



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

IMPORTANCIA DE LA FORMACIÓN CERRO EMPEXA EN EL EMPLAZAMIENTO
DE DEPÓSITOS TIPO PÓRFIDO CUPRÍFERO ENTRE LOS 20°30'-21°S'

MEMORIA PARA OPTAR AL TÍTULO DE GEÓLOGO

EDUARDO ANDRÉS CORTÉS RAMIREZ

PROFESOR GUÍA

JUAN CARLOS CASTELLI SANDOVAL.

MIEMBROS DE LA COMISIÓN

CESAR ARRIAGADA ORTEGA.

BRIAN TOWNLEY CALLEJAS.

Trabajo financiado por la compañía de exploraciones mineras Quantum Pacific Exploration QPX.

SANTIAGO DE CHILE

2017

**RESUMEN DE LA MEMORIA PARA
OPTAR AL TÍTULO DE GEÓLOGO**

POR: Eduardo Cortés Ramírez

FECHA: 12 Enero 2017

PROFESOR GUÍA: Juan Carlos Castelli

**IMPORTANCIA DE LA FORMACIÓN CERRO EMPEXA EN EL EMPLAZAMIENTO DE
DEPÓSITOS TIPO PÓRFIDO CUPRÍFERO ENTRE LOS 23°30'-21°S'**

El objetivo principal de este trabajo es definir si la discontinuidad basal de la Fm. Cerro Empexa o alguna posición estratigráfica dentro de ella, juega un rol en el control de la formación de pórfidos cupríferos, con el fin de determinar si puede ser utilizada como un nuevo elemento que aporte a las guías de exploraciones mineras para pórfidos de Cu de edad Cenozoico Inferior.

Se elaboraron 2 mapas distritales a escala 1:25:000 para el estudio geológico de la Fm. Cerro Empexa, uno en la porción sur del Sinclinal de Higuieritas y otro en el Co. Challacollo, que han sido complementados con el levantamiento de 4 columnas estratigráficas mediante el modelo de facies propuesto por Blanco et al., (2012) para el estudio de esta Formación. Las facies se reconocieron y caracterizaron mediante observaciones de terreno, descripción de secciones petrográficas, reconocimiento mineralógico mediante infrarojo cercano (SWIR) y análisis de litogeoquímica; de igual forma se caracterizaron las alteraciones observadas tanto en las facies volcánicas como sedimentarias.

Se interpretaron 2 secciones geológicas (En distrito Challacollo y Sinclinal de Higuieritas) que caracterizan la deformación de piel fina y gruesa, identificándose que el nivel estratigráfico en donde se emplazan los principales cuerpos intrusivos, corresponde a la discontinuidad basal y sus vecindades cuando esta es cercana espacialmente a estructuras de tipo escama gruesa; se interpreta que estas estructuras son las que ayudan el transporte de los magmas a niveles someros de emplazamiento en la corteza (2-3 km). Además se realizó un estudio de litogeoquímica a los cuerpos alojados en ella para determinar si poseían una composición distintiva asociada a los magmas productores de depósitos tipo pórfido cuprífero en la Cordillera de Domeyko.

Se determinó que la discontinuidad basal que posee esta formación es una anisotropía subhorizontal de escala regional que funciona como trampa para los magmas de edad Paleoceno – Eoceno Medio, además los resultados de litogeoquímica en los intrusivos alojados en ella evidencian que tienen composiciones distintivas asociados a pórfidos cupríferos hospedados en la franja de la misma edad.

Se interpretó que la composición de las rocas en la Fm. Cerro Empexa favorecería el desarrollo de un sistema tipo pórfido debido a que poseen una reactividad favorable (rocas ricas en minerales ferro-magnesianos) para el desarrollo de alteración hidrotermal como mineralización de tipo PCD

Finalmente se recomienda concentrar las áreas prospectivas de pórfidos de edad Paleoceno-Eoceno Medio en las vecindades de esta discontinuidad, siendo la cercanía a esta un elemento clave a evaluar en la elección de zonas explorativas.

Dedicatoria

*A mis padres Eleodoro y Patricia por entregarme
un amor incondicional, fruto de su
cosecha soy.*

*Les prometo que en un árbol de gran sombra
y buenos frutos, me convertiré.*

Agradecimientos

Son muchas las personas que han dado apoyo para que este trabajo fuese posible, a todos los que se me quedaron en el tintero de todas formas saben lo agradecido que estoy.

Al profesor guía Juan Carlos Castelli, por confiar en mí y brindarme la gran oportunidad de trabajar bajo su alero y el respaldado de QPX. Por enseñarme lo hermosa que puede ser la geología y lo importante de trabajar con vocación, compromiso y por sobre todas las cosas, felicidad. Le agradezco enormemente todo el apoyo que brindó para que este trabajo se realizara, transformándose de profesor guía a un maestro de vida, sus enseñanzas, consejos y experiencias las llevaré con mucha alegría.

Al profesor Cesar, por lo enseñado a lo largo de la carrera, en terrenos y en la memoria, sus comentarios ayudaron a mejorar el borrador final como su presentación. Al profesor Brian le agradezco su aporte a mi formación como su revisión y comentarios para la presentación final, agradezco enormemente su buena disposición para formar parte de la comisión.

Al equipo generativo de QPX y sus asesores técnicos, en especial a Graeme Cameron por el constante apoyo y preocupación por el avance de esta memoria, sus consejos y comentarios ayudaron a darle forma desde un principio a este trabajo. A Francisco Camus, Daniela y Juan por sus aportes en las muchas presentaciones que realicé a lo largo del desarrollo de la memoria. A McLean Trott por su ayuda experta en el capítulo de geoquímica y por siempre tener un tiempo para conversar y dar consejos en el transcurso del trabajo.

A los geólogos del área de exploraciones, Pepo, Augusto, Joselo, Igor, German, Camilo y muchos que se quedan en el tintero, por estar siempre disponibles para resolver dudas, dar ánimo e ideas nuevas. Al equipo de GIS, Chicho por sus innumerables ayudas, a Catalina Londoño por su buena disposición en la logística de las muestras, también a Gina Fulgeri y Catalina Siebert por las muchas veces que les pedí ayuda. Un gran abrazo a Rodrigo Salinas, quién fue el artífice de mi campaña de terreno brindando el apoyo necesario para sacar adelante el trabajo de campo. Se suma al abrazo Patricia Alfaro por ayudar en la gestión de la campaña y darme siempre la posibilidad de poder trabajar en la oficina incluso en los días y horarios más increíbles.

A las grandes amistades que formé en esta etapa de mi vida, desde el Bachi con los Suripantos, el gremio, el Sotongo, el Dave, pasando por Beauchef y terminando en Geolgia en donde conocí a hermosas personas como el Franco-topo Buglio y la morena linda de la Valito. Los cabros con quienes compartí muchas tardes de música, viajes, congresos y locuras, Nico, Mabri, Paulo, JP, Juancho, y todos los haze. A todos los gabros por los terrenos, clases y chelas vividas.

A mi familia por estar presente, entregando fuerza, cariño, paciencia y preocupación para que pudiese estudiar. En especial a mi madre Patricia, que lleva años de esfuerzo sacando adelante a todo el clan, te aseguro que algún día de mariposas nos vamos a reir de los peces de colores. A mi abuela Elsa con quien compartí 3 años de mi vida universitaria, sin duda, un gran árbol de experiencias hermosas. Al tío Eduardo por su preocupación y constante apoyo desde que se fue el papo. A mis hermanos y la Anto que siempre me han entregado todo sin nada a cambio.

Finalmente a la persona que me ha hecho el hombre más feliz del planeta, Claudia, compañera de vida, no existen palabras de agradecimiento por todo lo que me has entregado. Deseo de todo corazón que se nos vengán años llenitos de buenos momentos, plenitud y felicidad.

Tabla de Contenido

Dedicatoria.....	ii
Agradecimientos	iii
Índice de figuras	vii
Índice de Tablas	viii
1 Introducción	1
1.1 Aspectos Generales.....	1
1.2 Formulación del problema	3
1.3 Hipótesis de Trabajo	6
1.4 Objetivos.....	6
1.4.1 Objetivo General	6
1.4.2 Objetivos Específicos.....	6
1.5 Ubicación del área de estudio y accesos.	7
1.6 Metodología	8
1.7 Trabajos anteriores en la zona de estudio.	10
2 Marco Geológico.....	12
2.1 Introducción.....	12
2.2 Geología Regional del Área de Estudio.....	13
2.2.1 Rocas Estaficadas:	13
2.2.2 Rocas Intrusivas	21
2.2.3 Estructuras.....	25
2.3 Geología económica entre los 20-21°S.....	28
3 La discordancia basal de la Fm. Cerro Empexa y su relación con WC-PCD.	30
3.1 La discordancia basal de la Fm. Cerro Empexa.....	30
3.2 Depósitos tipo pórfido cuprífero emplazados en o en las vecindades de la discordancia basal de la FCE.....	31
4 Geología distrital de la Fm. Cerro Empexa.....	35
4.1 Introducción.....	35
4.2 Mapas distritales y Columnas estratigráficas tipo.	36
4.3 Facies Sedimentarias.....	45
4.3.1 Facies Conglomerádicas	45
4.3.2 Facies Arenosas.....	50
4.4 Facies volcanoclásticas	55
4.5 Facies Volcánicas	57
4.5.1 Facies Andesíticas.....	57

4.5.2	Facies Dacíticas.....	62
4.6	Interpretación Ambiental.....	66
4.6.1	Interpretación Ambiental de facies.....	66
4.6.2	Correlaciones con otras formaciones syn extensionales.....	67
5	Unidades Intrusivas.....	69
5.1	Introducción.....	69
5.2	Rocas Intrusivas Distrito Challacollo.....	69
5.3	Rocas Intrusivas Sinclinal de Higueritas y sur del Co. La Campana.....	71
6	Estructuras.....	80
6.1	Introducción.....	80
6.2	Secciones Estructurales.....	80
6.3	Estructuras presentes en Distrito Challacollo.....	83
6.4	Estructuras presentes en el Sinclinal de Higueritas y Sur del Co. La Campana.....	86
6.5	Interpretación de las estructuras y su Temporalidad.....	92
7	Alteración Hidrotermal.....	95
7.1	Tipos de alteración observadas en la Fm. Cerro Empexa.....	95
7.2	Relación entre Facies y alteración hidrotermal.....	96
8	Geoquímica de la Fm. Cerro Empexa e intrusivos alojados en su discontinuidad.....	97
8.1	Introducción.....	97
8.1.1	Analisis Spectral Data (ASD).....	97
8.1.2	Litogeoquímica.....	99
8.2	Resultados Litogeoquímica y ASD en rocas Intrusivas.....	99
8.3	Resultados ASD y litogeoquímica en facies sedimentarias y volcánicas de la Fm. Cerro Empexa.....	104
9	Discusión de resultados e interpretaciones.....	107
9.1	La interpretación de estructuras de escama gruesa y su movimiento.....	107
9.2	La discontinuidad basal de la Fm. Cerro Empexa como un nivel favorable para el emplazamiento de los granitoides Eocenos y su relación con estructuras de escama gruesa.....	108
9.3	La composición de las Unidades Intrusivas y su similitud respecto a los intrusivos asociados a la formación de depósitos tipo PCD.....	110
9.4	La existencia de algún nivel estratigráfico (facies) favorable en relación a su química para el desarrollo de un sistema tipo PCD.....	113
10	Evolución Geológica de la Fm. Cerro Empexa.....	115
10.1	Triásico Medio – Jurásico Inferior (240 – 190 Ma).....	115
10.2	Jurásico Medio – Cretácico Inferior.....	115
10.3	Cretácico Superior (Cenomaniano – Santoniano).....	116
10.4	Cretácico Superior (Campaniano) – Paleoceno Inferior (Daniano?).....	117

10.5	Paleoceno – Eoceno Inferior	118
10.6	Eoceno Medio – Mioceno Inferior	119
11	Conclusiones y recomendaciones	121
11.1	Conclusiones.	121
11.2	Importancia de la Fm. Cerro Empexa y recomendaciones en la exploración de PCD.	122
	Bibliografía	123

Índice de figuras

Figura 1: Principales depósitos desde el Paleoceno al Oligoceno Temprano.	3
Figura 2: Esquema de reacciones que provoca la desproporción del azufre.	5
Figura 3: Mapa de ubicación y accesos.	8
Figura 4: Áreas para los estudios bibliográficos revisados.	10
Figura 5: Perfil esquemático de las unidades morfoestructurales en el Norte de Chile. ...	12
Figura 6: Unidades morfo-estructurales de la zona de estudio.....	13
Figura 7: Mapa de rocas estratificadas e intrusivas entre los 20° y 21° S.....	15
Figura 8: Cuadro resumen de intrusivos y edades en la zona de estudio.	24
Figura 9: Cuadro para las principales estructuras del área de estudio.....	27
Figura 10: Mapa con de ubicación con las 3 localidades visitadas en terreno..	35
Figura 11: Mapa Distrital Higuieritas.....	37
Figura 12: Columnas estratigráficas CI y CII.....	38
Figura 13: Columna Estratigráfica III, Co. La Campana.....	41
Figura 14: Mapa Distrito Challacollo.....	42
Figura 15: Columna estratigráfica IV, Cerro Challacollo.....	44
Figura 16: Conglomerados Basales.	46
Figura 17: Conglomerados Superiores.	48
Figura 18: Disposición de las facies conglomerádicas.	49
Figura 19: Litoarenitas volcánicas andesíticas con intercalaciones de fangolitas.....	51
Figura 20: Facies arenosas.....	52
Figura 21: Contacto erosivo entre facies arenosas y facies andesíticas.....	53
Figura 22: Disposición de las facies arenosas en Sinclinal de Higuieritas.....	54
Figura 23: Esferulitas y axiolitas.	56
Figura 24: Litologías facies andesíticas.....	58
Figura 25: Andesitas porfíricas de hornblenda con alteración propilítica.....	60
Figura 26: Disposición de las facies andesíticas en las nacientes de la Qda. Guatacondo.....	61
Figura 27: Facies dacíticas al sur del Co. La Campana.....	63
Figura 28: Disposición de las facies dacíticas al sur del Co. La Campana.....	64
Figura 29: Disposición de las facies dacíticas en Cerro Challacollo.....	65
Figura 30: Litologías de la Unidad Eg (cmg).....	73
Figura 31: Relaciones de contacto y roca caja para la Unidad Eg (cmg).....	74
Figura 32: Relaciones de contacto para la Unidad intrusiva Eg (mc).....	76
Figura 33: Relaciones de contacto de la Unidad intrusiva Eg (gh).....	79
Figura 34: Sección H - H'.....	81
Figura 35: Sección CH - CH'.....	82
Figura 36: Temporalidad de eventos en el distrito Challacollo.....	85
Figura 37: Estructura de escama gruesa.....	88
Figura 38: Falla Cautinica.....	89
Figura 39: Panorámica del Anticlinal de Chacarilla en el poblado de Guatacondo.....	91
Figura 40: Temporalidad de estructuras documentadas en el Mapa Distrital Higuieritas.....	94
Figura 41: Principales rangos de absorción de minerales típicos en sistemas tipo PCD.....	98
Figura 42: Diagrama Feldspar Na-K GER.....	100
Figura 43: Diagrama AFM para intrusivos.....	101
Figura 44: Diagramas publicados por Louck, R. (2014) y replicados en este trabajo.....	103
Figura 45: Diagrama TAS para rocas extrusivas.....	105
Figura 46: Diagrama de la mineralogía determinada mediante ASD-SWIR.....	105

Figura 47: El rol de la presión de fluido (Pf), la presión lito-estática (Pl) y las trampas magmáticas en el ascenso y emplazamiento de magmas graníticos.....	109
Figura 48: Diagrama de estabilidad de minerales para fundidos silicatados secos a hidratados..	111
Figura 49: Perfil esquemático para la evolución geológica entre el Jurásico Medio - Cretácico Inferior.....	116
Figura 50: Perfil esquemático para la evolución geológica en el Cretácico Superior Bajo (Cenomaniano-Santoniano).....	116
Figura 51: Perfil esquemático para la evolución geológica entre el Cretácico Superior – Paleoceno (Campaniano-Daniano?).....	117
Figura 52: Perfil esquemático para la evolución geológica entre el Paleoceno - Eoceno Inferior.....	118
Figura 53: Perfil esquemático para la evolución geológica entre el Eoceno Medio - Mioceno Inferior.....	119

Índice de Tablas

Tabla 1: Estratigrafía de las formaciones que subyacen a la Fm. Cerro Empexa.	16
Tabla 2: Estratigrafía de las formaciones que sobreyacen a la Fm. Cerro Empexa.	20
Tabla 3: Compilación de depósitos emplazados en la Fm. Cerro Empexa de edad Paleoceno y Eoceno – Oligoceno.	32

1 Introducción

1.1 Aspectos Generales

La exploración y explotación a gran escala de los depósitos de cobre tipo pórfido cuprífero (PCD) se produce desde comienzos del siglo XX (Camus, 2003) y entregan cerca del 75% de cobre a nivel mundial, siendo los de mayor relevancia en la producción de cobre en la actualidad, tanto en tonelaje como en los contenidos secundarios de elementos preciosos como el Au, Mo, Re y en cantidades menores de Ag, Te, Se, Bi, Zn y Pb (Sillitoe, 2010).

Para que la exploración de estos depósitos sea exitosa, diversas especialidades geológicas se suman para recomendar estrategias sistemáticas y nuevos patrones de búsqueda, con el fin de disminuir el riesgo y aumentar la probabilidad de realizar un nuevo descubrimiento.

Algunos autores (Sillitoe & Perelló, 2005; Camus, 2003) han jerarquizado las zonas más prósperas en los Andes Centrales para obtener nuevos descubrimientos y las herramientas de búsqueda a utilizar, en base a los hallazgos realizados en las 3 últimas décadas, siendo una de las áreas con alta prioridad la franja del Eoceno Medio – Oligoceno Temprano presente en el Sur de Perú y Norte de Chile (donde está ubicada el área de estudio) con depósitos tipo PCD que contienen tanto mena hipógena como óxidos y/o enriquecimiento supérgeno.

Es interesante señalar que explorar en zonas cubiertas es uno de los desafíos en las campañas sistemáticas de exploración en la actualidad, se han encontrado grandes yacimientos (Ej. Spence, Escondida) dentro del norte de Chile cubiertos por gravas y/o depósitos volcánicos (Lowell, 1991; Ortíz, 1995), en donde herramientas geoquímicas y un acertado marco regional han sido claves (Sillitoe & Perelló, 2005; Sillitoe, 2000b).

El propósito de esta memoria es adicionar un nuevo elemento de exploración para pórfidos cupríferos de edad Cenozoico Inferior para la compañía de exploraciones mineras Quantum Pacific Exploration (QPX). Disminuyendo el riesgo en la elección de zonas a explorar con un enfoque regional y económico para zonas en donde exista o no cobertura.

Lo anterior expuesto se basa en la premisa de que la discontinuidad basal de la Fm. Cerro Empexa se encuentra espacialmente ligada a la ubicación de pórfidos cupríferos de edad Terciario Inferior entre los 20° - 21°S como Cerro Colorado, Mocha, Quebrada Blanca, Copaquire entre otros. El estudio de su ambiente geológico puede ser utilizado para generar un nuevo elemento de exploración de carácter regional, ya que los líderes técnicos del área de exploraciones quieren evaluar la posibilidad de que el ambiente tectono-magmático de la Fm.

Cerro Empexa y su discontinuidad basal reúnen las condiciones favorables para el emplazamiento de yacimientos tipo pórfido cuprífero.

La zona de estudio se encuentra entre los 20° y los 21° S y fue elegida por poseer las características que pueden clarificar una respuesta a la problemática, en particular la zona se caracteriza por: tener la localidad y sección tipo de la Fm. Cerro Empexa (Tomlinson et al., 2001); acceso a los distintos basamentos jurásicos documentados Fm. Challacollo (Blanco et al., 2012), Fm. Chacarillas y Fm. Quehuita (Maksaev, 1978); registro de la actividad magmática desde el Cretácico Inferior hasta el Eoceno Medio y abundantes dataciones radiométricas de éstas rocas (Blanco et al., 2012); dentro del rasgo morfoestructural de la Cordillera de Domeyko conocida por ser una provincia cuprífera de clase mundial.

Las últimas 3 décadas de exploración y avance en el entendimiento de los sistemas que conforman los pórfidos cupríferos como sus modelos planteados (Sillitoe, 2010; Camus, 2003) han permitido un avance sustancial para su comprensión, que ha sido complementado por un análisis de la tectónica cenozoica y su relación con estos sistemas en los Andes Chilenos. (Mpodozis & Cornejo, 2012)

Por otro lado el control magmático y estructural en el emplazamiento de éstos depósitos en márgenes convergentes ha sido tema de debate entre la comunidad científica (Richards, 2001; Sillitoe, 1999a) ya que el régimen de estrés tectónico que se produce en el arco magmático y que condiciona el emplazamiento de los magmas (Skarmeta & Castelli, 1997), depende de otros factores de mayor escala como el avance o retroceso del slab y la velocidad de convergencia y su oblicuidad (Dewey, 1980; Lallemand & Heuret, 2005), procesos que no han sido estacionarios en la evolución geológica del margen sudamericano (Scheuber et al., 1994).

Pese a lo anterior expuesto, autores han propuesto (Tosdal & Richards, 2001) que un ambiente tectónico favorable puede ser la transpresión y más óptimo aún para el desarrollo de estos depósitos la transtensión, que ocurriría luego de la relajación del estrés provocado en un régimen compresivo, en el cual se pueden localizar zonas extensivas de alta permeabilidad que permitan el ascenso de magma a las apófisis magmáticas, y su consecuente exsolución de volátiles y precipitación de menas en “stocks” ubicados en niveles someros (1-3 km de profundidad), sobre grandes cámaras magmáticas que pudieron acumularse en la corteza superior por el régimen compresivo (10-15 km de profundidad).

Es válido destacar que el emplazamiento de los pórfidos de Cu según los autores (Tosdal & Richards, 2001), se ve facilitado por estructuras anisótropas en las raíces de las formaciones rocosas en conjunto con estructuras verticales que ayuden el ascenso y exsolución de los fluidos a las apófisis.

El propósito de este trabajo es evaluar si la discontinuidad basal presente en la Fm. Cerro Empexa cumple las características expuestas anteriormente para ser considerada como un elemento más dentro de las guías de exploraciones.

Este es el marco para desarrollar la Memoria de Título y optar al título de Geólogo de la Universidad de Chile, siendo financiada íntegramente por la Compañía de exploraciones Quantum Pacific Exploration (QPX).

1.2 Formulación del problema

La exploración de pórfidos cupríferos (PCD, “*porphyry copper deposit*”) es de vital importancia para obtener nuevos descubrimientos que sustenten la industria minera. La motivación principal de este trabajo es establecer un elemento adicional que complemente a las guías de exploraciones mineras, disminuyendo el riesgo en la elección de áreas con y sin cobertura para PCD dentro de las franjas metalogénicas del Paleoceno – Eoceno Inferior y Eoceno Medio – Oligoceno Inferior que se observan en la Figura 1.

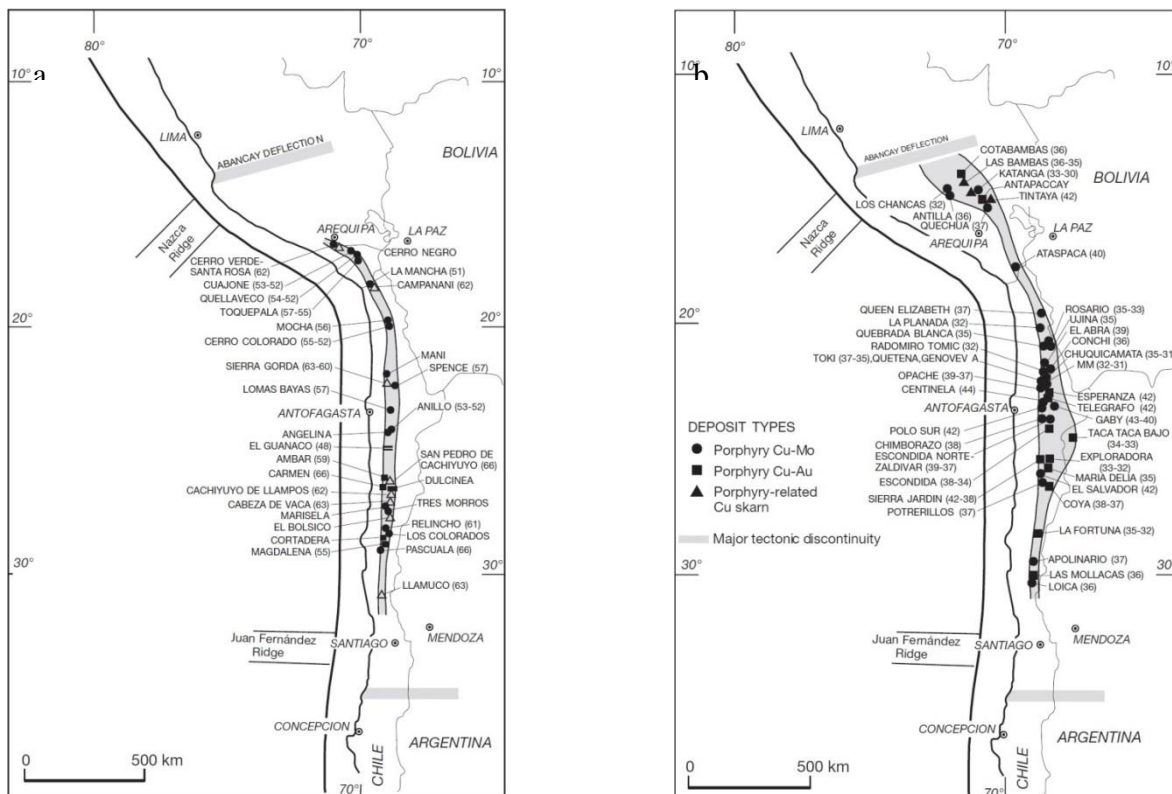


Figura 1: Principales depósitos, a) Paleoceno – Eoceno Inferior y b) Eoceno Medio - Oligoceno Temprano (Sillitoe & Perelló, 2005).

Lo anterior se basa en la premisa de que algunos yacimientos de gran tonelaje en la Cordillera de Domeyko de edad Paleoceno y Eoceno-Oligoceno (El Abra, Cerro Colorado, Mocha entre otros), se encuentran espacialmente ligados a la discordancia basal (o sus

vecindades) de la Fm. Cerro Empexa (FCE), compuesta por rocas volcánico sedimentarias del Cretácico Superior.

Es por esto que se plantea establecer la relación entre esta discordancia y las unidades estratificadas suprayacentes (Fm. Altos de Pica) e infrayacentes (Fm. Chacarilla, Fm. Duplijsa, Fm. Challacollo y Fm. Quehuita) y rocas intrusivas de edad Terciario inferior, estructuras de escamas gruesas y PCD entre los 20° y los 21° de latitud sur.

A continuación se discutirán algunos tópicos expuestos en la formulación del estudio propuesto que ayudarán a entender la problemática y los posibles escenarios que puedan explicar la hipótesis de trabajo de éste estudio.

La denominación “depósito de clase mundial” no tiene un consenso en su definición sensu estricto ante la comunidad geológica, ya que depende de variables de índole económica y social. Dentro de las variables geológicas principalmente toma un valor preponderante el tamaño del depósito y la ley de éste, mientras que en el ámbito económico es importante la viabilidad de la explotación y el retorno de la ganancia. La variable social considera el impacto medio ambiental y/o comunitario que implica el descubrimiento de un depósito que se transformará en una faena minera por una gran cantidad de años.

Para este estudio la designación de depósito de clase mundial se hará en referencia a las variables geológicas, en este sentido los depósitos de clase mundial consideran un recurso mayor a 10 Mt de cobre fino para el Cobre y 280 t para el oro (Cooke et al., 2005) destacando para área de estudio al Sur el Distrito Collahuasi con los depósitos Quebrada Blanca, Copaquire, Rosario y Ujina, y al Norte con grandes depósitos como Mocha con 1.14 Mt y Cerro Colorado con 2.51 Mt. (Camus, 2003).

Proponer que la FCE y/o su discontinuidad basal juegan un rol fundamental para el emplazamiento de PCD, implica que ésta puede ser favorecida respecto a las formaciones que la sub y sobreyacen en varios aspectos como:

- 1) Ser una roca huésped favorable respecto a su química o reología.
- 2) Poseer una posición estratigráfica verticalmente favorable en el momento de la intrusión de magmas con potencial para PCD (3-5 km de profundidad).
- 3) Ser afectada por una mayor cantidad o intersección de estructuras que ayuden al emplazamiento de magmas y a la circulación de fluidos portadores de metales.

Respecto a la química, rocas ricas en Fe proporcionan Fe^{+2} para la precipitación de calcopirita (Sillitoe R., 2010) y contribuye a la precipitación de sulfuros debido a la reducción de S^{+6} a S^{-2} , cuando se enfría un fluido por descompresión e interacción con la roca caja precipitando sulfuros como Calcopirita, Pirita y Anhidrita ocurriendo un “buffer redox” en el cual el fluido magmático exsuelto oxida la roca caja y por ende se hace más reductor precipitando Magnetita y posteriormente Calcopirita como se ve en la Figura 2 (Reich, 2015).

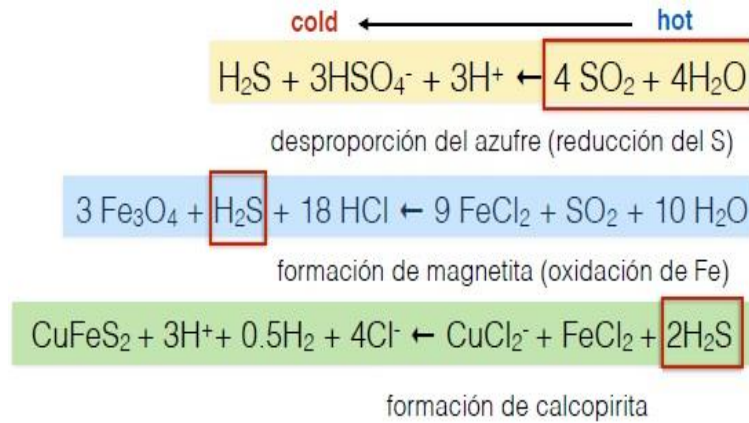


Figura 2: Esquema de reacciones que muestran la desproporción del azufre, la formación de Magnetita y calcopirita, mediante el enfriamiento de un fluido magmático oxidante.

En relación a la reología de las rocas que componen la FCE, existe la posibilidad que algunas facies posean una mayor permeabilidad y baja resistencia a la ruptura, sin embargo la mayor anisotropía a escala regional sería la discontinuidad basal documentada en toda la zona de estudio sobre las rocas Jurásicas, esta se abordará en detalle en el capítulo II.

La posición de la discontinuidad basal a una profundidad correcta es crítica para la intrusión de magmas es un elemento clave a evaluar. Los modelos de emplazamiento de magmas en sistemas tipo pórfido cuprífero plantean que las cámaras magmáticas se emplazan a profundidades de 10 a 15 km y las apófisis o cuerpos subvolcánicos entre 1 a 3 km (Tosdal & Richards, 2001; Sillitoe, 2010). Esto se debe al contraste de densidad de los magmas, en niveles donde tienen una flotación neutral respecto de la roca huésped (Richards, 2003).

En relación al párrafo anterior, es importante señalar que para el emplazamiento de estos cuerpos intrusivos y la subsecuente circulación de fluidos hidrotermales son necesarias estructuras profundas que generen zonas de mayor permeabilidad y debilidad en la corteza superior (Cox et al., 2001). Entonces se debe evaluar el rol de la discontinuidad en conjunto con el control de estructuras del tipo escamas gruesas.

La Cordillera de Domeyko ha sido afectada por un acortamiento W-E desde al menos el Cretácico Tardío (Amilibia et al., 2008) y en menor grado por deformación asociada a movimientos transcurrentes.

El estilo estructural está dominado fuertemente por la inversión de estructuras extensionales de escama gruesa y delgada heredadas y relacionadas a los rifts de edad Triásico y Jurásico Tardío – Cretácico Temprano, estas absorben el acortamiento en el área y fueron activas durante los eventos deformativos del Cretácico Tardío – Cenozoico (Amilibia et al., 2008).

Sumado a lo anterior los autores destacan que estas características son coherentes con la génesis de magmas productivos para pórfidos cupríferos en el final de la etapa compresiva coincidiendo con una corteza continental engrosada y generando como resultado diversos pórfidos Eoceno – Oligocenos.

1.3 Hipótesis de Trabajo

El área de estudio es cercana a distritos de clase mundial (Collahuasi) como yacimientos de gran tonelaje (Cerro Colorado, Copaquire) emplazados en o en las vecindades de la discontinuidad basal de la Fm. Cerro Empexa.

Se propone que esta discontinuidad juega un rol crítico en el emplazamiento de pórfidos cupríferos Paleoceno – Eocenos en comparación a las formaciones subyacentes y suprayacentes, al encontrarse a la profundidad correcta entre 2 a 3 km (Sillitoe, 2010; Richards, 2003) en el momento que ocurren las intrusiones, bajo un ambiente tectono-magmático favorable para la mineralización de tipo PCD en relación a su química y/o reología.

Debido a lo anterior expuesto la evaluación de esta hipótesis podría dar nuevas directrices para la elaboración de un nuevo elemento guía en exploraciones de carácter regional y económico para pórfidos del Cenozoico Inferior.

1.4 Objetivos

1.4.1 Objetivo General

Definir si la discontinuidad basal de la Fm. Cerro Empexa o alguna posición estratigráfica dentro de ella, juega un rol en el control de la formación de pórfidos cupríferos y como puede ser utilizada como un nuevo elemento que aporte a las guías de exploraciones mineras para pórfidos de Cu de edad Cenozoico Inferior.

1.4.2 Objetivos Específicos

1. Definir una(s) columna(s) estratigráfica de la Fm. Cerro Empexa en la localidad y sección tipo ubicada en el Sinclinal de Higuieritas.

2. Establecer si estructuras de escama gruesa afectan a la Fm. Cerro Empexa y sus rocas infra y suprayacentes, y que rol juegan en su depositación, erosión y preservación.
3. Establecer relaciones estratigráficas y espaciales entre la Fm. Cerro Empexa y algunos PCD's de gran tonelaje cercanos a la zona de estudio (ej. Cerro Colorado).
4. Identificar si existe relación entre mineralización y/o alteración hidrotermal de tipo PCD's y algún miembro o facies de la Fm. Cerro Empexa (a escala de depósito), y si esta relación se puede observar en las facies de la Fm. Cerro Empexa caracterizadas en este trabajo.
5. Determinar si existe en la Fm. Cerro Empexa algún nivel estratigráfico o facie favorable en relación a su química para mineralización de tipo PCD.
6. Establecer mediante geoquímica si los intrusivos Eocenos alojados en las vecindades de la discontinuidad poseen una composición distintiva de magmas productores de yacimientos tipo PCD.
7. Establecer recomendaciones a las guías de exploración para PCD en función de los patrones favorables establecidos dentro de la FCE.

1.5 Ubicación del área de estudio y accesos.

El área de estudio se encuentra en la I Región de Tarapacá, entre los 20°30' y 21° S entre las localidades de Pica y Guatacondo. El acceso a las localidades y/o quebradas (estrellas rojas) a visitar como las principales localidades (estrellas amarillas), rutas principales (rojo y amarillo) y caminos de bitrufita y/o tierra (naranja) se pueden observar en la Figura 3.

Las rutas utilizadas para el acceso a Qda. Chacarilla son la A-75 (asfaltada) y luego las rutas 725 y 715 de tierra. Para acceder al sector de Higueritas se tomó desde Pica la ruta A-75 que conecta con la Ruta 5, y desde ahí el camino privado "Ruta Teck Quebrada Blanca" (R.T.QB) que conecta la Ruta 5 con la mina a cielo abierto Quebrada Blanca.

Para acceder a la localidad de Challacollo se utilizó un camino informal que conecta la Ruta Teck Quebrada Blanca con el distrito minero "Challacollo". Finalmente para acceder a la localidad de Guatacondo y su quebrada homónima se utilizó la Ruta 5 y el desvío de la Ruta A-85 que sigue el lecho de la quebrada pasando luego de Guatacondo por el distrito minero Copaquire.

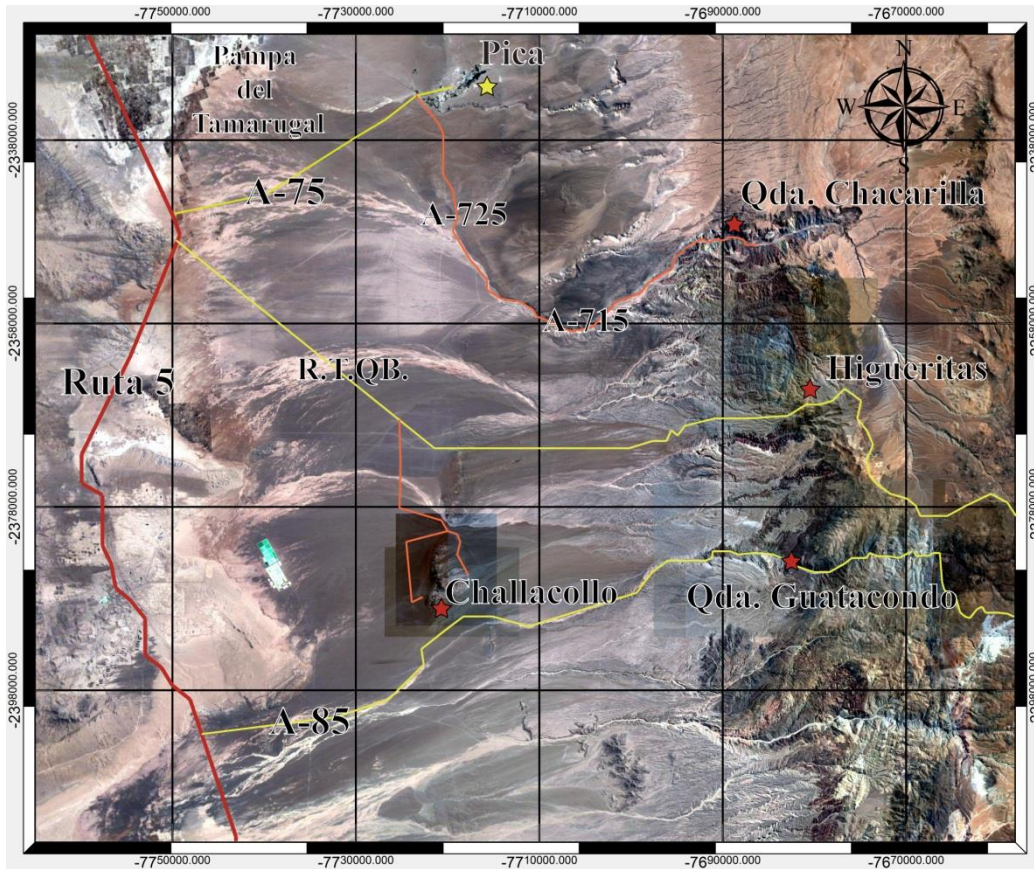


Figura 3: Mapa de ubicación y accesos, se puede notar las rutas a utilizar para acceder a las quebradas y localidades a visitar.

1.6 Metodología

A continuación se indican las actividades a realizar para levantar la información tanto geológica como geoquímica, se estructuró el estudio para realizar las mediciones en dos campañas de 10 días efectivos de terreno donde las tareas a realizar son las mismas.

1. Estudio bibliográfico para contextualizar el problema, recopilación de información geológica para elaborar presentaciones ante el equipo “Regional Technical” de QPX, con el fin de delimitar las condiciones de borde del estudio: objetivos, metodologías de terreno, alcances y limitaciones.
2. Inducciones y capacitaciones dentro de QPX para entender el funcionamiento de la compañía, sus estándares de seguridad y protocolos de muestreo.

3. Capacitación en la empresa GEOVECTRA para la utilización del software de captura de datos en terreno GVMapper, herramienta computacional que se utilizó para elaborar mapas y secciones estructurales.

4. Capacitación del software IOGas para la representación de los datos geoquímicos obtenidos en las campañas de muestreo.

5. Levantamiento geológico en las zonas de estudio mediante el software GVMapper.

6. Estudios de cortes transparentes para determinar facies sedimentarias y volcánicas de la FCE a través de microscopía óptica en el laboratorio de microscopios del departamento de geología de la Universidad de Chile.

7. Estudios de cortes pulidos para determinar si existe mineralización y de qué tipo en las facies muestreadas de la FCE y rocas intrusivas.

8. Análisis multi-espectral con tecnología ASD para definir presencia de arcillas y minerales de alteración en muestra de mano con el fin de definir la presencia o no de alteraciones hidrotermales.

9. Análisis de ICP-MS de roca total en el laboratorio ALS (Australian Laboratory Services, Canadá), para determinar la química de las distintas facies sedimentarias y volcánicas de la Fm. Cerro Empexa, como de los intrusivos que están alojados en su discontinuidad basal.

Las técnicas de muestreo se realizarán en base a estándares de QPX, que sigue la norma QAQC para garantizar y controlar la calidad de las muestras.

10. Confección de columnas estratigráficas e interpretación de secciones geológicas.

11. Interpretación y análisis de resultados de secciones transparentes y estudios geoquímicos.

1.7 Trabajos anteriores en la zona de estudio.

Para una mejor comprensión de los trabajos recopilados, se abordará en primera instancia aquellos con un enfoque estratigráfico y luego de índole regional para entender la configuración geológica en la zona de estudio. La Figura 4 contiene las áreas abordadas por los autores citados a continuación.

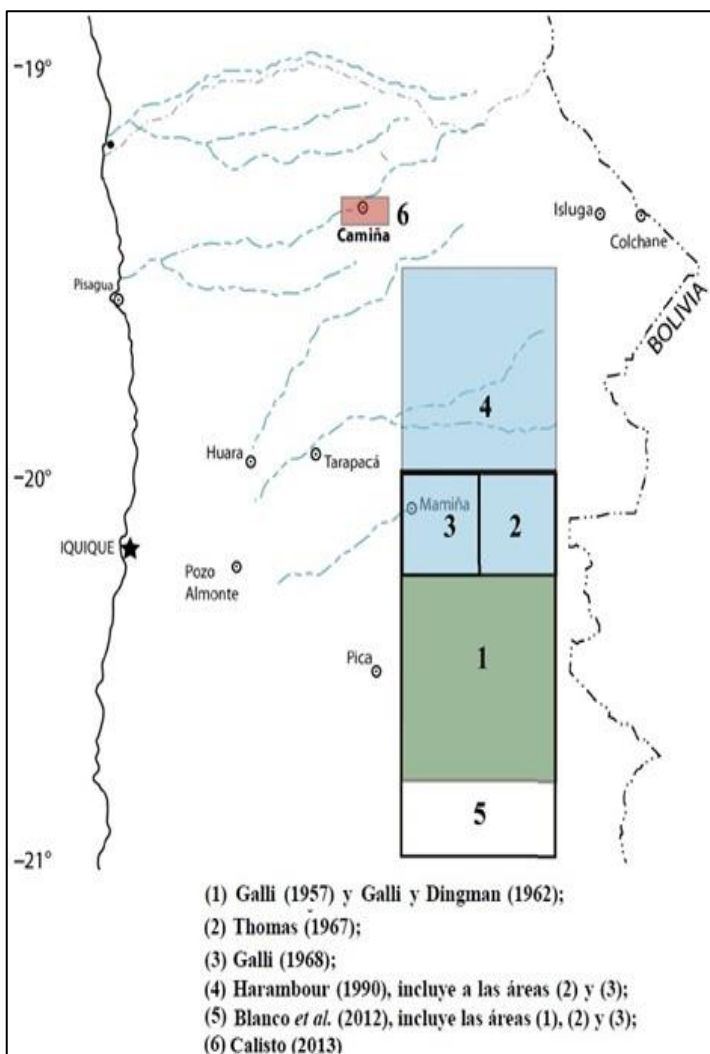


Figura 4: Áreas para los estudios bibliográficos revisados, (modificado de Calisto D., 2013)

La estratigrafía de la Fm. Cerro Empexa fue definida por Galli y Dingman en 1962 quienes le asignaron una edad Cretácico Tardío (Campaniano – Maastrichtiano).

La formación fue constituida en un principio por rocas volcano sedimentarias y subdividida en tres miembros que alcanzaban un espesor de 600 m. (Galli & Dingman, 1962).

La localidad tipo se encontraba en el cerro Empexa, ubicado en el cuadrángulo de Chacarilla. Actualmente la sección y localidad tipo está ubicada en el sinclinal de Higueritas al sudeste de Chacarilla donde alcanza un espesor de 1.300 m (Tomlinson *et al.*, 2001).

En el Cuadrángulo de Mamiña, (Thomas, 1967) observó variaciones en la naturaleza de los depósitos, primeramente en los niveles volcánicos los cuales son de composición andesítica-traquítica a diferencia de los del sur traquíticos.

Es importante agregar que se han reportado importantes cambios laterales en las facies sedimentarias (Harambour, 1990), sumado a esto (Blanco *et al.*, 2012) propone que no es posible reconocer a escala regional miembros en esta formación, por lo que propone separar la Fm. Cerro Empexa en facies sedimentarias clásticas, volcanoclásticas y volcánicas.

Las relaciones estratigráficas con las formaciones sub y suprayacentes fueron descritas en la hoja de Mamiña (Maksaev, 1978) donde expone que la Formación Cerro Empexa sobreyace en paraconcordancia a la Formación Duplijsa y subyace en discordancia angular a la Formación Altos de Pica y Fm. Icanche.

En la Carta Guatacondo (Blanco et al., 2012) describe que la Fm. Cerro Empexa sobreyace a la Formación Chacarilla en discordancia angular, mientras que subyace en discordancia angular a la Formación Icanche de edad Eoceno (48 Ma). Dataciones radiométricas mediante el método U/Pb en circones magmáticos, entregaron edades en el rango 79-65 Ma; sin embargo, la edad más joven no corresponde al techo de esta unidad; por lo que no se descarta una edad mínima paleocena temprana (Blanco et al., 2012).

Se documenta también en la Carta Guatacondo que la Fm. Cerro Empexa se encuentra intruída por plutones y stocks del Cretácico Superior, con edades en el rango de 81 a 65-67 Ma, como también de intrusivos de edad Eoceno entre 44-45 Ma, alojados en el núcleo del Sinclinal de Higuieritas. En la carta de Mamiña se encuentra intruída por plutones y stocks del Complejo Intrusivo Yabricoya (Eoceno Medio) y por el Complejo Intrusivo Cerro Colorado.

Para la Precordillera se registran varios eventos deformacionales (Blanco et al., 2012) manifestados por pliegues, fallas y discordancias dentro de las secuencias litoestratigráficas del paleozoico, mesozoico y cenozoico. Los más relevantes para las rocas subyacentes y sobreyacentes como también para la Fm. Cerro Empexa son los siguientes:

- Deformación mediante pliegues y fallas inversas que afectan hasta la Fm. Chacarilla (Jurásico Superior – Cretácico Inferior), una discordancia angular entre la Fm. Chacarilla y la Fm. Cerro Empexa (Cretácico Superior).
- Fallas normales que desarrollaron contemporáneas al magmatismo de la Fm. Cerro Empexa y rocas volcánicas que Blanco et al. (2012) proponen atribuir al complejo volcánico de Cerro Challacollo (Cretácico Superior).
- Pliegues y fallas inversas que afectan a la Fm. Cerro Empexa, la cual inmediatamente al Este del área, subyace en discordancia angular a la Fm. Icanche del Eoceno.
- Una discordancia angular entre las formaciones pre-oligocenas y la Fm. Altos de Pica del Oligoceno Superior-Mioceno Inferior. Pliegues y flexuras monoclinales que afectan a la Fm. Altos de Pica y localmente a la Ignimbrita Huasco (Mioceno inferior Alto) y a la Fm. Diablo (Mioceno Medio).

2 Marco Geológico

2.1 Introducción.

El propósito de este capítulo es entregar la información geológica regional necesaria para entender las rocas expuestas en el área de estudio como las estructuras presentes, sin embargo dado el enfoque exploratorio para PCD, se agrega un apartado final (3.1), que ahonda en la discordancia basal de la FCE y las características generales de los depósitos emplazados en o en las vecindades de la discordancia basal.

Las principales unidades morfoestructurales en el Norte de Chile entre los 18° y 21°S son la Cordillera de la Costa (CC), la Depresión Central (DC), la Precordillera de Antearco (PA), la Cordillera Occidental (CO) y el Altiplano, estas se pueden observar en la Figura 5. (Charrier et al., 2007)

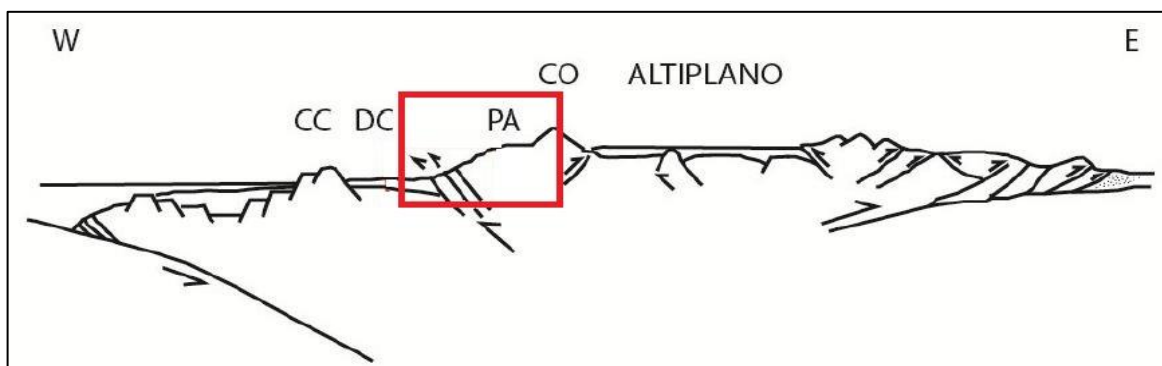


Figura 5: Perfil esquemático de las unidades morfoestructurales en el Norte de Chile (Charrier et al., 2007).

El área de estudio se encuentra en el borde Este de la Depresión Central y la Precordillera de Antearco tomando parte del inicio de la Cordillera Occidental (Figura 8).

La depresión Central se caracteriza por ser una cuenca de ~1.000 msnm promedio rellenada por depósitos detríticos, que han sido transportados desde la Cordillera de los Andes con una morfología interrumpida por la incisión fluvial.

La Precordillera es una superficie inclinada al Oeste que conecta la depresión central con la Cordillera Occidental, tiene alturas entre los 1500 y 3600 msnm y es cortada por quebradas de rumbo W-E.

La Cordillera Occidental tiene una topografía irregular (3800-4700 msnm) donde se encuentra el arco magmático actual donde los volcanes alcanzan alturas de 5.000 – 6900 msnm.

Lo anterior se observa en la Figura 6, donde se exponen los principales rasgos morfoestructurales entre los 19° - 21°30' S (Gallardo, 2015). Hasta los 20°45' la configuración

estructural es la que impera en la Cordillera de Domeyko y a partir de los 20°45' hacia el Norte se expone una nueva configuración para el flanco occidental del Altiplano, su carácter monoclinnal ha sido interpretado (Isacks, 1988) por el desarrollo de dos sistemas estructurales con vergencia opuesta: el SCVO o WTS por sus siglas en inglés *West Vergent Thrust System* y el SCVE o ETS *East Vergent Thrust system*.

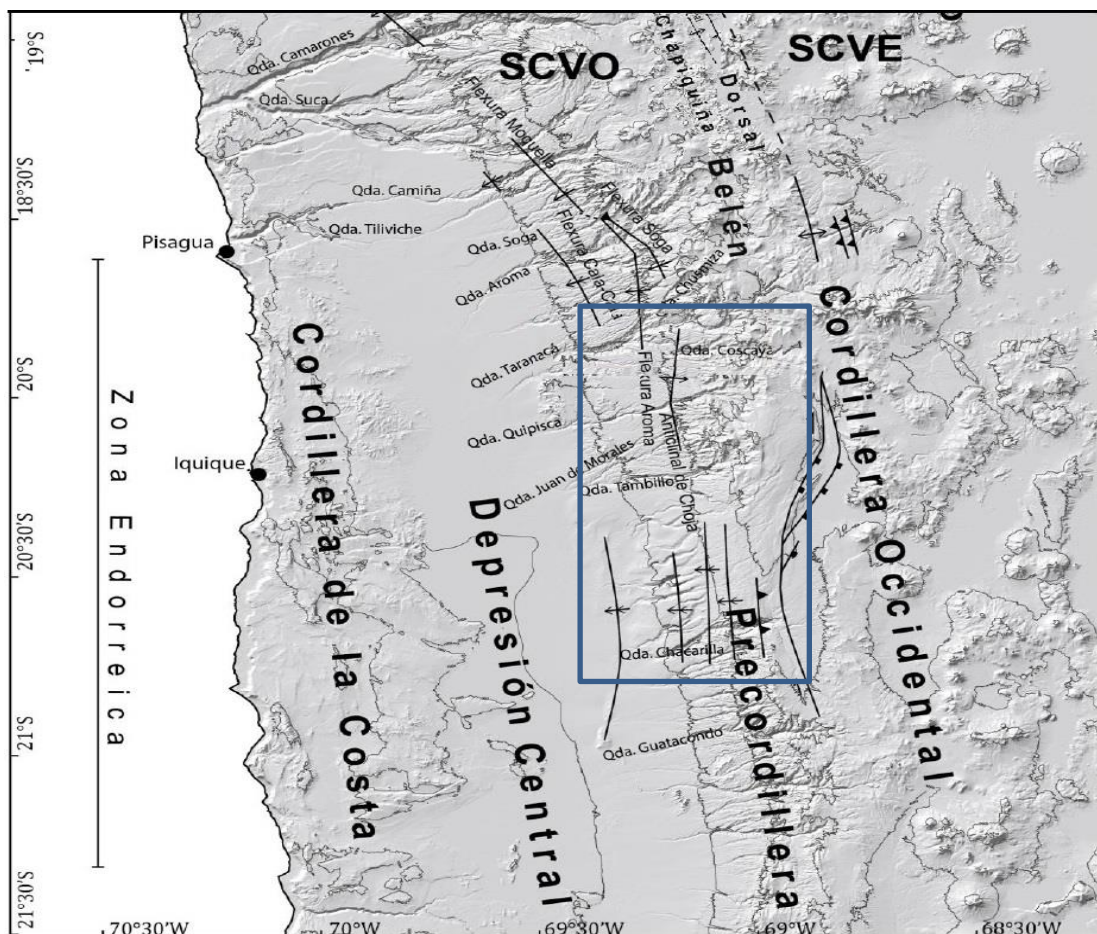


Figura 6: Unidades morfo-estructurales de la zona de estudio (Cuadro Azul) entre los 19°00' y 21°30' S (Gallardo, 2015).

2.2 Geología Regional del Área de Estudio.

2.2.1 Rocas Estatificadas:

En la zona afloran rocas de edades principalmente meso y cenozoicas, existiendo de forma aislada afloramientos reducidos de edad paleozoica. Tanto las rocas paleozoicas como mesozoicas conforman el basamento de las sucesiones cenozoicas en el Norte de Chile y afloran en la Cordillera de la Costa, Precordillera y Cordillera Occidental. La descripción de las unidades se hará en detalle para la Fm. Cerro Empexa y las formaciones que la subyacen (Fm. Duplijsa y Fm. Chacarilla) y sobreyacen (Fm. Altos de Pica), para las demás se pueden encontrar las características principales en la Tabla 2 (rocas subyacentes) y en la Tabla 3 (rocas sobreyacentes). Su distribución podemos encontrarla en la Figura 7.

Fm. Duplijsa, Caloviano – Oxfordiano (Galli, 1968)

Fue definida por Galli (1968) en su localidad tipo ubicada en la Qda. Juan de Morales ubicada a 7,5 km al suroeste del Cerro Duplijsa.

Describió las litologías principalmente en una sucesión de calizas y areniscas calcáreas, Blanco et al., 2012 describe la litología en una secuencia de calizas gris rosáceas y rojizas fosilíferas, calcilitas gris oscuro en parte fisibles, litarenitas feldespáticas calcáreas de color pardo rosáceas con grano fino a medio y limolitas pardas fisibles subordinadas, además determinó un espesor total expuesto de 290 m.

Se encuentra intruída por cuerpos hipabisales andesíticos del Cretácico Superior y su techo se encuentra en contacto por falla con la Fm. Cerro Empexa.

La Fauna fósil encontrada en las calizas permite atribuirle a una edad Caloviano – Oxfordiano (*Perisphinctes*, *Rhynconella sp.*, *Macrocephalites sp.*, *Bositra sp.* Y *Gryphaea sp.*, entre los principales).

La Fm. Duplijsa es correlacionable en la Precordillera de la Región de Tarapacá con la Fm. El Tranque (Pérez, 1972) y con el miembro inferior de la Fm. Quinchamale (Macksaev, 1978) en la II Región.

El ambiente depositacional establecido corresponde a uno marino calcáreo (Blanco et al., 2012), con anterioridad fue interpretada como un ambiente Infranerítico (Galli 1968) y como una plataforma abierta con influencia de corrientes más costeras que aportaron sedimentos clásticos (Harambour 1990).

Fm. Chacarilla, Jurásico Tardío – Cretácico Temprano (Galli y Dingman, 1962, emend. Blanco et al., 2012):

Fue definida por Galli y Dingman (1962) su localidad tipo está en la Quebrada Chacarilla y posee un espesor de 2.000 m.

Es una sucesión de areniscas grises y rojizas, lutitas y tobas con niveles intercalados de ortocuarzitas y algunos mantos de traquitas; depositadas en un ambiente marino en su parte inferior y continental en la superior. Blanco et al., 2012 enmienda esta definición refiriéndose a las capas rojas superiores, continentales formadas por areniscas cuarzo-feldespáticas de color pardo rojizas con grano fino a medio, presentan estructuras de laminación planar y en artesa, también se encuentran limolitas rojizas con ondulitas de corriente, lutitas y fangolitas rojas laminadas con restos vegetales, rizolitas, localmente moldes de raíces arboráceas y troncos fósiles en posición de vida como icnitas de dinosaurios ornitópodos, terópodos y saurópodos. La sobreyace en contacto concordante y transicional a la Fm. Majala y subyace en discordancia angular a la Fm. Cerro Empexa.

La posición estratigráfica de la Fm. Chacarilla indica una edad Oxfordiana – Cretácico Superior, sin embargo las icnitas acotarían el techo al Cretácico Inferior (Blanco et al.,

2000). El ambiente deposicional fue interpretado por Blanco et al., 2012 como Palustre de aguas dulces o de lagunas costeras (Galli y Dingman, 1962)

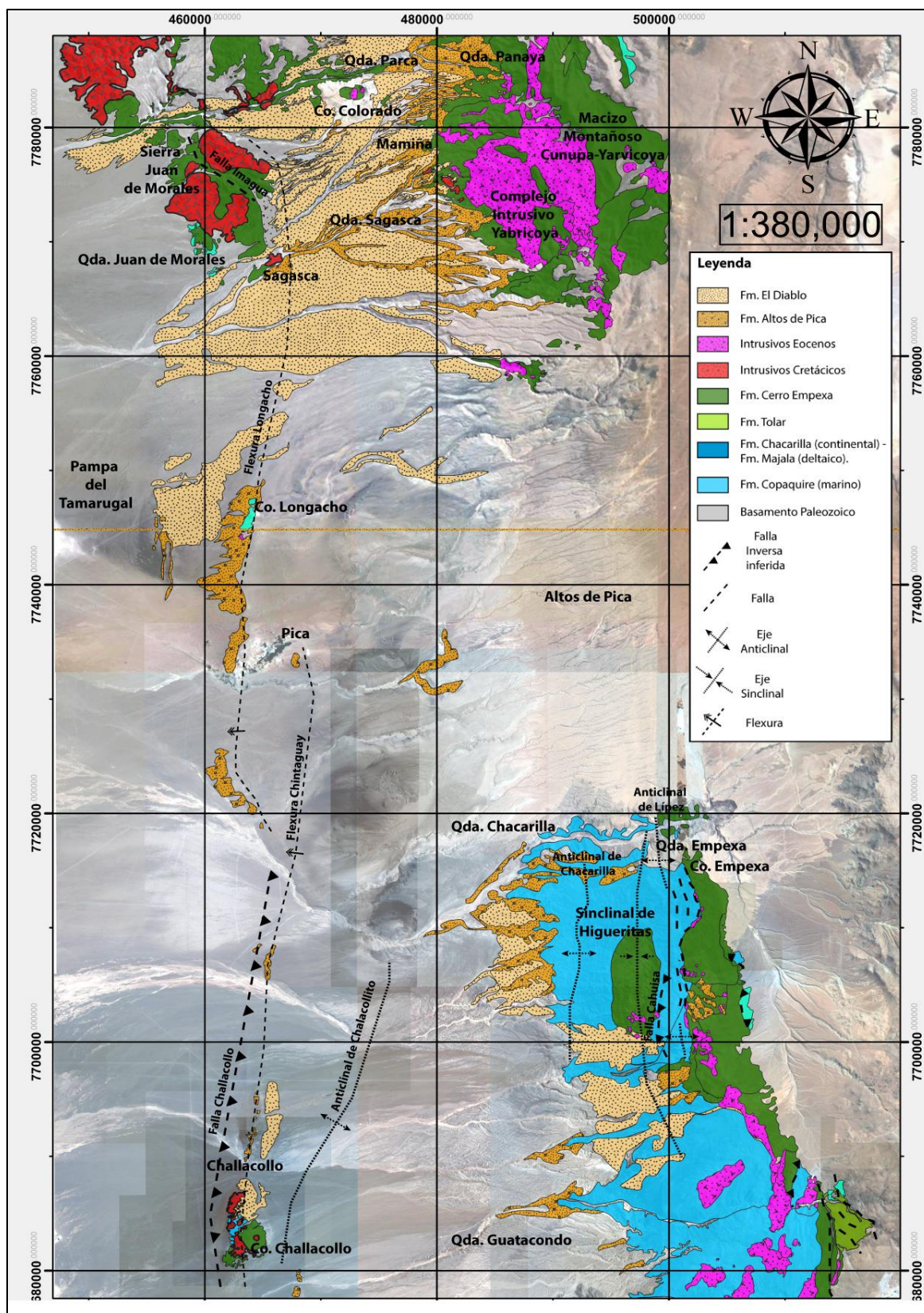


Figura 7: Mapa de rocas estratificadas, intrusivas y estructuras entre los 20° y 21° S. (Basado en Cartas Geológicas: Guatacondo, Mamiña, Qda. Caya y Copaquire).

