



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

**ESTRATIGRAFÍA Y GEOLOGÍA ESTRUCTURAL DE LA REGIÓN DE CERRO
LA BALLENA – PORTEZUELO AZABACHE (CORDILLERA DE DOMEYKO
23°40' – 24°00'S)**

**TESIS PARA OPTAR AL GRADO DE MAGÍSTER EN
CIENCIAS MENCIÓN GEOLOGÍA**

MEMORIA PARA OPTAR AL TÍTULO DE GEÓLOGO

JAVIER IGNACIO VALENZUELA VOLKWEIN

**PROFESOR GUÍA:
CONSTANTINO MPODOZIS MARÍN**

**MIEMBROS DE LA COMISIÓN:
CÉSAR ARRIAGADA ORTEGA
REYNALDO CHARRIER GONZALEZ**

Este trabajo ha sido financiado por Antofagasta Minerals S.A

**SANTIAGO DE CHILE
2014**

RESUMEN DE LA MEMORIA PARA OPTAR

AL TÍTULO DE: Geólogo y grado de Magíster en Ciencias Mención Geología

POR: Javier Ignacio Valenzuela Volkwein

FECHA: 12 de Diciembre del 2014

PROFESOR GUÍA: Constantino Mpodozis Marín

Estratigrafía y Geología Estructural de la Región de Cerro La Ballena – Portezuelo Azabache (Cordillera de Domeyko 23°40'– 24°00'S)

El presente estudio, enfocado en el desarrollo del borde occidental de la Cordillera de Domeyko dentro de la zona de Cerro La Ballena-Portezuelo Azabache (23°40'-24°00'S), ha permitido determinar la evolución tectono-estratigráfica de ese segmento desde el Paleozoico tardío al Cenozoico temprano. La región estudiada incluye una sucesión volcanoclástica y sedimentaria marina a continental continua, sin quiebres estratigráficos, desarrollada entre el Triásico Superior al Cretácico Inferior (Formación Cerro La Ballena, Grupo Caracoles y Estratos de San Manuel), sobre la cual se disponen en discordancia angular secuencias sedimentarias y volcánicas del Cretácico Superior (Formación Quebrada Mala) y el Complejo Intrusivo y Volcánico del Cerro Azabache. En discordancia angular sobre estas unidades se dispone una aislada y reducida unidad volcánica (Basaltos del Cerro Pico de Oro) de edad probablemente cercana al límite Cretácico-Terciario. Sobre estos se sitúa, en discordancia angular, una potente secuencia de tobas riolíticas y coladas andesíticas del Paleoceno superior al Eoceno inferior (Formación Cinchado). Esta zona, ubicada al oeste del núcleo de la Cordillera de Domeyko, presenta evidencias de deformación polifásica, a través de una deformación de escama gruesa desarrollada durante el Cretácico Superior, caracterizada por la formación de un anticlinal de basamento, con deslizamientos gravitacionales asociados, un nuevo periodo de intensa deformación compresiva en el límite Cretácico-Terciario, la formación de fallas normales durante un periodo de extensión en el Paleoceno-Eoceno inferior, y uno o más episodios de deformación con una importante componente de rumbo a lo largo de la Falla Sierra de Varas, ocurridos con posterioridad al Paleoceno - Eoceno inferior.

Dedicada a la memoria de Paula Valenzuela Volkwein.

Dedicada a la memoria de Roberto Volkwein Contreras.

Dedicada a Gerardo e Ingrid.

Agradecimientos

En el largo proceso que ha sido el escribir esta tesis, hay muchas personas a las que quiero agradecer. Primero que nada quiero agradecer a mis padres por darme la fortaleza, seguridad y confianza para ser la persona que soy. A mi compañera, María José, por estar siempre conmigo y nunca dejar que baje los brazos. Por darme el amor que siempre he querido y porque en unos días más nos casaremos. Quiero agradecer a mi familia, a mis hermanas Macarena y Daniela, y a mis sobrinas Tamae y Anyita. A mis abuelas, Amalia y Ana.

Quiero agradecer a mis maestros, por enseñarme a mejorar mi capacidad de observación y crítica científica. A Constantino Mpodozis, mi profesor guía, a través del cual aprendí lo que es la geología regional y a mejorar mi capacidad como científico. ¡Muchas gracias Cocho por toda la paciencia! A César Arriagada, por darme las oportunidades necesarias y confianza para ser un mejor geólogo. A Reynaldo Charrier por compartir su vasto conocimiento geológico con una constante disposición gentil. Agradecer también a Carlos Marquardt por la guía y ayuda en los terrenos realizados durante esta tesis, y a Luis Zepeda, quien fue mi ayudante y chofer de terreno.

También agradecer a mis amigas y amigos, que me han acompañado desde hace mucho tiempo en este largo camino por la Universidad. Al Búho, Ciego, Isma, Chala, Jaki, Dani, Cazue, Leo, Tutú, Larry, Susi, Tapia, Orozco, Seba, Cartero, Mamipe, Chica, Sergio, entre otros tantos que no alcanzo a mencionar. A la Javi, con la que compartimos terrenos, carretes, sufrimientos tesísticos y laborales. A mis hermanos de Piantera, Gorugo y Chino. A la gente de banda Animita. A todos ellos, gracias por la oportunidad de hacer y seguir haciendo música.

Finalmente agradecer a mi hermana Paula Valenzuela (q.e.p.d.), por dejarme clarito lo yo que tenía que hacer... estudiar en la escuela de Ingeniería de la Chile y tener una banda de rock. Pauli, gracias por cuidarme, ayudarme y acompañarme siempre. Por último, a mi abuelo Roberto Volkwein (q.e.p.d.) el cual falleció cuando me encontraba en mi primer terreno de tesis, razón por la que no pude llegar a su funeral. Gracias por darme la calma Tata... uno tiene que hacer lo que tiene que hacer.

TABLA DE CONTENIDO

| | |
|---|------------|
| 1. Capítulo 1 Introducción | 1 |
| 1.1. Origen del estudio..... | 1 |
| 1.2. Antecedentes Generales..... | 1 |
| 1.3. Presentación del problema y Motivación..... | 4 |
| 1.4. Ubicación del área de estudio..... | 4 |
| 1.5. Objetivos..... | 6 |
| 1.4.1 Objetivos Generales | 6 |
| 1.4.2 Objetivos Específicos..... | 6 |
| 1.6. Metodología..... | 7 |
| 2. Capítulo 2 Antecedentes Geológicos | 8 |
| 2.1. Marco Geológico de la zona de estudio | 8 |
| 2.3. Trabajos anteriores..... | 11 |
| 3. Capítulo 3 Estratigrafía | 13 |
| 3.1. Introducción..... | 13 |
| 3.2. Paleozoico – Triásico Inferior..... | 13 |
| 3.2.1. Introducción | 13 |
| 3.2.2. Tobas y Riolitas de la Sierra del Jardín - CPsj | 14 |
| 3.2.3. Granitoides del Carbonífero-Pérmico - CPgr | 17 |
| 3.3. Triásico Superior – Cretácico Inferior | 18 |
| 3.3.1. Introducción | 18 |
| 3.3.2. Formación Cerro La Ballena – TrJcb | 20 |
| 3.3.3. Grupo Caracoles - Jgc | 26 |
| 3.3.4. Estratos de San Manuel JKsm | 42 |
| 3.4. Cretácico Superior | 44 |
| 3.4.1. Introducción | 44 |
| 3.4.2. Formación Quebrada Mala Kqm..... | 44 |
| 3.4.3. Complejo Intrusivo y Volcánico Cerro Azabache Ksa..... | 51 |
| 3.4.4. Basaltos del Cerro Pico de Oro Ktv | 54 |
| 3.5. Paleoceno superior – Eoceno inferior | 57 |
| 3.5.1. Introducción | 57 |
| 3.5.2. Formación Cinchado Psc-Eic | 57 |
| 3.5.3. Domos e intrusivos hipabisales del Paleoceno-Eoceno..... | 73 |
| 3.5.4. Rocas volcánicas del Eoceno inferior a medio - Eov | 74 |
| 3.6. Mioceno – Plioceno | 77 |
| 4. Capítulo 4 Geología Estructural..... | 78 |
| 4.1. Introducción..... | 78 |
| 4.2. Dominio Oriental..... | 80 |
| 4.3. Dominio Central | 80 |
| 4.3.1. El Hemibraqui-Anticlinal del Cerro La Ballena..... | 82 |
| 4.3.2. Klippe o Alóctono del Cerro Azabache..... | 86 |
| 4.4. Dominio Occidental..... | 96 |
| 4.4.1. Estructuras pre-paleocenas | 97 |
| 4.4.2. La Falla Cerro Pico de Oro | 97 |
| 4.4.3. La Falla Cerro Azabache, ¿Una estructura sin-volcánica del Eoceno inferior?..... | 98 |
| 4.4.4. Estructuras post Eoceno inferior | 101 |
| 4.5. Último registro de actividad dentro de la zona de estudio: La Falla Sierra de Varas | 103 |
| 5. Capítulo 5 Discusión..... | 105 |
| 5.1. Estratigrafía | 105 |
| 5.2. Geología Estructural | 109 |
| 5.3. Comparaciones con el borde oriental de la CD – Cuenca del Salar de Atacama | 115 |
| 6. Capítulo 6 Conclusiones..... | 122 |
| 7. Bibliografía | 124 |
| 8. Anexos | 136 |
| 8.1. ANEXO A: TABLA CRONOESTRATIGRÁFICA INTERNACIONAL UTILIZADA EN ESTE TRABAJO (IUGS 2013) | 136 |
| 8.2. ANEXO B: DATOS ANALÍTICOS U-PB (LA-ICP-MS) DE ESTE TRABAJO | 138 |
| 8.3. ANEXO C: DATOS DE LOS ESTUDIOS PALEONTOLÓGICOS DE ESTE TRABAJO | 146 |

1. Capítulo 1

Introducción

1.1. Origen del estudio

El año 2010, como parte de sus trabajos de exploración minera en el norte de Chile, el Grupo Minero Antofagasta Minerals (AMSA) inició estudios geológicos regionales en la periferia del Distrito Centinela a fin de mejorar el conocimiento de la geología de ese sector, con el objetivo de ubicar nuevas áreas de interés prospectivo. Dentro del marco de esos trabajos, AMSA ofreció dos becas de magíster para estudiantes de postgrado de la carrera de Geología de la Universidad de Chile, para que desarrollaran sus tesis en temas relacionados al programa indicado.

Uno de los temas propuestos, sugerido como tema de tesis al autor, fue el estudio geológico regional del borde occidental de la Cordillera de Domeyko, en la zona cercana al Portezuelo Azabache, incluyendo el mapeo geológico a escala 1:50.000 de esa zona. Dentro de los objetivos específicos, se incluía: precisar la distribución de las secuencias mesozoicas y cenozoicas, estudiar sus relaciones de contacto, espesor y variaciones de facies, y efectuar un análisis de la geología estructural. Estos antecedentes serían utilizados para elaborar un modelo de la evolución tectónica del borde occidental de la Cordillera de Domeyko, en la zona central de la Región de Antofagasta, el que será contrastado con los modelos previos propuestos para su borde oriental., con la finalidad de verificar la relación existente entre ambos a la latitud de los 24°S.

1.2. Antecedentes Generales

La Cordillera de Domeyko es una unidad morfoestructural longitudinal ubicada entre la Depresión Central y la Cordillera Occidental., en la zona sur de los Andes Centrales (Figura 1). Se extiende por 700 kilómetros en sentido norte-sur desde los 21° Sur (región de

Tarapacá), hasta los 26° Sur (región de Atacama), alcanzando 40 kilómetros de ancho y una altitud promedio de 3.000 m.s.n.m. En la región de Antofagasta se encuentra separada del arco volcánico moderno (Cordillera Occidental) por las cuencas “preandinas” de los salares de Atacama y Punta Negra. Las principales unidades geológicas que allí afloran incluyen extensos afloramientos del basamento Paleozoico y Triásico formado por rocas intrusivas y volcánicas, secuencias sedimentarias marinas y continentales del Jurásico-Cretácico Inferior y rocas volcánicas del Cretácico Superior y Paleógeno.

La Cordillera de Domeyko se encuentra disectada por el Sistema de Fallas de Domeyko (SFD) (Maksaev y Zentilli, 1999; Reutter et al., 1991; Tomlinson y Blanco, 1997) que se extiende a lo largo de su eje, desde Collahuasi hasta la región de Potrerillos-Quebrada Paipote (Tomlinson et al., 1994; Arriagada et al., 2006). Este rasgo estructural de primer orden se habría formado a raíz de diversos eventos tectónicos ocurridos entre el Cretácico Superior – Paleógeno, incluyendo un importante episodio de deformación durante el Eoceno (Fase “Incaica”, Mpodozis et al., 1993^a; Maksaev et al., 1991). Las fallas principales del SFD, algunas de las cuales tienen una importante componente de movimientos de rumbo, muestran una vergencia variable; en algunas zonas vergentes al Este (Salar de Atacama, Sierra Exploradora) y en otras al Oeste (Escondida, Sierra de Varas, Sierra de Argomedo, Sierra Vaquillas), lo cual permite caracterizar a la Cordillera de Domeyko como un sistema tipo “pop-up” de doble vergencia (Mpodozis y Ramos, 1990). Algunos autores, como Amilibia y Skarmeta (2003), consideran que el alzamiento de la Cordillera de Domeyko sería el resultado de la inversión positiva de cuencas extensionales originadas durante el Triásico, Jurásico y Cretácico Inferior. Según estos autores el estilo de deformación resultante estaría subordinado a la reactivación inversa de las fallas normales previas incluyendo fallas de basamento (tectónica de escamas gruesas) que transmitirían el desplazamiento hacia la cobertura mesozoica, donde se observan sistemas de deformación en estilo de escamas delgadas. Otros trabajos en cambio, proponen que los movimientos inversos ocurrieron en conjunto con el movimiento de rumbo en las fallas maestras del Sistema de Fallas de Domeyko (i.e. Niemeyer y Urrutia, 2009) y que fallas pre-existentes han sido reactivadas en el rumbo durante el Neógeno (Audin et al., 2003; Soto et al., 2005).

Algunos segmentos de la Cordillera de Domeyko (Figura 1) incluyen, además, fallas de rumbo derivadas de fenómenos de transpresión sinistral ocurridos durante el Eoceno (segmento Potrerillos-El Salvador; Tomlinson et al., 1993). Otro segmento, como el que se ubica entre la Sierra Limón Verde y el Salar de Punta Negra, estaría caracterizado por la presencia de bloques discretos de basamento producidos por la rotación horaria de bloques en torno a ejes verticales (Mpodozis et al., 1993^{a,b}). El segmento Chuquicamata-Quebrada Blanca, en cambio, ha sido afectado tanto por episodios de deformación compresiva en el Cretácico y el Eoceno, como transcurrancia sinistral durante el Oligoceno-Mioceno (Reutter et al., 1991; Tomlinson y Blanco, 1997) (ver Figura 1).

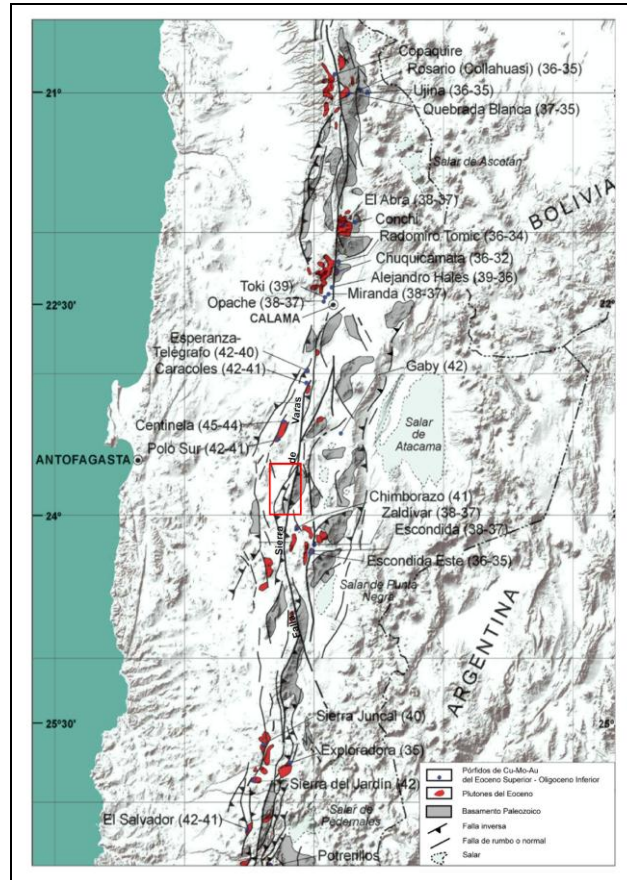


Figura 1. Imagen DEM con la distribución de los principales elementos morfoestructurales y la distribución generalizada de las fallas geológicas dentro del SFD entre los 21° a 26° S, según Mpodozis y Cornejo (2012, modificada). El rectángulo rojo indica la zona comprendida por este trabajo.

1.3. *Presentación del problema y Motivación*

Diferentes modelos para el desarrollo y evolución de la Cordillera de Domeyko han sido divergentes en cuanto a establecer la naturaleza y origen de las estructuras de primer orden que son responsables de su arquitectura. Por una parte, modelos explican que su principal alzamiento fue a causa de un evento tectónico ocurrido en el Eoceno-Oligoceno Inferior (Reutter et al., 1991; Mpodozis et al., 1993^a; Maksaev y Zentilli, 1999; Tomlinson y Blanco, 1997), mientras que otros lo atribuyen netamente a la inversión cretácica de estructuras heredadas triásicas-jurásicas, sin la necesidad de involucrar movimientos en el rumbo dentro de su desarrollo (Amilibia y Skarmeta, 2003; Amilibia et al., 2008). Para la región de Antofagasta, uno de los mejores sectores para estudiar la compleja historia geológica de la Cordillera de Domeyko, y que es objeto de esta tesis, es la zona ubicada entre los 23° 45' y 24° 00' S (Figura 1), la cual presenta excelentes afloramientos, que permiten observar un completo registro estratigráfico del Paleozoico, Mesozoico y Paleógeno, y de las estructuras que lo afectan (ver Mapa anexo). El elemento estructural de mayor importancia en esa zona corresponde a la **falla Sierra de Varas (FSV)**, cuya traza, de dirección Norte-Sur, pone en contacto el núcleo de basamento de la Cordillera de Domeyko al este, con la cobertura Mesozoica y Cenozoica al oeste, la cual presenta estructuras derivadas de diversos eventos sobreimpuestos de deformación. Su estudio permitirá obtener nuevas evidencias que permitan caracterizar la evolución geológica de este segmento de la Cordillera de Domeyko, y a la vez poder contextualizar la evolución de su borde occidental con respecto a las evidencias y modelos propuestos para el desarrollo de su borde oriental y la cuenca del Salar de Atacama.

1.4. *Ubicación del área de estudio*

La zona de estudio se ubica en la Región de Antofagasta entre los 23°45' y 24°00' de Latitud Sur y los 69°10' y 69°25' de Longitud Oeste (ver Figura 2). El acceso a ella se puede realizar por múltiples caminos o huellas, a partir de la Carretera Panamericana (Ruta 5) y el camino que une Baquedano con el extremo sur del Salar de Atacama a partir del cual, y

aproximadamente a unos 40 km al este de Baquedano, se desprende un camino no asfaltado en dirección Sur-Este que permite el acceso a la zona del Cerro Pico de Oro y Cerro Azabache. Dentro del área existen caminos o huellas construidos para acceder a pequeñas minas y salitreras abandonadas que son usados actualmente para la mantención de las torres eléctricas de alta tensión. Una segunda opción de acceso es el camino que va desde Calama hacia el sur y permite el acceso a la mina Gabriela Mistral (CODELCO) desde el cual a los $23^{\circ} 33' 06''$ S y $69^{\circ} 33' 56''$ O se desprende una ruta secundaria en dirección hacia el sur que permite el acceso al sector norte del área de trabajo.

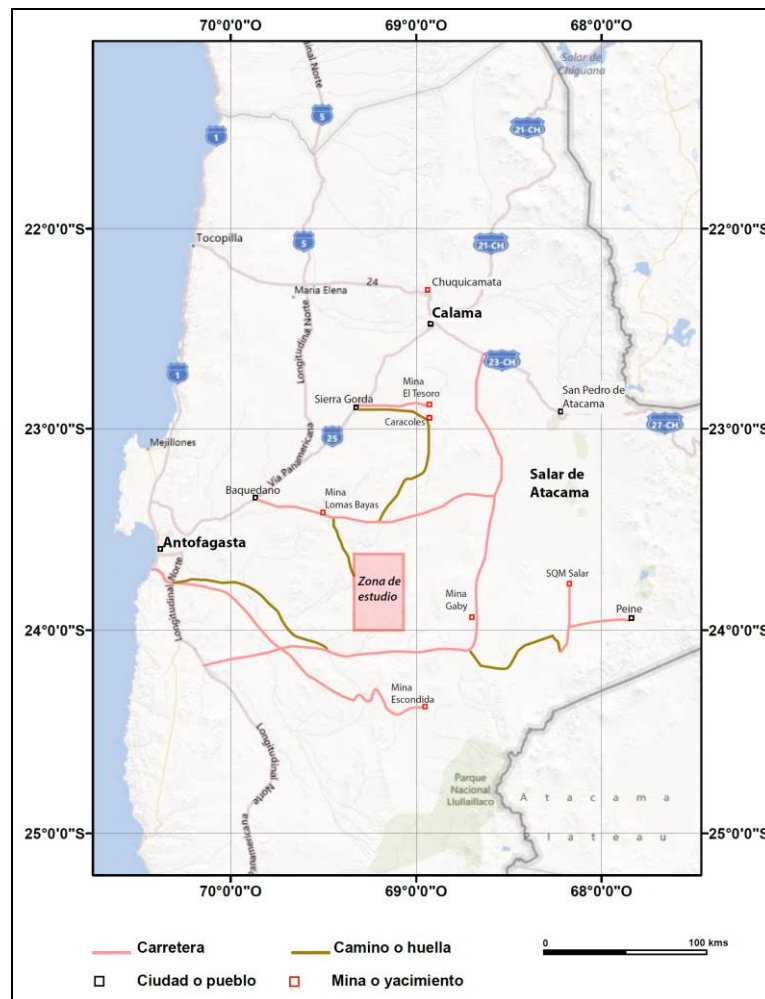


Figura 2. Mapa que muestra la ubicación de las principales vías de acceso a la zona del Cerro La Ballena – Cerro Azabache.

1.5. Objetivos

1.4.1 Objetivos Generales

Analizar la evolución geológica y estructural de la zona de Portezuelo Azabache caracterizando la estratigrafía regional para después analizar la geología estructural de esa región, y establecer la relación tectónica a través del borde occidental de la Cordillera de Domeyko.

En base a los antecedentes recopilados se discutirá la relación entre el modelo generado para el borde occidental de la Cordillera de Domeyko con respecto a los modelos que han sido propuestos para la evolución tectónica del borde oriental de la Cordillera de Domeyko a la misma latitud (24°S).

1.4.2 Objetivos Específicos

- Precisar la distribución, relaciones estratigráficas y características estructurales de las diferentes unidades de roca presentes en el área.
- Analizar en detalle la estratigrafía y describir la petrografía y facies de las unidades estratificadas mesozoicas y cenozoicas.
- Describir la geometría y cinemática de las estructuras de la región analizando, especialmente, las relaciones entre la deformación de escama gruesa que afecta al basamento, con la deformación en escamas delgadas que afecta a la cobertura y las fallas regionales con componentes de rumbo que afectan la zona en general.
- Construir un modelo integrado de la evolución tectonoestratigráfica de la zona, interesando particularmente la relación existente entre el arreglo estructural y la deformación en las unidades geológicas presentes en el área de estudio.

1.6. Metodología

Las actividades realizadas durante la realización de esta tesis incluyeron trabajos de campo y gabinete. El trabajo de campo se realizó entre los meses de Mayo y Diciembre del 2010, alternando con períodos de gabinete durante los cuales se trabajó en la elaboración del mapa geológico a escala 1:50.000. Resultados preliminares de este trabajo fueron presentados en el Taller de Tesis I, charlas de postgrado en la FCFM y en un resumen sometido al XIII Congreso Geológico Chileno realizado en Antofagasta (Valenzuela et al., 2012). El trabajo de campo incluyó aproximadamente 60 días de terreno, durante los cuales se recolectaron 167 muestras de rocas, de las que se confeccionaron 63 cortes transparentes y se seleccionaron 6 muestras de rocas volcánicas que fueron datadas por U-Pb (Método LA-ICPMS por el Dr. Víctor Valencia (Washington State University, Pullman, WA, USA). Junto a ello se recolectaron, numerosos especímenes de fósiles marinos jurásicos desde 13 localidades dentro de los afloramientos del Grupo Caracoles los que fueron estudiados por el Dr. Alfonso Rubilar en el Departamento de Paleontología del Servicio Nacional de Geología de Minería (Santiago), lo que permitió precisar la edad de las secuencias marinas jurásicas aflorantes dentro de la zona.

Para la preparación del mapa geológico a escala 1:50.000 se utilizó el software Arcgis 9.3 de ESRI, junto a lo cual se construyó una base de datos con las coordenadas, medidas con GPS, de los puntos de observación y muestreo, incluyendo descripciones litológicas macro y microscópicas, datos estructurales (rumbo/manteo) y dataciones radiométricas. La clasificación petrográfica de las muestras recolectadas se efectuó en base a los criterios de clasificación de Allen (1982) y Mazzoni (1986) para el caso de las rocas piroclásticas, mientras que la clasificación de rocas ígneas no clásticas, se efectuó de acuerdo a la nomenclatura propuesta por Streckeisen (1976). Las rocas sedimentarias fueron clasificadas de acuerdo a los criterios propuestos por Dott (1964), Folk (1970), Pettijhon (1973) y Raymond (1995). Para el desarrollo de las secciones estructurales se utilizó el programa de diseño gráfico Adobe Illustrator y Adobe Photoshop, al igual que para la edición de fotografías y figuras explicativas de este trabajo. Los datos estructurales fueron ploteados en estereogramas usando el programa Dips de RocLab.

2. Capítulo 2

Antecedentes Geológicos

2.1. Marco Geológico de la zona de estudio

La Figura 3 corresponde a un mapa geológico simplificado del entorno de la región estudiada construido en base a la información compilada y modificada a partir de los mapas geológicos Oficina Domeyko (Marinovic, 2007), sector Sur Sierra del Jardín – Sierra Mariposas y, Cerro Caracoles – Pampa Elvira (Mpodozis et al., 1993), cuadrángulo Sierra del Cobre (Marinovic, 1996), cuadrángulo Cerro Carrasco – Hoja Palestina (Cortés, 1996) y el mapa geológico de la zona comprendida entre Sierra del Buitre y Pampa San Román (Marinovic et al., 1996).

Las rocas más antiguas expuestas en esa zona (ver Figura 3) incluyen extensos afloramientos del basamento de la Cordillera de Domeyko (ubicados en el extremo oriental y en la parte sur-oeste del segmento estudiado), que incluyen rocas volcánicas ácidas (*Riolitas Sierra del Jardín*; Marinovic, 2007) y hacia el oeste secuencias sedimentarias marinas-continenciales (*Formación Cerro El Árbol*; Marinovic et al., 1995) ambas atribuidas al Carbonífero- Pérmico, las cuales se encuentran intruidas por granitoides de edad similar (291 – 279 Ma) expuestos en la Sierra del Jardín (Mpodozis et al., 1993^b; Marinovic, 2007). El basamento está cubierto en discordancia o en contacto por falla por una secuencia de rocas volcánicas y sedimentarias marinas y continentales de varios cientos de metros de espesor, que incluye unidades volcánicas y sedimentarias continentales del Triásico Superior – Jurásico Inferior (*Formación Cerro La Ballena*; Muñoz, 1989; Marinovic, 2007), secuencias sedimentarias marinas fosilíferas del Jurásico medio a Cretácico Inferior (*Formación Sierra del Cobre*; *Grupo Caracoles*; Harrington, 1961; Montaña, 1976; Ramirez y Gardeweg, 1982) y rocas sedimentarias continentales del Cretácico Inferior (*Estratos de San Manuel*; Muñoz, 1989). El conjunto se encuentra cubierto, en discordancia angular por rocas volcánicas y sedimentarias atribuidas al Cretácico Superior (*Formación Quebrada Mala*; Montaña, 1976). Dentro de la zona estudiada durante esta tesis aflora además un grupo de pórfidos andesíticos asociados a coladas de lavas de la misma composición para los que, a pesar de la falta de dataciones radiométricas se ha propuesto una edad cretácica superior (*Complejo Intrusivo y*

Volcánico Cerro Azabache; Ferraris y Di Biase, 1978; Marinovic, 2007). Extensos afloramientos de rocas volcánicas del Paleoceno-Eoceno inferior que incluyen desde tobas riolíticas y lavas andesíticas y basálticas, hasta domos dacíticos y riolíticos, ocupan la región occidental de la zona estudiada. Estas rocas que ocupan gran parte de la Depresión Central de la Región de Antofagasta (ver Figura 3) han sido descritas bajo el nombre de *Formación Cinchado* (Montaño, 1976) aunque otros nombres locales como *Complejo Volcánico del cerro 2590* y *Tobas y Andesitas de Cerro Pico de Oro* han sido empleados por Marinovic et al. (1996).

El área en donde se enmarca este estudio presenta tres dominios estructurales: El *Dominio Occidental* está caracterizado principalmente por rocas del Paleozoico, Jurásico y Cretácico Superior que forman parte del borde oriental de la provincia tectónica de la Cordillera de la Costa de la Región de Antofagasta (Cornejo y Matthews, 2007). Estas se exponen al oeste de la falla Sierra El Cobre, estructura de rumbo norte-sur, probablemente vertical., que habría estado activa, con posterioridad a la acumulación de la Formación Quebrada Mala (86-66 Ma) y probablemente también de la Formación Cinchado (54-59 Ma). *El Dominio Central* incluye rocas del Triásico al Cretácico Superior que constituyen parte del relleno de la Depresión Central. Están afectadas por varios eventos de deformación sobreimpuestos que involucran a las rocas mesozoicas (Formación Cerro La Ballena, Grupo Caracoles, Estratos de San Manuel) y a las secuencias volcánicas paleógenas de la Formación Cinchado. *El Dominio Oriental*, limitado por el oeste por la Falla Sierra de Varas, borde occidental del bloque de basamento de la Cordillera de Domeyko (Figura 3) está formado por rocas volcánicas (*Riolitas de la Sierra del Jardín* y *Granitoides del Carbonífero-Pérmico*), las secuencias sedimentarias y volcánicas de la cobertura del Triásico Superior-Jurásico Inferior (*Cerro La Ballena*) y Jurásico Superior (*Grupo Caracoles*). Hacia el este, dentro del Dominio Oriental las rocas del basamento que forman el borde occidental de la Cordillera de Domeyko se encuentran cortados por la traza norte-sur de la Falla Escondida que, junto a la Falla Sierra de Varas, limita el gran Lente de Cizalle de La Escondida (Mpodozis et al 1993^{a, b}), dentro del cual se encuentran afloramientos dispersos de secuencias triásicas, jurásicas y paleógenas de la cobertura, dispuestas discordantemente sobre el basamento. La importancia de estas fallas queda indicada por la presencia, sobre la traza de la Falla La Escondida, de pequeñas coladas

de primitivos basaltos eoceno-oligocenos con afinidades geoquímicas de intra-placa (Marinovic, 2007; Jara et al., 2009). Finalmente, más al este, la zona oriental de la Cordillera de Domeyko está formada por discontinuos bloques de basamento limitados en parte por fallas de rumbo sinistral entre las cuales destaca las trazas sub-circulares de las fallas Pampa Elvira y Sierra Mariposas (Figura 3).

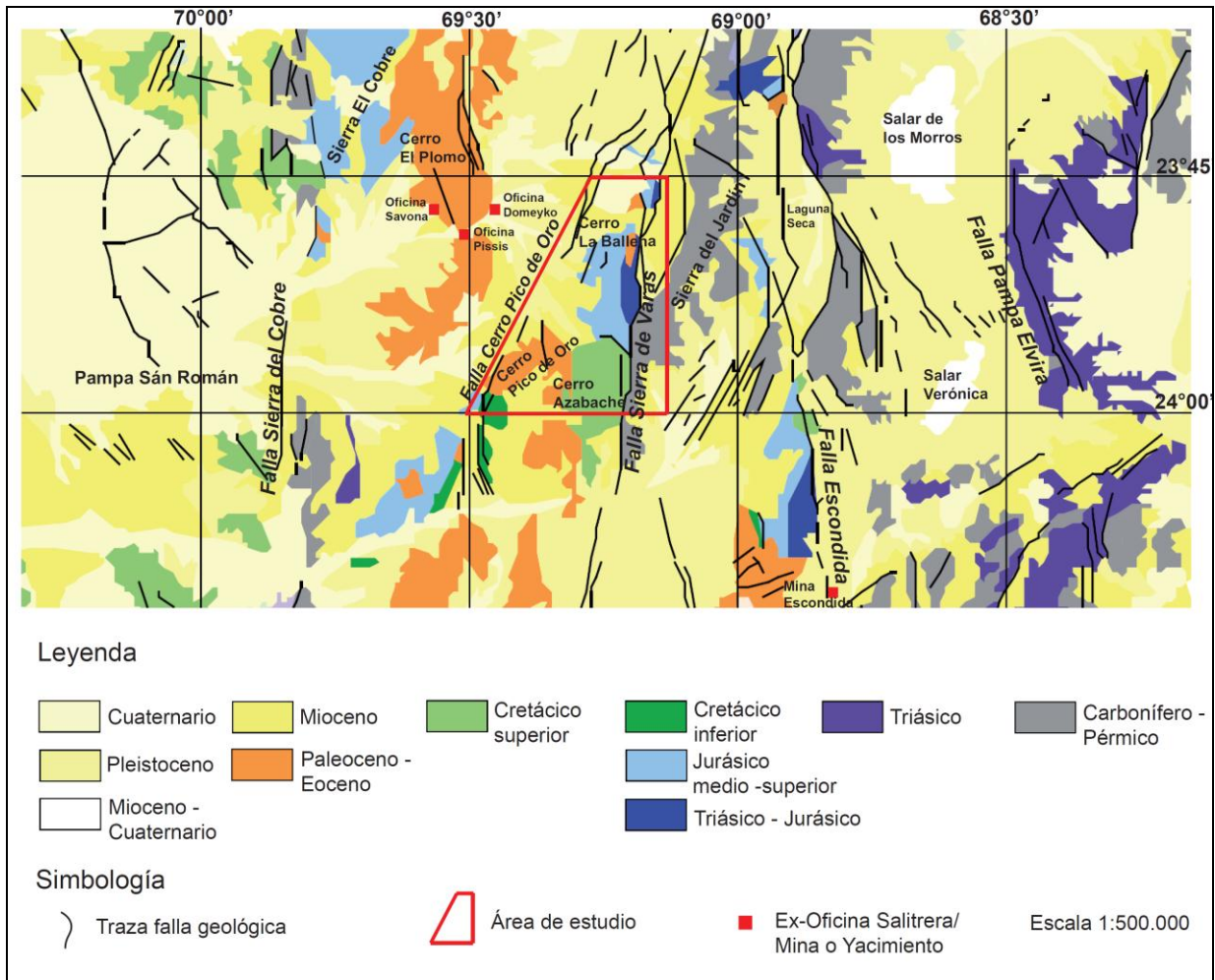


Figura 3. Mapa geológico simplificado a escala 1:500.000 Modificado de Mpodozis et al., 1993^b; Smoje, 1993; Marinovic, 1996; Cortés, 1996; Marinovic, 2007. El polígono en rojo representa el área de estudio de este trabajo.

2.3. *Trabajos anteriores*

Si bien la región de Antofagasta ha sido objeto de numerosos estudios geológicos desde el siglo XIX, los cuales se iniciaron con los trabajos de Phillipi (1860) y San Román (1896), la región cercana al Portezuelo Azabache ha sido objeto de estudios más detallados sólo a partir de la segunda mitad del siglo XX. Dentro de estos, el primer trabajo “moderno” corresponde al estudio de Harrington (1961) quien analizó la estratigrafía del Jurásico en la zona de Caracoles, mientras que Tobar (1966) realizó un levantamiento geológico preliminar a escala 1:100.000 de las hojas Baquedano, Pampa Unión y parte de las Hojas Oficina Domeyko y Palestina. Una década más tarde, Montaña (1976) estudió la geología de la zona de Caracoles-Sierra Gorda y áreas vecinas, con énfasis en la bioestratigrafía del Jurásico. Ferraris y Di Biase (1978) efectuaron el mapeo geológico a escala 1:250.000 de la hoja Antofagasta, abarcando de manera general el área de estudio de esta tesis. Ya en la década siguiente, Muñoz (1989) estudió la geología regional entre los 23°S y 23°30'S, mientras que Boric et al. (1990) publicaron un mapa geológico a escala 1:500.000 acompañando a su estudio regional de los yacimientos metalíferos de la región de Antofagasta.

En la década de los '90, Makshev et al. (1991) presentaron el primer mapa geológico a escala 1:100.000 de la hoja Augusta Victoria ubicada al sur de la región de estudio, mientras que Williams (Tesis de Doctorado, 1992) analizó el control magmático y estructural de los yacimientos metalíferos asociados al arco magmático del Paleoceno entre los 22°40' y 23°45' S. Mpodozis et al. (1993^b) realizaron un levantamiento geológico a escala 1:100.000 del segmento de la Cordillera de Domeyko ubicado entre la Sierra del Limón Verde y el Salar de Punta Negra acompañado de un análisis estructural y estudio geoquímico de las unidades intrusivas y plutónicas. Ya a fines del siglo XX, Ardill et al. (1998) estudiaron la estratigrafía secuencial del Jurásico de la Cordillera, mientras que nuevos mapas geológicos a escala 1:100.000 de áreas aledañas a la región de estudio fueron publicados por Marinovic y García (1998, Hoja Pampa Unión) y Cortés et al. (2000, Hoja Palestina). Cornejo y Matthews (2007) realizaron el mapeo geológico a escala 1:50.000 de la Depresión Central de la Región de Antofagasta. Finalmente, el mismo año, Marinovic (2007) publicó el mapa geológico a escala

1:100.000 de la Hoja Oficina Domeyko, la cual incluye la zona estudiada durante el desarrollo de esta tesis.

Además de los trabajos de cartografía geológica, numerosas publicaciones se han referido a la geología estructural de la Cordillera de Domeyko en la zona central de la región de Antofagasta. Entre estos destacan los trabajos de Reutter et al. (1991), Mpodozis et al. (1993^a,^b), Scheuber et al. (1994) y Maksaev y Zentilli (1999), en el último de los cuales se indica, considerando los resultados de análisis de trazas de fisión, que la Cordillera de Domeyko se había alzado durante el Eoceno al momento de emplazarse los grandes depósitos de tipo pórfido cuprífero que en ella se alojan. Reutter et al. (1991) y Scheuber et al. (1994) presentaron evidencias acerca de la ocurrencia de movimientos transcurrentes de carácter dextral entre el Cretácico Superior y el Oligoceno mientras que Mpodozis et al. (1993^{a,b}) y Mpodozis y Cornejo (2012) indicaron que el segmento de la Cordillera de Domeyko comprendido entre Sierra de Limón Verde y La Escondida correspondería a un sistema (orógeno) transcurrente sinistral asociado a rotación dextral de bloques corticales en torno a ejes verticales. Amilibia y Skarmeta (2003) y Amilibia et al. (2008) señalan que la estructura de la Cordillera de Domeyko sería el resultado de la inversión de fallas extensionales mesozoicas descartando la participación de fallas de rumbo dentro de la deformación, mientras que trabajos efectuados por Niemeyer y Urrutia (2009) en la zona de Sierra de Varas indican que la Falla Sierra de Varas habría sido afectada por movimientos de rumbo de hasta 15,6 km. acompañados de alzamiento de hasta 4,9 km ocurridos, probablemente durante el Eoceno. Esta falla y otras que forman parte del Sistema de Fallas de Domeyko se habría reactivado, aunque débilmente durante el Neógeno, como lo indica el estudio morfoestructural efectuado por Soto et al. (2005) a la latitud del Salar de Punta Negra (24°-25° 30' S).

La geología de los pórfidos cupríferos gigantes que se emplazaron en la Cordillera de Domeyko durante la fase de deformación Incaica ha sido también objeto de numerosos estudios, varios de los cuales analizan la relación entre el régimen tectónico y el emplazamiento de los pórfidos mineralizados. Entre los que referidos al clúster de La Escondida-Zaldívar, ubicado sólo 35 km al sureste de la zona de estudio destacan los trabajos de Alpers y Brimhall (1988), Padilla et al. (2001) Richards et al. (2001), Cornejo et al. (2006), Urzúa (2009) y Hervé et al. (2012).

3. Capítulo 3

Estratigrafía

3.1. *Introducción*

En este capítulo se describen las rocas estratificadas e intrusivas que afloran en el área de Portezuelo Azabache, Cerro La Ballena y Cerro Pico de Oro. El registro geológico en esta zona es extenso, e incluye unidades de roca con edades comprendidas entre el Paleozoico al Cenozoico inferior. Las unidades paleozoicas incluyen rocas volcánicas del Carbonífero superior-Pérmico inferior (*Tobas y Riolitas de la Sierra del Jardín*) y granitoides de edad similar. Las unidades del Mesozoico corresponden a una sucesión concordante de rocas volcanoclásticas triásicas (*Formación Cerro La Ballena*), y sedimentarias marinas y continentales jurásicas representadas por el *Grupo Caracoles* y los *Estratos de San Manuel*. Estas unidades están cubiertas, en discordancia, por rocas sedimentarias, volcánicas y volcanoclásticas cretácicas (*Formación Quebrada Mala, Complejo Ígneo y Volcánico Cerro Azabache y Basaltos del Cerro Pico de Oro*). Estas secuencias están cubiertas, también en discordancia, por rocas volcánicas y piroclásticas del Paleoceno superior-Eoceno inferior (*Formación Cinchado*) asociadas a intrusivos hipabisales porfídicos y domos riolíticos. Gravas consolidadas y semi-consolidadas del Mioceno al Plioceno alcanzan gran desarrollo en la zona estudiada.

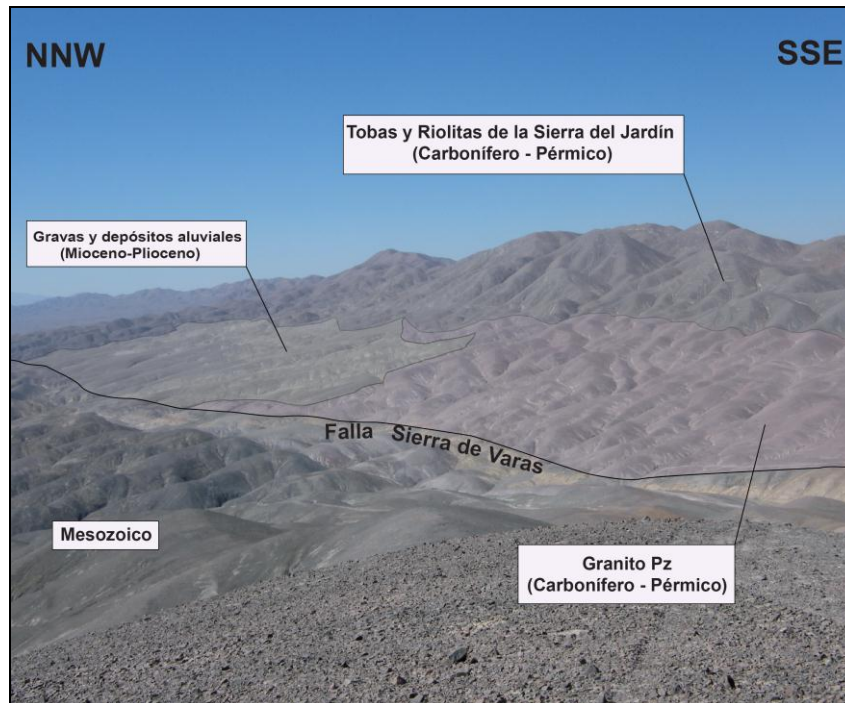
Para la descripción estratigráfica, las unidades geológicas se agruparon en conjuntos cuyos límites coinciden con las discordancias regionales mayores.

3.2. *Paleozoico – Triásico Inferior*

3.2.1. *Introducción*

Las rocas paleozoicas, que forman extensos afloramientos dentro del área de estudio, se ubican al este de la Falla Sierra de Varas, específicamente en la *Sierra del Jardín*

(fotografía 1) cuyas cumbres alcanzan los 3.000 m s.n.m. Las rocas que ahí afloran corresponden a tobas riolíticas, riolíticas y pórfidos riolíticos subvolcánicos (*Tobas y Riolitas de la Sierra del Jardín*) intruidos por granitoides del Paleozoico superior (*Intrusivos del Carbonífero-Pérmico*). Estas rocas representan el basamento por sobre el cual se habrían depositado las secuencias sedimentarias y volcánicas durante el Mesozoico (Ver Figura 4).



Fotografía 1. Vista panorámica, desde el oeste, de la Sierra del Jardín, mostrando la Falla Sierra de Varas como límite para la distribución de las unidades del Carbonífero – Pérmico.

3.2.2. Tobas y Riolitas de la Sierra del Jardín - CPsj

(Carbonífero – Pérmico)

Esta unidad incluye un conjunto de rocas volcánicas y piroclásticas descritas con ese nombre por Marinovic (2007). Mpodozis et al. (1993^a) ya habían indicado que las rocas que afloran en la Sierra del Jardín corresponden a tobas riolíticas y pórfidos riolíticos de edad

paleozoica. Marinovic (2007, Hoja Oficina Domeyko 1:100.000) las describiría más tarde como un conjunto homogéneo de pórfidos riolíticos macizos e ignimbritas soldadas de color pardo rojizo a gris claro, intruidas por granitos, granodioritas y dioritas del Carbonífero-Pérmico, y dioritas y dacitas del Cretácico Superior.

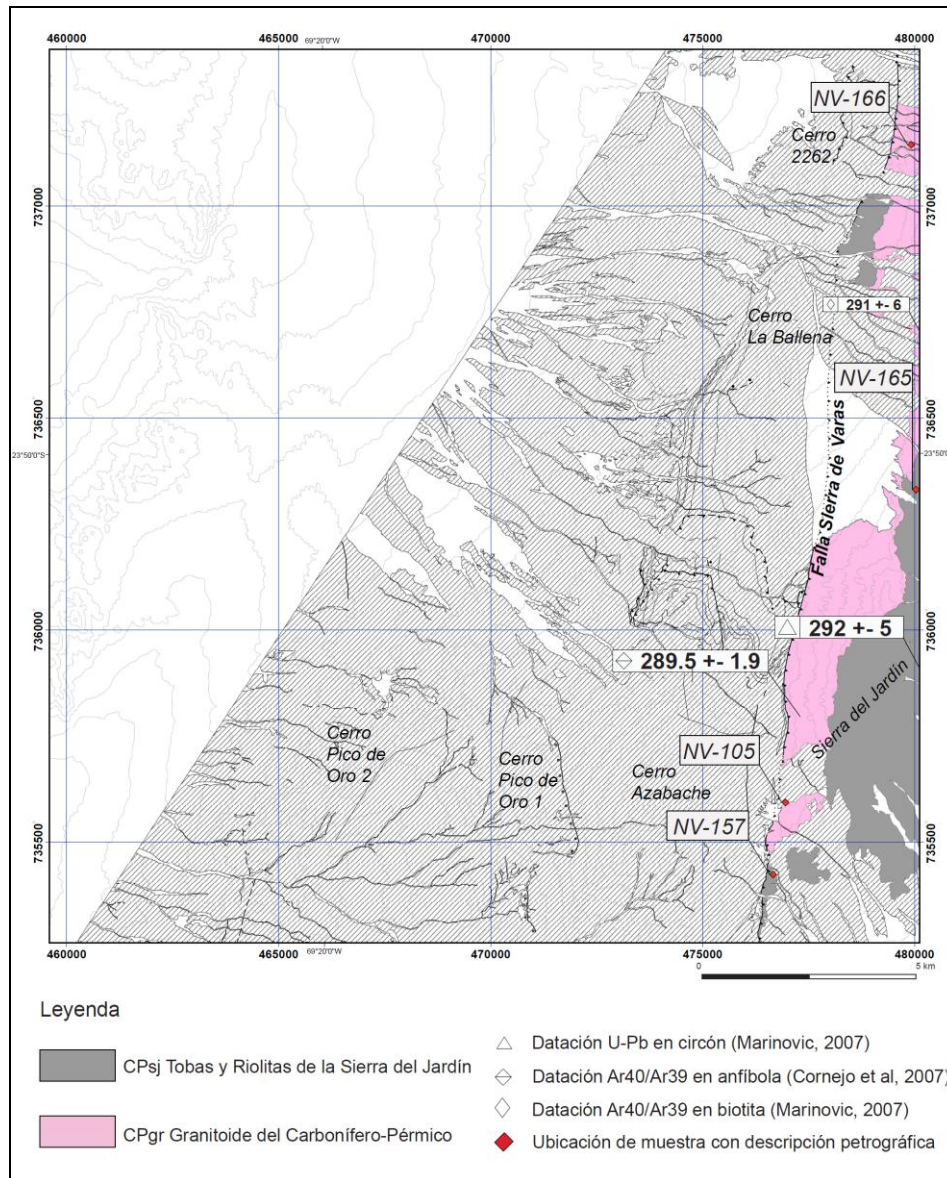
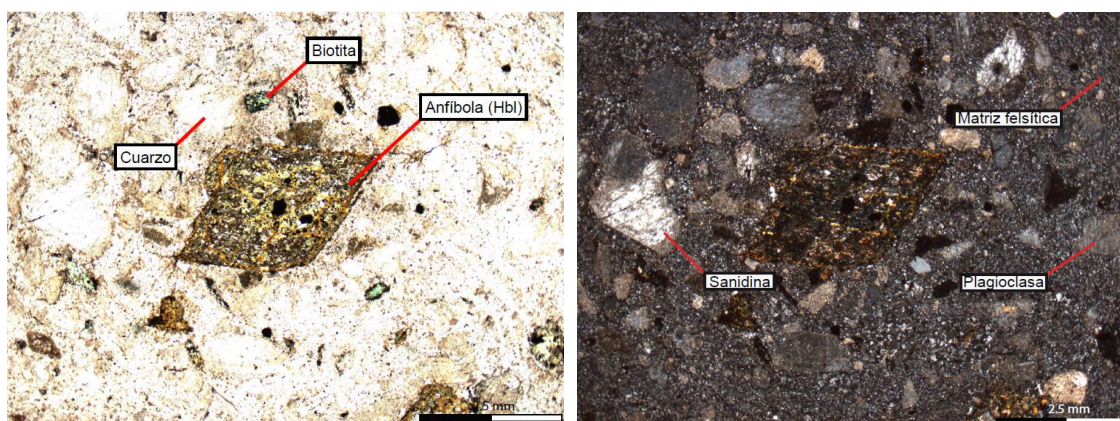


Figura 4. Mapa de distribución de los afloramientos de rocas paleozoicas dentro del área de estudio. Los rombos en rojo indican la ubicación de las muestras descritas en este trabajo. En los cuadros blancos se muestran las edades obtenidas en los trabajos de Marinovic (2007) y Cornejo y Matthews. (2007).

En la región de estudio, la secuencia, cuya base no está expuesta, aflora al este de la falla Sierra de Varas (figura 4). Según Marinovic (2007), al norte de la zona estudiada (región de Cerro Mastodonte), la secuencia está cubierta en discordancia angular por basaltos, tobas riolíticas y areniscas del Triásico Superior-Jurásico Inferior (Formación Cerro La Ballena). La secuencia volcánica está conformada por niveles de tobas riolíticas de anfíbola y biotita, de color gris claro y con fuerte soldamiento.

La descripción petrográfica de una muestra (NV-157, ver fotografía 2) corresponde a una toba riolítica de anfíbola, con textura fragmental y color rojizo, que presenta fragmentos de cristales de cuarzo de 1 a 2 mm en un 30%, cristales de plagioclasa de 2 mm de largo (25%) sanidina (5 a 7 mm) con bordes redondeados e inclusiones de cuarzo microcristalino (15%), biotita (2 mm 10%) cloritizada y anfíbola (2 mm 20%). Su matriz es felsítica con alteración a calcita y clorita. Vetillas de calcita cortan a fragmentos de cristales y en general a toda la roca.



Fotografía 2. NV-157, Tobas y Riolitas de la Sierra del Jardín: Toba riolítica de anfíbola. Foto izquierda a nícoles paralelos y foto derecha a nícoles cruzados.

Edad

Dataciones U-Pb (circones) en tobas de la unidad (2 muestras obtenidas en la Sierra del Jardín) arrojaron valores de **292 ± 5 Ma** (Marinovic, 2007). Otra datación U-Pb en circones realizada por Cornejo et al., (2006) en la esquina SE de la Hoja Oficina Domeyko arrojó una edad concordante de **296,8 ± 0,2 Ma**, mientras que seis dataciones K-Ar en roca total reportadas por Mpodozis et al. (1993^a) se ubican en el rango entre los **255 y 296 Ma**, debido a

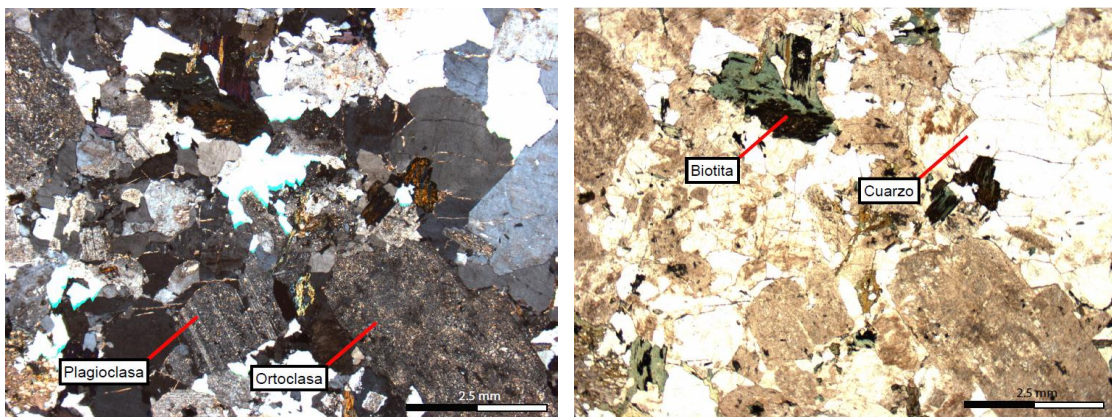
lo cual se puede asignar a las Tobas y Riolitas de la Sierra del Jardín una edad comprendida entre el Carbonífero Superior – Pérmico Inferior.

Las Tobas y Riolitas de la Sierra del Jardín son correlacionables hacia el sur con la Formación La Tabla (García, 1967), atribuida al Carbonífero-Pérmico, expuesta en la zona cercana al yacimiento La Escondida y la Sierra de Varas (Maksaev et al., 1991; Hervé et al., 1991; Mpodozis et al., 1993^a; Marinovic et al., 1995), y, hacia el norte con la Formación Agua Dulce (García, 1967) para la cual se ha reportado una edad U-Pb (circones) de 296±5 Ma (Basso y Mpodozis, 2012) .

3.2.3. Granitoides del Carbonífero-Pérmico - CPgr

Intrusivos de esta edad forman un stock de composición granítica, ubicado al este de la falla Sierra de Varas, cuyos afloramientos se extienden por aproximadamente 10 a 15 kilómetros de largo dentro del extremo oriental del área de estudio (figura 4). Los afloramientos expuestos corresponden a *granitos de biotita (anfíbola)*, de color blanco rosado, holocristalino, faneríticos, de grano fino a medio con cristales de cuarzo, feldespato potásico y biotita.

La descripción petrográfica de una muestra de (NV-105, fotografía 3) corresponde a un granito de biotita de grano fino a medio e inequigranular con cristales de plagioclasa de 3 a 5 mm de largo (15%) biotitas cloritizadas de 2 mm (20%), ortoclasa subhedral peritética de 2 a 2,5 mm (35%), cuarzo de 1 a 2 mm (45%). El granito presenta intercrecimiento gráfico de cuarzo con feldespato potásico, anfíbolas alteradas a calcita (10%) y abundante circón.



Fotografía 3. NV-105. Granitoides del Carbonífero – Pérmico. Granito de biotita.

Edad

Las dataciones disponibles para este cuerpo intrusivo incluyen dos edades K-Ar (biotita) de **284+-7 y 281 +-6 Ma** obtenidas por Mpodozis et al (1993^a). Otras dos edades similares reportadas por Marinovic (2007) incluyen una datación K-Ar (biotita) **285 +-9 Ma** y otra datación ⁴⁰Ar/³⁹Ar de **291+-6 Ma**, obtenida para una muestra recolectada al este del Cerro La Ballena, con cual se le atribuye una edad dentro del Carbonífero – Pérmico.

3.3. *Triásico Superior – Cretácico Inferior*

3.3.1. Introducción

Las unidades comprendidas entre el Triásico Superior y el Cretácico Inferior corresponden a una sucesión de depósitos piroclásticos (Formación Cerro La Ballena), y a rocas sedimentarias marinas y continentales (Grupo Caracoles y Estratos de San Manuel) que representan parte importante de la cobertura sedimentaria y volcánica expuesta en la zona de estudio. Estas unidades sobreyacen a las unidades del Paleozoico con las que se encuentran en contacto por falla (FSV). Se encuentran cubiertas en discordancia erosiva y angular por rocas volcánicas del Paleoceno superior (Formación Cinchado) y el Complejo Ígneo y Volcánico Cerro Azabache (Ferraris Di Biase, 1979; Marinovic et al., 1996; Marinovic, 2007). La secuencia Triásica y Jurásica alcanza varios cientos de metros de espesor y no muestra quiebres estratigráficos desde el Jurásico Inferior hasta el Neocomiano (ver **¡Error! No se encuentra el origen de la referencia.**). En ella se registra un ciclo de transgresión – regresión marina, cuyos depósitos muestran un paso gradual a fangolitas y limolitas de color verde y pardo rojizo, las que marcan la transición a un ambiente de sedimentación continental.

