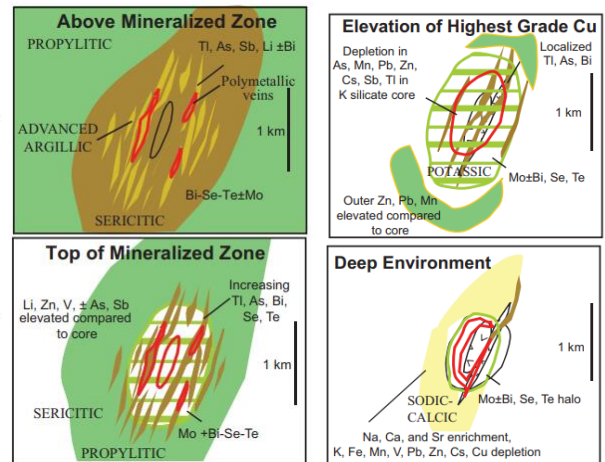


Figura 4.7.3: Esquema modificado de zonación metálica en pórfidos cupríferos, extraído de Halley et al. (2015)

Se establecieron además mapas de distribución para cada uno de los elementos analizados (Anexo 9.5), los cuales gráficamente permitieron analizar la distribución geográfica de los elementos en la zona de estudio:

Au: Los valores más altos (> 0,003 ppm) para este elemento se concentran principalmente en el sector de Cerro Antena, además del Cerro Challacollo.

Cu: En este caso, se observa un valor outlier en las inmediaciones al norte de la Falla Maní (Quebrada las Pintadas), mientras que los valores intermedios entre los 75 y los 120 ppm se concentraron en el sector de Cerro Antena, Cerro Raúl y Cerro Challacollito.

Ag: Este elemento tiene una distribución de valores muy homogénea, donde solamente se destaca una alta concentración (> 4ppm) en una muestra en las inmediaciones al norte de la Falla Maní (Quebrada Las Pintadas).

Mo: Los valores más altos para este elemento (> 3 ppm) se concentran en las inmediaciones al norte de la Falla Sipuca, el sector sur del Cerro Antena y el Cerro Raúl.

W: Para este elemento los valores más altos (>3.5 ppm) se concentran en las inmediaciones de la Falla Maní, en el sector al norte del Cerro Antena.

Sr: Las concentraciones más altas de este elemento (> 490 ppm) se encuentran localizadas en las inmediaciones al norte de la Falla Maní (Quebrada las Pintadas), El Cerro Challacollo, y en las cercanías al norte de la Falla Sipuca.

Zn: Las concentraciones altas (>90 ppm) de este elemento se encuentran en las inmediaciones de las fallas Maní y Sipuca, además de concentraciones intermedias (entre 75-90 ppm) en el sector de Cerro Challacollo, Cerro Raúl y la Quebrada de Huatacondo.

Pb: Las concentraciones más altas (>25 ppm) se encuentran en las cercanías de la falla Maní, al norte del Cerro Antena, mientras que las concentraciones intermedias (entre 15 y 25 ppm) se localizan en los cerros Challacollo y Raúl, así como en las inmediaciones de la Falla Sipuca.

As: Las concentraciones más altas de este elemento (>17 ppm) se agrupan principalmente al sur del Cerro Antena, en el mismo lugar en el cual se encuentran las muestras con texturas porfíricas gruesas analizadas en el capítulo anterior.

Sb: Las concentraciones más altas de este elemento (>2.5 ppm) se concentran en las inmediaciones del cerro antena, al sur de la Falla Maní.

Se observa a partir de estos resultados, que en general, las concentraciones más altas de estos elementos que típicamente son utilizados como indicadores de pórfidos cupríferos se concentran principalmente en el Cerro Antena, en las inmediaciones de la Falla Sipuca, la Quebrada de las Pintadas y el Cerro Challacollo.

Con la finalidad de comparar las concentraciones obtenidas de estos elementos (Tabla 4.7.7), los resultados obtenidos fueron contrastados con concentraciones absolutas tanto con el promedio en la corteza terrestre, como con las zonas de alteración hidrotermal en pórfidos cupríferos (Tabla 4.7.5), complementariamente, se compararon los resultados obtenidos con los promedios de concentración en rocas intrusivas de composiciones basálticas y granodioríticas (Tabla 4.7.6), ya

que en términos generales, las muestras consideradas en este estudio corresponden a rocas intrusivas frescas de composiciones principalmente de composiciones dioríticas a granodioríticas incluyendo las composiciones intermedias.

Tabla 4.7.5: Rangos de concentraciones de elementos indicadores para pórfidos cupríferos, extraído de Halley et al. (2015)

Typical Pathfinder Elemental Ranges (ppm)				
Metal	Average crust abundance ¹	Potassic	Deep sericitic	Shallow sericitic
Cu	75	>200–ore	100	50
Mo	1	0.5–ore	2–20	0.5–5
Sn	2.5	0.5–10	2–30	bkgd
W	1	bkgd	2–20	0.5–5
Mn	1,400	<bkgd	1,000–5,000	400–1,000
Zn	80	<bkgd	200–1,000	10–100
Pb	8	50	200–1,000	10–100 ²
Ag	0.08	0.5–3	1–50	1–10 ²
Ni	20	<bkgd	bkgd–30	<bkgd
Co	10	<bkgd	bkgd–20	<bkgd
Se	0.05	5–20	1	1
Te	0.001	0.1	1–5	0.1–1
Bi	0.06	0.05	1–10	0.05–1
As	1	<bkgd	10–50	50–1,000
Sb	0.2	<bkgd	1–3	3–100
Li	13	<bkgd	<bkgd	15–50
Tl	0.36	0.2	0.2	1–50
Hg	0.08	0.05	0.05	0.2–10
Cs	1	<bkgd	1–10	1–20

¹Background concentration (bkgd) varies by rock unit; this is the average crustal abundance (Ni and Co = average upper crust; Taylor and McLennan, 1985); alteration zones are potassic from ore zone, deep sericitic above ore zone, and shallow sericitic and associated advanced argillic near surface

²Alunite is commonly enriched in Pb, Ag, Ba, and Sr in advanced argillic alteration

Tabla 4.7.6: Concentraciones promedio de elementos para corteza, basalto y granodioritas, modificado de Levinson (1974)

<i>Concentraciones Promedio</i>			
Elemento	Corteza [ppm]	Basalto [ppm]	Granodiorita [ppm]
Cu	55	100	30
Mo	1,5	1	1
Au	0,004	0,004	0,004
Ag	0,07	0,1	0,07
W	1,5	1	2
Sr	375	465	450
Pb	12,5	5	15
Zn	70	100	60
As	1,8	2	2
Sb	0,2	0,2	0,2

En el caso del Cu la concentración promedio obtenida fue de 73,7 ppm correspondiendo a un valor que correspondería cercano al nivel base de la corteza, lo que es concordante con los resultados obtenidos del análisis poblacional. En cuanto a las concentraciones más altas obtenidas, estas se encuentran dentro del rango entre los 90 y 120 ppm, las cuales presentan

valores similares a los promedios de concentraciones obtenidos en rocas de la alteración sericitica profunda y de composiciones basálticas.

Para el Mo la concentración promedio obtenida fue de 2,43 ppm lo que corresponde al doble del promedio cortical y para el promedio en rocas basálticas y granodioríticas, y que sería un valor esperable más bien en una zona sericitica superficial donde en general las concentraciones más altas obtenidas fluctúan entre los 3 y 4 ppm.

En cuanto al Au, solamente una muestra presenta una concentración similar al promedio de la corteza (0,004 ppm), pero en general las concentraciones absolutas son bajas.

Para la Ag, al descartar el valor outlier de 4,34 ppm, la concentración promedio es 0,09 ppm lo que corresponde a valores similares al promedio cortical y más bien a rocas de composiciones basálticas cuyo promedio es 0,1 ppm.

En el caso del W, la concentración promedio obtenida es de 2 ppm, lo que corresponde a un valor superior al promedio cortical (1 ppm) pero similares a rocas de composiciones granodioríticas, y en donde las concentraciones más altas obtenidas corresponden a valores cercanos a los 3 ppm, los cuales se encuentran dentro del rango de concentraciones promedio de rocas en la zona de alteración sericitica superficial.

El promedio de las concentraciones medidas para el Sr fue de 375 ppm el cual corresponde a un valor similar al promedio cortical, y al compararlo con rocas de composiciones basálticas y granodioríticas la concentración promedio de las muestras analizadas es más bien baja.

En cuanto al Pb, la concentración promedio obtenida fue de 15 ppm, lo que corresponde a un valor levemente superior al promedio cortical y similar a la concentración promedio de rocas granodioríticas. Al compararlos con los valores de zonas de alteración, incluso de las muestras con las concentraciones más altas (entre los 25 y 37 ppm) estos corresponden a valores absolutos bajos.

La concentración promedio obtenida para el Zn fue de 79 ppm, en este caso es un valor similar a la concentración promedio de la corteza, donde sólo 2 muestras presentan concentraciones superiores a los 200 ppm, que corresponde a la cota inferior del rango promedio de concentraciones para la zona de alteración sericitica profunda.

En cuanto al As, la concentración promedio obtenida fue de 11 ppm, valor que supera en un orden de magnitud al promedio de la corteza y las rocas de composición basáltica y granodiorítica, y que se encuentra dentro del rango de concentraciones de la zona de alteración sericitica profunda. Como acotación importante, se destaca el hecho de que la concentración promedio de arsénico en el norte de Chile es al menos 4 veces superior al promedio cortical.

En cuanto para el Sb, la concentración promedio obtenida fue de 1,42 ppm, valor que es un orden de magnitud superior al promedio cortical y a rocas de litologías similares a las analizadas, donde tanto para rocas de composiciones basálticas como granodioríticas la concentración promedio es de 0,2 ppm. La concentración promedio obtenida se encuentra dentro del rango de concentraciones promedio de rocas en la zona de alteración sericitica profunda.

Finalmente, de la comparación entre las concentraciones obtenidas en este trabajo y el promedio de las concentraciones en la corteza terrestre, zonas de alteración y litologías similares es posible indicar que en general, las concentraciones absolutas obtenidas en este estudio son bajas, incluso considerando que las muestras analizadas corresponden a rocas frescas o levemente alteradas.

Adicionalmente, al considerar el análisis de poblaciones en conjunto con las concentraciones absolutas se observa que tanto el cobre como la plata presentan concentraciones similares al promedio cortical, donde no existe indicio de la presencia de algún proceso enriquecedor.

En cuanto al resto de los elementos, se destaca particularmente el Pb-Zn As y Sb los cuales se asocian en general a las zonas distales de los sistemas de pórfidos cupríferos, y en donde si bien, las concentraciones absolutas son más bien bajas comparando las concentraciones obtenidas con el promedio cortical, litologías similares y zonas de alteración, es posible del analisis poblacional identificar de manera evidente al menos 2 poblaciones para cada uno de ellos, lo que se interpreta como la presencia de distintas fuentes o procesos geoquímicos, y en particular, estarían situando a la zona de estudio dentro de los modelos de pórfidos en las zonas distales o superficiales de un sistema profundo.

Tabla 4.7.7: Concentraciones en ppm de elementos analizados por muestra y promedio, se destacan en rojo los valores más altos y en amarillo las composiciones intermedias con respecto al promedio obtenido.

N° Muestra	Centro Intrusivo	Este	Norte	Cu	Mo	Au	Ag	W	Sr	Pb	Zn	As	Sb
20028802	Huatacondo	481965	7681774	69,1	2,32	0,001	0,1	2,3	336	11,9	75	9,5	1,41
20028803	Huatacondo	484116	7683998	11,6	0,66	0,0005	0,04	0,5	414	12,4	119	2,8	2,51
20028804	Huatacondo	484095	7684000	8,9	1,21	0,001	0,2	0,7	246	13,4	52	5,4	1,16
20028813	Huatacondo	492159	7677784	6,2	1,02	0,0005	0,06	0,4	439	26	92	22	1,86
20028815	Huatacondo	490787	7677662	935	0,98	0,001	4,3	0,8	523	24,8	93	7,5	1,17
20028810	Challacollo	467960	7677663	119	2,49	0,0005	0,01	1,6	356	9,4	46	17	2,43
20028835	Challacollo	463482	7684476	38,2	2,14	0,0005	0,11	0,8	409	23,8	75	4,7	0,34
20028836	Challacollo	463471	7684428	32,2	2,29	0,002	0,6	0,4	515	3,7	121	6,4	0,15
20028857	Challacollo	471752	7669349	31,4	2,72	0,001	0,02	1,1	333	6,2	25	6,3	0,4
20028858	Challacollo	471793	7670058	30,4	3,89	0,0005	0,08	2	314	15,9	86	7,1	0,68
20028860	Challacollo	471593	7670618	39,5	2,1	0,001	0,11	1,7	371	22,3	131	10,3	0,71
20028861	Challacollo	471832	7672222	110	2,16	0,0005	0,04	1,4	384	7	52	7,9	0,72
20028862	Challacollo	466913	7668434	53	2,79	0,0005	0,01	1,4	294	11,8	47	14,7	1,18
20028841	Cerro Antena	478936	7663978	50	2,29	0,002	0,03	1	453	7,8	60	7,8	0,8
20028842	Cerro Antena	478971	7664000	15,2	2,16	0,002	0,08	0,8	354	13,1	61	32	3,95
20028847	Cerro Antena	482072	7667649	101	3,19	0,0005	0,19	3,2	366	37	261	6,3	1,36
20028850	Cerro Antena	491469	7667605	21	1,61	0,001	0,03	0,4	445	7,3	55	4,3	0,72
20028851	Cerro Antena	476332	7667612	66	2,53	0,002	0,06	3,2	234	14,4	66	16	2,1
20028853	Cerro Antena	477713	7667756	40	2,26	0,001	0,07	2,7	274	32	66	10,8	1,47
20028854	Cerro Antena	478238	7667830	106	3,26	0,002	0,11	2,4	332	14,7	86	8,6	1,21
20028856	Cerro Antena	479048	7668457	34	2,76	0,001	0,06	10	202	19,3	54	10,7	4,99
20028827	Cerro Antena	479926	7661684	4,5	2,06	0,0005	0,04	0,4	435	6	26	13	0,94
20028828	Cerro Antena	481614	7661998	39,2	1,66	0,002	0,07	1,2	426	11,1	40	7,3	1,27
20028830	Cerro Antena	483834	7664677	90,4	2,4	0,001	0,07	1,4	428	9,8	104	6,4	1,27
20028832	Cerro Antena	481996	7663961	71,4	2,66	0,004	0,11	1,8	315	10,8	56	10,4	1,55
20028816	Cerro Antena	480964	7654685	41,9	2,3	0,0005	0,12	1,6	682	20,7	215	11	0,86
20028817	Cerro Antena	481048	7654787	28,5	2,77	0,0005	0,11	1	494	13,6	55	9	0,41
20028819	Cerro Antena	480451	7655051	17	5,84	0,001	0,06	3,7	174	26	72	5,1	0,53
20028820	Cerro Antena	481171	7656140	47,8	2,89	0,0005	0,07	1,9	330	12,7	83	5,9	0,84
20028821	Cerro Antena	481382	7655763	68,7	3,98	0,0005	0,09	1,8	442	14,7	68	1,3	0,26
20028822	Cerro Antena	481309	7659955	45,7	3,76	0,0005	0,04	1,6	373	11,7	50	18	2,26
20028824	Cerro Antena	482151	7660187	51,8	1,3	0,002	0,08	1,8	369	17,1	88	32	2,36
20028825	Cerro Antena	483009	7660810	37,4	1,65	0,0005	0,04	1,2	369	10,6	87	20	2,38
20028826	Cerro Antena	480160	7661388	45,8	2,65	0,001	0,15	2,1	316	9	29	20	1,91
Promedio				73,7	2,43	0,00107	0,2	1,8	375	14,9	79	11,1	1,42

4.7.4. Geoquímica de los centros intrusivos:

Los resultados corresponden a los obtenidos en el análisis CCPKG, donde fueron muestreadas 15 muestras de rocas intrusivas. Es importante mencionar que la elección de estas 15 muestras de un universo de 43 posibles se fundamenta en la distribución geográfica de estos intrusivos y la composición de estos. Dicho esto, si bien estos valores no representan la totalidad del espacio muestral, se considera que permiten una buena representatividad de los intrusivos en la zona de estudio.

Diagrama Feldspar Na-K-Ger (Stanley, 1996)

Este gráfico (Figura 4.7.4) muestra que todos los intrusivos se encuentran dentro del rango de las rocas consideradas frescas o débilmente alteradas, según las áreas de alteración definidas por Trott (2016), lo que es concordante con los resultados obtenidos del índice de alteración definido en Ishikawa et al. (1976), el cual mide la destrucción de la plagioclasa y el reemplazo por sericita y clorita, donde todos los valores se encuentran dentro del rango de rocas inalteradas (20-60) (Tabla 4.7.8).

Tabla 4.7.8: Índice de alteración Ishikawa

<i>N° Muestra</i>	<i>Ishikawa index (AI)</i>
20028802	41.5
20028803	41
20028810	40
20028816	34.6
20028817	36.6
20028821	38.1
20028822	41.1
20028825	38.3
20028830	35.4
20028835	37.4
20028840	38.3
20028847	41.3
20028858	41.1
20028861	40.6
20028862	41.4

En base a estos resultados es posible establecer que todas las muestras consideradas en este análisis están disponibles para realizarles un estudio de fertilidad, ya que todas ellas se encuentran frescas o débilmente inalteradas.

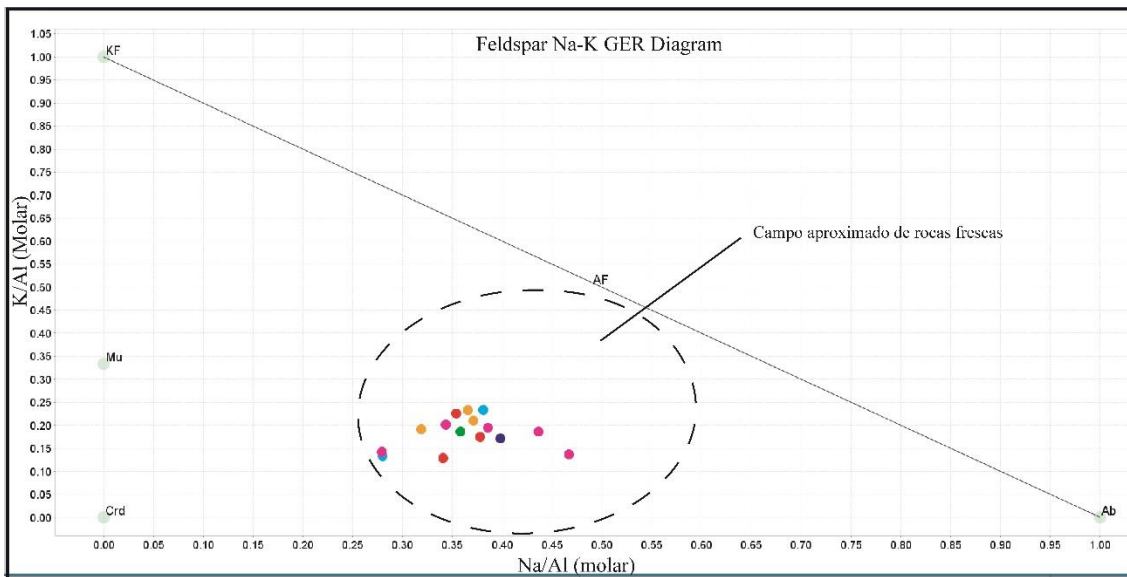


Figura 4.7.4: Diagrama Feldspar Na-K GER

Alcalinidad

Los intrusivos de la zona de estudio presentan a partir del diagrama AFM una tendencia que se encuentra contenido en el campo de las rocas calco alcalinas, típico de las rocas de arco en zonas de subducción (John et al., 2010), tanto para las curvas de Irvine y Baragar (1971); Kuno (1968); como Rollinson (1993).

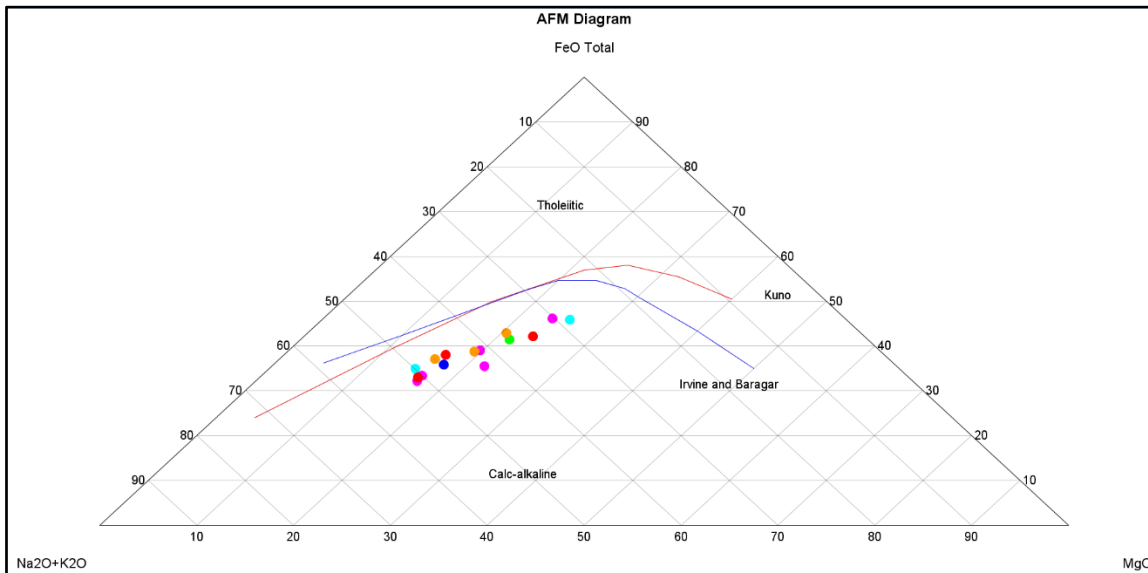


Figura 4.7.5: Diagrama AFM

Utilizando un índice de saturación de aluminio (Frost y Frost, 2008) definen la relación que permite discriminar entre rocas metaluminosas de las peralcalinas, separados por un índice mayor a 1. En el caso de las muestras de intrusivos analizados, todos ellos corresponden según estos campos a rocas metaluminosas.

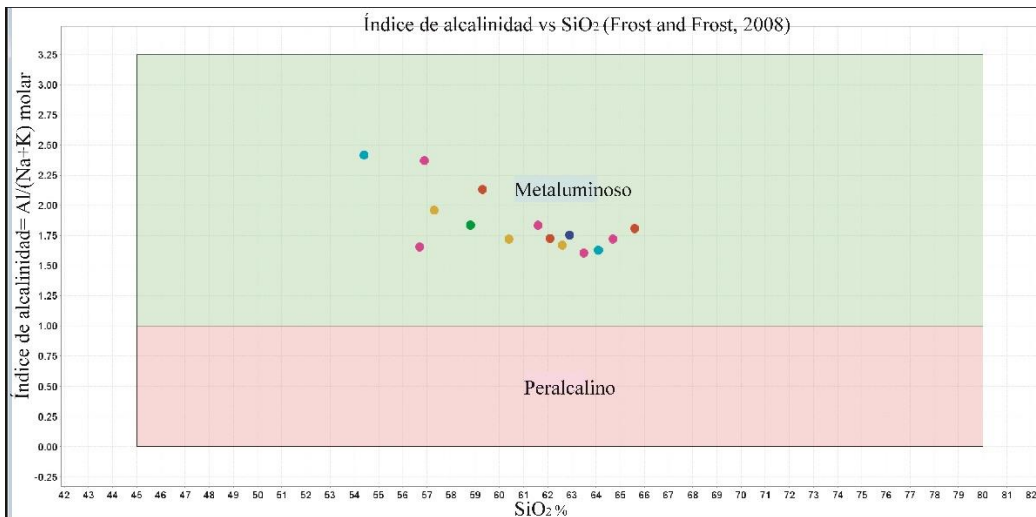


Figura 4.7.6: Diagrama índice de alcalinidad vs SiO₂

Clasificación TAS

Concordantemente con la descripción de las rocas en terreno, en general los intrusivos en la zona de estudio tienen composiciones félsicas, con composiciones que van desde dioríticas (menos diferenciadas), hasta granodioríticas (más diferenciadas) incluyendo las composiciones intermedias, con predominancias de las composiciones menos diferenciadas. En la imagen se observa la clasificación de Middlemost (1994) el cual corresponde a un diagrama para rocas intrusivas equivalente al TAS de rocas volcánicas, donde es posible apreciar que geoquímicamente los intrusivos cubren un espectro composicional desde dioritas, gabro dioritas a granodioritas.

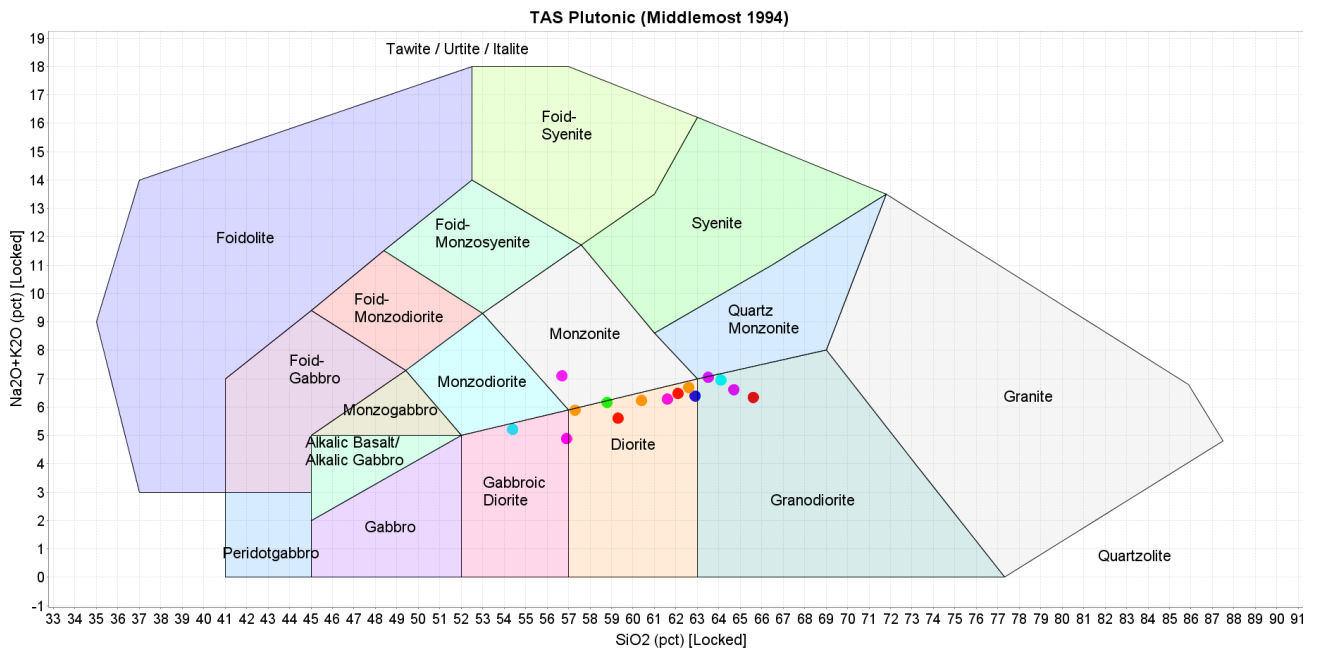


Figura 4.7.7: Diagrama TAS para rocas plutónicas de Middlemost (1994)

Diagrama Tierras Raras (REE)

Al analizar el diagrama REE de los centros intrusivos muestreados, normalizado al condrito (Sun and McDonough, 1989) se observa que estos presentan una geometría lítrica, con valores altos de las tierras raras pesadas y una curva descendente a las tierras raras livianas, y en general, las curvas se presentan paralelas a grandes rasgos entre los distintos intrusivos.

Un rasgo importante del diagrama es la anomalía de Eu, esta anomalía está relacionada con el fraccionamiento de plagioclasa, mineral con el cual el Eu tiene un coeficiente de partición de 1.12 (Rollinson, 1993), lo que implica que este elemento se comporta de manera compatible con la cristalización de este mineral. Esta compatibilidad entre el Eu y la plagioclasa se explica por el reemplazo de Eu^{+2} por Ca^{+2} por lo que es un sensible indicador del fraccionamiento de plagioclasa, que se expresa en una anomalía negativa en Eu con respecto a las REE adyacentes (Richards et al., 2012).

Este hecho toma vital importancia debido a que los depósitos minerales de pórfidos cupríferos se forman en ambientes tectónicos específicos, de corteza engrosada y en magmas con un alto porcentaje de agua a unos 6 kilómetros de profundidad (Richards et al., 2012; Loucks, 2013).

Bajo estas condiciones la cristalización de plagioclasa se inhibe en desmedro de la cristalización de hornblenda, por lo que la razón modal plagioclasa/hornblenda del magma durante el aumento de la diferenciación podrían reflejar el estado de hidratación del magma (Loucks, 2013). Donde finalmente, en los magmas fértiles, que como se verá en la sección siguiente, corresponden a magmas hidratados, no se esperaría encontrar una evidente anomalía de europio.

La ausencia de la anomalía de europio puede indicar según Richards et al. (2012) ya sea:

- Ausencia de fraccionamiento de plagioclasa de magmas primitivos
- Supresión del fraccionamiento de plagioclasa
- Alto estado de oxidación magmática, debido a que el Eu^{+3} correspondería al estado principal, el cual no se particiona en el fraccionamiento de plagioclasa (Frey et al., 1978).

En el caso de los intrusivos de la zona de estudio, del diagrama REE (Figura 4.7.8), se realizan dos clasificaciones:

En color verde las curvas de intrusivos que presentan una evidente anomalía de Eu, asociada principalmente a magmas poco hidratados y/o reducidos, mientras que en rojo se observan las curvas de REE en las cuales se observa una nula o muy leve anomalía de Eu, signatura típica de magmas predominantemente hidratados y/o oxidados, que para efectos de este estudio estarían relacionados a magmas potencialmente fértiles. Además en la (Figura 4.7.9) se observa la anomalía de Eu calculada en base a la abundancia de Eu normalizado relativa al Sm y Gd, según la ecuación expuesta en Richards et al. (2012):

$$\text{Eu}_n/\text{Eu}^* = \text{Eu}_n / \sqrt{\text{Sm}_n \times \text{Gd}_n}$$

Donde la razón $\text{Eu}_n/\text{Eu}^* = 1$ representa una nula anomalía de Eu. En la figura (4.7.9) se destacan en rojo los valores de $\text{Eu}_n/\text{Eu}^* \approx 1$ (> 0.8) que representan una muy leve anomalía de Eu.

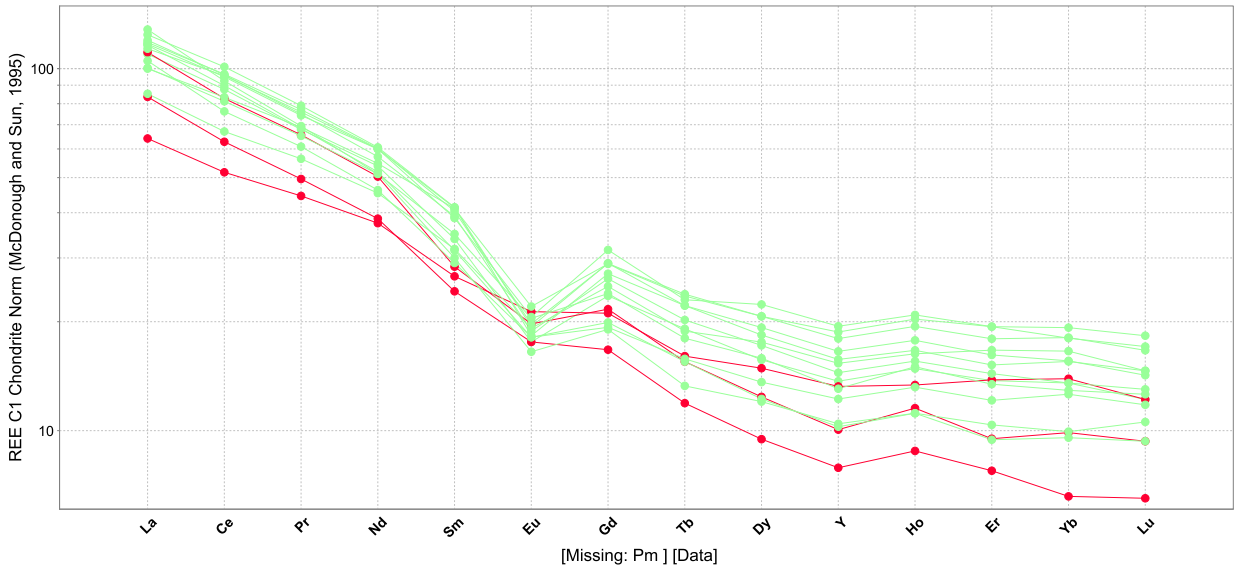


Figura 4.7.8: Diagrama spider normalizado al condrito (Sun y McDonough, 1989)

SiO₂_pct : Eu Anomaly Norm

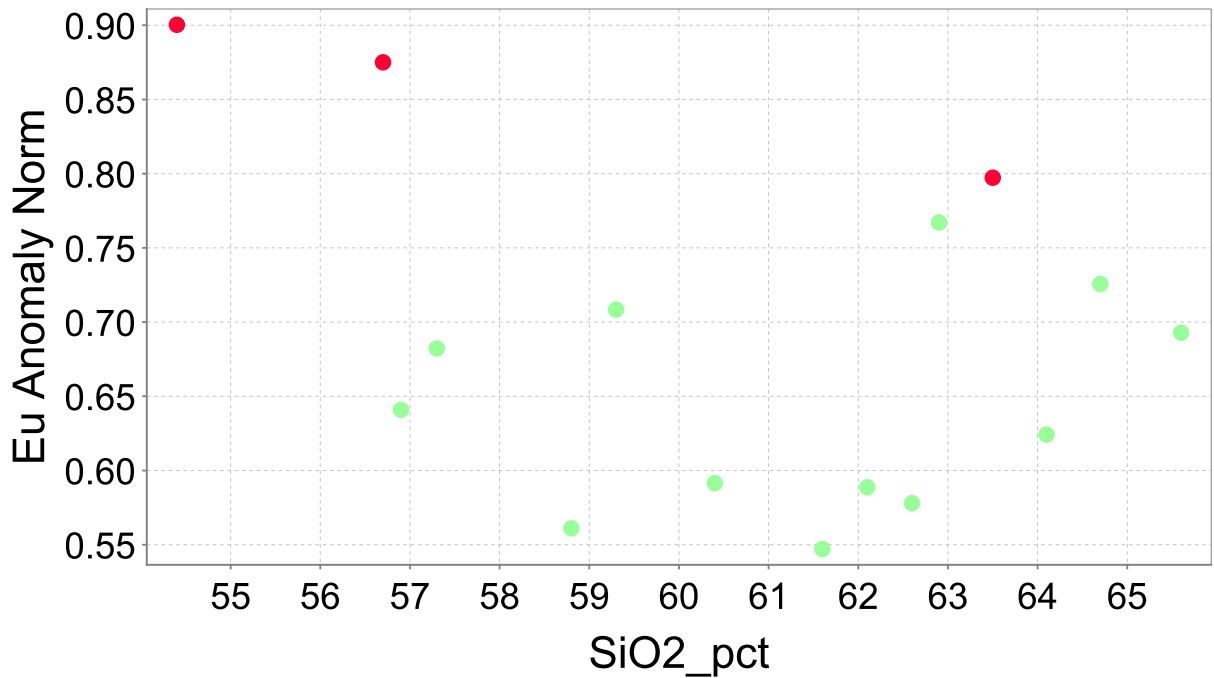


Figura 4.7.9: Anomalía de Eu

Como la secuencia de cristalización cambia según las condiciones P-T- H₂O w% imperantes, lo que se ve gráficamente en la (Figura 4.7.10) es posible apreciar que en las condiciones en los que se forman los depósitos de pórfidos de cobre (>4-6% H₂O) la secuencia de cristalización es tal, que la hornblenda cristaliza primero que la plagioclasa, a diferencia de lo que ocurre cuando

disminuye la cantidad de volátiles en el magma, donde el orden de la secuencia de cristalización se invierte y por lo tanto es la plagioclasa la que cristaliza antes en la secuencia.