Tabla 1: Estratigrafía de las formaciones que subyacen a la Fm. Cerro Empexa. Referencias: (1) Calisto, 2013; (2) Herrera, 2013; (3) Gallardo, 2015; (4) Blanco et al., 2012). En la tabla las abreviaturas representan: PC (Pre Cordillera), DC (Depresión Central)

Unidad (Autor)	Edad	Distribución y (Localidad Tipo)	Litología	Espesor en Localidad tipo	Ambiente (Correlación)	Referencias
Fm. Chacarilla	Jurásico Superior - Cretácico Inferior	PC (Chacarilla)	Sedimentaria clástica con areniscas, lutitas y fangolitas rojizas con icnitas de dinosaurios	2000 m	Continental Fluvial	(1), (2), (3) y (4)
Fm. Copaquire	Oxfordiano Superior	PC (Copaquire)	unidad clástica y carbonática fosilífera, calizas bioclásticas y cuarzarenitas	135 m	Plataforma marina	(4) y (2)
Fm. Majala	Oxfordiano Superior	PC (Chacarilla, Guatacondo)	Unidad sedimentaria clástica de origen marino transicional: areniscas, lutitas y calizas estromatolíticas	1640 m	Marino transicional de tipo deltaico	(4)
Fm. Challacollo	Oxfordiano - Titoniano	DC (Challacollo)	lutitas grises y pardas, calizas, limolitas y lutitas calcáreas fosilíferas	320 m	Marino somero y de plataforma marina	(4)
Fm. Duplijsa	Caloviano - Oxfordiano	DC - PC (Quipisca)	Unidad sedimentaria marina: facies clásticas finas y carbonáticas fosilíferas	290 m	Ambiente Marino de plataforma	(4) y (2)

**Fm. Cerro Empexa, Campaniano-Mastrichtiano
(Galli y Dingman, 1962):**

La Formación Cerro Empexa corresponde a una sucesión continental de brechas, conglomerados, areniscas finas, fangolitas y traquitas. La localidad y sección tipo se ubican en el sinclinal de Higueritas donde alcanza un espesor de 1.300 m (Tomlinson et al., 2001).

Galli (1957) la subdividió en tres miembros que de base a techo corresponden a: Miembro 1: Compuesto por brechas y conglomerados gris rojizos con clastos de origen volcánico y traquitas porfíricas macizas; Miembro 2: Conformado por areniscas finas y fangolitas rojo grisáceas con estratificación definida y yeso irregularmente intercalado; Miembro 3: Lavas traquíticas y brechas volcánicas con estratificación masiva. El espesor total aproximado es de 600 m (Galli y Dingman, 1962).

Thomas (1967) describe en el cuadrángulo de Mamiña los dos miembros superiores de la sucesión descrita por Galli y Dingman (1962), con un espesor aproximado mínimo de 470 m y máximo de 600 m, también nota variaciones laterales de las facies y cambios en la naturaleza de los depósitos primeramente en los niveles volcánicos, los cuales son de composición andesítica-traquítica en comparación a los del sur de composición principalmente traquítica.

En la Carta de Mamiña la Fm. Cerro Empexa sobreyace en paraconcordancia a la Fm. Duplijsa y subyace en discordancia angular a la Fm. Altos de Pica. En la Carta de Guatacondo sobreyace a la Fm. Chacarilla en discordancia angular y subyace en discordancia angular a la Fm. Icanche (Maksaev, 1978) y a la Fm. Altos de Pica, la cuales tienen una edad Eoceno de 48 Ma y Oligoceno Superior-Mioceno Inferior respectivamente. Además se encuentra intruída por plutones y stocks del cretácico Superior, con edades de 81, a 65-67 Ma. (Blanco et al., 2012)

Dataciones por el método U/Pb en circones magmáticos, entregan edades en el rango 79-65 Ma (Blanco et al., 2012) pero no es posible acotar la edad más joven debido a que no se corresponde con el techo de la Fm. Cerro Empexa, por lo que no se ha descartado una edad mínima Paleoceno Temprano.

Las correlaciones estratigráficas que se han propuesto son con la Fm. Quebrada Mala (Montana, 1976) expuesta en la depresión central de la II Región y con la Fm. Llanta en la III Región (Frutos et al., 1975).

Blanco et al. (2012) y Tomlinson (2001) han realizado levantamientos estratigráficos definiendo miembros y facies sedimentarias (Ilustración 1).

El estado actual del estudio estratigráfico de la Fm. Cerro Empexa es mediante la identificación de facies sedimentarias clásticas, volcanoclásticas y volcánicas en la Carta de Mamiña y en la Carta de Guatacondo (Blanco et al., 2012), a continuación se presenta la descripción de éstas:

(c) Conglomerados de gujarros y de bolones, gris oscuros, clasto soportados, con estratificación maciza y clastos andesíticos y de areniscas cuarcíferas, incluye intercalaciones de tobas ignimbríticas;

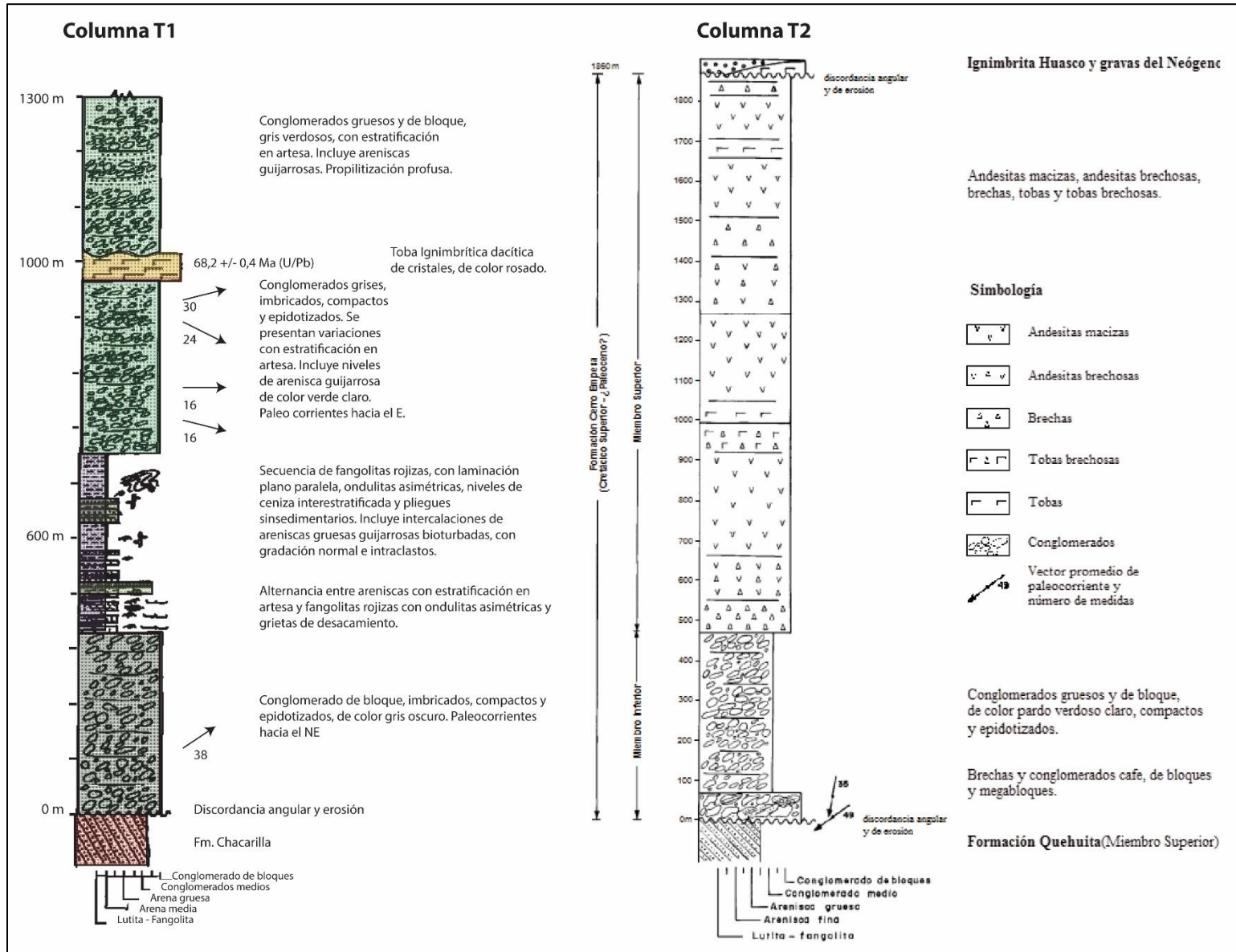


Ilustración 1: La Columna T1 fue levantada por Blanco et al. (2012) 1.5 km al sur de la Qda. Rosario en el flanco oeste del Sinclinal de Higuieritas (cuadrángulo de Guatacondo). La Columna T2 fue levantada por Tomlinson et al (2001) en las nacientes de la Qda. Quitala y su Cerro Homónimo, localizado en la parte occidental del cuadrángulo de Copaquire.

(ar) Areniscas grises gruesas y guijosas laminadas en artesa y plano-paralela, fangolitas rojas con ondulitas, secuencias rítmicas de fangolitas y areniscas finas café rojizas, con ondulitas, bioturbación, gradación normal y pliegues sinsedimentarios.

(a) Lavas brechosas autoclásticas y lavas macizas, gris verdoso claras, de andesita porfírica de hornblenda.

(t) Toba ignimbrítica dacítica, rosada, soldada, con cristales de cuarzo, plagioclasa y pseudomorfos de hornblenda. (d) Lavas dacíticas de piroxeno y escasas tobas ignimbríticas y brechas tobáceas dacíticas.

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

Finalmente la Fm. Cerro Empexa se interpreta como depósitos volcánicos asociados al emplazamiento del arco magmático durante el Cretácico Tardío, estos depósitos se acumularon en cuencas extensionales volcánicas en las que la sedimentación clástica estuvo presente con grados variables de desarrollo; controlada por la ubicación y cercanía de los centros emisores (Blanco et al., 2012).

Fm. Altos de Pica

(Galli, 1957; Galli y Dingman, 1962; Farías et al., 2005)

Galli (1975) designó con este nombre a una sucesión sedimentaria continental y volcánica piroclástica, formada por gravas e intercalaciones de ignimbritas que afloran en la localidad tipo de Altos de Pica.

Se divide en dos miembros: Miembro Inferior formado por conglomerados polimicticos, brechas y areniscas subordinadas, tiene un espesor variable de 10 a 200 m en la Quebrada Tarapacá; el Miembro Superior estaría representado por intercalaciones de ignimbritas y sedimentos finos a gruesos, el espesor promedio es de 600m. (Farías et al., 2005)

Sobreyace en discordancia angular a la Fm. Chacarilla, Fm. Longacho y la Fm. Cerro Empexa y subyace en discordancia a la Fm. El diablo e Ignimbrita Huasco, además se intercala con la Ignimbrita Tambillo.

Dataciones realizadas en niveles de ignimbritas que han dado edades entre 23 y 16 Ma, por lo que se le asigna una edad Mioceno Temprano-Mioceno Medio. Existe una correlación de la Fm. Altos de Pica con la Fm. Latagualla y la Fm. Oxaya (Montecinos, 1963) en el Norte de Chile.

Según Galli y Dingman (1962) la Fm. Altos de Pica se habría originado como resultado del alzamiento andino durante el Oligo-Mioceno, el cual habría depositado rocas piroclásticas en el flanco cordillerano en forma de piedemonte, por otra parte las ignimbritas evidencian la ocurrencia flujos piroclásticos laminares provenientes del Este.

Tabla 2: Estratigrafía de las formaciones que sobreyacen a la Fm. Cerro Empexa. Referencias: (1) Calisto, 2013; (2) Herrera, 2013; (3) Gallardo, 2015; (4) Blanco et al., 2012). En la tabla las abreviaturas representan: PC (Pre Cordillera), DC (Depresión Central) y CO (Cordillera Oriental).

Unidad (Autor)	Edad	Distribución y (Localidad Tipo)	Litología	Espesor en Localidad tipo	Ambiente (Correlación)	Referencias
Fm. El Diablo	Mioceno Medio a Superior bajo	PC (Qda. El Diablo)	Alternancia de areniscas grises y conglomerados continentales	120 m	Continental Aluvial (correlación con el miembro superior Fm. Altos de Pica)	(2), (3) y (4)
Ignimbrita Huasco	Mioceno Inferior Alto ca. 16.2 Ma	DC - PC	Tobas de cristales medianamente soldadas de color oscuro con matriz vitroclástica	15 a 30 m	Volcánico explosivo	(4) y (2)
Ignimbrita Tambillo	Mioceno Inferior Alto ca. 19.8 Ma	DC - PC	Tobas de ceniza riolítica, soldadas de biotita, sanidida y localmente hornblenda de color café oscuro	10 a 40 m	Volcánico explosivo	(4)
Fm. Altos de Pica	Oligoceno Superior - Mioceno Inferior	DC - PC (Altos de Pica)	Ignimbritas riodacíticas intercaladas con conglomerados y brechas.	600 m	Continental Aluvial con aportes volcánicos	(1), (2), (3) y (4)
Fm. Cerro Empexa	Cretácico Superior, ca. 83-68 Ma)	DC - PC - CO (Cerro Empexa)	facies volcánicas andesíticas y facies sedimentarias de conglomerados y areniscas	1300 m	Volcánico efusivo y explosivo e intercalaciones sedimentarias fluvio-aluviales	(1), (2), (3) y (4)

2.2.2 Rocas Intrusivas

Las rocas intrusivas que afloran en la zona de estudio han sido documentadas en el Mapa Geológico de Mamiña (Blanco et al., 2012) y la Carta Guatacondo (Blanco et al., 2012), además estas rocas poseen dataciones que han permitido acotar su edad en diversos eventos magmáticos que van desde el Cretácico Superior al Eoceno Medio, como se puede observar en la Figura 8.

Para describir las características generales se mantendrá la notación expuesta en las referencias anteriormente citadas y se abordarán de acuerdo a la latitud, ya que presentan diferencias considerables en la edad absoluta.

Para la Carta Guatacondo entre los 20°30' – 21°00' se presentan en orden cronológico las siguientes unidades:

- **Lámprófiros del Cretácico Inferior Alto (ca. 107 Ma)**

Kial Afloran en las quebradas Chacarilla y Empexa, litológicamente son cuerpos en forma de “stocks” y filones mantos lamprófidos de piroxeno y biotita titanífera, mesocráticos y melanocráticos, poseen grano grueso a fino y textura equigranular panidiomórfica e inequigranular porfírica seriada. Su relación de contacto es discordante e intruye a la Fm. Majala

- **Intrusiones Hipabisales del Cretácico Superior (83 – 81 Ma)**

Ksh Afloran principalmente en la depresión central en la localidad de Challacollo con formas elongadas de orientación N-S paralelos o subparalelos a la Falla inversa Challacollo, litológicamente son: **(a)** está representado por “stocks”, filones mantos y diques andesíticos a microdioríticos de piroxeno y locamente de hornblenda con grano fino a medio. Las texturas principales son porfírica, glomeroporfírica y seriada. **(r)** está representado por “stocks” riolíticos de piroxeno de menor tamaño que (a) y un domo intrusivo riolítico de grano fino a medio, con textura porfírica, glomeroporfírica; posee estructuras de bandeamiento de flujo y es pobre en fenocristales de plagioclasa y piroxeno. Su roca caja principal es la Fm. Challacollo y la Fm. Cerro Empexa, Estos cuerpos intruyen al Complejo Volcánico Challacollo, Blanco et al., 2012 interpreta que están petrogenéticamente ligadas a este.

- **Granitoides del Cretácico Superior (81 – 66 Ma)**

Ksg Estos cuerpos afloran en la depresión central específicamente en el extremo poniente de la Quebrada Parca con una orientación NW-SE paralelos a la Flexura Longacho y la Falla Jatúa.

Están representados por dos fases litológicas, la primera (**g**) se encuentra en el borde Norte de la Quebrada Parca y se representa por “stocks” de monzogranitos y sienogranitos de piroxeno y biotita, de grano medio a fino y textura hipidiomórfica, inequigranular, con tendencia porfírica. Esta fase intruye a toda las demás presentes en Ksg y es intruída a la vez por cuerpos Hipabisales del cretácico Superior Alto-Paleoceno Inferior Bajo (KPh). Su roca caja es la Fm. Cerro Empexa.

La segunda (**mdc**) se encuentra en el borde Sur de la misma quebrada y su forma también es representada por “stocks” de monzodiorita cuarcífera de dos piroxenos y biotita, con grano medio a fino y texturas hipidiomórfica inequigranular; tienen un tono gris claro y son ricos en cuarzo, intruyen a la fase Ksg(md) y están intruídos por Ksg(g).

- **Granitoides del Cretácico superior (79 - 75 Ma)**

Ksg(d) Estos cuerpos afloran en la localidad de Challacollo en cuerpos orientados N-S también orientados de acuerdo a la Falla inversa Challacollo.

Su litología se representa por “stocks”, diques y filones mantos de dioritas y monzodioritas de dos piroxenos, de grano medio a fino y textura hipidiomórfica inequigranular, porfírica, glomeroporfírica, seriada, intergranular y locamente traquitoide. Además se documentan facies subordinadas de pórfidos andesíticos y monzonitas cuarcíferas de piroxeno. Su roca de caja es la Fm. Challacollo de edad Jurásico Superior.

- **Intrusiones Hipabisales del Cretácico Superior Alto – Paleoceno Inferior Bajo (68 – 64 Ma)**

Kph(r) Estos cuerpos están expuestos en las quebradas de Chacarilla y Guatacondo, con geometrías elongadas con orientación NNW-SSE. Su roca caja principal es la Fm. Chacarilla y la Fm. Majala y en la Carta Guatacondo que estos cuerpos presentan alteración fílica donde se desarrolla de mejor en la Cuesta Chacarilla y la quebrada Empexa con mineralización pirítica diseminada, vetas de carbonato-pirita-hematita y brechas hidrotermales.

Se presentan en forma de “stocks”, filones mantos y diques riolíticos, micrograníticos y de micromonzodiorita cuarcífera de hornblenda y/o biotita, con granos que van de tamaño medio a fino. Las principales texturas observadas son porfíricas, glomeroporfíricas y seriadas.

- **Granitoides del Eoceno (45 – 44 Ma)**

Eg A diferencia de los demás intrusivos, estos sólo se encuentran en la Precordillera de la quebrada Higueritas, específicamente en el núcleo del Sinclinal Higueritas; exhiben formas concéntricas intruyendo a la Fm. Cerro Empexa y de forma aislada a la Fm. Chacarilla, están espacialmente cercanos a la Falla Cahuisa.

Litológicamente están documentados dos fases, **(mc)** como “stocks” de monzonitas cuarcíferas y monzonitas de piroxeno de grano medio a grueso y textura hipidiomórfica, inequigranular, porfírica, glomeroporfírica y seriada. **(md)** también se presenta en forma de “stocks” de monzodioritas cuarcíferas de piroxeno y biotita, con grano medio a fino a diferencia de (mc) y texturas hipidiomórficas equigranulares.

Para el Mapa Geológico de Mamiña (escala 1:50.000) entre los 20°00’ y 20°30’ en la localidad de la Quebrada Parca se pueden observar cuerpos que van desde Cretácico Superior al Eoceno Medio, es importante destacar que se encuentra el Complejo Intrusivo Cerro Colorado del Eoceno Inferior relacionado a la génesis del yacimiento de cobre tipo pórfido cuprífero Cerro Colorado.

- **Complejo Intrusivo Cerro Colorado (Eoceno Inferior, ca. 54-53 Ma)**

Ecc Este complejo se expone en la parte oriental de la depresión central con una forma concéntrica de “stocks”, diques Hipabisales porfíricos y brechas intrusivas que intruyen a la Fm. Cerro Empexa.

Las litologías predominantes son dos, **(b)** Brechas intrusivas compuestas de clastos alterados de roca porfírica, rica en fenocristales relictos de plagioclasa y localmente cuarzo, en una matriz fina de cuarzo, sericita, pirita y arcillas. Esta fase presenta una alteración fílica intensa y gradan en profundidad a una brecha con abundantes venillas de cuarzo. La segunda fase **(md)** son “stocks” de monzodiorita cuarcífera de biotita, con grano medio a fino y textura hipidiomórfica inequigranular, débilmente porfírica a seriada con fenocristales de plagioclasas, biotita y cuarzo.

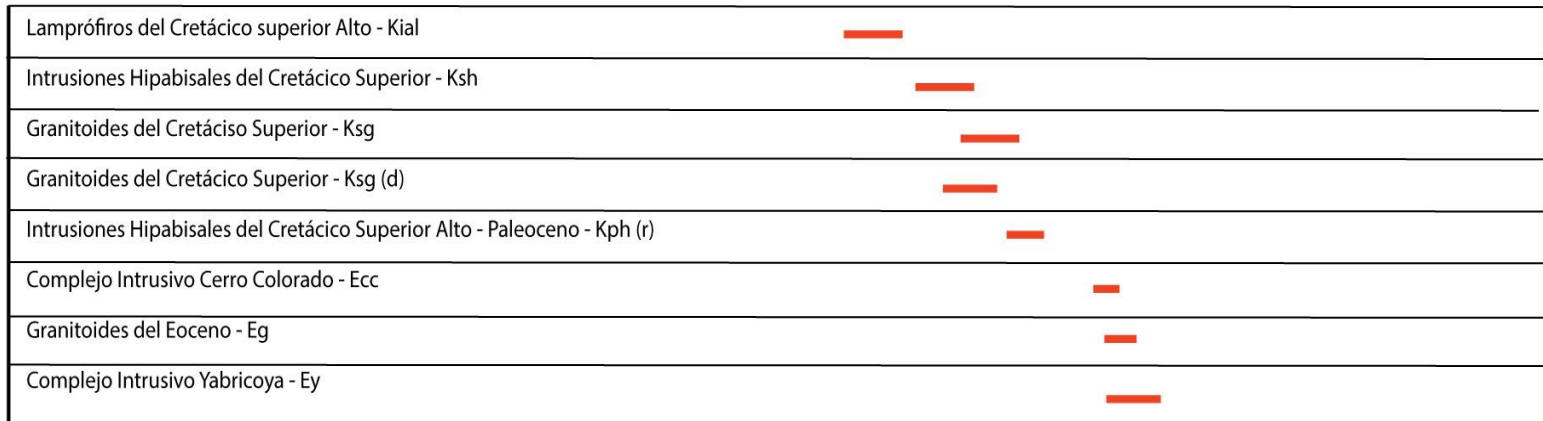
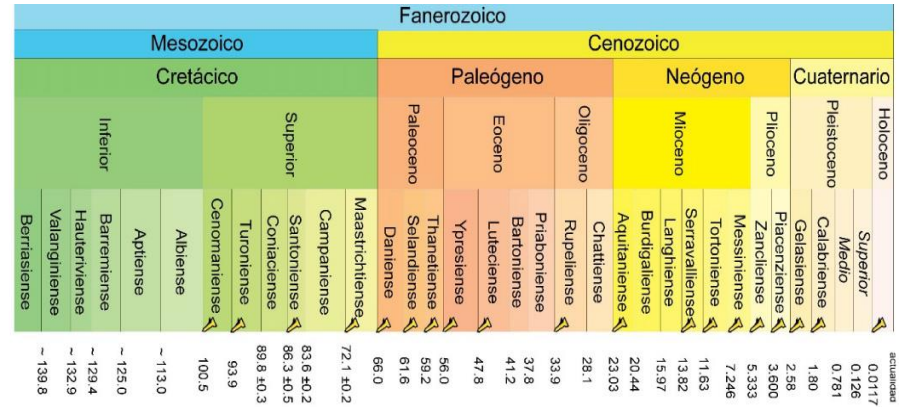


Figura 8: Cuadro resumen de intrusivos y edades en la zona de estudio.

- **Complejo Intrusivo Yabricoya (Eoceno Medio, 49-40 Ma)**

Ey El complejo intrusivo Yabricoya se expone en la Precordillera específicamente en el borde oriental de la Quebrada Parca donde se da inicio a la Quebrada Panaya. La roca caja nuevamente es la Fm. Cerro Empexa entre las facies volcánicas y sedimentarias.

Este complejo de intrusivos genética y espacialmente relacionados varían de dioritas a granitos y están asociados a vetas epitermales, brechas de turmalina mineralizadas por cobre y cuerpos con mineralización diseminada, tipo pórfido de cobre-molibdeno. Se definen dos series de unidades seguidas en tiempo Ey1 con un rango de 49-44 Ma de dimensiones pequeñas a moderadas y formas concéntricas; y Ey2 con un rango de edades de 44-40 Ma con dimensiones mayores y geometrías tabulares de orientación N-S.

Ey(1da) se expone en el lado Sur de la Quebrada Panaya y es un “stock” , con arreglos de diques y filones mantos de pórfido dacítico de hornblenda, con grano medio a grueso, rico en fenocristales de biotita y piroxeno, además de una fase porfídica dacítica de grano fino pobre en fenocristales.

Ey(2pt) se expone en lado Norte de la misma quebrada y está representado por “stocks” de tonalita y granodiorita de biotita y/o hornblenda, con textura hipidiomórfica porfírica, de grano medio a grueso y subordinadamente hipidiomórfica equigranular, de grano medio asociado a mineralización de cobre-molibdeno. Estos también han sido llamados “pórfidos tonalíticos-granodioríticos La Planada”.

2.2.3 Estructuras

A continuación se abordarán las estructuras que afectan las rocas de la zona de estudio, todas documentadas en los mapas y cartas anteriormente citados. Se hará la descripción de éstas estructuras por unidad morfoestructural partiendo de la Depresión Central que en la zona de estudio es llamada la Pampa del Tamarugal. Además en el cuadro resumen presente en la Figura 9 se puede observar la actividad inferida de cada estructura.

En la Pampa del tamarugal existe un estilo de deformación de fallas que afectan las rocas mesozoicas y no la cobertura cenozoica, provocando flexuras que representan en superficie la deformación ocurrida desde el Cretácico Temprano en donde el régimen tectónico extensivo cambia a uno compresivo invirtiendo fallas normales y generando nuevas inversas a medida que el arco se desplazaba al Este para establecerse en la Precordillera actual o Cordillera de Domeyko (Amilibia et al., 2008). Debido a que los depósitos Cenozoicos en la Pampa del Tamarugal son

post deformación, la expresión de las estructuras mesozoicas en superficie generaron las siguientes Flexuras:

Longacho: Se expone a lo largo de toda la Pampa del tamarugal con una orientación N-S y NW-SE llegando a la Quebrada Parca. Deforma principalmente a los depósitos cuaternarios, la Fm. Altos de Pica y las ignimbritas Tambillo y Huasco con vergencia al Oeste.

Chintaguay: Se expone sólo entre los 20°30' y 21°00' S con una orientación N-S y una extensión de 60 km, la deformación de esta flexura afecta a la Fm. Altos de Pica, los depósitos cuaternarios y la Ignimbrita Tambillo.

Las principales Fallas y pliegues documentadas en la Pampa del Tamarugal que afecta las rocas meso-cenozoicas son las siguientes:

Falla Challacollo: Es responsable del alzamiento de las rocas Jurásicas de la Fm. Challacollo y la Fm. Cerro Empexa, se expone entre los 20°30' y 21°00' S con una orientación principalmente N-S y una extensión de 40 km con vergencia oeste, desapareciendo su expresión superficial en la Quebrada Cuevitas.

Anticlinal de Challacollito: Es un pliegue de vergencia Oeste y de orientación NE-SW de aproximadamente 20 km, que se expone en superficie 10 km al Este de la Falla Challacollo, es de gran longitud de onda y sólo se observa en las incisiones fluvio-aluviales.

Falla Imagua: Es una Falla Inversa que se expone en el borde poniente de la Quebrada Parca con una orientación NW-SE y un largo de 10 km aproximadamente, su vergencia es Oeste y es subparalela a la Flexura Longacho; alza a la Fm. Cerro Empexa principalmente afectando en superficie además a la Ignimbrita Tambillo.

Las estructuras presentes en la Precordillera son las responsables del alzamiento y deformación de las rocas mesozoicas y quizás de los depocentros (en el caso de estructuras de escama gruesa) de las cuencas donde se formaron estas rocas como también de la deformación Cenozoica (Farías et al., 2007). Las principales estructuras y fallas son las siguientes:

Falla Cahuisa: Se expone superficialmente en el extremo SE de la Hoja Guatacondo, en el flanco Este del Sinclinal de Higuera, con una orientación N-S y una longitud de 10 km aproximadamente, es de vergencia Este y afecta principalmente a la Fm. Chacarilla, Fm. Majala y a la Fm. Cerro Empexa, algunos autores la han interpretado como un “*short-cut*” (Blanco et al.,

2012) de una estructura mayor presente en el Cuadrángulo 1:50.000 Copaquiri (Blanco, 2001) (posiblemente de escama gruesa) que alza a la Fm. Cerro Empexa y a las rocas Jurásicas en la Cordillera Occidental, además de ligar la génesis de esta estructura mayor al depósito Copaquiri.

Sinclinal de Higuieritas: Es un pliegue de gran longitud de onda, con una orientación principalmente N-S y una extensión de 10 km. Representa la sección tipo de la Fm. Cerro Empexa y deforma a esta formación en conjunto con las rocas Jurásicas de la Fm. Majala y la Fm. Chacarilla, posee una vergencia Este.

Anticlinal de Chacarilla: Es un pliegue de baja longitud de onda o apretado que se encuentra 10 km al Oeste del Sinclinal de Higuieritas, posee una orientación NE-SW y una longitud de 10 km. Deforma a la Fm. Chacarilla principalmente.

	Mesozoico					Cenoico					Referencia		
	Jurásico			Cretácico		Paleógeno			Neógeno			Cuaternario	
	Inferior	Medio	Superior	Inferior	Superior	Paleoceno	Eoceno	Oligoceno	Mioceno	Plioceno		Pleistoceno	Holoceno
Flexura Longacho									↗				(2)
Flexura Chintaguay									↗				(2)
Falla Challacollo			↘	↗	↘	↗			↗				(1) y (2)
Anticlinal de Challacollito												(1) y (2)
Falla Imagua								↗					(1)
Falla Cahuisa					↗								(1)
Sinclinal de Higuieritas										(1)
Anticlinal de Chacarilla												(1)

Figura 9: Cuadro temporal para las principales estructuras del área de estudio. Blanco et al., 2012 y Nester y Jordan (2012) corresponden respectivamente a las referencias (1) y (2). La actividad de la Flexura Longacho y Chintaguay como el Anticlinal de Challacollito está acotada inferiormente porque estas estructuras afectan a la Fm. Altos de Pica, Fm. Diablo y la Ignimbrita Huasco de edad Mioceno Medio a Superior y superiormente por que la deformación está sellada por los depósitos de piedemonte de edad Mioceno Superior-Plioceno. El sentido inverso se respalda en que las flexuras elevan miembros antiguos sobre miembros más nuevos de la Fm. Altos de Pica (alzamiento del Miembro Sagasca). La temporalidad de la Falla Cahuisa y los pliegues Sinclinal de Higuieritas como Anticlinal de Chacarilla esta acotada por que las fallas no afectan a la Fm. Cerro Empexa y el Sinclinal de Higuieritas presenta un desarrollo polifásico evidenciado por una deformación inicial de las rocas Jurásicas y un plegamiento posterior que deformó a la Fm. Cerro Empexa en su núcleo evidenciado por una discordancia angular en ambos limbos entre la Fm. Cerro Empexa y la Fm. Chacarilla. El movimiento en modo inverso durante el Cretácico Superior bajo y paleoceno de las fallas Challacollo, Imagua y Cahuisa se basan en la interpretación de líneas sísmicas (realizadas por ENAP y Evergreen Resources) que efectuaron los autores (1) y (2).

2.3 Geología económica entre los 20-21°S.

La Precordillera del norte de Chile alberga una gran cantidad de depósitos tipo pórfido Cu-Mo y depósitos epitermales de Ag y Au (Boric et al., 1990). A estos cuerpos se asocian invariablemente cuerpos intrusivos hipabisales, de composición intermedia a silícea, cristalizados desde magmas con altas fugacidades de oxígenos y altos contenidos de agua y azufre (Dilles, 1987).

Tanto los magmas como sus depósitos metalíferos asociados, se generaron en periodos muy acotados de la evolución geológica andina. En el área de estudio se reconocen 3 periodos en donde hubo desarrollo de zonas con alteración hidrotermal, mineralización y magmatismo fértil para la generación de depósitos: 1) Cretácico Superior Alto – Paleoceno Inferior; 2) Paleoceno Medio – Eoceno Inferior; 3) Eoceno Medio – Oligoceno Inferior.

1) Cretácico Superior Alto – Paleoceno Inferior.

Para el primer periodo, destaca el yacimiento epitermal argentífero Challacollo, formado en el cerro homónimo ubicado en la pampa del Tamarugal. Este depósito se emplaza en la Fm Cerro Empexa, sin embargo no se descarta que alcance niveles Jurásicos en profundidad.

En distintas áreas de la Precordillera, se emplazaron stocks hipabisales, filones mantos y diques de composición silícea asociados a zonas de alteración hidrotermal y localmente a trazas de mineralización de cobre.

El magmatismo asociado a este periodo ocurrió al final y posterior al magmatismo de la Fm. Cerro Empexa y el Complejo Volcánico Cerro Challacollo, definido (Blanco et al., 2012) como un evento magmático-metalogénico particular en la zona. La asociación de alteración y brechas hidrotermales con cuerpos hipabisales, que han sido documentadas tanto en la Carta de Guatacondo como Mamiña, hacen que la exploración para cobre sea atractiva.

Algunas compilaciones regionales, agrupan los pórfidos del Cretácico Superior Alto-Paleoceno Inferior con los del Paleoceno Medio – Eoceno Inferior (Camus, 2003; Sillitoe & Perelló, 2005), sin embargo (Blanco et al., 2012) proponen que el magmatismo del Cretácico Superior Alto – Paleoceno corresponde a un evento distinto respecto de su ubicación, litología y ambiente tectónico que además difiere al estar separado en tiempo del magmatismo del Paleoceno Medio – Eoceno Inferior.

Sobre la base de la Geocronología (Blanco et al., 2012) interpretan que el magmatismo hipabisal, y su mineralización asociada, fue penecontemporánea a la fase tectónica “K-T”, aunque faltan relaciones claras de emplazamiento sintectónico para apoyar la inferencia.

2) Paleoceno Medio – Eoceno Inferior (62 – 51Ma)

Este período fue muy relevante para la generación de yacimientos tipo pórfido de cobre, tanto en el norte de Chile como en el sur de Perú. Se caracteriza en Chile por albergar yacimientos de tamaño intermedio, con 1 a 10 Mt de Cu fino, mientras que para el sur de Perú destaca el gigante (>10 Mt) Cuajone (Camus, 2003).

Contemporáneo a este periodo es la formación del yacimiento Cerro Colorado, pórfido de Cu-Mo que posee un enriquecimiento supérgeno de edad Oligoceno – Mioceno en su parte superior (Bouzari & Clark, 2002). Este depósito está emplazado en la facies volcánicas de la Fm. Cerro Empexa, aledañas a la Quebrada Parca en la Hoja de Mamiña. No se puede evaluar a priori si la discordancia jugó un rol en la ubicación debido a que el contacto Jurásico – Cretácico, no se expone en la Qda. Parca.

No se han descubierto más depósitos en la zona relacionados a este periodo, sin embargo existen indicios que sugieren la probable existencia de uno o más yacimientos no descubiertos en la zona, bajo la premisa de que se desconoce la fuente de la mineralización exótica (Munchmeyer, 1996) en el depósito Sagasca, ubicado al sur oeste de Cerro Colorado en la Carta de Mamiña.

3) Eoceno Medio – Oligoceno Inferior.

Este periodo fue el más fértil para la generación de yacimientos gigantes tipo pórfido cuprífero (Sillitoe., 1981). En el área de estudio este periodo se presenta mediante una serie de pórfidos asociados al Complejo Intrusivo Yabricoya. Se utilizará el nombre Distrito Yabricoya para todas las manifestaciones de mineralización metálica asociada al Complejo Intrusivo homónimo, que afloran en el macizo montañoso de Cunupa-Yarvicoya y sus sectores adyacentes.

La explotación en este distrito documenta mineralización de Ag-Pb-Zn en vetas (Ej., Yabricoya, Pila, San Marcos, San Andrés, Juaja-Garibaldi, Luisa, La leona, Carolina, Zoila Rosa y Calegua), de Cu (Río Tinto, Lallinca y Santiago), Au-Cu (Labranza y Sítilca), brechas de turmalina mineralizadas con cobre (Arauco, Huinda, Tigre y San Carlos) y cuerpos de mineralización diseminada tipo “stockworck”, típicas de pórfido Cu-Mo como La Planada y Flor del Desierto (Thomas, 1967; Ordoñez & Rivera, 2004).

3 La discordancia basal de la Fm. Cerro Empexa y su relación con WC-PCD.

3.1 La discordancia basal de la Fm. Cerro Empexa.

La discontinuidad basal de la Fm. Cerro Empexa fue interpretada por primera vez como una paraconcordancia entre las rocas Jurásicas de la Fm. Duplijsa y el volcanismo Cretácico en la Hoja de Mamiña (Maksaev, 1978).

Una revisión más completa de la discontinuidad se aborda en el informe: “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” (Blanco., et al. 2012), específicamente en el capítulo “Geología estructural de la Precordillera”.

Para la Carta de Guatacondo la relación de contacto entre la Fm. Cerro Empexa y su basamento, la Fm. Chacarilla, es una discordancia angular y erosiva con diferencias de manto entre 15° y 20°. Sin embargo esta relación no es homogénea para toda la zona de estudio, y es difícil caracterizarla debido a que la exposición de unidades que predatan a la FCE es limitada, fuera de la Carta de Guatacondo.

Pese a lo anterior expuesto en la falda suroccidental de la sierra Juan de Morales, la Fm. Cerro Empexa se depositó en discordancia angular sobre los Estratos de Guata Guata (Jurásico Medio), mientras que en la ladera oriental de la misma sierra, está apoyada en discordancia angular sobre la Fm. Juan de Morales (Pérmico).

En contraste al párrafo anterior, para el sector nororiente de la Carta Mamiña y en el Cerro Challacollo, tanto la FCE como el Complejo Volcánico de Cerro Challacollo se depositaron paraconcordantemente sobre las formaciones Copacquire y Challacollo (ambas del Jurásico Superior). Esta paraconcordancia tiene una expresión más extensa en la Carta de Mamiña, que continúa al Norte en la Carta Guaviña (Sayes, 1978b; Harambour, 1990). También se documentó una paraconcordancia para la esquina nororiental de la Carta Mamiña en donde la FCE sobreyace a sedimentitas clásticas de la Fm. Duplijsa.

Los autores no son precisos al concluir en el motivo de la discordancia, atribuyéndola posiblemente a la deformación compresiva del Cretácico Superior Bajo, que tuvo lugar antes de la depositación de la FCE.

La edad de la deformación compresiva estaría determinada por la edad mínima de la Fm. Chacarilla, que sería la unidad más joven afectada por la deformación, y la edad máxima de la Fm. Cerro Empexa (la unidad más antigua que posdata la deformación) que es cercana a los 80 Ma (Cretácico Superior Alto).

Lo anterior expuesto da pie a los autores para relacionar la discontinuidad basal de la FCE a la Fase Tectónica Peruana del Cretácico Superior Bajo (Mégard, 1984, 1987; Mpodozis & Ramos, 1990; Scheuber et al., 1994).

3.2 Depósitos tipo pórfido cuprífero emplazados en o en las vecindades de la discordancia basal de la FCE.

La motivación de este apartado es mostrar una compilación realizada en (QPX) y complementada en este trabajo de los depósitos tipo pórfido cuprífero de gran tonelaje y edad Paleoceno y Eoceno-Oligoceno emplazados en la Fm. Cerro Empexa. Además se expondrán las características principales del depósito Cerro Colorado para cumplir los objetivos específicos 3 y 4.

La tabla 3, muestra la compilación anteriormente expuesta, en ella se detalla el nombre del depósito, sus coordenadas UTM, la franja metalogénica a la que pertenecen, la roca de caja (formación geológica), la edad (más antigua y más joven) del magmatismo asociado al depósito con el respaldo de su referencia y finalmente el contenido de Cu en millones de toneladas (Mt).

Bouzari et al., (2002) exponen las principales características anatómicas y evolutivas del depósito Cerro Colorado, siendo las de importancia para este trabajo las siguientes:

- Es un depósito tipo pórfido Cu(-Mo) de 50.8 Ma que posee un perfil de enriquecimiento supérgeno de aproximadamente 450 m. con 228 Mt de 1.0% Cu.

- La mineralización se hospeda en las facies andesíticas de la Fm. Cerro Empexa, formando un perfil de enriquecimiento supérgeno bajo el Pediplano de Choja (superficie de erosión de edad terciaria reconocida a escala regional).

- El perfil supérgeno consta de 4 facies: Una capa lixiviada bajo la cobertura terciaria caracterizada por hematita. Luego una zona superior supérgena con alteración caolinita +/- esmectita, mineralizada con brocantita, atacamita +/- calcosina y crisocola en vetillas. Bajo la capa anterior viene una zona lixiviada inferior caracterizada nuevamente por hematita terminando el perfil con una zona supérgena inferior dominada por calcosina.

Tabla 3: Compilación de depósitos emplazados en la Fm. Cerro Empexa de edad Paleoceno y Eoceno – Oligoceno.

Depósito	UTM Este	UTM Norte	Franja metalogénica	Roca Caja	Edad más antigua(Ma)	Edad más joven	Referencia Edad	Contenido de Cu (Mt)
Escondida	492985.5439	7315812.61	Eocene-Oligocene	Fm. Cerro Empexa	43.00	35.20	Urzuza, 1999	60.88
Escondida Norte	492629	7316064	Eocene-Oligocene	Fm. Cerro Empexa	42.00	38.70	Urzuza, 1999	17.00
Sierra Gorda	465320.9656	7473075.13	Paleocene	Fm. Cerro Empexa	62.94	57.05	Shaver et al., 2009	7.69
Polo Sur	478055.6385	7428882.34	Eocene-Oligocene	Fm. Cerro Empexa	44.50	43.50	Perelló et al., 2010	4.67
Spence	473783.3793	7478705.94	Paleocene	Fm. Cerro Empexa	57.00	57.00	Rowland y Clark, 2001	4.46
Zaldivar	493513.116	7321767.07	Eocene-Oligocene	Fm. Cerro Empexa	42.00	38.70	Urzuza, 1999	4.39
Lomas Bayas	447603.5237	7409003.51	Paleocene	Fm. Cerro Empexa	63.70	61.00	Maksaev, 1990	2.24
Chimborazo	485604.6127	7329101.51	Eocene-Oligocene	Fm. Cerro Empexa	42.10	38.10	Urzuza, 1999	1.20
Volcanes (Conchi)	527700.0501	7572202.74	Eocene-Oligocene	Fm. Cerro Empexa	42.90	35.20	Ballard, 2003	9.50
El Abra	517405.6704	7575930.73	Eocene-Oligocene	Fm. Cerro Empexa	42.90	36.50	Ballard, 2003	9.33
Cerro Colorado	473275.3306	7783169.96	Paleocene	Fm. Cerro Empexa	58.00	50.80	Mutschler 2006	4.40
Mocha	470668.0339	7810045.61	Paleocene	Fm. Cerro Empexa	69.00	58.00	Carta Guaviña 100K	1.14
Brujina	516525	7578758	Eocene-Oligocene	Fm. Cerro Empexa	42.90	38.20	Ballard, 2003	0.40
Chuquicamata	509863.9142	7535266.22	Eocene-Oligocene	Fm. Cerro Empexa/ Fm. La Tabla	42.30	32.00	Ballard, 2003	66.37
RT	511693.6586	7542011.77	Eocene-Oligocene	Fm. Cerro Empexa/ Fm. La Tabla	42.30	31.80	Ballard, 2003	19.93
MM	511733.191	7524793.19	Eocene-Oligocene	Fm. Cerro Empexa/ Fm. La Tabla	42.30	34.20	Ballard, 2003	12.69
Toki	505405.6611	7521267.86	Eocene-Oligocene	Fm. Cerro Empexa/ Fm. La Tabla	42.30	35.40	Ballard, 2003	8.80
Quetena	504582.1714	7521687.3	Eocene-Oligocene	Fm. Cerro Empexa/ Fm. La Tabla	42.30	37.90	Ballard, 2003	5.04
Miranda	506166.4251	7520283.16	Eocene-Oligocene	Fm. Cerro Empexa/ Fm. La Tabla	42.30	37.90	Ballard, 2003	2.70
Genoveva	503036.6506	7521086.89	Eocene-Oligocene	Fm. Cerro Empexa/ Fm. La Tabla	42.30	37.90	Ballard, 2003	2.68
Opache	503491.0191	7516001.49	Eocene-Oligocene	Fm. Cerro Empexa/ Fm. La Tabla	42.30	37.90	Ballard, 2003	2.18
Encuentro (Caracoles)	493800	7459379	Eocene-Oligocene	Fm. Chile Alemania/ Fm. Cerro Empexa	43.00	41.30	Perelló et al., 2010	5.41
El Salvador	444545.5453	7097214.74	Eocene-Oligocene	Fm. Chile Alemania/ Fm. Cerro Empexa	45.00	44.00	Lee, 2008	11.90
Penacho Blanco (Centinela)	484032.7878	7439473.57	Eocene-Oligocene	Fm. Chile Alemania/ Fm. Cerro Empexa	44.50	44.20	C. Marquart (Comunicación verbal)	1.23
Mirador	497125	7462208	Eocene-Oligocene	Fm. Chile Alemania/ Fm. Cerro Empexa	45.50	39.00	Mora et al., 2009	0.31

-La formación de nitro-alunita (familia de minerales del grupo de la alunita característica de procesos supérgenos) ha permitido datar mediante el método Ar/Ar la historia supérgena del yacimiento, evidenciando al menos 20 Ma de procesos supérgenos durante el Oligoceno a Mioceno Medio.

- La mineralización hipógena fue durante el Paleoceno y el Eoceno Medio y su exhumación ocurrió aproximadamente a los 42 Ma en el inicio de la fase orogénica Incaica.

La Ilustración (2) muestra en primera instancia la geología distrital del depósito Cerro Colorado, para luego levantar dos secciones a partir de la geología a escala de depósito levantada mediante sondajes de diamantina y aire reverso.

La ilustración 2.(B) muestra la ubicación de dos secciones transversales del depósito. La sección A-A' (que expone la zonación del perfil supérgeno) y B-B (que expone la litología de la roca caja) están representadas en la parte (C) y (D) respectivamente de la ilustración.

Se puede ver que la zonación del perfil supérgeno coincide espacialmente con las facies andesíticas de la Fm. Cerro Empexa, por el contrario, en ambos cuerpos de brechas este perfil disminuye en espesor. Otro aspecto interesante de notar es que la mineralización (zona de sulfuros como óxidos de Cu) se hospeda de forma preferencial en las facies andesíticas.

Lo anterior podría deberse a que las facies andesíticas presentan una reactividad mayor ante los fluidos oxidantes de un sistema tipo PCD (lo que refleja una mayor capacidad de precipitar el cobre del fluido hidrotermal), respecto las unidades intrusivas (composicionalmente más ácidas) y las rocas que la sobreyacen (en este caso es más presumible que no posean mineralización debido a que son posteriores a ella y presentan más bien un sello que preserva el depósito de la erosión).

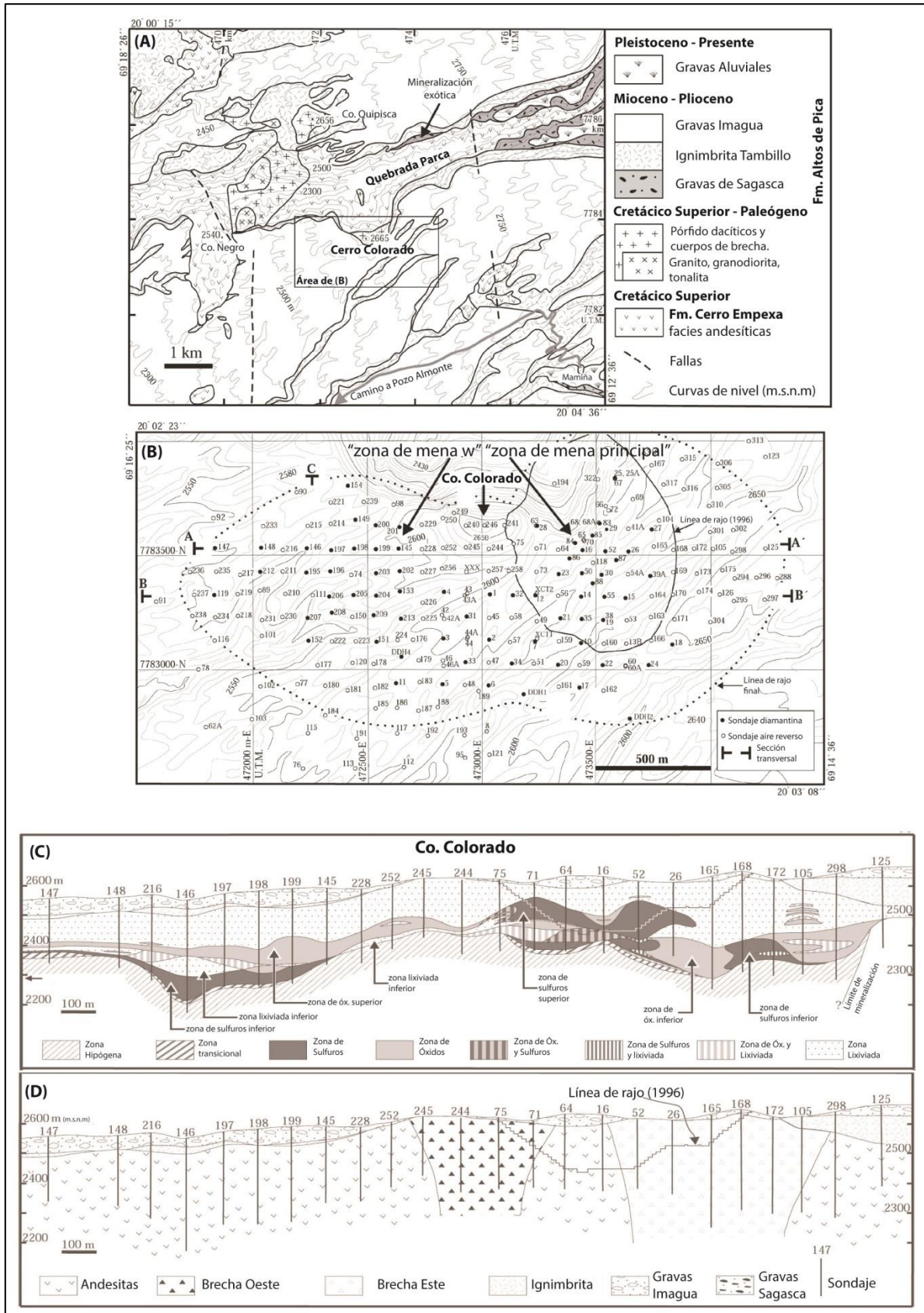


Ilustración 2: Geología del depósito Cerro Colorado (tomado de Bouzari et al., (2002) y modificada al español). (A) Geología distrital del depósito. (B) Ubicación de las dos zonas principales de menas, las líneas de las secciones transversales expuestas en (C) y (D), como la ubicación de los sondajes que permitieron levantar el modelo del depósito. (C) Zonación del depósito que refleja las facies del enriquecimiento supérgeno como mineralización hipógena. (D) Modelo geológico de la sucesión de rocas de caja del depósito.

4 Geología distrital de la Fm. Cerro Empexa.

4.1 Introducción.

El este capítulo se describen las observaciones geológicas realizadas en terreno en la Fm. Cerro Empexa en relación a su estratigrafía, estructuras y cuerpos intrusivos presentes en ella y las cercanías de su discordancia basal.

Además se presentan algunas observaciones litológicas y estructurales pertinentes al techo del basamento de la Fm. Cerro Empexa que en las distintas localidades están representadas por sedimentitas jurásicas.

En la figura 10 se detallan las zonas visitadas y principales quebradas (estrellas amarillas), se resaltan además las áreas de los levantamientos geológicos realizados: Challacollo, Qda. Guatacondo y Sinclinal de Higuieritas (línea punteada) y columnas estratigráficas levantadas en este trabajo como los realizados previamente por Tominson et al., 2001 y Blanco et al, 2012 (polígonos verdes).

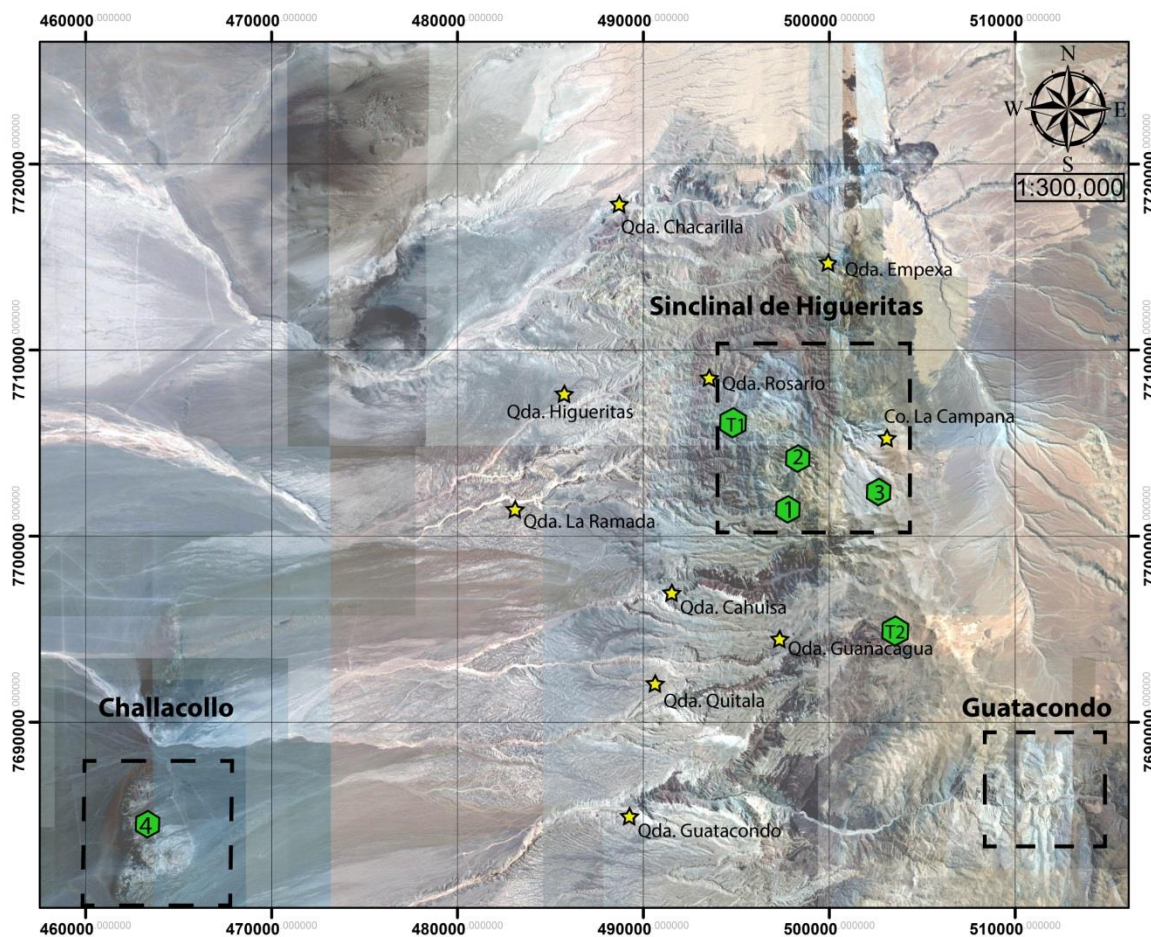


Figura 10: Mapa con las 3 localidades visitadas en terreno (Sinclinal de Higuieritas, Distrito Challacollo y la Quebrada de Guatacondo).

4.2 Mapas distritales y Columnas estratigráficas tipo.

En el presente apartado se detallan y describen los mapas elaborados en terreno para las zonas enmarcadas en la Figura 10.

Estos van acompañados de columnas estratigráficas levantadas en terreno (marcadas en cuadros amarillos), en base a las facies documentadas de la Fm. Cerro Empexa y su descripción de base a techo.

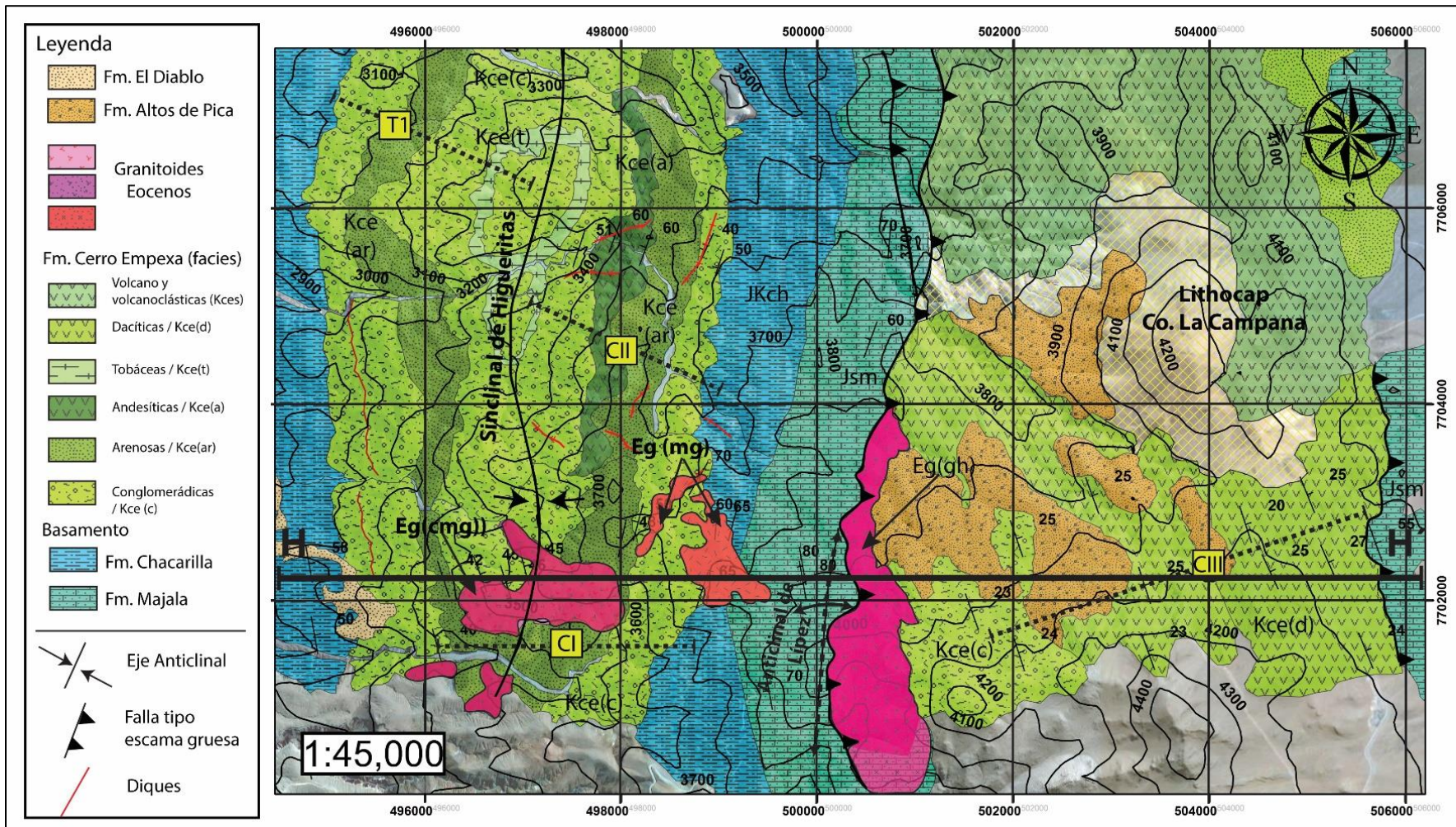
En el apartado 4.3, 4.4 y 4.5 se expondrán en detalle las características principales de cada facie (distribución, litología, estructuras internas, edades, relaciones de contacto, disposición y espesor, correlaciones para dar una interpretación ambiental en el apartado 4.6

Debido a que la Fm. Cerro Empexa representa un ambiente de cuenca volcánica (Blanco et al., 2001) las facies establecidas se dividen en tres tipos: sedimentarias, volcánicas y volcanoclásticas.

Estas se establecen en base a que se observa una litología predominante en secuencias de rocas reconocibles a la escala del levantamiento geológico (1:25.000). Este tipo de metodología es la aceptada ante la comunidad geológica debido a que entrega información más precisa acerca del ambiente deposicional y los procesos que controlan la sedimentación.

La sedimentación de la Fm. Cerro Empexa ocurre en una compleja paleogeografía de cuencas volcánicas de intra arco asociadas al emplazamiento del arco magmático del Cretácico Tardío. En donde la sedimentación de las distintas rocas fue dependiente de la cercanía de los centros emisores y los depocentros de sedimentación (Blanco et al., 2001).

En la Figura 11, “Mapa Distrital Higuerita” se indica donde se han levantado 3 columnas estratigráficas (cuadrados amarillos nombrados como CI, CII y CIII) que serán descritas de base a techo.