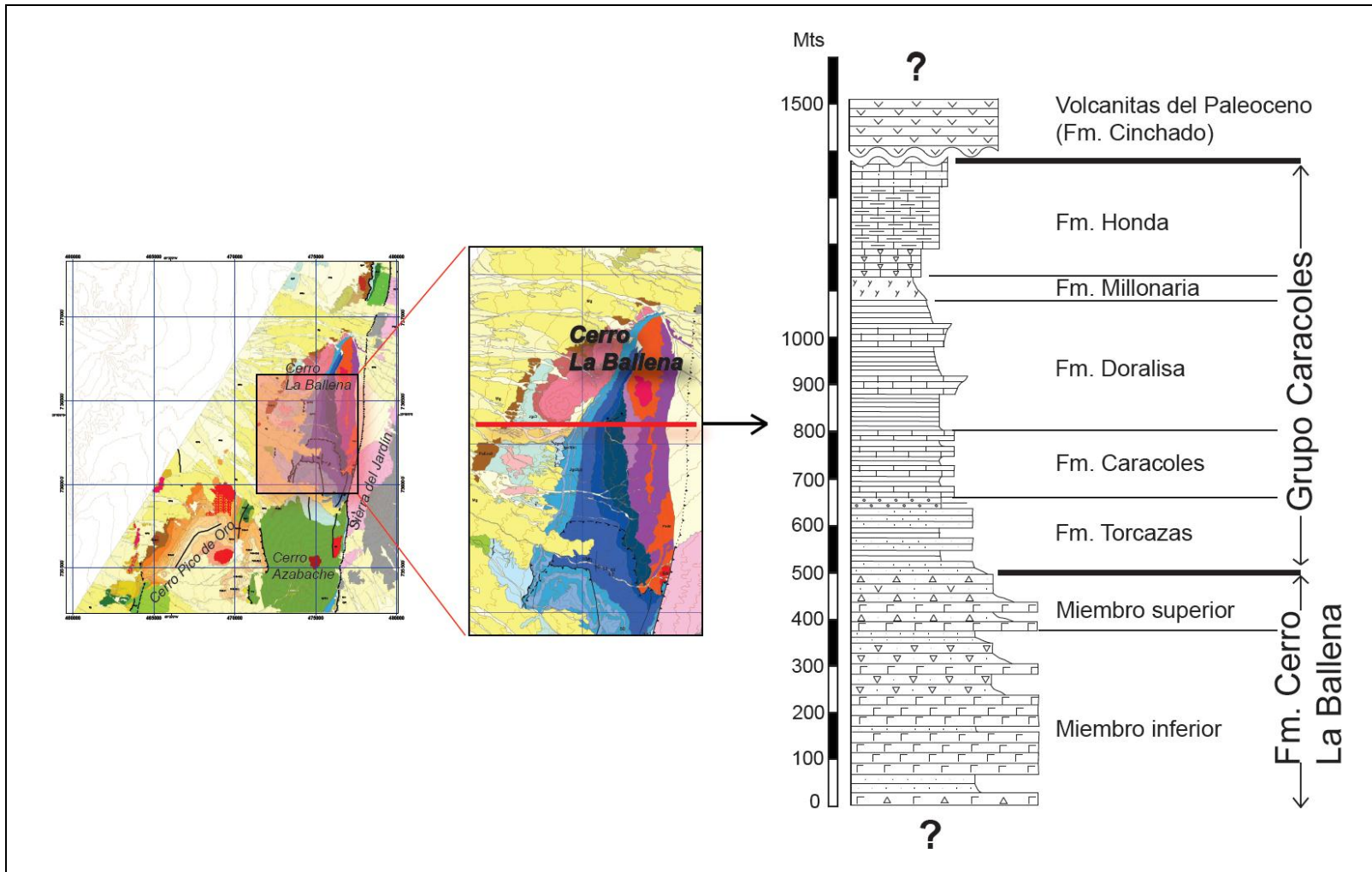


Figura 5. Columna estratigráfica generalizada de las secuencias del Triásico Superior y Jurásico expuestas en la zona de Cerro La Ballena.

3.3.2. Formación Cerro La Ballena – TrJcb

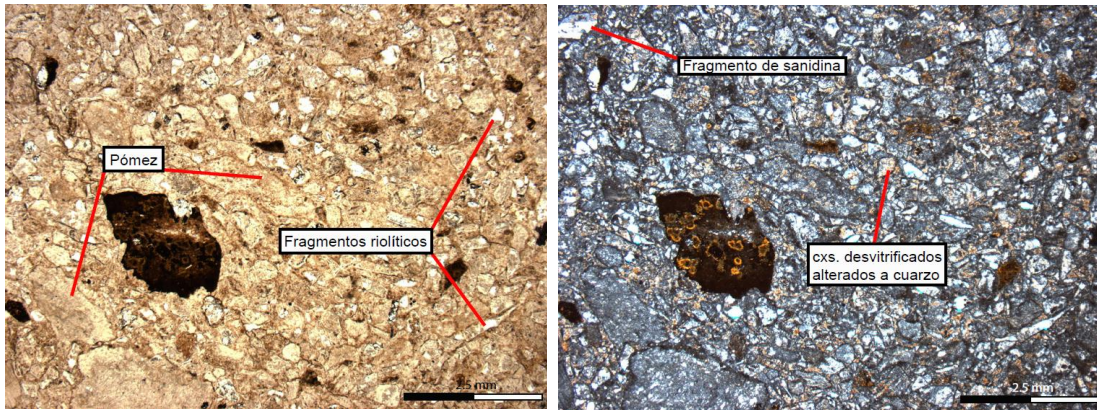
(Triásico Superior – Jurásico Inferior)

Esta unidad fue definida por Muñoz (1989) como una secuencia volcanoclástica y detrítica de unos 650 metros de espesor, cuya localidad tipo se ubica en el Cerro La Ballena, al oeste de la Sierra del Jardín, en la zona central del área de estudio, y que aflora además en el Cerro Mastodonte, al norte del área abarcada por este trabajo (Mpodozis et al., 1993^a; Marinovic, 2007). La Formación Cerro La Ballena no presenta, en la zona estudiada, su base expuesta. Hacia el norte, en Cerro Mastodonte, se apoya en discordancia de erosión sobre el basamento paleozoico pero, en la zona estudiada se dispone en contacto por falla (falla Sierra de Varas) con el basamento paleozoico, y subyace en concordancia al Grupo Caracoles. En la zona estudiada incluye una sucesión volcánica piroclástica y epiclástica con un espesor mínimo de 525 metros, compuesta por dos miembros distribuidos en un área de aproximadamente 8 km² (Ver Figura 6).

Miembro inferior (TrJcb1): Está formado por dos niveles compuestos de tobas con diferentes características.

TrJcb1(a): Aproximadamente 250 metros de tobas riolíticas estratificadas en capas de 30 a 40 cm. de espesor con pómez, líticos riolíticos y cristales. Hacia la base muestra un nivel de espesor decimétrico compuesto por tobas epiclásticas riolíticas de color rojizo, seguido de un nivel poco potente, de 2 a 3 metros, compuesto por areniscas de grano medio. Hacia el techo, presenta una sucesión potente formada por tobas riolíticas cristalinas, con niveles subordinados de tobas líticas y areniscas.

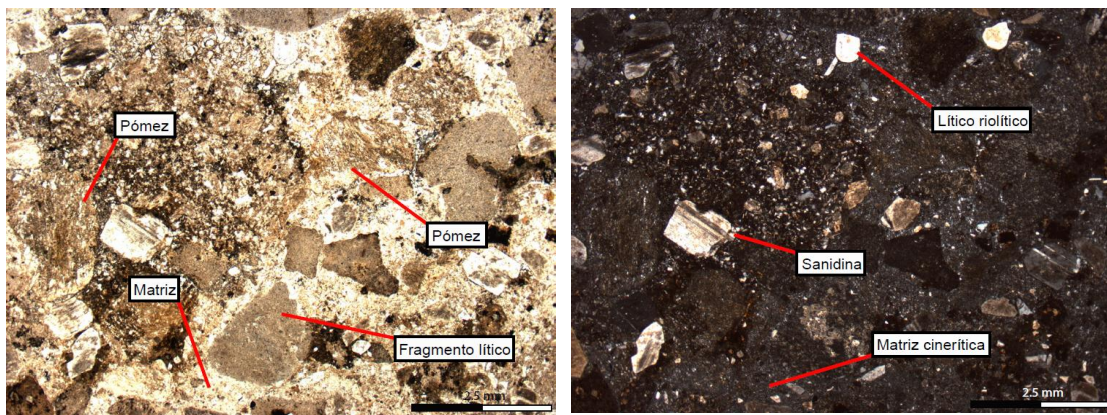
Al microscopio, una muestra de este nivel (NV-06, Fotografía 4) corresponde a una toba epiclástica de textura fragmental con pómez (15%), clastos riolíticos angulosos de 1 a 2 mm (30%) y cristales angulosos de plagioclasa de hasta 0,5 mm de largo (10%). La matriz, desvitrificada, está formada por un mosaico de cuarzo – feldespatos con granos de 1 a 0,01 mm de largo y representa el 50% de la roca.



Fotografía 4. NV-06. Fm. Cerro La Ballena. Nivel 1 del Miembro Inferior. Toba epiclástica riolítica.

TrJcb1(b): 150 m de tobas líticas y de cristales, en capas de 40 a 50 cm de espesor. Cerca de la base incluye tobas epiclásticas líticas en capas de espesor decimétrico, seguidas de una capa de areniscas de grano medio de poco espesor y tobas riolíticas.

Al microscopio, una muestra del nivel inferior (NV-14) corresponde a una toba epiclástica de líticos y cristales, de textura fragmental., matriz soportada, no soldada. Presenta fragmentos de plagioclasa de 1 mm y sanidina de 4 mm (40%). Los líticos corresponden a riolitas, andesitas y dacitas de 0,5 mm subredondeados (20% en volumen). Incluye pómez con cristales de 0,05 mm (10%). La matriz de tamaño arena (30%) está formada por granos de cuarzo de 0,1 mm. y presenta alteración clorítica (10% del total de la roca) (ver Fotografía 5).



Fotografía 5. NV-14. Fm. Cerro La Ballena. Nivel 2 del Miembro Inferior. Toba epiclástica de líticos y cristales.

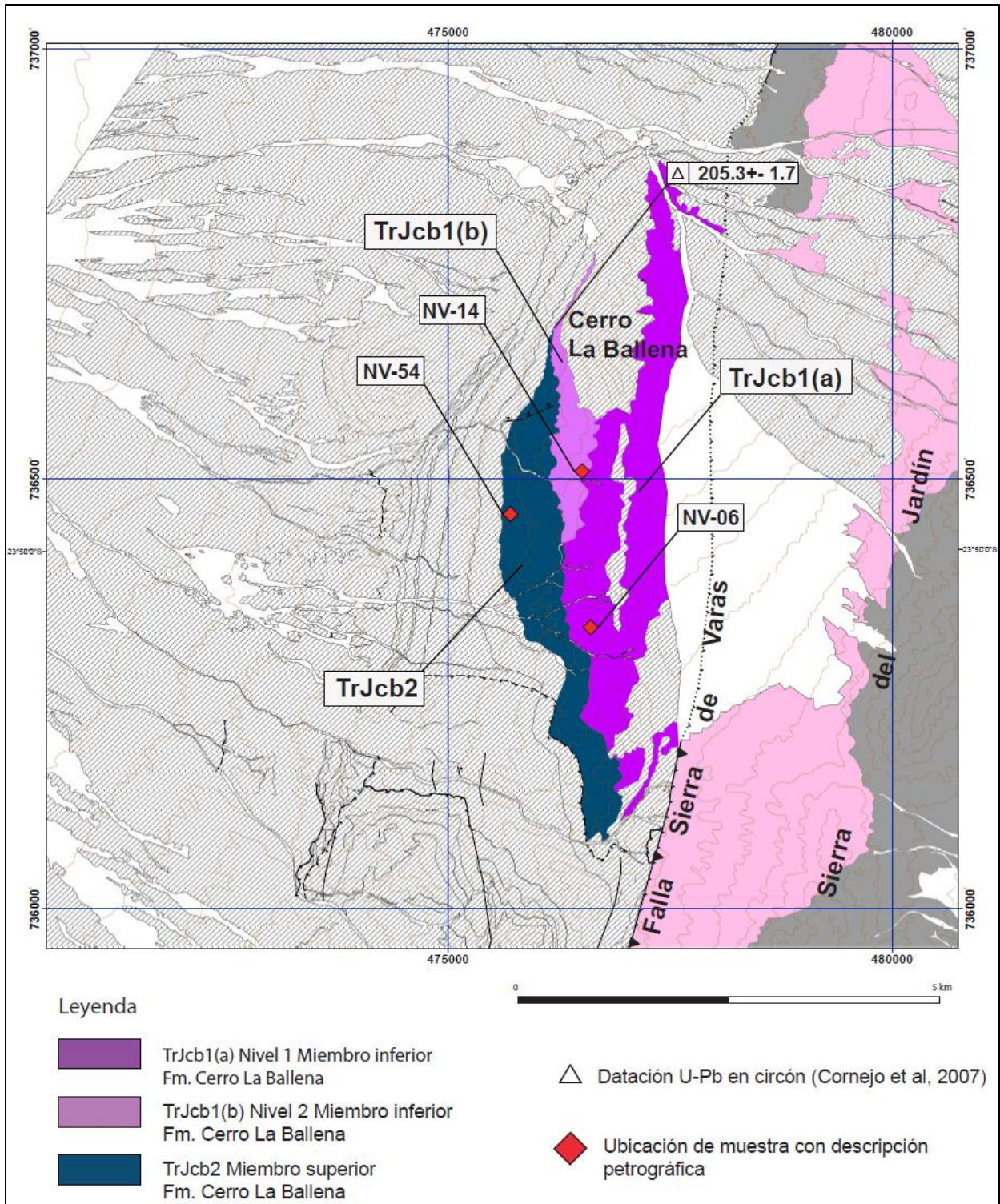
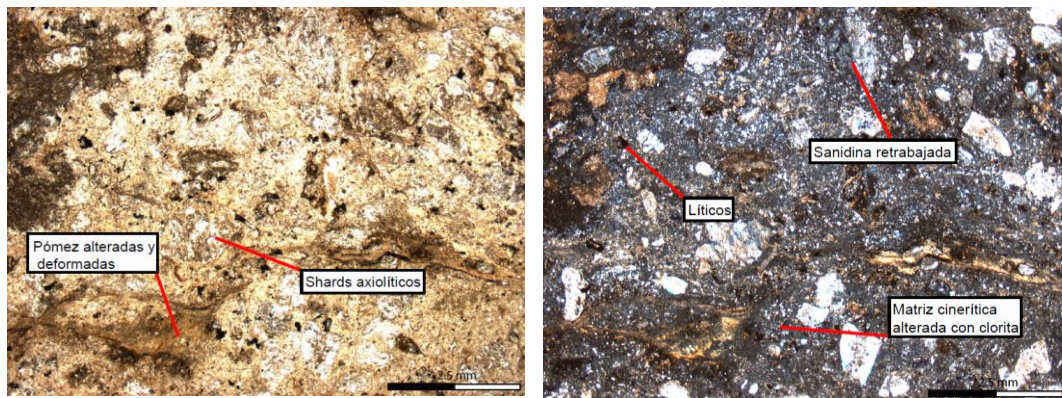


Figura 6. Distribución de los afloramientos de la Formación Cerro La Ballena, indicando la ubicación de las muestras descritas en el texto y una datación realizada por Cornejo et al., 2007.

Miembro superior (TrJcb2): Aproximadamente 125 metros de espesor, en cuya base se disponen niveles de 30 a 40 cm. de tobas epiclásticas de cristales y pómez que alternan con tobas cristalopumíceas finas con biotita y tobas dacíticas finas de pómez. Hacia el sur del Cerro La Ballena, incluye un nivel de volcarenitas andesíticas y cuarzoruditas tobáceas con cemento calcáreo.

Bajo el microscopio una muestra de este nivel (NV-54 ver fotografía 6) corresponde a una cuarzorudita tobácea con cemento calcáreo, de grano grueso a medio y mala madurez textural. Presenta fragmentos de plagioclasa de 0,5 mm (10%), cuarzo anguloso de 0,5 mm (35%) y redondeado (5%) de 2 a 3 mm. También incluye clastos redondeados de 4 a 6 mm de riolitas y dacitas (30%). La matriz de ceniza (10%) y cemento calcáreo forma casi el 40% del volumen total de la roca.



Fotografía 6. NV-54. Fm. Cerro La Ballena. Miembro superior. Toba dacítica fina de pómez.

Edad

De acuerdo a sus relaciones estratigráficas, la edad de la Formación Cerro La Ballena se ubicaría entre Pérmico y el Jurásico. Dos dataciones reportadas por Marinovic (2007) en el sector de Cerro Mastodonte, incluyen una edad K-Ar en biotita de **210±6 Ma** y otra datación U-Pb en circones de **194,4±7,9 Ma**, lo que indica que esta formación se habría depositado durante el Triásico Superior-Jurásico Inferior. La unidad se correlaciona litológica y cronológicamente con los Estratos Las Lomas, que afloran al norte de la zona estudiada en las Hojas Pampa Unión y Cerro Quimal (Marinovic y García, 1999; Basso y Mpodozis, 2012).

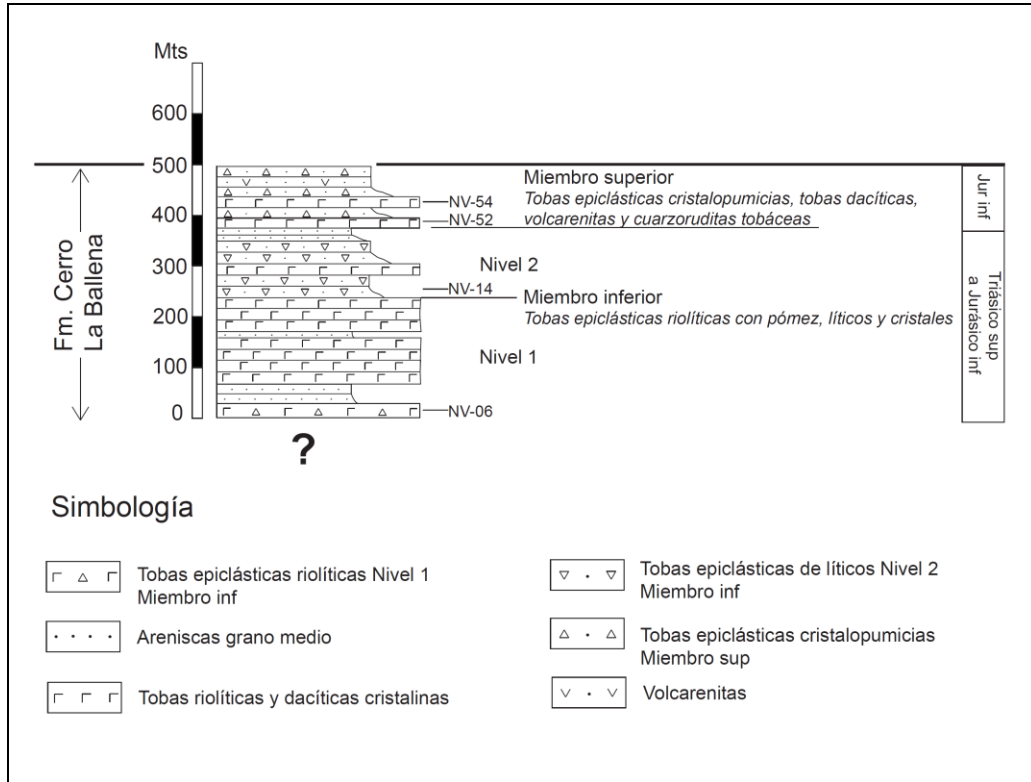
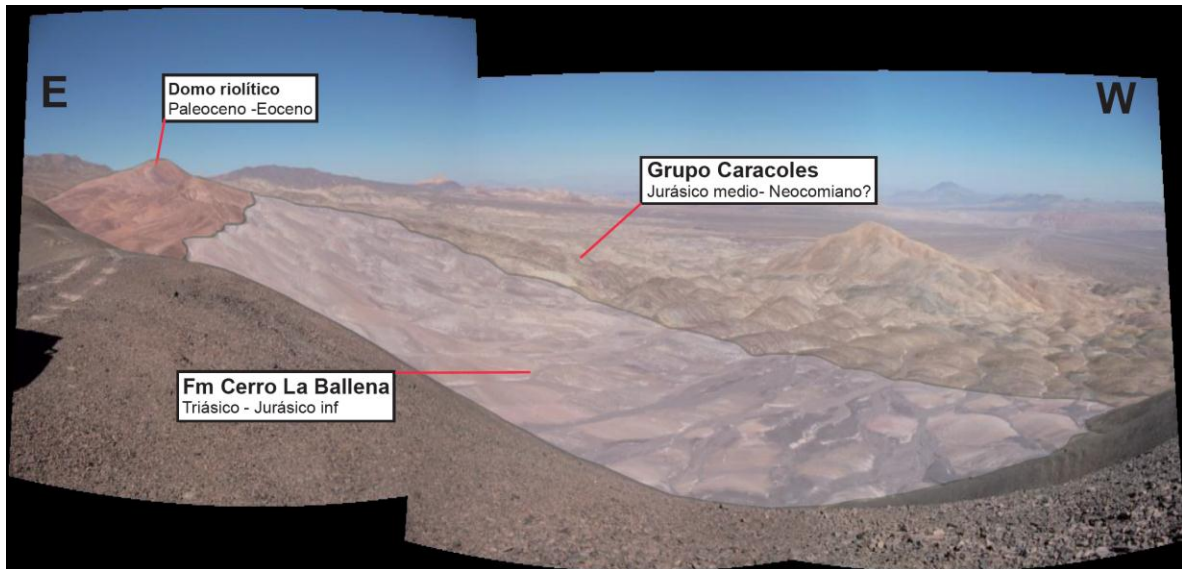


Figura 7. Columna estratigráfica de la Fm. Cerro La Ballena, en la localidad homónima.



Fotografía 7. Vista panorámica hacia el oeste desde la cima del Cerro La Ballena, mostrando el paso gradual y concordante entre la formación Cerro La Ballena y el Grupo Caracoles.

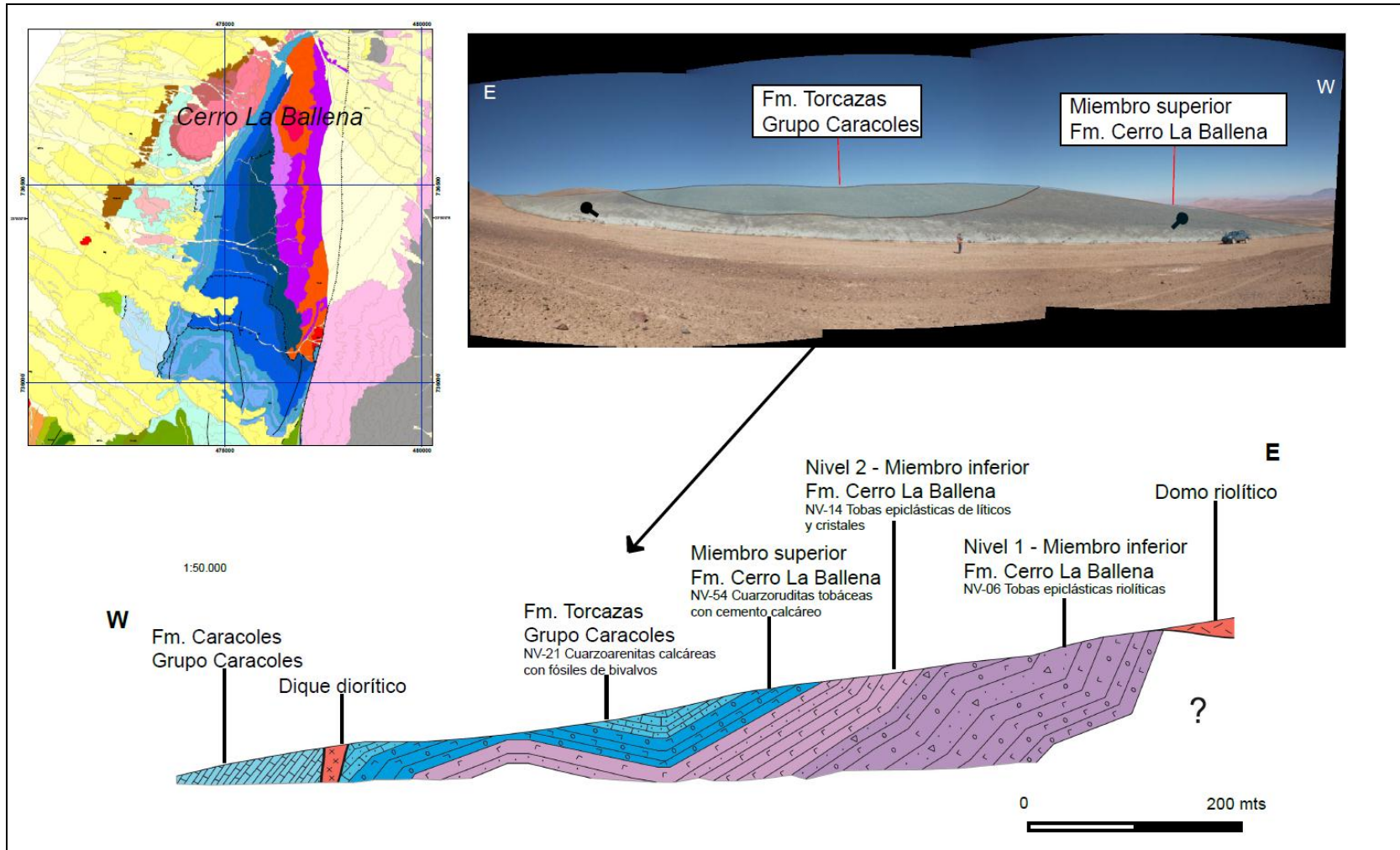


Figura 8. Perfil estratigráfico de la Fm. Cerro La Ballena en la localidad homónimo.

3.3.3. Grupo Caracoles - Jgc

(Bajociano – Neocomiano (?))

Introducción

Harrington (1961) fue uno de los primeros en estudiar el Jurásico marino en la Precordillera de Antofagasta, al analizar y describir los afloramientos de las secuencias sedimentarias marinas jurásicas expuestas en el antiguo distrito minero argentífero de Caracoles, ubicado a unos 37 km al Este de Sierra Gorda y a 56 km al Sur de la ciudad de Calama (Hoja Pampa Unión, Marinovic y García, 1999). En su trabajo, Harrington propuso un sistema estratigráfico constituido por ocho formaciones que, en conjunto, abarcarían el período comprendido entre el Bajociano y el Kimmeridgiano (Figura 9). Esta nomenclatura fue, posteriormente modificada por Montaña (1976) y Ramírez y Gardeweg (1982) quienes, siguiendo a García (1967) emplearon, finalmente el nombre de “Grupo Caracoles” para describir el conjunto de las secuencias sedimentarias marinas expuestas en la región del mismo nombre, tal como lo hicieran, con posterioridad Marinovic y García (1999) en la Hoja Pampa Unión. Aunque Marinovic (2007) utilizó también este nombre para la leyenda de la Carta Oficina Domeyko, donde se ubica la zona estudiada en este trabajo, no separó, dentro de este, las diversas formaciones descritas para la localidad tipo.

Los trabajos de campo efectuados para este estudio han permitido reconocer las diversas formaciones que constituyen el Grupo Caracoles, las que se describen utilizando la nomenclatura estratigráfica empleada por Ramírez y Gardeweg (1982) y Marinovic y García (1999). La Figura 9 corresponde a un cuadro comparativo que muestra la evolución de la nomenclatura estratigráfica para el Grupo Caracoles. En el área de estudio, el Grupo Caracoles incluye las formaciones Torcazas, Caracoles, Doralisa, Millonaria y Honda (*sensu* Ramírez y Gardeweg, 1982). Estas afloran al oeste del Cerro La Ballena formando una franja de orientación N-S a NNE-SSW, que alcanza una potencia total de aproximadamente 800 metros, y que se extiende desde el extremo norte del mapa hasta la ladera noroeste del Cerro

Azabache, en el extremo centro-sur del área de mapeo. La secuencia sedimentaria marina representa un continuo estratigráfico sin discontinuidades internas.

La Figura 10 muestra la ubicación y distribución de las formaciones que integran al Grupo Caracoles dentro del área estudiada. En el sector central del mapa, al oeste del Cerro La Ballena, se exponen las cinco formaciones identificadas en este trabajo para el Grupo Caracoles, distribuidas en franjas de orientación N-S a NNE-SSW. En el extremo norte del área estudiada solo afloran la Formación Millonaria (yeso) y Formación Honda, mientras que en la ladera Norte del Cerro Azabache aflora la Formación Honda subyaciendo en concordancia a la unidad Estratos de San Manuel. Finalmente en la ladera este del Cerro Azabache, se ubican “jirones” de rocas sedimentarias marinas correspondientes a la Formación Millonaria y Formación Doralisa, las que se encuentran en contacto por falla con los granitoides del Carbonífero Pérmico expuestos al este de la Falla Sierra de Varas.

La Figura 11 muestra una sección para la quebrada “Las Torres”, ubicada a unos 5 km al sur del Cerro La Ballena, en donde aflora la Formación Torcazas y Formación Caracoles, las dos primeras formaciones que integran al Grupo. De base a techo el Grupo Caracoles, en esta zona, incluye las siguientes unidades estratigráficas:

Formación Torcazas Jgc1

Secuencia de 125 metros de potencia constituida por capas de aproximadamente 30 cm de espesor, que incluye un nivel basal compuesto por cuarzoruditas con matriz calcárea y cinerítica, matriz soportadas con clastos volcánicos y fragmentos angulosos de cristales al cual suceden niveles de cuarzoarenitas con cemento calcáreo, de grano fino, matriz-soportadas, de mala madurez textural., con clastos riolíticos y fragmentos de cristales provenientes de la erosión del substrato (formación Cerro La Ballena).

Una muestra tomada al oeste del Cerro La Ballena (NV-21 ver Fotografía 8) corresponde a una *cuarzoarenita* con cemento calcáreo, de grano fino, matriz-soportada y con mala madurez textural. Presenta feldespatos angulosos (20%), micas y circones detríticos, fragmentos aislados de riolitas y minerales oscuros de 2 mm aprox (5%). La matriz (60%) está formada por granos de cuarzo de 0,025 mm aproximadamente, subredondeados y con cemento calcáreo sintaxial entre los granos (30%). El cuarzo es de origen volcanogénico y deriva, probablemente, de las riolitas del substrato.


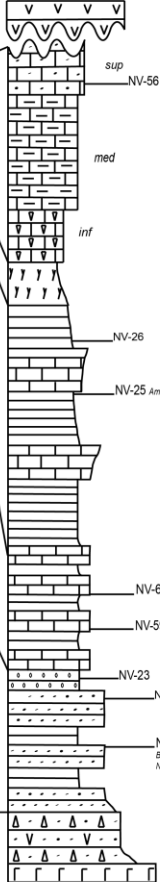
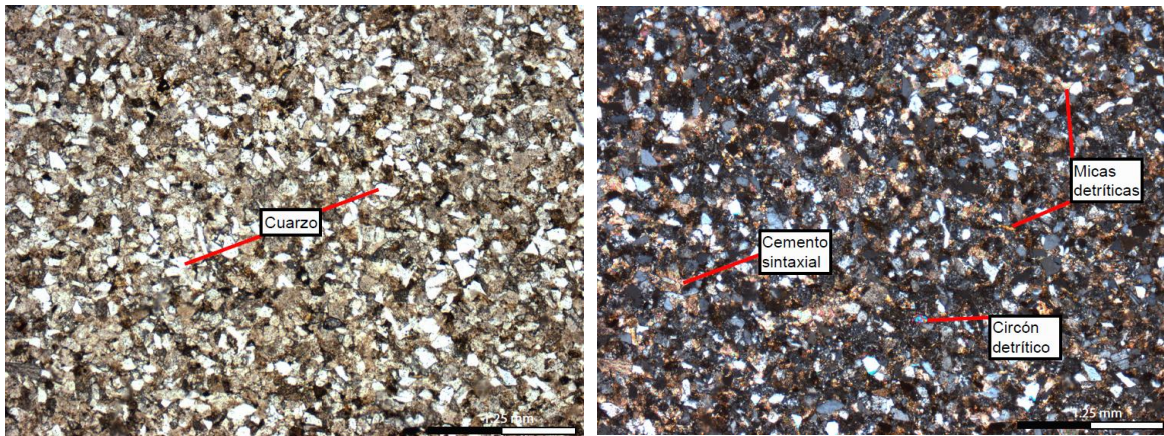
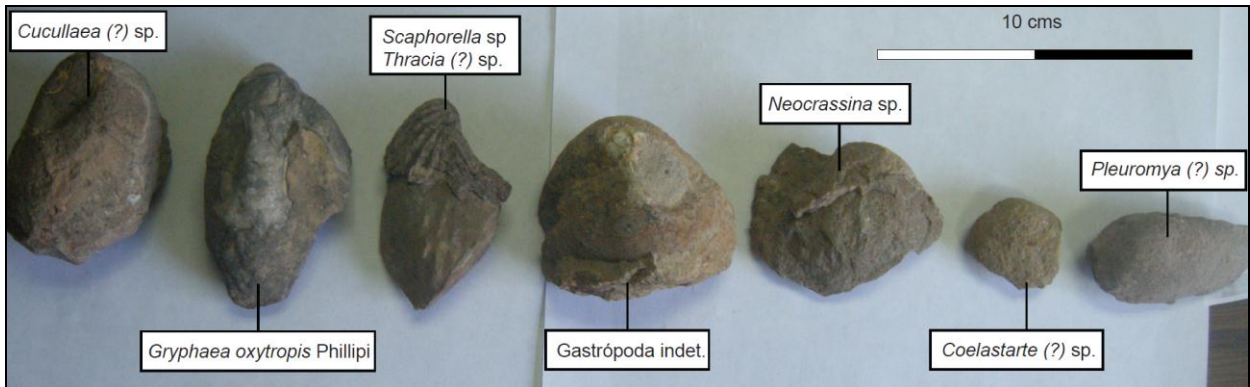
| Harrington, 1961 | García, 1967 | Montaño, 1976 | Ramírez & Gardeweg, 1982 | Este trabajo |
|---|--|--|--|---|
|  <p>CARACOLES SECTION</p> <p>16 Calizas Honda</p> <p>17 Yeso Millonaria</p> <p>16 Euspidóceros 15 Perisphinctes</p> <p>4 Lutitas Doralisa</p> <p>13 12 11 Cosmoceras</p> <p>10 Reinsckella</p> <p>9 Reinsckella g Macrocephalites f Macrocephalites e Perisphinctes d Perisphinctes c Macrocephalites b Pecten a Macrocephalites</p> <p>8 Macrocephalites 7 Reinsckella 6 Macrocephalites</p> <p>5 e Cadomites d Cadomites</p> <p>2 c Cadomites a Lucina Cadomites Normanites</p> <p>3 Cadomites</p> <p>2 Lucina Cadomites</p> <p>1 Cadomites Oppell Emilia</p> <p>Queratófitos del Triásico Superior</p> | <p>Formación Honda</p> <p>Formación Millonaria</p> <p>Formación Doralisa</p> <p>Formación Descubridora</p> <p>Grupo Caracoles</p> <p>Formación Torcazas-Coronado</p> | <p>Formación Cerritos Bayos</p> <p>Formación Millonaria</p> <p>Formación Doralisa</p> <p>Grupo Caracoles</p> <p>Formación Torcazas</p> | <p>Grupo Caracoles</p> <p>Formación Honda</p> <p>Formación Millonaria</p> <p>Formación Doralisa</p> <p>Formación Caracoles</p> <p>Formación Torcazas</p> |  <p>sup NV-56</p> <p>med</p> <p>inf</p> <p>NV-26</p> <p>NV-25 Amonites: Perisphinctes</p> <p>NV-61 Braquípodos: Disciniscia Amonites: Stephanoceras</p> <p>NV-59 Braquípodos: Rhaetorhychia Lobolofyllis, Bivalvos: Gryphaea Amonites: Neuaniceras</p> <p>NV-23</p> <p>NV-21</p> <p>NV-17 Gastropodos: Tylostoma; Bivalvos: Gryphaea; Sclapherella; Neocrassina; Thracia; Pleuromya</p> |

Figura 9. Cuadro comparativo de la evolución en la nomenclatura estratigráfica del Grupo Caracoles.



Fotografía 8. NV-21. Grupo Caracoles. Formación Torcazas. Cuarzo-arenita.

El material fosilífero recolectado desde 2 localidades ubicadas al oeste y suroeste del Cerro La Ballena (NV-17 y NV-59, ver figura 10 y Fotografía 9) fue analizado por Rubilar et al. (2014), quien reconoció, para la localidad NV-17: una asociación de gastrópodos y bivalvos (*Tylostoma? Sp.*, *Gryphaea oxytropis* Philippi, *Gryphaea sp.*; *Scaphorella aff. leanzai* (Lambert); *Neocrassina sp.*; *Thracia? sp.*; *Cucullaea? sp.*; *Coelastarte? sp.*; *Pleuromya sp.*), y para la localidad NV-59: braquiópodos (*Rhactorhynchia? sp.*; *Lobidothyris sp.*) y ammonites (*Neuqueniceras (Neuqueniceras) aff. biscissum* (Stehn)) (Ver Tabla 1), formas que se pueden atribuir a un rango comprendido entre el Bajociano y el Caloviano inferior, (Riccardi y Westermann, 1991; Leanza, 1993; Rubilar, 2005). Esta edad es consistente con la indicada por Marinovic (Hoja Oficina Domeyko, 2007), quien recolectó para esta formación, en la zona de Cerro la Ballena, formas de *Rhynchonellidae indet.*, *Gryphaea sp. Indet. 1*; *Anditrigonia sp.*, *Lucinidae indet.*, *Tellinidae (?) indet.*, *Thraciidae (?) indet.*, *Belemnopsis sp.*, *Lobidothyris (Lobidothyris) sp.*, *Montlivaltia aff. Cottreai (Collignon)*, *Isastrea (?) spp.*, *Tetrarhynchia (?) sp.*, *Rhactorhynchia (?) sp.*, que según Rubilar (1999a) y Rubilar (2000) constituyen asociaciones típicas del Aaleniano superior-Bathoniano (Figura 12).

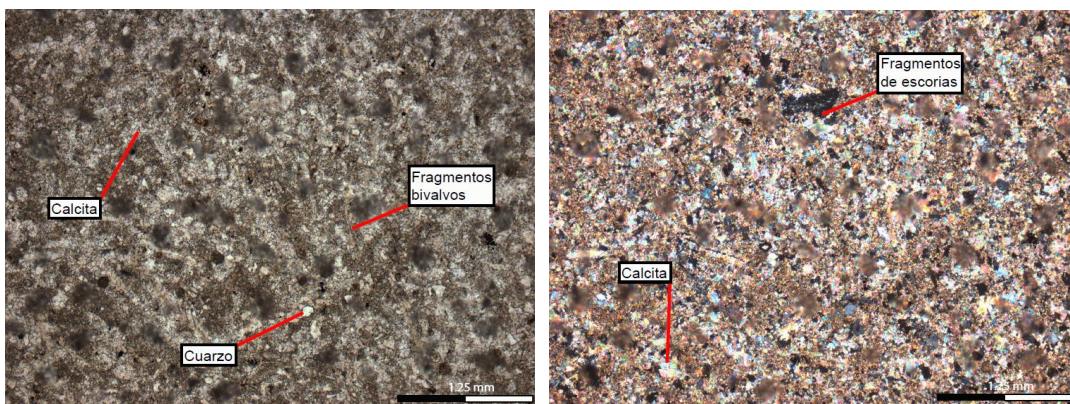


Fotografía 9. Fósiles de la localidad NV-17, Grupo Caracoles, Formación Torcazas.

Formación Caracoles Jgc2

125 metros de una alternancia de lutitas negras y calizas concrecionales amarillentas, dispuestas en capas de aproximadamente 40 cm de espesor.

La descripción petrográfica de una muestra (NV-81 ver Fotografía 10) corresponde a una extrabioesparita fina con cristales de plagioclasas tabulares de 0,2 mm en un 10%, cuarzo (5%), líticos andesíticos (5%) y bioclastos (bivalvos) deformados de 0,5 mm de largo (5%).



Fotografía 10. NV-81. Grupo Caracoles. Formación Caracoles. Extrabioesparita.

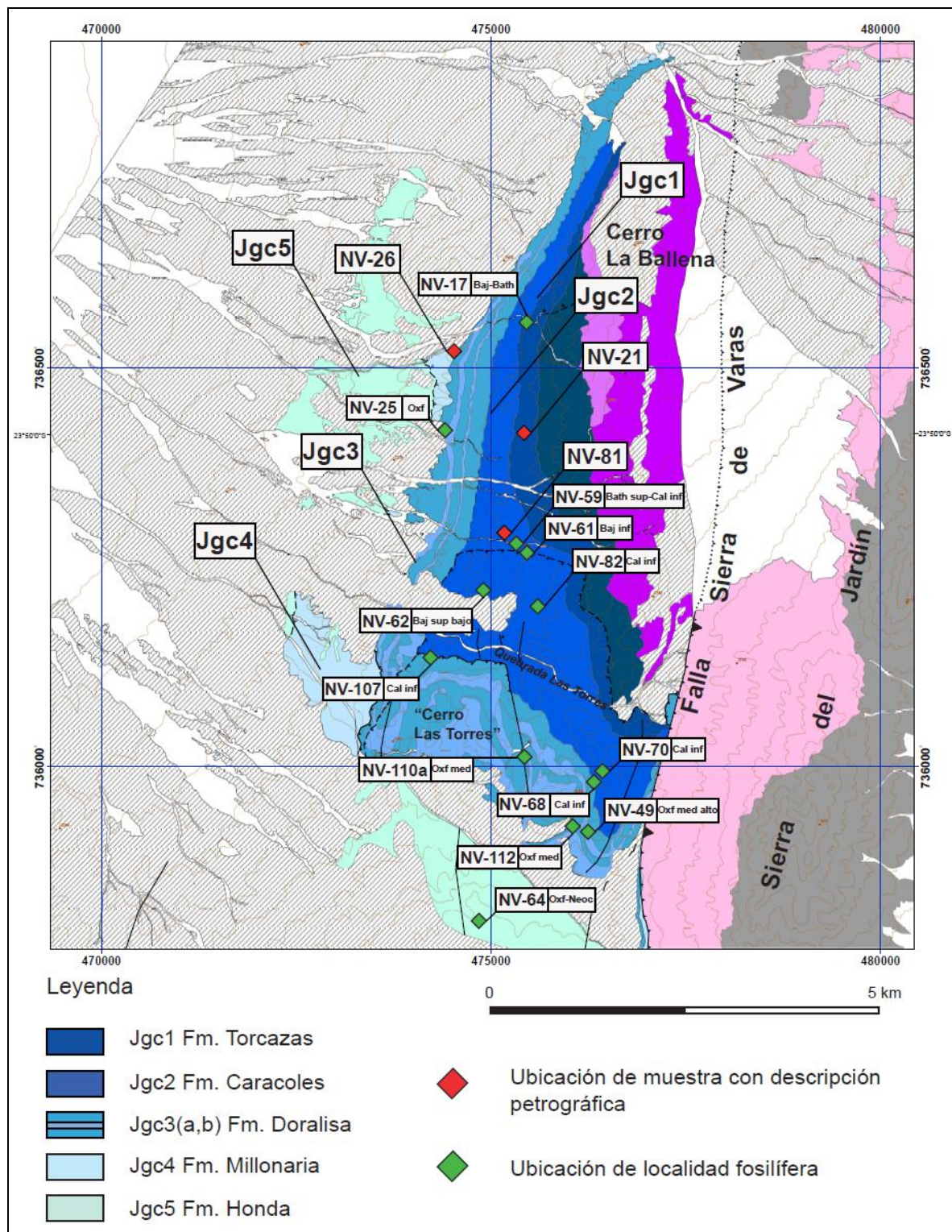


Figura 10. Distribución de los afloramientos del Grupo Caracoles dentro del área de estudio, con la ubicación de muestras y localidades fosilíferas mencionadas en el texto.

El material fosilífero recolectado desde 5 localidades ubicadas al oeste y suroeste del Cerro La Ballena (Ver Figura 10 – fotografía 11) fue analizado por A. Rubilar (2014), quien reconoció dentro de esas muestras, para la localidad NV-61 formas de braquiópodos (*Discinisca? Sp*) y ammonites (*Stephanoceras? Sp*), mientras que en NV-62 ocurren bivalvos (*Nanogyra sp.*), y ammonites (*Teloceras sp.*, *Megasphaeroceras? sp.*) que también se encuentran en NV-68: *Neuquenicerias (Frichites) bodenbenderi* Tornquist. NV-70 y NV-82: *Neuquenicerias (Frichites) cf. antipodum* (Gottsche). Dichas asociaciones se pueden atribuir, según Rubilar (2014) al ***Bajociano inferior alto y el Caloviano inferior*** (fotografía 11). Esta edad es consistente con la indicada por Marinovic (Hoja Oficina Domeyko, 2007) quien recolectó material fosilífero desde 11 localidades estratigráficamente equivalentes a la Formación Caracoles, en la zona de Cerro La Ballena (figura 10) entre las cuales se encuentran formas de *Tellenidae (?) indet.*, *Neuquenicerias (Frickites) sp.*, *Rehmannia (Rehmannia) stehni (Zeiss)*, *Neuquenicerias (Frickites) bodenbenderi (Tornquist)* *Rursiceras sp. Cf. R. ballenaensis Hillebrandt*, *Gryphaea oxytropis Philippi*, '*Lucina*' spp., *Liloetia sp.*, *Xenocephalites aff. Neuquensis (Stehn)*, *Epistrenoceras sp.*, que indicarían según Rubilar (1999^a) y Rubilar (2000), un rango de edad entre el Bathoniano superior-Caloviano superior a Oxfordiano inferior, lo que concuerda, en parte, con la edad atribuida por Rubilar (2014) al material recolectado durante este estudio, en la Formación Caracoles (ver Figura 10 y Figura 12).

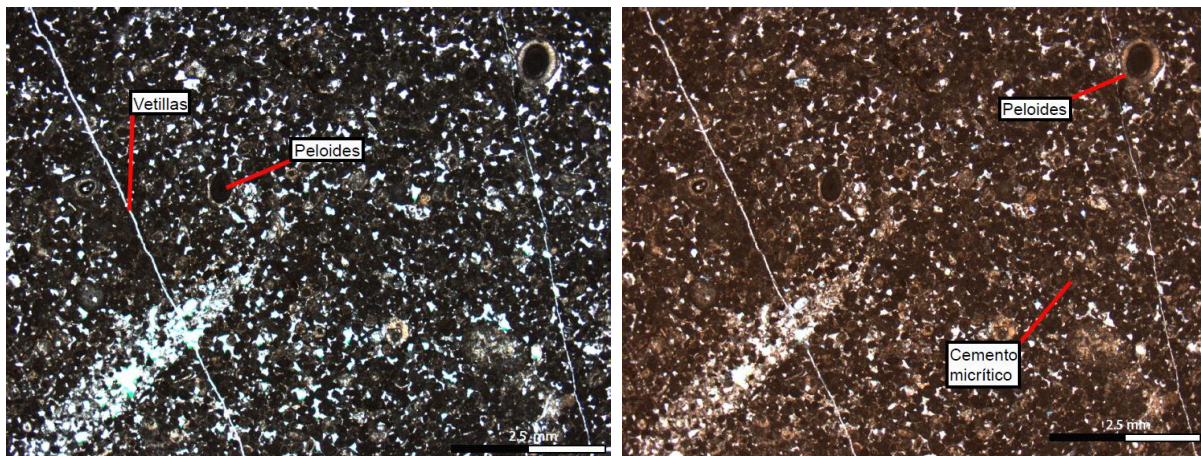


Fotografía 11. Fósiles del Grupo Caracoles. a) Formación Torcazas (*Loboydothyris sp.*, Bajociano - Caloviano inferior al w de Cerro La Ballena. b) Formación Caracoles (*Stephanoceras sp.* Bajociano inferior alto – Oxfordiano, Cerro Las Torres).

Formación Doralisa Jgc3

325 metros de *lutitas y calizas oolíticas concrecionales* de color gris claro a amarillento, en bancos de 30 a 40 cm de espesor.

Las calizas corresponden, al microscopio, a calizas pelmicritas, bioesparitas, calizas intraclásticas pelsparíticas y cuarzoareniscas con peloides y cemento calcáreo. Esta formación incluye dos intercalaciones de calizas oolíticas compactas de color gris oscuro que forman “cornisas” aproximadamente 20 a 30 metros de espesor, fácilmente diferenciables y constituyen niveles guías para el mapeo de superficie. Una muestra de pelmicritas, recolectada al SSW del Cerro La Ballena (NV-26), corresponde a una roca formada en un 85% por peloides y oolitos compuestos de esparita y algunos, en menor porcentaje, rellenos con micrita. Los peloides son de 0,2 mm en un 70% y de 0,5 mm en un 30%. Presenta algunos restos de bivalvos de 1 mm de largo (5%). La matriz está formada por cemento calcáreo entre los peloides y, localmente, micrita en algunos cúmulos de peloides (ver fotografía 12).



Fotografía 12. NV-26. Grupo Caracoles. Formación Doralisa. Pelmicrita.

El material fosilífero recolectado desde 5 localidades ubicadas al SW y SSW del Cerro La Ballena fue analizado por Rubilar et al (2014), quien reconoció para la localidad NV-25 ammonites tales como *Perisphinctes sp.*, y en NV-49, *Euaspidoceras sp.*; *Perisphinctes (Antilloceras) aff. prophetae* Gygi y Hillebrandt; *Ochetoceras (Cubaochetoceras) aff. imlayi* Sanchez Roig; *Ochetoceras (Ochetoceras) cf. hispidum* (Oppel). De igual modo, en NV-107 comprobó la presencia de: *Neuqueniceras (Frichites) cf. antipodum* (Gottsche) y, finalmente, en NV-110^a de *Perisphinctes sp.*, y en NV-112 (fotografía 13) *Euaspidoceras sp.* y *Perisphinctes sp.* Según Rubilar (2014) estas formas indicarían a un rango de edad

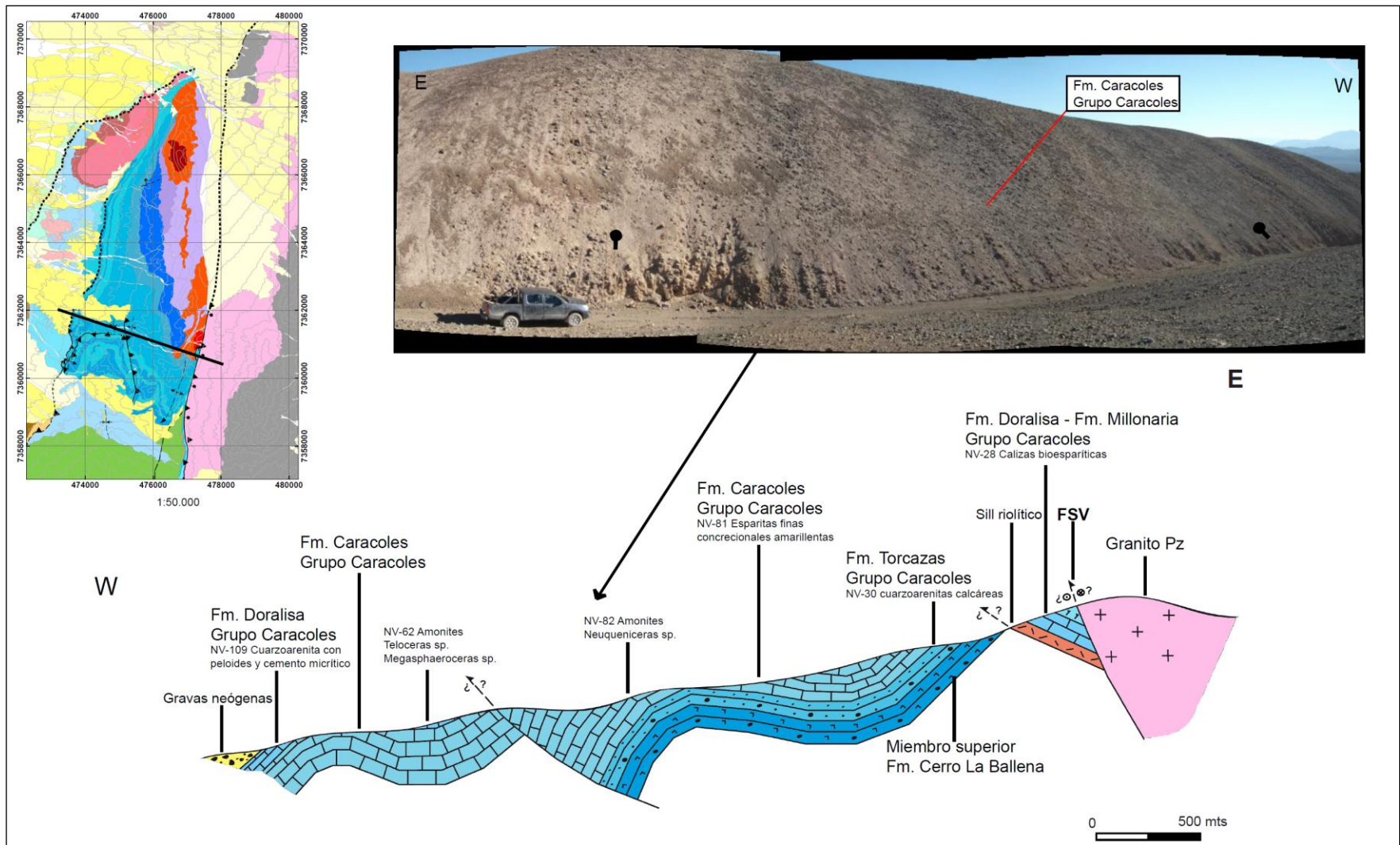


Figura 11. Perfil estratigráfico de las Formaciones Torcazas y Caracoles, en la quebrada “Las Torres”.

comprendido entre el *Caloviano inferior* y el *Oxfordiano medio alto*. Esta edad es consistente con la edad reportada por Marinovic (Hoja Oficina Domeyko, 2007), para niveles del Grupo Caracoles que en este trabajo se incluyeron dentro de la formación Doralisa, y que incluyen formas de *Perisphinctes* sp. *Perisphinctes (Antilloceras) cf prophetae* Gygi *Perisphinctes (Antilloceras) sp.*, *Larcheria (?) sp.*, *Peltoceratinae indet* atribuidos por Perez y Reyes (1999) y Rubilar (2000) al Oxfordiano (Figura 12).



Fotografía 13. Fósiles de la localidad NV-112. Grupo Caracoles. Ammonites de la Formación Doralisa: *Euspidoceras* sp.; *Perisphinctes* sp. (*Caloviano –Oxfordiano*).



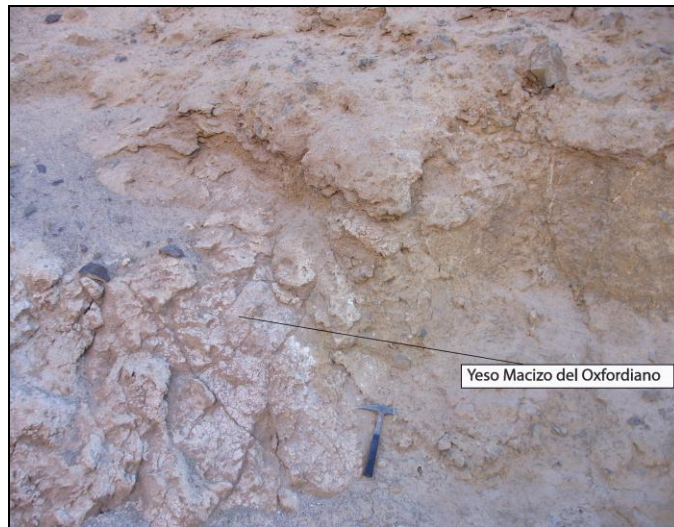
Fotografía 14. Fotografías de campo de las distintas unidades del Grupo Caracoles: a) areniscas de la Formación Torcazas; b) Formación Caracoles, c) Ondulitas en capas de la Formación Doralisa; d) cornisas de calizas oolíticas masivas en la Formación Doralisa.

Formación Millonaria Jgc4

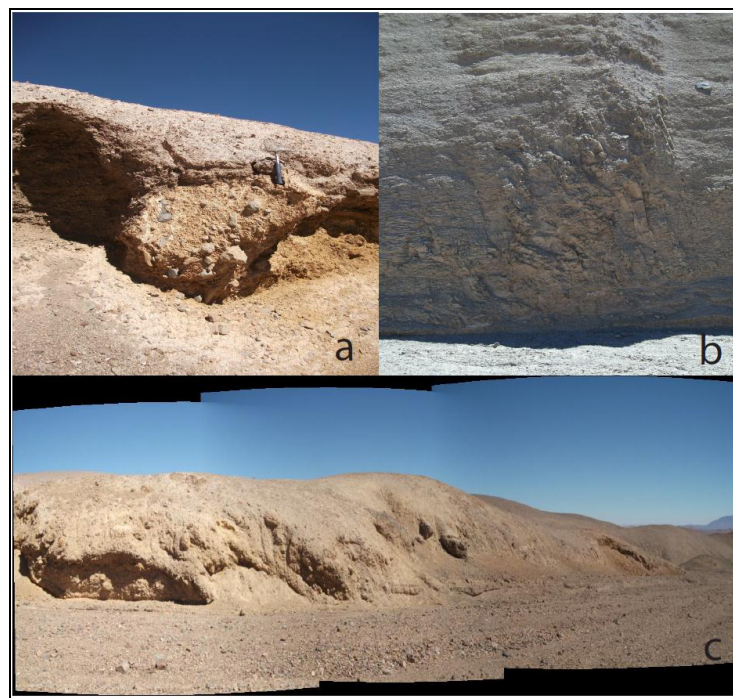
Hasta 50 metros de evaporitas bandeadas (yeso) de color blanco con bandas pardo amarillentas que, en el sector al W del Cerro La Ballena, alcanzan una potencia expuesta menor (10 a 15 metros). Esta formación no presenta material fosilífero aunque debido a su posición estratigráfica y a correlaciones regionales esta tendría una edad comprendida en el entre el Oxfordiano superior a Kimmeridgiano.

Formación Honda Jgc5

Aproximadamente 250 metros de una sucesión que se inicia, al oeste del Cerro La Ballena, por un nivel basal., intensamente deformado, de brechas calcáreas pardo verdosas en las cuales no se puede distinguir la estratificación, y que incluyen clastos calcáreos de hasta 2 metros de diámetro, derivados de las formaciones Caracoles y Doralisa. Sobre ellas se



Fotografía 15. Afloramientos de niveles yesíferos de la Formación Millonaria, al oeste del Cerro La Ballena.

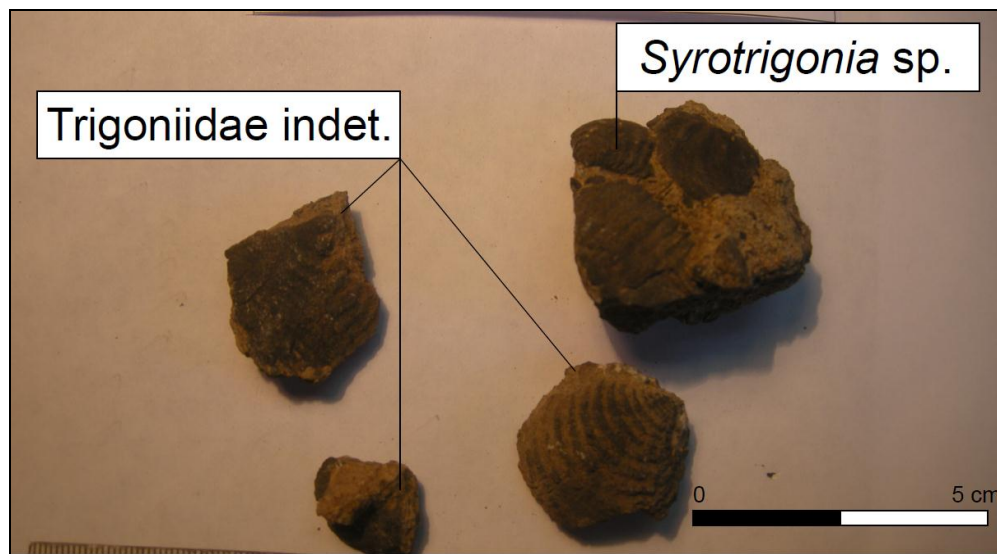


Fotografía 16. Afloramientos de la Formación Honda del Grupo Caracoles: a) Brecha calcárea basal; b) calcilititas fisibles grises deformadas; c) Brechas calcáreas expuestas al oeste del Cerro La Ballena.

disponen calcilitas grises fisibles, muy fracturadas y plegadas dispuestas en capas de 3 a 5 cm de espesor, que son cubiertas, hacia el oeste por cuarzoarenitas con biotita.

Otros afloramientos de la Formación Honda también se encuentran en la ladera norte del Cerro Azabache, donde incluyen aproximadamente 100 m de calcilitas grises, dispuestas en capas de 3 a 5 cm, intruidas por un enjambre de diques riolíticos y andesíticos, debido a lo cual no es posible observar de buena manera la estratificación. Junto a ellos, la formación también aflora en el extremo norte del área de estudio, en donde nuevamente se observan niveles de calcilitas grises en capas finas y disgregables, de 1 a 2 cm, por encima del yeso de la Formación Millonaria. A diferencia de los otros sectores mencionados, en esta zona los niveles superiores expuestos de la secuencia comprenden alternancias de limolitas y lutitas pardo verdosas que marcan la transición hacia los Estratos de San Manuel que, concordantemente, los cubren.

