



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



**GEOLOGÍA DE SUB-SUPERFICIE DEL LLANO DE
CARACOLES Y YACIMIENTO ENCUESTRO,
DISTRITO MINERO CENTINELA, REGIÓN DE
ANTOFAGASTA, CHILE.**

Memoria para optar al Título de Geólogo

Roberto Andrés Retamal Yáñez

Profesor Patrocinante: Dr. Osvaldo Miguel Rabbia Dalmaso
Geólogo Guía: Dr. Constantino Mpodozis Marín
Profesores Comisión: Dra. Fernanda Álvarez Amado
Dra. Verónica Laura Oliveros Clavijo

Concepción, 2019



A mis padres, mis hermanos y, sobre todo, a mi hija, Agustina.

ÍNDICE

Página

RESUMEN

1. INTRODUCCIÓN	1
1.1. Objetivos	3
1.1.1. Objetivo general	3
1.1.2. Objetivos específicos	3
1.2. Ubicación de la zona de estudio	3
1.3. Metodología	4
1.4. Trabajos anteriores	7
1.5. Agradecimientos	7
2. MARCO GEOLÓGICO	9
2.1. Marco geológico regional	9
2.2. Marco geológico del Llano de Caracoles	12
2.3. Geología estructural	16
3. ESTRATIGRAFÍA SUBSUPERFICIAL DEL LLANO DE CARACOLES	19
3.1. Cuenca cenozoica del Llano de Caracoles	19
3.1.1. Morfología y relieve	19
3.1.2. Relleno sedimentario del Cenozoico superior	19
3.2. Basamento (“techo de roca”) bajo la cubierta de gravas	23
3.2.1. Introducción	23
3.2.2. Dominio Oriental	23
3.2.2.1. <i>Triásico Superior-Jurásico</i>	24
a. <i>Unidad 1</i>	26
b. <i>Unidad 2</i>	30
c. <i>Unidad 3</i>	34
3.2.2.2. <i>Cretácico</i>	35
a. <i>Unidad 4</i>	35
b. <i>Unidad 5</i>	37
c. <i>Unidad 6</i>	43
d. <i>Unidad 7</i>	44
3.2.2.3. <i>Paleoceno</i>	45
a. <i>Unidad 8</i>	46
b. <i>Unidad 9</i>	49
c. <i>Unidad 10</i>	50
3.2.2.4. <i>Síntesis de la estratigrafía del Dominio Oriental</i>	52
3.2.3. Dominio Occidental	54

3.2.3.1. <i>Cretácico Superior</i>	54
a. <i>Unidad 11</i>	55
3.2.3.2. <i>Paleoceno</i>	59
a. <i>Unidad 12</i>	59
3.2.3.3. <i>Eoceno</i>	64
a. <i>Unidad 13</i>	64
3.2.3.4. <i>Síntesis de la estratigrafía del Dominio Occidental</i>	67
4. GEOLOGÍA ESTRUCTURAL	69
4.1. Introducción	69
4.2. Descripción de perfiles	70
4.2.1. Perfil I (A-A')	71
4.2.2. Perfil II (B-B')	73
4.2.3. Perfil III (C-C')	75
4.2.3. Perfil IV (D-D')	77
4.3. Elementos estructurales del Llano de Caracoles	79
4.3.1. Fallas	79
4.3.1.1. <i>Falla Centinela</i>	79
4.3.1.2. <i>Falla Llano-Las Lomas</i>	80
4.3.1.3. <i>Falla Coronado</i>	81
4.3.1.4. <i>Falla Encuentro</i>	81
4.3.1.5. <i>Falla Ceniciento</i>	81
4.3.2. Pliegues	81
4.3.2.1. <i>Anticlinal Coronado</i>	81
5. GEOLOGÍA DEL YACIMIENTO PÓRFIDO CUPRÍFERO ENCUENTRO	82
5.1. Introducción	82
5.2. Roca de caja (Unidades Preminerales)	84
5.3. Intrusivos y complejos subvolcánicos asociados a la mineralización	85
6. DISCUSIONES	93
6.1. Evolución geológica del Llano de Caracoles	93
6.2. La Granodiorita Caracoles como “marcador” de la deformación	95
6.2.1. Emplazamiento a lo largo de falla normal pre-eocena	95
6.2.2. Su rol como indicador de movimientos de rumbo en la Falla Llano- Las Lomas	95
7. CONCLUSIONES	98
8. REFERENCIAS	101

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura	Página
1. 1. Mapa de ubicación del Distrito Minero Centinela en el sistema Andino.	1
1. 2. Mapa esquemático que indica la posición de los sondajes efectuados por AMSA en el Llano de Caracoles (sistema de base de datos de AMSA).	4
1. 3. Mapa de ubicación de los sondajes AMSA en el Llano de Caracoles estudiados para el presente trabajo.	5
1. 4. Mapa de ubicación del Distrito Minero Centinela (DMC) y el Llano de Caracoles, al SW de Calama.	6
2. 1. Mapa geológico esquemático de la Cordillera Domeyko entre los 22° y 24° S.	10
2. 2. Mapa geológico simplificado del Distrito Minero Centinela.	12
2. 3. Mapa geológico de superficie de la zona del Llano de Caracoles.	13
2. 4. Perfil esquemático del dúplex Esperanza.	17
3. 1. Mapa esquemático del espesor de la cobertura de gravas en el Llano de Caracoles.	20
3. 2. Columna estratigráfica de la cobertura de gravas del Llano de Caracoles.	21
3. 3. Dominios estructurales en el Llano de Caracoles los cuales están separados por la Falla Llano-Las Lomas.	24
3. 4. Principales unidades litológicas y estructuras del Dominio Oriental y los afloramientos que lo circundan.	25
3. 5. Mapa de la distribución de las unidades triásicas en el Dominio Oriental.	26
3. 6. Unidad 1, datación U-Pb en circones de la muestra TYC-143/256.	29
3. 7. Mapa simplificado de la distribución de las unidades jurásicas en el Dominio Oriental.	31
3. 8. Mapa de la distribución de las unidades cretácicas en el Dominio Oriental.	36
3. 9. Dataciones (U-Pb en circones) de la Unidad 5.	40
3.10. Dataciones U-Pb (circones detríticos) de areniscas de la Unidad 5.	42
3.11. Distribución de las unidades Paleocenas en el Dominio Oriental.	45
3.12. Columna estratigráfica esquemática del Dominio Oriental.	52
3.13. Principales unidades litológicas y estructuras del Dominio Occidental en el Llano de Caracoles y los afloramientos que lo circundan.	54
3.14. Mapa esquemático de la distribución de las unidades en el Dominio Occidental.	55
3.15. Dataciones U-Pb en circones de la Unidad 11.	58
3.16. Unidad 12, datación U-Pb en circones de la muestra TYC-24/126-128.	62
3.17. Unidad 13, datación U-Pb en circones de la muestra TYC-110/112-14.	66

3.18.	Columna estratigráfica esquemática del Dominio Occidental.	67
4. 1.	Lineamientos a partir del campo magnético reducido al polo (RTP).	69
4. 2.	Ubicación de las secciones estructurales en el Llano de Caracoles.	70
4. 3.	Sección estructural esquemática A-A'.	72
4. 4.	Sección estructural esquemática B-B'.	74
4. 5.	Sección estructural esquemática C-C'.	76
4. 6.	Sección estructural esquemática D-D'.	78
4. 7.	Principales estructuras que controlan el Llano de Caracoles.	79
5. 1.	Mapa esquemático del yacimiento Encuentro.	82
5. 2.	Sección esquemática A-A' del yacimiento Encuentro.	83
5. 3.	Columna estratigráfica de las secuencias volcánicas del yacimiento	84
5. 4.	Mapa geológico en planta del Yacimiento Encuentro.	86
5. 5.	Sección Geológica A-A' del yacimiento Encuentro.	98
6. 1.	Mapa esquemático de la parte central de Llano de Caracoles, donde se observa la presencia de la U10 que consiste en una granodiorita cuyas características corresponden con las de la Granodiorita Caracoles.	96

ÍNDICE DE FOTOGRAFÍAS

Fotografía	Página	
3. 1.	Testigos de las principales litologías de la Unidad 1.	27
3. 2.	Relaciones de contacto de las rocas jurásicas.	32
3. 3.	Evaporitas de la Unidad 3.	35
3. 4.	Testigos de sondajes de las principales litologías de la Unidad 5.	38
3. 5.	Fragmentos de <i>cutting</i> pertenecientes a la Unidad 8.	46
3. 6.	Muestra típica de los pórfidos dioríticos paleocenos.	49
3. 7.	Rocas típicas de la unidad 10.	50
3. 8.	Testigos de sondajes de las principales litologías de la Unidad 11.	56
3. 9.	Muestra de <i>cutting</i> típica de la Unidad 12.	60
3.10.	Muestra de <i>cutting</i> típica de a la Unidad 13.	64

ÍNDICE DE FOTOMICROGRAFÍAS

Fotomicrografía	Página	
3. 1.	Rocas de la Unidad 1 en lámina delgada.	28
3. 2.	Rocas de la Unidad 2 en lámina delgada.	33
3. 3.	Sección delgada de la Unidad 4.	37
3. 4.	Secciones delgadas de la Unidad 5.	39
3. 5.	Sección delgada de la Unidad 6.	43
3. 6.	Sección delgada de la Unidad 6 (Riolita).	44
3. 7.	Rocas de la Unidad 8 en lámina delgada.	47
3. 8.	Roca típica de la Unidad 10 en lámina delgada.	51
3. 9.	Rocas de la Unidad 11 en lámina delgada.	57

3.10.	Rocas de la Unidad 12 en lámina delgada.	61
3.11.	Rocas de la Unidad 13 en lámina delgada.	65

ÍNDICE DE TABLAS

Tabla		Página
3. 1.	Edades ^{238}U - ^{206}Pb en circones pertenecientes a la carpeta de gravas que cubre el yacimiento Encuentro.	22
3. 2.	Edades ^{238}U - ^{206}Pb de cristalización en circones pertenecientes a intrusivos de la Unidad 8.	48
3. 3.	Edades ^{238}U - ^{206}Pb de cristalización en circones pertenecientes a intrusivos de la Unidad 9.	49
3. 4.	Edades ^{238}U - ^{206}Pb de cristalización en circones pertenecientes a las Granodioritas Caracoles (U10).	51
3. 5.	Edades ^{238}U - ^{206}Pb de cristalización en circones pertenecientes a las rocas de la Unidad 12.	63
5. 1.	Edades ^{238}U - ^{206}Pb de cristalización en circones pertenecientes al Stock dacítico Encuentro.	87
5. 2.	Edades ^{238}U - ^{206}Pb de cristalización en circones pertenecientes a los pórfidos de Encuentro.	89
5. 3.	Edades ^{238}U - ^{206}Pb de cristalización en circones pertenecientes a los pórfidos dacíticos post-minerales.	90
5. 4.	Edades ^{238}U - ^{206}Pb de cristalización en circones pertenecientes pórfidos del yacimiento Encuentro y el proyecto CAN.	92

RESUMEN

El Distrito Minero Centinela se ubica en la región de Antofagasta del norte de Chile, en el margen occidental de la Cordillera Domeyko. En este distrito se sitúan yacimientos de cobre porfídico pertenecientes a la franja cuprífera del Eoceno-Oligoceno inferior, tales como Esperanza, El Tesoro, Mirador y Encuentro, explotados actualmente por Antofagasta Minerals (AMSA). La formación de estos depósitos fue contemporánea a la depositación de secuencias volcano-sedimentarias como resultado de las interacciones entre magmatismo y tectónica durante la fase tectónica Incaica. Esta fase junto a sucesivos eventos geotectónicos son los responsables de que gran parte del distrito se encuentre cubierto por extensos depósitos de “gravas” resultantes de los procesos erosivos que han afectado esta zona, y que, finalmente, dificulta la generación de un modelo geológico estructural integrado del distrito.

Una de las zonas cubiertas de mayor relevancia económica en esta zona corresponde al Llano de Caracoles, que consiste en un pediplano situado en la parte central del distrito minero Centinela, en medio de una franja de dirección NNE-SSW donde se concentran los depósitos de mayor importancia explotados actualmente por AMSA. Corresponde a una depresión de aproximadamente 90 km² rodeada de bloques alzados que están en su mayoría compuestos por rocas sedimentarias y volcano-sedimentarias mesozoicas y cenozoicas. Al este el llano se encuentra junto a rocas sedimentarias jurásicas que forman parte de Grupo Caracoles, las cuales están intruidas por cuerpos sub-volcánicos de edades cretácicas (71-66 Ma) y paleocenas (63-60 Ma), mientras que, por el oeste, la cuenca está bordeada por un acantilado constituido de rocas volcánicas del Cretácico Superior asignadas a la Formación Quebrada Mala (Secuencia Cerro Oscuro, 69-65 Ma). Hacia el norte y sur, el llano está delimitado por los macizos Esperanza-Telégrafo (norte) y Las Lomas-Cerro Cinchado (sur), los cuales exhiben una geología compleja donde afloran rocas volcánicas, sedimentarias e intrusivas del Triásico Superior (210-200 Ma) al Paleoceno (65-63 Ma), las cuales están relacionadas con fallas mayores como las Fallas Llano que correspondería a la prolongación septentrional de la Falla Las Lomas. Debido a sus características prospectivas, esta área ha sido objeto de numerosas campañas de exploración que dieron como resultado el reciente descubrimiento del yacimiento Encuentro, al sur del llano, lo que ha generado un importante volumen de información de la subsuperficie a partir de la cual, en este trabajo, se intenta realizar una reconstrucción geológico estructural del “techo de roca” bajo la cubierta de gravas. Para el desarrollo de este trabajo se estudiaron los primeros metros (“techo de roca”) de sondajes diamantinos y de aire reverso, y se seleccionaron 50 muestras para su estudio en lámina delgada, de las cuales 10 de estas fueron seleccionadas posteriormente para análisis radiométrico U-Pb.

Los resultados permitieron diferenciar dos dominios estructurales principales (Oriental y Occidental) controlados por la Falla Llano-Las Lomas, los que están caracterizados por asociaciones litológicas diferentes tanto en litología como en edad. En el Dominio Oriental, al este de la Falla Llano Las Lomas, las rocas más antiguas están formadas por tobas, lavas y brechas andesíticas retrabajadas atribuidas a los Estratos Las Lomas (*ca.* 211 Ma), las cuales están cubiertas de manera concordante por rocas sedimentarias detríticas y carbonatadas marinas jurásicas del Grupo Caracoles, las que, a su vez, se encuentran cubiertas por lavas andesíticas y andesítico basálticas de edad Cretácico Superior, asignadas a la Formación Quebrada Mala (72-69 Ma). Estas unidades presentan deformación y están controladas por el pliegue Anticlinal Coronado, que está parcialmente cubierto en discordancia, en su extremo meridional, por rocas andesíticas paleocenas de la Formación Cinchado (*ca.* 60-58 Ma). Al este de la Falla Llano-Las Lomas, el Dominio Occidental está constituido principalmente por lavas basálticas pertenecientes a los niveles estratigráfico más altos de la Formación Quebrada Mala (*ca.* 69-65 Ma), las cuales se encuentran cubiertas en discordancia por tobas y volcarenitas andesíticas Paleocenas (Formación Cinchado *ca.* 64-63 Ma). Hacia el oeste de la Falla Centinela, afloran en subsuperficie rocas eocenas de la Formación Esperanza (*ca.* 42 Ma), dispuestas en discordancia sobre las rocas paleocenas y cretácicas. La unidad intrusiva más característica del llano corresponde a un “megadique” denominado Granodiorita Caracoles (*ca.* 58 Ma), que se extiende por más de 7 km bajo la subsuperficie del Llano de Caracoles y que se prolonga por más de 14 km desde el Bloque Esperanza-Telégrafo al Dúplex Las Lomas.

En el Dominio Occidental se ubica el yacimiento Encuentro cuya mineralización se aloja principalmente en las rocas paleocenas de la Formación Cinchado, al oeste de la Falla Llano Las Lomas. Esta falla desplaza en el rumbo NS a las principales unidades intrusivas asociadas a la mineralización. El depósito está formado por un conjunto de diques porfídicos dacíticos (pórpidos de Encuentro) y brechas polimícticas (Diatrema Encuentro) alineados en dirección NNE-SSW lo largo de estructuras subsidiarias a la Falla Llano-Las Lomas. Su formación estaría estrechamente relacionada con la deformación Incaica, la cual se produjo de forma sincrónica a la acumulación de la gruesa carpeta de gravas que se extiende en este sector de la Cordillera Domeyko.

1. INTRODUCCIÓN

El Distrito Minero Centinela (DMC, Figura 1.1a), se ubica en la región de Antofagasta, al suroeste de Calama, en el borde occidental de la Cordillera Domeyko, e incluye numerosos yacimientos de cobre porfídico con edades comprendidas entre los 45 y 39 Ma (Figura 1.1b), emplazados cerca de las trazas principales del Sistema de Fallas Domeyko el cual estuvo activo durante la deformación Incaica del Eoceno-Oligoceno inferior (Maksaev y Zentilli, 1988; Mpodozis y Perelló, 2003; Sillitoe y Perelló, 2005; Perelló y otros, 2010; Mpodozis y Cornejo, 2012).

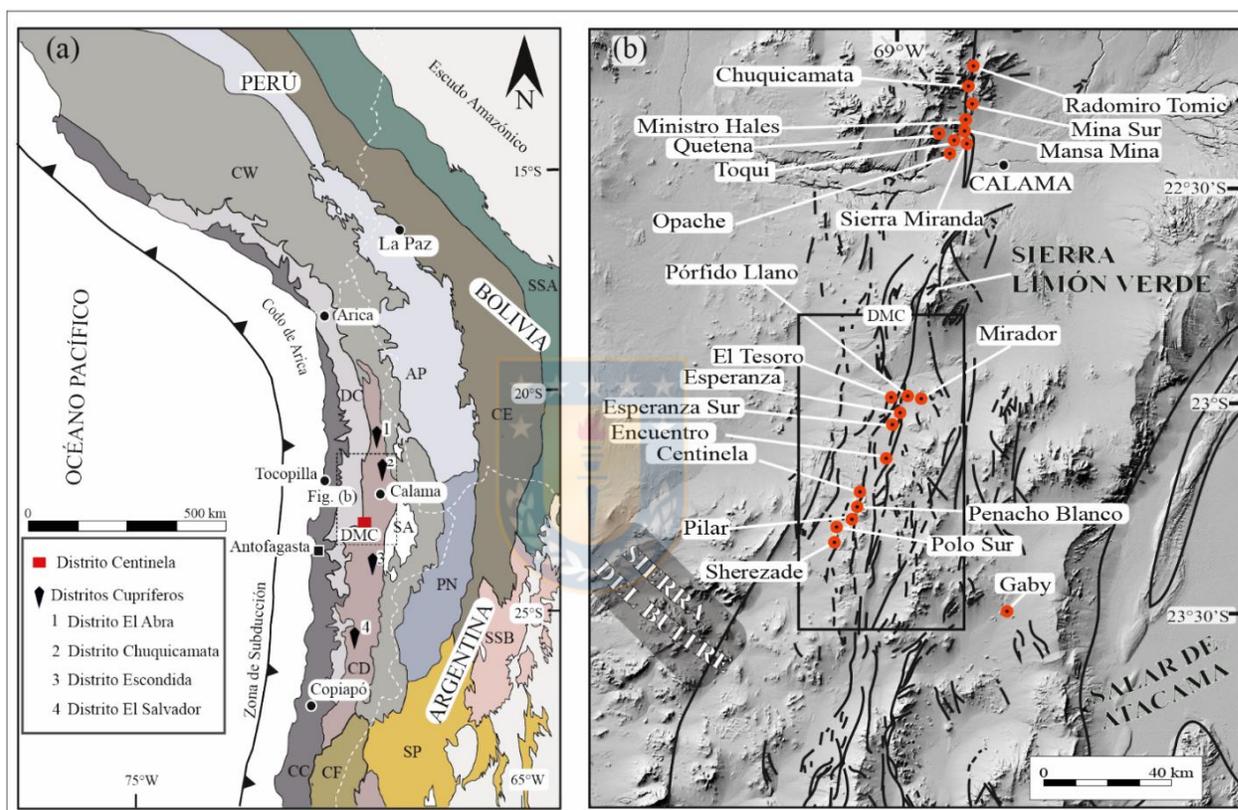


Figura 1.1 Mapa de ubicación del Distrito Minero Centinela en el sistema Andino. (a). Principales elementos morfoestructurales y depósitos tipo pórfido cuprífero del Eoceno-Oligoceno del norte de Chile entre los 20° y 25°S. CE= Cordillera Oriental; SSA = Sierras Subandinas; AP = Altiplano; PN = Puna; CW = Cordillera Occidental; CD = Cordillera Domeyko; SA = Salar de Atacama; CF = Cordillera Frontal; SSB = Sistema Santa Bárbara; CC = Cordillera de la Costa; SP = Sierras Pampeanas). Basado en SERNAGEOMIN (2002). (b). Mapa de relieve indicando los principales yacimientos tipo pórfido cuprífero asociados al Sistema de Fallas Domeyko entre los 22° y 23°50'S. El recuadro indica la ubicación del Distrito Minero Centinela.

Los depósitos del DMC fueron descubiertos durante campañas de exploración efectuadas en las últimas décadas por Antofagasta Minerals S.A., AMSA en su abreviación (Muhr y Perelló, 2009; Perelló y otros, 2010). La compañía se encuentra presente en el distrito desde la década de los 60, época en que su fundador, Andrónico Luksic A., adquirió las primeras pertenencias mineras para

iniciar la explotación a pequeña escala de los yacimientos El Tesoro y Centinela (Mora y otros, 2004; Muhr y Perelló, 2009; Perelló y otros, 2010). Actualmente AMSA controla diversas operaciones en el distrito, a través de su subsidiaria Compañía Minera Centinela, la cual incluye a las minas Esperanza, El Tesoro, Mirador y Encuentro, donde explotan sulfuros y óxidos de Cu junto a cantidades variables de Au-Mo. Adicionalmente, dentro del distrito se han reconocido otros yacimientos no explotados en la actualidad, entre los que destacan los sistemas porfídicos Llano, Telégrafo, Penacho Blanco, Centinela, Pilar y Polo Sur (Perelló y otros, 2010; Münchmeyer y otros, 2011; Mpodozis y Cornejo, 2012; Figura 1.1b). Estos depósitos pertenecen a la franja porfídica del Eoceno-Oligoceno inferior (Camus, 2003; Sillitoe y Perelló, 2005; Mpodozis y Cornejo, 2012), y, en conjunto, forman un grupo (*clúster*) de pórfidos de Cu-Au \pm Mo dispuestos en un cinturón de orientación NNE-SSW de más de 40 km de largo (Figura 1.1b). Los yacimientos del DMC tienen una génesis compleja, resultado de las interacciones ente magmatismo y tectónica durante la Fase Tectónica Incaica del Eoceno-Oligoceno inferior que afectó al norte de Chile (Sillitoe y Perelló, 2005; Mpodozis y otros, 2009; Mpodozis y Cornejo, 2012).

En el DMC, al igual que en La Escondida, el emplazamiento de los pórfidos mineralizados estuvo acompañado por la depositación sincrónica de secuencias volcano-sedimentarias (Perelló y otros, 2010; Mpodozis y Cornejo, 2012; Hervé y otros, 2012; Riquelme y otros, 2015; Riquelme y otros, 2016). Durante el Oligoceno y Mioceno, la acumulación de extensos depósitos de gravas resultantes de la erosión del relieve generado durante la deformación Incaica llegó a cubrir la mayoría de los yacimientos recién formados en el DMC y en éstas se hospedaron importantes depósitos exóticos de Cu, entre los cuales destacan los yacimientos El Tesoro y Mirador (Mora y otros, 2004; Mora y otros, 2009; Riquelme y otros, 2015).

A consecuencia de estos procesos, gran parte del área del DMC se encuentra cubierta por una potente capa de gravas terciarias (100 a 500 m de espesor), que dificulta la construcción de un modelo geológico estructural integrado para el distrito. Una de estas zonas cubiertas es la que constituye el Llano de Caracoles, bajo el cual, trabajos de geología, geofísica y campañas de sondajes permitieron el descubrimiento, el año 2007, del depósito Encuentro (Swaneck y otros, 2009; Swaneck y otros, 2010; Swaneck, 2012; Lazcano y otros, 2014; Lazcano y otros, 2016), que desde el año 2018 se halla en etapas de explotación. Esta zona, que cuenta con un importante volumen de información geológica de subsuperficie (sondajes), tiene un especial interés prospectivo dentro del distrito. Considerando lo anterior, AMSA propuso en diciembre del 2015 al

autor de este trabajo, la realización de un estudio geológico del Llano de Caracoles que permitiera reconstruir la geología del “techo de roca” bajo la cubierta de gravas. El trabajo se llevaría a cabo empleando la información de subsuperficie generada en los últimos años a partir de las campañas de exploración y estaría apoyado por la obtención de nuevos datos geocronológicos (U-Pb) que permitieran interpretar la geología de subsuperficie y la geología estructural del basamento “pre-gravas” del Llano de Caracoles y, finalmente, relacionarla e integrarla con la geología expuesta en los afloramientos del borde del llano. Esta información permitirá avanzar, en la construcción de un modelo geológico integrado del DMC que pueda ser empleado como herramienta de exploración por parte de AMSA.

1.1. Objetivos

1.1.1. Objetivo General

El objetivo general de esta Memoria consiste en establecer las características geológicas del basamento ubicado bajo la cobertura de gravas de la zona del Llano de Caracoles, a través del análisis de la información de la zona del borde disponible en las bases de datos histórica de Antofagasta Minerals S.A.

1.1.2. Objetivos Específicos

- a) Realizar un mapa geológico, a escala 1:25.000, que considere la litología del techo de roca bajo la cubierta de gravas del Llano de Caracoles y su relación con la geología afloramientos expuestos en el contorno.
- b) Construir secciones estructurales que interpreten la geología de subsuperficie.
- c) Analizar las posibles relaciones existentes entre las estructuras de subsuperficie y los sistemas estructurales expuestos al norte y sur del Llano de Caracoles.
- d) Relacionar la geología del Llano de Caracoles, reconocida en este trabajo, con la información existente en el Yacimiento Encuentro.

1.2. Ubicación de la zona de estudio

El área objeto de estudio comprende la zona central del DMC. Este se ubica 90 km al suroeste de la ciudad de Calama y 40 km al sureste de la localidad de Sierra Gorda (Figura 1.2). La zona específica de trabajo comprende la cuenca del Llano de Caracoles, que está situada (coordenadas UTM) entre los 7.446.000-7.456.400 m N y los 485.000-497.000 m E, Huso 19, PSAD 56.

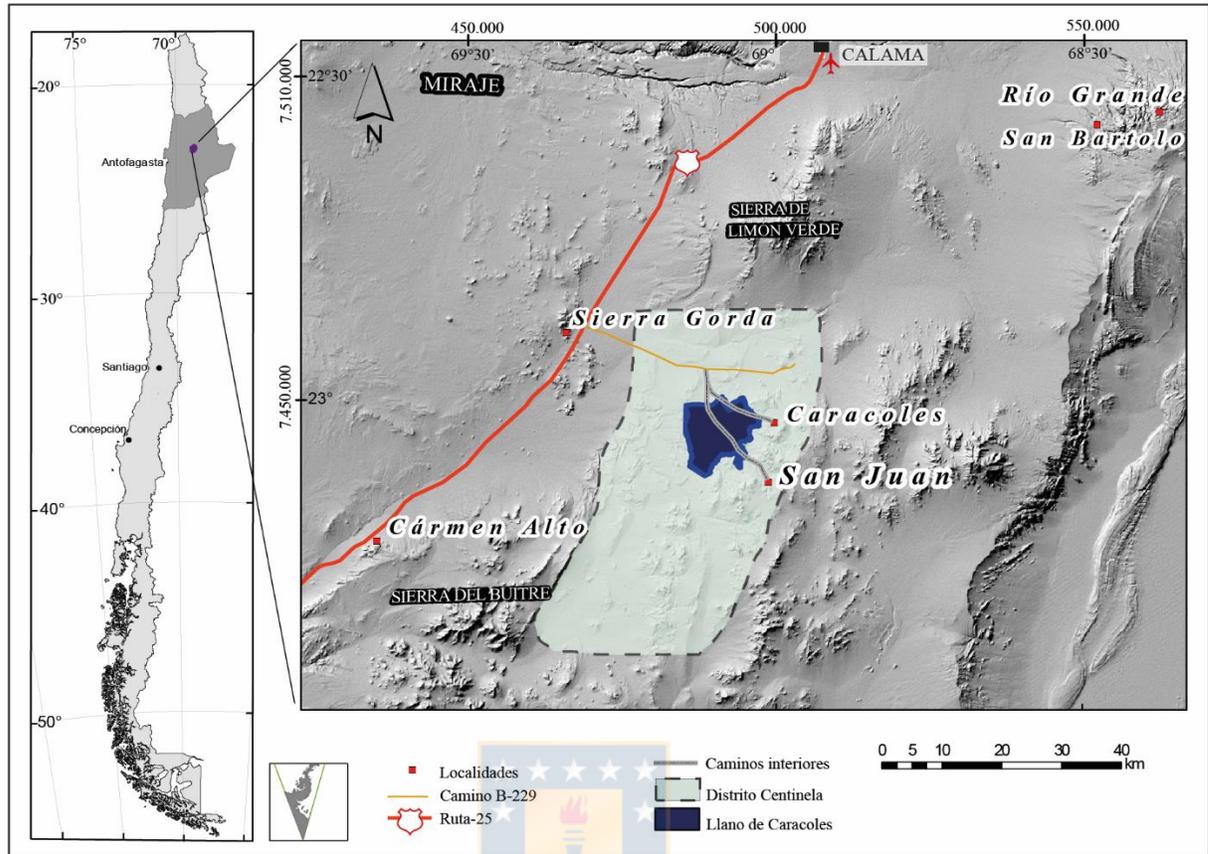


Figura 1.2 Mapa de ubicación del Distrito Minero Centinela y el Llano de Caracoles, al SW de Calama.

1.3. Metodología

El desarrollo de la Memoria fue organizado en base a las siguientes etapas:

a) *Etapa Gabinete 1*: se efectuó un análisis de imágenes satelitales, un reconocimiento tanto del área del llano como de afloramientos colindantes, y una revisión de los antecedentes bibliográficos donde se incluyeron informes internos de AMSA (inéditos), cartas regionales (*e.g.* Hoja Pampa Unión de Marinovic y García, 1999) y secciones realizadas en trabajos anteriores, con énfasis en los estudios de la geología distrital y local del Llano de Caracoles. Dentro de los documentos importantes de consulta, se encuentran los mapas geológicos del Distrito Centinela a escala 1:25.000 de Mpodozis y otros, (2011) y Mpodozis y Cornejo (2017), que constituye el marco de referencia con el cual se intentó correlacionar las unidades reconocidas en este trabajo, bajo la cobertura de gravas. Junto a ello se preparó una base de datos indicando la ubicación, desviación y litología de los sondajes efectuados en el Llano de Caracoles (Figura 1.3), y se recopiló los antecedentes derivados de estudios geofísicos tales como magnetometría reducida al polo (RTP).

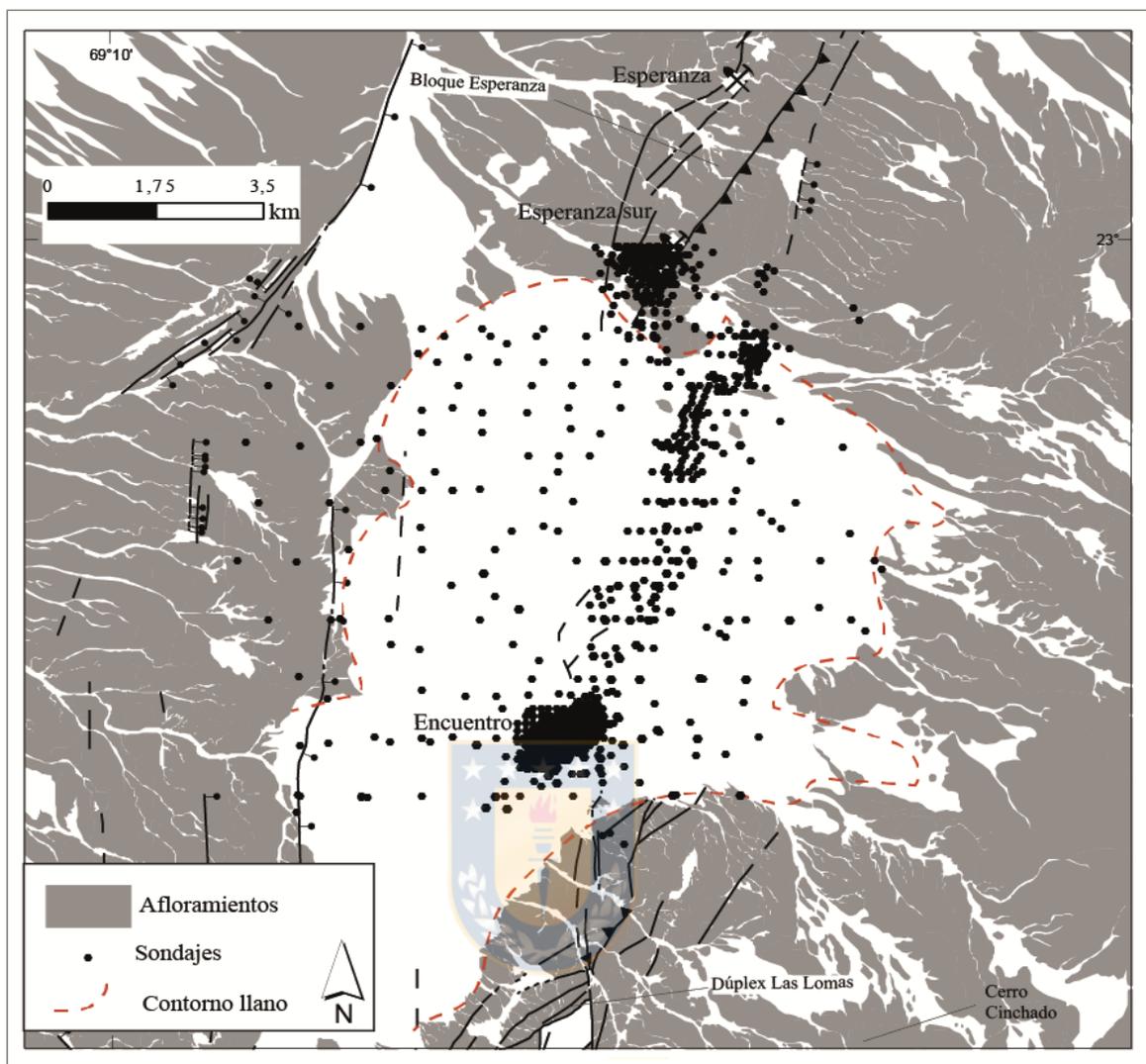


Figura 1.3 Mapa donde se indica la posición de los sondeos efectuados por AMSA en el Llano de Caracoles (sistema de base de datos de AMSA). Las áreas de color blanco indican zonas cubiertas por gravas. Modificado a partir del mapa distrital de Mpodozis y otros (2011).

b) *Etapa Terreno*: Esta etapa incluyó dos estadías en el campamento de exploraciones de AMSA en el Distrito Centinela, entre el 11 y 23 de enero del 2015 (13 días) y del 12 al 19 de abril del 2015 (8 días), donde se realizó un mapeo de diferentes segmentos de sondeos, con énfasis en la identificación y caracterización de las principales unidades litológicas, especialmente las que constituyen el techo de roca de cada pozo. En la Figura 1.4 se indica tanto la ubicación de los sondeos revisados como la de los pozos muestreados con el fin de elaborar secciones transparentes y dataciones radiométricas U-Pb. En estos se recolectaron 50 muestras petrográficas provenientes tanto de sondeos diamantinos (DDH) como de aire reverso (RC) y 10 muestras de aproximadamente 5 kg de roca para análisis geocronológicos U-Pb (LA-ICP-MS). Los análisis U-

Pb se efectuaron por el Dr. Víctor Valencia en los laboratorios de geocronología de la Universidad Estatal de Washington (USA) y sus resultados, analizados mediante el programa ISOPLIT/EX 4.15 (Ludwig, 2003), se presentan en el Anexo.

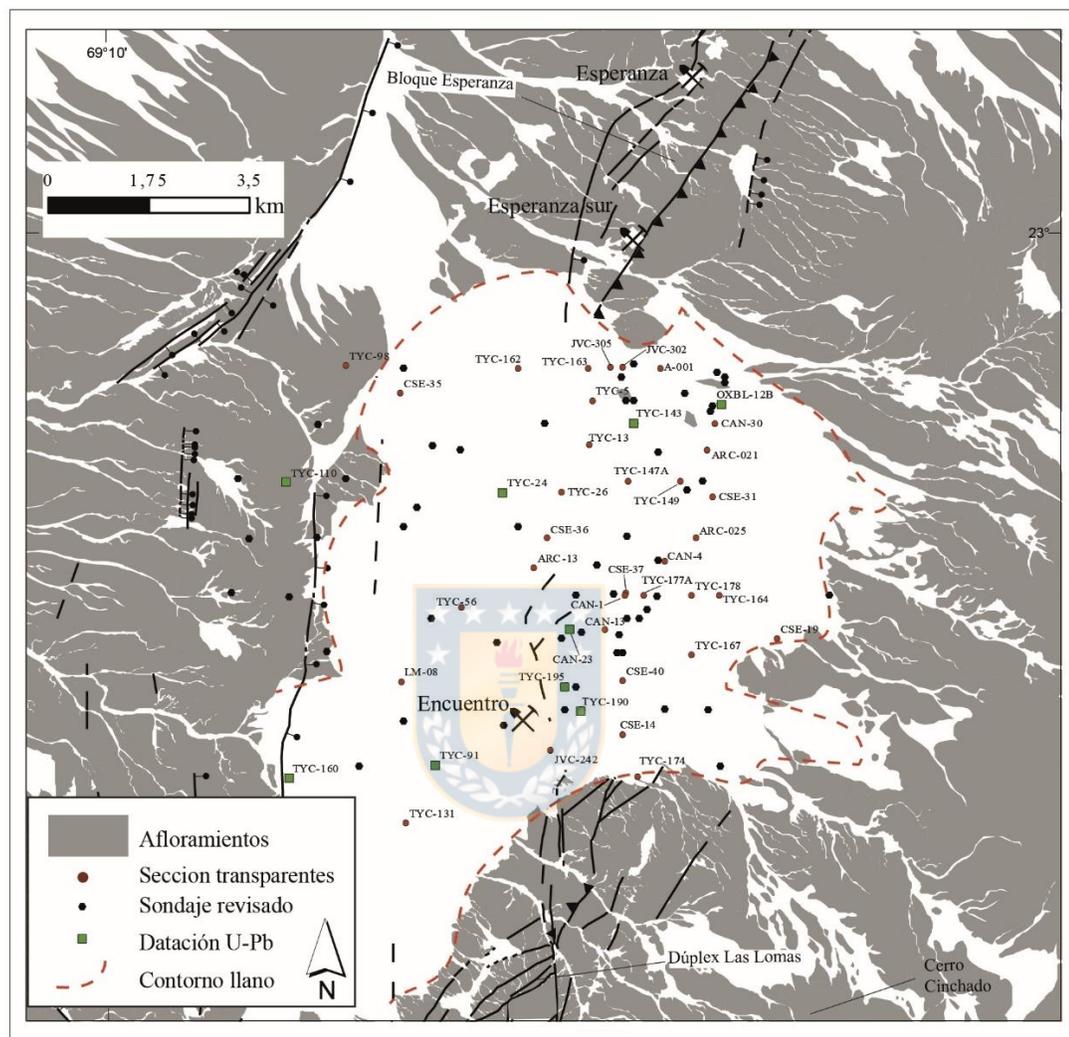


Figura 1.4 Mapa de ubicación de los sondajes AMSA en el Llano de Caracoles que fueron muestreados y estudiados para el presente trabajo. Las áreas de color blanco indican zonas cubiertas por gravas. Modificado a partir del mapa distrital de Mpodozis y otros (2011).

c) *Etapa Gabinete 2*: En esta segunda etapa de gabinete se realizó el análisis y descripción de las muestras recolectadas tomando como referencia los trabajos de Folk (1980), Fisher (1966) y Streckeisen (1974). Esto permitió confeccionar, de forma manual, a escala 1:25.000, el mapa geológico de subsuperficie (“techo de roca”) y la elaboración de cuatro secciones, perpendiculares a las estructuras mayores, con un espaciamiento de 2 km entre sí. La digitalización del mapa geológico se generó en el programa *ArcGIS 10.2* (ESRI), mientras que los perfiles esquemáticos y las ilustraciones de esta Memoria fueron digitalizados mediante programas de dibujo vectorial

como *Adobe Illustrator* e *Inkscape*.

1.4. Trabajos anteriores

Numerosos trabajos geológicos han sido publicados en la región donde se ubica el Distrito Minero Centinela, que incluye una de las localidades clásicas del Jurásico del norte de Chile y donde se encuentra el antiguo Distrito Argentífero de Caracoles, explotado desde mediados del siglo XIX (Flores, 1976). Entre estos estudios se encuentran los de Harrington (1962), Jensen y Quinzio (1975), Montaña (1976), Jensen y Quinzio (1979), Muñoz (1989), Mpodozis y otros (2009), Marquardt y otros (2012), Tapia y otros (2012), Morandé (2014), Sánchez (2014), Riquelme y otros (2015), quienes han estudiado la estratigrafía, geología regional y estructural de la zona de Caracoles y el DMC. Junto a ello se deben mencionar los mapas geológicos regionales a escala 1:100.000 realizados por el Servicio Nacional de Geología y Minería (SERNAGEOMIN) que incluyen la zona del DMC, y entre los cuales se encuentran los de Mpodozis y otros (1993), Marinovic y García (1999), Matthews y otros (2007), Basso y Mpodozis (2012).

El trabajo más importante utilizado durante el desarrollo de esta Memoria corresponde a los mapas geológicos a escala 1:25.000 del DMC (Informe interno, AMSA; Mpodozis y otros, 2011; Mpodozis y Cornejo, 2017), donde se describe la geología de superficie del distrito, incluyendo numerosas dataciones radiométricas. Estos mapas se utilizan, en este trabajo, como marco de referencia y comparación con las unidades de subsuperficie observadas en los sondajes en el Llano de Caracoles. Numerosos trabajos se han referido, finalmente, tanto a la historia de exploración como a la descripción de los yacimientos tanto en el Distrito Argentífero de Caracoles como los cupríferos (Cabello, 1978; Amstutz y otros, 1985; Perelló y otros, 2004; Mora y otros, 2004; Muhr y Perelló, 2009; Münchmeyer y Valenzuela, 2009; Swaneck y otros, 2009; Swaneck y otros, 2010; Swaneck, 2012; Mpodozis y Cornejo, 2012; Cornejo y Mpodozis, 2015).

1.5. Agradecimiento

En primer lugar, quiero agradecer por haber tenido la oportunidad de conducir este estudio junto a Constantino Mpodozis y Paula Cornejo. Muchas gracias por el apoyo, paciencia y preocupación que han tenido conmigo a lo largo de este trabajo, sinceramente no podría haberlo hecho sin ustedes. Quiero aprovechar de agradecer a mi profesor guía, Osvaldo Rabbia, por su buena disposición y voluntad en todo instante. Me gustaría agradecer también a las profesoras que son parte de la comisión Fernanda Álvarez y Verónica Oliveros.

Creo importante reconocer a Antofagasta Minerals por la oportunidad y apoyo financiero otorgado para completar este proyecto y agradecer a muchos geólogos de AMSA que contribuyeron durante el curso de este estudio, como J. Perelló y S. Giglio, gracias por creer en este trabajo. En este sentido, quiero extender mi gratitud a Jaime Osorio por su amistad y útiles comentarios con respecto a la geología de los depósitos, especialmente sobre Encuentro, y a los geólogos del distrito Centinela Leonardo Torres, Pedro Apablaza, Javier Alfaro, por su apoyo mientras estuve en el campamento. No puedo dejar fuera a Eduardo Lazcano, Iván Mamani, Daniel Veas, Álvaro Valdés y Luís Constenla por las discusiones y ayuda logística durante mi estadía en terreno. Especiales agradecimientos para todos los asistentes de terreno, sobre todo para Luis Zepeda y al Chapulin, ya que sin su ayuda no podría haber revisado toda esa cantidad de sondajes. Es necesario para mi mencionar a Iván Vidal, Javiera Morandé, José Fuentealba, José Infanta, Migue Tapia, Carlos Carrasco y tantos otros colegas que me ayudaron a avanzar durante este camino. También a quienes me apoyaron en el piso 17: Leo, Dani, Orlando, Rodrigo, Andrea y tantos otros, ¡muchas gracias por su ayuda!!!

También me gustaría agradecer a los profesores y asistentes del departamento de Ciencias de la Tierra de la Universidad de Concepción, por su apoyo, formación e innegables buenos momentos que viví durante los 6 años que estuve allí. Me entregaron las herramientas para alcanzar mis metas y pensar siempre en nuevos objetivos. En especial me gustaría agradecer a Santiago Collao, quién me introdujo en el mundo de la metalogénesis.

Quiero agradecer a mis padres, por haber creído siempre en mí, a mis hermanos por su incondicional apoyo y a mi hija, la ilusión más linda que me ha dado la vida. A Valentina, por estar siempre ahí. También a Fabián, prácticamente de la familia, por ser la persona que me dio a conocer la profesión, muchas gracias por tu apoyo durante todos estos años. También quiero recordar a mis amigos, gracias a todos por su cariño y paciencia.

Por último, es importante para mí agradecer a todas esas personas que se preocuparon durante los momentos difíciles que viví en el 2016, como dije en algún momento, nunca me imaginé el apoyo recibido por tantas personas. En este ámbito quiero agradecer el apoyo recibido por parte de todos los trabajadores que forman parte de Antofagasta Minerals e incluso algunas que no había tenido la suerte de conocer aún. Gracias por su apoyo, camaradería y deferencia, un reflejo de los valores que tiene el grupo de trabajo de la empresa.

2. MARCO GEOLÓGICO

2.1. Marco geológico regional

La geología del área donde se ubica el DMC (Figura 2.1) ha sido descrita en trabajos de Harrington (1961), Montaña (1976), Jensen y Quinzio (1979), Muñoz (1989), Mpodozis y otros (1993), Marinovic y García (1999), Tomlinson y Blanco (2000), Tomlinson y Blanco (2007), Marinovic (2007), Matthews y otros (2007), Mpodozis y otros (2011), Basso y Mpodozis (2012) y Morandé (2014). Esta región incluye afloramientos de rocas del “basamento” de la Cordillera Domeyko, Sierra Limón Verde y Cerros de Chuquicamata que incluyen rocas con edades del Neoproterozoico al Pérmico, cubiertos, en discordancia, por rocas volcánicas y sedimentarias del Mesozoico y Cenozoico.

Las rocas más antiguas del DMC y sus áreas cercanas, corresponden a un pequeño afloramiento de diamictitas de probable edad neoproterozoica, que aflora en Sierra de Limón Verde. En ese lugar también se exponen secuencias de rocas sedimentarias del Paleozoico inferior (Devónico-Carbonífero?) y rocas con metamorfismo de tipo HP/LT de edad pérmica atribuidas al Complejo Metamórfico Limón Verde (Lucassen y otros, 1999; Tomlinson y Blanco, 2007; Soto, 2013; Morandé, 2014; Morandé y Mpodozis, 2015; Pankhurst y otros, 2015). Estas rocas están cubiertas en discordancia, por extensas secuencias volcánicas del Pérmico “inferior” asignadas a la Formación Agua Dulce (Basso y Mpodozis, 2012), e intruidas por complejos intrusivos de edad equivalente (Mpodozis y otros, 1993; Tomlinson y otros, 2010; Maksaev y otros, 2014; Morandé y Mpodozis, 2015), que forman parte del cinturón magmático del Paleozoico superior, que constituye gran parte del núcleo de la Cordillera Domeyko en la región de Antofagasta (Maksaev y otros, 2014).

Secuencias del Triásico medio al Jurásico inferior (Figura 2.1), que representan a depósitos acumulados en cuencas de *rift* formadas durante el desmembramiento de Pangea, cubren en discordancia a las rocas volcánicas e intrusivas pérmicas. Estas unidades, tanto volcánicas y sedimentarias continentales, se encuentran expuestas en la zona de Chuquicamata, denominadas como Estratos de Quetena (Tomlinson y otros, 2010); en la zona de Cerro Químal como Estratos de El Bordo (Fortt, 1981; Basso y Mpodozis, 2012) y en el DMC nombradas Estratos de Las Lomas (Marinovic y García, 1999). Durante el Jurásico y el Cretácico Inferior, el margen andino estuvo dominado por un arco magmático ligado a una cuenca marina de trasarco (*e.g.* Mpodozis y Ramos, 1989; Mpodozis y Ramos, 2005; Charrier y otros, 2009).