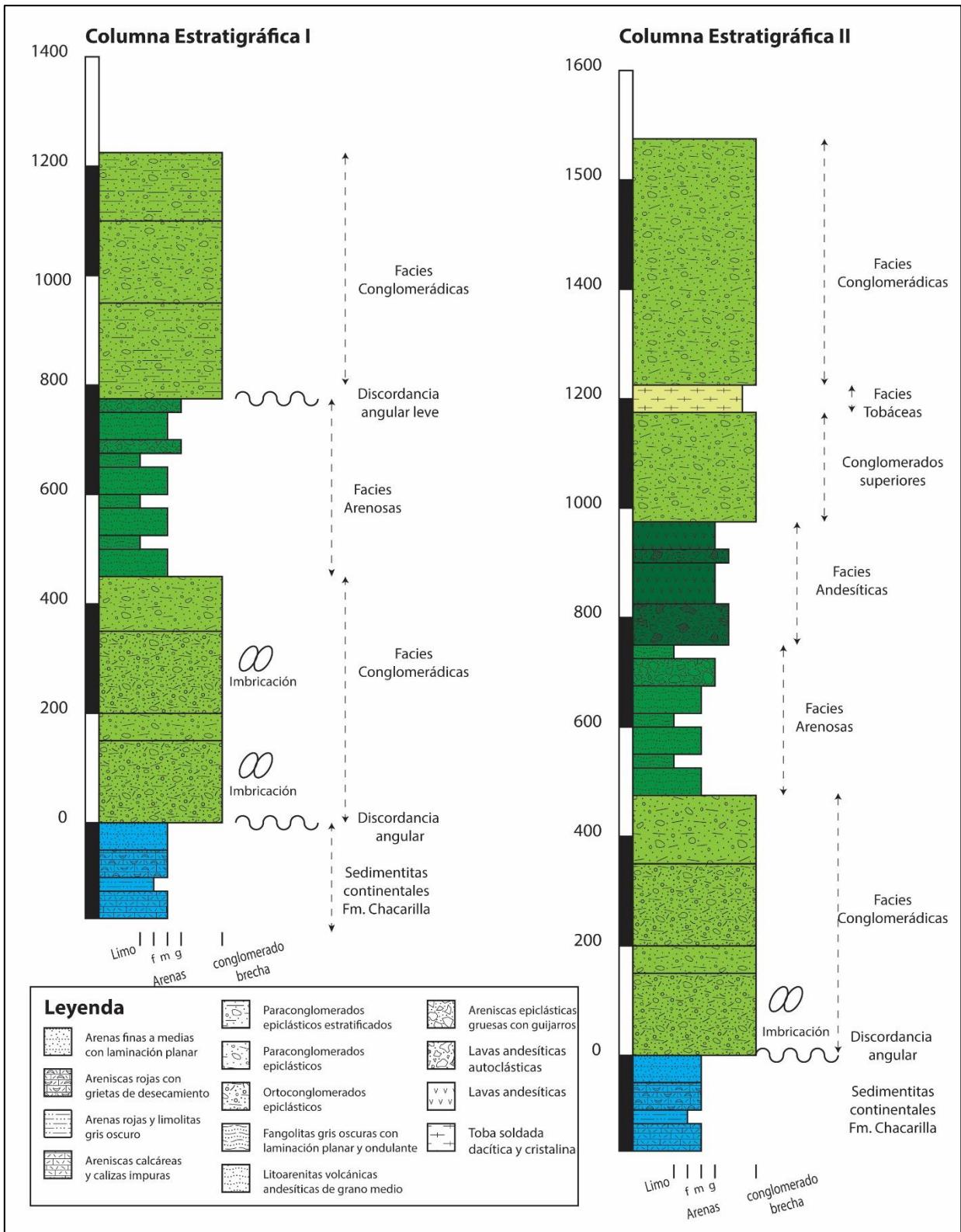


Figura 12: Columnas estratigráficas CI y CII.

Columna Estratigráfica CI.

La Columna CI fue levantada en la parte sur del Sinclinal de Higueritas, a través de la Qda. La Ramada entre las coordenadas: (7700363 mN, 498324 mE) y (7701069 mN, 496053 mE). De base a techo se documenta:

- Al menos 200 m. de una secuencia sin base aflorante, en los primeros 60 m está dominada por areniscas calcáreas y calizas impuras blanco amarillentas, seguida de 30 m de arenas rojizas y limolitas color gris oscuro que gradan de forma transicional a arenas rojas con grietas de desecamiento en bancos que se estratifican en capas de 10 a 15 cm, para terminar con una sucesión de arenas finas a medias con laminación planar.

- Se apoyan en discordancia angular sobre las sedimentitas anteriormente expuestas, aproximadamente 450 de ortoconglomerados y paraconglomerados epiclásticos polimicticos pobremente estratificados en capas de 1 a 2 m, se observaron clastos imbricados en dos niveles indicando una dirección de flujo aproximado al E/NE.

- La sucesión sigue con 380 metros de una secuencia rítmica de litoarenitas volcánicas andesíticas de grano medio y fangolitas gris oscuras con laminación planar y ondulante, que termina con una intercalación de areniscas epiclásticas gruesas con guijarros y las mismas litoarenitas volcánicas de composición andesítica.

- Se apoyan mediante una leve discordancia angular 180 m de paraconglomerados epiclásticos bien estratificados seguidos de 120 m de paraconglomerados epiclásticos polimicticos con clastos andesíticos alterados a epidota – clorita pobremente estratificados, para terminar la columna con 140 m de paraconglomerados epiclásticos bien estratificados en capas de 1 a 4 metros de espesor.

Columna Estratigráfica CII.

La Columna CII fue levantada 2 km al sur de la Qda. Rosario, en el flanco Este del Sinclinal de Higueritas, en una Qda. Sin nombre de orientación NS que aproximadamente 1.5 km al sur de la Qda. Rosario cambia de orientación y atraviesa el sinclinal por la parte media de su núcleo en sentido E-W entre las coordenadas (7705295 mN, 498521 mE) y (7705488 mN, 497106 mE), documentándose:

- Una secuencia inicial sin base aflorante de sedimentitas rojizas casi idéntica a la observada en CI, salvo por un espesor levemente mayor, aproximadamente 50 metros más en el nivel de arenas finas con laminación planar, las que se atribuyen a la Fm. Chacarilla, de un color característico rojizo dominada por sedimentitas de baja energía tipo lacustre.

- Le sigue de forma simétrica la secuencia de conglomerados basales que se observaron en el inicio de la parte sur del núcleo del Sinclinal de Higueritas, constituida por aprox. 460 m de orto y paraconglomerados poco estratificados en donde se reconoce imbricación en los primeros, sin embargo, no se logra identificar una dirección de paleo corriente.

- La secuencia sigue con 340 m de una alternancia rítmica de arenas finas a medias con laminación planar y litoarenitas volcánicas de composición andesítica, que termina con las areniscas epiclásticas guijarrosas reconocidas en CI pasando transicionalmente a litoarenitas volcánicas de grano medio.

- En contacto erosivo sobre las litoarenitas se apoyan 240 metros de un cuerpo extrusivo de composición andesítica y forma tabular, que en su base se caracteriza por ser una autobrecha andesítica con intraclastos de las litoarenitas, que pasan a lavas andesíticas de color gris a gris verdoso debido a la presencia de clorita y/o epidota.

- Sobre este cuerpo extrusivo se apoyan en forma transicional sin contacto nítido 200 m de paraconglomerados epiclásticos polimícticos de color gris intercalados con una Ignimbrita de color rosado, rica en cristales de cuarzo y granos tamaño lapilli fuertemente soldada en su base de aproximadamente 90 m de espesor.

- La secuencia termina sin techo aflorante con 380 m de paraconglomerados epiclásticos polimícticos pobremente estratificados.

Columna CIII Co. La Campana

La zona aledaña al sur del Co. La Campana está dominado por litologías volcánicas documentadas por Tomlinson et al. (2001) como el miembro superior volcánico de la Fm. Cerro Empexa. Es difícil distinguir niveles y estratificación en estas rocas que poseen un fuerte color rojizo (presencia de hematita roja) y una asociación mineral de alteración epidota/clorita +/- cuarzo que hace difícil a muestra de mano distinguir la proporción de cuarzo primario.

Cabe destacar que la columna fue levantada a lo largo del camino que se dirige al distrito Collahuasi/Quebrada Blanca (ver extremo SE de la Figura 11) y que más bien es una columna interpretada ya que los afloramiento no tienen continuidad, existiendo intervalos en donde gravas y conglomerados no consolidados de la Fm. Altos de Pica cubren el registro geológico.

- Se infiere que la secuencia parte con sedimentitas marinas de la Fm. Majala caracterizadas por un color blanco a marrón sin base aflorante debido a que se encuentra en contacto por falla con la Fm. Cerro Empexa y un pórfido andesítico hipabisal de edad desconocida pero acotada al Eoceno por Tomlinson et al. (2001).

- Le siguen 520 m de paraconglomerados epiclásticos andesíticos de bloque a veces con halo de alteración argílica en los clastos andesíticos.

- Luego se reconocen aproximadamente 60 m de lavas dacíticas porfíricas que se intercalan con una secuencia de 40 m de brechas dacíticas pobremente estratificadas.

- luego de un salto de aproximadamente 380 m perpendicular al rumbo sin afloramientos, siguen 950 metros de una potente secuencia de lavas dacíticas porfíricas intercaladas con lavas andesíticas porfíricas fuertemente cloritizadas y epidotizadas en donde los primeros 400 m, se caracterizan por una asociación mineral en venillas y vetillas de cuarzo/epidota/clorita, seguida en los últimos 550 metros de una alteración propilítica en venillas y vetillas de epidota/clorita/calcita.

- La secuencia termina con gravas y conglomerados no consolidados de la Fm. Altos de Pica con un espesor variable entre 5 a 25 m.

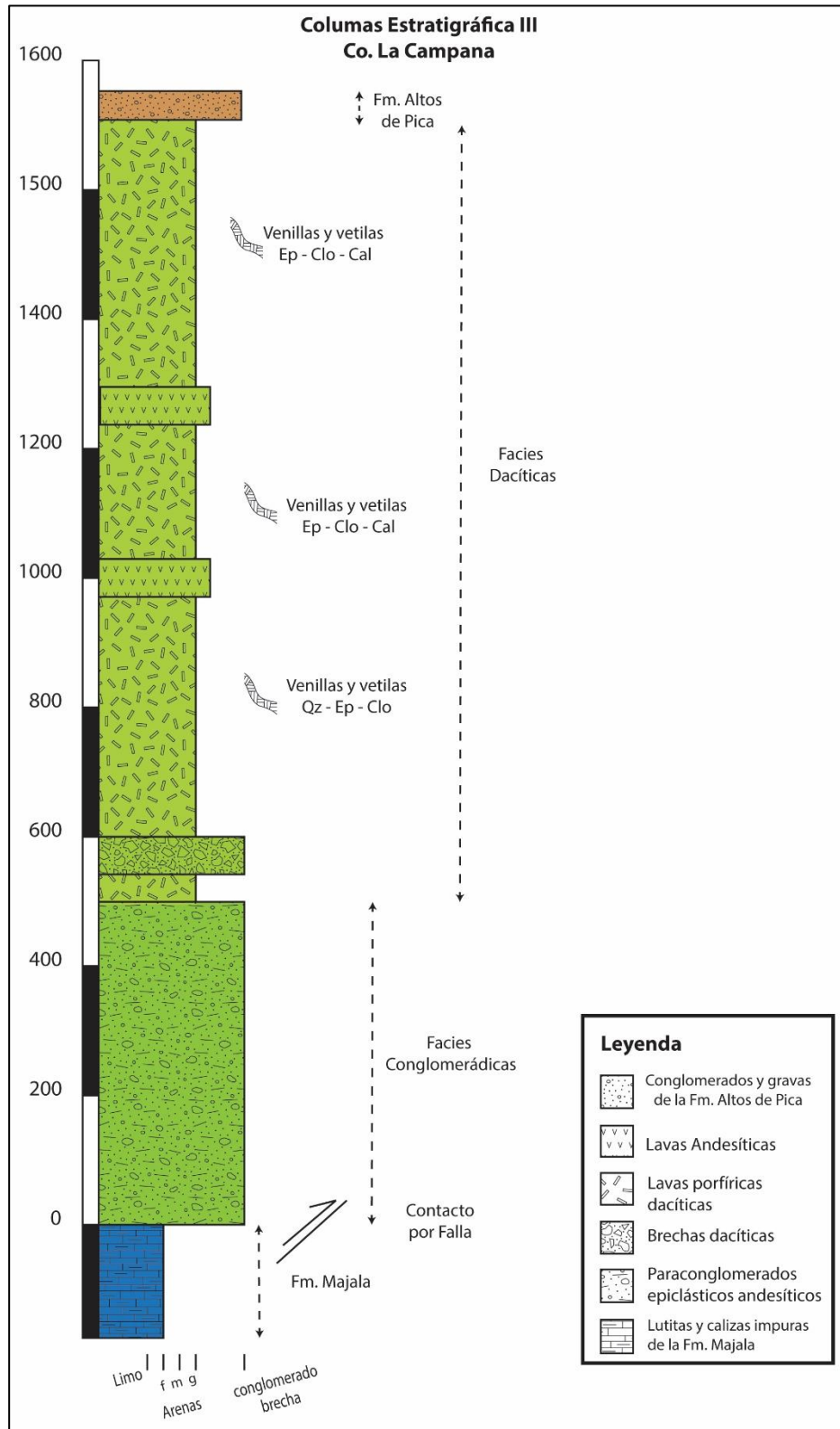


Figura 13: Columna Estratigráfica III, Co. La Campana

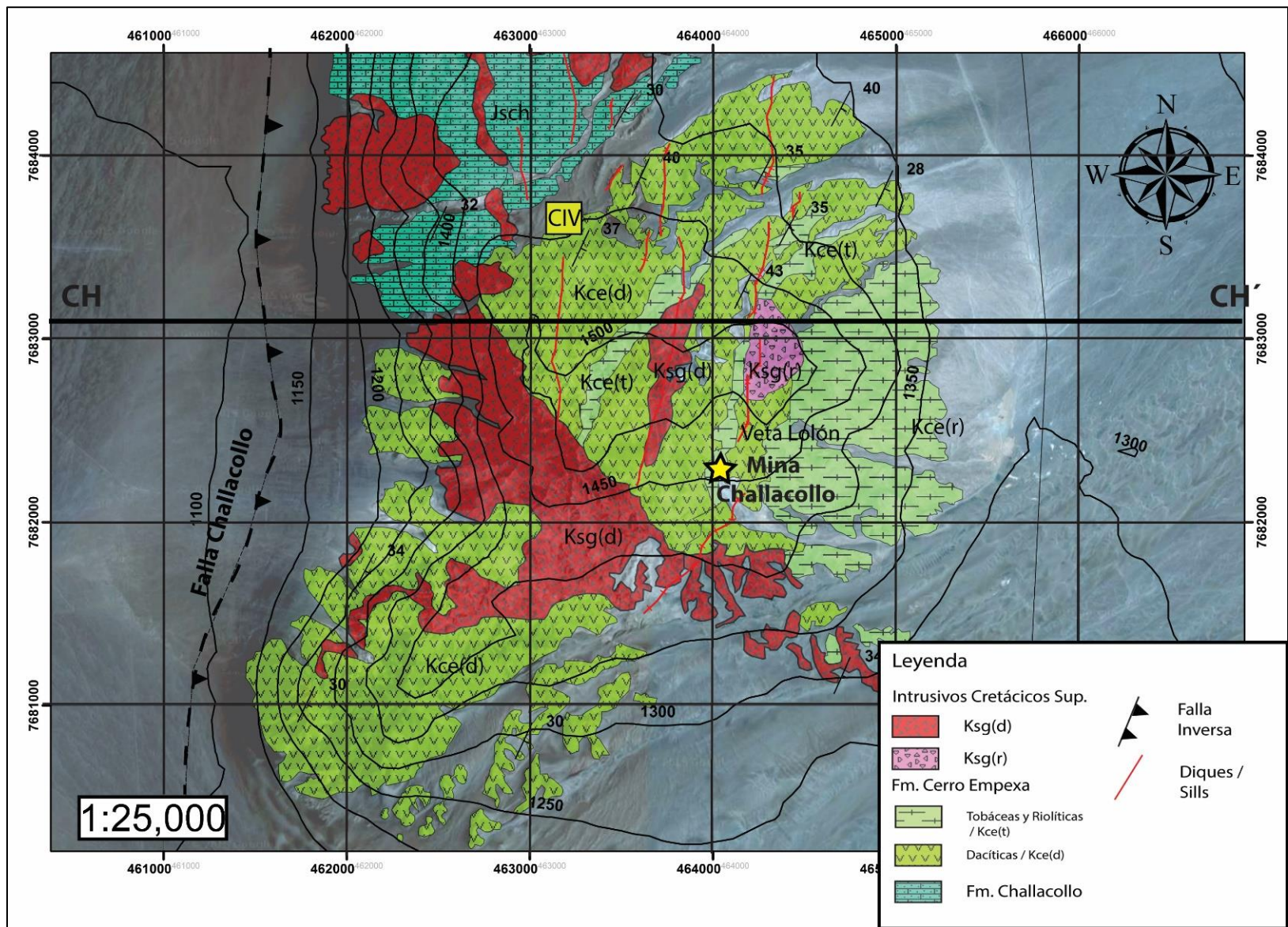


Figura 14: Mapa "Distrito Challacollo"

La figura 14 muestra el mapa distrital “Distrito Challacollo”, levantado en el cerro homónimo ubicado en la pampa del tamarugal, en él afloran sedimentitas jurásicas pertenecientes a la Fm. Challacollo y rocas volcánicas de edad Cretácico Superior que se discuten actualmente si deben ser consideradas dentro del magmatismo andesítico de la Fm. Cerro Empexa en Precordillera.

Columna estratigráfica IV Cerro Challacollo

La columna estratigráfica IV fue levantada en la Qda. Sin nombre de orientación SW/NE entre las coordenadas (7683388 mN, 462956 mE) y (7683953 mN, 465066 mE). De base a techo se expone la siguiente sucesión de rocas:

Sin aflorar la base, se expone una secuencia aproximadamente 340 m de lutitas pardo amarillentas con intercalaciones de calizas impuras y con metamorfismo de contacto por filones dioríticos, en los últimos 50 metros hay una mayor abundancia de evaporitas con niveles de yeso en capas de 10 a 50 cm de espesor subparalela a la estratificación.

Se apoyan sobre las evaporitas en discordancia erosiva 315 m de lavas dacíticas con texturas porfíricas ricas en fenocristales de plagioclasa y cuarzo, en donde se constata en secciones transparentes la presencia de esferulitas y axiolitas con bordes de palagonita.

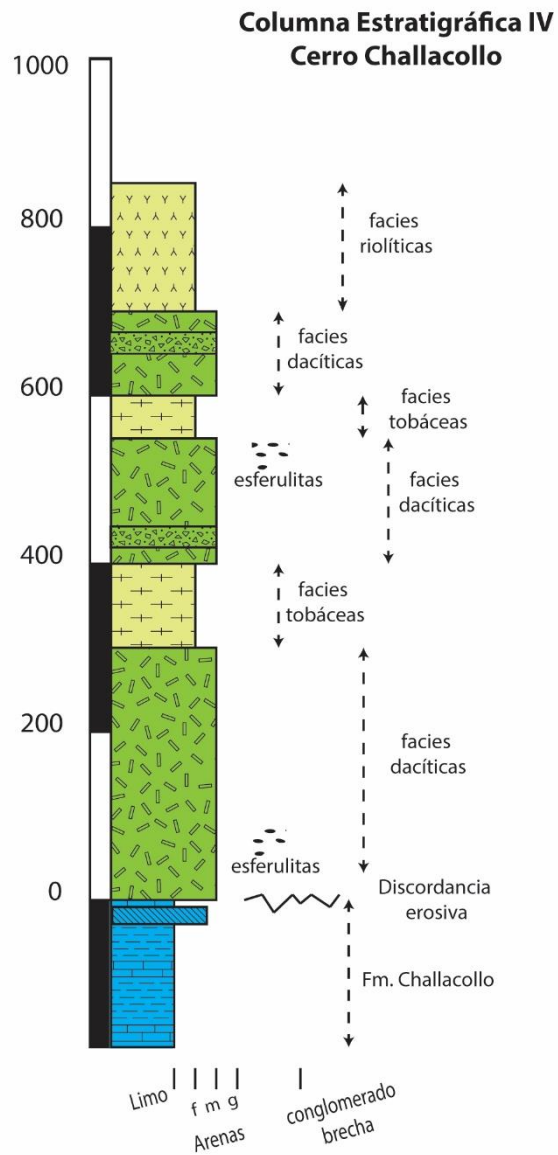
Le sigue concordante a la estratificación una Ignimbrita dacítica de aproximadamente 60 m de espesor que litológicamente corresponde a una toba dacítica cristalina de ceniza, rica en cristales translúcidos de plagioclasa subhedral de moderada integridad.

Continúa un paquete de lavas dacíticas pobres en fenocristales de 150 m de espesor, en la base de estas lavas pobremente estratificadas en capas de 5 a 8 metros, se intercalan areniscas epiclásticas con abundantes granos de composición andesítica en bancos de 15 a 25 metros de espesor pese a que se constata que en terreno que no existen lavas de composición intermedia en el distrito.

Sobre las lavas de forma concordante se apoya una secuencia tobácea poco soldada de color blanco a amarillo pálido de aproximadamente 35 m de espesor. En donde se vuelven a observar esferulitas de 0.5 a 1.5 cm de diámetro en la cercanías del contacto con las lavas.

Vuelve a aparecer una secuencia de lavas dacíticas pobre en fenocristales con intercalaciones menores de areniscas epiclásticas de composición andesítica, con estratificación masiva en niveles de 1 a 3 m y un espesor total de 50 m aproximadamente.

La secuencia termina con aproximadamente 160 m de lavas riolíticas de color anaranjado rojizo en donde se constata en secciones transparentes la presencia de cuerpos intrusivos hipabisales micro graníticos.



Leyenda	
	Lutitas marinas con intercalaciones de calizas
	Dacitas porfíricas
	Tobas dacíticas cristalinas de ceniza
	Lavas y tobas riolíticas
	Yeso en capas tabulares
	Areniscas epiclásticas andesíticas

Figura 15: Columna estratigráfica IV Cerro Challacollo

4.3 Facies Sedimentarias

El presente apartado aborda las características de las distintas rocas pertenecientes a las facies sedimentarias clásticas. Las observaciones se apoyan sobre los mapas distritales y columnas anteriormente expuestas, también se discutirán sus correlaciones con la información estratigráfica pre existente.

En el núcleo del sinclinal de Higueritas se han reconocido dos litologías predominantes, ruditas (conglomerados) y en menor medida arenitas. Estas secuencias alcanzan un espesor calculado de 1115 metros en el flanco Este del sinclinal y se disponen como una franja de 10 km. orientada casi NS dentro del núcleo del pliegue.

4.3.1 Facies Conglomerádicas

Como se ilustra en las columnas estratigráficas CI y CII, las facies conglomerádicas se ubican tanto en la base como en la parte superior de la columna, estos presentan diferencias litológicas principalmente, por lo que se describen de forma separada.

Conglomerados Basales:

- Distribución: Los conglomerados basales marcan el inicio del núcleo del Sinclinal de Higueritas, se encuentran en ambos limbos y afloran desde las coordenadas UTM: 7710000-7700795 N; 495000-498725 E.

- Litología macro: Conglomerados epiclásticos polimícticos con niveles clasto-soportados y matriz-soportados de composición andesítica (70%), y subordinadamente de areniscas cuarcíferas (30%), presentan una estratificación maciza pobremente definida en capas de 1 a 2 metros de espesor y un color gris oscuro-azulado. Los clastos son subredondeados y suboblongos, los andesíticos presentan epidotización mientras que la matriz es de color oscuro tamaño arena fina con cristales de plagioclasa (entre 0.5 – 3 mm) bastante tabulares e integridad media.

- Estructuras internas: Los clastos están imbricados en capas de 10 a 15 cm de espesor (ver Figura 16, C y D; columnas CI y CII), se reconoció una dirección preferente de depositación al NE/E. Estas capas se caracterizan por presentar diaclasas tanto en los planos de estratificación como en direcciones oblicuas a estos.

- Edades y métodos: Blanco et al. (2012) reconoce en el flanco Oeste del sinclinal, una ignimbrita gris clara de 6 m. de espesor y parcialmente soldada, en donde data una toba soldada que se intercala en la base de los conglomerados mediante método U/Pb ELA-ICP-MS en circón que arrojó una edad de 74,2 +/- 1.1 Ma. Sin embargo esta Ignimbrita no se reconoce en el flanco Este pero da una edad relativa de depositación de estas ruditas.



Figura 16: Conglomerados Basales. A) Contacto entre facies conglomerádicas (derecha) y arenosas (izquierda). B) Zoom de A, nivel con imbricación. C) y CI) Zoom de B, se observa la foto interpretación de clastos epidotizados en verde y en azul la demarcación de clastos imbricados, con dirección de flujo inferida al E/NE.

- Relaciones de contacto: Se apoyan en discordancia angular y erosiva sobre rocas jurásicas de la Fm. Chacarilla. Subyace concordante y transicionalmente a las facies arenosas (ver Figura 16 A).

- Disposición y espesor: El rumbo de estas rocas es N15°E y mantean entre 30-45° al Oeste, siendo los manteos más pronunciados cercanos al contacto con la Fm. Chacarilla. El espesor de estos conglomerados fue medido y calculado en el flanco Este en 450 m. para la columna estratigráfica 1 y en 470 m. para la columna estratigráfica 2.

- Correlaciones: Se correlacionan litoestratigráficamente con las ruditas basales reconocidas por Tomlimson et al. (2001) en el flanco Oeste del sinclinal de Higuieritas (ver Columna estratigráfica T1), siendo particularmente diferentes los espesores, lo que se discutirá en la interpretación ambiental de las facies sedimentarias y volcánicas (4.6)

Conglomerados Superiores:

- Distribución: Los conglomerados superiores se apoyan sobre las facies arenosas del núcleo del Sinclinal de Higuieritas, se encuentran en ambos limbos y afloran desde las coordenadas UTM: 7708500-77011510 N; 496252-497610 E.

- Litología macro: Conglomerados epiclásticos polimícticos matriz-soportados con clastos de composición andesítica (60%), areniscas cuarcíferas (30%) y granitoides (10%), presentan una estratificación pobremente definida en capas de 1 a 5 metros de espesor, distinguibles sólo a gran escala y un color gris claro. Los clastos son redondeados y suboblongos, los andesíticos presentan epidotización más marcada que los conglomerados basales, incluso algunos presentan un halo de alteración argílica, que bordea la epidotización de los clastos, como también hematización de clastos máficos (ver Figura 17). La matriz es de color claro tamaño arena media con abundantes cristales de plagioclasa aprox. 70 % (del total de matriz), entre 1 – 3 mm tabulares y de color blanco lechoso, sin características de haber sido retrabajados.

- Estructuras internas: La fábrica de estos conglomerados matriz soportada es bastante masiva sin estructuras sedimentarias distinguibles, cabe destacar que se encuentran más preservados que los basales, que se caracterizaban por un fuerte diaclasamiento.

- Edades y métodos: En estos conglomerados está intercalada una toba ignimbrítica rosada de 60 m. de espesor, en donde se han realizado dos dataciones radiométricas. La primera en una Ignimbrita dacítica de hornblenda mediante el sistema U/Pb y el método U-Pb SHRIMP en circón, que entrega una edad de 68.8 +/- 0.6 Ma (Blanco et al., 2012). La segunda en una Ignimbrita dacítica mediante el sistema y método U-Pb TIMS en circón, que entrega una edad de 68.2 +/- 0.4 Ma (Blanco et al., 2012). Lo anterior da una edad de depositación relativa a estos conglomerados.

- Relaciones de contacto: Se apoyan sobre areniscas epiclásticas de las facies arenosas, con una leve discordancia angular y de forma transicional (ver Figura 18, B). La toba ignimbrítica rosada que se intercala en estos conglomerados también lo hace en forma concordante sin embargo el contacto es abrupto.

- Disposición y espesor: El rumbo de estas rocas es N15°E y mantean entre 35-55° al Oeste en el flanco oriental del sinclinal, siendo los manteos más pronunciados en la parte sur del pliegue que en la central. El espesor de estos conglomerados fue medido y calculado en el flanco Este en 430 m. para la columna estratigráfica 1 y en 660 m. para la columna estratigráfica 2.

- Correlaciones: Se correlacionan litoestratigráficamente con las facies conglomerádicas Kce(c) propuestas por Blanco et al. (2012), como también con los conglomerados superiores que Tomlimson et al. (2001) reconoce en la columna T1 anteriormente expuesta.

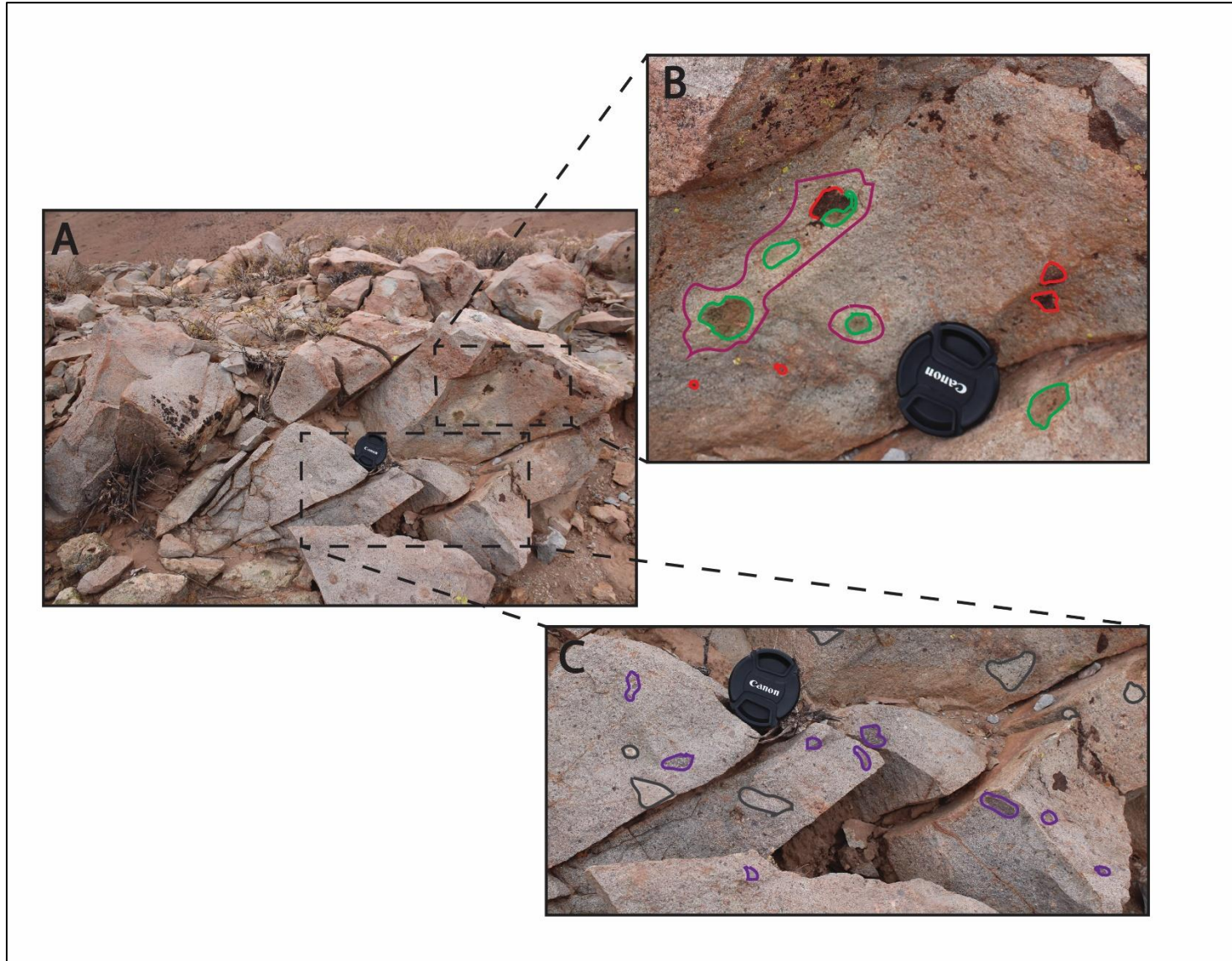


Figura 17: Conglomerados Superiores. A) Afloramiento que muestra las áreas de zoom para B y C (línea punteada). B) Se demarca en verde la epidotización de clastos andesíticos, en violeta los halos de alteración argílica y en rojo hematización de clastos máficos. C) Se denota en morado clastos andesíticos y en gris clastos de areniscas ricas en cuarzo.

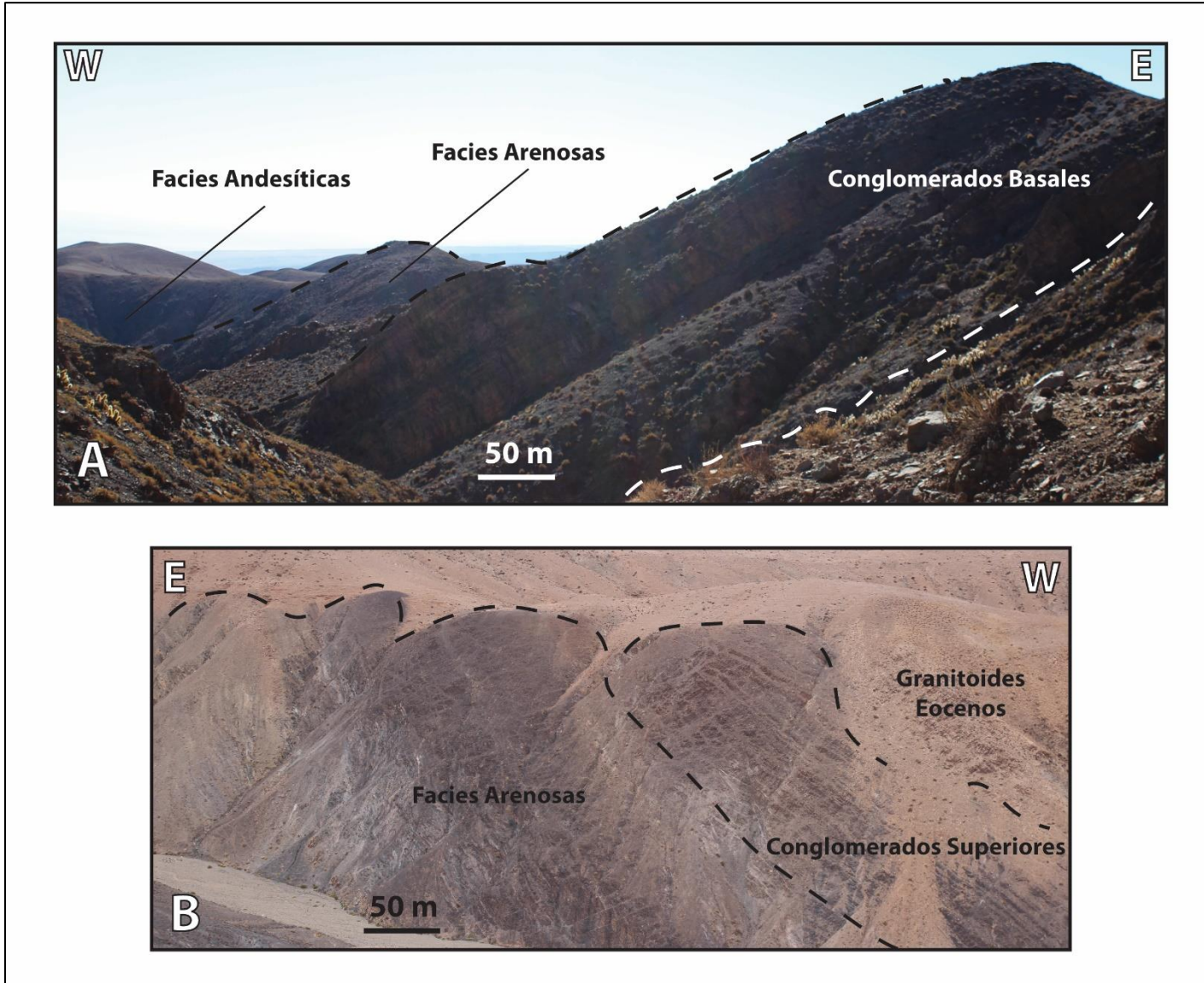


Figura 18: Disposición de las facies conglomerádicas. A) Conglomerados Basales; B) Conglomerados Superiores, apoyados por una leve discordancia angular sobre las facies arenosas.

4.3.2 Facies Arenosas.

Como se ilustra en la columna estratigráfica CI las facies arenosas se ubican entre los conglomerados basales y los conglomerados superiores, mientras que en la columna estratigráfica CII subyacen a un cuerpo extrusivo tabular andesítico (ver descripción de facies volcánicas 4.3.1.3).

En ambos lugares se observó una secuencia arenosa que se compone principalmente de areniscas grises de tonalidad clara que se intercalan con fangolitas en capas finas y areniscas epiclásticas, gris oscuro levemente rojizas a veces con metamorfismo de contacto.

- Distribución: La secuencia aflora en ambos flancos del pliegue, de forma simétrica entre las coordenadas UTM: 7709030-7701099 N; 495570-498638 E.

- Litología macro: (a) Areniscas grises, litoarenitas volcánicas predominantemente andesíticas de matriz rica en cuarzo y feldespatos, de grano medio a grueso con presencia de guijarros, poseen moderada selección y baja porosidad a escala macroscópica. Se estratifican en capas de 30 a 50 cm. Se intercalan a estas capas, niveles de fangolitas de color gris oscuro casi negras, en capas de 1 a 30 cm. de espesor (ver figura 19 y 20, A y C). Se constató en las secciones delgadas que esta litología presenta variaciones a grauvacas y arcosas de grano fino intercaladas con los niveles de fangolitas (ver Anexo C, muestra 777, 778 y 795).

(b) Areniscas epiclásticas andesíticas de grano medio a grueso y de selección moderada, a veces pobre con clastos tamaño guijarro subangulosos de composición principalmente andesítica (ver Figura 20, B). Están pobremente estratificadas y se distinguen paquetes a gran escala de 3 a 5 m.

- Estructuras internas: Las fangolitas presentan laminación paralela planar y a veces ondulante (ver Figura 20, C).

- Edades y métodos: Blanco et al. (2012) publica dos edades para estas facies, en el Mapa 1:100.000 de Mamiña, en una arenisca volcanoclástica gruesa mediante U-Pb ELA-ICP-MS en circón detrítico que entregó una edad de 79.0 +/- 1.8 Ma y en una arenisca volcanoclástica mediante U-Pb SHRIMP que entregó una edad de 75.3 +/- 0.6 las que no concuerdan con la historia de depositación de las sedimentitas del sinclinal ya que los conglomerados basales que subyacen a las facies arenosas tienen una edad más joven (74.2 +/- 1.1 Ma).

- Relaciones de contacto: Se apoyan de forma concordante y gradacional sobre los conglomerados basales (ver Figura 13, A), y subyacen en la porción sur del sinclinal a los conglomerados superiores con una leve discordancia angular (ver Figura 18, B). En la porción media del pliegue, estas facies subyacen a un cuerpo extrusivo tabular mediante un contacto erosivo (ver Figura 21).

- Disposición y espesor: Se disponen en el flanco Este del sinclinal con un rumbo N20°E y sus manteos varían entre 45-55°E, levemente más inclinadas que los conglomerados basales (ver Figura 22). El espesor de estas facies se calculó en 335 m. aproximadamente para la porción sur del sinclinal (Columna estratigráfica 1) y en 295 m. para la parte media del sinclinal (Columna estratigráfica 2).

- Correlaciones: Se correlacionan litoestratigráficamente con las facies arenosas Kce(ar) propuestas por Blanco et al. (2012), como también con las areniscas que Tomlimson et al. (2001) expone en la porción media de la columna T1 expuesta en 4.2.

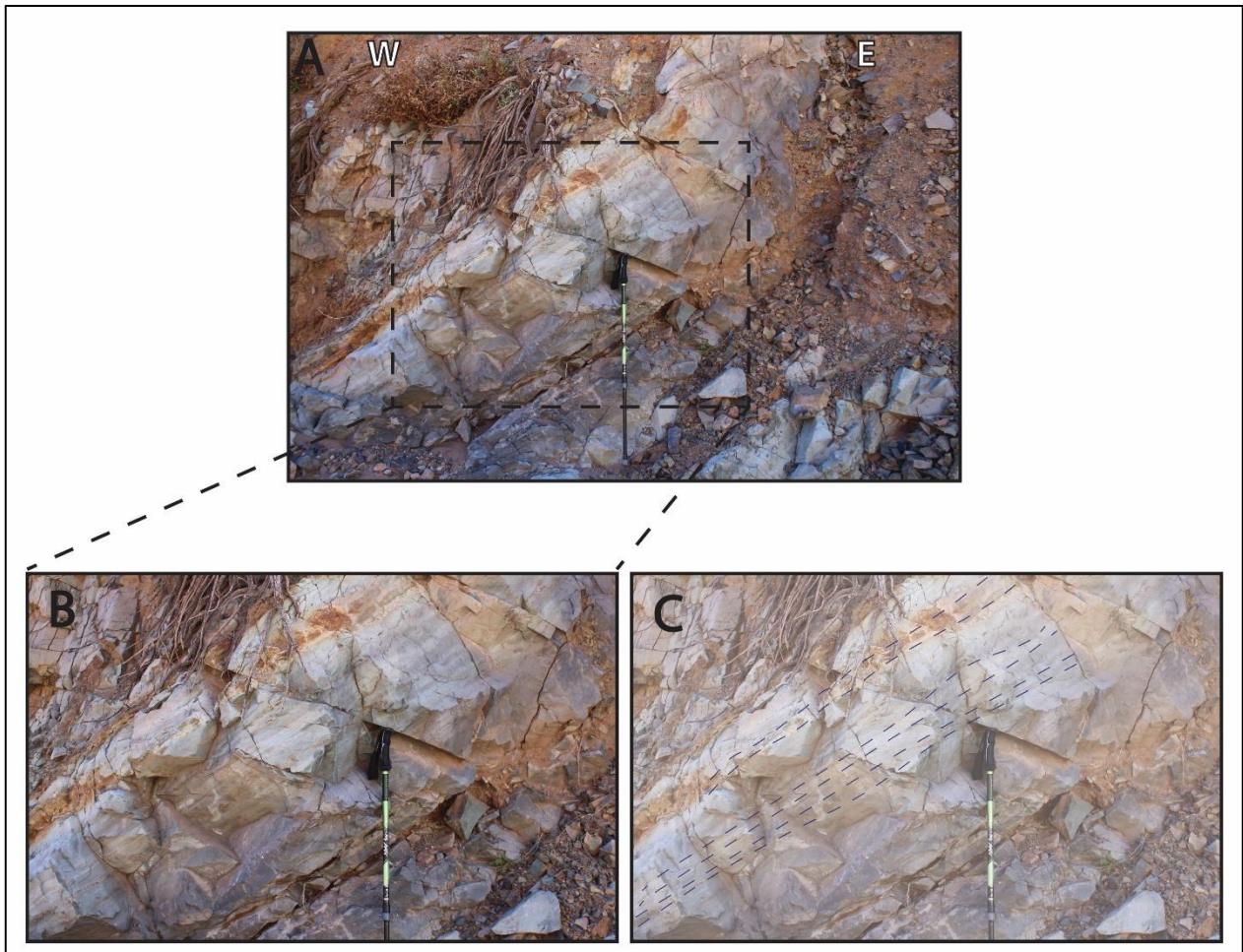


Figura 19: A) Litoarenitas volcánicas andesíticas con intercalaciones de fangolitas. B) Zoom de A. C) Fotointerpretación de B que denota en línea punteada las intercalaciones de fangolitas.



Figura 20: Facies arenosas. A) Litoarenitas volcánicas de composición andesítica y matriz rica en cuarzo y feldspatos. B) Areniscas epiclásticas de composición andesítica, mal seleccionadas y con clastos tamaño guijarros. C) Litoarenitas volcánicas con laminación planar subparalela de fangolitas gris oscuro.

- Relaciones de contacto: Se apoyan de forma concordante y gradacional sobre los conglomerados basales (ver Figura 13, A), y subyacen en la porción sur del sinclinal a los conglomerados superiores con una leve discordancia angular (ver Figura 18, B). En la porción media del pliegue, estas facies subyacen a un cuerpo extrusivo tabular mediante un contacto erosivo (ver Figura 21).

- Disposición y espesor: Se disponen en el flanco Este del sinclinal con un rumbo $N20^{\circ}E$ y sus manteos varían entre $45-55^{\circ}E$, levemente más inclinadas que los conglomerados basales (ver Figura 22). El espesor de estas facies se calculó en 335 m. aproximadamente para la porción sur del sinclinal (Columna estratigráfica 1) y en 295 m. para la parte media del sinclinal (Columna estratigráfica 2).

- Correlaciones: Se correlacionan litoestratigráficamente con las facies arenosas Kce(ar) propuestas por Blanco et al. (2012), como también con las areniscas que Tomlimson et al. (2001) expone en la porción media de la columna T1 puesta en 4.2.

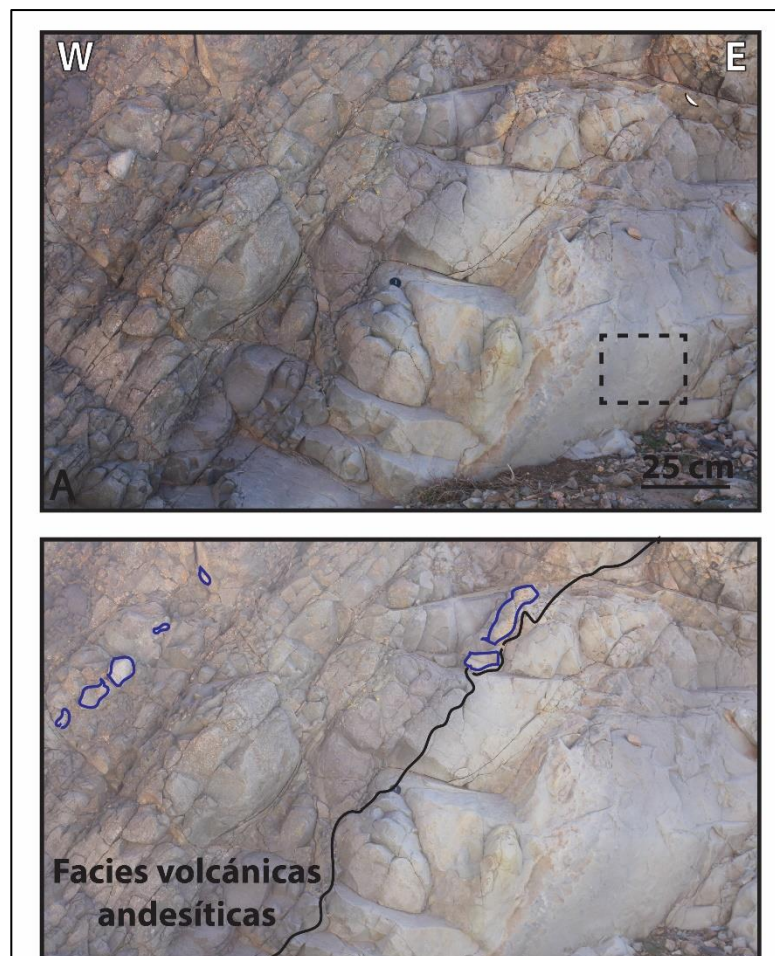


Figura 21: Contacto erosivo entre facies arenosas y facies andesíticas. A) Afloramiento en donde se enmarca en línea punteada la ubicación de la figura 15, A. B) Foto interpretación del contacto erosivo (línea negra), se denota además la presencia de intraclastos erosionados en el paquete de lavas andesíticas (color azul).

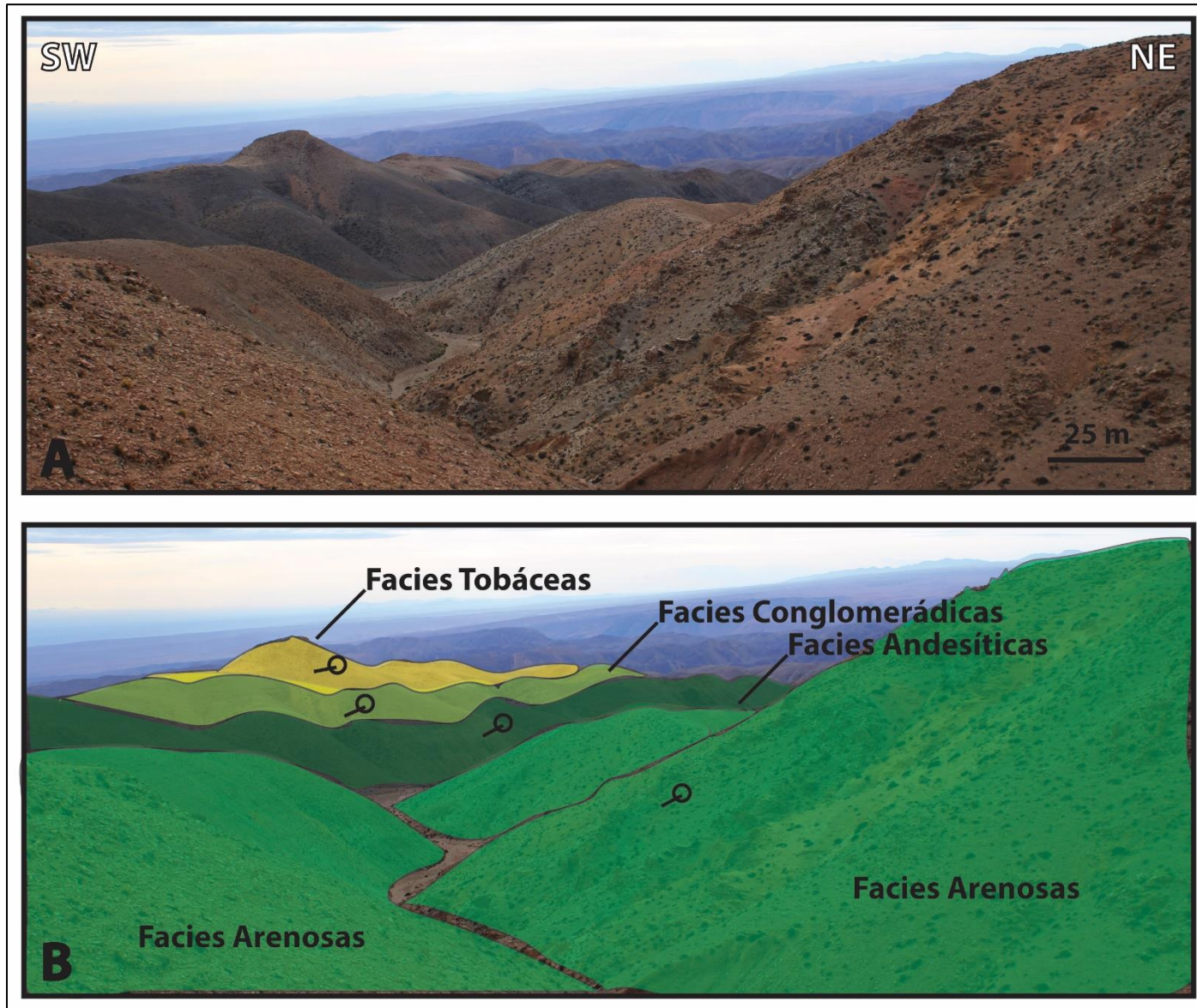


Figura 22: A) Disposición de las facies arenosas en la parte media del sinclinal donde se levantó la columna estratigráfica 2.B) Fotointerpretación de A.

4.4 Facies volcanoclásticas

Estas facies se reconocieron en las localidades de Higuierita y Challacollo, en donde se identificaron tobas ignimbríticas de composición dacítica y tobas de caída riolíticas con grados variables de soldamiento. En este apartado se expondrán las características de estas rocas que han sido agrupadas bajo las facies volcanoclásticas tobáceas (t).

- Distribución: Se distribuyen en la localidad de Challacollo en dos cuerpos elongados NE/SW con una longitud de 1.5 km en planta, entre las coordenadas UTM 7684000 mN, 465000 mE y las coordenadas 7682300 mN, 463000 mE. En el sinclinal de Higuieritas estas facies afloran en el núcleo del pliegue, intercaladas en los conglomerados superiores entre las coordenadas UTM: 7706871 mN – 7704313 mN y 496418 mE – 497721 mE (ver Mapa Distrital Challacollo y Mapa Distrital Higuierita).

- Litología macro: Se observó en ambas localidades que estas rocas corresponden a tobas cristalinas, con cristales de plagioclasa y cuarzo inmersos en una matriz vítrea. En Higuieritas poseen un mayor soldamiento y potencia con tonalidades de color rosado a pardo, mientras que en Challacollo además de presentar baja integridad, poseen un color amarillo pálido casi blanco. En sección delgada se observan cristales subhedrales de plagioclasa con tamaños de hasta 3 mm generalmente en cúmulos, de integridad media con abundantes fracturas en los fenocristales que además se encuentran sericitizados (ver Anexo C, muestra 20019751).

- Estructuras internas: En Challacollo se observaron esferulitas de hasta 3 cm. de diámetro además de laminaciones de cristales de plagioclasa de forma horizontal con respecto a la estratificación (ver Figura 23). En el sinclinal de Higuieritas se observó una estructura de flujo en la base donde se identificaron clastos fracturados de los conglomerados superiores, mientras que la parte media y superior era bastante homogénea o masiva.

- Edades y métodos: En ambas localidades Blanco et al. (2012) dató mediante U/Pb en circonio estas facies, dándole para Challacollo edades de 81.7 +/- 0.8 Ma por el método ELA-ICP-MS y de 82.5 +/- 0.6 por SHRIMP, en una toba que aflora en el techo de la secuencia volcánica; mientras que la toba ignimbrítica que se expone en el núcleo del sinclinal cuenta con dos dataciones por el método ELA-ICP-MS que entregó una edad de 68.8 +/- 0.6 Ma y 68.2 +/- 0.4 Ma.

- Relaciones de contacto: En Challacollo estas facies se intercalan a las facies dacítica de forma concordante, mientras que en el Sinclinal de Higuieritas se intercalan con igual relación a los conglomerados superiores (ver Columna estratigráfica CII).

- Disposición y espesor: En Challaco se disponen con un rumbo N25°E y mantean con 30°SW, el espesor de estas varía entre 35 a 50 m (ver Figura disposición Challacollo). En el sinclinal se disponen con un rumbo N10°W y mantean 35°W en el flanco Este con un espesor medido de 60 m (ver Figura 22).

- Correlaciones: Estas facies se correlacionan litoestratigráficamente con las expuestas por Blanco et al. (2012).

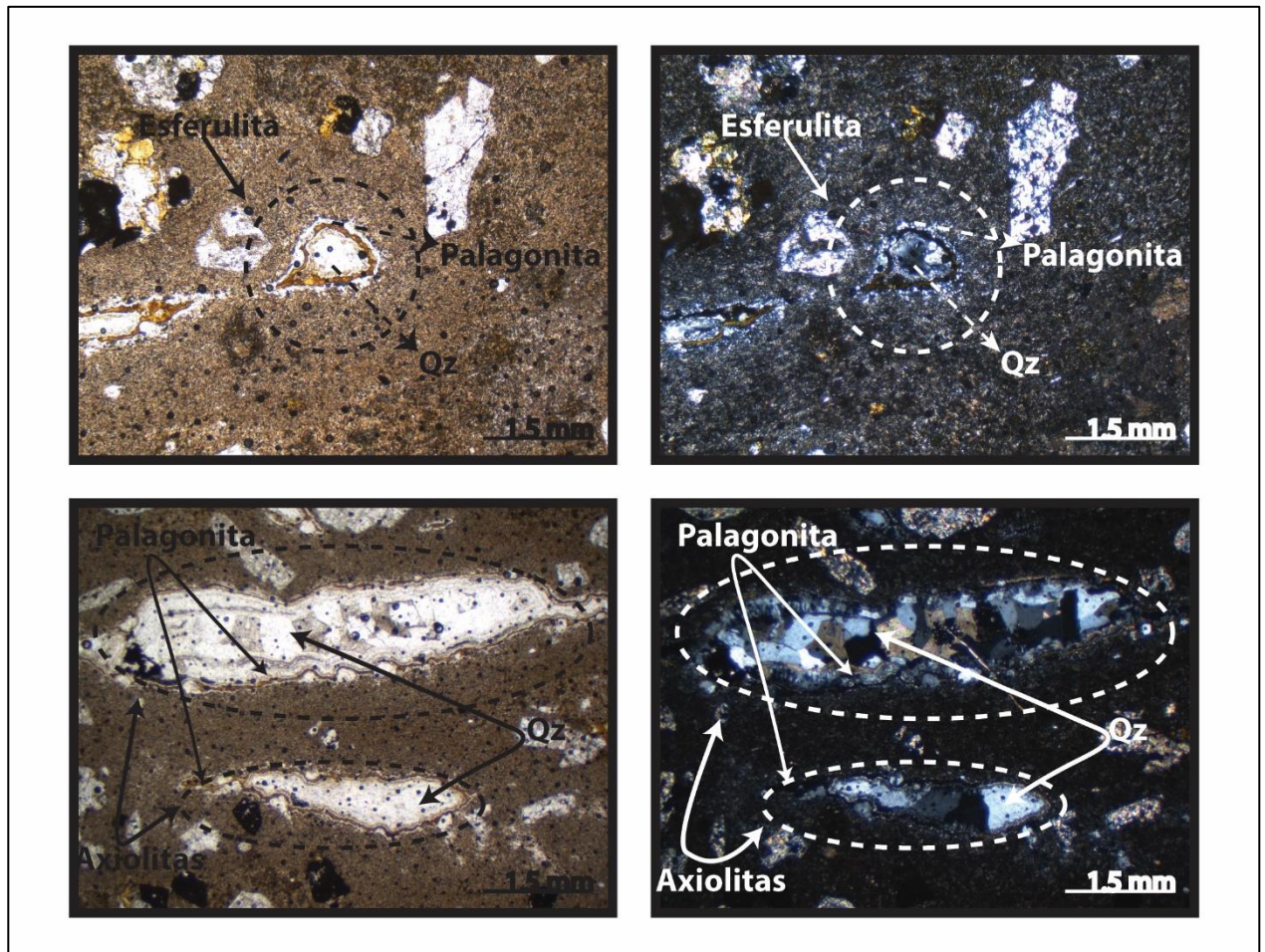


Figura 23: Esferulitas y axiolitas. A la izquierda se observan microfotografías a nicols paralelos y a la derecha a nicols cruzados.

4.5 Facies Volcánicas

Se reconocieron dos facies volcánicas que se distinguen entre sí principalmente por su composición (andesíticas y dacíticas), las primeras que se abordarán son las facies andesíticas que corresponden a lavas andesíticas de hornblenda que afloran como se expuso anteriormente en la porción media del sinclinal de Higuieritas.

Las facies dacíticas afloran en la parte oriental del mapa distrital de Higuieritas sobre sedimentitas clásticas de la Fm. Copaquire, estas se describirán de forma separada, debido a que no hay un consenso en la edad de estas rocas para ese sector y se discute actualmente si corresponden al miembro superior volcánico de la Fm. Cerro Empexa (expuesto en el cuadrángulo de Copaquiri) o a la Fm. Icanche de edad Eoceno Inferior Alto – Eoceno Medio.

Lavas de composición dacítica también se observaron en el distrito Challacollo, a pesar que pertenecen al Cretácico Superior se diferencian respecto a las encontradas al Este del sinclinal de Higuieritas, por tener un magmatismo volcánico más antiguo acotado al Campaniano (80-75Ma) y por estar en un contexto volcánico de composición dacítica a riolítica, sin rocas de composición intermedia. Predominan las lavas dacíticas que se intercalan con rocas piroclásticas y subordinadamente epiclásticas, siendo roca caja de cuerpos intrusivos subvolcánicos de composición riolítica (domos y cuerpos hipabisales).

Se realizará una comparación entre ambas localidades para discutir si es o no un complejo volcánico que aflora exclusivamente en la Pampa del Tamarugal que debe ser separado del magmatismo volcánico de la Fm. Cerro Empexa.

4.5.1 Facies Andesíticas

Principalmente son lavas andesíticas y subordinadamente brechas andesíticas autoclásticas que se intercalan entre las facies arenosas y las facies conglomerádicas superiores, (ver columna CII).

- Distribución: Se encuentran en el flanco Este del Sinclinal de Higuieritas como un cuerpo lenticular de 4 km de longitud que se acuña tanto al norte como al sur entre las coordenadas UTM 7.707.231 y 7.703.188 mN con un ancho máximo en planta entre las coordenadas 497.698 y 498.260 mE, 1 km al sur de la quebrada Rosario. Se observó también un cuerpo tabular en el Co. Tortuga casi llegando al final de la quebrada Guatacondo, entre las coordenadas 7687850-7684620 mN y 512815-513400 mE.