El material fosilífero recolectado desde la localidad NV-64 ubicada en la ladera norte del Cerro Azabache (ver figura 10) fue analizado por Rubilar et al. (2014), quienes reconocieron dentro de esa unidad, formas de bivalvos; *Syrotrigonia aff. biroi* (Pérez y Reyes, 1999); *Myophorella? sp.* (Rubilar, 2000) (Fotografía 17), a los cuales se puede atribuir una edad indeterminada dentro del lapso **Oxfordiano-Neocomiano**. Formas fósiles recolectadas por Marinovic (Hoja Oficina Domeyko, 2007), en la zona de Cerro La Ballena y Cerro Azabache, incluyen, entre otros ejemplares, formas de *Orthaspidoceras sp.*; *Sp.*, *Linotrigonia aff. L. (O?) chongi* (Perez y Reyes, 1999), que permiten restringir el rango de edad de la Formación Honda al período comprendido entre el Kimmeridgiano a Neocomiano? (Figura 12).



Fotografía 17. Restos fósiles de *Syrotrigonia* sp., encontrados en la localidad fosilífera NV-64, en la base de la ladera norte del Cerro Azabache.

Grupo Caracoles: Síntesis de Estratigrafía y Edad

La Figura 13 presenta una columna estratigráfica generalizada que sintetiza la estratigrafía del Grupo Caracoles en la zona estudiada. En resumen el Grupo Caracoles estaría constituido por las siguientes unidades:

- **Formación Torcazas:** 125 m de cuarzoruditas y cuarzoareniscas calcáreas del *Bajociano Superior – Batoniano.*
- **Formación Caracoles :** 125 m lutitas negras y calizas amarillentas concrecionales del *Bajociano inferior alto – Caloviano Inferior.*
- **Formación Doralisa :** 325 m lutitas amarillentas y calizas oolíticas concrecionales grises del *Caloviano Inferior – Oxfordiano Medio alto.*
- **Formación Millonaria :** 50 m evaporitas compuestas (yeso) del *Oxfordiano Medio alto – Kimmeridgiano.*
- **Formación Honda :** 250 m de brechas calcáreas, calcilutitas grises y cuarzoareniscas del *Kimmeridgiano – Neocomiano?.*

El Grupo Caracoles cubre, concordantemente a la Formación Cerro La Ballena, y subyace, en concordancia, a los Estratos de San Manuel, del Cretácico inferior. Otras localidades en donde se expone esta unidad se encuentran al SE del Cerro Mastodonte y al sur de loma Ocre (Marinovic, 2007). Se puede correlacionar con parte de la Formación Sierra del Cobre, expuesta al oeste de la zona estudiada (Tobar, 1966), con la formación Quinchamale que aflora al norte de Calama (Maksaev, 1978; Tomlinson et al., 2001), y con parte de la clásica Formación El Profeta de la zona de Sierra de Varas (Chong, 1973).

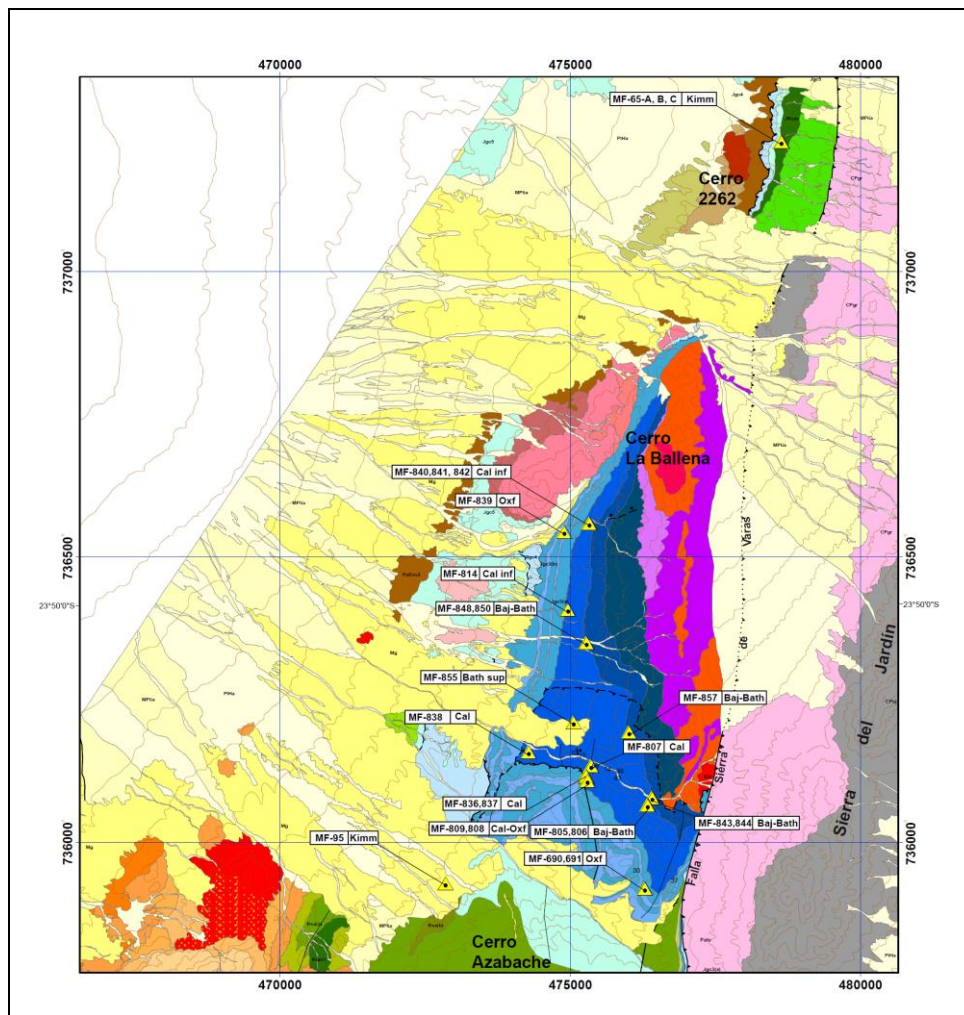


Figura 12. Ubicación de las localidades fosilíferas de la zona de Cerro La Ballena-Portezuelo Azabache descritas por Marinovic (2007), en la Hoja Oficina Domeyko.

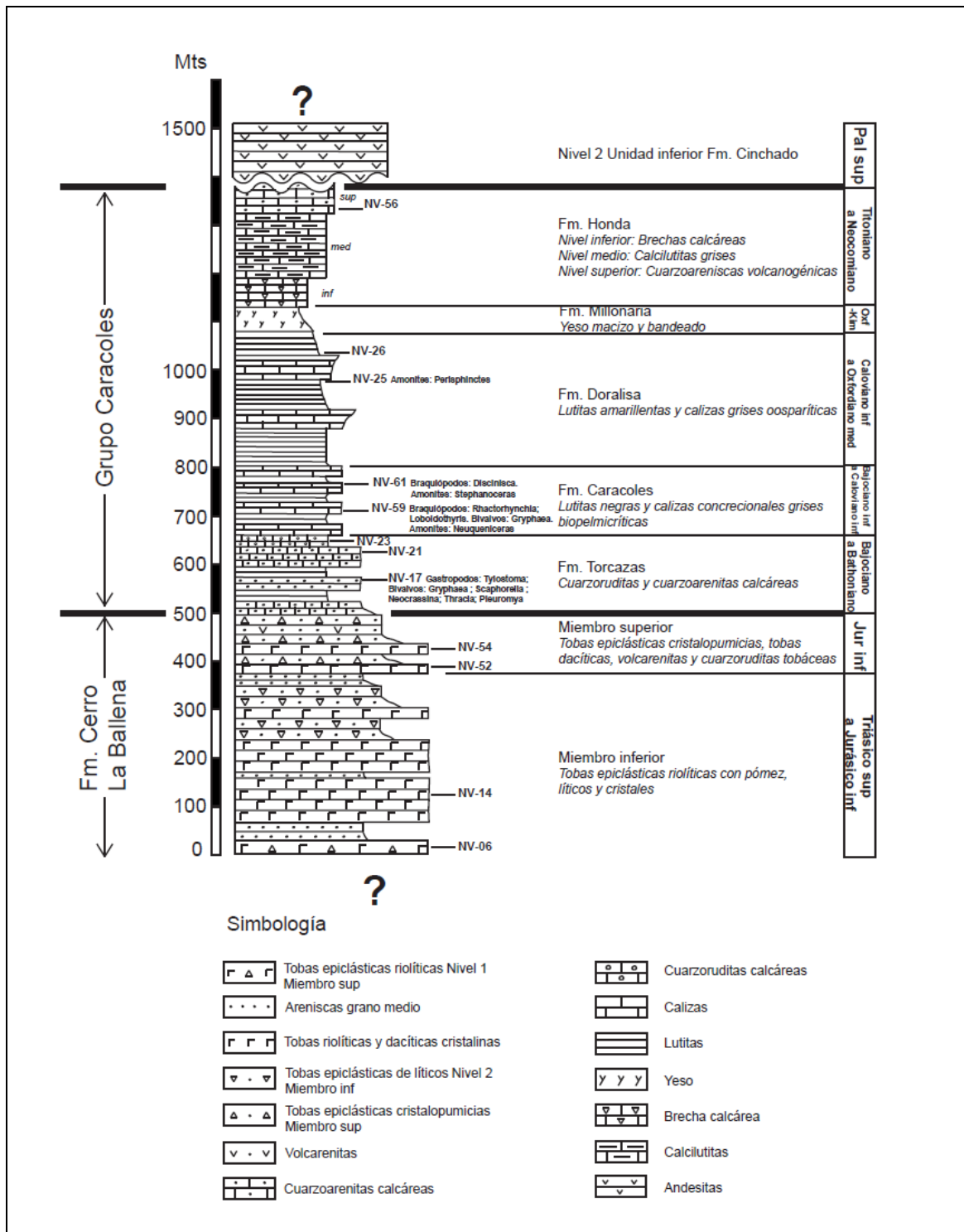


Figura 13. Columna estratigráfica generalizada del Grupo Caracoles, en el sector del Cerro La Ballena.

3.3.4. Estratos de San Manuel JKsm

(Jurásico Superior - ¿Cretácico Inferior?)

Los Estratos de San Manuel corresponden a una secuencia sedimentaria detrítica de grano grueso a fino, de color pardo rojizo, de aproximadamente 1.400 metros de espesor. Esta unidad fue definida por Muñoz (1989) en la localidad tipo ubicada 43 km al ESE de Baquedano, entre las quebradas del Buitre y del río Seco.

En la zona de estudio fue reconocida por Marinovic (Hoja Oficina Domeyko, 2007), en donde la describió como una secuencia sedimentaria fluvial y aluvial constituida por conglomerados, areniscas conglomerádicas y lutitas, que presentan un paso gradual y concordante sobre los niveles sedimentarios marinos de la Formación Honda del Grupo Caracoles. Los Estratos de San Manuel afloran en la zona norte de la región estudiada (*Cerro 2262*) al oeste de la falla Sierra de Varas, y más al sur, en la ladera norte del *Cerro Azabache* (figura 14). También afloran en el sector SW de la *Cerro Pico de Oro 2*, en donde están cubiertos en discordancia por rocas sedimentarias y volcánicas de la Formación Quebrada Mala. En la zona de estudio, la unidad consiste en una sucesión formada por:

- 100 metros de lutitas y limolitas de color verde pardo estratificadas en finas capas de 0,5 a 1 cm de espesor, expuestas en el sector norte del área estudiada y también en la ladera norte del Cerro Azabache
- 100 metros de areniscas laminadas finas de color pardo rojizo estratificadas en niveles de 0,5 a 1 cm de espesor, que afloran al SW del Cerro Pico de Oro 2.

Edad

Su edad máxima corresponde al Kimmeridgiano- Neocomiano? (edad de la infrayacente Formación Honda) y su edad mínima estaría indicada por la edad de la Formación Quebrada Mala, del Cretácico superior, que los cubre en discordancia. También la unidad se encuentra intruida por una serie de diques andesíticos asociados al Complejo ígneo y Volcánico Cerro Azabache para el que se obtuvo una edad K-Ar en roca total de 84 +/- 4 Ma

(Marinovic, 2007) lo cual permite atribuir los Estratos de San Manuel al Cretácico inferior (Neocomiano?). Los Estratos de San Manuel se correlacionan con la Formación Llanura Colorada (Muñoz, 1989) y con la Formación Guacate (Lira, 1986) ambas ubicadas al norte del área de estudio.

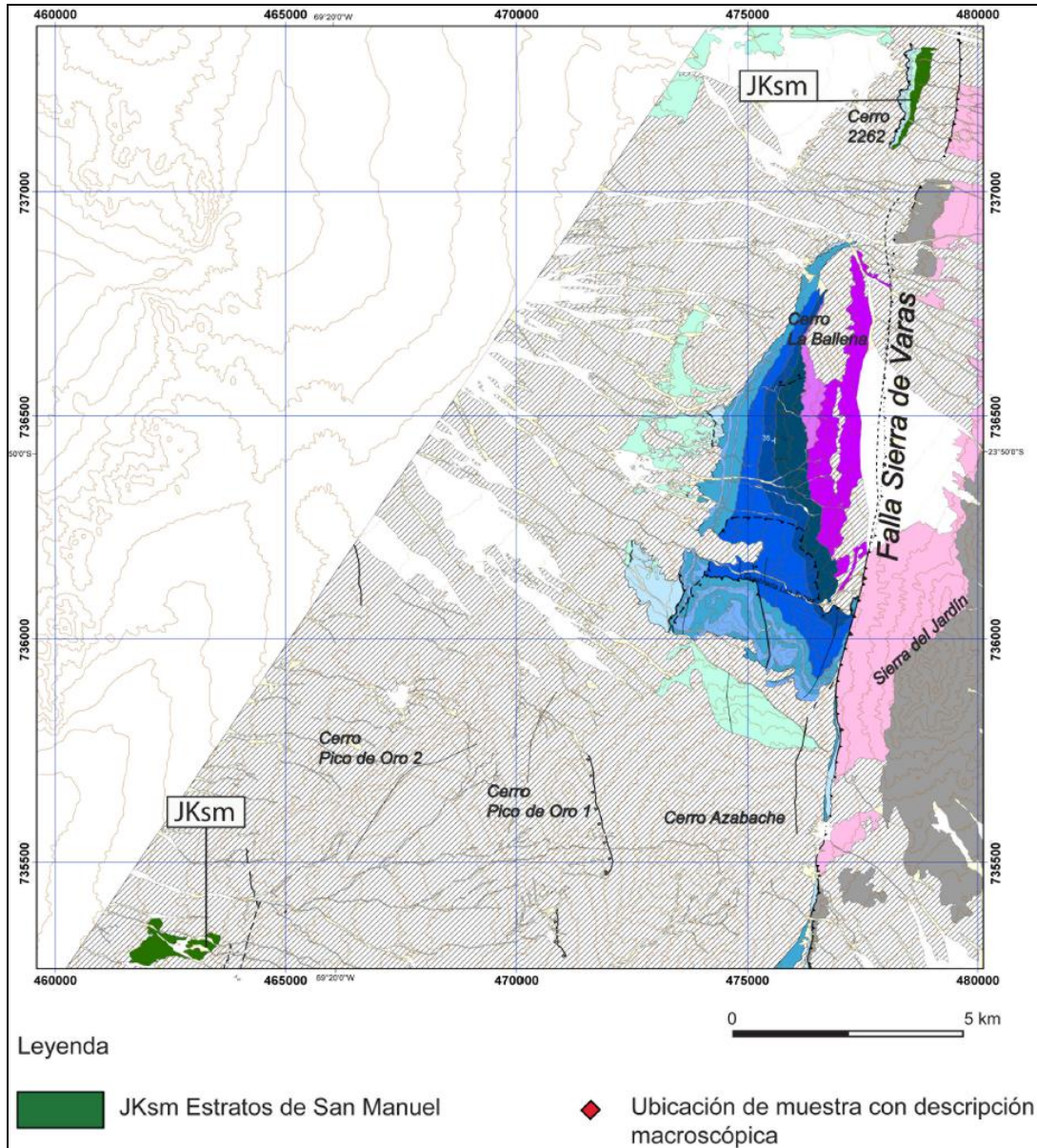


Figura 14. Distribución de los afloramientos de los Estratos de San Manuel, en el sector del Cerro 2262 y al SW de la Sierra del Pico de Oro.

3.4. Cretácico Superior

3.4.1. Introducción

El Cretácico Superior dentro del área de mapeo incluye una secuencia volcano-sedimentaria, atribuida por Marinovic (2007) a la *Formación Quebrada Mala*, la cual fue descrita originalmente por Montaña (1976) en la región de Caracoles. Esta unidad se apoya discordantemente sobre la secuencia sedimentaria continental del Cretácico Inferior (Estratos de San Manuel). Incluye niveles volcánicos de composición basáltica- andesítica, intercalaciones de rocas volcanoclásticas y, en la base, niveles sedimentarios continentales. Durante este período se habría emplazado, además, un complejo de intrusivos hipabisales, diques y rocas volcánicas denominado *Complejo Intrusivo y Volcánico del Cerro Azabache* (Ferraris y DiBiase, 1978; Marinovic, 2007). También, en este trabajo, se identificó una unidad de lavas basálticas ubicada exclusivamente al norte del Cerro Pico de Oro 1, dispuestas en discordancia por sobre la Formación Quebrada Mala, y que hemos denominado como *Basaltos del Cerro Pico de Oro*.

3.4.2. Formación Quebrada Mala Kqm

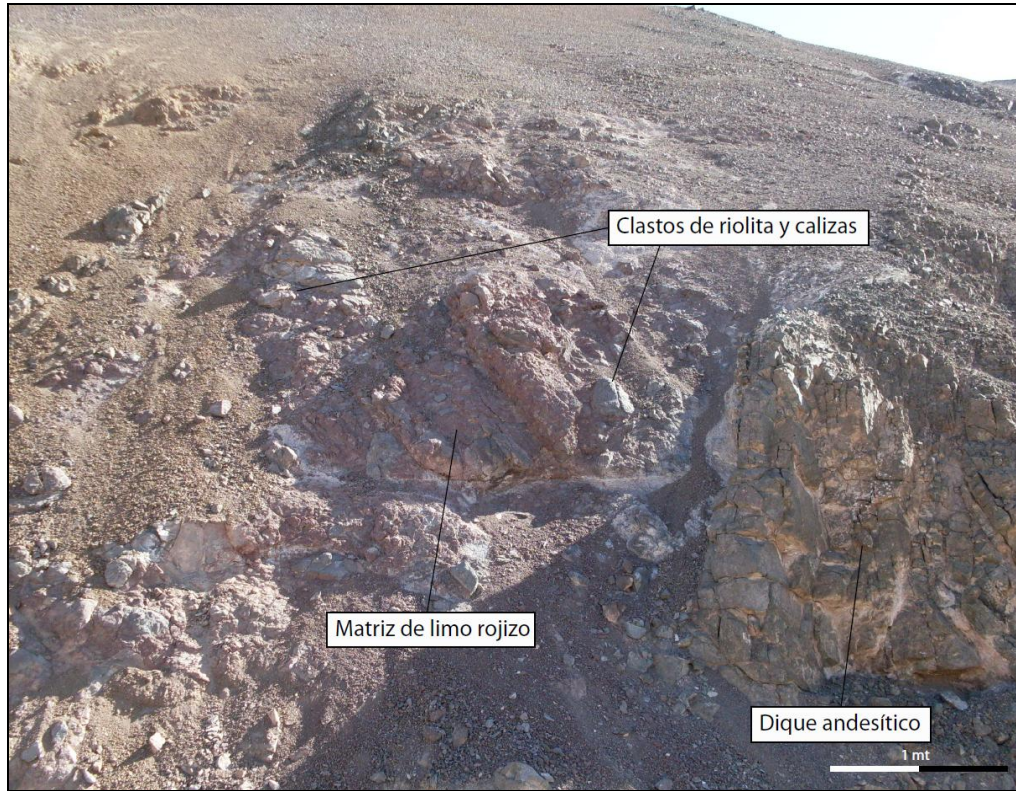
(Cretácico Superior)

Esta formación fue definida por Montaña (1976) como una secuencia de 4.700 metros de potencia compuesta de rocas volcánicas y clásticas, cuya localidad tipo se ubicaría en Quebrada Mala, aproximadamente a 22 km al SSE de Sierra Gorda. Según Montaña (1976), en esa región incluye, de base a techo, 4 miembros: a) 1.800 metros de conglomerados, areniscas rojas y andesitas; b) 900 metros de brechas andesíticas y andesitas; c) 1.000 metros de areniscas, conglomerados, tobas y andesitas; d) 700 metros de andesitas. Posteriormente, Muñoz (1989) modificó la definición y la edad asignada por Montaña, mientras que Marinovic y García, en la Hoja Pampa Unión (1999) ubicada directamente al norte del área de este trabajo, la describen como una secuencia volcánica y sedimentaria continental constituida por

3.700 metros de, conglomerados macizos en su parte basal., lavas y areniscas que engranan con tobas soldadas riolíticas y dacíticas, y conglomerados, areniscas epiclásticas que engranan con lavas en la sección media, y areniscas medias y finas en la parte superior. Según Marinovic y García (1999) la secuencia se dispone en discordancia por sobre la Formación Llanura Colorada y que está cubierta en discordancia por gravas del Mioceno, y se encuentra fuertemente plegada e intruida por plutones del Cretácico Superior y Paleoceno. Marinovic (2007) reconoció afloramientos de esta formación en la Carta Oficina Domeyko en donde, según este autor, estaría formada por una secuencia volcano-sedimentaria constituida por dos niveles: a) Inferior, areniscas cuarzo-feldespáticas volcano-detríticas, de grano fino y colores gris a verde, que alternan con lavas andesíticas porfíricas de colores verde a negro, con fenocristales de piroxeno y anfíbola, y b) Superior, 100 metros de andesitas afaníticas de anfíbola de color negro a gris.

Las observaciones de terreno efectuadas durante el transcurso de esta tesis permiten indicar que, dentro del área estudiada, la Formación Quebrada Mala está representada por una secuencia de aproximadamente 1.000 metros de potencia que incluye dos miembros; el inferior sedimentario y el superior, volcánico, cuyos afloramientos se exponen en dos sectores (figura 15). En el primero, ubicado en el extremo norte del área sólo aflora el miembro inferior, en contacto por falla con los granitoides del Carbonífero-Pérmico. En el segundo, ubicado aproximadamente al SW del Cerro Pico de Oro 2, afloran los 2 miembros dispuestos en discordancia angular sobre areniscas pardo rojizas de los Estratos de San Manuel.

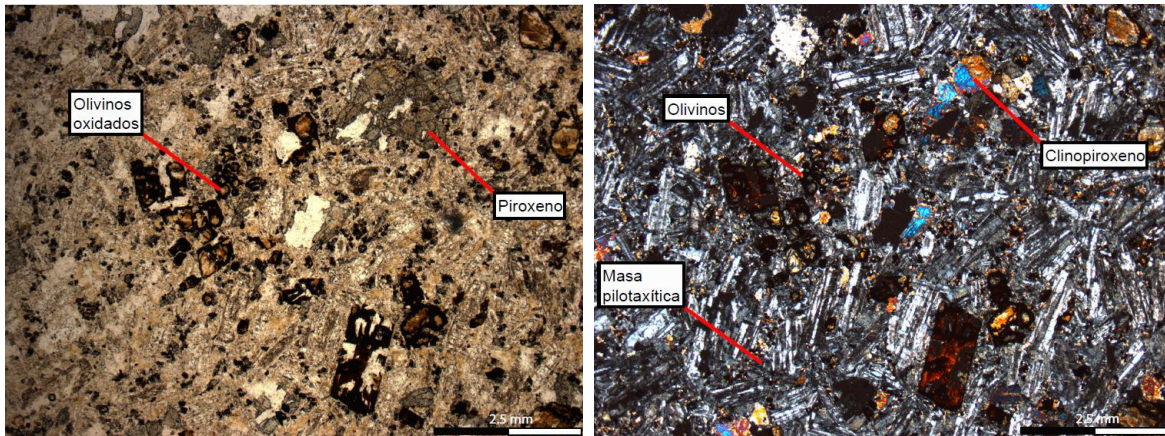
Miembro inferior Kqm1: 280 metros de conglomerados gruesos con clastos de calizas y riolitas de 10 a 30 cm de diámetro, con matriz de arena fina color rojizo, que alternan con niveles de ruditas pardo rojizas con clastos de 2 a 3 centímetros, estratificadas en capas de 3 a 4 centímetros. Este miembro se expone tanto en el sector norte del área estudiada, al igual que en el sector al SW del Cerro Pico de Oro 2. Se encuentra intruido por diques de composición andesítica y riolítica (ver Figura 15 y fotografía 18).



Fotografía 18. Afloramiento de los conglomerados del miembro inferior de la Formación Quebrada Mala, al este del Cerro 2262, en el sector norte del área de estudio.

Miembro superior Kqm2: Unidad que se inicia con 200 metros de brechas andesíticas de color morado a gris, y lavas andesíticas porfídicas pardo rojizas con plagioclasa (1 mm, 20%), anfíbola (1 mm, 20%). A este nivel le siguen 600 metros de basaltos de piroxeno.

La descripción petrográfica de una muestra, de este nivel, recolectada al SSW de la Sierra del Plomo (NV-122, ver fotografía 19) corresponde a un **basalto de piroxeno y olivino**, de grano medio a grueso y textura porfídica, con fenocristales de olivino oxidados de (0,5 mm, 5%) plagioclasa (3 a 5 mm, 10%) y clinopiroxeno (2 a 3 mm, 30%), fracturados, y con golfos de corrosión. Hematita ocurre en los bordes de los cristales de clinopiroxeno y olivino. Cristales de plagioclasa de menor tamaño (0,5 a 1 mm, 30%) forman parte de una masa fundamental pilotaxítica gruesa, con alteración a clorita.



Fotografía 19. NV-122. Fm. Quebrada Mala. Miembro superior. Basalto de piroxeno y olivino.

Edad

La Formación Quebrada Mala se dispone en discordancia angular sobre los Estratos de San Manuel, mientras que al suroeste del Cerro Pico de Oro 2, depósitos volcánicos de 53 Ma correspondientes a la Formación Cinchado sobreyacen en discordancia al miembro inferior de la formación. La Formación Quebrada Mala presenta una deformación mucho más intensa que las rocas volcánicas del Paleoceno superior-Eoceno inferior que afloran en el Cerro Pico de Oro, lo cual sugiere que una importante discordancia angular, que regionalmente las separa. Considerando estos antecedentes se puede asignar a la Formación Quebrada Mala una edad dentro del Cretácico Superior.

Aunque en la zona estudiada no se cuentan con dataciones radiométricas que permitan estimar edades absolutas, al norte del área abarcada en esta tesis (Hoja Pampa Unión), se han reportado dataciones K-Ar comprendidas entre los **86 y 66 Ma** (Williams 1992; Marinovic et al. 1996; Marinovic y García, 1999) por lo que se postula una edad Cretácica Superior para la unidad. La Formación Quebrada Mala se puede correlacionar, hacia el norte, con la Formación Cerro Empexa (Galli y Digman, 1962), expuesta entre Chuquicamata y la Precordillera de Iquique, y hacia el sur, al este de Taltal., con los Estratos del Estanque (Naranjo y Puig, 1984)

y la Formación Llanta, aflorante en la región de Sierra Exploradora-El Salvador (Cornejo et al., 1993, 2003; Cornejo y Mpodozis, 1996).

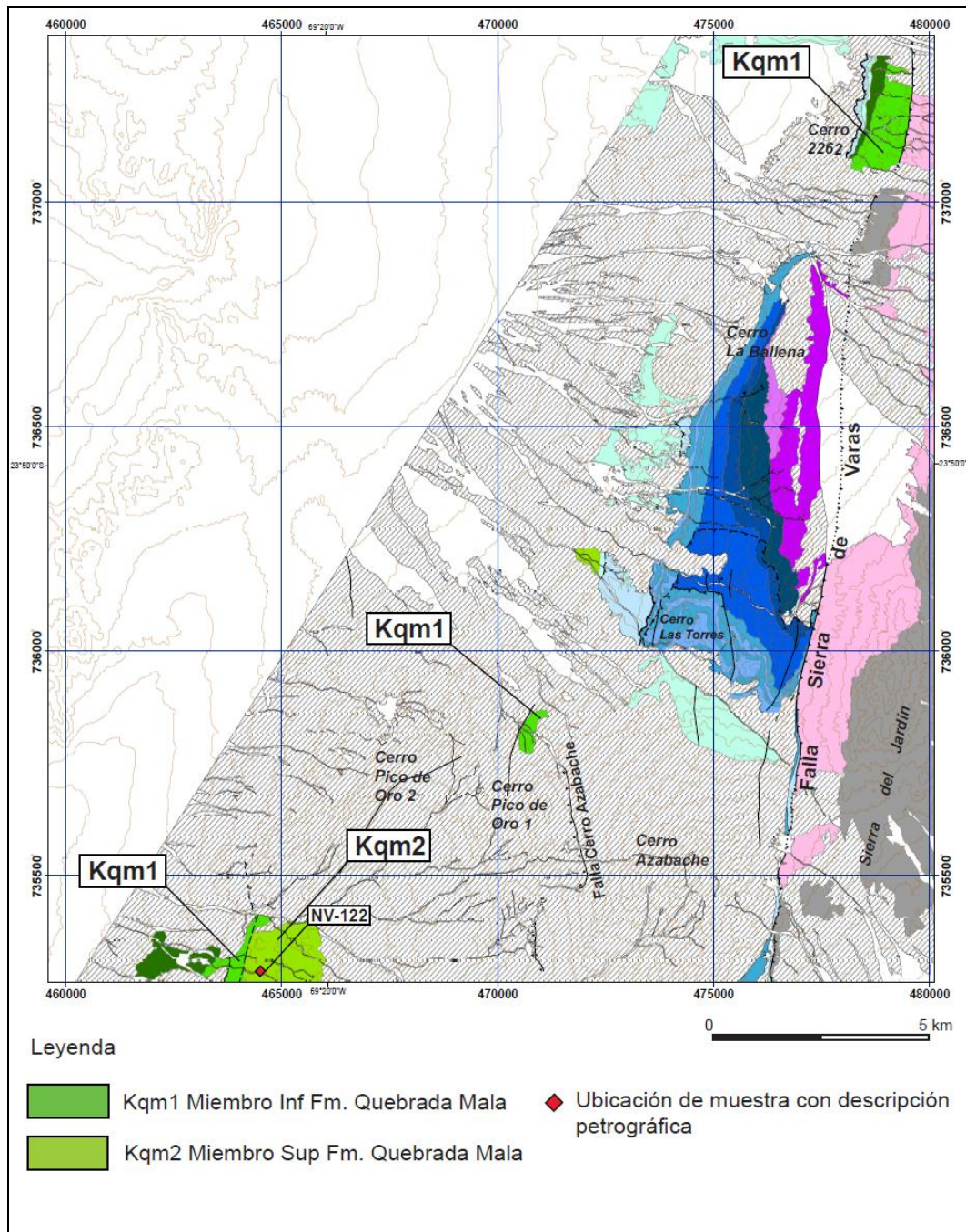


Figura 15. Distribución de los afloramientos de la Formación Quebrada Mala (miembros inferior y superior) dentro del área de estudio.

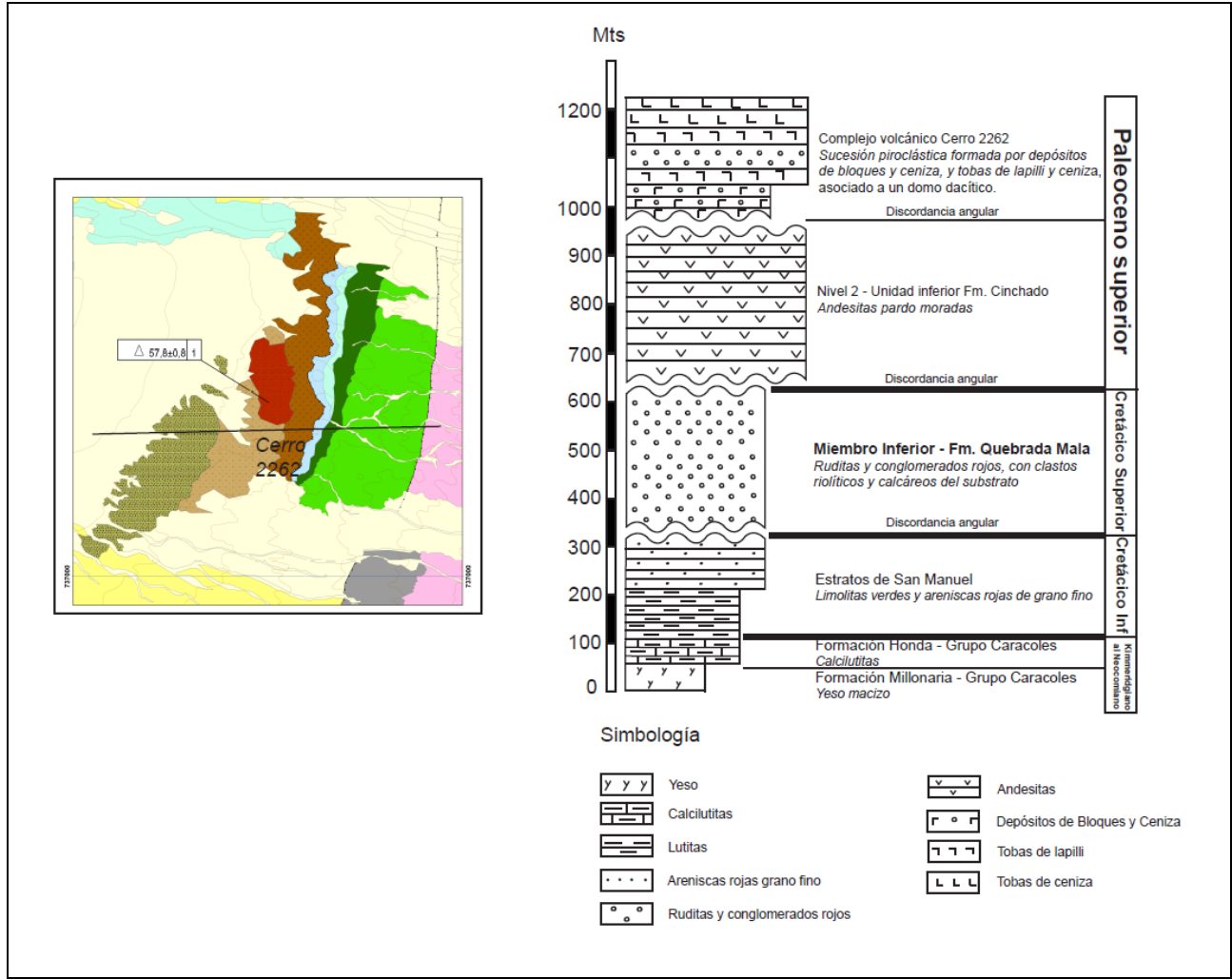


Figura 16. Columna estratigráfica generalizada de las unidades cretácicas y paleocenas, aflorantes en el sector del Cerro 2262, en el extremo norte del área estudiada.

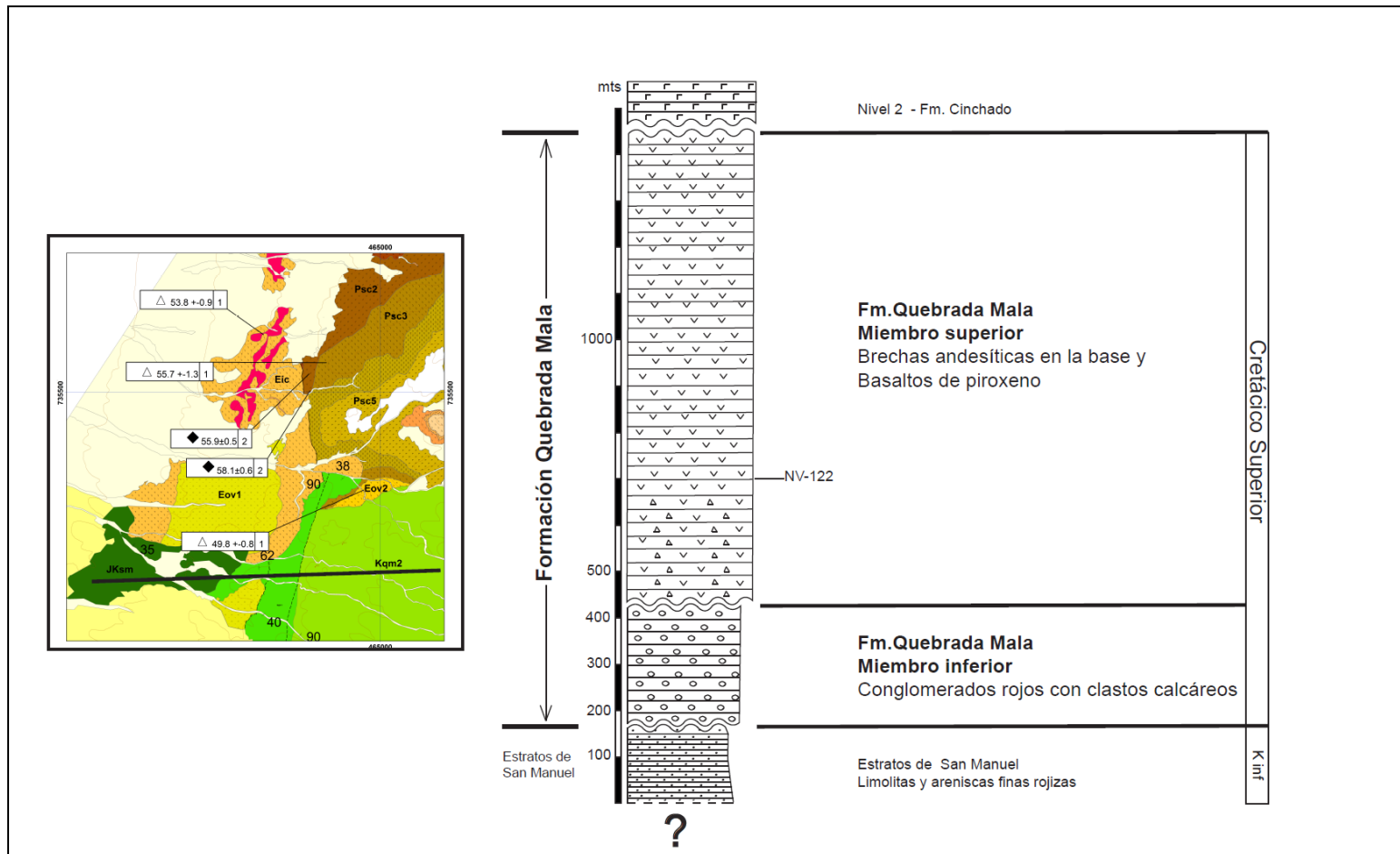


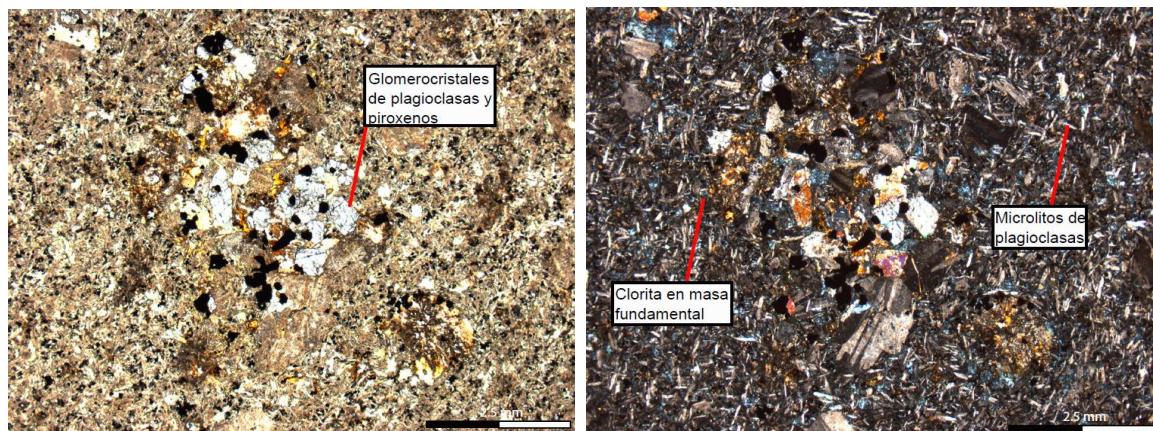
Figura 17. Columna estratigráfica generalizada de las unidades cretácicas y paleocenas, aflorantes en el sector al SSW del Cerro Pico de Oro 2, en el extremo sur-oeste del área estudiada.

3.4.3. Complejo Intrusivo y Volcánico Cerro Azabache Ksa

(Cretácico Superior, ca. 84 Ma)

Marinovic (2007) denominó informalmente *Complejo Intrusivo y Volcánico Cerro Azabache* a un conjunto de pórfidos andesíticos y dioríticos asociados a lavas andesíticas (anteriormente ya descrito por Ferraris y DiBiase 1978), expuesto en el cerro homónimo (Figura 18). El complejo, cuyos afloramientos abarcan un área de aproximadamente 38 km², comprende lavas andesíticas “ocoíticas” asociadas a un enjambre de diques y filones (sills), que intruyen de igual modo a rocas del Grupo Caracoles y los Estratos de San Manuel. En la ladera norte de Cerro Azabache, los diques con un ancho variable entre 50 cm hasta los 3 metros conforman un enjambre muy denso que cortan a rocas marinas de la Formación Honda del Grupo Caracoles que, en parte presentan efectos de metamorfismo de contacto (fotografía 22).

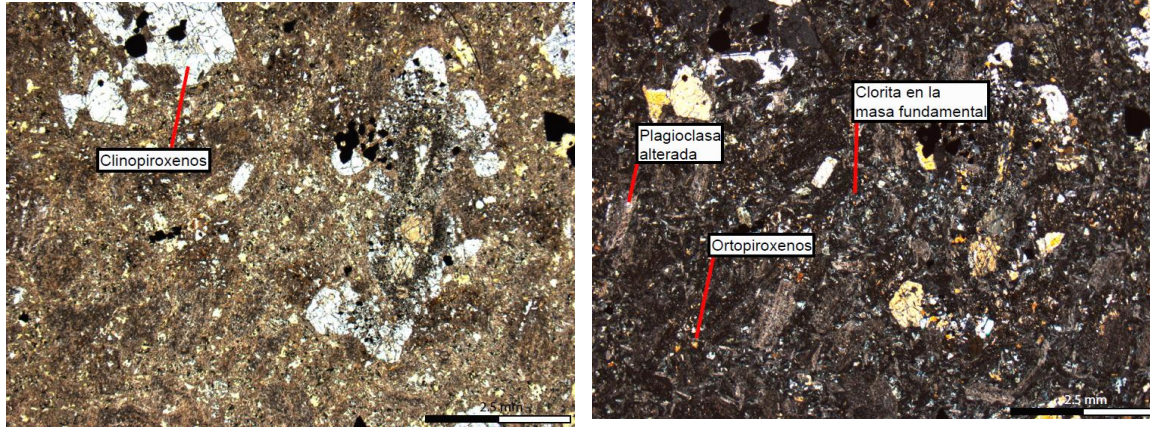
Una de las muestras de los sills andesíticos, recolectada en el Cerro Azabache (NV-43, Fotografía 20) corresponde, bajo el microscopio, a una *andesita de piroxeno*, de textura intergranular, inequigranular, de grano medio, con fenocristales de plagioclasa (2 a 3 mm, 20%), glomerocristales de clinopiroxeno (4 mm, 20%). Presenta amígdalas rellenas por clorita y zeolitas. La masa fundamental., en parte alterada a clorita, contiene cristales de plagioclasa, de hábito tabular y 1 mm de largo orientados en direcciones perpendiculares.



Fotografía 20. NV-43. Complejo Ígneo y Volcánico Cerro Azabache. Sill andesítico de piroxeno.

Junto a los diques y filones ocoíticos, en la cima del Cerro Azabache se encuentra un cuerpo intrusivo de composición diorítica, de textura fanerítica, holocristalina, con abundantes cristales de plagioclasa y piroxeno, en una masa fundamental de color verde grisáceo. Una muestra de estas rocas (NV-63, Fotografía 21), corresponde a

una *diorita de clinopiroxeno* con textura holocristalina, inequigranular, de grano medio. Presenta abundantes plagioclasas tabulares, subhedrales (0,5 mm, 10%), relictos de olivino (5%), cristales euhedrales de clinopiroxeno (0,5 a 3 mm, 20%), y glomero-cristales de clinopiroxeno, plagioclasas y magnetita. La masa fundamental está compuesta por pequeños cristales de plagioclasa de aproximadamente 0,2 a 0,4 mm en un 40%, con alteración a clorita.



Fotografía 21. NV-63. Complejo ígneo y Volcánico Cerro Azabache. Diorita de clinopiroxeno.



Fotografía 22. Imagen mostrando las relaciones de campo entre de las unidades superiores del Grupo Caracoles y Estratos de San Manuel con el Complejo Ígneo y Volcánico Cerro Azabache.

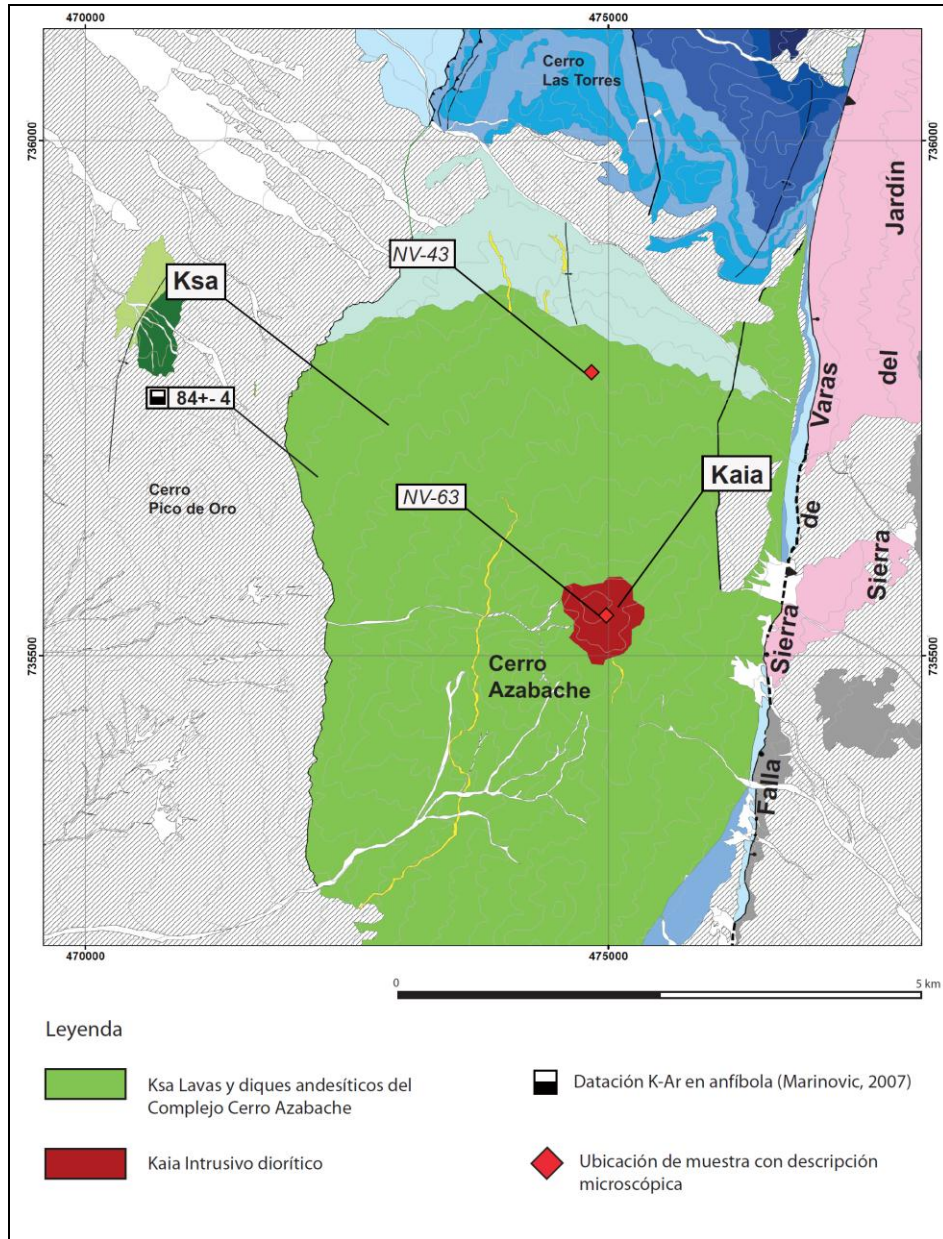
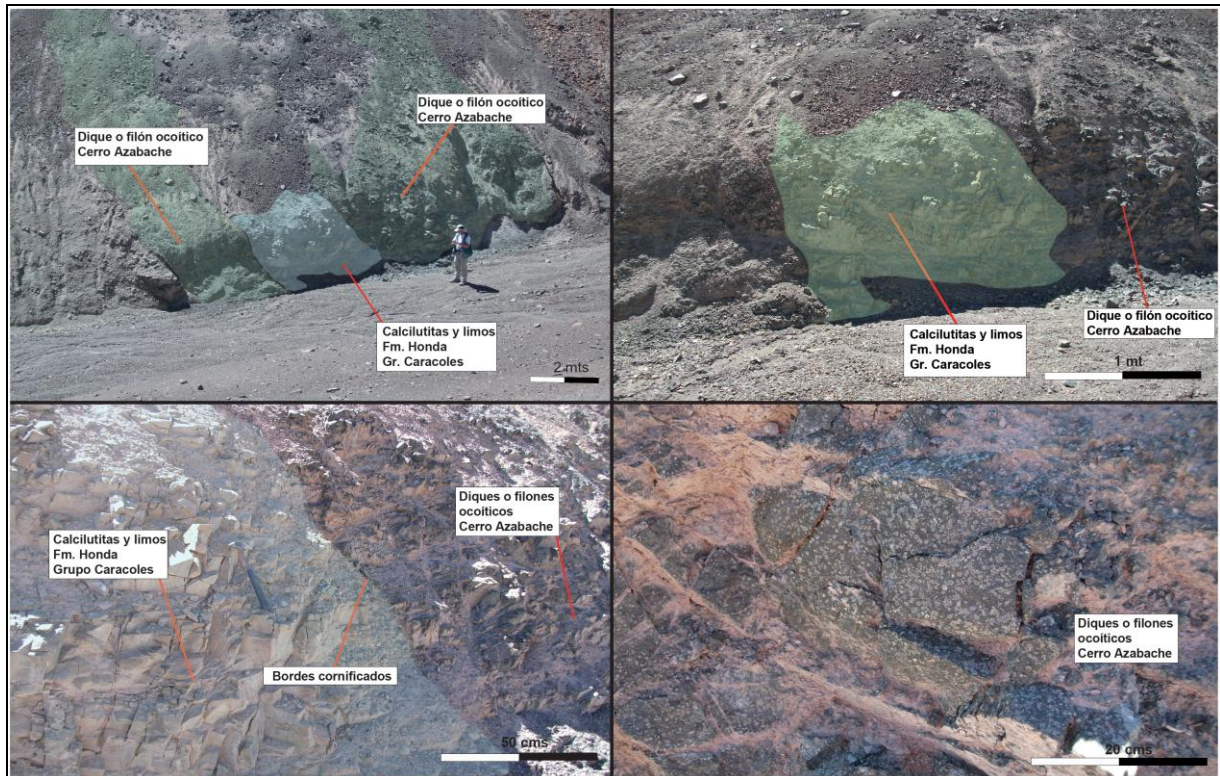


Figura 18. Distribución de los afloramientos del Complejo Intrusivo y Volcánico Cerro Azabache.

Edad

Una datación K-Ar en anfíbola realizada por Marinovic (Carta Oficina Domeyko, 2007) en rocas de esta unidad, arrojó una edad de **84 +/- 4 Ma**. Esta datación es consistente con las

relaciones de contacto con las unidades del Cretácico inferior que la subyacen (Formación Honda del Grupo Caracoles, y Estratos de San Manuel) debido a lo cual su edad se puede atribuir, aunque con reservas, al Cretácico Superior.



Fotografía 23. Fotografías de campo que ilustran las relaciones de intrusión entre filones andesíticos (Complejo Cerro Azabache), con las rocas sedimentarias del Grupo Caracoles, al norte del Cerro Azabache.

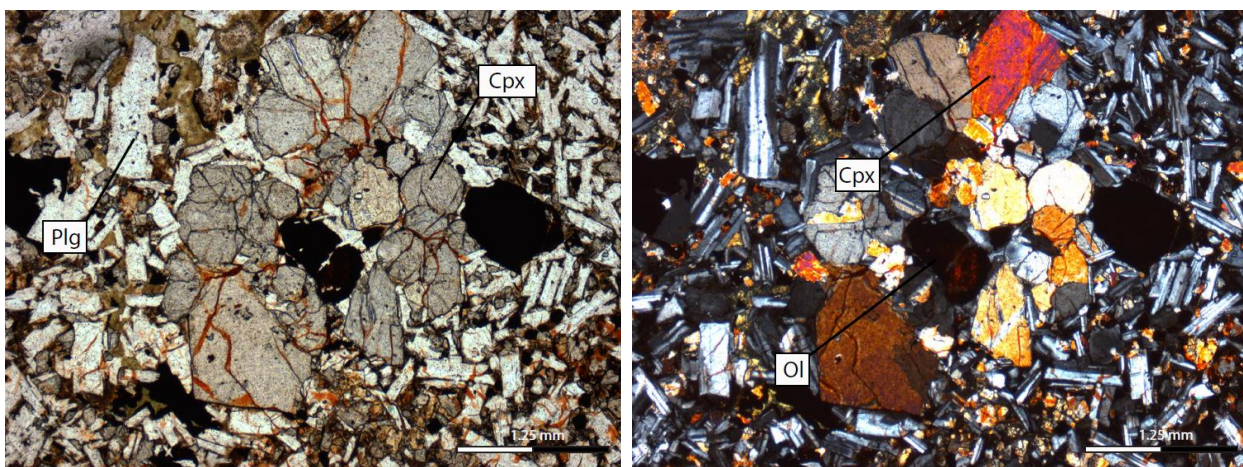
3.4.4. Basaltos del Cerro Pico de Oro KTV

(Cretácico Superior – Paleoceno superior)

Corresponde a una unidad informal formada por un pequeño afloramiento de basaltos de olivino y piroxeno, que se exponen en la ladera norte del Cerro Pico de Oro 1 (ver figura 19). Se apoyan sobre lavas ocoíticas atribuidas al *Complejo Ígneo y Volcánico Cerro Azabache*, y

subyacen en discordancia angular a las tobas y andesitas paleocenas de la Formación Cinchado en el *Cerro Pico de Oro*.

Bajo el microscopio una muestra de esa unidad (NV-129, ver fotografía 24) corresponde a un basalto de clinopiroxeno y olivino, de grano medio a grueso, porfídica. Contiene fenocristales de olivino oxidados de 3 mm en un 10%, fenocristales de plagioclasas corroídas de 5 mm en un 5%, clinopiroxenos frescos de 1 a 1,5 mm en un 5% en cúmulos. La masa fundamental es pilotaxítica gruesa con cristales de plagioclasa de 0,5 mm, de largo alterados a clorita y clinopiroxeno de 0,2 mm, en un 30%.



Fotografía 24. NV-129. Basaltos del Cerro Pico de Oro. Basalto de olivino y clinopiroxeno.

Edad

Esta unidad se apoya en discordancia sobre las rocas de *Formación Quebrada Mala* y *Complejo Ígneo y Volcánico del Cerro Azabache*, y se ubica por debajo del nivel 4 (Psc4) de la Unidad inferior de la Formación Cinchado, para la cual Cornejo y Matthews (2007) reportaron una edad Ar/Ar en anfíbola de 56.2 Ma, lo cual indica que su edad está comprendida entre el **Cretácico Superior** y el **Paleoceno superior**.

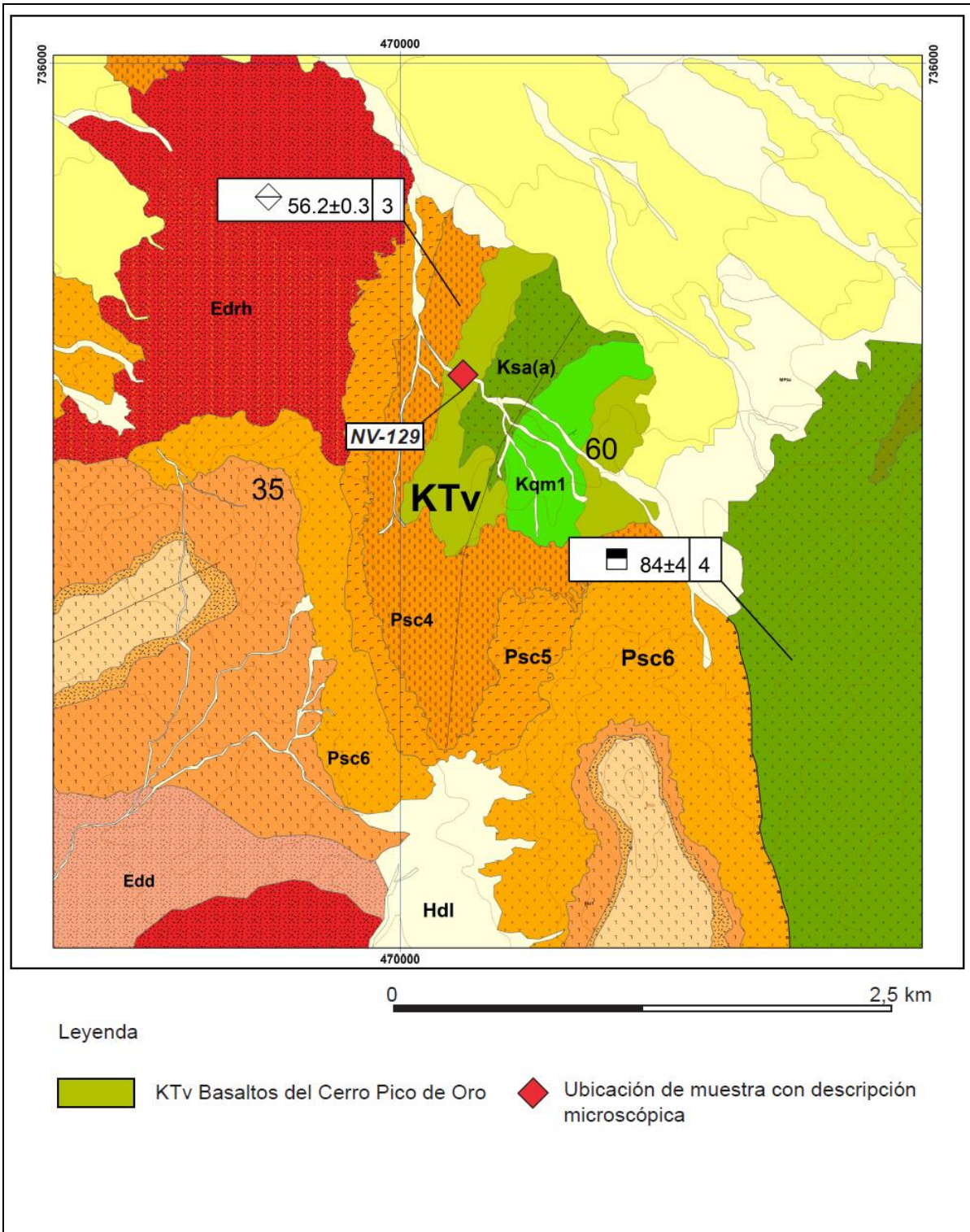


Figura 19. Ubicación de los afloramientos de los Basaltos del Cerro Pico de Oro, al norte del Cerro Pico de Oro.