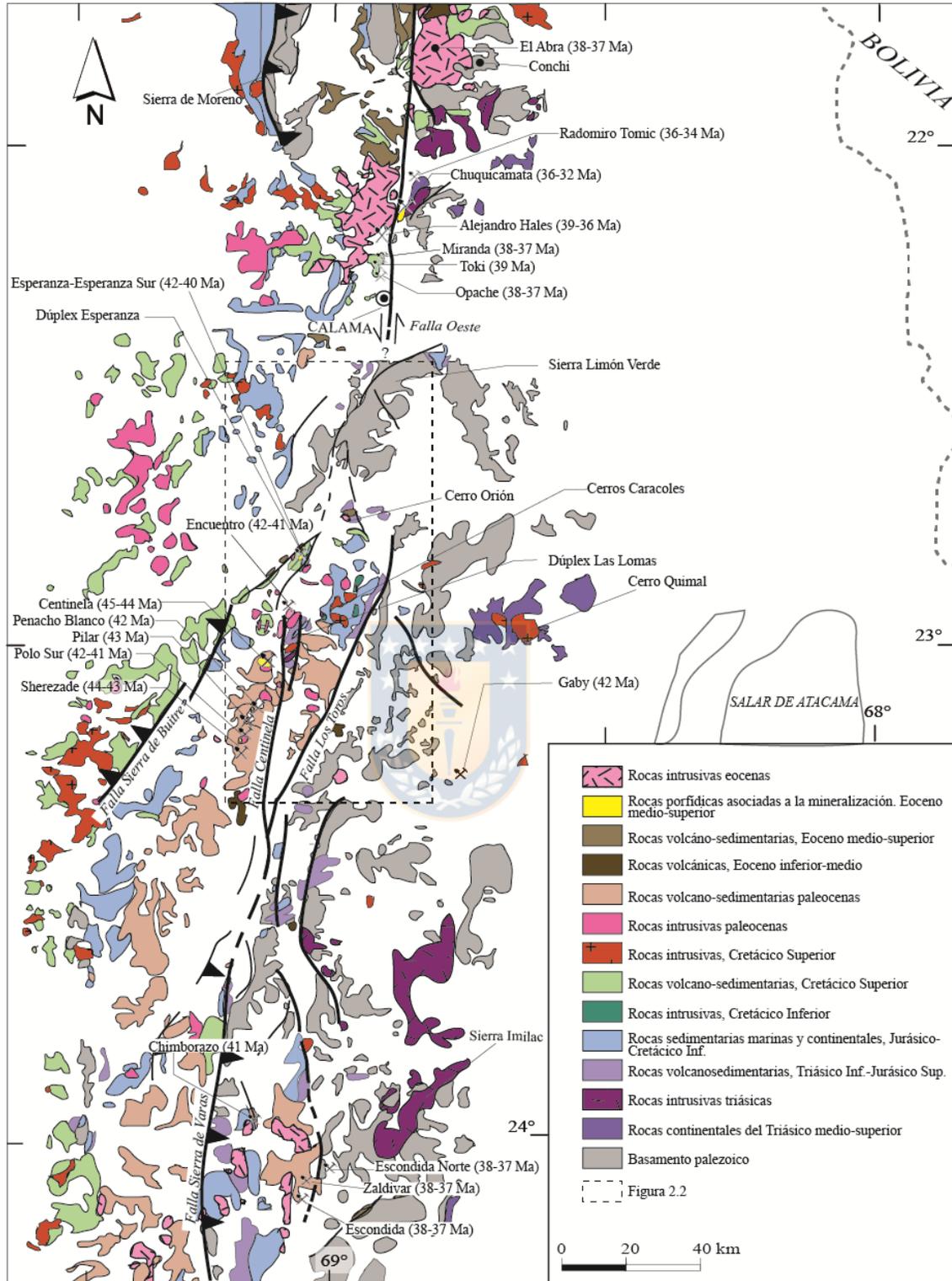


Figura 2.1 Mapa geológico esquemático de la Cordillera Domeyko entre los 22° y 24° S. Las áreas de color blanco indican zonas cubiertas por gravas. Basado en el mapa geológico de Chile 1:1.000.000 (SERNAGEOMIN, 2002) y los trabajos de Tomlinson y Blanco (2007), Marinovic (2007), Matthews y otros (2007) y Mpodozis y otros (2011). El recuadro indica la posición del DMC (Figura 2.2).

Por consiguiente, en esta parte de la Cordillera Domeyko las rocas del Jurásico-Cretácico inferior están representadas por afloramientos de rocas sedimentarias marinas, continentales y evaporíticas jurásicas tanto del Grupo Caracoles (Harrington, 1962; Jensen y Quinzio, 1979; Marinovic y García, 1999; Mpodozis y otros, 2011) como de la Formación Llanura Colorada (Mpodozis y otros, 2011; Figura 2.2).

Rocas volcánicas del Cretácico Superior se reconocen tanto al norte como al sur del DMC (Figura 2.1), donde están representadas por la Formación Quebrada Mala (Montaño, 1976; Marinovic y García, 1999; Mpodozis y otros, 2011). Estas fueron afectadas por deformación compresiva durante el evento tectónico “K-T” hace 65-62 Ma (Cornejo y otros, 2003).

En discordancia angular sobre las secuencias sedimentarias y volcánicas del Jurásico y Cretácico, en la zona al sur de Calama (Figura 2.1), se disponen secuencias volcánicas y piroclásticas del Paleoceno-Eoceno inferior. Están asociadas a numerosos complejos intrusivos que, en la literatura geológica, han sido descritas bajo el nombre de Formación Cinchado (Montaño, 1976; Marinovic y García, 1999; 63-55 Ma).

La intensidad del volcanismo disminuyó de forma notable en el Eoceno como consecuencia de la Fase Tectónica Incaica, que afectó gran parte de los Andes Centrales (Noble y otros, 1979; Makshev y Zentilli, 1988). En esta época, se formaron depósitos sintectónicos constituidos por secuencias sedimentarias con intercalaciones volcánicas asociado al alzamiento y exhumación de la Cordillera Domeyko. Estas se acumularon tanto al este, en la cuenca del Salar de Atacama la Formación Loma Amarilla (Mpodozis, 2005), como al oeste de la Cordillera Domeyko, incluyendo la Formación Esperanza en el DMC (Riquelme y otros, 2015, Riquelme y otros, 2018; Figura 2.2), la Formación Sichal al norte de Chuquicamata (Rivera y otros, 2012) y los Estratos San Carlos en el distrito de Escondida (Hervé y otros, 2012).

Este episodio de deformación estuvo ligado a la activación del Sistema de Fallas Domeyko (Reutter y otros, 1991) que controla el emplazamiento de sistemas de pórfidos de Cu en la franja metalogénica del Eoceno-Oligoceno del norte de Chile, la cual incluye yacimientos de clase mundial, tales como Chuquicamata, Escondida, El Salvador (Camus, 2003; Sillitoe y Perelló, 2005; Mpodozis y Cornejo, 2012; Figura 2.1). Los pórfidos cupríferos del DMC (Mirador, Esperanza, Telégrafo, Encuentro, Polo Sur, Penacho Blanco; Figura 2.2), con edades entre los 46 y 39 Ma (Perelló y otros, 2010; Mpodozis y Cornejo, 2012) se emplazaron durante este periodo, después de lo cual cesó la actividad magmática en la zona y se acumularon importantes volúmenes de

secuencias sedimentarias con edades comprendidas entre el Oligoceno y Mioceno superior (Marinovic y García, 1999; Basso y Mpodozis, 2012; Figura 2.2).

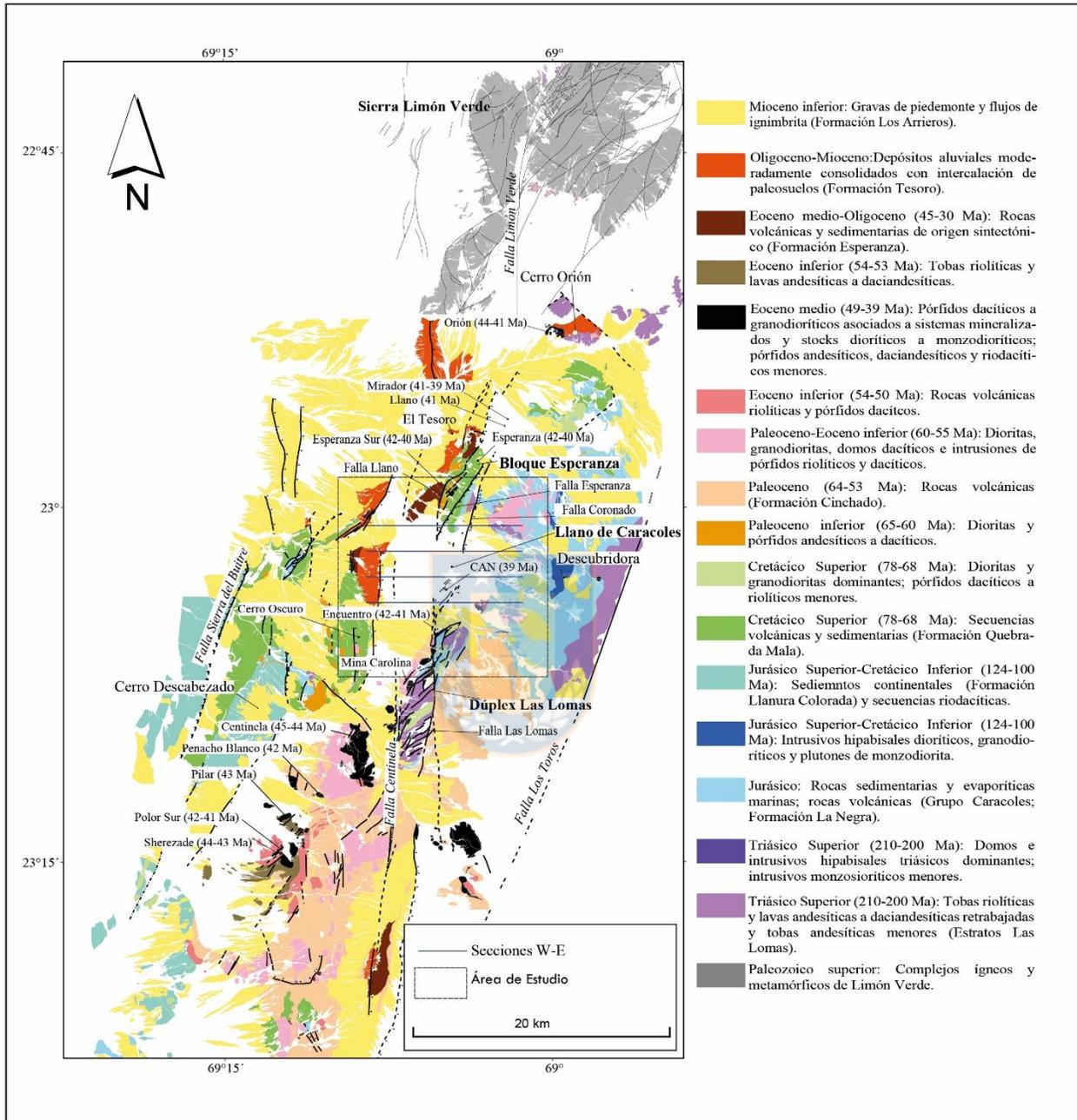


Figura 2.2 Mapa geológico simplificado del Distrito Minero Centinela. Las áreas de color blanco indican zonas cubiertas por gravas cuaternarias. Modificado a partir del mapa distrital a escala 1:25.000 de Mpodozis y otros (2011) y Mpodozis y Cornejo (2017).

2.2. Marco geológico del Llano de Caracoles

La Figura 2.3 corresponde a un mapa geológico simplificado del Llano de Caracoles, donde se indica la distribución de unidades geológicas expuestas en superficie en la zona.

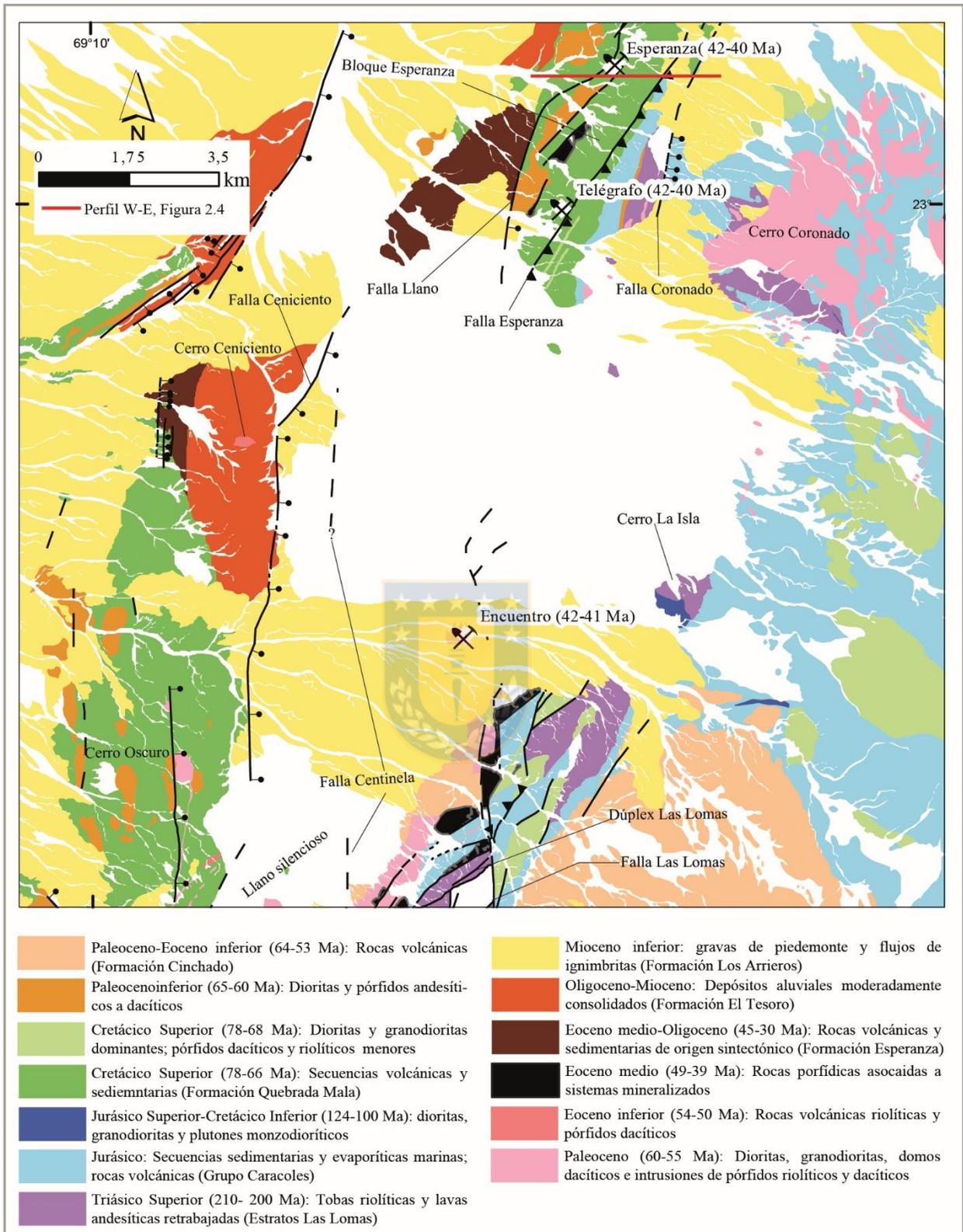


Figura 2.3 Mapa geológico de superficie de la zona del Llano de Caracoles. Las áreas de color blanco indican zonas cubiertas por gravas cuaternarias. Modificado a partir de mapas distritales a escala 1:25.000 de Mpodozis y otros. (2011) y Mpodozis y Cornejo (2017).

La roca más antigua que aflora en el borde del Llano de Caracoles corresponde a los Estratos de Las Lomas, secuencia volcánica y sedimentaria del Triásico Superior (Marinovic y García, 1999). Estas se encuentran expuestas tanto al norte (zona de Esperanza-Telégrafo), al este (sector de los Cerros Coronado y La Isla) y al sur del Llano de Caracoles, en el Dúplex Las Lomas como se observa en la Figura 2.3 (Marinovic y García, 1999; Mpodozis y otros, 2011). Esta unidad (Estratos Las Lomas), en la cual se han obtenido edades U-Pb entre 210 y 200 Ma (Mpodozis y otros, 2011), está formada por lavas y rocas volcanoclásticas de composición dacianandesítica a riolítica, que se encuentran intruidas por domos riolíticos de la misma edad (Marinovic y García, 1999; Mpodozis y otros, 2011). Dispuestas en discordancia de erosión (Marinovic y García, 1999) con las rocas anteriores se encuentran lavas y tobas triásicas se encuentran cubiertas por rocas sedimentarias marinas, carbonatadas y evaporíticas jurásicas (Toarciano a Kimmeridgiano), pertenecientes al Grupo Caracoles (Harrington, 1961; Montaña, 1976; Marinovic y García, 1999; Mpodozis y otros, 2011) que están expuestas principalmente al este del llano, en los Cerros de Caracoles, aunque afloramientos menores aparecen también al norte (zona del Bloque Esperanza) y sur del llano, en el Dúplex Las Lomas (Figura 2.3).

Un pequeño intrusivo diorítico cuarcífero datado (U-Pb) en 118 Ma (Mpodozis y otros, 2011) intruye tanto a las calizas del Grupo Caracoles como a los Estratos de Las Lomas en el Cerro La Isla, al sureste del llano (Figura 2.3). Rocas estratificadas del Cretácico Inferior no se encuentran en las zonas de borde del Llano de Caracoles donde, sin embargo, aparece expuesta un importante volumen de rocas volcánicas del Cretácico Superior que, en la literatura geológica, están descritas como Formación Quebrada Mala (Montaña, 1976; Marinovic y García, 1999; Basso y Mpodozis 2012). La Formación Quebrada Mala incluye, a escala del DMC:

- a) **Unidad inferior** formada por lavas y brechas andesítico-basálticas (70-80 Ma?), discordante sobre la unidad de calizas y areniscas jurásicas, que aflora al norte y oeste del Llano de Caracoles.
- b) **Unidad intermedia**, esencialmente piroclástica (tobas dacíticas a riolíticas), con intercalaciones sedimentarias locales, datadas con edades absolutas y máximas (U-Pb) entre 73 y 71 Ma (Mpodozis y otros, 2011) que aflora al noreste de la Falla Sierra del Buitre (Figura 2.2).
- c) **Unidad superior** formada por lavas y brechas andesíticas, tobas dacíticas e intercalaciones sedimentarias, con edades U-Pb absolutas y máximas de entre 69 a 66 Ma (Mpodozis y otros, 2011) y que forma la mayor parte del cordón comprendido entre los cerros Oscuro y Ceniciento, al oeste del Llano de Caracoles (Figura 2.3).

Intrusivos del Cretácico Superior afloran al este del llano, donde intruyen a las calizas del Grupo Caracoles (Intrusivo de Placilla de Caracoles, gabros y dioritas; U-Pb, 78-75 Ma; Mpodozis y otros, 2011) y al sur del llano, en el Dúplex Las Lomas (Stock Las Lomas, monzodioritas, 68-64 Ma; Mpodozis y otros, 2011), cortan las rocas volcánicas triásicas (Marinovic y García, 1999; Mpodozis y otros, 2011; Figura 2.3).

Rocas volcánicas del Paleoceno-Eoceno inferior, localizadas directamente en discordancia sobre el Grupo Caracoles, forman extensos afloramientos dentro del DMC. Estas fueron incluidas dentro de la Formación Cinchado por Montaña (1976), Marinovic y García (1999) y Basso y Mpodozis (2012). Los trabajos de detalle efectuados por AMSA en el DMC, indican que las rocas atribuidas a la Formación Cinchado son el resultado de cuatro eventos volcánicos de corta vida (2-4 Ma) ocurridos entre los 64 y 53 Ma, cada uno caracterizado por un estilo específico de magmatismo. En el área del Llano de Caracoles sólo están representados los episodios más antiguos: los Eventos 1 (Paleoceno inferior, 64-60 Ma) y 2 (Paleoceno medio, 60-59 Ma) caracterizados, principalmente, por rocas volcánicas y piroclásticas, que afloran al este y oeste del Dúplex Las Lomas (Figura 2.3). Intrusivos paleocenos son también importantes en el entorno del Llano de Caracoles e incluyen un plutón mayor formado por monzodioritas de piroxeno (Plutón Pedregal; 64 Ma) emplazado en las calizas del Grupo Caracoles, al este del llano (Figura 2.3), dioritas cuarcíferas en el Dúplex Las Lomas (61 Ma) y un complejo de granodioritas que se extiende desde el Dúplex Las Lomas hasta la zona de Telégrafo, y que ha sido reconocido también en subsuperficie (sondajes) del llano, donde ha sido datado por U-Pb en 58-57 Ma (Mpodozis y otros, 2012; Figura 2.3). Variedades de intrusivos hipabisales y complejos de domos con edades entre 64 a 59 son también de común ocurrencia entre los afloramientos de la periferia del Llano de Caracoles, destacando entre estos el gran sill de riolitas de cerro Coronado (60 Ma), al este del yacimiento Esperanza, emplazado concordantemente, al este de Esperanza, a lo largo del contacto entre las rocas volcánicas triásicas de los Estratos de Las Lomas y las calizas del Grupo Caracoles (Figura 2.3).

La intensa actividad magmática, especialmente volcánica, del Paleoceno disminuyó en forma notoria en el Eoceno medio al Oligoceno inferior. Rocas de esta edad están expuestas en superficie al oeste de Esperanza-Telégrafo, donde forman parte de un sinclinal constituido por rocas piroclásticas (tobas y depósitos de bloques y cenizas) con intercalaciones sedimentarias de la Formación Esperanza (Tapia y otros, 2012; Riquelme y otros, 2015). Esta unidad denominada Formación Esperanza (Riquelme y otros, 2015), considerada como una unidad volcano-

sedimentaria sincrónica con la Fase Tectónica Incaica (Perelló y otros, 2010, Mpodozis y Cornejo, 2011), se depositó durante el emplazamiento de los pórfidos del Eoceno-Oligoceno inferior (44-39 Ma), portadores de la mineralización en los yacimientos Mirador, Llano, Esperanza, Telégrafo y Encuentro, entre otros. Estos cuerpos subvolcánicos no aparecen expuestos en superficie en el área del Llano de Caracoles (Figura 2.3) a excepción de un pequeño afloramiento de pórfidos riolíticos alterados que intruyen a tobas del Cretácico Superior, al oeste del yacimiento Telégrafo.

Este evento de mineralización, alzamiento y erosión corresponde al último episodio de magmatismo registrado en el DMC, ya que el Oligoceno-Mioceno está representado por depósitos aluviales moderadamente consolidados (conglomerados y areniscas rojas), pertenecientes a la Formación Tesoro (Tapia y otros, 2012; Riquelme y otros, 2015; Figura 2.3). Esta unidad, que aflora casi exclusivamente en la zona de la mina el Tesoro, se ubica al norte de Esperanza donde localmente alcanza hasta 700 m de espesor y hospeda, en ese yacimiento, dos niveles con mineralización exótica de cobre (Riquelme y otros, 2015; Riquelme y otros, 2018, Fernández-Moort y otros, 2017). En contraste con lo reducido de los afloramientos de la unidad anterior, extensos depósitos de gravas no consolidadas del Mioceno medio a superior conocidos como Formación Los Arrieros (Tapia y otros, 2012; Riquelme y otros, 2015; Figura 2.2) constituyen la unidad de mayor desarrollo areal en la zona central del DMC donde cubre, en discordancia, a gran parte de los afloramientos de las rocas volcánicas e intrusivas del Cretácico Superior al Eoceno. Dentro de este contexto, el Llano de Caracoles propiamente tal está constituido por depósitos aluviales de Mioceno superior-Plioceno, labradas por una superficie de pedimentación que incluye algunos lentes de tobas datadas en *ca.* 10 Ma (Mpodozis y Cornejo, 2017). Estos forman la unidad más joven del relleno de una cuenca rectangular limitada, hacia el oeste, por fallas que cortan a la formación Los Arrieros y su relleno, sobre el “techo de roca”, que incluye secuencias sedimentarias que se pueden atribuir a las formaciones Tesoro y Esperanza, y que han quedado recientemente expuestas en las paredes del *pit* del yacimiento Encuentro.

2.3. Geología estructural

La compleja geología estructural del DMC es el resultado de varias etapas de deformación que ocurrieron entre el Cretácico Superior y el Mioceno, asociadas a deformación compresiva y/o de cizalle. Las estructuras más distintivas del distrito corresponden a sistemas de fallas de rumbo general NS (Clifford, 2006; Mpodozis y otros, 2009; Mpodozis y otros, 2011), algunas de las cuales (*e.g.* Falla Ceniciento; Figura 2.3) cortan a la Formación Los Arrieros y limitan la cuenca del Llano

de Caracoles, lo que indica que algunas han estado activas con posterioridad al Mioceno medio. Las principales fallas regionales dentro del área del Llano de Caracoles corresponden a las Fallas Las Lomas y Centinela, estas son estructuras subparalelas que desplazan a las rocas triásicas a eocenas en el Dúplex Las Lomas (Figuras 2.2 y 2.3). Hacia el norte, en el Bloque Esperanza, la Falla Llano, que limita por el oeste a los estratos jurásicos y cretácicos, correspondería a la prolongación septentrional de la Falla Las Lomas (Figura 2.3). Como se menciona en Mpodozis y otros (2009), estas fallas se superponen y cortan a fallas previas, como las que se observan en el Dúplex Las Lomas. Entre las Fallas Las Lomas y Centinela, que delimitan al Dúplex Las Lomas, se ubica un arreglo de fallas de geometría sigmoide y rumbo NNE-SSW, compatible con un origen ligado a una geometría original relacionada a movimientos en el rumbo dextrales (Marinovic y García, 1999; Mpodozis y otros., 2009; Mpodozis y Cornejo, 2012; Mpodozis, 2015), que habrían ocurrido a finales del Cretácico Superior, ya que están cubiertas por las coladas y tobas paleocenas de la Formación Cinchado, no afectadas por este arreglo estructural. En la zona del Bloque Esperanza (Figura 2.4), según Mpodozis y Cornejo (2012), las observaciones de superficie y los datos de sondajes indican que, con anterioridad a los últimos movimientos de las Fallas Llano y Las Lomas, esta zona fue deformada por compresión dando origen a un anticlinal de plano axial vergente al oeste, asociado a una falla inversa de bajo ángulo (Falla Telégrafo), cuya traza no corta en superficie ya que está desplazada por la Falla Llano, más tardía (Mpodozis y Cornejo, 2012).

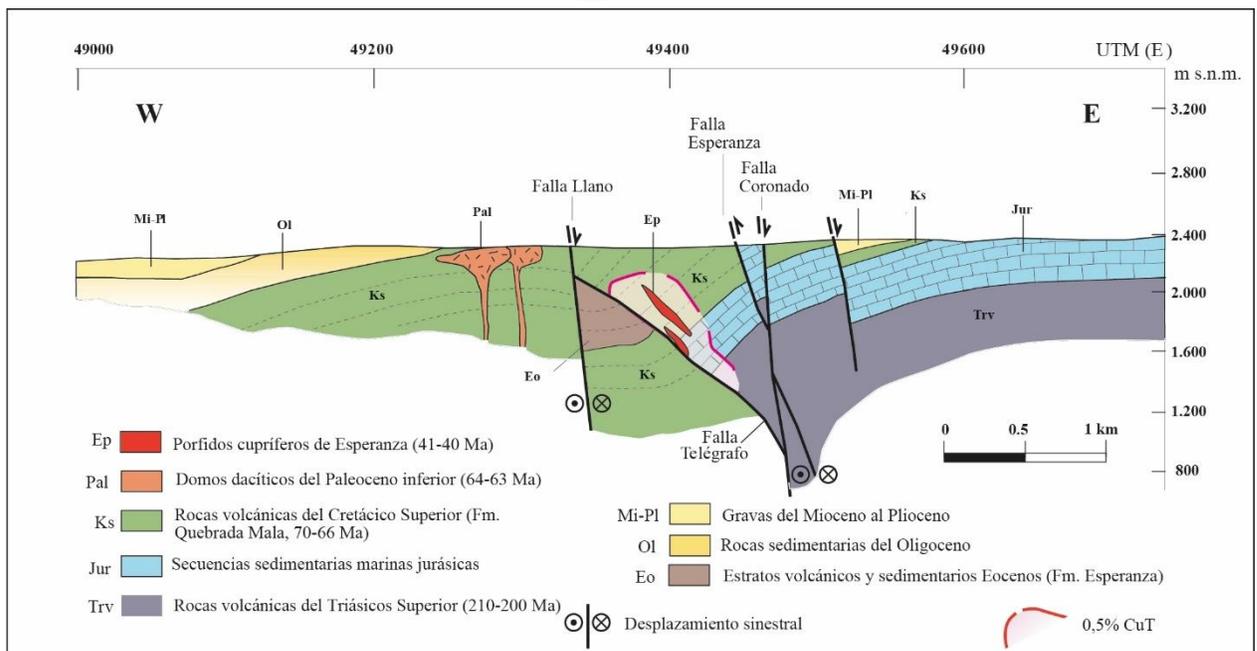


Figura 2.4 Perfil esquemático del Bloque Esperanza. Modificado a partir de Mpodozis y Cornejo (2012).

A lo largo de la Falla Telégrafo, de vergencia oeste, las rocas cretácicas de la Formación Quebrada Mala se superponen, a tobas eoceno-oligocenas de la Formación Esperanza (Mpodozis y Cornejo, 2012; Figura 2.4).

En cuanto a la cronología de la deformación, el evento más antiguo registrado parece haber ocurrido cerca del límite Cretácico-Terciario (Evento “KT”; Cornejo y otros, 2003) dando origen a la formación del Dúplex Las Lomas por transpresión dextral a lo largo de una zona de cizalle de rumbo NS, que se prolonga en dirección al norte bajo el Llano de Caracoles (Mpodozis 2015). Esta zona de deformación habría sido reactivada en el Eoceno medio (42-41 Ma) por transcurrancia dextral durante el emplazamiento del yacimiento Encuentro. Posteriormente, en el Eoceno-Oligoceno inferior (?), al norte del Llano de Caracoles se produjo la deformación compresiva, asociada a la Falla Telégrafo (Mpodozis y Cornejo, 2012). Este evento de deformación originó el pliegue anticlinal de Telégrafo y el alzamiento, exhumación y transporte hacia el oeste de los pórfidos de Esperanza y Telégrafo sobre las secuencias volcano-sedimentarias eocenas de la Formación Esperanza (Mpodozis, 2015). El último evento tectónico registrado en la zona del Llano de Caracoles ocurrió probablemente en el Mioceno, cuando se formaron los numerosos escarpes de falla que desplazan a los depósitos de gravas de la Formación Los Arrieros para dar origen a la geomorfología característica de altos de gravas y cuencas del DMC (Figura 2.3 y 2.4).

3. ESTRATIGRAFÍA SUBSUPERFICIAL DEL LLANO DE CARACOLES

3.1. Cuenca Cenozoica del Llano de Caracoles

3.1.1. Morfología y Relieve

El Llano de Caracoles (Figura 2.3) es una depresión de forma subrectangular de aproximadamente 90 km², rodeada al este por el bloque elevado de los cerros de Caracoles, los cuales están constituidos, principalmente, por el Grupo Caracoles que son rocas sedimentarias marinas del Jurásico (Harrington, 1961; Marinovic y García 1999), intruidas por un complejo de *stocks* e intrusivos subvolcánicos cuya edad se encuentra entre el Cretácico y el Paleoceno.

Por el oeste, el llano está limitado por un acantilado orientado en dirección NS de ~50 m de altura (Mpodozis y Cornejo, 2017), al oeste del cual se encuentran afloramientos de rocas volcánicas del Cretácico Superior (Secuencia Cerro Oscuro). Al sur, la cuenca del Llano de Caracoles está limitada por el macizo de Las Lomas-Cerro Cinchado, constituido por afloramientos de rocas volcánicas, sedimentarias e intrusivas del Triásico Superior al Eoceno que forman parte del Dúplex Las Lomas (Marinovic y García, 1999; Figura 2.3). Finalmente, al norte, el llano está bordeado por el Bloque Esperanza que también exhibe una geología compleja relacionada con fallas mayores como la Falla Llano, que correspondería a la prolongación septentrional de la Falla Las Lomas (Figura 2.3).

Rodeado por estos altos relativos de rocas perduras, el Llano de Caracoles aparece como una superficie pedimentada, suavemente inclinada hacia el oeste (~1-3°) y labrada por numerosos cauces de escorrentía efímera provenientes, principalmente, de los cerros de Caracoles ubicados al este. Por el oeste, el macizo de Cerro Oscuro constituye una barrera para el escurrimiento superficial, excepto en la esquina noroeste del llano por donde es sobrepasada por el drenaje asociado a la Quebrada Llano y al suroeste por las quebradas Julia y Mala (Figura 2.3).

3.1.2. Relleno sedimentario del Cenozoico superior

Así definida, la cuenca del Llano de Caracoles, como se indicó en el párrafo anterior, está caracterizada por una superficie pedimentada labrada sobre relleno sedimentario, que puede alcanzar varios cientos de metros de espesor y que, en los trabajos geológicos y sondajes de exploración minera efectuados por AMSA en el distrito, se han descrito en forma genérica como “gravas”. La Figura 3.1 indica el espesor total de este relleno sedimentario y la morfología del relieve del techo de roca, construido a partir de los datos de los sondajes exploratorios.

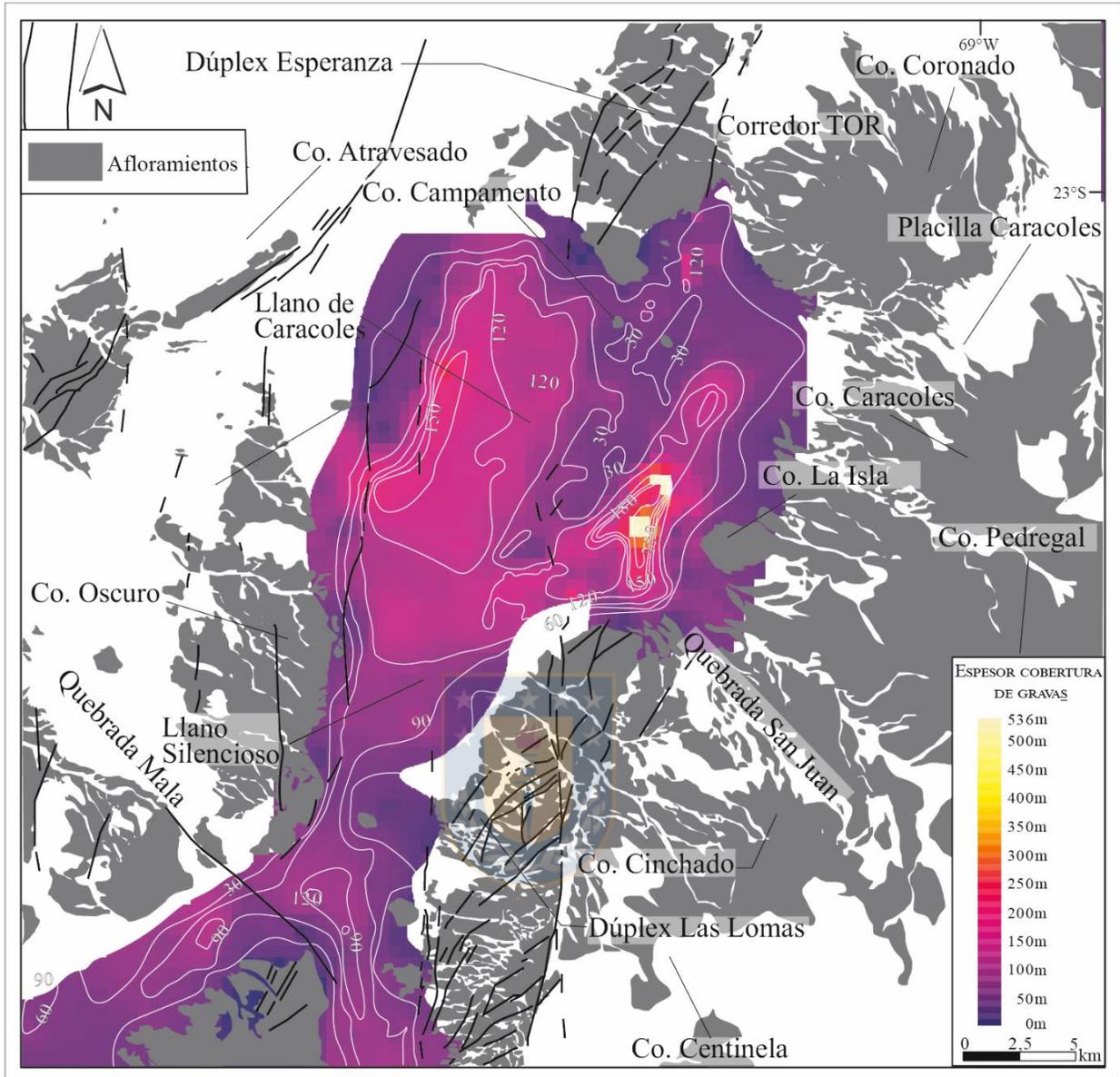


Figura 3.1 Mapa del espesor de la cobertura de gravas en el Llano de Caracoles. Tanto el modelo esquemático como las isópacas se construyeron a partir de la información de sondajes. Dentro del plano, se puede reconocer dos subcuencas, separadas por un macizo cuya cobertura no supera los 60 m de profundidad, el cual está orientado en dirección NNE-SSW.

Dentro del dominio del llano, se observan dos depocentros o subcuencas cuyo relleno sedimentario supera los 150 m de potencia. El mayor de estos, ubicado en la zona suroriental del Llano de Caracoles y al noreste del yacimiento Encuentro, alcanza 1 km de ancho, está orientado en dirección NE-SW, e incluye un relleno sedimentario que supera los 400 m de potencia, que disminuye hacia el noreste. Un segundo depocentro, elongado en dirección NNE-SSW donde el relleno sedimentario alcanza hasta 150 m, se ubica en la zona centro occidental del Llano de Caracoles. Ambos están separados en la zona centro-norte por un alto relativo del basamento donde

el espesor máximo de sedimentos no supera los 60 m (Figura 3.1).

Aunque no es objetivo de este trabajo caracterizar la estratigrafía de las “gravas”, trabajos efectuados durante la construcción del rajo del yacimiento Encuentro permitieron reconocer que el relleno sedimentario es correlacionable con las unidades sedimentarias del Cenozoico superior, descritas en trabajos regionales en el distrito por Mpodozis y otros (2011) y Riquelme y otros (2018). Una columna realizada en las paredes del rajo de Encuentro descrita por Lazcano y otros (2016) indica que sobre el basamento rocoso se sitúa una secuencia de aproximadamente 120-140 m de espesor dividida en tres niveles característicos (Figura 3.2):

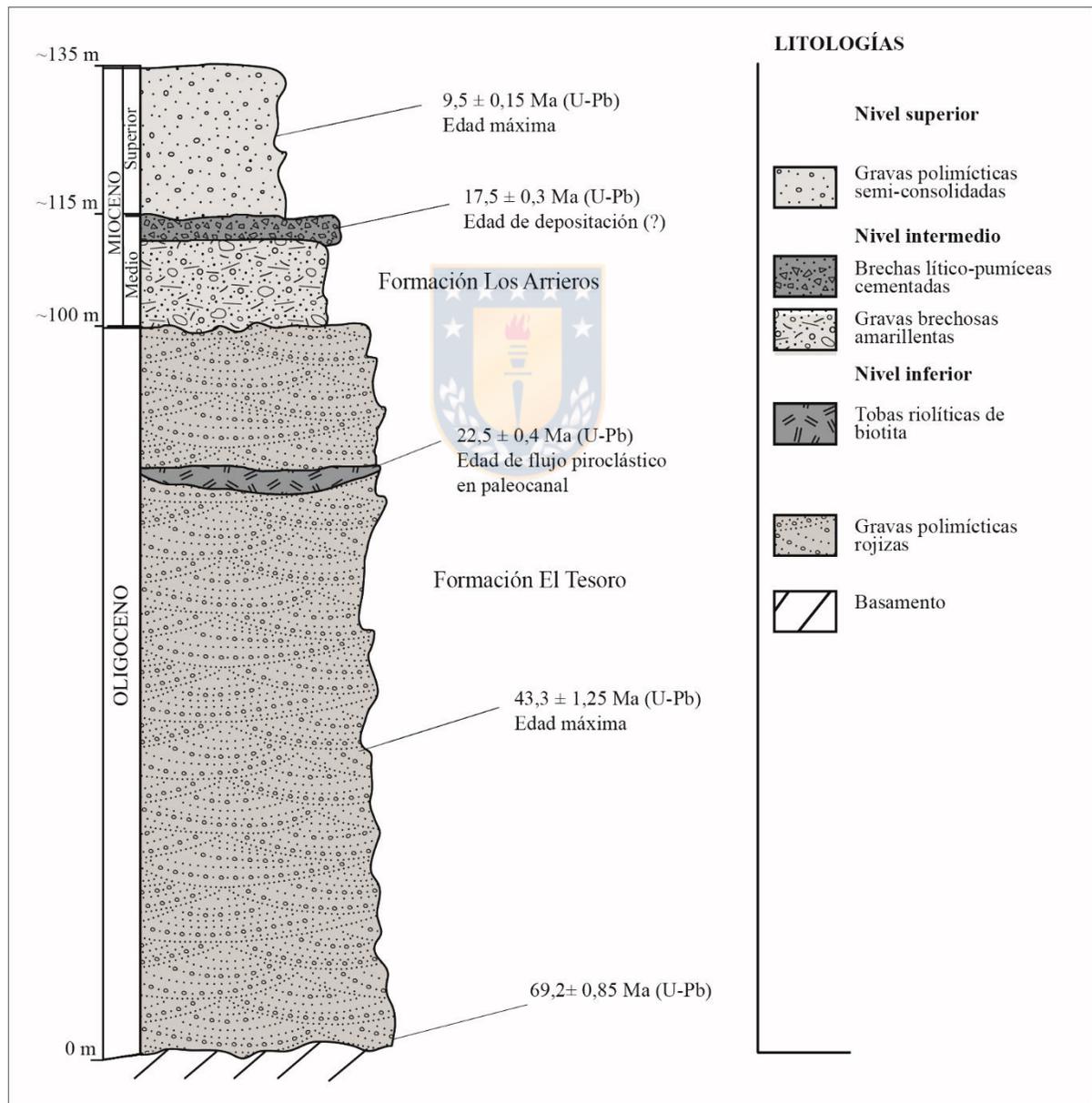


Figura 3.2 Columna estratigráfica las gravas del Llano de Caracoles. Basado en Lazcano y otros (2016).

a) **Una unidad basal**, formada por, aproximadamente 100 m de gravas polimícticas rojizas, bien consolidadas (Cornejo 2016a), que cerca de su parte superior, donde abundan los clastos volcánicos y calcáreos, incluye un lente de tobas riolíticas de biotita, de 2 m de potencia, que forma el relleno de un paleocanal labrado en la secuencia sedimentaria y que fue datada (U-Pb en circones) en $22,5 \pm 0,4$ Ma (Tabla 3.1). La datación U-Pb de circones detríticos de una muestra de gravas recolectada en niveles cercanos a la base de esta unidad, indica por otro lado una edad máxima de deposición de $43,3 +1,5/-1$ Ma (Cornejo, 2016b; Cornejo y Mpodozis, 2017; Lazcano y otros, 2016; Tabla 3.1). Esta unidad basal puede ser considerada como un equivalente de la Formación El Tesoro, descrita, en superficie, por Riquelme y otros (2015) y Mpodozis y otros (2011) y que representaría a una asociación de facies sedimentarias de ríos trenzados y abanicos aluviales medianos a distales, depositados bajo condiciones de clima semiárido durante el Oligoceno (Figura 3.2).

Tabla 3.1: Edades ^{238}U - ^{206}Pb en circones pertenecientes a la carpeta de gravas que cubre el yacimiento Encuentro¹.

Coordenada UTM (m)	Pozo (profundidad)	Litología	Edad (Ma $\pm 2\sigma$)	Referencia	Obs.
7.448.499 490.731	PGT-15 (10,7 m)	Grava polimíctica semiconsolidada	$9,5 \pm 0,15$	Cornejo (2016b)	Nivel superior. Edad máxima.
7.448.499 490.731	PGT-15 (37,5 m)	Brecha volcanosedimentaria lítico-pumícea	$17,5 \pm 0,3$	Cornejo (2016b)	Nivel intermedio. Edad de evento volcánico sincrónico
7.448.414 490.431	Muestra obtenida en rajo (<i>pit</i>)	Toba riolítica de biotita	$22,5 \pm 0,4$	Cornejo (2016c)	Nivel inferior. Edad de flujo piroclástico
7.448.253 489.855	PGT-15 (86 m)	Gravas consolidadas polimícticas rojizas	$43,3 \pm 1,25$	Cornejo (2016b)	Nivel inferior. Edad máxima deposición.
7.447.792 490.918	SGTF-12 (132 m)	Grava polimíctica matriz soportada rojiza	$69,2 \pm 0,85$	Cornejo (2016b)	Nivel inferior. Edad máxima deposición.

¹Edades determinadas por el Departamento de Geología de la Universidad Estatal de Washington, Washington, USA.

b) **Una unidad intermedia** formada por 10 a 15 m de gravas con clastos angulosos amarillentas (Figura 3.2), compactas, polimícticas, que en su parte alta incluye una capa bien cementada (yeso y zeolitas) y consolidada de brechas volcanosedimentarias lítico-pumíceas para una muestra de las cuales se obtuvo una edad U-Pb en circones de $17,5 \pm 0,3$ Ma (Tabla 3.1) que Cornejo (2016b) y Lazcano y otros (2016) consideran como edad cercana a la del episodio volcánico a partir del cual se originaron los clastos incorporados en la brecha.

Este nivel puede ser equivalente de la Formación Los Arrieros, expuesta en superficie y que representan los depósitos de un sistema de abanicos aluviales proximales a distales que evolucionaron en clima árido a hiper-árido, durante el Mioceno medio (Riquelme y otros, 2015).

c) **Un nivel superior**, labrado por el pedimento del Llano de Caracoles, formado por al menos 20 m de gravas polimícticas semiconsolidadas, clastos volcánicos andesíticos de piroxeno y olivino y fragmentos de tobas de biotita, con cemento de yeso y zeolitas. La población más joven de circones detríticos de una muestra de gravas polimícticas de este nivel (Tabla 3.1) indica una edad máxima de depositación del Mioceno superior (9,5 +0,2/-0,1 Ma).

Gravas de esta edad y similar litología alcanzan gran desarrollo en el distrito e incluye en varias localidades intercalaciones de tobas de las Ignimbritas Artola con edades U-Pb comprendidas entre 10 y 9 Ma (Mpodozis y otros, 2011).

3.2. Basamento (“techo de rocas”) bajo la cubierta de gravas

3.2.1. Introducción

Los estudios realizados en el marco de esta memoria indican, tal como se señala en el mapa que acompaña al texto y en la Figura 3.3, que el Llano de Caracoles está cortado por un sistema de fallas regionales submeridianas, la principal de las cuales, la Falla Llano-Las Lomas, separa dos dominios (Oriental y Occidental) caracterizados por asociaciones litológicas diferentes tanto en litología como en edad.

En el presente capítulo, se describirán las principales unidades reconocidas en ambos y se discutirá su equivalencia con las unidades que afloran en el contorno del Llano de Caracoles.

3.2.2. Dominio Oriental

En el Dominio Oriental (Figura 3.3), al este de la Falla Llano-Las Lomas, las rocas que se encuentran bajo la cubierta de “gravas” terciarias incluyen secuencias estratificadas y rocas intrusivas cuya edad está comprendida entre el Triásico Superior y el Paleoceno. En particular, las rocas sedimentarias y volcánicas del Triásico Superior-Jurásico (Unidades 1, 2 y 3) forman parte de paneles orientados en dirección NS intruidos por granitoides del Cretácico Inferior (Unidad 4). Las unidades que forman parte del Dominio Oriental se encuentran cubiertas, en discordancia, por rocas volcánicas atribuidas al Cretácico Superior y Paleoceno–Eoceno y están intruidas por una un

conjunto de cuerpos intrusivos orientados del Paleoceno y el Eoceno (Figura 3.4).