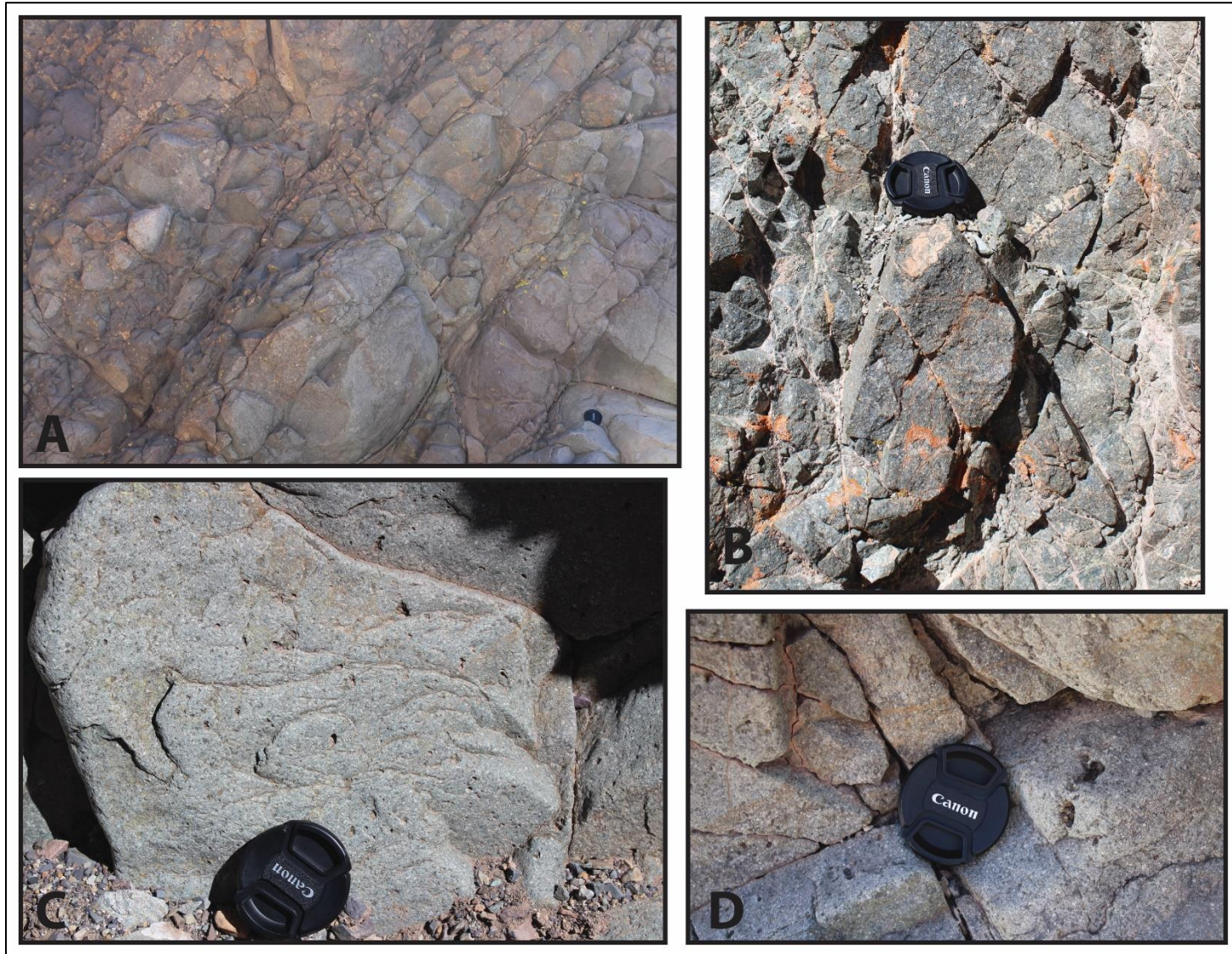


Figura 24: Litologías facies andesíticas. A) Lava brechosa andesítica. B) Lavas andesíticas porfíricas con alteración propilítica (Guatacondo). C) y D) Andesitas porfíricas de hornblenda con vesículas y amigdalas parcialmente rellenas con clorita y epidota.

- Litología macro: Lavas andesíticas de hornblenda, tienen un color gris claro a veces verdoso, son de textura porfírica con abundantes fenocristales (entre 40-45 %) de plagioclasa euhedral levemente seritizadas y cloritizadas, hornblenda (10%) alterada a epidota y subordinamente a clorita. La matriz es clástica (50%) y menor proporción vítrea (5%), siendo los granos andesíticos de composición monomítica y de tamaño menor a 0.5 cm. Las lavas brechosas son autoclásticas, monomíticas y matriz soportadas; los clastos son de hasta 10 cm, subangulosos a redondeados de composición andesítica. La matriz es clástica con granos de andesita de hornblenda entre 2 a 4 mm y menores a 2 mm, de plagioclasa, epidota y hornblenda (ver figura 24).

- Estructuras internas: Las lavas brechosas poseen intraclastos de las areniscas cuarcíferas (Figura 21). Las andesitas poseen vesículas de 0.4 a 3 cm, pobremente rellenas con epidota y clorita además de un notorio diaclasamiento con espejos de falla con epidota (ver figura 24. C) y D). Las facies andesíticas aflorantes en la Qda. Guatacondo, poseen vetillas discontinuas y rectas (de hasta 1.5 cm de diámetro) de epidota con y sin halo de clorita, como también de calcita y subordinadamente de cuarzo (ver Figura 25).

- Edades y métodos: Blanco et al. (2012) dató la brecha volcánica andesítica que se encuentra en la base de las facies andesíticas, en contacto con las facies arenosas mediante el método U/Pb SHRIMP en circón, dando una edad de 74.8 +/- 1.0 Ma.

- Relaciones de contacto: Estas facies están en contacto erosivo sobre las facies arenosas y de forma gradacional con los conglomerados superiores en el sinclinal de higuieritas (ver Figura 21). En la Qda. Guatacondo se disponen en contacto por falla con la Fm. Tolar, en discordancia angular con la Fm. Quehuita (miembro superior) y en contacto por intrusión con el pórfido granodiorítico Copaquiri (ver Figura 26).

- Disposición y espesor: En el sinclinal de Higuieritas las facies andesíticas se disponen con un rumbo N20°E y mantean 50-55° al NW, estratificándose en capas de 1.5 a 2.5 m. El espesor medido fue de 225 m (ver Figura 18 y 22). En la Qda. Guatacondo estas se disponen con un rumbo N10°E y mantean 45-55° al W, el espesor mínimo (debido al contacto por falla con la Fm. Tolar) fue calculado en 457 m.

- Correlaciones: Estas facies se correlacionan litoestratigráficamente con las expuestas por Blanco et al. (2012) y con el miembro superior de la Fm. Cerro Empexa en el cuadrángulo de Copaquiri.

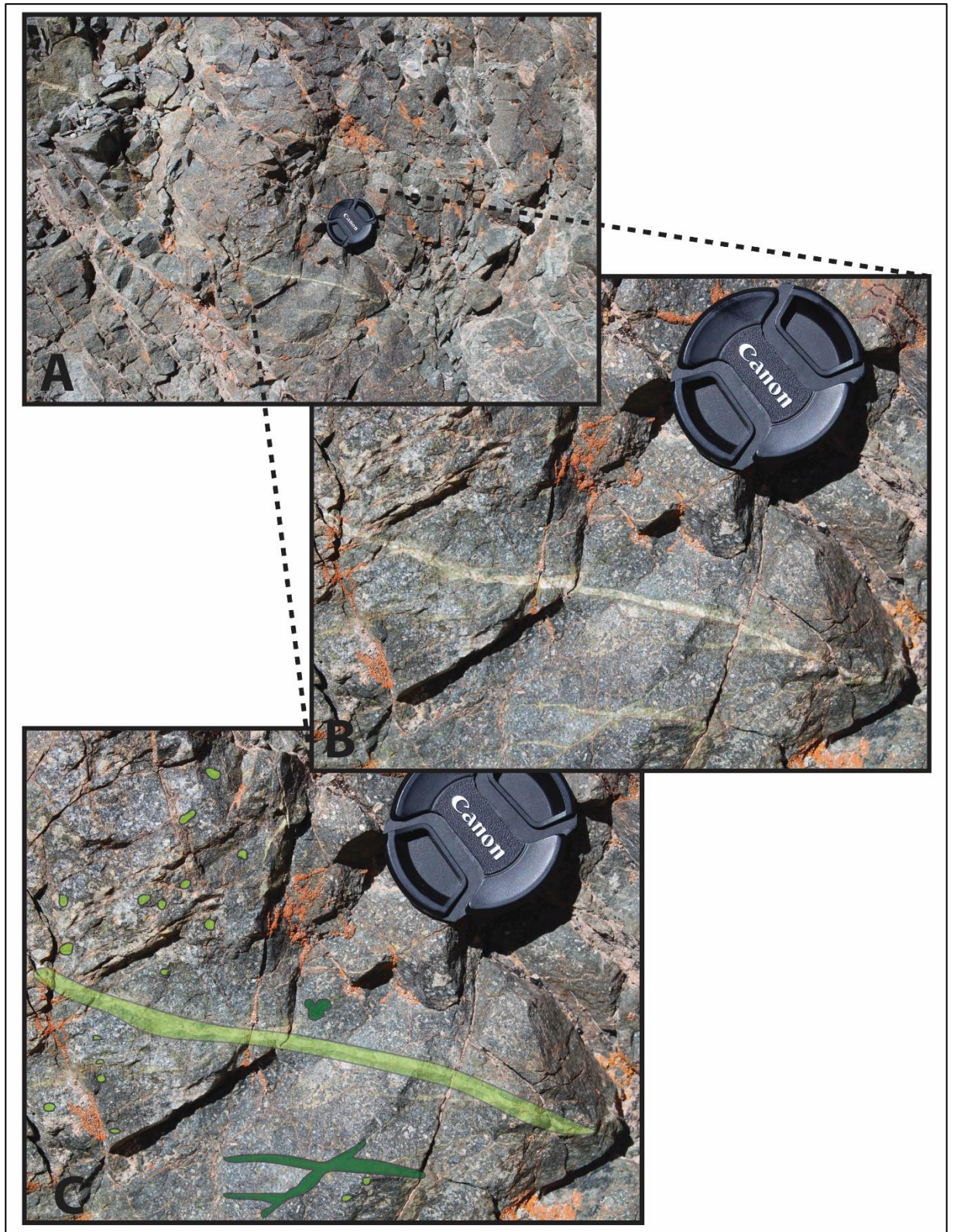


Figura 25: *Andesitas porfíricas de hornblenda con alteración propilítica en vetillas discontinuas y rectas de 2 a 5mm. A) Foto de afloramiento. B) zoom de A) para vetillas de alteración propilítica. C) Fotointerpretación de B) se observa en verde pistacho las vetillas de epidota con halo clorítico, como también fenocristales de plagioclasa epidotizados. Los polígonos encierran fenocristales de plagioclasa y hornblenda con la misma regla de color.*

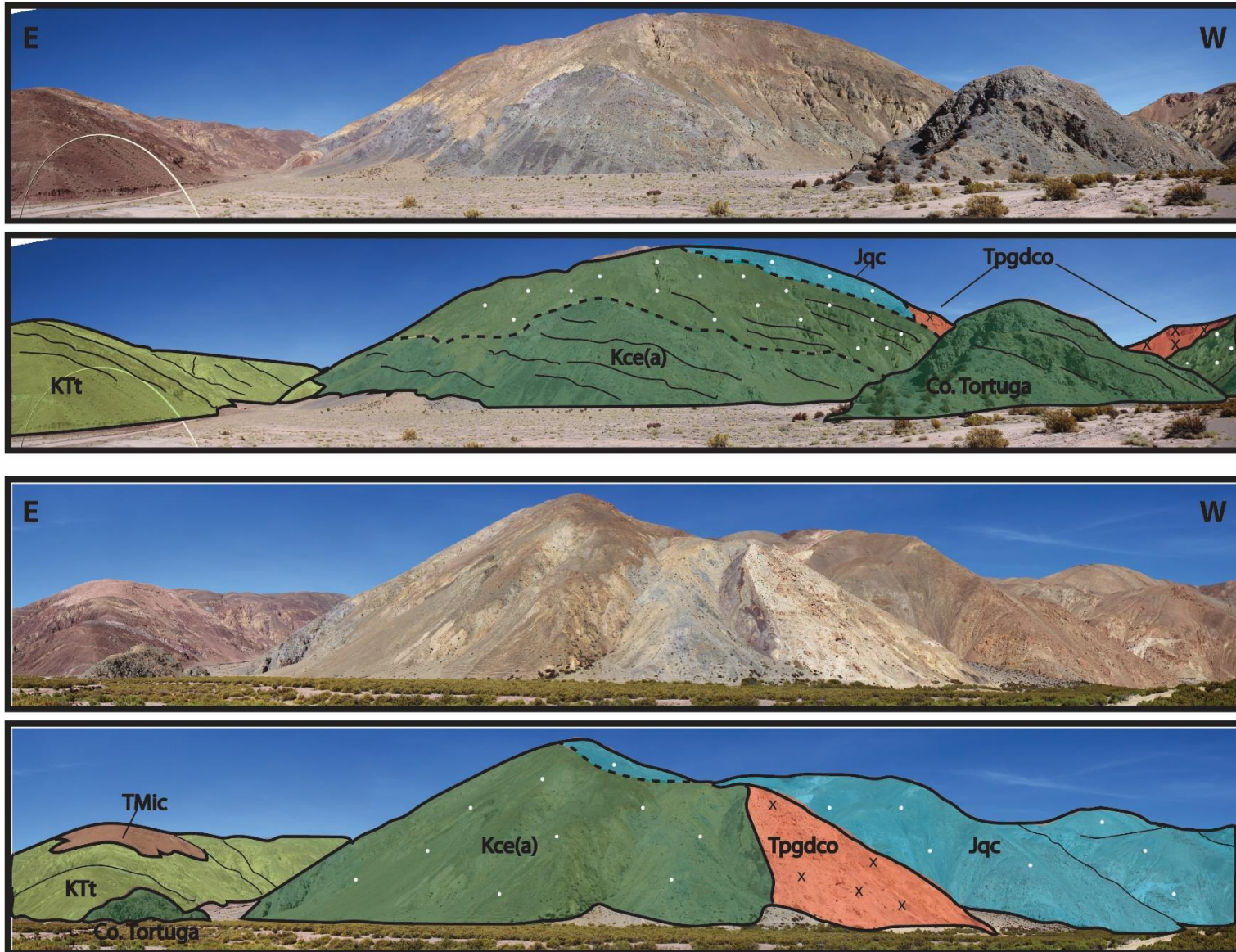


Figura 26: Disposición de las facies andesíticas en las nacientes de la Qda. Guatacondo. Ambas fotos muestran cómo se dispone la Fm. Tolar (KTt), la Ignimbrita Collahuasi (TMic), las facies andesíticas (Kce(a)), el pórfido granodiorítico Copaquire (Tpgdco) y el miembro continental de la Fm. Copaquire (Jqc). Los puntos de color blanco indican alteración hidrotermal del tipo Cuarzo-Sericita y silisificación.

4.5.2 Facies Dacíticas.

Se expondrán a continuación para ambas localidades (Challacollo e Higuerita) las características de esta facie, dejando en el apartado de interpretación ambiental la discusión acerca de considerar estos eventos volcánicos por separado.

- Distribución: (a) Se distribuyen aproximadamente desde la coordenada 501000 mE hasta 505846 mE en una franja NS (ver Figura 11), en donde se constató un largo mínimo aproximado de 25 km desde Qda. Guatacondo por el sur hasta la Qda. Chacarilla por el norte. Sin embargo, se documenta en los cuadrángulos de Copaquiri y Qda. Caya asociadas al miembro superior volcánico publicados por Blanco et al. (2001).

(b) Se exponen en el distrito Challacollo en dos dominios, uno NE y otro SW que se separan por un intrusivo diorítico de eje elongado NNW-SSE, entre las coordenadas 461580 mE a 465115 mE y 7684430 mN a 7680340 (ver mapa Distrital Challacollo).

- Litología macro: (a) Al sur del Co. La Campana se observaron lavas dacíticas y en menor proporción intercalaciones con andesíticas de hornblenda (ver Figura 27). Las dacitas son de texturas porfíricas con fenocristales de plagioclasa, biotita, hornblenda y clorita (ver Anexo C, muestras 20019;770-771-774). La matriz está compuesta por cuarzo, feldespato potásico y microlitos de plagioclasa. Los cortes transparentes muestran textura de criva en plagioclasas y poikilitica de cristales de plagioclasa que envuelven hornblendas, además se observa una asociación mineral de alteración epidota + clorita +/- calcita +/- cuarzo en venillas, que se discutirá en el capítulo VIII si corresponde a una alteración propilítica.

(b) En Challacollo las litologías son lavas dacíticas porfíricas de piroxeno con fenocristales de cuarzo, plagioclasa, clorita y epidota, los dos últimos como minerales secundarios que se forman a partir de las plagioclasas. La masa fundamental es rica en vidrio entre 15-25%, además de presentar microlitos de plagioclasa, óxidos de Fe/Ti y opacos que se constata en las secciones pulidas (ver Anexo C, muestra 20019763) son cristales de magnetita. Se intercalan a estas lavas areniscas epiclásticas de composición andesítica a dacítica que se incorporan a estas facies volcánicas (ver Anexo C, muestra 20019762), por estar como lentes de hasta 5 metros de espesor y entre 4 a 15 m. de ancho, nos e reconoció estratificación a la escala de mapeo.

- Estructuras internas: (a) Presentan venillas de cuarzo + epidota +/- calcita con diámetros entre 0.2 – 2 mm, además se observaron micro vesículas de hasta 1.5 mm rellenas con clorita +/- cuarzo. (b) Las lavas presentan una estratificación bastante masiva pero se observa en las bases de los paquetes que existe una brechización con autoclastos angulosos y cristales fragmentados de igual mineralogía que las dacitas.

- Edades y métodos: (a) Tomlimson et al. (2001) exponen que las lavas del miembro superior de la Fm. Cerro Empexa no se pudieron datar por el método K/Ar debido a que están intensamente epidotizadas y cloritizadas, interpreta una edad máxima Paleoceno basados en relaciones de cortes con filones datados por el método Ar/Ar en biotita en los Cerros de Montecristo 63.1 +/- 0.3 Ma. (b) Blanco et al. (2012) dató en el Co. Challacollo mediante el método U/Pb ELA-ICP-MS en circón una lava riolítica de piroxeno que entregó una edad de 80.6

+/- 1.8 Ma, esta se encuentra sobreyaciendo a las facies dacíticas por lo que sería una edad máxima de depositación.

- Relaciones de contacto: (a) Al Oeste están en contacto gradacional sobre las facies conglomerádicas superiores, y en contacto por falla con el miembro continental de la Fm. Copaquire (ver Mapa Distrital Higuera y Figura 28). (b) El dominio NE se encuentra apoyado sobre sedimentitas clásticas de la Fm. Challacollo, en cambio en el dominio SW no aflora su base.

- Disposición y espesor: (a) Se disponen como una secuencia monoclinial de 615 m de espesor y rumbo N10°W que manta suavemente al Este con ángulos entre 20-25°(ver Figura 28). (b) El dominio SW posee un rumbo N25°E y manta 30°SE, el dominio NE, posee el mismo rumbo pero manta entre 40-45°SE (ver Figura 29). El bloque SW no expone base ni techo y se calculó un espesor mínimo de 910 m. mientras que el bloque NE expone base pero no techo siendo su espesor mínimo de 1215 m.

- Correlaciones: Estas facies se correlacionan litoestratigráficamente con las expuestas por Blanco et al. (2012) y con el miembro superior de la Fm. Cerro Empexa en el cuadrángulo de Copaquiri.



Figura 27: Facies dacíticas al sur del Co. La Campana. A) Se observa un afloramiento de estas facies caracterizadas por un color rojizo debido a la presencia de hematita roja. B) zoom del afloramiento en una cara fresca para observar mineralogía. C) Muestra de mano c

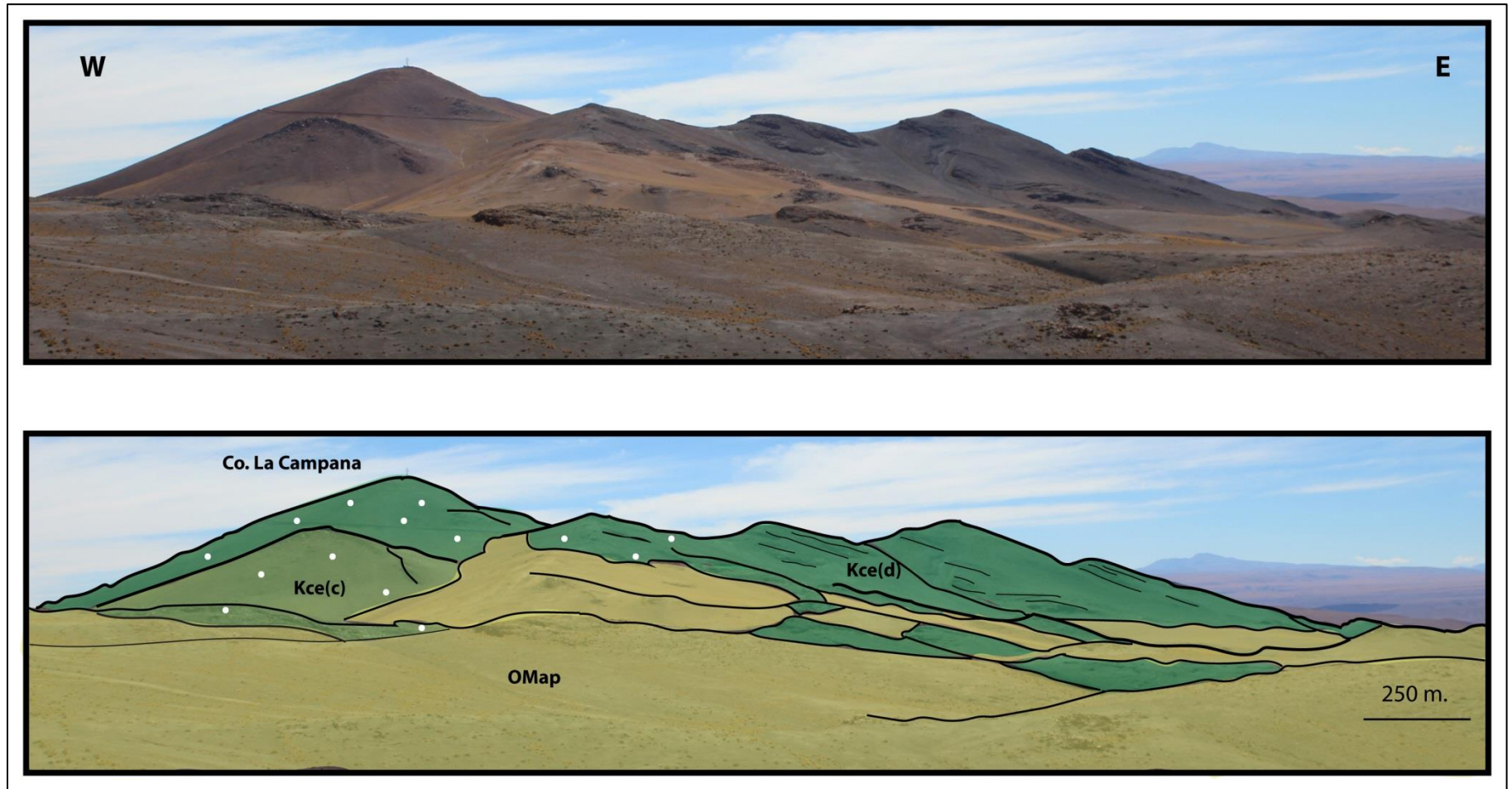


Figura 28: A) Disposición de las facies dacíticas al sur del Co. La Campana. B) Fotointerpretación de A), se observan las facies conglomerádicas (Kce(c)), de litofacies a fin con los que se exponen para los conglomerados superiores del Sinclinal de higuieritas bajo las facies dacíticas manteniendo suavemente al Este (15-25°E) en discordancia angular con la Fm. Altos de Pica (OMap) dispuesta de forma subhorizontal. Los puntos de color blanco indican una marcada alteración hidrotermal del tipo “lithocap” que oblitera las rocas del Co. La Campana (Kce (c y d)) y las líneas de color negro la estratificación de las facies dacíticas.

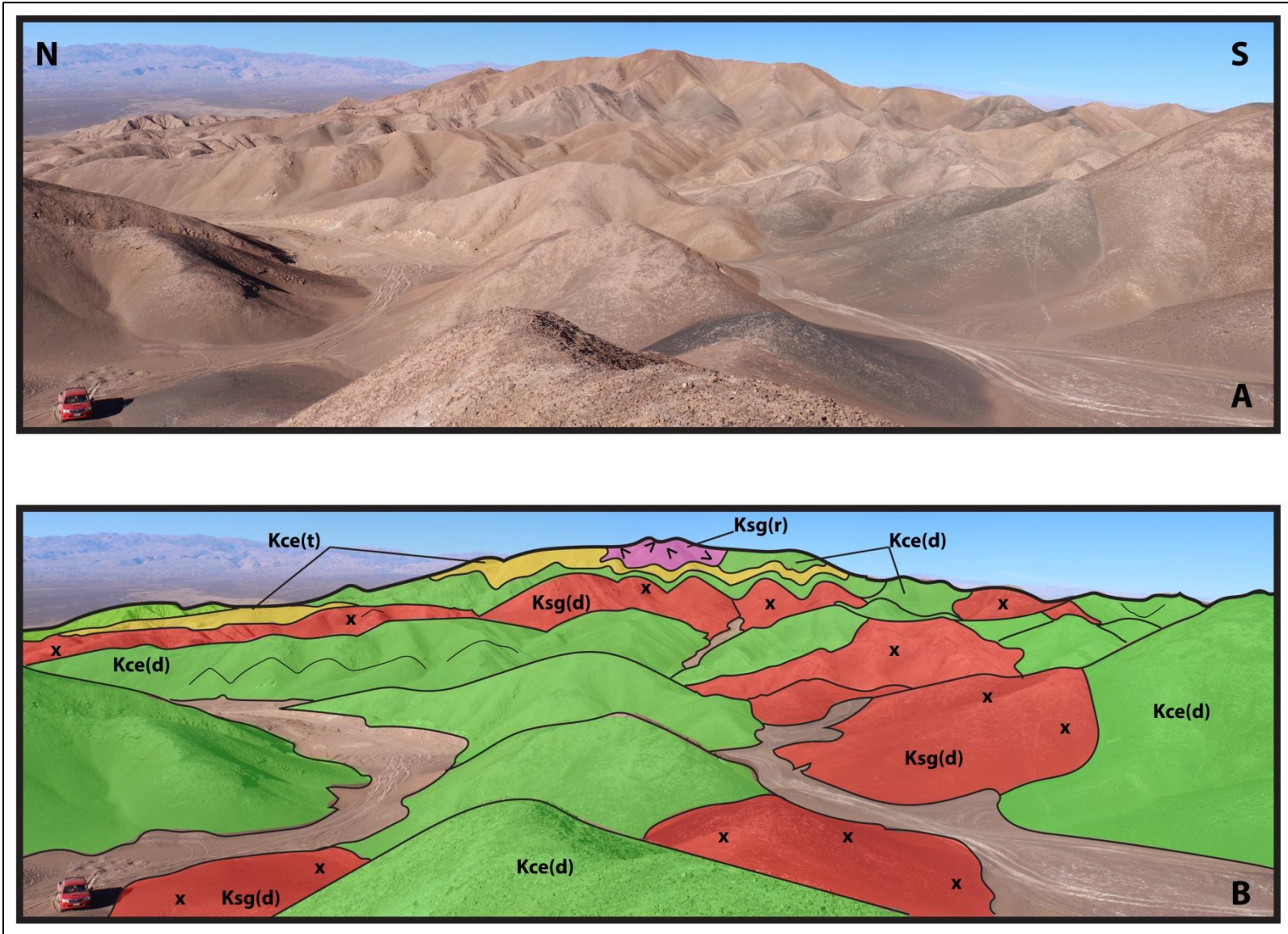


Figura 29: Disposición de las facies dacíticas (Kce(d)) en Cerro Challacollo. B) Fotointerpretación de A), donde se observan los intrusivos dioríticos y riolíticos de edad Cretácica Ksg(d) y Ksg(r), las facies tobáceas Kce(t). En líneas negras se ha denotado la estratificación de las facies dacíticas siguiendo la regla de las “y”.

4.6 Interpretación Ambiental.

A continuación se interpretará los ambientes deposicionales de la Fm Cerro Empexa, teniendo como base los mapas, columnas y descripciones expuestas en el apartado 4.5 como el anexo C de las descripciones de secciones transparentes realizadas.

4.6.1 Interpretación Ambiental de facies.

Distrito Cerro Challacollo

La base de la columna IV está dominada por sedimentos clásticos finos de baja energía (lutitas y calizas impuras) asignadas a la Fm. Challacollo, estas se habrían depositado en un ambiente marino sublitoral tranquilo y somerizado hasta evaporitas, que se infiere por la presencia de las lutitas y calizas impuras, los niveles evaporíticos de yeso y la ausencia de estructuras sedimentarias tractivas.

Lo anterior expuesto dialoga con evaporitas documentadas regionalmente en la cuenca mesozoica de Tarapacá que caracteriza el Oxfordiano Superior alto a Kimeridgiano Superior (Ardill et al., 1998). Se infiere que este ambiente deposicional tuvo lugar en el centro de la cuenca marina mesozoica de Tarapacá, lejana de los ambientes de plataforma carbonatada y litoral de la cordillera de la Costa y deltaico-marino transicional de la Precordillera (Mpodozis & Ramos, 1990).

Las facies dacíticas, tobáceas y riolíticas que se exponen sobre las sedimentitas de baja energía se interpretan como un ambiente volcánico continental de composición félsica, en donde las litofacies representan flujos de lavas dacíticas, con episodios de eventos eruptivos piroclásticos (ignimbritas dacíticas y brechas tobáceas) que alcanzaban ambientes lacustres someros inferidos por la presencia de esferulitas y axiolitas documentadas en las tobas y lavas dacíticas.

La presencia de clastos andesíticos en las brechas y arenitas epiclásticas indica que hubo un aporte sedimentario desde el este, producto del volcanismo andesítico característico de la Fm. Cerro Empexa en la Pre Cordillera, además de indicar un depocentro sedimentario en el actual Cerro Challacollo. Lo anterior da cabida para inferir que las rocas expuestas se depositaron en una depresión o graben volcano-tectónico en el cual la tasa de subsidencia de la cuenca mantuvo una acomodación y no formó un edificio volcánico constructivo, debido a la ausencia de material clástico fino y a la presencia de brechas y arenas epiclásticas de bajo espesor intercaladas en las lavas dacíticas.

Se propone entonces en concordancia con lo expuesto por Blanco et al. (2012) que la secuencia volcánica de Cerro Challacollo debe considerarse como un complejo volcánico de magmatismo ácido particular y distinto del magmatismo andesítico de la Fm. Cerro Empexa.

Este complejo volcánico habría comenzado su construcción con la regresión marina ocurrida en el Cretácico Inferior que marca la ausencia definitiva de unidades marinas en la Cuenca de Tarapacá provocada por la fase tectónica Peruana desarrollada en el Cretácico Superior, dando respuesta a la discordancia erosiva entre la Fm. Challacollo y las facies dacíticas. La vida del complejo volcánico habría llegado a su fin una vez que el arco del cretácico superior se instaurara de forma definitiva en la actual zona de la Pre Cordillera.

Sinclinal de Higuieritas y porción sur del Co. La Campana

El Sinclinal de Higuieritas representa un depocentro de carácter sedimentario principalmente, alojado en una depresión formada previamente por las sedimentitas continentales de la Fm. Chacarilla.

Los conglomerados basales se interpretan asociados a ambientes aluviales proximales, con ríos trenzados provenientes del oeste. Al pasar a las secuencias rítmicas de areniscas y fangolitas, las facies se vuelven más distales desde los centros emisores, en donde se infiere un ambiente deposicional lacustre. A esta cuenca de tipo lacustre es donde algunos flujos lávicos logran llegar para depositarse en un ambiente sub aéreo.

Luego el sistema lacustre evoluciona de forma progradacional desde el oeste a ambientes fluviales de facies proximales a intermedias representadas por los conglomerados superiores, debido a su carácter polimíctico se infiere había una mayor disponibilidad de material clástico, producto del aumento en la actividad de los centros emisores al occidente.

Finalmente durante el Cretácico Tardío e inicios del Paleoceno, ocurriría un aumento en la tasa de convergencia por la expansión del océano atlántico (Amilibia et al. 2008) lo que provocaría la somerización de la placa subductante y el desplazamiento paulatino del arco magmático al este depositándose las facies extrusivas andesíticas y dacíticas en la zona adyacente al Co. La Campana.

El cambio de régimen tectónico invertiría la cuenca volcánica de la Fm. Cerro Empexa provocando el alzamiento de la Cordillera de Domeyko y la intrusión de los cuerpos Paleoceno – Eocenos Inferior y Eoceno medio – Oligoceno Inferior.

4.6.2 Correlaciones con otras formaciones syn extensionales.

La Fm. Cerro Empexa se correlaciona en la Región de Antofagasta litológica como cronológica con la Fm. Quebrada Mala (definida por Montano, 1976), que se expone en la Depresión Central, como también al oriente del Salar de Pampa Blanca; además se correlaciona con los Estratos del Estanque (definida por Naranjo & Puig, 1984).

En la Cordillera de la Costa de la I región se correlaciona con la Fm. Punta Barranco (Cecioni y Garcia, 1960 enmed Thomas, 1970) aflorante en el área de Iquique de similares características litológicas y cronoestratigráficas.

En la III Región de Atacama se correlaciona con la Fm. Llanta (Frutos et al., 1975 emend. Cornejo et al.,1993), expuesta al oeste de Sierra Castillo, con losEstratos de la Puerta (Iriarte et al., 1996) aflorantes en laQda. Paipote. También es sincrónica con la Secuencia de Quebrada del Carrizo (Cornejo y Mpodozis, 1996), además de los Estratos Cerro los Cameros (Cornejo et al., 1998).

5 Unidades Intrusivas.

5.1 Introducción

En el presente capítulo se describirán los cuerpos intrusivos que afloran en las zonas de estudio que se exponen en la Figura 10.

En el distrito Challacollo los cuerpos intrusivos son de edad Cretácico Superior mientras que los aflorante en Pre Cordillera pertenecen al Eoceno, por esta relación temporal se describirán de forma separada.

5.2 Rocas Intrusivas Distrito Challacollo

En el mapa “Distrito Challacollo” (Figura 14) se exponen dos cuerpos intrusivos de composiciones distintas, uno tabular con eje elongado NNW/SSE de aproximadamente 5 km de extensión y 1 km de ancho en planta de composición diorítica a monzodiorítica (Ksg(d)), mientras que el segundo es un domo riolítico (Ksg(r)) con dimensiones mucho menores (0.3x0.5 km en planta) levemente elongado NS el cual es cortado por la veta Lolón responsable de la mineralización del yacimiento argentífero Challacollo.

Ksg (d) Diorita – Monzodiorita

Distribución: Aflora únicamente en el Cerro Challacollo, entre las coordenadas (7684255 mN, 462068 m E) y (7681048 mN, 465134 mE) con un eje elongado NNW/SSE. Posee una prolongación en el sector SW del mapa distrital Challacollo concordante con la estratificación de las facies dacíticas. Ocupa una superficie total de 3.2 km².

Litología macro: Se presentan como rocas de un color gris negruzco con tonalidades azules, que afloran con una evidente meteorización y con topografías suaves. Corresponden a dioritas de piroxeno y en menor proporción biotita y subordinamente a monzodioritas de biotita, son holocristalinas, equigranulares, con variaciones afaníticas, porfíricas y subordinadamente faneríticas. Poseen en general grano fino a medio con cristales hipidiomórficos. La estructura es homogénea y poseen fábrica isótropa. Son rocas melanocráticas y la mineralogía está compuesta en orden decreciente de importancia de: plagioclasa, piroxeno, feldespato potásico, magnetita. Los minerales máficos se encuentran reemplazados por epidota y clorita.

Litología Micro: En corte transparente (ver Anexo C muestras: 753 y 761) se han clasificado como: diorita porfírica de dos piroxenos y monzodiorita porfírica de biotita, se

observan texturas glomeroporfíricas de cristales de plagioclasa, ortopiroxeno y clinopiroxeno, los cristales de ambos piroxenos presentan texturas de desequilibrio tipo borde de reacción con epidota y de reabsorción. Los minerales opacos se ven únicamente en las vecindades de los cúmulos de fenocristales y con texturas poikilíticas en los cristales de plagioclasa y piroxeno. Las monzodioritas presentan las plagioclasa sericitizadas y con texturas de criba y zonación, además de vetillas discontinuas y rectas rellenas con cuarzo, epidota y calcita y diámetros entre 0.2 a 1.5 mm.

Relaciones de contacto: Se observa en la Figura 29 que este cuerpo intrusivo es concordante con la estratificación de las facies dacíticade Complejo Volcánico Co. Challacollo, en el SW del Co. Challacollo siguen las curvas de nivel intruyendo a esas facies.

Roca de caja y metamorfismo asociado: La roca de caja son las facies dacíticas del Complejo Volcánico Cerro Challacollo expuestas en la base de la Columna estratigráfica IV como también el techo de la Fm. Challacollo correspondiente a lutitas y calizas impuras. Se constató la presencia de venillas de cuarzo, epidota, calcita y clorita por lo que se infiere una alteración propilítica y silicificación en las calizas y lutitas de la Fm. Challacollo.

Edad: Blanco et al. (2012) aporta con dos dataciones U/Pb en circón (ELA-ICP-MS) que entregan una edad de 74.9 +/- 0.7 Ma y 79.2 +/- 1.9 Ma.

Ksg (r) Domo Riolítico

Distribución: Aflora en la parte más alta del Co. Challacollo (ver Figura 29) entre las coordenadas (7683044, 7682651 m N) y (464127, 646655 m E) con una superficie aproximada de 0.2 km².

Litología macro: Son rocas de color rojizo anaranjado con tonalidades verdosas, holocristalinas, equigranulares de textura afanítica y grano fino, con cristales hipidiomórficos. La estructuras es homogénea y la fábrica isótropa, son leucocrática y la mineralogía está compuesta principalmente por cuarzo, plagioclasa y feldespato potásico, se infirió en campo una composición félsica en muestra de mano.

Litología Micro: En corte transparente (ver Anexo C, muestra 764) se ha clasificado como micro granito porfírico de biotita. Los fenocristales son de feldespato potásico y biotita, y la masa fundamental está compuesta por feldespato potásico, plagioclasa y cuarzo. Las plagioclasa como los feldespatos potásicos presenten en la masa fundamental se encuentran alterados a arcillas de forma selectiva y pervasiva. Se constata la presencia de venillas de cuarzo de 0.1 a 0.3 mm de

diámetro bastante rectas y discontinuas. Las biotitas se encuentran reemplazadas por clorita y en menor proporción por epidota, ambos minerales también se encuentran de forma diseminada en la masa fundamental. Se interpreta que este intrusivo es un cuerpo subvolcánico, de características morfológicas y texturales que concuerdan con un domo volcánico.

Relaciones de contacto: Intruye de forma discordante a las facies dacíticas presentes en la parte superior de la columna estratigráfica IV y a las facies tobáceas que se encuentran bajo éstas.

Roca de caja y metamorfismo asociado: La roca de caja son las facies dacíticas que presentan silicificación en las cercanías del contacto como también venillas de cuarzo.

Edad: Blanco et al (2001) publica una datación U/Pb en circón (ELA-ICP-MS) que arroja una edad de 81.0 +/- 1.1 Ma, por lo tanto sería contemporáneo a las facies dacíticas que poseen una edad máxima de 80.6 +/- 1.8 Ma.

5.3 Rocas Intrusivas Sinclinal de Higuieritas y sur del Co. La Campana.

Las rocas intrusivas aflorantes en esta zona son principalmente granitoides de distintas composiciones que afloran en el núcleo del sinclinal, en las vecindades de la discontinuidad basal de la Fm. Cerro Empexa con la Fm Chacarilla y al oriente del Sinclinal de Higuierita. Se abordarán a continuación en el mismo orden anteriormente expuesto.

Granitoides en el núcleo del Sinclinal de Higuieritas.

Corresponden a un conjunto de intrusivos de dimensiones pequeñas, aflorantes en el núcleo del pliegue, se constataron nuevas litologías y cuerpos de brecha hidrotermal no documentados en la Carta de Guatacondo, por lo que se utilizará una nomenclatura propia para estas unidades, considerando de igual forma su correlación con los intrusivos documentados

Unidad Cuarzo Monzonitas y Granitos – Eg (cmg)

Coinciden espacialmente con los cuerpos intrusivos documentados por Blanco et al. (2012) como Eg (mc).

Distribución: Se distribuye entre las coordenadas (7702792, 7701586 m N) y (496433, 498037 m E), con un área 1.1 Km².

Litología macro: Se presentan en afloramientos con una meteorización física fuerte, siguiendo la topografía de las cuchillas de la porción más austral del pliegue, con un color blanco amarillento, a veces anaranjado. Corresponden principalmente a cuarzo monzonitas porfíricas de piroxeno y hornblenda y en menor proporción equigranulares. Son intrusivos holocristalinos, inequigranulares y faneríticos, de grano fino a medio con cristales euhedrales a subhedrales. Su estructura es homogénea la fábrica es isótropa y poseen un índice de color leucocrático. Además se documenta una brecha hidrotermal con matriz de actinolita y subordinadamente turmalina y clastos de la misma composición que los intrusivos expuestos anteriormente, de forma tabular tipo puzle clastosoportada

Litología Micro: En secciones delgadas (ver Anexo C, muestras 780, 781 y 783) se han descrito estos intrusivos como: Cuarzo monzonita porfírica de dos piroxenos, cuarzo monzonita porfírica de hornblenda y granito porfírico de biotita (ver Figura 30). Las plagioclasas presentan textura seriada y en criba en los fenocristales, en la masa fundamental están sericitizadas y algunas presentan arcillas. Clino y ortopiroxenos sólo ocurren como fenocristales y presentan textura glomeroporfírica y poikilítica junto a plagioclasa, además de bordes de reacción formando hornblenda. Las hornblendas están sólo como fenocristales y se encuentran reemplazadas por epidota y en menor proporción actinolita. La masa fundamental está compuesta principalmente por cuarzo, feldespato potásico y plagioclasa, estando los dos últimos reemplazados por arcillas, sericita y epidota.

La brecha hidrotermal (ver Anexo C, muestra 782), presenta en su matriz actinolita de hábito acicular radial y prismática con cristales euhedrales y bordes de reacción de epidota. Los clastos son subangulosos a angulosos, monomíticos de composición cuarzo monzoníticos y textura porfírica presentando alteración cuarzo-sericita, por lo que se infiere en conjunto con la descripción macro, que corresponde a una brecha del tipo magmática-hidrotermal con las características típicas de estas cuando su génesis se asociada al colapso de la roca caja.



Figura 30: Litologías de la Unidad Eg (cmg). A) Cuarzo monzonita porfírica de dos piroxenos. B) Cuarzo monzonita porfírica de hornblenda. C) Brecha Hidrotermal con matriz de Actinolita. D) Granito porfírico de biotita.

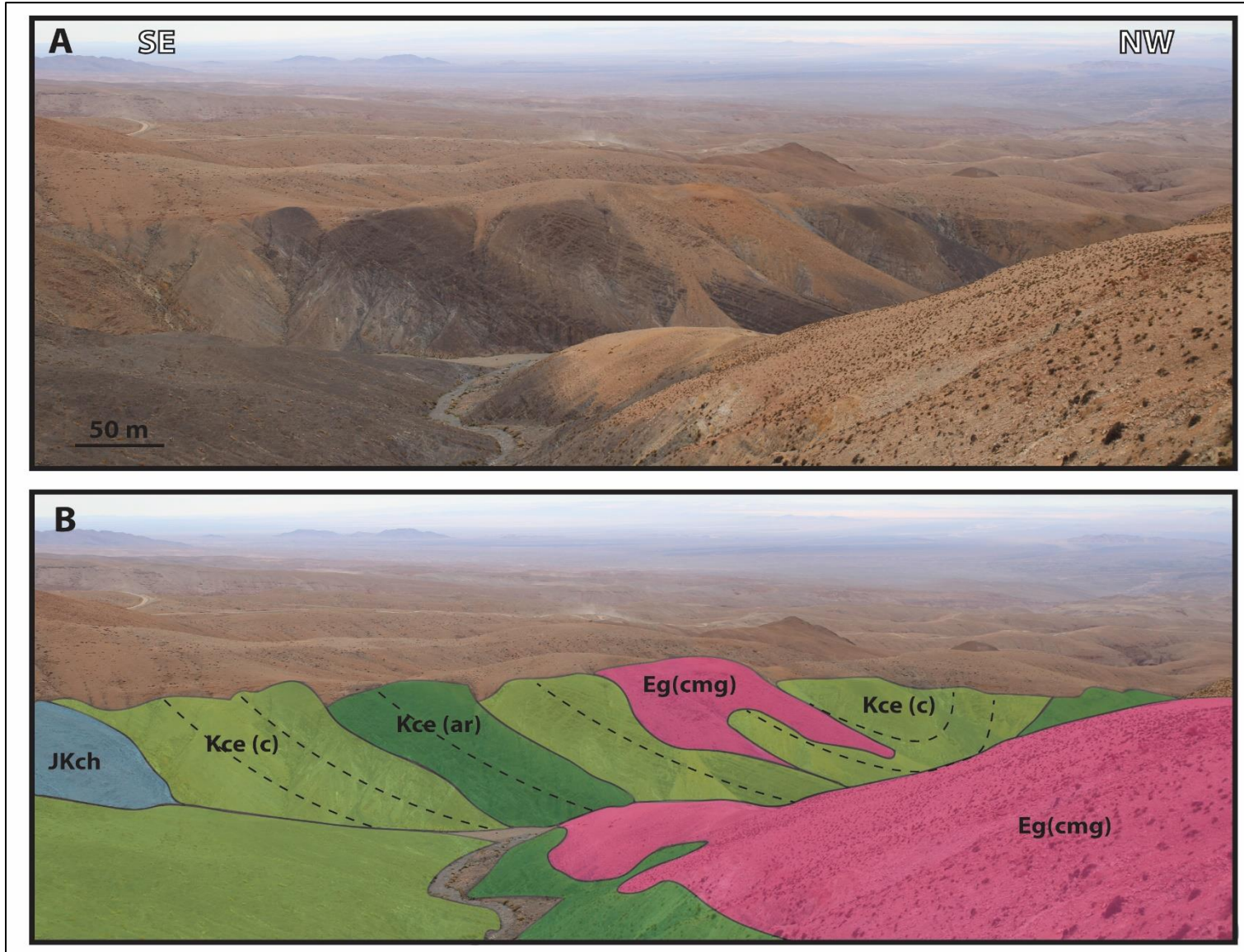


Figura 31: Relaciones de contacto y roca caja para la Unidad Eg (cmg). A) Foto panorámica. B) Fotointerpretación de A), en donde JKch son sedimentitas de la Fm. Chacarilla, Kce (c) son las facies conglomerádicas y Kce (ar) son las facies arenosas. Se observa que la intrusión de Eg (cmg) ocurre entre las facies arenosas y conglomerádicas y a medida que se extiende al sur, este intrusivo se acuña hacia las facies conglomerádicas.

Relaciones de contacto: La unidad Eg (cmg) es concordante con el contacto entre las facies arenosas y conglomerádicas que se expone en la parte superior de la columna estratigráfica CI (ver Figura 18.B y Figura 31). Mientras que el cuerpo de brecha es discordante con los conglomerados y corta discordantemente a la unidad Eg (cmg).

Roca de caja y metamorfismo asociado: Las facies conglomerádicas de la Fm. Cerro Empexa (ver Geología Distrital, conglomerados superiores) son la caja de estos intrusivos y presentan epidotización y hematización en sus clastos además de un halo de alteración argílica (ver Figura 17).

Edad: Blanco et al. (2001) publica dos dataciones U/Pb en circón mediante el método ELA-ICP-MS que se asignan a esta unidad, entregando edades de 44.0 +/- 0.6 Ma y 44.7 +/- 0.7 Ma.

Granitoides alojados en la discontinuidad basal.

Unidad Monzonitas y granitos – Eg (mg)

Al igual que la unidad Eg (cmg), coinciden espacialmente con los intrusivos documentados en la Carta de Guatacondo como Eg (mc) y Eg (md), alojándose en la discontinuidad basal de la Fm. Cerro Empexa como en sus vecindades (facies conglomerádicas expuesta en la base de la columna CI y techo de la Fm. Chacarilla).

Distribución: Afloran en el flanco este del pliegue, entre las coordenadas (7702722 y 7701758 m N), (498682 y 499263 m E), con una superficie de 0.4 km².

Litología macro: Son rocas de color amarillo pálido a marrón claro, se han clasificado como cuarzo monzonitas porfíricas de biotita, micromonzonitas y granitos equigranulares de biotita. A muestra de mano son holocristalinas, faneríticas y porfíricas, de grano fino principalmente y subordinamente medio. Los minerales son euhedrales a subhedrales, formando una estructura homogénea de fábrica isótropa e índice de color leucocrático. Los minerales en orden decreciente de importancia son: cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa, biotita y hornblenda. Siendo alguno máficos (biotita, hornblenda y plagioclasa) reemplazados por clorita y en menor proporción epidota.

Se documentan también brechas hidrotermales con matriz de turmalina y fracturamiento tipo puzzle en forma de tabla. Los clastos son monomíticos de composición granítica.

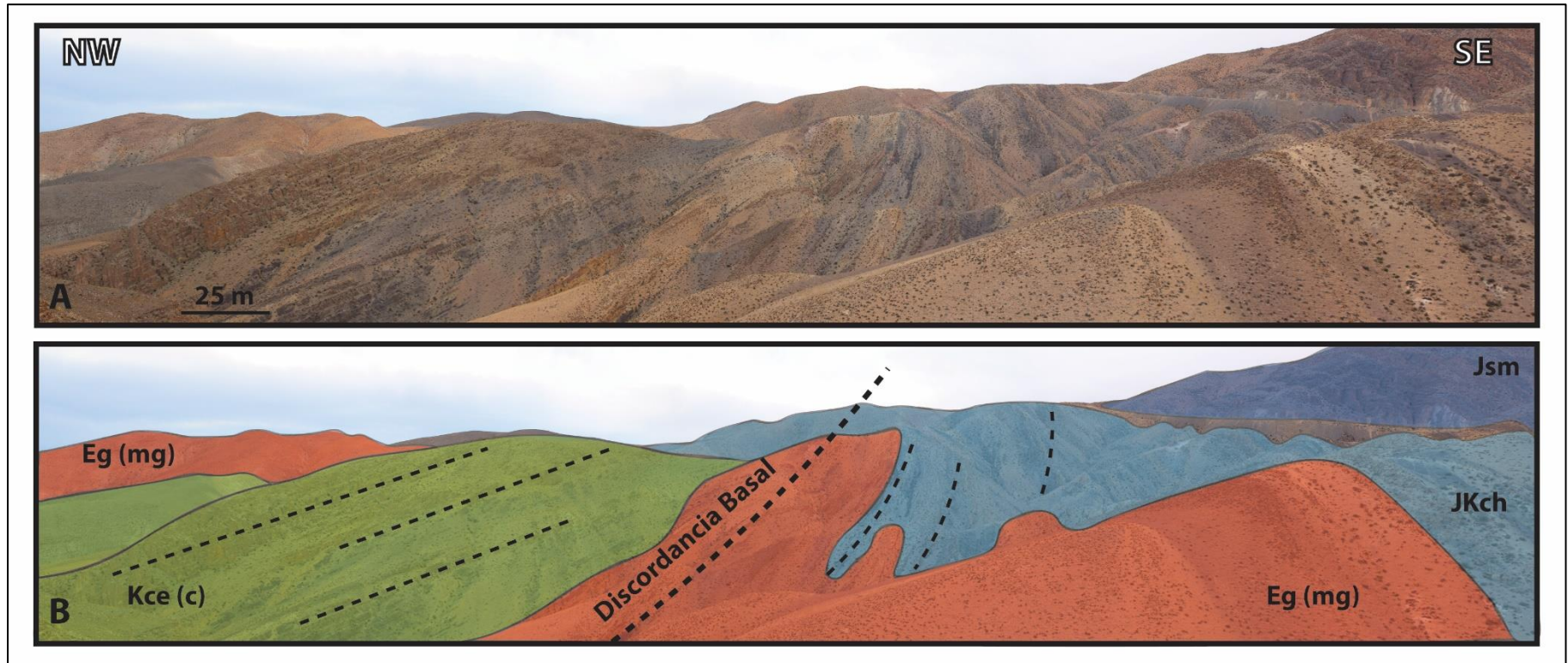


Figura 32: Relaciones de contacto para la Unidad intrusiva Eg (mc). A) Vista panorámica. B) Fotointerpretación de A), se puede observar que la unidad Eg (mg) se emplaza en la discontinuidad basal de la Fm. Cerro Empexa. Se denota como Kce (c) a las facies conglomerádicas, JKch a las sedimentitas de la Fm. Chacarilla y Jsm a la Fm. Majala.

Litología Micro: Los cortes transparentes (ver Anexo C, muestras 754, 756 y 758) han sido descritos como granito porfírico de biotita y monzonita porfírica de biotita. En general la textura porfírica es dominante con fenocristales de plagioclasa, cuarzo, biotita y hornblenda. Tanto plagioclasas, biotitas y hornblendas se encuentran epidotizadas y cloritizadas. Además se constata una alteración sericítica selectiva en plagioclasas y de arcillas en los feldespatos potásicos.

Los cuerpos de brecha hidrotermal en sección delgada ratifican la descripción macro y registran una alteración propilítica con mineralogía característica de epidota y clorita reemplazando las biotitas (ver Anexo C, muestra 757).

Relaciones de contacto: Se emplazan en la discordancia angular de la Fm. Cerro Empexa y la Fm. Chacarilla, manteniendo una geometría subparalela a la estratificación de los conglomerados basales del sinclinal de Higuieritas (ver Figura 32).

Roca de caja y metamorfismo asociado: La roca de caja principal son las facies conglomerádicas y de subordinadamente sedimentitas siliciclásticas de la Fm. Chacarilla, ambas poseen silicificación, como cloritización y epidotización de clastos máficos.

Edad: Blanco et al. (2012) publica una datación U/Pb en circón con el método ELA-ICP-MS para los cuerpos ígneos Eg (md) que se correlacionan espacialmente con esta unidad entregando una edad de 44.0 +/- 0.6 Ma.

Granitoides y cuerpos hipabisales al oriente del Sinclinal de Higuieritas.

Unidad Granitoides y cuerpos hipabisales - Eg (gh)

Estos intrusivos han sido documentados por Tomlinson et al. (2001) en el cuadrángulo de Copaquiri como un conjunto de cuerpos irregulares y filones que intruyen a la Fm. Cerro Empexa, corresponden a pórfidos andesíticos de feldespato y/o piroxeno con moderada alteración propilítica y silicificación. Lo anterior concuerda espacial y texturalmente con lo visto en terreno, sin embargo la composición es disímil, por lo que se enmienda para referirse a granitoides y cuerpos hipabisales de composición granítica a monzodiorítica.

Distribución: Afloran inmediatamente al este del Sinclinal de Higuieritas con una geometría tabular entre las coordenadas (7703994, 7700435 m N) y (499838, 500885 m E) en una superficie de 1.9 Km².

Litología Macro: Las rocas de este cuerpo intrusivo presentan un color amarillo pálido a blanco y están fuertemente meteorizados. Se han descrito a muestra de mano como filones afaníticos de composición granítica y cuarzo monzonitas porfíricas.

Litología Micro: En las secciones transparentes (ver Anexo C, muestras 772, 776 y 776) se han clasificado estos intrusivos como Cuarzo monzonita porfírica de biotita, mientras que los filones graníticos corresponden a cuarzo monzodioritas afaníticas y filones aplíticos. La mineralogía de los granitoides en orden decreciente de importancia es: Cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa y biotita, siendo estas últimas reemplazadas a epidota y clorita como minerales de alteración. Las plagioclasas presentan textura de criba y alteración selectiva a sericita. Los feldespatos están alterados selectivamente a arcillas.

Relaciones de contacto: Este cuerpo intrusivo se encuentra en contacto por falla con la Fm. Majala al oeste (ver Figura 33) y de forma discordante al este con la Fm. Cerro Empexa.

Roca de caja y metamorfismo asociado: La roca caja son las facies conglomerádicas y dacíticas expuestas en la Columna estratigráfica CIII y la alteración propilítica que poseen las facies se infiere que son producto de la intrusión.

Edad: Tomlinson et al. (2001) expone varias dataciones mediante el método K/Ar en biotitas para unidades intrusivas a otras latitudes que se correlacionan litológicamente a estos intrusivos entregando edades en el rango [52 – 36 Ma], tomando con reserva estas dataciones debido a la alteración propilítica que tienen se pueden restringir al menos al Eoceno.

Las descripciones de cortes transparentes de todas las unidades intrusivas hasta aquí descritas evidencian variaciones texturales y mineralógicas en los granitoides incluso dentro de una misma unidad intrusiva. Lo anterior expuesto permite inferir que el emplazamiento de los granitoides ocurrió en varios pulsos intrusivos de forma episódica a través de diques alimentadores que drenaban cámaras magmáticas profundas del modo propuesto por Petford, N. (2000). Estos diques alimentadores estarían relacionados con zonas de debilidad asociada a las estructuras más importantes en las zonas de estudio (ver capítulo 6).

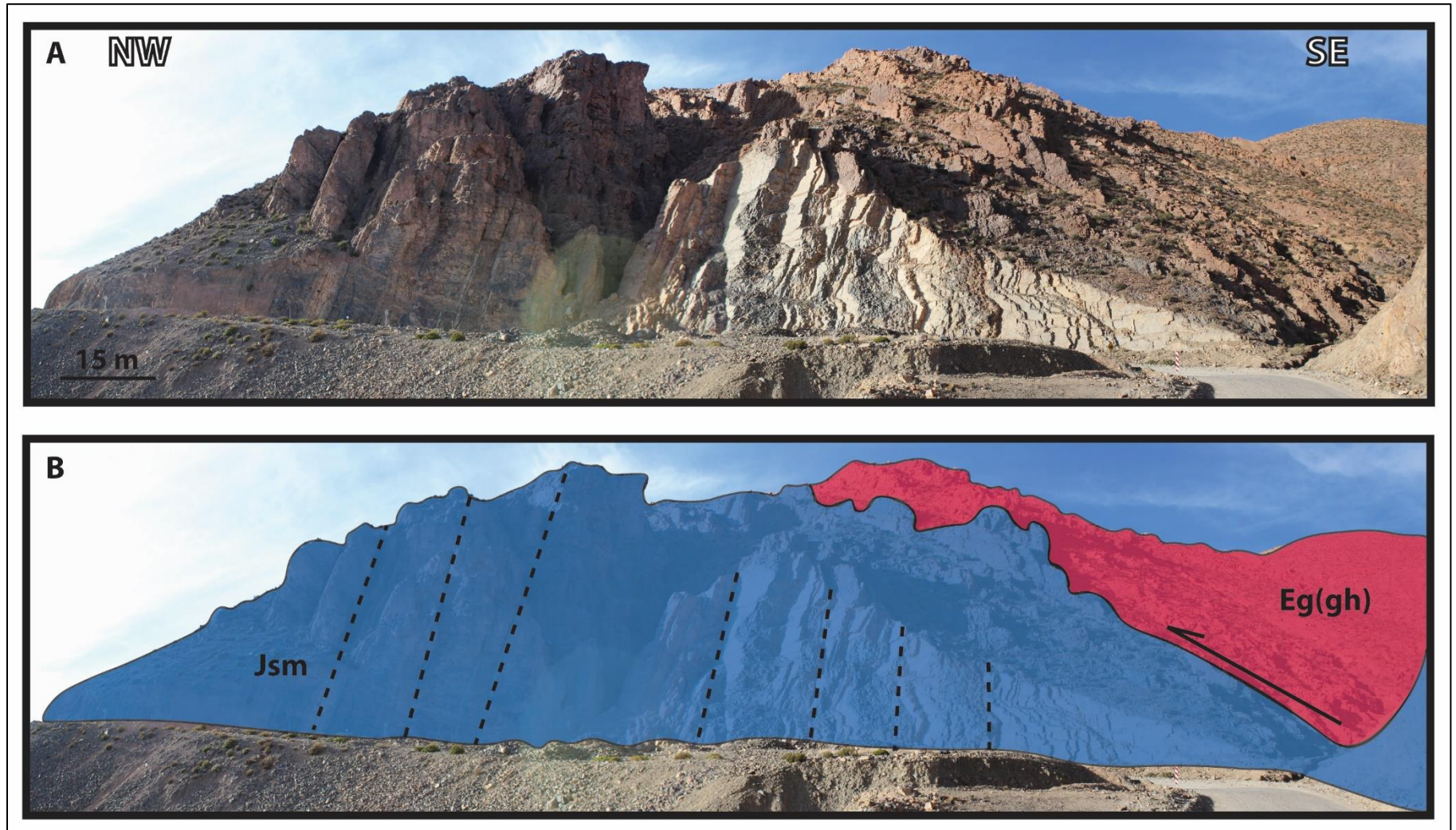


Figura 33: Relaciones de contacto de la Unidad intrusiva Eg (gh). A) se ve una vista panorámica, notar la erosión diferencial que tienen las rocas y la verticalización de las capas sedimentarias de la Fm. Majala. B) Fotointerpretación de A).

6 Estructuras.

6.1 Introducción.

El presente capítulo expondrá las estructuras presentes en las zonas de estudio que explican la configuración estructural de las formaciones y los cuerpos intrusivos presentes.

Para el distrito Challacollo se ha documentado una estructura de importancia regional, que corresponde a una falla de alto ángulo y vergencia oeste, documentada en la literatura como “Falla Challacollo” con evidencia de un movimiento normal previo.

Para el Sinclinal de Higuieritas se ha documentado una estructura de primer orden, interpretada como una estructura del tipo escama gruesa, la cual fue observada y mapeada en terreno, es de alto ángulo y vergencia oeste, se discutirá en el apartado 6.4 el rol que tiene esta estructura en la depositación, preservación y control del emplazamiento de intrusivos alojados en la Fm. Cerro Empexa como en su discontinuidad basal. Además se infieren dos estructuras del tipo escama delgada y vergencia oeste que permiten interpretar la deformación de piel fina expuesta en las formaciones de edad Jurásico.

La descripción de las estructuras se apoyan en los Mapas “Distrito Higuieritas” (Figura 11) y “Distrito Challacollo” (Figura 14), en donde se exponen los datos estructurales de rumbo y manteo, ejes de pliegues y trazas de las estructuras.

6.2 Secciones Estructurales

Se exponen a continuación las secciones interpretadas con los datos obtenidos en terreno, tanto estructurales (ver Anexo B) como sedimentológicos (Capítulo 4). Para el Sinclinal de Higuieritas se tiene la sección H – H’, mientras que para el distrito Challacollo se tiene la sección CH – CH’ que se exponen en la Figura 34 y 35 respectivamente.