Utilizando como referencia el coeficiente de partición de algunos elementos, es posible establecer que, en ambientes hidratados aquellos elementos que tienen una fuerte partición con la plagioclasa permanecerán en el fluido residual mientras que los elementos con un coeficiente de partición bajo para plagioclasa, pero muy alto para la hornblenda disminuirán su concentración en el fluido residual.

En el caso de los magmas “fértils” entendido como un magma que se forma en las condiciones específicas favorables para pórfidos cupríferos, estos presentarán enriquecimiento de los elementos que se particionan favorablemente para plagioclasa (Al-Sr-Eu) en el líquido residual, mientras que habría un decrecimiento de los elementos compatibles con hornblenda, titanita o zircón en líquido residual (Ti, Sc e Y), lo que explicaría la ausencia de la anomalía de europio en estos magmas.

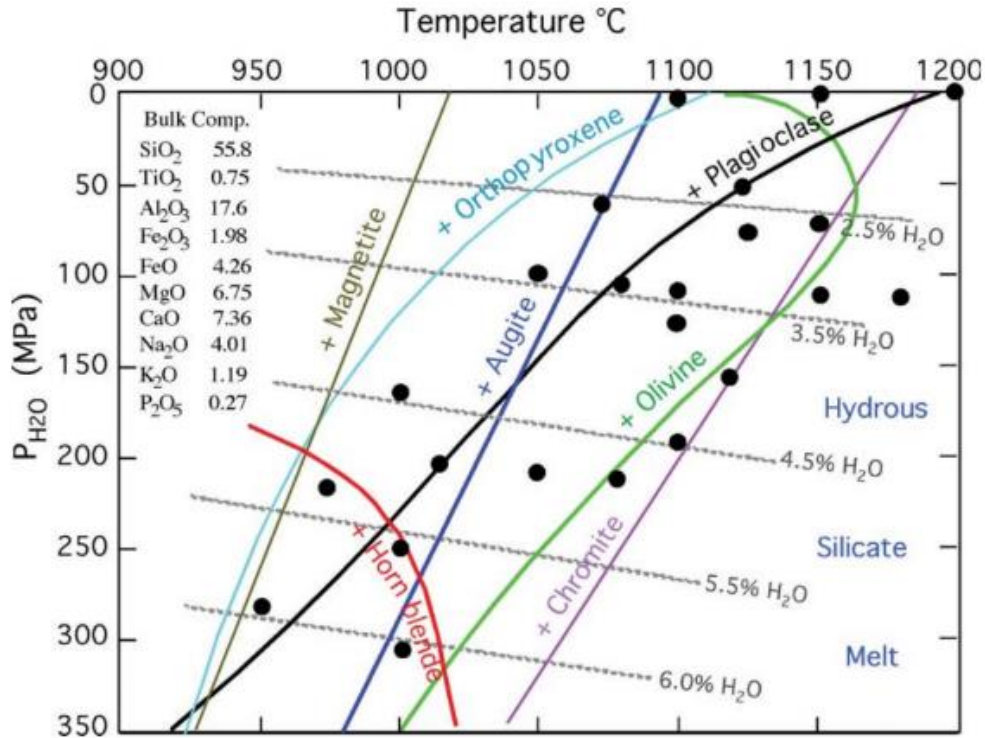


Figura 4.7.10: Diagrama de estabilidad de fases minerales, extraído de (Loucks, 2013)

4.7.5. Fertilidad de los Intrusivos

La fertilidad de los intrusivos se estudia a partir de distintas razones que han sido utilizadas históricamente en la literatura (Sr/Y, V/Sc, entre otras), y que en sí mismas no tienen un efecto directo en el potencial de los magmas de generar depósitos hidrotermales, sin embargo, estas firmas mineralógicas reflejan variables tales como temperatura, presión, estado de oxidación y contenido de agua en magmas durante su formación y ascenso (Richards, 2011).

Uno de los conceptos más importantes que permiten entender el concepto de partición de los elementos en distintas fases minerales, corresponde al coeficiente de partición, este corresponde a un coeficiente definido por McIntire (1963), el cual corresponde a la razón entre la concentración del elemento en la fase mineral dividido por la concentración del elemento en la fase fluida.

Este concepto permite establecer una relación entre los distintos elementos y la fase mineral que se encuentra cristalizando. En términos numéricos, si el coeficiente de partición es mayor a 1 implica que el elemento traza prefiere la fase mineral por sobre la fase fluida, un coeficiente de partición menor a 1 implica que el elemento prefiere la fase fluida por sobre la fase mineral, en el primer caso el elemento se considera compatible mientras que en el segundo caso el elemento se considera incompatible.

Es importante destacar, además, que el coeficiente de partición puede variar fuertemente dependiendo de la temperatura, presión, la composición y la actividad de oxígeno del fundido. Es por esta razón que, en los datos tabulados de este coeficiente, se deben considerar al menos, la composición del fluido. Los coeficientes de partición típico de los elementos trazas en las algunas fases minerales han sido tabulados en los trabajos de Arth (1976), Green and Pearson (1987), Fujimaki et al. (1984), Rollinson (2013) entre otros trabajos allí citados. En este trabajo se resumen en la (Tabla 4.7.9) algunos valores destacables.

Actualmente existe cierto consenso en cuanto al ambiente de formación de los depósitos de pórfidos cupríferos, estos tendrían un origen magmático-hidrotermal asociado a una apófisis de una intrusión batolítica. El ambiente de formación de manera resumida tendría las siguientes características:

- Márgenes convergentes activos, principalmente en zonas de subducción
- Corteza engrosada, asociada a esfuerzos predominantemente compresivos
- Fluidos magmáticos con alto porcentaje de agua (>6% wt H₂O)

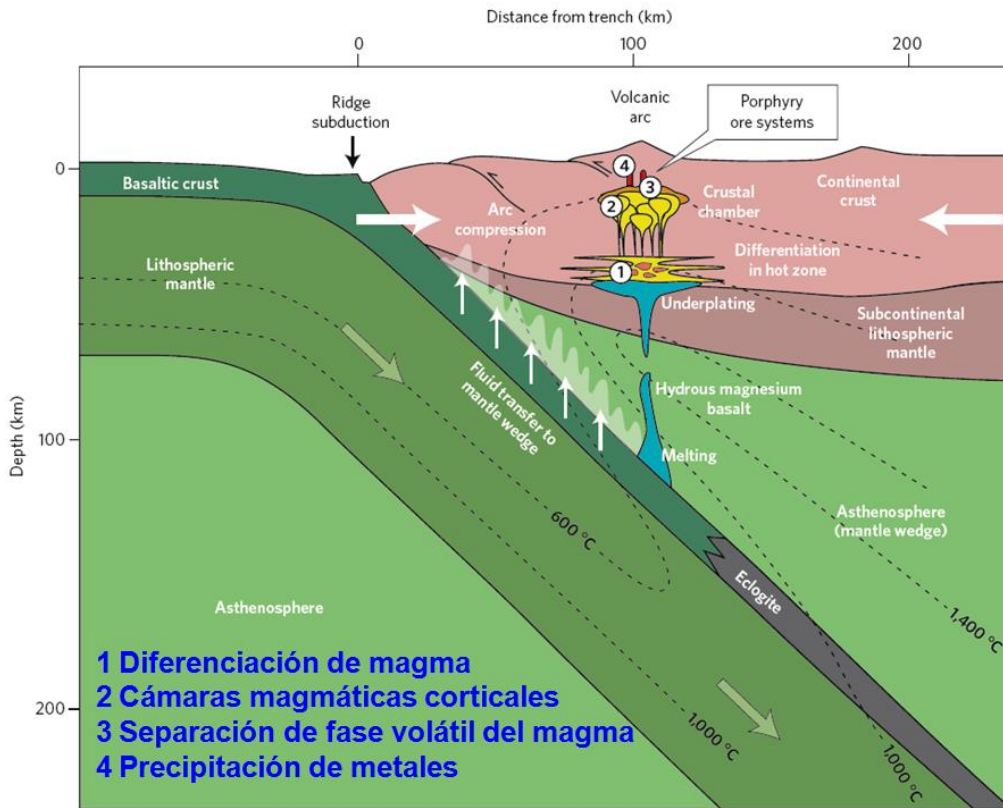


Figura 4.7.11: Ambiente de Formación de sistemas porfíricos. Modificado de (Wilkinson, 2013)

Este ambiente particular estaría siendo reflejado en ciertas razones que expresan estas condiciones de formación:

En primer lugar, el contenido de agua afecta la secuencia de cristalización, en magmas con un alto porcentaje de agua, la secuencia parte con hornblenda y la plagioclasa es prácticamente de las últimas en cristalizar, en contraste, cuando los magmas presentan un bajo porcentaje de agua, la secuencia de cristalización parte con plagioclasa seguida de olivino, augita y ortopiroxeno.

Esta diferencia en la secuencia de cristalización es fundamental, ya que en magmas hidratados la cristalización de hornblenda haría reducir la concentración de elementos altamente afines con esta fase mineral en el fluido residual, los cuales en general corresponden a elementos trazas pesadas, enriqueciendo el fluido residual en elementos livianos.

Finalmente, en magmas menos hidratados, la cristalización de plagioclasa haría reducir la concentración de elementos compatibles con esta fase mineral en el fluido residual, enriqueciéndolo en elementos incompatibles. En la (Tabla 4.7.9) es posible observar los valores referenciales de coeficientes de partición para los elementos trazadores para pórfidos cupríferos.

De los valores expuestos, es posible observar que elementos como el Ti, V y Sc son altamente compatibles con la fase mineral de hornblenda mientras que el Sr y el Al son elementos principalmente compatibles con la plagioclasa, por lo que estos se enriquecerían en el fundido residual en magmas muy hidratados hasta el eventual nivel de saturación de plagioclasa.

Finalmente, las razones ($\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$) y (Sr/Y) aumentarían más fuertemente con el aumento de SiO_2 en magmas más hidratados, mientras que se mantendrían más bien planos o con una leve declinación en magmas menos hidratados (Loucks, 2000).

Además de este factor, estas razones también estarían relacionadas con la presión, la cual también afecta la secuencia de cristalización en los magmas, en el caso de la corteza inferior esta es del orden de 0.6 a 1,2 GPa, ambiente en el cual la secuencia de cristalización iniciaría con hornblenda mientras que una de las últimas fases en cristalizar correspondería a la plagioclasa (Loucks, 2014), lo que estaría relacionado con la profundidad de emplazamiento de los intrusivos.

Tabla 4.7.9: Valores referenciales de coeficiente de partición

	<i>Composición basáltica y andesítica basáltica</i>			<i>Composición Andesítica</i>		
	Hornblenda	Plagioclasa	Granate	Hornblenda	Plagioclasa	Granate
Sr	0.46	1.83	0.012	0.4	2.82	
Y	1	0.03	9	2.5	0.013	11
Ti	1.5	0.04	0.3	3	0.05	0.5
V	3.4			32	0.01	8
Sc	4.2		8.5	10	0.01	3.9
La	0.54	0.19	0.026	0.5	0.228	0.076
Yb	1.2	0.067	11.5	2.1	0.041	53

A partir de razones, expuestas principalmente en los trabajos de Loucks (2014), Chiaradia (2009) y Richards (2007), es posible establecer una relación entre la petroquímica de los intrusivos y la fertilidad de estos. A partir de estos trabajos se desprende que la gran mayoría de los depósitos de pórfidos de cobre de clase mundial presentan valores típicos que permiten establecer límites de fertilidad.

Estos límites son obtenidos a partir de estudios empíricos, donde se han comparado los valores de cientos de muestras asociadas a los grandes depósitos de clase mundial, y se exponen a continuación con el fin de establecer las bases para la discusión.

- 1) ($\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$), esta razón está relacionada con la compatibilidad de los elementos con las distintas fases minerales, y es posible interpretarla como la curva de alcalinidad de los intrusivos. Del trabajo de Loucks (2014) se desprende que los intrusivos asociados a depósitos de pórfidos de cobre se encontrarían en el límite superior de la curva de alcalinidad, es decir, son significativamente más aluminosos que los “no productivos”, lo que estaría asociado a la madurez de los arcos continentales (Richards et al., 2012).
- 2) (Sr/Y vs Si), esta razón combina una medida del fraccionamiento de plagioclasa (Sr) con una medida del fraccionamiento de HREE (Y). En este caso, las razones de Sr/Y de los intrusivos fértiles deberían aumentar considerablemente con el aumento del porcentaje de sílice. Mientras que los intrusivos no productivos tenderían a tener curvas más planas o bien con una pequeña declinación. De la literatura es posible establecer que un valor de la razón $\text{Sr}/\text{Y} > 25$ es considerado favorable o fértil.

- 3) (Sr/Y vs Y) esta razón es similar a la anterior, con la diferencia que el control de la composición esta dado por el Y en vez de SiO₂, donde estos campos composicionales en el diagrama de Richards (2012) tanto de las composiciones adakíticas como las de rocas andesíticas, dacíticas y riolíticas normales derivan de Richards and Kerrich (2007).
- 4) (La/Yb) esta razón estaría asociado al espesor cortical (>35 km), y se desprende del campo de estabilidad del granate a esas condiciones de presión, donde el La tiene un coeficiente de partición muy bajo asociado a esta fase mineral, a diferencia del Yb que presenta uno de los valores más altos de coeficiente de partición para el granate. Dicho esto, es posible establecer que, bajo esas condiciones, el fluido residual se enriquecerá en La y se empobrecerá en Yb producto de que este último se particionará en conjunto con la cristalización de granate (Richards et al., 2012). Para el caso de los intrusivos paleocenos fértiles o favorables se considerará una razón La/Yb >12.5.
- 5) (V/Sc) a altos contenidos de H₂O disuelto en el fundido, la hornblenda puede saturar antes titanomagnetita (2FeO-TiO₂) pudiendo agotar el fundido en Fe⁺³ y Fe⁺² y con esto retrasar o suprimir la producción de magnetita. V⁺⁴ tiene un muy alto coeficiente de partición magnetita/fundido (del orden de 10 veces más alto que el coeficiente de partición hornblenda/fundido), por lo que en magmas hidratados el V⁺⁴ puede evitar su disminución en el fundido residual tal como ocurre con los magmas menos hidratados, mientras que el Sc continúa siendo extraído eficientemente del fundido en hornblenda. Finalmente, a consecuencia de esto, la razón (V/Sc) aumenta con el aumento de SiO₂ en magmas muy hidratados (Loucks, 2013). Se considera fértil para pórfidos cupríferos una razón V/Sc > 32.5-0.385 wt% SiO₂.
- 6) (Ti/Nb vs Sr/Y) Nb tiene el mismo comportamiento que el Ti, como sustitutos de minerales de óxidos de Fe-Ti. Sin embargo, el Nb es más incompatible que Ti, por lo que la relación Nb/Ti aumenta con el fraccionamiento, donde los intrusivos favorables exhiben una relación Ti/Nb entre 0.02 y 0.1, lo cual aparentemente se vería afectado por el engrosamiento de la corteza (Halley et al., 2015).

A partir de los antecedentes anteriormente expuestos, se analizaron los intrusivos en la zona de estudio en función de las distintas razones petroquímicas que presentan, con el fin de determinar si estos cumplen con las condiciones para ser catalogados como intrusivos fértiles para la generación de depósitos de pórfidos cupríferos.

Para el caso de las muestras analizadas, siguen la misma curva parabólica típica de alcalinidad en el gráfico Al₂O₃/TiO₂ vs SiO₂, y 5 de ellas se encuentran entre los magmas más aluminosos, encontrándose estas en el campo de los intrusivos considerados fértiles. Las muestras restantes se encuentran en la zona inferior de aluminosidad de los magmas, lo que corresponde al valor típico de los valores de las zonas volcánicas de Chile según el gráfico de Loucks (2014), y no se encontrarían en los campos referenciados en este mismo trabajo para los intrusivos productivos. Las muestras que se consideran fértiles pertenecen a los centros intrusivos Antena (muestras 20028816-20028817, 20028821 y 20028840) y Challacollo (Muestra 20028840).

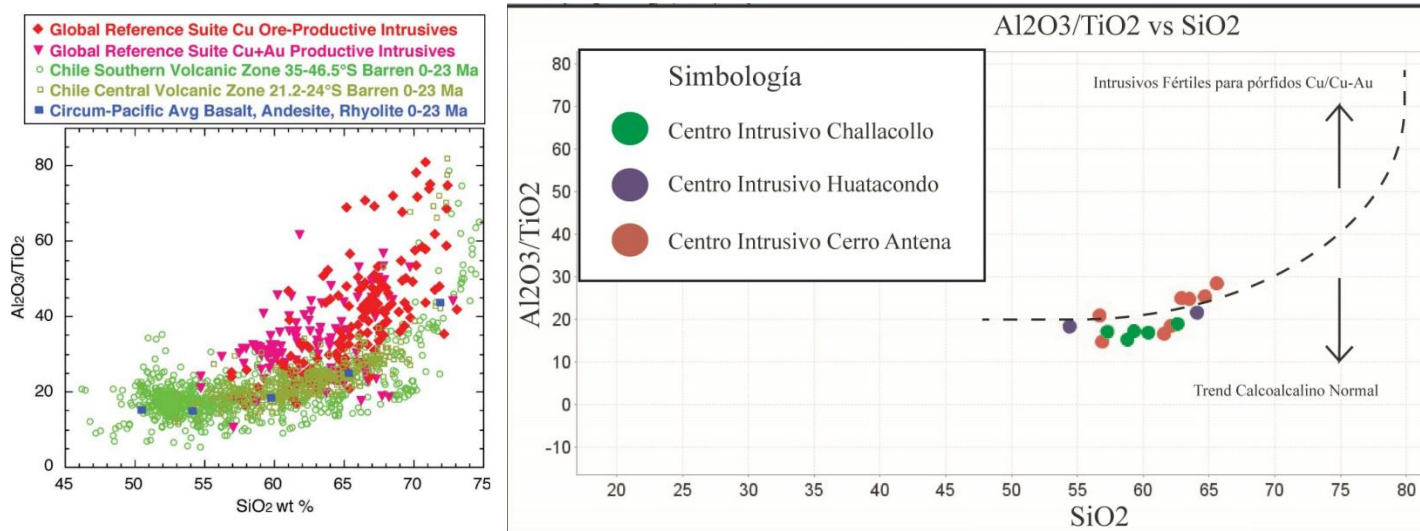


Figura 4.7.12: A la izquierda gráfico Al_2O_3/TiO_2 vs SiO_2 wt% extraído de Loucks (2013), a la derecha gráfico Al_2O_3/TiO_2 vs SiO_2 de los intrusivos de la zona de estudio.

Para la razón Sr/Y vs SiO_2 se observa que 4 muestras presentan un valor mayor a 25, considerado fértil para intrusivos paleocenos. Todas ellas pertenecen al centro intrusivo Antena (muestras 20028816-20028817-20028821 y 20028840).

Es importante destacar que existen en la literatura distintos valores que definen la fertilidad de un intrusivo, según cada uno de los distintos autores, según Richards (2011) se considera fértil un valor $Sr/Y > 20$, en Loucks (2014) se considera un valor fértil una razón $Sr/Y > 35$, mientras que en el estudio de Mamani (2015) en intrusivos asociados a pórfidos cupríferos paleocenos peruanos se consideró fértiles valores de Sr/Y comprendidos entre 20 y 120. Para este trabajo, la razón considerada fértil corresponderá a valores de la razón $Sr/Y > 25$.

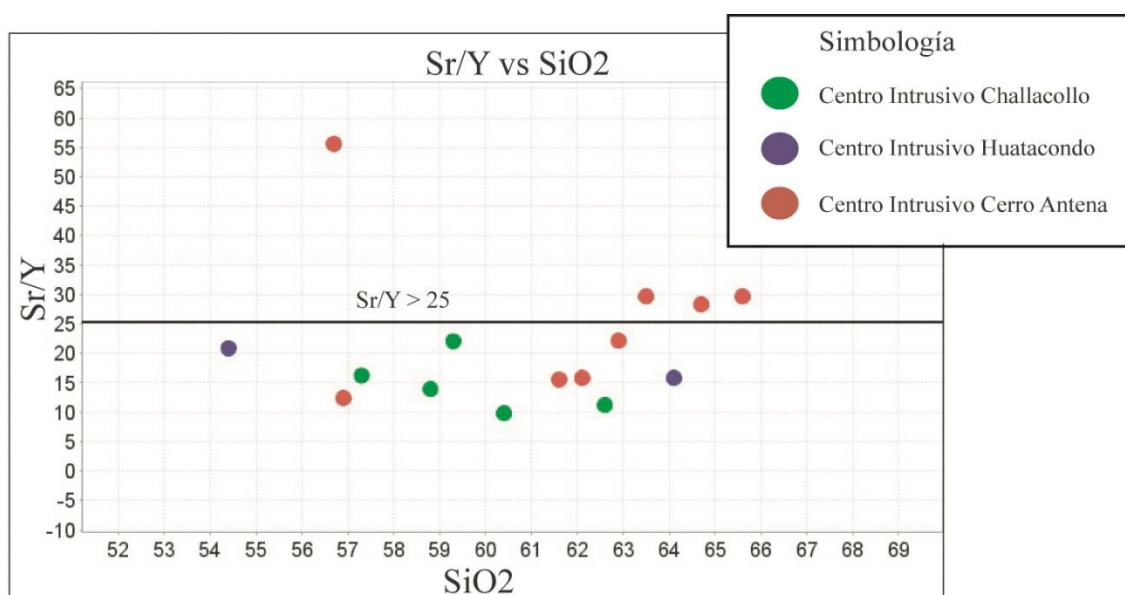


Figura 4.7.13: Gráfico Sr/Y vs SiO_2 wt%

Al cambiar el control de la composición, los intrusivos se comportan de manera similar al caso anterior, donde 1 muestra perteneciente al centro intrusivo Antena se encuentra dentro del campo considerado fértil (20028816) o con signatura adakítica, mientras que 3 de ellas se encuentran en un campo intermedio entre una composición normal y una adakítica, pertenecientes también al centro intrusivo Antena (20028817-20028821 y 20028840).

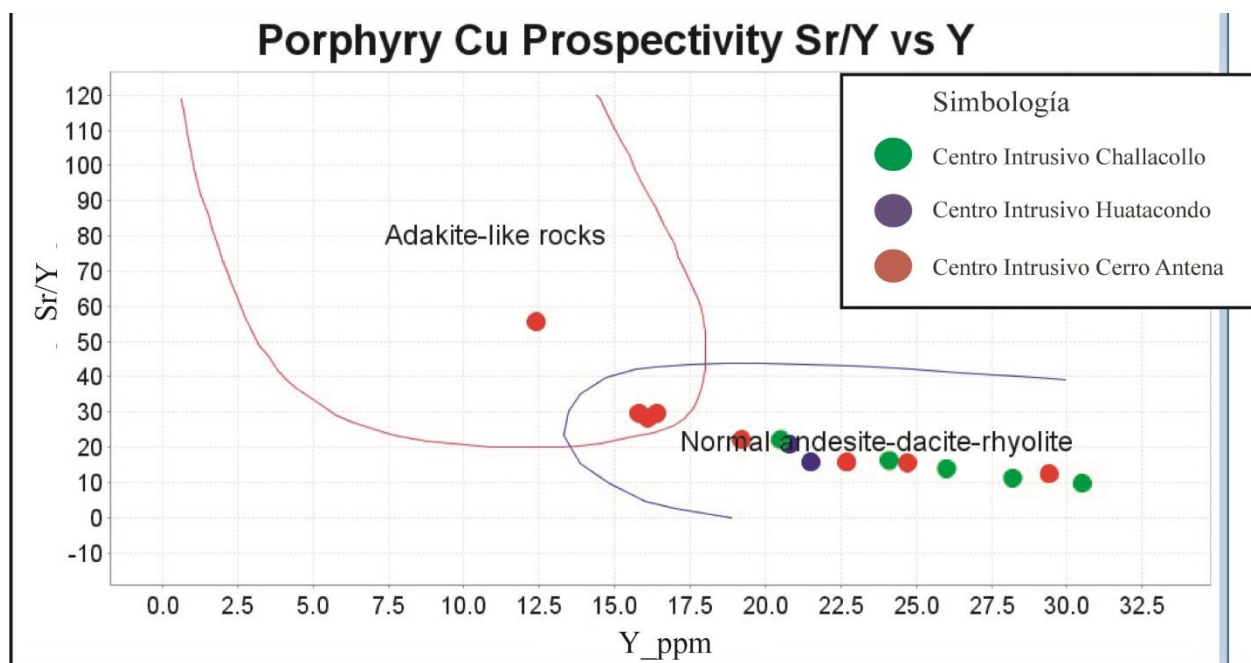


Figura 4.7.14: Gráfico Sr/Y vs Y, IoGas

Según la definición de Defant y Drumond (1990), la fusión parcial de la corteza basáltica subductada genera productos magmáticos conocidos como adakitas, que tienen características geoquímicas típicas:

- $\text{SiO}_2 \geq 56\%$, $\text{Al}_2\text{O}_3 \geq 15\%$, $\text{Y} \leq 1.9$ ppm,
- Generalmente $\text{Mg} < 3\%$, $\text{Sr} > 400$ ppm
- Bajo en HFSE (Nb, Ta)
- $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} < 0.7040$
- $\text{La}/\text{Yb} > 20$

Si bien actualmente la formación de este tipo de rocas de signatura adakítica o magmas con altas razones Sr/Y, y sus implicancias o relación con la mineralización son motivo de controversia a nivel mundial, las intrusiones relacionadas a la mineralización de pórfido cuprífero comparten algunas características químicas de las adakitas clásicas (Richards & Kerrich, 2007 y referencias ahí citadas). Invariablemente, estas rocas son de composición intermedia a ácida, aunque algunas suites incluyen miembros más básicos. En muchos casos se han reportado patrones fraccionados de REE, bajas concentraciones de HREE e Y, altos contenidos de Sr y Na_2O , y altas razones Sr/Y La/Yb. Estos dos últimos parámetros han sido ampliamente utilizados para resaltar la

signatura tipo adakita que presentan estas rocas, y son utilizadas en la literatura como una característica diagnóstica (Muñoz, 2011).

En el caso de la razón La/Yb existen 5 valores sobre 12.5 considerados fértiles, siendo importante destacar que corresponden a las mismas muestras de las razones anteriores pertenecientes al centro intrusivo Antena, pero incluyendo a la muestra 20028847 del mismo centro intrusivo.

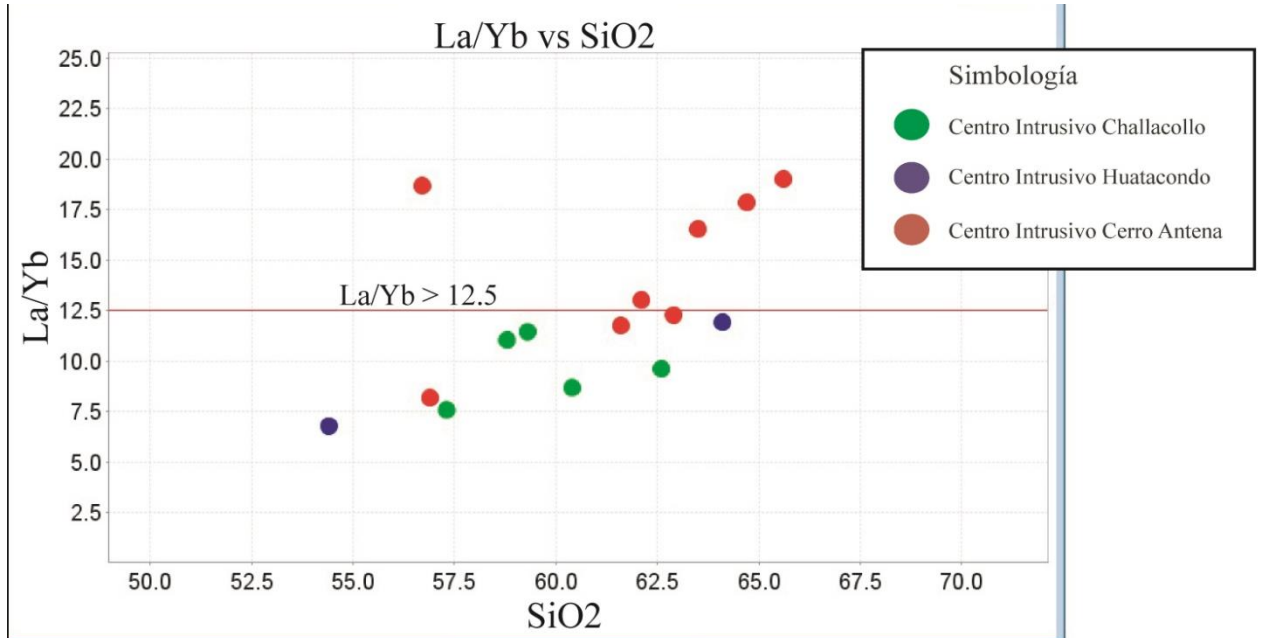


Figura 4.7.15: Gráfico La/Yb vs SiO₂

Utilizando como referencia la recta $V/Sc = 32.5 - 0.385 \times (\text{wt}\% \text{SiO}_2)$ definida en el trabajo de Loucks (2014), se observa en este caso que al menos 2/3 de los intrusivos de la zona de estudio se encuentran dentro del rango superior de la curva considerado fértil.

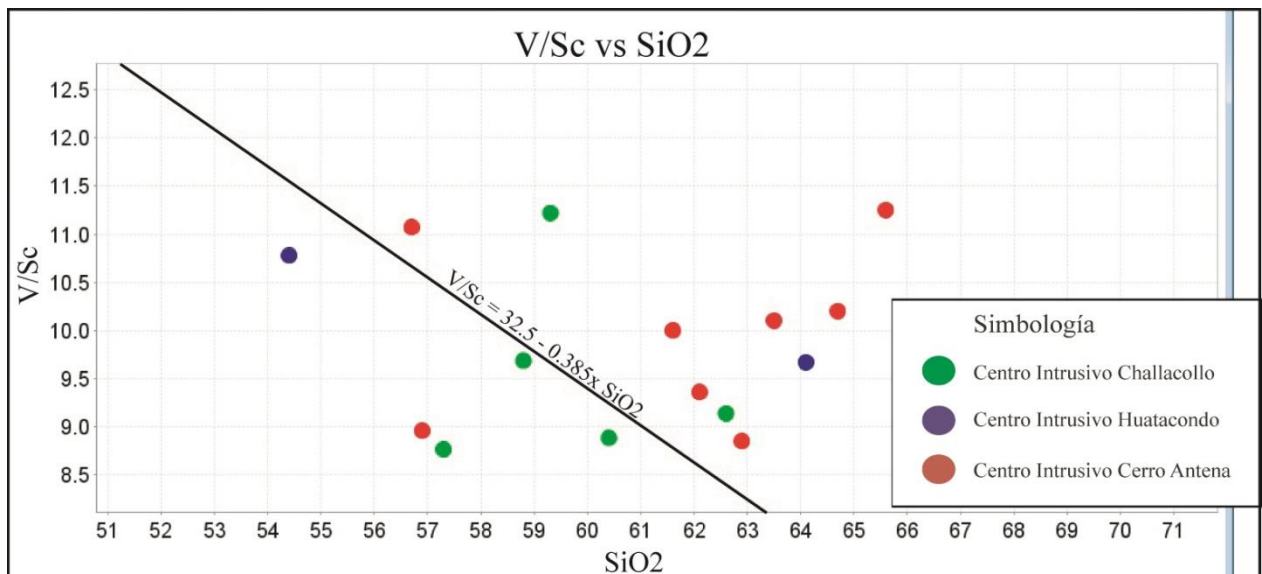


Figura 4.7.16: Gráfico V/Sc vs SiO₂

En el caso de la razón Ti/Nb, se utilizaron los resultados del análisis ME-MS61 ya que el análisis CCPKG con el cual se realizó el resto del estudio de fertilidad no contaba con el valor del Ti, solo de la fase oxidada TiO_2 . Se observa del diagrama que solamente 3 muestras no se encuentran dentro del campo considerado fértil (Ti/Nb en el rango entre 0.02 y 0.1), de las cuales ninguna de ellas corresponde a los 15 intrusivos que fueron analizados con el método CCPKG.