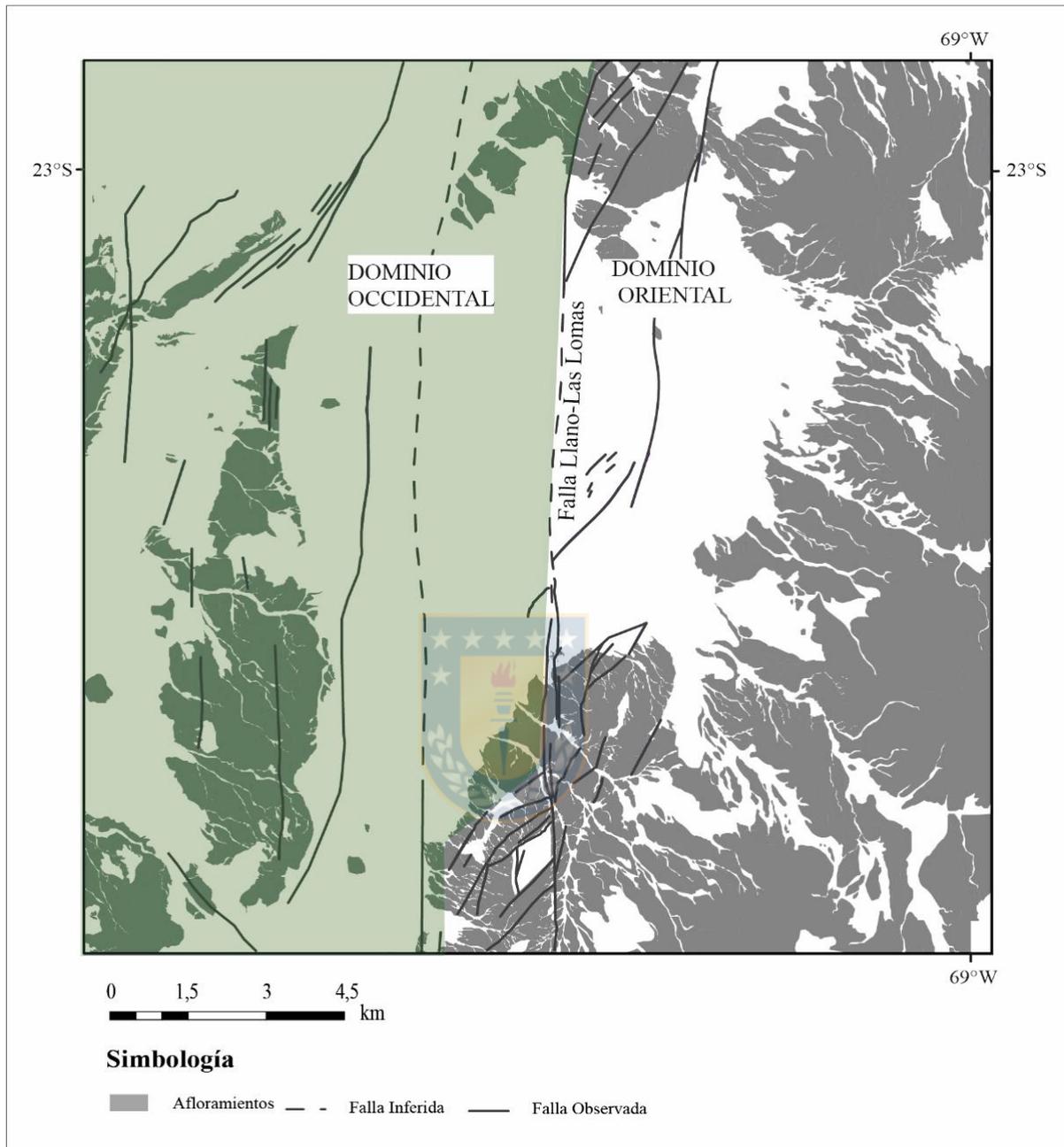


Figura 3.3 Dominios estructurales en el Llano de Caracoles los cuales están separados por la Falla Llano-Las Lomas.

3.2.2.1. Triásico Superior-Jurásico

Las unidades que pertenecen a este rango de edad ocupan una amplia extensión en la zona oriental del dominio (Figura 3.4). Forman parte de estas unidades, una asociación de rocas volcánicas y piroclásticas constituidas por tobas de composición dacíticas a riodacítica y brechas andesíticas, atribuidas al Triásico Superior-Jurásico Inferior (Unidad 1). También se reconocen secuencias

esencialmente sedimentarias, atribuidas al Jurásico, que están compuestas principalmente por areniscas, limolitas, lutitas y calizas (Unidad 2), y evaporitas (Unidad 3).

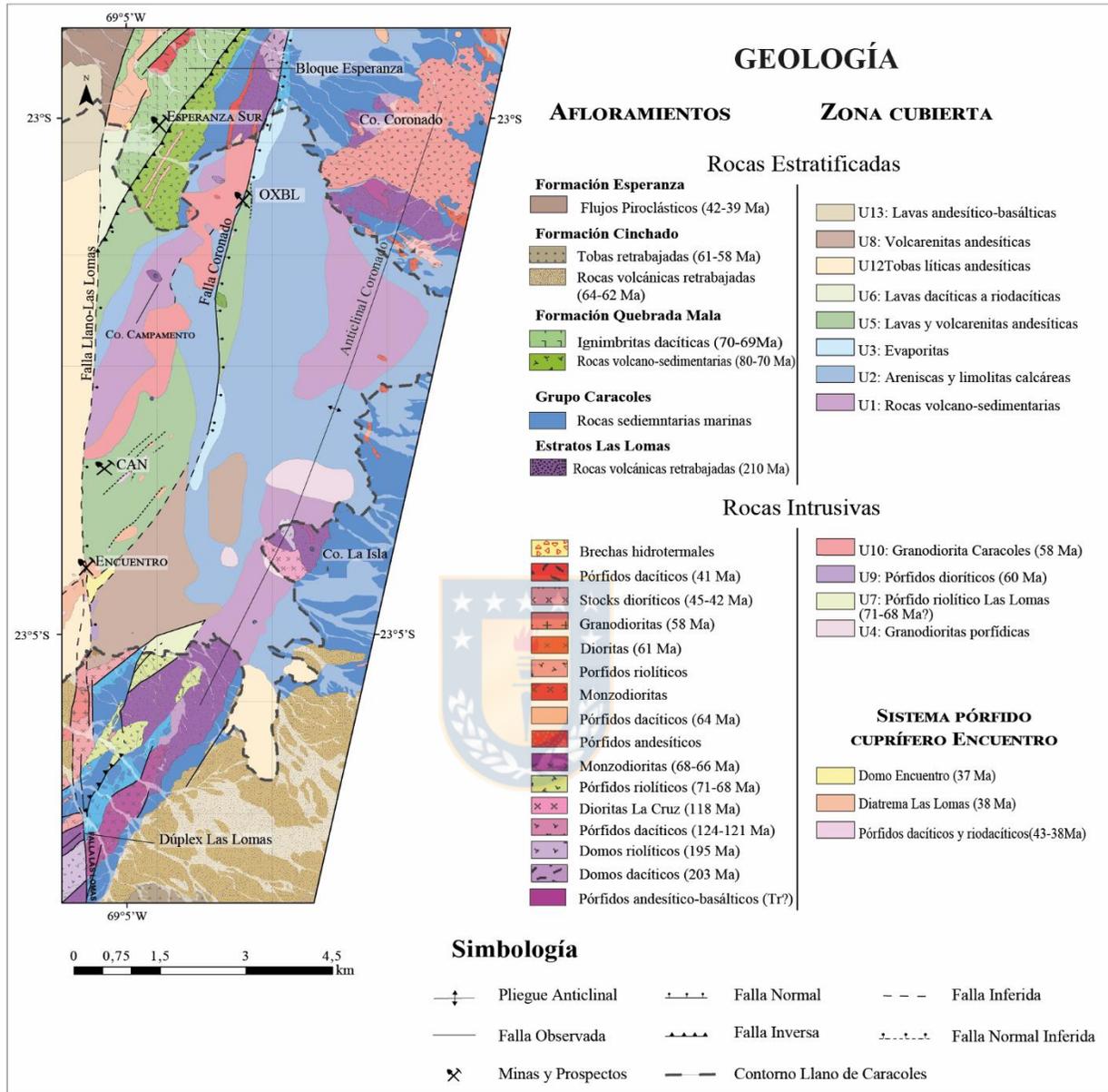


Figura 3.4 Principales unidades litológicas y estructuras del Dominio Oriental y los afloramientos que lo circundan. A la derecha, la leyenda se divide entre las unidades cubiertas, descritas en este trabajo, y las aflorantes. (modificado de Mpodozis y otros, 2011). CAN = Caracoles Norte; OXBL = Óxidos de Baja Ley.

La disposición espacial de estas unidades parece estar controlada por deformación de carácter regional y forman parte de un amplio y suave anticlinal de orientación NNE-SSW (Anticlinal Coronado). En la zona de charnela quedan expuestos los depósitos volcánicos más antiguos (Unidad 1) mientras que, en el limbo occidental, se encuentran las unidades sedimentarias jurásicas (Unidades 2 y 3; Figura 3.4).

a. Unidad 1

Tobas dacíticas a riodacíticas y brechas andesíticas (Triásico superior-Jurásico inferior = Estratos Las Lomas).

La Unidad 1, la más antigua reconocida en subsuperficie en el Llano de Caracoles, consiste en un conjunto de rocas volcánicas y volcanosedimentarias que, en subsuperficie aflora principalmente en la zona axial del Anticlinal Coronado (Figura 3.4 y 3.5).

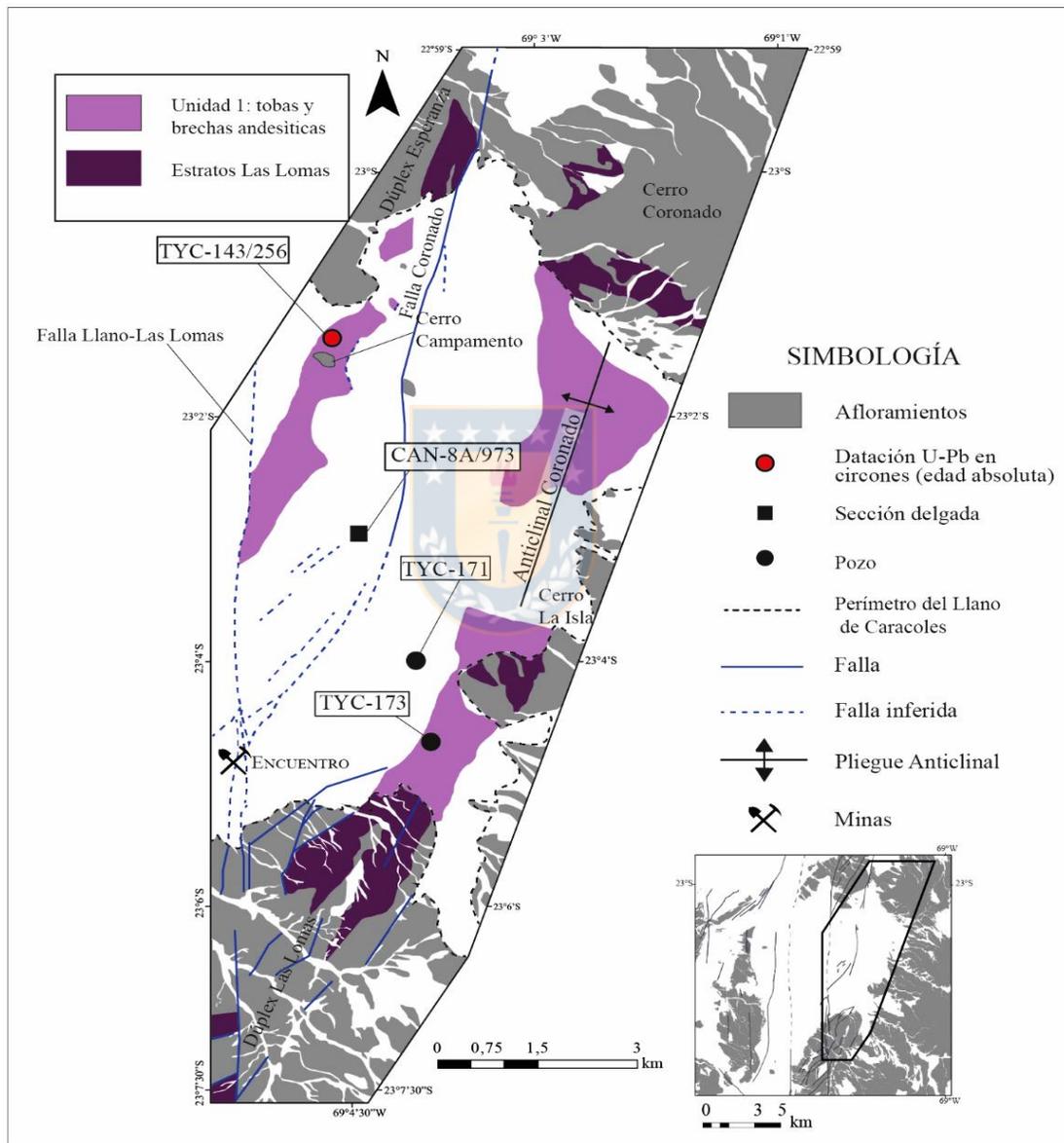
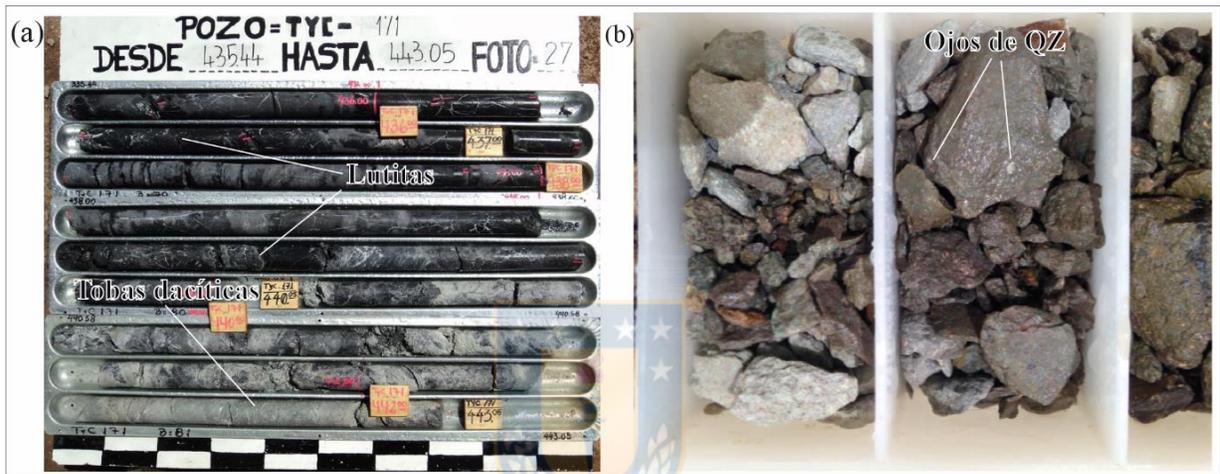


Figura 3.5 Mapa de la distribución de las unidades triásicas en el Dominio Oriental. El mapa muestra a la Unidad 1 dispuesta en subsuperficie, y su relación con las rocas triásicas pertenecientes a los Estratos Las Lomas. Este incluye la ubicación de las muestras de pozos descritos en el texto.

Estas rocas también se ubican en la parte central del llano, y forman una franja de orientación NNE,

al oeste de la Falla Coronado (Figura 3.5). Su base no ha sido determinada en sondajes estudiados, sin embargo, este conjunto litológico subyace tanto a rocas sedimentarias detríticas (lutitas, limolitas calcáreas y areniscas) como a carbonatadas de la Unidad 2 (Fotografía 3.1a). En la zona oriental del Llano de Caracoles, la unidad está formada, de acuerdo con las observaciones de sondajes, por una sucesión de al menos 100 m de espesor de tobas dacíticas a riolíticas (Fotografía 3.1b) con intercalaciones de niveles epiclásticos pardo grisáceos, mientras que, en los sondajes más occidentales, incluye, al menos 200 a 300 m de lavas, volcarenitas y brechas de composición andesítica a daciandesítica.

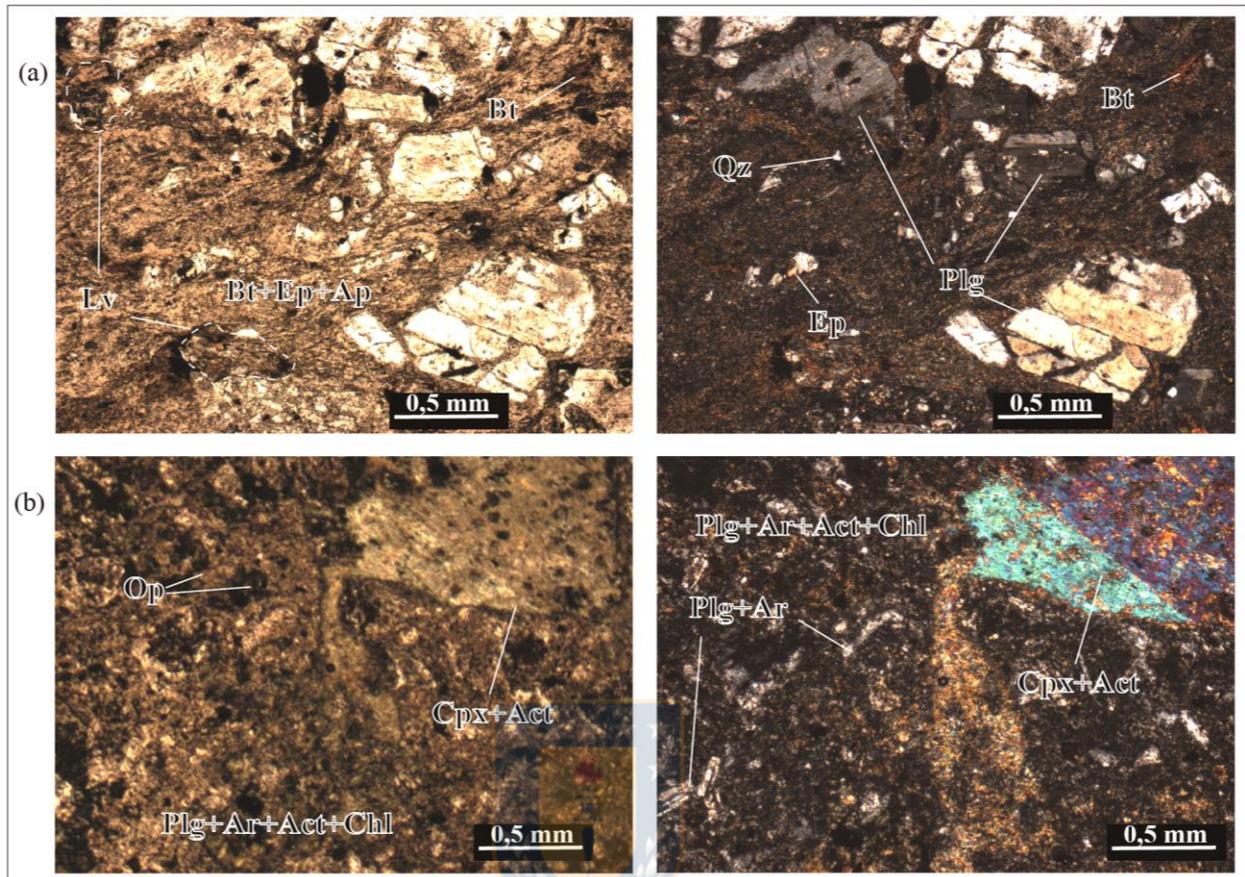


Fotografía 3.1 Testigos de las principales litologías de la Unidad 1. Cada compartimiento de la caja de *cutting* mide 5 x 2,5 cm (a). Contacto entre litologías triásicas y jurásicas en el pozo TYC-171 a 440 m. (b) Fragmentos de *Cutting* típicos compuestos por tobas riolíticas a dacíticas de la Unidad 1. Pozo TYC-173 a 182 m.

Las tobas, de composición riolítica (Fotografía 3.1b), son de color gris oscuro a gris verdoso y rosáceo, y, en parte, pardo amarillento en zonas alteradas. Están generalmente silicificadas y presentan textura fragmental, caracterizadas por escasos ojos de cuarzo (~1 mm) y cristales de feldespatos quebrados (~1 mm).

Las brechas andesíticas y volcarenitas se reconocen en los pozos CAN-8A y CAN-10 efectuados en el sector central del Llano de Caracoles (al noreste de Encuentro), los cuales interceptaron, a 1000 m de profundidad, niveles de volcarenitas tobáceas andesíticas a daciandesíticas (Fotomicrografía 3.1a). Asimismo, brechas andesíticas se han identificado, además, en las cercanías del Cerro Campamento (Figura 3.5). Como se observa en la Fotomicrografía 3.1b, estas presentan fragmentos centimétricos angulosos de andesitas de piroxeno, de textura porfídica seriada, glomeroporfídica con fenocristales de plagioclasas euédrales alteradas a arcillas y

clinopiroxenos reemplazados por actinolita.



Fotomicrografía 3.1 Rocas de la Unidad 1 en lámina delgada. A la izquierda se observan las imágenes en nicols paralelos, y a la derecha, en nicols cruzados. (a). Muestra CAN-8A/973. Volcarenita tobácea de composición andesítica a dacianandesítica. (b). Muestra TYC-143/256. Andesita de piroxeno con clinopiroxeno con maclas y alteración a actinolita. Lv = lítico volcánico; Plg = plagioclasa; Bt = biotita, Ep = epidota; Ap = apatito; Qz = cuarzo; Cpx = clinopiroxeno; Ar = arcillas; Chl = clorita; Act = actinolita; Op = minerales opacos.

Los fenocristales están contenidos en una masa fundamental constituida por microlitos de plagioclasa y minerales opacos. La parte más fina de la brecha, de igual composición, muestra una fábrica matriz-soportada, con clastos monominerales de plagioclasa, líticos volcánicos dacianandesíticos, y escasos fragmentos de cuarzo con forma angulosa, localmente subredondeados dispuestos en una matriz fina compuesta por cuarzo y feldespato.

Geocronología U-Pb. En el presente trabajo se realizó una datación radiométrica U-Pb en circones de una muestra de andesita de piroxeno recolectada a 256 m de profundidad en el sondaje TYC-143 ubicado al norte del Campamento Caracoles (Figura 3.5 y Fotomicrografía 3.1b).

La muestra analizada, como se observa en la Figura 3.6a, presenta una población dominante de circones ($n=28$), con edades comprendidas entre ~ 211 y ~ 205 Ma. Esta muestra presenta, además

una población secundaria de circones ($n= 7$) del Pennsylvaniano Superior (~ 307 Ma). Ambos grupos de circones se ubican sobre la línea de concordia del diagrama Tera-Wasserburg (Figura 3.6b), donde la presencia de un grano de ~ 176 Ma se podría explicar por pérdida de plomo, mientras que los circones paleozoicos corresponderían a circones heredados del basamento paleozoico de la Cordillera Domeyko. Al norte y este del distrito, se exponen extensos afloramientos de rocas volcánicas e intrusivas con edades U-Pb del Pennsylvaniano-Pérmico inferior (Morandé, 2014, Morandé y Mpodozis, 2015).

La edad media ponderada para la población más joven ($211,5 \pm 2,9/-2,3$ Ma, Triásico Superior) se interpreta como una edad de cristalización (Figura 3.6c).

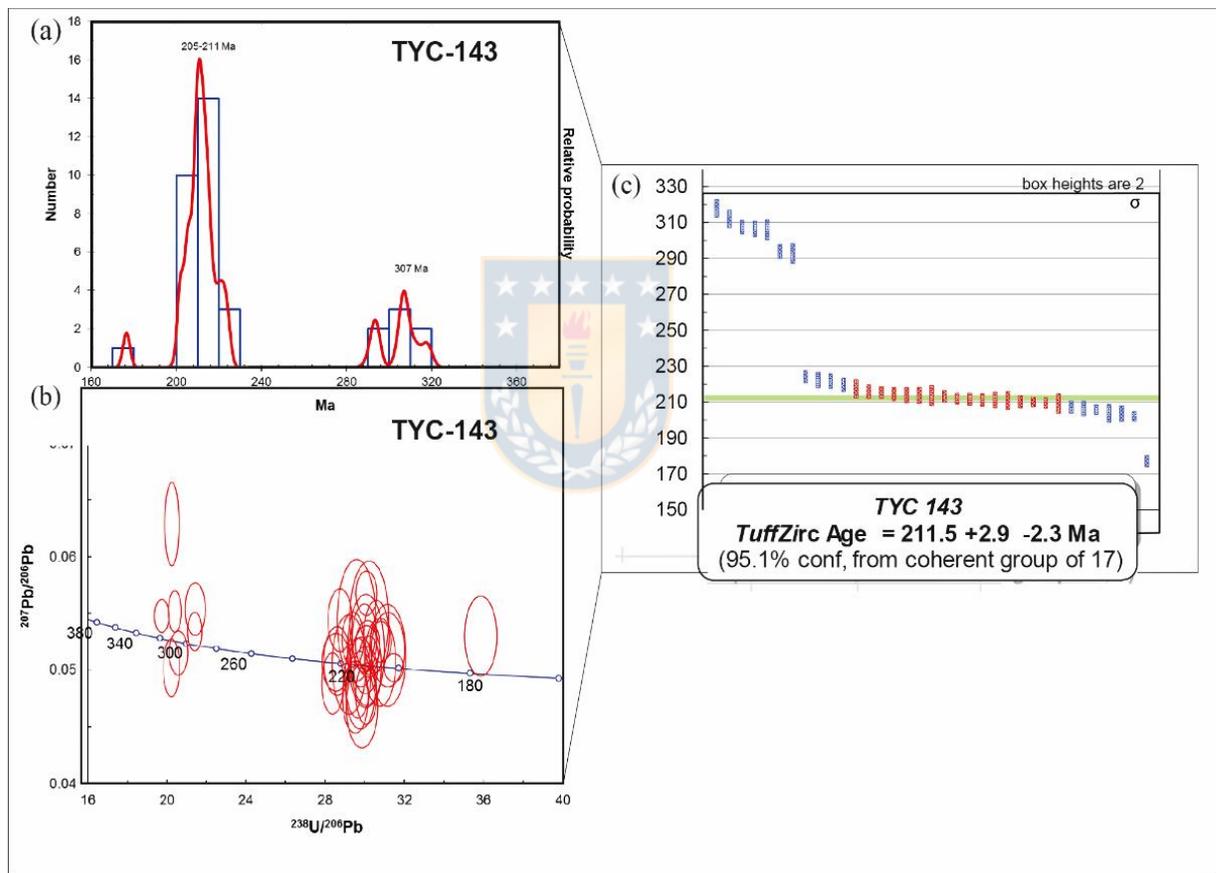


Figura 3.6 Unidad 1, datación U-Pb en circones de la muestra TYC-143/256. (a) Gráfico de distribución de densidad de probabilidades de la edad de granos individuales de circones. (b). Diagrama de concordia de Tera-Wasserburg. (c) Gráfico de la edad media ponderada formulado a partir del algoritmo *TuffZirc Age Extractor* (Ludwig, 2003).

Edad y correlaciones. En subsuperficie, en la zona oriental del Llano de Caracoles, esta unidad volcanosedimentaria está cubierta por las areniscas y calizas de la Unidad 2, y está intruida por granodioritas porfídicas atribuidas al Cretácico Inferior (Unidad 4, ver pág. 35), lo cual es

consistente con la edad U-Pb de edad Triásico Superior, obtenida en el sondaje TYC-143.

Esta unidad guarda continuidad lateral con afloramientos de tobas expuestos en superficie en la zona de “La Isla” (Figura 3.5). En este lugar afloran tobas y rocas volcanosedimentarias, atribuidas, en el mapa distrital de superficie, a los Estratos Las Lomas, descritos y caracterizados por Mpodozis y otros (1993); Marinovic y García, (1999); Mpodozis y otros (2011) y Basso y Mpodozis (2012).

En esa zona, estas rocas, se encuentran intruidas por un domo riolítico datado (U-Pb en circones) en 195,9 \pm 4,4/-2,8 Ma (Mpodozis y otros, 2011). De igual modo esta unidad se conecta en continuidad lateral hacia el sur con los afloramientos de los Estratos Las Lomas expuestas en el Dúplex Las Lomas (Figura 3.5) donde se han obtenido numerosas edades U-Pb en circones comprendidas entre los 204 y 198 Ma (Mpodozis y otros, 2011). Estas edades son similares a la edad obtenida en este trabajo para la Unidad 1.

Al comparar las rocas de la Unidad 1 con los afloramientos de los Estratos Las Lomas se observa que ambas unidades incluyen un gran volumen de tobas riolíticas y andesíticas. Asimismo, las intercalaciones métricas a centimétricas de brechas y volcarenitas andesíticas a daciandesíticas en los sondajes del Llano de Caracoles, podrían ser comparados con los niveles de areniscas tobáceas retrabajadas de los Estratos Las Lomas, indicadas en el mapa geológico 1:25.000 del Distrito Centinela en el sector de La Isla (Mpodozis y otros, 2011).

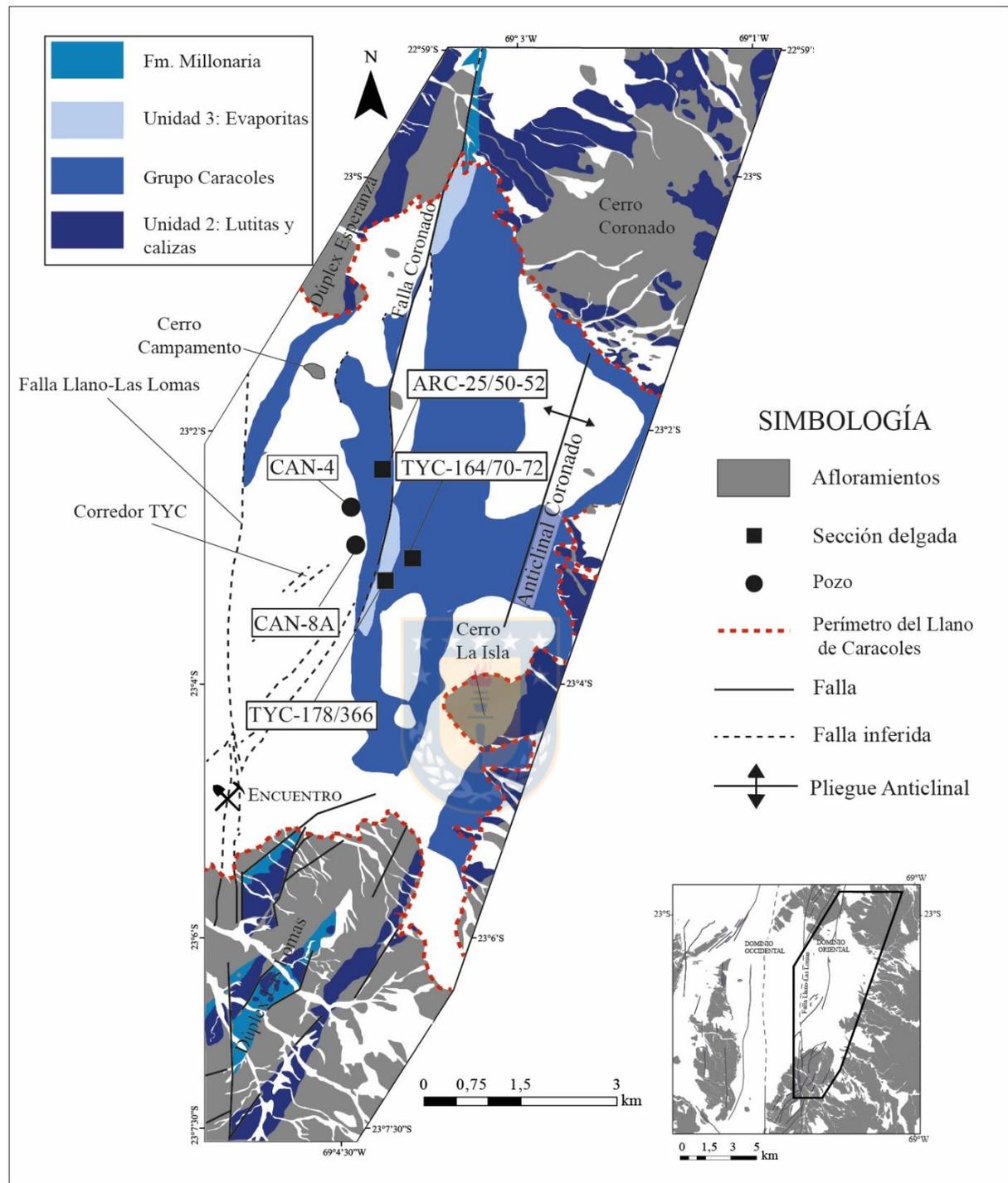
Estos antecedentes indican, en síntesis, que la Unidad 1 representa la extensión en subsuperficie de los Estratos Las Lomas depositados durante el Triásico Superior-Jurásico Inferior.

b. Unidad 2

Areniscas, limolitas calcáreas y calizas (Jurásico = Grupo Caracoles).

La Unidad 2, incluye tanto rocas sedimentarias detríticas como carbonatadas, que, en subsuperficie, fueron reconocidas principalmente en la zona oriental del Llano de Caracoles (Figura 3.4 y 3.7). Esta unidad está formada principalmente por areniscas y lutitas bien estratificadas y en menor grado por rocas carbonatadas.

Las areniscas, observadas en los sondajes de la parte central del Llano de Caracoles, corresponden en general, a areniscas cuarzo-feldespáticas, y/o cuarcíferas de grano fino a medio, color gris a pardo. Incluyen fragmentos (0,5 a 1 mm), de mediana a alta esfericidad y medianamente redondeados, y están compuestas por granos de cuarzo, feldespatos (plagioclasa y sanidina) y filosilicatos (biotita y sericita) asociadas a niveles ricos en arcillas.



Entre los feldespatos se han encontrado algunos fragmentos de sanidina, derivada de la erosión de material volcánico ácido, probablemente de composición riolítica (Fotomicrografía 3.2a). Su matriz es escasa y está dominada por arcillas comúnmente Cemento de material carbonático.

Las lutitas, de color verde oscuro a negro, están compuestas por filosilicatos (biotita y sericita), arcillas y cuarzo. En algunos casos presentan intercalaciones de limolitas, con estructuras de bioturbación y trazas (?) fósiles, probables huellas de actividad biológica en ambiente marino (Fotomicrografía 3.2b). Estas rocas contienen algunos líticos volcánicos, tamaño arena, de composición dacítica levemente alterados. Las lutitas calcáreas, tienen cuarzo y láminas de micas (muscovita y biotita) cementadas por carbonato, y se encuentran, en algunos sondeos, eskarnificadas, como lo indica la presencia de epidota y diópsido.

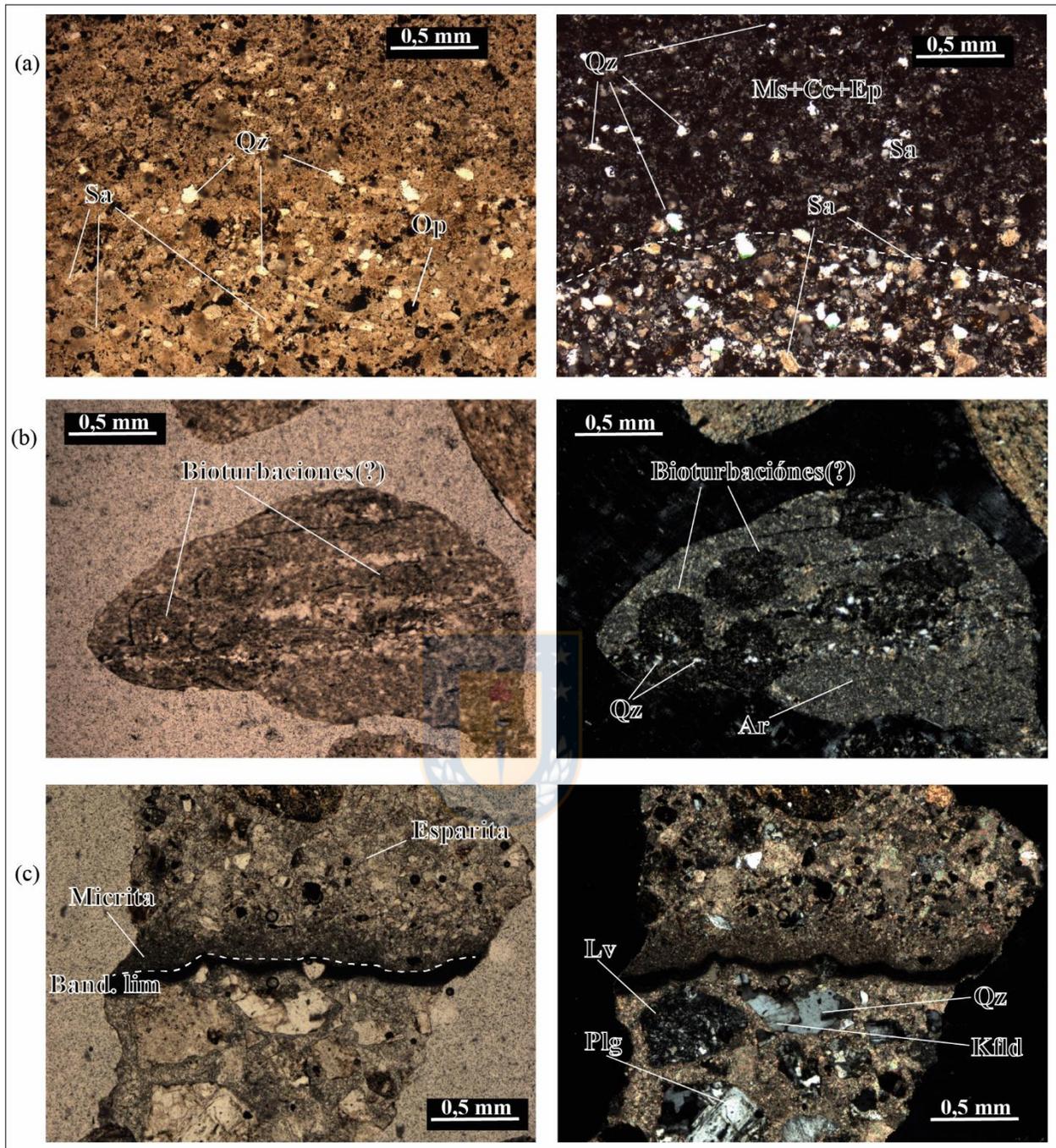
Las calizas, de color pardo rojizo (Fotomicrografía 3.2c), incluyen extraclastos líticos ígneos, de composición dacítica, rodeados por esparita (predominante) y micrita. Algunas variedades corresponden a niveles micríticos laminados.

La base de esta secuencia, paraconcordante con la Unidad 1 (Fotografía 3.1a), se observó en numerosos sondeos localizados en el Llano de Caracoles. En algunos de estos, en la zona centro-oriental del Llano de Caracoles su espesor es cercano a los 500 m. Como muestra la Fotografía 3.2a y 3.2b, está cubierta, en forma concordante y gradual por evaporitas (Unidad 3) y/o rocas volcánicas de la Unidad 5.



Fotografía 3.2 Relaciones de contacto de las rocas jurásicas. (a). Sondeo CAN-4, 542 m. Contacto gradual de intercalación de evaporitas y lutitas de edad Jurásica. (b). CAN-8A, 254 m. intercalación gradual entre yeso y lutitas bajo brechas andesíticas, de probable edad cretácicas.

Edad y correlaciones. Las rocas de la Unidad 2 se apoyan de forma discordante sobre las rocas triásicas (Estratos Las Lomas, Unidad 1), y en la zona sureste del llano, inmediatamente al norte del Dúplex Las Lomas, están cubiertas, discordantemente, por rocas volcánicas y volcanosedimentarias del Cretácico Superior y Paleoceno (ver más adelante, pág. 37 y 45).



Fotomicrografía 3.2 Rocas de la Unidad 2 en lámina delgada. A la izquierda se observan las imágenes en nicols paralelos, y a la derecha, en nicols cruzados, aumento 5 x 14. (a). Muestra ARC-25/50-52. Arenisca cuarzo-feldespática laminada con bandas de limolita. (b). Muestra TYC-178-366. Lutita con intercalaciones laminares de filosilicatos y cuarzo con bioturbaciones (?). (c). Muestra TYC-164/70-72. Caliza esparítica con abundantes líticos dacíticos, bandas ferruginosas y gradación del tamaño de grano de los carbonatos. Sa = sanidina; Qz = cuarzo; Ms = muscovita; Cc = calcita; Ep = epidota; Ar = arcillas; lim = limonitas; Kfld = feldespato potásico; Plg = plagioclasa; Lv = lítico volcánico; Op = minerales opacos.

Hacia el este, la Unidad 2 se prolonga, en superficie (Figura 3.7) en los extensos afloramientos

de lutitas y areniscas calcáreas jurásicas del Grupo Caracoles (Harrington, 1961; García, 1967; Marinovic y García 1999) portadores de una abundante fauna fósil del Bajociano-Kimmeridgiano y que, en el sector de La Isla, están intruidas por dioritas del Cretácico Inferior (~118 Ma, Mpodozis y otros, 2011).

La continuidad lateral de este tipo rocas observadas bajo la cobertura de gravas, con aquellas expuestas en superficie, permiten considerar, por lo tanto, que las rocas de la Unidad 2 pertenecerían al del Grupo Caracoles, que en subsuperficie, en la zona oriental del llano, forman parte de ambos flancos del Anticlinal Coronado (Figura 3.4).

c. Unidad 3

Evaporitas (Jurásico superior = Formación Millonaria del Grupo Caracoles).

La Unidad 3, corresponde a una sucesión de niveles evaporíticos que, en subsuperficie, ha sido reconocidos en sondajes realizados en la zona central del Llano de Caracoles, tanto al este del prospecto TYC como al noreste del Campamento Caracoles (Figura 3.4 y 3.7). En las cercanías de TYC, estas capas están cortadas por una falla normal, de rumbo NS (probablemente la prolongación de la Falla Coronado, expuesta en superficie), que las pone en contacto con rocas sedimentarias de la Unidad 2, mientras que más al norte, se encuentran en contacto concordante sobre ésta.

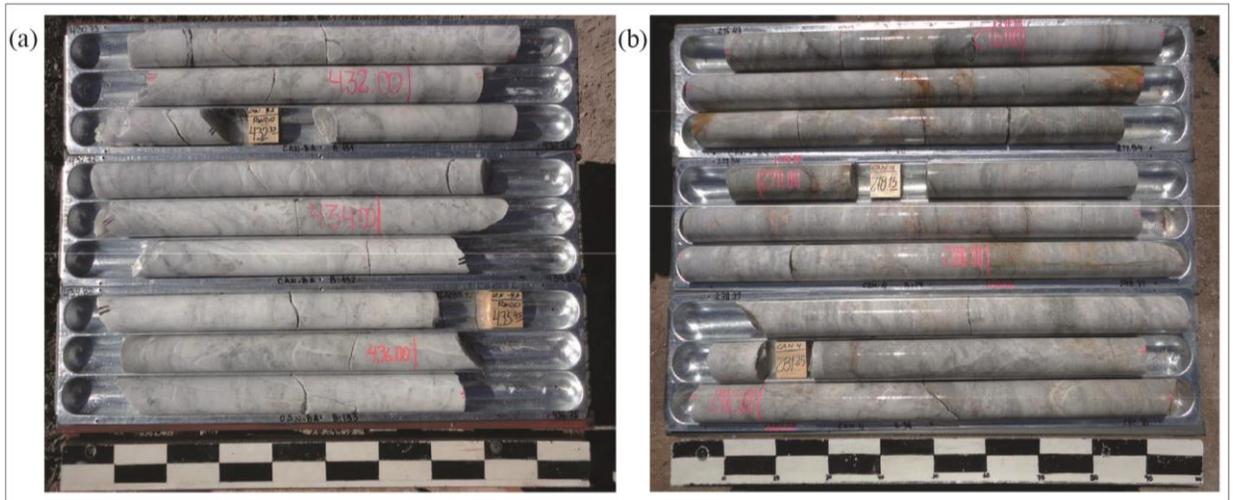
La Unidad 3 subyace a las rocas volcánicas y volcanosedimentarias atribuidas al Cretácico Superior (Unidad 5, Fotografía 3.3a) y en el sector sur del prospecto Corredor TYC, estas evaporitas alcanzan un espesor de hasta 100 m en algunos sondajes, aunque, en el sondaje CAN-8A supera los 380 m (Fotografía 3.3b).

Los niveles evaporíticos (Fotografía 3.3), corresponden a capas de yeso y anhidrita cristalina, de color gris blanco a blanco grisáceo, bien consolidados, y aspecto masivo, que incluyen intercalaciones métricas a centimétricas de lutitas y areniscas calcáreas.

En algunos tramos presentan clastos terrígenos de areniscas y lutitas calcáreas, y mineralización de sulfuros como piritita y calcopiritita.

Edad y correlaciones. La Unidad 3 puede correlacionarse con la Formación Millonaria (Oxfordiano-Kimmeridgiano; Harrington, 1961), expuesta en superficie al este del Llano de Caracoles, al sur, en el área del Dúplex Las Lomas (Figura 3.7), (Marinovic y García, 1999) y, al sureste, en la quebrada de San Pedro, fuera del área de estudio (Harrington 1961; Montaña, 1976, Jensen y Quinzio, 1979; Basso y Mpodozis, 2012). Hay que destacar que los espesores de evaporitas observados en sondajes en la zona central de Llano de Caracoles son bastante mayores

que los determinados en superficie tanto en quebrada San Pedro (30-40 m Harrington, 1961, Jensen y Quinzio, 1979), como en el Dúplex Las Lomas (>30 m; Marinovic y García, 1999), la cual podría deberse a removilización y flujo de origen tectónico de estas.



Fotografía 3.3 Evaporitas de la Unidad 3. (a). Sondaje CAN-8A, 434 m. Imagen general que muestra un tramo continuo de yeso color blanco grisáceo junto a contenido menor de anhidrita. (b) Sondaje CAN-4, 278 m. imagen general donde se reconoce un tramo continuo de yeso con mayor contenido de anhidrita color grisáceo.

3.2.2.2. Cretácico

Rocas de edades cretácicas o atribuidas al Cretácico ocupan una amplia zona en subsuperficie del Dominio Oriental (Figura 3.4 y 3.8). Incluyen un pequeño volumen de rocas intrusivas (Unidad 4) asignadas al Cretácico Inferior y, principalmente rocas volcánicas y volcanosedimentarias del Cretácico Superior (Unidades 5 y 6), expuestas en la parte central del Llano de Caracoles, al noroeste del Cerro Campamento y en los alrededores del Corredor TYC. Ambas unidades, con manto general hacia el poniente, están limitadas por el oeste por la traza de la Falla Llano-Las Lomas y están afectadas por fallas de rumbo NE-SW que ponen en contacto diferentes niveles de las secuencias del Cretácico Superior y del Triásico.

a. Unidad 4

Granodioritas porfídicas (Cretácico Inferior ca. 120 Ma?).

Esta unidad está compuesta por rocas intrusivas detectadas en la zona sureste del Dominio Oriental (sector de La Isla, Figura 3.4 y 3.8), donde instruyen a las unidades del Triásico Superior-Jurásico que forman parte del Anticlinal Coronado.

Esta unidad intrusiva, consiste en un cuerpo tabular (*sill*) de dimensión moderada que, en planta, alcanza los 1,5 km de largo por 0,6 km de ancho. La información sobre el espesor de ese cuerpo es

limitada, sin embargo, en el sondaje TYC-169, alcanza un espesor de más de 400 m (Figura 3.8).