3.5. *Paleoceno superior – Eoceno inferior*

3.5.1. Introducción

El Paleoceno superior y Eoceno inferior se encuentran representados por lavas, rocas piroclásticas y cuerpos intrusivos subvolcánicos que se distribuyen extensamente en la porción occidental del área de estudio, donde cubren en discordancia a las rocas del Mesozoico, e incluyen lavas andesíticas y basálticas, tobas riolíticas y depósitos de ceniza y bloques (block and ash), asociados a domos de composición dacítica a riolítica. Afloran en el *Cerro Pico de Oro*, y en el extremo norte del área de estudio (*Cerro 2262*), siendo afectadas, en algunos sectores por intensa alteración hidrotermal.

Estas rocas fueron descritas por Marinovic (2007), bajo el nombre de *Tobas y Andesitas del Cerro Pico de Oro*, las que atribuyó al Paleoceno inferior. Sin embargo, Cornejo y Matthews (2007) determinaron, para esta misma unidad edades correspondientes al Paleoceno superior – Eoceno, las que son consistentes con las edades publicadas para la Formación Cinchado, descrita por Montaña (1976) y Marinovic y García (1999) en la Hoja Pampa Unión, al norte de la zona de estudio. Debido a ello y, considerando tanto los antecedentes geocronológicos obtenidos en este trabajo, como los publicados por Marinovic (2007), y Cornejo y Matthews (2007), utilizamos el nombre genérico de Formación Cinchado para agrupar las rocas volcánicas de la zona occidental oeste del área abarcada por este estudio.

3.5.2. Formación Cinchado Psc-Eic

(Paleoceno superior – Eoceno inferior)

Introducción

La Formación Cinchado fue definida por Montaña (1976) en el cerro homónimo, ubicado al sur de la localidad de Caracoles, como una secuencia, sin techo expuesto, formada

por más de 400 metros de conglomerados, en la base, e ignimbritas y andesitas hacia su techo que se apoyan en discordancia sobre el Grupo Caracoles, (Montaño, 1976; Mpodozis et al., 1993^a, Marinovic et al., 1996). Marinovic y García (Hoja Pampa Unión, 1999) indicaron más tarde, que la Formación Cinchado corresponde a una secuencia volcano-sedimentaria del Paleoceno superior-Eoceno inferior constituida por conglomerados, tobas y lavas, de una potencia de 500 metros. Cornejo y Matthews (2007), en su estudio regional de la geología de la depresión central de la II región, incluyeron las volcanitas del *Cerro Pico de Oro*, a la Formación Cinchado, Según esos trabajos, el origen de esta formación, tendría relación con un evento volcánico de gran volumen, ocurrido entre los 59 y 54 Ma, durante el cual se habrían desarrollado calderas volcánicas que originaron las tobas ubicadas en el *Cerro el Plomo* (Marinovic, 2007), y que según Cornejo y Matthews (2007) representan el mismo evento volcánico que el registrado en *Cerro Pico de Oro*. Nuevos antecedentes estratigráficos y geocronológicos determinados en este trabajo, y complementados con los trabajos de Marinovic (2007) y Cornejo y Matthews (2007), han permitido caracterizar a la secuencia del *Cerro Pico de Oro* como una unidad volcánica equivalente a la Formación Cinchado, la que incluye dos niveles estratigráficos mayores: la **Unidad inferior**, formada por coladas de lavas andesíticas y niveles tobáceos, con edades U-Pb y Ar/Ar comprendidas entre los 58-55 Ma, que también incluye depósitos volcánicos asociados a un domo dacítico de 57,8 Ma, expuestos en la zona norte del área de estudio (**Complejo volcánico del Cerro 2262**). La **Unidad superior**, está formada, en cambio, esencialmente, por tobas soldadas con edades comprendidas entre los 54-52 Ma (ver figura 22). Esta se distribuye en tres franjas de afloramientos: Un ***faja oriental***, ubicada en la cima del *Cerro Pico de Oro 2*, una ***faja central***, ubicada al oeste, y una ***faja occidental*** formada por los potentes afloramientos de tobas expuestos en el *Cerro El Plomo*, a unos 15 km al oeste del *Cerro Pico de Oro 2*, fuera del área reconocida en este trabajo. Asociados a este nivel se encuentra, también, un conjunto de domos e intrusivos subvolcánicos (ver figura 20).

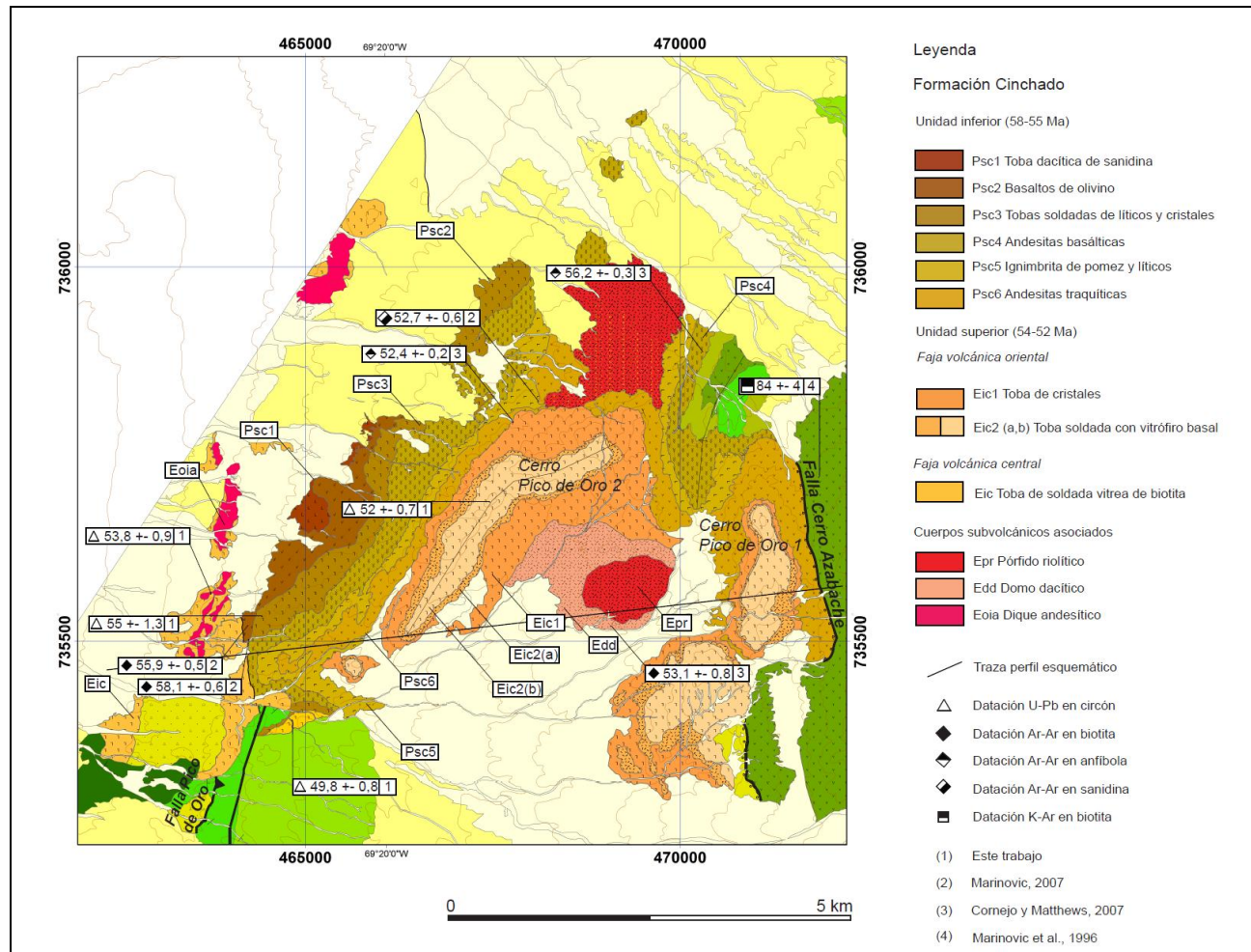


Figura 20. Mapa indicando la distribución de los diferentes niveles que constituyen las unidades inferior y superior de la Formación Cinchado, en la localidad del Cerro Pico de Oro.

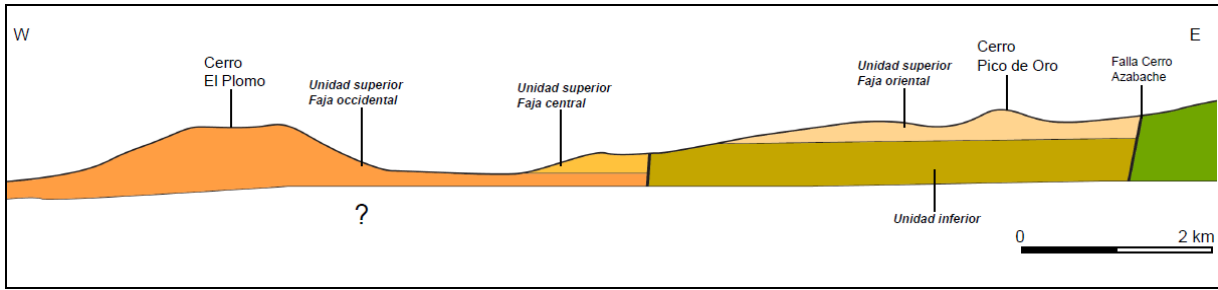


Figura 21. Perfil esquemático para la distribución de las unidades y secuencias volcánicas de la Unidad inferior y Unidad superior, determinadas en este trabajo para la Formación Cinchado, en la localidad del Cerro Pico de Oro y Cerro El Plomo.

Unidad inferior (58-55 Ma)

La unidad inferior de 620 metros de espesor expuestos, incluye 6 niveles conformados por tobas riolíticas y dacíticas y lavas andesíticas a basálticas, que cubren en discordancia angular a los Estratos de San Manuel, Formación Quebrada Mala y Basaltos del Cerro Pico de Oro (ver Figura 20). Sus afloramientos se exponen en el *Cerro Pico de Oro* (1 y 2) donde ocupan una superficie de 30 km² y, de base a techo comprenden:

Psc1: 87,5 m de **Tobas líticas dacíticas** de color gris morado.

Presentan fenocristales de plagioclasa de 0,5 mm (50%), sanidina (5 mm, 10%), cuarzo cristalino (3 mm 15%)
 Contiene líticos angulosos de 5 mm de diámetro (20%) y clorita (20%) como mineral de alteración.

Psc2: 150 m de **Basaltos de olivino**, de color gris oscuro, con fenocristales piroxeno de 2 mm (40%).

Una muestra recolectada al oeste del Cerro La Ballena (NV-149) corresponde a un **basalto porfídico de olivino** de grano medio, y textura fluidal con fenocristales de olivino oxidados de 0,5 mm (15%), plagioclasas de gran tamaño (5 a 6 mm, 40%) y óxidos de hierro. La masa fundamental es pilotaxítica muy fina con microcristales de plagioclasa de tamaño menor a 0,01 mm con finas vetillas de calcita y óxidos de Fe (ver fotografía 25).

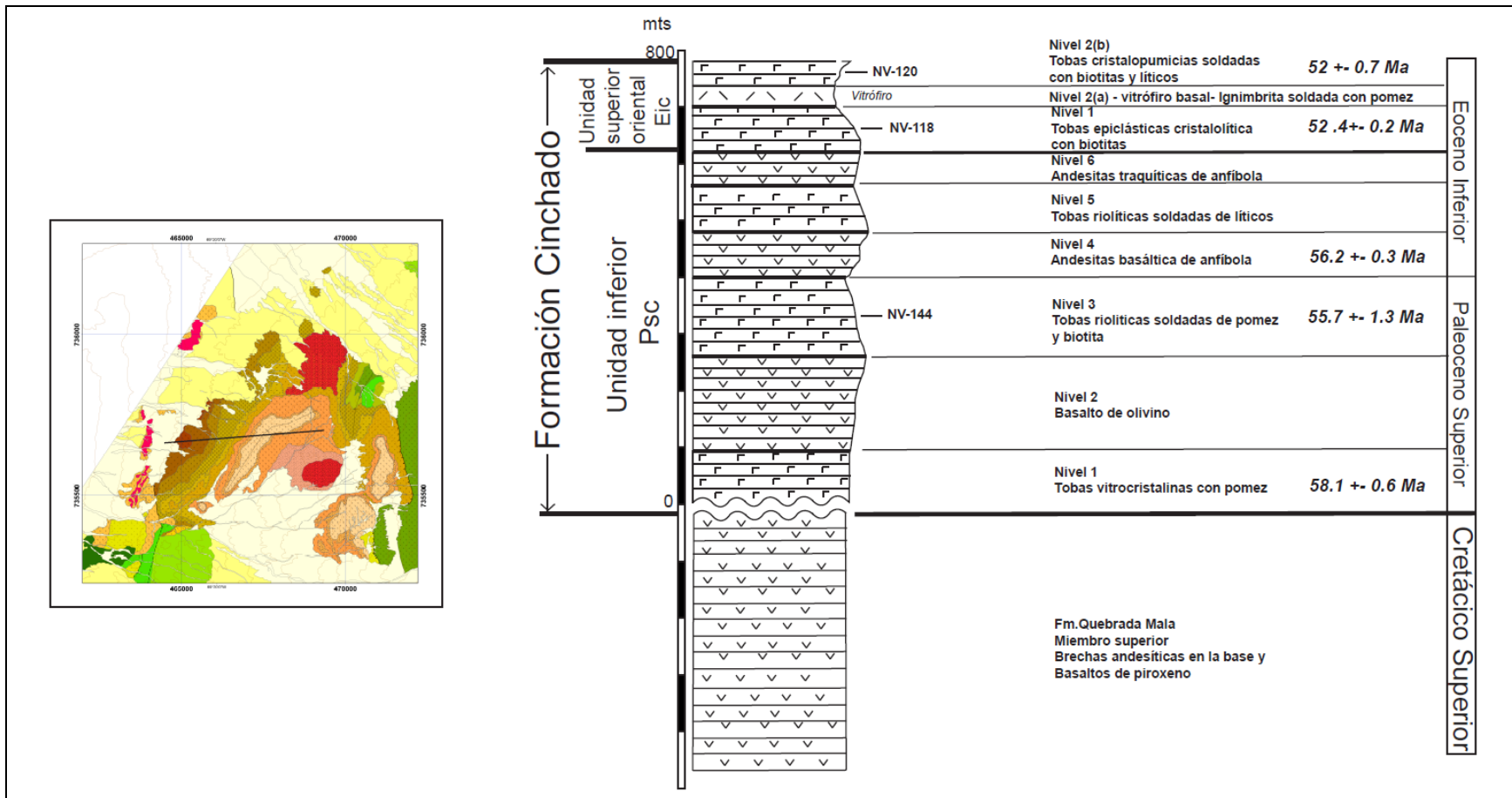
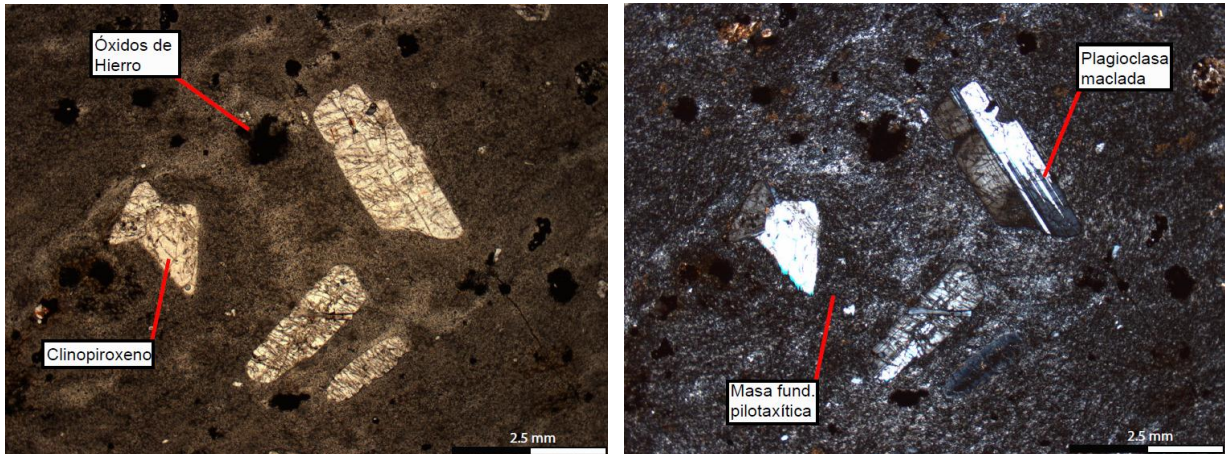


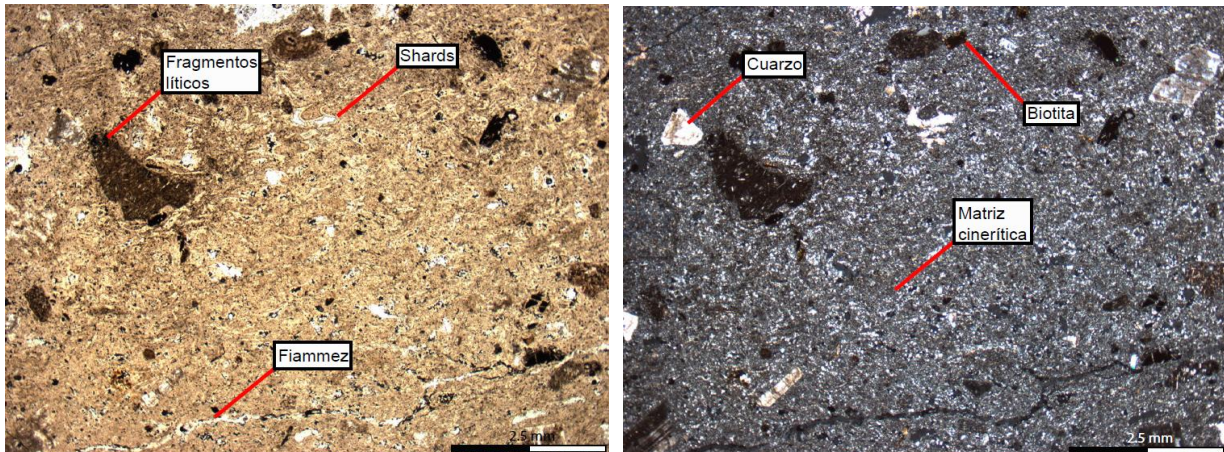
Figura 22. Columna estratigráfica generalizada de la Formación Cinchado en la localidad del Cerro Pico de Oro 2. En ella se observan las potencias de cada nivel volcánico, la ubicación de las muestras descritas petrográficamente y las edades obtenidas sobre los niveles datados en este trabajo y los de Marinovic (2007) y Cornejo y Matthews (2007).



Fotografía 25. NV-149. Fm. Cinchado, Unidad inferior, Nivel 2 Psc2 Basalto de olivino.

Psc3: 150 m de **Tobas riolíticas soldadas de pómez, cristales y líticos** de 0,5 a 3 cm (40%). Presenta biotita de 2 mm (5%) y ojos de cuarzo de 3 mm (10%) y fiammes rojizas de 2 cm.

Una muestra de este nivel (NV-144 ver fotografía 26) corresponde a una **toba riolítica soldada de pómez y biotita**, de textura fragmental., grano medio, soldada y fluidal. Presenta fragmentos de cristales de plagioclasas subredondeados de 2 mm (10%), fragmentos de cuarzo sub-angulosos de 1 mm en un 10%, también en ojos de 0,5 mm en un 10% y biotita oxidadas de 2 mm en un 15%. Contiene fragmentos de pómez estirados de 2 mm en un 10%, fragmentos de riolitas y dacitas de 5 mm en un 20%, y fiammes de 2 mm de largo. La masa fundamental está compuesta por ceniza de 0,01mm (30%), con shards y evidencias de desvitrificación. Presenta vetillas de calcita de 0,5 mm de ancho y escasos óxidos de hierro.



Fotografía 26. NV-144. Fm. Cinchado, Unidad Inferior, nivel 3 Psc3. Toba riolítica soldada con pómez y biotita.

Psc4: 87,5 m de **andesitas basálticas** de color gris oscuro, dispuestas en capas de aproximadamente 40 cm de espesor. Presentan fenocristales de plagioclasa orientados de 2 a 3 mm (20%) y anfíbola reemplazada por óxidos de hierro y epidota relleno de amígdalas.

Psc5: 75 m de **tobas riolíticas (ignimbritas)** con fragmentos de pómez de 1 a 2 cm (40%), líticos de color rojizo de 0,5 cm (30%), ojos de cuarzo de 1 a 2 mm (20%). La matriz está compuesta por ceniza de color gris rojizo. Presenta alteración muy pervasiva a clorita y la oxidación le otorga un color pardo rojizo en ciertos sectores del afloramiento.

Psc6: 70 m de **Andesitas traquíticas** de color gris claro, con plagioclasas de 0,5 cm aproximadamente (50%), piroxenos de 1 mm (5%), anfíbolos de 1 a 2 mm (5%) y cuarzo de 1 mm (2%).

Geocronología

Marinovic et al. (1996) obtuvieron dos edades para el nivel 1, mediante el método K-Ar en biotita correspondientes a 66 +/- 2 Ma y 61 +/- 1 Ma. Posteriormente, Marinovic (2007) repitió estas dos dataciones mediante el método Ar-Ar en biotita, obteniendo para el nivel 1 de la Unidad inferior, en la zona de Pico de Oro, valores de **58,1 +/- 0,6 Ma** y **55,9 +/- 0,5 Ma** (Figura 20). Por otra parte, durante este UTM: 464420 E, 7355324 N, ubicación en la Figura 20). De los 34 circones analizados, 16 de estos forman un grupo coherente a partir del cual se obtuvo una edad (TuffZirc age) de **~55.7 Ma** ver trabajo se efectuó la datación U-Pb en circones, de la muestra NV-144 del nivel 3 de la Unidad inferior, (coordenadas figuras 20 y 21). Esta es consistente con la edad Ar-Ar en anfíbola de **56,2 +/- 0,3 Ma** reportada por Cornejo y Matthews (2007), para el nivel 4 de la Unidad inferior. Estos datos indican que la unidad inferior tendría una edad comprendida entre los **58 a 55 Ma** (Paleoceno superior-Eoceno inferior).

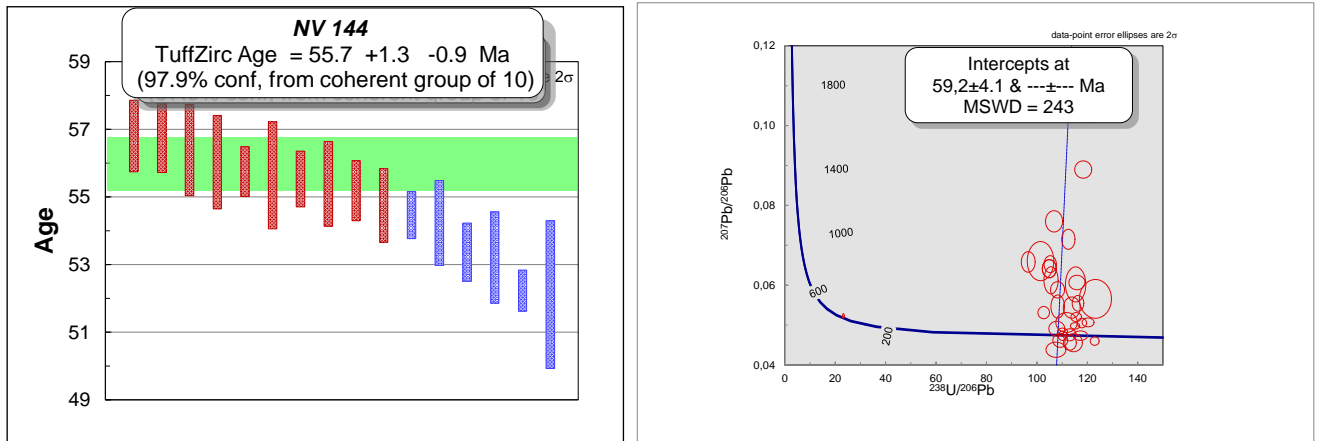


Figura 23. Izquierda: Gráfico Tuff-Zircon Age, Muestra NV-144, Unidad inferior de la Formación Cinchado, en Cerro Pico de Oro 2. Derecha: Diagrama de concordia Tera-Wasserbug. Muestra NV-144, Unidad inferior de la Formación Cinchado, Cerro Pico de Oro 2.

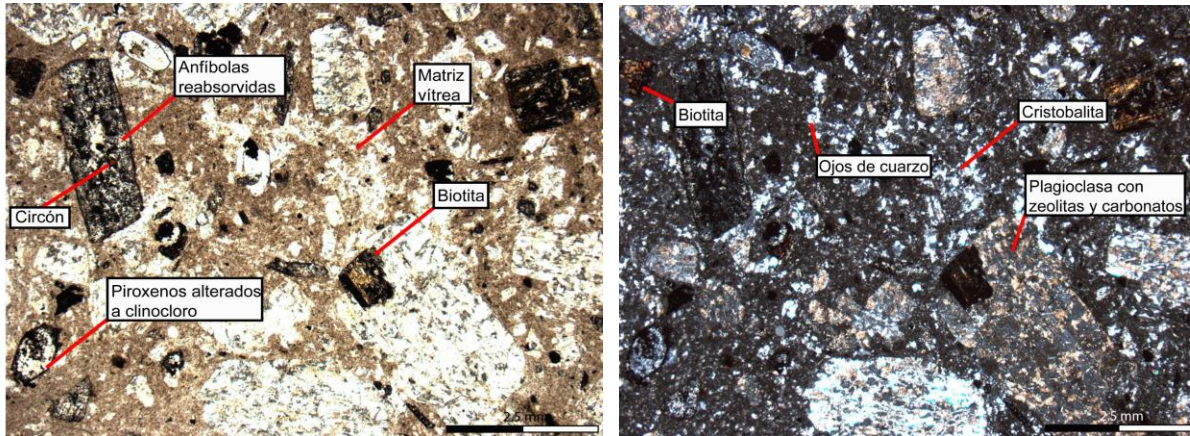
Complejo Volcánico del Cerro 2262

Dentro de la Unidad inferior de la Formación Cinchado, hemos incluido también un conjunto de depósitos piroclásticos y sedimentarios que afloran en la zona norte del área de estudio (*Cerro 2262*), asociados a un domo de composición dacítica y textura porfírica, desde el cual se habría proyectado material piroclástico tales como bombas y bloques, los que varían en forma, tamaño de, dependiendo de su proximidad o distancia del centro emisor. Estos depósitos de block and ash, se interdigitan con conglomerados polymícticos tal como se describe a continuación:

El Domo dacítico de anfíbola (Pscv1) corresponde a un cuerpo macizo de composición ácida a intermedia emplazado en el nivel 2 de la Unidad inferior de la Formación Cinchado, de 1000 mts de diámetro, de color blanco grisáceo, presenta un textura porfídica con fenocristales de plagioclasas de 4 mm (30%) y anfíbola de 2 mm (10%).

Bajo el microscopio la muestra (NV-90 ver fotografía 27) corresponde a una dacita porfídica de anfíbola, biotita y (-) piroxeno, con alteración argílica (smectitas) con zeolitas y carbonatos, con abundantes fenocristales (30-

35%) y la masa fundamental vítrea con rasgos de flujo y cavidades de desgasificación. Presenta cristales pequeños de piroxeno (0.5 mm) totalmente alterados a fibras de clinocloro con hematita y láminas de félsicas, anfíbola (0.5-1 mm) totalmente reabsorbida, con partículas opacas, rutilo y laminitas de cuarzo y feldespatos, biotita con rasgos de reabsorción, principalmente en los márgenes. La masa fundamental presenta algunos “ojitos” de cuarzo reabsorbidos (0.5 mm) e inclusiones máficas o “clots” de plagioclasa, magnetita y máficos.



Fotografía 27. NV-90, Complejo Volcánico del Cerro 2262. Domo dacítico de anfíbola, Pscv1.

Los Depósitos de block and ash (Pscv2), que rodean al domo dacítico incluyen intercalaciones y lentes de flujos de detritos, junto a elementos balísticos, tales como bloques y bombas de hasta 1 a 3 metros de diámetro formados por dacitas con bandeamiento de flujo y estructuras corteza de pan.

Conglomerados polimícticos (Pscv3) clasto-soportados de color pardo rojizo, interdigitados con conglomerados volcanoclásticos, forman un nivel de 5 metros de potencia, cuyo tamaño de clastos varía desde los 2 mm hasta los 60 cm dispuestos en una matriz cinerítica de grano fino (ver fotografía 28).

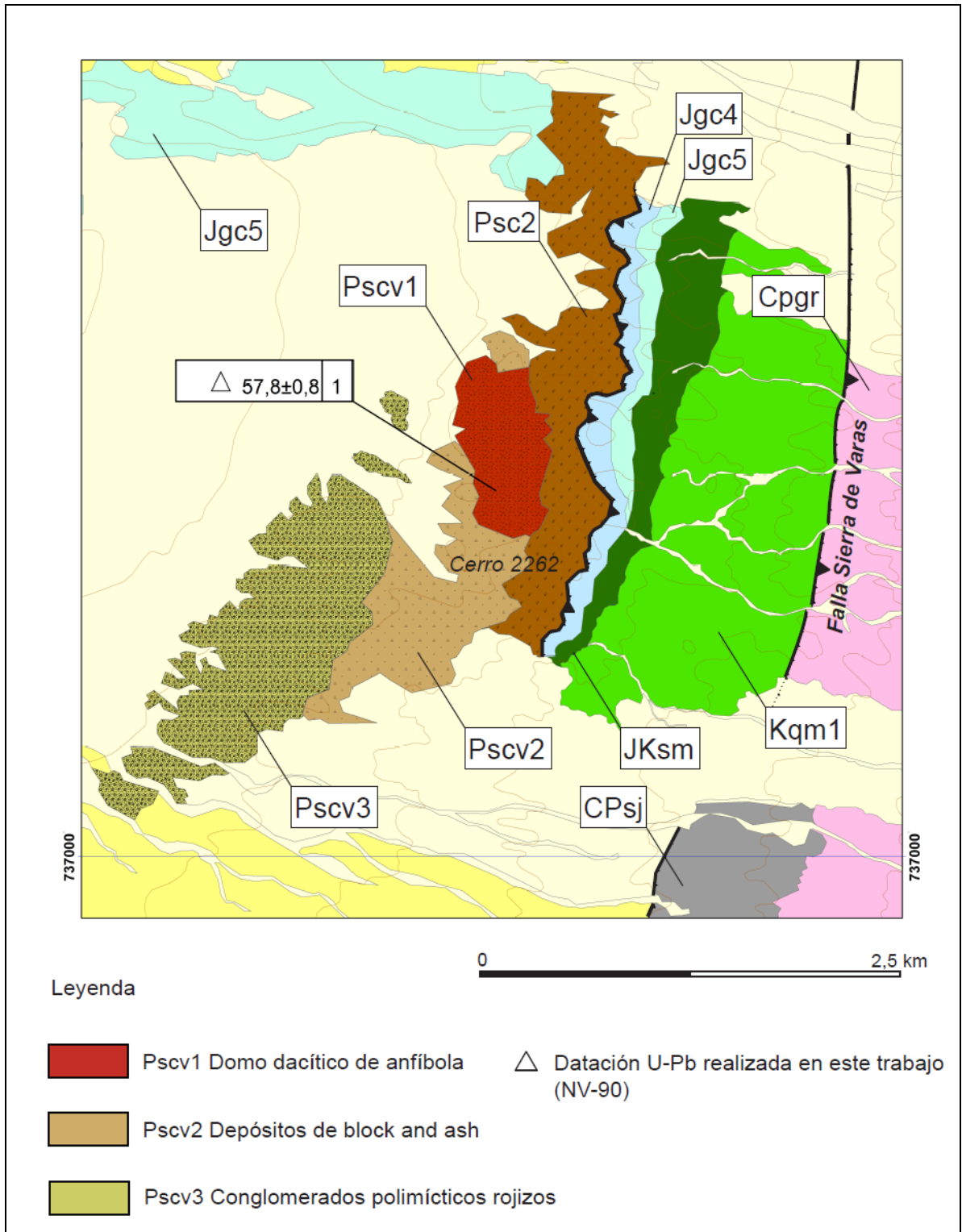


Figura 24. Mapa geológico indicando las diferentes unidades que componen el Complejo Volcánico del Cerro 2262, en la zona norte del área estudiada.



Fotografía 28. Conglomerados polimícticos y depósitos de block and ash que forman parte de Complejo Volcánico del Cerro 2262.

Geocronología

Una datación U-Pb realizada en este trabajo sobre una muestra del domo dacítico de anfíbola, (NV-90) permite establecer la edad de este complejo volcánico. De los 36 circones analizados, la mayoría se ubica sobre la línea de concordia y más del 70% de éstos (28 granos) forma parte de un grupo muy bien definido que indica, utilizando el algoritmo *TuffZirc Age* una edad de **58.05 ± 0.98 Ma**, mientras que el gráfico Terawaserbug que muestra la línea de concordia intercepta a los **57,8 ± 0,8 Ma** (Paleoceno Inferior), La muestra presenta además alguno circones heredados de (293.1 Ma (1 grano), ~281.1 Ma ~254.2 Ma ~181.8 Ma y ~62 Ma, Figura 25).

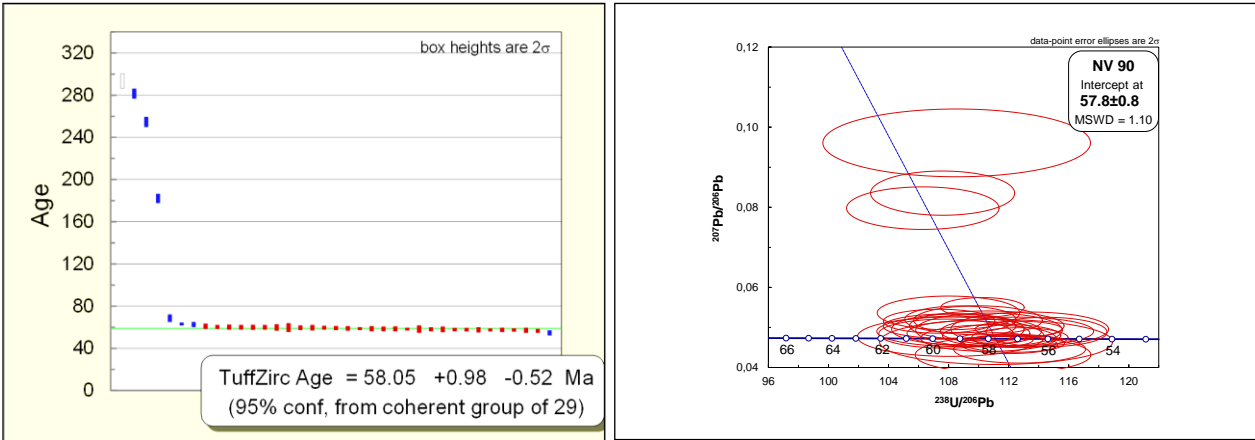


Figura 25. Izquierda: Gráfico Tuff-Zircon Age de la muestra NV-90, Domo dacítico de anfíbola (Pscv1), Complejo volcánico del Cerro 2262. Derecha: Diagrama concordia (Tera-Wasserburg) para la muestra NV-90, Domo dacítico de anfíbola (Pscv1), Complejo volcánico del Cerro 2262.

Unidad superior (54-52 Ma)

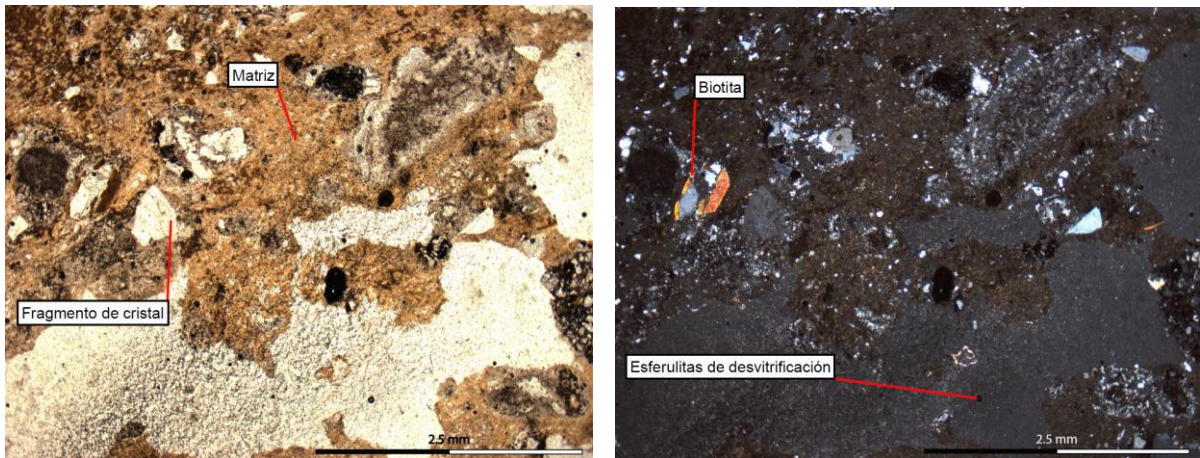
La unidad superior de la Formación Cinchado está formada por tobas riolíticas con edades comprendidas entre los 54 y 52 Ma, que afloran en forma discontinua en Cerro Pico de Oro 2 (*Faja oriental*), al oeste de este (*Faja central*) (ver Figura 20), y en Cerro El Plomo fuera del área cubierta por el mapa que acompaña a esta tesis (*Faja occidental*), donde aflora un gran volumen de ignimbritas descritas por Marinovic (2007) y Cornejo y Matthews (2007) (figura 21).

La faja oriental de la unidad superior de la Formación Cinchado, expuesta en Cerro Pico de Oro 2 (ver Figura 20) está formada por dos potentes niveles de tobas.

El nivel basal (Eic1) incluye 75 m de *tobas líticas riolíticas* con un alto porcentaje de ojos de cuarzo de 1 a 2 mm (40%) y cristales de biotita de 0,5mm (10%). Presenta fragmentos líticos angulosos de 1 a 2 cm en un 50% del total; andesíticos de 1 a 0,5 cm (10%), dacíticos de 0,5 a 2 cm (60%), rojizos alterados de 3 mm a 2 cm (20%). La matriz es rojiza grisácea de color claro. Muestra vesículas y alteración a epidota en la matriz, al igual que en los fragmentos dacíticos.

El nivel superior Eic2(a,b) corresponde a una **toba riolítica soldada con un nivel de vitrófiro basal**. Presenta fiammes, estiradas, de 1 a 2 cm de largo, fragmentos líticos angulosos de 2 a 10 mm (30%), cristales de biotita de 1 mm alteradas (10%) y ojos de cuarzo de 0,5 mm (20%). La matriz es de color naranja claro. El **vitrófiro basal** (Eic2a) corresponde a un nivel extremadamente soldado con fiammes de hasta 2 cm de largo y matriz vítrea de color negro.

Bajo el microscopio una muestra de tobas del nivel superior (NV-120 ver fotografía 29) corresponde a una **toba cristalo-pumícea soldada de biotita y líticos**. Presenta textura fragmental y contiene cristales de plagioclasa de 1 a 2 mm en un 5%, ojos de cuarzo de 0,5 mm (20%), cuarzo sub-anguloso de 1 mm (10%), biotita de 0,5 a 1 mm reabsorbida (10%). Presenta fragmentos de 1 cm de líticos dacíticos de color rojizo y fragmentos de vidrio con rasgos de desvitrificación y de rocas riolíticas en un 40%. Contiene fragmentos de pómez de 1 mm en un 15%. La matriz cinerítica, contiene fiammes de 1 mm de largo y esferulitas de desvitrificación, con cristalización de cristobalita en los bordes de fragmentos líticos, además de escasa alunita.

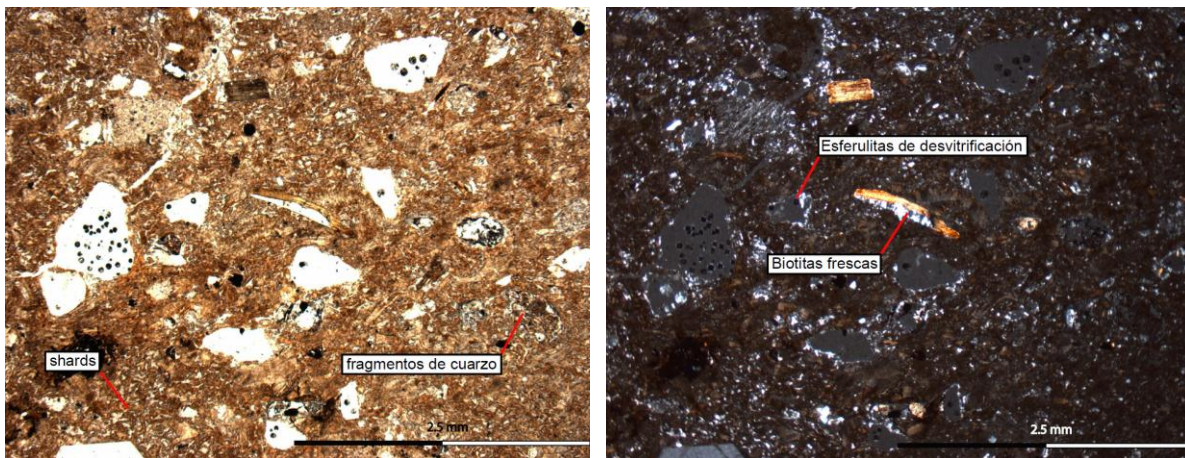


Fotografía 29. NV-120. Fm. Cinchado, Unidad Superior, Faja Oriental Eic2(b). Toba cristalo-pumícea soldada de biotita y líticos.

La faja central incluye los afloramientos ubicados aproximadamente a 5 km. al oeste del *Cerro Pico de Oro 2*, donde aflora a un nivel de 50 metros de espesor de tobas riolíticas soldadas que abarcan una extensión de aproximadamente 7 km², se disponen en discordancia sobre la Formación Quebrada Mala y están en contacto por falla con las tobas de la secuencia oriental. Estos afloramientos están formados por tobas soldadas de color rojizo con fiammes de 5 mm de largo, líticos de 3 a 20 mm angulosos (20%), cristales de plagioclasas de 2 mm

(30%) biotitas (2 mm, 5%) y cuarzo de 1 mm (40%). También presentan pómez de hasta 2 a 3 mm de largo (30%). La matriz está compuesta de ceniza, de color rojizo. Tiene una potencia mínima de 50 metros.

Eic: El estudio de la lámina delgada de una muestra de este nivel (NV-143 ver fotografía 30) indica que este corresponde a una ***toba vítrea soldada de biotita***. Presenta textura fragmental., de grano medio, inequigranular, color rojizo, porfídica, textura fluidal y soldada, fragmentos de cristales de cuarzo angulosos de 2 a 3 mm en un 20% y biotitas frescas de 1 mm en un 10%. La muestra incluye fiammes delgadas de 2 mm de largo, fragmentos vítreos y escasos fragmentos líticos de 3 mm de diámetro. La matriz está compuesta por ceniza, presentando con esferulitas de desvitrificación. Contiene numerosos shards de 2 a 3 mm de largo.



Fotografía 30. NV-143. Fm. Cinchado, Unidad Superior, Faja Central Eic. Toba vítrea soldada de biotita.

La faja occidental incluye afloramientos que se encuentran en *Cerro El Plomo*, aproximadamente 15 km al oeste del Cerro Pico de Oro, fuera de la zona cubierta por el mapa 1:50.000 generado en este estudio. Allí, tal como lo indican los mapas de Marinovic (2007) y Cornejo y Matthews (2007) aflora una potente secuencia de ignimbritas que serían el equivalente litológico y temporal de las tobas de *Cerro Pico de Oro*. Según Marinovic (2007) estas incluyen, dos niveles de ignimbritas con un espesor total de 550 mts: un ***nivel inferior*** de

tobas soldadas dacíticas de lapilli con números fragmentos líticos andesíticos y dacíticos, cristales de sanidina y biotita, y matriz vítrea y con shards soldados parcialmente argilizada, que, en su base presenta un delgado nivel de vitrófiro de color gris a negro. El nivel superior, de color gris y pardo claro, corresponde a una *toba vítrea soldada de cristales*, con fragmentos de sanidina y biotita, matriz vítrea y shards soldados, silicificada y argilizada (Marinovic, 2007).

Geocronología

A fin de determinar la edad de los productos volcánicos que integran la unidad superior se realizó una datación U-Pb sobre de una muestra del nivel de tobas (2b) de la *secuencia oriental* expuestas en *Cerro Pico de Oro 2*, y otra de una muestra de tobas de la *secuencia central*. En las Figura 26 y se presentan los resultados de la datación U-Pb en circones ígneos de la muestra NV-120 (secuencia oriental., coordenadas UTM: 467457 E, 7356854 N, ubicación en Figura 20). De los 39 circones analizados el promedio de edades U-Pb entrega empleando el algoritmo *Tuff-Zircon Age* una edad de **52 +- 0,7 Ma** (Eoceno Inferior).

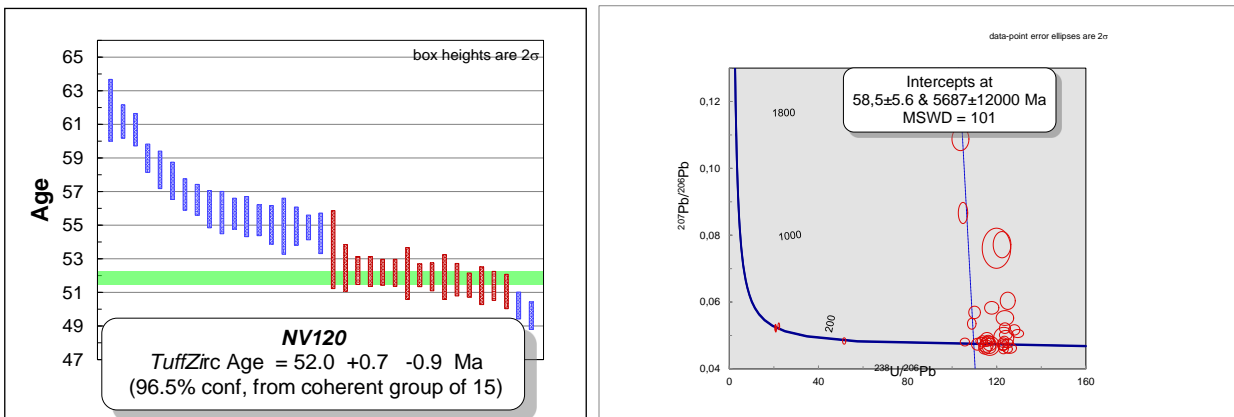


Figura 26. Izquierda: Gráfico Tuff-Zircon Age, muestra NV-120. Nivel Eic2(b). (Faja Oriental., unidad superior Formación Cinchado), en Cerro Pico de Oro 2. Derecha: Diagrama de concordia Tera-Waserbug, Muestra NV-120 (Faja oriental Unidad superior Formación Cinchado), en Cerro Pico de Oro 2.

La

Figura 27 figura 27 despliega los resultados analíticos de la muestra NV-143 (toba soldada de la *secuencia central* coordenadas UTM: 463737 E, 7355628 N, ver figura 20). Considerando los 39 circones analizados y empleando el algoritmo *TuffZirc Age* se obtuvo una edad de **53.8 +/- 1 Ma** (Eoceno Inferior), la cual es algo más antigua que la obtenida para las tobas de Cerro Pico de Oro 2.

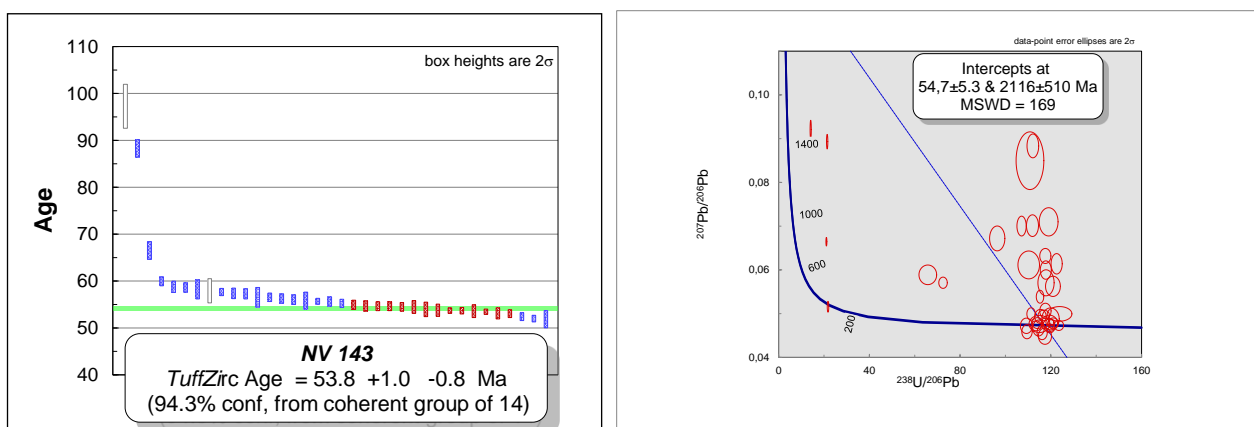


Figura 27. Izquierda: Gráfico Tuff-Zircon Age, Muestra NV-143. (Faja central Unidad superior, Formación Cinchado). Derecha: Diagrama de concordia Tera-Wasserbug. Muestra NV-143 (Faja central Unidad superior, Formación Cinchado).

En base a estos antecedentes es que se postula para la Unidad superior un rango de edad entre los **54 y 52 Ma**.

Las edades U-Pb obtenidas en este trabajo son consistentes, con las edades obtenidas por Cornejo y Matthews (2007) por el método Ar-Ar en sanidina sobre tobas soldadas de cristales de la ignimbrita superior de la *secuencia occidental*., ubicada en el *Cerro El Plomo*, correspondiente a **53,3 +/- 0,8 Ma**., y por el método Ar-Ar en anfíbola y K-Ar en roca total sobre pórfidos riolíticos ubicados en el Cerro El Plomo, con edades de **53,4 +/- 0,3 Ma** y **52,6 +/- 1,6 Ma** respectivamente. Marinovic (2007) obtuvo una edad Ar-Ar en sanidina sobre tobas de cristales del nivel 1 de la faja oriental de la Unidad Superior en el Cerro Pico de Oro 2,

correspondientes a **52,7 +- 0,6 Ma**, y una edad K-Ar en biotita sobre tobas dacíticas de lapilli y cristales de la faja occidental de la Unidad Superior, en el Cerro El Plomo, correspondientes a **54,5 +- 1,9 Ma**, publicada en Marinovic et al. (1996).

Estos datos indican que las tobas que integran la unidad superior de la Formación Cinchado se habría depositado entre los **54 y 52 Ma**, durante el **Eoceno inferior**.

3.5.3. Domos e intrusivos hipabisales del Paleoceno-Eoceno

En el sector del Cerro La Ballena, al norte, y Cerro Pico de Oro, al sur se encuentra un conjunto de intrusivos hipabisales, diques y stocks de pequeño volumen que intruyen tanto a las unidades mesozoicas (Formación Cerro La Ballena, Grupo Caracoles) como a la formación Cinchado. Generalmente estos cuerpos, algunos de los cuales se atribuyen al Paleoceno y /o Eoceno, presentan alteración hidrotermal. Los afloramientos de la Formación Cinchado, están asociados a algunos cuerpos hipabisales de composición dacítica a riolítica, con texturas porfídicas y fluidales que corresponden en parte a domos y/o lavas domo. Al este de Cerro La Ballena, intruyendo a la formación Cerro La Ballena aflora un **Domo riolítico (Padr)**, con cristales de feldespatos de 10 mm aproximadamente (20%), ojos de cuarzo de 5 mm y bandeamiento de en el cual se habría obtenido una edad U-Pb de **58,6 +-1 Ma** (C. Marquardt comunicación verbal). Hacia el oeste de Cerro La Ballena se encuentra un afloramiento de **Pórfidos riolíticos (Papr)** de color blanco emplazados en calizas del grupo Caracoles, y que presentan fenocristales de feldespato, biotita y cuarzo, el cual está acompañado por un pequeño cuerpo **intrusivo microgranítico (Paig)** y otro formado por **pórfidos andesíticos (Paia)** de color verdoso con abundantes fenocristales de plagioclasa y anfíbola.

Hacia el sur, en la zona de Pico de Oro afloran un **Domo dacítico (Padd)** con bandeamiento de flujo y también varios **domos y lavas domo riolíticos (Edr)** de probable edad eocena inferior que intruyen al Grupo Caracoles, Formación Cerro La Ballena y la unidad inferior de la Formación Cinchado. Corresponden a rocas fluidales con cristales de biotita de 0,5 mm (10%) y ojos de cuarzo de 2 mm (30%). Una muestra tomada al oeste del Cerro Pico de Oro corresponde petrográficamente a una **riolita de biotita** con fenocristales de plagioclasa, cuarzo sanidina y biotita. Al oeste de Cerro Pico de Oro intruyendo a uno de los domos riolíticos se

encuentra un *Domo dacítico de probable edad eocena inferior* (*Edd*) con textura fragmental., de grano fino, porfídico. *Diques andesíticos* (*Eoia*) también afloran en la zona de Cerro Pico de Oro 2 donde intruyen a la unidad superior de la Formación Cinchado.

3.5.4. Rocas volcánicas del Eoceno inferior a medio - Eov

(ca. 49 Ma)

Corresponden a afloramientos dispersos de rocas piroclásticas dispuestas en discordancia sobre la Formación Cinchado, y para los cuales se obtuvo una edad U-Pb más joven que las obtenidas para la Formación Cinchado. Consisten en depósitos block and ash y tobas riolíticas ubicados al suroeste del *Cerro Pico de Oro 2*, cuyos reducidos afloramientos no permiten incluirlos, por el momento dentro de unidades volcánicas de mayor desarrollo areal. Dentro de este grupo se incluye tanto a un conjunto de depósitos de bloques y cenizas como a una unidad de tobas soldadas que aflora al este de los primeros (figura 28).

Los *depósitos de bombas o bloques* (*Eov*) corresponden a depósitos de tipo *block and ash* de composición andesítica con intercalaciones de tobas de cristales rojizas con cristales, que se disponen sobre tobas cristalinas blancas de la faja central de la Unidad Superior de la Formación Cinchado.

Las lavas riolíticas de biotita (*Eov2*), descansan, más al este, en discordancia angular sobre el miembro superior de la Formación Quebrada Mala (figura 28).

La descripción petrográfica de una muestra de este nivel (NV-140, ver fotografía 31) corresponde a una lava domo riolítica, de textura hipocristalina, de grano fino, equigranular, color blanco, porfídica con masa fundamental felsosídica compuesta por cristales pequeños de cuarzo en mosaico de 0,1 mm en un 80% y vidrio entre los microcristales. Presenta biotitas reabsorvidas de 6 mm (5%) alteradas por clorita. Presencia de fragmentos vitreos angulosos de 4 mm. No se ven evidencias o texturas de flujos, ni evidencias de desvitrificación.

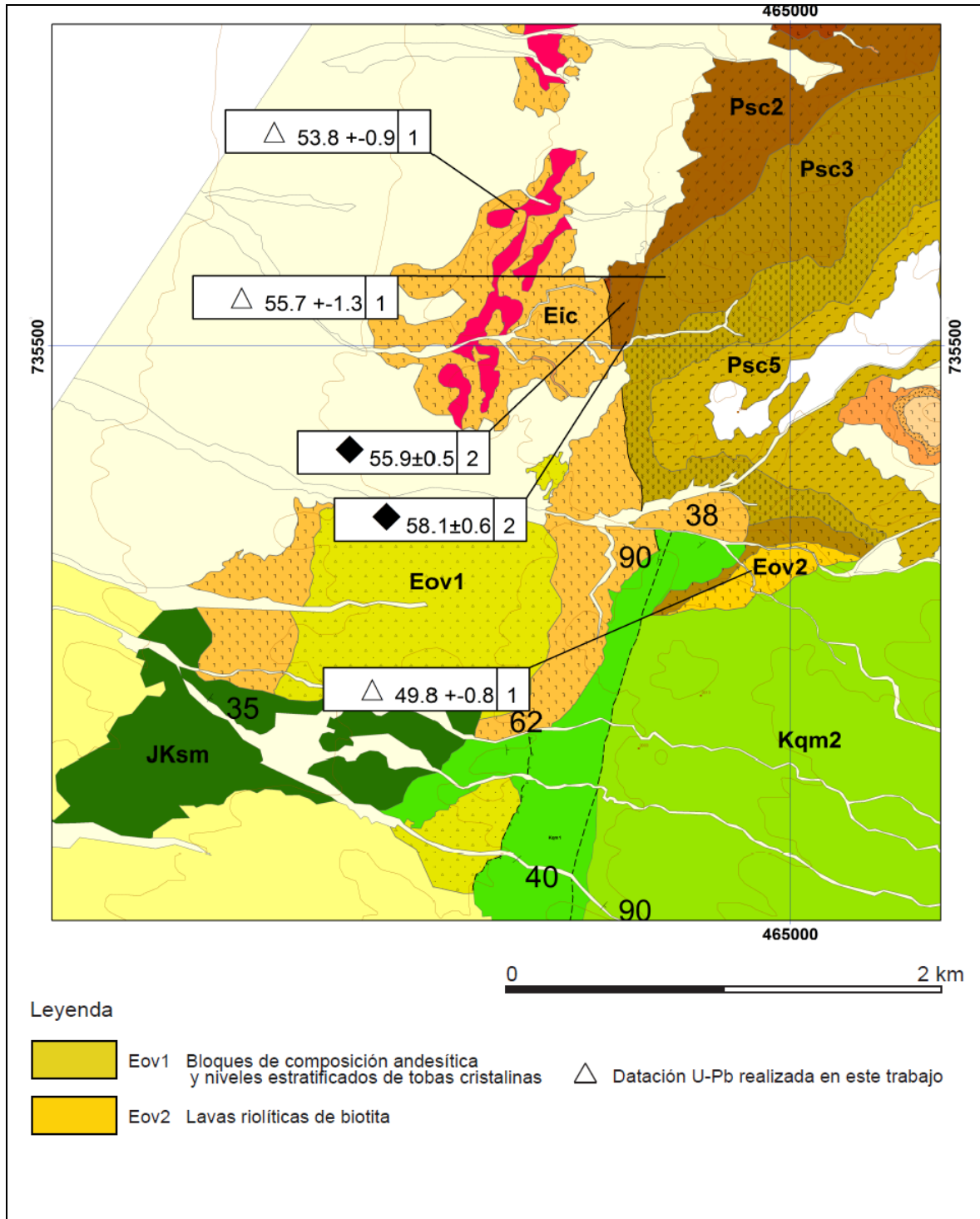
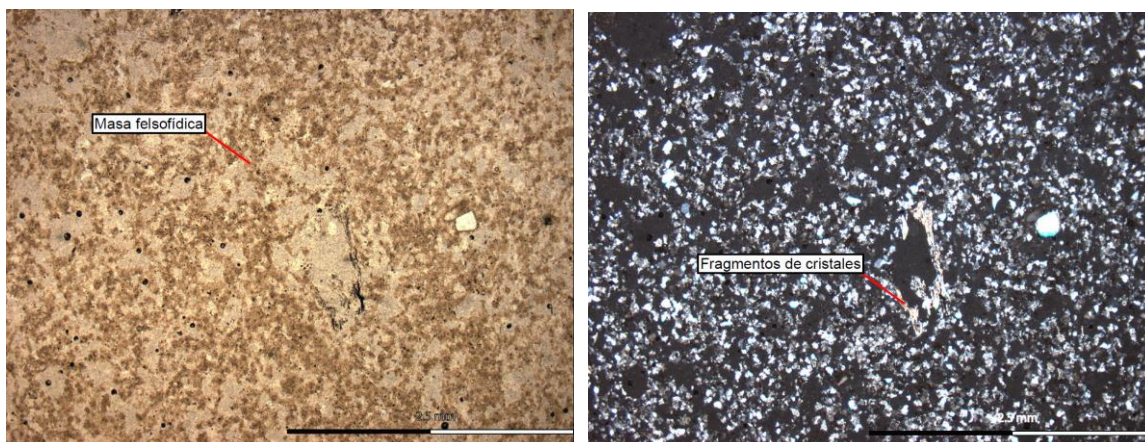


Figura 28. Ubicación de los afloramientos de rocas volcánicas atribuidas al Eoceno.



