



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

**EVOLUCIÓN SEDIMENTARIA, CRETÁCICO SUPERIOR A PALEÓGENA, DE LA
CUENCA PRE-ANDINA EN LOS SECTORES DEL SALAR DE IMILAC Y SIERRA
DE ALMEIDA (24°S-24°30'S)**

TESIS PARA OPTAR AL GRADO DE MAGÍSTER EN CIENCIAS MENCIÓN GEOLOGÍA

MEMORIA PARA OPTAR AL TÍTULO DE GEÓLOGO

BENJAMÍN BAHAMONDES ARIAS

PROFESOR GUÍA:
JACOBUS PHILIPPUS LE ROUX

MIEMBROS DE LA COMISIÓN:
MARCELO SOLARI CORVALÁN
CÉSAR ARRIAGADA ORTEGA

SANTIAGO DE CHILE
2017

**RESUMEN DE LA MEMORIA PARA OPTAR AL
TÍTULO DE:** Geólogo y grado de Magíster en ciencias
mención Geología
POR: Benjamín Bahamondes Arias
FECHA: 07/08/2017
PROF. GUÍA: Jacobus Philippus le Roux

**EVOLUCIÓN SEDIMENTARIA, CRETÁCICO SUPERIOR A PALEÓGENA, DE LA
CUENCA PRE-ANDINA EN LOS SECTORES DEL SALAR DE IMILAC Y SIERRA DE
ALMEIDA (24°S-24°30'S)**

La Cuenca Pre-Andina, ubicada en el norte de Chile entre los 21°S y 27°S, contiene un registro estratigráfico completo desde el Cretácico Superior hasta tiempos recientes; sin embargo, la mayoría de las investigaciones se han concentrado en el margen oeste de la cuenca del salar de Atacama (~23°S), manteniendo dudas respecto a sus variaciones espaciales y correlaciones estratigráficas hacia el sur, norte y este. A su vez, aún persisten preguntas con respecto a su relación con la tectónica andina y el desarrollo de las fases tectónicas Peruana, K-T e Incaica.

Esta tesis se realizó en los depósitos sedimentarios cretácico-paleógenos, ubicados ~90 km al sur del salar de Atacama, en las cercanías de los salares Imilac y Punta Negra (24°-24°30'S), con un enfoque estratigráfico y sedimentológico, los cuales fueron apoyados por nuevos datos geocronológicos. Para llevarla a cabo, se realizaron 4 campañas de terreno en conjunto con el SERNAGEOMIN, donde se midieron 5500 m de columnas estratigráficas de alta resolución. Se identificaron 12 litofacies, 8 asociaciones de facies y 3 ambientes sedimentarios. Además, se realizaron conteos modales de clastos en los conglomerados, 282 mediciones de paleocorrientes y 7 dataciones radiométricas U-Pb en circones.

Se determina que el relleno de la Cuenca Pre-Andina se inició en el Maastrichtiano con la depositación con flujos axiales norte-sur de la Formación Quebrada Pajonales, cuyas facies fluviales meándricas iniciales (Miembro Quebrada Vizcachas) gradaron a facies fluviales trenzadas contenidas en un megaciclo granocreciente (Miembro Quebrada Gentilar). Posteriormente, el relleno continuó sin gradaciones importantes durante el Paleoceno (~57 Ma), con las facies fluviales trenzadas este-oeste de la Formación Naranja. Luego la acumulación sedimentaria se reanudó en el Eoceno (~40 Ma), con la depositación de las facies de abanicos aluviales de la Formación Loma Amarilla, las cuales cubren en discordancia de erosión a la Formación Naranja. Presenta un megaciclo de gradación inversa, seguido de un megaciclo de gradación normal (Miembros Cordillera Agua Amarga y Pampa Imilac, respectivamente). El aumento de clastos granitoides, durante la depositación del Miembro Pampa Imilac, sumado a las paleocorrientes desde el oeste, permiten inferir un destechamiento de la Cordillera de Domeyko. Finalmente, desde el Oligoceno tardío (~28 Ma), se depositó en discordancia angular la Formación Quebrada Tambores, en facies de abanicos aluviales retrogradantes.

Se concluye que existió un control estructural sobre la cuenca, de los eventos tectónicos K-T e Incaico, durante la deposición de las Formaciones Quebrada Pajonales y Loma Amarilla, ocurriendo entre ellos una etapa de quietud tectónica en el Paleoceno, durante la acumulación de la Formación Naranja. Se propone que la Formación Quebrada Tambores estaría relacionada a un evento transtensivo en el Oligoceno superior-Mioceno inferior, previo al alzamiento del altiplano. Además, se concluye que los relieves heredados del Arco Transpampeano, en conjunto con la Cordillera de Domeyko, fueron la principal fuente de recursos de sedimentos.