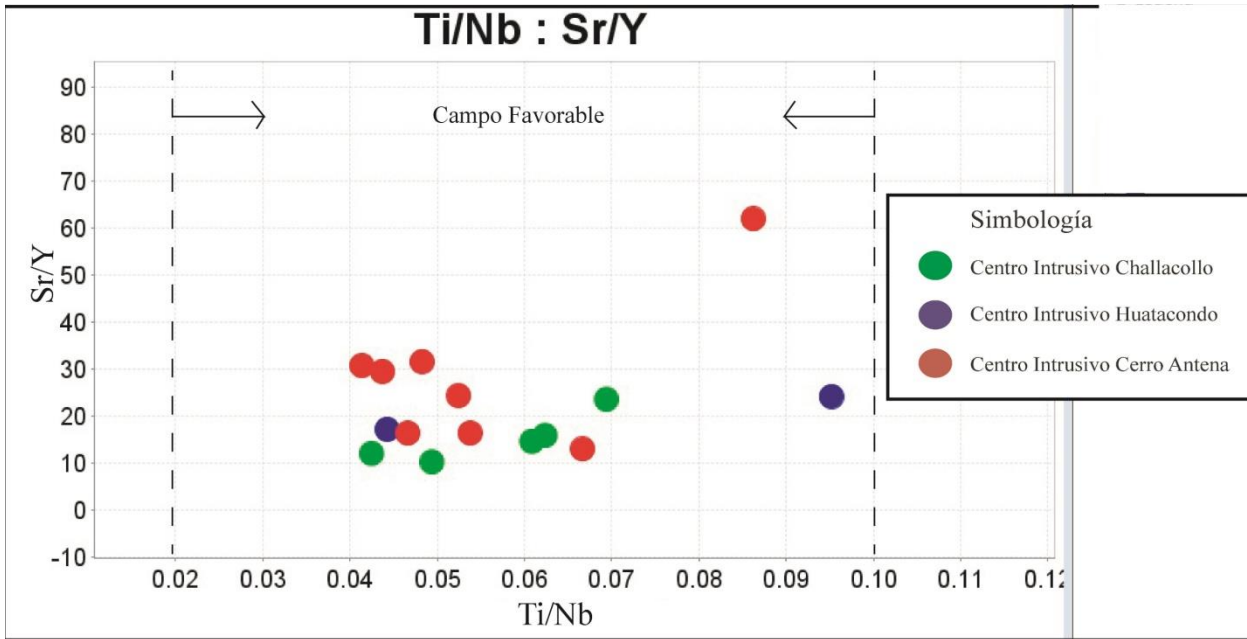


Figura 4.7.17: Gráfico Ti/Nb vs Sr/Y

Ranking de Fertilidad

Con estos antecedentes, se analizaron los resultados de intrusivos en la zona de estudio para cada una de las razones petroquímicas anteriormente expuestas, compilando los resultados de cada uno de ellos en un ranking que permite establecer cuantitativamente que centros intrusivos corresponderían a los más fértiles en la zona de estudio.

La construcción de este ranking parte de la base que existen 3 valores posibles:

- 1 para los intrusivos en los cuales la razón se encuentre dentro de los rangos considerados fértiles.
- 0.5 para el caso exclusivo de la razón (Sr/Y vs Y) que se desprende directamente del gráfico, y que corresponden a muestras en una región intermedia entre la composición adakítica y andesítica normal.
- 0 para los intrusivos en los cuales la razón petroquímica respectiva no se encuentra dentro del rango considerado fértil.

Tabla 4.7.10: Ranking de Fertilidad intrusivos

N° Muestra	Centro Intrusivo	Al ₂ O ₃ /TiO ₂	Sr/Y vs Si	Sr/Y vs Y	La/Yb	V/Sc	Ti/Nb vs(Sr:Y)	Ranking	Composición
20028802	Huatacondo	0	0	0	0	1	1	2	Quartz Monzodiorite
20028803	Huatacondo	0	0	0	0	0	1	1	Diorite
20028810	Challacollo	0	0	0	0	0	1	1	Monzodiorite
20028858	Challacollo	0	0	0	0	1	1	2	Quartz Diorite
20028861	Challacollo	0	0	0	0	0	1	1	Diorite
20028862	Challacollo	0	0	0	0	1	1	2	Quartz Monzonite
20028835	Challacollo	1	0	0	0	1	1	3	Quartz Diorite
20028830	Cerro Antena	0	0	0	0	1	1	2	Diorite
20028840	Cerro Antena	1	1	0.5	1	1	1	5.5	Quartz Diorite
20028847	Cerro Antena	0	0	0	1	1	1	3	Quartz Monzodiorite
20028816	Cerro Antena	1	1	1	1	1	1	6	Diorite
20028817	Cerro Antena	1	1	0.5	1	1	1	5.5	Granodiorite
20028821	Cerro Antena	1	1	0.5	1	1	1	5.5	Quartz Diorite
20028822	Cerro Antena	0	0	0	0	1	1	2	Quartz Diorite
20028825	Cerro Antena	0	0	0	0	0	1	1	Diorite

Es importante destacar del ranking de fertilidad, que el análisis se realizó considerando la agrupación de las muestras en sus respectivos centros intrusivos (capítulo siguiente: modelos IC), donde finalmente a partir de los resultados se realizó un ranking desde el centro intrusivo más fértil al menos fértil.

El mayor puntaje corresponde a las muestras pertenecientes al centro intrusivo Antena, donde el puntaje promedio es 3.81 de un total de 6, y donde existe la muestra con mayor puntaje (6/6).

La variabilidad que existe entre los puntajes de muestras de un mismo centro intrusivo se interpreta como parte de las distintas etapas de intrusión, lo que se ve reflejado tanto en las diferencias composicionales como texturales de los intrusivos.

En segundo lugar, se encuentran las muestras pertenecientes al centro intrusivo Challacollo con un puntaje promedio de 1,8, donde la muestra con mayor puntaje tiene un valor de (3/6). Finalmente el centro intrusivo Huatacondo es el menos fértil con un puntaje promedio de (1.5/6).

En términos de fertilidad solo el centro intrusivo Antena corresponde al rango considerado fértil para pórfidos cupríferos, mientras que se observa un notable descenso de los índices de fertilidad, donde los restantes tienen valores inferiores a 2 en promedio. Finalmente, el ranking de fertilidad queda enumerado de la siguiente manera, desde más fértil a menos fértil:

1. Antena
2. Challacollo
3. Huatacondo

Finalmente, para el centro intrusivo Huatacondo no se cuenta con la información geoquímica de las muestras en el extremo sur cercanas a la quebrada Las Pintadas (muestras 20028813 y 20028815) a las cuales solamente se le realizó el análisis MEMS61 y no CCPKG 01 el cual incluye la batería completa de REE). Este hecho es destacable ya que estas muestras presentaron valores anómalos notables tanto para plata y cobre y además, las razones de Sr/Y, y V/Sc obtenidos a partir del método geoquímico MEMS61 corresponden a valores considerados fértiles, se obtuvieron valores para estas muestras de 24.25 y 46.7 para la razón Sr/Y, y 10.4 y 12.5 para la razón V/Sc respectivamente. Lo que probablemente habría aumentado el índice de fertilidad de este centro intrusivo.

Tabla 4.7.11: Resumen de razones petroquímicas intrusivos

<i>N° Muestra</i>	<i>Centro Intrusivo</i>	<i>Composición</i>	<i>Al₂O₃/TiO₂</i>	<i>Sr/Y</i>	<i>La/Yb</i>	<i>V/Sc</i>	<i>Ti/Nb</i>
20028802	Huatacondo	Quartz Monzodiorite	21.6	15.8	11.9	9.7	0.044
20028803	Huatacondo	Diorite	18.3	20.9	6.8	10.8	0.095
20028810	Challacollo	Monzodiorite	15.2	13.9	11	9.7	0.061
20028858	Challacollo	Quartz Diorite	20.8	55.6	18.7	11.1	0.086
20028861	Challacollo	Diorite	24.8	29.7	16.5	10.1	0.048
20028862	Challacollo	Quartz Monzonite	25.3	28.3	17.9	10.2	0.044
20028835	Challacollo	Quartz Diorite	16.6	15.5	11.8	10	0.054
20028830	Cerro Antena	Diorite	14.7	12.4	8.2	9	0.067
20028840	Cerro Antena	Quartz Diorite	17.2	22	11.4	11.2	0.069
20028847	Cerro Antena	Quartz Monzodiorite	24.9	22.1	12.3	8.8	0.052
20028816	Cerro Antena	Diorite	28.4	29.6	19	11.3	0.041
20028817	Cerro Antena	Granodiorite	18.4	15.8	13	9.4	0.047
20028821	Cerro Antena	Quartz Diorite	18.9	11.2	9.6	9.1	0.042
20028822	Cerro Antena	Quartz Diorite	17.1	16.2	7.6	8.8	0.062
20028825	Cerro Antena	Diorite	16.9	9.8	8.7	8.9	0.049

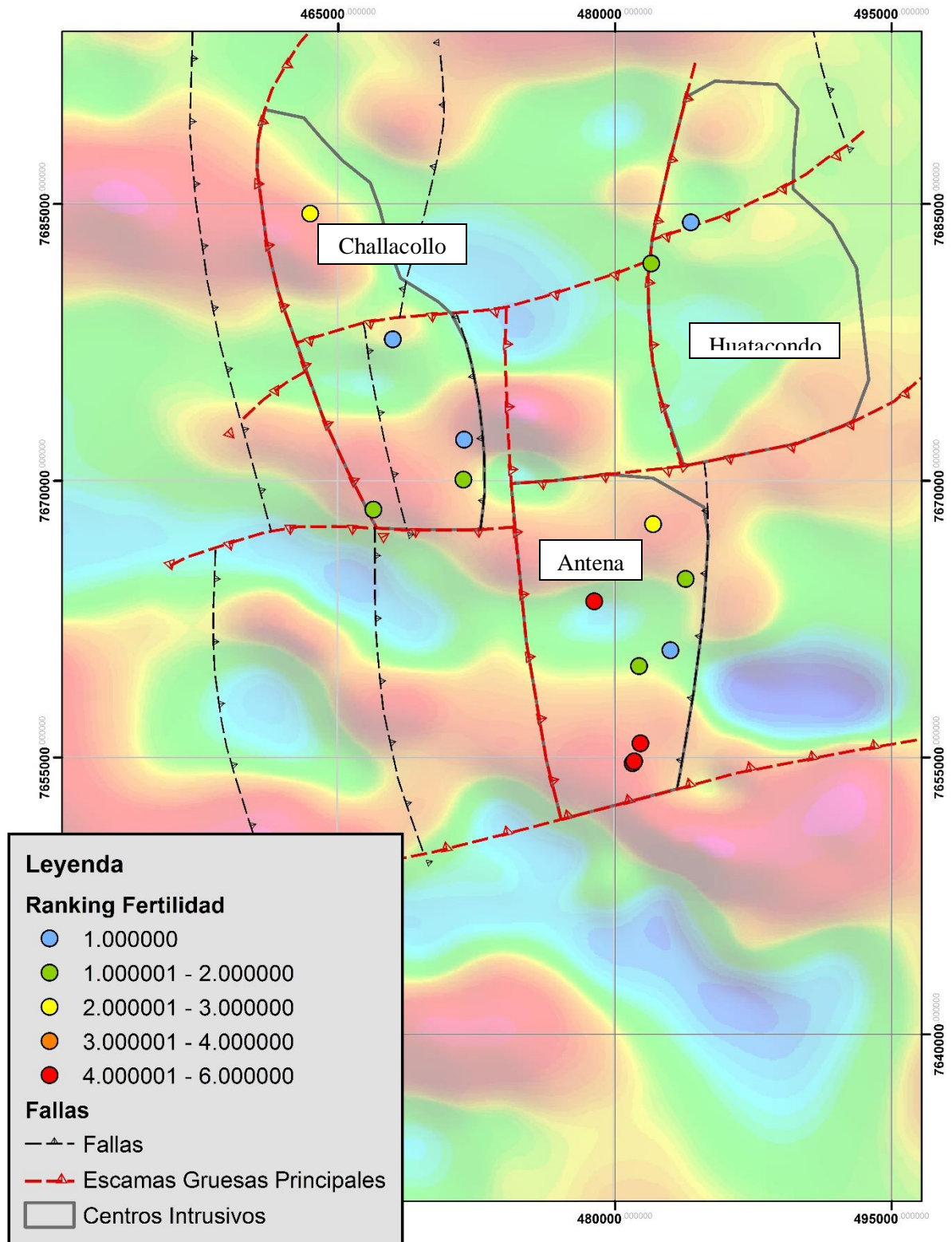


Figura 4.7.18: Mapa de distribución de ranking de fertilidad, de fondo imagen de magnetometría RTP.

4.8. Dataciones

4.8.1. Dataciones históricas

Los datos históricos han sido extraídos de la carta geológica Huatacondo de Blanco et al 2013, en la cual existe una serie de dataciones de prácticamente todas las unidades presentes. En este trabajo se consideró relevante destacar a los intrusivos y las dataciones de rocas mesozoicas. Tabla 4.8.1.

Tabla 4.8.1: Dataciones históricas

<i>WGS 1984 UTM 19 S</i>		<i>Edad (Ma ±δ)</i>	<i>Tipo</i>	<i>Método</i>	<i>Litología</i>	<i>Localidad</i>	<i>Referencia</i>
<i>Este</i>	<i>Norte</i>						
462.689	7.684.639	82,6 ± 1,5	U-Pb	ELA-ICP-MS	Pórfido Microgranítico	Cerro Challacollo	Blanco et al. (2013)
464.885	7.683.159	80,6 ± 1,8	U-Pb	ELA-ICP-MS	Lava riolítica de piroxeno	Cerro Challacollo	Blanco et al. (2014)
462.816	7.681.607	74,9 ± 0,7	U-Pb	ELA-ICP-MS	Monzodiorita de 2 piroxenos	Cerro Challacollo	Blanco et al. (2015)
464.128	7.682.104	68 ± 3	K-Ar	En roca total	Riolita porfírica con alteración Sericítica	Cerro Challacollo	Orrego et al. (1997)
467.965	7.678.562	63 ± 2	K-Ar	En biotita	Clasto de pórfido monzodiorítico	Cerro Challacollito	Blanco et al. (2013)
481.818	7.681.616	61,9 ± 0,8	U-Pb	ELA-ICP-MS	Monzodiorita cuarcífera de piroxeno y biotita	Quebrada Huatacondo	Blanco et al. (2014)
496.368	7.685.207	67,3 ± 0,9	U-Pb	ELA-ICP-MS	Stock riolítico microgranítico	Quebrada Huatacondo	Blanco et al. (2015)

La distribución de las dataciones se concentra principalmente en el Cerro Challacollo, una en las inmediaciones del Cerro Challacollito y las otras dos a lo largo de la Quebrada de Huatacondo (Figura 4.8.1).

Las rocas intrusivas en el sector del Cerro Challacollo han sido datadas en el Cretácico Superior, mientras que los intrusivos aflorantes en la quebrada de Huatacondo, específicamente en las inmediaciones de Tamentica fueron datados con edad paleocena.

Tomando en cuenta estos antecedentes, es posible diferenciar entre el centro intrusivo asociado a la Falla Challacollo en el cerro homónimo, el cual ha sido datado de edad cretácica superior con los centros intrusivos de edad paleocena al sur de la Quebrada de Huatacondo, los cuales se habrían emplazado en procesos tectonomagmáticos posteriores.

Es posible establecer esta diferenciación debido a que el tiempo en que un complejo intrusivo de dimensiones batolíticas se construye corresponde a un intervalo corto de tiempo, por ejemplo Petford (1996) estima que para un ascenso realista de magma, a tasas de ascenso en diques de 10^{-2} m/s, grandes plutones félsicos pueden ser llenados en una escala menor a 10^4 años, mientras que (Paterson y Tobisch, 1992) le asignan un rango de unos pocos millones de años para el mismo proceso. En este sentido, la diferencia de edad de los complejos intrusivos en los datos históricos permite establecer con claridad que corresponden a procesos distintos.

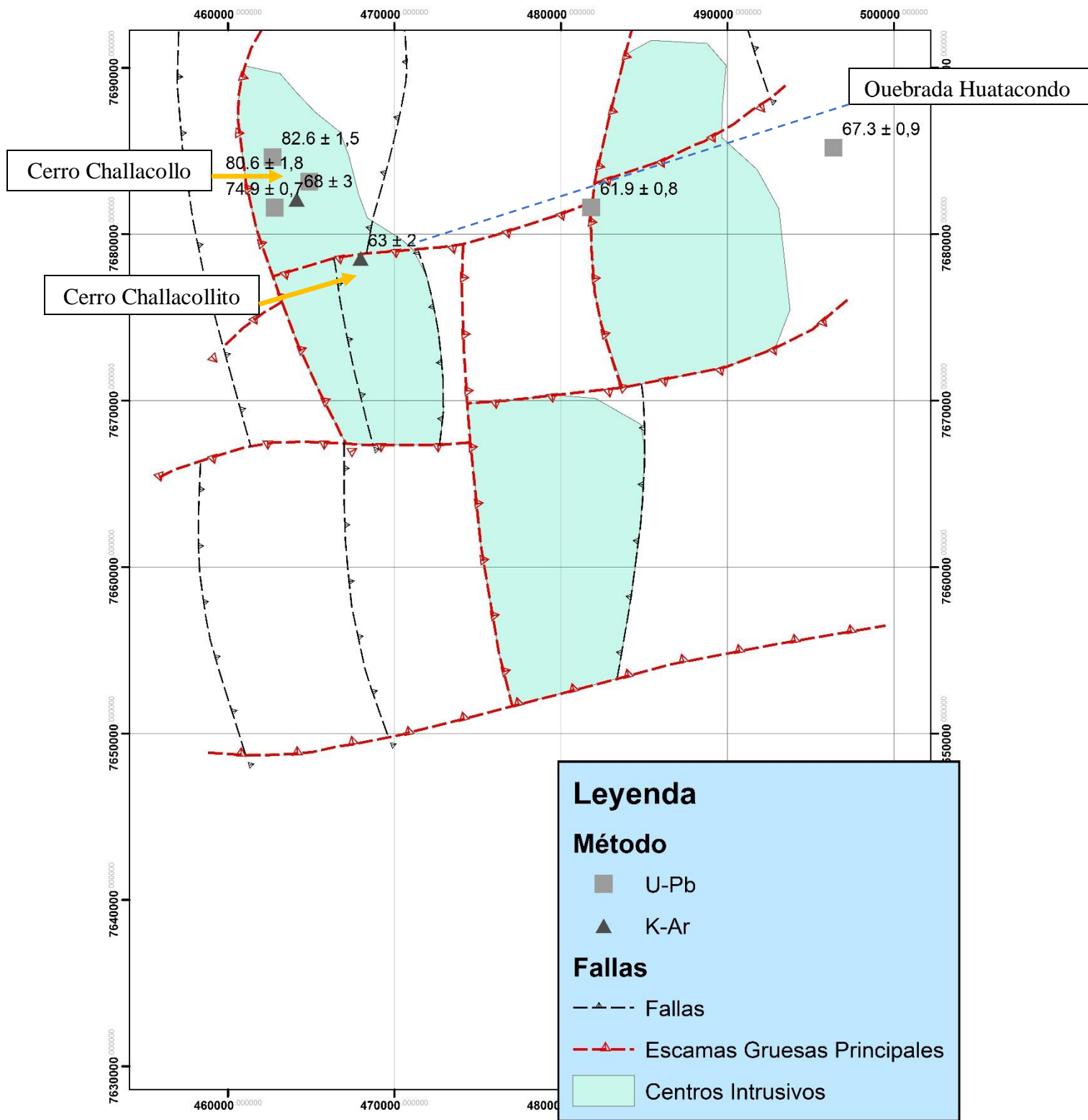


Figura 4.8.1: Mapa ubicación de dataciones históricas

La franja metalogénica del Paleoceno-Eoceno temprano (Figura 4.8.2) tiene sus mayores exponentes en el sur de Perú, entre los depósitos destacables se incluyen Cerro Verde, Cuajone, Quellaveco y Toquepala, los cuales tienen edades (62-59, 53-52, 54-52 y 57-55 Ma respectivamente).

En Chile, los yacimientos más importantes corresponden a Cerro Colorado, Spence y Sierra Gorda, con edades de (55-52, 57 y 60-63 Ma respectivamente).

Williams (1992) analizando una serie de distritos mineros entre los 22 y 24°S propone 3 eventos principales de mineralización durante el Paleoceno, el más antiguo entre los 65 y 60 Ma y el más joven entre los 55 y 48 Ma, ambos periodos dominados por pórfidos de tamaño pequeño. Entre estos dos episodios, se habría producido un pulso intermedio de mineralización, el cual representaría el principal evento de mineralización de Cu tanto en Perú como en Chile.

Esto implicaría que durante el Paleoceno, el principal pulso de mineralización asociado a los depósitos de pórfidos de Cu ocurrió en un lapso muy corto de tiempo, entre los 59 y 52 Ma, periodo que coincide con la Fase de deformación Incaica I en el sur de Perú (Camus, 2003).

Por otra parte, en Toro et al. (2015) en base a un estudio y compilación de edades radiométricas (Ar-Ar; Re-Os y U-Pb) de los principales pórfidos cupríferos tanto al sur de Perú como al norte de Chile propone dos eventos magmático-hidrotermales de edad Paleoceno-Eoceno inferior bajo: 66-60 Ma y 56-52 Ma, estos estarían relacionados a las fases compresivas del K-T e Incaica I respectivamente. Los depósitos relacionados al primer evento corresponderían a los pórfidos cupríferos Cerro Verde (Perú), Spence, Sierra Gorda y Relincho en Chile, por otra parte, Cuajone, Quellaveco y Toquepala (Perú) y La Mancha, Mocha, Cerro Colorado y Lomas Bayas (Chile) se enmarcarían en el evento compresivo Incaico I (~ 57-53 Ma).

Otro ejemplo de características similares corresponde a los depósitos de pórfidos cupríferos paleocenos al oeste de México, asociados al arco magmático Laramide, donde cerca del 94% del Cu total fue depositado en un período relativamente corto de tiempo (en un lapso de 16 Ma.) entre los 68.5 y los 52.5 Ma, más aún, los depósitos supergigantes (>24 Mt Cu) del cluster más grande contienen alrededor de 223 Mt Cu, el que representa más del 91% del cobre en el cinturón completo. Lo más relevante de este hecho, es que los depósitos más grandes, con tamaños entre los 10 y 34 Mt Cu, fueron formados entre los 60.5 y 52.5 Ma, lo cual significa que más del 55% del total de cobre de los pórfidos cupríferos del suroeste de Norteamérica fue depositado en sólo 8 Ma (Valencia et al., 2017).

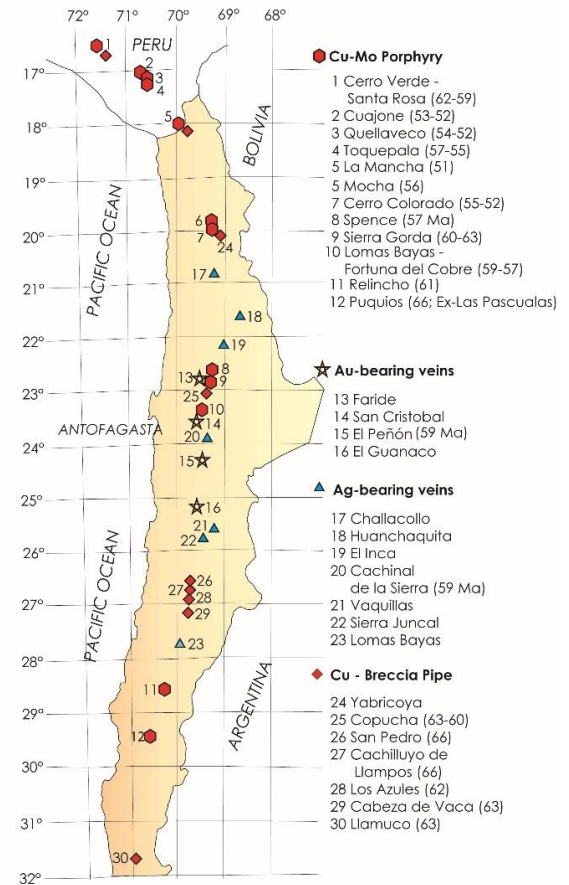


Figura 4.8.2 Mapa yacimientos paleocenos, extraído de Maksaev 2017

Esta segmentación de los eventos mineralizadores corresponde por lo tanto, a una importante característica diagnóstica que permite tener una referencia de los eventos ocurridos en este período y del tamaño de los depósitos minerales asociados a cada uno de ellos.

El nexo entre el evento magmático y el evento hidrotermal asociado está restringido termodinámicamente por la tasa de enfriamiento de los cuerpos intrusivos emplazados (Cathles et al., 1997), implicando que el sistema hidrotermal que está asociado al evento magmático tendrá un máximo de duración de unas pocas decenas de miles de años.

Según el modelo de Simmons y Brown (2007) realizado a sistemas geotermales activos, se concluye que solamente unos pocos a varias decenas de miles de años son requeridos, en principio, para formar depósitos de pórfidos cupríferos gigantes.

Si bien en algunos casos dataciones de depósitos de pórfidos cupríferos han reportado duraciones del orden de 0.1 a 2 Ma. Para su formación (Ballard et al., 2001; Deckart et al., 2005; Sillitoe y Mortensen, 2010), esta aparente larga vida de los eventos magmáticos-hidrotermales no sería consistente con los modelamientos termales de enfriamiento de una intrusión, y sugieren que la mayoría de estos depósitos estarían asociados con historias polifásicas de múltiples intrusiones (Chiaradia et al., 2013), en concordancia con las observaciones de campo (Gustafson, 1978).

4.8.2. Dataciones de este trabajo

En la (Tabla 4.8.2) se compilan los resultados de las 9 muestras de intrusivos que fueron datadas en este estudio (U-Pb). La primera acotación importante, es que todos estos intrusivos se encuentran dentro del lapso de tiempo entre los 60.59 y los 66.26, el cual se encuentra contenido según los autores anteriormente referenciados, en el primer evento de mineralización asociado a la fase tectónica compresiva K-T.

Tabla 4.8.2: Resultados de Geocronología

<i>N° Muestra</i>	<i>Este</i>	<i>Norte</i>	<i>Edad Final 206Pb/238U (Ma)</i>	<i>2σ (Ma)</i>	<i>Números de zircones usados en la edad final</i>	<i>MSWD</i>	<i>Composición Intrusivo</i>
20028804	484095	7684000	62.66	0.35	13	2.8	Monzonita
20028817	481048	7654787	60.59	0.46	30	2.1	Granodiorita
20028824	482151	7660187	64.87	0.57	23	12	Diorita
20028826	480160	7661388	64.22	0.41	21	5	Monzonita
20028830	483834	7664677	64.68	0.41	11	1.3	Diorita
20028847	482072	7667649	60.76	0.49	22	5.3	Cuarzo Monzodiorita
20028850	491469	7667605	65.41	0.37	25	4.2	Diorita
20028853	477713	7667756	61.9	0.35	23	1.9	Tonalita
20028860	471593	7670618	66.26	0.49	24	2.1	Cuarzo Diorita

Otro punto destacable corresponde a que el error asociado a las edades finales de este método corresponden a un valor inferior a 0.5 Ma, por lo que permite establecer una clara diferenciación entre las distintas fases.

Este método es considerado el más preciso de los disponibles debido a que el zircon es un mineral altamente refractario que sobrevive a la mayoría de los procesos geológicos que ocurren después de la cristalización magmática, y además la difusión del isótopo de Pb es muy baja en el zircon a altas temperaturas, la combinación de estos 2 factores implica que las dataciones U-Pb de los zircones magmáticos corresponde a la edad de cristalización y son la representación más cercana posible para las edades de emplazamiento de las intrusiones magmáticas (Chiaradia et al., 2013).

En cuanto a la composición de los intrusivos datados, es importante destacar que los menos diferenciados (composiciones dioríticas y cuarzo dioritas) son los que presentan edades más antiguas, mientras que los intrusivos más diferenciados tienen edades más jóvenes, y eventualmente estarían intruyendo a las fases menos diferenciados en pulsos magmáticos posteriores.

En base a la distribución geográfica de las edades, se utilizó como referencia en el mapa de la (Figura 4.8.3) los centros intrusivos definidos en el capítulo siguiente Challacollo, Antena y Huatacondo, donde para este capítulo en particular, se utilizarán solamente como referencia geográfica dividiendo el área de estudio en sectores, y permitirán agrupar en rangos las edades obtenidas en ciertas áreas específicas.

En el caso del sector Challacollo (Figura 4.8.3), los datos históricos documentados indicaban que los intrusivos datados en el cerro homónimo tenían un amplio rango de edades todas pertenecientes al Cretácico Superior, reconociéndose al menos 2 eventos, uno acotado entre el rango 85-80 Ma y otro entre los 75 y 66 Ma por lo que se estableció una conexión entre estos datos y el obtenido de la muestra 20028860 en el cerro Raúl, la cual fue datada de edad Cretácico Superior (66.26 ± 0.49).

En el caso de las muestras asociadas al sector Antena (Figura 4.8.3), estas pertenecen al intervalo entre los 64.87 y 60.59, edades que se correlacionan con el primer evento de mineralización según los antecedentes anteriormente expuestos, y al cual pertenecen pórfidos cupríferos como Cerro Verde en Perú y Spence, Sierra Gorda y Relincho en Chile.

En cuanto al sector Huatacondo (Figura 4.8.3), la datación obtenida es correlacionable con los valores de la referencia geocronológica histórica en Blanco et al. (2012), ambos, tanto la muestra 20028804 de este estudio y la muestra datada en el trabajo de Blanco et al. (2012) tienen edades paleocenas, siendo posible establecer continuidad de este centro intrusivo hacia el norte. En los dos casos, las edades obtenidas estarían eventualmente asociadas al primer evento de mineralización en el Paleoceno, y no corresponderían al evento principal de este período que ocurre en las fases tardías entre los 60 y 52 Ma.

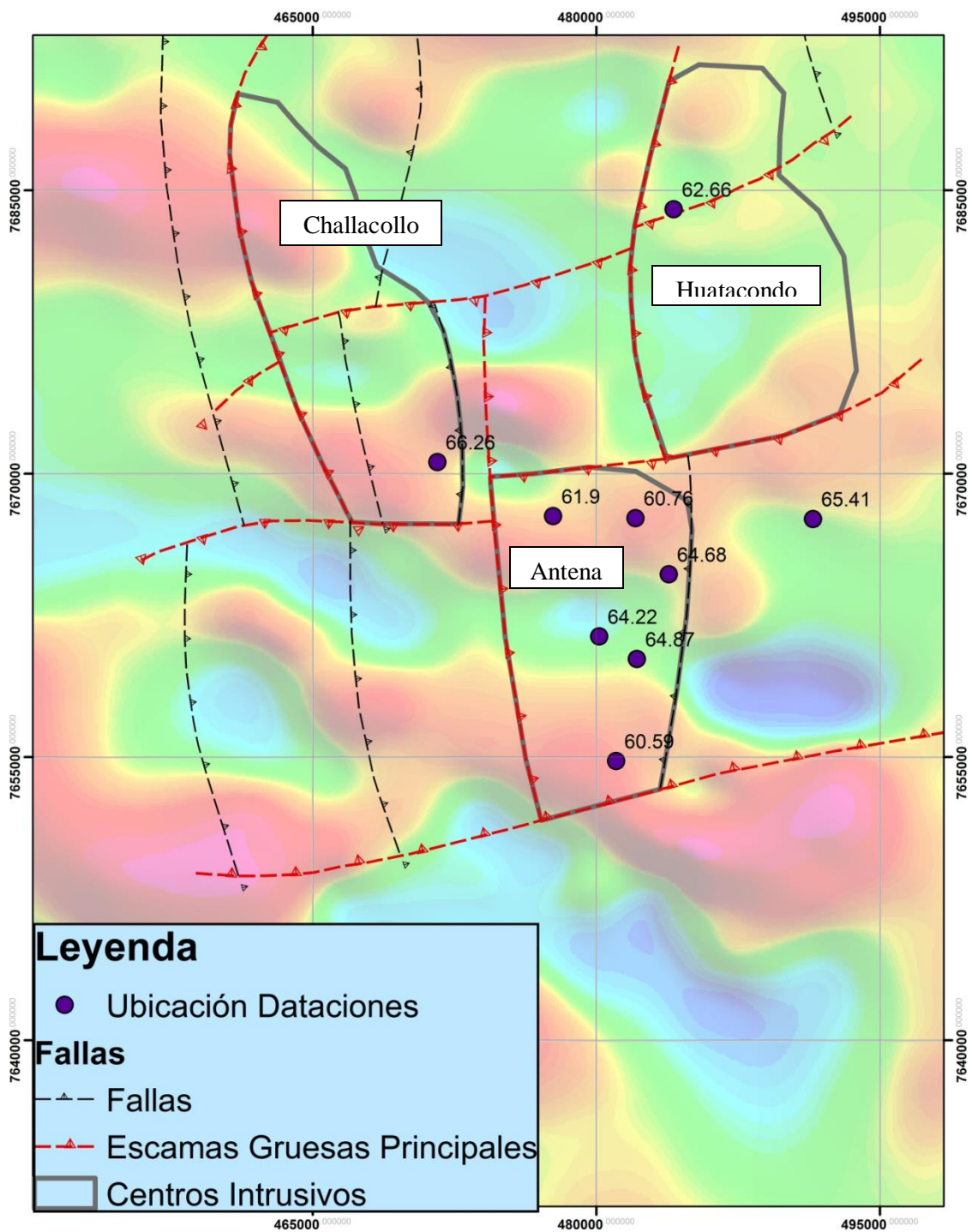


Figura 4.8.3: Mapa de distribución de Dataciones, de fondo imagen de magnetetría RTP.

5. Modelo Centros Intrusivos (IC)

Un centro intrusivo corresponde a un área delimitada por el contacto en planta entre rocas intrusivas y las rocas cajas en la cual existe un control tectonoestratigráfico favorable para el emplazamiento magmático de 1 a 4 kilómetros de la paleosuperficie, en donde se contiene un complejo intrusivo polifásico fértil, que varía desde dioritas a granitos de una edad metalogénica favorable, y cuyo emplazamiento haya sido controlado por una falla de escama gruesa que representa al conducto por el cual asciende el centro intrusivo. Esta sumatoria de condiciones favorables hace que los centros intrusivos, definidos de esta manera, tengan la capacidad de hospedar uno o más depósitos de clase mundial (PDC, IOCG, Cu-Ag o depósitos epitermales de alta o baja sulfuración).