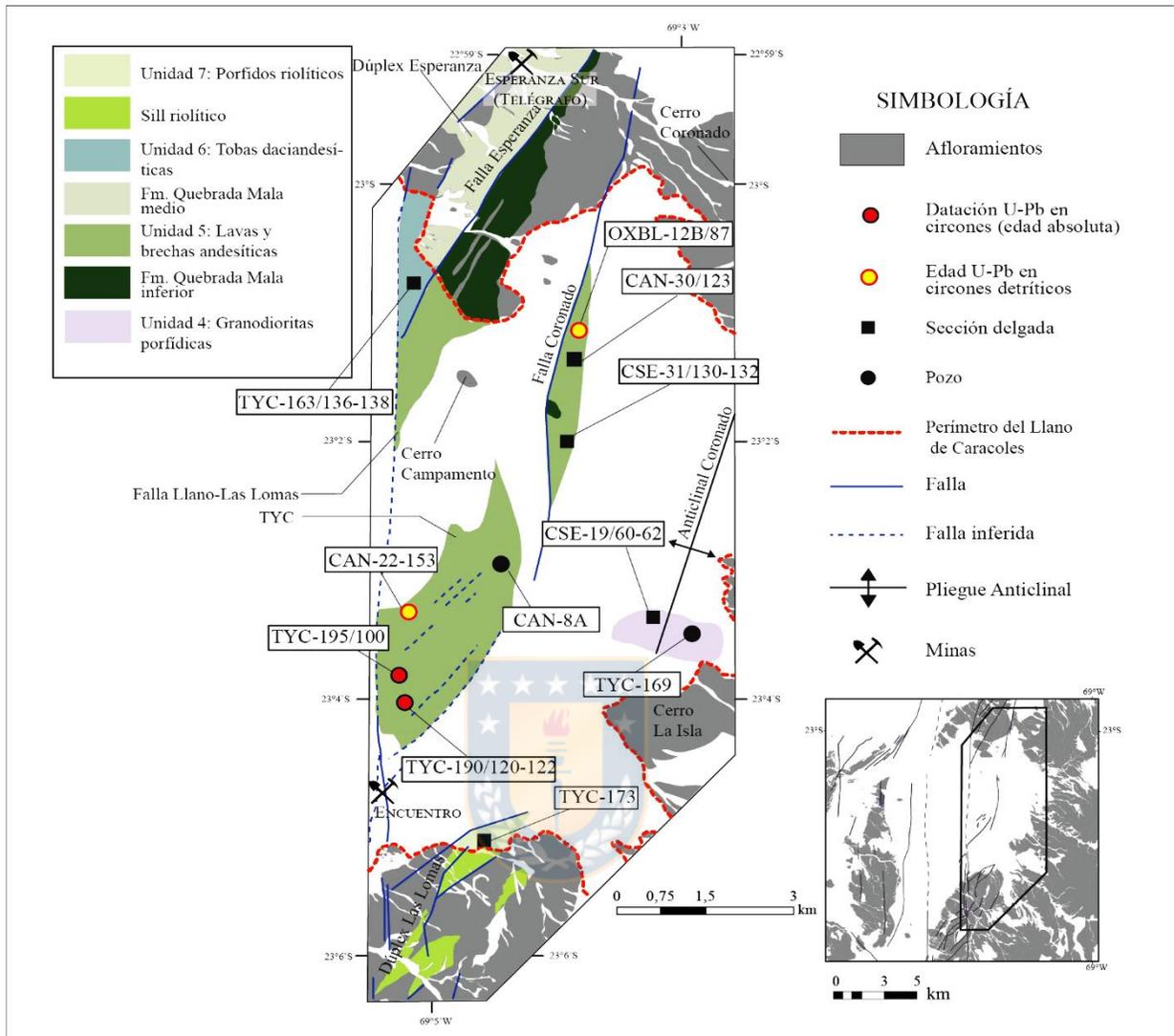
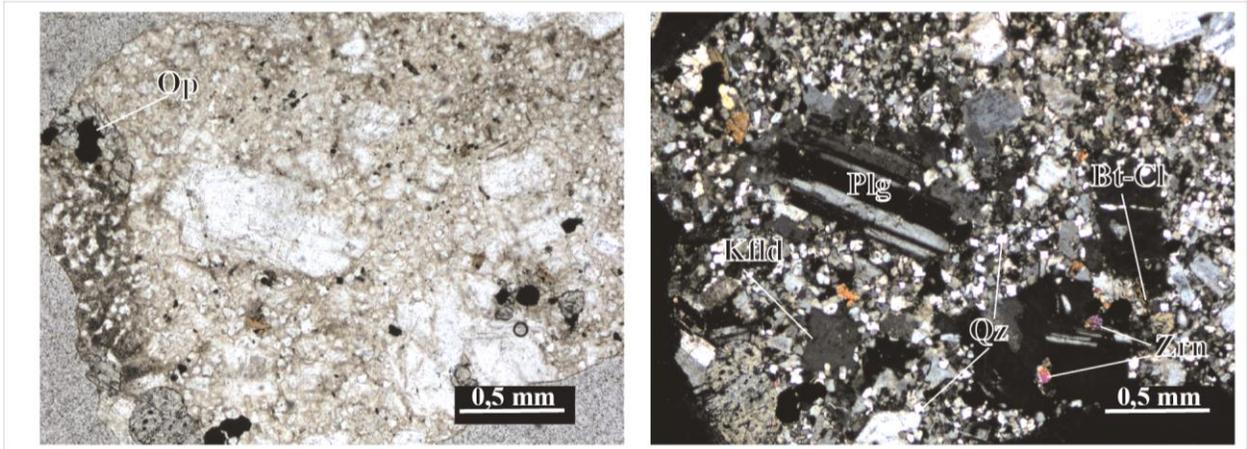


Figura 3.8 Mapa de la distribución de las unidades cretácicas en el Dominio Oriental. La figura incluye la ubicación de las muestras descritas en el texto.

Las muestras extraídas de los sondajes corresponden a granodioritas, de color gris a gris rosáceo, de textura porfídica a fanerítica con fenocristales de plagioclasa. Al microscopio, presentan cristales de plagioclasa (<1 mm) localmente esqueléticos, euhedrales a subhedrales, con una leve a moderada argilización, cuarzo y biotita moderadamente cloritizada (Fotomicrografía 3.3).

Los fenocristales están envueltos por una masa microgranular de cuarzo, ortoclasa peritítica y minerales opacos, como rutilo y magnetita.

Edad. Las características texturales y mineralógicas de esta roca pueden ser comparadas con la de pórfidos dacíticos y granodioríticos del Cretácico Inferior (*ca.* 120 Ma) descritos en superficie por Mpodozis y otros (2011) debido a lo cual le es asignada, tentativamente, una edad similar.



Fotomicrografía 3.3 Sección delgada de la Unidad 4. A la izquierda, en nicols paralelos, y a la derecha, en nicols cruzados, aumento 5 x 14. Pórfido granodiorítico fino con fenocristales de plagioclasa levemente argilizados. Plg = plagioclasa; Kfld = feldespato potásico; Qz = cuarzo; Zrn = circón; Bt = biotita; Cl = clorita; Op = minerales opacos.

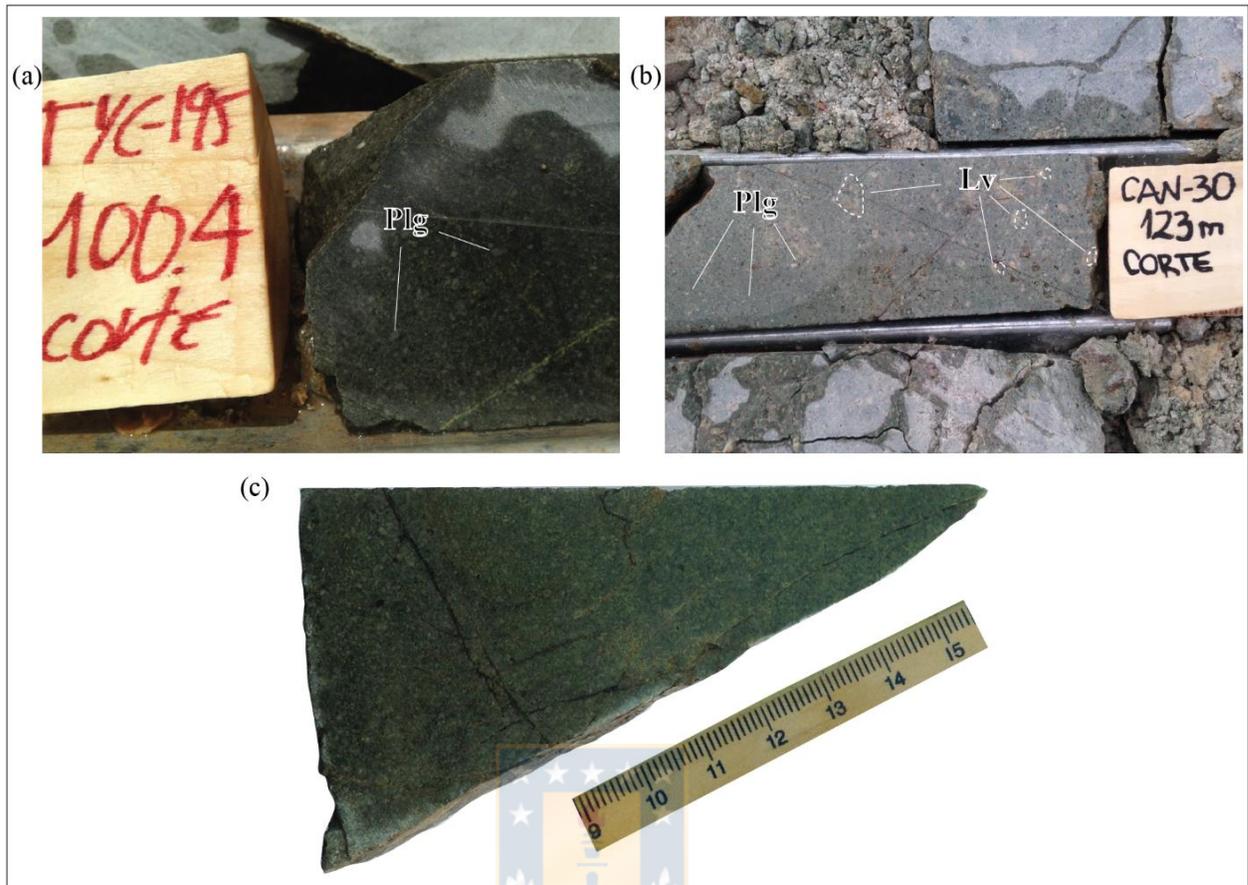
b. Unidad 5

Lavas y volcarenitas andesíticas (Maastrichtiano, 72-71 Ma = Formación Quebrada Mala).

Las rocas de la Unidad 5 se reconocen en la parte central del Llano de Caracoles, como una franja de orientación NS a NNE-SSW (Figura 3.4 y 3.8) que forma parte del limbo occidental, con manteo hacia el oeste, del Anticlinal Coronado. Al noroeste del cerro Campamento, incluye una faja de rocas que se apoyan discordantes sobre rocas sedimentarias marinas jurásicas (Unidad 2, Figura 3.4) y que está desplazada por la Falla Llano-Las Lomas que la deja en contacto con las secuencias volcanosedimentarias del Dominio Occidental.

Al noreste del yacimiento Encuentro, esta unidad se muestra como una franja de orientación NNE-SSW. En su parte occidental está intruida por granodioritas paleocenas (Unidad 10), la cual separa a esta unidad de rocas triásicas pertenecientes a la Unidad 1. Las rocas que componen a esta unidad comprenden una espesa secuencia volcánica y volcanosedimentaria, de aproximadamente 700 m de espesor que, en subsuperficie, se compone principalmente por lavas y volcarenitas de composición andesítica.

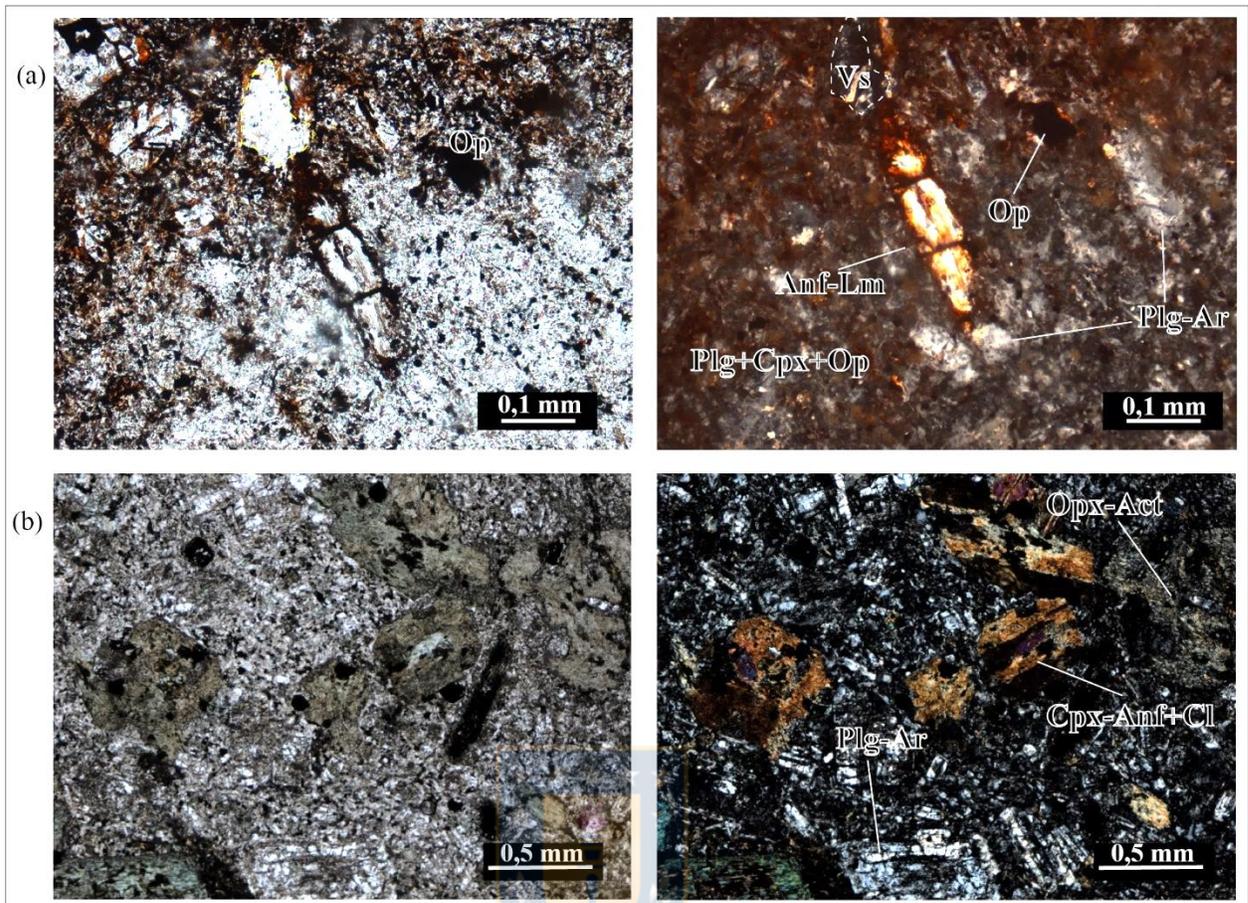
Las lavas (Fotografía 3.4a), corresponden a andesitas de color negro grisáceo a gris verdoso, con niveles brechosos formados por fragmentos angulosos, generalmente de fábrica clastosoportada. Al microscopio estas rocas se encuentran muy alteradas y presentan textura porfídica seriada relativamente fina, en parte escoriácea, con cristales de plagioclasas euhedrales alterados a sericita con sobreposición de esmectitas, anfíbolos, clinopiroxenos (~1 mm) de aspecto fresco y ortopiroxenos (<1 mm), alterados de forma general a actinolita y filosilicatos respectivamente.



Fotografía 3.4 Testigos de sondajes de las principales litologías de la Unidad 5. (a). Sondaje TYC-195, 100 m. Andesita de piroxenos color negro verdosa. (b). CAN-30, 123 m. Brecha andesítica color gris verdoso, con líticos andesíticos y dacíticos. (c). Sondaje CAN-8A, 123 m. Volcarenita andesítica fina de color verdoso. Plg = plagioclasa; Lv = lítico volcánico.

La masa fundamental es microcristalina y está compuesta por plagioclasas, máficos alterados y minerales opacos (magnetita) que se encuentran en contacto con material intersticial fino de aspecto felsítico con sobreposición de esmectitas e impregnación de limonitas ferruginosas con goethita (Fotomicrografía 3.4a).

Las volcarenitas y brechas, como muestra la Fotografía 3.4b-c, son de colores gris-verdoso, a pardas. En general, las rocas tienen un aspecto brechosos, incluyen fragmentos de cristales de plagioclasa subredondeados y líticos subangulosos de composición andesítica a andesítico-basáltica, en menor grado daciandesíticos con textura traquítica a escoriácea. Al microscopio (Fotomicrografía 3.4b), se puede distinguir que están recrystalizadas a una asociación mineral de clorita, actinolita y epidota, y en parte está afectada por alteración hidrotermal (alteración argílica, cuarzo sericita, potásica) relacionada a cuerpos de pórfidos profundos y en las cercanías del Proyecto CAN (Figura 3.4) a sistemas de brechas volcánicas.



Fotomicrografía 3.4 Secciones delgadas de la Unidad 5. A la izquierda, nicoles paralelos, y a la derecha, en nicoles cruzados (a). Muestra CSE-31/130-132. Andesita escoriácea con fenocristales de plagioclasa y cristales de anfíbol alterados con sobreposición de limonitas. Aumento 20 x 14. (b). Muestra TYC-195/100. Lava andesítica con cristales de clinopiroxeno con maclas y ortopiroxenos alterados a actinolita. Aumento 5 x 14. Anf = anfíbol; Lm = limonitas; Plg = plagioclasa; Cpx = clinopiroxeno; Opx = ortopiroxeno; Ar = arcilla; Vs = vesículas; Cl = clorita; Act = actinolita; Op = minerales opacos.

Geocronología. En esta unidad posee dos dataciones radiométricas U-Pb en circones ígneos, que corresponden a muestras de lavas provenientes de sondajes efectuados al sur del Proyecto CAN (Anexo) y dos análisis de circones detríticos de las volcarenitas y brechas que entregan antecedentes acerca de la edad máxima de esta unidad:

Dentro de las lavas andesíticas, la muestra TYC-195/100 (Fotografía 3.4a) corresponde a una andesita de piroxeno proveniente del afloramiento ubicado al noreste del yacimiento Encuentro. En el diagrama Tera-Wasserburg (Figura 3.9a) la mayoría de las edades de los granos individuales de circones se ubican sobre la línea de concordia. La población principal (n=12) está formada por circones del Cretácico Superior (~70 Ma, Figura 3.9a) acompañados por una población secundaria (n=3) del Triásico Superior (~210 Ma).

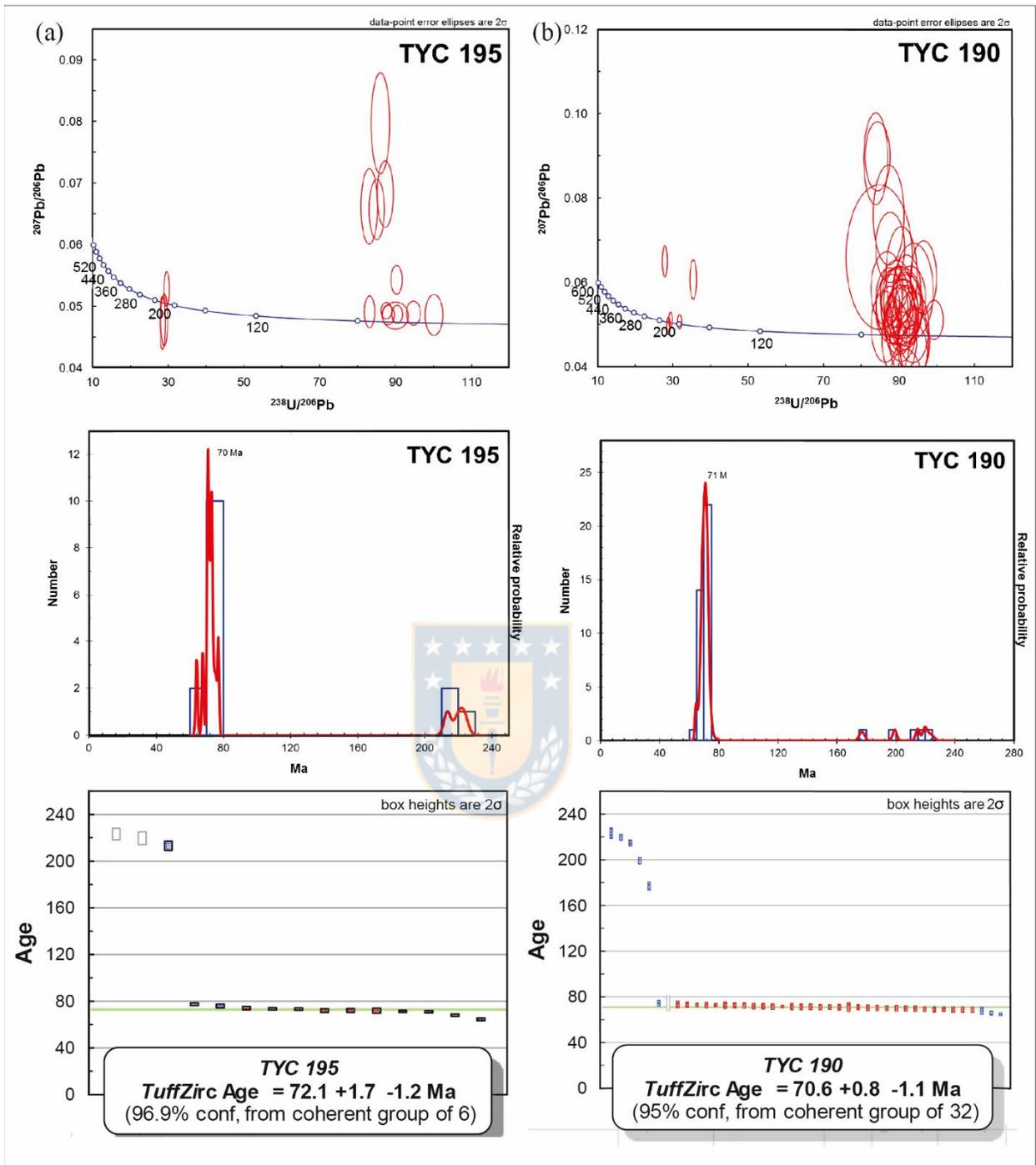


Figura 3.9 Dataciones (U-Pb en circones) de la Unidad 5. En cada columna se incluye el diagrama de Tera-Wasserburg, el gráfico de distribución de probabilidades y el gráfico de edad media ponderada formulado a partir del algoritmo *Tuffzirc Age Extractor*.

La edad media ponderada del grupo principal arroja una edad de 72,1+1,7/-1,2 Ma (Maastrichtiano) que se interpreta como la edad de cristalización de la lava mientras que los circones del Triásico Superior corresponderían granos heredados provenientes de los Estratos Las Lomas o su

equivalente en subsuperficie (Unidad 1). La muestra TYC-190/118-132 (Fotografía 3.4b), lava traquítica proveniente de un sondaje al noreste del yacimiento Encuentro (Figura 3.9b), revela un espectro similar de edades de los circones. En el diagrama de densidad de probabilidades relativas destaca una población principal que incluyen circones de ~ 71 Ma ($n=37$ granos), y una segunda población de circones con edades entre ~ 190 y ~ 220 Ma ($n=5$), la mayoría de ellos sobre la línea de concordia. La edad media ponderada del grupo principal indica $70,6+0,8/-1,1$ Ma (Maastrichtiano; Figura 3.9b).

Además de estos antecedentes se debe indicar que se reconoció, a 686 m de profundidad, en el pozo JVC-88, la ocurrencia de brechas ígneas andesíticas datadas en $74,0+0,8/-1,3$ Ma (Cornejo, 2016a), lo cual indica que parte de las rocas de caja, profundas, del yacimiento Encuentro incluye rocas del Cretácico Superior que se pueden asociar a la Unidad 5.

Para las volcarenitas, el análisis de las edades de circones detríticos este tipo de rocas entrega antecedentes acerca de su edad máxima de deposición y de proveniencia sedimentaria. Los circones extraídos de la muestra CAN-22/153 (Figura 3.10a) se ubican en su mayoría sobre la línea de la concordia y en el gráfico de probabilidad la población más joven ($n=7$) está compuesta por circones de ~ 77 Ma (*Tuffzirc*: $76,6+1,6/-0,9$ Ma), lo que indica una edad máxima de deposición en el Campaniano. Entre estos circones se observan, además, máximos secundarios, de ~ 170 Ma ($n=3$; Aaleniano-Bajociano), ~ 292 Ma ($n=4$, Cisuraliano) y ~ 502 Ma ($n=4$, Cámbrico superior) lo que representa los aportes detríticos provenientes desde la Cordillera de la Costa (Jurásico), como también el basamento de la Cordillera Domeyko y fuentes cámbricas orientales ubicadas, probablemente, en el noroeste de Argentina. Otra datación realizada en una muestra de volcarenitas andesíticas (OXBL-12B/87; Figura 3.10b), a 86 m de profundidad, presenta algunos circones ($n=3$) con edades entre ~ 79 y ~ 75 Ma, seguido de una población dominante ($n=60$) del Triásico Superior (~ 211 Ma,) y un grupo entre ~ 323 y ~ 292 Ma ($n=18$), similar a la edad obtenida para granitoides y rocas volcánicas de la Sierra de Limón Verde y Cordillera Domeyko inmediatamente al este y norte del Distrito Centinela (Morandé, 2014; Morandé y Mpodozis, 2015).

Edad y correlaciones. Las edades U-Pb de *ca.* 72-71 Ma (Maastrichtiano) obtenidas en las andesitas de la Unidad 5 son consistentes entre sí, y con la edad máxima de depositación (*ca.* 79-75 Ma) de las volcarenitas intercaladas en la secuencia y con las edades U-Pb entre ~ 57 y ~ 58 Ma de las granodioritas que intruyen a esta unidad (Unidad 10, ver más adelante) tanto en sondajes en el Llano de Caracoles como en superficie (Mpodozis y otros, 2011). Esta unidad presenta

continuidad lateral con afloramientos del miembro inferior de la Formación Quebrada Mala expuestos al norte de Llano de Caracoles, al este de los yacimientos Esperanza y Esperanza Sur (Telégrafo; Figura 3.8) los cuales, aunque no han podido ser datados fueron atribuidos al Cretácico Superior por Mpodozis y otros (2011).

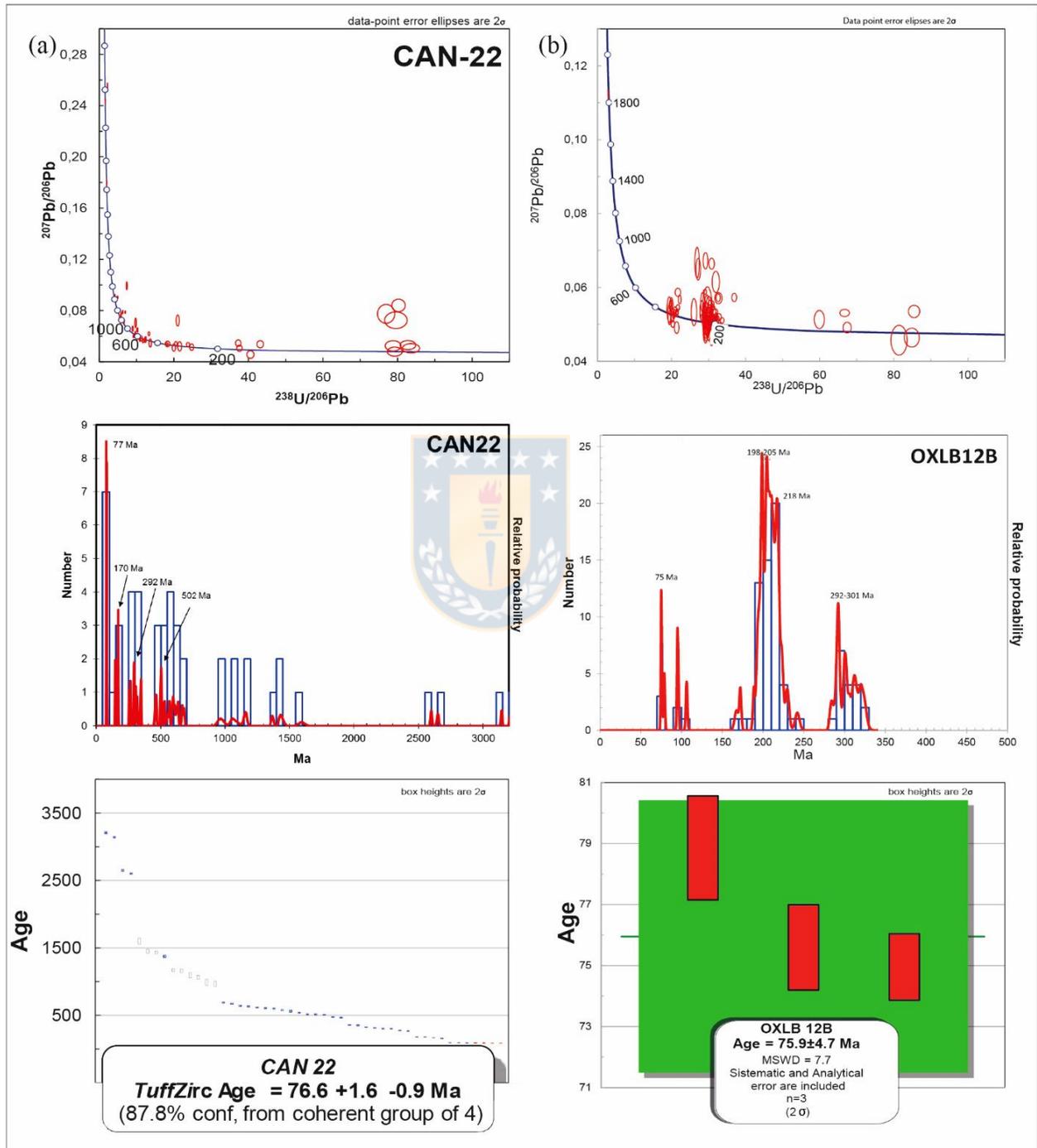


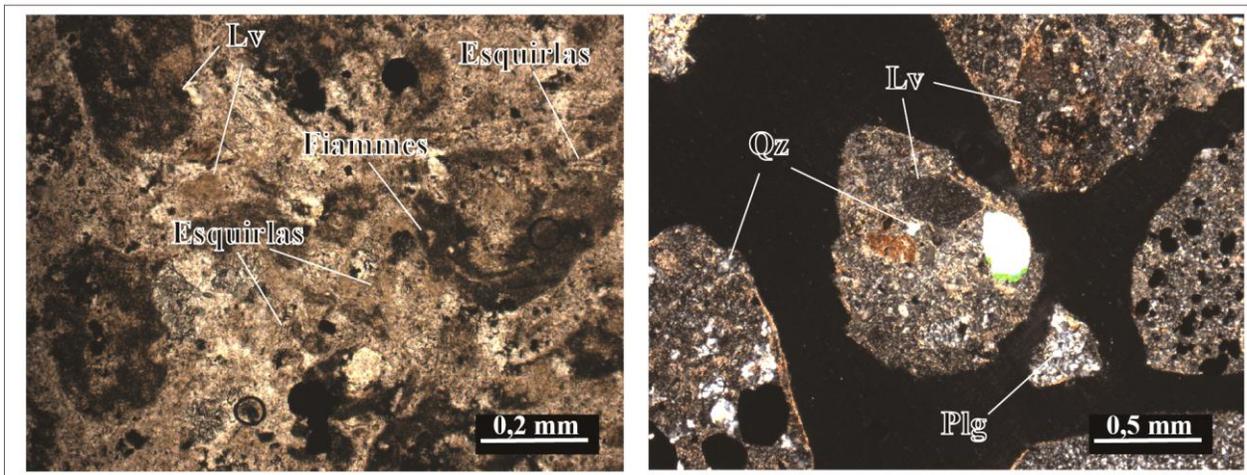
Figura 3.10 Dataciones U-Pb (circones detríticos) de areniscas de la Unidad 5. En cada columna se incluye el diagrama de Tera-Wasserburg, el gráfico de distribución de probabilidades y el gráfico de edad media ponderada formulado a partir del algoritmo *Tuffzirc Age Extractor* (solo columna izquierda).

c. Unidad 6

Tobas dacíticas a riodacíticas (Maastrichtiano = Formación Quebrada Mala).

La Unidad 6 corresponde a un conjunto de tobas que, en la subsuperficie, en el extremo norte del Llano de Caracoles forman el extremo de una cuña triangular, limitada por fallas, al noroeste del cerro donde se ubica el campamento de exploraciones de AMSA (Figura 3.4 y 3.8). Esta cuña se encuentra limitada, al oeste, por la traza de la Falla Llano-Las Lomas, que la coloca en contacto con rocas piroclásticas y volcanosedimentarias del Paleoceno inferior (Unidad 12, Figura 3.4), y, al este, por la Falla Esperanza (Mpodozis y Cornejo, 2012) que la deja en contacto con lavas y volcarenitas andesítico-basálticas (Unidad 5), miembro inferior de la Formación Quebrada Mala. En profundidad los sondajes que cortan a esta unidad sugieren que forma parte del bloque colgante de una falla inversa inclinada al sureste que las desplaza sobre rocas volcánicas y sedimentarias eocenas. Esta falla se ha reconocido en numerosos sondajes hacia el norte de esta unidad, hasta llegar la zona cercana a los yacimientos Esperanza y Esperanza Sur (Telégrafo) donde ha sido descrita bajo el nombre de “Falla Telégrafo” (Mpodozis y Cornejo, 2012; Figura 2.5). Bajo el llano, la Unidad 6 está formada, principalmente, por hasta 100 m tobas de composición ácida.

Las tobas (Fotomicrografía 3.5), de color gris, y de grano fino, son de composición riodacítica y, al microscopio, presentan textura fragmental, con cristales angulosos de plagioclasa (1-2 mm) argilizada, algunos “ojos” de cuarzo (0,5 mm) con rasgos de reabsorción, y líticos de composición riolítica con relictos de cuarzo y sanidina.



Fotomicrografía 3.5 Sección delgada de la Unidad 6. A la izquierda, en nicols paralelos (aumento 10 x 14), y a la derecha, nicols cruzados (aumento 5 x 14). Muestra TYC-163(136-138). Toba riodacítica de textura fragmental con fiammes y esquirlas (shards) de aspecto argilizados con líticos volcánicos dacíticos. Lv = líticos volcánicos; Plg = plagioclasa; Qz = cuarzo.

La matriz es vítrea, presenta aspecto desvitrificado, con abundantes esquirlas, pómez

desvitrificadas y fiammes que están en parte alterada a calcita y arcillas esmectíticas en forma moderada.

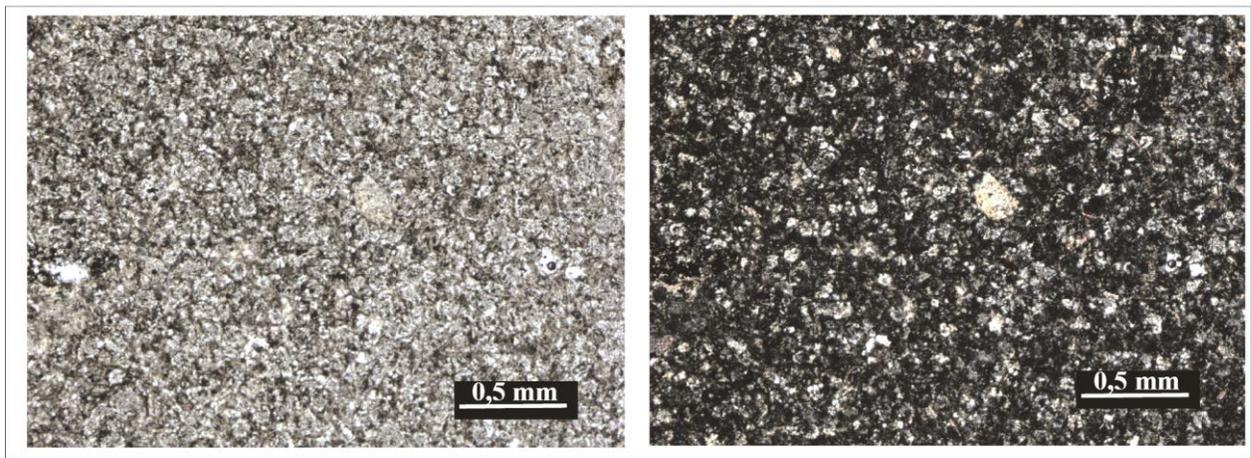
Edad. Esta unidad se dispone en continuidad lateral con las tobas de la sección superior de la Formación Quebrada Mala (Mpodozis y otros, 2011) expuestas en superficie (Figura 3.8) las cuales han sido atribuidas al Cretácico Superior producto de dataciones U-Pb que indican una edad de $69,7 \pm 1,2$ Ma en tobas verdes ubicadas en el panel inclinado del yacimiento Esperanza.

d. Unidad 7

Pórfido riolítico (Maastrichtiano).

La Unidad 7 (Figura 3.4 y 3.8) corresponde a un conjunto de rocas subvolcánicas ácidas (riolitas de grano fino) ubicado en el extremo sur del llano que forman parte de un lente limitado por fallas de 1,7 km de largo, por 0,6 km de ancho, orientado en dirección NE-SW. Estas rocas están en contacto hacia el oeste con volcarenitas del Paleoceno medio (Unidad 8) y al este por tobas riolíticas triásicas.

Las riolitas, de color pardo amarillento a blanco grisáceo, corresponden a rocas principalmente afaníticas que, al microscopio (Fotomicrografía 3.6), se caracterizan por presentar textura microcristalina, con escasos fenocristales de plagioclasa (~1 mm) levemente argilizados envueltos por una masa fundamental que incluye microlitos de feldespato potásico (¿sanidina?) y cuarzo criptocristalino. **Edad.** Estas riolitas, constituyen la prolongación septentrional de un cuerpo riolítico expuesto en superficie que es asignado, al Cretácico Superior (*ca.* 69 Ma) por Mpodozis y otros (2011).



Fotomicrografía 3.6 Sección delgada de la Unidad 6 (Riolita). A la izquierda se observa la imagen en nicols paralelos, y a la derecha, en nicols cruzados. Aumento 5 x 14. Muestra TYC-174/128-130. Riolita afanítica de textura microcristalina, con aspecto sucio producto de la alteración de los feldespatos a smectita.

3.2.2.3. Paleoceno

El Dominio Oriental incluye rocas estratificadas e intrusivas, con edades radiométricas del Paleoceno medio, y su distribución se presenta en la Figura 3.4 y 3.11. Estas incluyen una secuencia de volcarenitas andesíticas (Unidad 8) reconocida en el extremo sur del Llano de Caracoles, al sureste del yacimiento Encuentro.

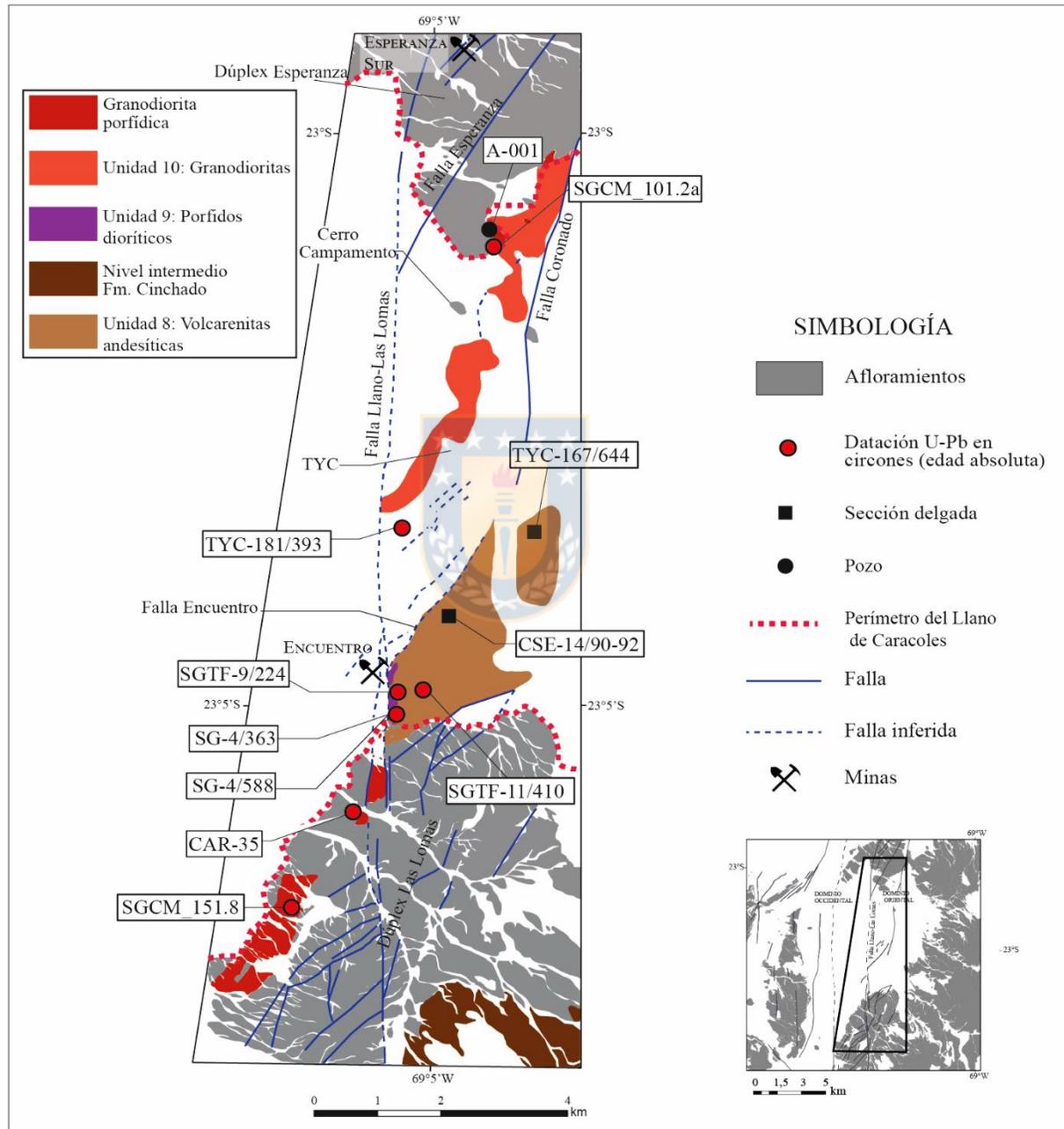


Figura 3.11 Distribución de las unidades Paleocenas en el Dominio Oriental. El mapa muestra a las unidades paleocenas en subsuperficie, y su relación con las rocas de similar edad que afloran en el contorno del llano. Se indica, además, la ubicación de las muestras descritas en el texto.

Dentro de este dominio se reconocieron además algunos pequeños stocks de pórfidos dioríticos (Unidad 9), que afloran inmediatamente al este de la Falla Llano-Las Lomas, al sureste del yacimiento Encuentro, donde intruyen a las lavas y rocas volcanosedimentarias de la Unidad 8, (Figura 3.11). Por último, una importante unidad intrusiva (Granodiorita Caracoles, Unidad 10) constituye un “mega dique” de rumbo NNE-SSW de 7 km de largo y de 0,3 a 0,8 km de ancho, que intruye a rocas volcánicas del Cretácico Superior y a calizas jurásicas en la zona central del Llano de Caracoles (Figura 3.11).

a. Unidad 8

Volcarenitas andesíticas y andesítico-basálticas escoriáceas (Paleoceno medio 60-58 Ma = Formación Cinchado).

La Unidad 8 está constituida por al menos 400 m de espesor de volcarenitas de composición andesítica (Fotografía 3.5) con intercalaciones de lavas dacíticas que se disponen, en subsuperficie, en la parte meridional del Llano de Caracoles, (Figura 3.11). Por el este se sitúan en forma discordante sobre las rocas sedimentarias jurásicas del Grupo Caracoles (Unidad 2) mientras que, hacia el oeste, está limitada por la Falla Llano-Las Lomas que la pone en contacto con tobas y volcarenitas andesíticas del Paleoceno inferior (Unidad 12). Por el norte la falla de rumbo NE-SW (Falla Encuentro) la ubica en contacto con rocas cretácicas de la Unidad 5.

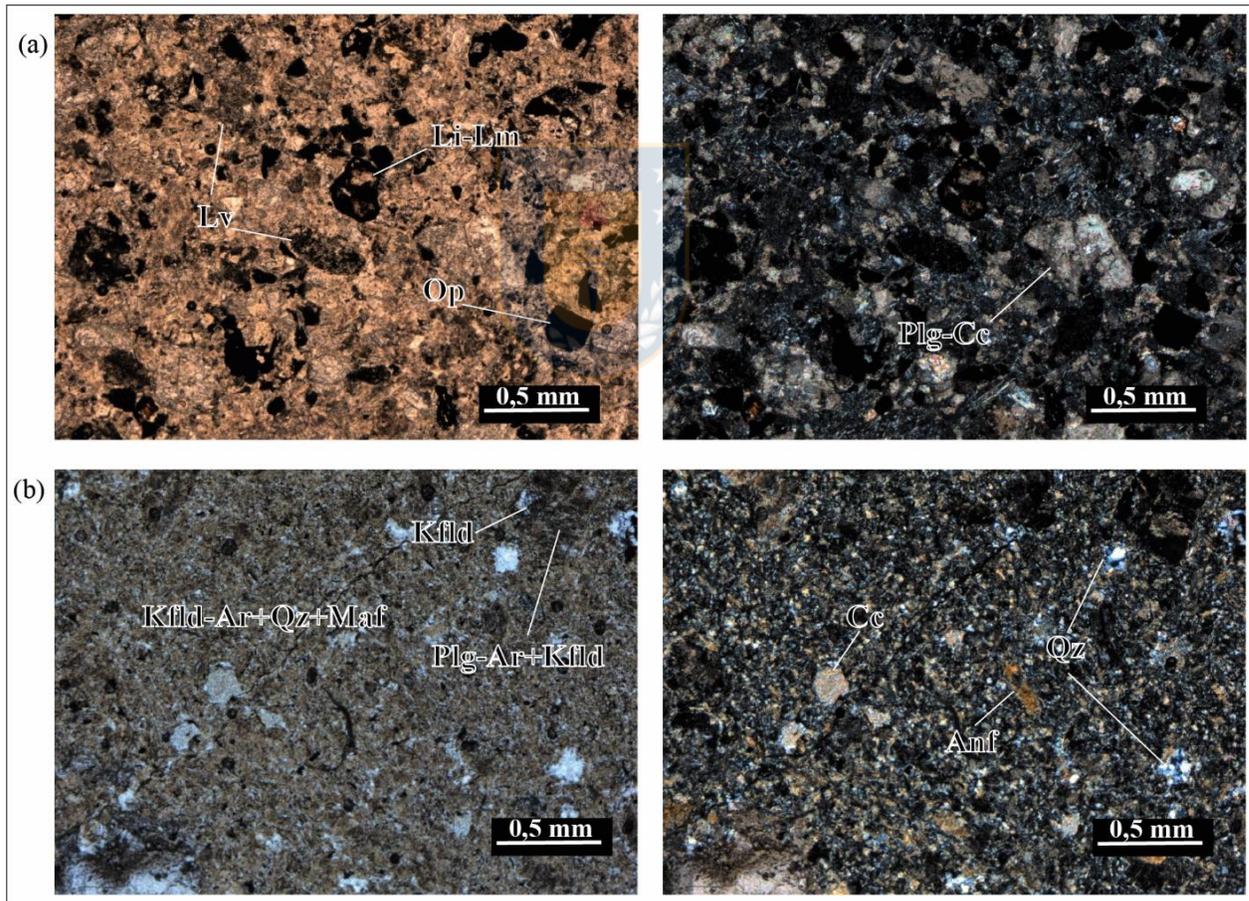
Tal como lo indica la Figura 3.4, en el yacimiento Encuentro la unidad está intruida por un conjunto de pórfidos diorítico-cuarcíferos (Unidad 9) y por un domo riódacítico del Eoceno medio-superior.



Fotografía 3.5 Fragmentos de *Cutting* pertenecientes a la Unidad 8. Sondaje CSE-14 88 a 94 m. Volcarenita parda rojiza, de textura fragmental rica en líticos oscuros y cristales alterados de plagioclasas.

Las volcarenitas (Fotografía 3.5), de grano fino a medio, matriz soportadas, de color gris con leve tono marrón, incluyen fragmentos líticos de composición andesítica a andesítica basáltica (1- 2 mm de diámetro), en parte escoriáceos. Los líticos basálticos presentan olivino alterado a iddingsita, plagioclasa alterada a calcita, piroxeno y vesículas rellenas por calcitas y zeolitas (Fotomicrografía 3.7a). Los líticos andesíticos presentan fenocristales de hornblenda y plagioclasas inmersas en una masa fundamental microcristalina, argilizada. La matriz se compone de arcillas, cuarzo y cemento silíceo.

Las dacitas, son rocas volcánicas de grano fino y textura porfídica a traquítica, con fenocristales pequeños (~0,8 mm) de plagioclasa y sanidina alterados a calcita y arcilla (Fotomicrografía 3.7b). Están dispuestos en una masa fundamental criptocristalina, argilizada, con microlitos de feldespatos.



Fotomicrografía 3.7 Rocas de la Unidad 8 en lámina delgada. A la izquierda, en nicoles paralelos, y a la derecha, nicoles cruzados. Aumento 5 x 14. (a). Muestra CSE-14/90-92. Volcarenita basáltica escoriácea con líticos volcánicos y otros indiferenciados alterados por limonitas. (b). Muestra TYC-167/644 dacita fina con cristales de plagioclasas alterados a arcillas y anfíbolas pequeñas. Lv = lítico volcánico; Li = líticos indiferenciados; Lm limonita; Plg = plagioclasa; Cc = calcita; Kfild = feldespato potásico; Ar = arcillas; Qz = cuarzo; Maf = máficos; Anf = anfíbola.

Edad y correlaciones. Aunque durante este trabajo no se realizaron dataciones radiométricas a esta unidad, durante estudios efectuados en el yacimiento Encuentro se obtuvo una edad U-Pb en circones de una toba andesítica proveniente del sondaje diamantino SGTF-11 a los 410 m de profundidad, que indicó una edad de $58,1 \pm 0,51$ Ma (Cornejo, 2016c), mientras que, en una brecha volcanosedimentaria del sondaje SG-4-A se obtuvo, a los 588 m de profundidad, una edad de $60 \pm 0,8/-1,1$ Ma (Tabla 3.2). Fuera de lo anterior, la Unidad 8, está intruida por pórfidos dioríticos (Unidad 9) datados en *ca.* 60 Ma (Cornejo, 2016c), lo que indica una edad mínima Paleoceno medio para esta unidad. Secuencias volcánicas de edad análoga (*ca.* 60-58 Ma), aunque no guardan continuidad lateral directa con la Unidad 8 se han reconocido, en superficie, al este del Dúplex de La Lomas donde forman parte de la Formación Cinchado (Marinovic y García, 1999; Mpodozis y otros, 2011; Figura 3.11), unidad que representa un evento volcánico de gran extensión en la zona sur del Distrito Centinela.