AGRADECIMIENTOS

En primer lugar, quiero agradecer a SERNAGEOMIN ya que sin su apoyo logístico y financiero jamás podría haberse realizado esta tesis. Pero como no todo es dinero, también quiero agradecer particularmente a Marcelo, Carlos y Diego quienes estuvieron acompañándome de cerca en este largo proceso, con la mejor disposición para discutir ideas nuevas y pelar el cable. También quiero destacar la ayuda geológica recibida por Natalia, Paulina, Rodolfo, Laura, Nicolás, Andy, Felipe, Andrés, Chala, Cristian y Víctor. Y también la ayuda administrativa y transporte de Valeria, Patocarlos, Julio y Mario. ¡Muchas gracias muchachos! También agradecer enormemente el apoyo de mi profesor guía Jacobus por la gran cantidad de conocimiento entregado y la muy buena disposición. Así también reconocer y agradecer la entrega de los profesores César, Luisa, Katja, Angelo, Reynaldo, Sebastien, Gabriel, Diego, Alfredo y Sergio. También a Maritza, Rosita y Blanca.

Agradecer también a mis padres, Carlos y Mónica, quienes me ayudaron y aconsejaron siempre desde la calma, jamás dudando de mis capacidades. Mención especial en este apartado a la Tía Pilar por su cariño y apoyo. Agradecer demasiado a mis tatas Gustavo y Keka por el cariño incondicional entregado. A mis hermanos David, Vicente y Josefina en quienes siempre pienso. A todos mis primos y tíos general!, perdonen por no nombrarlos uno a uno. También un especial saludo al resto de la familia londinense (Joanna y Sofía).

A mis amigos del colegio, Nacho, Seba, Pepe, Mene y Matías (Pechan) quienes ya me conocen desde hace mucho tiempo, y hemos pasado por muchas pichangas, carretes y tocatas juntos. A mis vecinos lominos, en especial al Mati y al Javier, por el impulso creativo y la wena vibra. A mis mascotas Rania, Oso, Canuto, Sam, Oscarita, Rogelio, Niña, Ralph y Suancito. Muchas gracias también a mis amigos mechones generación 2009. Especial énfasis al Kevin, Aldo y Camilo, a quienes espero que les vaya muy bien sea lo que sea que quieran hacer. También agradecerle al auxiliar del gimnasio Feña azul, al Sapu, al Ruso y al Boris. A los tapados Donche, Fopy y Vrigi por alegrarme siempre con sus conversaciones. Destacar mucho también el apoyo de la Mami, la Vero y la Nelly a través de sus ricos almuerzos en la pensión durante todos estos años.

Agradecer también a toda mi generación de Geología, en especial al Matro, al Bastro, al Lalo, al Feña rojo y al Pancho. Gracias por hacer de los terrenos momentos memorables llenos de compañerismo, alegría y aprendizaje. También un cariñoso saludo a los chiquillos de postgrado, a todos en general, fue un agrado conocerlos y abrirles la puerta de la sala. A Aishin Dojo también!

Quiero también agradecer, de manera especial, a mi marcianita Jechu, quien vivió a concho esta etapa, la sufrimos juntos y, ahora que terminó, espero que disfrutemos todo lo nuevo que se nos viene. Ha sido un honor. ¡Que sean muchas etapas más juntos!. Muchas gracias también a mis suegros tía Chichi y Don Fernando, a mí cuñado Fernando y la tía Loley por su entusiasmo en las mañanas siempre difíciles. A toda esa hermosa, cariñosa y generosa familia.

La verdad es que con solo una página para los agradecimientos es inevitable quedar corto (¡perdón!). Sé que hay muchas personas más a quienes me gustaría añadir. Finalmente, me gustaría agradecer a personajes que no me conocen pero que me han ayudado en inspirado con su ejemplo: Fernando González, Nicolás Massú, Jack Johnson, Freddy Mercury y Eddie Vedder.