En términos exploratorios, la correcta caracterización de un centro intrusivo implica el entendimiento de los distintos factores que están involucrados en su definición, la cual en si misma implica una zona prospectiva, por lo que al establecer estos límites, lo que en efecto se está haciendo es aumentar en base a la superposición de capas de información, la probabilidad de ocurrencia y el éxito exploratorio.

Es posible realizar el ejercicio de calcular en base a algunos supuestos iniciales las probabilidades en términos gruesos de realizar un descubrimiento en el norte de Chile.

- Inicialmente se puede considerar que el norte de Chile desde Arica a la región de Coquimbo tiene aproximadamente 300.000 kilómetros cuadrados de área
- Un depósito considerado grande puede tener aproximadamente 3 kilómetros cuadrados (1 por 3 kilómetros), es decir, existe un 1 depósito en un área de 3 kilómetros cuadrados.
- Se puede asumir que existen en el norte de Chile 100 depósitos que aún no han sido descubiertos.
- El área prospectiva se dividirá en bloques de 3 kilómetros para calcular la probabilidad de ocurrencia de un yacimiento.

Con estos supuestos, es posible en este punto calcular la probabilidad de encontrar un yacimiento considerando toda la extensión del norte de Chile, la cual sería finalmente $3 \times 100 / 300.000$, es decir, la probabilidad corresponde a 1 de cada mil bloques de 3 kilómetros cuadrados de realizar un descubrimiento.

Sin embargo, de los 38 yacimientos encontrados entre el año 2010 hasta el año 2015, 36 de ellos se asocian a las franjas metalogénicas previamente definidas y dos de ellos se asocian a magmatismo del Cretácico Tardío (Villela y Cantallops, 2016).

Es por esto, que, en vez de considerar toda la extensión del norte de Chile, es posible acotar el área prospectiva a una zona contenida dentro de alguna de las franjas metalogénicas de Chile. En el caso particular de la franja del Paleoceno, esta representa aproximadamente 65 mil kilómetros cuadrados de extensión, por lo que la probabilidad de encontrar un yacimiento bajo los mismos supuestos anteriores es $3 \times 100 / 65.000$, es decir, la probabilidad aumenta a 46 de cada mil bloques de 3 kilómetros cuadrados.

Además, dentro de esta franja, según una recopilación de la información existente, actualmente se encuentran mapeadas 53 fallas de escama gruesa, con 60 kilómetros de largo promedio (a grandes rasgos). Considerando que todos los depósitos se encuentran a una distancia máxima de 3 kilómetros de una falla de escama gruesa, se puede estimar un área prospectiva de 6 kilómetros de ancho (ambos lados de la falla) por 60 kilómetros de largo, implicando una reducción del área potencial a 19 mil kilómetros cuadrados.

Realizando el mismo ejercicio anterior, es posible calcular la probabilidad de encontrar 100 yacimientos de 3 kilómetros cuadrados de área, pero ahora considerando una zona prospectiva de 19.000 kilómetros cuadrados. La probabilidad de ocurrencia en este caso es de 1.57 por cada 100 bloques de 3 kilómetros cuadrados.

Claramente este corresponde a un valor mínimo ya que no todas las fallas han sido mapeadas y se está considerando que solamente se puede encontrar un yacimiento por cada falla, además los valores anteriormente mencionados corresponden a aproximaciones robustas, sin embargo, lo importante en este caso es el razonamiento intrínseco en el cálculo.

El mismo proceso puede aplicarse a cada uno de los factores que están involucrados en la definición de un centro intrusivo, donde se iría reduciendo el área prospectiva y aumentando la probabilidad de éxito.

Finalmente, al tener el área bien definida de un centro intrusivo, lo que se tiene es una zona donde existe la máxima probabilidad de tener éxito exploratorio con los medios y la información disponible, de ahí la importancia de este concepto.

En este trabajo se han analizado por separado una serie de factores que están involucrados en la definición de un centro intrusivo, el objetivo principal de este capítulo es integrar cada una de las capas de información anteriormente expuestas y reconocer en ellas características comunes que permitan establecer los límites de los centros intrusivos presentes en la zona de estudio.

En base a los resultados obtenidos y utilizando las distintas capas de información se realizaron 3 modelos como posibles soluciones que permiten interpretar y caracterizar los centros intrusivos presentes en la zona de estudio.

Los criterios principales para delimitar los centros intrusivos correspondieron en una primera instancia al modelo estructural, la composición y textura de los intrusivos, las anomalías magnéticas, geoquímica y petroquímica de los intrusivos y finalmente la geocronología de las muestras de intrusivos.

5.1. Modelo 1

En el modelo 1 se interpretaron 7 centros intrusivos (Figura 5.1) cada uno de ellos fue definido utilizando los factores anteriormente mencionados:

- Challacollo: Este centro intrusivo en el extremo noroeste de la zona de estudio estaría asociado a la actividad de la Falla Challacollo, y estaría delimitado tanto por la anomalía magnética como por la Falla de orientación E-O Huatacondo, los intrusivos asociados

- corresponden a dioritas porfíricas. Correspondería a un complejo intrusivo de edad cretácica.
- Huatacondo: Este centro Intrusivo estaría asociado a la actividad de la Falla N-S Tiquima, y corresponderían a intrusivos de composición granodiorítica y dioritas de texturas porfíricas finas. Este complejo intrusivo sería de edad paleocena.
 - Challacollito: Este centro intrusivo estaría asociado a la actividad de la Falla Huatacondo, y correspondería a un intrusivo monzodiorítico de textura fanerítica media, es por este último hecho además de que se encuentra al sur de la Falla Huatacondo que se asume como un sistema distinto. No existen datos de edad de este centro intrusivo.
 - Raúl: Este centro intrusivo se interpreta con origen en la Falla Maní debido a que existe un intrusivo asociado en las vecindades de esta estructura de composición cuarzo monzonítica de textura fanerítica media al oeste del Cerro Raúl. Una de las muestras datadas de este centro intrusivo tiene una edad de $66, 26 \pm 0,49$ que lo ubican en el límite entre el Cretácico Superior y Paleoceno.
 - Pintadas: Este centro intrusivo se asocia a la actividad de la Falla Maní, y corresponden a dioritas de texturas finas en la periferia de la anomalía magnética. No existen datos de edad de este centro intrusivo.
 - Antena: Este corresponde al centro intrusivo de mayores dimensiones en este modelo, y corresponde a un complejo de un espectro amplio de composiciones, desde tonalitas a dioritas. Las edades datadas de este centro intrusivo se encuentran acotadas entre el periodo 65 y 60 Ma. En la periferia de la anomalía magnética se encuentra un grupo de intrusivos de textura porfírica gruesa. En cuanto a la fertilidad de los intrusivos, las muestras analizadas de este centro intrusivo tienen los valores altos comparados con los centro intrusivos anteriores, especialmente la muestra 20028840 que presenta un puntaje de 5.5/6 en el ranking de fertilidad.
 - Extremo Sur: Este complejo intrusivo estaría asociado a la actividad de la Falla Sipuca, y corresponde a intrusivos de composición granodiorítica a diorítica de texturas porfírica y fanerítica gruesa a media. Las dataciones en las muestras pertenecientes a este centro intrusivo varían desde entre los 60 a 65 Ma. Se diferencia del centro intrusivo Antena debido a que en los límites de cada uno hay un bajo en la anomalía magnética, lo que hace presumir que corresponde al sector más periférico, y además debido a la diferencia entre las alteraciones presentes en cada centro intrusivo, mientras el centro intrusivo Antena está dominado por la presencia de turmalina, existe una ausencia de este mineral de alteración en las muestras presentes al centro intrusivo Extremo sur. Las muestras de este centro intrusivo presentan los valores más altos de fertilidad de toda la zona de estudio, destacan las muestras 20028816, 20028817 y 20028821 con puntajes prácticamente perfectos en el ranking de fertilidad.

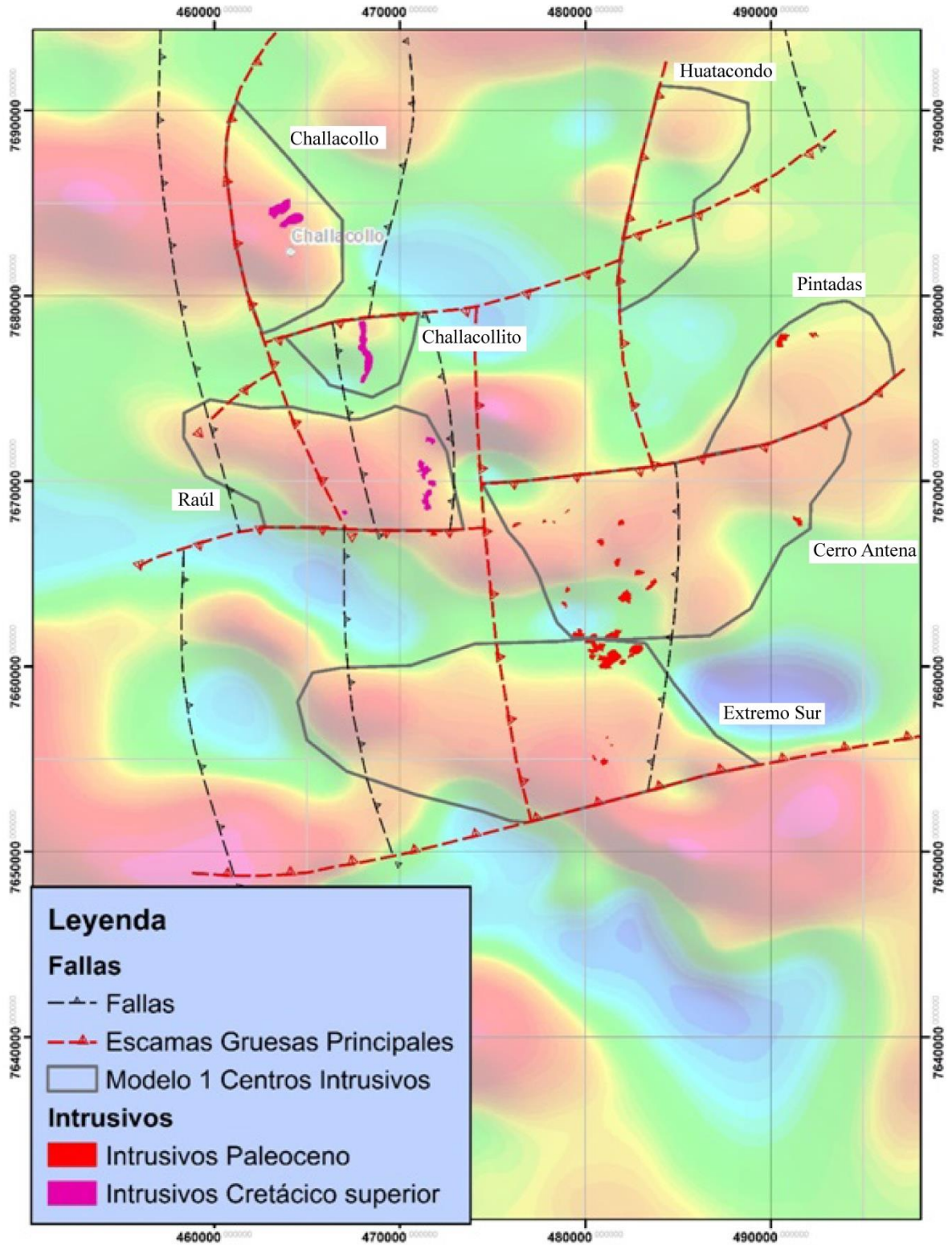


Figura 5.1: Modelo 1 centros intrusivos, de fondo imagen de magnetometría RTP.

5.2. Modelo 2

En este modelo (Figura 5.2) se interpretan 5 centros intrusivos, donde se agrupan los centros intrusivos definidos en el modelo anterior Challacollito y Raúl para formar en este modelo el centro intrusivo Raúl y también los centros intrusivos definidos en el modelo anterior Antena y Extremo Sur para formar en este modelo solo el centro intrusivo Antena, además, en este modelo se definen los centros intrusivos Challacollo, Huatacondo y Pintadas.

- Challacollo: Este centro intrusivo tiene las mismas características que en el modelo 1, y corresponde a un complejo intrusivo de edad cretácica superior asociado a la actividad de la Falla Challacollo.
- Huatacondo: Tiene las mismas características que en el modelo 1 donde se encuentra asociado a la Falla Tiquima. Este complejo intrusivo corresponde a granodioritas y cuarzo monzodioritas de textura porfírica fina.
- Pintadas: Este complejo no presenta cambios con el modelo anterior, y corresponde a un conjunto de dioritas de textura fina, las cuales se encuentran en la periferia de la anomalía magnética.
- Raúl: Este centro intrusivo asocia tanto las muestras que se encuentran en el Cerro Challacollito como las muestras del Cerro Raúl. A diferencia del modelo anterior, el origen de este centro intrusivo estaría asociado a la actividad de la Falla Huatacondo. Se asocian estas muestras ya que el único criterio diferenciador corresponde a la textura de los centros intrusivos que hacen presumir orígenes distintos entre las muestras en las vecindades de la Falla Huatacondo y la Falla Maní, los demás factores no permiten diferenciar entre estos dos sectores. En cuanto a la edad, a partir de la datación de la muestra 20028860 se interpreta que este centro intrusivo sería de edad Cretácica superior-Paleoceno.
- Antena: Este centro intrusivo reúne las muestras ubicadas geográficamente en el Cerro Antena y al sur de este. En este modelo a diferencia del anterior, se interpreta que este centro intrusivo estaría asociado a la actividad de la Falla Antena, ya que tanto en términos de texturas gruesas, composición y edades de los intrusivos, no es posible establecer una clara diferenciación entre los centros intrusivos interpretados en el modelo anterior. Las composiciones varían desde tonalitas y granodioritas hasta dioritas, mientras que en el centro se agruparían las texturas gruesas las cuales habrían sufrido procesos de alteración evidenciado principalmente por la presencia de turmalina.

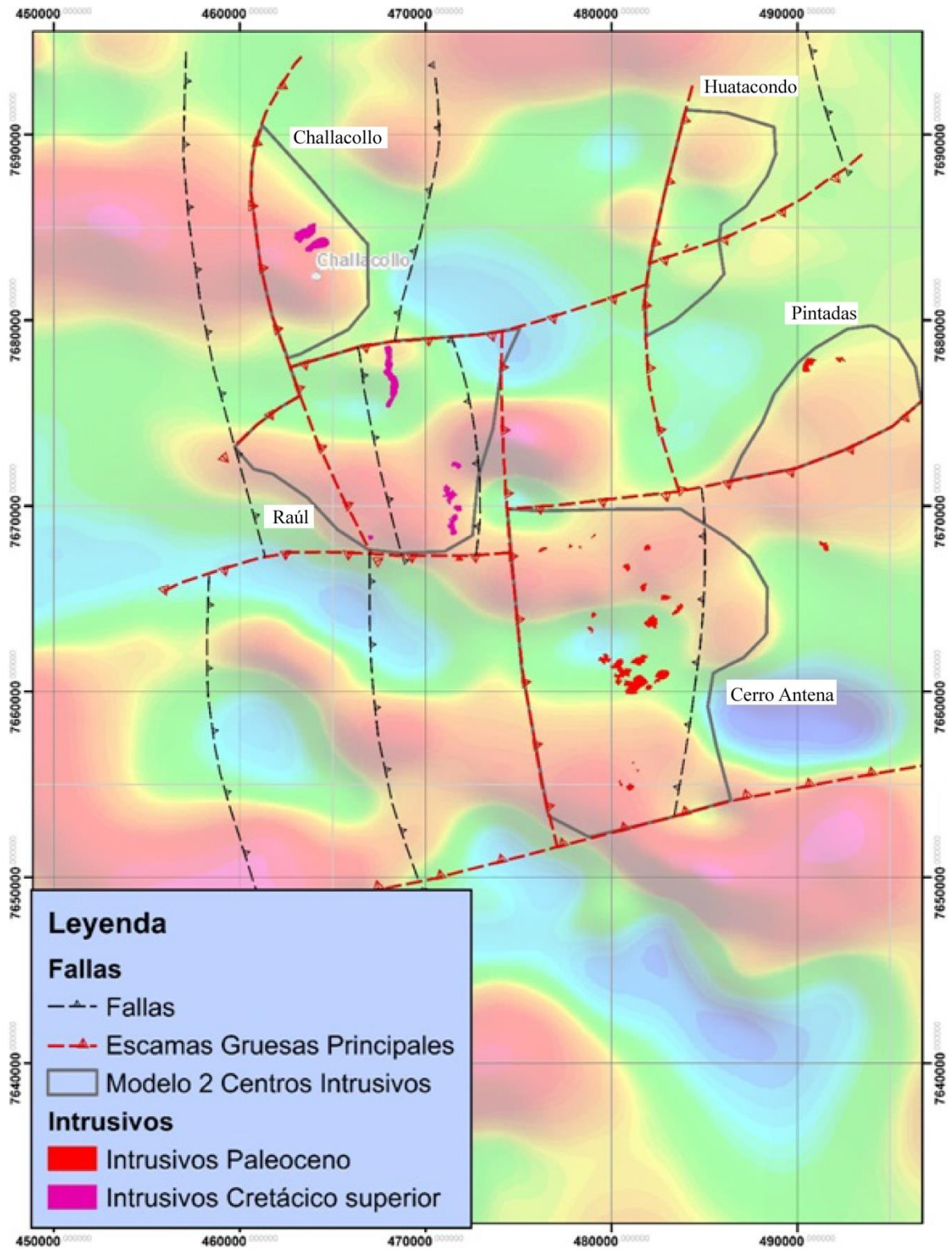


Figura 5.2: Modelo 2 Centros Intrusivos, de fondo imagen de magnetometría RTP.

5.3. Modelo 3

En este modelo (Figura 5.3) se definen 3 centros intrusivos, Challacollo, Huatacondo y Antena, en este caso se agrupan las muestras en la zona de estudio de manera tal, que permiten tener un modelo mucho menos atomizado, en donde los criterios que se utilizan para delimitar cada uno de los centros intrusivos se encuentra más claro que en los modelos anteriores.

- Challacollo: Este centro intrusivo se encuentra asociado a la actividad de la falla homónima, la cual se extiende desde el norte de la zona de estudio hasta la Falla E-O Maní al sur del Cerro Raúl. Las composiciones de los intrusivos corresponden principalmente a dioritas, mientras que en las zonas más cercanas a la escama gruesa corresponden a cuarzo monzonitas y monzodioritas. La continuidad de este centro intrusivo desde el Cerro Challacollo hasta el sur del Cerro Raúl, se interpreta de esta manera diferente de los modelos anteriores, debido a que la actividad de la falla Challacollo es posible extenderla hacia el sur, y por la geocronología de los intrusivos, tanto en los datos históricos como en la datación de la muestra del Cerro Raúl establecerían que este complejo intrusivo tendría una edad asociada al Cretácico Superior Tardío.
- Huatacondo: Este centro intrusivo se asocia a la actividad de la Falla Huatacondo, y se extiende desde los intrusivos en la Quebrada Huatacondo hasta la Quebrada las Pintadas. Los intrusivos asociados a estas fallas corresponden a dioritas en la periferia y monzonitas en los sectores más próximos a la estructura de escama gruesa. Si bien no existen datos geocronológicos en las muestras al sur de este centro intrusivo en base a las dataciones históricas en la quebrada de Huatacondo este centro intrusivo sería de edad paleocena.
- Antena: Al igual que en el modelo anterior, este centro intrusivo estaría asociado a la actividad de la Falla N-S Antena, y estaría limitado por las fallas E-O Maní y Sipuca, con las cuales se formaría un sistema de pop-up que abriría alzado a este centro intrusivo. Las composiciones van desde tonalitas y granodioritas hasta dioritas con texturas porfíricas y faneríticas gruesas, donde las primeras se concentran en el centro. Las edades se encuentran acotadas entre los 60 y 65 Ma, donde las más antiguas corresponderían a los intrusivos menos diferenciados. Esta edad estaría relacionada, eventualmente con el primer evento de mineralización durante el inicio del Paleoceno. En cuanto a la ausencia de la anomalía en el centro del complejo intrusivo, esta podría ser explicado por la presencia de un evento de alteración, una alta profundidad del complejo intrusivo o bien la baja resolución de la imagen de magnetometría, ya que existe una dicotomía entre los datos de susceptibilidad magnética medidos in situ y esta imagen en este sector.

De las tres posibles soluciones, se consideró al modelo 3 como el más probable debido a que no existían los elementos diferenciadores como para establecer una discriminación en complejos intrusivos más atomizados como en los modelos anteriores, y además este modelo responde bien a las variables anteriormente estudiadas, no encontrándose en general elementos contradictorios entre ellas.

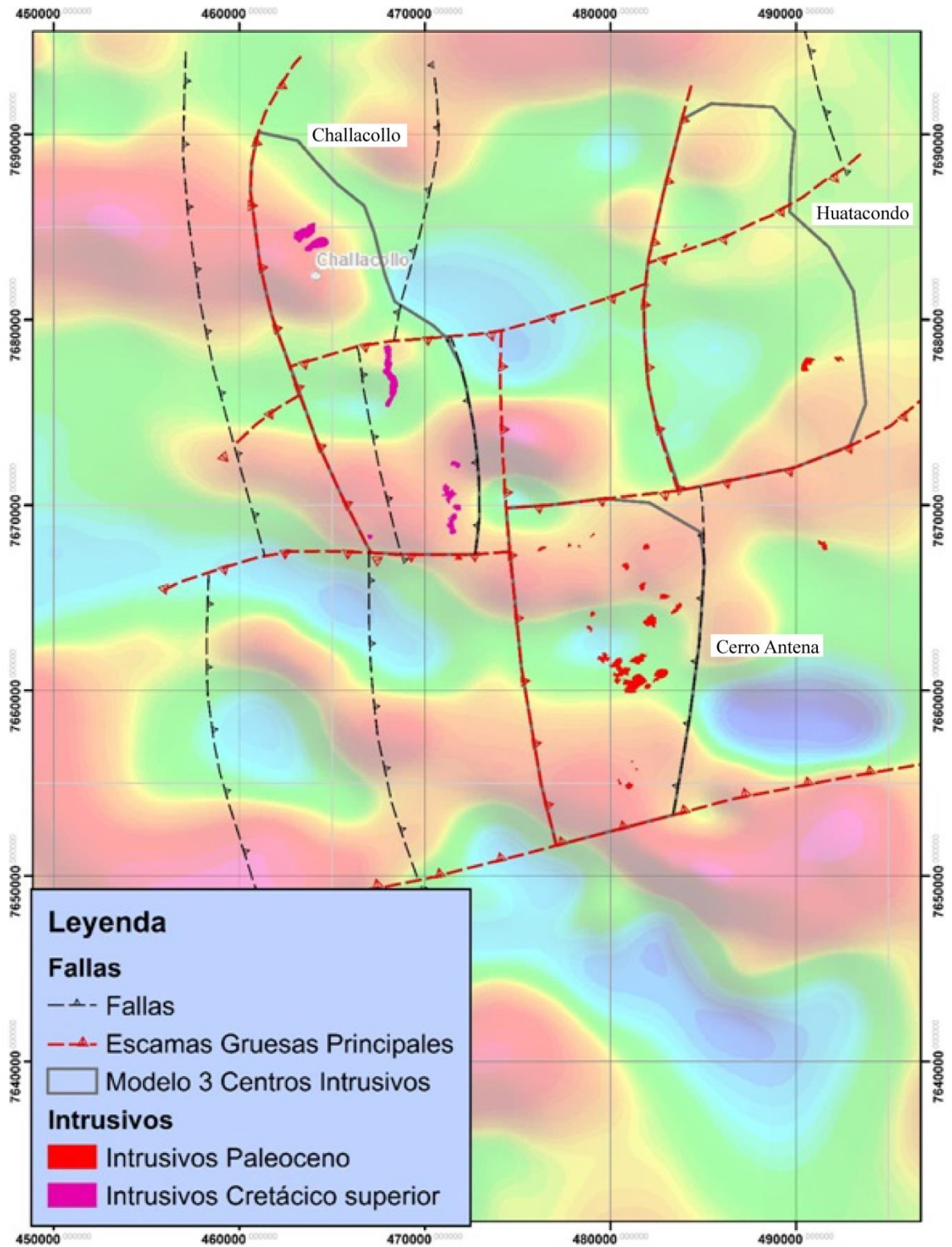


Figura 5.3: Modelo 3 centros intrusivos, de fondo imagen de magnetometría RTP.

5.4. Prospectividad Centros Intrusivos

Para analizar la prospectividad de los centros intrusivos definidos en el modelo 3, se considerarán para este propósito 6 factores:

- Evidencia de Mineralización y/o Alteración: Mineralización o alteración relacionada a pórfidos cupríferos, correspondería a evidencia in situ de actividad magmática hidrotermal con la consecuente mineralización.
- Temporalidad del complejo intrusivo: Relacionado a la cualidad de polifásico, evidenciado principalmente por la presencia de diques, xenolitos (mezcla de magmas), o presencia de distintas composiciones dentro del área definida para cada centro intrusivo.
- Extensión: En general se considera que dimensiones batolíticas principalmente o stock serían favorables debido al tiempo de actividad magmática requerido para la formación de un pórfido cuprífero, mayor extensión implica más volumen y por lo tanto mayor tiempo de actividad magmática.
- Fertilidad: la fertilidad de los intrusivos está relacionada a las condiciones de formación del cual derivan los magmas, y la cual tiene implicancias en las características de los complejos intrusivos y su potencial de contener un depósito de pórfido de cobre.
- Edad: La edad de los intrusivos permite acotar la actividad magmática a un período acotado de tiempo, donde se considera favorable que este periodo se encuentre contenido dentro de las franjas metalogénicas definidas en el norte de Chile.
- Actividad Minera: Este factor refleja en cierta medida la madurez en términos exploratorios que presentan los distintos sectores del área de estudio. En este sentido, la presencia de una mina o piques, o bien abundantes sondajes sería indicio de que la zona tendría características favorables para la formación de un depósito, lo que incentivaría la exploración en esa área.

Es importante señalar además que existen otras variables que eventualmente podrían ser consideradas al momento de analizar la prospectividad minera de un área determinada, por ejemplo, los accesos disponibles, la cercanía de la zona con una comunidad indígena, presencia de un registro arqueológico o bien restricciones comerciales y/o económicas, entre otras, sin embargo, para efectos de este trabajo, solamente se considerarán factores relevantes las variables geológicas implicadas.

En el caso de los centros intrusivos de la zona de estudio se confeccionó un cuadro comparativo en el cual se resumen las características que presentan cada uno de ellos, en función de los factores anteriormente expuestos. Todos estos antecedentes se exponen de manera resumida en la (Tabla 5.1).

Tabla 5.1: Resumen de Prospectividad centros intrusivos

<i>Centro Intrusivo</i>	<i>Polifasidad</i>	<i>Edad (U-Pb)</i>	<i>Extensión (km² aprox)</i>	<i>Mineralización- Alteración</i>	<i>Actividad Minera</i>	<i>Fertilidad petroquímica (promedio)</i>
Challacollo	diques dioríticos intruyendo a fases más diferenciadas	Cretácico superior (75-66 Ma)	100	Alteración argílica, propilítica y abundancia de vetillas de cuarzo	Mina Challacollo, sondajes	1.8/6
Huatacondo	Dioritas intruídas por diques monzoníticos	Paleocena (65-60 Ma)	130	Piques mineros (mina Lorena)- óxidos de Cu y Fe en Quebrada Las Pintadas	Sondajes en las cercanías, Mina Lorena	1.5/6
Antena	Desde tonalitas-monzonitas a dioritas	Paleocena (65-60 Ma)	200	Albitización + calcopirita	Abundante exploración y sondajes	3.81/6

Expuestas las características de cada centro intrusivo, a grandes rasgos es posible mencionar que en términos composicionales, el espectro es amplio, siendo las rocas menos diferenciadas las más abundantes (dioríticas y cuarzo dioríticas), y con una menor presencia de rocas más diferenciadas (tonalitas y granodioritas). Esta diferenciación magmática en los centros intrusivos, además de la presencia de enclaves y diques es evidencia de la existencia de más de una fase de intrusión magmática en cada uno de estos centros intrusivos.

En cuanto a la edad de los centros intrusivos, de los resultados de las dataciones realizadas en este estudio, además del análisis de la información histórica es posible determinar que el centro intrusivo Challacollo tendría una edad asociada al Cretácico Superior, en donde se observa un amplio rango de edades, con intrusivos datados en el rango comprendido entre los 85 y 80 Ma, además de un segundo grupo de intrusivos acotados entre los 75 y 66 Ma, lo que se interpreta como la presencia de al menos 2 eventos de intrusión en ese sector. En cuanto a los centros intrusivos Huatacondo y Antena, los rangos de edades se encuentran acotados entre los 65 y 60 Ma, asignándoles a estos centros intrusivos una edad paleocena, asociada al primer evento de mineralización en este periodo.

Los centros intrusivos tienen extensiones de dimensiones batolíticas de al menos 100 km², es importante mencionar que parte importante de las áreas delimitadas de los centros intrusivos se encuentra cubierta por la cobertura (Formación Gravas de Atacama), sin embargo a partir del contraste de las anomalías magnéticas en la imagen RTP de magnetometría, es posible realizar la delimitación del área de cada uno de los centros intrusivos, en los casos que no es posible establecerla con los factores analizados.

Si bien la mineralización es escasa en los intrusivos muestreados, destacan dos muestras en las cuales es posible observar presencia de calcopirita diseminada asociada a la presencia en ambos casos de albita. Una de estas muestras se encuentra al este del centro intrusivo Antena, mientras que la otra muestra corresponde a un pórfido monzonítico al centro de este centro intrusivo.

Además, tanto en el Cerro Challacollo como en la Quebrada Las Pintadas es posible apreciar piques y vetas explotadas, los cuales corresponderían a evidencia in situ de mineralización, sin embargo, el Distrito Challacollo es un reconocido depósito epitermal, por lo que no necesariamente puede ser asociada a un modelo de pórfidos cupríferos.

En general prácticamente en toda la zona de estudio existe evidencia de actividad minera, la cual se intensifica en torno al distrito minero Challacollo (geográficamente ubicado en el cerro homónimo) y en las inmediaciones del Cerro Antena donde existen al menos 2 campañas de exploración con campañas de sondaje en las últimas décadas (BHP en los años 90 y Compañía Minera Boreal en el año 2010).

Finalmente, en cuanto a la fertilidad, si bien la cantidad de muestras analizadas es distinta para cada centro intrusivo, y en el caso de las muestras al sur del centro intrusivo Huatacondo no se cuenta con información del análisis CCPKG, el cual incluye la batería completa de elementos de tierras raras para hacer el análisis, es posible identificar con claridad una tendencia desde el centro intrusivo con muestras fértiles (Antena) a los menos fértiles (Challacollo y Huatacondo), lo que coincide notablemente tanto con el ranking de distribución de anomalías para elementos trazadores presentado en el capítulo de geoquímica como con las demás características analizadas en esta sección.

Dicho esto, para analizar cuantitativamente la correlación de los distintos factores involucrados en la definición de prospectividad, y con el propósito de comparar y realizar una categorización desde los centros intrusivos más prospectivos a los menos prospectivos, se realizó un ranking (Tabla 5.2) en el cual se asignó un valor numérico a cada uno de los factores involucrados, acotado entre 0 y 1, donde 1 corresponde a una característica muy favorable o prospectiva y 0 a una característica no favorable.

- Para los intrusivos en los cuales existía evidencia de mezcla de magmas, intrusiones posteriores o un espectro amplio de composiciones se le asigna un valor máximo de 1.
- Para la edad de los centros intrusivos, se discriminó entre aquellos en los cuales su edad se encontraba contenida dentro de una franja metalogénica del norte de Chile y los que pertenecían a edades anteriores a estos períodos.
- En cuanto a la extensión, se le asignó un valor de 1 para los centros intrusivos de dimensiones batolíticas (área superior a los 100 km²), 0,5 para los stocks entre 50 y 100 km² de área y 0 para los inferiores a ese valor.
- En el caso de la mineralización y alteración, el valor 1 se asocia a un sector donde existía alguna evidencia de mineralización, o bien abundantes zonas de alteración atribuibles a una intensa actividad hidrotermal.
- Finalmente, los valores asignados para la actividad minera se separaron entre aquellos con una intensa actividad minera reciente (valor cercano a 1), aquellos con actividad minera más antigua o de menor intensidad, y finalmente en los cuales no se aprecia una actividad minera en las cercanías, asignándoles a este último un valor cercano a 0, lo que implica una zona de poco interés.
- Considerando los puntajes promedio de los intrusivos en el ranking de fertilidad del capítulo de geoquímica, se asignó un valor discriminando los centros intrusivos “fértiles” (puntaje ≈1), “intermedios” (puntaje≈0.5), y no fértiles (puntaje ≈0).

Los resultados fueron compilados en la (Tabla 5.2), donde estos muestran que los centros intrusivos se clasifican desde más prospectivo a menos prospectivo en el siguiente orden:

1. Antena
2. Challacollo
3. Huatacondo

Tabla 5.2: Ranking de prospectividad

<i>Ranking Prospectividad</i>	<i>Complejo Intrusivo Polifásico</i>	<i>Edad</i>	<i>Extensión</i>	<i>Mineralización -Alteración</i>	<i>Actividad Minera</i>	<i>Fertilidad</i>	<i>Puntaje</i>
Huatacondo	0.5	0.8	1	0.5	0.5	0	3.3
Challacollo	1	0.5	1	0.8	0.8	0	4.1
Antena	1	0.8	1	0.4	0.5	1	4.7

6. Historia Geológica

La historia geológica de la zona de estudio esta gráficamente representada en la tabla resumen del (Anexo 9.6), en donde se puede observar temporalmente la actividad de las fallas, la formación de los centros intrusivos, la estratigrafía de la zona de estudio y finalmente las condiciones tectónicas imperantes y los respectivos eventos asociados a estas.

En este caso, se partirá describiendo en primer lugar la tectónica en un cierto periodo y los eventos relacionados al régimen respectivo, para luego indicar como se relacionan estos a la geología interpretada en la zona de estudio.