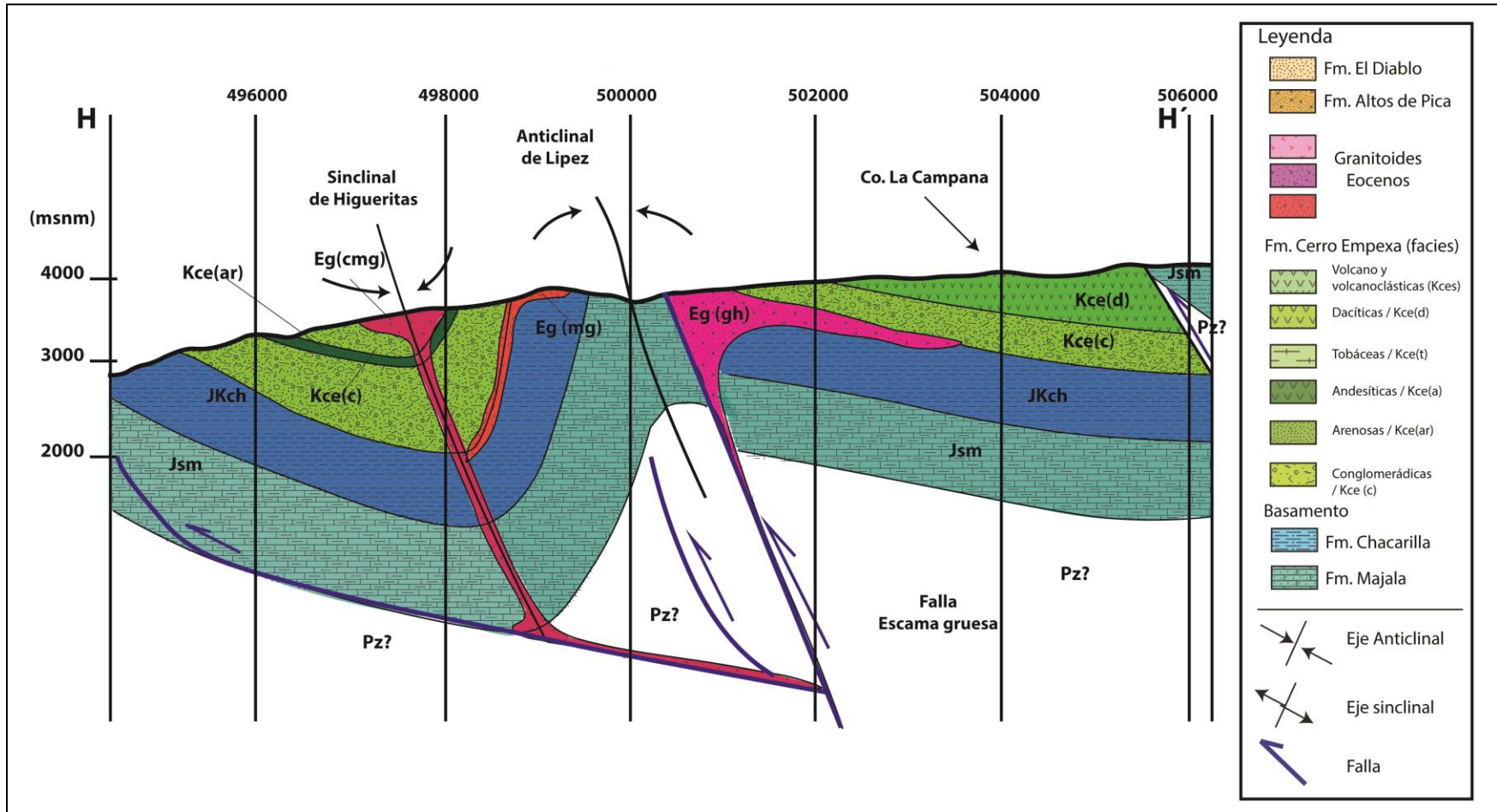


Figura 34: Sección Estructural H - H'. La simbología como abreviatura de en la sección son las utilizadas en los Mapas Distritales como en la descripción de las facies de la Fm Cerro Empexa.

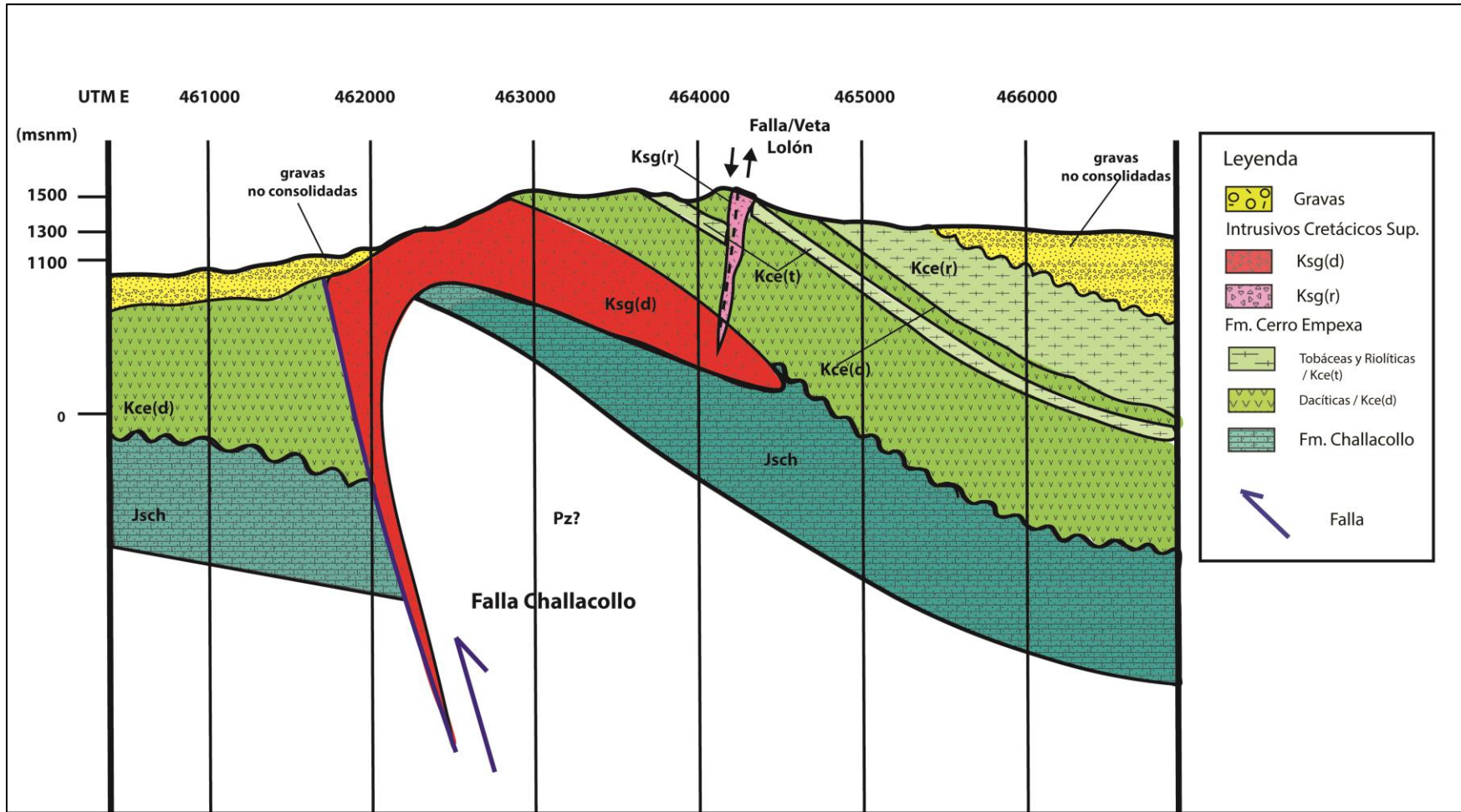


Figura 35: Sección Estructural CH - CH'. La simbología como abreviatura de en la sección son las utilizadas en los Mapas Distritales como en la descripción de las facies de la Fm Cerro Empexa.

6.3 Estructuras presentes en Distrito Challacollo

A continuación se exponen las características e interpretaciones acerca de las estructuras presentes en la sección CH – CH' expuesta en 6.2.

Falla Challacollo

La cobertura de las rocas que afloran en el Distrito Challacollo está compuesta por sedimentos provenientes de la Pre Cordillera (depósitos aluviales antiguos del Pleistoceno-Holoceno y la Fm. El Diablo compuesta por depósitos volcánicos y clásticos del Mioceno Medio a Superior) y depósitos eólicos activos Holocenos que cubren la traza de la Falla Challacollo (Blanco et al., 2012).

Esta estructura ha sido interpretada al igual que la Flexura Chintaguay y Longacho como las responsables del alzamiento de las Unidades Pre Neógenas en los Cerros y altos topográficos inmersos en la Pampa del Tamarugal (Carrasco y Chong, 1985; Blanco et al., 2012).

Estilo de deformación: Como se expuso en 4.6.1 el complejo volcánico de Co. Challacollo representa el ambiente sedimentario de un graben volcano tectónico. La Falla Challacollo es una Falla inversa de alto ángulo que es responsable del alzamiento de las sedimentitas jurásica (Fm. Challacollo) y rocas cretácicas, como de su depositación cuando esta actuó de forma normal posiblemente como una estructura de borde de cuenca local, en base a esto se infiere un estilo de deformación de escama gruesa.

Ocurrencia: Se expone orientada NS entre las coordenadas 7680201 y 7684395 m N (sector poniente del Co. Challacollo), siguiendo una orientación levemente NW/SE desde la coordenada 7684395 m N hasta 7715395 m N a la altura de la Qda. Chacarilla (Blanco et al., 2012).

Relaciones de contacto y vergencia: Se infiere por la cercanía de los afloramientos que esta falla está en contacto con la Fm, Challacollo desde la coordenada 7683019 mN hacia al Norte y hacia el sur de esta misma con el intrusivo Ksg (d) y las facies dacíticas Kce (d). Al alzar las rocas jurásicas y cretácicas se infiere una vergencia hacia el oriente.

Edad de actividad e interpretación de su movimiento: Los párrafos que a continuación se exponen, están apoyados gráficamente en la Figura 36, en donde se representa: la actividad de la Falla Challacollo, los procesos de sedimentación/erosión y el momento de las intrusiones.

Esta estructura controló la sedimentación con una actividad normal en el graben desde el inicio del Jurásico Superior (debido a la fauna fósil presente en la Fm. Challacollo de edad oxfordiano medio, Amonites *Perisphinctes prophetae* Gygi y Hillebrandt que expone Blanco et

al. 2012) como una falla normal 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.

La discordancia erosiva entre la Fm. Challacollo y las rocas de edad Cretácico Superior marca un hiato temporal en el que el Cretácico Inferior no posee registro. Esto es atribuible a la Fase Tectónica Peruana desarrollada en la parte media del Cretácico Superior (Coniaciano) en donde la Falla actuó en modo inverso, erodando el registro geológico.

Durante el Cretácico Superior y el emplazamiento de su arco magmático en cuencas volcánicas extensionales (Blanco et al., 2012) se infiere que esta falla tuvo un movimiento normal. Además se infiere que la Veta/Falla Lolón se produjo en este momento con un movimiento normal.

A la misma longitud del Co. Challacollo en la Sierra Juan de Morales se expone la Fm. Cerro Empexa en contacto por fallas de movimiento inverso con las rocas Jurásicas de la Fm. Duplijsa con poco desplazamiento vertical.

Estas habrían sido producto de la fase tectónica K-T (de edad Paleoceno Inferior, Cornejo et al., 2003) y de la reactivación de las fallas normales de alto ángulo favorables para grandes desplazamientos en modo inverso durante el Paleoceno. A pesar de que en el Distrito Challacollo no afloran este tipo de estructuras se infiere que la falla Challacollo tuvo un movimiento inverso ayudado por la intrusión y lubricación de los intrusivos del Cretácico Superior (Ksg (d)) que en él se alojan y se alzan al igual que las rocas Cretácicas por su movimiento inverso. La veta Lolón corta el domo riolítico Ksg (r), es por esto que la mineralización como el volcanismo extrusivo se infiere tuvo lugar al inicio de este evento tectónico.

No se puede acotar de forma exacta la edad en que terminó esta deformación compresiva y el movimiento tipo inverso de la falla, pero se concluye que el fin es Pre- Neógeno debido a que las flexuras que se exponen en la Depresión Central y parte de la Pre Cordillera no afectan la cobertura Neógena.

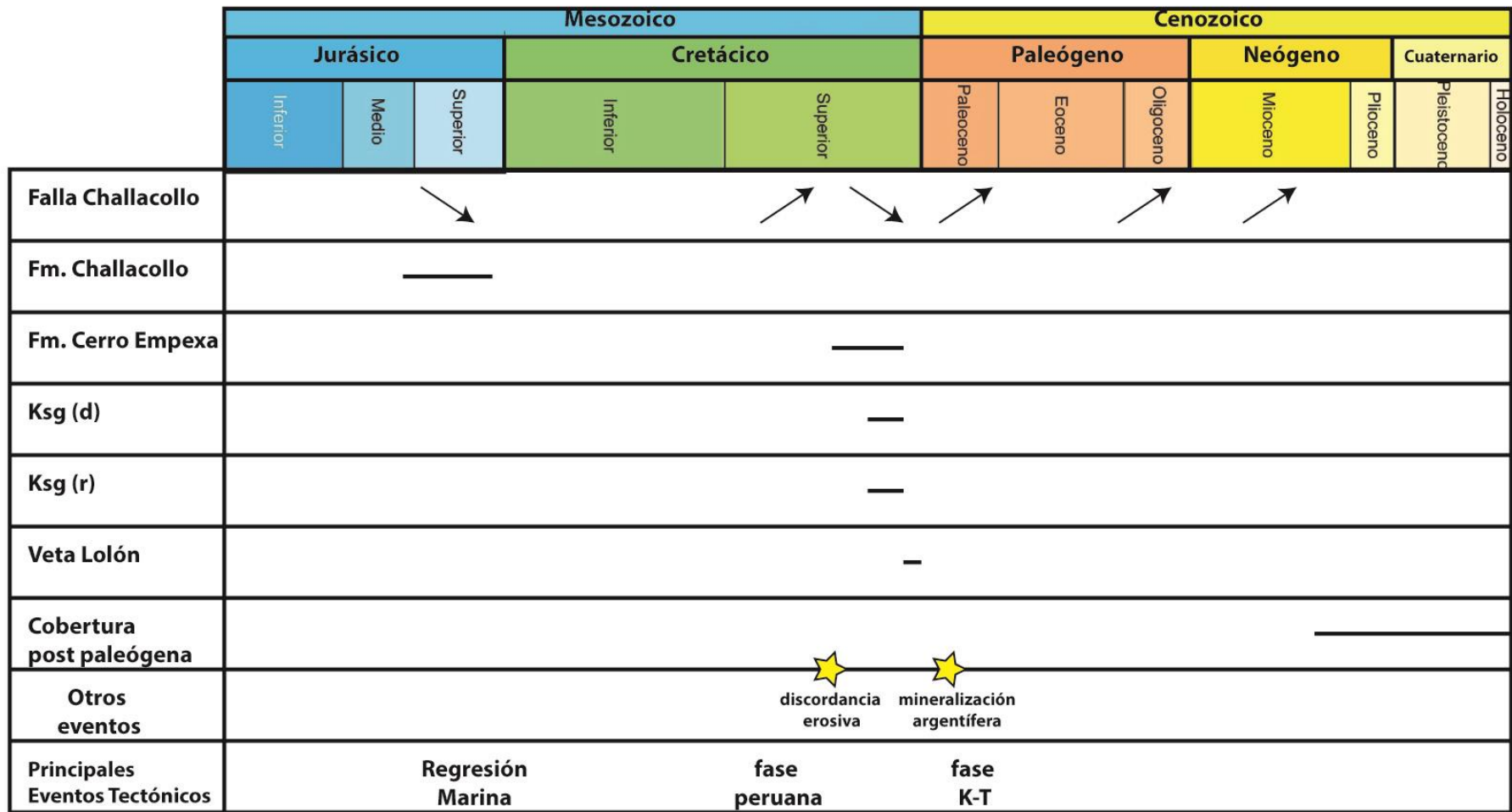


Figura 36: Temporalidad de la Falla Challacollo, la sedimentación de las formaciones Challacollo y Empexa, las unidades intrusivas Ksg (d) y Ksg (r), La cobertura y los principales evento tectónicos. Se especifica con flechas hacia abajo y arriba el movimiento interpretado de la Falla Challacollo.

6.4 Estructuras presentes en el Sinclinal de Higuieritas y Sur del Co. La Campana.

Estilos de deformación: En esta zona de estudio se distinguieron dos estilos de deformación, uno caracterizado por fallas de escama delgada que es responsable de la deformación de las rocas Jurásicas y Cretácicas y un segundo caracterizado por fallas de escama gruesa que controlarían la depositación de las formaciones anteriormente señaladas como el alzamiento de la Pre Cordillera.

Ocurrencia: La ocurrencia de la deformación de piel fina está representada por pliegues de escala regional expuestos desde la Qda. Chacarilla por el norte a la Qda. Guatacondo por el sur, estos tienen una longitud de onda que varía entre 2 a 10 km y corresponden de E a W a: Anticlinal de Lítez, Sinclinal de Higuieritas y el Anticlinal de Chacarilla.

Esta deformación de piel fina se representa además por fallas que afectan a las rocas jurásicas como la Falla Cautinicsa y la Falla Cahuisa presentes en los limbos occidental y oriental respectivamente.

La ocurrencia de la deformación de piel gruesa se representa por una falla de alto ángulo reconocida en este trabajo y correlacionable a un sistema de fallas expuesto en la parte oriental del Cuadrángulo de Copaquire y sur del cuadrángulo de Qda. Caya por Tomlinson et al. (2001) entre las nacientes de la Qda. Chacarilla y Guatacondo. A esta estructura se le asociaría un control en la sedimentación, erosión y preservación de las rocas como el emplazamiento de los intrusivos Eocenos en la zona.

Edad de la deformación: Las fallas presentes en la deformación de piel delgada estarían al Jurásico Superior – Cretácico Inferior ya que no afectan las rocas de la Fm. Cerro Empexa. Mientras que los pliegues afectan tanto rocas Jurásicas como Cretácicas por lo que se infiere una actividad polifásica, en donde los distintos periodos de deformación concentraron la actividad deformativa a lo largo de los mismos ejes que los pliegues que predatan la Fm. Cerro Empexa, acentuando aún más la etapa inicial de deformación.

La deformación de piel gruesa, habría estado activa al menos desde el Jurásico controlando la depositación de las rocas estando activa hasta al menos el Paleoceno – Eoceno debido al alzamiento que ocurre en la Pre Cordillera por la fase K-T (Cornejo et al., 2003).

A continuación se describen las distintas estructuras mencionadas anteriormente, en primer lugar se abordará la deformación de piel gruesa y luego la de piel fina, para finalmente dar una interpretación de la edad de actividad de las distintas estructuras y su movimiento en el apartado 6.5.

Falla Escama Gruesa

Ocurrencia: Esta estructura se observó desde las coordenada (7705168 m N, 500452 m E) al oeste del Co. La Campana (ver Mapa Distrital Higuerita) con una orientación NS prolongándose hacia el norte hasta la coordenada 7709287 m N y al sur se infiere su traza hasta la coordenada (7702014 m N) justo al este de la Unidad Eg (gh).

Relaciones de contacto y vergencia: Se encuentra en contacto al oeste con la Fm. Majala y al este con la Unidad Intrusiva Eg (gh) (ver Figura 33) y las facies dacíticas de la Fm. Cerro Empexa (ver Figura 37). Se puede observar en la Figura 37 como los estratos que mantean al oeste en el limbo este del Sinclinal de Higueritas se van verticalizando a medida que se acerca a la falla llegando a volcarse en la cercanía de la zona de falla. Debido a esto se interpreta una vergencia al oeste y un plano de falla que mantea entre 70°-75°E.

Falla Cautinica

Ocurrencia: Esta estructura se documentó en la Qda. Guatacondo en las coordenadas (7685097 m N, 498337 m E) en el limbo oeste de la prolongación del Sinclinal de Higueritas. Es una estructura que sigue una traza principalmente NS en la quebrada, aunque tanto al norte como al sur Blanco et al., (2012) documenta que su plano de falla no sigue una orientación continua a lo largo de su traza.

Relaciones de contacto y vergencia: Como se observa en la Figura 38, esta estructura pone en discordancia angular la Fm. Chacarilla con la Fm. Majala mediante un contacto por falla. La vergencia de esta falla es al oeste y su plano de falla mantea 30°E.

Falla Cahuisa

Ocurrencia, relaciones de contacto y vergencia: Blanco et al., (2012) documenta esta falla entre las coordenadas (7705354 mN, 499451 mE) y (7698908 m N, 499689 m E) con una traza NS. En este trabajo esta falla no se logró reconocer debido a que la zona por donde pasa su traza se encuentra con una intensa alteración hidrotermal por la Unidad intrusiva Eg (mg), sin embargo de acuerdo al plegamiento del Anticlinal de Lipez en la sección H – H´se interpreta que tiene una vergencia al oeste y un plano de falla subvertical.

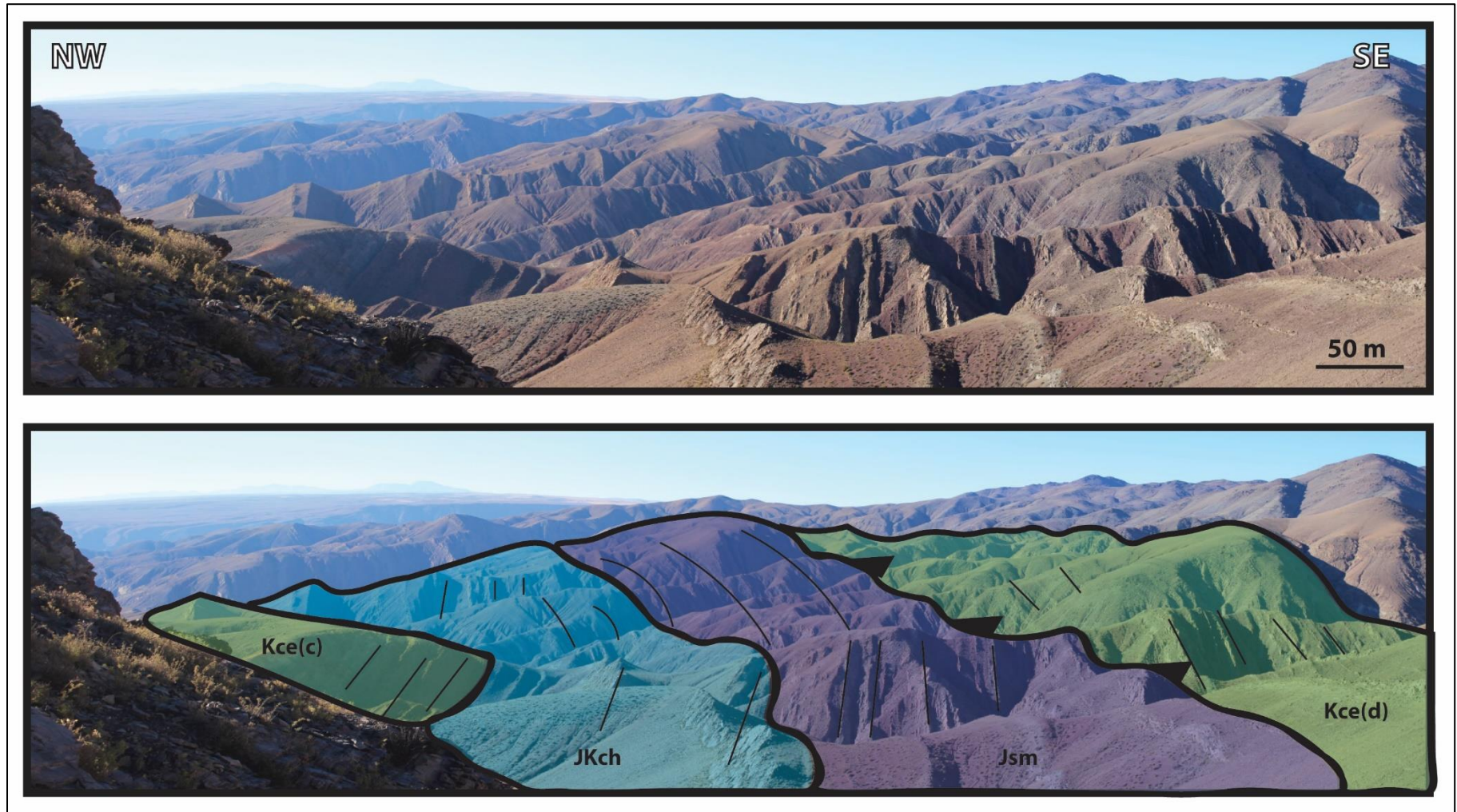


Figura 37: Estructura de escama gruesa. A) Vista panorámica sacada al este del Co. La Campana en dirección al NE. B) Foto interpretación de las formaciones y traza de la zona de falla de escama gruesa.

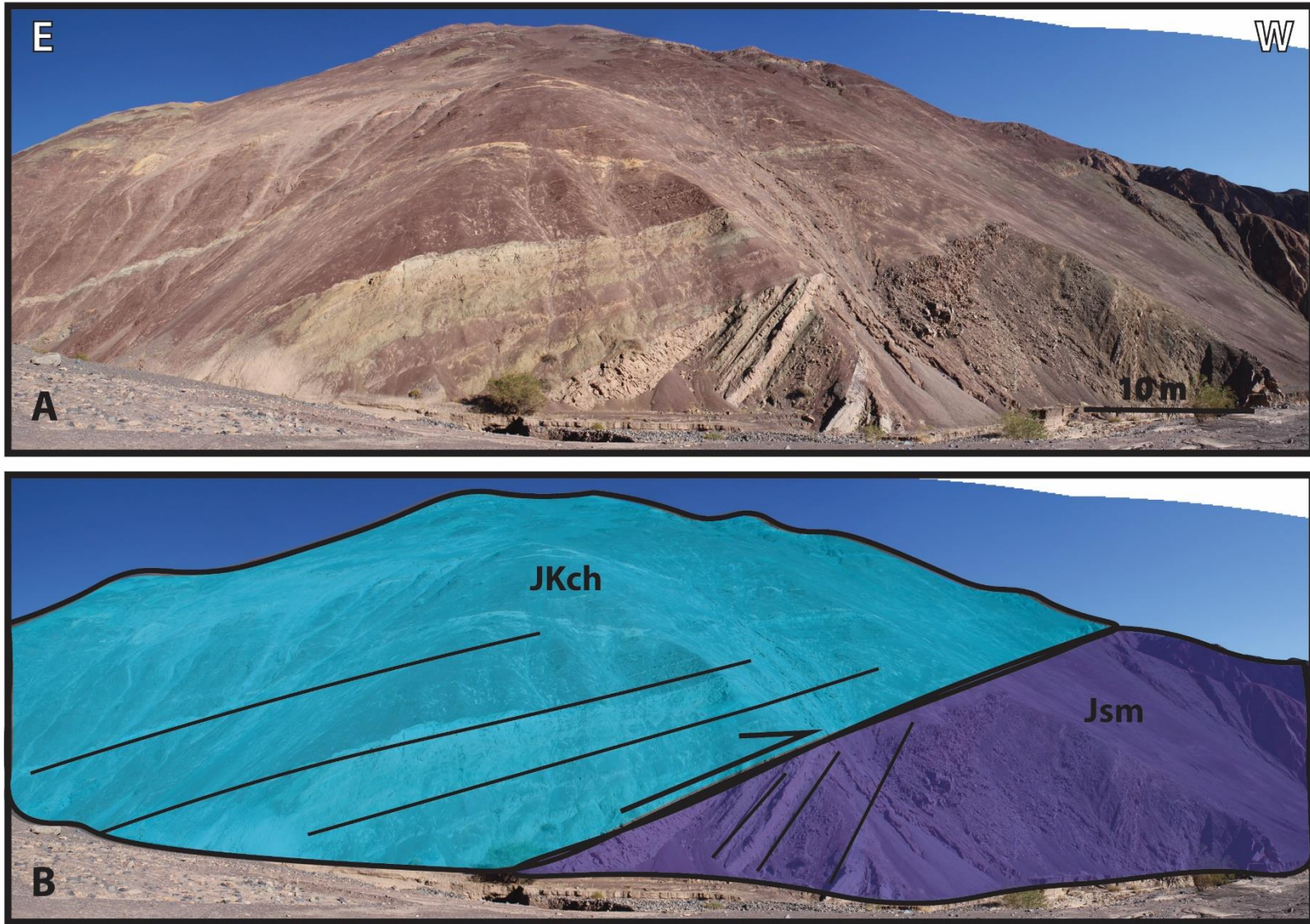


Figura 38: Falla Cautinica. A) vista panorámica en la Qda. Guatacondo. B) Fotointerpretación de la traza de la Falla expuesta en A).

Pliegues

Anticlinal de Lipez

Esta estructura está documentada en las nacientes de la Qda. Chacarilla (Blanco et al. 2012) y se interpreta su continuidad al sur aflorando nuevamente en la Qda. La Ramada entre las coordenadas (7702800 m N y 500125 m E) y (7700800 m N y 499870 mE). Es un pliegue con eje rumbo NE/SW, los flancos muestran un promedio de 65° (Flanco occidental) y 60° (flanco oriental), su flanco oriental se encuentra cortado por la falla de escama gruesa.

La longitud de onda de este pliegue es del orden de 1.5 km y su amplitud se estima alrededor de 1 km. Corresponde a un pliegue por propagación de Falla. La falla que originaría este pliegue es la que se observa a la izquierda de la escama gruesa en la sección H – H’.

Sinclinal de Higuieritas

Este pliegue se muestra una longitud de onda cercana a los 10 km, y una amplitud estimada entre 2 a 2.5 km. El eje es de rumbo NS entre las Qda. Chacarilla y La Ramada, cambiando a NNW-SSE desde la Qda. La Ramada hasta la Qda. Guatacondo. Sus flancos mantienen 35 a 40°E para el flanco occidental, y de forma más pronunciada para el flanco oriental entre 45 a 60°W. Se interpreta como un pliegue por propagación en donde la misma falla que pliega el Anticlinal de Lipez sería la responsable del plegamiento.

Anticlinal de Chacarilla

Esta estructura se documentó sólo en el poblado de Guatacondo (ver Figura 39), aunque se expone como un pliegue de Eje NS desde la Qda. Chacarilla hasta la Qda. Guatacondo con una longitud aproximada de 35 km de largo. Su plano axial es subvertical y mantea moderadamente al este. El flanco oriental mantea entre 40 a 50° E y el flanco occidental entre 50 a 65°W. Posee una longitud de onda cercana a los 8 km y su amplitud se estima entre 1 a 1.5 km. Se interpreta como un pliegue por propagación de falla en donde la falla responsable sería la que se encuentra en el límite oeste del perfil H – H’.

Discordancias

Discordancia Cretácico Inferior – Cretácico Superior

Está presente en el contacto de las rocas de edad Jurásico – Cretácico Inferior de la Fm. Chacarilla con las rocas de la Fm. Cerro Empexa. Se caracteriza por ser una discontinuidad angular y erosiva, se documentó en el limbo oriental del Sinclinal de Higuieritas (Ver Figura 32).

Discordancia Cretácico Superior – Oligoceno Superior

Está presente entre las rocas de Fm. Cerro Empexa y las rocas de la Fm. Altos de Pica de edad Oligoceno – Mioceno, se documentó al sur del Co. La Campana, y corresponde a una discordancia erosiva y angular, además de un hiato temporal sin depositación o “paraconcordancia” (ver Figura 28).

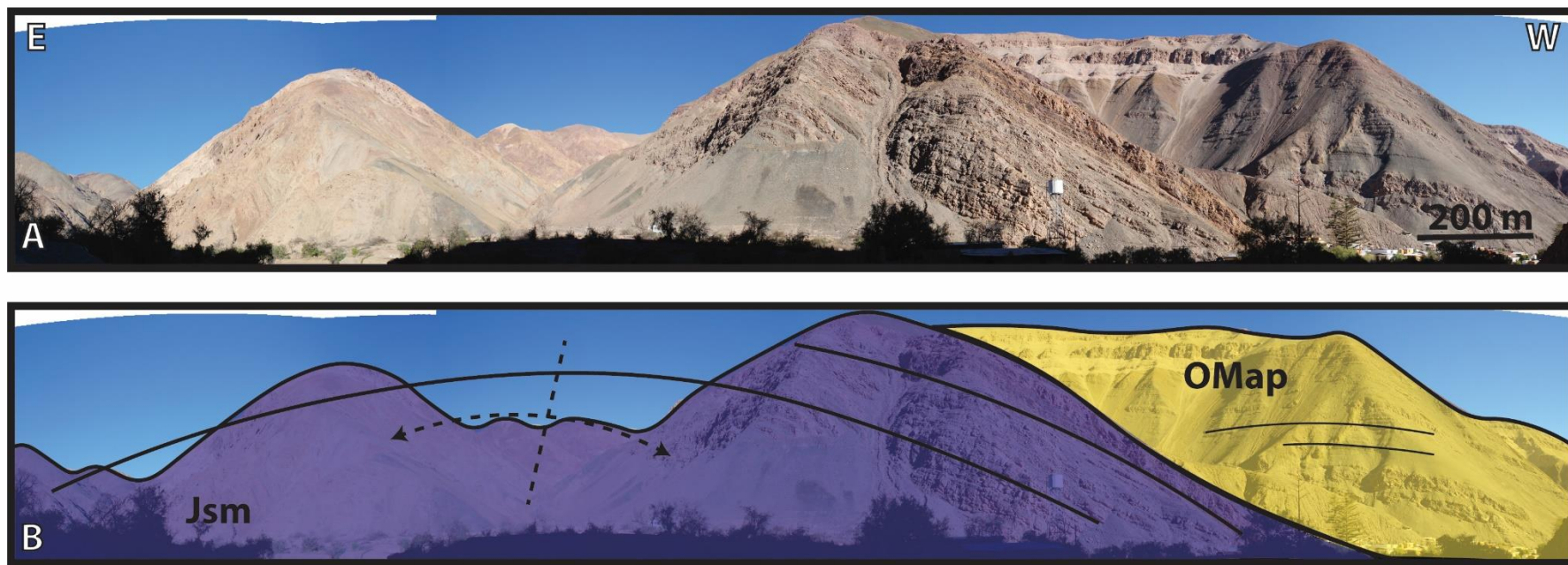


Figura 39: Panorámica del Anticlinal de Chacarilla en el poblado de Guatacondo. A) panorámica mirando hacia el sur. B) Fotointerpretación de A).

6.5 Interpretación de las estructuras y su Temporalidad.

A continuación se dará interpretación a las estructuras documentadas como a su temporalidad, las observaciones se apoyan gráficamente en la Figura 40.

El término escama gruesa hace referencia a un estilo de deformación, que reúne ciertas características (Castelli 2016, comunicación verbal):

1. Son estructuras de alto ángulo.
2. En su origen, actuó como falla normal.
3. Alcanzan profundidades de entre 10 y 15km
4. Su deformación afecta basamento.
5. Es reactivada de modo normal e inverso según el régimen tectónico, por lo que controla sedimentación, intrusión de magmas, alteración, mineralización, alzamiento y preservación de las rocas.

En base a lo anterior expuesto se interpreta que la estructura extensional que controló en primer orden la depositación de las rocas es la escama gruesa reconocida en este trabajo, expuesta en el Mapa Distrital Higuieritas y caracterizada en el apartado 6.4. Esta estructura habría controlado el depocentro sedimentario representado por el Sinclinal de Higuieritas en donde en primera instancia se depositaron las rocas jurásicas.

Además es válido destacar que en segundo orden se encuentran las estructuras de piel fina caracterizadas en 6.4, estas habrían actuado como fallas normales que controlarían depocentros locales dentro de la cuenca que se estaba formando durante el Jurásico Medio a Superior y parte del Cretácico Inferior.

Durante los eventos deformativos que comenzaron en el Jurásico Superior (Blanco et al., 2012) las fallas normales de piel fina como gruesa se habrían reactivado en modo inverso, generando los pliegues expuestos en 6.4. Como las rocas de la Fm. Cerro Empexa no se encuentran afectadas por estas estructuras, se infiere que la edad de la deformación compresiva está acotada por la edad mínima de la Fm. Chacarilla que es la formación más joven afectada por estas estructuras. Pese a que no se puede limitar una edad más precisa para esta deformación lo anterior expuesto permite correlacionar estos eventos deformativos con la fase tectónica Peruana del Cretácico Superior Bajo (Mpodozis y Ramos, 1990; Scheuber et al., 1994).

Durante el Cretácico Superior se desarrolla el magmatismo y depositación de las rocas sedimentarias de la Fm. Cerro Empexa, su ambiente deposicional se infirió en 4.6 como una cuenca volcano-tectónica de intra-arco, que se habría desarrollado en un ambiente extensional, limitada por fallas normales, pese a que estas estructuras no se documentaron se tiene la

evidencia sedimentológica de las facies sedimentarias de la Fm. Cerro Empexa, en donde las direcciones de paleo corrientes dirigidas al E y NE indicarían que la cuenca seguía limitada al este por la falla de escama gruesa sin descartar fallas menores.

Luego de la depositación de las rocas de la Fm. Cerro Empexa un nuevo evento deformativo ocurre representado por el plegamiento de la Fm. Cerro Empexa en el núcleo del Sinclinal de higuieritas. El plegamiento de las rocas habría ocurrido a lo largo de las mismas direcciones cinemáticas que la Fase Compresiva Peruana que generó la deformación Jurásico-Cretácico Inferior. Lo anterior expuesto habría acentuado aún más los limbos del Sinclinal de Higuieritas en donde las rocas Jurásicas de la Fm. Chacarilla quedaron bajo las rocas de la Fm. Cerro Empexa con una fuerte discontinuidad angular.

No se encontró evidencia para acotar el fin de la deformación que afecta a las rocas de la Fm. Cerro Empexa, sin embargo en la Carta de Mamiña. Blanco et al. (2012) documenta que el Complejo Intrusivo Yabricoya de edad Eoceno Inferior post data la deformación de las capas de plegadas de la Fm. Cerro Empexa. De acuerdo a lo anterior expuesto se infiere un rango comprendido durante el Paleoceno Inferior para esta deformación.

Esta deformación compresiva se correlaciona temporal y regionalmente con la Fase Orogénica K-T, de edad Paleoceno Inferior (Cornejo et al., 2003), la cual ha sido documentada como uno de los eventos compresivos más importantes que han afectado la Depresión Central y la Pre Cordillera durante el Ciclo Andino (Charrier et al., 2007).

Sobre las rocas deformadas de la Fm. Cerro Empexa se encuentra en paraconcordancia la Fm. Altos de Pica, este hiato se ve reflejado en una discontinuidad angular y erosiva entre dichas formaciones. Es por lo anterior expuesto que se infiere un periodo compresivo en donde las estructuras volvieron a actuar de modo inverso, generando alzamiento y erosión sin forma de acotar la actividad de este episodio compresivo con la información levantada en terreno.

Lo anterior expuesto se relaciona con una discordancia regional descrita por Galli (1967) como el Pediplano de Choja, que refleja un evento de erosión y exhumación producto del evento tectónico Incaico de edad Eoceno (44 – 36 Ma) que afectó el Norte de Chile y Perú (Mpodosis y Cornejo, 2012).

Se infiere según lo anterior expuesto que este evento compresivo es el responsable de la reactivación de la falla de escama gruesa en modo inverso y la intrusión a través de ésta y del eje del Sinclinal de Higuieritas de los distintos granitoides de edad Eoceno expuestos en el Capítulo 5.

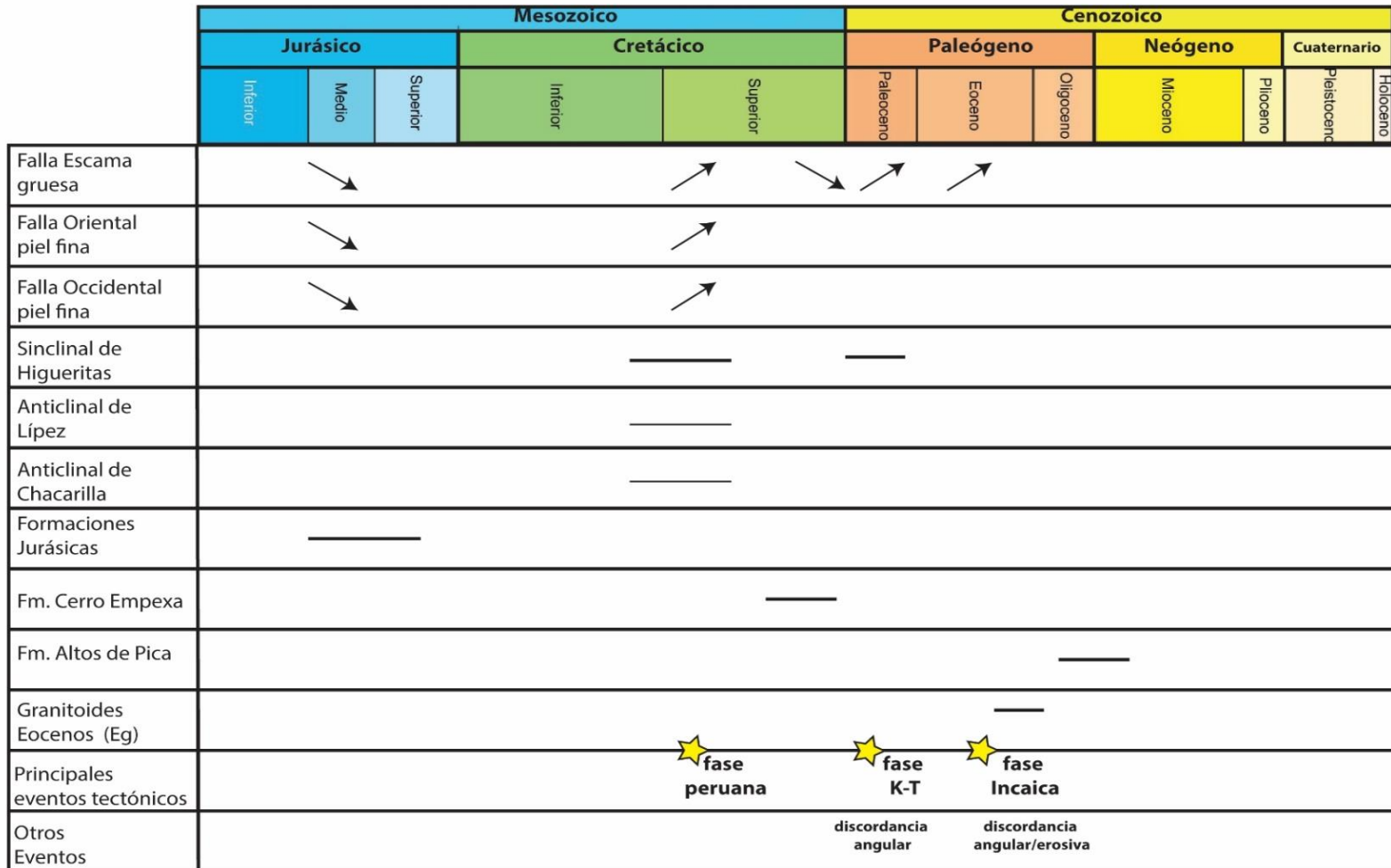


Figura 40: Temporalidad para la estructuras documentadas en el Mapa Distrital Higuierita y su sección H - H', las formaciones jurásicas, la Fm. Cerro Empexa, La Fm. altos de Pica, los granitoides Eocenos y los principales eventos tectónicos interpretados.

7 Alteración Hidrotermal

7.1 Tipos de alteración observadas en la Fm. Cerro Empexa.

En el capítulo 4.6 en donde se exponen las características de las facies de la Fm. Cerro Empexa se han documentado las evidencias de alteración hidrotermal a escala macro presentes en ella. A continuación se expone a modo de resumen lo expuesto en 4.6 en complemento con lo observado en las secciones delgadas.

Facies Conglomerádicas: Presentan epidotización y cloritización de los clastos andesíticos que corresponden modalmente al clasto de mayor población tanto en los conglomerados basales como superiores, es válido notar que en los conglomerados superiores la epidotización de los clastos es más pervasiva incluso con halos de alteración argílica inferida por la presencia de arcillas en los bordes de éstos. También se notó la presencia de óxidos de hierro (Hematita) en clastos de composición máfica (ver Figura 17).

Facies Arenosas: Poseen una marcada ausencia de alteración hidrotermal, a pesar de que tienen granos de composición andesítica, estos se encuentran frescos sin indicios de alteración como los presentes en las facies conglomerádicas.

Facies Andesíticas: Las plagioclasas se encuentran alteradas a arcillas de forma selectiva y moderada, posiblemente sería una alteración sericítica selectiva, sin embargo como se observa en la Figura 24. B y la Figura 25, la alteración predominante en estas facies es la alteración propilítica, que se da tanto en vetillas de epidota con halo clorítico, vetillas de clorita solamente y vetillas de epidota con diámetros variables entre 1 a 3 cm de forma discontinua y bastante rectas. Lo anterior se observa además en las secciones delgadas (ver Anexo C, muestra 787 y 788) en donde se ratifica la alteración propilítica en venillas que incluso tienen actinolita lo que implicaría una mayor temperatura para esta alteración (entre 350 y 400°C) (Colbert & Leach, 1998).

Facies Dacíticas: Las facies dacíticas exponen una fuerte hematización evidenciada por un color rojizo, además de poseer silicificación moderada en la parte sur del Co. La Campana, esta silicificación se observó en las secciones delgadas con venillas de cuarzo de hasta 1 mm de diámetro (ver Anexo C, muestra 774) mientras que las observadas en Challacollo, en donde se incorporan a estas facies brechas epiclásticas andesíticas (Columna estratigráfica IV) se muestra una fuerte epidotización de los clastos andesíticos como sericitización selectiva de las plagioclasas (ver Anexo C, muestra 762).

Facies tobáceas: Las facies tobáceas sólo exhiben una alteración a arcillas en los feldespatos y sericita en las plagioclasas (ver Anexo C, Muestra 751).

7.2 Relación entre Facies y alteración hidrotermal.

En base a lo expuesto en 7.1 se infiere una relación entre alteración y facies de la Fm. Cerro Empexa de dos índoles:

1) La primera relación es la reactividad que representa la litología a la presencia de fluidos hidrotermales, cuando las litologías son más ricas en minerales o clastos ferro magnesianos estas presentan un mayor desarrollo de la alteración hidrotermal propilítica y/o sericítica.

2) La segunda tiene relación con la permeabilidad de las facies y la facilidad que estas entregan a la circulación de los fluidos. Se observó que las litologías de grano fino y mal seleccionadas representadas por las facies arenosas son las que tienen menor presencia de alteración hidrotermal, inferida por la baja permeabilidad que poseen sus capas estratificadas de forma masiva como sus intercalaciones de fangolitas.

Bajo este mismo enfoque las facies andesíticas poseen una alteración mucho más pervasiva tanto en sus espacios abiertos (vesículas) como en las debilidades reológicas o discontinuidades que presenta su litología, por ejemplo se observó una mayor presencia de epidotización y cloritización en las andesitas y brechas andesíticas presentes en el contacto entre las facies arenosas y andesíticas (ver Figura 21 y 24. C). Lo expuesto anteriormente se repite también con las facies dacíticas.

8 Geoquímica de la Fm. Cerro Empexa e intrusivos alojados en su discontinuidad.

8.1 Introducción

Este capítulo tiene como motivación principal mostrar los resultados obtenidos a través de la litogeoquímica como del análisis espectral ASD realizado a las muestras colectadas en terreno. Es por esto que a continuación se abordará de forma breve la teoría en que se basa cada análisis ligando estos a los objetivos específicos 4, 5 y 6 de este trabajo.

8.1.1 Analisis Spectral Data (ASD)

El análisis espectral utiliza la captura de las diferentes longitudes de onda del espectro electromagnético, con una gama amplia de aplicaciones que van desde el procesamiento de imágenes satelitales hasta estudios mineralógicos.

ASD es la plataforma computacional en la cual se adquirió el rango del espectro electromagnético de interés (infra rojo cercano) para buscar minerales de alteración. Antes de entender cómo se relaciona este rango del espectro con la identificación de minerales debemos entender los conceptos SWIR y VNIR (Short Wave Infra Red y Very Near to Infra Red en inglés).

SWIR: es el rango del espectro electromagnético entre los 1000 y 2500 nanómetros de longitud de onda. Se usa un segmento del SWIR, entre los 1300 y 2500 nm., que contiene la absorción característica para la mayoría de los minerales índice de alteración en sistemas tipo pórfido cuprífero (ver Figura 41).

VNIR: es un rango de longitud de onda cercano al infra rojo y se relaciona con la emisión de electrones en lugar de la vibración de enlace y en este estudio no se utilizó.

Las características de absorción en el rango SWIR están en función de la composición de los minerales. Son la manifestación de absorción de energía de la red cristalina al variar el estado de vibración. Estos estados de vibración son característicos, responden a distintos niveles de energía y son función del tamaño del radio iónico de los cationes unidos a diferentes moléculas. Debido a que la longitud del enlace para una molécula específica es constante es posible predecir la presencia de minerales al compararlos con la longitud de onda característica de absorción en su curva espectral (Huntt, 1977).

Absorción característica de algunos grupos minerales		
Posición espectral	Mecanismo de enlace	Grupo mineral
~1.4 μm	OH y agua	Arcillas, sulfatos, hidróxidos, zeolitas.
~1.56 μm	NH ₄	Especies con NH₄.
~1.8 μm	OH	Sulfatos.
~1.9 μm	Agua	Esmectita.
2.02, 2.12 μm	NH ₄	Especies con NH₄
~2.2 μm	AL-OH	Arcillas, sulfatos, micas.
~2.29	Fe-OH	Arcillas con Fe.
~2.31	Mg-OH	Arcillas con Mg.
~2.324	Mg-OH	Cloritas.
~2.35 +/- μm	CO ₃ ⁻²	Carbonatos
~2.35+	Fe-OH	Cloritas ricas en Fe.

Figura 41: Principales rangos de absorción de minerales y grupos de minerales típicos en alteraciones desarrolladas en sistemas tipo pórfido cuprífero. (Trott, 2016)

La luz reflejada por cualquier material es afectada por la interacción subatómica entre la luz incidente y los enlaces de las partículas de ese material. Estos cambios son detectables y se pueden relacionar con características composicionales, que bien interpretadas, pueden guiar a entender la mineralogía y cambios sistemáticos en la especie mineral, relacionadas a las condiciones de formación (Trott, 2016).

En este trabajo el objetivo es distinguir minerales de alteración que no fueron visibles en muestra de mano para su posterior correlación con las facies sedimentarias y volcánicas observadas en terreno y las alteraciones que estas poseen. Lo anterior apunta a lograr los objetivos específicos 4 y 5.

La metodología que se utilizó fue disparar 3 veces un haz de luz de forma puntual con el equipo ASD TerraSpec ® Halo Mineral en caras distintas de cada muestra de mano. Luego se exporta el SWIR de las curvas espectrales obtenidas en cada disparo mediante el software TSG (“The Spectral Geologist”), el cual compara las curvas con una librería de curvas espectrales asociadas a minerales de alteración, identificando minerales como familias de minerales.

8.1.2 Litogeoquímica

Los análisis de litogeoquímica se realizaron en el laboratorio ALS (Australian Laboratory Services) mediante la técnica ICP–MS con digestión de 4 ácidos, la cual entrega la química de los óxidos mayores como elementos menores y trazas.

La sigla ICP-MS se refiere a “espectrometría de masas con plasma acoplado inductivamente”. Es una técnica de análisis elemental e isotópico capaz de determinar y cuantificar la mayoría de los elementos de la tabla periódica en un rango 8 órdenes de magnitud alcanzando a captar el orden de 1 nano gramo/litro. Puede además llevar a cabo la cuantificación de la composición isotópica y estudios de la estabilidad de isótopos traza (Taylor, 2001).

La litogeoquímica tiene como primer propósito clasificar químicamente las rocas volcánicas de la Fm. Cerro Empexa y como segundo propósito clasificar y caracterizar los intrusivos alojados en ella y en su discontinuidad basal.

El primero se enfoca en terminar la caracterización de las facies mediante su química para evaluar si estas son rocas químicamente más reactivas respecto a las que subyacen y sobreyacen a la Fm. Cerro Empexa, lo que apunta a lograr los objetivos específicos 4 y 5.

Lo segundo es para caracterizar el magmatismo de los intrusivos emplazados, evaluando además si tienen composiciones afines con los magmas productores de pórfidos cupríferos de edad Eoceno – Oligoceno en el norte de Chile y Perú de acuerdo a lo publicado por Loucks, (2014) y a estudios internos de QPX (Trott, 2016), apuntando a lograr lo propuesto en el objetivo específico 6.

8.2 Resultados Litogeoquímica y ASD en rocas Intrusivas

Se presenta a continuación el diagrama NA-K GER publicado por Stanley, (1996) que grafica en el eje de las abscisas la razón molar de Na/Al y en el eje de las ordenadas la razón molar de K/Al (ver Figura 42). El gráfico permite inferir de forma general las alteraciones hidrotermales que pueden estar presentes, basado en la adición y sustracción de Na y K (elementos móviles ante procesos hidrotermales) respecto el Al (elemento inmóvil).

Lo anterior expuesto permite descartar las muestras que poseen procesos hidrotermales fuertes y que no sirven para caracterizar los intrusivos tanto por elementos mayores como menores y trazas.

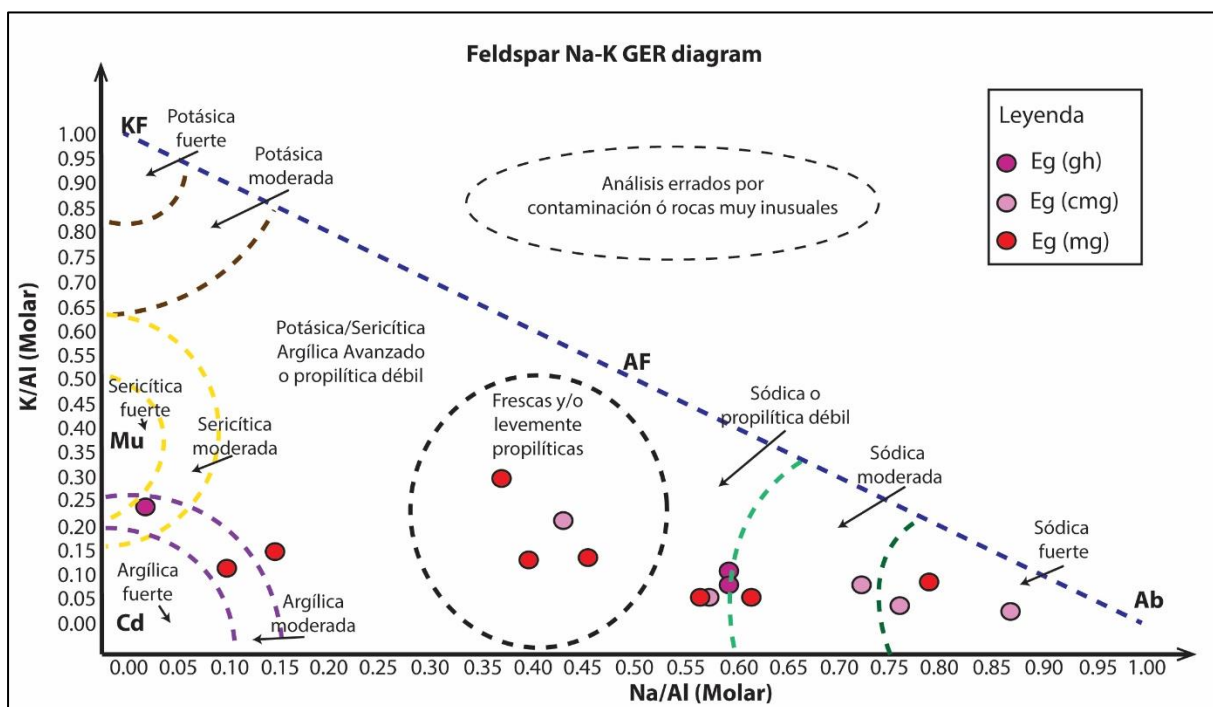


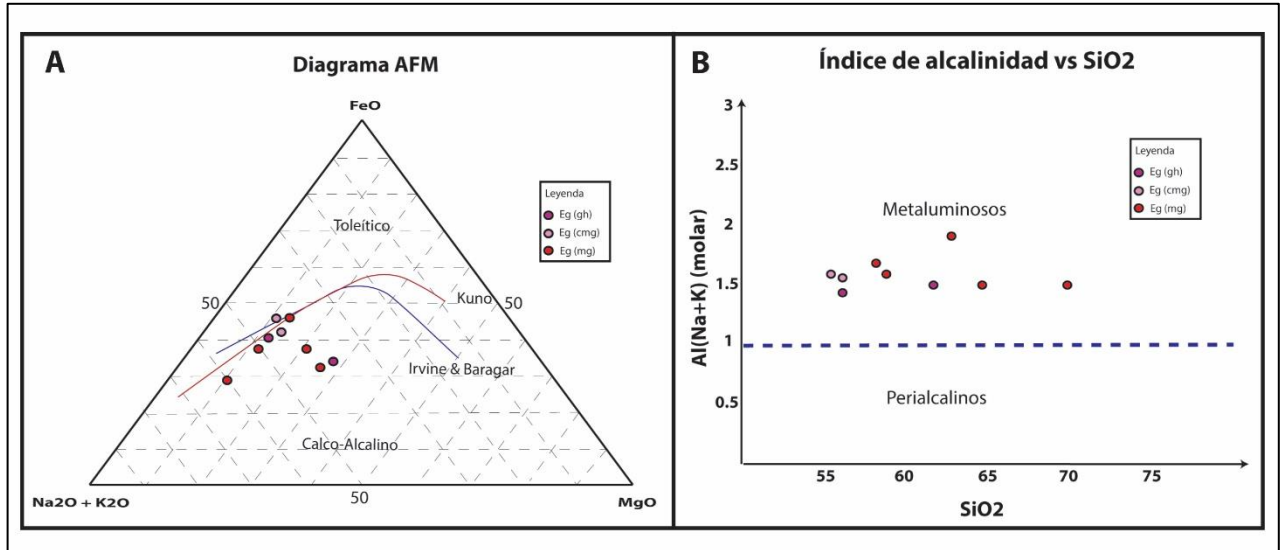
Figura 42: Diagrama Feldspar Na-K GER

Los campos presentes de alteraciones han sido dibujados en base a lo publicado por Halley,(2016) y Trott, (2016) quienes discuten y definen estos campos mediante la estequiometría de minerales de alteración que se forman por la movilidad de los elementos Na y K. La línea punteada azul presenta la composición molar de los feldspatos alcalinos, siendo su extremo superior izquierdo el feldespato potásico (KAlSi_3O_8 , razón molar K:Al de 1:1) y su extremo inferior derecho la albita ($\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$, razón molar Na:Al de 1:1), que se correlacionan con las alteraciones de tipo “potásica fuerte” y “sódica fuerte”. Para definir el campo de alteración sericitica se utiliza la muscovita ($\text{KAl}_3\text{Si}_3\text{O}_{10}(\text{OH})_2$, razón molar K:Al de 1:3), y la calcedonia (variedad de cuarzo y fórmula química SiO_2) para el campo de alteración argílica (caracterizada por silicificación y pérdida de K en los minerales).

En base a lo anterior expuesto se han descartado las muestras de intrusivos que caen en los campos de alteración potásico fuerte y moderado, sericitica fuerte y moderada, sódica moderada y fuerte; dejando sólo las muestras que caen en el campo “frescas y/o levemente propilíticas” como “sódica o propilítica débil” debido a que poseen una mayor confianza analítica.

La Figura 43 (A) muestra el diagrama AFM ampliamente utilizado para determinar la signatura que tienen las rocas ígneas. Se observa que los 9 intrusivos que califican del diagrama “Feldspar Na-K GER” caen en la signatura calco-alcalina.

En la Figura 43 (B) se observa un diagrama de índice de alcalinidad v/s porcentaje de SiO₂, publicado por Frost y Frost (2008) para distinguir entre rocas ígneas metaluminosas y perialcalinas. El índice de alcalinidad se calcula con la razón molar Al/(Na+K), separando las rocas metaluminosas con un índice mayor a 1. El diagrama muestra que todos los intrusivos son



metaluminosos.

Durante la última década ha estado presente la discusión acerca de si los magmas que son precursores de mineralización tipo PCD (Cu y/o Cu-Au) tienen una composición distintiva frente a los magmas típicos de composición calco alcalina. Loucks, R. (2014) realiza una compilación litogeoquímica de las provincias o franjas más productivas de yacimientos tipo PCD en el anillo del fuego donde toma como referencia a:

- Intrusivos relacionados a depósitos tipo PCD (Cu) de edad 66-54 Ma en el suroeste de Estados Unidos y norte de México

- Intrusivos relacionados a depósitos tipo PCD (Cu) de edad 59-31 Ma (franja del Paleoceno-Eoceno Inferior y Eoceno Medio-Oligoceno Temprano).

Figura 43: Diagrama AFM para intrusivos.

- Intrusivos relacionados a depósitos tipo PCD (Cu-Au) de edad 24-4 Ma (franja del Mioceno-Plioceno).

- Intrusivos de edad 5-1 Ma en el margen oeste de las Filipinas (provincia productora de PCD (Cu) y PCD (Cu-Au)).

- Intrusivos y rocas volcánicas que no tienen relación a depósitos tipo PCD de edad 23-0 Ma presentes en la Zona Volcánica Sur y Centro de Chile (CVZ y SVZ en inglés), como el

promedio del magmatismo de arco en el margen continental del anillo circum pacífico (serie basalto-andesita-dacita-riolita, compilada del magmatismo Neógeno-Cuaternario presente en Los Andes, sur de Alaska, Kamchatka, Japón, el arco Ryukyu y el arco Sunda-Nueva guinea) ver Figura 44 (I.A/II.A/III.A).