Fotografía 31. NV-140. Rocas volcánicas del Eoceno inferior a medio. Lava domo riolítica. Eov2.

Geocronología

La Figura 29 muestra los resultados de la datación U-Pb de la muestra NV-140 perteneciente las lavas riolíticas de biotita (Eov2) (coordenadas UTM: 464818 E, 7353940 N, ubicación en la figura 28). A partir de los 31 circones analizados se obtuvo una edad (*TuffZirc Age*) de **49.8 ± 0.8 Ma** (Eoceno Inferior).

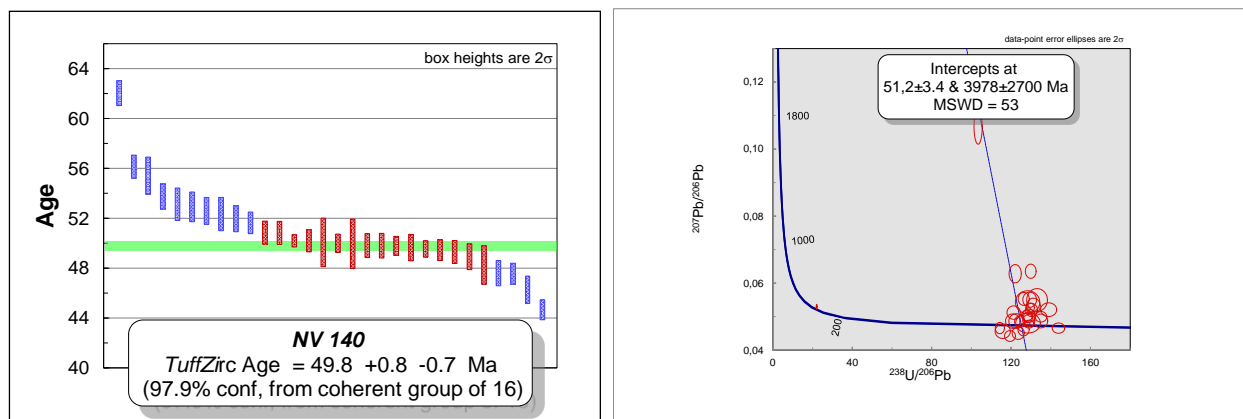


Figura 29. Izquierda: Gráfico Tuff-Zircon Age, muestra NV-140 Eov2 de los depósitos volcánicos del Eoceno. Derecha: Diagrama de concordia Tera-Wasserbug, muestra NV-140 Eov2 de los depósitos volcánicos del Eoceno.

3.6. *Mioceno – Plioceno*

Las unidades más jóvenes expuestas en la zona estudiada corresponden a gravas, que incluyen depósitos de abanicos aluviales y coluvios, en parte con intercalaciones de niveles de ceniza. Dentro de ellas se encuentran extensos depósitos de ***Gravas del Mioceno inferior a medio***, con intercalaciones menores de arenas, limos y ceniza volcánica. Estas se encuentran localmente consolidadas y en algunos sectores cementados por carbonato de calcio y halita. Presentan mala estratificación y mala selección. Dos dataciones K/Ar reportadas por Marinovic (2007) fuera del área de estudio indicaron edades de 11,8 +- 0,6 y 20,1 +- 1,1 Ma (Marinovic et al., 1996), ***Depósitos aluviales y coluviales*** forman extensos depósitos dentro de la zona de estudio y corresponde a gravas, arenas y limos semiconsolidados, con intercalaciones de ceniza volcánica. Consisten principalmente en depósitos de piedemonte formados por corrientes de barro y ocasionalmente por episodios fluviales. Incluyen depósitos coluviales adosados a las cadenas montañosas mayores y cortados por los cauces de las quebradas actuales. Se encuentran regularmente estratificadas, con mala selección y en parte cementadas por sales, especialmente en los sectores cercanos a la ex-oficina salitrera Domeyko. Dataciones K-Ar en biotita, en niveles de ceniza intercalados indican edades de 4,4 +-0,5 Ma y 5,9 +-0,7 Ma (Marinovic et al., 1996), lo que permite asignarlas al Mioceno superior – Plioceno.

4. Capítulo 4

Geología Estructural

4.1. *Introducción*

El análisis de la geología estructural de la Cordillera de Domeyko, en cuyo borde occidental se encuentra la zona estudiada (figura 30) ha sido el centro de atención de numerosos estudios. Los más tempranos enfatizaron la identificación de “fases tectónicas”, marcadas por la ocurrencia de discordancias angulares regionales (Thomas, 1970; Mpodozis y Ramos, 1990; Mpodozis et al., 1993^a; Cornejo et al., 1993). Posteriormente, se puso énfasis en la caracterización de los sistemas de fallas de gran escala colectivamente incluidas dentro del Sistema de Fallas de Domeyko (SFD, Reutter et al., 1991; Mpodozis et al., 1993, Cornejo et al., 1997; Maksaev y Zentilli, 1999), el cual, de acuerdo a esos autores, se habría originado durante un episodio de deformación ocurrido durante el Eoceno-Oligoceno inferior (Fase “Incaica”, Mpodozis et al., 1993^a; Maksaev et al., 1999). La identificación del SFD generó gran interés, tanto por su relevancia para la tectónica de los Andes centrales, como por su importancia económica, a raíz de la estrecha relación espacial existente entre este y los grandes yacimientos de pórfidos cupríferos eoceno-oligocenos (La Escondida, Chuquicamata) del norte de Chile (Boric et al., 1990; Cornejo et al., 1997; Camus, 2003; Mpodozis y Cornejo, 2012).

En años recientes, en el segmento de la Cordillera de Domeyko (23° - 24°S) que incluye la zona estudiada, se han realizado estudios sobre el flanco oriental de esta, con énfasis en la evolución tectónica de la Cuenca del Salar de Atacama (Arriagada et al., 2003; Pananont et al., 2004; Mpodozis et al., 2005; Arriagada et al., 2006; Jordan et al., 2007; Henríquez, 2012), Sin embargo, fuera de las secciones estructurales de Amilibia (Amilibia y Skarmeta, 2003; Amilibia et al., 2008) y las que acompañan a las cartas geológicas Augusta Victoria (Maksaev et al., 1991) y Oficina Domeyko (Marinovic, 2007), no se habían realizado estudios estructurales de detalle en el flanco occidental de la Cordillera de Domeyko.

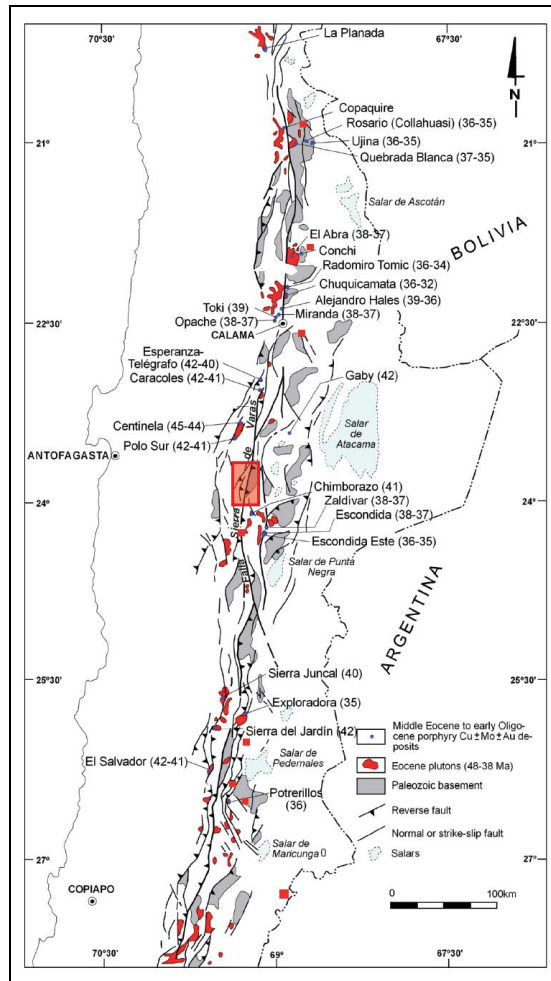


Figura 30. Mapa esquemático de la Cordillera de Domeyko (Precordillera) y el Sistema de Fallas de Domeyko, mostrando las trazas de las fallas principales, afloramientos de basamento Paleozoico, y los “clusters” de intrusivos Eoceno asociados al SFD, y las locaciones y edades (Ma) los depósitos de pórfidos de cobre del Eoceno – Oligoceno inferior. (Mpodozis y Cornejo, 2012). En el rectángulo de rojo se indica la zona del Cerro La Ballena-Portezuelo Azabache.

Dentro de este contexto, la zona estudiada, que se extiende entre el Cerro La Ballena, Portezuelo Azabache y el Cerro Pico de Oro, incluye una de las fallas maestras del SFD : la **Falla Sierra de Varas (FSV)** (Figura 31) que limita por el oeste a afloramientos de basamento paleozoico que forman el núcleo de la Cordillera de Domeyko. La figura 31 es un mapa geológico simplificado de la zona estudiada, indicando la posición de la traza de la Falla Sierra de Varas, y los principales dominios y elementos estructurales en ella presentes: El **Dominio**

oriental., limitado hacia el oeste por la FSV corresponde a afloramientos del basamento paleozoico; El *Dominio Central.*, al oeste de la FSV, constituido principalmente por las secuencias sedimentarias y volcánicas del Triásico al Cretácico, guarda el registro de diferentes episodios de deformación que dieron origen, al norte, al *Hemibraqui-anticlinal del Cerro La Ballena*, y al sur del dominio, al *Klippe o Alóctono del Cerro Azabache* (figura 31). *El Dominio Occidental.*, incluye principalmente rocas volcánicas paleógenas deformadas en pliegues de gran longitud de onda y escasa amplitud, que cubren en discordancia angular a secuencias del Cretácico Superior las cuales están distintamente deformadas (figura 31).

En las páginas siguientes se efectúa la caracterización de cada dominio estructural y se describen, en sucesión temporal., las evidencias de deformación, geometría de las estructuras, cronología absoluta y se discuten sus implicancias tectónicas para la evolución de la Cordillera de Domeyko.

4.2. Dominio Oriental

Incluye un bloque de basamento elevado donde se encuentran las mayores alturas dentro de la zona de estudio (Sierra del Jardín, 3.000 m.s.n.m.) y que está formado principalmente por unidades paleozoicas (*Tobas y Pórfidos riolíticos de la Sierra del Jardín - Granitoides del Carbonífero-Pérmico*). En este dominio, no se observa deformación evidente a escala de afloramiento, debido a que las rocas que lo conforman no presentan estratificación visible. El límite Oeste del dominio corresponde la Falla Sierra de Varas (FSV).

4.3. Dominio Central

Incluye afloramientos deformados de rocas de la cobertura mesozoica (Formación Cerro La Ballena, Grupo Caracoles, Estratos de San Manuel y Formación Quebrada Mala) ubicados al oeste de la FSV. Los elementos estructurales más significativos del Dominio corresponden, al

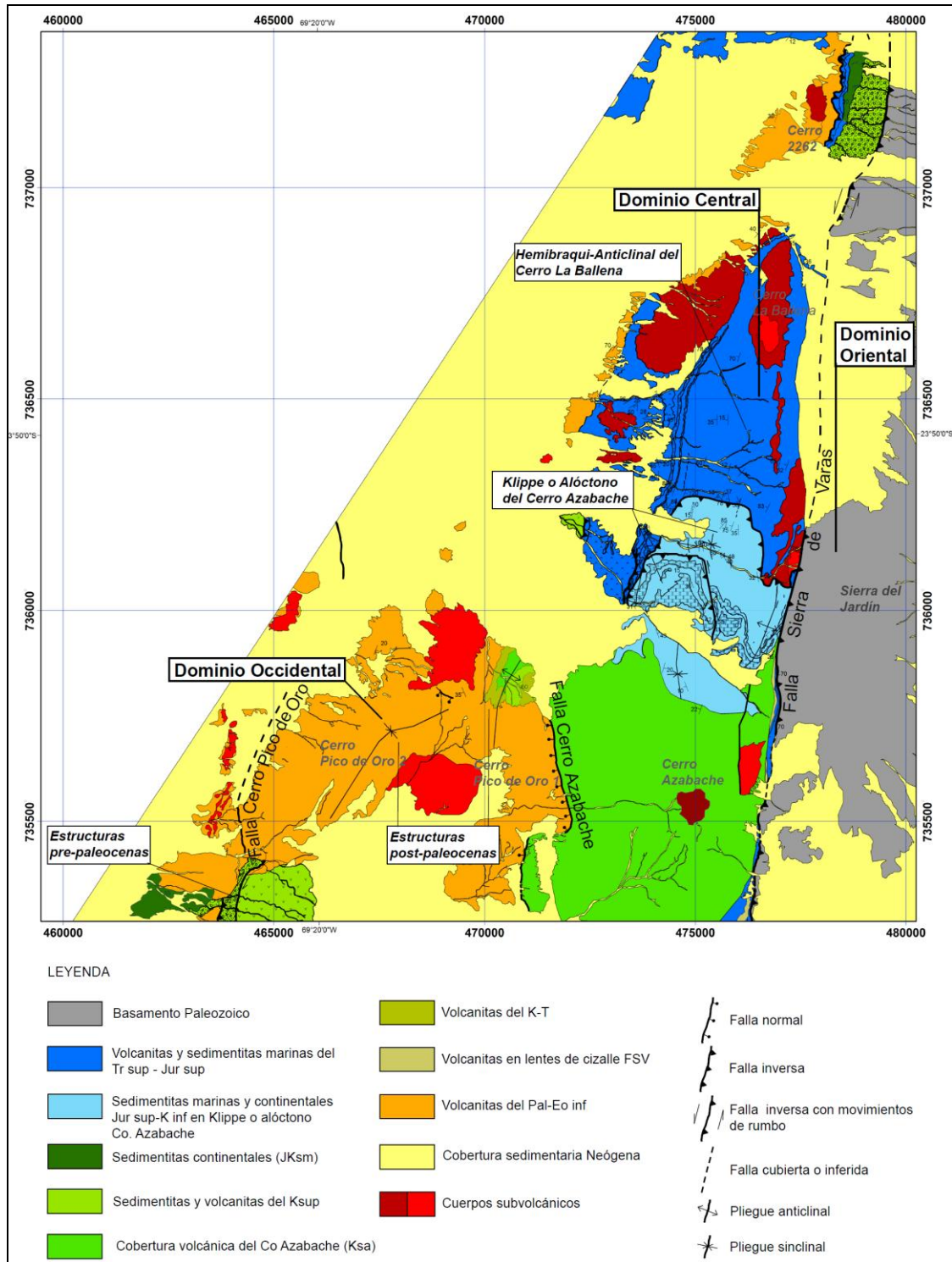


Figura 31. Mapa esquemático de la zona del Cerro La Ballena – Portezuelo Azabache, indicando los dominios estructurales, las principales fallas que los limitan y los elementos estructurales de mayor importancia en la zona.

norte, al *Hemibraqui-anticlinal de Cerro La Ballena*, y al sur el *Klippe o Alóctono del Cerro Azabache*.

4.3.1. El Hemibraqui-Anticlinal del Cerro La Ballena

El Hemibraqui-anticlinal del Cerro La Ballena correspondería al flanco oeste preservado de un pliegue anticlinal con núcleo de basamento, que fue seccionado por los movimientos tardíos, probablemente transcurrentes, a lo largo de la Falla Sierra de Varas (FSV). La Figura 33 muestra un mapa y sección estructural realizada en el sector del *Cerro La Ballena*, que ilustra la deformación que caracteriza la secuencia estratificada del Triásico Superior- Jurásico (Formación Cerro La Ballena y Grupo Caracoles). Esta aparece, a gran escala, inclinada hacia el oeste, con manteos promedio de $45^{\circ}W$, y presenta suaves pliegues internos de poca longitud de onda. Aproximadamente 2 km al oeste del Cerro La Ballena, las formaciones Millonaria y Honda están afectadas por un sinclinal-anticlinal con el desarrollo de pliegues disarmónicos menores de escala métrica internos a esa geometría, que afectan a la Formación Honda. Si se considera la estructura en planta y se observan los cambios en el rumbo de los estratos hacia el norte, la estructura se puede describir como un hemibraqui-anticlinal disectado por la Falla Sierra de Varas. Su origen se puede explicar a través de diferentes modelos cinemáticos como los planteados para pliegues por flexión o propagación de falla (Suppe, 1983; Suppe y Medwedeff, 1990). Estos modelos han sido aplicados para el análisis estructural de distintas zonas con deformación tipo piel gruesa (“thick-skinned”) tales como la faja plegada y corrida de Malargüe, Argentina (Rojas, 2001; Giambiagi et al., 2009) o los anticlinales con núcleo de basamento tales como el anticlinal Rattlesnake, Wyoming USA (Beaudoin et al., 2012).

Estructuras de este tipo se pueden producir a través de mecanismos de *flexión de falla* (Suppe, 1983) o *propagación de falla* (Suppe y Medwedeff, 1990; Narr y Suppe, 1994; Mitra y Mount, 1998). Según los modelos propuestos para estructuras con basamento involucrado (Mitra y Mount, 1998), la deformación se produce debido a una falla inversa ciega que levanta al basamento, deformando la cobertura en un anticlinal de charnela amplia y limbo frontal

inclinado (Suppe y Medwedeff, 1990). También existe la posibilidad de que la propagación de la falla de basamento alcance la cobertura, pudiendo formarse niveles de despegue horizontales que pueden transferir el desplazamiento (Allmendinger, 1998; Rojas, 2001).

El caso del Hemibraqui-anticlinal del Cerro La Ballena, su geometría es consistente con un mecanismo de propagación de falla inversa en el basamento (Figura 32– b), que afectaría a las unidades del Triásico Superior – Jurásico. Sin embargo, con los datos de superficie no es posible asegurar si la terminación de la falla o “tip-point” alcanza efectivamente la secuencia estratificada triásica-jurásica. A partir de la interpretación en subsuperficie de la sección estructural 1 (ver Figura 33) se observa que, la geometría del hemibraqui-anticlinal es un flanco pronunciadamente inclinado hacia el oeste, que no presenta capas verticales o invertidas y que es cubierto en discordancia angular por rocas paleocenas.

En la Figura 33 se presenta un modelo posible para la formación de la estructura del hemibraqui-anticlinal., construido según el método de pliegues kink de Mitra (2002), considerando un espesor constante para las unidades del mesozoico. La geometría en subsuperficie se ha extrapolado a partir de los datos estructurales medidos en superficie. La falla de basamento tendría un manteo variable de aproximadamente 45° E, la cual corresponde a una falla ciega que corta en superficie a la secuencia del Triásico Superior-Jurásico.

La geometría de la interfaz basamento-cobertura se puede explicar a través de una transferencia de la deformación hacia el basamento a causa de las características litológicas de la cobertura sedimentaria o volcánica. Bajo este argumento, muchas fallas de basamento estarían caracterizadas por pliegues sinclinales dentro del basamento. Los paneles de limbos frontales relacionados a un pliegue anticlinal típicamente ocurren en la interfaz basamento-cobertura (Mitra y Mount, 1998).

El acortamiento total asociado a la estructura habría alcanzado un 22%, medido a partir de la estimación del largo original en el techo del miembro 1 de la Formación Cerro La Ballena (TrJcb1(a)) dentro del segmento estudiado (L_o) y su largo final (L_f), obteniéndose la tasa de acortamiento cortical a través de la razón $(L_o - L_f)/L_o$.

La deformación que originó el Hemibraqui-anticlinal de Cerro la Ballena, correspondería a la más antigua identificada en el área de estudio. Esto se deduce a partir de las relaciones estructurales existentes con los otros elementos estructurales presentes en la zona. Como la secuencia volcánica y sedimentaria del mesozoico es continua y sin quiebres estratigráficos hasta el Cretácico Inferior (Estratos de San Manuel), y las rocas más antiguas no afectadas por el hemibraqui-anticlinal corresponden a las del Complejo Volcánico Cerro Azabache, con una edad K-Ar en plagioclasa de 84 Ma (Marinovic, 2007), se estima que este evento que habría originado el Hemibraqui-anticlinal habría ocurrido entre el *Cretácico Inferior y el Santoniano (Cretácico Superior)*.

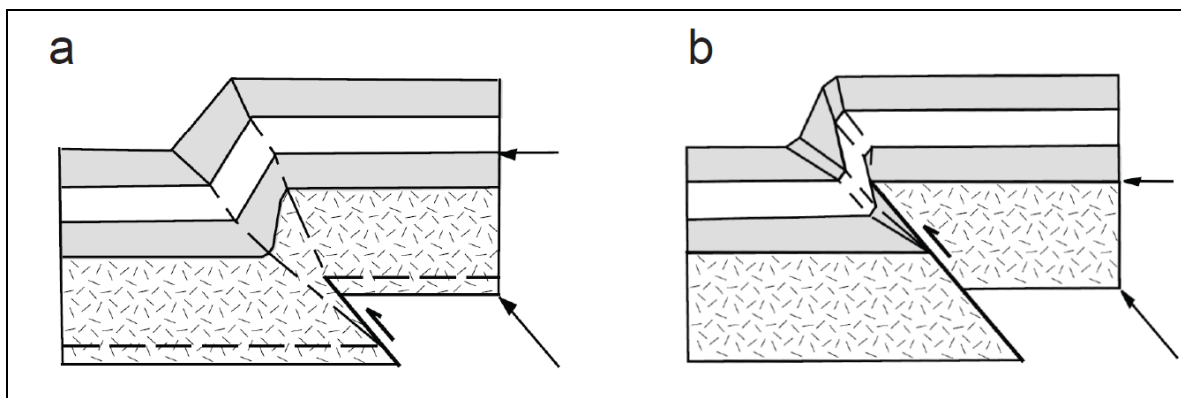


Figura 32. Características geométricas de estructuras con basamento involucrado. En el caso (a) la falla de basamento no corta la cobertura, mientras que en el caso (b) el tip-point de la falla de basamento sí alcanza a la cobertura (Modificado de Mitra y Mount, 1998).

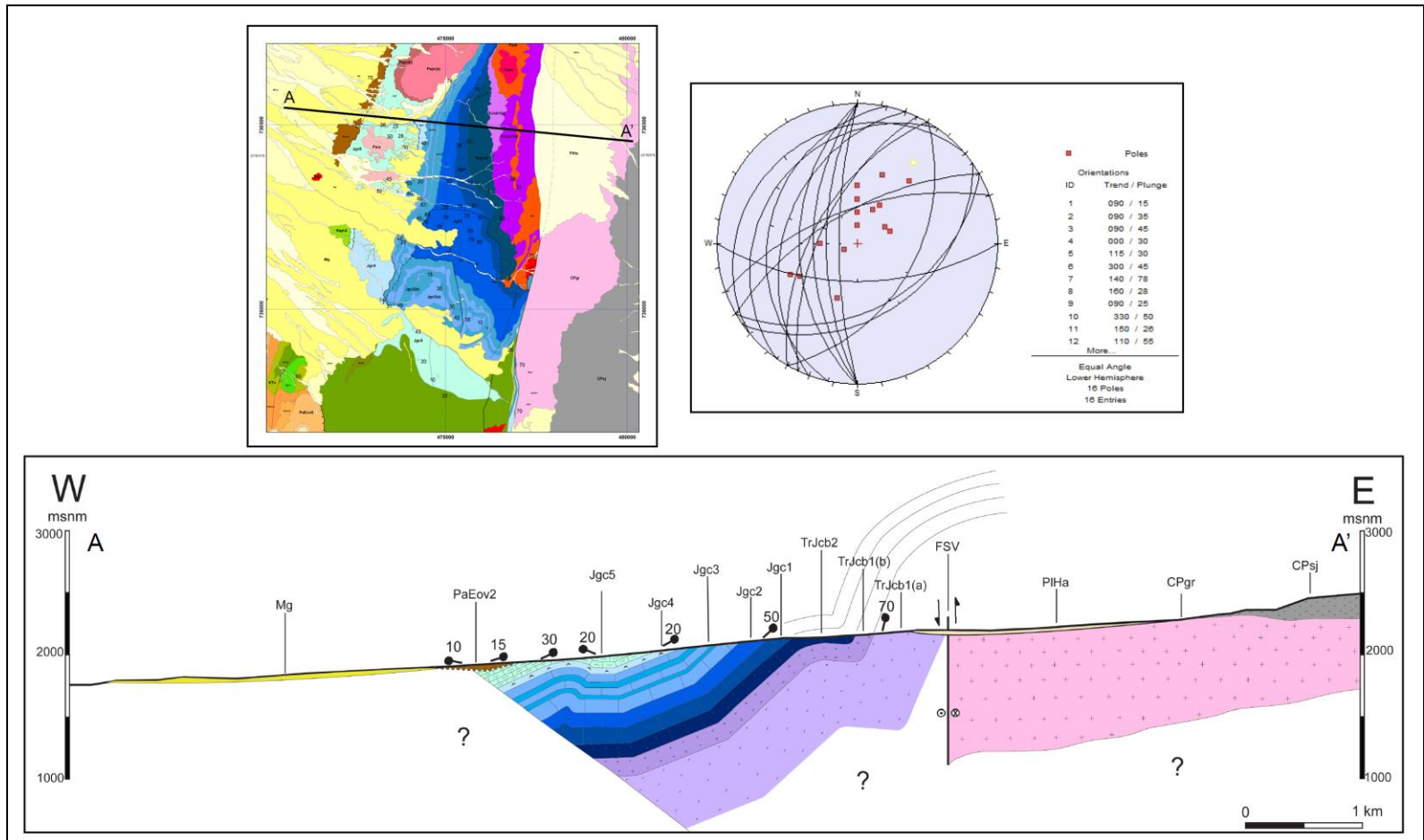


Figura 33. Sección estructural 1 de la zona del Cerro La Ballena, en donde se esquematiza el *Hemibraqui-anticlinal del Cerro La Ballena*. En los cuadros de arriba se muestran la ubicación en el mapa de la sección y la actitud de las capas que forman el hemibraqui-anticlinal con sus respectivos polos.

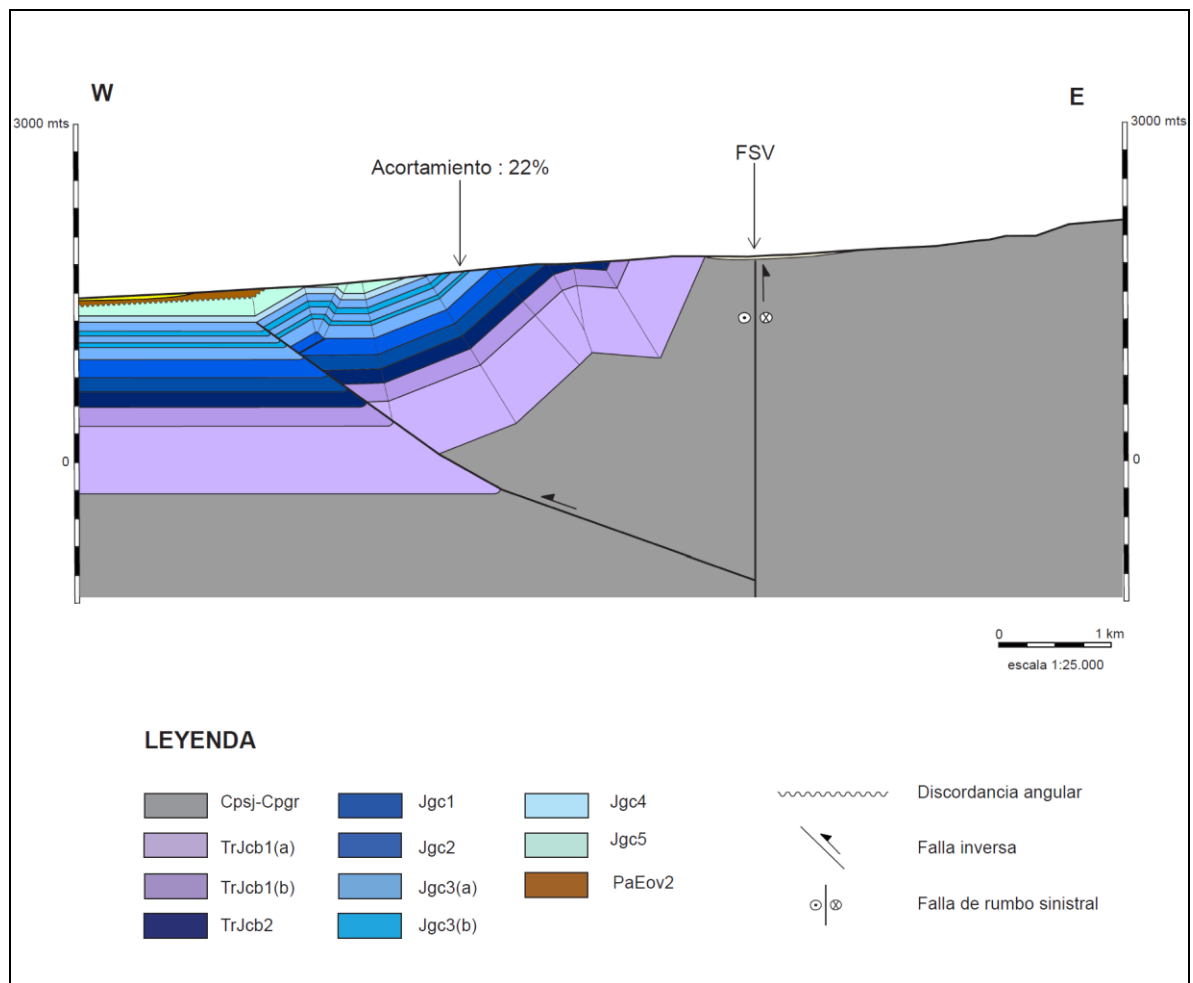


Figura 34. Sección estructural realizada por el método kink para la zona del Cerro La Ballena. Se calculó que la estructura del Hemibraqui-anticlinal del Cerro La Ballena generó un acortamiento cortical del 22%.

4.3.2. Klippe o Alóctono del Cerro Azabache

El “Klippe” o Alóctono del Cerro Azabache (figura 31) corresponde al elemento estructural más distintivo de la zona sur del Dominio Central dentro del área de estudio. Consiste en una lámina subhorizontal que abarca aproximadamente una superficie de 50 km², formada por rocas del Grupo Caracoles y del Complejo Intrusivo y Volcánico Cerro Azabache, y que sobreyace a través de una falla de bajo ángulo al Hemibraqui-anticlinal del Cerro La Ballena (figura 38). Originalmente fue identificada por Marinovic

(*Sobreescurreamiento del Cerro La Ballena*; Marinovic, Carta Oficina Domeyko, 2007) y por Cornejo y Matthews (2007), quienes ya habían establecido que esta lámina está limitada en su base por un nivel de despegue subhorizontal (decollement), que corresponde a uno de los elementos estructurales más destacados dentro de la zona de estudio.

Este nivel de despegue o “decollement” está representado por una falla basal de bajo ángulo, cuya traza inferida se proyecta hasta aproximadamente 2 km al norte de la quebrada “Las Torres”, presentando una inclinación de 10-15°S. Según la definición de Davis et al. (1985), dicha falla correspondería al *borde principal* del *Klippe*, cuya *área raíz* o interfaz de contacto entre el bloque autóctono (Hemibraqui-anticlinal del Cerro La Ballena) y el bloque alóctono (Klippe del Cerro Azabache) es poco clara y aún desconocida.

El término “Klippe” se refiere a la formación de una *isla tectónica* causada por la erosión de una estructura mayor denominada “*Nappe*” o *Manto de cabalgamiento* (Bertrand, 1887), consistente en una lámina cortical con una superficie de extensiones kilométricas, la cual ha sido desplazada en un rango de 2 a 5 km. desde su posición original., a través de una falla inversa de bajo ángulo (Marko y Jacko, 1999). Los “*Nappes*” se originan en ambientes tectónicos compresivos, cuando una masa rocosa “cabalga” a otra con un plano de falla de bajo ángulo, dando como resultado una estructura que incluye pliegues de escala mesométrica causados por el cizalle sobre el plano de falla, con bloques imbricados, ventanas tectónicas y “**Klippes** o Islas tectónicas” (Price et al., 1981).

El origen de estas láminas también se explica por la formación de deslizamientos gravitacionales a lo largo de planos de falla de bajo ángulo, en donde las fuerzas gravitacionales pueden tener una gran influencia durante la formación de cabalgamientos compresivos (Price et al., 1981; Park, 2004, Jaboyedoff et al., 2014).

Esta condición ocurre generalmente a profundidades someras dentro de la corteza superior, en donde las bajas presiones y bajas temperaturas no permiten el comportamiento plástico de una roca sólida para moverse en un plano de falla de bajo ángulo. Sin embargo, estas láminas se pueden desarrollar si es que se tiene la presencia de rocas sedimentarias marinas tales como calizas o evaporitas, ya que estas pueden actuar como lubricantes tectónicos.

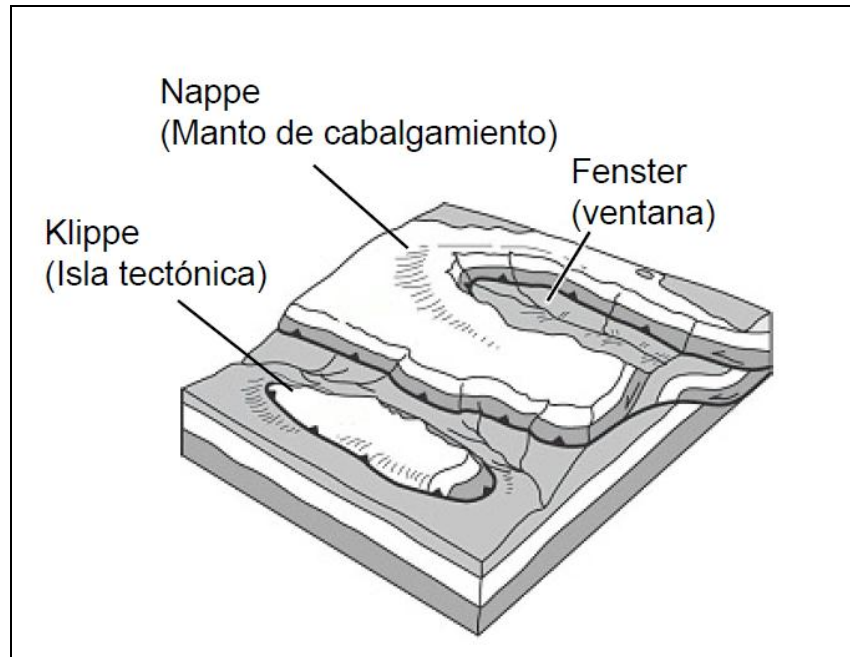


Figura 35. Imagen esquemática de un sistema estructural formado por un *Nappe* o bloque Alóctono, cabalgando a un bloque Autóctono, con el desarrollo de *Klippes* y *Fenster* (ventanas).

El proceso que reduce significativamente la resistencia a la fricción es la sobrepresión del fluido, que actúa en contra de la presión normal., reduciendo significativamente la presión litostática, permitiendo la fracturación, cataclasis y la formación de brechas tectónicas que podrían actuar como plano de *décollement* (Hauge, 1985). Así, las calizas y evaporitas están relacionadas a menudo, con niveles de despegue y planos de cabalgamiento (Davis et al., 1985).

Para el caso del ***Klippe del Cerro Azabache***, el límite entre bloque autóctono y bloque alóctono no es del todo claro, pero la deformación interna presente en el Klippe (alóctono) se observa perfectamente en la *quebrada Las Torres*, y está caracterizada por pliegues anticlinales y sinclinales de mediana a baja longitud de onda, mostrando una deformación diferente y mucho más compleja que la deformación *del Hemibraqui-anticlinal del Cerro La Ballena*. Dentro del “Klippe”, fue posible identificar un segundo corrimiento de bajo ángulo que se encuentra en el “*Cerro Las Torres*”, ubicado en la ladera sur de la quebrada

homónima, el cual correspondería al elemento estructural descrito por Marinovic (2007) como el “*Sobreescurreamiento del Cerro La Ballena*”, identificado igualmente por Cornejo y Matthews (2007) (ver Figura 38). La estructura se caracteriza por presentar arreglos estructurales muy particulares incluyendo un “*caballito de falla*” constituido por una cuña limitada por fallas inversas en el borde occidental de la estructura (Figura 36 – b y c).

Estructura interna del Klippe o alóctono del Cerro Azabache, en la quebrada “Las Torres”

La estructura interna del “Klippe” se puede observar en la quebrada “*Las Torres*” (ver Figura 31), en donde aflora su parte basal., presentando una deformación caracterizada por una serie de pliegues anticlinales y sinclinales asociados al cizalle que afectó su base, a causa de su desplazamiento por sobre el Hemibraqui-anticlinal del Cerro La Ballena. Como evidencia de esto, se encuentra un pliegue anticlinal buzante hacia el sur, de 500 m de longitud de onda, ubicado en la parte oriental del Klippe, que involucra a las Formaciones Torcazas, Caracoles y Doralisa del Grupo Caracoles, que es disectado por la traza de la FSV. Su flanco oriental tiene una disposición de N20°E/37°SE y su flanco occidental una de N10°E/50°W, el cual está ligado, hacia el oeste, al desarrollo de numerosos pliegues disarmónicos de menor escala, que luego son basculados a estratos subverticales, dentro de la Formación Caracoles, con manteos aproximados de 80°W. Estos estratos subverticales formarían parte del flanco occidental de un anticlinal de vergencia al oeste, que está ligado a un pliegue sinclinal., de flanco oriental con manteos suaves de 10°E, y flanco occidental con manteos de 20°W (Figura 37). Por otro lado, el elemento estructural descrito como “*Sobreescurreamiento del Cerro La Ballena*” (Marinovic, 2007; Cornejo y Matthews, 2007; ver Figura 38) correspondería a un segundo cabalgamiento plano, ubicado por sobre la falla basal del Klippe del Cerro Azabache. Este cabalgamiento afecta a la Formación Doralisa a través de una falla de bajo ángulo (ver Figura 36 - b), que limita superiormente al “*caballito de falla*”, que a su vez está limitado inferiormente por otra falla inversa de vergencia oeste situada al oeste del Klippe, que pone en contacto por falla a la Formación Doralisa con la Formación Millonaria (ver Figura 38– A). Por encima del límite superior de este “*caballito de falla*” se ubica nuevamente la Formación Doralisa en un bloque con forma de arco, de rumbos y manteos variables de N60°W/15°SW y N10°W/30°W (ver

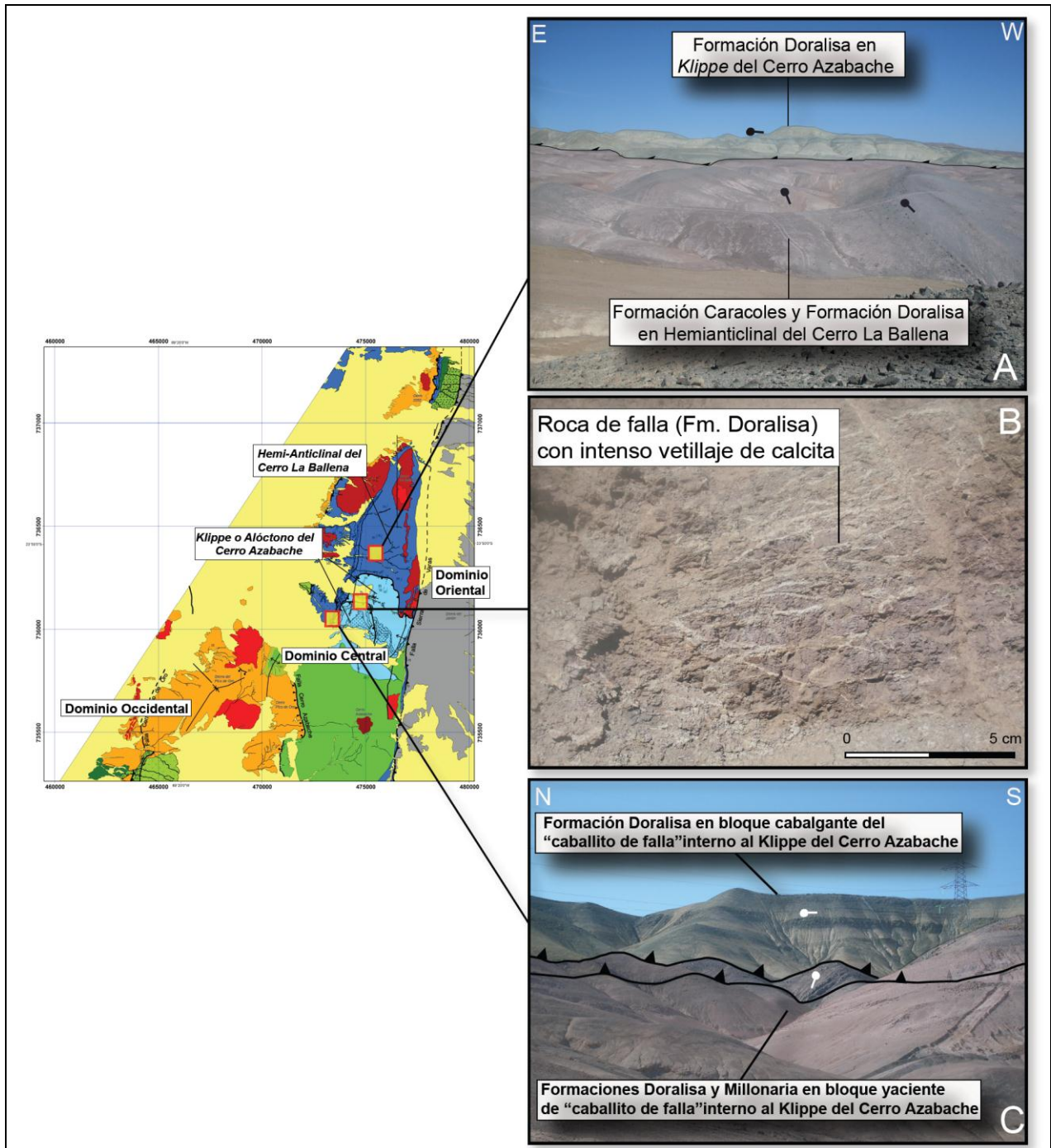


Figura 36. A) Vista hacia el sur en donde se ve la disposición inclinada hacia el oeste de los estratos en Jgc3 dentro del hemibraqui-anticlinal y al fondo los estratos en Jgc3 inclinados subhorizontalmente en la Klippe del Cerro Azabache. B) Roca de falla en plano de falla del "sobrescurrimiento Cerro la Ballena". C) Fotografía de terreno del caballito de falla en Jgc3 entre el hemibraqui-anticlinal y el Klippe del Cerro Azabache (Sobrescurrimiento Cerro La Ballena).

Figura 31) el que presenta en su base una intensa deformación caracterizada por un pliegue anticlinal de arrastre de vergencia oeste, muy pronunciado, con manteos de $30^{\circ}W$ en su limbo frontal y $55^{\circ}E$ en su limbo trasero. Dentro del mismo bloque, en su borde oriental., fue posible identificar un desplazamiento de tipo sinistral dentro del nivel de “cornisas” calcáreas de la Formación Doralisa (Jgc3 (b)). Una medición en planta muestra un desplazamiento sinistral de este borde de aproximadamente 300 metros.

La parte superior del Klippe se encuentra en la base del Cerro Azabache, en donde afloran la Formación Honda y los Estratos de San Manuel, deformados en una serie de pliegues menores, englobados dentro de un sinclinal de gran longitud de onda y baja amplitud. Esta geometría aparentemente no afectaría a las rocas del Complejo Ígneo y Volcánico Cerro Azabache, las que se apoyan en discordancia angular por sobre el Grupo Caracoles y los Estratos de San Manuel.

En la ladera norte del Cerro Azabache se identificaron, en el contacto entre el techo del Klippe y la base del Complejo Intrusivo y Volcánico, fallas normales en forma de dominó, que afectan a la Formación Honda, del Grupo Caracoles, en cuyos planos de falla se ubican diques ocoíticos asociados al Complejo Intrusivo y Volcánico Cerro Azabache. Este tipo de estructuras pueden ser indicadores de una simultaneidad durante la etapa terminal de desarrollo del Klippe, con la actividad volcánica representada por las rocas que integran el Complejo Cerro Azabache (Hauge, 1985).

En base a las características observadas y descritas en este trabajo, el estilo de deformación presente en el Klippe o Alóctono del Cerro Azabache es consistente con una lámina de corrimiento formada por rocas sedimentarias marinas del Grupo Caracoles, que presentan una intensa deformación interna debido al cizalle de desplazamiento, por sobre el Hemibraqui-anticlinal del Cerro La Ballena.

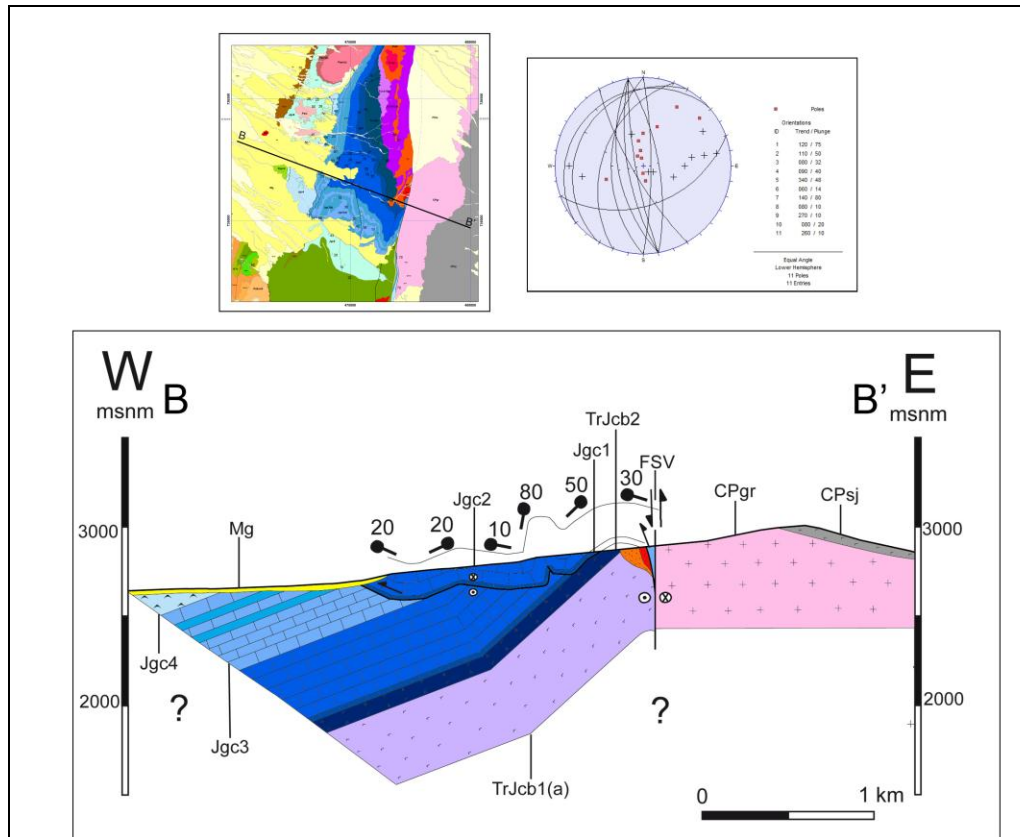


Figura 37. Sección estructural 2 de la zona del Cerro La Ballena, en donde se esquematiza la deformación en la base del Klippe o Alóctono del Cerro Azabache, dentro de la quebrada “Las Torres”. En los cuadros de arriba se muestran la ubicación en el mapa de la sección y la actitud de las capas de la Formación Torcazas y Formación Caracoles en el Klippe, con sus respectivos polos. La falla basal del Klippe muestra un cabalgamiento plano por sobre el Hemibraqui-anticlinal del Cerro La Ballena.

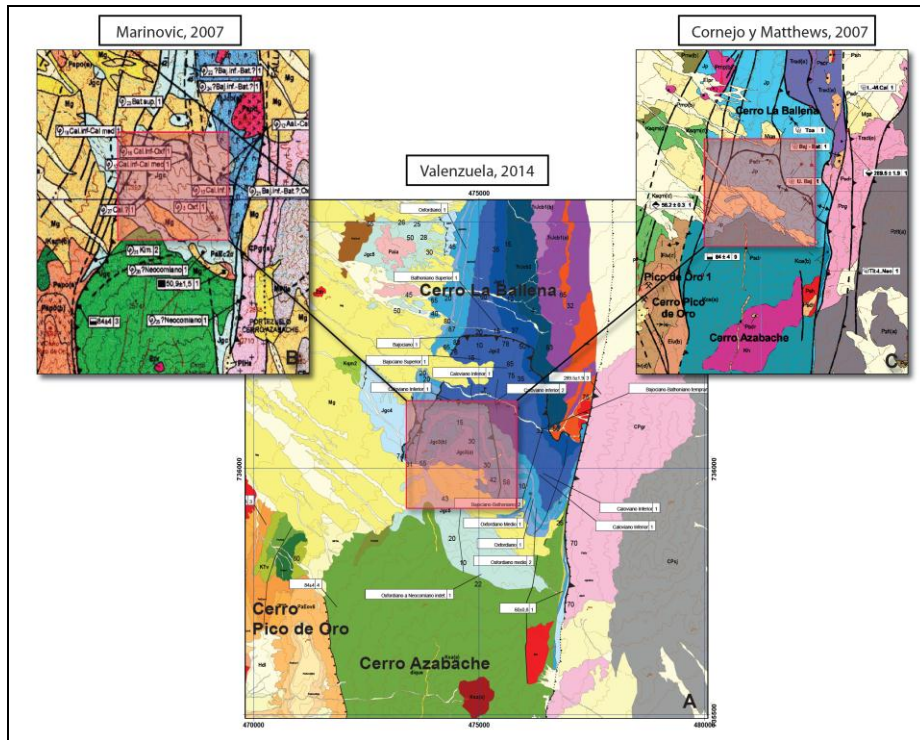


Figura 38. Comparación de los mapas de Marinovic (2007, Carta Oficina Domeyko), Cornejo y Matthews (2007, Proyecto Libra) y este trabajo. Los cuadros color rojo indican la ubicación en cada mapa para el *Sobreescurrecimiento del Cerro La Ballena*.

Un caso con características similares a las presentes dentro del Klippe o Alóctono del Cerro Azabache, corresponde al exhaustivamente estudiado “*Heart Mountain allocthon*”, de Wyoming-USA, (Hauge, 1985, Beutner y Gerbi, 2005). Tal estructura corresponde a una lámina de rocas carbonatadas paleozoicas, limitada en su base por una falla subhorizontal (despegue) que las separa de rocas volcánicas de edad eocena. Los estudios citados han establecido que, el contacto entre ambas unidades corresponde a un nivel de despegue entre ambas unidades. Hauge (1985) estableció la naturaleza *no-catastrófica* para la formación del bloque alóctono, basándose en las relaciones de corte entre las fallas y diques presentes en rocas volcánicas que sobreyacen al nivel de despegue que define el bloque alóctono. La estructura se habría formado por un deslizamiento gravitacional dentro de los flancos de un campo volcánico activo, y el transporte del bloque alóctono habría estado acompañado de acomodación por fallas normales, formación de fallas normales oblicuas y fallas de rumbo,

inclinación de bloques adyacentes a las fallas e intrusión de diques (Hauge, 1985; Jaboyedoff et al., 2014).

Las características estructurales observada en la parte basal del **Klippe del Cerro Azabache**, son consistentes con modelos presentados en diferentes estudios que han tratado de explicar la presencia de “láminas” desplazadas dentro de **geometrías anticlinales**, las que generalmente distorsionan las interpretaciones acerca de las características y mecanismos dentro de un elemento estructural., como puede ser un pliegue anticlinal de gran longitud de onda.

Ejemplos de estos estudios corresponden a los realizados por Chigira (1992) y Jaboyedoff et al. (2013, 2014), los cuales están relacionados a la caracterización de deslizamientos de tipo gravitacional dentro geometrías anticlinales, definiéndolas como “*deslizamientos de masas rocosas*” (mass rock creep – MRC (Chigira, 1992)) en zonas afectadas por compresión, caracterizadas por la presencia de pliegues anticlinales. Estos se caracterizan por presentar marcados pliegues de arrastre en la base y pliegues por pandeo (buckling folds (Chigira, 1992)) en las partes superiores.

Considerando la comparación con el caso del “*Heart Mountain Allocthon*”, y los modelos presentados para la formación de deslizamientos gravitacionales (Chigira; 1992; Jaboyedoff et al., 2013, 2014; Di Maggio et al., 2014), el origen del Klippe o Alóctono del Cerro Azabache se puede relacionar con la deformación compresiva que originó el Hemibraqui-anticlinal del Cerro La Ballena, y sería consistente con un mega-deslizamiento que habría afectado al flanco occidental de la estructura anticlinal., debido a las características geométricas de la deformación en la base de la estructura, observadas en la quebrada *Las Torres*.

La temporalidad para el desarrollo de esta lámina queda limitada entre el evento de deformación que habría originado al Hemibraqui-anticlinal del Cerro La Ballena, y la edad K-Ar en biotita obtenida por Marinovic (2007) para el Complejo Intrusivo y Volcánico Cerro Azabache.

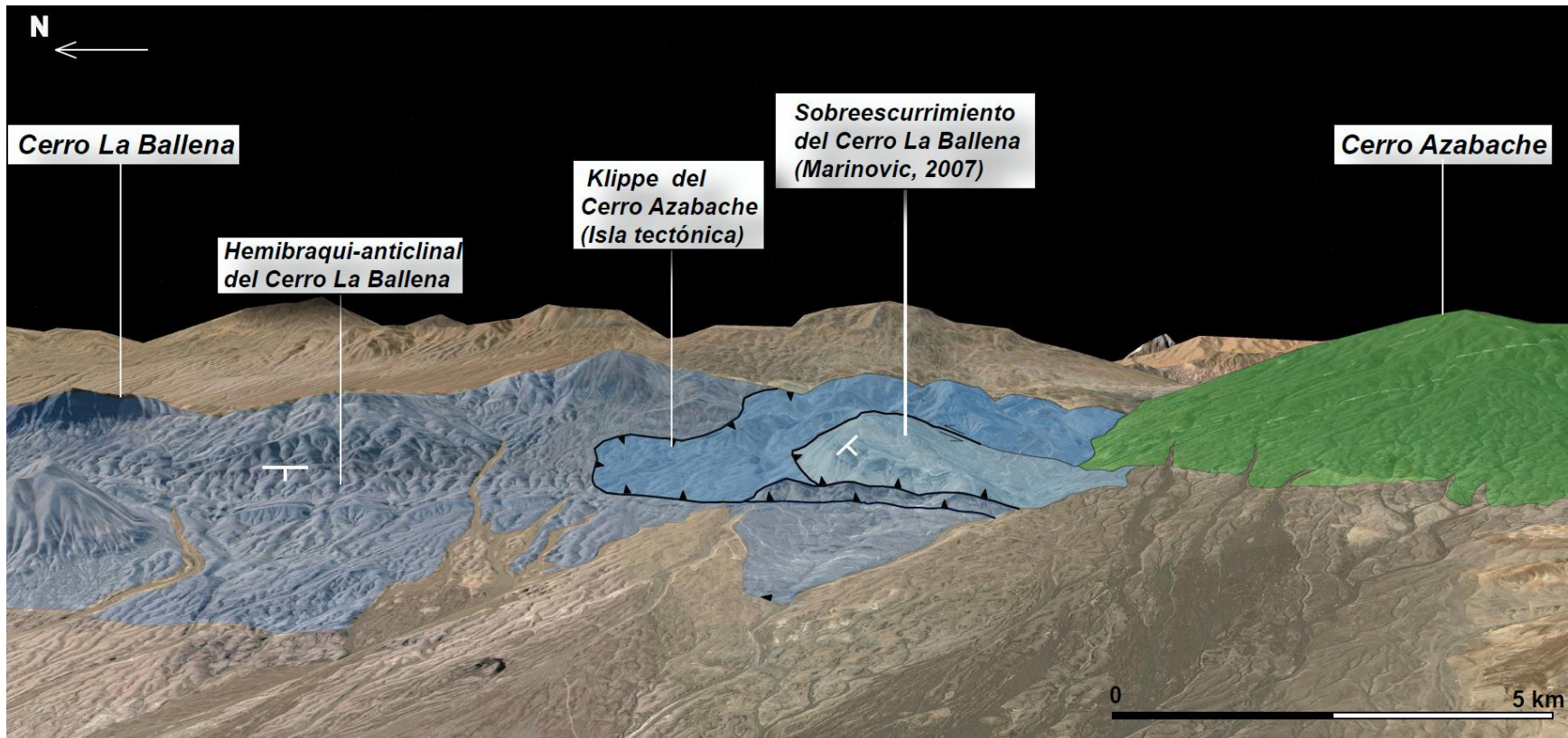


Figura 39. Imagen Google Earth en la que se ilustran los elementos que conforman el Klippe del Cerro Azabache y sus disposiciones estructurales.

Por otro lado, la formación de fallas normales en forma de dominó, que afectan a la Formación Honda, y por sobre las cuales habrían intruido diques ocoíticos del Complejo Ígneo y Volcánico Cerro Azabache, pueden ser indicadores de que el Klippe del Cerro Azabache, se desarrolló de forma coetánea al volcanismo que originó el Complejo Volcánico Cerro Azabache, en analogía a las conclusiones del estudio del “*alóctono de la Montaña Heart*” por Hauge (1985, 1990) entre otros. Esta hipótesis requiere de estudios más profundos para ser comprobada.

De este modo, la edad exacta para la formación del “Klippe o Aloctono del Cerro Azabache” queda en una incognita, solo pudiendo asegurar que esta se desarrolló con posterioridad a la formación del “Hemibraqui-anticlinal del Cerro La Ballena” y con anterioridad o simultaneidad al desarrollo del Complejo Intrusivo y Volcánico Cerro Azabache.

4.4. Dominio Occidental

Este dominio incluye afloramientos de la cobertura volcánica del Paleógeno (Formación Cinchado), limitados al este por la **Falla Cerro Azabache (FCA)**, correspondiente a una falla normal de alto ángulo, con una inclinación aproximada de 60°-70°W, y a unidades del Cretácico (Estratos de San Manuel y Formación Quebrada Mala) afectadas por la **Falla Cerro Pico de Oro (FCPO)**, de tipo inverso, vergencia oeste y de inclinación aproximada 60°E.

El Dominio se caracteriza por la presencia de sistemas estructurales sobre impuestos que se manifiestan en la ocurrencia de discordancias que reflejan uno o más eventos de deformación compresiva ocurridos durante el **Cretácico**, al cual sucede la actividad de fallas normales, como la Falla Cerro Azabache, durante o antes del evento volcánico paleoceno y, finalmente, un evento de deformación compresiva de edad posterior al Eoceno inferior que habría dado origen a un sistema de amplios y suaves pliegues anticlinales y sinclinales que afectan a las secuencias volcánicas paleocenas para la zona del Cerro Pico

de Oro. En el extremo suroeste del área estudiada se encuentran afloramientos de los Estratos de San Manuel y Formación Quebrada Mala, en discordancia por debajo de la Formación Cinchado, afectados por una deformación previa a la acumulación de las rocas volcánicas paleocenas.

4.4.1. Estructuras pre-paleocenas

En el extremo suroeste del dominio occidental., y cubiertas en discordancia por la Formación Cinchado, se encuentran afloramientos de los Estratos de San Manuel y Formación Quebrada Mala, afectados por una deformación, más intensa que la observada en las rocas volcánicas del Paleoceno superior-Eoceno inferior. En este sector los Estratos de San Manuel, incluyen capas inclinadas hacia el este ($N35^{\circ}E/35^{\circ}E$), las que hacia el oriente adquieren manteos de hasta $50^{\circ}E$. Por encima de ellos, en discordancia angular, se encuentran niveles de conglomerados del miembro 1 de la Formación Quebrada Mala (Kqm1) inclinados $N5^{\circ}W/40^{\circ}E$, cortados por una falla inversa de alto ángulo, vergente al oeste, de orientación NNE y manteo aproximado de $60^{\circ}E$ (Falla Cerro Pico de Oro). Por encima del miembro 1 ocurren afloramientos del miembro 2 de la Formación Quebrada Mala, en discordancia de erosión y deformados en un amplio sinclinal.