6.1. Paleozoico

El Paleozoico ha sido dividido entre el ciclo Famatiniano (Paleozoico inferior) y el ciclo Gondwánico (Paleozoico superior) (Mpodozis y Ramos, 1990). En el caso del primero se caracteriza principalmente por la acreción de una serie de terrenos alóctonos en el margen continental occidental, provocando lo que se denomina la Orogenia Oclógica entre el Ordovícico-Silúrico, que corresponde a la acreción de Arequipa- Antofalla con la Precordillera generando un período de margen pasivo en el cual habría principalmente extensión y movimientos de rumbo, estos eventos habrían generado una serie de cuencas de orientación NNW-SSE oblicuas al margen continental principalmente en el periodo comprendido entre el Devónico medio y el Carbonífero temprano en el ciclo Gondwánico (Charrier et al., 2007). Este periodo por tanto cobra importancia en la zona de estudio debido a la presencia de fallas que poseen un rumbo característico (ENE-OSO) oblicuos al margen continental, los cuales pueden asociarse, por el rumbo que poseen, con la tectónica extensional y la generación de estas cuencas en este ciclo.

Las fallas que habrían iniciado su actividad en este periodo corresponderían a las fallas Huatacondo, Maní y Sipuca, en primera instancia como fallas de rumbo con una componente normal debido a la tectónica extensional de ese período.

Es importante destacar finalmente, que el inicio de la actividad de estas estructuras no es posible determinarlo a partir del registro estratigráfico, sin embargo, se interpreta el origen de estas fallas de acuerdo al contexto tectónico y extrapolaciones realizadas de trabajos en los cuales existe presencia de estructuras con características similares, análisis que ya ha sido detallado en las secciones anteriores.

6.2. Ciclo Pre-Andino

Este periodo se caracteriza principalmente por una tectónica extensiva y un magmatismo de origen cortical, donde se habrían desarrollado una serie de cuencas extensionales con orientación NNW-SSE (Charrier, 1979; Uliana y Biddle 1988, Mpodozis y Ramos, 1989), donde de acuerdo con (Ramos, 1994) su orientación estaría asociado a la existencia en esta región de una zona de debilidad NW representada por las suturas en los límites de los terrenos alóctonos acrecionados en tiempos Proterozoicos y Paleozoicos.

Estas cuencas habrían sido rellenas por sedimentos marinos y continentales afectadas por los procesos de subsidencia tectónica y subsidencia termal (Mpodozis y Ramos, 2008), cuyos afloramientos mantendrían una orientación más o menos continua NNW-SSE (oblicuos al

margen continental), que habría sido controlado por fallas principales con estas orientaciones oblicuas al margen continental, algunas de las cuales fueron activadas en subsecuentes episodios de deformación, resultando en grabens o semi grabens y horst, los cuales fueron oblicuos al margen continental de Gondwana (Charrier, 2007). La generación de estos grabens y horst con esta orientación corresponderían a una segunda posibilidad para el origen de las fallas de escama gruesa oblicuas al margen continental interpretadas en este trabajo.

Es en este ciclo donde se habrían depositado las formaciones Majala, Challacollo (de origen marino) y Chacarilla (de origen continental, con clastos provenientes probablemente del arco magmático de ese período constituido por la Formación La Negra).

La Falla Challacollo controló la sedimentación con una actividad normal desde el inicio del Jurásico Superior en un ambiente marino que se fue somerizando hacia uno marino sublitoral por las facies evaporíticas presentes en el techo de la Fm. Challacollo y que se correlacionan con la regresión marina acontecida en el Cretácico Inferior en la Cuenca de Tarapacá (Cortez, 2017).

6.3. Ciclo Andino

En este ciclo ocurren una serie de eventos extensionales y compresivos los cuales habrían cambiado las condiciones tectónicas dominantes hasta antes de su inicio, donde la principal corresponde a la subducción que ha creado el arco magmático andino que ha continuado ininterrumpido hasta la actualidad (Charrier et al., 2007). En términos tectónicos este periodo se caracteriza por un engrosamiento y acortamiento de la corteza con una migración progresiva del arco magmático hacia el este.

La primera evidencia de actividad compresiva y complejos intrusivos en la zona de estudio está relacionada con la inversión de la falla Challacollo y el emplazamiento sintectónico de un centro intrusivo de edad cretácica superior en el mismo periodo, asociado a la orogenia peruana (Charrier et al., 2007; Charrier et al. 2009).

Es importante destacar, que ambos procesos (inversión de una estructura y magmatismo) son complementarios, en general, no necesariamente para una misma configuración tectónica todas las fallas sometidas a estos esfuerzos tendrán el mismo comportamiento, ya que la reactivación de una estructura depende entre otras cosas de la existencia de una arquitectura previa, el ángulo de los esfuerzos, pero sobre todo de la presión de fluidos (Sibson, 1995). En palabras simples, cuanto mayor es la presión de fluidos, menor será la normal del bloque colgante y por lo tanto menor su fuerza de roce, haciendo en consecuencia, que aumente considerablemente la probabilidad de que una falla se invierta.

Dicho esto, es posible correlacionar cada evento magmático a la actividad de la falla de escama gruesa relacionada, más específicamente a un evento de inversión de estas estructuras que actuarían como conductos para el ascenso de los complejos intrusivos.

Posterior al evento compresivo, durante el período comprendido entre el Cretácico Superior temprano y el Paleógeno temprano la evolución estuvo caracterizada por episodios extensionales asociados con intensa actividad magmática (Charrier et al., 2007). Esta actividad magmática corresponde a depósitos de naturaleza andesítica y riolítica-dacítica localizados a lo largo del arco

magmático, representada en la zona de estudio por la Formación Cerro Empexa. Este período de extensión sería interrumpido por un evento compresivo mayor en el límite entre el Cretácico Superior y el Terciario, el cual fue denominado según (Cornejo et al., 2003) como evento tectónico K-T o Fase Incaica I.

Asociado a este evento compresivo K-T al inicio del Paleoceno entre los 65 y 60 Ma., existen una serie de complejos intrusivos de edad paleocena los cuales habrían ascendido sintectónicamente a la inversión en este período de las fallas N-S Antena y Tiquima, evidenciando una reactivación de estas estructuras en respuesta a este evento tectónico.

En este período a lo largo del arco volcánico-plutónico, durante el Paleoceno a Eoceno temprano se formaron pórfidos de Cu-Mo (~59 a 52 Ma; Camus 2003, Sillitoe y Perelló 2005). Este conjunto de depósitos minerales constituye la tercera mayor concentración de cobre en los Andes Centrales.

Posterior a este evento se reanuda la extensión, con una menor intensidad comparada con la extensión en el Cretácico Temprano. Finalmente, nuevos eventos de deformación compresiva ocurren durante el Eoceno medio y posteriormente en el Mioceno conocidos como la Fase Incaica Principal o Fase Incaica II y Orogenia Pehuenche respectivamente (Charrier et al., 2007).

Estos eventos de deformación tectónica compresiva habrían provocado la inversión de las estructuras principales presentes, las cuales se habrían reactivado en este período generando un alzamiento generalizado en la zona de estudio, y la consecuente exhumación de los centros intrusivos analizados en este trabajo y las distintas unidades presentes.

Como consecuencia importante de este proceso, gran parte del registro estratigráfico terciario fue erosionado, en el caso de la formación Cerro Empexa, evidencia de los procesos de enterramiento y posterior exhumación al cual fue sometida producto de la depositación y posterior erosión de rocas terciarias corresponde a los clastos alterados a una intensa epidotización en la base de esta formación, los cuales se interpretan en este trabajo como metamorfismo regional por enterramiento como la opción más probable, debido a la ausencia de rocas corneanas (metamorfismo de contacto) o zonaciones hidrotermales que implicarían un origen hidrotermal para este mineral.

Producto de estos procesos quedan en superficie las formaciones Mesozoicas e intrusivos parcialmente cubiertos por la Formación Gravas de Atacama que se deposita en discordancia angular sobre estas unidades, y cuyo origen estaría asociado al alzamiento generalizado desarrollado entre los 15 y los 4.8 millones de años (Muñoz y Charrier 1996).

7. Conclusiones y recomendaciones

7.1. Conclusiones

En base a los antecedentes expuestos en este trabajo de memoria es posible delimitar en la zona de estudio en 3 centros intrusivos, de los cuales se concluye que el más prospectivo corresponde al Centro Intrusivo Antena, asociado a la Falla homonima, y en orden desde más prospectivo a menos prospectivo:

- 1 Antena
- 2 Challacollo
- 3 Huatacondo

Este ranking fue realizado considerando factores como la alteración y mineralización, la característica de polifásico de los complejos intrusivos, la extensión, la fertilidad, la edad y la actividad minera asociada al área delimitada para cada centro intrusivo.

Es importante destacar que la referencia inicial de los centros intrusivos en la zona de estudio (Mariana, Tiquima y Tamentica) es resultado de un trabajo anterior de la compañía QPX producto de un transecta regional realizada en el año 2014, y por lo tanto tiene una escala mayor presentando una menor resolución del expuesto en el presente estudio, donde utilizando la información recopilada en el trabajo de campo, los distintos análisis de laboratorio y la data geofísica fue posible caracterizar y redefinir los límites de los complejos intrusivos de la referencia inicial.

La caracterización de los centros intrusivos incluyó una serie de factores interrelacionados, en los cuales se destacan la composición, textura, geología estructural, geoquímica y edad, cuyos resultados se exponen a continuación:

Se observa que existe presencia de un espectro amplio de composiciones, con mayor presencia de intrusivos menos diferenciados (dioritas y cuarzo dioritas), mientras que los intrusivos más diferenciados son más escasos y espacialmente cercanos a las fallas de escama gruesa.

En términos texturales, se clasificaron los centros intrusivos en función de su tamaño de grano en afaníticos (menor a 0.5 mm), faneríticos finos (entre 1 y 2 mm), faneríticos gruesos (mayor a 2 mm) y porfíricos utilizando el mismo criterio de tamaño. Los resultados obtenidos fueron contrastados con la imagen de magnetometría, y muestran que en general las texturas gruesas se encuentran espacialmente asociadas a las fallas principales y en los centros de las anomalías magnéticas positivas, mientras que las texturas más finas se encuentran en general a una mayor distancia de las estructuras de escama gruesa.

Un caso destacable corresponde a los intrusivos que están incluidos en la clasificación de textura porfírica gruesa, estos se concentran en una zona intermedia entre las fallas Maní y Sipuca, en el centro intrusivo Antena, en este sector no existe una intensa anomalía magnética positiva en la imagen de magnetometría RTP, a diferencia de lo que ocurre en los otros sectores donde fueron se muestrearon intrusivos, hecho que se explicaría ya sea por la profundidad del complejo intrusivo, por una zona de alteración o bien una baja resolución de la imagen de magnetometría.

La compilación de los resultados de susceptibilidad magnética medida in situ muestra que las rocas que presentan los mayores valores corresponden a los intrusivos (promedio $12.16 \text{ SI } 10^{-3}$),

mientras que tanto las rocas volcánicas como sedimentarias tienen valores de hasta un orden de magnitud menor (0.54 y 0.12 SI 10^{-3} respectivamente). Con esto, es posible concluir que las anomalías magnéticas positivas presentes en la zona de estudio (observables como anomalías positivas en la imagen de magnetometría RTP) corresponden principalmente a rocas intrusivas, lo que permite finalmente delimitar en base a esta información los centros intrusivos en el área de estudio.

De todos los centros intrusivos definidos, solamente el que se encuentra en el sector del Cerro Challacollo había sido datado, ya que este corresponde a un antiguo distrito minero, y es un reconocido depósito epitermal de baja sulfuración. La edad para este centro intrusivo corresponde al cretácico superior, en donde existe un amplio rango de edades en los intrusivos datados, acotados principalmente entre los 75 y 66 Ma .

Los centros intrusivos Antena y Huatacondo se habrían emplazado al inicio del Paleoceno, entre los 65 y 60 Ma, según los resultados de las dataciones realizadas en este trabajo, las cuales permiten asociar a estos complejos intrusivos con el primer evento de mineralización ocurrido durante el Paleoceno asociado a la fase compresiva K-T.

El principal mineral de alteración presente corresponde a clorita, cuya presencia se observa prácticamente en toda la zona de estudio, epidota y calcita en algunos sectores y de manera más localizada se observa una evidente concentración de turmalina en el centro intrusivo Antena (exclusiva de esta área). Además, en las únicas 2 muestras que se encontraron mineralizadas (calcopirita), había presencia de albitización asociada a esta mineralización.

La distribución de las concentraciones de los elementos que típicamente se relacionan a la zonación metálica en pórfidos cupríferos, estas corresponden en general a valores absolutos bajos, donde para el Cu y la Ag solamente se identifica de manera evidente una población, no existiendo para estos elementos una fuente secundaria enriquecedora, mientras que para elementos como el Pb, Zn, As y Sb se identifican al menos dos poblaciones que son interpretadas como la presencia de distintas fuentes o procesos geoquímicos, y que sitúan a la zona de estudio en los sectores más distales de los modelos de zonación de los depósitos de pórfidos cupríferos.

En términos de la fertilidad de los intrusivos, esta fue estudiada utilizando los resultados de los análisis geoquímicos de la batería de análisis CCPKG del laboratorio ALS Copiapó, donde a partir de la caracterización de las tierras raras y las razones petroquímicas, cuyos rangos característicos para pórfidos cupríferos se encuentran definidos en la literatura, fue posible establecer un ranking de fertilidad compilando cada una de estas características.

De los resultados obtenidos, es posible indicar que las muestras con mayor puntaje en el ranking de fertilidad se encuentran asociadas al centro intrusivo Antena, donde estas corresponden a intrusivos de grano grueso, tanto faneríticos como porfíricos de distintas composiciones, donde si bien no es posible establecer alguna relación directa con la diferenciación magmática en estas muestras, en términos generales las composiciones más diferenciadas tienden a ser más fértiles que los intrusivos menos diferenciados, además se interpreta que la característica de polifásico del centro intrusivo mencionado, en el cual existe un espectro amplio de composiciones tiene un rol preponderante en la fertilidad de estos.

En términos del modelo estructural, las fuentes de información utilizadas para la interpretación correspondieron a las descripciones realizadas en el trabajo de campo, la geomorfología de la zona de estudio y la data geofísica disponible (sísmica, magnetometría y gravimetría).

Se interpretaron dos set de fallas principales, el primero con orientación E-O (Falla Huatacondo, Falla Maní y Falla Sipuca), y otro set estructural de orientación N-S relacionado a la tectónica andina, donde las fallas Challacollo, Tiquima y Antena estarían asociadas al ascenso, emplazamiento y alzamiento de los centros intrusivos. Las fallas de escama gruesa presentes estarían controladas por los distintos procesos geotectónicos ocurridos desde el inicio de su actividad, siendo las condiciones de los esfuerzos tectónicos dominantes en cada periodo, los principales responsables de su actividad.

Cada una de estas capas de información permiten caracterizar los centros intrusivos, establecer sus límites y vectorizar el posible origen de la intrusión magmática hacia la estructura de escama gruesa relacionada. En este sentido es importante destacar que el tratamiento de los datos en sí mismo corresponde a una metodología de trabajo que puede ser replicable para la identificación de estos límites en otras áreas de interés. Donde finalmente, la superposición de capas de información permiten identificar áreas en las cuales las distintas variables implicadas tienen características favorables, aumentando exponencialmente las posibilidades de éxito, al menos en los estadios iniciales de los estudios exploratorios.

7.2. Recomendaciones

En base a los antecedentes expuestos, se identifican en este estudio características favorables para la formación de un pórfido cuprífero, entre las principales se encuentran la presencia de complejos intrusivos fértiles de una edad metalogénica favorable además de estructuras de escama gruesa que habrían actuado de conducto para los fluidos magmáticos, controlando su emplazamiento y posterior exhumación.

Dicho esto, la caracterización geoquímica, además del levantamiento de terreno, en donde se destaca la muy baja presencia en superficie de evidencia de zonas de alteración y mineralización, sitúan a la zona de estudio más bien en un sector distal de los sistemas de pórfidos cupríferos,

Se recomienda para futuros estudios en el zona, concentrar los trabajos prospectivos en las vecindades de Cerro Antena y la falla Homónima, específicamente al sur de este, donde se concentran los intrusivos con texturas pórfiricas gruesas, los cuales en general son los intrusivos más fértiles en la zona de estudio y han sido datados de una edad metalogénica favorable (entre los 65-60 Ma).

Finalmente, dadas estas condiciones geológicas, un trabajo exploratorio resolutivo requeriría una perforación profunda, por lo que se recomienda realizar un levantamiento geofísico, en particular magnetometría con mayor resolución, específicamente al sur de Cerro Antena, la cual permita un mayor detalle de los contrastes magnéticos, lo que permitiría a su vez identificar eventuales zonas de alteración asociadas principalmente a desmagnetización.

8. Bibliografía

- ALSGlobal, 2019; geochemistry downloads/fee schedules 2019. Recuperado de <https://www.alsglobal.com/services-and-products/geochemistry/geochemistry-downloads>
- Ardill, J.; Flint, S.; Chong, G.; Wilke, H. 1998. Sequence stratigraphy of the Mesozoic Domeyko Basin, northern Chile. *Journal of the Geological Society, London* 155: 71-88.
- Baker, M.C.W. 1977a. Geochronology and volcanology of Upper Cenozoic volcanic activity in north Chile and southwest Bolivia. The Open University, United Kingdom, Ph.D. Thesis (Inedita), 249 p.
- Baker, M.C.W. 1977b. Geochronology of upper Tertiary volcanic activity in the Andes of north Chile. *Geologischen Rundschau* 66: 455-465.
- Ballard, J.R., Palin, J.M., Williams, I.S., and Campbell, I.H., 2001, Two ages of porphyry intrusion resolved for the super-giant Chuquibambilla copper deposit of northern Chile by ELA-ICP-MS and SHRIMP: *Geology*, v. 29, p. 383–386.
- Benavides-Cáceres, V 1999 Orogenic evolution of the Peruvian Andes the Andean cycle. In *Geology and Ore Deposits of the Central Andes*. (Skinner, BJ, editor) Sociotv 01 Economiic Geologists tnc.. Special Publicetion. No. 7. p. 61-107
- Blanco, N.; Tomlinson, A. 2013. Carta Guatacondo, Región de Tarapacá. Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile, Serie Geología Básica 156, 1 mapa escala 1:100.000. Santiago.
- Blanco, N.; Tomlinson, A., Moreno, K., and Rubilar, D. 2000, Importancia estratigráfica de las icnitas de dinosaurios presentes en la Formación Chacarilla (Jurásico-Cretácico Inferior), Región de Tarapacá, Chile. IX Congreso Geológico Chileno, Puerto Varas, Actas 1: 441-445.
- Blanco, N.; Vásquez, P.; Sepúlveda, F.A.; Tomlinson, A.J.; Quezada, A.; Ladino, M. 2012. Levantamiento geológico para el fomento de la exploración de recursos minerales e hídricos de la Cordillera de la Costa, Depresión Central y Precordillera de la Región de Tarapacá (20°-21°S). Servicio Nacional de Geología y Minería, Informe Registrado IR-12-50, 246 p., 7 mapas escala 1:100.000, Santiago.
- Boggs, S. 1995. Principles of sedimentology and stratigraphy. Prentice-Hall: 774 p. New Jersey, E.E.U.U.
- Camus, F., 2003, Geología de los sistemas porfíricos en los Andes de Chile: Santiago, Chile, Servicio Nacional de Geología y Minería, 267 p
- Carrasco, M.; Chong, G. 1985. Geología del distrito argentífero de Challacollo, Primera Región de Tarapacá, Chile. Congreso Geológico Chileno 4, Actas 4: 3-550-3-578.
- Castelli, J. 2017, Curso Geología de Campo II, Comunicación oral, Universidad de Chile
- Cathles, L.M., Erendi, A.H.J., and Barrie, T., 1997, How long can a hydrothermal system be sustained by a single intrusive event?: *ECONOMIC GEOLOGY*, v. 92, p. 766–771.

Cecioni, G.; García, F. 1960. Observaciones geológicas en la Cordillera de la Costa de Tarapacá. Instituto de Investigaciones Geológicas. Boletín N°6. 28p. Santiago.

Charrier, R., Pinto, L., Rodríguez, M.P. 2007. Tectonostratigraphic evolution of the Andean Orogen in Chile. En Moreno, T. & Gibbons, W. (eds) *The Geology of Chile*. The Geological Society, London, 21-114.

Charrier, Reynaldo, Farías, Marcelo, & Maksaev, Víctor. (2009). Evolución tectónica, paleogeográfica y metalogénica durante el Cenozoico en los Andes de Chile norte y central e implicaciones para las regiones adyacentes de Bolivia y Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 65(1), 05-35.

Chernicoff, Carlos J., & Zappettini, Eduardo O. (2003). Delimitación de los terrenos tectonostratigráficos de la región centro-austral Argentina: evidencias aeromagnéticas. *Revista geológica de Chile*, 30(2), 299-316. <https://dx.doi.org/10.4067/S0716-02082003000200009>

Chiaradia, Massimo & Schaltegger, Urs & Spikings, Richard & Wotzlaw, Jörn-Frederik & Ovtcharova, Maria. (2013). How Accurately Can We Date the Duration of Magmatic-Hydrothermal Events in Porphyry Systems?—An Invited Paper. *Economic Geology*. 108. 565-584. 10.2113/econgeo.108.4.565.

Cline, J.S. & Bodnar, R.J., 1991. Can economic porphyry copper mineralization be generated by a typical calc-alkaline melt? *Journal of Geophysical Research* (96): 8113-8126.

Cline, J.S., 1995. Genesis of porphyry copper deposits: the behavior of water, chloride, and copper in crystallizing melts. En: Pierce, F.W., Bolm, J.G. (eds.), *Porphyry copper deposits of the American Cordillera*, Arizona Geological Society Digest, v. 20, p. 69-82.

Cloos, M., 2002. Bubbling magma chambers, cupolas and porphyry copper deposits. En: Ernst, G. (ed.), *Frontiers in Geochemistry: Organic, Solution, and Ore Deposit Geochemistry*, International Book Series, v. 6, p. 191-217.

Coira, S.; Davioson, J.; Mpodozis, C.; Ramos, V. 1982. Tectonic and magmatic evolution of the Andes of northern Argentina and Chile In *Magmatic evolution of the Andes* (Linares. E. et al. editors). *Eart/J Science Reviews. Specialissue. Vol. 18. No. 3- 4 P 303-332*

Corbett, G.J. y Leach, T.M. (1998). *Southwest Pacific Rim Gold-Copper Systems: Structure, Alteration, and Mineralization*. Society of Economic Geologist, Special Publication Number 6, 237 pp.

Cornejo, P. & Mpodozis, A. C. 1996. Geología de la región de Sierra Exploradora (25°–26°S). Servicio Nacional de Geología y Minería, SERNAGEOMIN, Registered Report IR-96-09.

Cornejo P Tosdal. RM. Mpodozis. C. Tomlinson. AJ. Rivera. O: Fanningq CM. 1997. El Salvador. Chile porphyry copper deposit revrsited geologic and geochronologic framework. *Internetionet Geology Review. Vol 39. p 22-54*

Cortés Ramírez, E. (2017). Importancia de la formación cerro Empexa en el emplazamiento de depósitos tipo pórfido cuprífero entre los 20° 30'-21°S'

- Cruden, A. (1998). On the emplacement of tabular granites. *Journal of the Geological Society*, 155.
- Defant, Marc & S. Drummond, Mark. (1990). Derivation of some modern arc magmas by melting of young subducted lithosphere. *Nature*, 347, 662-665. 10.1038/347662a0.
- Deckart, K., Clark, A.H., Aguilar A, C., Vargas R, R., Bertens, A., Mortensen, J.K., and Fanning, M., 2005, Magmatic and hydrothermal chronology of the giant Río Blanco porphyry copper deposit, central Chile: Implications of an integrated U-Pb and ⁴⁰Ar/³⁹Ar database: *ECONOMIC GEOLOGY*, v. 100, p. 905–934.
- Derruau, M., 1970, “Geomorfología”: Ediciones Ariel, España, p. 200 – 214; 225-234; 276-293; 333; 359.
- Dilles, J.H., and Einaudi, M.T., 1992, Wall-rock alteration and hydrothermal flow paths about the Ann-Mason porphyry copper deposit - Nevada: A 6 km vertical reconstruction: *ECONOMIC GEOLOGY*, v. 87, p. 1963-2001.
- Dingman, Robert J.; Galli, Carlos. 1965. Geology and ground-water resources of the Pica Area, Tarapacá Province, Chile. *U.S. Geological Survey Bulletin* (n.1189): pp.113
- Fuentes, G; Martínez, F; Arriagada, C. (2017). Estructura de la Cuenca de Tarapacá en la pampa del Tamarugal, Norte de Chile (20°30'-21°S). *Actas XX Congreso Geológico Argentino*. San Miguel de Tucumán.
- Frey, F. A., Chappell, B. W., & Roy, S. D. (1978). Fractionation of rare-earth elements in the Tuolumne Intrusive Series, Sierra Nevada batholith, California. *Geology*, 6(4), 239-242. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1978\)6<239:FOREIT>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1978)6<239:FOREIT>2.0.CO;2)
- Frost, B.R. and Frost, C.D., 2008, A geochemical classification for feldspathic igneous rocks. *Journal of Petrology*, v. 49, p. 1955-1969.
- Galli, C. 1957. Las formaciones geológicas en el borde occidental de la puna de Atacama, sector de Pica, Tarapacá. *Minerales* 56: 14-26.
- Galli, C.; Dingman, R.J. 1962. Cuadrángulo Pica, Alca, Matilla y Chacarilla, con un estudio sobre los recursos de agua subterránea, Provincia de Tarapacá. Instituto de Investigaciones Geológicas, Carta Geológica de Chile Nos. 7-10, 4 mapas escala 1:50.000, 125 p. Santiago.
- García, F. 1967. Geología del Norte Grande de Chile. In *Symposium sobre el Geosinclinal Andino No. 3*, Sociedad Geológica de Chile: 138 p. Santiago.
- Gill, R. 2010. *Igneous Rocks and Processes: A Practical Guide*.: x + 428pp. Wiley-Blackwell
- Gow, P.A., and Walshe, J.L., 2005, The role of preexisting geologic architecture in the formation of giant porphyry-related Cu ± Au deposits: Examples from New Guinea and Chile: *ECONOMIC GEOLOGY*, v. 100, p. 819–833.
- Gudmundsson, A. (2012), Magma chambers: formation, local stresses, excess pressures, and compartments, *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 237–238, 19–41.

- Gustafson, L.B., 1978, Some major factors of porphyry copper genesis: *ECONOMIC GEOLOGY*, v. 73, p. 600–607.
- Halley, S., Dilles, J.H., and Tosdal, R.M., 2015, Footprints—Hydrothermal alteration and geochemical dispersion around porphyry copper deposits: *Society of Economic Geologists (SEG) Newsletter*, v. 100, p. 1–17.
- Horstwood et al. (2016), *Geostandards and Geoanalytical Research*, v. 40, p. 311-332
- Hutton, D.H.W. 1988. Granite emplacement mechanisms and tectonic controls: inferences from deformation studies. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh*, Vol. 79, p. 245-255.
- Hutton, D.H.W.; Dempester, T.J.; Brown, P.E.; Baker, S.M. 1990. A new mechanism of granite emplacement: intrusion into active extensional shear zones. *Nature*, Vol. 343, p. 452-455.
- Irvine, T.N. and Baragar, W.R.A. (1971) *A Guide to the Chemical Classification of the Common Volcanic Rocks*. *Canadian Journal of Earth Science*, 8, 523-548.
- Ishikawa, Yohei & Sawaguchi, Toshimi & Iwaya, Shinichi & Horiuchi, Masatoshi. (1976). Delineation of Prospecting Targets for Kuroko Deposits Based on Modes of Volcanism of Underlying Dacite and Alteration Haloes. *Mining Geology*. 26. 105-117. 10.11456/shigenchishitsu1951.26.105.
- John, D.A., Ayuso, R.A., Barton, M.D., Blakely, R.J., Bodnar, R.J., Dilles, J.H., Gray, Floyd, Graybeal, F.T., Mars, J.C., McPhee, D.K., Seal, R.R., Taylor, R.D., and Vikre, P.G., 2010, Porphyry copper deposit model, chap. B of *Mineral deposit models for resource assessment: U.S. Geological Survey Scientific Investigations Report 2010–5070–B*, 169 p.
- Jones, B. 1992. Application of metal zoning to gold exploration in porphyry copper systems. *Journal of Geochemical Exploration*, v. 43, 1992, pp 127-155.
- Kuno, H. (1968) Differentiation of Basalt Magmas. In: Hess, H.H. and Poldervaart, A., Eds., *Basalts: The Poldervaart Treatise on Rocks of Basaltic Composition*, Interscience Publishers, New York, 623-688.
- Labbé Rubio, N. (2016). Configuración 3D de la Cuenca Pampa del Tamarugal: implicancias en la distribución de la cobertura oligocena-holocena, Norte de Chile (20°20'-20°50'S).
- Le Bel, L.M. 1985. Mineralization in the Arequipa segment the porphyry Cu deposit of Cerro Verde/Santa Rosa. In *Magmatism at a plate edge The Peruvian Andes*. (Pitche. WS. Atherton, MP, Cobbing, EJ, Beckinsale, RD, editors). Blackie Halsted Press. p 250-260.
- Levinson, A.A. (1974) *Introduction to exploration geochemistry*. Applied Publishing Co., Calgary.
- Llambías, E., 2001. Geología de los cuerpos ígneos. Instituto Superior de Correlación Geológica. Serie Correlación Geológica 15: 1- 233.
- Loucks R. R. 2000. Report 1: Development of petrochemical discriminants of metallogenically fertile calc-alkalic igneous suites and their application to regional assessments of gold and copper prospectivity of Neogene and Quaternary volcano-plutonic centers throughout Chile and in

southwestern Bolivia. Unpublished report for industry-sponsored research project: Predictive Guides to Copper and Gold Mineralisation at Circum-Pacific Convergent Plate Margins, 73 p.

Loucks R.R., 2014, Distinctive composition of copper-ore-forming arc magmas: Australian Journal of Earth Sciences, 61, 5-16.

Maksaev, 2017. Curso GI-5311 Metalogénesis, clase n°5; Formación de Pórfidos Cupríferos en arcos magmáticos, Universidad de Chile

Maksaev, V. 1978. Cuadrángulo Chitigua y sector occidental de Cuadrángulo Cerro Palpana, Región de Antofagasta. Instituto de Investigaciones Geológicas, Carta Geológica de Chile 31, 50 p.

Maksaev, V; Marinovic, N. 1980. Cuadrángulos Cerro de la Mica, Quillagua, Cerro Posada y Oficina Prosperidad, Región de Antofagasta. Inst. Invest. Geol., Carta Geol. Chile, Nos. 45 al 48, 63 p.

Mamani, Mirian. (2015). Aplicación de la geocronología y litogeoquímica a la exploración de pórfidos en el paleoceno.

Mandalay Resources Corporation 2014– Challacollo Project, Project #2232 Technical Report NI 43-101 – January 30, 2014

McIntire, (1963). Trace element partition coefficients- a review of theory and applications to geology. Geochim. Cosmochim. Acta, 27, 1209-1264.

Middlemost, E.A.K. (1994) Naming Materials in the Magma/Igneous Rock System. Earth-Science Reviews, 37, 215- 244. [http://dx.doi.org/10.1016/0012-8252\(94\)90029-9](http://dx.doi.org/10.1016/0012-8252(94)90029-9)

Milani, Edison & Filho, Antonio. (2018). Sedimentary basins of South America.

Moreno, K., De Valais, S., Blanco, N., Tomlinson, A.J., Jacay, J., Calvo, J.O. 2012. Large theropod dinosaur footprint associations in western Gondwana: Behavioural and palaeogeographic implications. Acta Paleontológica Polonica 57(1): 73–83.

Mortimer, C. 1973. Área Pan de Azúcar, Región de Atacama. The Cenozoic history of the southern Atacama Desert, Chile. Journal of the Geological Society, London, 129, 505–526.

Moscoso, R., Nasi, C., and Salinas, P. 1982a. Geología de la Hoja Vallenar y parte Norte de la Hoja La Serena. Servicio Nacional de Geología y Minería, Santiago, Carta Geológica de Chile, 55.

Mpodosis, C.; Ramos, V. 1990. The Andes of Chile and Argentina. In Geology of the Andes and its relation to hydrocarbon and mineral resources (Ericksen, G.E.; Cañas, M.T.; Reinemund, J.; editors). Círcum-Pacific Council for Energy and Mineral Resources, Earth Science Series, Vol. 11, p. 59-90.

Muñoz M. (2011).- Petrogénesis de rocas intrusivas del yacimiento el teniente y evolución del magmatismo cenozoico de Chile central (33°00'-34°30's). PhD Tesis, Universidad De Chile, 190 pag.