De la compilación anteriormente expuesta concluye que los intrusivos asociados a mineralización tipo PCD presentan en su composición las siguientes características distintivas:

- Son más aluminosos (alto contenido Al_2O_3) y pobres en titanio (bajo contenido de TiO_2) que los intrusivos que no poseen relación con mineralización tipo PCD, además de ser inusualmente ricos en H_2O .

- Presentan concentraciones altas de V y Sr y bajas de Sc e Y (elementos litófilos de difícil movilidad ante procesos hidrotermales que están presentes en cantidades traza para la mineralogía común de rocas intrusivas), que permiten elaborar diagramas de discriminación entre los intrusivos asociados y no asociados a sistemas PCD, utilizados en la exploración de éstos para determinar si poseen una composición distintita similar a los productores.

En base a lo anterior expuesto se presentan a continuación los diagramas expuestos en Loucks, R. (2014) y los elaborados mediante los mismo parámetros en este trabajo para los intrusivos en la zona de estudio.

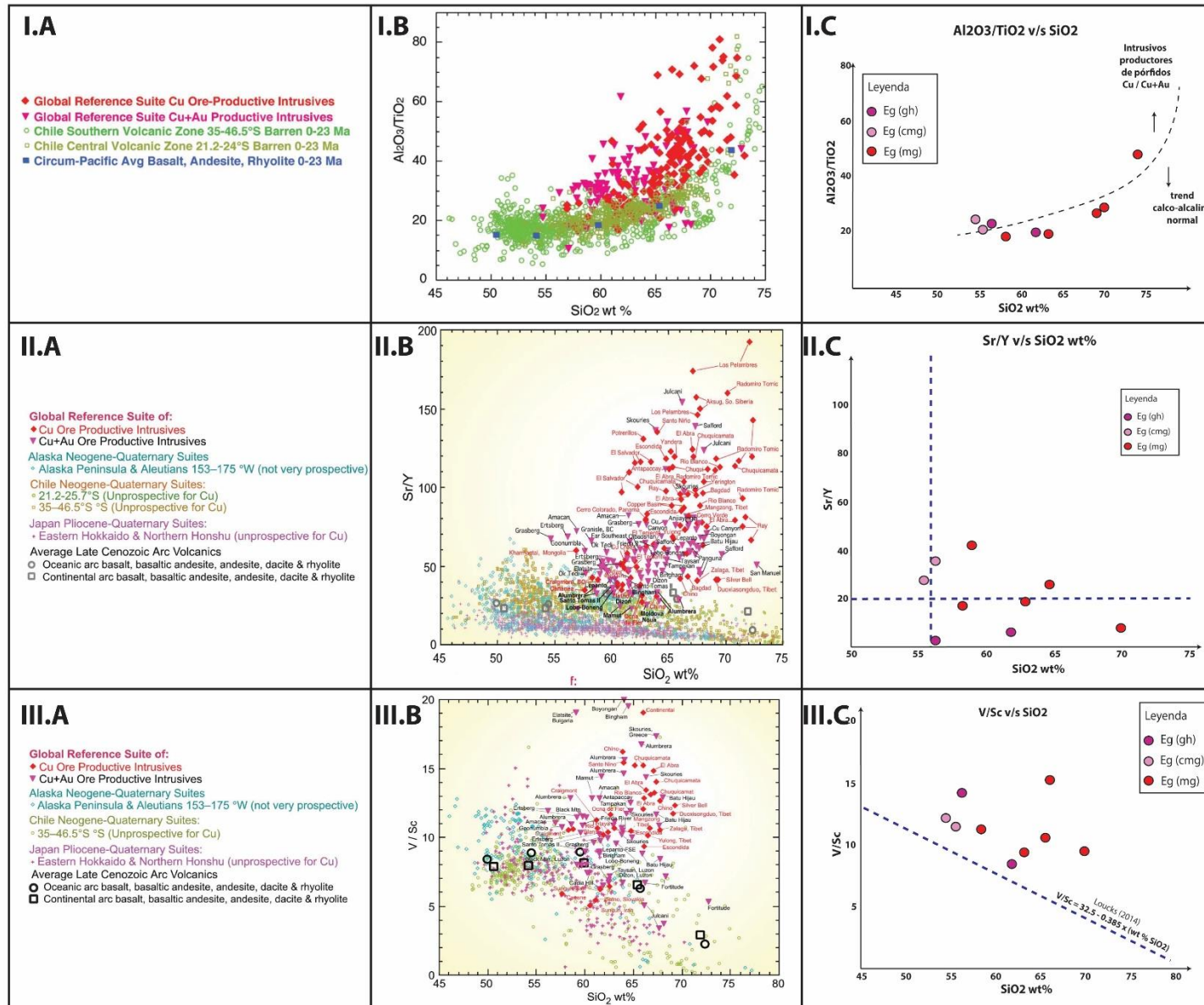


Figura 44: Diagramas publicados por Louck, R. (2014) para evaluar intrusivos con composiciones distintas para formas depósitos tipo pórfido cuprífero. Se presenta la leyenda de la compilación como su gráfico en la primera y segunda columna respectivamente. La tercera columna muestra la replicación de los diagramas para los intrusivos documentados en el sinclinal de Higuertitas y sur del Co. La Campana.

El diagrama Al_2O_3/TiO_2 vs SiO_2 wt%, expuesto en la Figura 44 (I.C) muestra que los intrusivos clasificados como metaluminosos en la Figura 43 (B) no presentan un empobrecimiento en TiO_2 notorio del trend calco-alcalino productor de depósitos tipo PCD presente en (I.B). Sin embargo 3 muestras caen ligeramente sobre la curva que separa ambos campos, estas están asociadas a las 3 unidades intrusivas (Eg (cmg) / (mg) / (gh)) documentadas en el “Mapa Distrital Higuieritas” expuesto en la Figura (11)

El diagrama Sr/Y vs SiO_2 wt% en la Figura 44 (II.C) publicado por Loucks, (2014) muestra que la compilación de intrusivos productores de depósitos tipo PCD (enriquecidos en Sr y deprimidos en Y) poseen una razón Sr/Y mayor a 35 y un porcentaje en peso de SiO_2 wt% mayor a 57 wt %. La replicación de este diagrama para los intrusivos de este estudio muestra que sólo dos muestras cumplen esta tendencia, y representan las unidades intrusivas Eg (cmg) y Eg (mg).

El diagrama V/Sc vs SiO_2 wt% de la Figura 44(III.B) distingue en base a la compilación antes citada que los intrusivos asociados a depósitos tipo PCD (ricos en Cu y pobres en Au) poseen una razón V/Sc mayor a 10, sin embargo los que están asociados a depósitos tipo PCD (ricos en Cu y Au) no necesariamente cumplen esta condición. Loucks, (2014) propone que ambas clases caen sobre la curva $V/Sc=32.5-0.385 \times SiO_2$ wt%, permitiendo distinguir entre intrusivos asociados a depósitos tipo PCD de ambos tipos. Se puede observar en base a lo anterior expuesto que todas las muestras caen sobre esta curva en la Figura 44 (III.C), cumpliendo las 3 unidades intrusivas la condición antes señalada.

8.3 Resultados ASD y litogeoquímica en facies sedimentarias y volcánicas de la Fm. Cerro Empexa

La Figura 45 muestra un diagrama TAS para determinar mediante química el tipo de rocas extrusivas que se tiene y la serie magmática a la que pertenecen (fuertemente alcalinas, alcalinas o sub-alcalinas) en base al porcentaje en peso total de los óxidos alcalinos (Na_2O+K_2O) y su porcentaje en peso de sílice (SiO_2).

Se observa que las rocas extrusivas pertenecientes a Challacollo pertenecen a la serie alcalina con magmatismo ácido y coinciden litológicamente con las tobas riolíticas y dacitas descritas en 4.4 y 4.5.2 respectivamente.

Las que se exponen en el Sinclinal de Higuieritas y sur del Co. La Campana son trachy-andesitas, andesitas y dacitas principalmente sub-alcalinas de magmatismo intermedio-ácido que corrobora también la litología expuesta en 4.5.1 y 4.5.2.

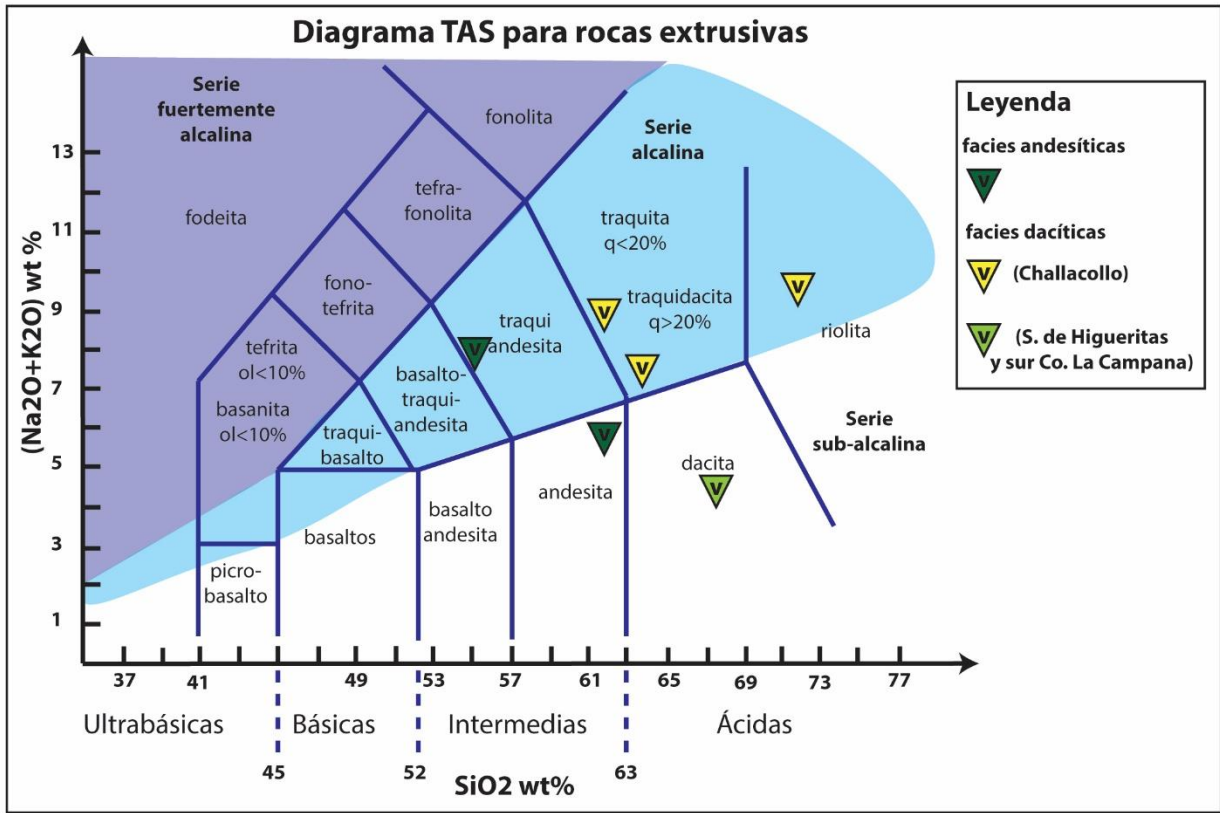


Figura 45: Diagrama TAS para rocas extrusivas.

La figura 46 muestra un diagrama que grafica en el eje X las distintas facies de la Fm. Cerro Empexa y en el eje Y los minerales y familias de estos obtenidos mediante el estudio de su curva espectral acotada al infra rojo cercano (SWIR).

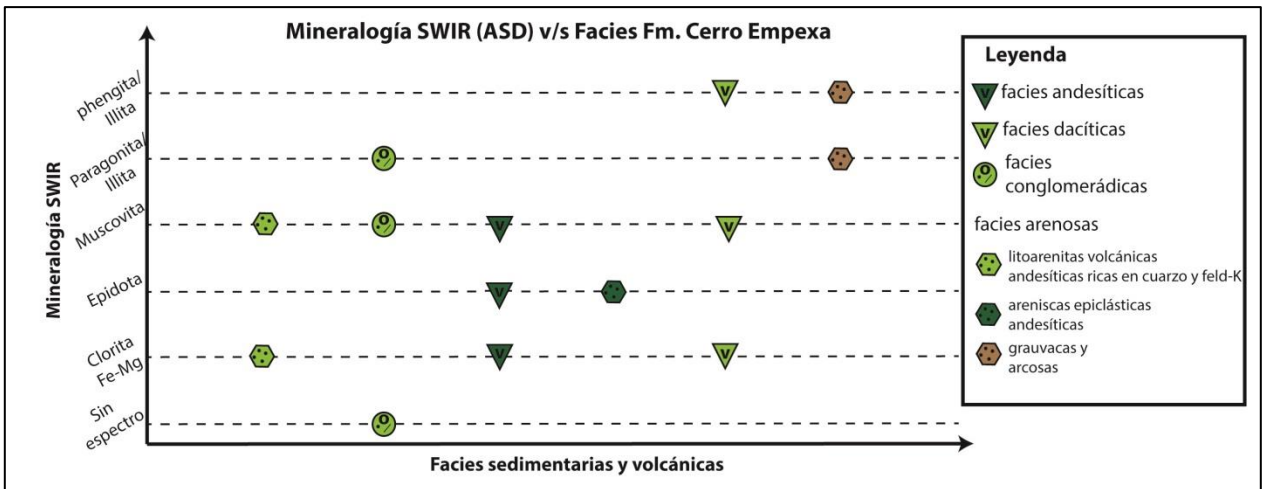


Figura 46: Diagrama de la mineralogía determinada mediante ASD-SWIR y su correlación con las facies de la Fm. Cerro Empexa.

Existen dos grandes grupos y/o familias minerales que se pueden distinguir en la mineralogía expuesta en el eje Y.

1.- phengita/illita – paragonita/illita – muscovita.

2.- epidota – cloritas Fe-Mg.

Se puede observar una relación directa entre las litologías que poseen minerales o granos ferro-magnesianos y la mineralogía del grupo 2, como las litologías que poseen feldespatos alcalinos o granos de estos con el grupo 1.

Es importante notar que estas familias de minerales se correlacionan con las 2 alteraciones documentadas en las facies de la Fm. Cerro Empexa expuesta en el capítulo 4.3:

- Alteración propilítica y sericítica selectiva en feldespatos potásicos y/o plagioclasa para las facies de rocas extrusivas (andesíticas y dacíticas).

- Epidotización y cloritización de granos ferro-magnesianos presentes en las facies sedimentarias (arenosas y conglomerádicas), además de alteración sericítica selectiva de feldespatos en las arcosas (ver Anexo C, muestras 777, 778 y 795).

9 Discusión de resultados e interpretaciones.

Este capítulo tiene como fin discutir acerca de los resultados presentados en los capítulos 3 a 8, y las interpretaciones realizadas en el capítulo 5 (Rocas Intrusivas), 6 (Estructuras) y 8 (Geoquímica) en base a los siguientes tópicos:

9.1 La interpretación de estructuras de escama gruesa y su movimiento.

La Falla de alto ángulo expuesta en el Perfil H-H' como "Falla Escama Gruesa" cumple las características para ser interpretada como una falla de piel gruesa (Castelli 2016, comunicación verbal) (Pfiffner et al., 2016). Su traza marca el límite oriental del Sinclinal de Higuieritas con un alto ángulo, en su origen fue una falla normal que se infiere por el ambiente tectónico extensional en el que se depositó la Fm. Majala (de ambiente marino transicional-deltaico), correspondiente a la formación más antigua afectada por esta estructura en la zona de estudio.

Se infiere que es una estructura profunda principalmente porque se asocia a la intrusión de las unidades graníticas Eg (gh) y Eg (mc) mediante el mecanismo que se discute en el punto 2. Estos cuerpos intrusivos provienen de cámaras magmáticas diferenciadas emplazadas entre 10 a 15 km de profundidad en la corteza superior (Petford et al., 2000).

Otra característica importante de las fallas de piel gruesa es que son reactivadas en modo inverso o normal de acuerdo al régimen tectónico, controlando la sedimentación, erosión, alzamiento y preservación de las rocas.

Las facies sedimentarias de la Fm. Cerro Empexa en el Sinclinal de Higuieritas presentan un control en la sedimentación evidenciada por las paleo-corrientes documentadas al E/NE (dirección que apunta a la traza de la falla); además su discordancia basal (erosiva y angular con la Fm. Chacarilla) documentada en el flanco oriental del Sinclinal evidencia un control en la paleo-geografía relacionada posiblemente a esta estructura, la más conspicua en la parte oriental de la zona de estudio.

En relación a su actividad polifásica y reactivación se debe revisar si cumple con los modelos mecánicos que predicen la reactivación en modo inverso de una falla de alto ángulo. Estas condiciones de reactivación han sido ampliamente revisadas (Sibson, 1985, 1988, 2000) y se detallan a continuación:

1. Que exista una presión de fluidos supra-litostática ($P_f > \sigma_3$), condición factible en la falla de escama gruesa, ya que se asocia a la circulación de los magmas que emplazaron los granitoides eocenos, estos habrían actuado como un lubricante para su movimiento.

2. Existencia de estructuras de extensión subhorizontales asociadas a un régimen compresivo (σ_1 horizontal y σ_3 vertical). Esta condición se cumple en la zona de estudio dada las geometrías subhorizontales y tabulares de las unidades intrusivas documentadas (Eg (cmg, mg, gh)), ya que para su emplazamiento fue necesaria la generación de espacios mediante estructuras extensionales desarrolladas en las vecindades de la discontinuidad basal de la Fm. Cerro Empexa. Además los cuerpos intrusivos coinciden temporalmente con el evento tectónico Incaico (compresivo) de edad Eoceno Medio.

9.2 La discontinuidad basal de la Fm. Cerro Empexa como un nivel favorable para el emplazamiento de los granitoides Eocenos y su relación con estructuras de escama gruesa.

Para comenzar la discusión de este tópico se debe revisar los modelos de emplazamiento aceptados en la literatura para los magmas graníticos. McCaffrey y Petford, (1997) y Petford et al., (2000) plantean que la recurrente forma tabular y/o subhorizontal tiene un comportamiento fractal en escala (evidenciada en la geometría tanto de batolitos como cuerpos intrusivos menores) además de implicancias en el transporte y emplazamiento.

El modelo plantea que el transporte de los magmas graníticos es a través de diques que conforman canales alimentadores en zonas de alta permeabilidad, conectando los magmas provenientes de cámaras diferenciadas (ubicadas entre 10-15km) a profundidades más someras de 1-3 km.

Estas zonas de alta permeabilidad se relacionan a grandes anisotropías en la corteza como fallas de piel gruesa y sistemas de fallas antiguos presentes en el basamento (Ferré et al., 2012) que facilitan la migración del magma y la conformación de los diques alimentadores. Es por esta razón que se interpreta la falla “escama gruesa” como alimentador de los granitoides.

El fracturamiento que produce el dique es finalizado por algún plano horizontal que funciona como una trampa para el magma en la corteza (atribuible a planos de estratificación, planos de clivaje, despegue de fallas o cualquier anisotropía subhorizontal). En este punto el magma deja de transportarse de forma vertical para propagarse de forma lateral.

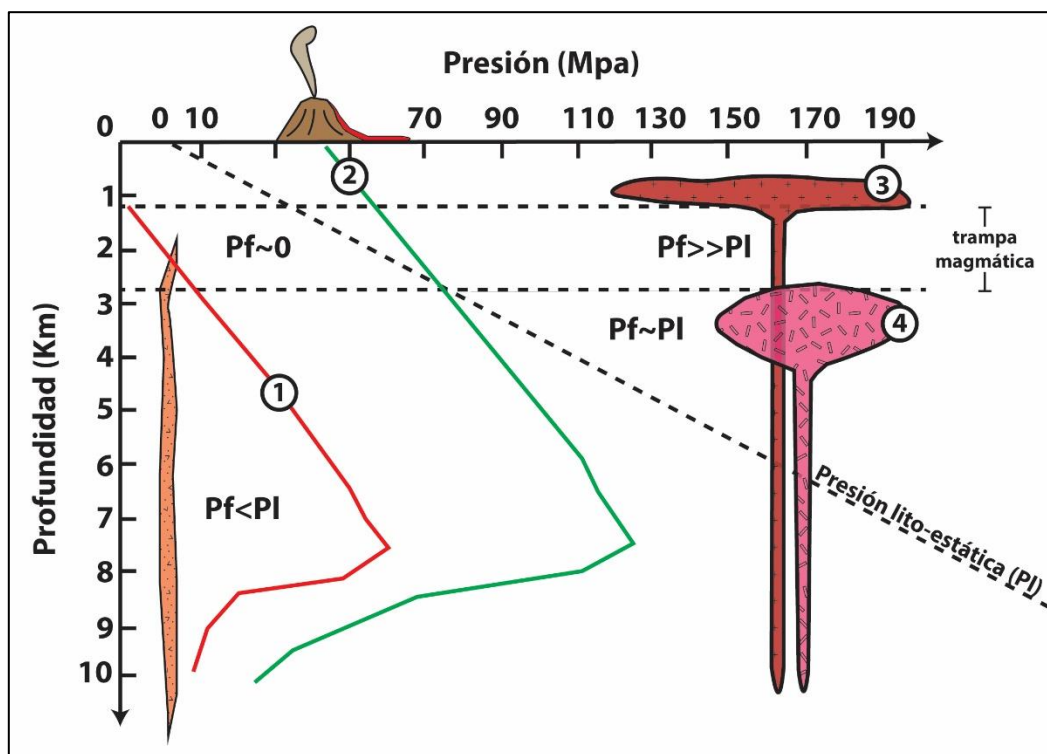


Figura 47: El rol de la presión de fluido (P_f), la presión lito-estática (P_l) y las trampas magmáticas en el ascenso y emplazamiento de magmas graníticos (tomado y modificado al español de Petford et al., 2000). Se muestran 4 situaciones hipotéticas en donde el transporte y emplazamiento de los magmas es condicionado por las variables expuestas. Caso 1) El magma asciende mediante un dique bajo la condición $P_f > P_l$ a través de una corteza homogénea hasta que la $P_f \sim 0$, esta condición ocurre aproximadamente a los 2 km. de profundidad debido a la cristalización del magma en el dique ($P_f < P_l$) orientando el dique perpendicular a la dirección de estrés principal. Caso 2) En contraste al Caso 1, el magma se mantiene con una presión de fluido alta y constante, pudiendo alcanzar la superficie y gatillando una erupción volcánica. Para el Caso 3) y 4) el magma asciende hasta la corteza superior al igual que el Caso 2, pero se encuentra con una anisotropía subhorizontal que actúa como una trampa magmática e impide su ascenso. En estos casos la forma final del intrusivo dependerá de la magnitud que tenga la presión de fluido respecto la presión lito-estática. Si $P_f \gg P_l$ el magma puede levantar su sobrecarga y expandirse a lo largo de la trampa, cristalizando con una forma planar y subhorizontal (Caso 3). Si $P_f \sim P_l$ el magma no tiene la capacidad de levantar la sobrecarga cristalizando bajo la trampa magmática con límites laterales más abruptos y una forma relativamente planar tipo "stock" o batolito (Caso 4).

El crecimiento vertical del cuerpo intrusivo será limitado por la capacidad del magma de levantar el techo rocoso y esta capacidad es función finalmente de la sobrepresión magmática en el emplazamiento que debe ser mayor a la carga lito-estática. Las distintas posibilidades de ascenso como emplazamiento se revisan en la Figura 47 y se explican en su descripción.

En base a lo anterior expuesto es que se plantea que la discontinuidad basal de la Fm. Cerro Empexa si es un lugar favorable para el emplazamiento de cuerpos intrusivos, debido a que representa la anisotropía subhorizontal a escala regional más potencial de intersectar el arco magmático del Paleoceno-Eoceno Medio, funcionando como una trampa magmática en la corteza superior que cumple con las características de los modelos de emplazamiento citados anteriormente.

9.3 La composición de las Unidades Intrusivas y su similitud respecto a los intrusivos asociados a la formación de depósitos tipo PCD.

Se debe ahondar en dos tópicos para la discusión de este punto, estos son:

1. A qué se debe la composición distintiva de algunos elementos litófilos en los magmas asociados a la producción de depósitos tipo PCD (altos contenidos de Sr y V además de bajos en Y, Sc y Ti) respecto a los magmas típicos calco-alcalinos, propuesta por Loucks, (2014).
2. Los resultados expuestos en el apartado 8.2 pueden determinar si las unidades intrusivas alojadas en la discontinuidad y sus vecindades tienen esta composición distintiva.

En primer lugar Loucks (2014) plantea que la fertilidad de los magmas para generar sistemas tipo pórfido no se desarrolla a una escala de complejos ígneos individuales más bien se representa en una escala regional en donde varios centros intrusivos asociados a una franja metalogénica presentan una composición distintiva.

Propone que el régimen tectónico compresivo (y posiblemente transpresivo) en donde se han desarrollado diversas provincias cupríferas en el margen sudamericano produce una serie de procesos que fomentan esta composición distintiva. Estos procesos son:

- El entrapamiento de magmas basálticos derivados de la fusión parcial del manto en las cercanías del Moho. Estos son enfriados lentamente durante un tiempo suficiente para producir la reposición de magmas nuevos a las cámaras magmáticas en la corteza, que bajo este régimen tectónico son afectadas por cristalización fraccionada de capas ultramáficas-máficas en su base.

- La acumulación de H₂O en los magmas generada a través de múltiples ciclos de reposición y cristalización fraccionada a altas presiones en las cámaras magmáticas.

Para entender entonces este patrón de elementos litófilos se debe comprender cómo afecta el contenido de agua en los fundidos silicatados y su secuencia de cristalización de minerales. La figura 48 muestra los campos de estabilidad de los minerales de acuerdo al porcentaje en peso de agua disuelta en el fundido, la presión de agua y su temperatura.

De esta figura se desprende que si el magma es pobre en agua ($P_{H_2O}=0$) el orden de cristalización será plagioclasa-olivino, ortopiroxeno y augita. Sin embargo si el magma es rico en agua ($P_{H_2O}>300$ y wt% H₂O>6%) la cristalización comenzará con hornblenda y finalizará con plagioclasa.

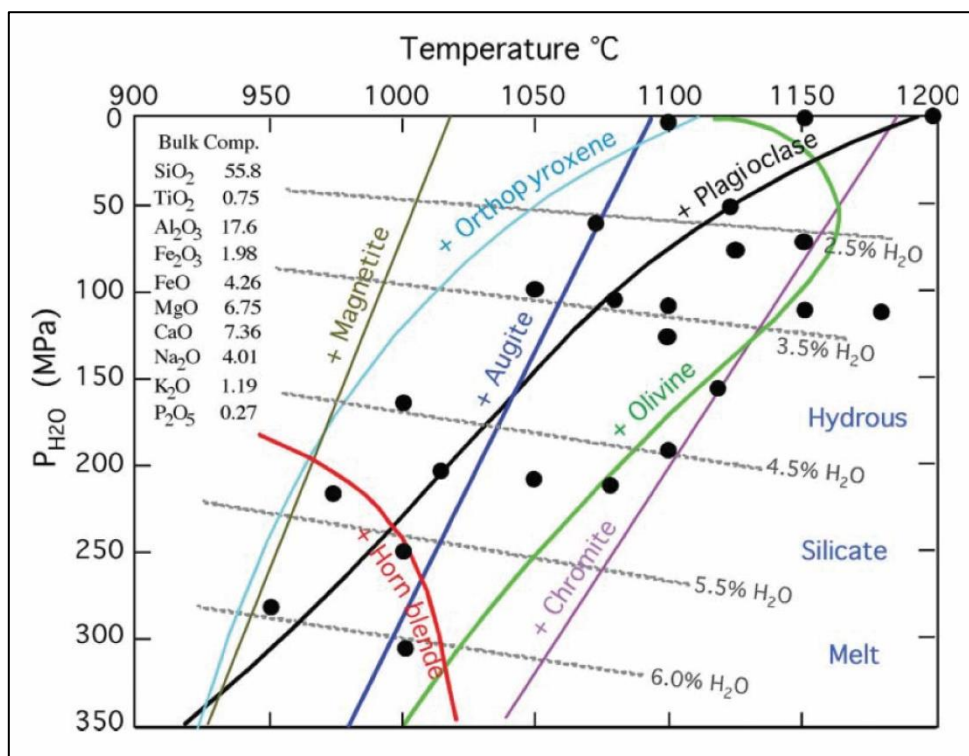


Figura 48: Diagrama de estabilidad de minerales para fundidos silicatados secos a hidratados (Tomado de Loucks, 2014). Las líneas punteadas en color gris representan el porcentaje en peso de agua disuelto en el fundido y los círculos negros representan los modelamientos experimentales de cristalización realizados por Moore et al., (1998).

En base a los coeficientes de partición de los elementos litófilos en plagioclasa, hornblenda y magnetita con respecto al fundido, se puede comprender los contenidos altos de Sr y V y bajos de Y, Sc. Estos coeficientes producen los siguientes comportamientos:

- Al y Sr poseen altos coeficientes de partición para plagioclasa y bajos en la Hornblenda, es por esto que en magmas hidratados se acumulan en el fundido al cristalizar hornblenda antes que plagioclasa.

- Ti, Y y Sc tienen altos coeficientes de partición para la hornblenda y bajos para la plagioclasa, es por esto que la cristalización primaria de hornblenda en los magmas hidratados provoca que el fundido residual este empobrecido en estos elementos.

- Con altos contenidos de agua disuelta en los fundidos la hornblenda puede cristalizar primero que la titano-magnetita y deprimir el fundido en Fe⁺² y Fe⁺³ deprimiendo el fundido residual en Fe, además de retrasar o reprimir la formación de magnetita.

- V⁺⁴ tiene un alto coeficiente de partición en la magnetita respecto el fundido, siendo incluso 10 veces mayor que su coeficiente de partición para la hornblenda. Es por esto que la formación temprana de hornblenda y su consecuente inhibición en la formación de magnetita puede enriquecer el fundido en Vanadio en los magmas hidratados.

De acuerdo a lo anterior expuesto es que se esperan que las razones $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$ y Sr/Y aumenten más fuertemente respecto el porcentaje en peso de SiO_2 en magmas hidratados que en magmas poco hidratados o secos, para los cuales estas razones disminuyen respecto el porcentaje en peso de SiO_2 . Bajo el mismo análisis es que la razón V/Sc sea más alta para los magmas hidratados.

Finalmente queda discutir si las muestras de la Unidades Intrusivas Eg (cmg/mg/gh) poseen esta composición distintiva.

En primer lugar se debe tener claro que se utilizaron 5 muestras que según el diagrama “feldspar N-K-GER” tenían un grado leve de alteración sódica y 4 muestras caían en el campo fresco y levemente propilítico. Pese a esto, se tiene al menos una muestra de cada unidad que cumpliría con los criterios propuestos por Loucks (2014), en donde valida la utilización de los diagramas discriminantes con intrusivos que no posean grados de alteración importante o metasomatismo.

Razón $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$ v/s SiO_2 %wt: La Figura 44 (I.C) muestra que a pesar de que las unidades son calco-alcálicas y meta-aluminosas (Figura 43) 4 muestras caen sobre el trend calco-alcálico normal (empobrecido en Ti) y 5 muestras caen en el trend normal, esta variabilidad se atribuyen a procesos hidrotermales que pudieron afectar la concentración de Ti. Se determina entonces que al menos la Unidad Eg (cmg) cumple con el trend para los intrusivos productores, mientras que la unidad Eg(gh) y Eg(mg) cumplen parcialmente esta condición, cayendo en general levemente bajo el trend, con sólo dos muestras por sobre este.

Razón Sr/Y v/s SiO_2 %wt: La Figura 44 (II.C) evidencia que la unidad Eg(gh) cae fuera del campo asociado a magmas productores de depósitos tipo PCD. Mientras que dos muestras de Eg (mg) y sólo una de Eg (cmg) caen en el campo productor. Es válido discutir que el Sr en las muestras pertenecientes a Eg(gh) puede haber sido re movilizado de las plagioclasas dado la alteración sódica leve que tenían estas muestras. Lo que no permite descartarlas aún de una posible fertilidad.

Razón V/Sc v/s SiO_2 %wt: La importancia de este diagrama respecto los dos anteriores es que el V como el Sc no son elementos que se movilicen ante procesos de alteración hidrotermal leves o moderados, siendo utilizado en exploración de forma independiente para la prospección de centros intrusivos (Trott 2014). La Figura 44(III.C) muestra que todas las muestras de las unidades intrusivas caen sobre la recta propuesta por Loucks (2014) ($\text{V}/\text{Sc}=32.5-0.385 \times \text{wt}\% \text{SiO}_2$) que separa los intrusivos no fértiles de los productivos.

Para terminar la discusión de este apartado y bajo la premisa de que se ocuparon 5 muestras levemente alteradas y 4 frescas para una mayor representación modal de las unidades, se argumenta que las unidades intrusivas si son potencialmente fértiles en base a los siguientes puntos:

- Se caracterizan por reflejar un magmatismo calco-alcalino, metaluminoso y levemente empobrecido en Ti.
- Las muestras frescas poseen los altos valores característicos de Sr/Y de magmas asociados a depósitos tipo PCD
- La totalidad de las muestras y por ende las 3 unidades intrusivas cumplen la razón V/Sc propuesta por Loucks (2014).

9.4 La existencia de algún nivel estratigráfico (facies) favorable en relación a su química para el desarrollo de un sistema tipo PCD.

Este tópico es bastante controversial por que los sistemas tipo pórfido cuprífero se han documentado en un variedad amplia de rocas de caja (Titley et al., 1993) desde rocas ígneas, sedimentarias y metamórficas.

Sillitoe (2010) ante este escenario plantea en primera instancia que las rocas de caja aparentemente no tienen un rol fundamental en la formación de un depósito tipo PCD, pero que es válido revisar ciertas litologías que pueden favorecer el aumento de ley en estos depósitos.

Estas litologías poseen características favorables en base a 3 aspectos:

1.-Sello para los fluidos mineralizadores: El desarrollo de mármol y/o rocas de grano fino en los bordes de los intrusivos funciona como una barrera impermeable a los fluidos provenientes de la fuente magmática. También reporta que rocas pobremente fracturadas alrededor y/o sobre un sistema tipo PCD son favorables ya que de igual manera focalizan los fluidos hidrotermales, un ejemplos de lo anteriormente expuesto es Grasberg (Sillitoe, 1997).

2.- Permeabilidad para la circulación de fluidos: Se ha documentado que los depósitos epitermales de alta sulfuración asociados a sistemas tipo PCD poseen altas leyes cuando están hospedados en secuencias de rocas altamente permeables. Estas son del tipo piroclástico y/o epiclástico en origen, un ejemplo de lo anterior es Yanacocha (Longo et al., 2005).

3.- Reactividad de la roca: Se ha comprobado que litologías ricas en Fe poseen la capacidad de favorecer un sistema tipo pórfido, bajo la premisa de que son efectivas en precipitar el Cu proveniente de los fluidos hidrotermales oxidantes. En este caso existen depósitos de clase mundial hospedados en rocas máficas a ultra-máficas, siendo un ejemplo de lo anterior expuesto el yacimiento El Teniente y la mineralización hospedada en el Complejo Máfico El Teniente (Skewes et al., 2002).

Como se expuso en el apartado 8.3 las facies de la Fm. Cerro Empexa reflejan el comportamiento expuesto en los puntos 2 y 3 explicados anteriormente.

Este se observó en las facies andesíticas (con la epidotización y cloritización de minerales ferro-magnesianos) como en las facies arenosas y conglomerádicas con clastos o cristales ferro-magnesianos (en la matriz). Las facies andesíticas y dacíticas que poseían un grado mayor de fracturamiento (fuerte presencia de diaclasas), sobre todo en las brechas homolíticas que se intercalaban en ellas (ver Figura 21).

Se descarta en la Fm. Cerro Empexa un nivel que actúe como sello para fluidos hidrotermales, ya que a pesar de que las facies arenosas siliciclásticas de grano fino eran bastante masivas se constató en las secciones delgadas que poseían buena selección, lo que favorece la permeabilidad de la roca.

Todo lo anterior expuesto se ha discutido en base a las observaciones de terreno como sus análisis posteriores en secciones delgadas, ASD y litogeoquímica. Sin embargo, es válido resaltar que en el apartado 3.2 se expuso la relación entre las distintas facies del perfil supérgeno (y las alteraciones hidrotermales presentes en él) del yacimiento Cerro Colorado y el nivel estratigráfico en el que se encontraba la mineralización (facies andesíticas). Mostrando un caso a escala de depósito, que repite esta relación favorable en donde la reactividad que poseen las facies de composición andesítica de la Fm. Cerro Empexa pueden favorecer tanto el desarrollo de alteración como mineralización tipo PCD.

Finalmente considerando que la Fm. Cerro Empexa a nivel regional se caracteriza por tener depocentros netamente volcánicos (facies andesíticas y/o dacíticas) y otros volcano-sedimentarios (dominados por arenas y/o conglomerados epiclásticos de composición andesítica), ambos casos se conforman de rocas potencialmente reactivas y en diversos grados permeables para el desarrollo de un sistema tipo PCD.

10 Evolución Geológica de la Fm. Cerro Empexa.

El presente capítulo tiene como objetivo sintetizar los aspectos más relevantes de este estudio, mediante un modelo evolutivo de las rocas que se formaron entre el Jurásico al Mioceno Inferior. Además se expondrán brevemente las características generales de lo ocurrido antes del Jurásico.

10.1 Triásico Medio – Jurásico Inferior (240 – 190 Ma)

A pesar de que en este trabajo no se estudiaron rocas de esta edad, la literatura reporta que desde el Triásico Medio al Jurásico Temprano ocurre un importante evento de rifting en el margen sudamericano, que estaría asociado al inicio de la fragmentación del super-continente Pangea. (Veervers, 1969). Este proceso de rifting sería acompañado de un descenso del magmatismo bimodal, generando extensión en la corteza y provocaría la generación de las cuencas pre-Andinas (Charrier, 2007).

10.2 Jurásico Medio – Cretácico Inferior

El inicio de este periodo es marcado por el restablecimiento de la subducción luego del evento de rifting en el margen sudamericano desde el Norte de Chile al sur de Perú. Debido a la subducción se establece un arco magmático bajo condiciones extensionales que permite la formación de una serie de cuencas tras-arco que es rellenada progresivamente con rocas sedimentarias marinas y continentales (Mpodozis y Ramos, 2008).

Reflejo de lo anterior expuesto en la zona de estudio es la depositación durante el Jurásico Medio de la Fm. Majala en un ambiente marino transicional, representada por areniscas siliciclásticas que se observaron en el flanco oriental del Sinclinal de Higuieritas.

El periodo acontecido entre el Jurásico Superior y el Cretácico Inferior estaría marcado por la depositación de las areniscas y limonitas continentales de la Fm. Chacarilla y la regresión marina acontecida durante el Cretácico Inferior en la Cuenca de Tarapacá (Castelli, 2016 comunicación verbal).

La depositación de las rocas en el depocentro representado por el Sinclinal de Higuieritas se infiere que habría estado controlado por la falla “Escama Gruesa” expuesta en el perfil H-H’, que habría actuado en modo normal dada las condiciones extensionales tras-arco establecidas durante este periodo. La evolcuión hasta quí descrita se encuentra descrita de forma gráfica en la Figura (49).

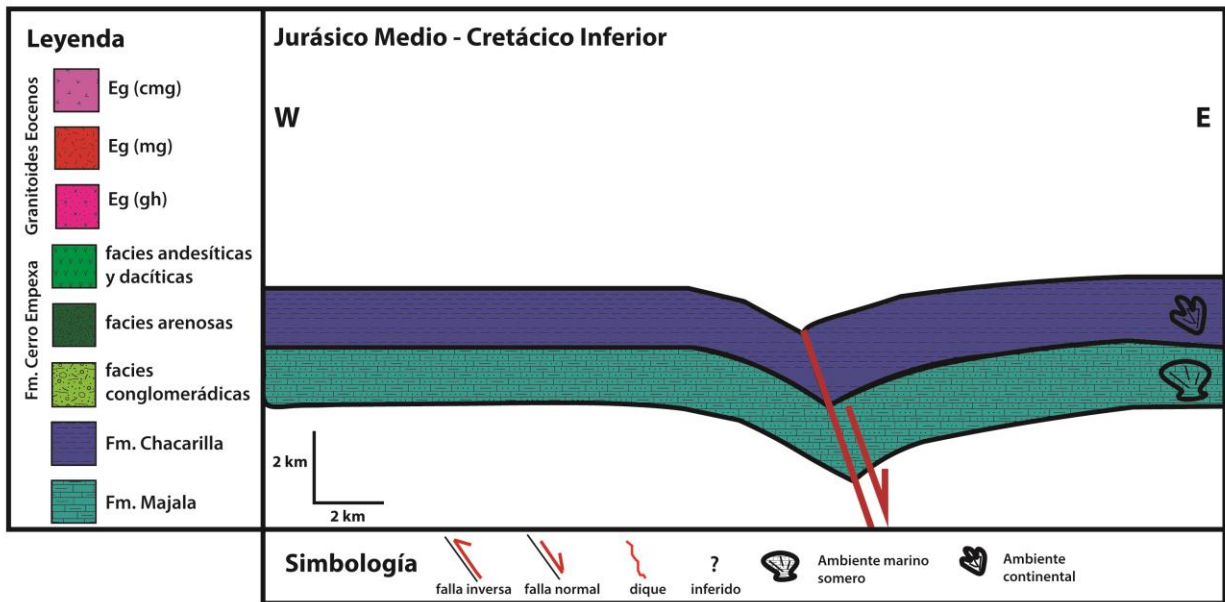


Figura 49: Perfil esquemático para la evolución geológica entre el Jurásico Medio -Cretácico Inferior

10.3 Cretácico Superior (Cenomaniano – Santoniano)

Este periodo está marcado por una serie de estructuras observadas en las rocas Jurásicas que evidencian un proceso de deformación compresiva. Este se representa en el plegamiento de la Fm. Chacarilla y Majala evidenciado en los pliegues: Anticlinal de Chacarilla, Sinclinal de Higuieritas y Anticlinal de Lítez como también en las fallas Cahuisa y Cautinicsa que afectan hasta la Fm. Chacarilla. Estas estructuras se pueden observar en la Figura 50.

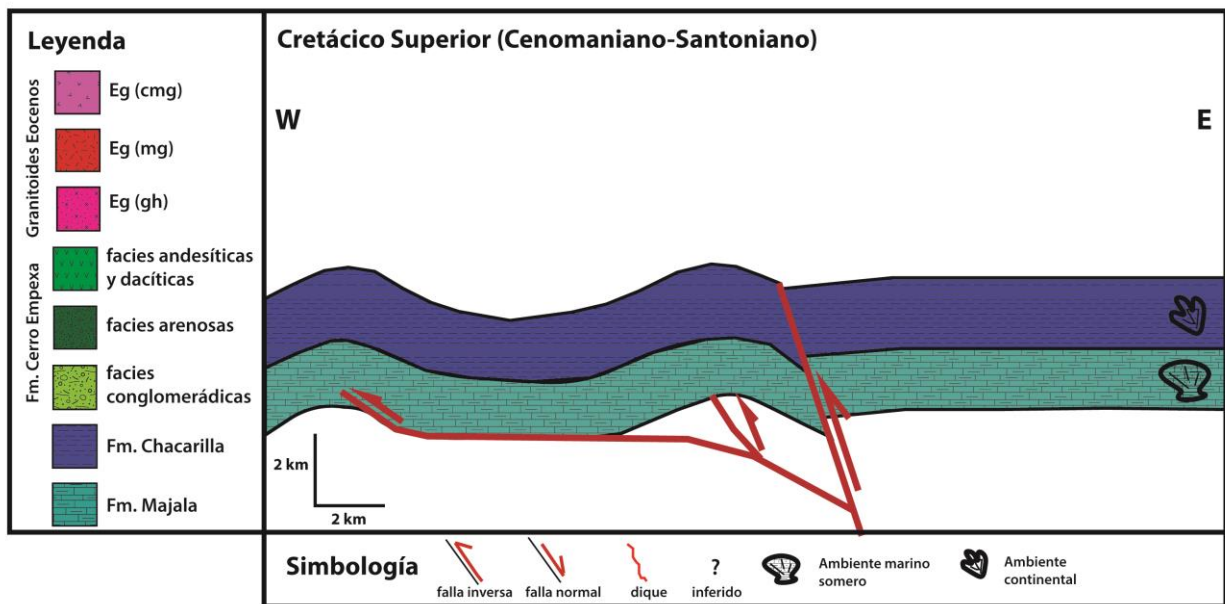


Figura 50: Perfil esquemático para la evolución geológica en el Cretácico Superior Bajo (Cenomaniano-Santoniano).

Este evento deformativo se interpretó como la fase orogénica Peruana documentada en la Depresión Central y Pre Cordillera del norte de Chile. Bajo este régimen tectónico compresivo es que la falla “Escama Gruesa” y las fallas de piel fina interpretadas en el perfil H-H’ se habrían invertido, provocando los pliegues anteriormente expuestos.

Es importante resaltar que en este periodo se generó la discordancia angular y erosiva entre las rocas Jurásicas y la Fm. Cerro Empexa. Esta se habría formado al producirse el plegamiento y alzamiento (y su subsecuente erosión) de las rocas de edad Jurásico Medio a Cretácico Inferior.

10.4 Cretácico Superior (Campaniano) – Paleoceno Inferior (Daniano?)

Durante este periodo se desarrolló el volcanismo y la sedimentación de la Fm. Cerro Empexa, en cuencas de intra arco asociadas a un régimen extensional durante el emplazamiento del arco magmático del Cretácico Superior (Blanco et al., 2012).

En algunos depocentros esta cuenca se rellenó sólo con aportes volcánicos y volcano-clásticos, mientras que otros estuvieron caracterizados por una mayor influencia sedimentaria, como es el caso del Sinclinal de Higuieritas. Se constató que las facies en ese depocentro parten con ambientes aluviales proximales al arco, de tipo río trenzado en donde el aporte clástico lo constituían las rocas volcánicas erodadas de las cercanías de las fuentes emisoras, dada la abundante composición andesítica en los clastos y granos de las facies conglomerádicas y arenosas. Lo anterior expuesto se apoya de forma gráfica en la Figura 51.

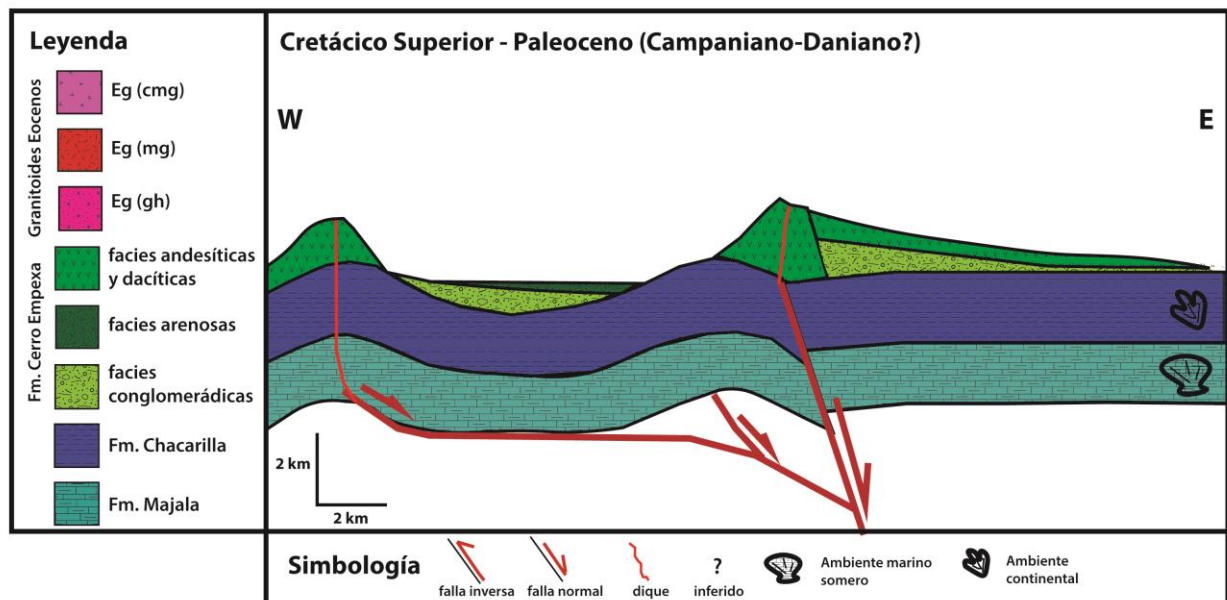


Figura 51: Perfil esquemático para la evolución geológica entre el Cretácico Superior – Paleoceno (Campaniano-Daniano?).

Luego el sistema evoluciona a facies más distales del arco, en donde los sedimentos que se depositan reflejan una menor energía (secuencias de arenas y fangolitas) de tipo lacustre, en donde algunos flujos andesíticos logran llegar a este ambiente depositándose en un ambiente sub aéreo.

Finalmente a finales del Cretácico Superior el ambiente lacustre evoluciona de forma progradacional desde el oeste, nuevamente a facies aluviales proximales a intermedias debido a un mayor aporte clástico representado por conglomerados epiclásticos polimícticos de composición preferencialmente andesítica.

Dado las mediciones de paleo-corrientes publicadas en los conglomerados superiores hacia el E (Blanco et al., 2012), se infiere que la depositación de las facies volcánicas como sedimentarias estuvieron contraladas al oriente del Sinclinal por la falla “Escama Gruesa” que habría actuado en modo normal bajo un régimen tectónico extensional asociado a la formación de las cuencas de intra-arco en el arco del Cretácico Superior (Mpodozis y Ramos, 2008).

10.5 Paleoceno – Eoceno Inferior

Debido a que no se encontró evidencia de deformación sincrónica a la depositación de la Fm. Cerro Empexa pese a que esta se encuentra deformada en el Sinclinal de Higuieritas, se infiere un nuevo episodio compresivo post-Empexa que deforma las rocas de esta formación en el núcleo del Sinclinal (ver Figura 52).

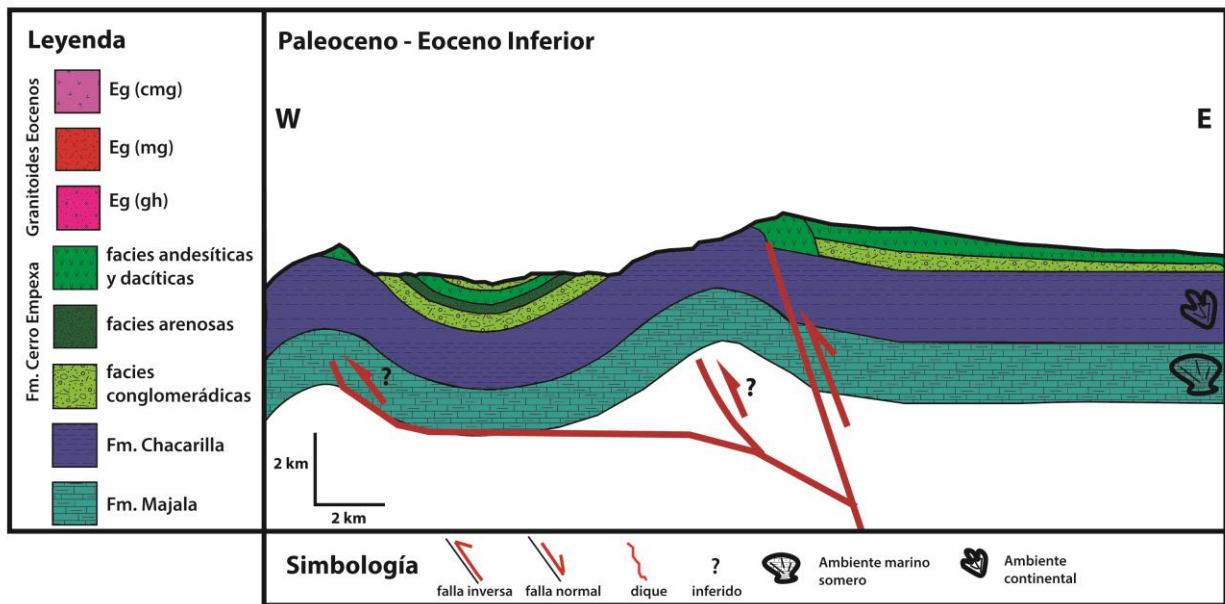


Figura 52: Perfil esquemático para la evolución geológica entre el Paleoceno - Eoceno Inferior.

Este habría estado activo hasta comienzos del Eoceno Inferior debido a que el Complejo Intrusivo Yabricoya de edad Eoceno Inferior post data la deformación de las capas de plegadas de la Fm. Cerro Empexa en la latitud de Mamiña (Blanco et al., 2012).

En este periodo las fallas expuestas en el perfil H-H' habrían sido reactivas en modo inverso, ayudadas mediante la lubricación de los cuerpos intrusivos documentados en la Pre Cordillera de edad Paleoceno (Blanco et al., 2007), según los mecanismos propuestos en el apartado 9.1. El evento deformativo expuesto en este punto se correlaciona con la fase orogénica K-T de edad Paleoceno Inferior (Cornejo et al., 2003), la cual ha sido documentada como uno de los eventos compresivos más importantes que han afectado la Depresión Central y la Pre Cordillera durante el Ciclo Andino (Charrier et al., 2007).

10.6 Eoceno Medio – Mioceno Inferior

Durante este periodo ocurre el emplazamiento de las Unidades Intrusivas Eg (gh), Eg (cmg) y Eg (mg) en un régimen tectónico compresivo de acuerdo a los modelos de emplazamiento expuestos en el apartado 9.2.

El régimen tectónico compresivo habría reactivado nuevamente la falla “Escama gruesa” ayudada por la “lubricación” de los intrusivos Eocenos, según los mecanismos de reactivación expuestos en el apartado 9.1. Este episodio compresivo (ver Figura 53) habría generado la paraconcordancia entre la Fm. Cerro Empexa y la Fm. Altos de Pica que comenzaría su depositación a inicios del Oligoceno Inferior, desarrollando una cobertura que hasta hoy permite la preservación de algunos depocentros de la Fm. Cerro Empexa.

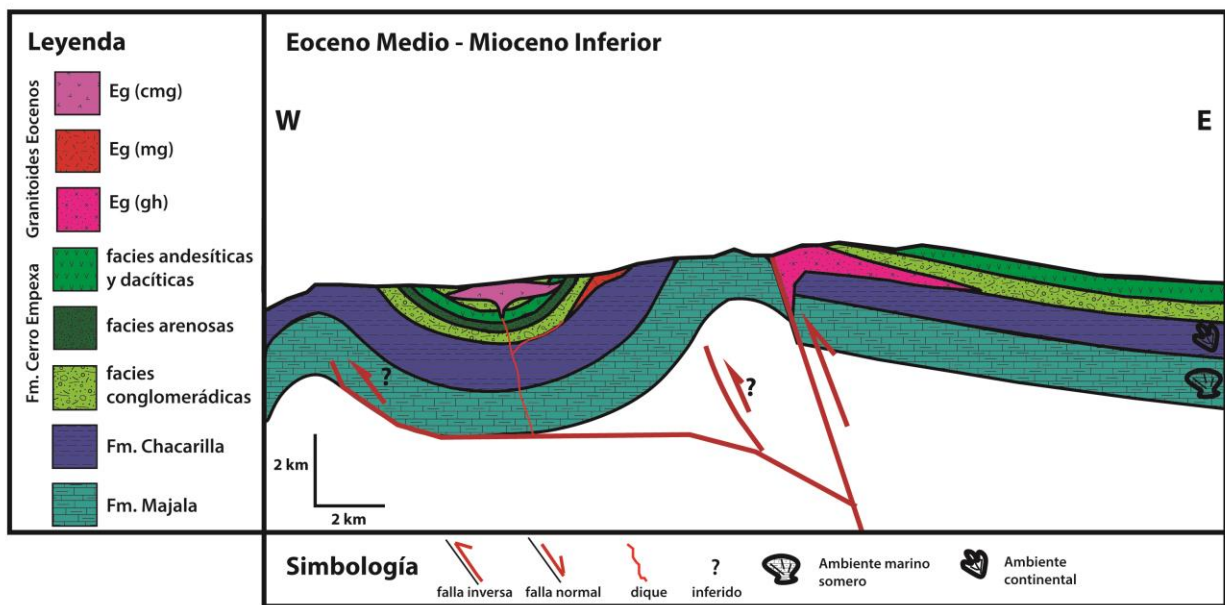


Figura 53: Perfil esquemático para la evolución geológica entre el Eoceno Medio - Mioceno Inferior

Lo anterior expuesto se relaciona con la discordancia regional descrita por Galli (1967) como el Pediplano de Choja, que refleja un evento de erosión y exhumación producto del evento tectónico Incaico de edad Eoceno (44 – 36 Ma) que afectó el Norte de Chile y Perú (Mpodosis y Cornejo, 2012) y que tiene relación con la generación de varios depósitos de clase mundial como lo es Cerro Colorado, al norte de la zona de estudio.

11 Conclusiones y recomendaciones

11.1 Conclusiones.

En el presente trabajo se logró levantar 4 columnas estratigráficas de la Fm. Cerro Empexa, dos de ellas (columnas estratigráficas I y II) en su localidad y sección tipo (Sinclinal de Higuieritas) permitieron corroborar las facies interpretadas por Blanco et al., (2012) utilizándose de igual forma en el levantamiento geológico de este trabajo. La Columna estratigráfica III levantada al sur del Co. La Campana, permitió actualizar el levantamiento estratigráfico (mediante miembros) realizado por Tomlinson et al., (2001) reconociendo facies que no estaban documentadas.

La Columna Estratigráfica IV (levantada en el Co. Challacollo) permitió concluir que las rocas cretácicas expuestas en el distrito pertenecen a un complejo volcánico que desarrolló un magmatismo distinto al que caracteriza a la Fm. Cerro Empexa, reflejado en una composición más ácida tanto en sus unidades intrusivas como volcánicas.

El levantamiento de la geología en el Sinclinal de Higuieritas y en el sur del Co. La Campana permitió establecer y documentar la presencia de una falla de tipo escama gruesa no documentada. Se interpreta que esta estructura controlaría el depocentro sedimentario que representa el Sinclinal de Higuieritas como también la preservación de las rocas al actuar de modo inverso provocando su erosión.

Además se propone que esta estructura es el conducto de ascenso de las unidades intrusivas Eg (mc), Eg (gh) y Eg (cmg) de acuerdo al modelo propuesto por Ferré et al., (2012) para el ascenso a través de fallas de alto ángulo en magmas graníticos.

La discontinuidad basal de la Fm. Cerro Empexa juega un rol fundamental en el emplazamiento de las unidades intrusivas, al ser la anisotropía subhorizontal en la corteza superior más favorable para intersectar espacialmente el arco magmático del Paleoceno – Eoceno Medio. Esta funcionaría como una trampa magmática de acuerdo al modelo de emplazamiento propuestos por Petford, (2000) y McCaffrey y Petford, (1997).

Se establecieron relaciones estratigráficas y espaciales entre la Fm. Cerro Empexa y los depósitos tipo PCD de tamaño medio a gigante, logrando una compilación estadística que liga a la Fm. Cerro Empexa de manera espacial y estratigráfica (como roca huésped) con depósitos tipo PCD de edad Paleoceno y Eoceno Medio-Oligoceno Inferior.

Mediante observaciones de terreno, análisis de cortes transparentes y análisis espectral del rango SWIR (ASD) se logró identificar que las facies de composición andesítica descritas en este trabajo poseen un mayor desarrollo de alteración hidrotermal tipo PCD (en especial de tipo propilítica y sericítica). Esta observación también se encontró reportada en la literatura para depósitos de gran tonelaje como Cerro Colorado (Bouzari et al., 2002), en donde la alteración hidrotermal y la mineralización se hospeda en las facies andesíticas de forma favorable respecto, unidades intrusivas, volcanoclásticas y sedimentarias de composición más ácida.

Lo anterior permite determinar que las facies de composición andesítica si son más favorables respecto rocas de una química más ácida para la mineralización de tipo PCD. Esto se debe a que son rocas más reactivas que poseen la capacidad de precipitar el Cu al neutralizar los fluidos hidrotermales ácidos producto de su mayor contenido de Fe. Este mecanismo para precipitar el Cu que ofrecen las rocas ricas en Fe ha sido documentado en la literatura (Sillitoe, 2010) como rocas de caja que favorecen la mineralización, pero que no la garantizan debido a la dependencia que tiene esta con otros factores (como el tiempo, razón agua roca, composición del fluido, permeabilidad primaria y secundaria).

Los resultados de litogeoquímica expuestos en el capítulo 8 y discutidos en el apartado 9.3, permiten concluir que las unidades intrusivas tienen la composición distintiva (altos contenidos de V, Sr y Al y bajos de Y, Sc y Ti) de los magmas asociados a la producción de depósitos tipo pórfido cuprífero. Esta es reflejada en las altas razones de Al_2O_3/TiO_2 , Sr/Y y V/Sc que caracterizan a la franja de edad Paleoceno – Eoceno Medio desarrollados en la Cordillera de Domeyko de acuerdo a la compilación realizada por Loucks, (2014).

11.2 Importancia de la Fm. Cerro Empexa y recomendaciones en la exploración de PCD.

En base a las conclusiones expuestas en el apartado 11.1 se define que la Fm. Cerro Empexa juega un rol en el control de la formación de depósitos tipo pórfidos cupríferos, respecto a los siguientes aspectos fundamentales:

- La discontinuidad basal que posee esta formación es una anisotropía subhorizontal de escala regional que funciona como trampa para los magmas de edad Paleoceno – Eoceno Medio, además los intrusivos alojados en ella tienen composiciones distintivas asociados a pórfidos cupríferos alojados en la franja de la misma edad.

- La composición de las rocas en la Fm. Cerro Empexa favorecería el desarrollo de un sistema tipo pórfido debido a que poseen una reactividad favorable para el desarrollo de alteración hidrotermal como mineralización de tipo PCD.