Tabla 3.2: Edades ^{238}U - ^{206}Pb de cristalización en circones pertenecientes a intrusivos de la Unidad 8¹.

Coordenada UTM	Pozo (profundidad)	Litología	Edad (Ma \pm 2 σ)	Referencia	Obs.
7.447.624 N 490.961 E	SG-4 (588 m)	Brecha andesítica volcanosedimentaria	$60,6 \pm 1,8$	Cornejo (2016c)	Edad de cristalización (Unidad 8)
7.447.510 N 491.300 E	SGTF-11 (410 m)	Toba andesítica fina alterada	$58,14 \pm 0,51$	Cornejo (2016c)	Edad de cristalización (Unidad 8)

¹Edades determinadas por los departamentos de geología de la Universidad Estatal de Washington, USA, y de la Universidad Nacional de Australia, Australia.

b. Unidad 9

Pórfido diorítico (Paleoceno medio *ca.* 60 Ma).

La Unidad 9 comprende un grupo de pequeños intrusivos reconocidos en sondajes al sur del yacimiento Encuentro, (Figura 3.11) donde intruyen a las rocas volcanosedimentarias de la Unidad 8 (58-60 Ma).

Corresponden a pórfidos dioríticos cuarcíferos (Fotografía 3.6), de color gris verdoso, y textura hipidiomórfica inequigranular con fenocristales alargados (1 a 3 mm) de plagioclasa (35%) con maclas polisintéticas alterados a smectitas, carbonatos y clorita.

Los cristales de plagioclasas forman, en algunos casos, glomerocristales con relictos de minerales máficos, que pueden corresponder a piroxeno y hojas tabulares de biotita que están reemplazados a clorita, rutilo y magnetita.

La fase intersticial es de textura microgranular, compuesta por cuarzo sacaroidal con extinción ondulosa y, en los intersticios más finos, feldespato potásico (0,2-0,3mm), clorita y minerales opacos (Cornejo, 2016a). En trabajos anteriores (*e.g.* Swaneck y otros, 2010; Lazcano y otros, 2014; Osorio, 2017) esta unidad ha sido descrita como granodioritas o pórfidos granodioríticos, sin embargo, los estudios petrográficos utilizados en este trabajo son consistentes con un pórfido diorítico cuarcífero.



Fotografía 3.6 Muestra típica de los pórfidos dioríticos paleocenos. Muestra SGTF-09/224 (recorte). Pórfido diorítico cuarcífero con plagioclasas frescas y minerales máficos alterados. Modificado de Cornejo 2016a.

En la Tabla 3.3 se indica la edad de estos pórfidos dioríticos indicada por dos dataciones U-Pb en circones de muestras provenientes de los pozos SG-4 y SGTF-9, que indicaron edades de *ca.* 60Ma. Estos intrusivos pueden relacionarse a otros cuerpos hipabisales reconocidos en el DMC, cuyas edades se encuentran entre los ~60 y los ~58 Ma (Paleoceno medio; Cornejo, 2016c).

Tabla 3.3: Edades ^{238}U - ^{206}Pb de cristalización en circones pertenecientes a intrusivos de la Unidad 9¹.

Coordenada UTM	Pozo (profundidad)	Litología	Edad (Ma $\pm 2\sigma$)	Referencia	Obs.
7.447.239 N 490.961 E	SG-4 (3638 m)	Pórfido diorítico	60 \pm 0,95	Cornejo (2016c)	Edad de cristalización (Unidad 9)
7.447.381 N 490.932 E	SGTF-09 (224 m)	Pórfido diorítico cuarcífero	60,1 \pm 1,4	Cornejo (2016a)	Edad de cristalización (Unidad 9)

¹Edades determinadas por el Departamento de Geología de la Universidad Estatal de Washington, USA.

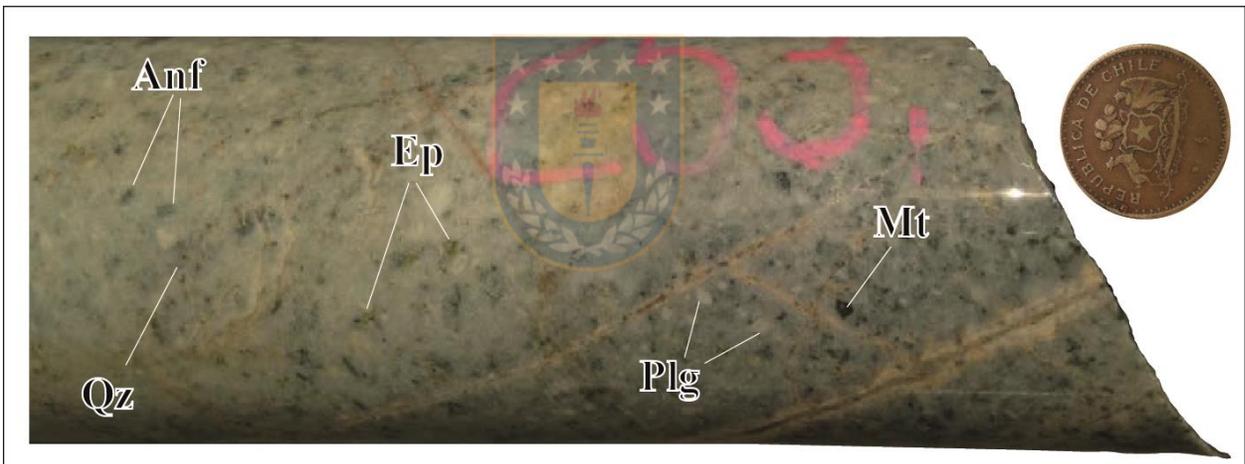
c. Unidad 10

Granodiorita de anfíbola (Paleoceno superior, ca. 58-57 Ma).

Este “mega dique” granodiorítico corresponde a una de las unidades más importantes reconocidas en la subsuperficie del Llano de Caracoles. Consiste en una franja orientada en dirección NNE-SSW que cruza la zona central del llano, y alcanza los 7 km de longitud y hasta 0,8 km de ancho (Figura 3.11). La unidad se prolonga en afloramientos expuestos al norte y sur del Llano de Caracoles que, en conjunto, se extienden por 15 km de largo (Figura 3.11).

En la zona norte del llano, la granodiorita intruye a rocas volcánicas triásicas y sedimentarias jurásicas (Unidades 1, 2 y 3) mientras que, en la zona central del Llano de Caracoles, esta corta a rocas volcánicas del Cretácico Superior (Unidad 5, Figura 3.4).

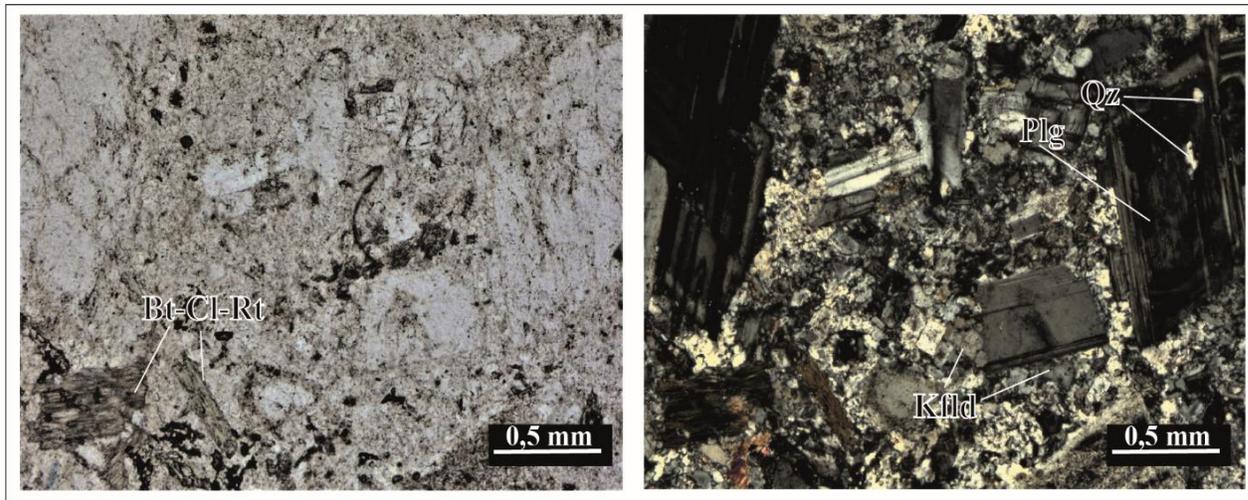
Desde el punto de vista petrográfico (Fotografía 3.7), el intrusivo corresponden en una granodiorita de color blanco rosáceo a pardo amarillento con textura fanerítica donde se observa abundante feldespatos potásico argilizado y algunos enclaves pequeños.



Fotografía 3.7 Roca típica de la unidad 10. Sondaje A-001, 253 m. Granodiorita porfídica de hornblenda, con fenocristales de plagioclasas y anfíbolas con agregados de epidota, cuarzo y minerales opacos (magnetita). Anf = anfíbola; Qz = cuarzo; Ep = epidota; Plg = plagioclasa; Mt = magnetita.

Al microscopio (Fotomicrografía 3.8) presentan textura hipidiomórfica inequigranular, levemente porfídica, que presenta fenocristales de plagioclasa zonados con alteración a smectitas y escasa sericita. Además de los fenocristales se encuentran algunos minerales máficos como cristales tabulares de biotita y hornblenda con alteración a clorita y rutilo a lo largo de su clivaje.

Las fases intersticiales están ocupadas por cristales plagioclasas de menor tamaño en contacto con cuarzo anhedral con ortoclasa y minerales máficos alterados sobre un fondo microgranular alterado a smectitas.



Fotomicrografía 3.8 Roca típica de la Unidad 10 en lámina delgada. A la izquierda nicoles paralelos, derecha, nicoles cruzados. Aumento 5 x 14. Muestra A-001/255. Granodiorita porfídica con fenocristales de plagioclasa con texturas cribadas, rasgos de zonación, y máficos como biotitas alteradas a clorita y rutilo a lo largo de su clivaje. Las fases intersticiales poseen feldespato potásico.

La Granodiorita Caracoles intruye a las lavas y volcarenitas cretácicas de la Unidad 5. Su edad absoluta (Tabla 3.4), fue determinada en las campañas de exploración de AMSA, en las que se realizó una datación radiométrica U-Pb en circones (SHRIMP; granodiorita del pozo TYC-181 a 393 m de profundidad) que indicó una edad de $57,3 \pm 1,1$ Ma (Paleoceno superior, Mpodozis y otros, 2011; Münchmeyer y Cornejo, 2012).

En los intrusivos de similar edad y relaciones de contacto reconocidos en superficie, se han obtenido, varias edades U-Pb entre $57,8 \pm 1,4$ Ma y $58,5 +2,1/-1,0$ Ma (“granodioritas paleocenas”, Mpodozis y otros, 2011).

Tabla 3.4: Edades ^{238}U - ^{206}Pb de cristalización en circones pertenecientes a las Granodioritas Caracoles (Unidad 10)¹.

Coordenada UTM	Muestra	Litología	Edad (Ma $\pm 2\sigma$)	Referencia	Ubicación
7.454.692 N 493.289 E	Muestra superficie SGCM_101.2a	Granodiorita porfídica fina	$58,3 \pm 1,4$	Mpodozis y otros (2011)	Al este de Telégrafo
7.450.056 N 490.320 E	Sondaje TYC-181 (393 m)	Granodiorita porfídica	$57,3 \pm 1,1$	Münchmeyer y Cornejo (2012)	Llano de Caracoles
7.446.952 N 490.651 E	Muestra superficie SGCM_151.8	Tonalita grano medio, inequigranular	$58,5 \pm 2,6$	Mpodozis y otros (2011)	Al norte del Dúplex Las Lomas
7.445.423 N 489.974 E	Muestra superficie CAR-35	Granodiorita de anfíbola y biotita	$57,8 \pm 1,4$	Mpodozis y otros (2011)	Al norte del Dúplex Las Lomas

¹Edades determinadas por el Departamento de Geología de la Universidad Estatal de Washington, Washington, USA y en el Departamento de Ciencias de la Tierra de la Universidad de Tasmania, TAS, Australia.

3.2.2.4. Síntesis de la estratigrafía del Dominio Oriental

La Figura 3.12 es una columna estratigráfica generalizada del Dominio Oriental, al este de la Falla Llano-Las Lomas, y muestra un resumen de las unidades reconocidas en este trabajo.

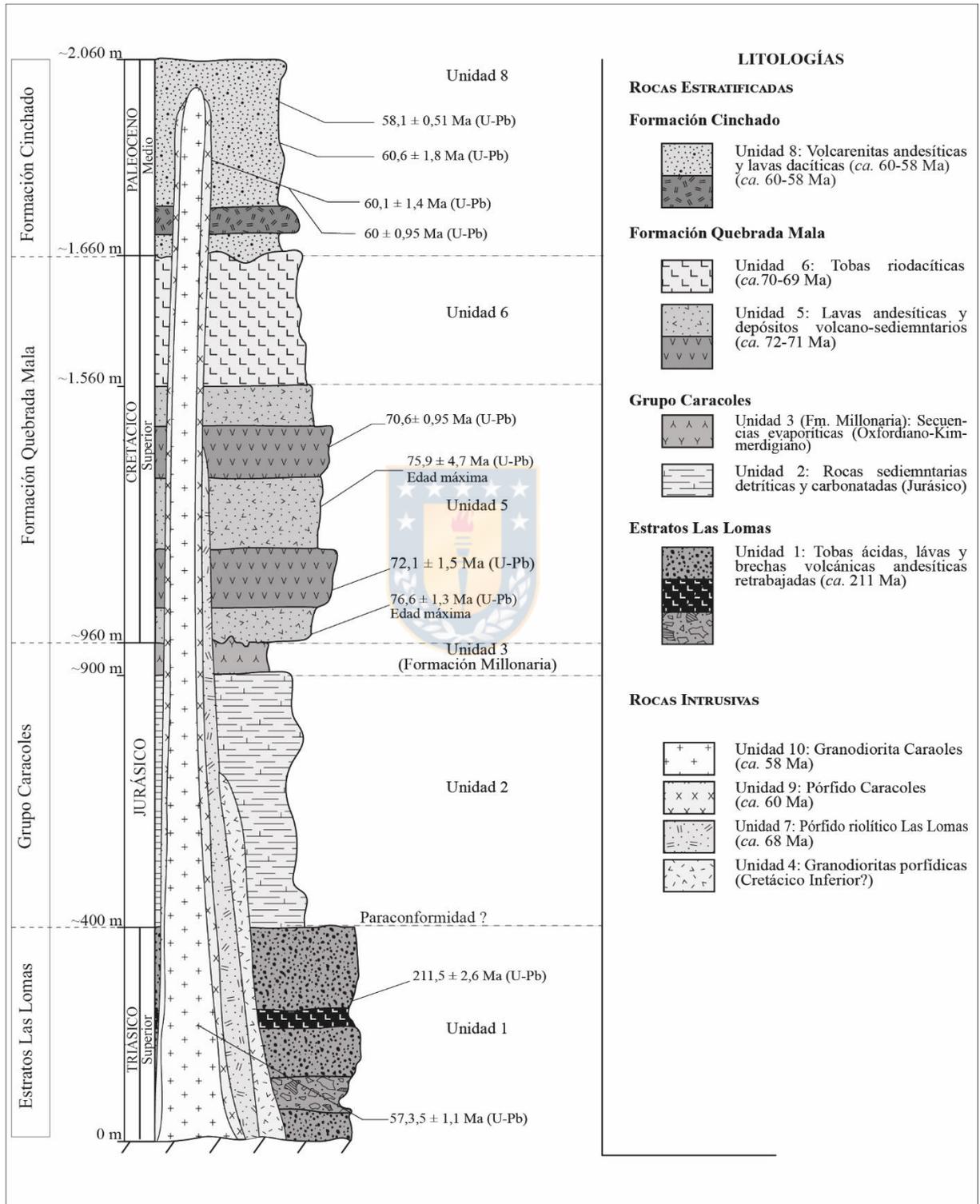


Figura 3.12 Columna estratigráfica esquemática del Dominio Oriental.

La unidad más antigua reconocida en esa zona corresponde a una secuencia de *ca.* 400 m de espesor compuesta por tobas ácidas, lavas y brechas volcánicas andesíticas retrabajadas (Unidad 1; U-Pb *ca.* 211 Ma), que se asignan a los Estratos Las Lomas (Triásico Superior; Mpodozis y otros, 2011). Estas afloran, tanto en el margen septentrional como en el meridional del Llano de Caracoles, y, en subsuperficie, constituyen la zona axial del Anticlinal Coronado. Sobre esta se disponen, concordantemente, las secuencias de rocas sedimentarias detríticas y carbonatadas (Unidad 2, *ca.* 500 m), evaporíticas, (20 a 100 m, Unidad 3), que se pueden atribuir al Grupo Caracoles del Jurásico (Harrington, 1961; García, 1967; Marinovic y García, 1999). Estas corresponden a las unidades con mayor extensión en el Dominio Oriental donde forman parte de ambos flancos del Anticlinal Coronado (Unidad 2 y Unidad 3).

Niveles estratigráficamente más altos ocurren bajo la zona central del llano donde se registran *ca.* 600 m de lavas y depósitos volcanosedimentarios de composición andesíticas a andesítico basálticas del Maastrichtiano (Unidad 5, U-Pb *ca.* 72-71 Ma) y tobas riódacíticas (Unidad 6) apoyadas sobre o en contacto por falla con las rocas sedimentarias jurásicas. Ambas unidades serían estratigráficamente equivalentes con las secuencias que, en superficie, se atribuyen a la Formación Quebrada Mala (Marinovic y García, 1999, Mpodozis y otros, 2011). En la parte meridional del dominio, dispuestas en forma discordante sobre las unidades cretácicas y jurásicas, se ubica la secuencia volcarenitas andesíticas y, en menor grado, dacitas (*ca.* 400 m) de la Unidad 8 que han sido datadas (U-Pb entre 60 y 58 Ma) y constituyen la unidad de rocas estratificadas más jóvenes reconocidas en el Dominio Oriental. En la zona este del dominio se reconoce una unidad intrusiva tabular, de 400 m de espesor (Unidad 4) formada por granodioritas porfídicas del Cretácico Inferior, que intruye a rocas triásicas (Unidad 1) y jurásicas (Unidad 2) del Anticlinal Coronado, y que serían equivalentes, en parte, a las descritas por Mpodozis y otros (2011) en el borde oriental del DMC. Por otro lado, el límite sur del llano, se encuentra un cuerpo lenticular limitado por fallas (Unidad 7) que corresponde al extremo septentrional de un *sill* riolítico del Cretácico Superior (*ca.* 68 Ma; Mpodozis y otros, 2011) expuestos en superficie. Al sureste del yacimiento Encuentro, las rocas volcanosedimentarias de la Unidad 8 están intruidas por un filón compuesto por pórfidos diorítico-cuarcíferos (Unidad 9, *ca.* 60 Ma).

La unidad intrusiva más relevante dentro del ámbito del llano corresponde, finalmente, a un “mega dique” (Granodiorita Caracoles; Unidad 10, *ca.* 58-57 Ma), elongado en dirección NNE-SSW de 7 km de largo en subsuperficie que se prolonga en afloramientos expuestos al norte y sur del llano.

3.2.3. Dominio Occidental

El Dominio Occidental (Figura 3.13), ubicado al oeste de la Falla Llano-Las Lomas, incluye tres unidades de rocas estratificadas principales dispuestas en forma submeridiana que comprenden tobas y volcarenitas andesíticas del Cretácico Superior (Unidad 12), y lavas andesítico-basálticas del Eoceno (Unidad 13).

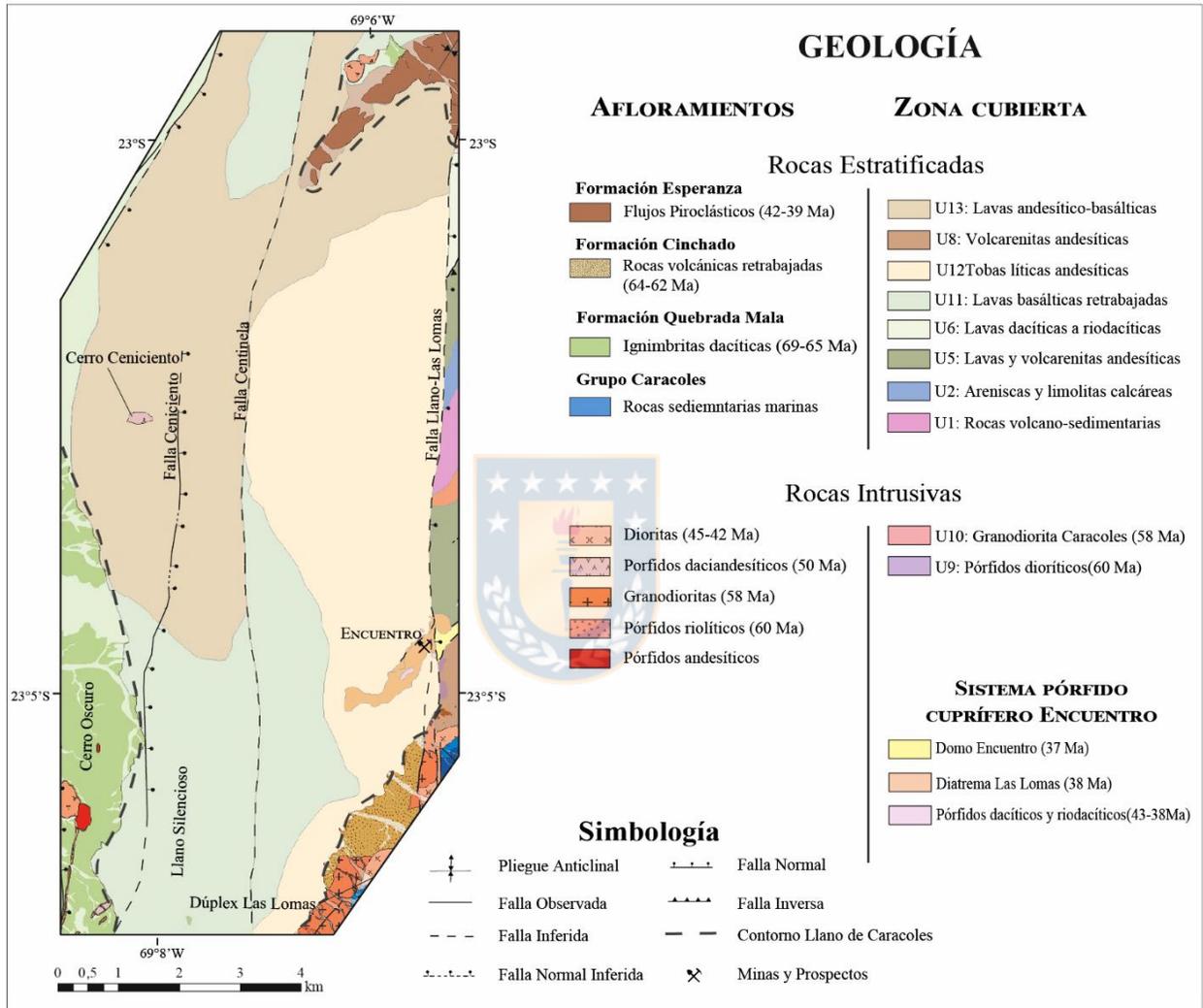


Figura 3.13 Principales unidades litológicas y estructuras del Dominio Occidental en el Llano de Caracoles y los afloramientos que lo circundan. A la derecha, la leyenda se divide entre las unidades cubiertas, descritas en este trabajo, y las aflorantes (modificada de Mpodozis y otros, 2011).

3.2.3.1. Cretácico Superior

En el Dominio Occidental (Figura 3.14) a diferencia de lo que ocurre en el Dominio Oriental (Figura 3.8), el registro de rocas atribuidas al Cretácico Superior está limitado a una sola unidad, reconocida en el sector más occidental del dominio, la cual se puede comparar con los niveles más jóvenes atribuibles a la Formación Quebrada Mala. Sin embargo, en las inmediaciones del

yacimiento Encuentro, en los sondajes se han obtenido edades similares a los niveles más antiguos de la unidad cretácica.

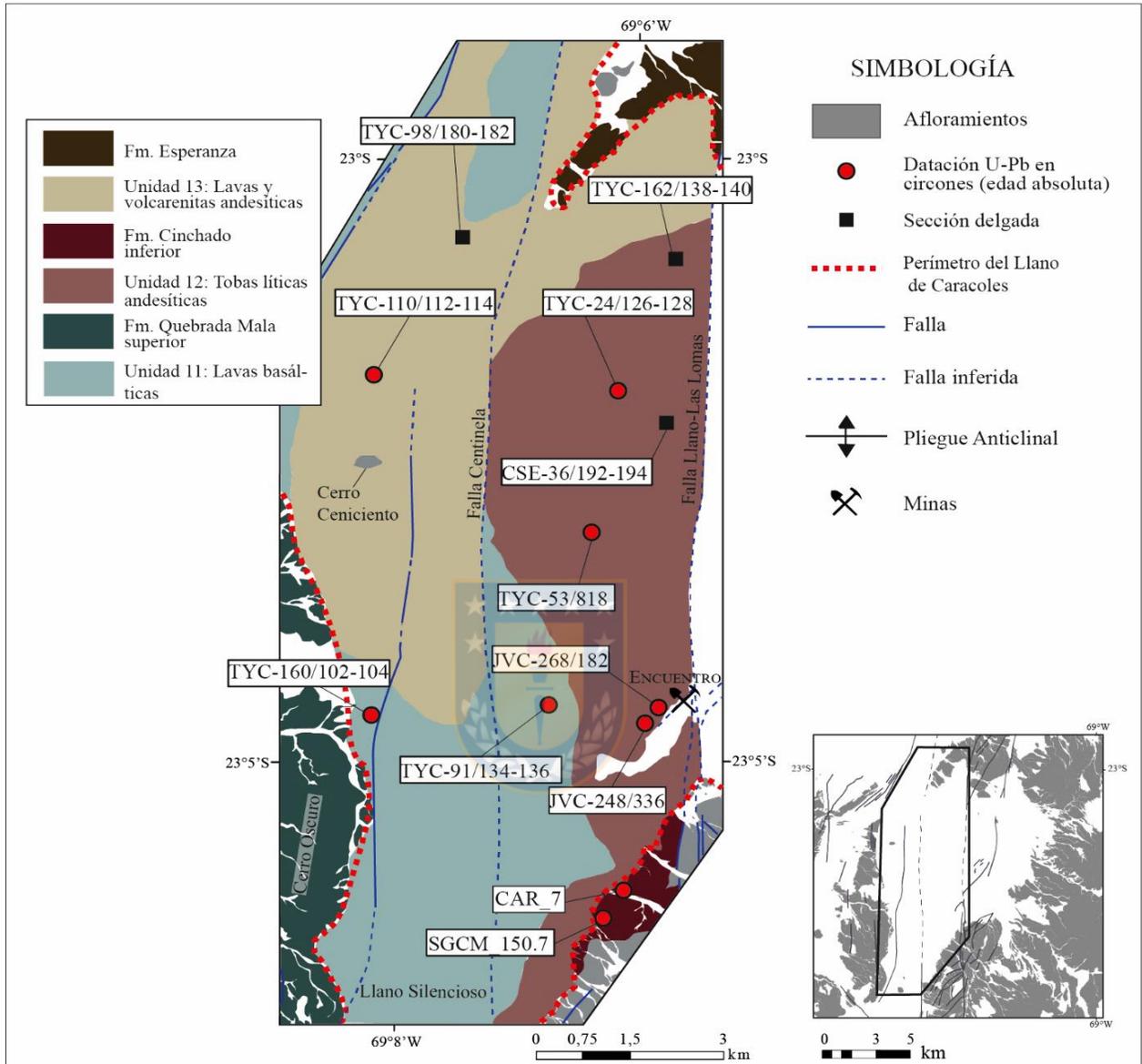


Figura 3.14 Mapa esquemático de la distribución de las unidades en el Dominio Occidental. El mapa muestra las unidades dispuestas en subsuperficie, y su relación con los afloramientos de roca con los cuales guardan continuidad lateral. Se indica, además, la ubicación de las muestras de pozos descritos en el texto.

a. Unidad 11

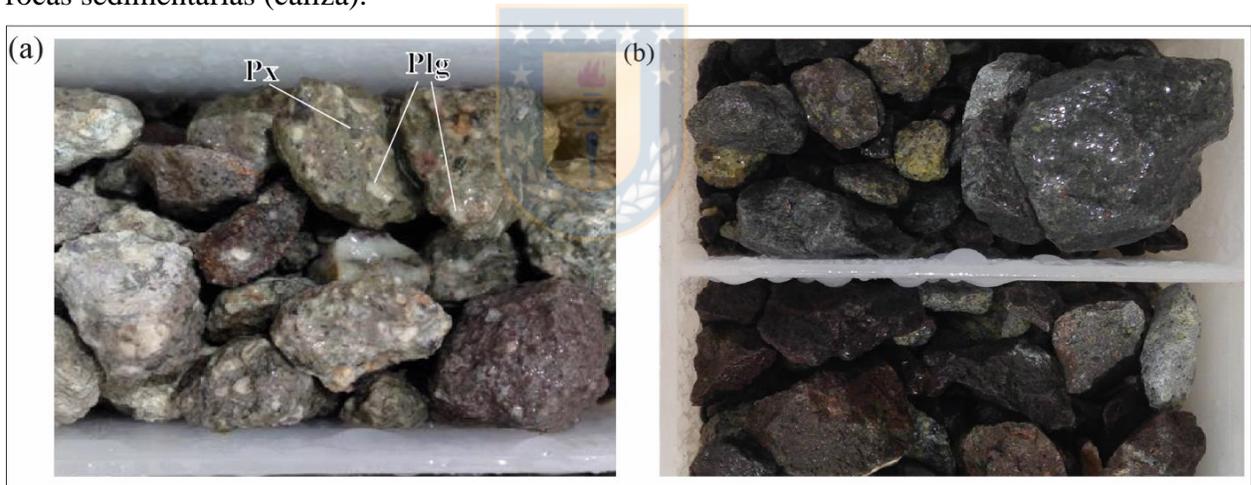
Lavas basálticas y rocas volcanosedimentarias (Maastrichtiano superior, ca. 69-65 Ma = Formación Quebrada Mala).

La Unidad 11 consiste en una secuencia de lavas y rocas volcano-sedimentarios que alcanza un espesor de al menos 370 m y se distribuye bajo la cubierta de gravas en la zona del Llano Silencioso, en el extremo suroccidental del área estudiada (Figuras 3.13 y 3.14). Su base no ha sido

reconocida en los sondajes, sin embargo, hacia el norte, al este del Cerro Ceniciento (Figura 3.14) esta unidad se encuentra cubierta en discordancia, o bien en contacto por falla, por tobas líticas andesíticas y rocas volcanosedimentarias de la Unidad 12 (Paleoceno inferior, ver más adelante). Entre las rocas que representan a esta secuencia, dominan las lavas basálticas y volcarenitas andesíticas.

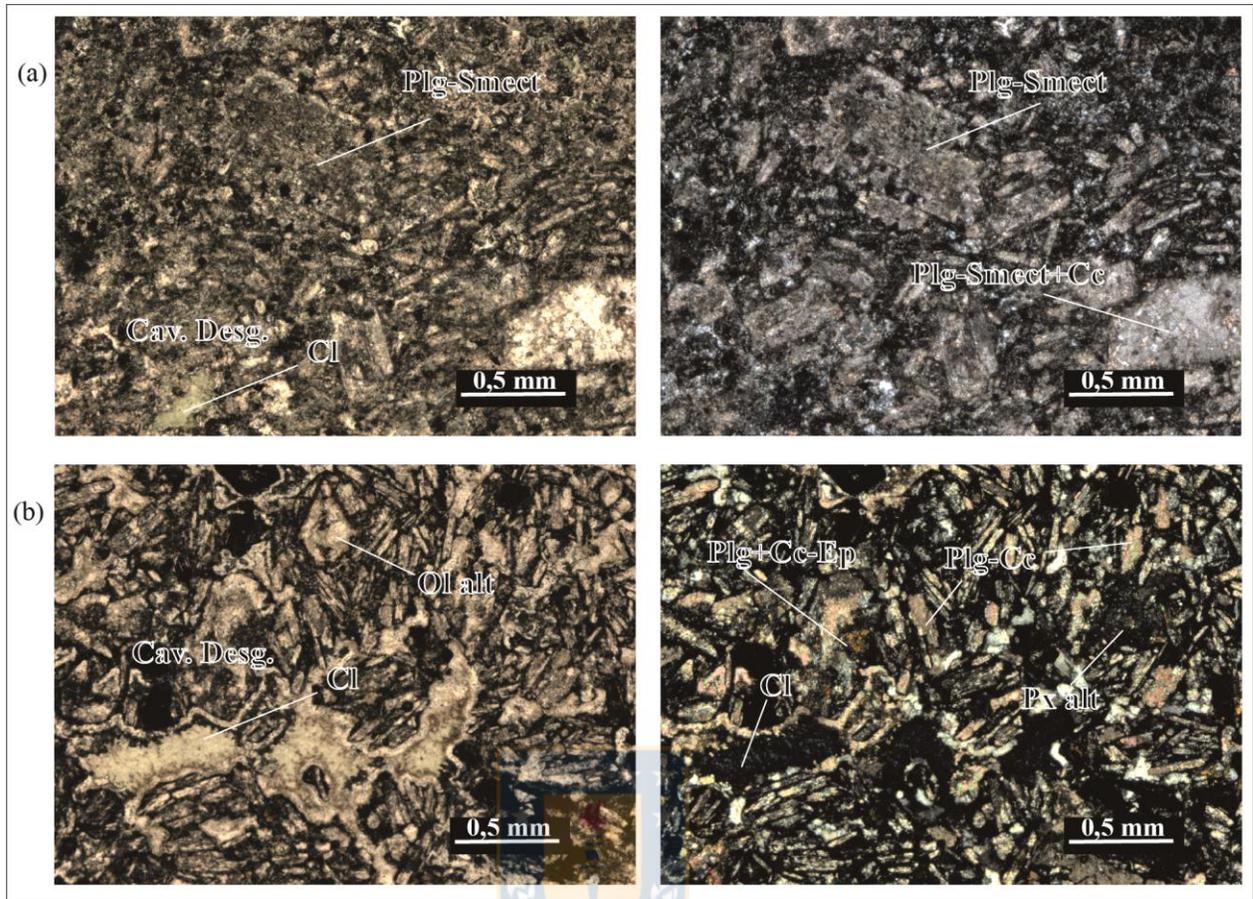
Las volcarenitas andesíticas (Fotografía 3.8a), son rocas de color gris verdoso a gris oscuro, de origen epiclástico, que al microscopio muestran líticos (0,5 a 8 mm) de andesitas de piroxeno, de andesitas-basálticas con fragmentos escoriáceos y tobas de similar composición. La matriz está constituida por cristales monominerales de plagioclasa (~1 mm) levemente argilizados, líticos alterados a arcilla y calcita, fragmentos de cristales de olivino alterados y vidrio fuertemente desvitrificado (Fotomicrografía 3.9a).

En algunos sondajes se observan niveles conglomerádicos de composición esencialmente volcanogénica que incluyen clastos andesíticos, andesítico-basálticos traquíticos, y fragmentos de rocas sedimentarias (caliza).



Fotografía 3.8 Testigos de sondajes de las principales litologías de la Unidad 11. (a). Pozo TYC-91, 134-136 m. Volcarenita andesítica de color gris verdoso, compuesta por líticos andesíticos y cristales de plagioclasa y piroxenos. (b). Pozo TYC-160, 102-104 m. Lava basáltica de color gris oscuro con alteración a epidota. Px = piroxenos; Plg = plagioclasas.

Las lavas basálticas (Fotografía 3.8b), tienen color gris oscuro verdoso y, al microscopio, presentan texturas traquíticas con fenocristales de plagioclasa (~ 1-2 mm) alterados a arcillas, calcita y epidota; cristales ovalados de olivino (< 1 mm) alterados a iddingsita y piroxeno remplazados a anfíbola actinolítica (Fotomicrografía 3.9b). Su masa fundamental, con vesículas rellenas de clorita, calcita y zeolitas está constituida por microlitos de plagioclasa y minerales opacos junto en una matriz originalmente vítrea.



Fotomicrografía 3.9 Rocas de la Unidad 11 en lámina delgada. A la izquierda en nicoles paralelos, y a la derecha, en nicoles cruzados. Aumento 5 x 14. (a) Muestra TYC-91/134-136. Volcarenita andesítica, de aspecto sucio, compuesta por fragmentos de andesitas con plagioclasa alteradas a smectita y calcita. (b). Muestra TYC-160/102-104. Basalto de olivino compuesto por numerosos cristales afieltrados de plagioclasa con olivinos y cavidades de desgasificación rellenas de clorita. Plg = plagioclasa; Cl = clorita; Smect = smectita; Cc = calcita; Px = piroxeno; Ep = epidota; Ol = olivino.

Geocronología. En dos muestras provenientes de esta unidad se efectuaron dataciones U-Pb en circones. Una de estas corresponde a una volcarenita andesítica proveniente del pozo de aire reverso TYC-91 a 134 m de profundidad ubicado a 2 km al este del yacimiento Encuentro (Figura 3.14). La mayoría de los 47 circones analizados, como se observa en la Figura 3.15a, se ubica sobre la línea de la concordia y más del 70 % ($n=33$) forma parte de un grupo muy bien definido cercano a los ~69 Ma, encontrándose dos máximos secundarios (circones heredados) de ~210 Ma ($n=2$) y ~310 Ma ($n=12$). Al considerar el pico (*peak*) de circones más joven que se ubican sobre la línea de concordia, utilizando el algoritmo *Tuffzirc Age*, se obtiene una edad media ponderada, para el grupo principal de circones de $68,7 \pm 1,2/-2,2$ Ma (Figura 3.15a). La segunda datación corresponde a una muestra de basaltos de olivino recolectada a 92 m de profundidad en el sondaje de aire reverso

TYC-160, ubicado a 4 kilómetros al sur del Cerro Ceniciento (Figura 3.14).

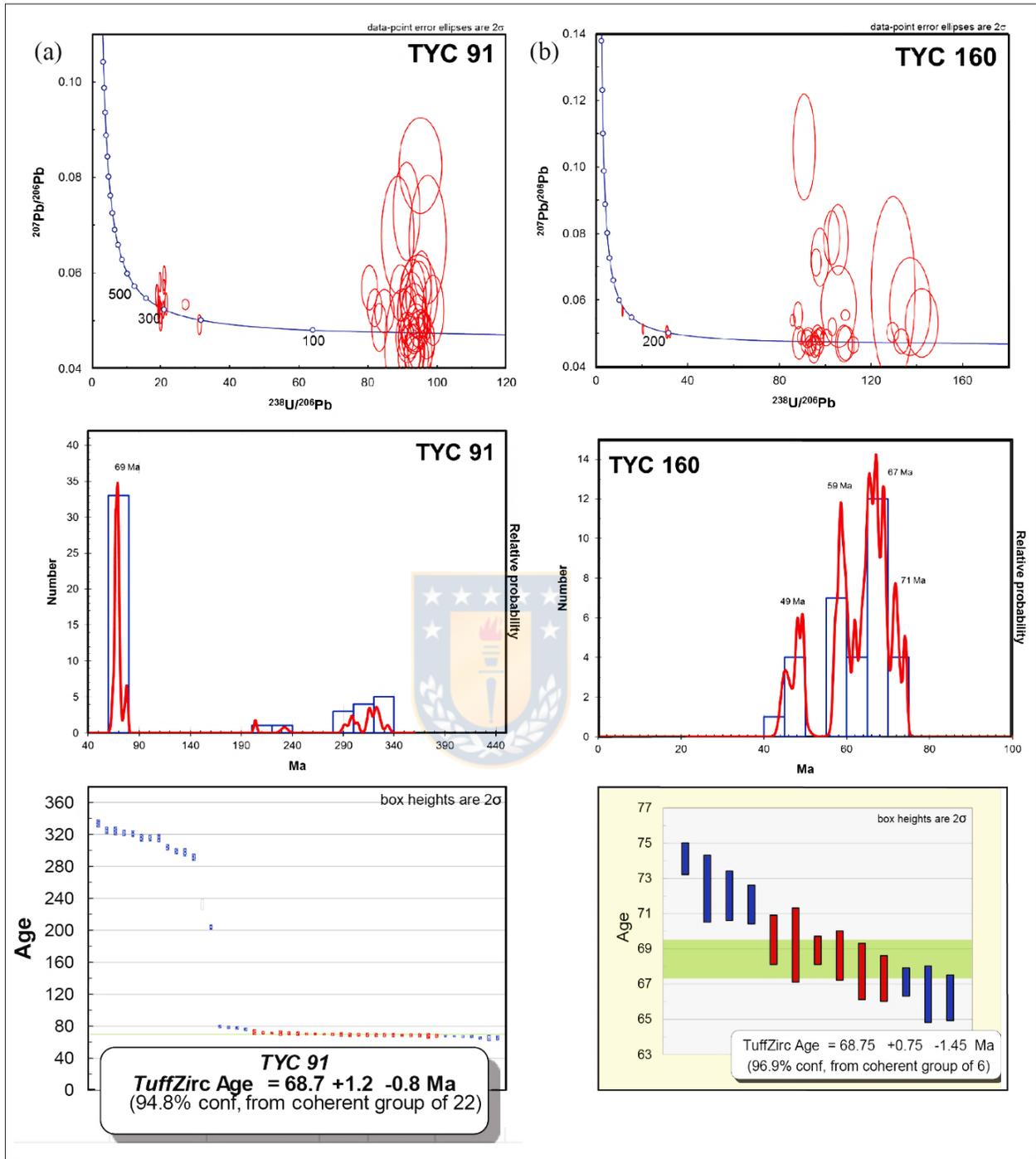


Figura 3.15 Dataciones U-Pb en circones de la Unidad 11. En cada columna se incluye el diagrama de concordia de Tera-Wasserburg, el gráfico de distribución de probabilidades y el gráfico de edad media ponderada formulado a partir del algoritmo *Tuffzirc Age Extractor*. A la izquierda (a), los análisis corresponden a una volcarenita andesítica (muestra TYC-91/134-136), mientras que, a la derecha (b), a un basalto de olivino (muestra TYC-160/102-104).

En el diagrama Tera-Wasserburg (Figura 3.15b), 50% de los 32 circones analizados, se disponen

sobre la línea de la concordia mientras que en el diagrama de probabilidad relativa el 37 % (n=12) de los granos se agrupa en torno a los ~67 Ma, aunque también se encontraron circones más jóvenes con edades cercanas a los ~49 Ma (n=4), y ~59 Ma (n=7 granos) y ~71 Ma (n=4). Estas edades paleocenas y eocenas no tienen probablemente significado geológico ya que rocas de esa edad no han podido ser identificadas en superficie o en sondajes en esa zona del distrito y podrían ser el producto de contaminación de la muestra con astillas o fragmentos de roca (*chips*) más jóvenes provenientes de las gravas de cobertura durante el proceso de operación del pozo, como también pérdida de plomo. Al considerar el pico (*peak*) de circones más abundante se obtiene una edad *Tuffzirc Age*, de $68,75 \pm 0,75/-1,45$ Ma (Figura 3.15b), cercanos a los *ca.* 68 Ma obtenidos en tobas del pozo TYC-53 (Figura 3.14).

Edad y Correlaciones. Considerando la naturaleza volcánogénica de las muestras analizadas las edades U-Pb (*ca.* 68-69 Ma) obtenidas en la Unidad 11, se pueden considerar a un evento volcánico activo durante la acumulación de la unidad durante el Maastrichtiano más tardío, cerca del límite Cretácico-Terciario. Al oeste del Llano de Caracoles esta unidad se prolonga en superficie, con las rocas expuestas en la zona Cerro Oscuro (Figura 3.14) donde aflora una secuencia de lavas basálticas que incluye algunas intercalaciones de tobas, no observadas en los sondajes. En estas secuencias, Mpodozis y otros (2011) obtuvieron edades U-Pb, ligeramente más jóvenes de 66 a 65 Ma. Tanto estas rocas (“Secuencia de Cerro Oscuro”) como la Unidad 11, parecen formar parte de una misma unidad, que, a nivel regional dentro del Distrito Centinela constituye los niveles más altos de la Formación Quebrada Mala reconocidos en el distrito (Mpodozis y otros, 2011).

3.2.3.2. *Paleoceno*

a. *Unidad 12*

Tobas líticas andesíticas y rocas volcanosedimentarias (Paleoceno inferior, 64-63 Ma = Formación Cinchado).

Esta unidad está conformada por rocas piroclásticas y volcanosedimentarias (Fotografía 3.9) que, en subsuperficie, se distribuyen en la zona este del Dominio Occidental donde forman una faja de dirección NS de 8 a 9 km de largo por 1 a 3 km de ancho (Figura 3.13). Está formada por una secuencia discordante, al oeste, sobre las lavas basálticas del Maastrichtiano superior (Unidad 11) y limitada, al este, por la traza de la Falla Llano-Las Lomas. La base de esta unidad se ha reconocido en algunos sondajes efectuados al oeste del yacimiento Encuentro (JVC-88). En la zona norte del Llano de Caracoles, está cubierta, en discordancia, por rocas sedimentarias y piroclásticas del

Eoceno (Unidad 13), con la que también está en contacto, hacia el oeste a través de la Falla Centinela (Figura 3.14). La Unidad 12 está constituida principalmente por una secuencia de al menos 400 m de tobas y lavas de composición principalmente andesítica y niveles volcano-sedimentarios (Fotografía 3.9).

Las rocas volcanosedimentarias, las más abundantes en esta unidad, corresponden a volcarenitas y brechas de color pardo rojizo (Fotografía 3.9), compuestas, principalmente, por líticos andesíticos, andesítico-basálticos, dacíticos y riódacíticos. En algunos tramos de los sondajes las volcarenitas incluyen clastos basálticos, escoriáceos, que al microscopio presentan textura porfídica seriada, vesicular y traquítica, con olivino oxidado, y plagioclasa y piroxeno frescos en una masa fundamental de vidrio y zeolitas (Fotomicrografía 3.10a).

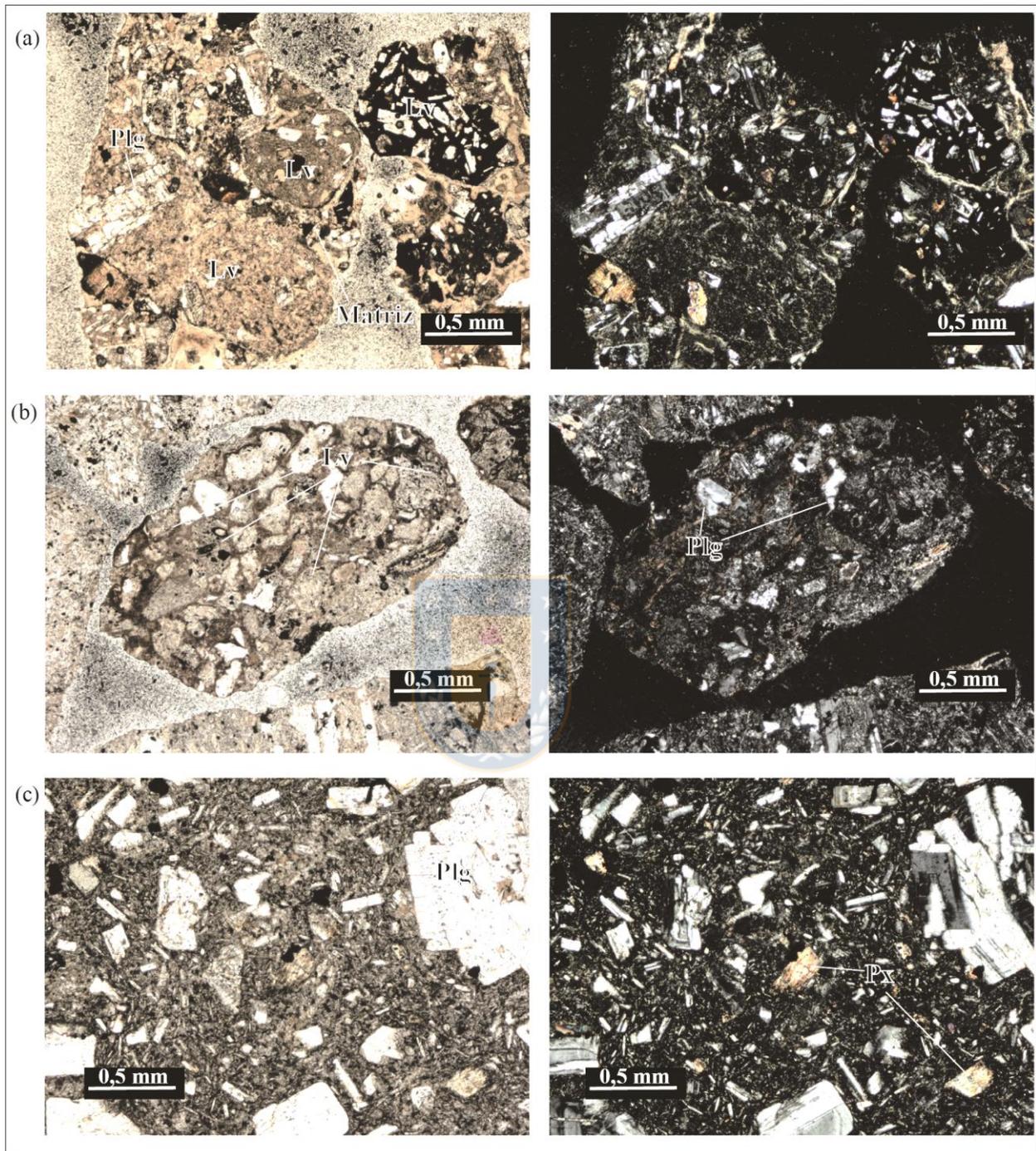


Fotografía 3.9 Muestra de *cutting* típica de la Unidad 12. El casillero de la caja de *cutting* mide 5 x 2,5 cm. Pozo TYC-24/124-128. Brechas andesíticas color pardo rojizo.