- Muñoz, N y Charrier R, (1996). Uplift of the western border of the Altiplano on a west-vergent thrust system, Northern Chile, *Journal of South American Earth Sciences*, Volume 9, Issues 3–4, Pages 171-181, ISSN 0895-9811,
- Nalpas, T., Dabard, M.P., Ruffet, G., Vernon, A., Mpodozis, C., Loi, C., and Hérail, G. 2008. Sedimentation and preservation of the Miocene Atacama Gravels in the Pedernales–Chañaral Area, Northern Chile: Climatic or tectonic control?. *Tectonophysics*.
- Naranjo, J., Paskoff, R. 1985. Evolución Cenozoica del piedemonte Andino en la Pampa del Tamarugal, Norte de Chile (18°-21°S). 4° Congreso Geológico Chileno, 149-165. Antofagasta.
- Nester, P. 2008. Basin and paleoclimate evolution of the Pampa del Tamargual forearc valley, Atacama Desert, northern Chile. Ph.D. Thesis (Unpublished), University of Cornell: 253 p. USA.
- Orrego, M., Cuitiño, L, Véliz, H., Niemeyer, H., 1997. Nuevos antecedentes sobre el distrito minero Challacollo, Provincia de Iquique, norte de Chile. Congreso Geológico Chileno 8, Actas, 2: 1077-1081.
- Paterson, S.R., and Tobisch, O.T., 1992, Rates of processes in magmatic arcs: Implications for the timing and nature of pluton emplacement and wallrock deformation: *Journal of Structural Geology*, v. 14, p. 291-300.
- Petford, N., 1996, Dykes or diapirs? *Geological society of America Special Paper* 315, p. 105-114.
- Petford, N., Cruden, A. R., McCaffrey, K. J. W., & Vigneresse, J. L. (2000). Granite magma formation, transport and emplacement in the Earth's crust. *Nature*, 408(6813), 669-673.
- Pfiffner, O. (2017). Thick-Skinned and Thin-Skinned Tectonics: A Global Perspective. *Geosciences*. 7. 71. 10.3390/geosciences7030071.
- Ramírez C & C Huete (1981). Carta Geológica de Chile, Hoja Ollagüe. Instituto de Investigaciones Geológicas, Santiago, Chile.
- Richards, J.P. & Kerrich, R., 2007. Adakite-like rocks: their diverse origins and questionable role in metallogenesis. *Economic Geology* (102): 537-576.
- Richards, J.P., (2004).- Cumulative factors in the generations of giant calc-alkaline porphyry Cu Deposits. In Porter T.M. (Ed). *Super Porphyry Copper & Gold Deposits: A Global perspective*; PGC publishing, Adelaide
- Richards, J.P., 2003, Tectono-magmatic precursors for porphyry Cu-(Mo-Au) deposit formation: *ECONOMIC GEOLOGY*, v. 98, p. 1515–1533.
- Richards, J.P., 2005, Cumulative factors in the generation of giant calc-alkaline porphyry Cu deposits, in Porter, T.M., ed., *Super porphyry copper and gold deposits: A global perspective*, v. 1: Adelaide, PGC Publishing, p. 7–25
- Richards, Jeremy. (2011). High Sr/Y arc magmas and porphyry Cu ± Mo ± Au deposits: Just add water. *Economic Geology*. 106. 1075-1081. 10.2113/econgeo.106.7.1075.

Richards et al., (2012), High Sr/Y Magmas Reflect Arc Maturity, High Magmatic Water Content, and Porphyry Cu +/- Mo +/- Au Potential: Examples from the Tethyan Arcs of Central and Eastern Iran and Western Pakistan, *Economic Geology*, v.107, pp. 310, Fig 9c

Riquelme, R., Hérail G., Martinod, J., Charrier, C., Darrozes, J., 2006. Late Cenozoic geomorphologic signal of forearc deformation and tilting associated with the uplift and climate of the Andes, Southern Atacama Desert (26°-28°S), *Geomorphology*

Riquelme, R., Hérail, G.R., Martinod, J., Charrier, R., and Darrozes, J. 2007. Late Cenozoic geomorphologic signal of Andean forearc deformation and tilting associated with the uplift and climate changes of the Southern Atacama Desert (26°S–28°S). *Geomorphology* 86, 283–306.

Riquelme, R., Martinod, J., Hérail, G., Darrozes, J., and Charrier, R. 2003. A geomorphological approach to determining the Neogene to Recent tectonic deformation in the Coastal Cordillera of northern Chile (Atacama). *Tectonophysics*, 361, 255–275.

Rollinson, H.R. (1993) *Using Geochemical Data: Evolution, Presentation, Interpretation*. Longman Scientific and Technical, England.

Rubilar, A.; Mourgues, F.A. 2011. Identificación de fósiles del Jurásico Superior provenientes de Chacarilla y Cerro Challacollo, sureste de Iquique, Región de Tarapacá. Servicio Nacional de Geología y Minería, Informe Paleontológico No. 2011-04, 6 p. Inédito.

Rubilar, D., Moreno, K., and Blanco, N. 2000, Huellas de dinosaurios ornitópodos en la Formación Chacarilla (Jurásico Superior- Cretácico Inferior), I Región de Tarapacá, Chile. IX Congreso Geológico Chileno, Puerto Varas, Actas 1: 550-554

Rubilar-Rogers, D.; Moreno, K.; Blanco, N.; Calvo, J. 2008. Theropod dinosaur trackway from the Lower Cretaceous of the Chacarilla Formation, Chile. *Revista Geológica de Chile* 35: 175–184.

Saint-Blanquat (de) M, Law RD, Bouchez JL, Morgan SS (2001). Internal structure and emplacement of Papoose Flat pluton: an integrated structural, petrographic, and magnetic susceptibility. *Geol Soc Am Bull* 113(8):976-995

Sibson, Richard. (1995). Selective fault reactivation during basin inversion: Potential for fluid redistribution through fault-valve action. *Geological Society, London, Special Publications*. 88. 3-19. 10.1144/GSL.SP.1995.088.01.02.

Sillitoe, R. H., 1998, Major regional factors favouring large size, high hypogene grade, elevated gold content and supergene oxidation and enrichment of porphyry copper deposits, in Porter, T.M., ed., *Porphyry and hydrothermal copper and gold deposits: A global perspective*: Adelaide, Australian Mineral Foundation, p. 21–34

Sillitoe, R. H., Mortimer, C., and Clark, A. H. 1968. A chronology of landform evolution and supergene mineral alteration, southern Atacama Desert, Chile. *Transactions of the Institution of Mining and Metallurgy (Section B, Applied Earth Sciences)*, 77, B166–B169.

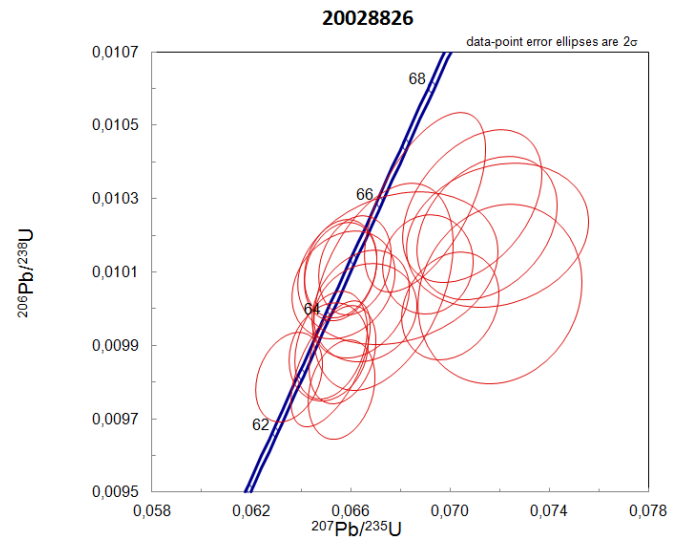
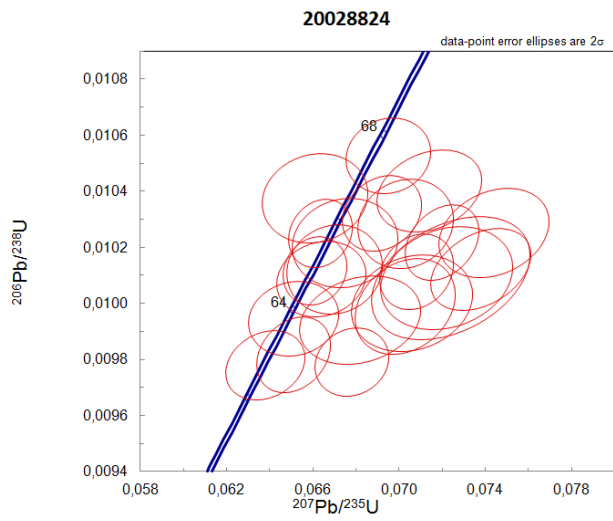
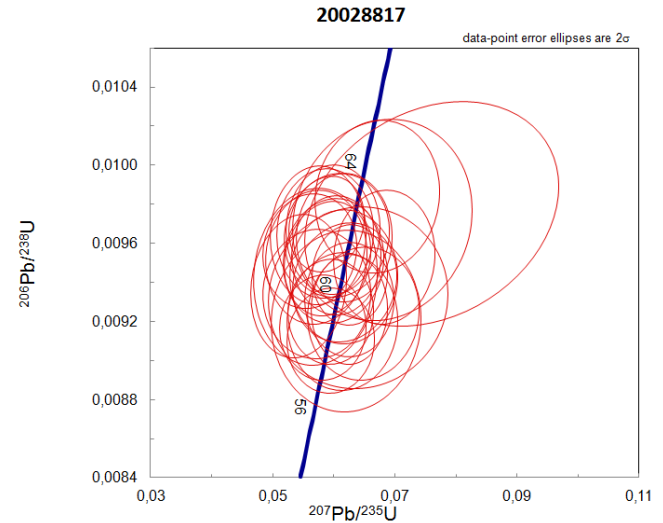
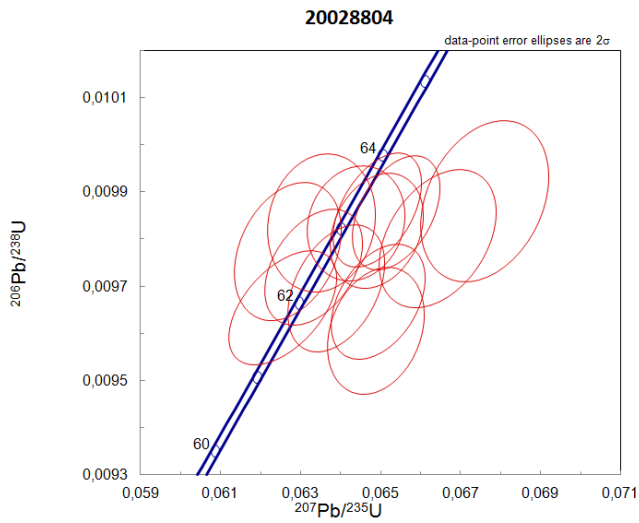
Sillitoe, R.H., and Mortensen, J.K., 2010, Longevity of porphyry copper formation at Quellaveco, Peru: *ECONOMIC GEOLOGY*, v. 105, p. 1157–1162.

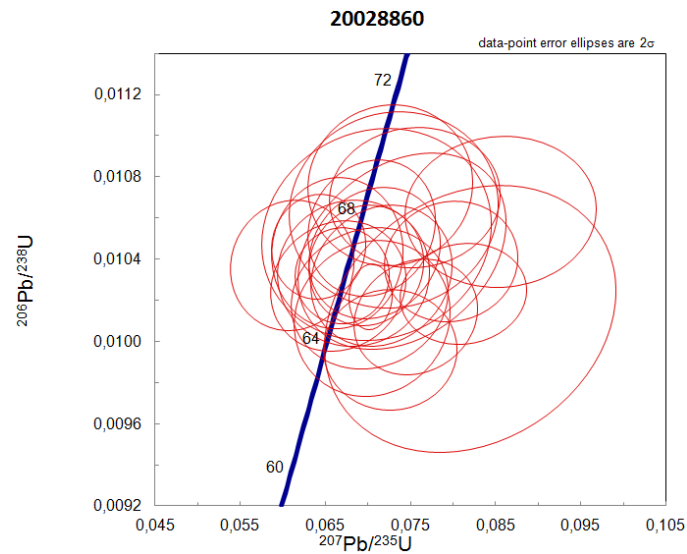
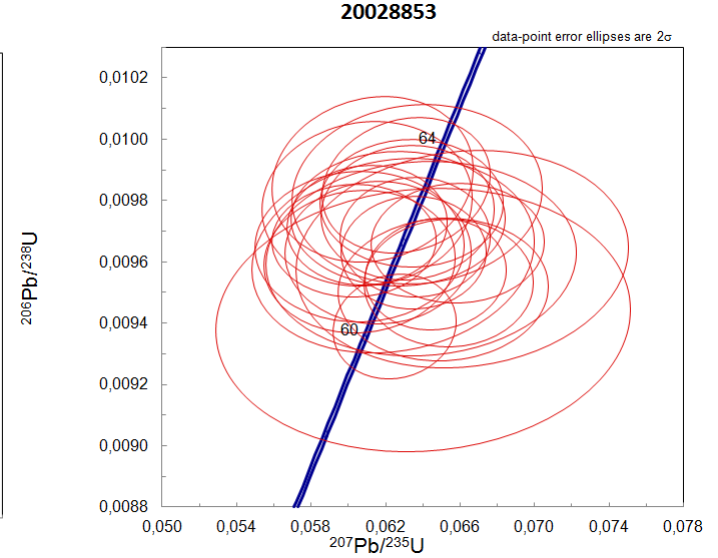
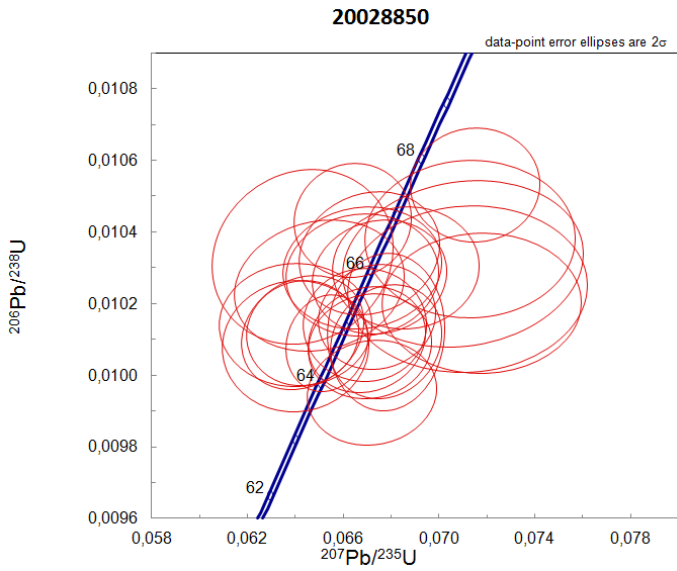
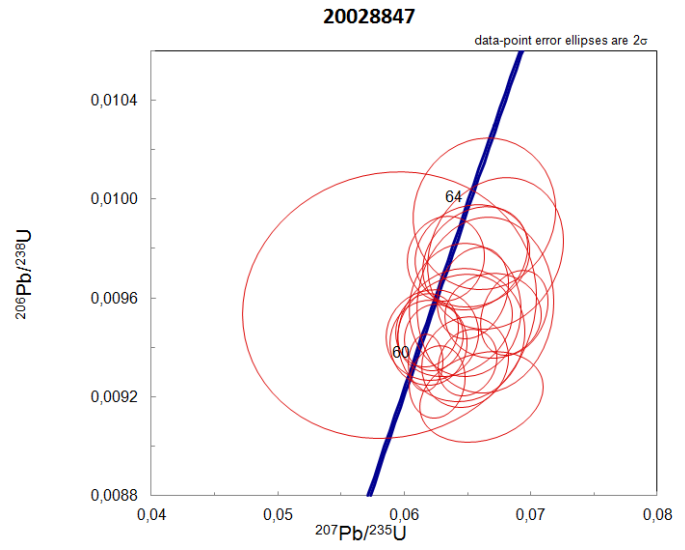
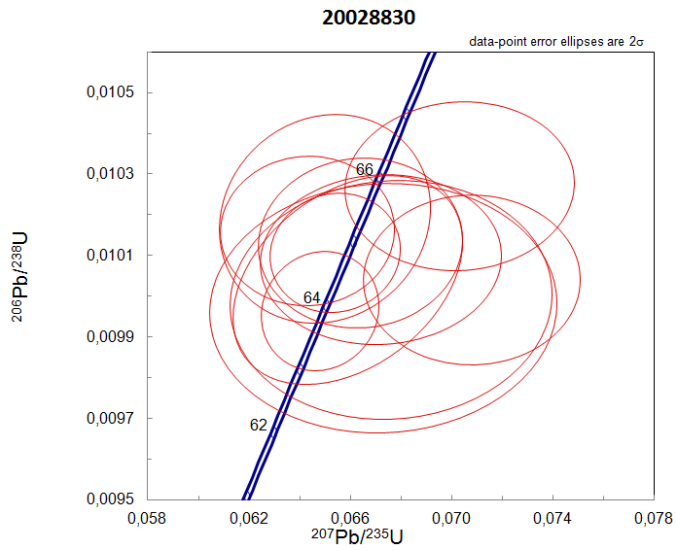
- Sillitoe, R. H., 2010. Porphyry copper systems. *Economic Geology*, 2010, vol. 105, no 1, p. 3-41
- Sillitoe, R.H. y Perelló, J. 2005. Andean copper province: tectonomagmatic settings, deposit types, Metallogeny, exploration, and discovery. En Hedenquist J.W., Thompson J.F.H., Goldfarb R., Richards, J. (eds.) *Economic Geology One Hundredth Anniversary Volume (1905-2005)*, Society of Economic Geologists Inc., 845-890, Littleton.
- Simicic Hernández, Y. (2015). Distribución del espesor de la cobertura sedimentaria oligo-neógena de la pampa del Tamarugal, norte de Chile (20°45' A 21°30'S).
- Simmons, S.F., and Brown, K.L., 2007, The flux of gold and related metals through a volcanic arc, Taupo Volcanic Zone, New Zealand: *Geology*, v. 35, p. 1099–1102.
- Skármeta, J., Marinovic, N. 1981. Geología de la Hoja Quillagua. Región de Antofagasta. Carta Geológica de Chile N° 51. Escala 1:250.000. 63 p.
- Stern, C.R. & Skewes, A., 2005. Origin of giant Miocene and Pliocene Cu-Mo deposits in central Chile: role of ridge subduction, decreased subduction angle, and long-lived, batholith size, open-system magma chambers. En: Porter, T.M. (ed.), *Super Porphyry Copper & Gold Deposits: A Global Perspective*, PGC Publishing, Adelaide, v. 1, p. 65-82.
- Sun, S.-S. & McDonough, W.F., 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. In: Saunders, A.D., Norry, M.J. Eds., *Migmatism in Ocean Basins*. Geol. Soc. Spec. Publ., London, pp. 313–345.
- Sylvester, A. G., 1988. Strike-slip faults. *Geological Society of America Bulletin*, 100, 1666–1703.
- Takada, A., 1994, The influence of regional stress and magmatic input on styles of monogenetic and polygenetic volcanism: *Journal of Geophysical Research*, v. 99, p. 13,563–13,573.
- Tomlinson, A.J.; Blanco, N.; Makshev, V.; Dilles, J.H.; Grunder, A.L.; Ladino, M. 2001. Geología de la precordillera andina de Quebrada Blanca-Chuquicamata, Regiones I y II (20°30' - 22°30' S). Servicio Nacional de Geología y Minería, Informe Registrado IR-01-20, 2 Vol: 444 p., 20 mapas escala 1: 50.000. Santiago.
- Tosdal, Richard & Richards, Jeremy. (2001). Magmatic and structural controls on the development of porphyry Cu ± Mo ± Au deposits. *Reviews in Economic Geology*. 14. 157-181.
- Trott, McL., 2016, Geochem processing suggestions for intrusive center evaluation, Estudios Internos QPX.
- Vaccaro 2003. Geología del Complejo Intrusivo de Challacollo sur: Nuevo Componente de la Franja de Pipas y Brechas de Turmalina, Asociadas al Arco Magmático Cretácico Superior Paleógeno, I Región de Tarapacá, Chile. Memoria de Título, Universidad de Concepción, Departamento de Ciencias de la Tierra. 171 p.
- Valencia-Moreno, Martin & Camprubí, Antoni & Ochoa-Landín, Lucas & Calmus, Thierry & Mendivil, Hector. (2017). Latest Cretaceous-early Paleogene "boom" of porphyry Cu mineralization associated with the Laramide magmatic arc of Mexico. *Ore Geology Reviews*. 81. 10.1016/j.oregeorev.2016.05.005.

- Vergara L., Hernán. 1978. Cuadrángulo Ajina: región de Tarapacá, escala 1:50.000. IIG, Carta Geológica de Chile (n.33): 63 p., il., 1 mapa, Santiago. Coordenadas: 20°45' - 21°00' / 68°45' - 68°30'. Escala: 1:50.000 b
- Vergara L., Hernán. 1978. Cuadrángulo Quehuita y sector occidental del cuadrángulo volcán Miño: región de Tarapacá, escala 1:50.000. IIG, Carta Geológica de Chile (n.32): 44 p., il., 1 mapa, Santiago. Coordenadas: 21°00' - 21°15' / 69°00' - 68°37'. Escala: 1:50.000 a
- Vergara, H.; Thomas, A. 1984. Hoja Collacagua, Región de Tarapacá. Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile 59: 79 p, 1 mapa escala 1: 250.000. Santiago.
- Vernon, A, Nalpas, Th., Dabart, M-P., Mpodozis, C., Riquelme, R., Hérail, G. 2005. Preservation of the Miocene Atacama Gravel: climatic/depositional-erosional balance in the El Salvador area, Northern Chilean Andes. 6th International Symposium on Andean Geodynamics (ISAG), Barcelona, España. 783-786.
- Víctor, P.; Oncken, O.; Glodny, J. 2004. Uplift of the western Altiplano plateau: Evidence from the Precordillera between 20° and 21°S (northern Chile). *Tectonics*, v. 23, TC4004, doi:10.1029/2003TC001519.
- Vignerresse, J.L., 1995b, Crustal regime of deformation and ascent of granitic magma: *Tectonophysics*, v. 249, p. 187-202
- Villela D, Cantallopis J, 2016. Franjas metalogénicas de los Andes Centrales: blancos clave para la exploración minera. COCHILCO, anuario estadístico y estudio sobre exploración geológica, 61 p.
- Wattmuff, G., 1978, Geology and alteration-mineralization zoning in the central portion of the Yandera porphyry copper prospect, Papua New Guinea: *ECONOMIC GEOLOGY*, v. 73, p. 829-856.
- Wilkinson JJ, 2013, Triggers for the formation of porphyry ore deposits in magmatic arcs, *NATURE GEOSCIENCE*, Vol: 6, Pages: 917-925, ISSN: 1752-0894
- Wilkinson JJ, 2013, Triggers for the formation of porphyry ore deposits in magmatic arcs, *NATURE GEOSCIENCE*, Vol: 6, Pages: 917-925, ISSN: 1752-0894
- Williams, H. and McBirney, A.R. 1979: *Volcanology*. San Francisco: Freeman, Cooper and Company. 397 pp.
- Williams, W.C, 1992. Magmatic and structural controls on mineralization in the Paleocene magmatic arc between 22°40' and 23°45' south latitude. Antofagasta. Ph.DThesis (Inédito), University of Arizona, 182 p. Tucson.
- Winter (2001) *An Introduction to Igneous and Metamorphic Petrology*. Prentice Hall
- Zweng, P.L.; Clark. A.H. 1995. Hypogene evolution of the Toquepala porphyry copper-molybdenum deposit. Moquegua, southeastern Perú. In *Porphyry copper deposits of the American Cordillera*, (Pierce, F.W.; Bolm, J.G.,: editors). *Arizona Geologic Society Digest*, Vol. 20, p. 566-612.

9. Anexos

9.1. Resultados de dataciones





9.2. Resultados Análisis CCPKG

Tabla 9.1: Resultados análisis CCPKG

<i>N° Muestra</i>	<i>Zona UTM</i>	<i>Este</i>	<i>Norte</i>	<i>SiO₂ [%]</i>	<i>Al₂O₃ [%]</i>	<i>Fe₂O₃ [%]</i>	<i>CaO [%]</i>	<i>MgO [%]</i>	<i>Na₂O [%]</i>	<i>K₂O [%]</i>	<i>Cr₂O₃ [%]</i>	<i>TiO₂ [%]</i>	<i>MnO [%]</i>	<i>P₂O₅ [%]</i>	<i>SrO [%]</i>	<i>BaO [%]</i>	<i>LOI [%]</i>
20028802	UTM WGS84 19S	481965	7681774	64.1	15.55	5.4	4.07	2.1	3.6	3.35	0.003	0.72	0.11	0.15	0.04	0.07	1.72
20028803	UTM WGS84 19S	484116	7683998	54.4	17.75	9.3	6.85	4.67	3.02	2.19	0.0005	0.97	0.17	0.19	0.05	0.05	0.51
20028810	UTM WGS84 19S	467960	7677663	58.8	15.8	7.67	6.04	3.59	3.44	2.72	0.005	1.04	0.12	0.25	0.04	0.06	1.49
20028816	UTM WGS84 19S	480964	7654685	56.7	17.3	6.59	6.16	3.66	4.91	2.19	0.003	0.83	0.23	0.2	0.08	0.07	2.66
20028817	UTM WGS84 19S	481048	7654787	63.5	16.1	4.92	4.5	2.29	4.27	2.77	0.002	0.65	0.06	0.19	0.06	0.08	1.75
20028821	UTM WGS84 19S	481382	7655763	64.7	15.95	4.89	4.47	2.19	3.74	2.87	0.002	0.63	0.08	0.16	0.05	0.08	0.65
20028822	UTM WGS84 19S	481309	7659955	61.6	15.9	6.61	5.25	3.01	3.32	2.96	0.003	0.96	0.09	0.23	0.04	0.07	1.88
20028825	UTM WGS84 19S	483009	7660810	56.9	16.2	8.29	6.85	3.82	2.75	2.13	0.005	1.1	0.18	0.28	0.04	0.06	1.51
20028830	UTM WGS84 19S	483834	7664677	59.3	17.2	7.68	7.24	3.87	3.56	2.04	0.006	1	0.14	0.23	0.05	0.05	1.09
20028835	UTM WGS84 19S	463482	7684476	62.9	15.95	5.47	4.41	2.41	3.86	2.53	0.0005	0.64	0.11	0.15	0.05	0.1	1.76
20028840	UTM WGS84 19S	478879	7663457	65.6	16.2	4.58	3.8	2.04	3.72	2.62	0.0005	0.57	0.05	0.14	0.06	0.1	1.87
20028847	UTM WGS84 19S	482072	7667649	62.1	15.3	6.05	4.64	2.39	3.29	3.19	0.003	0.83	0.18	0.17	0.04	0.08	0.9
20028858	UTM WGS84 19S	471793	7670058	62.6	15.3	5.88	4.59	2.29	3.4	3.29	0.0005	0.81	0.12	0.16	0.04	0.08	1.22
20028861	UTM WGS84 19S	471832	7672222	57.3	15.9	7.67	5.85	3.3	3.08	2.81	0.0005	0.93	0.14	0.16	0.05	0.11	1.88
20028862	UTM WGS84 19S	466913	7668434	60.4	14.85	6.4	4.77	2.86	3.35	2.88	0.003	0.88	0.11	0.17	0.04	0.08	1.77

Tabla 9.1: Resultados de análisis CCPKG, (continuación)

<i>N°</i>	<i>C</i>	<i>S</i>	<i>Co</i>	<i>Cu</i>	<i>Li</i>	<i>Mo</i>	<i>Ni</i>	<i>Pb</i>	<i>Sc</i>	<i>Zn</i>	<i>As</i>	<i>Hg</i>	<i>In</i>	<i>Sb</i>	<i>Te</i>	<i>Tl</i>	<i>Ba</i>	<i>Ce</i>
<i>Muestra</i>	[%]	[%]	[ppm]	[ppm]	[ppm]	[ppm]	[ppm]	[ppm]	[ppm]	[ppm]	[ppm]	[ppm]	[ppm]	[ppm]	[ppm]	[ppm]	[ppm]	[ppm]
20028802	0.01	0.02	12	70	30	1	13	10	12	75	6.5	0.015	0.039	0.41	0.01	0.06	615	53.7
20028803	0.02	0.02	24	12	30	0.5	8	11	18	124	2	0.027	0.005	0.9	0.01	0.03	426	31.7
20028810	0.02	0.06	21	117	30	2	23	6	19	47	12.6	0.079	0.074	0.74	0.49	0.05	565	58.2
20028816	0.05	0.11	18	43	40	3	28	18	14	210	6.7	0.027	0.017	0.12	0.1	0.06	619	38.5
20028817	0.06	0.12	11	28	20	2	15	10	10	52	5.3	0.037	0.021	0.1	0.02	0.06	680	50.7
20028821	0.01	0.01	12	64	30	4	15	9	10	63	1.3	0.015	0.007	0.12	0.03	0.08	688	55
20028822	0.01	0.04	16	44	20	3	17	4	15	46	10.1	0.009	0.005	0.24	0.03	0.07	580	62
20028825	0.005	0.02	17	37	20	1	14	4	23	83	12.8	0.016	0.028	0.53	0.02	0.05	576	51.1
20028830	0.02	0.05	19	87	20	2	24	2	18	98	3.7	0.014	0.025	0.31	0.02	0.18	470	49.8
20028835	0.03	0.04	15	38	50	2	8	19	13	75	4.3	0.007	0.019	0.16	0.02	0.03	866	46.7
20028840	0.04	0.08	7	2	20	2	11	6	8	42	8.8	0.019	0.013	0.68	0.01	0.11	868	56.7
20028847	0.01	0.03	17	98	30	3	15	32	14	250	4.4	0.015	0.025	0.4	0.01	0.07	702	58.9
20028858	0.04	0.04	14	29	30	4	5	12	15	81	4.2	0.015	0.029	0.16	0.02	0.13	710	59.2
20028861	0.04	0.04	16	111	50	2	10	-2	21	52	4.3	0.015	0.011	0.1	0.02	0.05	975	41.1
20028862	0.02	0.04	16	53	40	2	15	5	17	45	10.2	0.021	0.015	0.35	0.03	0.06	703	58.6

Tabla 9.1: Resultados de análisis CCPKG, (Continuación parte 3)

N° Muestra	Cr [ppm]	Cs [ppm]	Dy [ppm]	Er [ppm]	Eu [ppm]	Ga [ppm]	Gd [ppm]	Hf [ppm]	Ho [ppm]	La [ppm]	Lu [ppm]	Nb [ppm]	Nd [ppm]	Pr [ppm]	Rb [ppm]	Sm [ppm]
20028802	50	6.76	3.86	2.2	0.99	19.7	4.69	6.9	0.81	26	0.3	8.9	24.6	6.3	141.5	5.01
20028803	30	5.71	3.66	2.21	1.2	20.3	4.2	3.2	0.73	15.2	0.3	5.5	17.1	4.13	65.1	3.95
20028810	70	3.94	4.74	2.59	1.09	19.7	5.77	5.8	0.97	27.7	0.35	9.5	27.4	6.89	137.5	6.11
20028816	50	7.12	2.33	1.24	0.99	21	3.33	3.6	0.48	19.8	0.16	5.4	17.6	4.6	64.5	3.59
20028817	40	2.93	3.05	1.52	1.11	19.9	4.31	5.8	0.63	26.3	0.23	7.1	23	6.09	100.5	4.2
20028821	50	4.64	3.01	1.51	1.02	20.5	3.96	6.2	0.61	27.5	0.23	7.7	23.7	6.34	113	4.66
20028822	60	3.27	4.52	2.43	1.03	19.7	5.4	8	0.91	29.4	0.36	10	27.7	7.33	138.5	6.13
20028825	60	1.5	5.09	3.1	1.24	20.2	5.75	6.9	1.11	23.7	0.42	8.7	25	6.39	77.5	6.08
20028830	80	7.44	3.9	2.15	1.15	20.7	4.76	6.1	0.82	23.8	0.31	8.2	23.4	6.05	104.5	5.17
20028835	30	1.71	3.35	1.94	1.02	19.2	3.84	4.7	0.72	24.9	0.29	6.8	21.1	5.65	65.1	4.3
20028840	40	2.79	2.96	1.66	0.93	20.2	3.79	6.2	0.61	30.4	0.26	7.7	23.4	6.44	70.1	4.44
20028847	50	8.21	4.23	2.3	1.06	18.4	5.23	6.7	0.85	28.4	0.32	9.8	26.1	6.95	190.5	5.79
20028858	40	4.6	5.09	2.87	1.11	18.6	5.76	8.4	1.06	28	0.41	10.2	27.5	7.15	145.5	5.98
20028861	40	1.25	4.32	2.67	1.08	18.8	4.98	6.3	0.89	20.2	0.36	7.7	20.7	5.23	89.2	4.7
20028862	50	3.82	5.49	3.1	1.16	19	6.28	7.7	1.14	26.9	0.45	9.5	27.4	7.04	109	5.72

Tabla 9.1: Resultados de análisis CCPKG, (Continuación parte 4)

<i>N° Muestra</i>	<i>Sr</i> [ppm]	<i>Ta</i> [ppm]	<i>Tb</i> [ppm]	<i>Th</i> [ppm]	<i>Tm</i> [ppm]	<i>U</i> [ppm]	<i>V</i> [ppm]	<i>W</i> [ppm]	<i>Y</i> [ppm]	<i>Yb</i> [ppm]	<i>Zr</i> [ppm]
20028802	340	1.3	0.69	21.3	0.36	4.34	116	4	21.5	2.18	260
20028803	434	0.9	0.58	2.44	0.32	0.61	194	2	20.8	2.24	125
20028810	362	1.3	0.8	17.95	0.42	3.37	184	3	26	2.51	215
20028816	689	1.1	0.43	4.64	0.2	1.09	155	5	12.4	1.06	139
20028817	469	1.2	0.56	13.45	0.26	2.93	101	2	15.8	1.59	215
20028821	456	1.4	0.56	14.95	0.23	3.69	102	4	16.1	1.54	226
20028822	384	1.2	0.8	21.3	0.39	5.29	150	3	24.7	2.5	316
20028825	365	1.2	0.85	15.2	0.47	3.97	206	4	29.4	2.9	257
20028830	452	1.3	0.65	16.1	0.33	3.21	202	3	20.5	2.08	240
20028835	425	1	0.57	6.94	0.29	1.62	115	3	19.2	2.03	176
20028840	486	1.1	0.48	15.7	0.28	3.86	90	2	16.4	1.6	237
20028847	358	1.2	0.73	22.4	0.35	5.9	131	5	22.7	2.18	250
20028858	316	1.4	0.86	17.3	0.46	4.19	137	3	28.2	2.91	323
20028861	391	1	0.68	11.3	0.4	2.85	184	3	24.1	2.67	239
20028862	299	1.2	0.83	12.55	0.46	3.09	151	3	30.5	3.1	312