Finalmente se recomienda concentrar las áreas prospectivas de pórfidos de edad Paleoceno-Eoceno Medio en las vecindades de esta discontinuidad, siendo la cercanía a esta un elemento clave a evaluar en la elección de zonas explorativas

Bibliografía

- Amilibia, A., et al. 2008 "The role of inherited tectono-sedimentary architecture in the development of the central Andean mountain belt: Insights from the Cordillera de Domeyko." *Journal of Structural Geology* 30.12 1520-1539.

-Ardill, J., Flint, S., Chong, G., & Wilke, H. (1998). Sequence stratigraphy of the Mesozoic Domeyko basin, northern Chile. *Journal of the Geological Society*, 155(1), 71-88.

- Blanco, N., Tomlinson, A., Moreno, K., Rubilar, D., 2000: importancia estratigráfica de las icnitas de dinosaurios presentes en la Formación chacarilla (Jurásico-Cretácico Inferior), Región de Tarapacá, Chile. *Proceedings 9th Congreso Geológico Chileno, Puerto Varas*, 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.

-Boric, R., Díaz, F., & Makshev, V. (1990). *Geología y yacimientos metalíferos de la Región de Antofagasta* (No. 40). Servicio Nacional de Geología y Minería.

-Bouzari, F., & Clark, A. H. (2002). Anatomy, evolution, and metallogenic significance of the supergene orebody of the Cerro Colorado porphyry copper deposit, I Región, northern Chile. *Economic Geology*, 97(8), 1701-1740.

-Calisto, D., 2013, Estratigrafía de la Formación Cerro Empexa en el área de Camiña (19°20'S), Norte de Chile: Memoria de título. Departamento de Geología, Santiago, Universidad de Chile, 135p.

- Camus, F., 2003, Geología de los sistemas porfíricos en los Andes de Chile: Santiago, Servicio Nacional de Geología y Minería, 267 p.

-Cecioni, G. O., & Garcia, F. (1960). Stratigraphy of coastal range in Tarapaca Province, Chile. *AAPG Bulletin*, 44(10), 1609-1620.

- Charrier, R., Pinto, L., Rodriguez, M.p., 2007: Tectonostratigraphic evolution of the Andean orogen in Chile. In: *The Geology of Chile* (Moreno, T. & Gibbons); eds. Geological Society, London, Special Publications, pp. 21-114

- Cooke, D. R., Hollings, P., & Walshe, J. L. (2005). Giant porphyry deposits: characteristics, distribution, and tectonic controls. *Economic Geology*, 100(5), 801-818.
- Cornejo, P., Matthews, S., Pérez de Arce, C., 2003. The "K-T" compressive deformation event in northern Chile (24-27°S): X Congreso Geológico Chileno, Concepción, Actas, Thematic Session ST1, pp. 1-13.
- Cornejo, P., & Mpodozis, C. (1996). Geología de la región de Sierra Exploradora (25-26 S). Servicio Nacional de Geología y Minería, Informe Registrado IR-96-09, 9.
- Cox, S., Knackstedt, M., & Braun, J. (2001). Principles of structural control on permeability and fluid flow in hydrothermal systems.
- Dewey, J. F. (1980). Episodicity, sequence and style at convergent plate boundaries. *The continental crust and its mineral deposits*.
- Dilles, J. H. (1987). Petrology of the Yerington Batholith, Nevada; evidence for evolution of porphyry copper ore fluids. *Economic Geology*, 82(7), 1750-1789.
- Farías, M. 2005: Evolución morfo-tectónica cenozoica y la sismicidad superficial del piedemonte altiplánico chileno entre los 19°25'S-19°45'S.
- Farías, M., 2007, Tectónica y erosión en la evolución del relieve de los Andes de Chile central durante el Neógeno: Tesis de doctorado, Departamento de Geología, Santiago, Universidad de Chile
- Ferré, E. C., Galland, O., Montanari, D., & Kalakay, T. J. (2012). Granite magma migration and emplacement along thrusts. *International Journal of Earth Sciences*, 101(7), 1673-1688.
- Frost, B. R., & Frost, C. D. (2008). A geochemical classification for feldspathic igneous rocks. *Journal of Petrology*, 49(11), 1955-1969.
- Frutos, J. "Tectonic and geochemical evidence concerning the genesis of El Laco magnetite lava flow deposits, Chile." *Economic Geology* 70.5 (1975): 988-990.
- Gallardo, F. 2015: Geología y Estructura de la Precordillera Altiplánica entre 19°45'S y 20°00'S, Región de Tarapacá, Chile.
- Galli, O., 1957: Las formaciones geológicas en el borde occidental de la Puna de Atacama, sector de Pica, Tarapacá. *Revista Minerale*s, 5, 6, 14-26.
- Galli, O., Dingman, R., 1962: Cuadrángulos Pica, Alca, Matilla y Chacarilla. Carta Geológica de Chile N°s 2, 3, 4 y 5, Instituto de Investigaciones Geológicas, Santiago, 125 p.

- Galli, O., 1968: Cuadrángulo Juan de Morales. Carta Geológica de Chile N°18, Instituto de Investigaciones Geológicas, Santiago, 53p.

- Harambour, S., 1990. Geología pre-Cenozoica de la Cordillera de los Andes entre las quebradas Aroma y Juan de Morales. Thesis, Departamento de Geología, Universidad de Chile, Santiago.

- Herrera, S. 2013: Configuración y Evolución Estructural post-Oligocena de la Precordillera de Camiña, Región de Tarapacá, Chile.

- Isacks, B. L., 1988: Uplift of the central Andean Plateau and bending of the Bolivian Orocline: *Journal of Geophysical Research*, v. 93, no. B4, p. 3211-3231.

- Iriarte, S., Arévalo, C., Mpodozis, C.; Rivera, O. 1996. Mapa geológico de la hoja Carrera Pinto, región de Atacama. Servicio Nacional de Geología y Minería, Mapas Geológicos 3, 1 Mapa Escala 1:100.000.

- Nester, P.; Jordan, T. 2012. A forearc basin in northern Chile: the intersection of tectonics and climate. In Busby, C.

Azor, A. (eds), *Recent Advances in Tectonics of Sedimentary Basins*, Blackwell Science, p. 369-381. - Lallemand, S., Heuret, A., & Boutelier, D. (2005). On the relationships between slab dip, back-arc stress, upper plate absolute motion, and crustal nature in subduction zones. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 6(9).

-Leiva, C., & Andrés, D. (2013). Estratigrafía de la formación cerro Empexa en el área de Camiña (19° 20'S), Norte de Chile.

- Longo, A. A., Dilles, J. H., Grunder, A. L., & Duncan, R. (2010). Evolution of calc-alkaline volcanism and associated hydrothermal gold deposits at Yanacocha, Peru. *Economic Geology*, 105(7), 1191-1241.

-Loucks, R. R. (2014). Distinctive composition of copper-ore-forming arc magmas. *Australian Journal of Earth Sciences*, 61(1), 5-16.

- Lowell, J. D. (1991). The discovery of the La Escondida orebody. *Economic Geology Monograph*, 8, 300-313.

- Maksaev, V., 1978: Cuadrángulo Chitigua y sector occidental del cuadrángulo cerro Palpana. Carta Geológica de Chile N°31 (1:50.000), Instituto de Investigaciones Geológicas, Santiago.

- MaksaeV, V., et al 2010. Geochronological and thermochronological constraints on porphyry copper mineralization in the Domeyko alteration zone, northern Chile. *Andean Geology*, v. 37, p. 144-176.
- McCaffrey, K. J. W., & Petford, N. (1997). Are granitic intrusions scale invariant?. *Journal of the Geological Society*, 154(1), 1-4.
- Mégard, F. (1984). The Andean orogenic period and its major structures in central and northern Peru. *Journal of the Geological Society*, 141(5), 893-900.
- MéGard, F. (1987). Cordilleran Andes and Marginal Andes: a Review of Andean Geology North of the Arica Elbow (18 (S. Circum-Pacific Orogenic Belts and Evolution of the Pacific Ocean Basin, 71-95.
- Montaño, J. M., 1976, Estudio geológico de la zona de Caracoles y áreas vecinas, con énfasis en el Sistema Jurásico, provincia de Antofagasta, II Región, Chile. Tesis de Doctorado (Inédito), Departamento de Geología, Universidad de Chile: 169 p.
- Montecinos, F., 1963, Observaciones de Geología en el Cuadrángulo de Campanani, Departamento de Arica, Provincia de Tarapacá: Memoria de Título (No publicado) Depto. de Geología, Univ. de Chile, p. 109 p.
- Moore, G., & Carmichael, I. S. E. (1998). The hydrous phase equilibria (to 3 kbar) of an andesite and basaltic andesite from western Mexico: constraints on water content and conditions of phenocryst growth. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 130(3-4), 304-319.
- Mpodozis, C., & Cornejo, P. (2012). Cenozoic tectonics and porphyry copper systems of the Chilean Andes. *Geology and Genesis of Major Copper Deposits and Districts of the World: A Tribute to Richard H. Sillitoe: Society of Economic Geologists Special Publication*, 16, 329-360.
- MPodozi, C., and Ramos, V.A., 1989, The Andes of Chile and Argentina: Circum Pacific Council for Energy and Mineral Resources Earth Sciences Series, v. 11, p. 59 – 90.
- Mpodozis, C., & Ramos, V. A. (2008). Tectónica jurásica en Argentina y Chile: extensión, subducción oblicua, rifting, deriva y colisiones. *Revista de la Asociación geológica Argentina*, 63(4), 481-497.

- Münchmeyer, C., Camus, F., Sillitoe, R. M., & Petersen, R. (1996). Exotic deposits-products of lateral migration of supergene solutions from porphyry copper deposits. *Andean Copper Deposits*, 43-58.

- Ordoñez, A.; Rivera, G. 2004. Mapa Metalogénico de Tarapacá. Escala 1:500.000, 2 Volpumenes. 1 Mapa.

- Ortíz, F. J. (1995). Discovery of the Escondida porphyry copper deposit in the Antofagasta Region, Northern Chile, March 1981. Porphyry copper deposits of the American Cordillera. *Arizona Geol. Soc.*, Tuscon, AZ, 613-624.

- Pérez, G., 1972: Cuadrángulo Pachica. Inédito N°1356, Instituto de Investigaciones Geológicas.

-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. A. (2006). Thick-skinned and thin-skinned styles of continental contraction. *Geological Society of America Special Papers*, 414, 153-177.

- Reich M., 2015. Curso GL-5014 Tópicos de Frontera en Geofluidos; Clase #5: Modelo integrado de evolución de fluido.

- Richards, J. P., Boyce, A. J., & Pringle, M. S. (2001). Geologic evolution of the Escondida area, northern Chile: a model for spatial and temporal localization of porphyry Cu mineralization. *Economic Geology*, 96(2), 271-305.

- Richards, J. P. (2003). Tectono-magmatic precursors for porphyry Cu-(Mo-Au) deposit formation. *Economic Geology*, 98(8), 1515-1533.

- Sayes, J. 1978b. Cuadrángulo Guaviña, Provincia de Iquique, 1ª Región: (Disponible en biblioteca de Servicio Nacional de Geología y Minería, Santiago), Instituto de Investigaciones Geológicas, Informe Inédito, 1 Mapa Escala 1:50.000 ,p. 41 p.

- Scheuber, E., Bogdanic, T., Jensen, A., & Reutter, K. J. (1994). Tectonic development of the north Chilean Andes in relation to plate convergence and magmatism since the Jurassic. In *Tectonics of the southern central Andes* (pp. 121-139). Springer Berlin Heidelberg.

- Sibson, R. H. (1985). A note on fault reactivation. *Journal of Structural Geology*, 7(6), 751-754.

- Sibson, R. H., Robert, F., & Poulsen, K. H. (1988). High-angle reverse faults, fluid-pressure cycling, and mesothermal gold-quartz deposits. *Geology*, 16(6), 551-555.

- Sibson, R. H. (2000). A brittle failure mode plot defining conditions for high-flux flow. *Economic Geology*, 95(1), 41-48.

- Sillitoe, R. H. (1981). Regional aspects of the Andean porphyry copper belt in Chile and Argentina. *Institution of Mining and Metallurgy Transactions*, 90.

- Sillitoe, R. H. (1999). Styles of high-sulphidation gold, silver and copper mineralization in the porphyry and epithermal environments. In *PacRim'99 Congress Proceedings*, Bali, Indonesia.

- Sillitoe, R. H. (2000). Exploration and Discovery of Base-and Precious-metal Deposits in the Circum-Pacific Region--a Late 1990s Update (No. 21). Society of Resource Geology.

- Sillitoe, R. H., Porphyry copper systems. *Economic Geology*, 2010, vol. 105, no 1, p. 3-41.

- Sillitoe, R. H., & Perelló, J. (2005). Andean copper province: Tectonomagmatic settings, deposit types, metallogeny, exploration, and discovery. *Economic Geology 100th Anniversary Volume*, 845-890.

- Skarmeta, J. J., & Castelli, J. C. (1997). Intrusión sintectónica del granito de las Torres del Paine, Andes Patagónicos de Chile. *Andean Geology*, 24(1), 55-74.

- Skewes, M. A., Arévalo, A., Floody, R., Zuñiga, P. H., & Stern, C. R. (2002). The giant El Teniente breccia deposit: hypogene copper distribution and emplacement. *SPECIAL PUBLICATION-SOCIETY OF ECONOMIC GEOLOGISTS*, 9, 299-332.

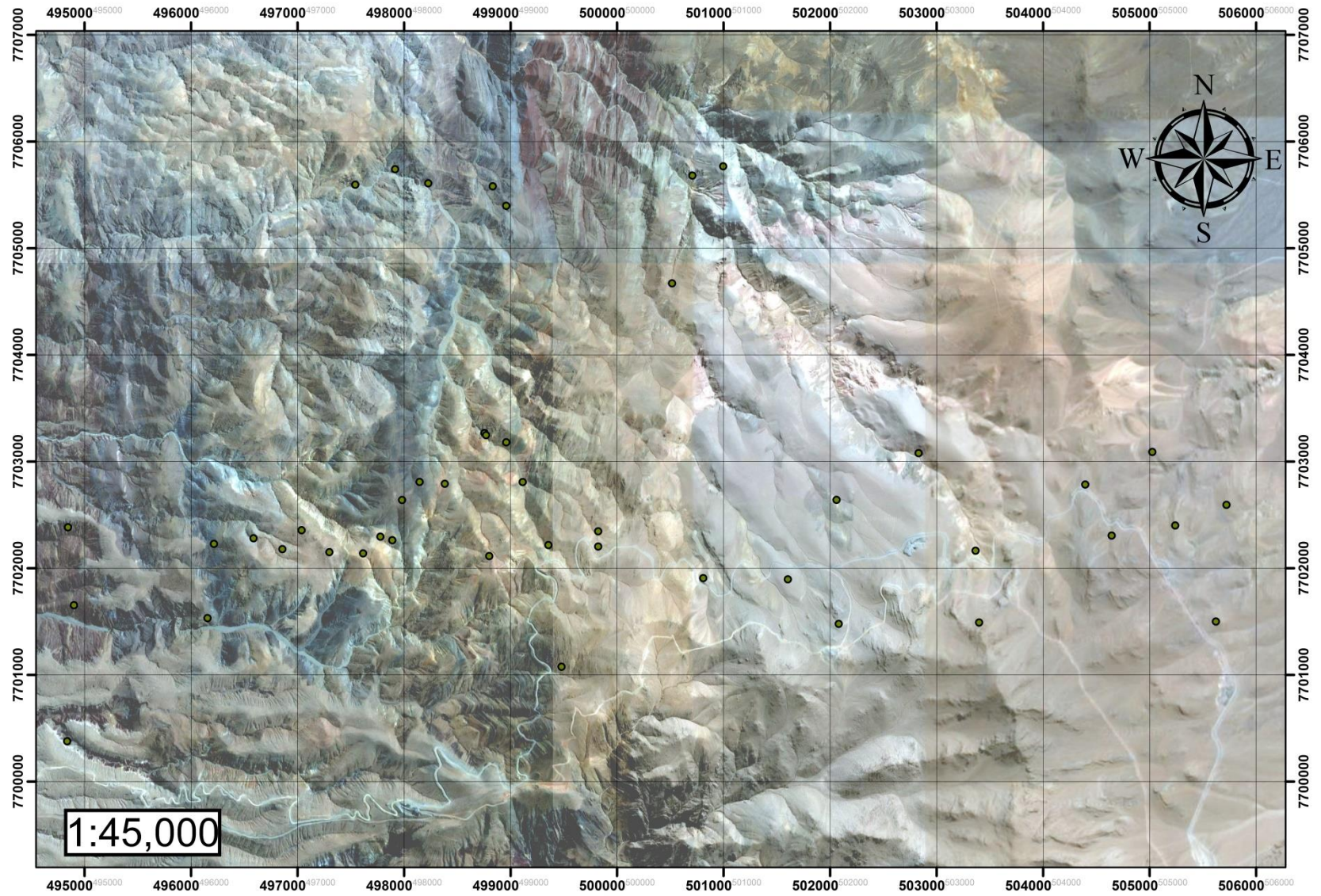
- Taylor, G. K., Grocott, J., Dashwood, B., Gipson, M., & Arévalo, C. (2007). Implications for crustal rotation and tectonic evolution in the central Andes fore arc: New paleomagnetic results from the Copiapó region of northern Chile, 26°–28° S. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 112(B1).

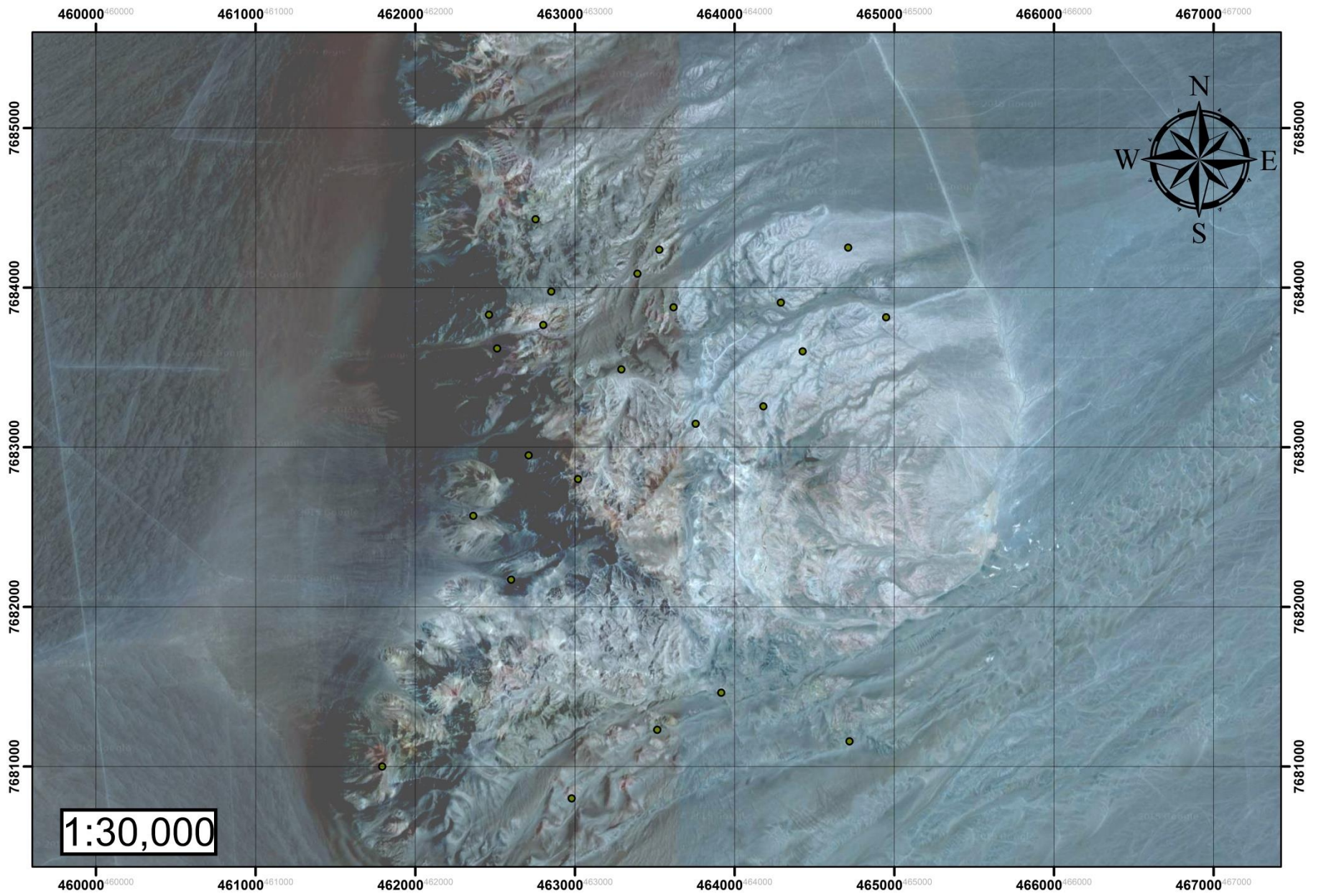
- Thomas, A., 1970: Cuadrángulos Iquique y Caleta Molle, Provincia de Tarapacá. Carta Geológica de Chile N°s 21 y 22, Instituto de Investigaciones Geológicas.

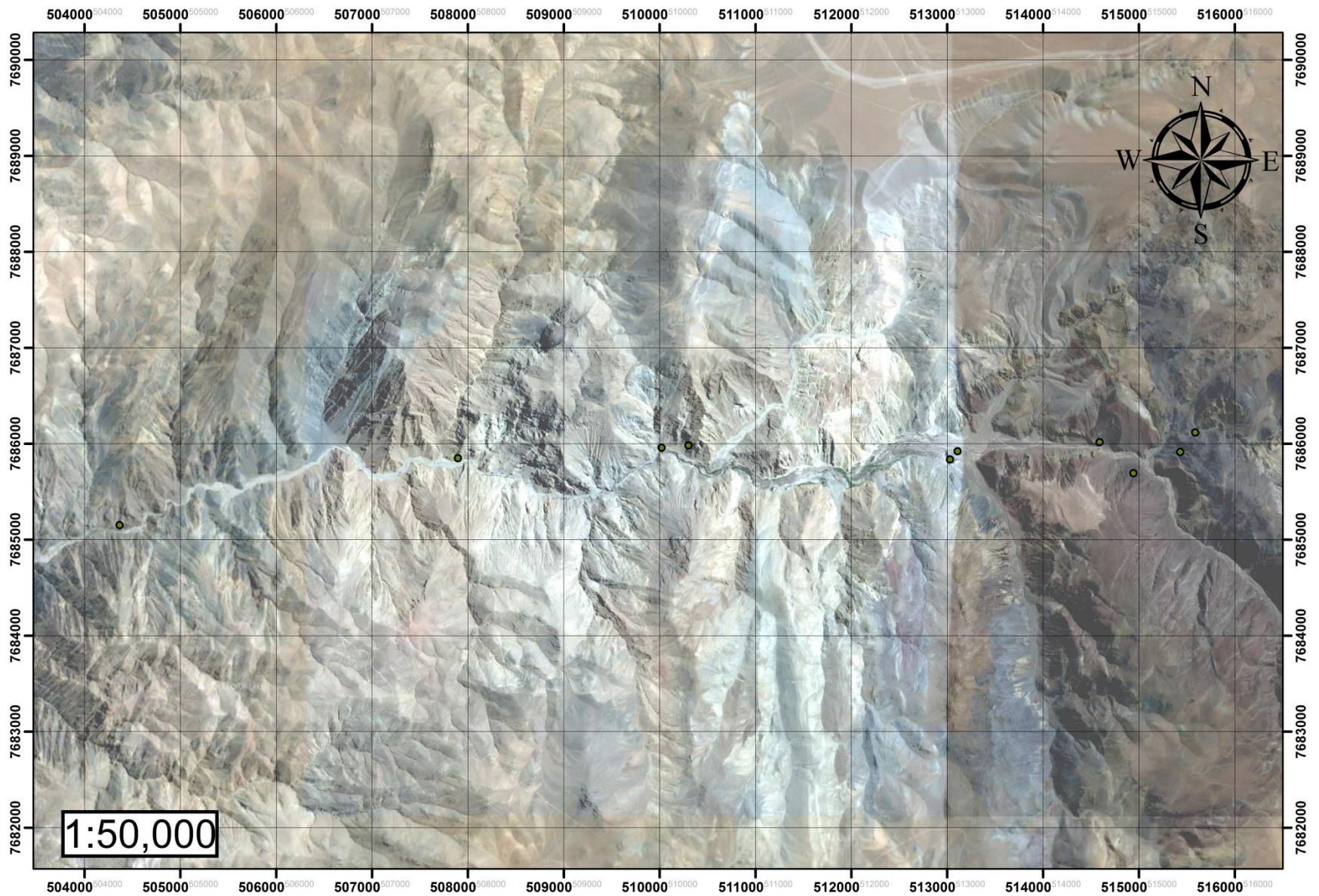
- Titley, S. R. (1993). Characteristics of porphyry copper occurrence in the American Southwest. *Mineral Deposit Modelling: Geologic Association of Canada, Special Paper, 40*, 433-464.
- Tomlinson, A. J., Blanco, N., Makshev, V., Dilles, J. H., Grunder, A. L., & Ladino, M. (2001). Geología de la Precordillera Andina de Quebrada Blanca-Chuquicamata, Regiones I y II (20° 30'–22° 30' S). *Servicio Nacional de Geología y Minería (SERNAGEOMIN), Santiago, Chile, Informe Registrado IR-01-20, 20*.
- Tosdal, R. 2001: "Structural Controls on Ore Genesis" *Reviews in Economic Geology*, Vol. 14.
- Tosdal, R. M., & Richards, J. P. (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.
- Veevers, J. J. (1989). Middle/Late Triassic (230±5 Ma) singularity in the stratigraphic and magmatic history of the Pangean heat anomaly. *Geology, 17*(9), 784-787.

ANEXO A

PUNTOS DE CONTROL

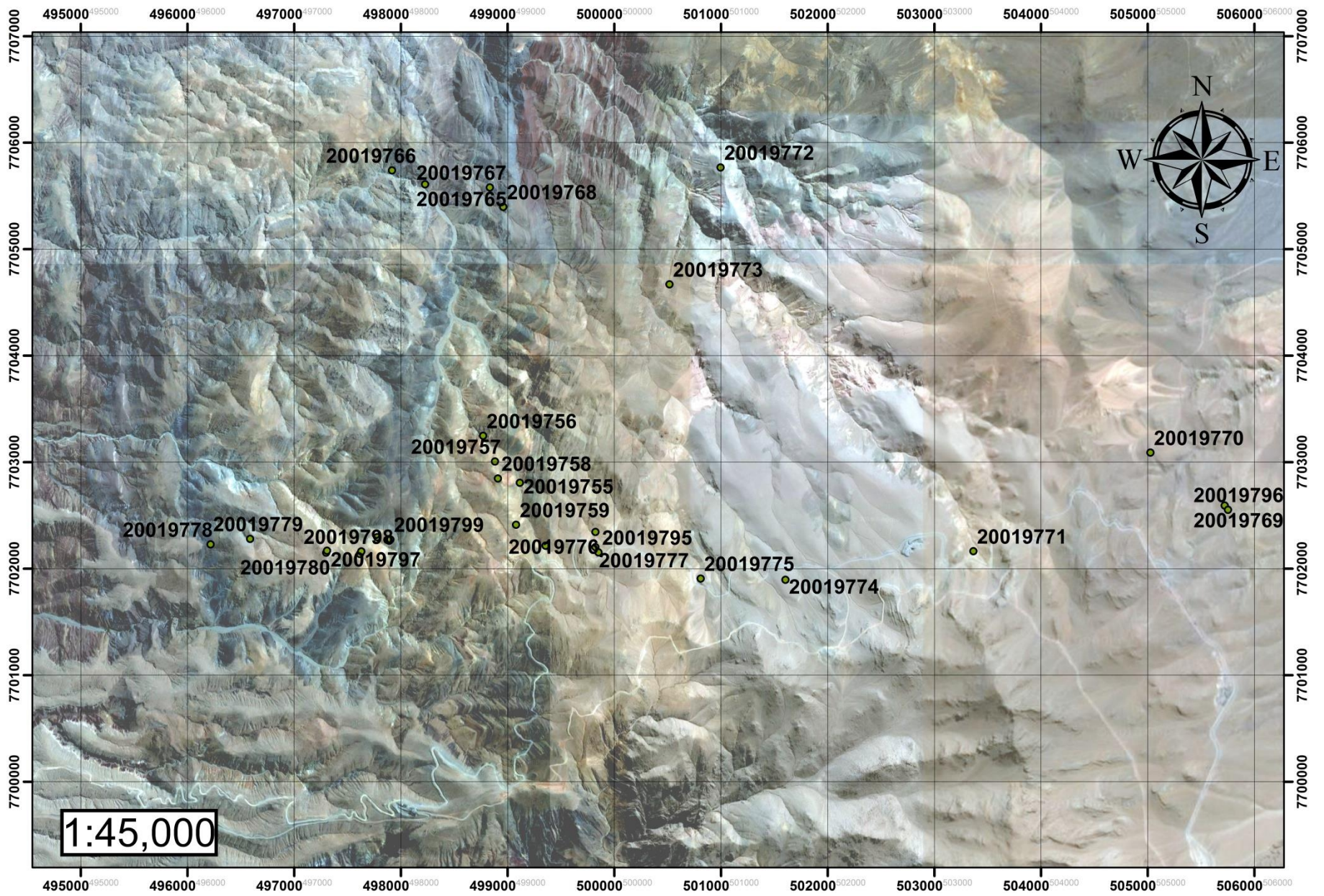


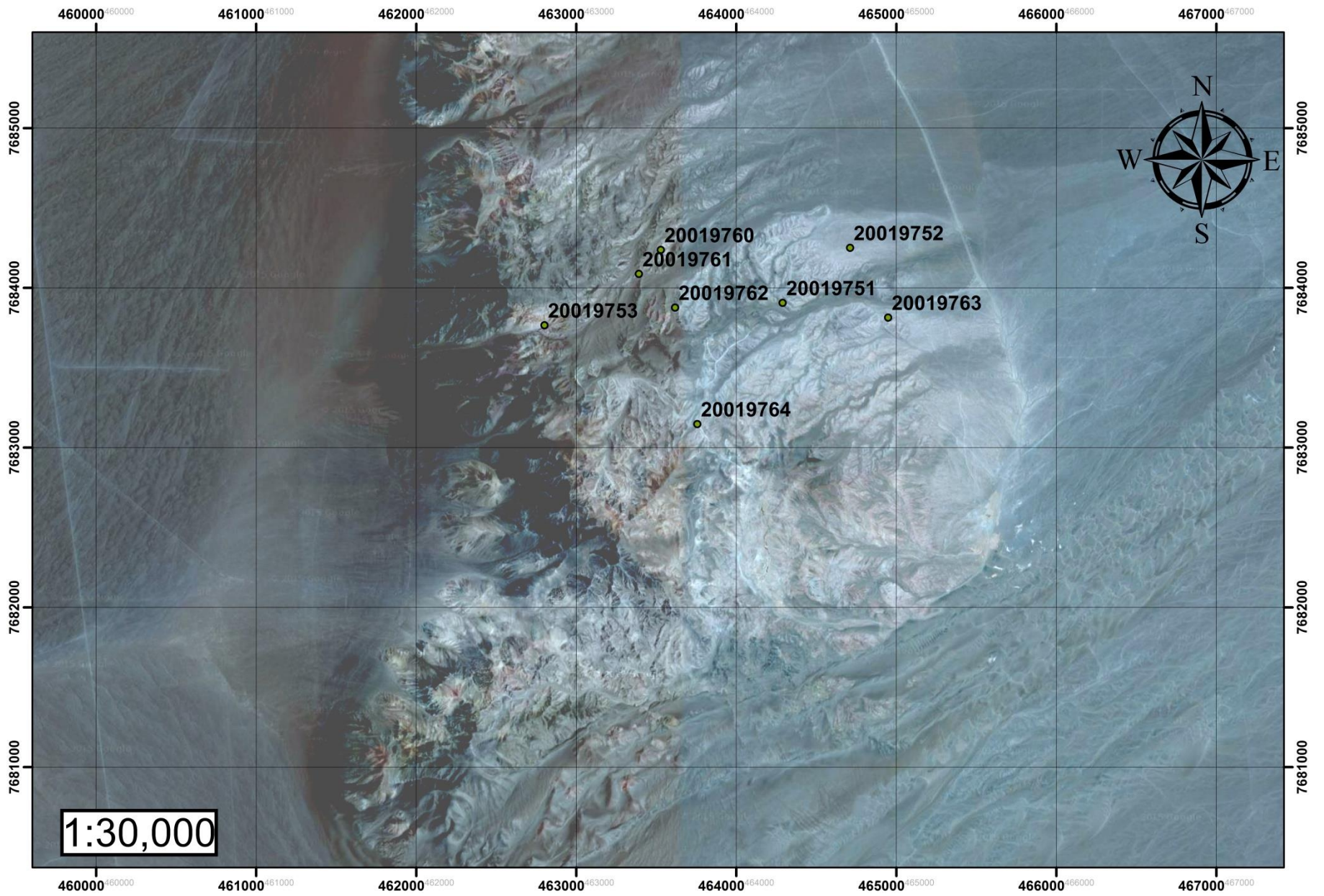


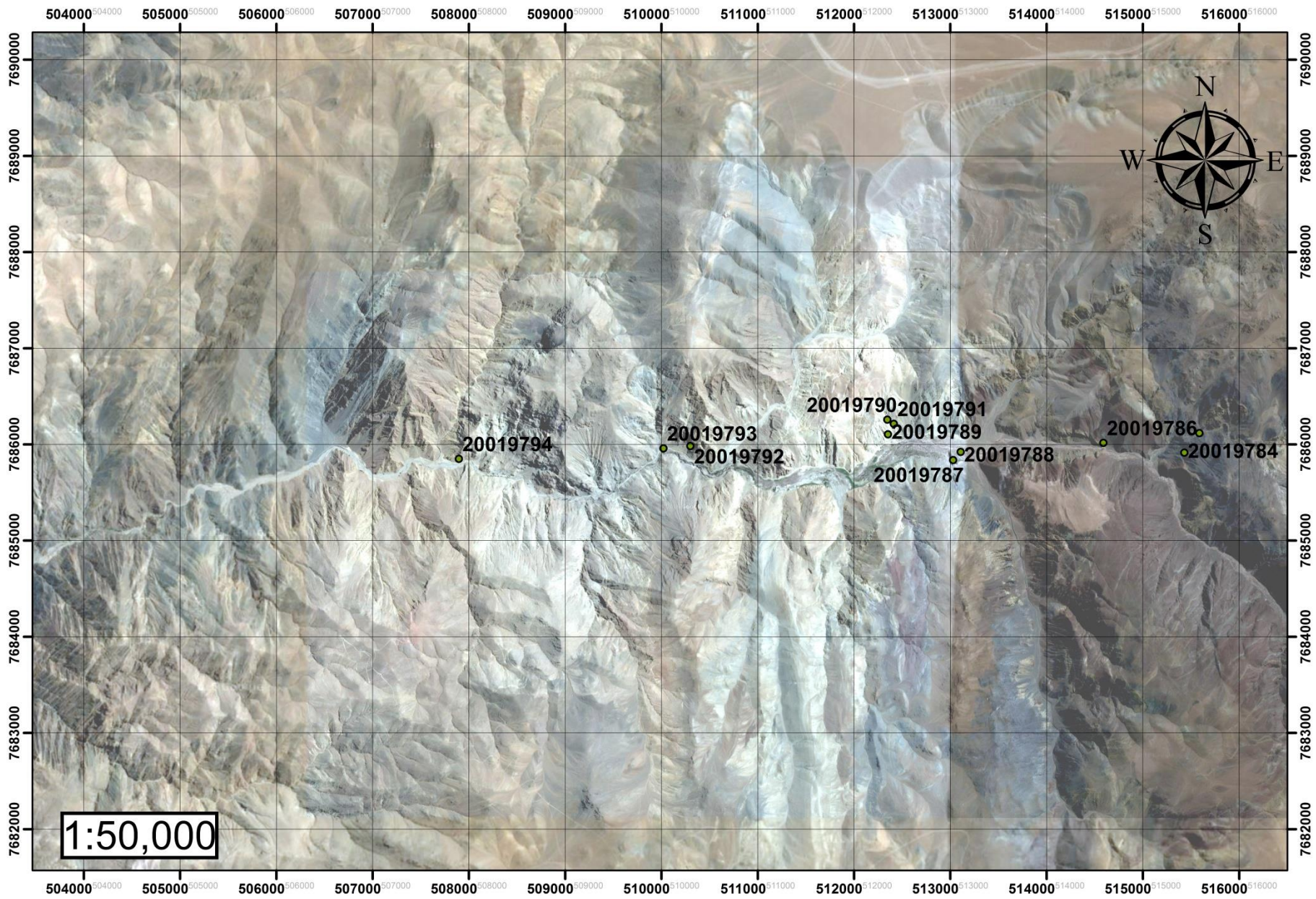


ANEXO B

UBICACIÓN DE LA MUESTRAS

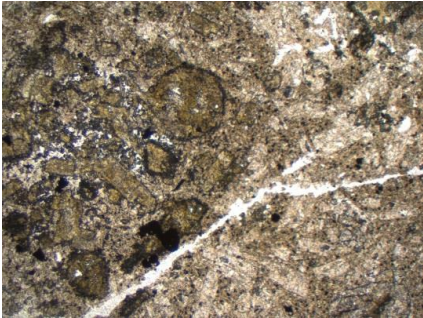
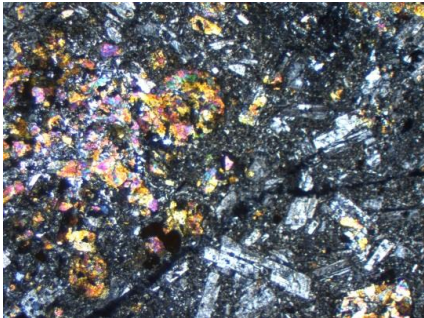


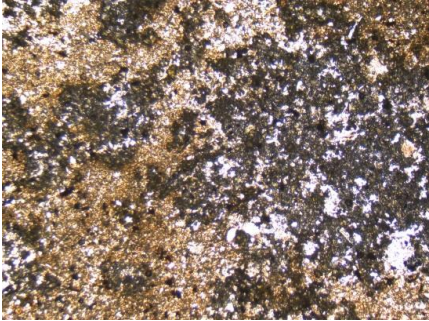
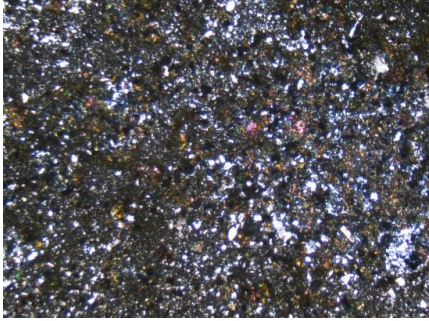



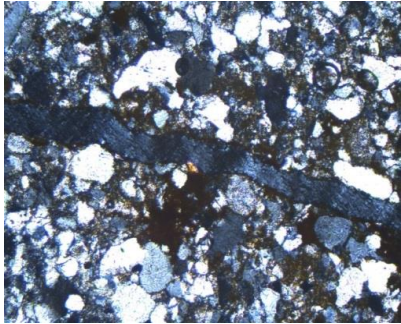


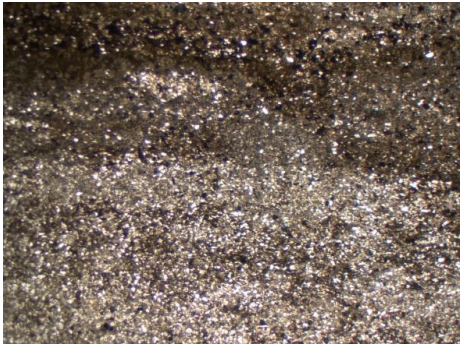

ANEXO C

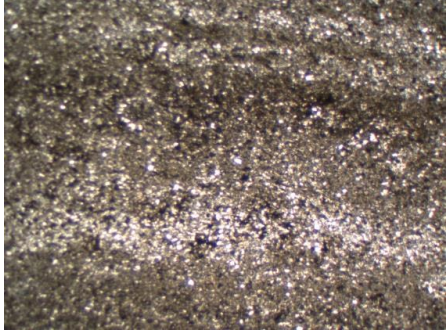
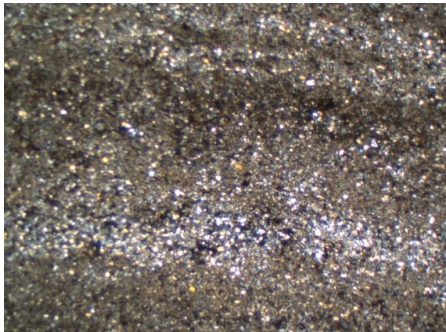
DESCRIPCIONES PETROGRÁFICAS

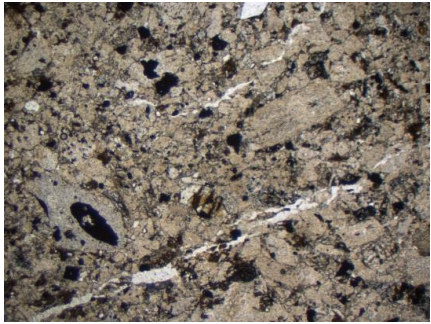
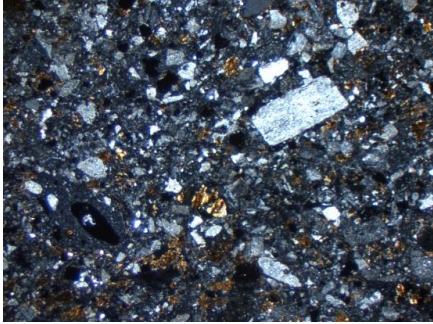
DESCRIPCIÓN PETROGRÁFICA			
Código Muestra	Ubicación geográfica		Higueritas
	Coord. Este	Coord. Norte	
20019774	501604,812	7701894,552	
Litología Macroscópica / Textura		Conglomerado Epiclástico Andesítico	
Litología Microscópica/Textura		Dacita porfírica de hornblenda.	
Minerales Primarios	%	Características/Modo de Ocurrencia	
Plagioclasa	25	Se encuentra tanto en la masa fundamental y como fenocristal, de forma subhedral con tamaños entre 1 a 5 mm, presenta textura de criva y poikilitica con cristales de hornblenda, está reemplazada por epidota y en menor proporción clorita.	
Feld-K	12	En mayor proporción en la masa fundamental con cristales que van de 1 mm a menores, de forma subhedral y alterados a arcillas.	
Cuarzo	15	Forma agregados de cristales pequeños con epidota en la matriz de forma subhedral y como fenocristal es euhedral con tamaños entre 0.5 a 2 mm. También se presenta en venillas de hasta 1 mm de espesor junto a epidota.	
Biotita	5	Se presenta sólo como fenocristal con tamaños entre 0.5 y 1 mm, de forma subhedral y alterada a clorita y en menor proporción a epidota.	
Hornblenda	10	Está en la matriz pero en mayor proporción como feno cristal subhedral, alterada pervasivamente a epidota y clorita, con tamaños que varían entre 0.5 a 3 mm.	
Opacos	5	De forma diseminada y en los bordes de minerales máficos como hornblenda, biotita y plagioclasa.	
Minerales Secundarios	%	Características/Modo de Ocurrencia	
Epidota	15	Altera minerales máficos como plagioclasa, hornblenda y biotita formando pseudomorfos, son subhedrales a euhedrales y alcanzan tamaños entre 0.5 a 2 mm.	
Clorita	10	Altera minerales máficos como plagioclasa, hornblenda y biotita formando pseudomorfos, son subhedrales y alcanzan tamaños entre 0.5 a 3 mm.	
Arcillas	3	De forma selectiva en los cristales de Feld-k.	
Microfotografía (2.5x)			
Nícoles Paralelos		Nícoles Cruzados	
			
<p>En muestra de mano esta roca poseía una marcada coloración rojiza, posiblemente de óxidos de Fe que impedía observar con detalle los minerales que la componían y al observar granos de agregados minerales en una masa fundamental de cristales afaníticos y granos se infirió que era una roca epiclástica sin embargo en la sección delgada se constata que es una roca extrusiva.</p>			

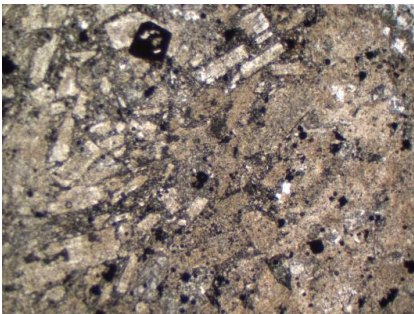
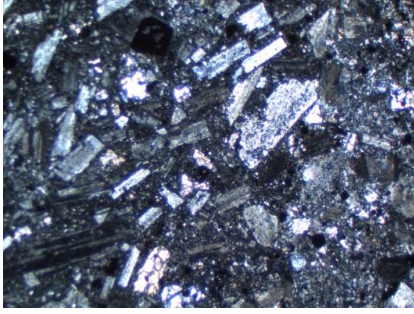
DESCRIPCIÓN PETROGRÁFICA			
Código Muestra	Ubicación geográfica		Higuerita
	Coord. Este	Coord. Norte	
20019775	500810,444	7701905,999	
Litología Macroscópica / Textura		Dioritoide	
Litología Microscópica/Textura		Cuarzo monzodiorita afanítica	
Minerales Primarios	%	Características/Modo de Ocurrencia	
Cuarzo	20	Subhedral con tamaño entre 0.1 a 1 mm.	
Feld-K	30	Subhedral con tamaños entre 0.3 a 1 mm.	
Plagioclasa	25	Subhedral con tamaños entre 0.3 a 1 mm, alteradas a epidota y con textura de criva.	
Opacos	15	Se presentan de forma diseminada y subhedral, alrededor de minerales máficos como biotitas y plagioclasas.	
Biotita	5	De forma diseminada bastante euhedral con tamaños entre 0.1 a 1 mm.	
Minerales Secundarios	%	Características/Modo de Ocurrencia	
Epidota	5	De forma diseminada, euhedral a subhedral con tamaños entre 0.1 a 2 mm.	
Microfotografía (4x)			
Nícoles Paralelos		Nícoles Cruzados	
			
<p>A muestra de mano e sun dque hipabisal que se describió como dioritoide, en el corte transparente se ve observa equigranular, sin embargo se constata una mayor presencia de cuarzo al igual que Feld-k.</p>			

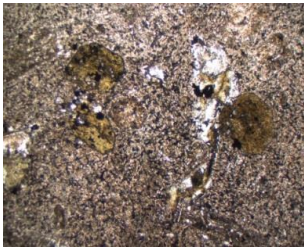
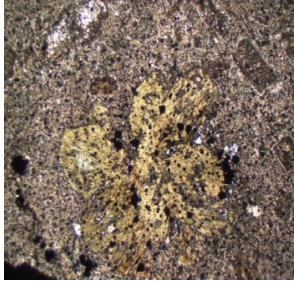
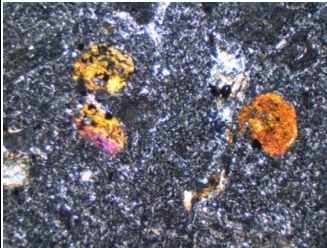
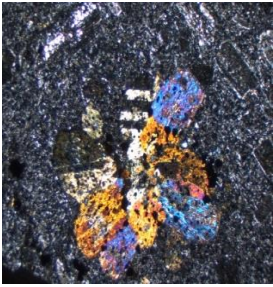
DESCRIPCIÓN PETROGRÁFICA			
Código Muestra	Ubicación geográfica		Higuerita
	Coord. Este	Coord. Norte	
20019776	499823,628	7702344,32	
Litología Macroscópica / Textura		granitoide	
Litología Microscópica/Textura		Dique Aplítico subvolcánico.	
Minerales Primarios	%	Características/Modo de Ocurrencia	
Cuarzo	85	Se muestra de forma euhedral con un bordes bastante rectos, en tamaños entre 0.1 a 0.5 mm.	
Opacos	5	Se observan de forma diseminada, con forma subhedral.	
Minerales Secundarios	%	Características/Modo de Ocurrencia	
Epidota	5	De forma diseminada y en venillas de 0.5 mm de espesor.	
Cuarzo	5	De forma diseminada y en venillas de 0.5 mm de espesor.	
Microfotografía (2.5x)			
Nícoles Paralelos		Nícoles Cruzados	
			
<p>En terreno se describio un intrusivo afanítico posiblemente de composición diorítica, inferida por el indice de color, sin embargo se constata que en el corte transparente que la mineralogía principal es cuarzo y la textura es de grano fino, por lo que se identifica como un dique aplítico.</p>			

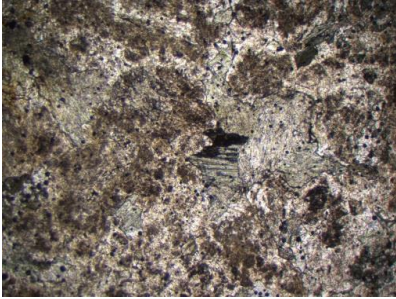
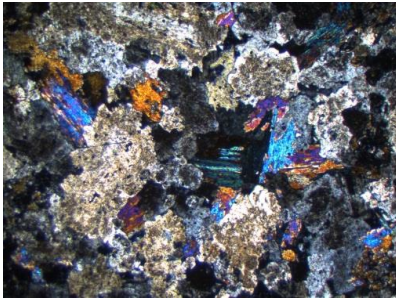
DESCRIPCIÓN PETROGRÁFICA			
Código Muestra	Ubicación geográfica		Higuerita
	Coord. Este	Coord. Norte	
20019777	499823,881	7702201,497	
Litología Macroscópica / Textura		Arenisca de grano medio	
Litología Microscópica/Textura		Grauvaca arkosa de grano fino.	
Minerales Primarios	%	Características/Modo de Ocurrencia	
Cuarzo	35	Se presenta tanto en matriz como granos, en tamaños que varían entre 0.1 a 0.2 mm, existen laminaciones ricas en cuarzo de tonalidades pardo amarillentas que varían de 1 mm hasta 5 mm.	
Feld-k	15	Se presenta al igual que el cuarzo tanto en granos como matriz, en tamaños que varían entre 0.1 a 0.2 mm, formando al igual que el cuarzo laminaciones que varían entre 1 mm hasta 3 mm, de tonalidades marrón oscuro, debido a que están alterados a arcillas y/o sericita	
Matriz + Cemento	45	Se distinguen cuarzo, feldespato y arcillas, sin diferenciar cual podría ser el cemento de los granos.	
Opacos	4	De forma diseminada, con cristales subhedrales que varían entre 0.1 a 0.2 mm.	
Minerales Secundarios	%	Características/Modo de Ocurrencia	
Epidota	1	De forma diseminada, con cristales subhedrales que varían entre 0.1 a 0.2 mm.	
Microfotografía (2.5x)			
Nícoles Paralelos		Nícoles Cruzados	
			
<p>Se constata en la sección delgada que la matriz tiene un porcentaje modal 45 %, por lo que la roca no clasifica como arenisca sino que como grauvaca.</p>			

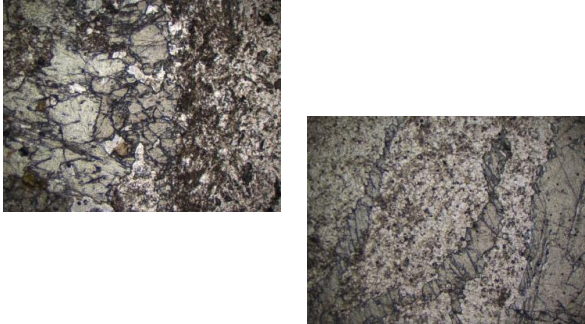
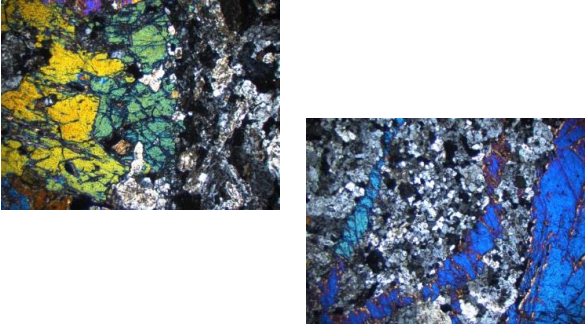
DESCRIPCIÓN PETROGRÁFICA			
Código Muestra	Ubicación geográfica		Higuerita
	Coord. Este	Coord. Norte	
20019795	499852,827	7702152,083	
Litología Macroscópica / Textura		Arenisca de grano medio	
Litología Microscópica/Textura		Grauvaca arkosa de grano fino.	
Minerales Primarios	%	Características/Modo de Ocurrencia	
Cuarzo	35	Se presenta tanto en matriz como granos, en tamaños que varían entre 0.1 a 0.2 mm, existen laminaciones ricas en cuarzo de tonalidades pardo amarillentas	
Feld-k	15	Se presenta al igual que el cuarzo tanto en granos como matriz, en tamaños que varían entre 0.1 a 0.2 mm, formando al igual que el cuarzo laminaciones que varían entre 1 mm hasta 3 mm, de tonalides marrón oscuro, debido a que estan alterados a arcillas y/o sericita.	
Matriz + Cemento	45	Se distinguen cuarzo, feldspato y arcillas, sin diferenciar cual podría ser el cemento de los granos.	
Opacos	4	De forma diseminada, con cristales subhedrales que varían entre 0.1 a 0.2 mm.	
Minerales Secundarios	%	Características/Modo de Ocurrencia	
Epidota	1	De forma diseminada, con cristales subhedrales que varían entre 0.1 a 0.2 mm.	
Microfotografía (2.5x)			
Nícoles Paralelos		Nícoles Cruzados	
			
Este corte se confeccionó con el objetivo de describir las laminaciones macoscópicas observadas en la muestra 20019777, se constata lo descrito en la muestra 20019777, y ambas muestras tienen la misma descripción petrográfica.			