Las brechas son de fábrica clasto-soportada y de mala selección (Fotomicrografía 3.10b). Abundan en la zona norte del Llano de Caracoles y están compuestas por fragmentos líticos de lavas y tobas andesíticas y fragmentos volcano-sedimentarios menores. La matriz (20%) arcillosa, incluye zeolitas y fragmentos líticos alterados por limonitas.

Las tobas andesíticas de color pardo grisáceo a gris presentan, bajo el microscopio, textura fragmental, con líticos (0,4 a 8 mm) que comprenden andesitas de piroxeno y, en menor cantidad, andesitas basálticas moderadamente alteradas a arcilla actinolita, clorita, calcita y epidota. La matriz está formada por fragmentos cristalinos de plagioclasa y piroxeno, vidrio desvitrificado,

levemente soldado, y cúmulos de clorita y arcilla.



Fotomicrografía 3.10 Rocas de la Unidad 12 en lámina delgada. A la izquierda se observa la imagen en nicoles paralelos, y a la derecha, en nicoles cruzados. Aumento 5 x 14. (a) Muestra CSE-36/192-194. Volcarenita escoriácea con fragmentos líticos andesíticos de hornblenda y basaltos escoriáceos de olivino. (b). Muestra TYC-24/126-128. Brecha volcánica con granos líticos andesíticos, alterados a arcillas y limonitas envueltas en una matriz de zeolitas, arcillas y limonitas. (c). Muestra TYC-162/138-140. Andesita basáltica de dos piroxenos con fenocristales de plagioclasa, cristales de clinopiroxeno (Cpx) frescos y ortopiroxeno (Opx) alterados a filosilicatos. Lv = lítico volcánico; Px = piroxeno; Plg = plagioclasa.

Las lavas andesítico-basálticas (Fotomicrografía 3.10c), corresponden a rocas de dos piroxenos y color pardo rojizo, de textura fluidal con fenocristales de plagioclasa, clinopiroxeno fresco y ortopiroxeno alterado a arcillas esmectíticas y micas blancas. Localmente presentan cristales idiomorfos de olivino, remplazados por iddingsita. Su masa fundamental es traquítica compuesta por microlitos suborientados de plagioclasa, máficos indiferenciados y minerales opacos.

Geocronología. Durante este trabajo, se efectuó una datación U-Pb (Figura 3.16) en una brecha andesítica proveniente del sondaje TYC-24 (tramo de sondaje recolectado de 126 m de profundidad) ubicado en sector noreste del Dominio Occidental (Figura 3.14).

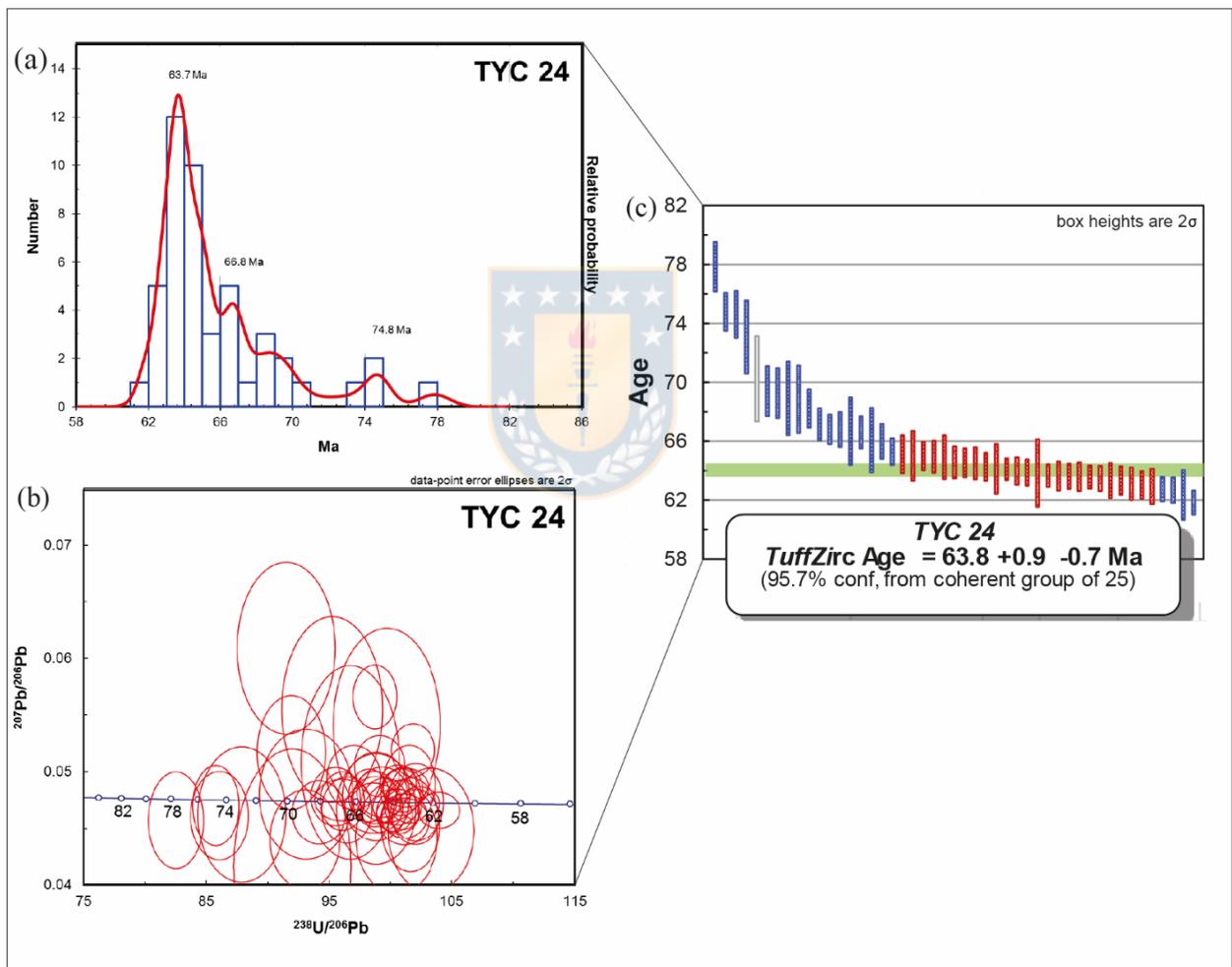


Figura 3.16 Unidad 12, datación U-Pb en circones de la muestra TYC-24/126-128. (a) Gráfico de distribución de densidad de probabilidades de la edad de granos individuales de circones. (b) Diagrama de concordia de Tera-Wasserburg. (c) Gráfico de la edad media ponderada formulado a partir del algoritmo *TuffZirc Age Extractor*.

De los 46 circones analizados (Figura 3.16a) la población principal (n=28 granos) se agrupa en torno a un máximo (peak) de ~63,7 Ma (Paleoceno inferior) con dos picos secundarios de ~66,8

Ma (n=15 granos) y ~74, 8 Ma (n=3), la mayoría se ubica sobre la línea de concordia en el diagrama de Tera-Wasserburg (Figura 3.16b). Considerando el pico más joven que se encuentran sobre la concordia, la edad calculada para esta muestra (Figura 3.16c), fue de 63,8 +0,9/-0,7 Ma. Edades similares fueron obtenidas en esta unidad (Tabla 3.5), en las cercanías del yacimiento Encuentro por Mpodozis y otros (2011).

Tabla 3.5: Edades ^{238}U - ^{206}Pb de cristalización en circones pertenecientes a las rocas de la Unidad 12¹.

Coordenada UTM	Muestra	Litología	Edad (Ma $\pm 2\sigma$)	Referencia	Ubicación
7.445.154 N 489.137 E	Muestra superficie SGCM_150.7	Toba lítica andesítica	63,3 \pm 1,15	Mpodozis y otros (2011)	Al oeste del Dúplex Las Lomas
7.445.998 N 490.026 E	Muestra superficie CAR-7	Volcarenita andesítica	62,7 \pm 1,0	Mpodozis y otros (2011)	Al oeste del Dúplex Las Lomas
7.443.945 N 492.349 E	Muestra superficie SGCM_151.2	Toba lítica con fragmentos dacíticos rojos	64,2 \pm 1,2	Mpodozis y otros (2011)	Al este del Dúplex Las Lomas
7.447.887 N 490.846 E	Muestra sondaje JVC-248-336	Hornfels biotitizado	64,2 \pm 1,0	Mpodozis y otros (2011)	Yacimiento Encuentro
7.448.246 N 491.428 E	Muestra sondaje JVC-268-182	Andesita recristalizada con biotita	62,6 \pm 1,2	Mpodozis y otros (2011)	Yacimiento Encuentro
7.453.120 N 489.602 E	Muestra sondaje TYC-24 (126-128)	Brecha volcánica	63.8 \pm 0,8	Este trabajo	Al suroeste del cerro Campamento

¹Edades determinadas por el Departamento de Geología de la Universidad Estatal de Washington, Washington, USA y en el Departamento de Ciencias de la Tierra de la Universidad de Tasmania, TAS, Australia.

En una toba lítica andesítica recristalizada ubicada en el pozo JVC-268 a 182 m de profundidad se obtuvo una edad U-Pb en circones de 62,6 \pm 1,2 Ma, la cual es similar al resultado obtenido a partir de un hornfels biotitizado datado, U-Pb en circones, en 64,2 \pm 1,0 Ma (sondaje JVC-248 a 336 m de profundidad; Mpodozis y otros, 2011).

Edad y correlaciones Hacia el sur, esta unidad se prolonga lateralmente hacia afloramientos de areniscas volcanogénicas de composición basáltica y andesítica, que en el mapa geológico de Mpodozis y otros (2011) fueron atribuidas a la Formación Cinchado (Figura 3.14). La edad Paleocena inferior indicada para la Unidad 12 por las dataciones U-Pb coincide con las edades obtenidas en los afloramientos superficiales ubicados en continuidad lateral (Tabla 3.5). Estas edades son similares a las edades obtenidas en los niveles inferiores de la Formación Cinchado reportadas por Marinovic y García (1999), al suroeste del yacimiento Encuentro, y al este del

Dúplex Las Lomas (Figura 3.4 y 3.13), donde se encuentran dispuestos en discordancia angular sobre las secuencias sedimentarias del Grupo Caracoles (Mpodozis y otros, 2011).

3.2.3.3. Eoceno

a. Unidad 13

Lavas y volcarenitas andesíticas-basálticas (Eoceno medio, ca. 42-40 Ma = Formación Esperanza).

La Unidad 13 corresponde a una secuencia de al menos 200 m de lavas andesítico y andesítico-basálticas y niveles volcano-sedimentarios que pudo ser reconocida, en el Dominio Occidental, al oeste de la Falla Centinela (Figura 3.13) en la zona noroccidental del Llano de Caracoles. Se dispone, discordantemente, sobre lavas basálticas y rocas volcanosedimentarias del Maastrichtiano superior (Unidad 11) y rocas volcanosedimentarias paleocenas (Unidad 12).

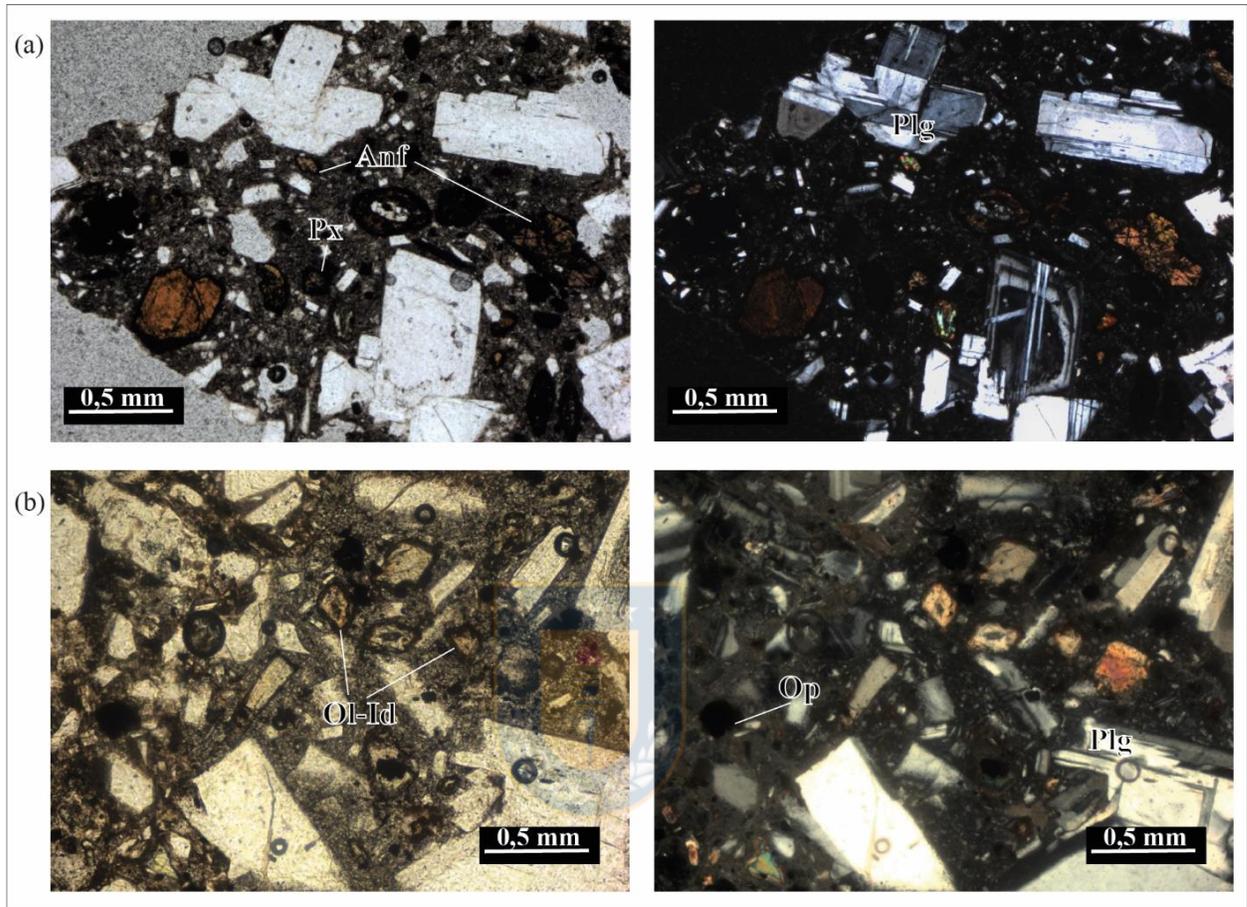
Las lavas andesíticas y andesítico-basálticas (Fotografía 3.10) de color gris a rojizo de grano fino presentan, al microscopio, textura porfídica seriada, con fenocristales de plagioclasa maclados (0,2 a 1 mm), piroxeno levemente alterado a filosilicatos y arcillas, olivino y hornblenda (kaersutítica) oxidada, dispuestos sobre una masa fundamental vítrea traquítica, con microlitos de plagioclasas y vidrio volcánico, de color café oscuro (Fotomicrografía 3.11a). En general estas rocas muestran un aspecto limpio debido a la poca alteración que las afecta.



Fotografía 3.10 Muestra de *cutting* típica de la Unidad 13. El casillero de la caja de muestreo mide 5 x 2,5 cm. Pozo TYC-110/112-114. Andesita vesicular de piroxeno y hornblenda de color pardo amarillenta.

Las volcarenitas (Fotomicrografía 3.11b) clasto-soportadas, presentan líticos de 0,1 a 0,5 mm de

diámetro, que corresponden a andesitas con hornblenda rojiza, clinopiroxeno fresco y plagioclasa fracturada, minerales que aparecen junto a fragmentos de lavas basálticas con fenocristales de olivino, escoriáceas, en parte vesiculares.



Fotomicrografía 3.11 Rocas de la Unidad 13 en lámina delgada. A la izquierda en nicoles paralelos, y a la derecha, en nicoles cruzados. Aumento 5 x 14. Muestra TYC 110/112-114. Andesita de piroxeno y hornblenda con hornblenda kaersutítica y cristales tabulares de plagioclasa zonada de aspecto limpio. (b). Muestra TYC-98/180-182. Andesita basáltica con fenocristales de plagioclasa de aspecto limpio y olivino alterado levemente a iddingsita. Px = piroxeno; Anf = anfíbol; Plg = plagioclasa. Ol = olivino. Id = iddingsita; Op = mineral opaco.

Geocronología. En esta unidad se obtuvo una datación U-Pb en circones para una muestra (andesita de piroxeno y hornblenda) recolectada a 112 m de profundidad en el pozo TYC-110, ubicado al norte del Cerro Ceniciento (Figura 3.14). Más del 50% de los 47 circones analizados (Figura 3.17a) conforma un *peak* muy bien definido, centrado en los ~43 Ma. La muestra incluye un grupo de circones secundario de ~75 Ma (n=11) y circones más antiguos con edades de ~132 Ma (n=1) y ~200 Ma (n=5). Algunos de los análisis se ubican, sin embargo, fuera de la línea de concordia (Figura 3.17b), debido, probablemente a pérdida de plomo. Al aplicar el algoritmo *Tuffzirc Age* (Figura 3.17c) se obtiene para la muestra una edad de cristalización de $42,8 \pm 1,0 / -0,8$

Ma (Eoceno medio).

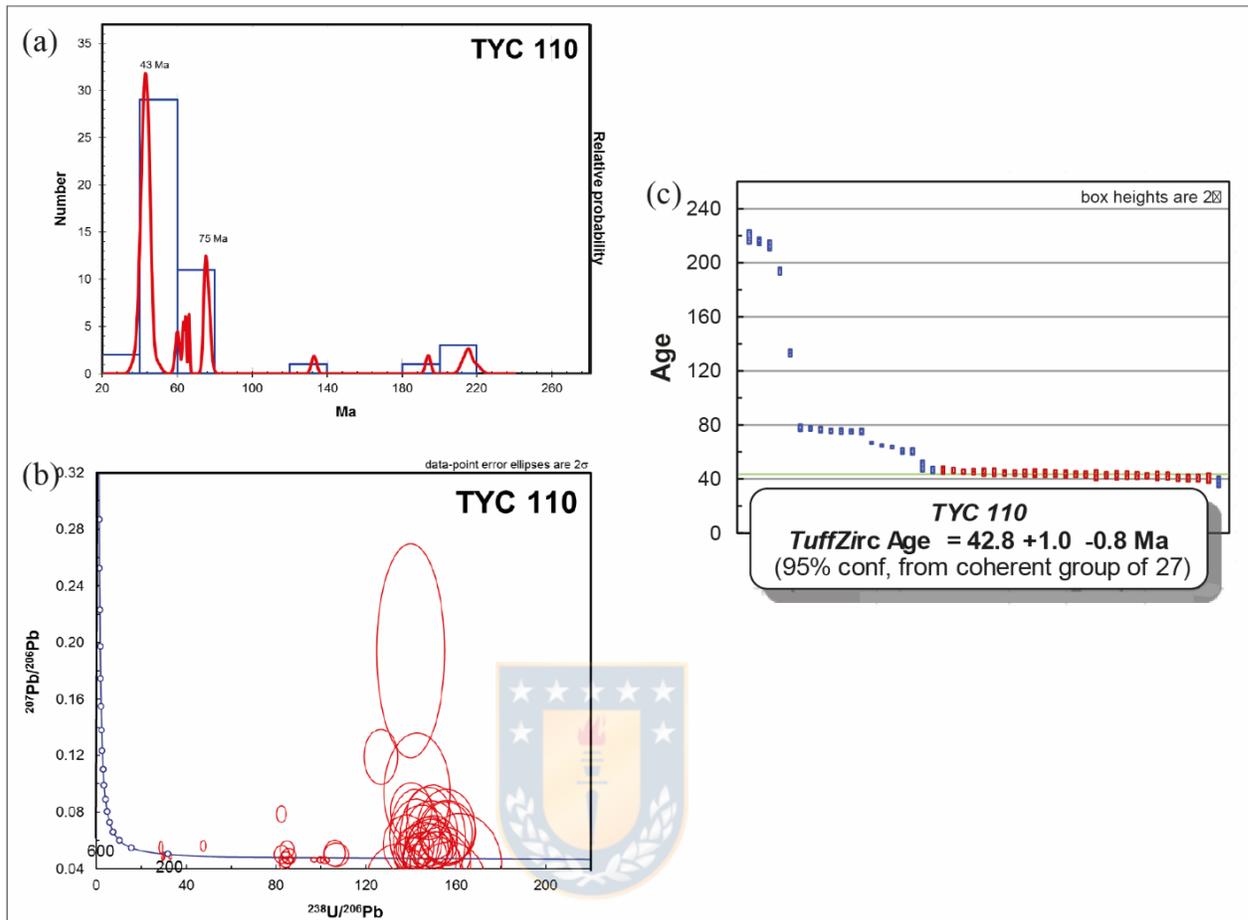


Figura 3.17 Unidad 13, datación U-Pb en circones de la muestra TYC-110/112-14. (a) Gráfico de distribución de densidad de probabilidades de la edad de granos individuales de circones. (b). Diagrama de concordia de *Tera-Wasserburg*. (c) Gráfico de la edad media ponderada formulado a partir del algoritmo *Tuffzirc Age Extractor*.

Edad y correlaciones. La Unidad 13 se prolonga, hacia el norte, en los afloramientos de la Formación Esperanza expuestos al oeste del yacimiento Esperanza sur o Telégrafo (Figura 3.14) descritos por Mpodosis y otros (2011), Tapia y otros (2012) y Riquelme y otros (2015). Los afloramientos forman parte de un sinclinal buzante, cuyo eje se orienta en dirección NNE-SSW que, en esa zona incluye un nivel inferior de rocas volcánicas y piroclásticas (depósitos de “*block and ash*”) de composición andesítica y un nivel superior formado por conglomerados con intercalaciones de tobas, una de las cuales fue datada (U-Pb) en 42,0 \pm 1/-1 Ma (Mpodosis y otros, 2011). Edades similares se han obtenido en sondajes para niveles de tobas, que forman parte del bloque yacente de la Falla Telégrafo (Mpodosis y Cornejo, 2012). Estas son similares a las edades disponibles para los intrusivos asociados a la mineralización en varios de los yacimientos (pórfidos

cupríferos) del Distrito Centinela (Esperanza, Esperanza sur, Encuentro, Penacho Blanco; Mpodozis y Cornejo, 2012), lo cual indica que esta unidad representa una asociación de facies volcánicas y sedimentarias que se habría depositado, durante el Eoceno medio, en forma sincrónica al emplazamiento de los intrusivos portadores de la mineralización.

3.2.3.4. Síntesis de la estratigrafía del Dominio Occidental

La Figura 3.18 corresponde a una columna estratigráfica que resume las unidades geológicas de la subsuperficie del dominio Occidental. La unidad más antigua (Unidad 11), corresponde a una secuencia de al menos 370 m de lavas y volcarenitas basálticas a andesítico-basálticas del (Maastrichtiano superior), equivalente a la “Secuencia Cerro Oscuro” que representa a los niveles más altos reconocidos de la Formación Quebrada Mala en el DMC (Mpodozis y otros, 2011).

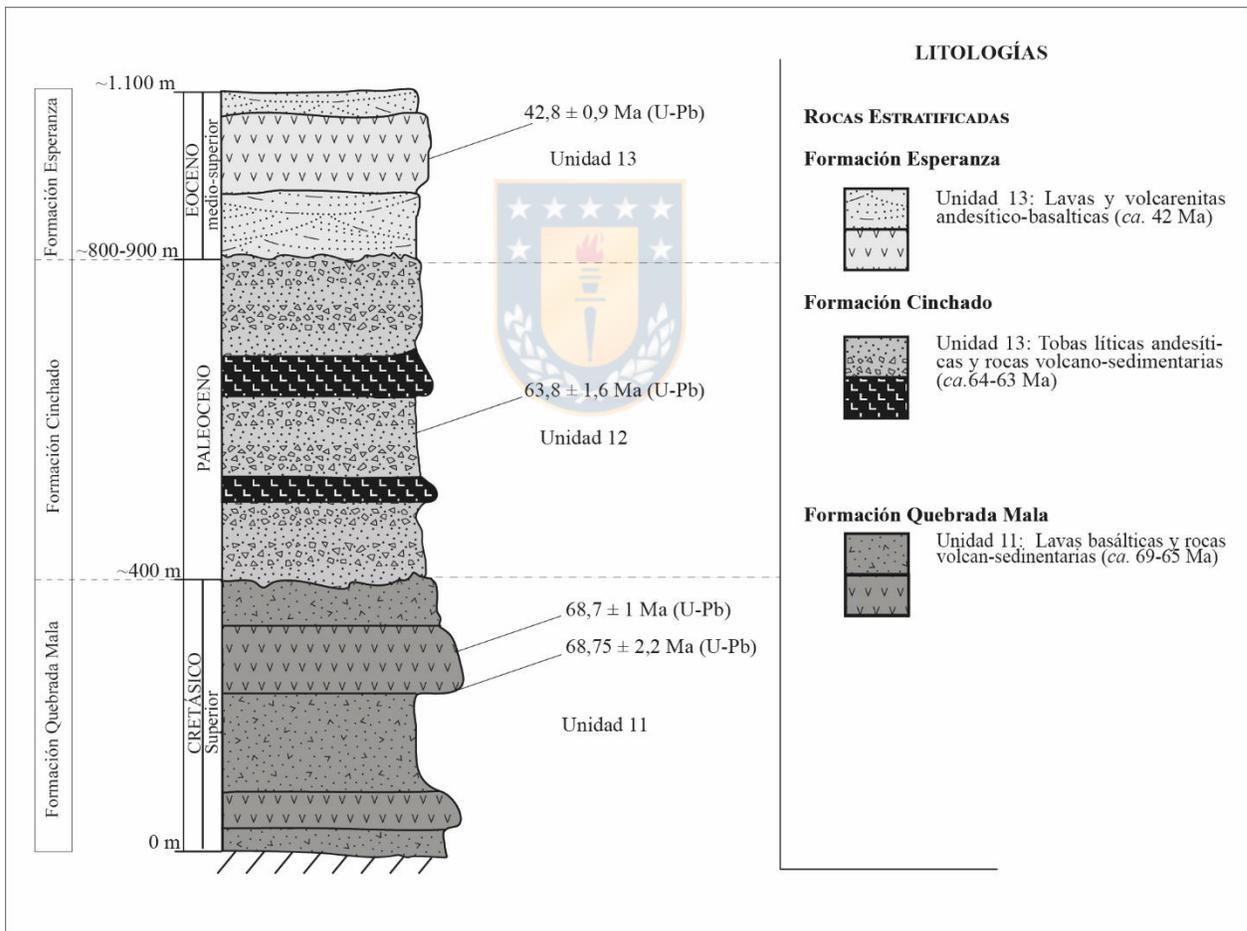


Figura 3.18 Columna estratigráfica esquemática del Dominio Occidental. Se muestran las principales unidades de rocas estratificadas reconocidas en el Llano de Caracoles.

Esta unidad está cubierta en discordancia por al menos 400 m de tobas y volcarenitas paleocenas (Unidad 12) que forman una franja de rumbo NS entre las Fallas Centinela y Llano-Las Lomas, y

con edades U-Pb cercanas a los *ca.* 64 Ma, lo que se permite correlacionarla con los niveles inferiores de la Formación Cinchado expuestos en superficie al sur del Llano de Caracoles (Marinovic y García, 1999; Mpodozis y otros, 2011). Hacia el oeste de la Falla Centinela, discordante sobre las secuencias paleocenas se dispone una serie de lavas y volcarenitas andesíticas y andesítico-basálticas de aspecto limpio que alcanza los 200 m de potencia (Unidad 13). Esta unidad con edades U-Pb de *ca.* 42 Ma se prolonga hacia el norte con los afloramientos de la Formación Esperanza (Mpodozis y otros, 2011; Tapia y otros, 2012; Riquelme y otros, 2015). La acumulación de estos depósitos habría generado de manera sincrónica a la intrusión de los cuerpos portadores de la mineralización en el DMC.



4. GEOLOGÍA ESTRUCTURAL

4.1. Introducción

En el Llano de Caracoles la Falla Llano-Las Lomas constituye el límite de los Dominios Oriental y Occidental, cada uno de los cuales muestra diferencias estratigráficas relevantes (Figuras 3.4 y 3.13). La influencia de esta falla se puede notar al observar que, en el Dominio Oriental, el techo de rocas está formado principalmente, por rocas triásicas, jurásicas y cretácicas, mientras que en el Dominio Occidental estas están ausentes en el techo de rocas, formado principalmente por las unidades del Cretácico Superior (Maastrichtiano) al Eoceno. Ambos dominios están cortados por fallas de segundo orden que limitan las unidades de rocas y que parecen constituir la prolongación de fallas regionales observadas en superficie como las Fallas Centinela, Coronado, Llano y Las Lomas (Perelló y otros, 2010; Mpodozis y otros, 2011; Mpodozis y Cornejo, 2012).

La fábrica estructural del Llano de Caracoles puede ser reconocida mediante la magnetometría (Figura 4.1) que corresponde a un mapa de lineamientos basado en interpretación geofísica (Sánchez, 2014).

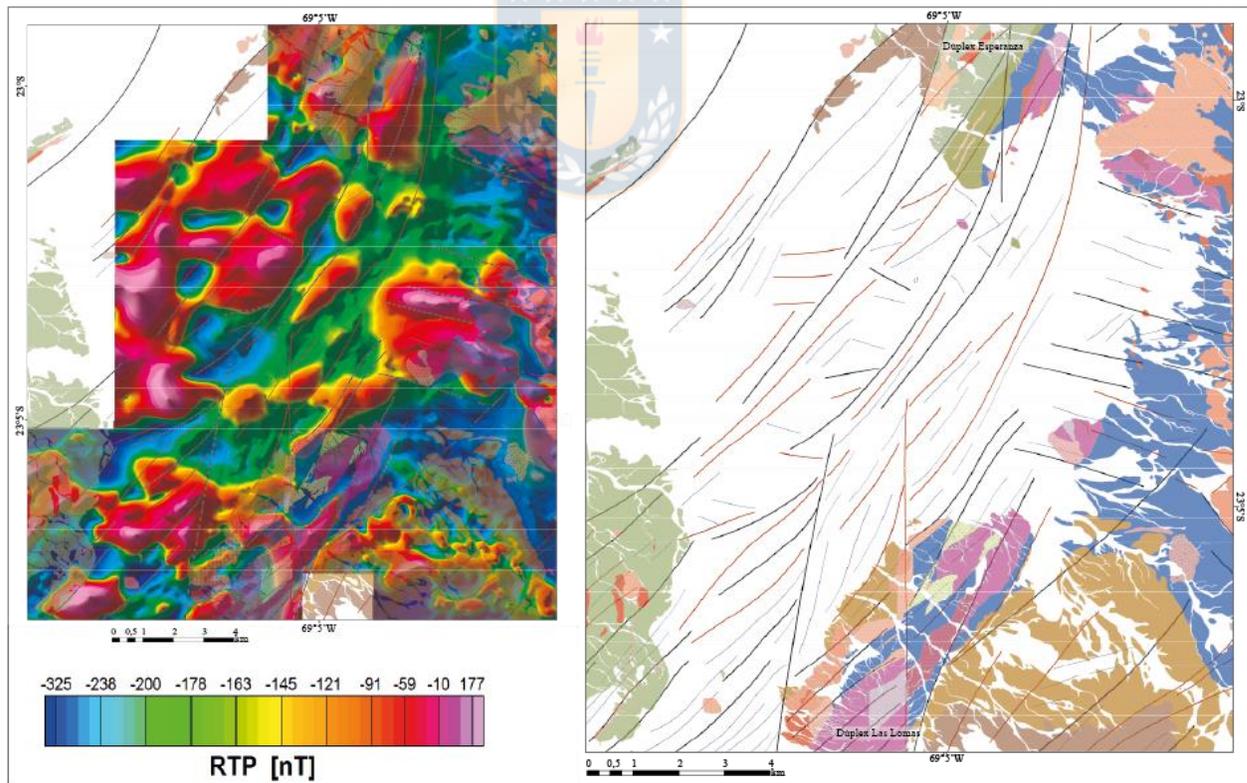


Figura 4.1 Lineamientos a partir del campo magnético reducido al polo (RTP). A la izquierda se observa el mapa de magnetometría reducido al polo, de pasada alta, en el cual se han marcado los lineamientos principales que pueden asociarse a discontinuidades en la subsuperficie. A la derecha se encuentra un mapa de los afloramientos que bordean el Llano de Caracoles y los lineamientos registrados a partir de la magnetometría. Modificado a partir de Sánchez (2014)

En esta imagen se observan dos familias principales de lineamientos. La primera corresponde a un grupo de lineamiento de dirección NE-SW, de mediana longitud, dispuestos preferentemente en la zona centro-occidental del Llano de Caracoles. Al sur del Cerro Campamento, se observan tres anomalías, orientadas en dirección NE-SW a NNE-SSW, de valores entre 8 a 25 nT, las cuales coinciden con el “mega dique” de granodioritas paleocenas de la Unidad 10 (ca. 58-57 Ma). La segunda familia incluye lineamientos de orientación NS que cortan a los de rumbo NE-SW, y coinciden con la traza de las fallas Las Lomas, Centinela y Coronado.

4.2. Descripción de perfiles

A fin de ilustrar la geología estructural en subsuperficie en el Llano de Caracoles, se construyeron cuatro perfiles generalizados a escala 1:25.000, orientados en dirección EW con una separación NS de 2 km (Figura 4.2).

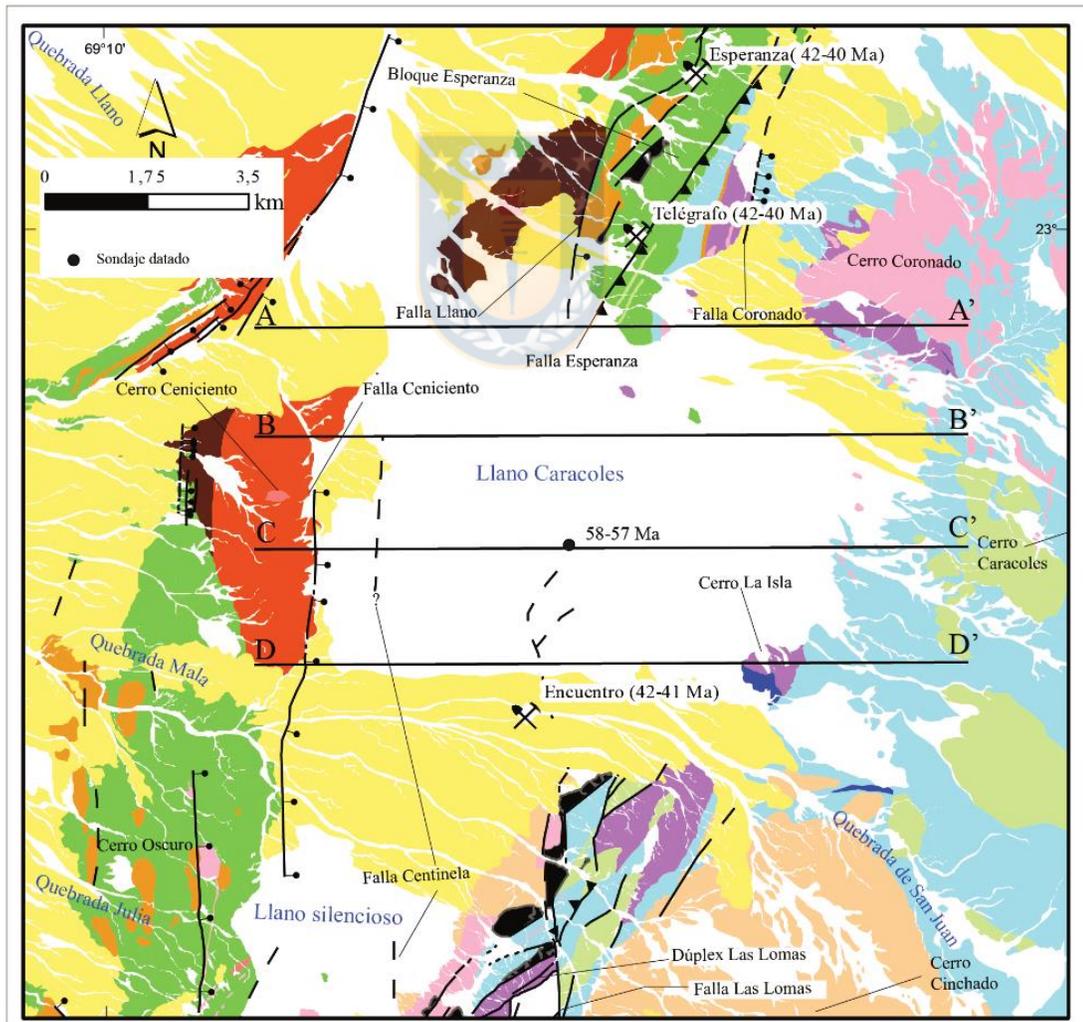


Figura 4.2 Ubicación de las secciones estructurales en el Llano de Caracoles. La leyenda de esta figura se puede encontrar en Figura 2.3.

Estos perfiles incluyen la información de los sondajes estudiados en el llano y el mapa geológico del Distrito Centinela (Mpodozis y otros, 2011), lo que permite ilustrar el comportamiento de los principales elementos estructurales (fallas y pliegues) presentes en el llano.

4.2.1. Perfil I (A-A')

Este perfil (UTM N 7.455.000 m) es el más septentrional de los cuatro (Figura 4.2). En la zona occidental, se puede observar que, las rocas volcánicas y volcano-sedimentarias cretácicas de la Formación Quebrada Mala (Unidades 5 y 11), están suavemente plegadas (par anticlinal-sinclinal) y cubiertas en discordancia angular por rocas volcano-sedimentarias paleocenas de la Formación Cinchado (Unidad 12) y lavas andesíticas-basálticas eocenas (Unidad 13), que se atribuye a la Formación Esperanza.

La falla que coincide con la prolongación de la traza de la Falla Centinela expuesta en superficie al sur del llano produce un pequeño desplazamiento “*down to the east*” en la zona de charnela del anticlinal. Este sistema estructural está limitado, al este por la traza de la Falla Llano-Las Lomas que lo pone en contacto con las unidades del Dominio Oriental y cuya cinemática según Mpodozis y Cornejo (2012) tendría distintos estadios dominando finalmente el sinistral.

En la parte central del perfil, al este de la Falla Llano-Las Lomas y de acuerdo con la interpretación de Mpodozis y Cornejo (2012), para la zona de Esperanza-Telégrafo las tobas cretácicas (*ca.* 70-69 Ma) de la Unidad 6 se encontrarían formando parte del bloque colgante de la Falla Telégrafo, falla inversa detectada en numerosos sondajes que las pone en contacto sobre niveles de tobas eocenas (datadas en $40,7 \pm 0,6$ Ma) atribuidas a Formación Esperanza (Mpodozis y Cornejo, 2012). La Falla Esperanza, que corta y desplaza (cinemática sinistral según Mpodozis y Cornejo, 2012) a la falla Telégrafo ubicada más al oriente, desplaza rocas jurásicas (Grupo Caracoles) sobre lavas y rocas volcanosedimentarias cretácicas, calizas jurásicas y rocas volcanosedimentarias del Triásico Superior (Unidad 1) que se encuentran intruidas por la Granodiorita Caracoles de *ca.* 58 Ma (Unidad 10). Este panel forma el flanco occidental de un suave y amplio anticlinal (Anticlinal Coronado) en cuyo núcleo se disponen, rocas triásicas y jurásicas, que afloran, al norte en la zona de Cerro Coronado (Figura 4.2) y han sido reconocidas en los sondajes a lo largo de la traza del perfil.

El flanco occidental del anticlinal está cortado por una falla con componente normal, inclinada al oeste (Falla Coronado) y desplazamiento aproximado en la vertical, sobre el perfil, de, 100 a 200 m y en cuyo boque yacente se preserva una pequeña cubeta de gravas neógenas (Figura 4.3).

4.2.2. Perfil II (B-B')

Este perfil, situado a los 7.453.000 m N, está ubicado 2 km al sur del perfil anterior (Figura 4.2). En el Dominio Occidental (Figura 4.4) las secuencias cretácicas (Unidad 11, *ca.* 69-65 Ma y Unidad 5, *ca.* 80-70 Ma), cubiertas en discordancia por secuencias terciarias (Unidad 12, *ca.* 64 Ma y, Unidad 13, *ca.* 42 Ma), forman parte un sinclinal que, en su extremo más oriental, está truncado por la Falla Centinela.

En el segmento central del perfil (Figura 4.4), inmediatamente hacia el este de la Falla Llano-Las Lomas, de cinemática sinistral según Mpodozis y otros (2009), se encuentra el Dominio Oriental donde predominan las rocas triásicas (Unidad 1, *ca.* 210 Ma), jurásicas (Unidad 2) y cretácicas (Unidad 5) con pronunciada inclinación al este, y se encuentran intruidas la Granodiorita Caracoles (Unidad 10, *ca.* 58 Ma). Este panel se encuentra cortado al este por la Falla Coronado.

En la zona más oriental, al igual que en el Perfil I, se encuentra el Anticlinal Coronado. Como se observa en la Figura 4.4, este corresponde a un pliegue anticlinal suave (Fleuty , 1964), de más de 4 km de ancho, que deforma secuencias sedimentarias de la Unidad 2 y volcánicas de la Unidad 1 y que, en su parte central, genera una ventana erosiva que deja expuestas a las rocas del Triásico Superior (Unidad 1) en el techo de roca.



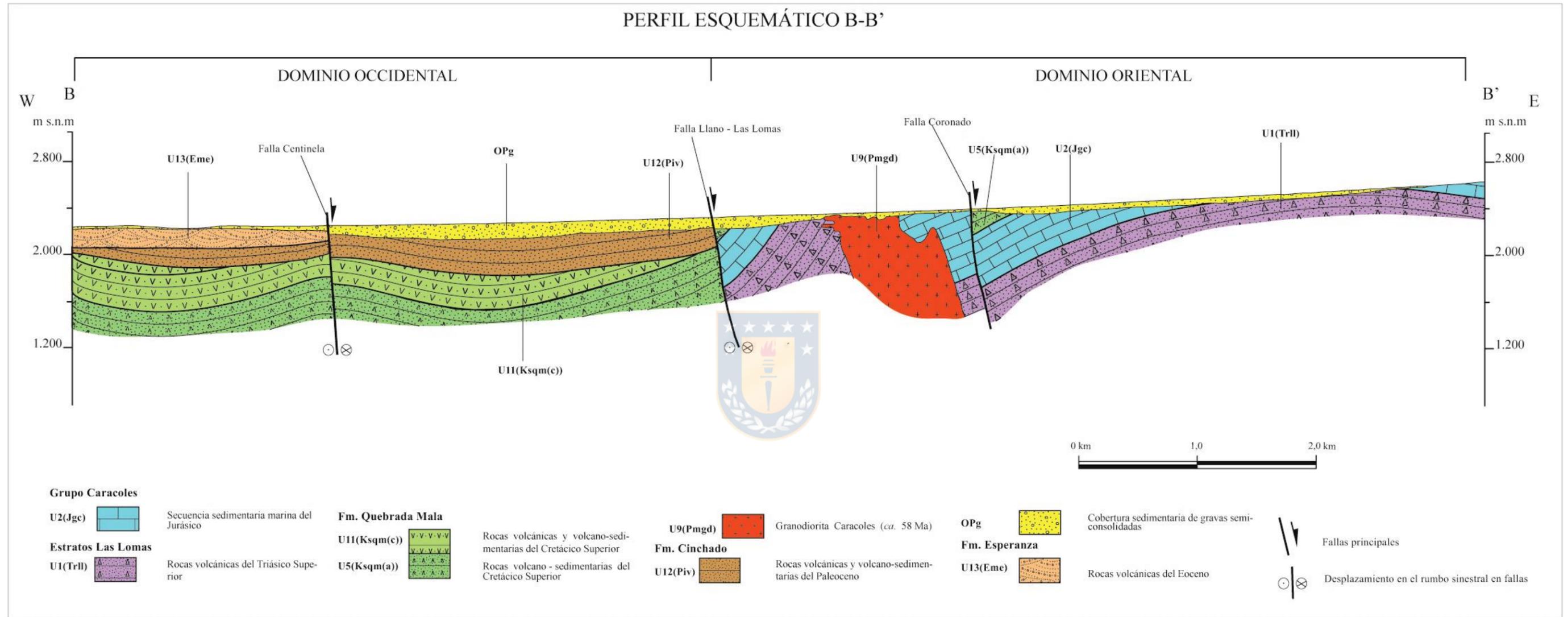


Figura 4.4 Sección estructural esquemática B-B'.

4.2.3. Perfil III (C-C')

Este perfil se ubica al sur del Cerro Ceniciento (ver Figura 4.2), en los 7.451.000 m N. En el extremo occidental del perfil (Figura 4.5), en el Dominio Occidental, las rocas cretácicas (Unidad 11, *ca.* 69-70 Ma y Unidad 5, *ca.* 80-70 Ma), cubiertas en discordancia por rocas terciarias (Unidad 12, *ca.* 64 Ma y Unidad 13, *ca.* 42 Ma), forman un sinclinal suave que está cortado por la Falla Ceniciento. Más al este, la Falla Centinela corta el flanco occidental del sinclinal compuesto por rocas paleocenas (Unidad 12) y rocas cretácicas (Unidad 11 y Unidad 5). Al este, la Falla Llano-Las Lomas, de cinemática sinestral (Mpodozis y otros, 2011), pone en contacto a rocas paleocenas del dominio Occidental (Unidad 12) con lavas triásicas de la Unidad 1 (*ca.* 210 Ma).

Las rocas triásicas, están intruidas al este por el “mega-dique” de la Granodiorita Caracoles (Unidad 10, *ca.* 58 Ma) que parece haberse emplazado sobre la traza de una falla inversa inclinada al este. Al oriente de la cual aparecen lavas y volcarenitas cretácicas (Unidad 5), y secuencias sedimentarias jurásicas como areniscas calcáreas (Unidad 2) y capas métricas a decamétricas de yeso-anhidrita (Unidad 3) inclinadas al oeste y que forman parte del flanco oeste del anticlinal Coronado el cual está cortado por la Falla Coronado que posee un salto de aproximadamente 300 m (controlado por el pozo TYC-17), con respecto al bloque colgante.

El núcleo del anticlinal, de eje NNE-SSW (Figura 3.4), incluye pórfidos andesíticos y daciandesíticos (Pmp(c); Mpodozis y otros, 2011) y un *stock* de dioritas de piroxenos (Kg(b)) que afloran en el borde oriental del Llano de Caracoles e intruyen a las rocas triásicas y jurásica.