9.3. Resultados Análisis MEMS61

Tabla 9.2: Resultados de análisis MEMS6

<i>N° Muestra</i>	<i>Zona UTM</i>	<i>Este</i>	<i>Norte</i>	<i>Au [ppm]</i>	<i>Ag [ppm]</i>	<i>Al [%]</i>	<i>As [ppm]</i>	<i>Ba [ppm]</i>	<i>Be [ppm]</i>	<i>Bi [ppm]</i>	<i>Ca [%]</i>
20028802	UTM WGS84 19S	481965	7681774	0.001	0.1	7.83	9.5	660	1.44	0.03	2.98
20028803	UTM WGS84 19S	484116	7683998	0.0005	0.04	8.19	2.8	420	0.99	0.01	4.78
20028804	UTM WGS84 19S	484095	7684000	0.001	0.2	6.03	5.4	2310	2.05	0.03	0.77
20028810	UTM WGS84 19S	467960	7677663	0.0005	0.01	8.35	16.9	580	1.35	0.04	4.34
20028811	UTM WGS84 19S	492612	7678691	0.001	0.02	8.15	3.1	380	1.34	0.03	5.9
20028813	UTM WGS84 19S	492159	7677784	0.0005	0.06	8.46	22.3	650	1.23	0.17	5.72
20028815	UTM WGS84 19S	490787	7677662	0.001	4.34	7.1	7.5	890	1.19	1.74	5.34
20028816	UTM WGS84 19S	480964	7654685	0.0005	0.12	8.68	11.3	660	1.03	0.02	4.46
20028817	UTM WGS84 19S	481048	7654787	0.0005	0.11	8.52	9	780	1.5	0.02	3.43
20028819	UTM WGS84 19S	480451	7655051	0.001	0.06	6.34	5.1	550	1.91	0.03	1
20028820	UTM WGS84 19S	481171	7656140	0.0005	0.07	8.04	5.9	620	1.62	0.03	3.43
20028821	UTM WGS84 19S	481382	7655763	0.0005	0.09	8.12	1.3	730	1.4	0.01	3.24
20028822	UTM WGS84 19S	481309	7659955	0.0005	0.04	8.22	17.6	620	1.51	0.03	3.84
20028824	UTM WGS84 19S	482151	7660187	0.002	0.08	8.56	31.7	640	1.53	0.11	4.61
20028825	UTM WGS84 19S	483009	7660810	0.0005	0.04	8.36	20	600	1.3	0.07	4.93
20028826	UTM WGS84 19S	480160	7661388	0.001	0.15	7.75	19.6	840	1.77	0.1	2.77
20028827	UTM WGS84 19S	479926	7661684	0.0005	0.04	8.37	12.8	730	1.48	0.05	3.06
20028828	UTM WGS84 19S	481614	7661998	0.002	0.07	7.99	7.3	740	1.45	0.16	2.74
20028830	UTM WGS84 19S	483834	7664677	0.001	0.07	8.29	6.4	470	1.15	0.02	4.95
20028832	UTM WGS84 19S	481996	7663961	0.004	0.11	7.84	10.4	590	1.5	0.03	3.21
20028835	UTM WGS84 19S	463482	7684476	0.0005	0.11	8.03	4.7	870	1.3	0.01	3.18
20028836	UTM WGS84 19S	463471	7684428	0.002	0.61	7.96	6.4	980	1.99	0.01	11.25
20028837	UTM WGS84 19S	463500	7684380	0.009	0.5	7.64	9.9	540	2.48	0.01	11.7
20028839	UTM WGS84 19S	464238	7684330	0.002	0.13	7.39	20.4	1080	2.09	0.07	1.59
20028840	UTM WGS84 19S	478879	7663457	0.0005	0.005	8.12	11.8	900	1.35	0.13	2.78
20028841	UTM WGS84 19S	478936	7663978	0.002	0.03	8.54	7.8	560	1.15	0.05	4.07
20028842	UTM WGS84 19S	478971	7664000	0.002	0.08	7.54	32.2	770	1.62	0.36	1.79
20028847	UTM WGS84 19S	482072	7667649	0.0005	0.19	7.83	6.3	730	1.2	0.11	3.45
20028850	UTM WGS84 19S	491469	7667605	0.001	0.03	8.85	4.3	400	1.29	0.03	5.45
20028851	UTM WGS84 19S	476332	7667612	0.002	0.06	7.06	15.5	710	1.74	0.06	1.91
20028853	UTM WGS84 19S	477713	7667756	0.001	0.07	7.33	10.8	730	1.91	0.02	1.58
20028854	UTM WGS84 19S	478238	7667830	0.002	0.11	8.1	8.6	530	1.42	0.03	4.01
20028856	UTM WGS84 19S	479048	7668457	0.001	0.06	7.09	10.7	580	2.12	0.03	1.68
20028857	UTM WGS84 19S	471752	7669349	0.001	0.02	8.14	6.3	620	1.29	0.03	3.77
20028858	UTM WGS84 19S	471793	7670058	0.0005	0.08	7.78	7.1	730	1.56	0.02	3.39
20028860	UTM WGS84 19S	471593	7670618	0.001	0.11	8.12	10.3	740	1.56	0.02	3.11
20028861	UTM WGS84 19S	471832	7672222	0.0005	0.04	8.14	7.9	1010	1.22	0.04	4.27
20028862	UTM WGS84 19S	466913	7668434	0.0005	0.005	7.66	14.7	730	1.35	0.25	3.53

Tabla 9.2: Resultados de análisis MEMS61 (continuación parte 2)

<i>N° Muestra</i>	<i>Cd [ppm]</i>	<i>Ce [ppm]</i>	<i>Co [ppm]</i>	<i>Cr [ppm]</i>	<i>Cs [ppm]</i>	<i>Cu [ppm]</i>	<i>Fe [%]</i>	<i>Ga [ppm]</i>	<i>Ge [ppm]</i>	<i>Hf [ppm]</i>	<i>In [ppm]</i>	<i>K [%]</i>	<i>La [ppm]</i>	<i>Li [ppm]</i>
20028802	0.08	55.2	12	25	7.83	69.1	3.88	18.65	0.15	0.9	0.045	2.79	24.1	21
20028803	0.22	25.7	24.5	13	5.61	11.6	6.38	20.1	0.14	0.3	0.11	1.7	10.5	20.2
20028804	0.29	83.3	4	15	6.16	8.9	1.38	14.25	0.12	2.2	0.012	4.83	39.1	15.2
20028810	0.04	61.4	21.5	40	4.37	118.5	5.55	19.25	0.17	1	0.061	2.3	27.4	25.5
20028811	0.2	38.6	9.1	15	2.46	34.6	5.06	15.65	0.12	1.4	0.033	0.69	16.9	14.6
20028813	0.17	46.1	23.2	6	0.95	6.2	6.23	19.2	0.12	1.2	0.05	1.69	20.8	28.6
20028815	7.75	31.4	11.5	19	3	935	3.93	21	0.09	1.9	0.033	1.6	14.8	17.9
20028816	0.45	37.2	19.3	30	8.48	41.9	4.76	20.5	0.15	0.7	0.115	1.84	16.5	33.3
20028817	0.31	52.9	13.5	26	3.55	28.5	3.79	20.7	0.16	0.9	0.038	2.46	23.5	22.3
20028819	0.21	79.2	2.5	15	20.4	17	1.78	15.3	0.17	1.8	0.023	4.49	37	38
20028820	0.19	58.7	15.2	27	7.98	47.8	4.29	18.85	0.13	0.6	0.043	2.54	27.4	27.3
20028821	0.17	54.4	12.6	25	5.23	68.7	3.54	19.8	0.15	0.6	0.035	2.43	25	22.3
20028822	0.15	62.8	17.9	33	3.69	45.7	4.87	18.95	0.17	0.7	0.052	2.53	27.7	19.3
20028824	0.14	52.5	10.5	30	1.72	51.8	5.97	20.3	0.12	2.4	0.048	2.01	24	21.3
20028825	0.17	52.5	17.6	36	1.71	37.4	6.04	19.4	0.17	3.8	0.059	1.8	22.3	17.5
20028826	0.21	69.3	10.9	24	2.29	45.8	3.96	18.6	0.16	0.5	0.041	3.38	31.9	14.5
20028827	0.1	51.7	12.2	19	4.22	4.5	3.45	20.2	0.13	0.6	0.03	2.31	26	16.8
20028828	0.09	45.9	8.9	15	3.06	39.2	3.11	19.65	0.12	0.9	0.061	2.35	22.2	12.7
20028830	0.12	41.5	21.2	45	7.62	90.4	5.21	20.2	0.15	1.2	0.045	1.64	17.3	15.5
20028832	0.18	55.4	14.7	25	3.99	71.4	4.18	18.8	0.12	0.8	0.043	2.42	25.7	12.4
20028835	0.4	44.9	14.8	12	1.81	38.2	3.93	18	0.13	1.1	0.039	2.12	21.4	42.5
20028836	0.85	54.4	22.2	37	1.94	32.2	4.62	20.5	0.13	4.7	0.121	2.79	25.4	25.9
20028837	0.66	54.9	16.9	33	8.76	37.5	4.32	18.95	0.11	4.1	0.176	1.46	24.2	73.2
20028839	1	66.1	4.9	9	1.73	1.7	3.4	20.4	0.16	4.6	0.051	4.13	30.3	42.4
20028840	0.08	55.3	7.2	20	2.87	1.8	3.35	19.4	0.15	0.6	0.032	2.19	26.8	22.2
20028841	0.05	30.6	20.2	48	3.92	50	4.49	20.5	0.09	0.8	0.046	1.83	14.1	28.1
20028842	0.04	82.1	7.4	15	1.73	15.2	2.6	19.2	0.13	0.7	0.049	2.6	41.2	27.3
20028847	0.42	56.2	15.7	27	9.09	100.5	4.43	18.55	0.15	1.1	0.053	2.74	25	26
20028850	0.24	35.9	18	26	3.05	21	5.47	20.5	0.09	1	0.057	1.13	16.1	20.4
20028851	0.1	66	9.9	19	11.75	66	3.03	16.7	0.12	0.6	0.036	3.74	30.7	17.2
20028853	0.18	67.3	3.2	10	21	40	1.73	16.45	0.11	1.3	0.021	3.56	34.5	21.9
20028854	0.16	49.2	19.6	39	8.08	106	4.83	19.3	0.12	0.6	0.067	1.85	23.1	18.4
20028856	0.11	71.2	5.7	14	45.9	34	2.33	16.75	0.12	1.7	0.034	3.61	32.6	23.6
20028857	0.06	48.2	17.7	19	2.63	31.4	4.93	18.4	0.11	0.7	0.046	2.12	21.9	18.4
20028858	0.21	56.7	14.1	21	5.12	30.4	4.36	17.95	0.14	0.8	0.048	2.77	24.3	27.5
20028860	0.23	54.6	15.8	20	4.38	39.5	4.4	17.05	0.23	0.9	0.048	3.16	24.3	28
20028861	0.08	42.4	16.5	20	1.34	110	5.57	18.4	0.15	1.3	0.062	2.35	18.3	39.7
20028862	0.22	58.9	17.2	29	4.13	53	4.72	17.65	0.16	1.6	0.051	2.45	25.5	36.5

Tabla 9.2: Resultados análisis MEMS61 (continuación parte 3)

<i>N° Muestra</i>	<i>Mg [%]</i>	<i>Mn [ppm]</i>	<i>Mo [ppm]</i>	<i>Na [%]</i>	<i>Nb [ppm]</i>	<i>Ni [ppm]</i>	<i>P [ppm]</i>	<i>Pb [ppm]</i>	<i>Rb [ppm]</i>	<i>S [%]</i>	<i>Sb [ppm]</i>	<i>Sc [ppm]</i>	<i>Sn [ppm]</i>	<i>Sr [ppm]</i>
20028802	1.23	781	2.32	2.6	9.7	14.1	710	11.9	121.5	0.03	1.41	13.7	2.1	336
20028803	2.66	1260	0.66	2.14	6	12.5	860	12.4	33.9	0.01	2.51	19	1.8	414
20028804	0.23	293	1.21	1.59	9.4	3.8	90	13.4	219	0.02	1.16	3.5	0.6	246
20028810	2.13	915	2.49	2.54	10.1	26.6	1140	9.4	122.5	0.08	2.43	19.5	2.4	356
20028811	0.88	1510	1.81	3.95	4.3	5.2	1060	6.7	19.6	0.03	0.2	17.2	0.8	730
20028813	1.6	1660	1.02	3.29	5.7	6.1	1390	25.9	51.2	0.04	1.86	17	1	439
20028815	0.37	1140	0.98	3.49	6.5	10.8	660	24.8	71.5	0.01	1.17	9.6	0.7	523
20028816	2.19	1720	2.3	3.61	5.8	32.1	940	20.7	53	0.13	0.86	16	2.5	682
20028817	1.43	456	2.77	3.33	8	19.4	930	13.6	91.1	0.16	0.41	11.8	1.9	494
20028819	0.32	421	5.84	2	10.8	3.5	200	26.3	280	0.1	0.53	4.3	1.1	174
20028820	1.42	709	2.89	2.61	10.7	16.5	820	12.7	150.5	0.01	0.84	16.1	1.7	330
20028821	1.3	601	3.98	2.78	8.6	17.9	770	14.7	97.8	0.01	0.26	10.7	1.2	442
20028822	1.83	671	3.76	2.47	9.1	21.2	1020	11.7	122.5	0.06	2.26	17.8	2.1	373
20028824	2.16	2100	1.3	2.2	10.9	14.6	1250	17.1	82.1	0.02	2.36	26	2.5	369
20028825	2.33	1340	1.65	2.05	9.9	17.6	1230	10.6	68.7	0.01	2.38	25.1	2.1	369
20028826	1.18	583	2.65	2.63	14	14.6	850	9	151	0.08	1.91	13.8	2.3	316
20028827	1.31	256	2.06	3.02	7.6	16.1	650	6	79.6	0.12	0.94	10.9	1.3	435
20028828	0.93	469	1.66	2.85	6.9	11	580	11.1	84.8	0.03	1.27	7.8	1	426
20028830	2.14	1040	2.4	2.52	8.1	29.3	960	9.8	72.5	0.06	1.27	20	1.5	428
20028832	1.44	718	2.66	2.61	9.1	16.6	720	10.8	127.5	0.04	1.55	15.6	1.7	315
20028835	1.42	830	2.14	2.81	7.3	10.4	630	23.8	55.8	0.05	0.34	13.8	1.2	409
20028836	1.58	973	2.29	1.51	13.9	70.1	1040	3.7	117.5	0.14	0.15	18	4.6	515
20028837	2.27	1410	9.22	1.51	13.9	55.6	1040	24.5	79.8	0.05	1.69	17.8	7.7	468
20028839	0.72	1230	1.99	2.64	14.3	1.4	800	40.1	184.5	0.24	4.99	14	2.3	220
20028840	1.2	351	3.8	2.71	8.2	14.2	720	11.3	63.3	0.11	3.48	9.5	1.5	458
20028841	2.15	728	2.29	2.85	5.4	31.7	660	7.8	44.9	0.07	0.8	16.1	0.9	453
20028842	0.87	380	2.16	2.95	7.2	9.3	540	13.1	81.5	0.16	3.95	6.6	0.8	354
20028847	1.44	1400	3.19	2.46	11	16.4	820	36.5	167	0.04	1.36	14.7	1.9	366
20028850	2.39	739	1.61	3.32	8.2	11	1070	7.3	43.8	0.38	0.72	24	2.3	445
20028851	0.73	953	2.53	2.24	12.2	8.2	460	14.4	284	0.05	2.1	9.1	2.3	234
20028853	0.32	552	2.26	2.49	8.9	2.3	260	32	331	0.12	1.47	3.5	2	274
20028854	1.84	993	3.26	2.72	9.3	19.3	730	14.7	112.5	0.03	1.21	20.4	2.2	332
20028856	0.49	494	2.76	2.47	11.6	5.2	340	19.3	338	0.04	4.99	6.5	1.9	202
20028857	1.65	644	2.72	2.58	9.8	9.5	780	6.2	111.5	0.04	0.4	18.4	1.4	333
20028858	1.37	887	3.89	2.51	11.7	10.6	720	15.9	126.5	0.07	0.68	15.6	2.2	314
20028860	1.36	890	2.1	2.55	11	9.6	720	22.3	179.5	0.12	0.71	18	1.9	371
20028861	1.99	1040	2.16	2.26	8.8	12.4	770	7	80.5	0.06	0.72	20.7	1.8	384
20028862	1.74	796	2.79	2.5	10.4	17.8	850	11.8	93.8	0.05	1.18	18.2	2.2	294

Tabla 9.2: Resultados de análisis MEMS61 (continuación parte 4)

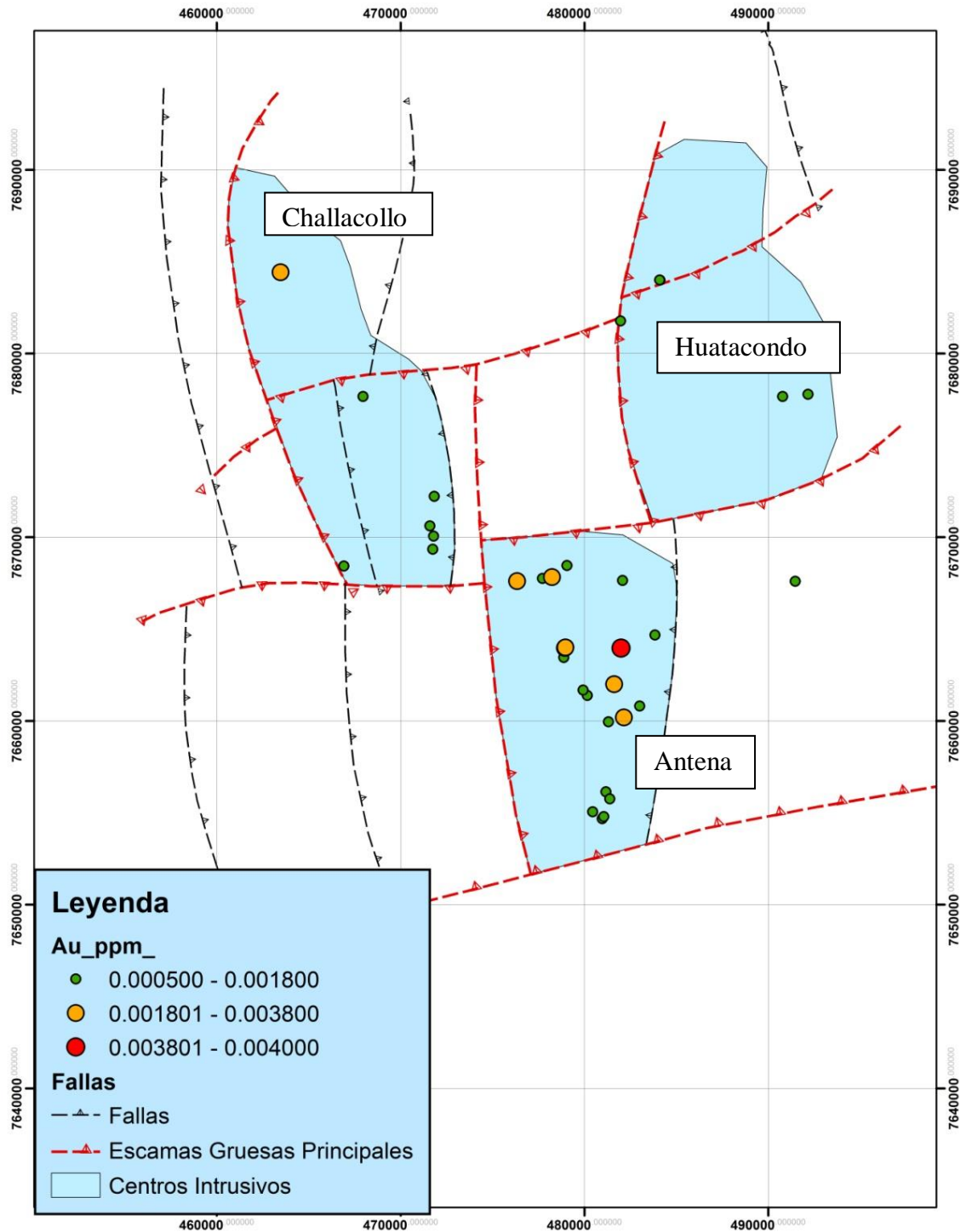
<i>N°</i> <i>Muestra</i>	<i>Ta</i> [ppm]	<i>Th</i> [ppm]	<i>Ti</i> [%]	<i>Tl</i> [ppm]	<i>U</i> [ppm]	<i>V</i> [ppm]	<i>W</i> [ppm]	<i>Y</i> [ppm]	<i>Zn</i> [ppm]	<i>Zr</i> [ppm]
20028802	0.7	19.75	0.429	0.4	4.3	110	2.3	19.6	75	17
20028803	0.34	1.67	0.571	0.18	0.4	176	0.5	17.1	119	7.6
20028804	0.98	48.1	0.117	0.44	5.9	16	0.7	24.1	52	58.2
20028810	0.71	16.15	0.615	0.31	3.1	173	1.6	24.4	46	20.4
20028811	0.3	3.46	0.409	0.13	1.2	175	1	13.3	35	45.8
20028813	0.34	4.1	0.504	0.42	0.9	177	0.4	18.1	92	28.7
20028815	0.37	3.41	0.392	0.56	0.6	120	0.8	11.2	93	66.5
20028816	0.35	3.79	0.5	0.26	0.8	150	1.6	11	215	20.9
20028817	0.61	12.7	0.386	0.41	2.7	106	1	15.6	55	18.7
20028819	1.12	58.7	0.163	0.61	14	27	3.7	16.5	72	52.3
20028820	0.73	23.7	0.5	0.28	4.4	111	1.9	22.9	83	12.3
20028821	0.63	14.35	0.376	0.36	3.6	97	1.8	15	68	12.8
20028822	0.67	21.2	0.489	0.36	4.9	146	1.6	22.8	50	15.5
20028824	0.74	14.85	0.691	0.44	2.8	180	1.8	29.7	88	96.9
20028825	0.69	13.85	0.66	0.28	3.5	198	1.2	28.5	87	137.5
20028826	0.9	28.2	0.535	0.27	5.7	106	2.1	25.6	29	13.3
20028827	0.57	12.3	0.347	0.25	2.1	92	0.4	15.4	26	15.8
20028828	0.52	10	0.299	0.31	1.9	69	1.2	11.7	40	25.7
20028830	0.54	12.2	0.562	0.27	2.3	182	1.4	18.2	104	29.7
20028832	0.62	21.2	0.439	0.24	4.3	116	1.8	21.3	56	20.4
20028835	0.54	5.76	0.383	0.26	1.2	107	0.8	16.8	75	24.6
20028836	0.89	9.75	0.463	0.03	6	228	0.4	25.2	121	182.5
20028837	0.9	9.14	0.425	0.49	4.6	180	1.6	24.2	225	155.5
20028839	0.9	8.82	0.395	1.34	2.2	46	1.7	35.8	138	180
20028840	0.6	13	0.339	0.41	3	84	0.7	14.9	43	17.1
20028841	0.4	5.44	0.419	0.25	1.3	138	1	11.9	60	19.5
20028842	0.59	12.1	0.244	0.35	1.4	59	0.8	13.1	61	20.5
20028847	0.76	22.3	0.513	0.56	5.9	125	3.2	22.4	261	22.2
20028850	0.54	5.76	0.725	0.26	1.4	195	0.4	25.5	55	28.7
20028851	0.91	42	0.361	0.51	7.7	74	3.2	22.6	66	24.9
20028853	0.88	65.1	0.154	0.49	10.6	25	2.7	18.5	66	42.9
20028854	0.61	15.4	0.491	0.2	3.6	135	2.4	23.8	86	17
20028856	1.27	66.3	0.242	0.48	14.9	49	10	23.7	54	51
20028857	0.71	11.15	0.52	0.16	2.9	139	1.1	25	25	23
20028858	0.87	15.55	0.497	0.58	3.9	126	2	26.2	86	18.2
20028860	0.78	15.5	0.491	0.73	3.5	122	1.7	26.9	131	23
20028861	0.63	10.6	0.549	0.22	2.6	178	1.4	24.2	52	27.3
20028862	0.76	12	0.514	0.57	2.6	140	1.4	28.8	47	48.5

9.4. Resultados Análisis Outlier (test estadístico de Grubb)

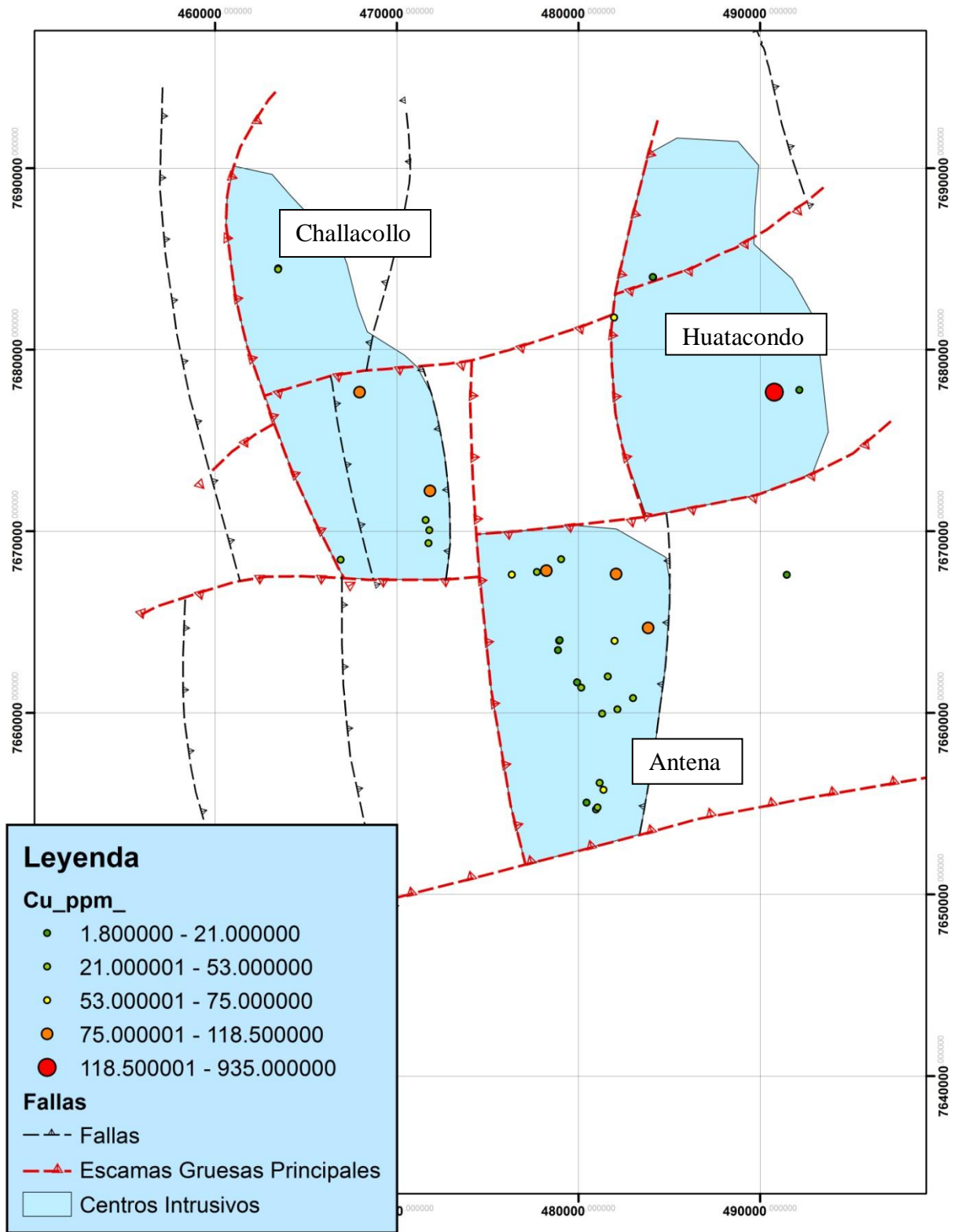
Au	Outlier	Ag	Outlier	As	Outlier	Cu	Outlier	Mo	Outlier	Pb	Outlier	Sb	Outlier	Sr	Outlier	W	Outlier	Zn	Outlier
0.001		0.1		9.5		69.1		2.32		11.9		1.41		336		2.3		75	
0.0005		0.04		2.8		11.6		0.66		12.4		2.51		414		0.5		119	
0.001		0.2		5.4		8.9		1.21		13.4		1.16		246		0.7		52	
0.0005		0.01		16.9		118.5		2.49		9.4		2.43		356		1.6		46	
0.0005		0.06		22.3		6.2		1.02		25.9		1.86		439		0.4		92	
0.001		4.34	Si	7.5		935	Si	0.98		24.8		1.17		523		0.8		93	
0.0005		0.12		11.3		41.9		2.3		20.7		0.86		682	Si	1.6		215	si
0.0005		0.11		9		28.5		2.77		13.6		0.41		494		1		55	
0.001		0.06		5.1		17		5.84	Si	26.3		0.53		174		3.7		72	
0.0005		0.07		5.9		47.8		2.89		12.7		0.84		330		1.9		83	
0.0005		0.09		1.3		68.7		3.98		14.7		0.26		442		1.8		68	
0.0005		0.04		17.6		45.7		3.76		11.7		2.26		373		1.6		50	
0.002		0.08		31.7		51.8		1.3		17.1		2.36		369		1.8		88	
0.0005		0.04		20		37.4		1.65		10.6		2.38		369		1.2		87	
0.001		0.15		19.6		45.8		2.65		9		1.91		316		2.1		29	
0.0005		0.04		12.8		4.5		2.06		6		0.94		435		0.4		26	
0.002		0.07		7.3		39.2		1.66		11.1		1.27		426		1.2		40	
0.001		0.07		6.4		90.4		2.4		9.8		1.27		428		1.4		104	
0.004	Si	0.11		10.4		71.4		2.66		10.8		1.55		315		1.8		56	
0.0005		0.11		4.7		38.2		2.14		23.8		0.34		409		0.8		75	
0.002		0.61	si	6.4		32.2		2.29		3.7		0.15		515		0.4		121	
0.0005		0.005		11.8		1.8		3.8		11.3		3.48		458		0.7		43	
0.002		0.03		7.8		50		2.29		7.8		0.8		453		1		60	
0.002		0.08		32.2	No	15.2		2.16		13.1		3.95		354		0.8		61	
0.0005		0.19		6.3		100.5		3.19		36.5	No	1.36		366		3.2		261	Si
0.001		0.03		4.3		21		1.61		7.3		0.72		445		0.4		55	
0.002		0.06		15.5		66		2.53		14.4		2.1		234		3.2		66	
0.001		0.07		10.8		40		2.26		32		1.47		274		2.7		66	
0.002		0.11		8.6		106		3.26		14.7		1.21		332		2.4		86	
0.001		0.06		10.7		34		2.76		19.3		4.99	Si	202		10	Si	54	
0.001		0.02		6.3		31.4		2.72		6.2		0.4		333		1.1		25	
0.0005		0.08		7.1		30.4		3.89		15.9		0.68		314		2		86	
0.001		0.11		10.3		39.5		2.1		22.3		0.71		371		1.7		131	
0.0005		0.04		7.9		110		2.16		7		0.72		384		1.4		52	
0.0005		0.005		14.7		53		2.79		11.8		1.18		294		1.4		47	