4.4.2. La Falla Cerro Pico de Oro

Corresponde a una falla inversa de vergencia al oeste e inclinación $60^{\circ}E$, ubicada el suroeste del Cerro Pico de Oro 2 (Figura 40), que afecta al miembro inferior de la Formación Quebrada Mala, cortando dicha secuencia conglomerádica del Cretácico Superior temprano. Esta falla no afecta a rocas del Paleoceno superior – Eoceno inferior representadas por depósitos de block and ash pertenecientes a la unidad superior de la Formación Cinchado (54-52 Ma). Estos depósitos cubren su traza, y no son cortados por ella.

La deformación observada en las unidades pre-paleocenas dentro del Dominio Occidental., permite inferir al menos un evento de deformación compresiva, previo a la deposición de la formación Cinchado. Este evento compresivo estaría marcado por la *Falla Cerro Pico de Oro* (FCPO), la cual afecta exclusivamente a la Formación Quebrada Mala, pero no a la unidad superior de la Formación Cinchado, de 54 Ma. La actividad de tal falla podría ser representativa de un **pulso tectónico renovado durante el Cretácico Superior, posterior a los 84 Ma.**

Tal actividad también se ve reflejada al norte del Cerro Pico de Oro 1, en donde se observó una discordancia angular entre el miembro inferior de la Formación Quebrada Mala y la unidad de Basaltos del Cerro Pico de Oro (ver figura 41). En ese lugar se observa claramente una secuencia formada por los conglomerados rojos de la Formación Quebrada Mala, dispuestos en discordancia angular por debajo de un sucesión de lavas andesíticas atribuidas al Complejo Cerro Azabache, las que también se disponen en discordancia angular por debajo de lavas basálticas denominadas, en este trabajo, como Basaltos del Cerro Pico de Oro. Esta unidad se encuentra discordante por debajo de la sucesión volcánica paleocena-eocena del Cerro Pico de Oro.

En base a las edades estimadas para estas unidades y los antecedentes estratigráficos y geocronológicos presentados por Cornejo y Matthews (2007) para la geología de la depresión central de la II región, se infiere que este pulso tectónico renovado probablemente se originó en un tiempo cercano al límite Cretácico-Terciario (evento K-T, Cornejo et al., 2003).

4.4.3. La Falla Cerro Azabache, ¿Una estructura sin-volcánica del Eoceno inferior?

La Falla Cerro Azabache (ver Figura 41) presenta una traza, de rumbo variable N-S a N10°W y manteo inclinado hacia el oeste de aproximadamente 60°-70°W. Se expone en la ladera occidental del Cerro Azabache, donde pone en contacto a rocas volcánicas del Cretácico Superior (Complejo Cerro Azabache) al este, con las lavas y tobas paleógenas de

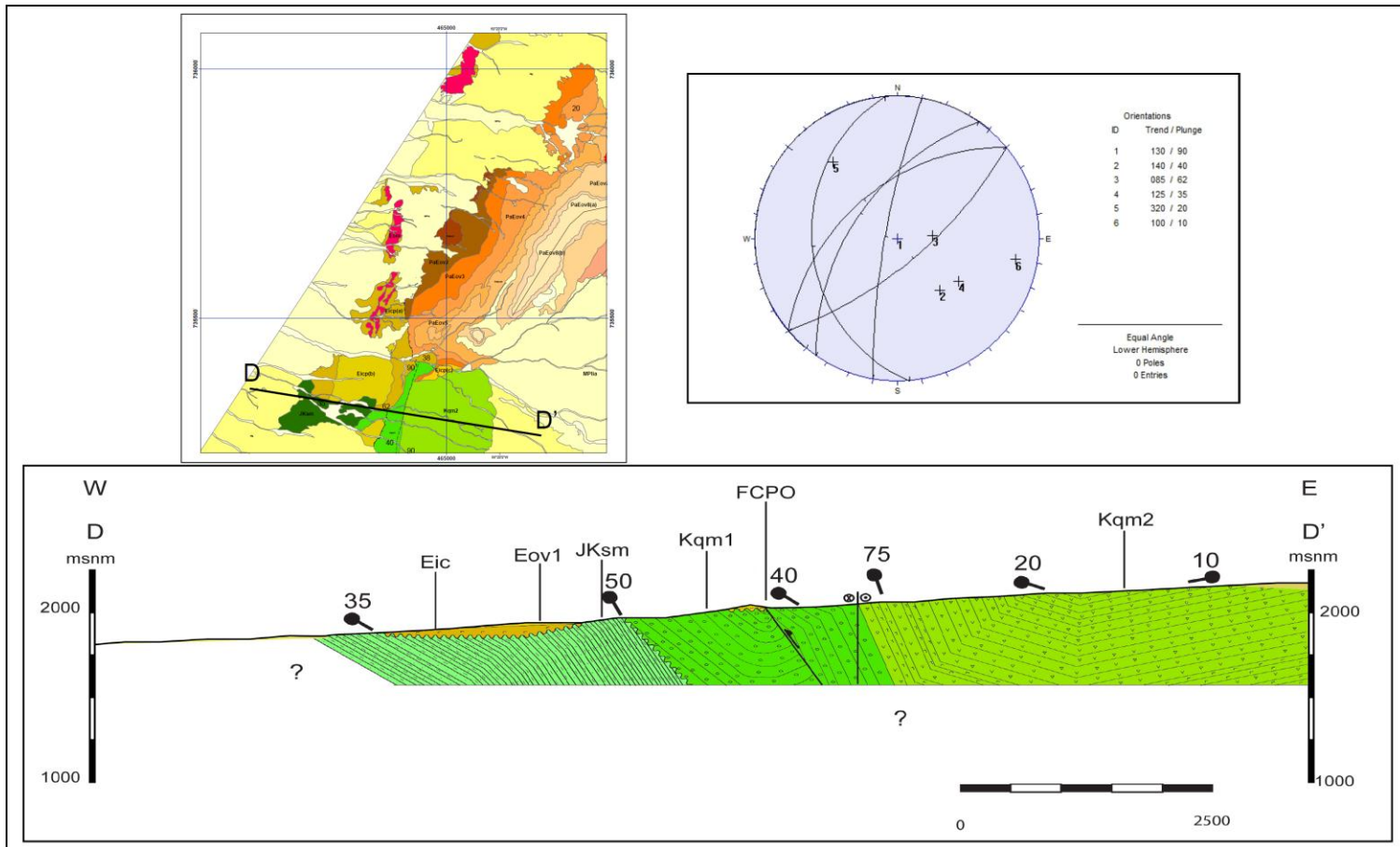


Figura 40. Sección estructural 4 de la zona al suroeste del Cerro Pico de Oro 2, en donde se esquematiza la geometría en superficie de la deformación sobre las rocas del Cretácico Inferior y Superior. En los cuadros de arriba se muestran la ubicación en el mapa de la sección y los planos estructurales que forman la estructura con sus respectivos polos, los que representan la ubicación de los ejes axiales de cada plano.

Formación Cinchado que afloran al oeste. La Falla Cerro Azabache (FCA, ver mapa anexo) corresponde a una falla de normal., que habría generado el espacio necesario para la acumulación de, a lo menos, las tobas del nivel superior de la Formación Cinchado, entre los **54 y 52 Ma** El estudio de secciones estructurales realizadas en el Cerro Pico de Oro, permite observar cambios de espesor en los niveles de tobas y andesitas, hacia el oeste de la FCA, lo que indicaría el desarrollo de estratos de crecimiento dentro de la secuencia paleógena. A partir de las evidencias estructurales, se plantea la posibilidad de que estas rocas del Paleoceno se hayan acumulado dentro de un sistema de calderas volcánicas, como lo indican los grandes volúmenes de tobas que afloran hacia el oeste, en el centro de la Depresión Central., en la zona de Cerro Plomo (Cornejo y Matthews, 2007). Dentro de ese contexto es posible que la Falla de Cerro Azabache ese asociada, de algún modo, al colapso volcánico que habría originado una estructura volcánica de ese tipo.

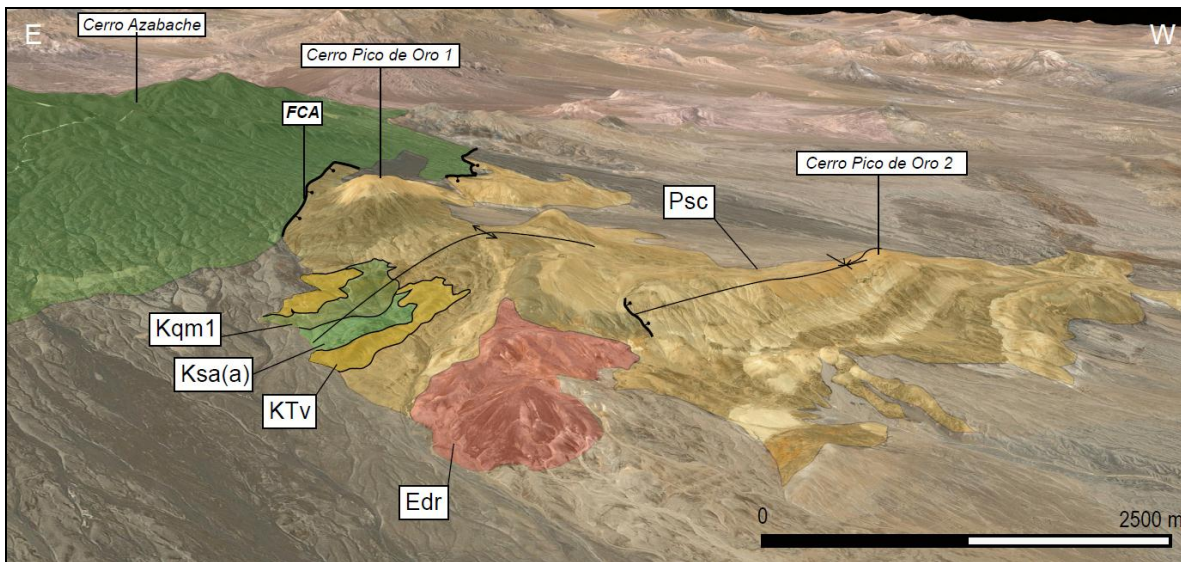


Figura 41. Imagen Google Earth en donde se muestra las unidades deformadas o del dominio estructural occidental y los principales elementos estructurales. (FCA Falla Cerro Azabache).

4.4.4. Estructuras post Eoceno inferior

En el Dominio occidental las rocas volcánicas del paleoceno-eoceno inferior están afectadas por deformación compresiva que originó un sistema de pliegues abiertos de gran longitud de onda. En la ladera norte del *Cerro Pico de Oro*, las rocas volcánicas del Paleoceno superior-Eoceno inferior se encuentran afectadas por un pliegue anticlinal de longitud de onda aproximada de 2,5 km y charnela abierta, cuyos flancos presentan una disposición de N10E/10°E y N20W/35°W, que afecta a los niveles volcánicos de la Formación Cinchado, y cuyos espesores aumentan hacia el oeste (ver figura 42).

El *Anticlinal del Cerro Pico de Oro* también involucra rocas volcánicas y sedimentarias del Cretácico Superior que afloran en el núcleo de dicha estructura. La estructura anterior está ligada a un pliegue sinclinal amplio de una longitud de onda aproximada de 5 km ubicado hacia el oeste (ver figura 41). Su flanco oriental tiene una disposición de N40°E/10°W, mientras que su flanco occidental tiene una disposición de N40°E/15°E.

La deformación observada en la secuencia de tobas y andesitas paleógenas en el Cerro Pico de Oro, es representativa de un nuevo evento de deformación, ocurrido dentro del Dominio Occidental., cuyo desarrollo **habría ocurrido con posterioridad a los 52 Ma (Eoceno inferior)**. La datación U-Pb en circones ígneos en tobas riolíticas soldadas en los Depósitos Volcánicos del Eoceno (Eov2), correspondiente a $49,8 \pm 0,8$ Ma, puede indicar una edad máxima para el evento que deformó la secuencia volcánica atribuida a la Formación Cinchado. Sin embargo, no se observaron evidencias claras de deformación para tales depósitos eocenos, debido a la escasa distribución y mala calidad de los afloramientos. Más aún si se consideran como depósitos tardíos dentro del desarrollo volcánico que originó la Formación Cinchado y el hecho de que estos se apoyen en discordancia angular sobre la Unidad superior de la Formación Cinchado, se puede inferir que la deformación que afectó a las unidades del Paleoceno superior-Eoceno inferior ocurrió con anterioridad a esa edad (i.e. 49 Ma), es decir, antes del Eoceno medio-superior.

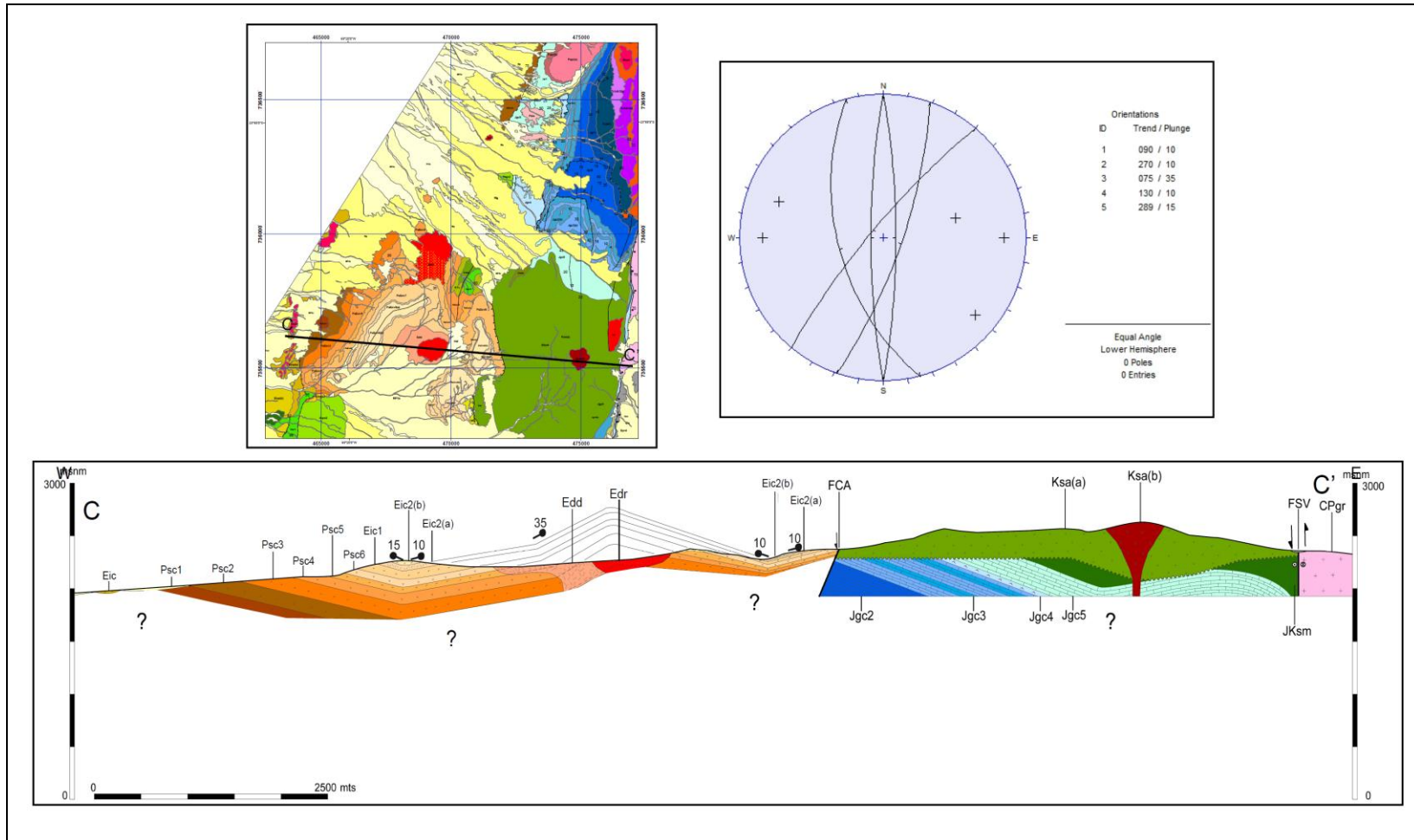


Figura 42. Sección estructural 3 de la zona del Cerro Pico de Oro, que ilustra la geometría del Anticlinal-Sinclinal que afecta a las rocas del Paleoceno superior – Eoceno Inferior. En los cuadros de arriba se muestran la ubicación en el mapa de la sección y los datos estructurales (medidas de estratificación).

4.5. *Último registro de actividad dentro de la zona de estudio: La Falla Sierra de Varas*

Esta falla presenta una traza rectilínea, de rumbo N-S a N10°E y un manto subvertical., estimado a partir de la forma de su traza (aproximadamente 75°SE-90°). En el extremo norte del área de estudio (zona del *Cerro 2262*), la FSV adquiere una orientación NNE-SSW y presenta evidencias de movimientos de rumbo, indicadas por estrías horizontales desarrolladas en las rocas cretácicas ubicadas al oeste de la Falla. La Falla Sierra de Varas (FSV, ver figura 43) corresponde a una estructura de rumbo que genera una zona de cizalle, sobre la cual se encuentran jirones de rocas jurásicas del Grupo Caracoles (Jgc3) y tobas paleocenas, para las cuales se obtuvo una edad U-Pb en circones de **60 ± 0,8 Ma**, lo que indicaría que esta falla presentó movimientos posteriores al Paleoceno medio. Además, en el extremo norte del área de estudio se observó que esta falla presenta traza rectilínea y disecta horizontalmente gravas miocenas. Sin embargo, en este trabajo no ha sido posible identificar claramente, la naturaleza de los movimientos de rumbo en la FSV. Como hipótesis de los movimientos de rumbo de la FSV se tiene que al sur de la zona de estudio, en la zona de Sierra de Varas, Niemeyer y Urrutia (2009) determinaron desplazamientos de rumbo sinistral de hasta 15,6 km acompañados de alzamiento de hasta 4,9 km ocurridos, probablemente durante el Eoceno, mientras, como lo indica un estudio morfoestructural efectuado por Soto et al (2005) a la latitud del Salar de Punta Negra (24°-25° 30' S), esta falla, y otras que forman parte del Sistema de Fallas de Domeyko, se habrían reactivado como fallas inversas que generaron un débil acortamiento E-W durante el Neógeno.

El análisis de las relaciones de corte indica que la actividad de la FSV correspondería al último evento tectónico identificado dentro del área de estudio. La FSV disecta los elementos estructurales que caracterizan al Dominio Central., cortando tanto al Hemibraqui-anticlinal del Cerro La Ballena como a la Klippe o Alóctono del Cerro Azabache.

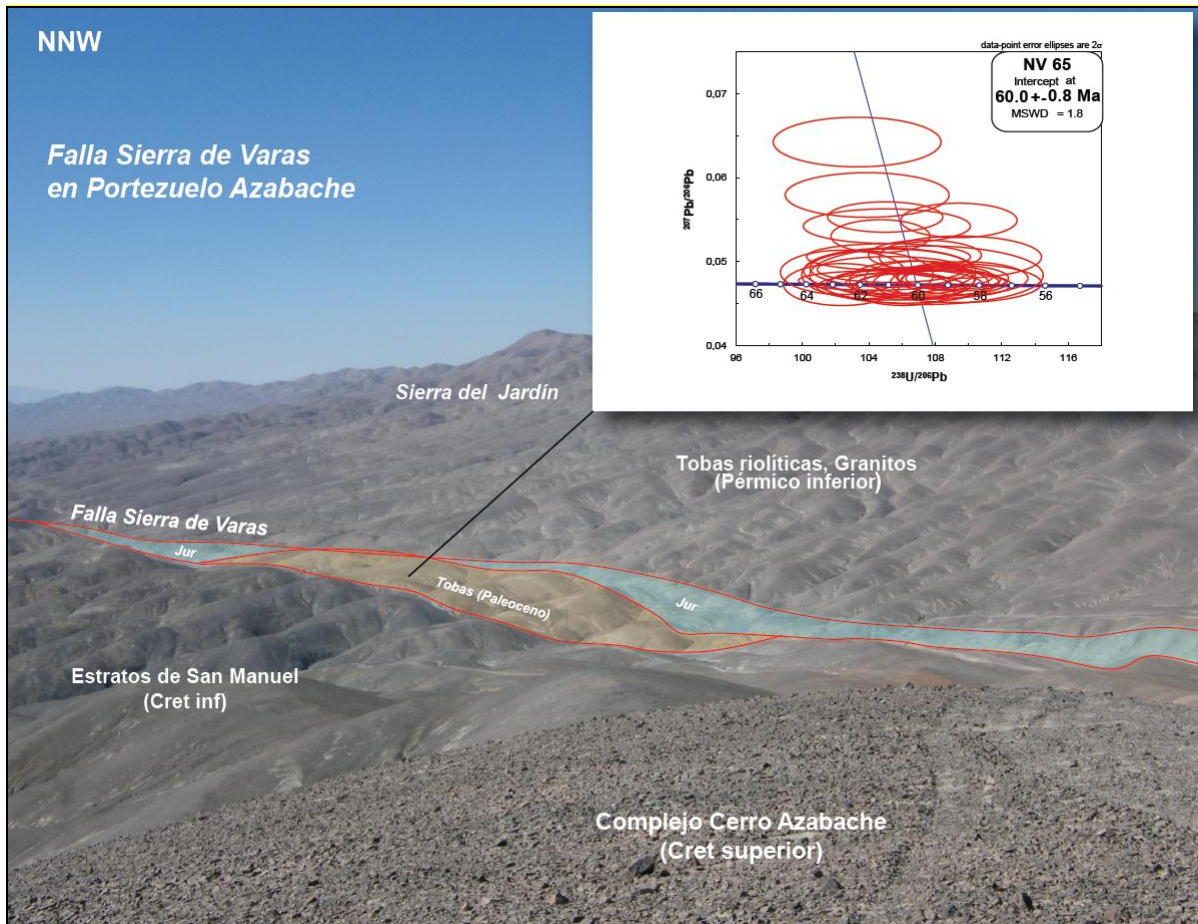


Figura 43. Fotografía que muestra la distribución de las diferentes unidades de roca ubicadas en el entorno de la Falla Sierra de Varas. En esta se indican los jirones de rocas paleocenas y jurásicas ubicados en la zona de falla y el diagrama de concordia (Tera-Wasserbug) con la edad U-Pb $60 \pm 0,8$ Ma, obtenida sobre las tobas riolíticas paleocenas.

En este capítulo se resumen los principales resultados obtenidos durante el desarrollo de esta tesis y se discute su significado dentro del contexto regional de la evolución tectónica del norte de Chile. Estos se analizan considerando los antecedentes presentados en los capítulos 3 (Estratigrafía) y 4 (Geología Estructural), enfatizando su relación con el desarrollo del borde occidental de la Cordillera de Domeyko. La figura 45 incluye un cuadro tectono-estratigráfico resumido indicando las relaciones temporales entre los diversos eventos sedimentarios, volcánicos y las fases de deformación ocurridas en la zona de Portezuelo Azabache - Cerro La Ballena, y en el borde occidental de la Cuenca del Salar de Atacama.

5.1. Estratigrafía

Los trabajos realizados en la zona de Cerro La Ballena – Portezuelo Azabache han permitido establecer que, en esta zona, el “basamento”, ubicado en el núcleo de la Cordillera de Domeyko está formado por tobas riolíticas, pórfidos riolíticos y granitoides de edad paleozoica, lo que es similar y concordante con lo descrito en otros sectores de la Cordillera de Domeyko tales como la región de Sierra Exploradora (26°S, Formación La Tabla), o en Quebrada Blanca (21°S, Formación Collahuasi Inferior) (García, 1967; Naranjo y Puig, 1984; Mpodozis et al., 1993; Cornejo et al., 1993; Marinovic, 1995; Mpodozis y Cornejo, 1996; Marinovic y Garcia, 1999; Cornejo et al., 2006; Marinovic, 2007). Los afloramientos del “basamento” se encuentran en contacto tectónico con unidades volcánicas del Triásico superior-Jurásico inferior (Formación Cerro La Ballena), depositada aproximadamente entre los 210 y 194 Ma, formada por una sucesión de rocas piroclásticas y epiclásticas, (tobas riolíticas cristalinas, líticas y pumíceas) que alternan con niveles de volcarenitas y cuarzoruditas, acumuladas en un ambiente continental.

En relación al Jurásico, se pudo establecer la estratigrafía interna del Grupo Caracoles y reconocer que, en la zona estudiada, la secuencia estratigráfica es similar a la descrita en su

localidad tipo por Harrington (1961), Montaña, (1976), Ramírez y Gardeweg (1986) y Marinovic y García (1999). Las Formaciones Torcazas, Caracoles, Doralisa, Millonaria y Honda, expuestas en la zona de Cerro Azabache, presentan asociaciones de facies similares a las descritas en la zona de Caracoles. El material fosilífero recolectado durante este trabajo, que indica que, en la zona de Cerro La Ballena, el Grupo Caracoles se habría desarrollado, tal como en la zona de Caracoles, entre el Bajociano superior al Neocomiano?. La sucesión estratigráfica de las facies presentes indica que la sección comienza con una asociación de facies transgresivas formadas por cuarzoruditas y cuarzoarenitas calcáreas (Formación Torcazas), a las cuales suceden una alternancia de lutitas negras, calizas amarillentas concrecionales y calizas oolíticas grises (Formaciones Caracoles y Doralisa), seguidas por un potente nivel de yeso (Formación Millonaria) cubierto por brechas calcáreas y calcilutitas grises (Formación Honda). El Grupo Caracoles está, en la zona de estudio, cubierto concordantemente por los Estratos de San Manuel (Muñoz, 1989; Marinovic, 2007), secuencia sedimentaria clástica continental formada por 200 metros de lutitas y limolitas color verde pardo y areniscas laminadas finas de color rojizo, lo que corresponde a una asociación de facies indicativa de un ambiente de sedimentación continental.

Dentro de la zona estudiada, la Formación Cerro La Ballena, el Grupo Caracoles y los Estratos de San Manuel forman parte de una secuencia estratigráfica continua, sin discordancias internas. La primera discordancia de importancia observada es la que separa a los Estratos de San Manuel de la Formación Quebrada Mala. Esta corresponde a una unidad sedimentaria y volcánica formada por más de 1000 metros de conglomerados y areniscas rojas en la base, y brechas andesíticas, andesitas y basaltos en el techo. Aunque en la zona estudiada no se cuente con antecedentes directos, correlaciones regionales (Marinovic y García, 1999; Matthews et al., 2007; Cornejo et al., 2009) permiten atribuirle a la unidad una edad cretácica superior. El Complejo Ígneo y Volcánico Cerro Azabache, formado por lavas andesíticas “ocoíticas” asociadas a un enjambre de diques y filones (sills), que intruyen de igual modo a rocas del Grupo Caracoles, cubre en discordancia a los Estratos de San Manuel. Marinovic (2007) obtuvo una edad K/Ar (método K/Ar en anfíbola) de 84 Ma, por lo que es, probablemente, un equivalente temporal de la Formación Quebrada Mala. Los Basaltos del Cerro Pico de Oro que se apoyan en discordancia angular sobre la Formación Quebrada Mala,

al norte del Cerro Pico de Oro, y que por su posición estratigráfica tendrían una edad cercana al límite Cretácico-Terciario, y cuya posición discordante indica, probablemente, la ocurrencia de procesos de deformación cuya ocurrencia no había sido documentada, con anterioridad, en la zona.

Los extensos afloramientos de rocas volcánicas del Paleoceno-Eoceno inferior que afloran en la zona de Cerro Pico de Oro, atribuidos a la Formación Cinchado por Matthews et al. (2007), fueron estudiados en detalle en este trabajo. Dentro de la zona de estudio, esta unidad corresponde a depósitos piroclásticos y lávicos, que representan dos eventos volcánicos discretos. El más antiguo, ocurrido entre los 58 y 55 Ma, está formado, esencialmente por tobas riolíticas, intercaladas con andesitas y basaltos porfídicos de olivino. El evento más joven, está representado, exclusivamente por un gran volumen de tobas riolíticas soldadas emplazadas entre los 54 y 52 Ma que incluyen niveles de vitrófiros. Estas se encuentran cubiertas en discordancia de erosión por depósitos de block and ash y tobas riolíticas, para las cuales se obtuvo una edad U-Pb en circón de 49 Ma.

Los antecedentes estratigráficos obtenidos en este trabajo son consistentes con las interpretaciones paleogeográficas realizadas en estudios anteriores, para el segmento de los Andes ubicado entre los 21°-27°S (Coira et al., 1982; Mpodozis y Ramos, 1989; Reutter et al., 1991; Charrier y Reutter., 1994, Charrier et al., 2007). Los resultados indican que, el basamento paleozoico correspondería a los productos volcánicos e intrusivos originados en el Paleozoico tardío, asociados a un proceso de anatexia cortical generalizado durante un periodo de extensión cortical (Zeil, 1979; Mpodozis y Ramos; 1989) o bien, a unidades félsicas diferenciadas relacionadas a magmas calcoalcalinos en un ambiente de subducción (Coira et al., 1982; Ramos et al., 1984; Mpodozis y Ramos, 1989), originados durante el ciclo Gondwánico, posterior a la acreción de terrenos del ciclo Famatiniano del Paleozoico temprano.

Posteriormente, durante el Mesozoico temprano habría ocurrido un cambio paleogeográfico mayor ya que durante el Triásico tardío al Cretácico temprano, sobre el “arco” magmático extinto del Paleozoico superior de la Cordillera de Domeyko se desarrolló una serie de cuencas interconectadas, cuya subsidencia estuvo controlada por una tectónica

extensional determinada por una subducción intermedia entre el tipo Mariana y el tipo Andino instalada en el margen occidental de Gondwana desde el Triásico tardío (Mpodozis y Ramos 1989; Ardill et al., 1998; Vicente, 2006). En este contexto, la Formación Cerro La Ballena representaría depósitos volcánicos y sedimentarios acumulados en ambiente de “synrif” durante el Triásico superior-Jurásico temprano seguido de la transgresión marina desarrollada entre el Sinemuriano hasta el Kimmeridgiano que habría dado origen al Grupo Caracoles (Harrington, 1961; Garcia, 1967; Chong et al., 1973; Coira et al., 1982; Naranjo y Puig, 1984; Ardill et al., 1998). Los datos presentados en este trabajo, indican que para la zona del Cerro La Ballena, el desarrollo de esta cuenca habría ocurrido entre el Bajociano al Neocomiano, para culminar su evolución, entre el Neocomiano al Aptiano, con la acumulación de los depósitos sedimentarios continentales que caracterizan a los Estratos de San Manuel (Muñoz, 1989; Marinovic, 2007).

Una reorganización tectónica mayor tuvo lugar durante el Cretácico medio-superior, caracterizada el alzamiento y deformación de la cuenca de Tarapacá, lo que habría producido la inversión tectónica de esta, y la formación de la Proto-cordillera de Domeyko (PCD; Mpodozis y Ramos 1989; Amilibia et al., 2008), lo que estaría relacionado a un cambio tectónico global relacionado con un cambio en la velocidad de convergencia entre las placas Farallón y Sudamericana, la cual inicio sus movimientos hacia el oeste, a raíz de la apertura del océano Atlántico (Mpodozis y Ramos, 1989, 2008; Russo y Silver, 1996; Somoza y Zaffarana, 2008). El alzamiento y erosión de la PCD dio origen a la acumulación de conglomerados rojos con clastos del basamento paleozoico y la cobertura marina jurásica (miembro inferior Formación Quebrada Mala). Estos son el equivalente temporal de las formaciones Tonel y Purilactis (Charrier y Reutter, 1994; Muñoz et al., 2002; Mpodozis et al., 2005) que al este de la Cordillera de Domeyko forman parte del relleno de la cuenca cretácica del Salar de Atacama.

Los depósitos volcánicos correspondientes al miembro superior de la Formación Quebrada Mala y del Complejo Ígneo y Volcánico Cerro Azabache, ubicados en el flanco occidental de la Cordillera de Domeyko y en la actual Depresión Central., corresponden a evidencias de la actividad volcánica del Cretácico Superior, cuya localización se centró en la actual depresión central del norte de Chile y el flanco occidental de la Cordillera de Domeyko

(Montaño 1976; Marinovic y Garcia; 1999; Cornejo y Matthews, 2003; Matthews et al., 2007). Posteriormente a la importante fase de deformación ocurrida cerca del límite Cretácico-Terciario (evento “K-T”, Cornejo et al., 2003) durante el Paleógeno se acumularon grandes volúmenes de ignimbritas y lavas básicas a intermedias, asociadas probablemente a la actividad terminal del “arco”, etapa que estaría caracterizada por el desarrollo y superposición de calderas volcánicas dentro de la Depresión Central y el flanco occidental de la ya formada Cordillera de Domeyko.

Los extensos flujos de ignimbritas que caracterizan a los niveles superiores de la Formación Cinchado en la zona de Pico de Oro, dan cuenta de un período de intenso volcanismo explosivo ocurrido entre los 58 y 52 Ma, documentado también en diversas zonas de la Depresión Central en las regiones de Atacama y Antofagasta (Maksaev, 1978; Montaño 1976; Marinovic y Garcia, 1999; Sepulveda y Naranjo, 1982; Iriarte et al., 1996; Marinovic, 2007; Cornejo y Matthews, 2007; Mpodozis y Cornejo, 2012). Inmediatamente al oeste del Cerro Pico de Oro, Cornejo y Matthews (2007) describen una potente secuencia de ignimbritas (tobas de Cerro Plomo) datadas en 53 Ma, que se consideran parte del relleno de una gran caldera de colapso, dentro de la cual las ignimbritas de Cerro Plomo (cuya petrografía es similar a las ignimbritas superiores de Cerro Pico de Oro, 54-52Ma) representarían, probablemente a facies de intracaldera. Dentro de este contexto la Falla Cerro Azabache, falla normal de alto ángulo, inclinada al oeste que pone en contacto las ignimbritas del Eoceno inferior con lavas del Complejo de Cerro Azabache, puede ser una estructura formada durante el colapso volcánico que dio origen a la Caldera del Cerro Plomo, contribuyendo a generar el espacio de acomodación necesario para la acumulación de los volúmenes de tobas ácidas y lavas andesíticas presentes en la zona de Pico de Oro-Cerro Plomo.

5.2. *Geología Estructural*

Tal como se indicó en el Capítulo de Geología Estructural., la zona estudiada incluye, de este a oeste, tres dominios estructurales separados por fallas regionales de primer y segundo orden, y cuya geometría es el resultado de fenómenos de deformación polifásica afectaron el

borde occidental de la Cordillera de Domeyko entre el Cretácico Superior hasta el Neógeno. El dominio oriental corresponde a un bloque paleozoico alzado que forma parte el núcleo de la Cordillera de Domeyko, limitado al oeste por la Falla Sierra de Varas (FSV), elemento estructural., de primer orden, una de las fallas maestras del Sistema de Fallas de Domeyko (Mpodozis y Cornejo, 2012). Esta estructura, de traza rectilínea, rumbo N-S a N10°E y manteo subvertical., estuvo activa con posterioridad al Paleoceno-Eoceno inferior como lo indica, la presencia, a lo largo de su traza de lentes o “jirones” de tobas paleocenas datadas (U-Pb) en 60 Ma. Otras evidencia de su actividad dentro del Neógeno, es que disecta, en la zona norte del área estudiada, a gravas del Mioceno.

El dominio central., al oeste de la FSV incluye al Hemibraqui-anticlinal del Cerro La Ballena, uno de los elementos estructurales más llamativos dentro de la zona de estudio; el Klippe del Cerro Azabache.

El Dominio occidental., está, finalmente, dominado por los afloramientos de tobas del Paleoceno-Eoceno inferior, discordantes sobre las unidades volcánicas del Cretácico Superior, y deformadas en amplios pliegues anticlinales y sinclinales como los expuestos en la zona Pico de Oro.

Cronología de la Deformación

La figura 44 muestra una sección estructural idealizada para la zona sur del área de estudio, entre el Cerro Azabache y Cerro Pico de Oro, en donde se representan los diferentes elementos estructurales mencionados. La estructura descrita es el resultado de una sucesión de eventos de deformación sobreimpuestos ocurridos entre el Cretácico Superior al Neógeno. Estos eventos y las estructuras a los cuales se asocian son los siguientes:

- Deformación de piel gruesa y deslizamiento gravitacional en el Cretácico Superior.

El primer evento de deformación registrado corresponde al que dio origen al gran pliegue anticlinal de basamento, del cual forma parte el Hemibraqui-anticlinal del Cerro La Ballena. Este se originó por una deformación en estilo de escamas gruesas (“thick skinned”;

Mitra y Mount, 1998) asociada a una falla inversa ciega de basamento, con vergencia al oeste que, habría afectado a la cobertura mesozoica. Relaciones de campo indican, que con posterioridad a la formación del anticlinal con núcleo de basamento se habría producido el emplazamiento de la Klippe del Portezuelo Azabache. La falla de bajo ángulo o “decollement” que caracteriza a la estructura, se puede haber originado, de igual manera que estructuras como las descritas por Hauge et al. (1985) y Jaboyedoff et al. (2014), a partir de un deslizamiento gravitacional en el flanco delantero (occidental) del anticlinal de basamento, hipótesis que requiere una alta presión de fluidos en las calizas del Grupo Caracoles (Davis et al., 1985). La Klippe de Cerro Azabache involucra tanto a calizas del Grupo Caracoles como a lutitas, limolitas y areniscas rojas de los Estratos de San Manuel. Como estos se encuentran cubiertos, en discordancia por las coladas del Complejo Intrusivo y Volcánico Cerro Azabache, se estima una edad anterior a los 84 Ma para su desarrollo, entre el Coniaciano y el Santoniano. Este episodio de deformación ha sido reconocido en otros sectores de la Cordillera de Domeyko por Amilibia y Skarmeta (2003) y Amilibia et al. (2008), autores que lo atribuyen a la Fase Peruana del Cretácico Superior (Mpodozis y Ramos, 1989; Noble et al., 1990; Jaillard et al., 1992).

-Compresión en el Cretácico superior - Paleoceno (K-T).

Un segundo evento de deformación registrado en la zona estudiada es el que está representado en los pliegues que afectan tanto a los Estratos de San Manuel, como a la Formación Quebrada Mala, al suroeste del Cerro Pico de Oro 2 (figura 40), que se encuentran cubiertas en discordancia angular por la Formación Cinchado. La falla Cerro Pico de Oro puede corresponder a una estructura originada durante este episodio, ya que esta falla afecta al miembro inferior de la Formación Quebrada Mala, pero no a la Formación Cinchado. La deformación en las unidades del Cretácico se puede interpretar como evidencia de la deformación del límite K-T, documentada por Cornejo et al. (2003), en la Depresión central de la II región, específicamente al sur del área de este estudio, y que se caracteriza por representar un corto periodo de deformación (65-62 Ma), que habría invertido a las cuencas volcánicas desarrolladas en el Cretácico Superior, formando una marcada discordancia angular entre los depósitos volcánicos del Cretácico superior y los depósitos paleocenos (Cornejo et al., 2003).

Deformación Post-Eoceno inferior: los efectos de la fase “incaica” (?) y la falla Sierra de Varas.

La secuencia volcánica del Cerro Pico de Oro, atribuida en este trabajo a la Formación Cinchado, se encuentra deformada en un sistema de amplios pliegues anticlinales y sinclinales (figura 42) formados con posterioridad a los 52 Ma. Esta edad máxima para la deformación es consistente con la edad atribuida al evento “incaico” que según numerosos autores (Mpodozis et al., 1993^a; Maksaev et al., 1999) correspondería al episodio principal de deformación que habría afectado a la Cordillera de Domeyko durante el Eoceno-Oligoceno inferior (Maksaev, 1979; Mpodozis et al., 1993^a; Maksaev y Zentilli, 1999; Charrier et al., 2007). Durante este periodo se habrían desarrollado movimientos transcurrentes sinistral a lo largo del Sistema de Fallas de Domeyko. Para el segmento comprendido entre la Sierra de Limón Verde y el Salar de Punta Negra, el desplazamiento hacia el norte de la Cordillera de Domeyko habría sido bloqueado por la presencia de una mole rígida (Sierra del Limón Verde) y transferido hacia el este a través de rotaciones de bloques en sentido horario, en la dirección de la cuenca de Purilactis (Proto Salar de Atacama) (Mpodozis et al., 1993; 2005). Tomlinson y Blanco (1997a), por otra parte, acotaron la edad de la “deformación incaica”, en la Sierra del Medio, mediante dos dataciones K-Ar en biotita: una de $45,4 \pm 1,2$ Ma en rocas volcánicas cortadas por una falla inversa y otra de $42,9 \pm 1,2$ Ma en una granodiorita que corta la misma falla, lo cual determina una edad promedio de ~ 44 Ma. De acuerdo con estos datos, la orogenia incaica se habría producido en el Eoceno Medio, probablemente, temprano. Según Maksaev y Zentilli (1999), la discordancia incaica es progresiva, es decir transgresiva en el tiempo, y la exhumación de la Cordillera Incaica habría tenido lugar entre, aproximadamente, 50 y 30 Ma. Sin embargo, debido a la ausencia de unidades estratificadas más jóvenes que el Eoceno inferior que sellen las estructuras descritas es difícil precisar con certeza la edad de la deformación que afecta a las secuencias del Paleoceno-Eoceno inferior.

La estructura de mayor relevancia dentro de la zona estudia es la ***Falla Sierra de Varas*** que en numerosos trabajos (Mpodozis et al., 1993; Marinovic, 2007; Niemeyer y Urrutia, 2009; Soto et al., 2005) ha sido considerada una de las fallas “maestras” del Sistema de Fallas de Domeyko, y que ha estado activa como una falla de rumbo de probable desplazamiento sinistral durante el Eoceno-Oligoceno (Mpodozis et al., 1993; Niemeyer y Urrutia, 2009).

Dentro de estos, Niemeyer y Urrutia (2009) determinaron en la zona de Sierra de Varas desplazamientos de rumbo sinistral de hasta 15,6 km acompañados de alzamiento de hasta 4,9 km ocurridos, probablemente durante el Eoceno. En la zona estudiada, la Falla Sierra de Varas corresponde a una estructura subvertical que limita el bloque paleozoico alzado en el núcleo de la Cordillera de Domeyko, de la cobertura mesozoica y cenozoica aflorante al oeste. Esta parece haber cortado y desplazado el anticlinal de basamento cuyo flanco delantero preservado corresponde al Hemibraqui-anticlinal del Cerro La Ballena. La “zona de daño” asociada (Mpodozis et al., 1993) incluye, en las cercanías del Portezuelo Azabache, lentes de cizalle formados por calizas jurásicas y tobas riódacíticas datadas (U-Pb en circones) en 60 ± 0.8 Ma (figura 43) lo cual indica una fase importante de actividad con posterioridad al Paleoceno medio. Por otro lado, en el extremo norte del área de estudio, se observó como la traza de la FSV disecta depósitos de gravas neógenas, interpretado como una reactivación ocurrida en el Mioceno Superior, tal como lo ha documentado Soto et al. (2005) para la zona de estudio, donde basándose en relaciones geomorfológicas y tectónicas, indica la presencia de superficies formadas posteriormente a la deposición de la Ignimbrita Rio Frío, de edad Miocena inferior (23-17 Ma), que fueron afectadas por un número de lineamientos asociados a escarpes de fallas. Ahí se estudiaron particularmente las fallas Sierra de Varas y Punta Negra, las cuales mostraron vergencia hacia el oeste y hacia el este, en los flancos occidentales y orientales –respectivamente- de la Cordillera de Domeyko, dándole a la Precordillera una geometría de doble vergencia. De todas formas señalan que los estudios geomorfológicos en patrones de imágenes en planta permiten reflejar un escenario con movimientos de rumbo.

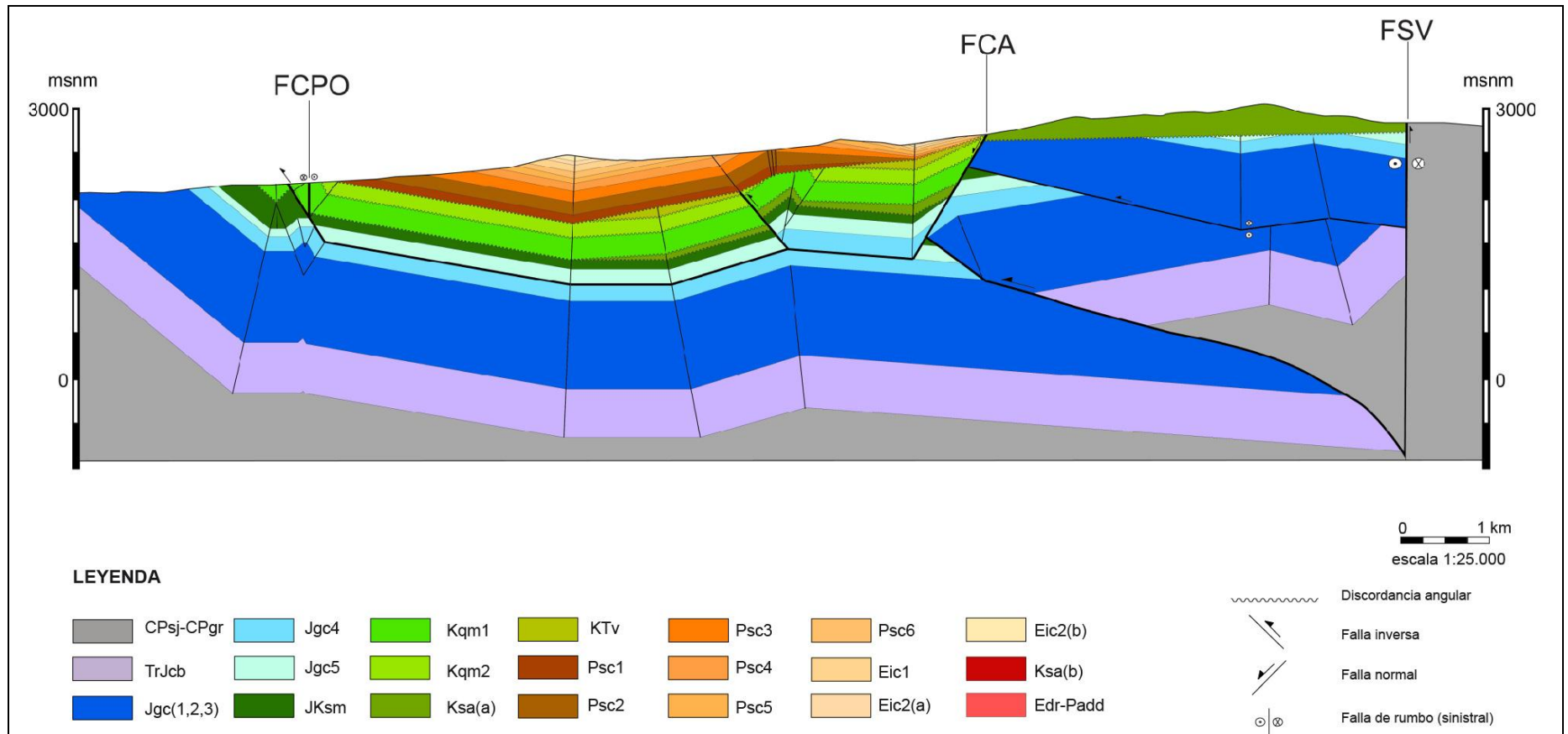


Figura 44. Sección estructural realizada por el método Kink que muestra el arreglo estructural presente en las unidades dentro de la zona sur del área de estudio (Cerro Azabache – Cerro Pico de Oro).

5.3 Comparaciones con el borde oriental de la CD – Cuenca del Salar de Atacama

Comparaciones entre la estratigrafía del borde occidental y el borde oriental de la Cordillera de Domeyko (CD) a la latitud de Cerro Azabache (24°S), muestran marcadas diferencias. Una de las más significativas es la ausencia de depósitos sedimentarios marinos, como los que forman el Grupo Caracoles, dentro de la cuenca del Salar de Atacama (Charrier y Reutter, 1994; Muñoz et al., 2002; Mpodozis et al., 2005; Vicente, 2006; Charrier et al., 2007). Diferentes estudios sobre la paleogeografía del Norte de Chile durante el Jurásico muestran que los depósitos marinos depositados en ella no alcanzaron a extenderse al oriente de los 69°S (Ardill et al., 1998; Vicente, 2006; Muñoz, 1989). Estas observaciones permiten inferir que, la actual cuenca del Salar de Atacama de Atacama habría formado parte de un bloque elevado durante la evolución de la cuenca marina del Jurásico (figura 45). El límite oriental de la transgresión no ha podido, en todo caso, ser establecido con precisión lo cual no permite descartar del todo los modelos que señalan que la CD puede representar el basamento del depocentro principal de la Cuenca de Tarapacá, que habría sido “invertido” durante la fase compresiva peruana del Cretácico superior (Maksaev et al., 1990; Amilibia et al., 2008) dando origen a una “proto-Cordillera de Domeyko” en el Cretácico Superior (Mpodozis y Ramos, 1990). La deformación asociada a la fase peruana habría, en todo caso, generado un alto topográfico que separó el depocentro de la cuenca del Salar (Cuenca de Purilactis) de la actual Depresión Intermedia de la región de Antofagasta (Muñoz et al., 1997, Mpodozis et al., 2005).

La deformación peruana, estaría caracterizada, al oeste de la CD por el desarrollo de fallas de basamento con vergencia al oeste caracterizando una deformación de escama gruesa y pliegues de propagación de falla, como la observada en el hemibraqui-anticlinal del Cerro La Ballena. A raíz del alzamiento, en ambos bordes de la CD, se acumularon depósitos sedimentarios continentales sinorogénicos representados por las facies de conglomerados del Miembro Inferior de la Formación. Quebrada Mala, al oeste y las secuencias sedimentarias del Grupo Purilactis (Formaciones Tonel y Purilactis) en la cuenca del Salar de Atacama, al este (ver figura 45). Esta secuencia, cuyo espesor es mucho mayor que el que alcanzan las facies

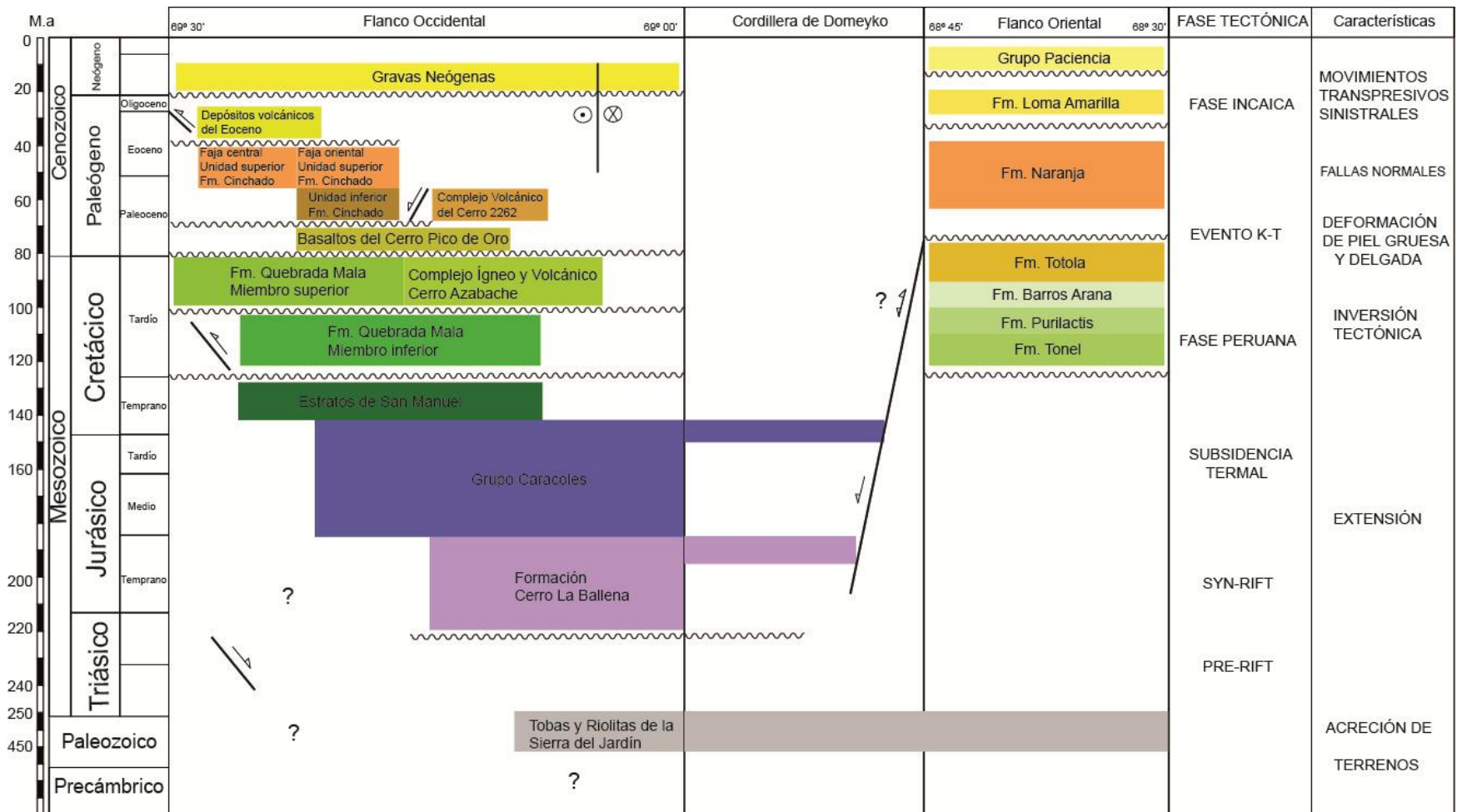


Figura 45. Cuadro Tectonoestratigráfico que muestra el desarrollo en ambos flancos de la Cordillera de Domeyko. La estratigrafía para el flanco oriental fue tomada de Mpodozis et al., 2005.

sedimentarias inferiores de la Formación Quebrada Mala, culmina en la acumulación de la Formación Barros Arana, formada por más de 500 metros de conglomerados gruesos a muy gruesos, facies propias de abanicos aluviales proximales (figura 45).

Posteriormente se habría desarrollado en el borde occidental de la CD un volcanismo calcoalcalino, caracterizado por el miembro superior de la Formación Quebrada Mala, mientras que en la Cuenca de Purilactis el volcanismo, en parte equivalente, de la Formación Totola (70-64 Ma, K-Ar) incluye, tobas riolíticas y areniscas, y lavas andesíticas y basálticas de características geoquímicas alcalinas. Estas se habrían depositado al este de la CD, cuando la transgresión maastrichtiana Molino-Yacoraite, proveniente del este, cubrió gran parte del dominio Puna-Altiplano, alcanzando incluso el borde oriental de la Cordillera de Domeyko (Marinovic y Lahsen, 1984; Muñoz et al., 1997; Mpodozis et al., 2005).

En el límite Cretácico-Terciario, un nuevo pulso compresivo (Evento K-T; Cornejo y Matthews, 2003) que habría originado produjo el plegamiento de la Formación Quebrada Mala y, al este de la CD la deformación de las secuencias cretácicas, para formar el gran Sinclinal de Purilactis, en respuesta a fallas profundas con vergencia al este en el borde oriental de la CD (Panantón et al., 2004; Arriagada, 1999; Muñoz et al., 2002; Mpodozis et al., 2005). El acortamiento tectónico del borde oriental de la Cordillera de Domeyko durante el Cretácico Tardío al límite K-T, ha sido estimado en 16 kilómetros para el borde sur de la cuenca del Salar de Atacama (Henríquez, 2012; ver figura 46). Una notable discordancia angular separa el Paleoceno-Eoceno Inferior representado al oeste CD por la Formación Cinchado, de las secuencias cretácicas deformadas, mientras que en la cuenca del Salar este intervalo está registrado en la Formación Naranja, de edad paleocena, caracterizada por depósitos conglomerados y areniscas rojas continentales, con solo algunas intercalaciones volcánicas (Charrier y Reutter, 1994; Muñoz et al., 2002; Mpodozis et al., 2005; Arriagada et al., 2006).

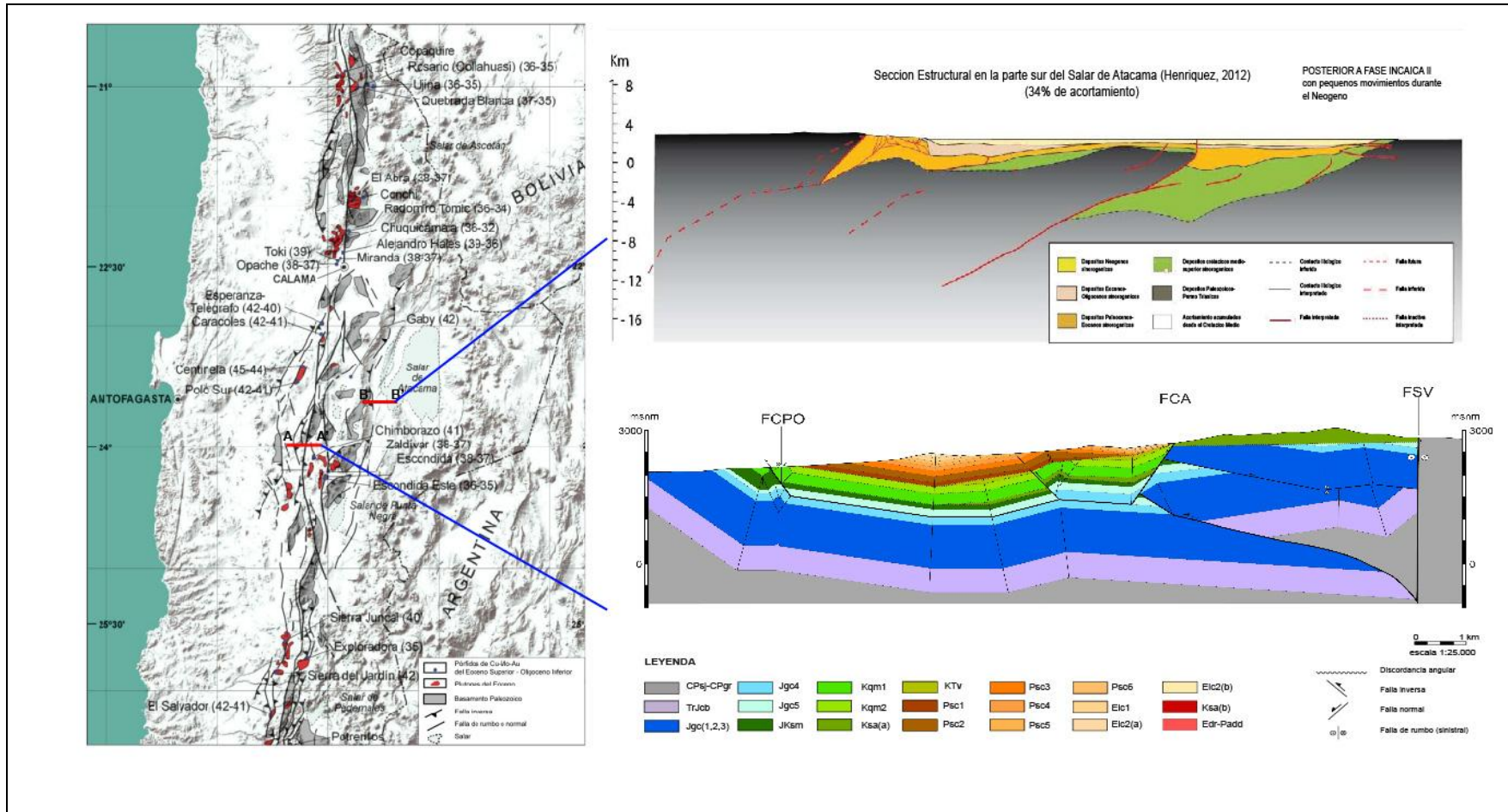


Figura 46. Cuadro que muestra los perfiles desarrollados en el borde occidental de la CD (Este trabajo, perfil abajo) y en el borde oriental de la CD (Henríquez, 2012, perfil arriba).