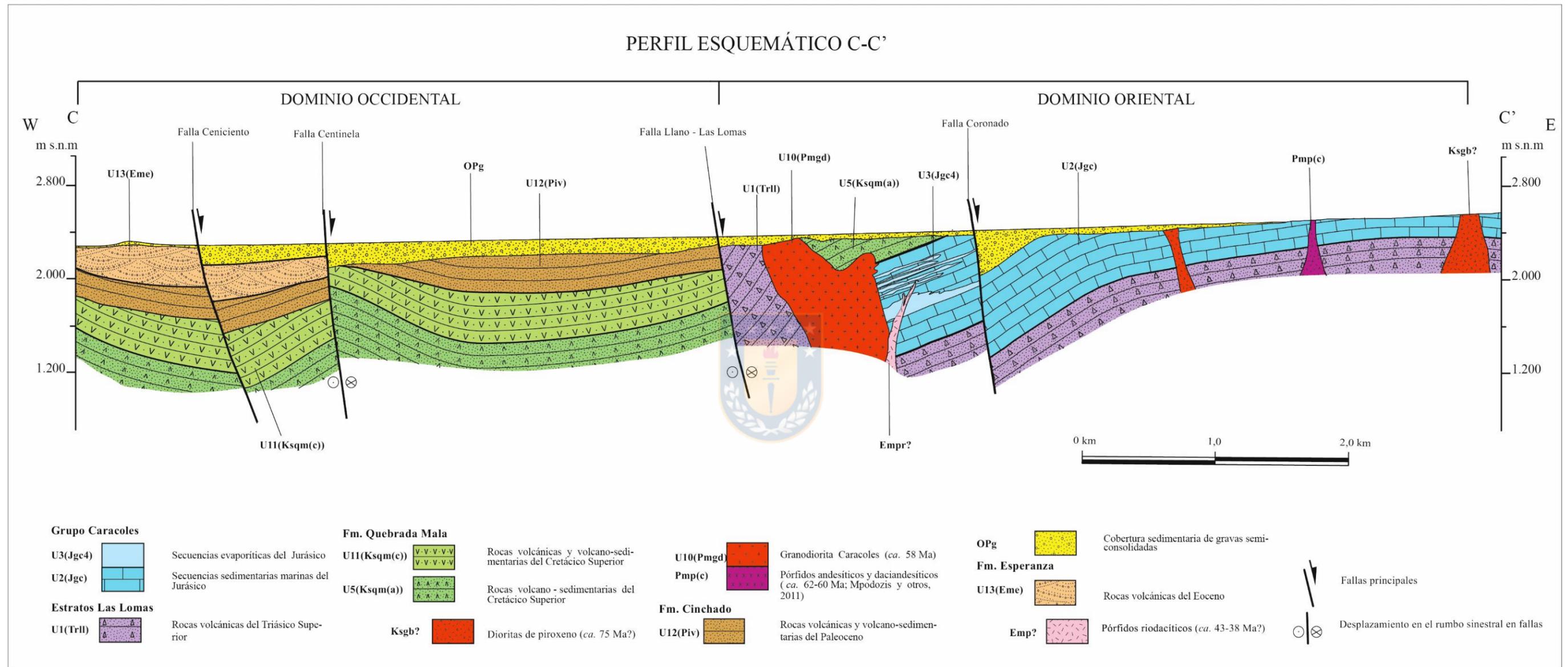


Figura 4.5 Sección estructural esquemática C-C'.

4.2.4. Perfil IV (D-D')

Esta sección, la más meridional, está ubicada en los 7.449.000 m N, entre la zona noreste de Quebrada Julia y La Isla, al norte del yacimiento Encuentro (Figura 4.2). En la parte occidental del perfil se observa un par anticlinal-sinclinal, que afecta a rocas volcánicas, cretácicas, paleocenas y eocenas, y está cortada por la traza de Falla Ceniciento, que secciona las unidades eocenas dispuestas discordantes sobre rocas volcánicas de la Unidad 11, y cuyo rechazo aproximado en sentido normal donde el bloque este baja entre 100-50 m.

La Falla Centinela, al este de la Falla Ceniciento al igual que en los perfiles anteriores, corta el anticlinal oriental presentando según Mpodozis y otros (2009) movimientos en el rumbo de tipo sinistral. Al este, de la Falla Llano-Las Lomas pone en contacto a las rocas paleocenas (Unidad 12) con un bloque formado por lavas de la Unidad 5 inclinadas 25-30° al oeste. Estas últimas, a su vez, por el este, se encuentran en contacto con las rocas epiclásticas paleocenas de la Unidad 8 (ca. 60-58 Ma), gracias a una falla normal (Falla Encuentro), probablemente relacionada con la Falla Coronado. Las lavas de este bloque están levemente inclinadas hacia el oeste (20-30°) y se encuentran cortadas por un sistema de brechas (Diatrema Las Lomas) y pórfidos dacíticos que han sido reconocidas más al sur en el yacimiento Encuentro.

Hacia el este (Figura 4.6), las unidades mesozoicas (Triásico y Jurásico) están afectadas por el anticlinal Coronado en cuyo flanco occidental, rocas paleocenas (Unidad 8) se sitúan en discordancia angular y de erosión sobre el Grupo Caracoles (Unidades 2 y 3) y rocas volcánicas cretácicas.

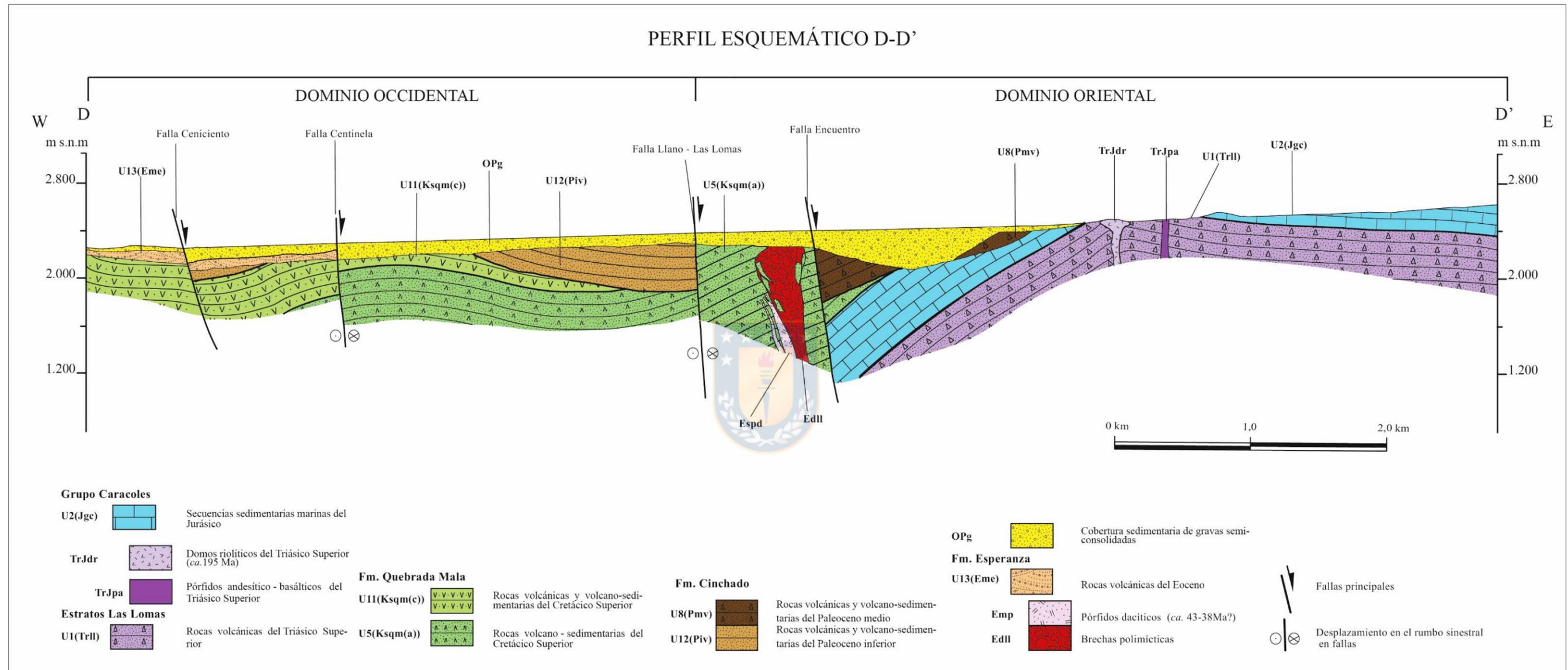


Figura 4.6 Sección estructural esquemática D-D'.

4.3. Elementos estructurales del Llano de Caracoles

4.3.1. Fallas

El análisis del mapa y perfiles del Llano de Caracoles ha permitido reconocer en subsuperficie seis fallas mayores de rumbo NS a NNE-SSW (Figura 4.7).

4.3.1.1. *Falla Centinela*

La Falla Centinela (Figura 4.7) está ubicada en la zona central del Dominio Occidental. Esta falla tiene una orientación submeridiana, y es una de las principales fallas del Llano Caracoles.

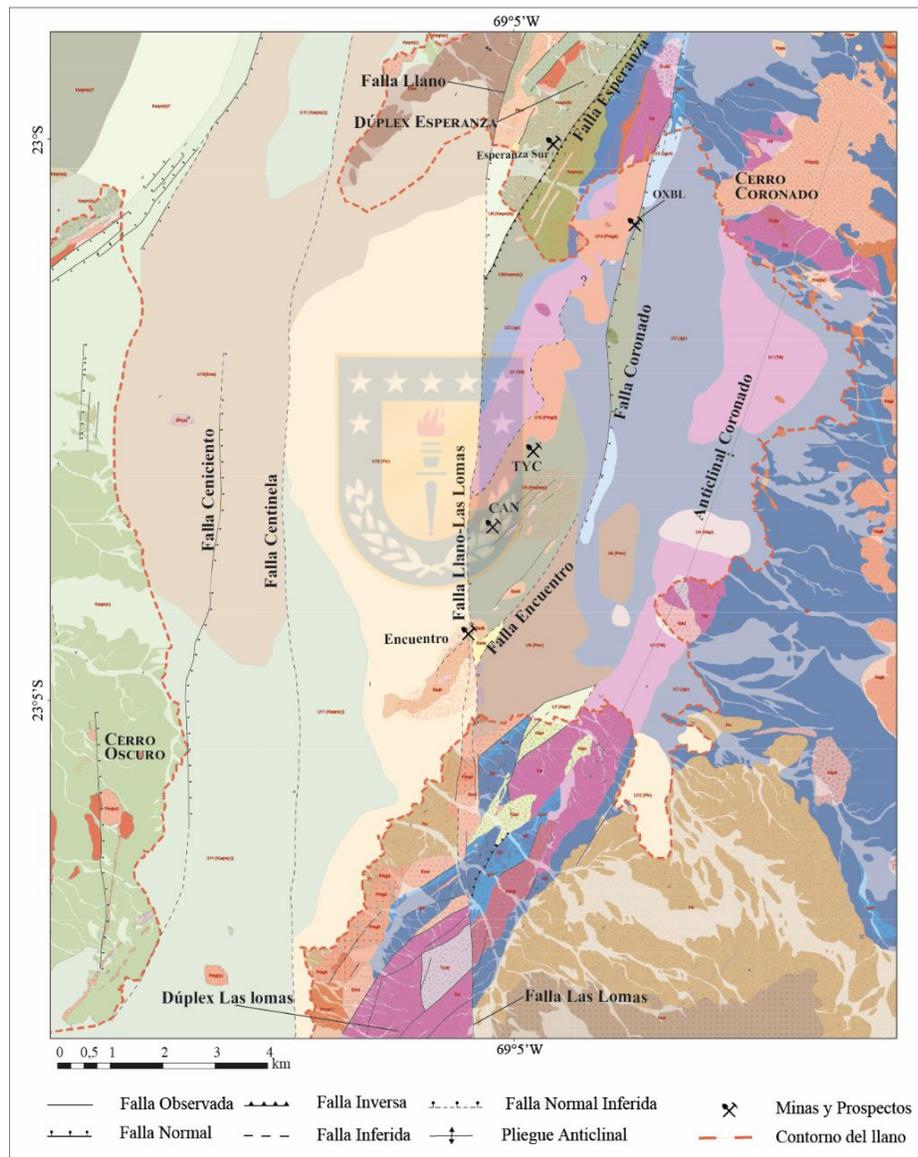


Figura 4.7 Principales estructuras que controlan el Llano de Caracoles. Su leyenda puede encontrarse en las Figuras 3.4 y 3.13.

Consiste en una estructura subvertical de manteo hacia el este, con el bloque oriental hundido, que refleja componentes de desplazamiento normal e inverso (Mpodozis y Cornejo, 2012) y que se puede reconocer al este del Cerro Ceniciento, donde presenta un rechazo vertical aproximado de 150 a 300 m entre ambos bloques. Allí, la estructura geológica corta estratos paleocenos y eocenos de las Unidades 12 y 13, respectivamente. Hacia el sur, en el Llano Silencioso (Mpodozis y otros, 2011), desplaza a las rocas basálticas del Cretácico Superior (Unidad 11) y las deja en contacto con rocas del eoceno (Unidad 13). Mas al sur del Llano Silencioso, la traza de esta falla puede ser observada en el margen occidental del Dúplex Las Lomas. En superficie afecta a las unidades de gravas miocenas (Mpodozis y otros, 2011), lo cual indica movimientos tardíos post-miocenos de tipo sinistral (Mpodozis y otros, 2009).

4.3.1.2. Falla Llano-Las Lomas

Corresponde a una falla que cruza el Llano de Caracoles, donde esta es responsable de la separación de los dominios Oriental y Occidental (Figura 4.3). En su parte septentrional, la estructura subvertical de manteo hacia el este y de bloque oriental hundido, que refleja componentes de desplazamiento normal, inverso y en el rumbo de tipo sinistral (Mpodozis y Cornejo, 2012), pone en contacto a las unidades de rocas volcánicas de la Unidad 5 y a los depósitos volcano-sedimentarios de la Unidad 12. Hacia el sur, limita las rocas volcánicas del Paleoceno medio (Unidad 8) y Paleoceno inferior (Unidad 12). Su traza se puede observar en el rajo (*pit*) del yacimiento Encuentro donde se le conoce bajo el nombre Falla Roja. La estructura en el *pit* (N5°W/85-75°E) trunca al nivel basal de la cobertura de gravas, cuya edad máxima (U-Pb en circones) es de 43,3 +1,5/-1 Ma (Cornejo, 2016b; Lazcano y otros, 2016), mediante un salto inverso de 14 m, sin afectar el nivel de gravas superior. La zona de daño está compuesta por brechas de fallas y salbandas foliadas que tienen colores rojizos y grises respectivamente (González, 2010). En estudios anteriores, Swaneck y otros (2010) reconocen marcas labradas por la falla (*tool marks*) que indican un movimiento sinistral posterior al emplazamiento de los pórfidos mineralizados del yacimiento, seccionando al bloque mineralizado. Al norte del Llano de Caracoles, en las inmediaciones del yacimiento Esperanza, su traza coincide con la Falla Llano (*e.g.* Perelló y otros, 2004; Mpodozis y Cornejo, 2012) mientras que, hacia el sur, se prolonga en superficie en la Falla Las Lomas (Perelló y otros, 2010; Mpodozis y Cornejo, 2012).

4.3.1.3. Falla Coronado

Situada al este de la Falla Llano-Las Lomas (Figura 4.3), La Falla Coronado es una falla con una importante componente normal, de traza submeridiana y sinuosa, que se extiende por más de 6 km. Consiste en una estructura subvertical de manteo hacia el este, que preserva una cuña de rocas cretácicas discordantes sobre las calizas jurásicas en el bloque oriental, y una cuña de cuyo espesor alcanza a tener más de 200 m en el bloque yacente (Figuras 3.3 y 4.3). Su traza se prolonga en superficie hacia el norte, donde pone en contacto a calizas y evaporitas jurásicas del Grupo Caracoles al este, con rocas volcánicas triásicas (Estratos Las Lomas) al oeste (Mpodozis y Cornejo 2012; Mpodozis y Cornejo, 2017).

4.3.1.4. Falla Encuentro

Corresponde a una estructura, de rumbo NE-SW, vertical a subvertical que está situada al noreste del yacimiento Encuentro (Figura 4.3). Esta falla de traza sinuosa tiene un salto (componente normal, con “bloque este abajo”) de al menos 300 m, y está cortada hacia el sur por la Falla Llano-Las Lomas. La estructura separa andesitas del Cretácico Superior (Unidad 5) de niveles volcano-sedimentarios del Paleoceno medio por el sureste (Unidad 8). Hacia el norte, esta falla podría estar relacionada estrechamente con la Falla Coronado.

4.3.1.5. Falla Ceniciento

Ubicada en la zona occidental del Llano de Caracoles (Figura 4.3). Esta falla con un componente normal con un salto estimado de 100 m, y el bloque oriental hundido (Figura 4.5). Corresponde a una estructura subvertical, de rumbo NS, que en su tramo meridional corta a las lavas basálticas cretácicas (Unidad 11), mientras que, por el norte, corta también a las lavas andesíticas eocenas (Unidad 13).

4.3.2. Pliegues

4.3.2.1. Anticlinal Coronado

Esta estructura (Figura 4.3), corresponde a un pliegue anticlinal suave (Fleuty, 1964), de orientación NNE-SSW que se extiende por más de 10 km, desde el extremo norte del Dúplex Las Lomas hasta el Cerro Coronado. En su núcleo expone, en subsuperficie, rocas volcánicas triásicas (Unidad 1). Su flanco occidental está constituido por rocas de las Unidades 2 y 5. Su flanco oriental, está compuesto principalmente por secuencias sedimentarias marinas del Grupo Caracoles.

5. GEOLOGÍA DEL YACIMIENTO PÓRFIDO CUPRÍFERO ENCUENTRO

5.1. Introducción

El Distrito Minero Centinela alberga numerosos yacimientos tipo pórfido cuprífero (e.g. Esperanza, Telégrafo o Esperanza Sur, Encuentro, Polo Sur, Penacho Blanco, Centinela) recientemente descubiertos, los cuales han sido explorados a través de más de 1.000.000 m de sondajes (Perelló y otros, 2010; Mpodozis y Cornejo, 2012). Uno de los últimos descubrimientos en este distrito corresponde al yacimiento Encuentro (originalmente Caracoles; Figura 5.1), pórfido de Cu-Au y Mo que está ubicado bajo la cobertura de gravas del Llano de Caracoles, 12 km al sur del yacimiento Esperanza Sur (Swaneck y otros, 2009; Swaneck y otros, 2010; Perelló y otros, 2010; Figura 2.4).

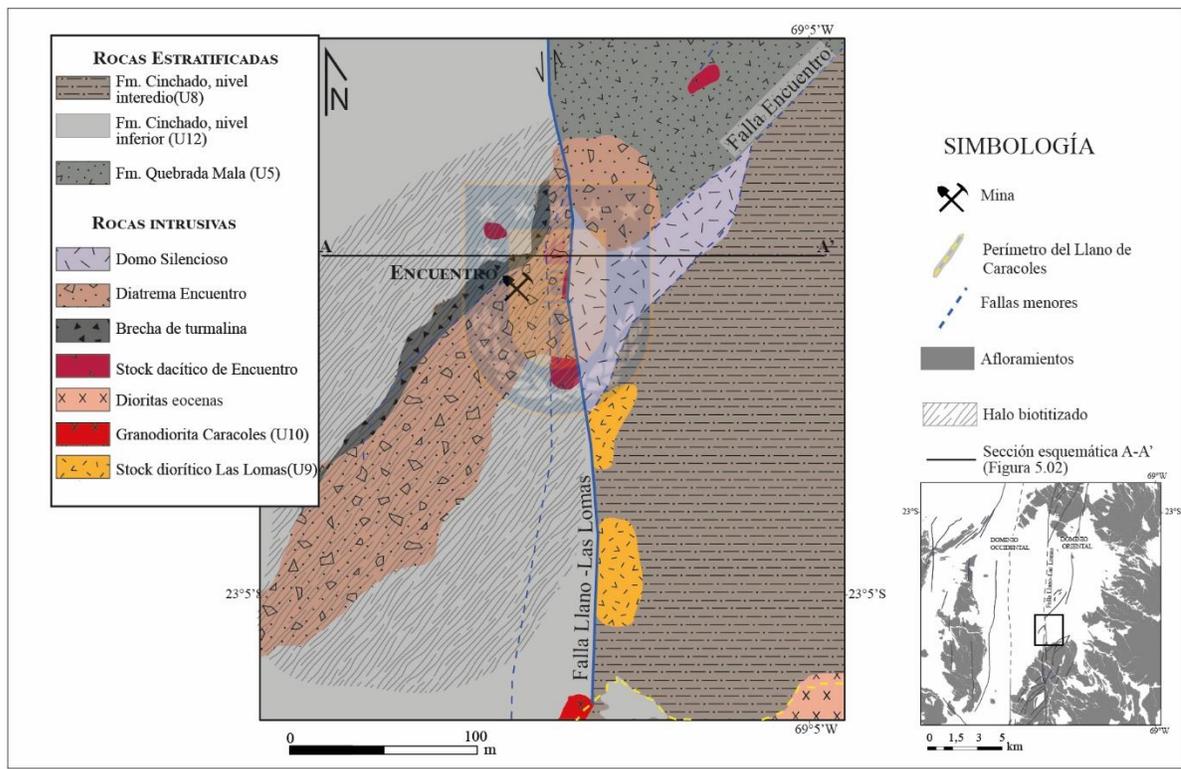


Figura 5.1 Mapa esquemático del yacimiento Encuentro. Se pueden observar las unidades reconocidas bajo la carpeta de gravas y el halo de alteración biotítico. Mapa modificado de Swaneck y otros (2010) y complementado a partir de la información recopilada en este trabajo y de Cornejo (2016a) y Osorio (2017).

Aunque el Distrito Minero Centinela ha sido explorado desde 1979, por compañías como Minera Mount Isa, BHP, Rayrock, Anglo American y Equatorial Mining (Perelló y otros, 2010; Swaneck y otros, 2010), fue en el 2007 cuando AMSA propuso un nuevo programa de exploración en el área cubierta del Llano de Caracoles, que incluyó el remapeo de 35.000 m de sondajes históricos,

remodelación de los datos magnéticos disponibles, perfiles de polarización inducida y una campaña de 9.600 m de sondajes de aires reverso y diamantinos, lo cual llevó al descubrimiento del yacimiento Encuentro en el 2008. En la actualidad, el depósito está en la etapa inicial de explotación de sus recursos de óxidos de Cu y a la fecha los recursos demostrados que se han identificado en Encuentro, considerando una ley de corte del 0,3 % CuT, son de 864 Mt de 0,52% CuT; 0,20 ppm Au; 152 ppm Mo (Swanek y otros, 2010).

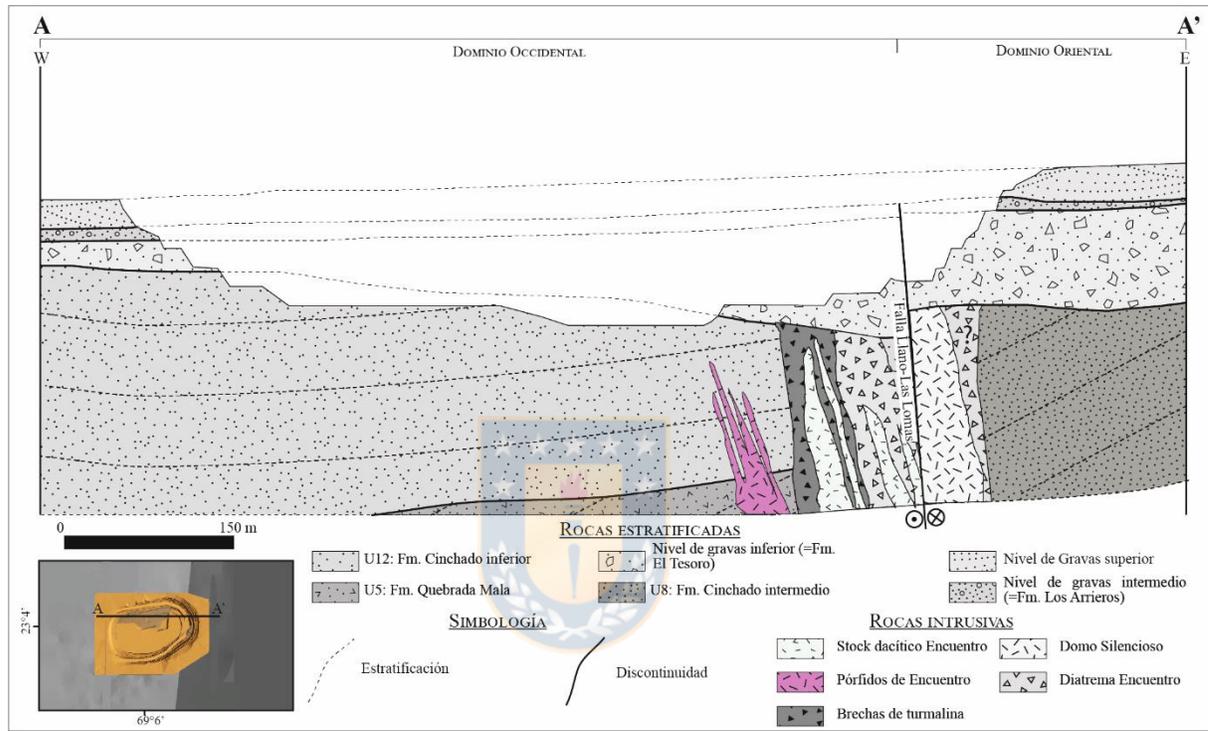


Figura 5.2 Sección esquemática A-A' del yacimiento Encuentro. Los límites del rajo y de estratificación de las gravas se obtuvieron gracias a los datos del Yacimiento Encuentro mientras que las unidades de subsuperficie se obtuvieron de este trabajo. Las unidades intrusivas están simplificadas a partir de los trabajos de Swanek y otros (2010), Lazcano y otros (2016) y Osorio (2017).

Este depósito se encuentra a ~100-130 m de la superficie, bajo la carpeta de “gravas” en el Dominio Occidental del Llano de Caracoles. Como se observa en la Figura 5.2, el depósito está limitado al oriente por una falla denominada localmente como Falla Roja, que corresponde a parte de la traza de la Falla Llano-Las Lomas (Figura 5.1), la cual se puede observar en las excavaciones del rajo. En este lugar, la falla de desplazamiento oblicuo presenta en el nivel inferior de la cubierta de “gravas” desplazamiento en la vertical, lo que indica que ha estado activa incluso después de los ~22 Ma. Esta falla pone en contacto rocas volcano-sedimentarias correspondientes al nivel inferior de la Formación Cinchado por el oeste, con rocas que pertenecientes al nivel intermedio de la misma unidad.

5.2. Roca de caja (Unidades Preminerales)

A pesar de que en el yacimiento existe una fuerte biotitización de la roca de caja, que dificulta en general reconocer la litología original (Figura 5.1), los últimos estudios (*e.g.* Osorio, 2017; Lazcano y otros, 2016) han permitido reconocer, bajo la carpeta de gravas, una columna en el sector occidental del yacimiento Encuentro, que ha sido registrada en al menos 30 pozos (Figura 5.3).

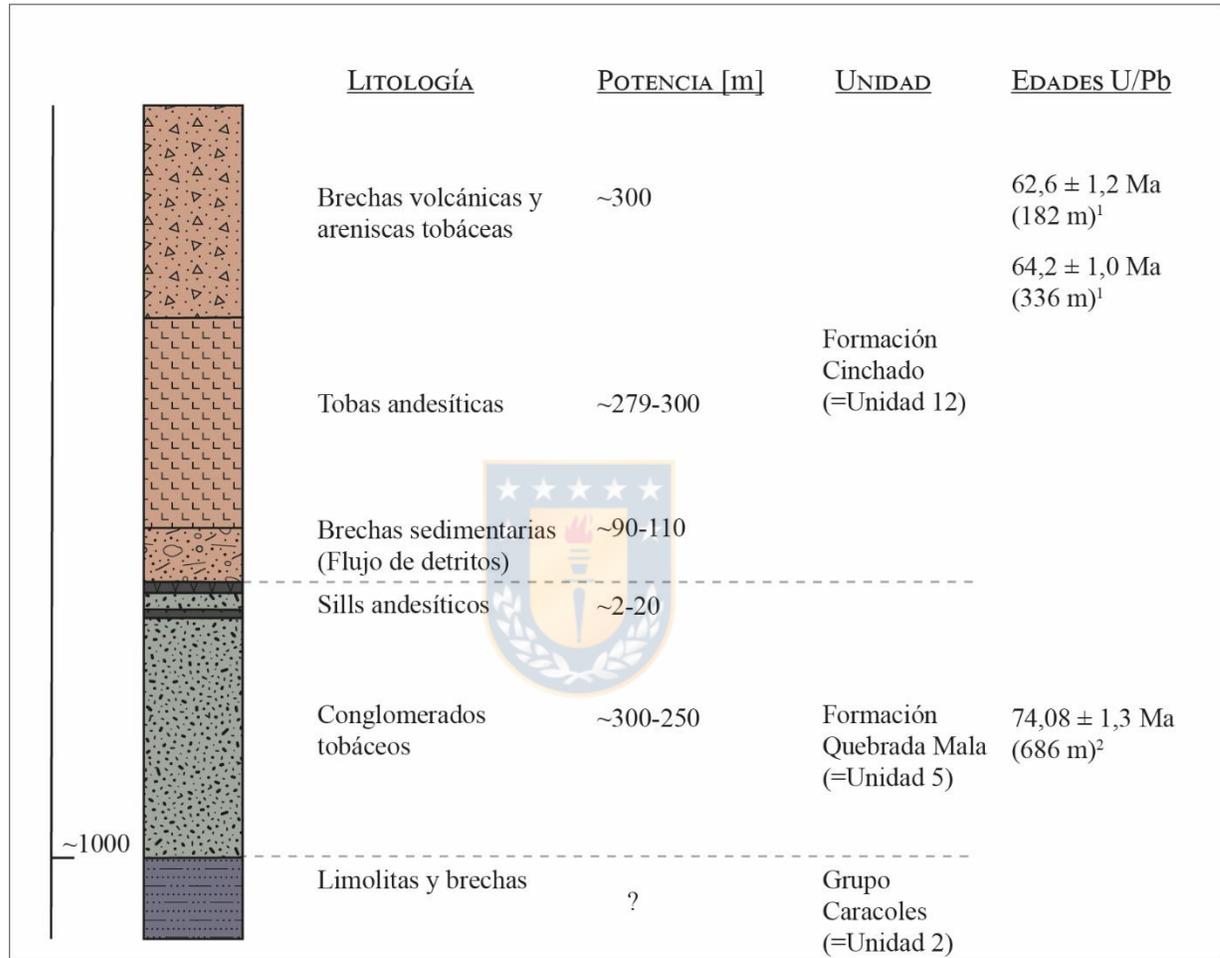


Figura 5.3 Columna estratigráfica de las secuencias volcánicas del yacimiento Encuentro. Modificada de Osorio (2017). Las edades agregadas fueron tomadas de (1) Mpodozis y otros (2011) y de (2) Cornejo (2016a)

La columna está compuesta, de base a techo, por al menos tres unidades principales (Figura 5.3). En la parte más profunda alcanzada por los sondajes (*ca.* 900-1.200 m) se reconocen lutitas e intercalaciones de metapelitas, limolitas y brechas asignadas al Jurásico por Swaneck y otros (2010) y Osorio (2017), y que coinciden con las rocas descritas en este trabajo como Unidad 2 (= Grupo Caracoles). Sobre estas rocas jurásicas se disponen al menos ~500 m de conglomerados tobáceos, que incluyen andesitas, tobas de cristales y brechas ígneas (Swaneck y otros, 2010; Osorio, 2017) para las cuales se obtuvo una edad U-Pb en circones (pozo JVC-88 a 686 m de

profundidad) de $74,0 \pm 0,8/-1,3$ Ma (Cornejo, 2016a), lo que revela afinidad de estas rocas con la Unidad 5 (= nivel inferior Formación Quebrada Mala), reconocidas en otros sectores de subsuperficie en el llano. A techo, la unidad cretácica subyace a ~450-600 m de rocas volcano-sedimentarias y tobas líticas andesíticas donde se concentra la mayor parte de la mineralización del depósito (Figura 5.3). La secuencia que originalmente fue asignada a la Formación Quebrada Mala por Swaneck y otros (2010), fue estudiada posteriormente por Mpodozis y otros (2011), quienes realizaron dos dataciones U-Pb en circones que arrojaron edades de $64,2 \pm 1,0$ Ma y $62,6 \pm 1,2$ Ma. Estos datos permiten asignarla a la Unidad 12 descrita en la subsuperficie del Llano de Caracoles (= Formación Cinchado inferior), la cual aflora en superficie, al este y al oeste del Dúplex Las Lomas. Al este de la Falla Llano-Las Lomas (Figuras 5.1 y 5.2) se disponen brechas volcánicas de la Unidad 8 y rocas volcano-sedimentarias pertenecientes a la Unidad 5 (Cretácico Superior), ambas unidades sin mineralización y con diferente alteración con respecto a las ubicadas en el Dominio Occidental.

La roca de caja de Encuentro está caracterizada por tener un gran halo biotitizado, de 3 km de largo y 0,6 km de ancho, elongado en sentido NNE-SSW (Figura 5.1). El origen de este halo ha sido motivo de controversia. En uno de los primeros estudios realizados en el yacimiento, Swaneck y otros (2010) proponen que esta zona biotitizada está relacionada a un evento de alteración hidrotermal potásico producido durante la intrusión de los pórfidos eocenos, aunque Lazcano y otros (2014) indican que la biotitización representa, principalmente, el efecto de metamorfismo de contacto asociado a la intrusión de las granodioritas de la Unidad 9 ($60,6 \pm 1,4/-1,8$ Ma). A este respecto los últimos estudios realizados por Osorio (2017) han advertido la presencia de vetillas EDM (*Early Dark Micaceous*) y discretas vetillas de cuarzo dentro del halo de biotita, lo cual indicaría que este halo forma parte de la zona de alteración potásica asociada a la mineralización. Según Osorio (2017), la estructura química de las biotitas de Encuentro es similar a la química de biotitas hidrotermales provenientes de otros depósitos, lo que puede indicar un origen hidrotermal de las biotitas finas presentes en la roca de caja.

5.3. Intrusivos y complejos subvolcánicos asociados a la mineralización

La roca de caja del Yacimiento Encuentro, donde se alberga la mineralización, está estrechamente relacionada con un enjambre de pórfidos (Figura 5.4), en parte filonianos, de composición intermedia-ácida y, con un conjunto de brechas polimícticas (Diatrema Encuentro) del Eoceno medio-superior (?). La Falla Roja (Falla Llano-Las Lomas) desplaza al yacimiento en contacto

hacia el este con un bloque estéril (Dominio Oriental) que comprende cuerpos subvolcánicos paleocenos, y complejos de domos y brechas (diatremas) del Eoceno superior.

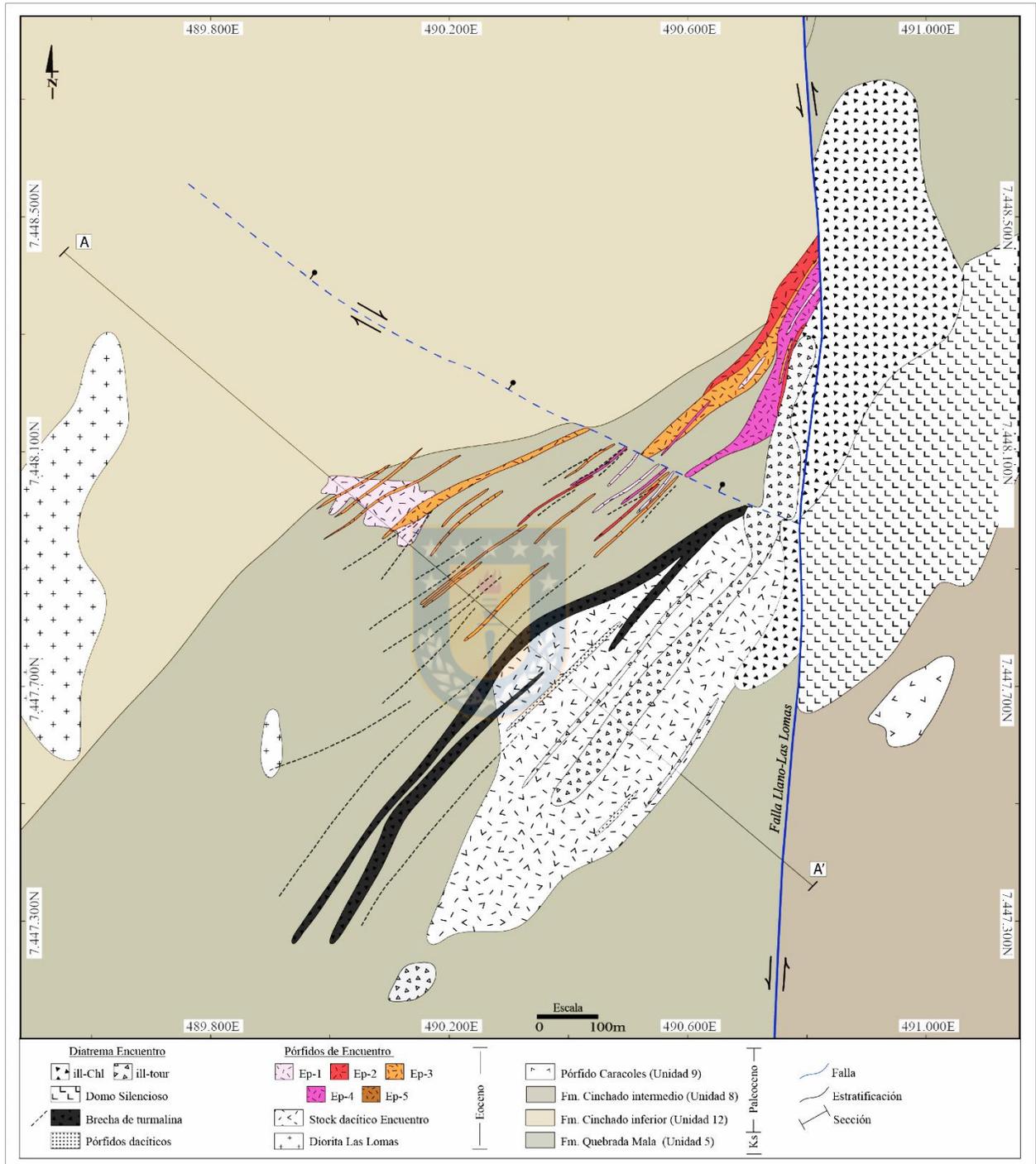


Figura 5.4 Mapa geológico en planta del Yacimiento Encuentro. El mapa corresponde a una planta a 600 m de la superficie y muestra la distribución de las principales unidades y estructuras geológicas. Notar la ubicación de la sección A-A'. Modificado de Osorio (2017).

Lo anterior indica que esta falla habría estado activa después de la formación del yacimiento. Entre

las unidades preminerales presentes en Encuentro, la unidad intrusiva más antigua corresponde al Pórfido Caracoles (Unidad 9; *ca.* 60 Ma), asociado, probablemente, a la Granodiorita Caracoles (Unidad 10), de similar edad y que aflora en la zona norte del Dúplex Las Lomas. El Pórfido Caracoles intruye a las secuencias volcano-sedimentarias de la Unidad 8 (=Formación Cinchado medio) como un *sill* limitado al oeste por la Falla Llano-Las Lomas. La segunda unidad más antigua corresponde a la Diorita Las Lomas (Osorio, 2017), las cuales intruyen a las tobas líticas andesíticas paleocenas (Unidad 12) en forma de cuerpos elongados en dirección NS a NNE-SSW en el Dominio Occidental. Las dioritas se disponen en el flanco occidental del yacimiento, y están cortados por fallas menores de rumbo NE-SW (Figura 5.4).

Estudios petrográficos y radiométricos de Cornejo (2016a) permiten establecer para la Diorita Las Lomas una edad, U-Pb en circones, de 45,9 +0,6/-0,5 Ma lo que indica que estos intrusivos, junto con los datados en el yacimiento Centinela (*ca.* 45-44 Ma), representarían a los primeros eventos magmáticos emplazados en el Distrito Minero Centinela (entre 45 y 39 Ma; Mpodozis y otros, 2009; Perelló y otros, 2010; Mpodozis y Cornejo; 2012). Con posterioridad a la intrusión de la Diorita Las Lomas, se emplaza el Stock Dacítico Encuentro. Se ubica en la parte meridional del yacimiento (Figura 5.4), donde intruye a las secuencias volcano-sedimentarias paleocenas (Unidad 12) con una leve inclinación hacia el sureste (Figura 5.5). Corresponde a un intrusivo subvolcánico estéril, formado por pórfidos dacíticos de anfíbol y biotita, con ojos de cuarzo y alteración a cloritas, cuya edad es *ca.* 43 Ma (Tabla 5.1). Osorio (2017) propone que esta unidad corresponde a una intrusión postmineral, lo que se contrapone con las edades obtenidas en trabajos anteriores (*e.g.* Mpodozis y otros, 2011; Cornejo, 2016a; Tabla 5.1).

Tabla 5.1: Edades ^{238}U - ^{206}Pb de cristalización en circones pertenecientes al Stock dacítico Encuentro¹.

Coordenada UTM	Pozo (profundidad)	Litología	Edad (Ma \pm 2 σ)	Referencia	Obs.
7.447.750 N 490.349 E	JVC-34 (442 m)	Pórfido riódacítico	43,9 \pm 0,85	Mpodozis y otros (2011)	Pórfido temprano
7.447.779 N 490.669 E	SGTF-19 (618 m)	Pórfido dacítico de anfíbola y biotita	43,4 \pm 0,6	Cornejo (2016a)	Pórfido temprano

¹Edades determinadas por el Departamento de Geología de la Universidad Estatal de Washington, Washington, USA.

La mineralización tipo pórfido de Cu-Au-Mo, está asociada a los pórfidos de Encuentro, un enjambre de diques porfídicos menores, de composición dacítica, que intruyen a las brechas andesíticas de la Unidad 5 (=Formación Quebrada Mala) y a tobas líticas andesíticas de la Unidad 12 (=Formación Cinchado inferior). Estos diques alcanzan hasta 800 m de largo, con anchos

variables de decenas de metros y están orientados en dirección N40°-60°E (Figura 5.5), e inclinados hacia sureste y en su extremo nororiental, están cortados por la Falla Llano-Las Lomas (Figura 5.3).



Figura 5.5 Sección Geológica A-A' del yacimiento Encuentro. La sección muestra la relación entre las Unidades del Llano de Caracoles y los cuerpos intrusivos que componen al yacimiento. Modificado de Osorio (2017).

Localmente, las zonas de contacto con la roca de caja presentan brechas de composición andesítica inmersas en una matriz porfídica (Swaneck y otros, 2010). Osorio (2017), reconoce, dentro de los pórfidos de Encuentro, cinco fases diferentes, en base a características distintivas en su textura, alteración y en la asociación y categorías de vetillas.

La composición de las cinco fases es similar (dacítica), sin embargo, la concentración de metales (Cu-Au), disminuye consistentemente con la edad de los pórfidos, lo que está estrechamente correlacionado con el decaimiento de la densidad de vetillas de cuarzo. En general, los diques presentan textura porfídica (relativamente abierta), de grano medio, caracterizada por fenocristales de plagioclasas, feldespato potásico, “ojos de cuarzo”, cúmulo de biotita y hornblenda inmersas

en una masa fundamental microcristalina de similar composición (Swaneck y otros, 2010; Osorio, 2017; Lazcano y otros, 2016). La edad de los pórfidos de Encuentro está determinada por dos dataciones radiométricas U-Pb realizadas tanto en una muestra de pórfido dacítico como en monzogranito grueso, las cuales indican edades cercanas a los ~42 Ma (Tabla 5.2). Esta edad es similar a las obtenidas en otros sistemas mineralizados ubicados en el DMC y en otros yacimientos cercanos (*e.g.* Gaby, 42 Ma; Boric y otros, 1990; Camus, 2003; Perelló y otros, 2004; Perelló y otros, 2010; Mpodozis y Cornejo, 2012).

Tabla 5.2: Edades ^{238}U - ^{206}Pb de cristalización en circones pertenecientes a los pórfidos de Encuentro¹.

Coordenada UTM	Pozo (profundidad)	Litología	Edad (Ma \pm 2 σ)	Referencia	Obs.
7.447.937 N 490.137 E	JVC-152 (810 m)	Pórfido dacítico grueso	42,0 \pm 0,85	Cornejo (2016c)	Intermineral
7.448.438 N 490.878 E	JVC-163B (563 m)	Granodiorita a cuarzomonzonita	42,3 \pm 0,7	Mpodozis y otros (2011)	Intermineral

¹Edades determinadas por el Departamento de Geología de la Universidad Estatal de Washington, Washington, USA.

Pórfidos tardíos de composición dacítica, intruyen al Stock Dacítico de Encuentro. Tienen forma tabular, de dimensión métrica a decamétrica y están inclinados hacia el sureste (Figura 5.5). Al igual que el Stock dacítico de Encuentro, se sitúan de forma subparalela al sureste de sistema mineralizado, por lo cual no cortan a los Pórfidos de Encuentro, lo que indica una edad relativa máxima de Eoceno inferior. La edad absoluta de este conjunto de pórfidos está determinada por variadas dataciones radiométricas, U-Pb en circones, realizadas en pórfidos dacíticos ~41 Ma (Tabla 5.3).

Dentro de las unidades postminerales de Encuentro, se encuentra un conjunto de brechas polimícticas generadas por al menos tres eventos explosivos. Descritas inicialmente por Swaneck y otros (2009, 2010) como brechas de turmalina y freatomagmáticas (ambas estériles y de carácter tardío), actualmente existe consenso en cuanto a que están constituidas por más de dos tipos de unidades de brecha. Osorio (2017) las diferencia, según relaciones de corte y grados de alteración, dos unidades, Brechas de Turmalina y Diatremas Encuentro. Estas últimas las subdivide en base a su alteración entre brechas turmalinizadas, brechas argilizadas y brechas cloritizadas (Figuras 5.4 y 5.5).

Ubicadas en una zona adyacente, al este, del sistema mineralizado, las brechas se alojan preferentemente en las secuencias volcano-sedimentarias de la Unidad 12 (= Formación Cinchado inferior), Unidad 2 (= Grupo Caracoles) y a la Unidad 5 (= Formación Quebrada Mala).

Tabla 5.3: Edades ^{238}U - ^{206}Pb de cristalización en circones pertenecientes a los pórfidos dacíticos post-minerales¹.

Coordenada UTM	Pozo (profundidad)	Litología	Edad (Ma \pm 2 σ)	Referencia	Obs.
7.447.624 N 490.325 E	JVC-115A (601 m)	Pórfido riódacítico de biotita y anfíbol	41,1 \pm 0,8	Cornejo (2016c)	Post-mineral
7.447.875 N 490.200 E	JVC-105 (730 m)	Pórfido riódacítico de biotita y anfíbol	41,2 \pm 0,6	Mpodozis y otros (2011)	Post-mineral
7.447.875 N 490.075 E	JVC-104 (1083 m)	Pórfido dacítico grueso de biotita	41,2 \pm 0,85	Cornejo (2016c)	Post-mineral
7.448.375 N 490.763 E	JVC-216 (170 m)	Pórfido andesítico de hornblenda y biotita	41,3 \pm 0,75	Mpodozis y otros (2011)	Post-mineral

¹Edades determinadas por el Departamento de Geología de la Universidad Estatal de Washington, Washington, USA.

Dentro de este grupo, las rocas más antiguas corresponden a las brechas de turmalina. Forman parte de un cuerpo de forma lenticular, elongada en dirección NE-SW, que se ubica en el borde noroccidental del Stock dacítico Encuentro (Figura 5.4). Corresponden a meso-brechas de color oscuro, de fábrica matriz-soportada, compuestas por fragmentos volcanogénicos de composición andesítica y clastos de granodioritas con vetillas de cuarzo. Su matriz es semicorrespondiente, alterada a cuarzo-sericita y turmalina sobreimpuesta. En algunos casos, reemplazan en su totalidad al protolito, que están unidos por un agregado microcristalino de turmalina verde, sin cuarzo (Cornejo, 2015). Osorio (2017) indica que la brecha de turmalina corta al Stock Dacítico Encuentro (Figura 5.5), por lo cual su edad máxima es Eoceno medio.

Las brechas turmalinizadas (Cornejo, 2015; Osorio, 2017), ubicadas al sureste de las brechas anteriores (Figura 5.4), están dispuestas como una franja elongada en dirección NE-SW, espacialmente relacionada con las brechas anteriormente descritas. Consiste en meso-brechas grises, de fábrica matriz-soportada y de composición polimíctica, que incluye fragmentos de rocas dacíticas, pórfidos granodioríticos a dacíticos, volcánicos andesíticos y pequeños clastos de areniscas cuarcíferas finas (Cornejo, 2015), los cuales se interpretan como parte del basamento jurásico (Unidad 2).

La matriz, presenta líticos con alteración cuarzo-sericita a fílica, trozos astillados de cuarzo volcanogénico y granos de minerales metálicos. El rasgo más característico de esta brecha corresponde a la fracción fina, la cual está reemplazada por un agregado de turmalina verde. Este cuerpo corta a las secuencias volcano-sedimentarias del Paleoceno e incluye en su matriz fragmentos de brechas de turmalina (Osorio, 2017) y del Stock dacítico Encuentro lo que indica

una edad máxima post-Eoceno medio. Osorio (2017) reconoce, al SE de las brechas anteriores, un cuerpo de brechas con forma lenticular, elongado en dirección NE-SW correspondiente a brechas argilizadas. La unidad consiste en un cuerpo de meso-brechas de color blanquecino, de composición polimíctica, la cual incluye fragmentos de turmalina y brechas turmalinizada, lo que indica una edad relativa post-Eoceno medio para esta unidad.