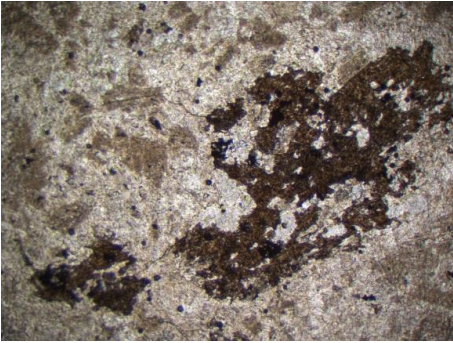
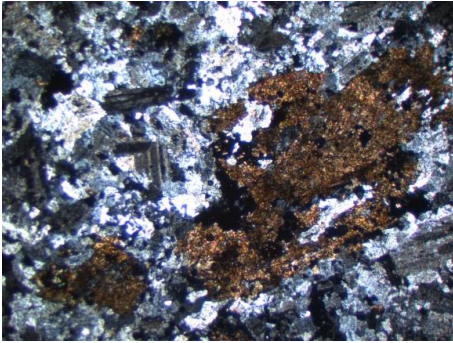
DESCRIPCIÓN PETROGRÁFICA			
Código Muestra	Ubicación geográfica		Higueritas
	Coord. Este	Coord. Norte	
20019778	496216,112	7702226,815	
Litología Macroscópica / Textura		Arenisca de grano medio epiclástica	
Litología Microscópica/Textura		Arkosa epiclástica de grano medio.	
Clastos	%	Características/Modo de Ocurrencia	
Plagioclasa	20	Se presenta tanto como agregados en clastos de hasta 2 mm, subangulosos a subredondeados, poseen textura de criva, y están parcialmente sericitizadas.	
Feld-K	40	Es el principal componente, en agregados de cristales que forman granos de hasta 4 mm, subredondeados a subangulosos, alterados parcialmente a arcillas y sericita.	
Cuarzo	15	En granos subredondeados, que alcanzan tamaños entre 0.5 a 1.5 mm, también se presenta en venillas de 0.5 a 1 mm de espesor.	
Biotita	10	Principal máfico, en granos que van de 0.5 a 1.5 mm, subangulosos y de integridad media, alterados de forma pervasiva a arcillas.	
Opacos	5	De forma diseminada y en cúmulos con las biotitas, alcanzan tamaños entre 0.5 a 1 mm.	
Matriz	%	Características/Modo de Ocurrencia	
Epidota	5	Alterando de forma selectiva a las biotitas, forma cristales subhedrales con tamaños entre 0.2 a 0.5 mm.	
Sericita	5	Alterando de forma selectiva a los cristales de Feld-K.	
Microfotografía (2.5x)			
Nícoles Paralelos		Nícoles Cruzados	
			

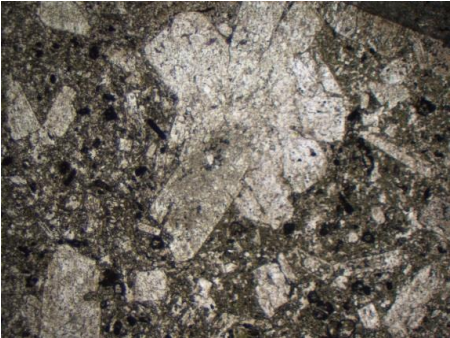

DESCRIPCIÓN PETROGRÁFICA			
Código Muestra	Ubicación geográfica		higuerita
	Coord. Este	Coord. Norte	
20019779	496587,469	7702279,023	
Litología Macroscópica / Textura		Conglomerado epiclástico	
Litología Microscópica/Textura		Conglomerado polimíctico epiclástico andesítico	
Clastos	%	Características/Modo de Ocurrencia	
Feld-K	45	Forma clastos con cristales unitarios subangulosos y en agregados con cuarzo y plagioclasa de 5 hasta 10 mm.	
Plagioclasa	15	Forma clastos con cristales de gran tamaño, entre 3 a 5 mm, subhedrales de integridad media.	
Clinopiroxeno	10	Forma clastos subredondeados a subangulosos con plagioclasas y opacos, de hasta 3 mm.	
Opacos	10	Presentes en la matriz pero en mayor proporción en los granos que poseen minerales máficos, con plagioclasa y clinopiroxeno.	
Matriz	%	Características/Modo de Ocurrencia	
Cuarzo	10	Presente en mayor proporción en la matriz, pero también formando granos con Feld-K. de mayor tamaño.	
Clorita	5	Alterando de forma selectiva a plagioclasas, es subhedral y varía en tamaño pero no supera tamaños mayores a 1 mm.	
Epidota	5	de forma diseminada en clastos que poseen minerales máficos como plagioclasa y clinopiroxeno.	
Microfotografía (2.5x)			
Nícoles Paralelos		Nícoles Cruzados	
			



DESCRIPCIÓN PETROGRÁFICA			
Código Muestra	Ubicación geográfica		Higuerita
	Coord. Este	Coord. Norte	
20019780	497299,802	7702149,6	
Litología Macroscópica / Textura		Cuarzo Monzonita porfírica	
Litología Microscópica/Textura		Cuarzo Monzonita porfírica de dos piroxenos	
Minerales Primarios	%	Características/Modo de Ocurrencia	
Plagioclasa	45	Se presenta de forma euhedral a subhedral, en distintas poblaciones, algunas zonadas, con textura de criva y sericitizadas.	
Cuarzo	15	Se presenta de forma subhedral, con tamaños entre 0.1 a 2 mm.	
Clinopiroxeno	5	Se presentan como fenocristales, de hasta 5 mm, subhedral, formando texturas glomeroporfíricas, poikilitica y con bordes de reacción, en general formando hornblenda.	
Ortopiroxeno	5	Se presentan como fenocristales, de hasta 3 mm, subhedral, formando texturas glomeroporfíricas, poikilitica y con bordes de reacción, en general formando hornblenda.	
Titanita	2	Mineral accesorio, euhedral y con tamaño de 1 mm a menores.	
Opacos	5	Están de forma diseminada, con forma subhedral a euhedral en tamaños entre 0.5 mm a 1.5 mm.	
Biotita	3	Subhedral alteradas a epidota, como fenocristal se presenta con tamaños entre 0.5 a 2 mm.	
Hornblenda	3	Subhedral alteradas a epidota y actinolita, como fenocristal se presenta con tamaños entre 0.5 a 2 mm.	
Minerales Secundarios	%	Características/Modo de Ocurrencia	
Epidota	5	Alterando plagioclasas, biotitas y de forma diseminada con tamaños entre 0.5 mm y 1 mm.	
Sericita	2	Presente selectivamente en las plagioclasas.	
Actinolita	5	Presente selectivamente en las Biotitas, con tamaños entre 0.5 a 1 mm.	
Microfotografía (2.5x)			
Nícoles Paralelos		Nícoles Cruzados	
			

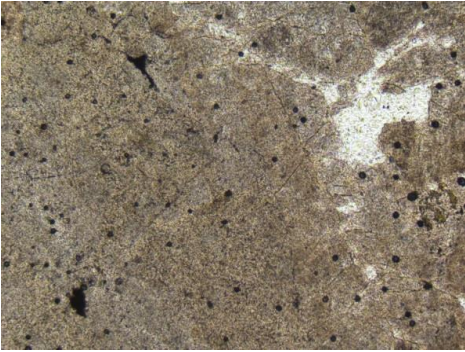
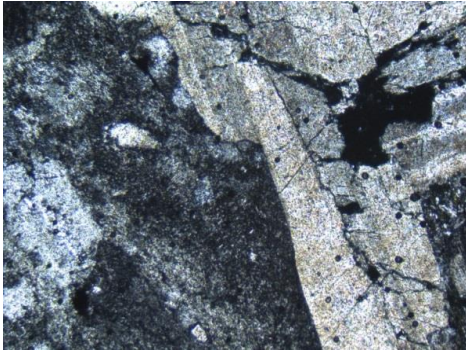
DESCRIPCIÓN PETROGRÁFICA			
Código Muestra	Ubicación geográfica		Higuerita
	Coord. Este	Coord. Norte	
20019781	497616,646	7702137,568	
Litología Macroscópica / Textura		Cuarzo Monzonita porfírica	
Litología Microscópica/Textura		Cuarzo Monzonita porfírica de hornblenda	
Minerales Primarios	%	Características/Modo de Ocurrencia	
Plagioclasa	30	Predominantemente en la matriz, como microlitos (<1 mm), se encuentran alteradas a sericita.	
Feld-k	20	Se encuentra como fenocristal, subhedrales con tamaños entre 0.5 mm y 2 mm, estan alterados a arcillas y presenta poca integridad.	
Hornblenda	10	Se encuentran como fenocristales subhedrales a veces macladas con tamaños entre 1 a 3 mm, estan alteradas a actinolita y epidota.	
Clinopiroxeno	5	Está presente como fenocristal, eudral con tamaños entre 0.5 a 1 mm, presenta bordes de reacción en donde se forma en los bordes cristales de hornblenda.	
Biotita	5	Como fenocristal de baja integridad, en tamaños entre 0.5 a 1 mm, alteradas a actinolita y en menor medida a epidota.	
Cuarzo	15	Presente tanto en la masa fundamental como fenocristal subhedral, con tamaños entre 0.5 a 1 mm.	
Minerales Secundarios	%	Características/Modo de Ocurrencia	
Actinolita	3	Alterando fenocristales de Biotitas y hornblendas, presente en tamaños entre 0.3 a 1.5 mm.	
Epidota	2	de la masa fundamental como hornblendas, son subhedrales y se presentan con ta	
Sericita	5	De forma selectiva en los microlitos de plagioclasas inmersos en la masa fundamental.	
Arcillas	5	De forma selectiva en los fenocristales de feld-k.	
Microfotografía (2.5x)			
Nícoles Paralelos		Nícoles Cruzados	
			


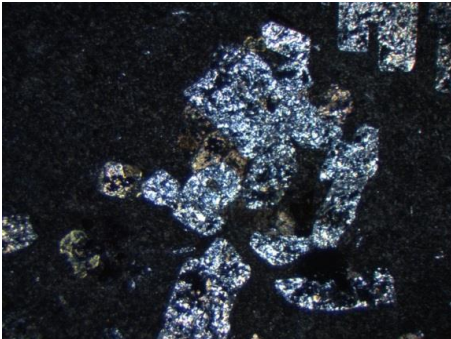
DESCRIPCIÓN PETROGRÁFICA			
Código Muestra	Ubicación geográfica		Higueritas
	Coord. Este	Coord. Norte	
20019782	497778,693	7702294,514	
Litología Macroscópica / Textura		Brecha Hidrotermal monomictica	
Litología Microscópica/Textura		Brecha Hidrotermal monomictica con matriz de actinolita	
Clastos	55%	Características/Modo de Ocurrencia	
Cuazo monzoníticos porfíricos		Son clastos subangulosos a angulosos, monomícticos, con tamaños de hasta 20 mm en sección delgada. Las plagioclasas están alteradas a sericita, además poseen textura tipo criva.	
Matriz	45%	Características/Modo de Ocurrencia	
Actinolita		Mineral principal de la matriz, se muestra de forma acicular radial y prismática, con tamaños entre 0.5 a 3 mm euhedrales, con bordes de reacción de epidota.	
Epidota		Como borde de reacción en los cristales de actinolita, y de forma diseminada, subhedral con tamaños entre 0.2 a 1 mm.	
Sericita		Presente en las plagioclasas de los clastos.	
Opacos		Posiblemente óx. De Fe - Ti, ya que no se observó mineralización de mena en muestra de mano.	
Microfotografía (2.5x)			
Nícoles Paralelos		Nícoles Cruzados	
			

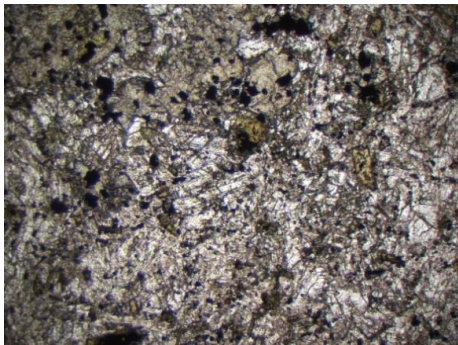
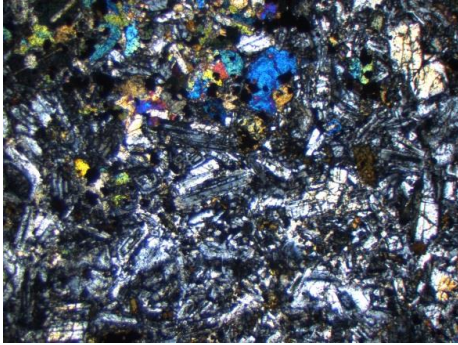
DESCRIPCIÓN PETROGRÁFICA			
Código Muestra	Ubicación geográfica		Higuerita
	Coord. Este	Coord. Norte	
20019783	497890,747	7702261,299	
Litología Macroscópica / Textura		Granito porfírico de grano medio	
Litología Microscópica/Textura		Granito porfírico de biotita	
Minerales Primarios	%	Características/Modo de Ocurrencia	
Feld-k	30	Fenocristal mas abuntante, de integridad media a buena, los cristales varían entre 0.5 - 3 mm y se encuentran alterados a arcilla principalmente.	
Plagioclasa	15	Cristales subhedrales, con tamaños entre 1 a 0.2 mm, presente en la masa fundamental principalmente, se encuentran sericitizados y menor proporción epidotizados. Se observa textura tipo criva.	
Cuarzo	25	Presente en la masa fundamental con tamaños entre 2 mm a 0.2 mm.	
Biotita	10	Subhedrales de buena integridad, con tamaños entre 1 - 3 mm, con texturas poikilíticas con cuarzo y feld-k, presentan bordes de reacción con minerales opacos. Se encuentran alteradas a arcillas y en menor proporción a epidota.	
Opacos	5	Se encuentran de forma diseminada como dentro y alrededor de los fenocristales de biotita.	
Minerales Secundarios	%	Características/Modo de Ocurrencia	
Epidota	3	Se encuentra de forma diseminada y como mineral de alteración de las biotitas, son cristales subhedrales a euhedrales, con tamaños entre 0.2 a 1.5 mm	
Arcillas	5	Alteran de forma selectiva a los feld-k y en menor proporción a las plagioclasas.	
Sericita	2	Alteran de forma selectiva a las plagioclasas.	
Microfotografía (2.5x)			
Nícoles Paralelos		Nícoles Cruzados	
			

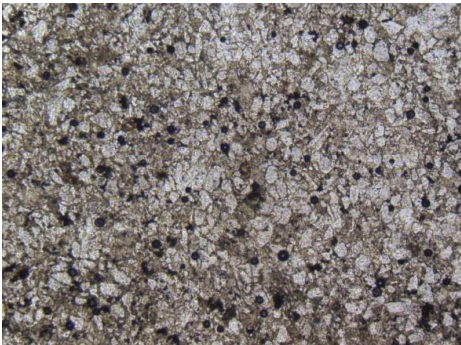
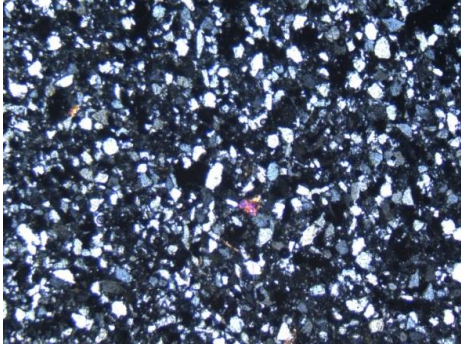
DESCRIPCIÓN PETROGRÁFICA			
Código Muestra	Ubicación geográfica		Guatacondo
	Coord. Este	Coord. Norte	
20019787	513029,682	7685835,647	
Litología Macroscópica / Textura		Andesita porfírica	
Litología Microscópica/Textura		Andesita porfírica con alteración propilítica	
Minerales Primarios	%	Características/Modo de Ocurrencia	
Plagioclasa	50	Es el principal fenocristal, con tamaños que varían entre 1 a 5 mm, están alteradas a arcillas, clorita, epidota y sericita, son subhedral a euhedrales y poseen buena integridad, los fenocristales se agrupan formando textura glomeroporfírica.	
Cuarzo	2	Presente de forma subhedral con tamaños entre 0.5 a 1 mm.	
Feld-K	7	Principalmente en la masa fundamental, con tamaños entre 0.1 a 0.5 mm, se ven	
Vidrio	3	Sólo en la masa fundamental, de color marrón, entre microlitos de plagioclasa.	
Opacos	8	Posiblemente magnetita	
Minerales Secundarios	%	Características/Modo de Ocurrencia	
epidota	10	Se presenta de forma diseminada como en vetillas (de Qz+Act+Clo+cal+/-Qz), de forma subhedral, con tamaños que varían entre 0.2 a 0.5 mm.	
Actinolita	3	Se presenta de forma diseminada como en vetillas (de Qz+Act+Clo+cal+/-Qz), de forma subhedral, con tamaños que varían entre 0.2 a 0.5 mm.	
calcita	2	En vetillas (de Qz+Act+Clo+cal+/-Qz), de forma subhedral, con tamaños que varían entre 0.1 a 0.3 mm.	
clorita	10	Está reemplazando a las plagioclasas como fenocristal y en vetillas (de Qz+Act+Clo+cal+/-Qz), de forma subhedral, con tamaños que varían entre 0.1 a 0.3 mm.	
cuarzo	5	En vetillas (de Qz+Act+Clo+cal+/-Qz), de forma subhedral, con tamaños que varían entre 0.1 a 0.3 mm. Además se presente en vetillas de 0.1 mm.	
Microfotografía (2.5x)			
Nícoles Paralelos		Nícoles Cruzados	
			
Se constata en el corte transparente la observación tomada en terreno sobre las vetillas, existen 3 familias de vetillas, sólo de cuarzo, clorita - epidota - calcita y (cuarzo - epidota) con halo de actinolita.			

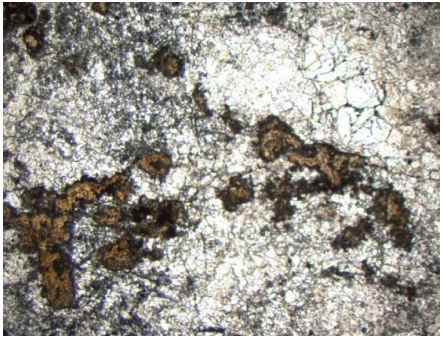
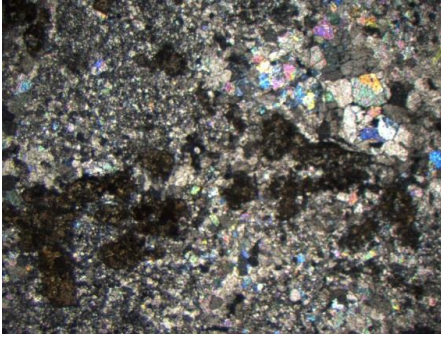
DESCRIPCIÓN PETROGRÁFICA			
Código Muestra	Ubicación geográfica		Guatacondo
	Coord. Este	Coord. Norte	
20019788	513029,682	7685835,647	
Litología Macroscópica / Textura		Andesita porfírica	
Litología Microscópica/Textura		Andesita porfírica de hornblenda con alteración propilítica	
Minerales Primarios	%	Características/Modo de Ocurrencia	
Plagioclasa	50	Es el principal fenocristal, con tamaños que varían entre 1 a 7 mm, están alteradas a arcillas, clorita, epidota y sericita, son subhedrales a euhedrales y poseen buena integridad, los fenocristales se agrupan formando textura glomeroporfírica.	
Hornblenda	10	Subhedral a euhedral, con tamaños que varían entre 1 a 5 mm, sólo presente como fenocristal, se encuentra alterada a clorita. Se observan texturas de bordes de reacción formando minerales opacos en los bordes.	
Feld-K	5	Principalmente en la masa fundamental, con tamaños entre 0.1 a 0.5 mm, se ven sucios con presencia de arcillas.	
Vidrio	5	Sólo en la masa fundamental, de color marrón, entre microlitos de plagioclasa.	
Opacos	5	Posiblemente magnetita por hábito.	
Minerales Secundarios	%	Características/Modo de Ocurrencia	
Epidota	10	Ocurre de forma diseminada subhedral con tamaños que varían entre 0.2 a 1 mm, tanto en la masa fundamental como en vetillas de 0.2 mm de diámetro junto a clorita y a veces cuarzo.	
Clorita	10	Ocurre como reemplazo de minerales máficos como hornblenda y plagioclasa, tanto en los fenocristales como en la masa fundamental. Además se presente en venillas junto a Epidota y subordinadamente cuarzo.	
Cuarzo	5	En venillas de 0.1 de diámetro y junto a las venillas de Epidota Clorita.	
Microfotografía (2.5x)			
Nícoles Paralelos		Nícoles Cruzados	
			
<p>Se constata en el corte transparente la observación tomada en terreno sobre las vetillas, existen 3 familias de vetillas, sólo de cuarzo, clorita - epidota - calcita y (cuarzo - epidota) con halo de actinolita.</p>			

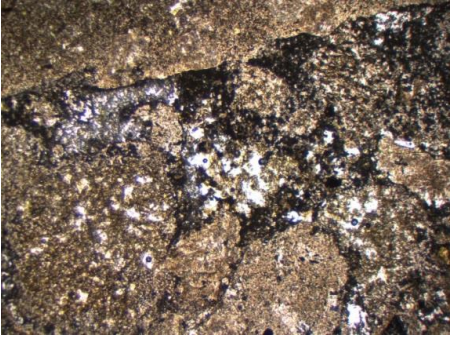

DESCRIPCIÓN PETROGRÁFICA			
Código Muestra	Ubicación geográfica		Challacollo
	Coord. Este	Coord. Norte	
20019751	464290.307	7683905.568	
Litología Macroscópica / Textura		Toba Cristalina	
Litología Microscópica/Textura		Toba de ceniza cristalina	
Minerales Primarios	%	Características/Modo de Ocurrencia	
Plagioclasa	75	cristales subhedrales en tamaños de hasta 3 mm generalmente en cúmulos, además de estar presente en la masa fundamental, se observan abundantes fracturas en los cristales y sericitización además de poseer textura de canva.	
Cuarzo	10	cristales anhedrales a subhedrales, de hasta 1 mm, formando cúmulos con las plagioclasas principalmente y rellenando espacios abiertos.	
Vidrio	15	sólo presente en la matriz.	
Minerales Secundarios	%	Características/Modo de Ocurrencia	
Microfotografía (2.5x)			
Nícoles Paralelos		Nícoles Cruzados	
			

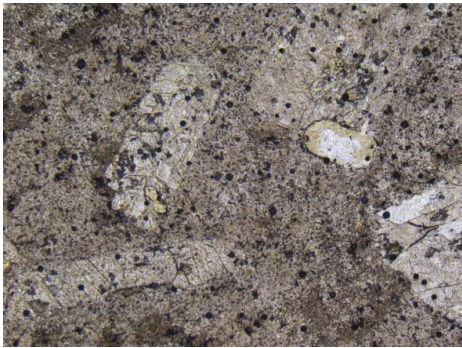
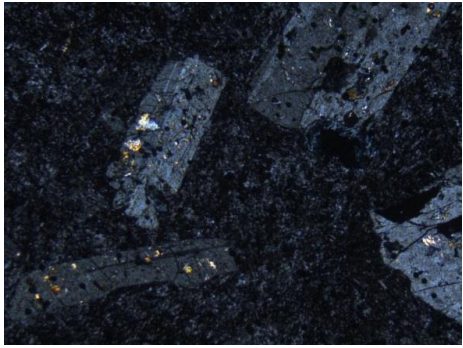
DESCRIPCIÓN PETROGRÁFICA			
Código Muestra	Ubicación geográfica		Challacollo
	Coord. Este	Coord. Norte	
20019752	464711.735	7684250.197	
Litología Macroscópica / Textura		Andesita porfírica	
Litología Microscópica/Textura		Dacita porfírica	
Minerales Primarios	%	Características/Modo de Ocurrencia	
Plagioclasa	25	Ocurre principalmente como microlitos en la masa fundamental, son menores a 0.1 mm de tamaño, además se encuentran como fenocristales de hasta 4 mm de tamaño, de forma subhedral a euhedral y alterados a epidota, clorita y sericita.	
Cuarzo	25	Se observa como fenocristal subhedral con tamaños entre 1 - 3 mm, además se observa en la masa fundamental en conjunto con los microlitos de plagioclasa	
Opacos	10	Se observan de forma diseminada principalmente como fenocristales, subhedrales a euhedrales, con tamaños que varían entre 0.5 - 1 mm.	
Feld-K	5	Únicamente en la masa fundamental, se encuentran alterados selectivamente a arcillas.	
Vidrio	20	Presente principalmente en la masa fundamental y en esferulitas y/o axiolitas, se reconoce además palagonita en estas estructuras de enfriamiento rápido.	
Minerales Secundarios	%	Características/Modo de Ocurrencia	
Clorita	10	Se encuentra alterando de forma selectiva los fenocristales de plagioclasa, de forma subhedral y tamaños que varían entre 0.5 a 3 mm.	
Palagonita	5	Únicamente en los bordes de esferulitas y axiolitas, de color verde marrón.	
Epidota	5	Alterando de forma selectiva fenocristales de plagioclasa, en tamaños que varían entre 0.5 a 1 mm.	
Seiricita	5	Alterando de forma selectiva fenocristales de plagioclasa, en forma de microcristales, con texturas de bordes de reacción.	
Microfotografía (2.5x)			
Nícoles Paralelos		Nícoles Cruzados	
			
<p>Se corrobora en el corte transparente, un mayor porcentaje de cuarzo y feldespato potásico respecto de la descripción de muestra de mano, además se observan micro esferulitas y micro axiolitas, en donde la palagonita está en los bordes y cuarzo + vidrio en el centro de éstas.</p>			

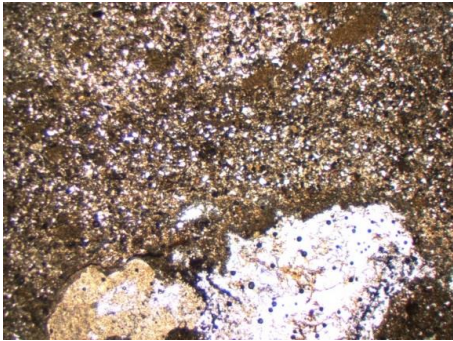
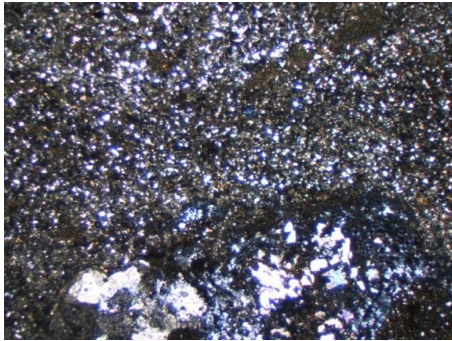
DESCRIPCIÓN PETROGRÁFICA			
Código Muestra	Ubicación geográfica		Challacollo
	Coord. Este	Coord. Norte	
20019753	462801.51	7683765.436	
Litología Macroscópica / Textura		Diorita	
Litología Microscópica/Textura		Diorita porfirica de dos piroxenos	
Minerales Primarios	%	Características/Modo de Ocurrencia	
Plagioclasa	70	Cristales euhedrales a subhedrales de hasta 2 mm, formando cumúlos con los demas fenocristales, algunas estan zonadas. forman textura cumuloídica con los demás fenocristales.	
Clinopiroxeno	5	Cristales euhedrales a subhedrales de hasta 1 mm, poseen texturas de desequilibrio tipo borde de reacción (con epidota) y de reabsorción.	
Ortopiroxeno	5	Cristales euhedrales a subhedrales de hasta 1 mm, poseen texturas de desequilibrio tipo borde de reacción (con epidota) y de reabsorción.	
Opacos	5	Se presentan casi unicamente en las vecindades de los cúmulos , como también con texturas poikiliticas en los cristales de plagioclasa y piroxenos.	
Minerales Secundarios	%	Características/Modo de Ocurrencia	
Clorita	5	Cristales subhedrales de hasta 1 mm, reemplazando minerales máficos.	
Epidota	10	Cristales subhedrales de hasta 1 mm, reemplazando minerales máficos.	
Microfotografía (2.5x)			
Nícoles Paralelos		Nícoles Cruzados	
			
Posee textura afanítica en muestra de mano, y porfirica en C. Transparente.			


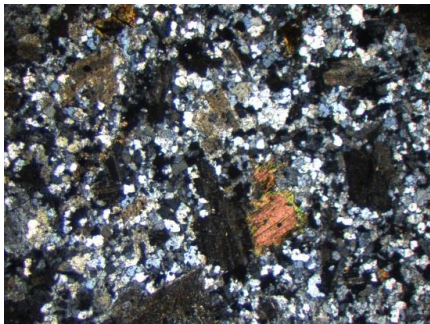
DESCRIPCIÓN PETROGRÁFICA			
Código Muestra	Ubicación geográfica		Challacollo
	Coord. Este	Coord. Norte	
20019760	463528.818	7684237.198	
Litología Macroscópica / Textura		Caliza Impura	
Litología Microscópica/Textura		Arenisca Cuarcifera	
Minerales Primarios	%	Características/Modo de Ocurrencia	
Cuarzo	90	Cristales subhedrales, subangulosos a subredondeados, muy buena selección.	
Epidota	2	cristales subhedrales, de bordes angulosos a subangulosos.	
Minerales Secundarios	%	Características/Modo de Ocurrencia	
Arcillas	8	Principalmente en el cemento de la roca.	
Microfotografía (2.5x)			
Nícoles Paralelos		Nícoles Cruzados	
			


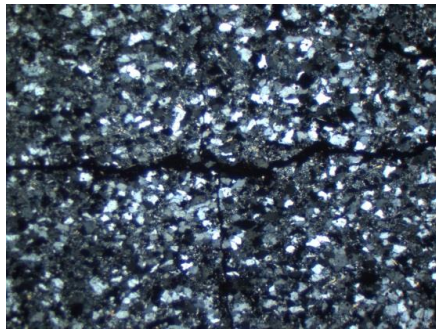
DESCRIPCIÓN PETROGRÁFICA			
Código Muestra	Ubicación geográfica		Challacollo
	Coord. Este	Coord. Norte	
20019761	463391.336	7684086.713	
Litología Macroscópica / Textura		Dioritoide	
Litología Microscópica/Textura		Monzonita de Biotita	
Minerales Primarios	%	Características/Modo de Ocurrencia	
Cuarzo	15	Subhedral a euhedral, con tamaños entre 0.1 a 1 mm	
Plagioclasa	25	Subhedral a euhedral, con tamaños entre 0.1 a 0.5 mm, sericitizadas de forma selectiva.	
Ortoclasa	25	Subhedrales, con cristales entre 0.1 y 0.5 mm	
Biotita	5	Anhedrales, alterada a arcillas de forma pervasiva.	
Minerales Secundarios	%	Características/Modo de Ocurrencia	
Calcita	15	De forma diseminada y en venillas discontinuas sinuosas a rectas, con cristales euhedrales a subhedrales de hasta 2 mm	
Cuarzo	5	Subhedral sólo en venillas acompañando calcita y a veces epidota, con tamaños menores a 0.3 mm	
Epidota	5	De forma diseminada y en venillas discontinuas sinuosas a rectas, los cristales son subhedrales, con tamaños menores a 0.3 mm.	
Opacos	3	De forma diseminada selectivamente en las venillas de Calcita-Qz-Ep.	
Arcillas	2	en las biotitas y plagioclasas	
Microfotografía			
Nícoles Paralelos		Nícoles Cruzados	
			
Corresponde al corte de un filón afanítico a muestra de mano, de composición diorítica emplazado en la Fm. Challacollo, casi en el contacto con Kce(d). Principalmente se observa cuarzo y plagioclasa con biotitas mal conservadas. Se observa una alteración hidrotermal en venillas y de forma diseminada de calcita, epidota y opacos. La roca a muestra de mano tiene textura afanítica y a micro escala es porfirica con fenocristales de biotita.			

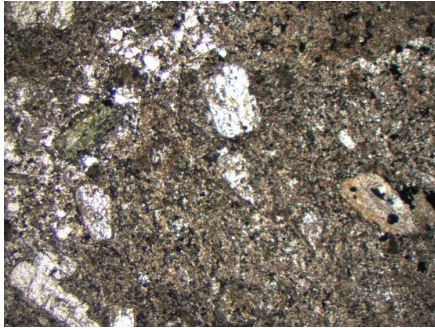
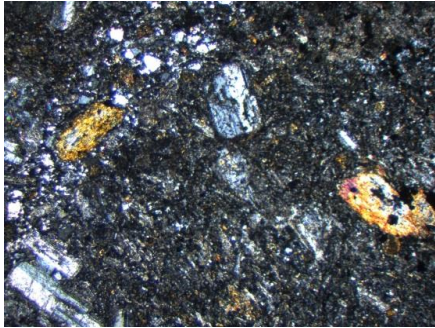
DESCRIPCIÓN PETROGRÁFICA			
Código Muestra	Ubicación geográfica		Challacollo
	Coord. Este	Coord. Norte	
20019762	463617.812	7683875.856	
Litología Macroscópica / Textura		Brecha epiclástica andesítica	
Litología Microscópica/Textura		Brecha polimíctica epiclástica Andesítica.	
Clastos	%	Características/Modo de Ocurrencia	
Andesitas porfíricas	30	Subangulosos con tamaños de hasta 5 mm, estos presentan epidotización (reemplazando minerales máficos) y sericitización de plagioclasas, además poseen texturas pilotaxíticas y traquílicas. Clastos de intrusivos dioríticos a monzodioríticos, en donde las plagioclasas están alteradas de forma pervasiva y selectiva a sericitia.	
Dioríticos - Monzoníticos	10		
Matriz	%	Características/Modo de Ocurrencia	
Plagioclasa	40	Tamaño inferior a los 0.3 mm De forma diseminada	
Arcillas	15		
Óx. Fe - Ti	5		
Microfotografía (2.5x)			
Nícoles Paralelos		Nícoles Cruzados	
			
Se observa Sericita, Epidota, Clorita tanto en la matriz como en clastos.			

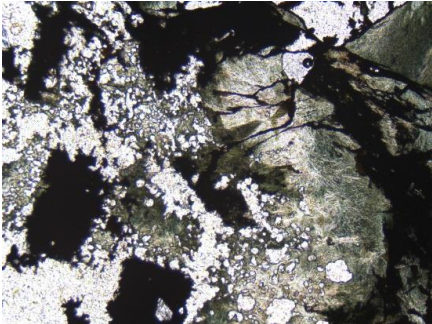
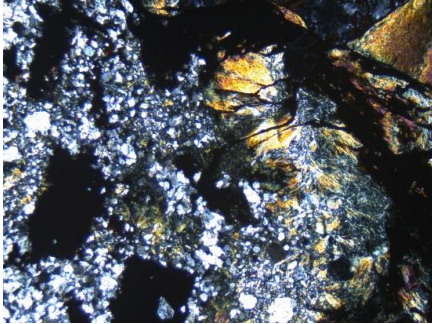
DESCRIPCIÓN PETROGRÁFICA			
Código Muestra	Ubicación geográfica		Challacollo
	Coord. Este	Coord. Norte	
20019763	464949.335	7683813.381	
Litología Macroscópica / Textura		Andesita Porfírica	
Litología Microscópica/Textura		Andesita Porfírica	
Minerales Primarios	%	Características/Modo de Ocurrencia	
Plagioclasa	40	Cristales euhedrales a subhedrales de hasta 3 mm de tamaño, bastante fracturados, con texturas de desequilibrio como canva y bordes de reacción. En MF principalmente como microlitos. Subhedral de hasta 1 mm de tamaño. Posiblemente Magnetita por hábito cubico	
Cuarzo	20		
Opacos	5		
Óx. De Fe - Ti	3		
Vidrio	15		
Minerales Secundarios	%	Características/Modo de Ocurrencia	
Clorita	7	Se estan formando a partir de minerales máficos y plagioclasas principalmente	
Epidota	7	Se estan formando a partir de minerales máficos y plagioclasas principalmente	
Microfotografía (2.5x)			
Nícoles Paralelos		Nícoles Cruzados	
			

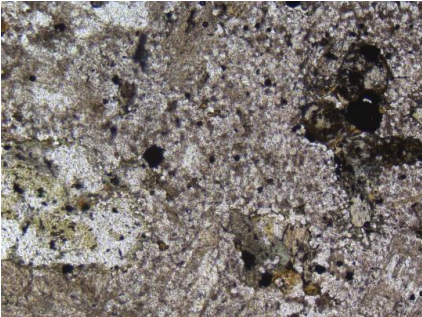
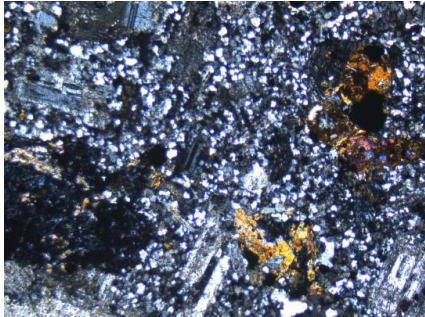
DESCRIPCIÓN PETROGRÁFICA			
Código Muestra	Ubicación geográfica		Challacollo
	Coord. Este	Coord. Norte	
20019764	463756.805	7683146.588	
Litología Macroscópica / Textura		Diorita	
Litología Microscópica/Textura		Micro Granito subvolcánico	
Minerales Primarios	%	Características/Modo de Ocurrencia	
feld-K	5 Fcxs 20 MF	Anhedral con tamaños entre 1 a 2 mm. En MF son anhedrales y alterados de forma pervasiva a arcillas, con tamaños entre 0.1 a 1 mm.	
Biotita	10 Fcxs	Subhedrales con tamaños entre 1 a 3 mm.	
Plagioclasa	5 MF	En MF son anhedrales y alterados de forma pervasiva a arcillas, con tamaños	
Cuarzo	50 MF	Subhedral a euhedral con tamaños de 0.1 a 1 mm.	
Minerales Secundarios	%	Características/Modo de Ocurrencia	
Cuarzo	5	En venillas de 0.1 mm, bastante rectas y discontinuas.	
Clorita - Epidota	3	De forma selectiva en fenocristales de biotita y diseminada, subhedrales y de	
Arcillas	2	De forma selectiva en plagioclasas y feld-K	
Microfotografía			
Nícoles Paralelos		Nícoles Cruzados	
			
<p>Esta roca a muestra de mano es afanítica de color gris verdoso, sin embargo no se pudo constatar la mienralogía de forma exacta, la descripción de este corte permite ver la mineralogía de un cuerpo subvolcánico microgranítico de biotita, con textura porfírica.</p>			

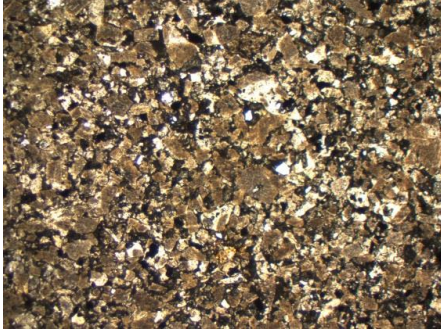
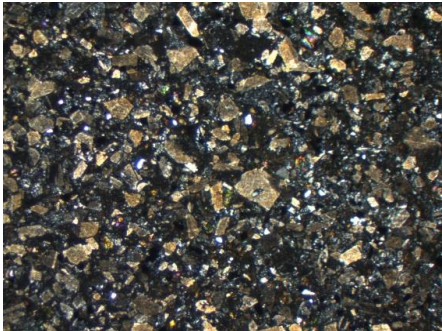
DESCRIPCIÓN PETROGRÁFICA			
Código Muestra	Ubicación geográfica		Higueritas
	Coord. Este	Coord. Norte	
20019754	499356.607	7702215.345	
Litología Macroscópica / Textura		Cuarzo Monzonita Porfírica	
Litología Microscópica/Textura		Granito porfírico de biotita	
Minerales Primarios	%	Características/Modo de Ocurrencia	
Cuarzo	25	Subhedral con tamaños entre 0.2 a 2 mm.	
Feld-K	35	Subhedral a anhedral, alterada a sericita y arcillas, principalmente como fenocristal, con tamaños entre 0.5 a 3 mm	
Plagioclasa	15	Casi restringida a la masa fundamental, presente en microlitos con tamaños menores a 0.2 mm, a veces alterada a epidota.	
Biotita	10	Anhedral alterada a arcillas y epidota subordinadamente, presente como fenocristal máfico principal.	
Minerales Secundarios	%	Características/Modo de Ocurrencia	
Epidota	5	Presente de forma diseminada en la masa fundamental y fenocristales de biotita.	
Sericita	5	Sólo en plagioclasas de la masa fundamental y algunos fenocristales de Feld-K.	
Arcillas	5	Presentes en la masa fundamental y en los fenocristales de feld-k.	
Microfotografía (2.5x)			
Nícoles Paralelos		Nícoles Cruzados	
			
<p>El corte es de textura porfírica, y se constata la presencia de biotita como máfico principal, a muestra de mano no se distinguían fácilmente los feld-k que se observaron en el corte trans. por lo que se concluye que es un granito.</p>			

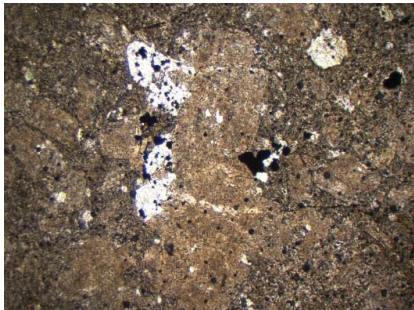
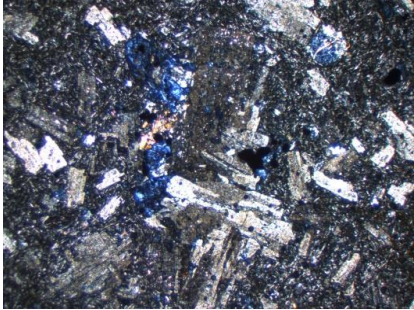
DESCRIPCIÓN PETROGRÁFICA			
Código Muestra	Ubicación geográfica		Higueritas
	Coord. Este	Coord. Norte	
20019755	499115.181	7702805.801	
Litología Macroscópica / Textura		Arenisca cuarcífera de grano grueso	
Litología Microscópica/Textura		Arenisca cuarcífera de grano medio.	
Minerales Primarios	%	Características/Modo de Ocurrencia	
Cuarzo	80	Son granos subhedrales, bien seleccionados, de forma subangulosa a subredondeada, con tamaños que varían entre 0.2 a 0.3 mm y en contacto concavo convexo	
Epidota	1	Esta diseminada, los cristales son subhedrales y de forma subangulosa, con tamaños que varían entre 0.1 a 0.3 mm.	
Opacos	5	Están presentes de forma diseminada, son subhedrales y de forma subredondeada, con tamaños que varían entre 0.2 a 0.5 mm.	
Matriz + Cemento	10	La matriz es principalmente arcillosa, aunque se observan granos de cuarzo pero de forma subordinada, se infiere que el cemento es el material arcilloso.	
Minerales Secundarios	%	Características/Modo de Ocurrencia	
Óx. De Fe	4	Presentes como vetillas de 0.1 mm de diametro, en el corte se ve rellena por opacos, pero en muestra de mano se constata que es hematita.	
Microfotografía (2.5x)			
Nícoles Paralelos		Nícoles Cruzados	
			

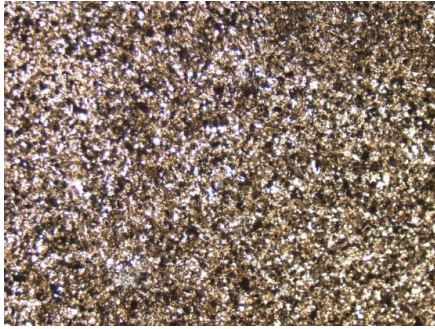
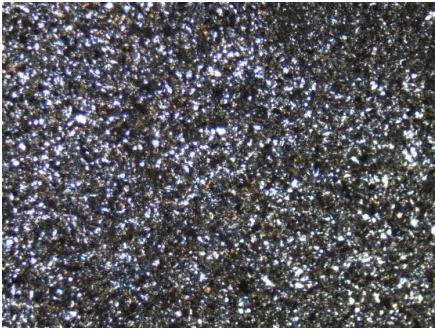
DESCRIPCIÓN PETROGRÁFICA			
Código Muestra	Ubicación geográfica		Higueritas
	Coord. Este	Coord. Norte	
20019756	498771.232	7703246.665	
Litología Macroscópica / Textura		Micro monzonita	
Litología Microscópica/Textura		Monzonita porfírica de biotita	
Minerales Primarios	%	Características/Modo de Ocurrencia	
Cuarzo	10	Presente como fenocristal de 1 a 2 mm, como también en la masa fundamental de forma subhedrak a euhedral.	
Plagioclasa	35	Principal fenocristal en tamaños variables entre 1 a 3.5 mm, bastante euhedrales pero fracturados y alterados a clorita, epidota y con texturas de canva, en menor proporción se encuentran sericitizadas de forma selectiva.	
Feld-K	25	Presente en la masa fundamental principalmente de forma subhedral y tamaños inferiores a los 0.5 mm.	
Biotita	10	Máfico principal, presente sólo como fenocristal y alterado a clorita y/o	
Hornblenda	2	De forma aislada y alterada a clorita y/o epidota.	
Opacos	3		
Minerales Secundarios	%	Características/Modo de Ocurrencia	
Clorita	10	Alterando biotitas, plagioclasas y en menor medida hornblendas.	
Epidota	3	Alterando biotitas, plagioclasas y en menor medida hornblendas.	
Sericita	2	De forma selectiva en plagioclasas, principalmente inmersas en los microlitos de la masa fundamental.	
Microfotografía (2.5x)			
Nícoles Paralelos		Nícoles Cruzados	
			
<p>Esta roca a muestra de mano posee una textura afanítica o microcristalina bastante leucocrática, sin embargo se constata en la sección delgada, una mayor proporción de máficos, principalmente Biotita alterada a clorita/epidota</p>			

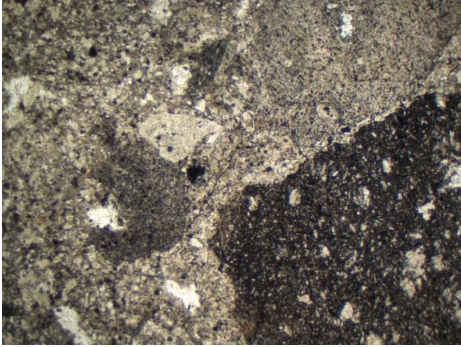
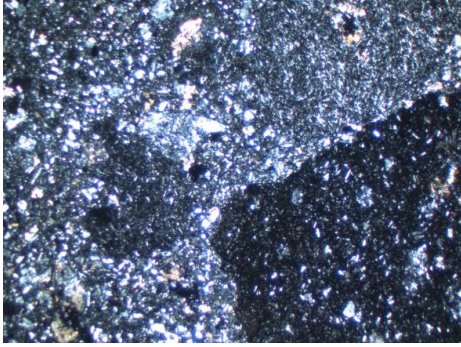
DESCRIPCIÓN PETROGRÁFICA			
Código Muestra	Ubicación geográfica		Higueritas
	Coord. Este	Coord. Norte	
20019757	498882.594	7703006.091	
Litología Macroscópica / Textura		Brecha Hidrotermal Monomítica	
Litología Microscópica/Textura		Brecha Hidrotermal monomítica con matriz de turmalina	
Clastos	%	Características/Modo de Ocurrencia	
Granito de biotita	30	Clastos sub angulosos a angulosos, con tamaños entre 5 mm a 30 mm en escala micro, fenocristales de biotita se encuentra alterados a epidota. Se correlacionan con el granito de expuesto en la descripción de la muestra 200199754 (Granito porfírico de biotita).	
Matriz	%	Características/Modo de Ocurrencia	
Cuarzo	35	Se presenta de forma subhedral con tamaños menores a los 0.5 mm.	
Turmalina	15	De forma fibrosa, a veces acicular radial desde los clastos, se presenta en tamaños que varían ente 1 y 4 mm. Se encuentran parcialmente alterada a clorita.	
Epidota	5	Alterando las biotitas de los clastos graníticos, y de forma diseminada con tamaños entre 0.1 a 2 mm.	
Clorita	10	Alterando a las Actinolitas con reemplazos parciales a casi totales en algunos cristales.	
Opacos	5	Se presenta de forma diseminada en la matriz de la brecha, los cristales son euhedrales a subhedrales con tamaños entre 1 a 2 mm.	
Microfotografía (2.5x)			
Nícoles Paralelos		Nícoles Cruzados	
			

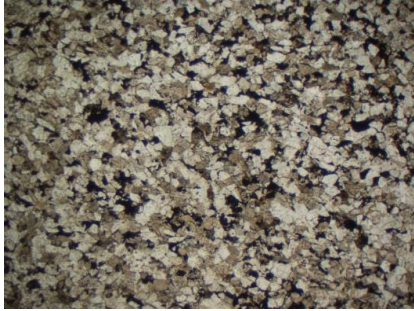
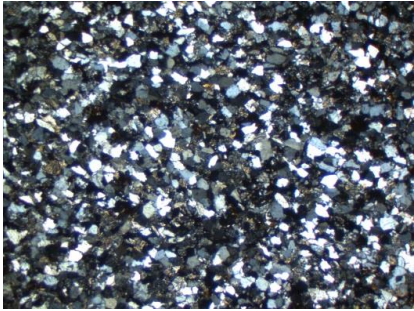
DESCRIPCIÓN PETROGRÁFICA			
Código Muestra	Ubicación geográfica		Higuerita
	Coord. Este	Coord. Norte	
20019758	498909.24	7702846.183	
Litología Macroscópica / Textura		Granito equigranular	
Litología Microscópica/Textura		Granito porfírico de Biotita.	
Minerales Primarios	%	Características/Modo de Ocurrencia	
Cuarzo	25	Cristales euhedrales a subhedrales, tanto en fenocristales con tamaños que varían entre 1 a 3 mm como en masa fundamental (<1 mm).	
Feld-K	20	Cristales euhedrales presentes como fenocristales, con tamaños entre 1 a 4 mm, están alterados a arcillas de forma pervasiva y a sercita en fracturas.	
Plagioclasa	20	Cristales euhedrales a subhedrales presentes casi unicamente en la masa fundamental con tamaños menores a 1 mm. Estan epidotizados y veces cloritizados.	
Biotita	15	Principal fenocristal máfico, de forma subhedral y presente en tamaños entre 1 a 4 mm.	
Minerales Secundarios	%	Características/Modo de Ocurrencia	
Clorita	7	Alterando a las biotitas y plagioclasas, anhedral con tamaños menores a 0.5 mm.	
Epidota	3	Alterando a plagioclasas de la masa fundamental, se presenta de forma diseminada y subhedral, con tamaños menores a 0.5 mm.	
Sericita	3	De forma selectiva en las fracturas que presentan las plagioclasas de la masa fundamental.	
Arcillas	7	Unicamente en los fenocristales de feld-k.	
Microfotografía (4x)			
Nícoles Paralelos		Nícoles Cruzados	
			

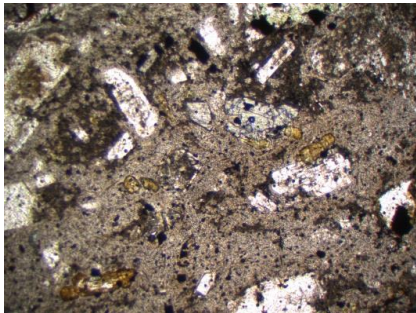
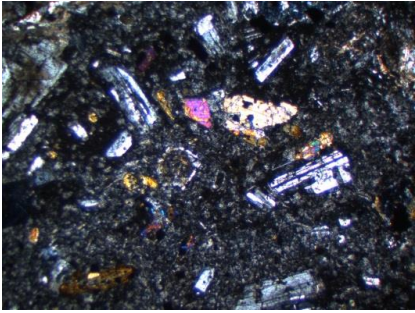
DESCRIPCIÓN PETROGRÁFICA			
Código Muestra	Ubicación geográfica		Higueritas
	Coord. Este	Coord. Norte	
20019765	498227.379	7705608.428	
Litología Macroscópica / Textura		Arcosa de grano medio	
Litología Microscópica/Textura		Arcosa de grano medio	
Minerales Primarios	%	Características/Modo de Ocurrencia	
Feldespato	55	Principal grano del esqueleto, se presenta de forma subhedral, con forma subangulosa a subredondeada con tamaños que varían entre 0.25 a 0.5 mm. Presenta un color pardo y está alterado a arcillas de forma selectiva.	
Cuarzo	15	De forma subhedral, con formas subredondeadas, varía entre 0.1 a 0.5 mm.	
Epidota	5	De forma diseminada, con cristales subhedrales que varían entre 0.1 a 0.4 mm.	
Plagioclasa	2	De forma subhedral, con forma subangulosa y tamaños que varían entre 0.25 a 0.5 mm.	
Opacos	3	De forma diseminada, con cristales subhedrales que varían entre 0.1 a 0.4 mm.	
Matriz + Cemento	15	En la matriz se observan mienrales de igual composición y proporción que los granos, pero acompañado de arcillas, que se infiere son el cemento.	
Minerales Secundarios	%	Características/Modo de Ocurrencia	
Arcillas	5	Alterando de forma selectiva a los granos de feldespato potásico.	
Microfotografía (2.5x)			
Nícoles Paralelos		Nícoles Cruzados	
			

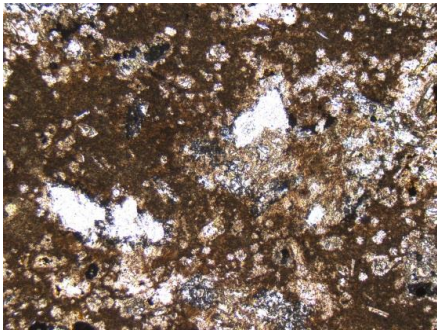
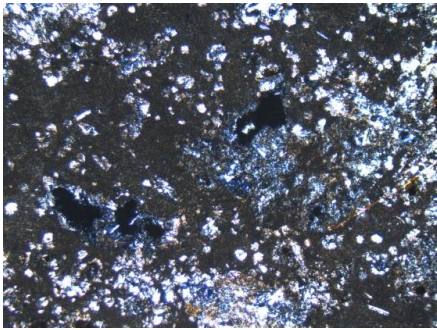
DESCRIPCIÓN PETROGRÁFICA			
Código Muestra	Ubicación geográfica		Higuerita
	Coord. Este	Coord. Norte	
20019766	497917.048	7705739.254	
Litología Macroscópica / Textura		Adensita porfírica de grano medio	
Litología Microscópica/Textura			
Minerales Primarios	%	Características/Modo de Ocurrencia	
Plagioclasa	35	Es el principal fenocristal, con tamaños que varían entre 1 a 5 mm, están alteradas a arcillas, clorita, epidota y sericita, son subhedrales a euhedrales y poseen buena integridad, los fenocristales se agrupan formando texturas glomeroporfírica como traquítica	
Cuarzo	10	Presente de forma subhedral con tamaños entre 0.5 a 1 mm.	
Feld-K	15	Principalmente en la masa fundamental, con tamaños entre 0.1 a 0.5 mm, se ven sucios con presencia de arcillas.	
Vidrio	5	Sólo en la masa fundamental, de color marrón, entre microlitos de plagioclasa.	
Opacos	15	Posiblemente magnetita o calcosina.	
Minerales Secundarios	%	Características/Modo de Ocurrencia	
Clorita	10	Se presenta de forma selectiva en minerales máficos como plagioclasa y en menor medida reemplazando de forma total cristales de hornblenda (se infiere debido al hábito exagonal), subhedral con tamaños entre 0.5 a 3 mm.	
Epidota	3	Como reemplazo selectivo de minerales máficos como plagioclasa. Euhedral con	
Calcita	2	En venillas de 0.1 a 0.2 mm, junto a clorita y epidota, euhedral.	
Arcillas	5	Selectivamente en cristales de feld-k.	
Microfotografía (2.5x)			
Nícoles Paralelos		Nícoles Cruzados	
			

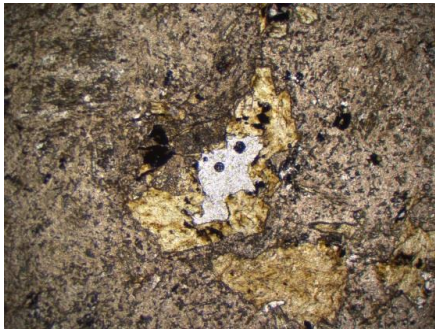
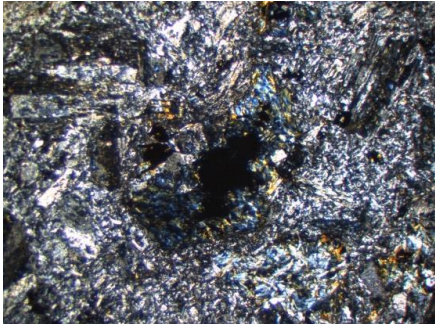
DESCRIPCIÓN PETROGRÁFICA			
Código Muestra	Ubicación geográfica		Higuerita
	Coord. Este	Coord. Norte	
20019767	498834.117	7705579.276	
Litología Macroscópica / Textura		Dioritoide	
Litología Microscópica/Textura		Granodiorita afanítica	
Minerales Primarios	%	Características/Modo de Ocurrencia	
Cuarzo	50	Subhedral, con tamaños entre 0.1 a 1 mm.	
Plagioclasa	10	Subhedral, con tamaños entre 0.1 a 1 mm alteradas a epidota.	
Feld-K	10	Anhedral, con tamaños menores a 0.5 mm, alterados a arcilla.	
Opacos	10	Presentes de forma diseminada en toda la sección, de forma euhedral a subhedral.	
Minerales Secundarios	%	Características/Modo de Ocurrencia	
Epidota	2	De forma diseminada alterando las plagioclasas presentes como microlitos.	
Arcillas	18	De forma selectiva en los feldspatos potásicos.	
Microfotografía (2.5x)			
Nícoles Paralelos		Nícoles Cruzados	
			
<p>En muestra de mano, esta roca se describió como un dique afanítico de composición diorítica, sin embargo se constata en el corte transparente la presencia de abundante cuarzo por sobre plagioclasa, al igual que feldespato potásico.</p>			

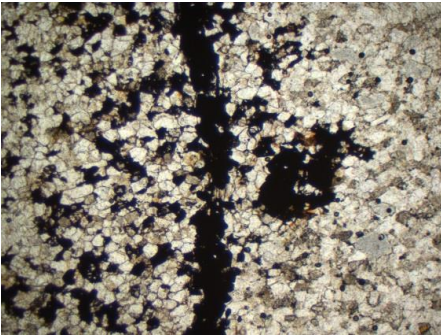
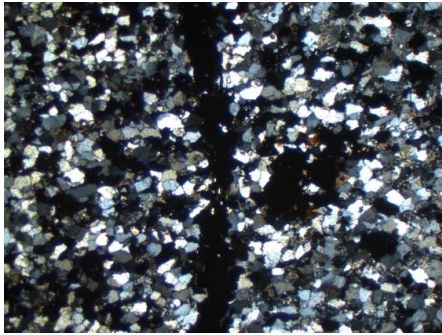
DESCRIPCIÓN PETROGRÁFICA			
Código Muestra	Ubicación geográfica		Higuerita
	Coord. Este	Coord. Norte	
20019768	498960.181	7705396.122	
Litología Macroscópica / Textura		Conglomerado	
Litología Microscópica/Textura		Paraconglomerado epiclástico polimíctico	
Clastos	%	Características/Modo de Ocurrencia	
Andesíticos	40	Son subredondeados, presentan texturas traquiticas, varían entre los 2 a 5 mm.	
Dacíticos	5	Subredondeados, varían entre 2 a 4 mm.	
Feld-k	10	subredondeados a subangulosos, varían entre 2 a 2.5 mm, presentan arcillas.	
Opacos	10	De forma diseminada como clastos y matriz, subhedrales con tamaños que varían entre 0.2 a 3 mm.	
Plagioclasa	5	Subredondeados, varían entre 2 a 4 mm.	
Cuarzo	5	Subredondeados, varían entre 2 a 4 mm.	
Matriz	%	Características/Modo de Ocurrencia	
Matriz + cemento	25	La matriz es completamente de minerales ígneos (plagioclasa, cuarzo, Feld-K) y mienrale sopacos. El cemento se infiere es de arcillas y óx. De Fe.	
Microfotografía (2.5x)			
Nícoles Paralelos		Nícoles Cruzados	
			

DESCRIPCIÓN PETROGRÁFICA			
Código Muestra	Ubicación geográfica		Higuerita
	Coord. Este	Coord. Norte	
20019769	505722.596	7702592.466	
Litología Macroscópica / Textura		Arenisca de grano medio	
Litología Microscópica/Textura		Arenisca cuarcífera de grano medio.	
Minerales Primarios	%	Características/Modo de Ocurrencia	
Cuarzo	70	Son granos subhedrales, bien seleccionados, de forma subangulosa a subredondeada, con tamaños que varían entre 0.2 a 0.3 mm y en contacto concavo convexo	
Feld-K	5	Se presenta de forma subhedral, con forma subangulosa a subredondeada con tamaños que varían entre 0.25 a 0.5 mm. Presenta un color pardo y está alterado a arcillas de forma selectiva.	
Opacos	10	De forma diseminada, con cristales subhedrales que varían entre 0.1 a 0.4 mm.	
Epidota	3	De forma diseminada, con cristales subhedrales que varían entre 0.1 a 0.4 mm.	
Matriz + cemento	10	En la matriz se observan mienrales de igual composición y proporción que los granos, pero acompañado de arcillas, que se infiere son el cemento.	
Minerales Secundarios	%	Características/Modo de Ocurrencia	
Arcillas	2	Alterando de forma selectiva a los granos de feldespato potásico.	
Microfotografía (2.5x)			
Nícoles Paralelos		Nícoles Cruzados	
			

DESCRIPCIÓN PETROGRÁFICA			
Código Muestra	Ubicación geográfica		Higuerita
	Coord. Este	Coord. Norte	
20019770	505026.244	7703088.898	
Litología Macroscópica / Textura		Arenisca epiclástica de grano medio andesítica	
Litología Microscópica/Textura		Andesita porfírica de horblenda	
Minerales Primarios	%	Características/Modo de Ocurrencia	
Plagioclasas	35	Principal fenocristal, de buena integridad con formas euhedrales a subhedrales en tamaños que varían de 1 - 4 mm. Algunos tienen bordes de reacción y forman minerales opacos en ellos.	
Clinopiroxeno	5	Se presenta de forma euhedral y a veces maclado, como fenocristal principalmente con tamaño que van entre 0.5 a 1.5 mm. Presentan texturas poikilíticas con minerales opacos.	
Biotita	10	Se presenta como fenocristal, subhedral con tamaños entre 0.5 a 1 mm, se encuentran con baja integridad y alterados a epidota y clorita.	
cuarzo	5	Sólo en la masa fundamental con tamaños menores a 0.5 mm.	
Feld-k	15	Preferentemente en la masa fundamental, con cristales menores a 1 mm en general alterados a arcillas.	
Hornblenda	5	Se presenta como fenocristal, pero con una marcada alteración a Clorita y Epidota, su tamaño varía entre 0.5 a 1.5 mm es subhedral y de baja integridad.	
Opacos	5	se observan minerales opacos de forma diseminada como en los bordes y dentro de los minerales máficos.	
Minerales Secundarios	%	Características/Modo de Ocurrencia	
Clorita	8	Ocurre como pseudomorfo de hornblenda, y altera selectivamente plagioclasas y biotitas, los cristales son subhedrales a euhedrales y varían entre 0.5 - 1.5 mm.	
Epidota	5	Se encuentra de forma diseminada y alterando minerales máficos como plagioclasa, hornblenda y biotita, varía entre 0.3 a 1 mm en tamaño y es subhedral.	
Arcillas y/o sericita	7	Las arcillas se observan en los feldspatos de la masa fundamental, no se logra distinguir sericita en estas arcillas, pero si en vetillas acompañadas con cuarzo.	
Óx. De Fe	<1%	En general de color rojo oscuro, en los minerales máficos, principalmente plagioclasas, clinopiroxeno y biotita.	
Microfotografía (2.5x)			
Nícoles Paralelos		Nícoles Cruzados	
			
<p>En muestra de mano esta roca poseía una marcada coloración rojiza, posiblemente de óxidos de Fe que impedía observar con detalle los minerales que la componían y al observar granos de agregados minerales en una masa fundamental de cristales afaníticos y granos se infirió que era una roca epiclástica sin embargo en la sección delgada se constata que es una roca extrusiva.</p>			

DESCRIPCIÓN PETROGRÁFICA			
Código Muestra	Ubicación geográfica		Higuerita
	Coord. Este	Coord. Norte	
20019771	503366.816	7702162.952	
Litología Macroscópica / Textura		Dacita porfírica de grano medio	
Litología Microscópica/Textura			
Minerales Primarios	%	Características/Modo de Ocurrencia	
Biotita	5	Presente sólo como fenocristal, subhedral y de integridad media, con tamaños entre 1 - 3 mm. Se encuentran alteradas a clorita, epidota y arcillas. Presentan bordes de reacción con minerales opacos, posiblemente óx. De Fe.	
Cuarzo	25	Como fenocristal y en la masa fundamental, con tamaños entre 1 mm a menores, a veces en agregados mostrando una textura glomero porfírica.	
Plagioclasa	25	Principalmente en la masa fundamental, como microlitos subhedrales. Se encuentran epidotizados y veces sucias por presencia de arcillas.	
Feld-k	15	Fenocristal más común, con tamaños entre 0.5 a 2 mm, son subhedrales a euhedrales, se encuentran alterados a arcillas principalmente.	
Opacos	3	De forma diseminada principalmente con tamaños que van de los 0.5 a 1 mm.	
Vidrio	10	En la masa fundamental, es de color marrón a rojizo y tonalidades oscuras.	
Minerales Secundarios	%	Características/Modo de Ocurrencia	
Clorita	6	De forma selectiva en las biotitas, con cristales subhedrales y tamaños entre 1 a 2 mm	
Epidota	5	De forma diseminada y alterando de forma selectiva a plagioclasas y biotitas, con cristales subhedrales en tamaños que van de 0.5 a 1 mm.	
Arcillas	6	De forma selectiva en los cristales de feld-k.	
Microfotografía (4x)			
Nícoles Paralelos		Nícoles Cruzados	
			
<p>La masa fundamental muestra una textura hialopilitica, en el corte se observa bastante vidrio en la masa fundamental por lo que se concluye que la observación tomada en terreno acerca de si es una roca epiclastica es descartada.</p>			

DESCRIPCIÓN PETROGRÁFICA			
Código Muestra	Ubicación geográfica		Higuerita
	Coord. Este	Coord. Norte	
20019772	500997.474	7705766.462	
Litología Macroscópica / Textura		Cuarzo Monzonita porfírica de grano medio	
Litología Microscópica/Textura		Cuarzo Monzonita porfírica de biotita	
Minerales Primarios	%	Características/Modo de Ocurrencia	
Plagioclasa	25	Se presentan de forma euhedral a subhedral en la masa fundamental como en fenocristales que alcanzan tamaños entre 0.3 a 3 mm. Tienen integridad media y estan alteradas a sericita de forma selectiva, poseen textura de criva.	
Feld-K	20	Se presentan de forma euhedral a subhedral en la masa fundamental como en fenocristales que alcanzan tamaños entre 0.1 a 2 mm. Estan aletrados a arcillas.	
Cuarzo	15	Preferentemente como fenocristal, con tamaños entre 0.5 y 1 mm de forma subhedral.	
Opacos	5	Se distribuyen en las cercanías de los cristales de biotita, varían entre 0.2 a 1 mm de tamaño y poseen una forma subhedral.	
Biotita	10	Principal fenocristal máfico, con tamaños entre 0.5 a 3 mm. Subhedral y alterados a clorita, epidota y arcillas.	
Minerales Secundarios	%	Características/Modo de Ocurrencia	
Clorita	10	De forma selectiva en cristales de Biotita, subhedral con tamaños entre 0.5 a 2 mm.	
Epidota	5	De forma selectiva en plagioclasas y en menor proporción biotitas, de forma subhedral con tamaños entre 0.5 y 1 mm.	
Sericita	5	De forma selectiva en fenocristales de plagioclasa, anhedral y con tamaños menores a 0.2 mm.	
Arcillas	5	Unicamente en los fenocristales de feldespato potásico.	
Microfotografía (2.5x)			
Nícoles Paralelos		Nícoles Cruzados	
			

DESCRIPCIÓN PETROGRÁFICA			
Código Muestra	Ubicación geográfica		Higueritas
	Coord. Este	Coord. Norte	
20019773	499115.181	7702805.801	
Litología Macroscópica / Textura		Conglomerado	
Litología Microscópica/Textura		Arenisca cuarcífera de grano medio.	
Minerales Primarios	%	Características/Modo de Ocurrencia	
Cuarzo	85	Son granos subhedrales, bien seleccionados, de forma subangulosa a subredondeada, con tamaños que varían entre 0.2 a 0.3 mm y en contacto concavo convexo, formando concreciones síliceas.	
Epidota	1	Esta diseminada, los cristales son subhedrales y de forma subangulosa, con tamaños que varían entre 0.1 a 0.3 mm.	
Opacos	5	Están presentes de forma diseminada, son subhedrales y de forma subredondeada, con tamaños que varían entre 0.2 a 0.5 mm.	
Matriz + Cemento	5	La matriz es principalmente arcillosa, aunque se observan granos de cuarzo pero de forma subordinada, se infiere que el cemento es el material arcilloso.	
Minerales Secundarios	%	Características/Modo de Ocurrencia	
Óx. De Fe	4	Presentes como borde externo de las concreciones síliceas, en muestra de mano se constata que es hematita.	
Microfotografía (2.5x)			
Nícoles Paralelos		Nícoles Cruzados	
			
<p>Esta muestra, en escalo macro poseía concreciones de tamaños que variaban entre los 10 a 30 cm, con forma esferoidales, dado que no se podía distinguir con certeza si eran clastos, se clasifco como conglomerado en campo, sin embargo se constata que son concreciones síliceas en una arenisca de grano medio, en donde las concreciones poseen coronas de óxidos de hierro en tonalidades rojizas.</p>			