9.5. Mapas de Anomalías

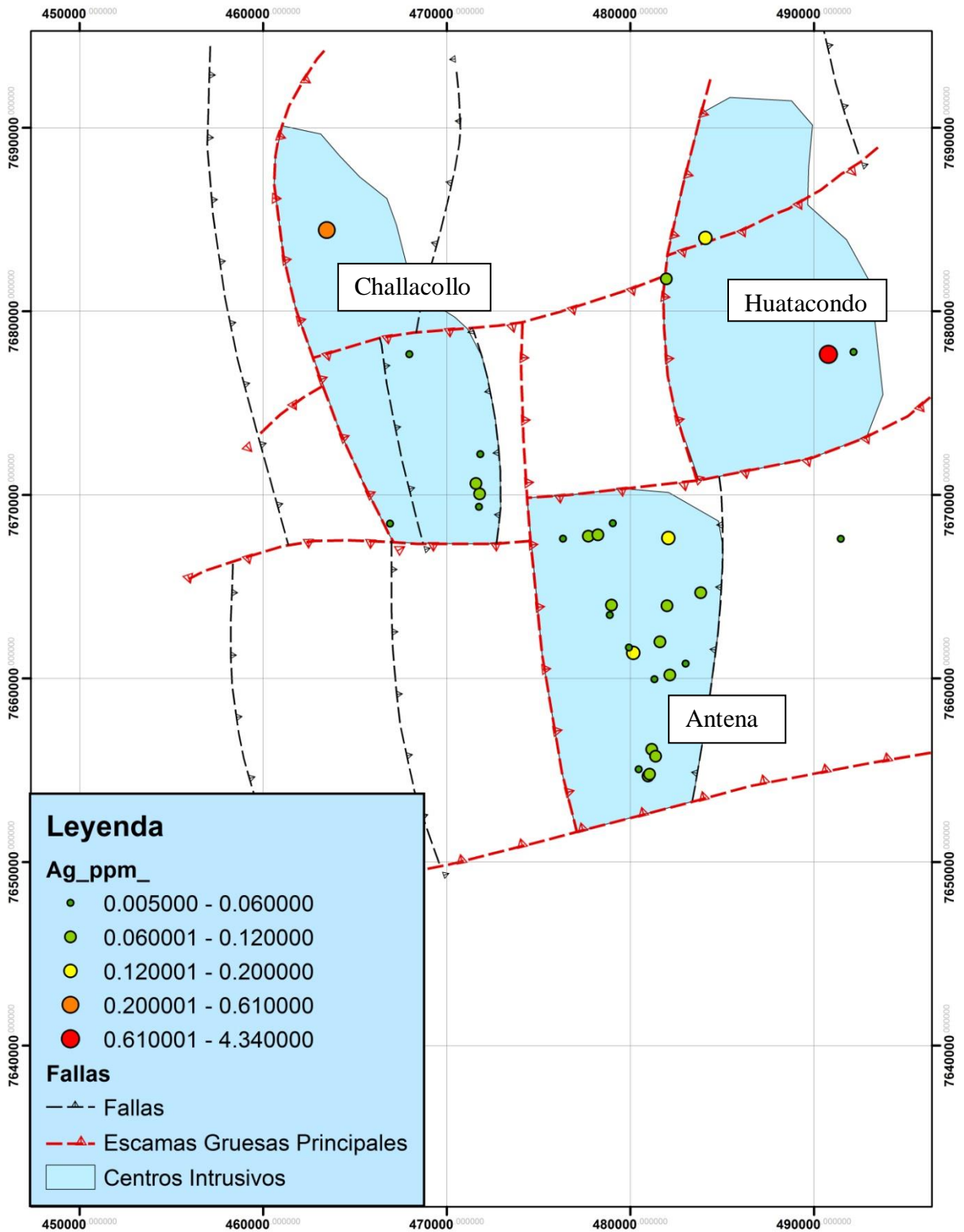
Mapa de anomalía Au



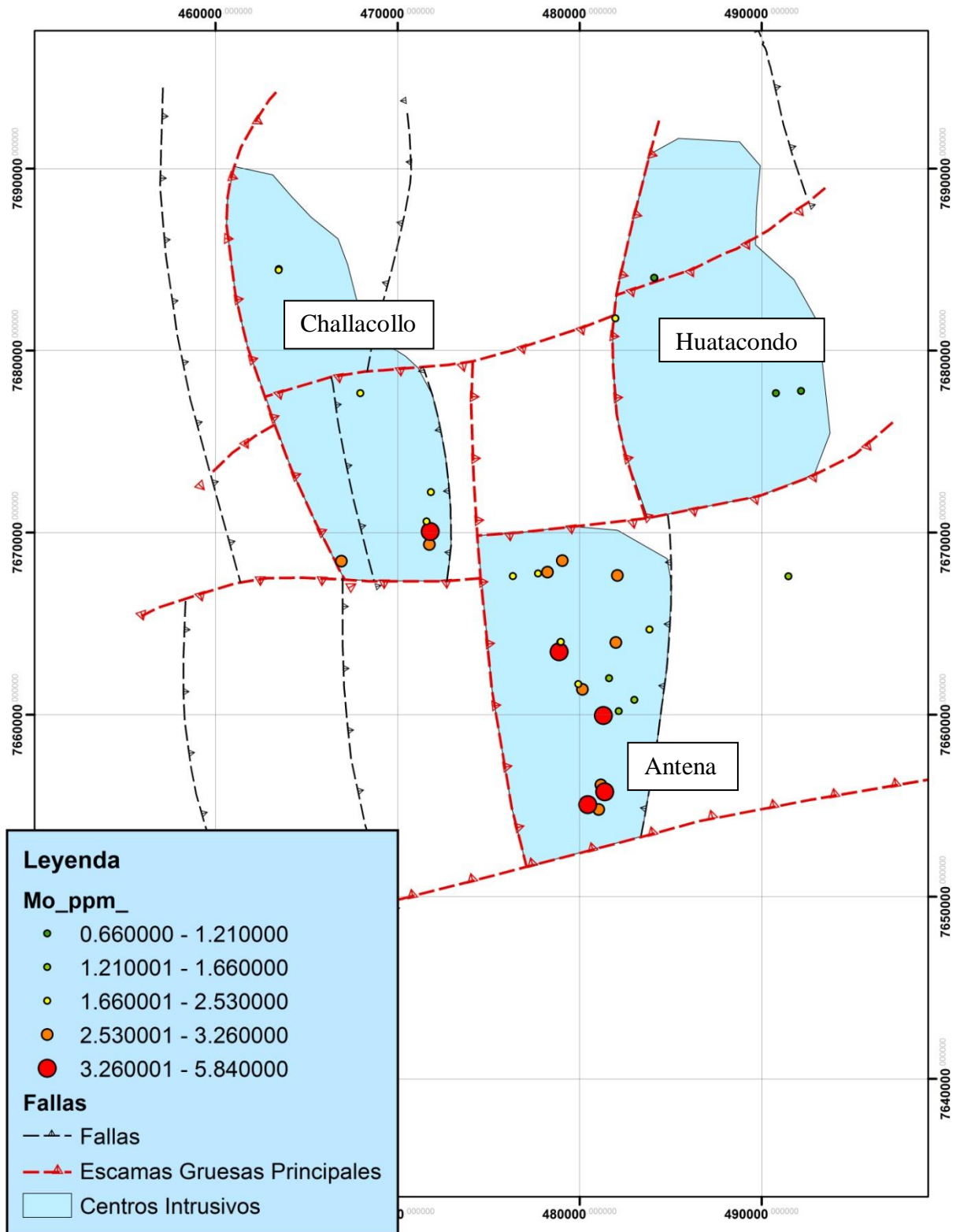
Mapa de anomalía Cu



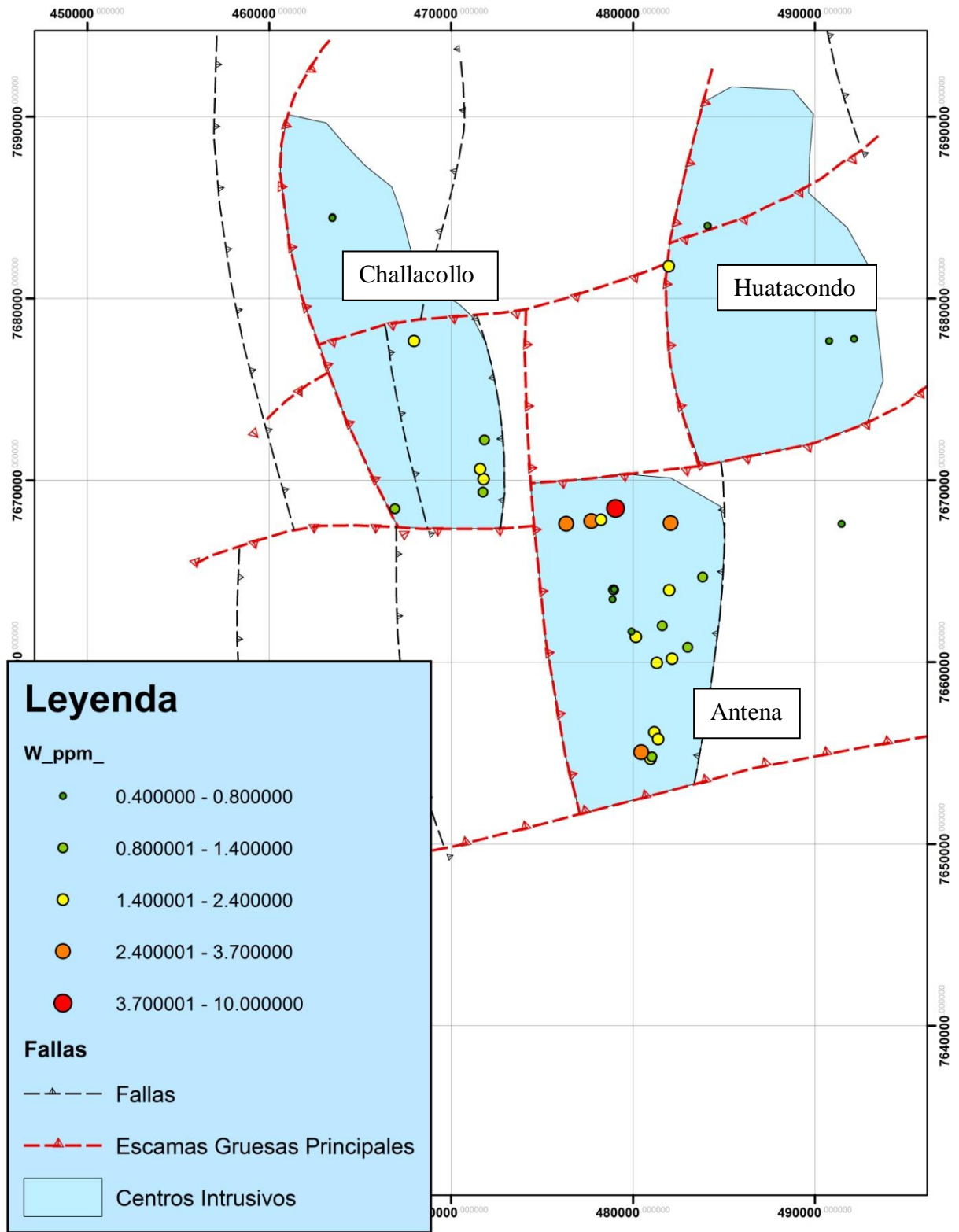
Mapa de anomalía Ag



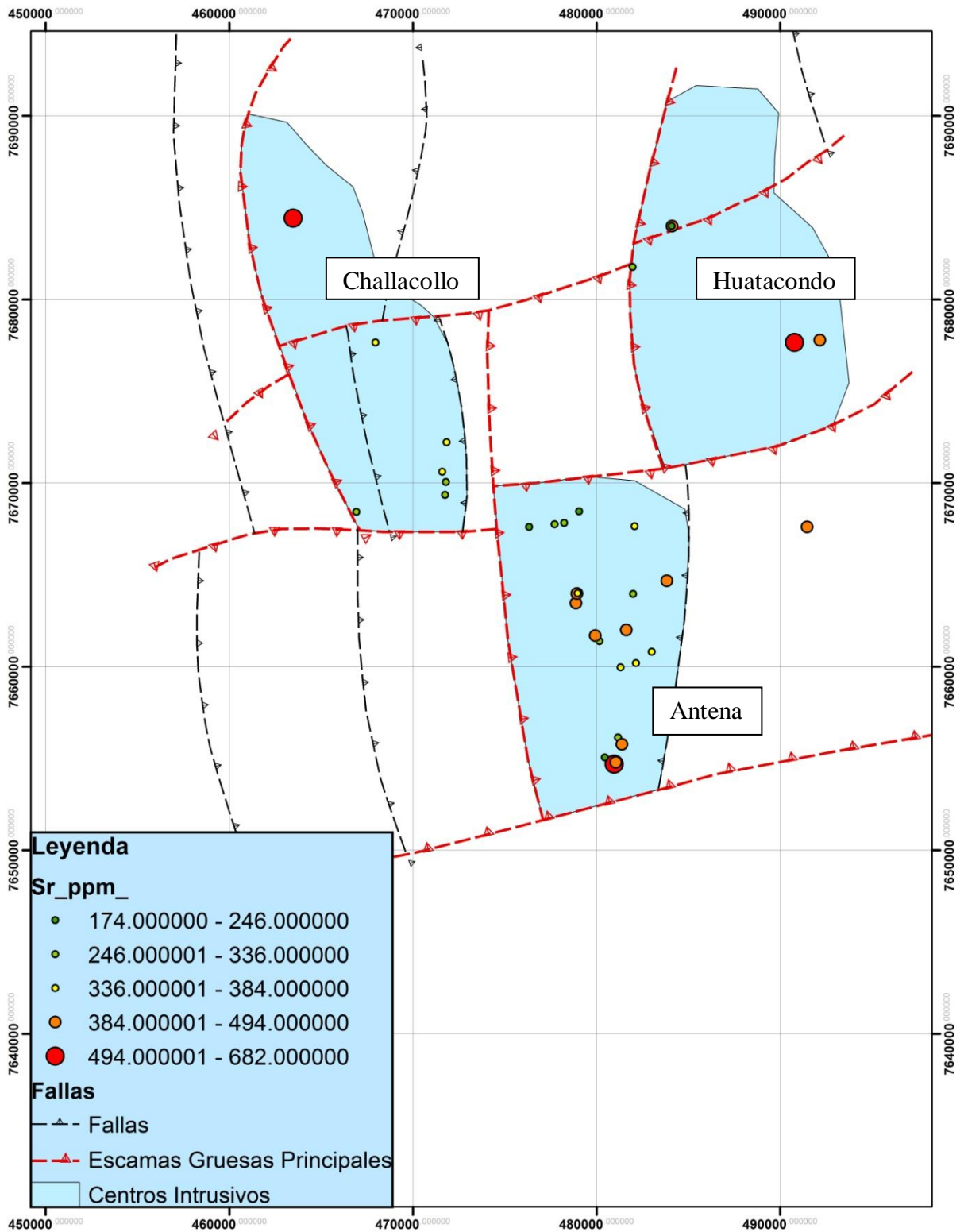
Mapa de anomalía Mo



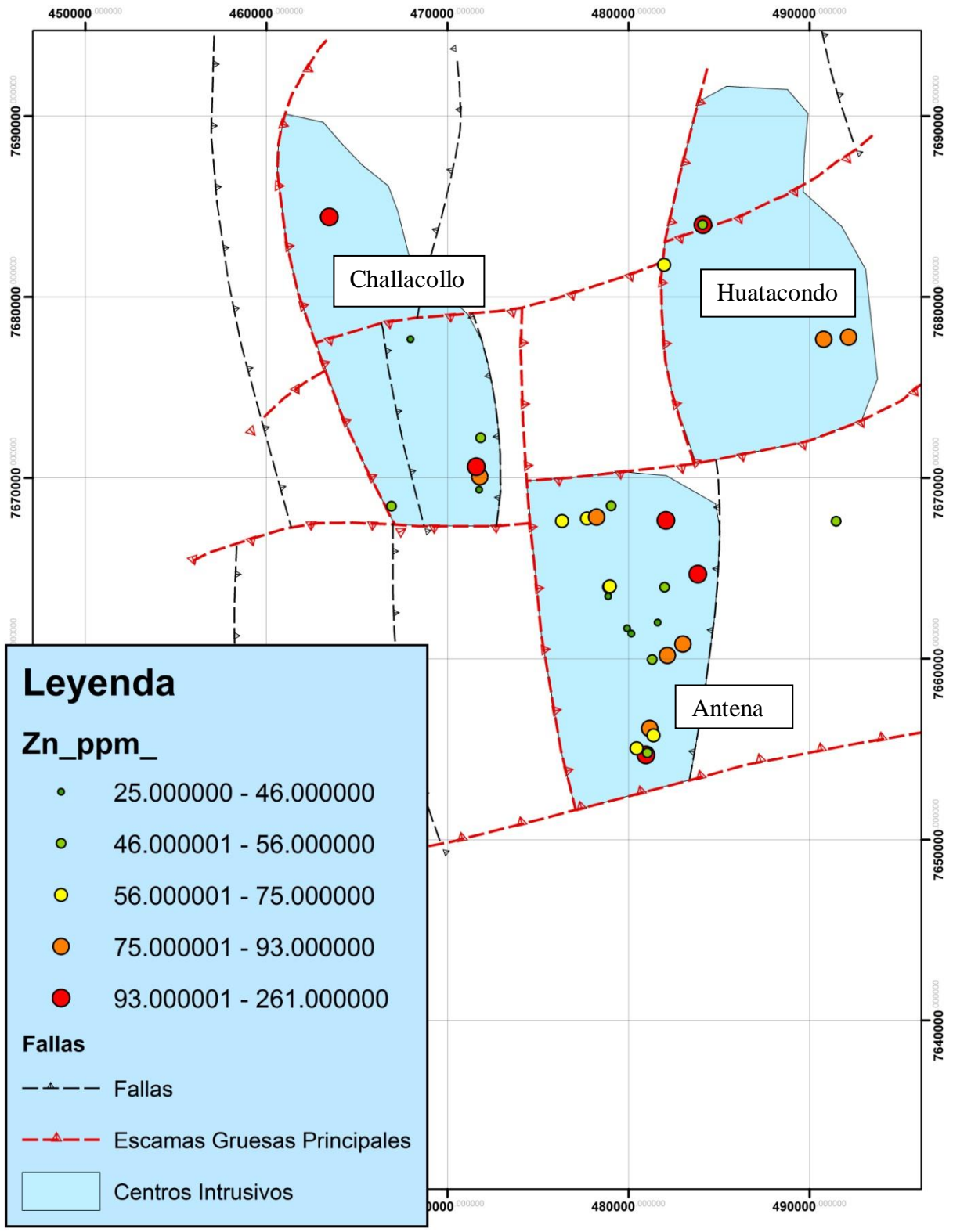
Mapa de anomalía W



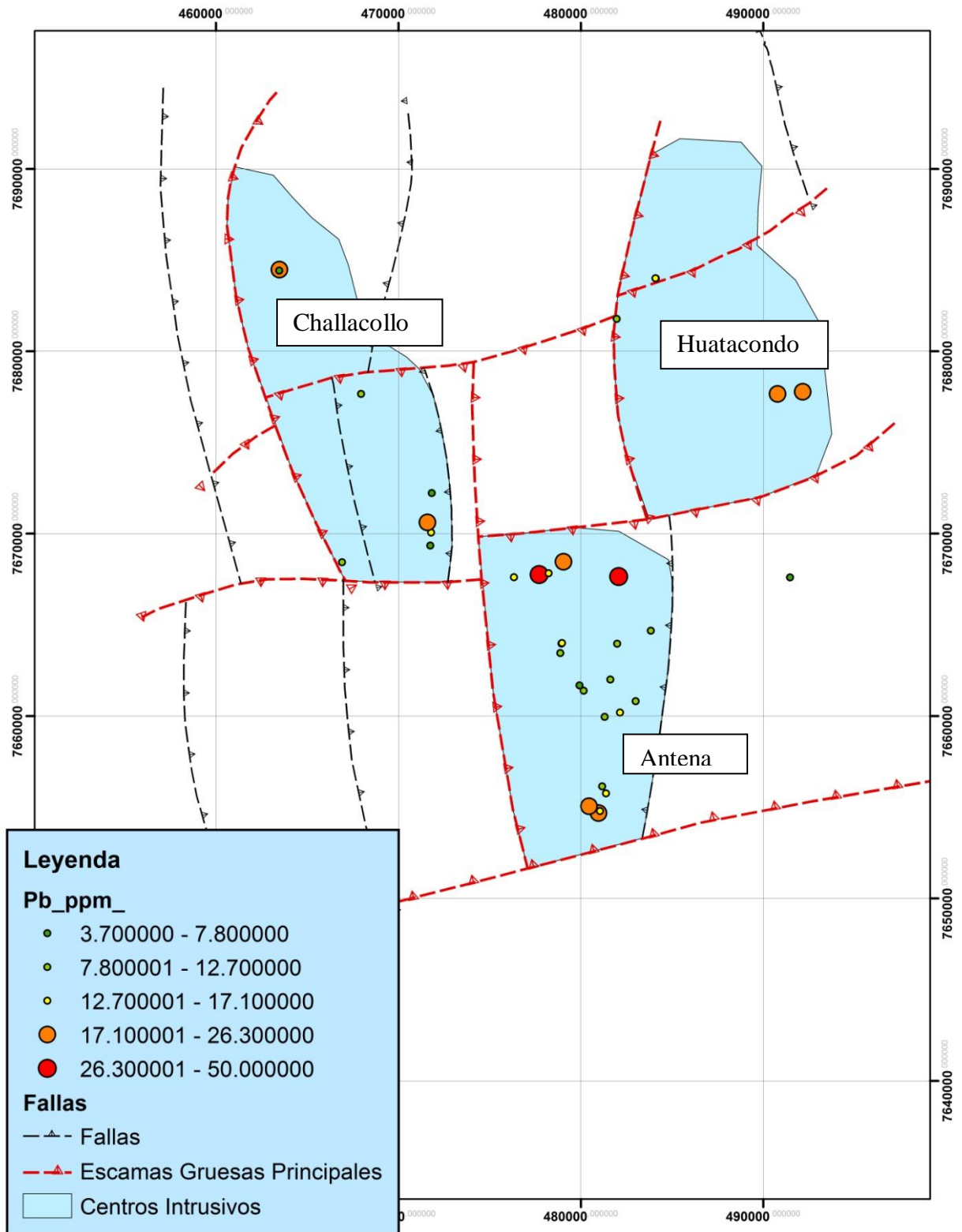
Mapa de anomalía Sr



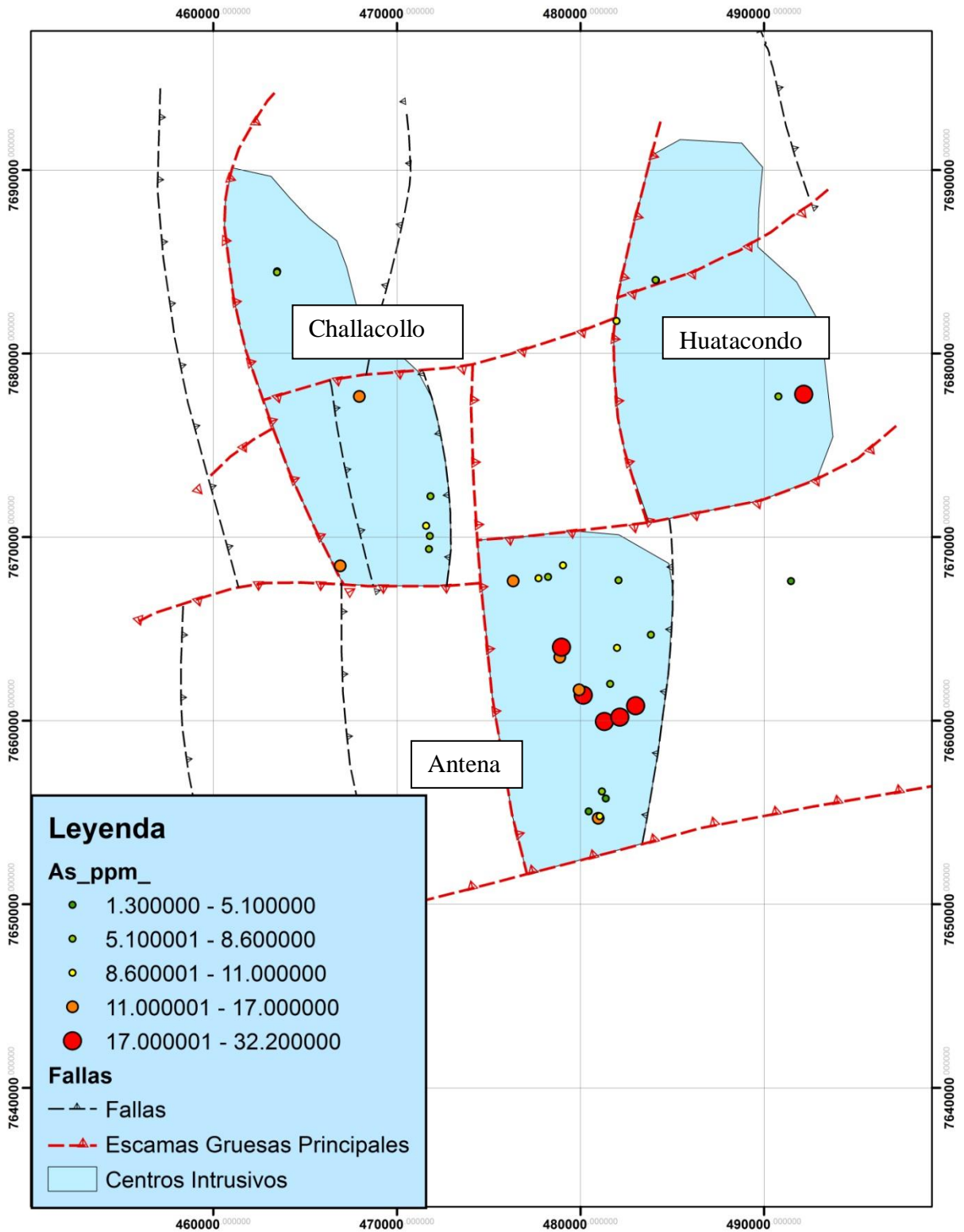
Mapa de anomalía Zn



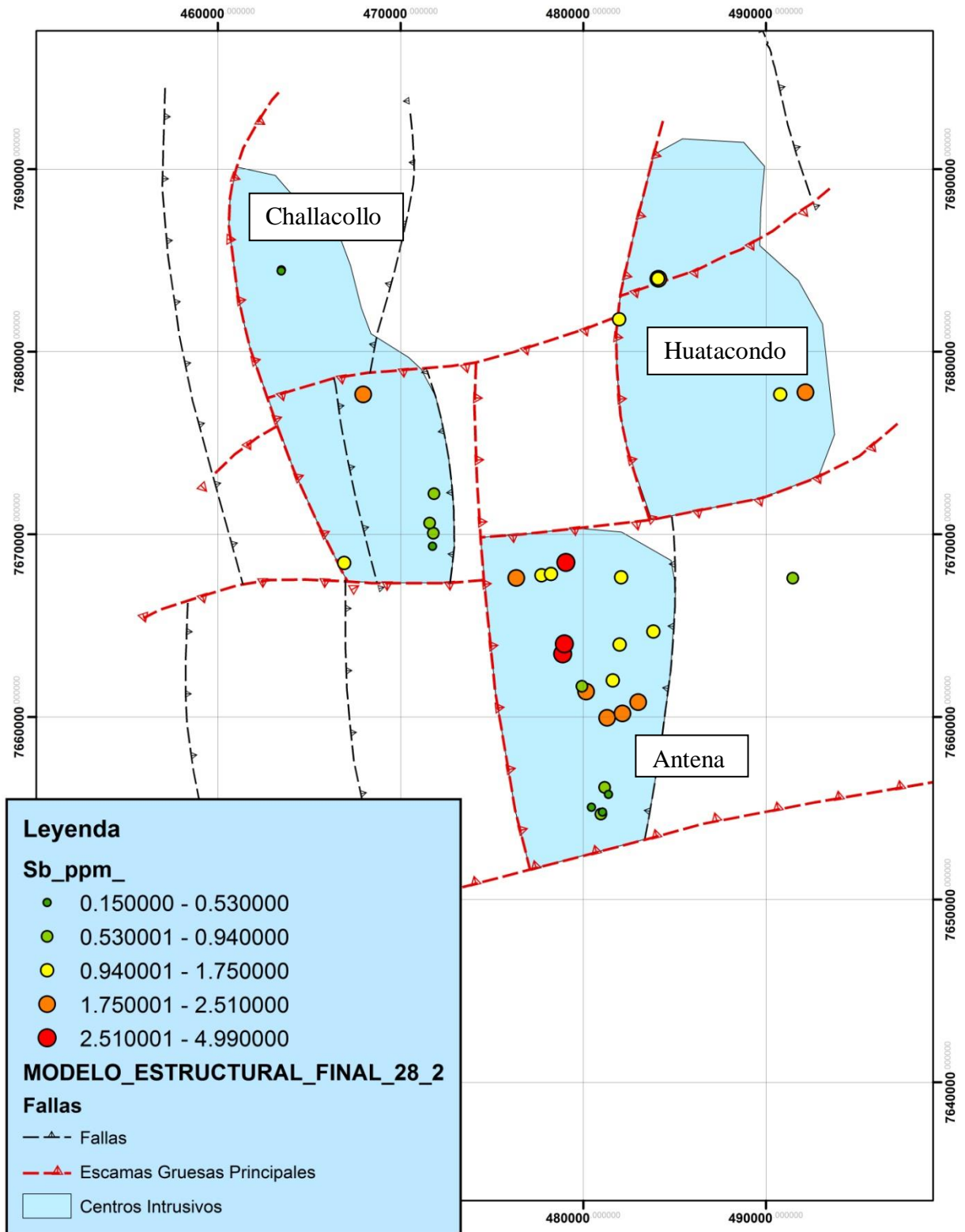
Mapa de anomalía Pb



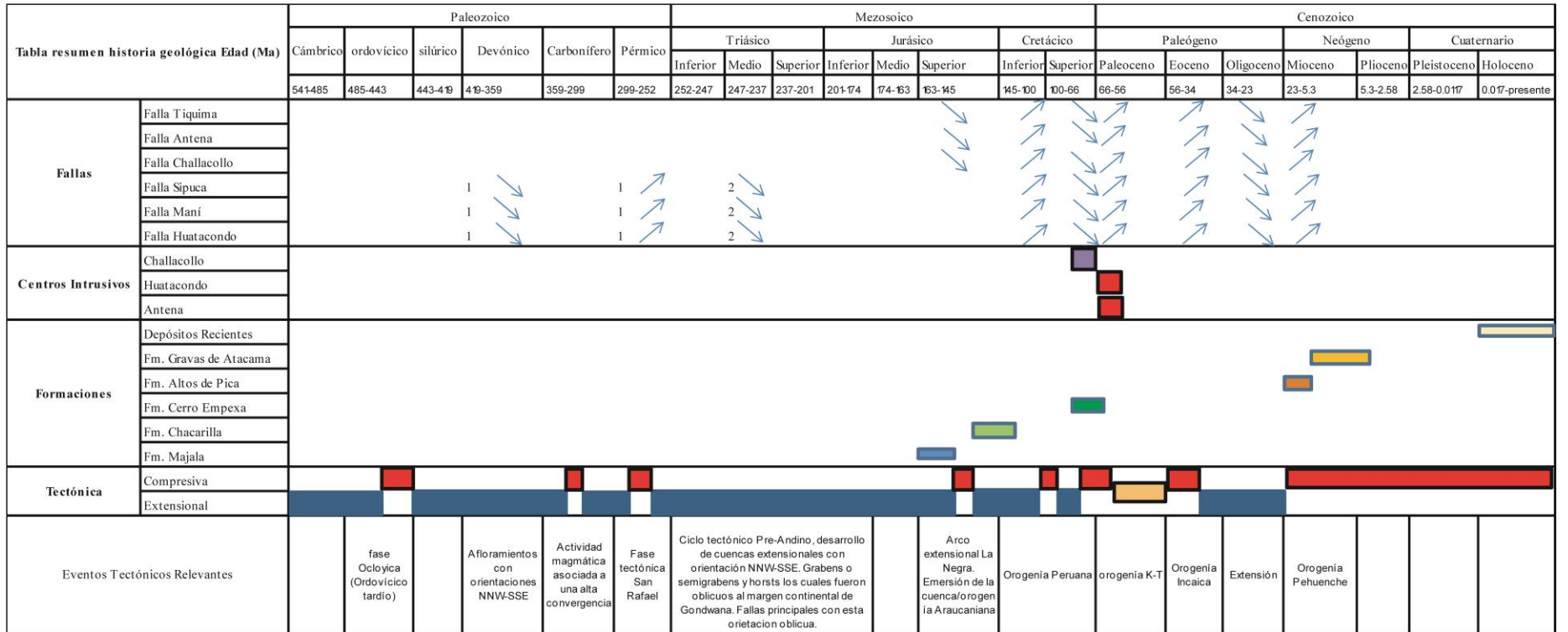
Mapa de anomalía As



Mapa de anomalía Sb



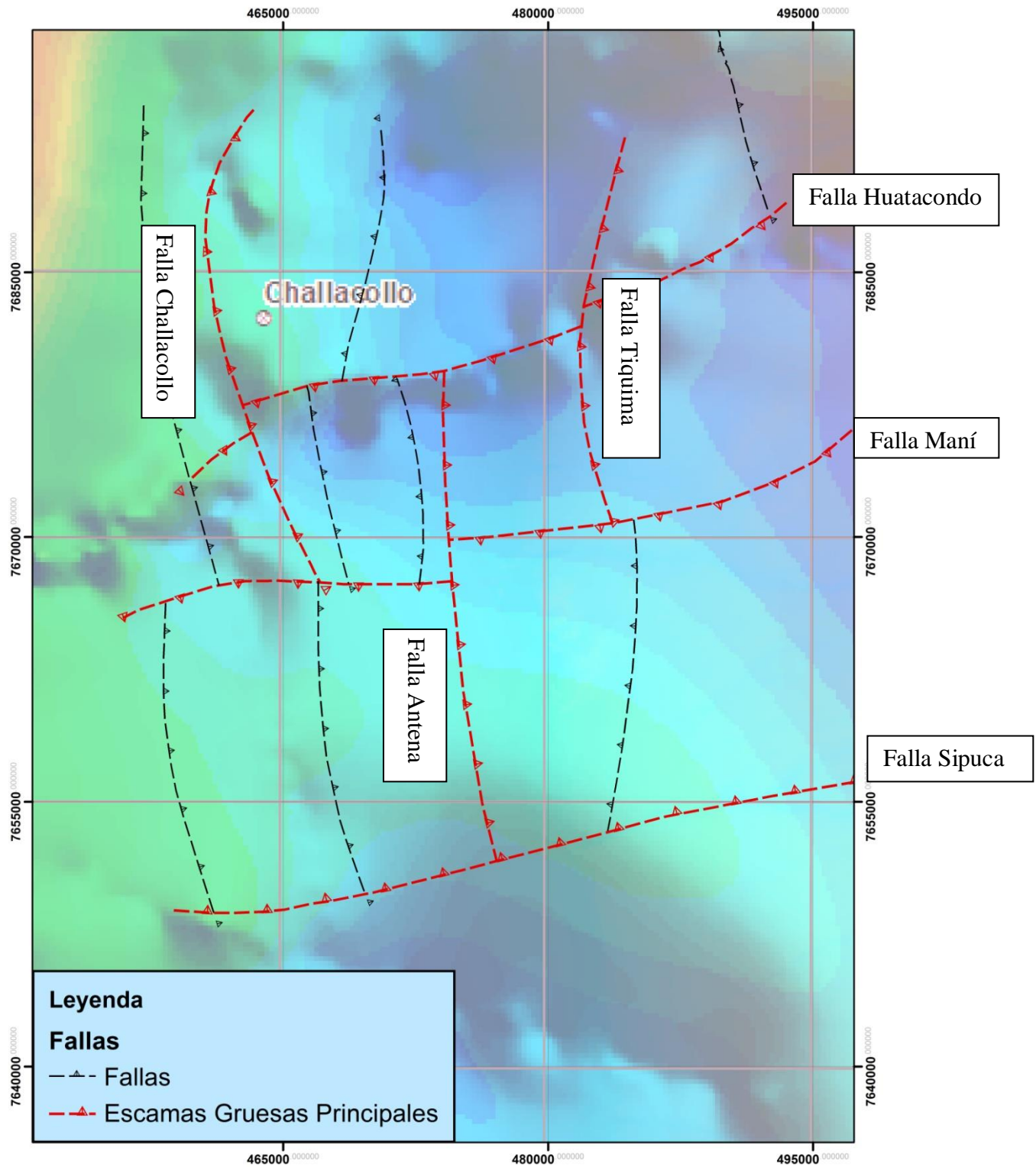
9.6. Tabla Cronoestratigráfica



Fallas	↙ ↘	Inversión Tectónica
	↘ ↙	Falla con Actividad Normal
Centros Intrusivos	■	Complejo intrusivo Cretácico Superior
	■	Complejo Intrusivo Paleoceno
Formaciones	■	Depósitos Recientes
	■	Fm. Gravas de Atacama
	■	Fm. Altos de Pica
	■	Fm. Cerro Empexa
	■	Fm. Chacarilla
	■	Fm. Majala
Tectónica	■	Compresión
	■	Transtensión
	■	Extensión

- (1) Posible Origen de fallas E-O, asociadas a cuencas formadas en el Devónico medio- Carbonífero tardío.
- (2) Posible origen de fallas E-O asociados a cuencas extensionales en el ciclo tectónico Pre-Andino

9.7. Gravimetría



9.8. Mapa Ubicación de Sondajes