Al este de la Falla Llano-Las Lomas, en el Dominio Oriental, se sitúa un cuerpo de brechas que, a diferencia de los anteriores, posee una forma semicircular, adyacente a un domo de composición riodacítica. En este lugar Osorio (2017) describe una brecha cloritizada (Figura 5.4), presente a ambos lados de la Falla Llano-Las Lomas. Está constituida mayoritariamente por fragmentos de volcarenitas de la Unidad 8 (Formación Cinchado, nivel intermedio) que están alterados a clorita y arcilla. Entre los clastos se aparecen fragmentos de brechas de turmalina y brechas turmalinizadas. Una datación radiométrica (U-Pb en circones), efectuada al este de la Falla Llano-Las Lomas, arrojó una edad de $38,5 \pm 0,6/-0,5$ Ma en brechas con abundante material volcanogénico juvenil de composición riolítica (Cornejo, 2016c).

El Domo Silencioso (Figura 5.4), consiste en un complejo subvolcánico ubicado en el Dominio Oriental, el cual tiene una forma elongada en dirección noreste y que se emplaza en las rocas del nivel intermedio de la Formación Cinchado (Unidad 8). Corresponde a un cuerpo riodacítico blanquecino, de textura porfídica abierta y aspecto levemente poroso, con fenocristales de plagioclasas, “ojos de cuarzo”, y hojuelas de biotita (*flakes*).

Hacia el este, el domo está cortado por la Falla Llano-Las Lomas, la cual lo deja en contacto con brechas de las Diatrema Encuentro. Sillitoe (2009) describe a este cuerpo como tardío, al no encontrarse fragmentos del domo en la Diatrema Encuentro. Su edad está determinada por una datación U-Pb en circones del domo que arrojó una edad de $36,9 \pm 0,5/-0,5$ Ma (Tabla 5.4; Mpodozis y otros, 2011).

Esto revela que el domo es contemporáneo con la Diatrema Encuentro y puede correlacionarse al sistema de pórfidos de edades entre ~ 38 y ~ 39 Ma (Tabla 5.4), los cuales son relacionados a una franja centro oriental mineralizada del Eoceno más tardío, que incluye a los pórfidos de Encuentro, TYC, Telégrafo y Mirador, entre otros (Mpodozis y otros, 2011; Münchmeyer y Cornejo, 2012; Mpodozis y Conejo, 2012, Tabla 5.4).

Tabla 5.4: Edades ^{238}U - ^{206}Pb de cristalización en circones pertenecientes a los pórfidos del yacimiento Encuentro y el proyecto CAN¹.

Coordenada UTM	Pozo (profundidad)	Litología	Edad (Ma \pm 2 σ)	Referencia	Obs.
7.450.601 N 491.804 E	TYC-180 (1.250 m)	Pórfido riodacítico con alteración potásica	39,42 \pm 0,32	Münchmeyer y Cornejo (2012)	Pórfido Intermineral
7.450.601 N 491.804 E	TYC-180 (1.269 m)	Pórfido riodacítico de biotita	38,79 \pm 0,45	Münchmeyer y Cornejo (2012)	Posee circones heredados
7.450.601 N 491.804 E	TYC-180 (1.378 m)	Pórfido riodacítico de biotita	38,89 \pm 0,31	Münchmeyer y Cornejo (2012)	Roca similar a la de las brechas ígneas cercanas
7.450.601 N 491.804 E	TYC-180 (1.404 m)	Pórfido riodacítico “fragmental” de biotita	38,74 \pm 0,35	Münchmeyer y Cornejo (2012)	- - -
7.450.601 N 491.804 E	TYC-180 (1.584 m)	Pórfido granodiorítico de biotita	38,76 \pm 0,35	Münchmeyer y Cornejo (2012)	- - -
7.448.104 N 491.659 E	JVC-189A (200 m)	Riodacita de biotita y cuarzo	36,9 \pm 0,5	Mpodozis y otros (2011)	Domo exógeno

¹Edades determinadas por el Departamento de Geología de la Universidad Estatal de Washington, Washington, USA.

6. DISCUSIÓN

6.1. Evolución geológica del Llano de Caracoles

Las unidades geológicas reconocidas en subsuperficie en el Llano de Caracoles se pueden correlacionar con aquellas expuestas en superficie, en el entorno de este, e incluyen secuencias volcánicas y sedimentarias del Triásico Superior, Jurásico, Cretácico Superior, Paleoceno y Eoceno. Desde el punto de vista regional, tanto su litología como sus asociaciones de facies son consistentes con la evolución geológica de este segmento de los Andes del norte de Chile.

La Unidad 1 (=Estratos Las Lomas) (Marinovic y García, 1999; Mpodozis y otros, 2009; Mpodozis y otros, 2011), datada (U-Pb) bajo el llano en $211,5 \pm 2,9/-2,3$ Ma, representaría parte de una asociación volcano-sedimentaria acumulada en ambiente de rifting en el Triásico Superior-Jurásico inferior (Mpodozis y Kay, 1992; Franzese y Spalletti, 2001; Charrier y otros, 2007; Folguera y otros, 2016). Las secuencias marinas y evaporíticas jurásicas (Unidades 2 y 3), se pueden asimilar al Grupo Caracoles descrito originalmente por Harrington (1961), al este del llano, donde se reconocen depósitos acumulados en el borde oriental de la cuenca de trasarco de Tarapacá (Mpodozis y Ramos, 1990; Ardill y otros, 1998; Mpodozis y Ramos, 2008; Charrier y otros, 2009). En el Dominio Oriental del Llano de Caracoles, estas secuencias marinas fueron intruidas posteriormente, en el Cretácico Inferior, por granodioritas porfídicas (Unidad 4, 120 Ma?) y por las dioritas La Cruz de *ca.* 118 Ma que, en superficie se asocian al complejo de pórfidos dacíticos y dioritas de 116-123 Ma de los Cerros de Caracoles, asociados genéticamente a la mineralización de plata del antiguo distrito argentífero de Caracoles (Mpodozis y Cornejo, 2012).

Tal como ocurre en el resto del DMC, después de este evento intrusivo Cretácico Inferior, de afinidades alcalinas, la zona del Llano de Caracoles presenta falta de registro magmático hasta los 75 Ma cuando comienza el intenso ciclo de actividad volcánica e intrusiva del Cretácico Superior-Eoceno inferior característico del Distrito Minero Centinela (Mpodozis y Cornejo, 2012). Este se inicia, en la zona del llano, con la acumulación de las rocas volcano-sedimentarias de edades U-Pb entre 75 y 67 Ma (Unidades 5, 6 y 11; =Formación Quebrada Mala).

Dentro de la zona del llano también está registrado un episodio de deformación que correspondería al “Evento K-T” descrito por Cornejo y otros (2003) para la región de Antofagasta, y que, en la zona del llano, se manifiesta a través de la discordancia entre las secuencias volcánicas paleocenas (Unidad 8, *ca.* 60 Ma y Unidad 12, *ca.* 62-64 Ma), correlacionables con parte de las rocas atribuidas en superficie a la Formación Cinchado (Marinovic y García, 1999; Mpodozis y otros, 2011),

Durante este periodo también se emplazaron pequeños cuerpos intrusivos como el Pórfido Caracoles (Unidad 9, *ca.* 60 Ma) al norte del Dúplex Las Lomas, mientras que la Granodiorita Caracoles (Unidad 10, *ca.* 58-57 Ma), el intrusivo de mayor volumen de esta zona, se emplazó como un “mega-dique” que se extiende, con orientación NNE-SSW bajo el Llano de Caracoles, desde el borde oriental del Bloque de Esperanza hasta la traza de la Falla Las Lomas (al oeste del dúplex las lomas), en el Dominio Oriental al sur del yacimiento Encuentro. La Unidad 13 (=Formación Esperanza, Eoceno) (Tapia y otros, 2012; Riquelme y otros, 2015) se habría depositado de manera sincrónica al emplazamiento del complejo de pórfidos dacíticos a granodioríticos mineralizados del yacimiento Encuentro (44-39 Ma), durante la orogenia Incaica, que incluye los de pórfido cupríferos característicos del Distrito Minero Centinela tales como Esperanza (42-40 Ma), Telégrafo (Esperanza Sur, 42-40 Ma), Penacho Blanco (42 Ma) y Polo Sur (42-41 Ma).

El emplazamiento de los pórfidos mineralizados, incluyendo Encuentro, ocurrió durante las etapas iniciales de la Fase Tectónica Incaica del Eoceno superior-Oligoceno inferior (Mpodozis y otros, 2009; Perelló y otros, 2010; Mpodozis y Cornejo, 2012), cuando se produjo la deformación asociada al Sistema de Fallas Domeyko (Reutter y otros, 1991; Mpodozis y otros, 1993; Mpodozis y Cornejo, 2012), y que en el Llano de Caracoles, se manifiesta por deformación transcurrente e inversa a lo largo de las Fallas Centinela y Llano-Las Lomas.

La deformación Incaica, durante la cual se produjo un rápido alzamiento y exhumación de los pórfidos cupríferos de Esperanza y Telégrafo (Sánchez y otros, 2017), sería la causante de que el panel central cubierto, que incluye a la Granodiorita Caracoles, se encuentre relativamente alzado con respecto a los depocentros rellenos por gravas neógenas ubicadas a ambos lados del llano. Durante este período “post Incaico”, se habría acumulado la unidad basal de gravas expuesta, en la actualidad, en el nuevo *pit* del yacimiento Encuentro y que se pueden considerar equivalentes, en parte, a la Formación Tesoro (o "Gravas Tesoro"), depósitos clásticos acumulados por un sistema de ríos trenzados y abanicos aluviales depositados en clima árido (Riquelme y otros, 2018). Gravas más jóvenes se depositaron en el Mioceno medio-superior, para completar el relleno de actual cuenca del Llano de Caracoles.

Finalmente, durante el Mioceno superior-Plioceno esta habría evolucionado través de fallas normales, como las fallas Ceniciento y Coronado, que desplazaron los niveles de gravas anteriores a su configuración actual.

6.2. La Granodiorita Caracoles como “marcador” de la deformación

6.2.1. Emplazamiento a lo largo de falla normal pre-eocena.

La Granodiorita Caracoles (Unidad 10, *ca.* 58 Ma), consiste en el intrusivo de mayor tamaño situado bajo la cubierta de gravas del Llano de Caracoles (Figura 6.1). Su geometría es la de un mega-dique de 7 km longitud y 800 m de ancho, orientado en una dirección NNE-SSW, que intruye a las unidades mesozoicas del Dominio Oriental, y está limitado, hacia el sur, por la traza de la Falla Llano-Las Lomas (Figura 6.1). El intrusivo se emplaza a lo largo del contacto entre las calizas jurásicas y rocas volcánicas del Triásico Superior (Estratos de Las Lomas) que forman parte del flanco occidental del Anticlinal Coronado (Perfiles A-A', B-B' y C-C'; Figuras 4.3, 4.4 y 4.5 respectivamente). El hecho que las rocas triásicas se encuentren al oeste de las jurásicas dentro de un panel inclinado a gran escala al oeste se puede interpretar como que la Granodiorita Caracoles se habría emplazado a lo largo de la traza de una falla normal, de manteo al este, que corta el limbo occidental del Anticlinal Coronado. Como la falla a lo largo de la cual se habría emplazado la Granodiorita Caracoles se formó antes de los 58-57 Ma (edad del intrusivo) es posible que esta sea el relictos de una fase de extensión ocurrida en el Mesozoico o Paleógeno. Este anticlinal asimétrico vergente al oeste, cuyo eje se orienta en dirección NNE-SSW entre el Dúplex Las Lomas y el Cerro Coronado, por el norte, es la estructura más importante bajo el Llano de Caracoles. La estructura se habría formado en el Eoceno-Oligoceno, como lo indica el hecho que, al norte del llano, este panel está desplazado sobre rocas piroclásticas de los estratos de la Formación Esperanza datadas en 41 a 42 Ma (perfil A-A', Figura 4.3), probablemente durante el evento de deformación “Incaico” (Mpodozis y otros, 2009; Mpodozis y Cornejo, 2012).

6.2.2. Su rol como indicador de movimientos de rumbo en la Falla Llano-Las Lomas

Al oeste de la Falla Llano-Las Lomas (Dominio Occidental) no se encuentran, bajo la cobertura sedimentaria del Llano de Caracoles, unidades intrusivas que pudieran corresponder a la prolongación meridional de la Granodiorita Caracoles. Un cuerpo intrusivo descrito como granodiorítico por Sillitoe (2009) y Swaneck y otros (2010), fue estudiado más tarde por Cornejo (2016a) donde se indicó, sin embargo, que este corresponde a un pórfido riódacítico datado en U-Pb en $43,9 \pm 0,9 / -0,8$ Ma. Asimismo, otro intrusivo, bajo la cubierta de gravas, fue descrito como “granodiorita” por Swaneck y otros (2010) al sureste del yacimiento Encuentro donde, sin embargo, se reconoció posteriormente como un pórfido diorítico-cuarcífero (Unidad 9; Pórfido Caracoles) cuya edad U-Pb obtenida fue de $60,1 \pm 1,7 / -1,1$ Ma.

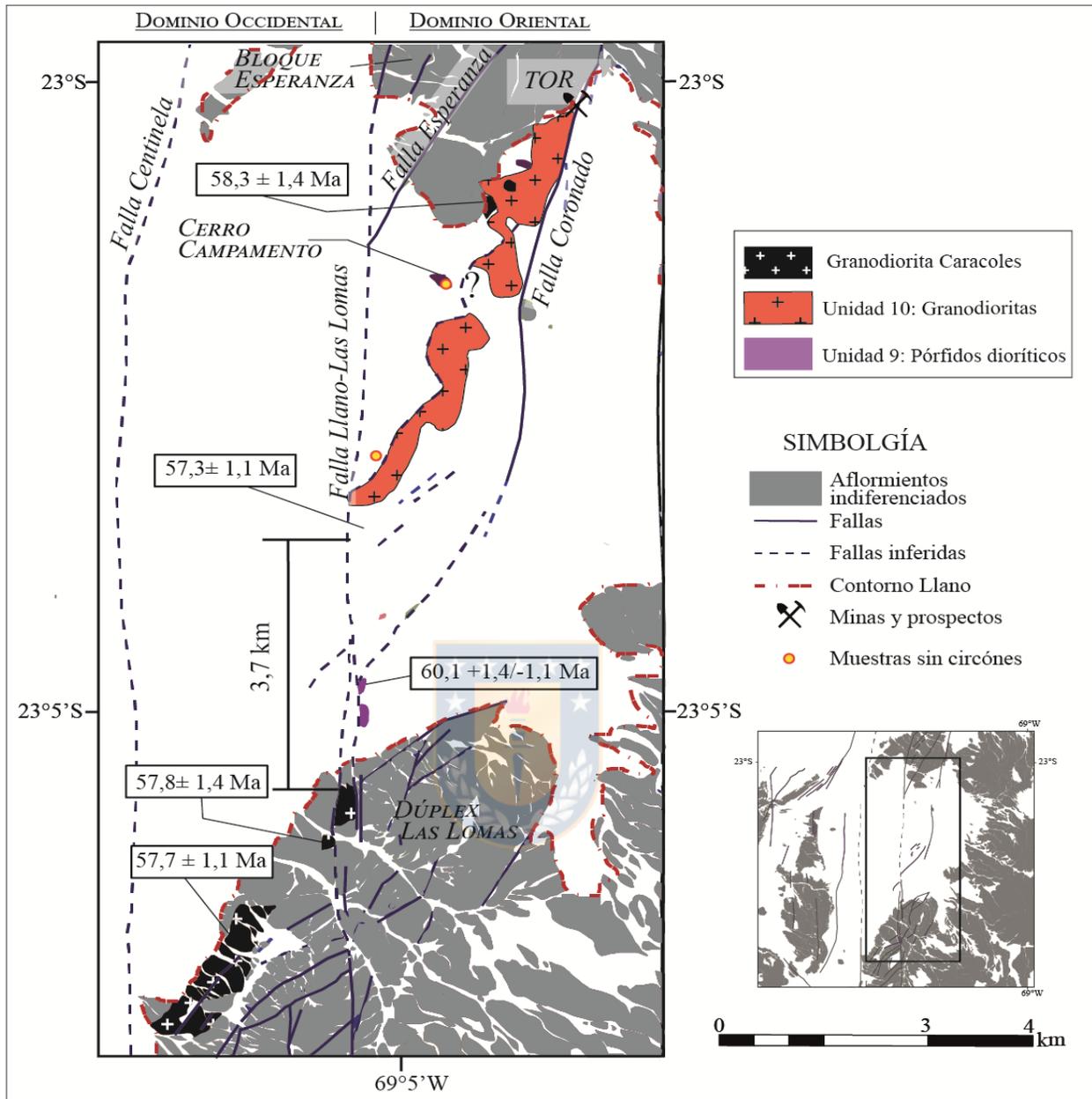


Figura 6.1 Mapa esquemático de la parte central de Llano de Caracoles, donde se observa la presencia de la Unidad 10 que consiste en una granodiorita cuyas características corresponden con las de la Granodiorita Caracoles. Al sur del llano no hay presencia de la Unidad 10 hasta encontrarse de nuevo en la parte occidental del dúplex Las Lomas.

A pesar de lo anterior, en superficie, en la parte central del Llano de Caracoles se han reconocido afloramientos correlacionables con la Granodiorita Caracoles (Unidad 10; Figura 6.1). Estas se encuentran en el borde oeste del Dúplex Las Lomas, donde aflora un cuerpo granodiorítico (datado por U-Pb en ~ 58 Ma; Mpodozis y otros, 2011) emplazado en los niveles inferiores de la Formación Cinchado (Marinovic y García, 1999). Este intrusivo se puede caracterizar, al integrarlo con el

mapa geológico distrital en la Figura 6.1, también como un “megadique” orientado en dirección NNE-SSW, y limitado, al norte por la traza de la Falla Llano-Las Lomas. El intrusivo puede corresponder a la extensión sur de la Granodiorita Caracoles desplazado por movimientos de rumbo en sentido sinistral de aproximadamente ~4 km (Figura 6.1), ocurridos a lo largo de la Falla Llano-Las Lomas lo cual explicaría, a lo menos en parte, la discontinuidad existente entre las edades y los contactos de las unidades volcánicas cretácicas y paleocenas que ocurren en el Dominio Oriental en relación con aquellas del Dominio Occidental.

El (probable) movimiento sinistral en la Falla Llano-Las Lomas habría ocurrido con posterioridad al emplazamiento del sistema mineralizado de Encuentro, principalmente en forma previa a la acumulación del nivel inferior de gravas de cobertura, portadoras de un lente de tobas datado en 22 Ma, aunque, como se observa en la Figura 5.2, el desplazamiento del contacto entre el techo de roca y la cobertura de gravas indica la ocurrencia de movimientos más tardíos. Su traza corresponde, en la zona del yacimiento (Falla “Roja”), al límite oriental de la mineralización y las zonas de alteración y, a su vez, la traza limita por el oeste al domo dacítico datado en *ca.* 37 Ma (Domo Silencioso, Osorio, 2017).

Sin embargo, varios estudios efectuados en el yacimiento indican la existencia en este de un complejo de brechas interpretadas como el relleno de una diatrema (Diatrema Encuentro, *ca.* 38 Ma; Swaneck y otros, 2010; Lazcano y otros, 2014; Osorio, 2017; Lazcano y otros, 2016) cuyos contactos transgreden a la traza de la falla. A pesar de ello, un estudio petrográfico efectuado por Cornejo (2015) indica que las brechas ubicadas al oeste de la Falla Llano-Las Lomas son clastos de rocas volcánicas y sedimentarias, con matriz con turmalina; mientras que, al este de la falla, presentan clastos preferentemente volcánicos de composición dacítica a riodacítica. Estas diferencias pueden indicar edades diferentes a uno y otro lado de la traza. La ausencia de mineralización en el Dominio Oriental sugiere que el yacimiento Encuentro está truncado por la Falla Llano-Las Lomas. Estudios anteriores (Tomlinson y Blanco, 2000; Cembrano, 2008; Mpodozis, 2015) han descrito evidencias cinemáticas de deformación sinistral, ocurrida probablemente, durante el Oligoceno a lo largo de su traza.

7. CONCLUSIONES

El Llano de Caracoles corresponde a un elemento geomorfológico ubicado en el centro del Distrito Minero Centinela, en el borde occidental de la Cordillera Domeyko. Los datos obtenidos en este trabajo permitieron establecer y caracterizar la estratigrafía de las unidades que forman el “techo de roca” bajo la cobertura de gravas, y han permitido determinar que estas se encuentran, en parte, limitadas por dos grandes fallas (Fallas Llano-Las Lomas y Centinela) que representan la prolongación de fallas regionales mayores que forman parte del Sistema de Fallas Domeyko y limitan, al sur del llano, el Dúplex de Las Lomas y, al norte, el bloque estructural que contiene a los yacimientos Esperanza y Telégrafo. Dentro de ese contexto, las unidades que constituyen el “techo de roca” bajo la cobertura de “gravas” cenozoicas, conforman las rocas de caja del recientemente descubierto yacimiento Encuentro, las cuales, pueden ser correlacionadas con las unidades expuestas en superficie en los bordes del llano y descritas en los mapas geológicos del Distrito Minero Centinela (Mpodozis y otros, 2012; Mpodozis y otros, 2017). Los resultados de este trabajo indican que el basamento del Llano de Caracoles incluye, en subsuperficie, dos dominios estructurales separados por la traza NS de la Falla Llano-Las Lomas, cuya estratigrafía es diferente. El **Dominio Oriental** está compuesto, principalmente, por rocas estratificadas mesozoicas cuyas unidades más antiguas comprenden secuencias volcano-sedimentarias triásicas, formadas por tobas ácidas, y lavas y brechas volcánicas andesíticas retrabajadas, que formarían parte de los Estratos Las Lomas (Unidad 1, *ca.* 210-200 Ma) y una unidad de rocas sedimentarias marinas jurásicas (areniscas, evaporitas, limolitas calcáreas y calizas) que se pueden atribuir al Grupo Caracoles (Unidades 2 y 3). Estas se encuentran cubiertas, en discordancia, por lavas y volcarenitas andesíticas, y tobas dacíticas del Cretácico Superior (Unidad 5, *ca.* 80-70 Ma; y Unidad 6, *ca.* 70-69 Ma), cuya edad y litología es similar a las de rocas atribuidas a la Formación Quebrada Mala, expuesta en superficie en el bloque de Esperanza-Telégrafo. Al este del yacimiento Encuentro aparece una unidad de rocas volcánicas paleocenas (Unidad 8) formada por volcarenitas andesíticas y andesítico-basálticas escoriáceas cuyas edades rondan entre los 61 y 58 Ma, similares a las obtenidas en los niveles intermedios de la Formación Cinchado que afloran al sur del Llano de Caracoles. En el borde este del Dominio Oriental las secuencias triásicas y sedimentarias marinas jurásicas están intruidas por granodioritas porfídicas (Unidad 4, *ca.* 120 Ma?) y dioritas. Los porfidos riolíticos Las Lomas, se encuentran en la zona sur del llano, donde intruyen a riolitas triásicas, parecen ser litológicamente similares a intrusivos del mismo tipo y de edad cretácica

superior (*ca.* 71-68 Ma) que han sido descritos, en superficie, inmediatamente al sur, en el Dúplex Las Lomas. Estos pórfidos cretácicos, son cercanos al pórfido Caracoles (Unidad 9, *ca.* 60 Ma), que corresponde a un pórfido diorítico cuarcífero de pequeño volumen que se emplaza en las volcarenitas de la Unidad 8, al sureste del yacimiento Encuentro. El intrusivo de mayor volumen en el Dominio Oriental corresponde, sin embargo, a la que hemos denominado “Granodiorita Caracoles” (Unidad 10, *ca.* 58 Ma), el cual consiste en un “mega-dique” de rumbo NNE de 15 km de largo y 0,8 km de ancho que se extiende desde el este del Bloque Esperanza hasta el oeste del Dúplex Las Lomas antes de ser cortado por la Falla Llano-Las Lomas. Estas unidades se encuentran deformadas y forman parte de un anticlinal (Anticlinal Coronado), que se extiende desde el noreste del Dúplex Las Lomas hasta el Cerro Coronado, al norte del Llano de Caracoles.

El **Dominio Occidental**, al oeste de la Falla Llano-Las Lomas incluye rocas volcánicas, lavas basálticas y volcarenitas andesíticas del Cretácico Superior (Unidad 11, *ca.* 69-65 Ma), que se extienden bajo el Llano Silencioso, hasta la zona suroeste del Llano de Caracoles y, hacia el poniente, se prolongan en los afloramientos del nivel superior de la Formación Quebrada Mala, expuestas en la zona de Cerro Oscuro. Por el este, esta unidad está, en parte, en contacto por falla (Falla Centinela) con tobas líticas andesíticas y rocas volcano-sedimentarias del Paleoceno inferior (Unidad 12, *ca.* 64-62 Ma). Estas rocas se prolongan en superficie en rocas atribuidas al nivel inferior de la Formación Cinchado expuestas en el flanco occidental del Dúplex Las Lomas, y bajo el llano forman una faja NS, limitada al este por la Falla Llano-Las Lomas, que se extiende hasta la zona del yacimiento Telégrafo en el extremo norte del llano. Finalmente, en sector NW del Dominio Occidental, se dispone la unidad más joven reconocida en este trabajo (Unidad 13), que corresponde a una secuencia volcano-sedimentaria formada por lavas y volcarenitas andesíticas-basálticas (*ca.* 42 Ma), correlacionada con la Formación Esperanza, la cual forma una franja de orientación NS limitada al este por la traza de la Falla Centinela.

Las unidades anteriormente descritas forman parte de las rocas de caja del sistema mineralizado del yacimiento Encuentro, emplazado en su mayor parte en rocas volcánicas andesíticas paleocenas de la Unidad 12, al oeste de la Falla Llano-Las Lomas la que desplaza en la NS con sentido sinistral algunas de las unidades intrusivas asociadas a la mineralización. La unidad más importante del yacimiento Encuentro consiste en los pórfidos de Encuentro, un conjunto de diques de pórfidos dacíticos y riódacíticos eocenos (*ca.* 43-38 Ma) asociados a brechas polimícticas (Diatrema Encuentro, *ca.* 38 Ma). Estos cuerpos intrusivos se encuentran alineados en dirección NNE-SSW,

a lo largo de estructuras subsidiarias a la Falla Llano-Las Lomas, y su emplazamiento estuvo estrechamente relacionado a la deformación que se produjo durante la fase tectónica Incaica, la cual se produjo de forma sincrónica a la acumulación de la gruesa carpeta de gravas existente en el Llano de Caracoles. La unidad intrusiva más joven del distrito corresponde a Domo Silencioso, que corresponde en un domo de composición riódacítica de *ca.* 37 Ma ubicado al este de la Falla Llano-Las Lomas.



8. REFERENCIAS

- AMSTUTZ, G. C.; CISTERNAS, M. E., DÍAZ, L. L.; FONTBOTÉ, L.; FRUTOS, J.; MAYER, CHR.; SCHMIDT, S. TH. y WAUSCHKUHN, A. 1985. Relaciones entre algunos yacimientos de Ag, Zn, Fe y Ba y las secuencias marinas tras-arco del Jurásico y Cretácico Inferior en el norte de Chile. Congreso Geológico Chileno, N°4. Actas **3**: 435-451. Antofagasta.
- ARDILL, J.; FLINT, S.; CHONG, G. y WILKE, H. 1998. Sequence stratigraphy of the Mesozoic Domeyko Basin, northern Chile. *Journal of the Geological Society*, London, Vol. **155**, (1): 71-88.
- BASSO, M., y MPODOZIS, C. 2012. Carta Cerro Químal, Región de Antofagasta. Servicio Nacional de Geología y Minería. Carta Geológica de Chile, Serie Geología Básica, N°143: 48 pp. Santiago.
- BORIC, R.; DÍAZ, F., y MAKSAEV, V. 1990. Geología y yacimientos metalíferos de la Región de Antofagasta. Servicio Nacional de Geología y Minería. Boletín N°40: 246 pp. Santiago.
- CABELLO, J., 1978. Exploración geoquímica y magnetométrica en el distrito argentífero de Caracoles. Memoria para optar al Título de Geólogo. Universidad de Chile, Departamento de Geología (Inédito): 117pp. Santiago.
- CAMUS, F. 2003. Geología de los sistemas porfídicos en Los Andes de Chile. Servicio Nacional de Geología y Minería. 267 pp. Santiago.
- CEMBRANO, J. 2008. Estudio Estructural de la Faja Tesoro-Polo Sur, Resultados Primera fase. Antofagasta Minerals, Gerencia de Exploraciones Chile (Inédito): 13 pp. Santiago.
- CHARRIER, R.; FARÍAS, M. y MAKSAEV, V. 2009. Evolución tectónica, paleogeográfica y metalogénica durante el Cenozoico en los Andes de Chile norte y central e implicancias para las regiones adyacentes de Bolivia y Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*. Vol. **65**, (1): 5-35.
- CHARRIER, R.; PINTO, L. y RODRÍGUEZ, M.P. 2007. Tectono-stratigraphic evolution of the Andean orogen in Chile, in: *Geology of Chile*, Chapter 3. (Gibbons, W. y Moreno, T.). The Geological Society of London: 21-116. London.
- CLIFFORD, J. 2006. Caracoles Joint Venture Program Report. Mineral Equatorial Resources. (Inédito): 58 pp. Santiago.
- CORNEJO, P. 2015. Informe petrográfico para Minera Centinela: Proyecto Óxidos Encuentro, Caracterización de litologías y tipos de brechas. Antofagasta Minerals, Gerencia de Exploraciones Chile (Informe Inédito): 47 pp. Santiago.
- CORNEJO, P. 2016a. Informe petrográfico y Calcográfico para Minera Centinela: Proyecto Óxidos Encuentro, Muestras JVC y SGTF. Antofagasta Minerals, Gerencia de Exploraciones Chile (Inédito): 29 pp. Santiago.

CORNEJO, P. 2016b. Informe petrográfico para Minera Centinela: Proyecto Óxidos Encuentro, Muestras de gravas. Antofagasta Minerals, Gerencia de Exploraciones Chile (Inédito): 230 pp. Santiago.

CORNEJO, P. 2016c. Tabla dataciones de Encuentro en sondajes y muestras de superficie que tiene relación con el yacimiento. Antofagasta Minerals, Gerencia de Exploraciones (Inédito): 5 pp. Santiago.

CORNEJO, P.; MATTHEWS, S. y PÉREZ DE ARCE, C. 2003. The “K-T” compressive deformation event in northern Chile (24°–27° S). Congreso Geológico Chileno, N°10. Actas: 1-13. Concepción.

CHARRIER, R.; FARÍAS, M. y MAKSAEV, V. 2009. Evolución tectónica, paleogeográfica y metalogénica durante el Cenozoico en los Andes de Chile norte y central e implicancias para las regiones adyacentes de Bolivia y Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*. Vol. **65**, (1): 05-35.

FERNANDEZ-MORT, A.; RIQUELME, R.; ALONSO-ZARSA, A.; CAMPOS, E.; BISSIG, T.; MPODOZIS, C.; CARRETIER, S.; HERRERA, C.; TAPIA, M.; PIZARRO, H. y MUÑOZ, S. 2017. A genetic model based on evapoconcentration for sediment-hosted exotic-Cu mineralization in arid environments: the case of the El Tesoro central copper deposit, Atacama Desert, Chile. *Mineralium Deposita*. Vol. **53**, (6): 775-795.

FISHER, R. V. 1966. Rocks composed of volcanic fragments and their classification. *Earth-Science Reviews*, Vol. **1**, (4), 287-298.

FLORES, R. 1976. Control de la mineralización de plata en el distrito minero de Caracoles, II Región, Antofagasta, Chile. Memoria para optar al Título de Geólogo. Universidad Católica del Norte, Departamento de Geología (Inédito): 78 pp. Antofagasta.

FLEUTY, M. J. 1964. The description of folds. *Proceedings of the Geologists' Association*, vol. **75** (4), 461-492.

FOLGUERA A.; NAIPAUER M.; SAGRIPANTY L.; GHIGLIONE M.; ORTS D. y GIAMBIAGI L. (Eds) 2016. Growth of the Southern Andes. Springer Earth System Sciences: 201–240. Berlín.

FOLK, R. L. 1980. Petrology of sedimentary rocks. Hemphill Publishing Company.

FORTT, A. 1981. Geología General de los Cuadrángulos: Cerro Químal, Laguna Tevinquiche, Llano de la Paciencia y Salar de Atacama, II Región. Instituto de Investigaciones Geológicas (Inédito): 48 pp. Santiago.

FRANZESE, J. R. y SPALLETTI, L. A. 2001. Late Triassic-early Jurassic continental extension in southwestern Gondwana: tectonic segmentation and pre-break-up rifting. *Journal of South American Earth Sciences*. Vol. **14**, (3): 257-270.

GARCÍA, F. 1967. Geología del Norte Grande de Chile. Symposium sobre el Geosinclinal Andino, N°3. Sociedad Geológica de Chile: 1-138. Santiago.

GONZÁLEZ, G. 2010. Informe de Avance de Estudio de Estructuras en Caracoles. Antofagasta Minerals, Gerencia de Exploraciones Chile (Inédito): 13 pp. Santiago.

HARRINGTON, H.J. 1962. Paleogeographic development of South America. *American Association of Petroleum Geologists*. Vol. **46**, (10): 1773-1814.

HERVÉ, M.; SILLITOE, R.H.; WONG, C.; FERNÁNDEZ, P.; CRIGNOLA, F.; IPINZA, M.; y URZÚA, F. 2012. Geologic overview of the Escondida porphyry copper district, northern Chile. *Society of Economic Geologists Special Publication*. Vol. **16**: 55-78.

JENSEN, A. y QUINZIO, L. A. 1975. Geología de la parte noroccidental del cuadrángulo de Cerros Caracoles. Proyecto Domeyko y Universidad Católica del Norte- SERPLAC. Gobierno Regional, II Región de Antofagasta: 49 pp. Antofagasta.

JENSEN, A., y QUINZIO L. A. 1979. Geología del Área de Pampa Elvira y contribución al conocimiento del Jurásico marino entre los 23°00' y 23°30' Latitud Sur y los 68°45' y 69°03' Longitud Oeste. II Región de Antofagasta, Chile. Memoria para obtener el Título de Geólogo. Universidad Católica del Norte, Departamento de Geociencias (inédito): 141 pp. Antofagasta.

LAZCANO, E.; ARAVENA, A.; VALDÉS, A.; MAMANI, I. y VEAS, D., 2014. Revisión del modelo de alteración de Encuentro Sulfuros. Antofagasta Minerals, Gerencia de Exploraciones Chile (Inédito): 26 pp. Santiago.

LAZCANO, E.; CONSTENLA, L.; MAMANI, I.; VALDÉS, A. y VEAS, D., 2016. Proyecto Encuentro Informe geológico 2011-2016. Antofagasta Minerals, Gerencia de Exploraciones Chile (Inédito): 104 pp. Santiago.

LUCASSEN, F.; FRANZ, G.; THIRLWALL, M. F. y MEZGER, K. 1999. Crustal Recycling of Metamorphic Basement: Late Paleozoic Granitoids of Northern Chile (~22°S). Implications for the Composition of the Andean Crust. *Journal of Petrology*, Vol. **40**, (10): 1527-1551.

LUDWIG, K. R. 2003. Isoplot 3.0 – A geochronological toolkit for Microsoft Excel: Special publication No.4, Berkeley Geochronology Center, Berkeley, Calif., 71 p.

MAKSAEV, V. y ZENTILLI, M. 1988. Marco metalogénico regional de los megadepósitos de tipo pórfido cuprífero del Norte Grande de Chile. Congreso Geológico Chileno, N°5. Vol. 1: 181-212. Santiago.

MAKSAEV, V.; MUNIZAGA, F. y TASSINARI, C. 2014. Timing of the magmatism of the paleo-Pacific border of Gondwana: U-Pb geochronology of Late Paleozoic to Early Mesozoic igneous rocks of the north Chilean Andes between 20 degrees and 31 degrees S. *Andean Geology*. Vol. **41**, (3): 447-506.

- MARINOVIC, N. 2007. Carta Oficina Domeyko, Región de Antofagasta. Servicio Nacional de Geología y Minería. Carta Geológica de Chile, Serie Geológica Básica, N°105: 41 pp. Santiago.
- MARINOVIC, N. y GARCÍA, M. 1999. Hoja Pampa Unión, Región de Antofagasta. Servicio Nacional de Geología y Minería, Mapas Geológicos, N°9. Escala 1:100.000. Santiago.
- MARQUARDT, C.; CÁCERES, M.; CORNEJO, P.; LAZCANO, E. y MPODOZIS, C. 2012. Falla Esperanza: cabalgamiento postmineral del Eoceno Superior-Oligoceno?, Distrito Centinela, Norte de Chile. Congreso Geológico Chileno, N°13. Actas Digitales: 171-173. Antofagasta.
- MATTHEWS, S.; CORNEJO, P. y ARÉVALO, C. 2007. Applied regional geological study of the Central Depression of northern Chile (23°10'-24°30' S). Servicio Nacional de Geología y Minería. Vol. 1. Santiago.
- 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. Santiago. Tesis para optar al Grado de Doctor. Universidad de Chile, Departamento de Geología (Inédito): 169 pp. Santiago.
- MORA, R. ALFARO, J. SALAZAR, G. y GONZÁLEZ, R. 2009. Pórfido cuprífero Mirador: El descubrimiento más reciente en el Distrito Centinela. Congreso Geológico Chileno, N°12. Actas Digitales: S11-027. Santiago.
- MORA, R.; ARTAL, J.; BROCKWAY, H.; MARTÍNEZ, E. y MUHR, R. 2004. El Tesoro exotic copper deposit, Antofagasta Region, northern Chile: *Society of Economic Geologists*. Vol. 11: 187-197.
- MORANDÉ, J. 2014. El basamento pre-mesozoico de la Sierra Limón Verde: implicancias para la evolución tectónica del norte de Chile. Tesis para optar al Grado de Magister. Universidad de Chile, Departamento de Geología (inédito): 126pp. Santiago.
- MORANDÉ, J. y MPODOZIS, C. 2015. Magmatismo del Carbonífero-Pérmico inferior en la Cordillera de Domeyko: Geocronología U-Pb del Complejo Intrusivo Limón Verde. Congreso Geológico Chileno, N°14. Actas Digitales: 657-650. La Serena.
- MPODOZIS, C. 2015. Geología estructural del Distrito Minero Centinela. Antofagasta Minerals, Gerencia de Exploraciones Chile (Inédito): 13 pp. Santiago.
- MPODOZIS, C. y CORNEJO, P. 2017. Mapa Geológico de la zona centro oriental del Distrito Centinela, Escala 1:30.000. Antofagasta Minerals, Gerencia de Exploraciones Chile (Inédito). Santiago.
- MPODOZIS, C., y CORNEJO, P. 2012. Cenozoic tectonics and porphyry copper systems of the Chilean Andes. In *Geology and genesis of major copper deposits and districts of the world: a tribute to Richard H. Sillitoe*. *Society of Economic Geologists*. Vol. 16: 329-360.
- MPODOZIS, C. y KAY, S. M. 1992. Late Paleozoic to Triassic evolution of the Gondwana margin; evidence from Chilean Frontal Cordilleran batholiths (28°S to 31°S). *Geological Society of America*

Bulletin. Vol. **104**, (8): 999-1014.

MPODOZIS C. y PERELLÓ, J. 2003. Porphyry Copper Metallogeny of the Middle Eocene-Early Oligocene Arc of Western South America: Relationships with Volcanism and Arc Segmentation. Congreso Geológico Chileno, N°10. Actas Digitales. Concepción.

MPODOZIS, C. y RAMOS, V. A. 2008. Tectónica jurásica en Argentina y Chile: extensión, subducción oblicua, rifting, deriva y colisiones? *Revista de la Asociación geológica Argentina*. Vol. **63**, (4): 481-497.

MPODOZIS, C. y RAMOS, V.A. 1989. The Andes of Chile and Argentina. Geology of the Andes and its relation to hydrocarbon and energy resources. (Eriksen, G.E.; Cañas, M.T. y Reintmund, J.A.). Circum-Pacific Council for Energy and Hydrothermal Resources, Earth Sciences Series: 59-90. Houston.

MPODOZIS, C.; CEMBRANO, J. y MORA, R. 2009. Deformación compresiva-oblicua polifásica y pórfidos cupríferos eocenos en el Sistema de Fallas de Domeyko: la región de Esperanza-Caracoles (Distrito Centinela). Congreso Geológico Chileno, N°12. Actas Digitales: S11-062. Santiago.

MPODOZIS, C.; CORNEJO, P.; y MARQUARDT, J. C. 2011. Mapa Geológico a escala 1:25.000 del Distrito Centinela. Antofagasta Minerals, Gerencia de Exploraciones Chile (Inédito). Santiago.

MPODOZIS, C.; MARINOVIC, N.; SMOJE, I. y CUITIÑO, L., 1993. Estudio Geológico-Estructural de la Cordillera de Domeyko entre Sierra Limón Verde y Sierra Mariposas, Región de Antofagasta. Servicio Nacional de Geología y Corporación Nacional del Cobre. Informe Registrado IR-93-04: 282 pp. Santiago.

MPODOZIS, C.; ARRIAGADA, C.; BASSO, P.; ROPERCH, P.; COBBOLD, P. y REICH, M. 2005. Mesozoic to Paleogene stratigraphy of the Atacama (Purilactis) Basin, Antofagasta region, northern Chile: insight into the earlier stages of central Andean tectonic evolution. *Tectonophysic*. Vol. **399**, (1-4): 125-154.

MUHR, R., PERELLÓ, J., 2009, Exploración y descubrimiento en el distrito Centinela: Historia y lecciones. Congreso Geológico Chileno, N°12. Actas Digitales: S11-033. Santiago.

MUÑOZ, N. 1989. Estudio geológico estratigráfico de las Hojas Baquedano y Pampa Unión, II Región de Antofagasta, Chile. Memoria para optar al Título de Geólogo. Universidad de Chile, Departamento de Geología (Inédito): 161 pp. Santiago.

MÜNCHMEYER, C.; CORNEJO, P., 2012. Proyecto sulfuros profundos en el distrito de Centinela. Antofagasta Minerals, Gerencia de Exploraciones Chile (Inédito): 62pp. Santiago.

MÜNCHMEYER, C. y VALENZUELA, D. 2009. Telégrafo: Un Pórfido de Cu, Au-Mo en Etapa de Exploración Avanzada, Distrito Sierra Gorda. Congreso Geológico Chileno, N°12. Actas Digitales: S11-001. Santiago.

- MÜNCHMEYER, C.; CORNEJO, P. y MPODOZIS, C. 2011, Programa Sulfuros Profundos Distrito Centinela. Antofagasta Minerals, Gerencia de Exploraciones Chile (Inédito): 51 pp. Santiago.
- NOBLE, D.C.; MCKEE, E. H. y MEGARD, F. 1979. Early Tertiary "Incaic" tectonism, uplift, and volcanic activity, Andes of central Peru. *Geological Society of America Bulletin*. Vol. **90**, (10): 903-907.
- OSORIO, J. 2017. Intrusion Sequence and Hydrothermal Fluid Evolution of Encuentro Porphyry Cu-Mo-Au deposit, Northern Chile. Tesis para optar al Grado de Magister. Department of Earth Sciences, University of Oregon (Inédito): 179 pp. Oregon.
- PANKHURST, R. J.; HERVÉ, F.; FANNING, C. M.; CALDERÓN, M.; NIEMEYER, H.; GRIEM-KLEE, S. y SOTO, F. 2016. The pre-Mesozoic rocks of northern Chile: U-Pb ages, and Hf and O isotopes. *Earth-Science Reviews*. Vol. **152**: 88-105.
- PERELLÓ, J.; BROCKWAY, H. y MARTINI, R. 2004. Discovery and geology of the Esperanza porphyry copper-gold deposit, Antofagasta Region, northern Chile. *Society of Economic Geologists*. Vol. **11**: 167–186
- PERELLÓ, J.; MUHR, R.; MORA, R.; MARTÍNEZ, E.; BROCKWAY, H.; SWANECK, T.; ARTAL, J.; MPODOZIS, C.; MÜNCHMEYER, C.; CLIFFORD, J.; ACUÑA, E.; VALENZUELA, D. y ARGANDOÑA, R. 2010. Wealth creation through exploration in a mature terrain: The case history of the Centinela district, northern Chile. *Society of Economic Geologists*. Vol. **15**: 229–252.
- REUTTER, K.; SCHEUBER, E. y HELMCKE, D. 1991. Structural evidence of origin parallel strike-slip displacements in the North Chilean. Precordillera. *Geologische Rundschau*. Vol. **80**, (1): 135-153.
- RIQUELME, R.; TAPIA, M.; CAMPOS, E.; MPODOZIS, C.; FERNANDEZ-MORT, A.; CARRETIER, S. y SÁNCHEZ, C. 2015. Evolución eocena-miocena de la Cuenca El Tesoro: condiciones paleoambientales y paleoclimáticas de la mineralización supérgena y exótica en el Distrito Centinela. Congreso Geológico Chileno, N°14. Actas Digitales: 696-599. La Serena.
- RIQUELME, R.; TAPIA, M.; CAMPOS, E.; MPODOZIS, C.; CARRETIER, S.; GONZÁLEZ, R.; MUÑOZ, S.; FERNÁNDEZ-MORT, A.; SANCHEZ, C. y MARQUARDT, C. 2018. Supergene and exotic Cu mineralization occur during periods of landscape stability in the Centinela Mining District, Atacama Desert. *Basin Research*. Vol. **30**. (3): 395-425.
- RIVERA, S.L.; ALCOTA, H.; PROFFETT, J.; DÍAZ, J.; LEIVA, G. y VERGARA, M. 2012. Update of the geologic setting and porphyry Cu-Mo deposits of the Chuquicamata District, northern Chile. *Society of Economic Geologists*. Vol. **16**: 19-54.
- SANCHEZ, C., BRICHAU, S., RIQUELME, R., CARRETIER, S., BISSIG, T., LOPEZ, C.; MPODOZIS, C.; CAMPOS, E.; REGARD, V.; HERAIL, G. y MARQUARDT, C. (2017). Exhumation history and timing of supergene copper mineralisation in an arid climate: New thermochronological data from the Centinela District, Atacama, Chile. *Terra Nova*. Vol. **30**, (1):

78-85.

SÁNCHEZ, M. 2014. Marco Estructural, magnético y eléctrico para la exploración de pórfidos Cu (Au, Mo) del Distrito Centinela Sur. Antofagasta Minerals, Gerencia de Exploraciones Chile (Inédito): 224 pp. Santiago.

SERNAGEOMIN. 2002. Mapa Geológico de Chile. Servicio Nacional de Geología y Minería. Carta Geológica de Chile, Serie Geología Básica, N°75. Santiago.

SILLITOE, R. 2009. Further geological comments on the Caracoles and Mirador Porphyry Copper Systems, Northern Chile. Antofagasta Minerals, Gerencia de Evaluación de Recursos (Inédito): 129 pp. Santiago.

SILLITOE, R.H. y PERELLÓ, J. 2005. Andean copper province: Tectonomagmatic settings, deposit types, metallogeny, exploration, and discovery. *Economic Geology*. 100th Anniv. Volume: 845-890.

SOTO, M. F. 2013. Pressure-Temperature-Time paths of the Limón Verde Metamorphic Complex, Chile. Tesis para optar al Grado Magíster. Universidad de Chile, Departamento de Geología (Inédito): 132pp. Santiago.

STRECKEISEN, A. 1974. Classification and nomenclature of plutonic rocks recommendations of the IUGS subcommission on the systematics of igneous rocks. *Geologische Rundschau*, Vol. **63**. (2): 773-786.

SWANECK, T. 2012. Encuentro: A Cu-Au-Mo Porphyry in the Centinela District. SEG 2012 Conference, Integrated Exploration and Ore Deposits. Extended Abstracts: 2 pp. Lima.

SWANECK, T.; TORRES, L. y CÁCERES, C. 2010. Geología y modelamiento geológico del Pórfido Caracoles. Antofagasta Minerals, Vicepresidencia de Proyectos (Inédito): 89 pp. Santiago.

SWANECK, T.; MORA, R. y MARTÍNEZ, E. 2009. Caracoles: Un Nuevo Pórfido de Cu-Au-Mo en el Distrito Centinela. Congreso Geológico Chileno, N°12. Actas Digitales: S11-028. Santiago.

TAPIA, M.; RIQUELME, R.; MARQUARDT, C.; MPODOZIS, C. y MORA, R. 2012. Estratigrafía y sedimentología de la Cuenca El Tesoro, Distrito Centinela (región de Antofagasta) y su relación con la mineralización exótica de cobre. Congreso Geológico Chileno, N°13. Actas Digitales: 637-639. Antofagasta.

TOMLINSON A. y BLANCO N. 2000. Estudio Geológico Estructural del Distrito El Tesoro. Antofagasta Minerals, Gerencia de Evaluación de Recursos (Inédito): 66pp. Santiago.

TOMLINSON, A. y BLANCO, N. 2007. Geología de la franja El Abra-Chuquicamata, II Región (21°45'-22°30'). Servicio Nacional de Geología y Corporación Nacional del Cobre. Informe Registrado, IR-07##:196. Santiago.

TOMLINSON, A.; BLANCO P. y DILLES, J. 2010. Carta Calama, Región de Antofagasta.

Servicio Nacional de Geología y Minería. Carta Geológica de Chile, Serie Preliminar N°8: 39 pp. Santiago.