El fin del volcanismo a gran escala del Paleoceno-Eoceno Inferior (Formación Cinchado) dentro de la actual Depresión Central en la región de Antofagasta, estuvo asociado al inicio de la deformación Incaica (Noble et al., 1979; Mpodozis et al., 1993^{a,b}), que habría dado origen al Sistema de Fallas de Domeyko (Reutter et al., 1991; Cornejo et al., 1997; Maksaev y Zentilli, 1999), acompañado del emplazamiento de los sistemas de pórfidos cupríferos del Eoceno Superior-Oligoceno del Norte del norte de Chile (El Abra, Chuquicamata, La Escondida, El Salvador, Sillitoe y Perelló, 2005, Mpodozis y Cornejo, 2012). Sedimentación sintectónica asociada a la fase Incaica está muy bien representada al este de la CD por los depósitos sinorogénicos de la Formación Loma Amarilla, conglomerados y gravas pobremente consolidadas con intercalaciones tobáceas de ca. 42 Ma en sus niveles basales que alcanzan gran desarrollo en la cuenca del Salar (Charrier y Reutter, 1994; Muñoz et al., 2002; Mpodozis et al., 2005). Al oeste de la CD no hay registro de unidades oligocenas, mientras que al este, en la cuenca del Salar de Atacama, se encuentran depósitos formados por limolitas, arcillolitas y areniscas cementadas por sal con niveles de halita y yeso correspondientes a la Formación San Pedro. Dentro del Mioceno, en ambos lados de la CD se encuentran depósitos de gravas consolidadas a semiconsolidadas intercaladas con niveles cineríticos.

Con respecto a la estructura en la figura 47 se puede observar que la geometría de la CD corresponde a un “pop-up” con núcleo de basamento, en donde a un lado y al otro se desarrollaron fallas de basamento generando una deformación de piel gruesa, en conjunto con el desarrollo de fallas en la cobertura que dieron origen a una deformación de piel delgada posterior (ver figura 47). En el borde occidental de la CD en el sector de Portezuelo Azabache, la estructura está controlada por una falla ciega de basamento de vergencia oeste desarrollada durante el Cretácico Superior, que originó un anticlinal de basamento por propagación de falla, y que representa el dominio central. Posteriormente esta falla se habría desplazado a través de nivel de despegue, probablemente originado sobre el nivel de yeso del Oxfordiano, a través del cual se formaron fallas o rampas que deformaron la cobertura volcánica y sedimentaria del Cretácico Superior (Formación Quebrada Mala), generando una deformación de piel delgada que caracteriza el dominio occidental. Esta deformación estaría asociada a la fase peruana y posteriormente al evento K-T. Luego de la depositación de la secuencia de tobas y andesitas de

caracterizan a la Formación Cinchado, se habría desarrollado la falla Sierra de Varas, falla vertical con componentes de rumbo y también movimientos inversos, la cual disectó a las estructuras previas y que habría sido originada posteriormente a los 60 Ma, como lo muestran los lentes de roca ubicados en su zona de daño. Es probable que esta falla se haya formado durante la fase incaica, causando la deformación sobre las unidades del Paleoceno-Eoceno, y un nuevo pulso de alzamiento de la CD.

En el borde oriental de la CD, en el sector del Cerro Negro, la estructura está controlada por fallas de basamento de vergencia oriental que levantan el núcleo de la Cordillera de Domeyko sobre la cobertura Cenozoica (Falla Cerro Negro) sobre la cual se genera una falla de atajo que monta a la Formación Naranja del Paleoceno, sobre la Formación Loma Amarilla del Eoceno-Oligoceno, formando un sinclinal de amplia longitud (Sinclinal Barros Arana; Arriagada, 1999; Charrier y Reutter, 1994; Muñoz et al; 2002; Mpodozis et al., 2005; Arriagada et al., 2006). Más hacia el oriente la deformación estaría caracterizada por un bloque de basamento en profundidad en forma de cuña que se monta por sobre las unidades del Cretácico Superior (Grupo Purilactis) a través de la falla del Salar. Esta falla disecta la cobertura sintectónica del Cenozoico hasta la superficie (ver figura 47).

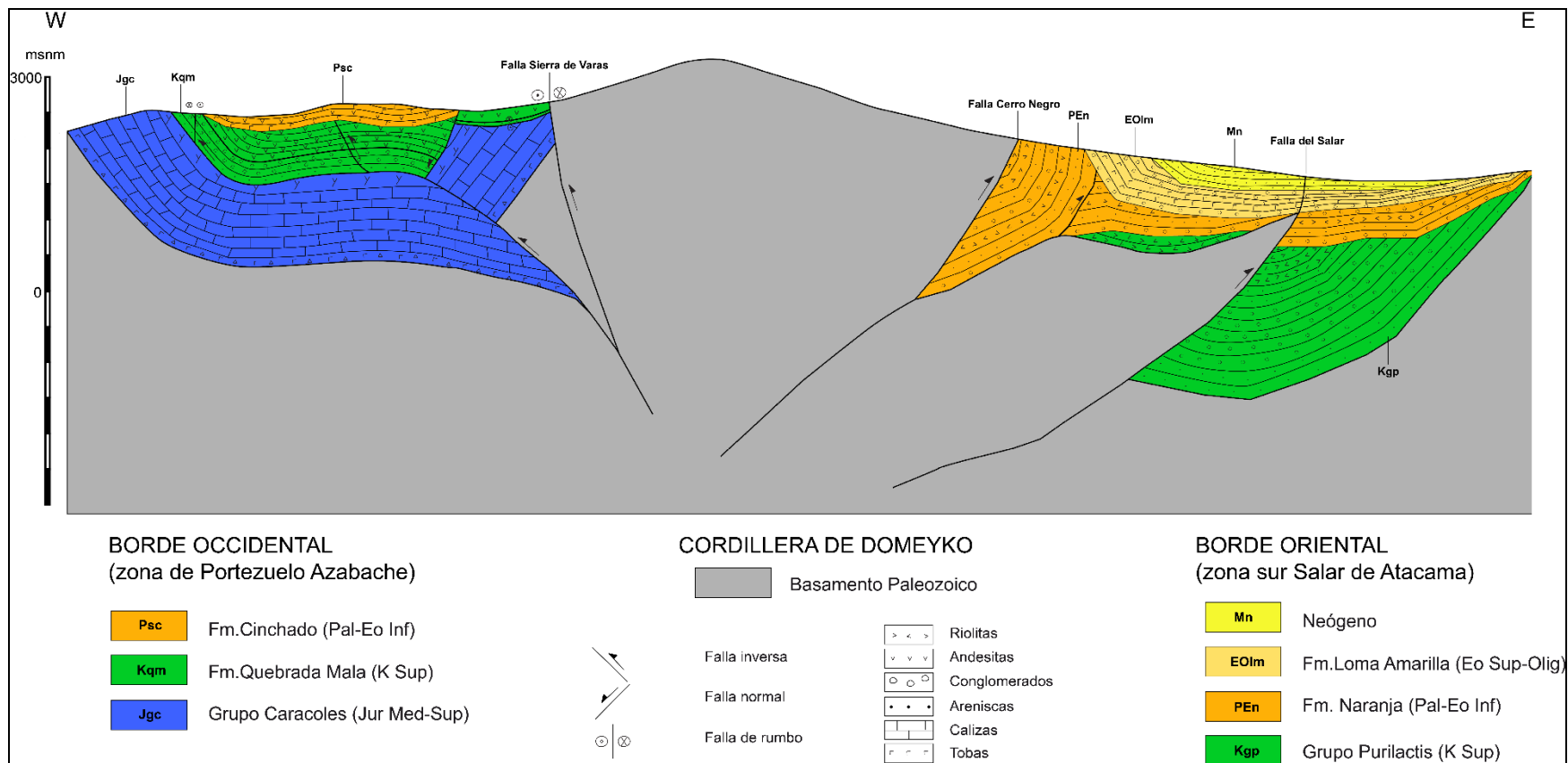


Figura 47. Perfil esquemático que muestra el desarrollo estructural en el flanco oeste de la CD (zona de Portezuelo Azabache – Este trabajo) y en el flanco este de la CD (zona sur del Salar de Atacama – Henríquez, 2012).

La zona de Cerro La Ballena-Portezuelo Azabache corresponde a un sector privilegiado dentro del norte de Chile, en donde se guarda un valioso registro de la evolución tectono-estratigráfica del borde occidental de la Cordillera de Domeyko, desde el Paleozoico Superior al Cenozoico Inferior. En este trabajo se logró establecer para esta zona que:

1. El basamento que forma el núcleo de la Cordillera de Domeyko, a esta latitud se compone, en la Sierra del Jardín por tobas y pórfidos riolíticos, con edades comprendidas entre los 296 a 255 Ma, intruidas por granitos de biotita, del Pérmico inferior (295-284 Ma).
2. La cobertura mesozoica, en contacto por falla con el núcleo de basamento de la Cordillera de Domeyko se inicia con una secuencia continua, sin quiebres estratigráficos, entre el Triásico Superior y el Cretácico Inferior, integrada por la Formación Cerro La Ballena, el Grupo Caracoles y los Estratos de San Manuel. El Grupo Caracoles está integrado por una secuencia marina transgresiva-regresiva, similar a la expuesta en la localidad de Caracoles, compuesta por cinco formaciones, desarrolladas entre el Bajociano Superior y el Neocomiano, sobre los cuales se desarrollan en concordancia depósitos sedimentarios continentales del Cretácico Inferior (Estratos de San Manuel).
3. Estas secuencias se encuentran cubiertas, en discordancia angular por rocas volcánicas y sedimentarias (Formación Quebrada Mala, Complejo Intrusivo y Volcánico Cerro Azabache, Basaltos del Cerro Pico de Oro) del Cretácico Superior acumuladas con posterioridad a una primera fase de deformación compresiva que se puede asimilar a la “fase peruana” que habría producido la exhumación y alzamiento de la Cordillera de Domeyko.
4. La fase de deformación “peruana” habría dado origen al Hemibraqui-anticlinal del Cerro La Ballena, estructura en estilo de escama gruesa asociada a una falla ciega de

basamento, inclinada al oeste y sobre el cual también se formó un mega-deslizamiento gravitacional (Klippe del Cerro Azabache).

5. Una nueva fase de deformación (evento K-T) precede la acumulación, durante el Paleoceno.-Eoceno inferior, de la Formación Cinchado, sucesión piroclástica y volcánica, formada por tobas riolíticas y coladas andesíticas que registran dos eventos volcánicos ocurridos entre los 58 y 55 Ma, y 54 y 52 Ma. Este último puede estar relacionado a la actividad volcánica asociada a la caldera Cerro Plomo ubicada inmediatamente al oeste. La Falla Cerro Azabache, que limita por el este los afloramientos de rocas piroclásticas, es una falla normal., inclinada al oeste, que estuvo, probablemente activa durante el episodio volcánico del Eoceno inferior.
6. La Formación Cinchado, se encuentra deformada en un sistema de amplios pliegues, debido al efecto de una nueva etapa de deformación a ocurrida con posterioridad a los 52 Ma, y que probablemente se asocia a la Fase Incaica del Eoceno-Oligoceno inferior. Durante este evento se formaron también fallas de rumbo como la Falla Sierra de Varas, una de las fallas principales del sistema de Fallas de Domeyko. Esta estuvo activa con posterioridad a los 60 Ma, como lo indica la edad de lentes tectónicas de tobas de esa edad ubicados sobre la zona de daño de la estructura.
7. A la latitud de los 24 ° S, la Cordillera de Domeyko presenta un estilo estructural de “pop-up” con el desarrollo de deformación de escama gruesa como principal mecanismo de deformación. La deformación en la Cordillera de Domeyko se habría originado por procesos de deformación polifásica iniciados desde el Cretácico Superior.

Allmendinger, R.W., 1998. Inverse and forward numerical modeling of trishear fault-propagation folds. *Tectonics* 17, 640–656.

Alpers, C. N. & Brimhall, G. H. 1988. Middle Miocene climatic change in the Atacama desert, northern Chile: Evidence from supergene mineralization at La Escondida. *Geological Society of America Bulletin*, 100, 1640–1656.

Amilibia A., Skarmeta J., La inversión tectónica de la cordillera de Domeyko en el norte de Chile y su relación con la intrusión de sistemas porfídicos de Cu-Mo, 10° congreso geológico chileno, Departamento de ciencias de la Tierra, Universidad de Concepción, 2003.

Amilibia, A., Sabat, F., McClay, K. R., Muñoz, J., Chong, G, 2008; The role of inherited tectono-sedimentary architecture in the development of the central Andean mountain belt: Insights from the Cordillera de Domeyko. *Journal of Structural Geology*, v 30 (12), p. 1520-1539.

Ardill, J., Flint, S., Chong, G., Wilke, H., 1998. Sequence stratigraphy of the Mesozoic Domeyko Basin, northern Chile. *Journal of the Geological Society*, London 155, 71–88.

Arriagada, C. 2003. Rotations tectoniques et deformation de l'avant arc des Andes Centrales au cours du Cenozoïque. Thesis, University of Chile and University of Rennes, France.

Arriagada, C., Roperch, P., Mpodozis, C., Dupont-Nivet, G., Cobbold, P., Chauvin, A. & Cortés, J. 2003. Paleogene clockwise tectonic rotations in the forearc of central Chile, Antofagasta Region, northern Chile. *Journal of Geophysical Research*, 108(B1), 2032. DOI: 10.1029/2001Jb001598.

Arriagada, C., Roperch, P., Mpodozis, C., Fernandez, R., 2006. Paleomagnetism and tectonics of the southern Atacama Desert (25–28), northern Chile. *Tectonics* 25,TC4001. doi:10.1029/2005TC001923.

Arriagada, C., Roperch, P., Mpodozis, C., and Cobbold, P.R., 2008, Paleogene building of the Bolivian orocline: Tectonic restoration of the Central Andes in 2-D map view: *Tectonics*, v. 27, TC6014, 14 p., doi:10.1029/2008 TC002269.

Audin L., Hérial G., Riquelme R., Darrozes J., Martinod J., Moreira M., 2002, Neotectonics on the western flank of the Domeyko Cordillera and Central Depression (Northern Chile), in *Andean Geodynamics*, 5th International Symposium, Toulouse, France, 16 – 18 Sept. 2002, pp. 53 – 56.

Audin, L., Hérail, G., Riquelme, R., Darrozes, J., Martinod, J., and Font, E., 2003, Geomorphological markers of faulting and neotectonic activity along the western Andean margin, northern Chile: *Journal of Quaternary Science*, v. 18, p. 681–694.

Basso, M.; Mpodozis, C. 2012. Carta Cerro Químal., Región de Antofagasta. Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile, Serie Geología Básica 143: 48 p.1 mapa escala 1:100.000. Santiago.

Beaudoin, N., Leprêtre, R., Bellahsen, N., Lacombe, O., Amrouch, K., Callot, J, Emmanuel L., Daniel, J., 2012, Structural and microstructural evolution of the Rattlesnake Mountain Anticline (Wyoming, USA): New insights into the Sevier and Laramide orogenic stress build-up in the Bighorn Basin. *Tectonophysics* 576–577. 20–45.

Bertrand, M., 1887, L'itot triassique du Beausset (Var). Analogie avec le basin houiller franco-belge et avec les Alpes de 'Glaris. *Bulletin de la société Géologique de la France*. 3er series15: 667-702.

Beutner, E., y Gerbi, G., 2005, Catastrophic emplacement of the Heart Mountain block slide, Wyoming and Montana, USA. *Geological Society of America Bulletin* 117, no. 5-6; 724-735.

Boric, R., Díaz, F., and Maksaev, V., 1990, Geología y yacimientos metalíferos de la región de Antofagasta: Santiago, Servicio Nacional de Geología y Minería, Boletín 40, 246 p.

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

Cawood, P.A, 2005 Terra Australis orogen: Rodinia breakup and development of the Pacific and Iapetus margins of Gondwana during the Neoproterozoic and Paleozoic: *Earth-Science Reviews*, v. 69, p. 249–279.

Charrier, R., 1979. El Triásico en Chile y regiones adyacentes de Argentina: una reconstrucción paleogeográfica y paleoclimática. *Comunicaciones*, 26, 1-37. Santiago.

Charrier, R., Reutter, K.-J., 1994. The Purilactis Group of Northern Chile: Boundary Between Arc and Backarc from Late Cretaceous to Eocene. In: Reutter, K.-J., Scheuber, E., Wigger, P.J. (Eds.), *Tectonics of Southern Central Andes, Structure and Evolution of an Active Continental Margin*. Springer-Verlag, Berlin, pp. 189–202.

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. and Moreno, T., editors), The Geological Society, London, Special Publication, p. 21-116.

Chigira, M., 1992. Long-term gravitational deformation of rocks by mass rock creep. *Engineering Geology* 32, 157–184.

Chong, G. 1973. Reconocimiento geológico del área Catalina, Sierra de Varas y estratigrafía del Jurásico del Profeta, Provincia de Antofagasta. Departamento de Geología, Universidad de Chile, Santiago, Memoria.

Coira, B., Davidson, J., Mpodozis, C., Ramos, V. A., 1982, Tectonic and magmatic evolution of the Andes of northern Argentina and Chile: *Earth Science Reviews*, v. 18, p. 303-332.

Cornejo, P., Mpodozis, C., Ramírez, C. F. & Tomlinson, A. 1993. Estudio geológico de la región de Potrerillos y El Salvador (26°–27° Lat. S). Servicio Nacional de Geología y Minería (SERNAGEOMIN), Santiago, Chile, Registered Report IR-93-01.

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

Cornejo, P., Tosdal, R.M., Mpodozis, C., Tomlinson, A., Rivera, O., and Fanning, M.C., 1997, El Salvador, Chile, porphyry copper deposit revisited: Geologic and geochronologic framework: *International Geology Review*, v. 39, p. 22–54.

Cornejo, P., Matthews, S., Pérez de Arce, C., 2003, The “K-T” compressive deformation event in northern Chile (24-27°S): X Congreso Geológico Chileno (Resumen Extendido, CD), Concepción.

Cornejo, P., Mpodozis, C., Rivera, O. & Matthews, S. J. 2006. Carta Exploradora, Regiones de Antofagasta y Atacama. Servicio Nacional de Geología y Minería (SERNAGEOMIN), Santiago, Chile, Carta Geológica de Chile, Serie Geología Básica, 1:100.000.

Cortés, J. 1996. Geología del cuadrángulo Cerro Carrasco, Región de Antofagasta, Servicio Nacional de Geología y Minería (escala 1:50.000)

Cortés, J. 2000. Hoja Palestina región de Antofagasta, Escala 1:100.000. N°Mapa: M31. Sernageomin.

Davis, D.M., Engelder, T., 1985: The role of salt in fold-and-thrust belts. *Tectonophysics*, 119, p. 67-88.

Di Maggio, C., Madonia, G., Vattano, M., 2014. Deep-seated gravitational slope deformations in western Sicily: Controlling factors, triggering mechanisms, and morpho-evolutionary models. *Geomorphology* 208. 173–189.

Dott, R.H., 1964. Wacke, greywacke and matrix--what approach to immature sandstone classification? *J. Sediment Petrol.*, 34(3): 625-632.

Espinoza, F., Matthews, S., Cornejo, P., Venegas, C. 2010. Carta Altamira, Regiones de Antofagasta y Atacama. Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile, Serie Geología Básica, 121. (esc: 100.000), 66 p.

Ferraris, F. & Di Biase, F. 1978. Hoja Antofagasta, Región de Antofagasta. Instituto de Investigaciones Geológicas, Santiago, Carta Geológica, 30.

Franzese, J., L. Spalletti., 2001. Late Triassic – Early Jurassic continental extension in southwestern Gondwana: Tectonic segmentation and break-up rifting. *Journal of South American Earth Sciences*, 14: 257-270.

Frutos, J. et al., 1975, Geología del Cuadrángulo Cerros de Caracoles: Departamento de Geociencias, Universidad del Norte, informe inédito, p. 1-49, Antofagasta.

Folk, R. L., 1970. Detrital sedimentary rock classification and nomenclature for use in New Zealand, *New Zealand Journal of Geology and Geophysics* Volume 13, Issue 4.

Galli, C. & Dingman, R. 1962. Cuadrángulos Pica, Alca, Matilla y Chacarilla, con un estudio de aguas subterráneas, Provincia de Tarapacá. Instituto de Investigaciones Geológicas, Carta Geológica de Chile, 1:50.000, 3 (2–5).

García, F. 1967. Geología del Norte Grande de Chile. Sociedad Geológica de Chile, Santiago, Simposio sobre el Geosinclinal Andino, Publicación 3, 138 p.

Giambiagi, L., Ghiglione, M., Cristallini, E., Bottesi, G., 2009, Kinematic models of basement/cover interaction: Insights from the Malargüe fold and thrust belt, Mendoza, Argentina. *Journal of Structural Geology* 31. 1443–1457.

Harrington, H. J., 1961, Geology of parts of Antofagasta and Atacama provinces of northern Chile: *AAPG Bulletin*, v. 45, p. 169-197.

Hauge, T.A., 1985, Gravity-spreading origin of the Heart Mountain allochthon, northwestern Wyoming: *Geological Society of America Bulletin*, v. 96, p. 1440–1456.

Hauge, T.A., 1990, Kinematic model of a continuous Heart Mountain allochthon: *Geological Society of America Bulletin*, v. 102, p. 1174–1188.

Henríquez, S., 2012, Estructura del salar de Atacama: Implicancias en la estructura cortical de los Andes Centrales. Tesis. Departamento de Geología, Universidad de Chile, Santiago, Chile

Hervé, M.; Marinovic, N; Mpodozis, C; Smoje, I. 1991. Mapa Geológico de la Hoja Sierra de Varas (1:100.000), Región de Antofagasta. Servicio Nacional de Geología y Minería, Documento de Trabajo 2.

Hervé, M., Sillitoe, R.H., Wong, C., Fernández, P., Crignola F., Ipinza M., and Felipe Urzúa, F., 2012. Geologic Overview of the Escondida Porphyry Copper District, Northern Chile. In: Hedenquist, J.W., Harris, M., Camus, F. (Editors) *Geology and Genesis of Major Copper*

Deposits and Districts of the World: A Tribute to Richard H. Sillitoe. Society of Economic Geologists, Special Publication, N° 16, p. 55-78.

Iriarte, S., Arévalo, C., Mpodozis, C. & Rivera, O. 1996. Mapa Geológico de la Hoja Carrera Pinto, Región de Atacama. Servicio Nacional de Geología y Minería, Santiago, Mapas Geológicos 3, escala 1.100.000.

Isacks, B.L., 1988, Uplift of the Central Andean plateau and bending of the Bolivia orocline: *Journal of Geophysical Research*, v. 93, p. 3211–3231.

Jaboyedoff, M., Penna, I., Pedrazzini, A., Baroñ, I., Crosta, G., 2013, An introductory review on gravitational-deformation induced structures, fabrics and modeling. *Tectonophysics* 605. 1–12.

Jaillard E., 1992, La Fase Peruana en la Margen Peruana (Cretáceo Superior). *Boletín de la Sociedad Geológica del Perú*, v. 83. p. 81 - 87.

Jara, C., Rabbia, O., Henríquez, J., 2009, Basaltos Los Morros: Magmatismo Intraplaca Alcalino de edad Eoceno-Oligoceno en la Zona de Falla de Domeyko, II Región de Antofagasta, Chile. Póster, XII congreso geológico chileno, Santiago, Chile.

Kramer W., Siebel W., Romera R., Haase G., Zimmer M., Ehrlichmann R. 2005. Geochemical and isotopic characteristics and evolution of the Jurassic volcanic arc between Arica (18° 13'S) and Tocopilla (22°S), North Chilean Coastal Cordillera. *Chemie der Erde* 65 p. 47–78.

Maksaev, V., 1978. Cuadrángulo Chitigua y sector oriental del Cuadrángulo Cerro Palpana, Región de Antofagasta. Instituto de Investigaciones Geológicas, Santiago, Carta Geológica de Chile, 31, escala 1:50.000.

Maksaev, V., Zentilli, M., 1988, Marco metalogénico regional de los megadepósitos de tipo pórfido cuprífero del Norte Grande de Chile: V Congreso Geológico Chileno, Actas, Tomo I, B, p. 181–212, Santiago.

Maksaev, V., 1990. Metallogeny geological evolution and thermochronology of the Chilean Andes between latitudes 21° and 26° South, and the origin of major porphyry copper deposits. Ph.D. Thesis, Dalhousie University, Department of Geology, Halifax, Nova Scotia, Canada, 554 p.

Maksaev, V., Marinovic, N., Smoje, I., Mpodozis, C., 1991, Mapa geológico de la Hoja Augusta Victoria Región de Antofagasta 1:100.000. SERNAGEOMIN. Santiago, Chile.

Maksaev, V. and Zentilli, M., 1999. Fission Track Thermochronology of the Domeyko Cordillera, Chile: Metallogenetic Implications for Andean Porphyry Copper Metallogenesis. *Exploration and Mining Geology, Special Issue on Latin American Mineral Deposits*, Vol. 8, Nos. 1 & 2, pp. 65-89.

Marinovic, N., Lahsen, A., 1984. Hoja Calama. Serv. Nac. Geol. Min., Carta Geol. Chile 58 (1:250.000), 1 – 140.

Marinovic, N.; Smoje, I.; Maksaev, V.; Hervé, M.; Mpodozis, C. 1995. Hoja Aguas Blancas, Región de Antofagasta. Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile, escala 1:250.000, No.70: 142 p. Santiago, Chile.

Marinovic, N. 1996. Geología del cuadrángulo Sierra del Cobre, Región de Antofagasta, Servicio Nacional de Geología y Minería (escala 1:50.000).

Marinovic, N., Cortés, J., García, M., 1996. Estudio geológico regional de la zona comprendida entre Sierra del Buitre y Pampa San Román, Serv. Nac. Geol. Min., Informe Registrado IR-96-8, 1- 140.

Marinovic, N. & García, M. 1999. Hoja Pampa Unión. Región de Antofagasta. Servicio Nacional de Geología y Minería, Santiago, Mapas Geologicos 9, 1:100.000.

Marinovic N., 2007, Carta Oficina Domeyko, Región de Antofagasta, Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile, Serie Geología Básica, 105 (escala: 100.000), 41 p.

Marko, F., Jacko, S., 1999: Structural geology (General and systematic). ISBN 80-88896-36-3 Vydavateľstvo Harlequin, Košice, p. 81 - 93 (Slovak).

Matthews, S., Cornejo, P., Arévalo., C., 2007, Applied regional geological study of the central depression of northern Chile [23°10'-24°30'S], Scale 1:100.00. SERNAGEOMIN-Minera Meridian (informe inédito, Biblioteca Servicio Nacional de Geología y Minería, 2 mapas, Santiago).

Mitra, S., Mount, van S., 1998. Foreland basement-involved structures. American Association of Petroleum Geologists 82, 70–109.

Mitra, S., 2002, Structural models of faulted detachment folds. AAPG Bulletin, V. 86, No. 9, p. 1673-1694.

Montaño, J. M., 1976. Estudio geológico de la zona de Caracoles y áreas vecinas, con énfasis en el Sistema Jurásico, provincia de Antofagasta, II Región, Chile: Tesis de Doctorado, Departamento de Geología, Universidad de Chile, p.1-169, Santiago.

Mpodozis, C., and Ramos, V.A., 1990, The Andes of Chile and Argentina: Circum-Pacific Council for Energy and Mineral Resources Earth Sciences Series, v. 11, p. 59–90.

-2008, Tectónica jurásica en Argentina y Chile: extensión, subducción oblicua, rifting, deriva y colisiones? : Revista de la Asociación Geológica Argentina, v. 63, p. 481–497.

Mpodozis, C. & 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*, 104, 999–1014.

Mpodozis, C., Arriagada, C. Basso, M., Roperch, P. Cobbold, P., Reich, M., 2005, Late Mesozoic to Paleogene stratigraphy of the Salar de Atacama Basin, Antofagasta, northern Chile: Implications for the tectonic evolution of the central Andes:: *Tectonophysics*, v. 399, p. 125 – 154.

Mpodozis, C., Marinovic, N., and Smoje, I., 1993a, Eocene left lateral strike slip faulting and clockwise block rotations in the Cordillera de Domeyko, west of the Salar de Atacama, northern Chile: *International Symposium on Andean Geodynamics, 2nd, Oxford, Proceedings*, p. 225–228.

Mpodozis, C., Marinovic, N., Smoje, I., Cuitiño, L., 1993b, Estudio geológico-estructural de la Cordillera de Domeyko entre Cerro Limón Verde y Sierra Mariposas, Región de Antofagasta: Servicio Nacional de Geología y Minería Informe Registrado IR-93-04, 282 p., Santiago.

Mpodozis, C., Cornejo, P., 2012, Cenozoic Tectonics and Porphyry Copper Systems of the Chilean Andes: 2012 Society of Economic Geologists, Inc. Special Publication 16, Chapter X.

Muñoz N., Estudio geológico estratigráfico de las hojas Baquedano y Pampa Unión II región, Antofagasta – Chile. Universidad de Chile, memoria de título, 1989.

Muñoz, N., Charrier, R., Reutter, K.J., 1997. Evolución de la Cuenca del Salar de Atacama: Inversión tectónica y relleno de una cuenca de antepaís de retroarco. *Proc. VIII Congreso Geológico Chileno 1*, 5– 199.

Muñoz, N., Townsed, F., 1997. Estratigráfica de la cuenca Salar de Atacama, Resultados del pozo exploratorio Toconao 1. *Implicancias Regionales. Proc VIII Congr. Geol. Chileno 1*, 555–558.

Muñoz, N., Charrier, R. & Jordan, T. 2002. Interactions between basement and cover during the evolution of the Salar de Atacama Basin, northern Chile. *Revista Geológica de Chile*, 29(1), 55–80.

Muñoz, J. A., Amilibia, A., Carrera, N., Mon, R., Chong, G., Roca, E., Sàbat, F, 2005, A geological cross-section of the Andean orogen at 25.5° S, 6th International Symposium on Andean Geodynamics, Extended Abstracts, p. 536-539.

Muzzio, G. 1980. Geología de la región comprendida entre el Cordón de Varillar y Sierra Las Viscachas, Precordillera de Atacama, Chile. Thesis, Departamento de Geología, Universidad de Chile, Santiago.

Naranjo, J. A. & Puig, A. 1984. Hojas Taltal y Chañaral. Servicio Nacional de Geología y Minería, Santiago, Carta Geológica de Chile, 62–63.

Narr, W. y Suppe, J., 1994, Kinematics of basement-involved compressive structures. *American Journal of Science* 294, 802-860.

Niemeyer, H., Urrutia, C., 2009, Transcurrencia a lo largo de la Falla Sierra de Varas (Sistema de fallas de la Cordillera de Domeyko), norte de Chile: *Andean Geology*, v. 36 (1), p. 37-49.

Noble, D., McKee, E., and Mégard, F., 1979, Early Tertiary “Incaic” tectonism, uplift, and volcanic activity, Andes of central Peru: *Geological Society of America Bulletin*, v. 90, p. 903–907.

Leanza, H.A. 1993. Jurassic and Cretaceous trigoniid bivalves from west central Argentina. *Bulletin of American Paleontology*, Vol. 105, No. 343, p. 1-95. Ithaca. (with contribution of J.I. Garate Zubilaga).

Padilla, R. A., Titley, S. R. & Pimentel, F. 2001. Geology of the Escondida porphyry copper deposit, Antofagasta Region, Chile. *Economic Geology*, 96, 307–324.

Pananont, P., Mpodozis, C., Jordan, T., Blanco, N., and Brown, L., 2004, Cenozoic evolution of the northwestern Salar de Atacama basin, northern Chile: *Tectonics*, v. 23, TC6007, 19 p., doi:10.1029/2003TC001595.

Pardo-Casas F. and Molnar P., Relative motion of the Nazca (Farallon) and South American Plates since late Cretaceous time. 1987. Massachusetts Institute of Technology, Cambridge, *Tectonics*, vol. 6 N°3 Pages 233-248.

Park, R. G. (2004) [1997]. *Foundations of Structural Geology* (reprint of 1997 edition of Chapman & Hall) (third ed.). Abingdon, England: Taylor and Francis. pp. 131–132. ISBN 978-0-7487-5802-9.

Pérez, E.; Reyes, R. 1997. Interpretación taxonómica de los buchotrigónidos (Bivalvia, Trigonioida) y descripción de una nueva especie de Syrotrigonia del Cretácico Inferior de Chile. *Revista Geológica de Chile* 24 (2): 245-257.

Phillipi, R.A., 1860, Viaje al Desierto de Atacama, publicación del gobierno de Chile en el verano 1853-54.- 236 +6 p. 25 tablas; 7 perfiles Halle Sajonia, Librería Eduardo Anton.

Price, N.J., McClay, K.R., 1981: Introduction. p. 1-5 in Price, N.J., McClay, K.R. (Eds.), *Thrust and Nappe Tectonics*. Geological Society, Special Publications vol. 9, London, 528 p.

Ramirez, C. F. & Gardeweg, M. 1982. Hoja Toconao Región de Antofagasta. Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile, 58, 1:250 000.

Ramos, V., Jordan, T.E., Allmendinger, R.W., Kay, S., Cortés, J., and Palma, M., 1984, Chilenia: un terreno alóctono en la evolución paleozoica de los Andes Centrales, 9° Congreso Geológico Argentino, Volume 2: Bariloche, p. 84-106.

Ramos, V., and Kay, S. M, 1991, Triassic rifting and associated basalts in the Cuyo Basin, central Argentina, Geological Society of America, Special paper 265, p. 79–91.

Raymond, L.A., 1995. Petrology: the study of igneous, sedimentary, metamorphic rocks. Vol. 3. Dubuque, IA: Wm. C. Brown.

Reutter, K.-J., Scheuber, E., Helmcke, D., 1991. Structural evidence of orogen-parallel strike slip displacements in the Precordillera of Northern Chile: *Geologische Rundschau*, v. 80, p 135-153.

Riccardi AC., Westermann G.E.G. Middle Jurassic ammonite fauna and biochronology of the Argentine-Chilean Andes. Part III: Bathonian-Callovian Eurycephalitinae, Stephanocerataceae. *Palaeontographica*, 1991a, 216: 1-110.

Riccardi AC., Westermann G.E.G. Middle Jurassic ammonite fauna and biochronology of the Argentine- Chilean Andes. Part IV: Bathonian- Callovian Reineckeidae. *Palaeontographica*, 1991 b, 216: 111-145.

Richards, J. P. & Villeneuve, M. 2002. Characteristics of late Cenozoic volcanism along the Archibarca lineament from Cerro Llullaillaco to Corrida de Cori, northwest Argentina. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 116, 161–200.

Rojas, L., 2001, Geología Estructural y estilos de deformación de la faja plegada y fallada de Malargüe en el área de Puesto Rojas, Mendoza, Argentina. Memoria de Título. Departamento de Geología Universidad de Chile. Santiago, Chile.

Rubilar, A., 1999, Fauna fósil del Jurásico medio y superior, recolectada al norte y sur del cerro La Ballena (Cordillera de Domeyko), II región. SERNAGEOMIN. Informes Paleontológicos Inéditos, 24 p.

Rubilar R., 1999, Fauna fósil del Jurásico Inferior (Toarciano) y Jurásico Medio, proveniente del sureste de sierra del Jardín (Cordillera de Domeyko), II Región. SERNAGEOMIN. Informes Paleontológicos Inéditos, 18 p.

Rubilar A., 2000, Fauna fósil del Jurásico y probable Neocomiano, recolectada en especial al suroeste del Cerro La Ballena (Cordillera de Domeyko), II Región. SERNAGEOMIN. Informes Paleontológicos Inéditos, 45 p.

Rubilar R., 2005, Fauna y trazas fósiles del Jurásico y Cretácico inferior, recolectadas al sureste de Antofagasta, II región. SERNAGEOMIN. Informes Paleontológicos Inéditos, e Informes de adelanto de determinaciones paleontológicas, 15 p.

Russo, R., and Silver, P., 1996, Cordillera formation, mantle dynamics, and the Wilson cycle: *Geology*, v. 24, p. 511–514.

San Román, J., 1896, Desierto I Cordillera de Atacama. II Tomo. Geografía.

Scheuber, E., Bodganic, T., Jensen, A. & Reutter, K. J. 1994. Tectonic development of the North Chilean Andes in relation to plate convergence and magmatism since the Jurassic. In: Reutter, K.-J., Scheuber, E. & Wigger, P. (eds) *Tectonics of the Southern Central Andes. Structure and Evolution of an Active Continental Margin*. Springer, Heidelberg, 121–140.

Sepúlveda, P. & Naranjo, J. A. 1982. Hoja Carrera Pinto. Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile, 53, Escala 1:100.000

SERNAGEOMIN, 2002, Mapa Geológico de Chile (escala 1:1.000.000).

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

Silver, P.G., Russo, R.M., and Lithgow-Bertelloni, C., 1998, Coupling of South American and African Plate motions and plate deformation: *Science*, v. 279, p. 60–63.

Smoje T., Ingrid. 1993. Estudio geológico - estructural de la Cordillera de Domeyko. Cerro Caracoles - Pampa Elvira, región de Antofagasta. Escala 1:100.000. Mapa geologico.

Somoza, R., 1998, Updated Nazca (Farallon)-South America relative motions during the last 40 My: Implications for mountain building in the Central Andean region: *Journal of South American Earth Sciences*, v. 11, p.211–215.

Somoza R., Ghidella, M. Late Cretaceous to recent plate motions in western South America revisited. 2012. *Earth and Planetary Science Letters*, Volumes 331–332, Pages 152-163.

Soto R., Martinod J., Riquelme R., Hérail G., Audin L., 2005, Using geomorphological markers to discriminate Neogene tectonic activity of North Chilean forearc (24°-25° S), *Tectonophysics* v. 41, p. 41-55.

Soto, R., Martinod, J., Francis, O., 2006. Influence of early strike-slip deformation on subsequent perpendicular shortening: An experimental approach, *Journal of Structural Geology* (2006) p. 1-14.

Streckeisen, A., 1976. To each plutonic rock its proper name., *Earth-Science Reviews*. Volume 12, Issue 1, March 1976, Pages 1–33.

Suárez, M.; Bell, C.M. 1992. Triassic rift-related sedimentary basins in northern Chile (24°-29°S). *Journal of South American Earth Sciences*, Vol. 6, No. 1, p. 109-121.

Suppe, J., 1983, Geometry and kinematics of fault-bend folding: *American Journal of Science*, v. 283, p. 684–721.

Suppe, J. and Medwedeff, D. A. (1990) Geometry and kinematics of fault-propagation folding. *Eclogae Geologicae Helvetiae* 83,409-454.

Thomas, A. 1970. Cuadrángulos Iquique y Caleta Molle, Provincia de Tarapacá. Instituto de Investigaciones Geológicas, Santiago, Carta Geológica de Chile 21–22.

Tobar, A. 1966. Estratigrafía del área Baquedano-Rencoret, Provincia de Antofagasta. Memoria, Departamento de Geología, Universidad de Chile, Santiago.

Tomlinson, A.J., Mpodozis C., Cornejo, P., and Ramírez, C.F., 1993, Structural geology of the Sierra Castillo-Agua Amarga fault system, Precordillera of Chile, El Salvador-Potrerrillos: II International Symposium on Andean Geodynamics, Oxford, Proceedings, p. 259–262.

Tomlinson, A.J., Mpodozis, C., Cornejo, P.C., Ramirez, C.F., Dimitru, T., 1994. El Sistema de Fallas Sierra Castillo-Agua Amarga: transpresión sinistral eocena en la Precordillera de Potrerillos-El Salvador. *Actas VII Congreso Geológico Chileno* 2, 1459e1463.

Tomlinson, A. J., and N. Blanco (1997a), Structural evolution and displacement history of the West Fault system, Precordillera, Chile: part I, Synmineral history, in VIII Congreso Geológico Chileno, ACTAS vol. 3, Nuevos Antecedentes de la Geología del Distrito de Chuquicamata, Periodo 1994 – 1995—Sección 1: Geología Regional., pp. 1873 – 1877, Dep. de Ciencias Geol. Univ. Católica del Norte, Antofagasta, Chile.

Tomlinson, A. J., and N. Blanco (1997b), Structural evolution and displacement history of the West Fault system, Precordillera, Chile: Part II, Postmineral history, in VIII Congreso Geológico Chileno, ACTAS vol. 3, Nuevos Antecedentes de la Geología del Distrito de Chuquicamata, Periodo 1994 – 1995—Sección 1: Geología Regional., pp. 1878 – 1882, Departamento de Ciencias Geológicas, Universidad Católica del Norte, Antofagasta, Chile.

Tomlinson, A.J., Blanco, N., MaksaeV, V., Dilles, J.H., Grunder, A.L., and Ladino, M., 2001a, Geología de la Precordillera Andina de Quebrada Blanca- Chuquicamata, Regiones I y II (20°30'–22°30' S): Servicio Nacional de Geología y Minería, Santiago, Informe Registrado IR-01-20, 444 p.

Tomlinson, A.J., Dilles, J.H., and MaksaeV, V., 2001b, Application of apatite (U-Th)/He thermochronometry to the determination of the sense and amount of vertical fault displacement at the Chuquicamata porphyry copper deposit, Chile—a discussion: *Economic Geology*, v. 96, p. 1307–1309.

Urzúa, F., 2009, Geology, geochronology and structural evolution of La Escondida copper district, northern Chile. Ph.D. thesis, University of Tasmania, Hobart, Australia, 486 p.

Uyeda, S., and Kanamori, H., 1979, Back-arc opening and the mode of subduction: *Journal of Geophysical Research*, v. 84, p. B1049–B1061.

Vicente, J.C., 2006, Dinamic Paleogeography of the Jurassic Andean Basin: Pattern of regression and general considerations of main features. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 61 (3):408-437.

Zeil, W., 1979, The Andes: A Geological Review. Volume 13 of *Beitrage Zur Regionalen Geologie der Erde*. Series, ISSN 0522-7038.

**8.1. ANEXO A: TABLA CRONOESTRATIGRÁFICA INTERNACIONAL
UTILIZADA EN ESTE TRABAJO (IUGS 2013)**



TABLA CRONOESTRATIGRÁFICA INTERNACIONAL

www.stratigraphy.org

Comisión Internacional de Estratigrafía

v 2013/01



| Epónoma / Eón / Era / Sistema / Período | Serie / Época | Piso / Edad | GSSP | Edad (Ma) actualidad | |
|---|---------------|-----------------|----------------|----------------------|-------|
| Fanerozoico | Cuaternario | Holoceno | | 0.0117 | |
| | | Superior | | 0.126 | |
| | | Medio | | 0.781 | |
| | | Pleistoceno | Calabriense | | 1.806 |
| | | | Gelasienne | | 2.588 |
| | Zancienne | | | 3.600 | |
| | Plioceno | Piaceniense | | 5.333 | |
| | | Aalenienne | | 7.246 | |
| | Neógeno | Mioceno | Messiniense | | 11.62 |
| | | | Tortonienne | | 13.82 |
| | | | Serravallienne | | 15.97 |
| | | Oligoceno | Langhiense | | 20.44 |
| | | | Burdigaliense | | 23.03 |
| | | | Aquitaniense | | 28.1 |
| | | | Chattienne | | 33.9 |
| | | | Rupeliense | | 38.0 |
| | | | Priaboniense | | 41.3 |
| | | | Bartoniense | | 47.8 |
| | Eoceno | Luteciense | | 56.0 | |
| | | Ypresiense | | 59.2 | |
| Thanetiense | | | 61.6 | | |
| Selandiense | | | 66.0 | | |
| Daniense | | | 72.1 ± 0.2 | | |
| Paleógeno | Paleoceno | Maastrichtiense | | 83.6 ± 0.2 | |
| | | Campaniense | | 86.3 ± 0.5 | |
| | | Santoniense | | 89.8 ± 0.3 | |
| | | Coniaciense | | 93.9 | |
| | | Turonienne | | 100.5 | |
| | Superior | Cenomaniense | | ~113.0 | |
| | | Albiense | | ~125.0 | |
| | | Aptiense | | ~129.4 | |
| | | Barremiense | | ~132.9 | |
| | | Hauteriviense | | ~139.8 | |
| Paleozoico | Cretácico | Valanginiense | | ~145.0 | |
| | | Berriasiense | | | |
| | | Inferior | | | |
| | | | | | |
| | | | | | |
| | | | | | |
| | | | | | |

La norma de colores se rige por la de la Comisión del Mapa Geológico del Mundo (CCGM-IUGS) - <http://www.ccg-m.org>



| Epónoma / Eón / Era / Sistema / Período | Serie / Época | Piso / Edad | GSSP | Edad (Ma) |
|---|---------------|-----------------|-----------------|---------------|
| Fanerozoico | Jurásico | Superior | Titoniense | 152.1 ± 0.9 |
| | | | Kimmeridgiense | 157.3 ± 1.0 |
| | | | Oxfordiense | 163.5 ± 1.0 |
| | | Medio | Calloviense | 166.1 ± 1.2 |
| | | | Bathonienne | 168.3 ± 1.3 |
| | | | Bajociense | 170.3 ± 1.4 |
| | | | Aalenienne | 174.1 ± 1.0 |
| | | Inferior | Toarciense | 182.7 ± 0.7 |
| | | | Pliensbachiense | 190.8 ± 1.0 |
| | | | Sinemuriense | 199.3 ± 0.3 |
| | Triásico | Superior | Hettangiense | 201.3 ± 0.2 |
| | | | Rhaetiense | ~208.5 |
| | | | Noriense | ~227 |
| | | Medio | Camienne | ~237 |
| | | | Ladiniense | ~242 |
| | | Inferior | Anisiense | 247.2 ± 2.1 |
| | | | Olenekiense | 252.17 ± 0.06 |
| | | | Induense | 254.14 ± 0.07 |
| | | | Changhsingiense | 259.8 ± 0.4 |
| | | | Lopingiense | 265.1 ± 0.4 |
| Pérmico | Guadalupiense | Wuchiapingiense | 268.8 ± 0.5 | |
| | | Capitaniense | 272.3 ± 0.5 | |
| | | Wordiense | 283.5 ± 0.6 | |
| | | Roadiense | 290.1 ± 0.26 | |
| | | Kunguriense | 295.0 ± 0.18 | |
| | Cisuraliense | Sakmariense | 298.9 ± 0.15 | |
| | | Asseliense | 303.7 ± 0.1 | |
| | | Gzheliense | 307.0 ± 0.1 | |
| | | Kasimoviense | 315.2 ± 0.2 | |
| | | Moscoviense | 323.2 ± 0.4 | |
| Carbonífero | Pensilvanico | Superior | 329.9 ± 0.2 | |
| | | Medio | 330.9 ± 0.2 | |
| | | Inferior | 346.7 ± 0.4 | |
| | Missisipico | Superior | 346.7 ± 0.4 | |
| | | Medio | 358.9 ± 0.4 | |
| | | Inferior | | |
| | | | | |
| | | | | |
| | | | | |
| | | | | |

Traducción al castellano de J.C. Gutiérrez-Marco en colaboración con: Sociedad Geológica de España, Instituto Geológico y Minero de España, Instituto de Geociencias (CSIC-UCM) and Real Academia de Ciencias.

| Epónoma / Eón / Era / Sistema / Período | Serie / Época | Piso / Edad | GSSP | Edad (Ma) |
|---|----------------|----------------|----------------|-------------|
| Fanerozoico | Devónico | Superior | Fameniense | 358.9 ± 0.4 |
| | | | Frasniense | 372.2 ± 1.6 |
| | | | Givetienne | 382.7 ± 1.6 |
| | | Medio | Eifelienne | 387.7 ± 0.8 |
| | | | Emsiense | 393.3 ± 1.2 |
| | | | Pragiense | 407.6 ± 2.6 |
| | | | Lochkoviense | 410.8 ± 2.8 |
| | | Inferior | | 419.2 ± 3.2 |
| | | | | 423.0 ± 2.3 |
| | | | | 425.6 ± 0.9 |
| | Silúrico | Ludlow | Ludfordiense | 427.4 ± 0.5 |
| | | | Gorstiense | 430.5 ± 0.7 |
| | | | Homeriense | 433.4 ± 0.8 |
| | | Wenlock | Sheinwoodiense | 438.5 ± 1.1 |
| | | | Telychiense | 440.8 ± 1.2 |
| | | Llandovery | Aeroniense | 443.4 ± 1.5 |
| | | | Rhuddaniense | 445.2 ± 1.4 |
| | | | Himantienne | 453.0 ± 0.7 |
| | | | Katiense | 458.4 ± 0.9 |
| | | | Sandbiense | 467.3 ± 1.1 |
| Ordovícico | Superior | Darriwilienne | 470.0 ± 1.4 | |
| | | Dapingiense | 477.7 ± 1.4 | |
| | | Floienne | 485.4 ± 1.9 | |
| | Medio | Tremadociense | ~489.5 | |
| | | Furongiense | ~494 | |
| | Inferior | Jiangshaniense | ~497 | |
| | | Paibiense | ~500.5 | |
| | | Guzhanggiense | ~504.5 | |
| | | Drumiense | ~509 | |
| | | Piso 5 | ~514 | |
| Palaeozoico | Cámbrico | Serie 3 | Piso 4 | ~521 |
| | | | Piso 3 | ~529 |
| | | | Piso 2 | ~529 |
| | | Serie 2 | Piso 1 | ~529 |
| | | | Fortuniense | 541.0 ± 1.0 |
| | Terreneuviense | | | |
| | | | | |
| | | | | |
| | | | | |
| | | | | |

| Epónoma / Eón / Era / Sistema / Período | Serie / Época | Piso / Edad | GSSP | Edad (Ma) |
|---|--------------------|-------------|-------|--------------|
| Proterozoico | Neo-proterozoico | Ediacárico | | ~541.0 ± 1.0 |
| | | Criogénico | | ~635 |
| | | Tónico | | 850 |
| | Meso-proterozoico | Esténico | | 1000 |
| | | Ectásico | | 1200 |
| | | Calímico | | 1400 |
| | | Estatérico | | 1600 |
| | Paleo-proterozoico | Orosínico | | 1800 |
| | | Riácico | | 2050 |
| | | Sidérico | | 2300 |
| Arcaico | Neo-arcaico | | 2500 | |
| | Meso-arcaico | | 2800 | |
| | Paleo-arcaico | | 3200 | |
| | Eo-arcaico | | 3600 | |
| | Hádico | | ~4600 | |

La definición del Estratotipo Global de Limite (GSSP - Global Boundary Stratotype Section and Point) para la base de los diversos pisos, series, sistemas y eras, es un proceso que aún no ha sido completado. Tampoco para los estratotipos de límite de las unidades del Arcaico y Proterozoico, cuya división inicial se fundamentó en una convención de edades absolutas (GSSA - Global Standard Stratigraphic Ages). Los GSSP oficiales se marcan con el símbolo del "Clavo Dorado" (Golden Spike), que también los materializa en el terreno.

El original de la Tabla, más los detalles de los GSSP (criterio de definición de cada uno, localización geográfica y geológica, correlación, etc.), se actualiza regularmente en la web: <http://www.stratigraphy.org>.

La datación absoluta en millones de años (Ma) para la base del Ediacárico y del resto de unidades del Fanerozoico, es sólo orientativa, en especial para aquellos límites sin GSSP formal (~Ma). Estos números podrán revisarse en el futuro o recalibrarse geocronométricamente. Los valores indicados provienen de Gradstein et al. (A Geologic Time Scale 2012), exceptuando las dataciones del Pérmico, Triásico y Cretácico, aportadas por las subcomisiones respectivas de la ICS-IUGS.

Tabla diseñada por K.M. Cohen, S.C. Finney y P.L. Gibbard. Enero de 2013 © International Commission on Stratigraphy (IUGS)

<http://www.stratigraphy.org/ICSChart/ChronostratChart2013-01Spanish.pdf>



**8.2. ANEXO B: DATOS ANALÍTICOS U-PB (LA-ICP-MS) DE ESTE
TRABAJO**

| Análisis | Razones isotópicas | | | | | | Edad (Ma) | | | | | |
|----------|--------------------|------------|-------------------------------------|------------|--------------------------------------|------------|-------------------------------------|------------|--------------------------------------|------------|------------|------------|
| | U ppm | Th/U | ²³⁸ U/ ²⁰⁶ Pb | ±1σ | ²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb | ±1σ | ²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U | ±1σ | ²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb | ±1σ | Edad (Ma) | ±1σ |
| NV90-5 | 220.662214 | 1.08049562 | 111.1636 | 0.02851748 | 0.04637436 | 0.04957284 | 57.7310533 | 1.63878558 | 17.2571155 | 114.866852 | 57.7310533 | 1.63878558 |
| NV90-4 | 202.546863 | 1.27051452 | 113.406572 | 0.01891766 | 0.04958493 | 0.03509834 | 56.5942375 | 1.06585666 | 175.582669 | 79.8829972 | 56.5942375 | 1.06585666 |
| NV90-3 | 115.402267 | 1.097978 | 108.539159 | 0.033550 | 0.096082 | 0.035968 | 59.1 | 2.0 | 1549.4 | 66.1 | 59.1 | 2.0 |
| NV90-2 | 393.498291 | 2.008519 | 111.536450 | 0.014428 | 0.047983 | 0.023924 | 57.5 | 0.8 | 98.4 | 55.7 | 57.5 | 0.8 |
| NV90-1 | 128.181274 | 1.176000 | 108.150981 | 0.023507 | 0.047683 | 0.042030 | 59.3 | 1.4 | 83.6 | 96.8 | 59.3 | 1.4 |
| NV-90_36 | 549.063070 | 1.137404 | 108.068681 | 0.016704 | 0.050298 | 0.025052 | 59.4 | 1.0 | 208.8 | 57.1 | 59.4 | 1.0 |
| NV-90_35 | 393.042556 | 0.464458 | 21.489167 | 0.011953 | 0.051777 | 0.015786 | 293.2 | 3.4 | 275.6 | 35.8 | 293.2 | 3.4 |
| NV-90_34 | 593.721493 | 0.414641 | 34.959172 | 0.011660 | 0.054188 | 0.012453 | 181.8 | 2.1 | 378.9 | 27.8 | 181.8 | 2.1 |
| NV-90_33 | 248.333062 | 1.463843 | 112.557064 | 0.018526 | 0.049021 | 0.029579 | 57.0 | 1.1 | 148.8 | 67.9 | 57.0 | 1.1 |
| NV-90_32 | 734.598349 | 1.657813 | 112.356099 | 0.012241 | 0.046037 | 0.019835 | 57.1 | 0.7 | 0.0 | 46.7 | 57.1 | 0.7 |
| NV-90_31 | 226.338521 | 1.199226 | 112.732630 | 0.015909 | 0.044557 | 0.031710 | 56.9 | 0.9 | 0.0 | 0.0 | 56.9 | 0.9 |
| NV-90_30 | 607.082912 | 1.156984 | 112.746569 | 0.011630 | 0.047448 | 0.021409 | 56.9 | 0.7 | 71.8 | 50.1 | 56.9 | 0.7 |
| NV-90_28 | 184.891827 | 1.274567 | 108.703721 | 0.020609 | 0.049031 | 0.031690 | 59.0 | 1.2 | 149.3 | 72.6 | 59.0 | 1.2 |
| NV-90_27 | 183.976727 | 0.657165 | 110.695300 | 0.018029 | 0.049349 | 0.035057 | 58.0 | 1.0 | 164.4 | 80.0 | 58.0 | 1.0 |
| NV-90_26 | 233.732231 | 0.828014 | 111.625936 | 0.021414 | 0.043160 | 0.034553 | 57.5 | 1.2 | 0.0 | 0.0 | 57.5 | 1.2 |
| NV-90_25 | 871.803349 | 1.249147 | 22.433065 | 0.008382 | 0.052568 | 0.009026 | 281.1 | 2.3 | 310.2 | 20.4 | 281.1 | 2.3 |
| NV-90_24 | 2141.100551 | 0.932986 | 102.515641 | 0.009296 | 0.047849 | 0.011568 | 62.6 | 0.6 | 91.8 | 27.2 | 62.6 | 0.6 |
| NV-90_23 | 266.978721 | 0.715982 | 109.956808 | 0.015904 | 0.051787 | 0.028475 | 58.4 | 0.9 | 276.0 | 63.9 | 58.4 | 0.9 |
| NV-90_22 | 381.072041 | 1.065505 | 106.283159 | 0.019521 | 0.079782 | 0.027213 | 60.4 | 1.2 | 1191.6 | 52.8 | 60.4 | 1.2 |
| NV-90_21 | 1201.421104 | 0.580652 | 24.860296 | 0.009231 | 0.052383 | 0.008683 | 254.2 | 2.3 | 302.2 | 19.7 | 254.2 | 2.3 |
| NV-90_20 | 320.449115 | 0.973853 | 114.523049 | 0.014389 | 0.048851 | 0.030769 | 56.0 | 0.8 | 140.7 | 70.7 | 56.0 | 0.8 |
| NV-90_19 | 302.893169 | 0.969475 | 107.600687 | 0.018220 | 0.083533 | 0.027003 | 59.6 | 1.1 | 1281.7 | 51.7 | 59.6 | 1.1 |
| NV-90_18 | 190.231963 | 0.748150 | 103.395101 | 0.017378 | 0.048474 | 0.031508 | 62.0 | 1.1 | 122.5 | 72.6 | 62.0 | 1.1 |
| NV-90_17 | 1170.830218 | 1.630661 | 112.666094 | 0.010500 | 0.049593 | 0.016106 | 57.0 | 0.6 | 175.9 | 37.1 | 57.0 | 0.6 |
| NV-90_16 | 166.676668 | 0.696437 | 94.293363 | 0.024844 | 0.056318 | 0.035046 | 68.0 | 1.7 | 464.9 | 75.8 | 68.0 | 1.7 |
| NV-90_15 | 274.738506 | 0.723752 | 107.829912 | 0.016960 | 0.048456 | 0.030580 | 59.5 | 1.0 | 121.6 | 70.5 | 59.5 | 1.0 |
| NV-90_13 | 286.909633 | 1.359619 | 108.616862 | 0.016595 | 0.049546 | 0.031731 | 59.1 | 1.0 | 173.7 | 72.4 | 59.1 | 1.0 |
| NV-90_12 | 230.853409 | 1.260002 | 110.541829 | 0.019037 | 0.050392 | 0.030163 | 58.1 | 1.1 | 213.1 | 68.4 | 58.1 | 1.1 |
| NV-90_11 | 445.888997 | 0.928068 | 107.990718 | 0.017952 | 0.053633 | 0.032038 | 59.4 | 1.1 | 355.7 | 70.8 | 59.4 | 1.1 |
| NV-90_10 | 558.419084 | 1.144456 | 118.700262 | 0.020498 | 0.059356 | 0.031943 | 54.1 | 1.1 | 580.2 | 67.9 | 54.1 | 1.1 |
| NV-90_9 | 235.422153 | 0.705096 | 110.647915 | 0.016639 | 0.047321 | 0.028409 | 58.0 | 1.0 | 65.4 | 66.3 | 58.0 | 1.0 |
| NV-90_7 | 831.918255 | 1.636755 | 110.259176 | 0.010292 | 0.055000 | 0.018235 | 58.2 | 0.6 | 412.2 | 40.3 | 58.2 | 0.6 |
| NV-90_6 | 453.681461 | 0.996011 | 107.371124 | 0.014142 | 0.051550 | 0.023666 | 59.8 | 0.8 | 265.5 | 53.4 | 59.8 | 0.8 |
| NV-90_5 | 1201.059699 | 1.031606 | 111.143957 | 0.009135 | 0.046898 | 0.015481 | 57.7 | 0.5 | 43.9 | 36.7 | 57.7 | 0.5 |
| NV-90_4 | 358.533903 | 0.783838 | 109.324160 | 0.015295 | 0.048526 | 0.026362 | 58.7 | 0.9 | 125.0 | 60.9 | 58.7 | 0.9 |
| NV-90_3 | 323.456149 | 0.734694 | 108.775241 | 0.013890 | 0.052016 | 0.026265 | 59.0 | 0.8 | 286.1 | 59.0 | 59.0 | 0.8 |
| NV-90_1 | 693.066424 | 1.059297 | 112.042680 | 0.011725 | 0.045708 | 0.019928 | 57.3 | 0.7 | 0.0 | 29.1 | 57.3 | 0.7 |

Tabla 1. Datos de los análisis geocronológicos por el método U-Pb (LA-ICP-MS) para la muestra NV-90.

| Análisis | Razones isotópicas | | | | | | Edad (Ma) | | | | | |
|-----------|--------------------|------------|-------------------------------------|------------|--------------------------------------|------------|-------------------------------------|------------|--------------------------------------|------------|------------|------------|
| | U ppm | Th/U | ²³⁸ U/ ²⁰⁶ Pb | ±1σ | ²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb | ±1σ | ²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U | ±1σ | ²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb | ±1σ | Edad (Ma) | ±1σ |
| NV-102_28 | 293.832388 | 0.74549835 | 29.4966185 | 0.01683926 | 0.04904576 | 0.01740191 | 214.924602 | 3.55852192 | 150.019028 | 40.2873019 | 214.924602 | 3.55852192 |
| NV-102_27 | 1209.90622 | 0.9383454 | 29.8499567 | 0.01962053 | 0.05013203 | 0.01089241 | 212.421966 | 4.09860709 | 201.119325 | 25.0972506 | 212.421966 | 4.09860709 |
| NV-102_26 | 665.653349 | 0.8292037 | 28.9097766 | 0.01362777 | 0.04888117 | 0.01349515 | 219.21402 | 2.93650672 | 142.135004 | 31.3793313 | 219.21402 | 2.93650672 |
| NV-102_25 | 1522.1562 | 1.29663813 | 28.6243399 | 0.01575253 | 0.05660235 | 0.01441811 | 221.362875 | 3.42692359 | 476.073706 | 31.5675477 | 221.362875 | 3.42692359 |
| NV-102_24 | 919.879166 | 1.17324857 | 28.6053146 | 0.01576563 | 0.05005636 | 0.01077922 | 221.507602 | 3.43197706 | 197.611115 | 24.8545349 | 221.507602 | 3.43197706 |
| NV-102_23 | 547.403209 | 1.05383777 | 29.3759335 | 0.01505764 | 0.04925523 | 0.01477851 | 215.79296 | 3.19475632 | 159.998071 | 34.2151492 | 215.79296 | 3.19475632 |
| NV-102_21 | 322.604396 | 0.98921347 | 29.4222238 | 0.01578735 | 0.05459187 | 0.0164973 | 215.459063 | 3.34444372 | 395.546034 | 36.5737435 | 215.459063 | 3.34444372 |
| NV-102_19 | 1117.93023 | 1.75584679 | 28.525075 | 0.01420371 | 0.05497657 | 0.01124766 | 222.120079 | 3.1004496 | 411.270252 | 24.9570967 | 222.120079 | 3.1004496 |
| NV-102_18 | 330.348112 | 1.04368467 | 29.3184954 | 0.01382398 | 0.05084187 | 0.01705474 | 216.208711 | 2.93862908 | 233.667149 | 38.8945685 | 216.208711 | 2.93862908 |
| NV-102_17 | 708.040645 | 1.14717259 | 28.8989253 | 0.01013644 | 0.05462592 | 0.01223907 | 219.29495 | 2.18511609 | 396.943759 | 27.2062018 | 219.29495 | 2.18511609 |
| NV-102_15 | 324.62 | 1.0394678 | 29.3276896 | 0.01231072 | 0.05251245 | 0.01479524 | 216.142054 | 2.61621959 | 307.78864 | 33.3494827 | 216.142054 | 2.61621959 |
| NV-102_14 | 529.362052 | 1.23897368 | 29.3220797 | 0.0106028 | 0.0501649 | 0.01301238 | 216.182721 | 2.25374117 | 202.640848 | 29.9280985 | 216.182721 | 2.25374117 |
| NV-102_13 | 543.316034 | 1.10206435 | 29.1294285 | 0.00997502 | 0.04861858 | 0.01307397 | 217.588611 | 2.13387588 | 129.477932 | 30.4849501 | 217.588611 | 2.13387588 |
| NV-102_12 | 1213.8663 | 1.5415352 | 29.2897941 | 0.00971013 | 0.05035771 | 0.01066325 | 216.417059 | 2.06622461 | 211.538151 | 24.5263481 | 216.417059 | 2.06622461 |
| NV-102_11 | 317.326508 | 1.00230203 | 29.38101 | 0.0104367 | 0.04834934 | 0.01723565 | 215.756293 | 2.2141379 | 116.39749 | 40.1617225 | 215.756293 | 2.2141379 |
| NV-102_10 | 402.115435 | 0.99741736 | 29.8993152 | 0.0111107 | 0.04991401 | 0.01536683 | 212.077 | 2.31756923 | 190.990928 | 35.359524 | 212.077 | 2.31756923 |
| NV-102_9 | 236.225346 | 0.80781774 | 29.8388358 | 0.01230578 | 0.05079505 | 0.0178731 | 212.499845 | 2.57183382 | 231.539995 | 40.7532576 | 212.499845 | 2.57183382 |
| NV-102_7 | 479.195711 | 1.0460407 | 30.6738972 | 0.01069446 | 0.05075502 | 0.01291686 | 206.806579 | 2.17621766 | 229.719076 | 29.5643252 | 206.806579 | 2.17621766 |
| NV-102_6 | 287.209286 | 0.94660179 | 29.7117437 | 0.01161011 | 0.04925731 | 0.01572539 | 213.393934 | 2.4365089 | 160.083495 | 36.388066 | 213.393934 | 2.4365089 |
| NV-102_5 | 275.054277 | 0.93930702 | 29.6794689 | 0.01116193 | 0.05907398 | 0.01634777 | 213.622185 | 2.34493324 | 569.823403 | 35.1823549 | 213.622185 | 2.34493324 |
| NV-102_4 | 487.496464 | 1.15666284 | 29.1860601 | 0.01087608 | 0.05701541 | 0.01589766 | 217.173443 | 2.32223342 | 492.129216 | 34.676673 | 217.173443 | 2.32223342 |
| NV-102_2 | 689.464873 | 1.00643261 | 30.3139145 | 0.01793316 | 0.05155594 | 0.0229368 | 209.223013 | 3.69073821 | 265.764587 | 51.7970401 | 209.223013 | 3.69073821 |
| NV-102_1 | 355.680365 | 1.00591219 | 29.601769 | 0.01029311 | 0.04996039 | 0.01649315 | 214.173697 | 2.16793089 | 193.147402 | 37.9073075 | 214.173697 | 2.16793089 |

Tabla 2. Datos de los análisis geocronológicos por el método U-Pb (LA-ICP-MS) para la muestra NV-102.

| Análisis | Razones isotópicas | | | | | | | | Edad (Ma) | | | |
|----------|--------------------|------------|-------------------------------------|------------|--------------------------------------|------------|-------------------------------------|------------|--------------------------------------|------------|------------|------------|
| | U ppm | Th/U | ²³⁸ U/ ²⁰⁶ Pb | ±1σ | ²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb | ±1σ | ²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U | ±1σ | ²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb | ±1σ | Edad (Ma) | ±1σ |
| NV65-45 | 824.278794 | 1.06621845 | 109.331297 | 0.01889346 | 0.04742792 | 0.01980284 | 58.6941873 | 1.10380894 | 70.827693 | 46.4373523 | 58.6941873 | 1.10380894 |
| NV65-44 | 1142.27287 | 1.22315418 | 114.193831 | 0.01999523 | 0.05399489 | 0.01873431 | 56.2057695 | 1.11886512 | 370.836507 | 41.6487046 | 56.2057695 | 1.11886512 |
| NV65-43 | 1600.87875 | 1.30677955 | 105.082826 | 0.01955033 | 0.05422452 | 0.01548132 | 61.0559747 | 1.18791985 | 380.386136 | 34.4362225 | 61.0559747 | 1.18791985 |
| NV65-42 | 605.793194 | 0.880453 | 105.24893 | 0.0200648 | 0.04887958 | 0.02274226 | 60.9600706 | 1.21727126 | 142.058635 | 52.5257388 | 60.9600706 | 1.21727126 |
| NV65-41 | 972.442722 | 1.06850528 | 103.293739 | 0.01997856 | 0.0642392 | 0.01876244 | 62.1084097 | 1.23476027 | 749.515696 | 39.1423537 | 62.1084097 | 1.23476027 |
| NV65-40 | 439.835281 | 0.88351799 | 102.421279 | 0.01495147 | 0.04872588 | 0.02209727 | 62.6349086 | 0.93188199 | 134.661933 | 51.1283302 | 62.6349086 | 0.93188199 |
| NV65-39 | 1497.61594 | 0.93591638 | 21.2171977 | 0.01086619 | 0.05315428 | 0.00722697 | 296.886994 | 3.15210076 | 335.387937 | 16.2959419 | 296.886994 | 3.15210076 |
| NV65-38 | 2648.38768 | 1.67482113 | 108.935853 | 0.01121142 | 0.04786193 | 0.00980445 | 58.9062803 | 0.65738107 | 92.4496481 | 23.0623794 | 58.9062803 | 0.65738107 |
| NV65-37 | 557.43462 | 0.85354679 | 103.9119 | 0.01554521 | 0.04841607 | 0.02366483 | 61.7406965 | 0.95512012 | 119.649269 | 54.8460929 | 61.7406965 | 0.95512012 |
| NV65-36 | 1133.10762 | 1.30831021 | 107.370332 | 0.01294078 | 0.05077516 | 0.01421432 | 59.7611988 | 0.76973691 | 230.635791 | 32.4986165 | 59.7611988 | 0.76973691 |
| NV65-33 | 815.173988 | 0.9091935 | 107.09501 | 0.01276662 | 0.04809217 | 0.01668697 | 59.9141226 | 0.76131245 | 103.805599 | 38.9781392 | 59.9141226 | 0.76131245 |
| NV65-32 | 959.994745 | 1.56155315 | 108.242754 | 0.01113655 | 0.0474499 | 0.01639227 | 59.2817392 | 0.65713439 | 71.9293601 | 38.5248026 | 59.2817392 | 0.65713439 |
| NV65-31 | 1269.64145 | 1.93604764 | 104.694248 | 0.01161087 | 0.05303645 | 0.01505694 | 61.2815133 | 0.70812122 | 330.356339 | 33.7978438 | 61.2815133 | 0.70812122 |
| NV65-30 | 976.57417 | 0.86174491 | 106.069859 | 0.01201358 | 0.04668227 | 0.01658061 | 60.4904757 | 0.72326766 | 33.0033646 | 39.2463967 | 60.4904757 | 0.72326766 |
| NV65-29 | 1699.17586 | 1.34393957 | 108.551123 | 0.01088481 | 0.04822462 | 0.01097693 | 59.1141035 | 0.64047268 | 110.302883 | 25.7135015 | 59.1141035 | 0.64047268 |
| NV65-27 | 1167.45492 | 1.35323088 | 109.418678 | 0.01308092 | 0.0549125 | 0.01521058 | 58.6475273 | 0.76363949 | 408.662045 | 33.6739452 | 58.6475273 | 0.76363949 |
| NV65-26 | 675.362842 | 0.83108369 | 106.584453 | 0.01438112 | 0.04777259 | 0.01983824 | 60.1997848 | 0.86165292 | 88.0221109 | 46.3711225 | 60.1997848 | 0.86165292 |
| NV65-25 | 1293.02976 | 1.12699429 | 109.652265 | 0.01461252 | 0.04802596 | 0.01673918 | 58.5231584 | 0.85124473 | 100.548196 | 39.1222001 | 58.5231584 | 0.85124473 |
| NV65-24 | 593.692699 | 0.99009092 | 30.9609319 | 0.0116241 | 0.05190957 | 0.01048751 | 204.919455 | 2.344116 | 281.428328 | 23.8220524 | 204.919455 | 2.344116 |
| NV65-23 | 1591.99933 | 1.83221477 | 104.985616 | 0.01349108 | 0.05531167 | 0.01333891 | 61.1122415 | 0.82052245 | 424.843221 | 29.4853147 | 61.1122415 | 0.82052245 |
| NV65-22 | 178.682667 | 1.02337734 | 21.166687 | 0.01360653 | 0.05059052 | 0.01733741 | 297.579361 | 3.95577576 | 222.216434 | 39.6128486 | 297.579361 | 3.95577576 |
| NV65-21 | 1271.05786 | 1.08314271 | 109.317014 | 0.01154377 | 0.04802713 | 0.01281597 | 58.7018214 | 0.6745288 | 100.605933 | 30.036126 | 58.7018214 | 0.6745288 |
| NV65-20 | 509.523695 | 1.16515313 | 102.359324 | 0.01396271 | 0.04727143 | 0.02156198 | 62.6726358 | 0.87078101 | 62.9611071 | 50.5735516 | 62.6726358 | 0.87078101 |
| NV65-19 | 598.220619 | 0.8800206 | 95.7506685 | 0.0199008 | 0.07034856 | 0.02698524 | 66.9758691 | 1.32583723 | 938.544052 | 54.3607231 | 66.9758691 | 1.32583723 |
| NV65-18 | 1767.59589 | 1.83420261 | 105.347663 | 0.01740878 | 0.04701012 | 0.01366387 | 60.9032067 | 1.05517132 | 49.7410204 | 32.3084596 | 60.9032067 | 1.05517132 |
| NV65-17 | 653.602227 | 0.76099789 | 112.945778 | 0.0199157 | 0.04577415 | 0.01833746 | 56.8241149 | 1.12662062 | 1.3528E-10 | 29.4722101 | 56.8241149 | 1.12662062 |
| NV65-15 | 715.358919 | 1.34289678 | 109.508009 | 0.01821226 | 0.05054116 | 0.02021798 | 58.5999022 | 1.06231295 | 219.957988 | 46.1206486 | 58.5999022 | 1.06231295 |
| NV65-13 | 1767.56854 | 1.85479717 | 105.180366 | 0.01915941 | 0.050566 | 0.01276771 | 60.9996213 | 1.16309941 | 221.094975 | 29.2711703 | 60.9996213 | 1.16309941 |
| NV65-12 | 998.209509 | 1.10354155 | 106.749742 | 0.01945491 | 0.04752238 | 0.01558383 | 60.1070058 | 1.16383642 | 75.5579342 | 36.6211243 | 60.1070058 | 1.16383642 |
| NV65-11 | 785.841926 | 1.0924282 | 112.087233 | 0.02128881 | 0.04766293 | 0.02348232 | 57.2574383 | 1.21343125 | 82.5711833 | 54.8034487 | 57.2574383 | 1.21343125 |
| NV65-10 | 241.515999 | 1.04820814 | 97.1297515 | 0.0225098 | 0.0446133 | 0.03251232 | 66.0297752 | 1.47856101 | 1.939E-11 | 0.95813364 | 66.0297752 | 1.47856101 |
| NV65-9 | 3603.03122 | 1.31767571 | 104.304282 | 0.01781962 | 0.04774283 | 0.00982328 | 61.5095392 | 1.09077164 | 86.5443827 | 23.1317388 | 61.5095392 | 1.09077164 |
| NV65-8 | 2276.55748 | 1.55857121 | 105.315153 | 0.01718631 | 0.04906142 | 0.01281214 | 60.9219186 | 1.04200659 | 150.767102 | 29.7508335 | 60.9219186 | 1.04200659 |
| NV65-7 | 996.457149 | 0.9554679 | 107.46623 | 0.02672956 | 0.04838765 | 0.02939336 | 59.7081167 | 1.58840744 | 118.265012 | 67.8677978 | 59.7081167 | 1.58840744 |
| NV65-6 | 860.060197 | 0.85975595 | 105.316985 | 0.01886626 | 0.04923051 | 0.01883504 | 60.9208643 | 1.14383342 | 158.823567 | 43.4873002 | 60.9208643 | 1.14383342 |
| NV65-5 | 6597.96193 | 1.81889417 | 103.896402 | 0.01939303 | 0.05793124 | 0.01872354 | 61.7498625 | 1.19168984 | 527.162403 | 40.5209034 | 61.7498625 | 1.19168984 |
| NV65-4 | 399.10663 | 0.74072918 | 30.9679933 | 0.01846564 | 0.05867367 | 0.01862292 | 204.873463 | 3.72256019 | 555.008508 | 40.1171576 | 204.873463 | 3.72256019 |
| NV65-3 | 1522.5683 | 1.35578439 | 107.882469 | 0.01775538 | 0.04723594 | 0.01414463 | 59.4788067 | 1.05112627 | 61.1721557 | 33.3624191 | 59.4788067 | 1.05112627 |
| NV65-2 | 1750.79649 | 1.41572219 | 107.452133 | 0.01847392 | 0.04743102 | 0.01319027 | 59.7159137 | 1.09799976 | 70.982878 | 31.0756895 | 59.7159137 | 1.09799976 |
| NV65-1 | 979.346059 | 0.79423727 | 106.152623 | 0.01846395 | 0.04708374 | 0.0176257 | 60.4435336 | 1.11071504 | 53.4765467 | 41.5298122 | 60.4435336 | 1.11071504 |

Tabla 3. Datos de los análisis geocronológicos por el método U-Pb (LA-ICP-MS) para la muestra NV-65.

| Análisis | Razones isotópicas | | | | | | | | Edad (Ma) | | | |
|----------|--------------------|------------|-------------------------------------|------------|--------------------------------------|------------|-------------------------------------|------------|--------------------------------------|------------|------------|------------|
| | U ppm | Th/U | ²³⁸ U/ ²⁰⁶ Pb | ±1σ | ²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb | ±1σ | ²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U | ±1σ | ²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb | ±1σ | Edad (Ma) | ±1σ |
| NV140-40 | 224.363174 | 2.29617219 | 126.29305 | 0.018216 | 0.04610421 | 0.03260474 | 50.8422788 | 0.92243426 | 3.07172386 | 76.7335424 | 50.8422788 | 0.92243426 |
| NV140-38 | 349.790672 | 0.87205973 | 124.359912 | 0.01708175 | 0.04857826 | 0.02750921 | 51.6294505 | 0.87833924 | 127.525681 | 63.4930386 | 51.6294505 | 0.87833924 |
| NV140-37 | 174.642013 | 1.47947627 | 131.292045 | 0.02125677 | 0.05324814 | 0.03486421 | 48.9137649 | 1.03573077 | 339.385063 | 77.0843918 | 48.9137649 | 1.03573077 |
| NV140-36 | 318.293319 | 1.53954016 | 135.056413 | 0.01774696 | 0.0499623 | 0.02572824 | 47.5554293 | 0.84080433 | 193.239426 | 58.7491809 | 47.5554293 | 0.84080433 |
| NV140-32 | 184.505053 | 1.22535821 | 129.370431 | 0.02173399 | 0.05504949 | 0.03375786 | 49.6375195 | 1.07458895 | 414.233653 | 73.730061 | 49.6375195 | 1.07458895 |
| NV140-31 | 206.148745 | 1.0437129 | 123.587086 | 0.02033013 | 0.04506972 | 0.03361268 | 51.9510071 | 1.05184033 | 3.6525E-11 | 27.9855159 | 51.9510071 | 1.05184033 |
| NV140-28 | 291.885121 | 0.68384097 | 126.353641 | 0.0180801 | 0.05530859 | 0.02851576 | 50.8179941 | 0.9151174 | 424.718843 | 62.3881145 | 50.8179941 | 0.9151174 |
| NV140-27 | 162.066532 | 1.65115528 | 128.533504 | 0.03947967 | 0.04808575 | 0.05033389 | 49.9594774 | 1.9644613 | 103.49008 | 114.861872 | 49.9594774 | 1.9644613 |
| NV140-26 | 566.001309 | 0.71276839 | 128.997532 | 0.0154585 | 0.04777634 | 0.02016381 | 49.7804561 | 0.76652187 | 88.2083897 | 47.1196683 | 49.7804561 | 0.76652187 |
| NV140-25 | 184.043692 | 1.01417459 | 121.307256 | 0.02271856 | 0.05121603 | 0.03194706 | 52.9233694 | 1.19730952 | 250.564532 | 71.8937059 | 52.9233694 | 1.19730952 |
| NV140-24 | 115.356126 | 1.27376032 | 115.788744 | 0.02706714 | 0.04563498 | 0.03835249 | 55.4348916 | 1.49385809 | 8.5224E-11 | 68.683653 | 55.4348916 | 1.49385809 |
| NV140-23 | 175.70405 | 0.87878462 | 133.085741 | 0.03203102 | 0.05496216 | 0.05060239 | 48.2569788 | 1.53976538 | 410.684221 | 109.354339 | 48.2569788 | 1.53976538 |
| NV140-22 | 276.910521 | 1.17087799 | 130.268088 | 0.01883146 | 0.0520083 | 0.03084348 | 49.2967794 | 0.92472359 | 285.775036 | 69.0292823 | 49.2967794 | 0.92472359 |
| NV140-21 | 139.564858 | 1.09913681 | 128.304749 | 0.03910394 | 0.05431584 | 0.05128502 | 50.0482057 | 1.94920984 | 384.168017 | 111.284724 | 50.0482057 | 1.94920984 |
| NV140-20 | 258.160203 | 0.88904399 | 128.947747 | 0.01937371 | 0.04882766 | 0.02997606 | 49.7996017 | 0.96101446 | 139.56389 | 68.9161973 | 49.7996017 | 0.96101446 |
| NV140-19 | 343.428424 | 1.6010731 | 127.973011 | 0.01766358 | 0.05034542 | 0.02676143 | 50.1774393 | 0.88281227 | 210.972358 | 60.8695665 | 50.1774393 | 0.88281227 |
| NV140-18 | 131.003932 | 1.543386 | 122.721326 | 0.02566876 | 0.04868472 | 0.03662678 | 52.3160215 | 1.3373144 | 132.675056 | 83.9249722 | 52.3160215 | 1.3373144 |
| NV140-17 | 529.399122 | 0.72116751 | 129.897214 | 0.01703387 | 0.06355635 | 0.02720302 | 49.4369902 | 0.83882795 | 726.899831 | 56.6433648 | 49.4369902 | 0.83882795 |
| NV140-15 | 708.373405 | 1.00237836 | 22.0833239 | 0.00855943 | 0.05294193 | 0.01140694 | 285.49685 | 2.38992333 | 326.30869 | 25.687959 | 285.49685 | 2.38992333 |
| NV140-14 | 180.513924 | 1.08508143 | 138.898323 | 0.02393052 | 0.05207927 | 0.032039 | 46.2447588 | 1.1026067 | 288.891853 | 71.6069558 | 46.2447588 | 1.1026067 |
| NV140-13 | 184.617355 | 0.89635784 | 134.963613 | 0.02119831 | 0.048712 | 0.03451426 | 47.5880076 | 1.00499245 | 133.99195 | 79.1809497 | 47.5880076 | 1.00499245 |
| NV140-12 | 182.019214 | 1.00784755 | 122.067001 | 0.02060944 | 0.06281843 | 0.03546099 | 52.5953141 | 1.07945956 | 702.089572 | 73.7360889 | 52.5953141 | 1.07945956 |
| NV140-11 | 370.878995 | 1.05624023 | 128.418858 | 0.01483379 | 0.04973084 | 0.02566557 | 50.0039066 | 0.73883586 | 182.432417 | 58.7234348 | 50.0039066 | 0.73883586 |
| NV140-10 | 2443.58865 | 0.69232202 | 127.950718 | 0.0098166 | 0.04773587 | 0.01358625 | 50.186148 | 0.4907261 | 86.1985597 | 31.9091268 | 50.186148 | 0.4907261 |
| NV140-9 | 639.072453 | 1.10007058 | 129.629896 | 0.01319049 | 0.05268197 | 0.02118915 | 49.5385463 | 0.65090061 | 315.124377 | 47.4897893 | 49.5385463 | 0.65090061 |
| NV140-8 | 247.985749 | 1.01251558 | 119.461245 | 0.01877116 | 0.04422756 | 0.02974401 | 53.7377845 | 1.00444942 | 1.5106E-11 | 5.862E-11 | 53.7377845 | 1.00444942 |
| NV140-7 | 224.219101 | 1.88426943 | 103.401164 | 0.01631653 | 0.1066626 | 0.03977982 | 62.0441937 | 1.00741088 | 1743.15073 | 71.1565114 | 62.0441937 | 1.00741088 |
| NV140-5 | 274.572611 | 1.96430889 | 128.957579 | 0.02002099 | 0.05029555 | 0.03180655 | 49.7958194 | 0.99304427 | 208.674957 | 72.1234017 | 49.7958194 | 0.99304427 |
| NV140-3 | 380.060562 | 0.8855411 | 143.876279 | 0.01788007 | 0.04657779 | 0.027012 | 44.6502707 | 0.79554223 | 27.6332814 | 63.52996 | 44.6502707 | 0.79554223 |
| NV140-2 | 249.863501 | 1.5937476 | 120.846667 | 0.02461085 | 0.04867277 | 0.03606712 | 53.1242499 | 1.30192924 | 132.097777 | 82.6832398 | 53.1242499 | 1.30192924 |
| NV140-1 | 239.012361 | 0.94589076 | 114.333032 | 0.01649993 | 0.04659804 | 0.02950432 | 56.1376355 | 0.92217943 | 28.6754838 | 69.2564485 | 56.1376355 | 0.92217943 |

Tabla 4. Datos de los análisis geocronológicos por el método U-Pb (LA-ICP-MS) para la muestra NV-140.

| Análisis | Razones isotópicas | | | | | | | | Edad (Ma) | | | |
|----------|--------------------|------------|-------------------------------------|------------|--------------------------------------|------------|-------------------------------------|------------|--------------------------------------|------------|------------|------------|
| | U ppm | Th/U | ²³⁸ U/ ²⁰⁶ Pb | ±1σ | ²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb | ±1σ | ²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U | ±1σ | ²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb | ±1σ | Edad (Ma) | ±1σ |
| NV143-41 | 476.655543 | 1.00526704 | 123.528105 | 0.01391024 | 0.04731243 | 0.01964047 | 51.9757125 | 0.72004746 | 65.0256845 | 46.1116373 | 51.9757125 | 0.72004746 |
| NV143-40 | 358.328963 | 1.40370146 | 65.7724549 | 0.04843449 | 0.05888341 | 0.03108886 | 97.2732413 | 4.67431694 | 562.78796 | 66.3299817 | 97.2732413 | 4.67431694 |
| NV143-39 | 159.877919 | 1.15607014 | 21.4013512 | 0.01110575 | 0.08931325 | 0.01524471 | 294.389803 | 3.19509988 | 1410.8863 | 28.895604 | 294.389803 | 3.19509988 |
| NV143-38 | 445.519075 | 1.35934822 | 121.05273 | 0.01566276 | 0.04780197 | 0.0210876 | 53.0341896 | 0.82720116 | 89.4795993 | 49.2347464 | 53.0341896 | 0.82720116 |
| NV143-37 | 221.720257 | 0.87271893 | 117.88169 | 0.02475487 | 0.0570558 | 0.04253978 | 54.4548106 | 1.34220446 | 493.690746 | 91.1268966 | 54.4548106 | 1.34220446 |
| NV143-36 | 192.684679 | 1.67725663 | 109.230246 | 0.0198267 | 0.04723249 | 0.03034362 | 58.7482395 | 1.15938818 | 60.9978631 | 70.7582122 | 58.7482395 | 1.15938818 |
| NV143-35 | 282.598366 | 0.8191824 | 111.917217 | 0.01935218 | 0.07011847 | 0.02886048 | 57.344034 | 1.10471639 | 931.82429 | 58.1283147 | 57.344034 | 1.10471639 |
| NV143-34 | 418.164916 | 0.74115081 | 21.0641962 | 0.00821569 | 0.06644808 | 0.01199865 | 298.99421 | 2.39990203 | 820.522406 | 24.8600831 | 298.99421 | 2.39990203 |
| NV143-33 | 113.282194 | 1.54698521 | 119.042087 | 0.02847748 | 0.07098997 | 0.03714333 | 53.9262109 | 1.52909568 | 957.124511 | 74.1307419 | 53.9262109 | 1.52909568 |
| NV143-32 | 368.789532 | 1.28816485 | 114.135661 | 0.01746695 | 0.04785622 | 0.02125389 | 56.2342907 | 0.97789579 | 92.1670021 | 49.5925276 | 56.2342907 | 0.97789579 |
| NV143-31 | 489.440737 | 1.02643423 | 72.4830345 | 0.02112588 | 0.05707224 | 0.01838675 | 88.3289532 | 1.85303424 | 494.325902 | 40.023464 | 88.3289532 | 1.85303424 |
| NV143-30 | 71.6713675 | 0.82695204 | 110.259951 | 0.03523941 | 0.06114473 | 0.04252526 | 58.2020662 | 2.041452 | 644.329235 | 88.8487972 | 58.2020662 | 2.041452 |
| NV143-29 | 99.1569383 | 1.21437674 | 114.982993 | 0.03264369 | 0.04765929 | 0.03351552 | 55.8216783 | 1.81410333 | 82.3897869 | 77.6742039 | 55.8216783 | 1.81410333 |
| NV143-28 | 402.829003 | 2.05199644 | 107.108931 | 0.01562475 | 0.07002274 | 0.02640671 | 59.9063715 | 0.93161913 | 929.019983 | 53.2927827 | 59.9063715 | 0.93161913 |
| NV143-27 | 237.763397 | 0.79914823 | 14.1391528 | 0.01529967 | 0.09207393 | 0.01892314 | 440.525673 | 6.51147531 | 1468.91125 | 35.5069861 | 440.525673 | 6.51147531 |
| NV143-26 | 597.246829 | 1.02490399 | 113.569189 | 0.01645991 | 0.04722716 | 0.01953307 | 56.5135559 | 0.92607602 | 60.728787 | 45.8996546 | 56.5135559 | 0.92607602 |
| NV143-25 | 898.074648 | 1.36867332 | 119.560517 | 0.01175169 | 0.048041 | 0.01444101 | 53.693351 | 0.62833636 | 101.288749 | 33.8013591 | 53.693351 | 0.62833636 |
| NV143-24 | 1221.78962 | 1.35513448 | 120.165792 | 0.01031275 | 0.04769432 | 0.01607016 | 53.4240149 | 0.5486487 | 84.1330125 | 37.6908525 | 53.4240149 | 0.5486487 |
| NV143-23 | 481.171495 | 1.65757355 | 111.29762 | 0.01363314 | 0.04993741 | 0.02312705 | 57.6618459 | 0.78255938 | 192.080747 | 52.9160576 | 57.6618459 | 0.78255938 |
| NV143-22 | 509.21373 | 2.09140774 | 117.581636 | 0.01708438 | 0.06319122 | 0.02216186 | 54.5931859 | 0.92868563 | 714.67221 | 46.3908208 | 54.5931859 | 0.92868563 |
| NV143-21 | 198.926825 | 1.23649103 | 120.939611 | 0.0220799 | 0.05625261 | 0.03362738 | 53.0835909 | 1.16716189 | 462.352452 | 72.848539 | 53.0835909 | 1.16716189 |
| NV143-20 | 376.378684 | 0.97175795 | 109.498851 | 0.01704959 | 0.04587873 | 0.02855178 | 58.6049408 | 0.99458536 | 2.1689E-10 | 58.7849095 | 58.6049408 | 0.99458536 |
| NV143-19 | 238.065341 | 0.94705145 | 114.578193 | 0.01803128 | 0.0467265 | 0.03187284 | 56.0180395 | 1.00562235 | 35.2715536 | 74.600028 | 56.0180395 | 1.00562235 |
| NV143-18 | 827.592951 | 1.09023557 | 119.617141 | 0.01269928 | 0.04662997 | 0.01771208 | 53.6680389 | 0.67868074 | 30.3176907 | 41.9118854 | 53.6680389 | 0.67868074 |
| NV143-16 | 343.623265 | 1.8823052 | 117.783113 | 0.01689897 | 0.05996893 | 0.02860028 | 54.5001936 | 0.91704982 | 602.453833 | 60.7194323 | 54.5001936 | 0.91704982 |
| NV143-15 | 133.075955 | 0.74867941 | 21.7711853 | 0.01265909 | 0.05159222 | 0.01955133 | 289.499525 | 3.58273221 | 267.378633 | 44.2423599 | 289.499525 | 3.58273221 |
| NV143-14 | 611.184944 | 0.74622838 | 122.568751 | 0.0164069 | 0.06139883 | 0.03101736 | 52.3808813 | 0.85586871 | 653.235389 | 65.1991201 | 52.3808813 | 0.85586871 |
| NV143-13 | 305.380625 | 1.01212376 | 116.182057 | 0.01588511 | 0.04572541 | 0.02960942 | 55.2480289 | 0.8738117 | 1.0664E-10 | 53.2521499 | 55.2480289 | 0.8738117 |
| NV143-12 | 251.051584 | 1.08802383 | 96.3761817 | 0.02853911 | 0.06720047 | 0.03450445 | 66.5434094 | 1.88904463 | 843.993022 | 70.1920884 | 66.5434094 | 1.88904463 |
| NV143-10 | 299.405487 | 1.9445852 | 117.618706 | 0.01735739 | 0.05063428 | 0.0283478 | 54.5760525 | 0.94323016 | 224.215811 | 64.2540173 | 54.5760525 | 0.94323016 |
| NV143-9 | 266.906716 | 1.77821925 | 112.080337 | 0.01877495 | 0.08834325 | 0.02514539 | 57.2609457 | 1.0702218 | 1389.9593 | 47.5058046 | 57.2609457 | 1.0702218 |
| NV143-8 | 192.842685 | 1.48635431 | 117.420802 | 0.02014782 | 0.04487545 | 0.0340507 | 54.6676472 | 1.09668336 | 2.7957E-11 | 18.6361124 | 54.6676472 | 1.09668336 |
| NV143-7 | 135.405451 | 0.80391209 | 110.81178 | 0.0451262 | 0.08496156 | 0.06339374 | 57.9135247 | 2.6011884 | 1314.66145 | 118.226272 | 57.9135247 | 2.6011884 |
| NV143-6 | 327.526526 | 1.12636491 | 115.439289 | 0.01788318 | 0.04937257 | 0.02661965 | 55.6019811 | 0.98998852 | 165.561469 | 61.0527375 | 55.6019811 | 0.98998852 |
| NV143-5 | 388.949348 | 1.64862523 | 123.865893 | 0.03586077 | 0.04995471 | 0.02734313 | 51.8345404 | 1.85110722 | 192.886544 | 62.3708647 | 51.8345404 | 1.85110722 |
| NV143-4 | 251.762934 | 1.28712142 | 119.886864 | 0.02601424 | 0.0488106 | 0.04194122 | 53.5477961 | 1.38708636 | 138.743396 | 95.6458321 | 53.5477961 | 1.38708636 |
| NV143-3 | 486.269513 | 0.75668291 | 119.431047 | 0.02412457 | 0.04779934 | 0.03168933 | 53.7513152 | 1.29120703 | 89.3488383 | 73.4411972 | 53.7513152 | 1.29120703 |
| NV143-2 | 801.826151 | 1.50683507 | 115.238435 | 0.0116944 | 0.05387903 | 0.02233419 | 55.6984748 | 0.64852192 | 365.99649 | 49.5715707 | 55.6984748 | 0.64852192 |
| NV143-1 | 527.740991 | 1.84461318 | 116.900543 | 0.01766849 | 0.04960898 | 0.0197998 | 54.9099094 | 0.96598237 | 176.713543 | 45.5351768 | 54.9099094 | 0.96598237 |

Tabla 5. Datos de los análisis geocronológicos por el método U-Pb (LA-ICP-MS) para la muestra NV-143.

| Análisis | Razones isotópicas | | | | | | | | Edad (Ma) | | | |
|----------|--------------------|------------|-------------------------------------|------------|--------------------------------------|------------|-------------------------------------|------------|--------------------------------------|------------|------------|------------|
| | U ppm | Th/U | ²³⁸ U/ ²⁰⁶ Pb | ±1σ | ²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb | ±1σ | ²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U | ±1σ | ²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb | ±1σ | Edad (Ma) | ±1σ |
| NV144-12 | 165.789795 | 1.08339695 | 123.217193 | 0.0421652 | 0.0565633 | 0.0701635 | 52.106333 | 2.187847 | 474.547776 | 148.096758 | 52.106333 | 2.187847 |
| NV144-31 | 928.334166 | 1.242404 | 122.915081 | 0.01168855 | 0.04598086 | 0.01884616 | 52.2338874 | 0.60804309 | 5.7041E-10 | 41.4560305 | 52.2338874 | 0.60804309 |
| NV144-22 | 1050.1699 | 3.17531541 | 120.652297 | 0.0254858 | 0.10311245 | 0.01737573 | 53.2094805 | 1.35036321 | 1680.88761 | 31.7467543 | 53.2094805 | 1.35036321 |
| NV144-5 | 1169.61586 | 2.42297867 | 120.295733 | 0.01610547 | 0.05066455 | 0.01780251 | 53.3665457 | 0.85588856 | 225.597166 | 40.637532 | 53.3665457 | 0.85588856 |
| NV144-17 | 681.084689 | 1.87440085 | 118.364236 | 0.0232342 | 0.08898544 | 0.01990995 | 54.233741 | 1.25466974 | 1403.84626 | 37.6653305 | 54.233741 | 1.25466974 |
| NV144-32 | 608.070747 | 0.93360109 | 117.867316 | 0.01269968 | 0.05050805 | 0.01934387 | 54.4614234 | 0.68869273 | 218.441573 | 44.1655828 | 54.4614234 | 0.68869273 |
| NV144-30 | 1538.45199 | 1.57974492 | 117.247941 | 0.01991242 | 0.04735555 | 0.02056741 | 54.7479035 | 1.08545541 | 67.1943773 | 48.2367565 | 54.7479035 | 1.08545541 |
| NV144-1 | 314.949731 | 1.33633556 | 116.30741 | 0.01619079 | 0.05545665 | 0.02904731 | 55.1887379 | 0.88967372 | 430.680062 | 63.4631974 | 55.1887379 | 0.88967372 |
| NV144-18 | 370.963077 | 1.3693775 | 115.887445 | 0.02259957 | 0.06066628 | 0.02438243 | 55.3878799 | 1.24625953 | 627.422657 | 51.6958106 | 55.3878799 | 1.24625953 |
| NV144-11 | 542.966196 | 0.83241203 | 115.590066 | 0.01493254 | 0.05199758 | 0.01776127 | 55.5297649 | 0.82558668 | 285.303654 | 40.1130319 | 55.5297649 | 0.82558668 |
| NV144-14 | 198.202962 | 1.68159614 | 115.359722 | 0.02857738 | 0.0601923 | 0.0597163 | 55.6401665 | 1.58301363 | 610.494559 | 124.073052 | 55.6401665 | 1.58301363 |
| NV144-29 | 1391.26379 | 1.41393284 | 115.1342 | 0.0132058 | 0.04979907 | 0.01317383 | 55.7486831 | 0.73299006 | 185.625441 | 30.3886402 | 55.7486831 | 0.73299006 |
| NV144-34 | 237.121573 | 0.81413358 | 114.556019 | 0.02477669 | 0.04557562 | 0.04047965 | 56.0288355 | 1.38204583 | 7.3726E-11 | 70.4557511 | 56.0288355 | 1.38204583 |
| NV144-15 | 310.587384 | 1.5703982 | 113.831889 | 0.02404714 | 0.05437692 | 0.04000754 | 56.3837028 | 1.34981299 | 386.69245 | 87.429053 | 56.3837028 | 1.34981299 |
| NV144-35 | 224.649379 | 1.00933305 | 113.062725 | 0.01847996 | 0.04553804 | 0.03287868 | 56.7655966 | 1.04433641 | 6.9442E-11 | 51.0183387 | 56.7655966 | 1.04433641 |
| NV144-10 | 310.650233 | 0.7557194 | 112.986322 | 0.01877866 | 0.04755655 | 0.02591183 | 56.8038137 | 1.06192619 | 77.2657222 | 60.4295637 | 56.8038137 | 1.06192619 |
| NV144-36 | 397.596337 | 1.31403705 | 112.472126 | 0.01914537 | 0.07149303 | 0.0286173 | 57.0623612 | 1.0875671 | 971.543518 | 57.2993994 | 57.0623612 | 1.0875671 |
| NV144-21 | 96.8411708 | 1.18071942 | 111.764976 | 0.03099258 | 0.05064588 | 0.0402039 | 57.4217984 | 1.77150352 | 224.745519 | 90.3819444 | 57.4217984 | 1.77150352 |
| NV144-33 | 870.803352 | 1.5755065 | 110.173602 | 0.01303827 | 0.04732272 | 0.02028391 | 58.2474767 | 0.75598118 | 65.5433986 | 47.5960277 | 58.2474767 | 0.75598118 |
| NV144-28 | 875.668499 | 2.12881236 | 110.139932 | 0.01494014 | 0.04823848 | 0.01701477 | 58.2652026 | 0.86650974 | 110.981552 | 39.6819799 | 58.2652026 | 0.86650974 |
| NV144-19 | 195.993324 | 0.99749762 | 109.260774 | 0.02201393 | 0.04618237 | 0.03096255 | 58.7318995 | 1.28691973 | 7.15038504 | 72.8973613 | 58.7318995 | 1.28691973 |
| NV144-9 | 295.892338 | 0.96088612 | 108.255698 | 0.02029718 | 0.05464446 | 0.04349902 | 59.2746838 | 1.1974831 | 397.704455 | 94.6579219 | 59.2746838 | 1.1974831 |
| NV144-2 | 495.542491 | 1.60163586 | 108.192575 | 0.02103669 | 0.05883422 | 0.02834331 | 59.3091078 | 1.24182593 | 560.967124 | 60.6008778 | 59.3091078 | 1.24182593 |
| NV144-4 | 184.782899 | 1.07271951 | 107.878399 | 0.02387523 | 0.04909744 | 0.03075429 | 59.4810402 | 1.41343665 | 152.486705 | 70.5009906 | 59.4810402 | 1.41343665 |
| NV144-6 | 94.46772 | 2.30356249 | 107.551297 | 0.0299103 | 0.04382116 | 0.03548127 | 59.661109 | 1.7760048 | 1.2175E-11 | 3.5848E-11 | 59.661109 | 1.7760048 |
| NV144-20 | 208.656229 | 1.15200428 | 106.798165 | 0.02589368 | 0.07599719 | 0.02869018 | 60.0798796 | 1.5482761 | 1094.99658 | 56.3926391 | 60.0798796 | 1.5482761 |
| NV144-16 | 816.749867 | 1.84290642 | 105.607279 | 0.02181439 | 0.06122352 | 0.04533461 | 60.754191 | 1.31895479 | 647.096041 | 94.5033688 | 60.754191 | 1.31895479 |
| NV144-26 | 333.180003 | 1.66985791 | 105.283367 | 0.01887055 | 0.06526361 | 0.026644 | 60.9402248 | 1.14445571 | 782.846055 | 55.0051024 | 60.9402248 | 1.14445571 |
| NV144-8 | 926.413848 | 3.50392545 | 104.924415 | 0.02161067 | 0.06412627 | 0.02881985 | 61.1477194 | 1.31506124 | 745.797863 | 59.7650067 | 61.1477194 | 1.31506124 |
| NV144-7 | 926.413848 | 3.50392545 | 104.924415 | 0.02161067 | 0.06412627 | 0.02881985 | 61.1477194 | 1.31506124 | 745.797863 | 59.7650067 | 61.1477194 | 1.31506124 |
| NV144-25 | 343.38759 | 1.12087083 | 102.699245 | 0.01825837 | 0.0531231 | 0.02345749 | 62.4661994 | 1.1349228 | 334.057968 | 52.3169757 | 62.4661994 | 1.1349228 |
| NV144-24 | 129.375414 | 0.89566932 | 101.440809 | 0.04241501 | 0.06603174 | 0.06067832 | 63.2373429 | 2.66854721 | 807.382088 | 122.098143 | 63.2373429 | 2.66854721 |
| NV144-27 | 222.952453 | 1.6730077 | 96.5597418 | 0.02321518 | 0.06583348 | 0.03212161 | 66.4175598 | 1.53379712 | 801.085776 | 65.8875092 | 66.4175598 | 1.53379712 |
| NV144-23 | 1001.25469 | 1.08309392 | 23.2395975 | 0.01181893 | 0.0522801 | 0.00916486 | 271.587067 | 3.14242525 | 297.680428 | 20.776517 | 271.587067 | 3.14242525 |

Tabla 6. Datos de los análisis geocronológicos por el método U-Pb (LA-ICP-MS) para la muestra NV-144.

| Análisis | Razones isotópicas | | | | | | Edad (Ma) | | | | | |
|----------|--------------------|------------|-------------------------------------|------------|--------------------------------------|------------|-------------------------------------|------------|--------------------------------------|------------|------------|------------|
| | U ppm | Th/U | ²³⁸ U/ ²⁰⁶ Pb | ±1σ | ²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb | ±1σ | ²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U | ±1σ | ²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb | ±1σ | Edad (Ma) | ±1σ |
| NV120-40 | 182.750022 | 1.87845546 | 123.187321 | 0.02978898 | 0.04943853 | 0.04943495 | 52.1189175 | 1.54612473 | 168.680789 | 111.554939 | 52.1189175 | 1.54612473 |
| NV120-39 | 383.095383 | 1.70266228 | 115.280026 | 0.01660058 | 0.04814055 | 0.02422326 | 55.6784661 | 0.92024872 | 106.18212 | 56.2575157 | 55.6784661 | 0.92024872 |
| NV120-38 | 584.119931 | 0.81963708 | 51.5562242 | 0.01152326 | 0.04834639 | 0.01617144 | 123.839416 | 1.41325894 | 116.253999 | 37.7009575 | 123.839416 | 1.41325894 |
| NV120-37 | 356.429398 | 0.90203918 | 122.779325 | 0.01600043 | 0.04708968 | 0.02762807 | 52.2914082 | 0.83324709 | 53.7774692 | 64.63523 | 52.2914082 | 0.83324709 |
| NV120-36 | 623.971331 | 2.04135744 | 129.458466 | 0.01644756 | 0.05057496 | 0.0194049 | 49.6038943 | 0.81268095 | 221.504837 | 44.2785739 | 49.6038943 | 0.81268095 |
| NV120-35 | 405.830115 | 0.72912778 | 127.896398 | 0.01603393 | 0.05167039 | 0.02443316 | 50.2073803 | 0.80184487 | 270.850532 | 55.0692577 | 50.2073803 | 0.80184487 |
| NV120-33 | 466.121537 | 0.88575276 | 113.597724 | 0.01635722 | 0.04823 | 0.02846058 | 56.4994217 | 0.92006988 | 110.566346 | 65.8497547 | 56.4994217 | 0.92006988 |
| NV120-32 | 325.310001 | 0.77209988 | 115.135355 | 0.02261024 | 0.0468092 | 0.0319283 | 55.748126 | 1.25492178 | 39.5038914 | 74.6681329 | 55.748126 | 1.25492178 |
| NV120-31 | 294.991992 | 0.83988786 | 122.902785 | 0.01706729 | 0.04743635 | 0.03181065 | 52.2390923 | 0.88791589 | 71.2501942 | 73.9626491 | 52.2390923 | 0.88791589 |
| NV120-30 | 239.109092 | 0.47354529 | 20.7301587 | 0.01204124 | 0.05236622 | 0.01465445 | 303.700342 | 3.57113587 | 301.434308 | 33.0726253 | 303.700342 | 3.57113587 |
| NV120-29 | 545.189701 | 1.31752137 | 124.056288 | 0.01881648 | 0.05012584 | 0.0223398 | 51.7553059 | 0.96988061 | 200.832725 | 51.0618222 | 51.7553059 | 0.96988061 |
| NV120-28 | 213.542094 | 2.13635274 | 122.398659 | 0.02652341 | 0.07715728 | 0.04155337 | 52.4533775 | 1.38544846 | 1125.25772 | 80.6634526 | 52.4533775 | 1.38544846 |
| NV120-27 | 491.334292 | 1.09643862 | 116.088996 | 0.01658908 | 0.04869491 | 0.0225933 | 55.2921283 | 0.91325825 | 133.167077 | 52.2721866 | 55.2921283 | 0.91325825 |
| NV120-26 | 262.352333 | 1.40267339 | 116.657981 | 0.02092953 | 0.04627954 | 0.02961705 | 55.0235954 | 1.14661517 | 12.2077424 | 69.7296721 | 55.0235954 | 1.14661517 |
| NV120-25 | 283.4475 | 0.81198248 | 110.070258 | 0.01940212 | 0.05689971 | 0.02661114 | 58.3019183 | 1.1259827 | 487.648451 | 57.6714848 | 58.3019183 | 1.1259827 |
| NV120-24 | 238.714491 | 1.86714849 | 111.336208 | 0.01921345 | 0.04737839 | 0.03064266 | 57.6419503 | 1.10246952 | 68.3417406 | 71.3435109 | 57.6419503 | 1.10246952 |
| NV120-23 | 1057.28465 | 2.59842991 | 123.099639 | 0.01540737 | 0.04686323 | 0.02162233 | 52.1558914 | 0.80029351 | 42.2627901 | 50.908848 | 52.1558914 | 0.80029351 |
| NV120-22 | 356.5574 | 0.61628618 | 20.8572578 | 0.01191835 | 0.05190399 | 0.0138173 | 301.892329 | 3.51415041 | 281.182675 | 31.3142333 | 301.892329 | 3.51415041 |
| NV120-21 | 384.760194 | 1.03113224 | 125.786709 | 0.02002802 | 0.04618027 | 0.02712405 | 51.046131 | 1.01823536 | 7.04101546 | 64.0346567 | 51.046131 | 1.01823536 |
| NV120-20 | 748.980848 | 0.5589833 | 112.926429 | 0.01654461 | 0.04834216 | 0.01844088 | 56.8338085 | 0.93609256 | 116.047386 | 42.9245954 | 56.8338085 | 0.93609256 |
| NV120-19 | 241.870924 | 0.7078563 | 114.718483 | 0.01988871 | 0.04605068 | 0.02900829 | 55.9498309 | 1.1078598 | 0.27192148 | 68.4786968 | 55.9498309 | 1.1078598 |
| NV120-18 | 180.820635 | 0.90218752 | 115.637553 | 0.02152823 | 0.04886657 | 0.03373735 | 55.5070591 | 1.18972919 | 141.433774 | 77.335251 | 55.5070591 | 1.18972919 |
| NV120-17 | 220.974727 | 2.35065168 | 123.684563 | 0.02599029 | 0.05521998 | 0.03270764 | 51.9102281 | 1.34360448 | 421.140917 | 71.4017361 | 51.9102281 | 1.34360448 |
| NV120-16 | 388.984078 | 1.10873884 | 123.671046 | 0.01615227 | 0.05218958 | 0.02475898 | 51.9158794 | 0.83513756 | 293.725123 | 55.5648021 | 51.9158794 | 0.83513756 |
| NV120-15 | 193.034837 | 0.46947827 | 22.2105557 | 0.0136632 | 0.05274361 | 0.01563418 | 283.896886 | 3.79365146 | 317.783134 | 35.1576655 | 283.896886 | 3.79365146 |
| NV120-14 | 162.628496 | 0.9431467 | 116.849812 | 0.03053858 | 0.04690695 | 0.0498218 | 54.9336475 | 1.67025166 | 44.4924999 | 114.96944 | 54.9336475 | 1.67025166 |
| NV120-13 | 668.064458 | 0.89618007 | 117.016915 | 0.0135495 | 0.04807122 | 0.01916596 | 54.8555337 | 0.74006924 | 102.775455 | 44.6988555 | 54.8555337 | 0.74006924 |
| NV120-12 | 172.563367 | 2.62771581 | 119.894834 | 0.0435957 | 0.07609116 | 0.06444565 | 53.5442513 | 2.32421233 | 1097.46991 | 123.850738 | 53.5442513 | 2.32421233 |
| NV120-11 | 460.704445 | 1.57675818 | 108.798512 | 0.01438558 | 0.05350834 | 0.02488676 | 58.9803012 | 0.84454082 | 350.413859 | 55.2915233 | 58.9803012 | 0.84454082 |
| NV120-10 | 696.948802 | 0.82586708 | 105.709861 | 0.0159871 | 0.04803159 | 0.01995025 | 60.6955114 | 0.96571895 | 100.825612 | 46.5190035 | 60.6955114 | 0.96571895 |
| NV120-9 | 817.144776 | 1.20896954 | 123.433635 | 0.0130768 | 0.04859781 | 0.01973757 | 52.0153317 | 0.67742188 | 128.472281 | 45.7961738 | 52.0153317 | 0.67742188 |
| NV120-8 | 375.519581 | 0.9438371 | 103.729518 | 0.02998169 | 0.10877501 | 0.02612189 | 61.8487333 | 1.84519824 | 1779.00163 | 46.8999536 | 61.8487333 | 1.84519824 |
| NV120-7 | 481.007916 | 2.70540436 | 123.023177 | 0.01481711 | 0.04609981 | 0.02804736 | 52.1881765 | 0.77011037 | 2.84153159 | 66.2233139 | 52.1881765 | 0.77011037 |
| NV120-6 | 551.032509 | 1.02257916 | 124.866519 | 0.01406111 | 0.04591633 | 0.02033125 | 51.4208132 | 0.72011753 | 3.7201E-11 | 41.5811606 | 51.4208132 | 0.72011753 |
| NV120-5 | 573.595618 | 2.817046 | 117.767509 | 0.02220013 | 0.05826882 | 0.02647261 | 54.5073846 | 1.20485692 | 539.884289 | 56.8722865 | 54.5073846 | 1.20485692 |
| NV120-4 | 195.788328 | 2.21832586 | 116.851752 | 0.02088266 | 0.04733271 | 0.03327674 | 54.9327394 | 1.14216675 | 66.0461102 | 77.3666573 | 54.9327394 | 1.14216675 |
| NV120-3 | 451.994856 | 0.94606894 | 124.952558 | 0.0220157 | 0.06036969 | 0.03489912 | 51.3855468 | 1.12669342 | 616.850979 | 73.6100241 | 51.3855468 | 1.12669342 |
| NV120-2 | 470.978196 | 2.53771507 | 104.875913 | 0.01645444 | 0.08664621 | 0.02978443 | 61.1758643 | 1.0017756 | 1352.63828 | 56.3970154 | 61.1758643 | 1.0017756 |
| NV120-1 | 490.843448 | 0.8872382 | 124.962809 | 0.01682232 | 0.04764016 | 0.02232437 | 51.3813484 | 0.86086027 | 81.4369715 | 52.154478 | 51.3813484 | 0.86086027 |

Tabla 7. Datos de los análisis geocronológicos por el método U-Pb (LA-ICP-MS) para la muestra NV-120.

8.3. ANEXO C: DATOS DE LOS ESTUDIOS PALEONTOLÓGICOS DE ESTE TRABAJO

| Muestra | E | N | Altitud | Fósiles | Edad | Fuente | Unidad Geologica | Descripción Unidad Geologica | Localidad | Referencia |
|---------|--------|---------|---------|---|--|-------------------------------|------------------|--|--|--------------|
| NV-17 | 475563 | 7365514 | 2378 | Gastrópodos: Gastropoda indet. Bivalvos: Gryphaea oxytropis Philippi; Scaphorella sp.; Neocrassina sp.; Thracia (?) sp.; Cucullaea (?) sp.; Coelastarte (?) sp.; Pleuromya (?) sp. | Edad indeterminada en el lapso Bajociano-Bathoniano | (Leanza, 1993; Rubilar, 2005) | Jgc1 | Areniscas finas fosilíferas Grupo Caracoles, miembro 1 | Quebrada La Ballena, media quebrada abajo | Este trabajo |
| NV-25 | 474710 | 7364468 | 2298 | Amonites: Perisphinctes (?) sp. | Oxfordiano | (Gygi y Hillebrandt, 1991) | Jgc2 | Grupo Caracoles, miembro 2, fósiles de ammonites | Quebrada La Ballena, quebrada abajo | Este trabajo |
| NV-49 | 476149 | 7359413 | 2548 | Amonites: Euaspidoceras sp.; Perisphinctes (Antilloceras) aff. Prophetae Gygi y Hillebrandt; Ochetoceras (Cubaochetoceras) aff. imlayi Sanchez Roig; Ochetoceras (Ochetoceras) cf. hispidum (Oppel) | Oxfordiano Medio alto | (Gygi y Hillebrandt, 1991) | Jgc2 | Fósiles de amonites miembro 2 Gr Caracoles | Quebrada Azabache, debajo de sinclinal al este | Este trabajo |
| NV-59 | 475450 | 7362817 | 2425 | Braquiópodos: Rhactorhynchia (?) sp.; Loboidothyris sp. Bivalvos: Gryphaea (?) sp.; Pleuromya (?) sp. Amonites: Neuqueniceras (Neuqueniceras) aff. biscissum (Stehn) | Probable Bathoniano Superior-Caloviano Inferior | (Riccardi y Westermann, 1991) | Jgc1 | Fósiles de Rinchonella y braquiopodos en areniscas finas 1° miembro Gr Caracoles | al Este de quebrada anterior, por encima de una loma | Este trabajo |
| NV-61 | 475503 | 7362693 | 2423 | Amonites: Stephanoceras (?) sp. | Posible Bajociano Inferior alto | (Hillebrandt, 2001) | Jgc2 | Fósiles de amonites en 2do miembro del Jurásico marino | Quebrada al Sur de quebrada anterior, al Norte de Cerro Las torres | Este trabajo |
| NV-62 | 475030 | 7362214 | 2386 | Amonites: Teloceras sp.; Megasphaeroceras (?) sp | Bajociano Superior bajo | (Hillebrandt, 2001) | Jgc2 | Fósiles de amonites en 2do miembro del Jurásico marino | Quebrada al Sur de quebrada anterior, al Norte de Cerro Las torres | Este trabajo |
| NV-64 | 475052 | 7357852 | 2578 | Bivalvos: Syrotrigonia sp.; Trigoniidae indet. | Edad indeterminada en el lapso Oxfordiano-Neocomiano | (Pérez y Marinovic, 2007) | Jgc5 | Fósiles de trigonia y bivalvos en miembro 5 Gr Caracoles | Cerro Azabache, ladera Norte, sector medio | Este trabajo |
| NV-68 | 476338 | 7359869 | 2623 | Amonites: Neuqueniceras (Frichites) bodenbenderi (Tornquist) | Caloviano Inferior | (Riccardi y Westermann, 1991) | Jgc2 | Fósil de amonite como rodado, en el 2 miembro del Jur marino | al Este del Cerro Las torres, en el anticlinal en el 2° miembro | Este trabajo |
| NV-70 | 476420 | 7359898 | 2628 | Amonites: Neuqueniceras (Frichites) cf. antipodum (Gottsche) | Probable Caloviano Inferior | (Riccardi y Westermann, 1991) | Jgc2 | Fósil de amonite grande, en 2° miembro del Jur marino | Parte Este del cerro Las Torres | Este trabajo |
| NV-82 | 475628 | 7362043 | 2451 | Amonites: Neuqueniceras (Frichites) cf. antipodum (Gottsche) | Probable Caloviano Inferior | (Riccardi y Westermann, 1991) | Jgc2 | Fósiles de amonites en 2do miembro del Jurásico marino | Quebrada al W de domos riolíticos al norte del cerro Las torres | Este trabajo |
| NV-107 | 474368 | 7361386 | 2363 | Amonites: Neuqueniceras (Frichites) cf. antipodum (Gottsche) | Caloviano Inferior | (Riccardi y Westermann, 1991) | Jgc3 | Fósiles de amonites en 3° miembro Jurásico marino | Cerro las torres ladera N | Este trabajo |
| NV-112 | 476202 | 7359369 | 2561 | Amonites: Euaspidoceras sp.; Perisphinctes sp. | Probable Oxfordiano Medio | (Gygi y Hillebrandt, 1991) | Jgc3 | Fósiles de amonites en 3° miembro Jurásico marino | Quebrada en Cerro las Torres por el E. Siguiendo traza de FSV | Este trabajo |

Tabla 8. Datos de los análisis paleontológicos realizados en este trabajo para el Grupo Caracoles, en la localidad de Cerro La Ballena-Portezuelo Azabache.