TABLA DE CONTENIDO

I. INTRODUCCIÓN	1
I.1. Planteamiento del problema	1
I.2. Ubicación y vías de acceso.....	3
I.3. Listado de trabajos previos.....	4
I.3.1. Sector Estación Imilac – Quebrada Pajonales – Sierra de Almeida.....	4
I.3.2. Sector Salar de Atacama	5
I.3.3. Sector que incluye Escarpe El Bordo - Cerro Negro	5
I.4. Fisiografía.....	5
I.4.1. Depresión Central o Valle Longitudinal	5
I.4.2. Precordillera o Cordillera de Domeyko	6
I.4.3. Cuenca Pre-Andina o de los salares (Depresión Preandina).....	7
I.4.4. Cordillera Occidental	7
I.4.5. Altiplano.....	7
I.5. Marco Tectónico de los Andes Centrales entre los 23 y 27°S	8
I.5.1. ¿Extensión o compresión?.....	13
I.6. Marco geológico de unidades pre-cretácicas	15
I.6.1. Basamento Ordovícico indiferenciado	15
I.6.2. Formación Zorritas (Devónico-Carbonífero Inferior).....	18
I.6.3. Formación La Tabla (Carbonífero-Pérmico).....	18
I.6.4. Complejo Plutónico Imilac (Pérmico).....	19
I.6.5. Triásico volcánico-clástico Formación Pular (Triásico medio-superior).....	19
I.6.6. Intrusivos triásicos medio-superior	20
I.7. Hipótesis de trabajo	20
I.8. Objetivos	20
I.8.1. Objetivos generales	20
I.8.2. Objetivos específicos	20
I.9. Metodología Propuesta.....	21
II. METODOLOGÍA	22
II.1. Estratigrafía y Sedimentología.....	22
II.1.1. Ambiente Sedimentario	23
II.2. Conteo modal de clastos	26

II.3. Paleocorrientes	26
II.4. Geocronología U-Pb de circones detríticos	27
II.5. Interpretación Tectónica y Paleogeografía	28
II.5.1. Cuencas de antepaís	29
II.5.2. Cuencas extensionales	30
II.5.3. Efecto del Clima	31
III. RESULTADOS	33
III.1. Trabajos Previos y redefinición de nomenclaturas	33
III.1.1. Unidades Cretácicas	33
III.1.1.1. La sucesión “Purilactis”	33
III.1.1.2. Formación Quebrada Pajonales	38
III.1.2. Unidades Post-Cretácicas	39
III.1.2.1. Formación Cerro Totola (Lomas Negras)	39
III.1.2.2. Formación Naranja (antigua “Orange Formation”).....	40
III.1.2.3. Formación Loma Amarilla (Cerro Pichungo?) (antigua Formación Cinchado, Purilactis y Yesífera)	41
III.1.2.4. Formación Quebrada Tambores (antigua Formación Yesífera Superior, Pampa de Mula y, Cinchado)	43
III.2. Estratigrafía detallada de las Formaciones Quebrada Pajonales, Naranja, Loma Amarilla (Cerro Pichungo?), y Quebrada Tambores.....	47
III.2.1. Formación Quebrada Pajonales	47
III.2.1.1. Relación de contacto y disposición general.....	47
III.2.1.2. Subdivisión	47
III.2.1.2.1. Miembro Quebrada Vizcachas	47
III.2.1.2.2. Miembro Quebrada Gentilar.....	50
III.2.2. Formación Naranja	53
III.2.2.1. Relación de contacto y disposición general.....	53
III.2.2.2. Subdivisión	53
III.2.2.2.1. Unidad clástica inferior	53
III.2.2.2.2. Unidad volcánica superior	54
III.2.3. Formación Loma Amarilla (Cerro Pichungo?) (Antiguas Formaciones Cinchado y Yesífera)	56
III.2.3.1. Relación de contacto y disposición general.....	56
III.2.3.2. Subdivisión	56
III.2.3.2.1. Miembro Cordillera Agua Amarga.....	57
III.2.3.2.2. Miembro Pampa Imilac	58
III.2.4. Formación Quebrada Tambores	59

III.2.4.1. Relación de contacto y disposición general.....	59
III.2.4.2. Subdivisión	60
III.2.4.2.1. Unidad clástica inferior	60
III.2.4.2.2. Unidad mixta superior	61
III.3. Sedimentología	64
III.3.1. Litofacies	64
III.3.1.1. Conglomerado macizo con gradación inversa incipiente (Gmm)	64
III.3.1.2. Conglomerado macizo con gradación normal e inversa (Gmg)	64
III.3.1.3. Conglomerado estratificación cruzada en artesa (Gt).....	66
III.3.1.4. Conglomerado con laminación horizontal de régimen alto (Gh)	66
III.3.1.5. Conglomerado con estratificación cruzada plana (Gp)	66
III.3.1.6. Arenisca con estratificación cruzada en artesa (St)	66
III.3.1.7. Arenisca con estratificación cruzada plana (Sp).....	67
III.3.1.8. Arenisca laminada horizontalmente de flujos de régimen alto (Sh)....	67
III.3.1.9. Arenisca maciza (Sm).....	67
III.3.1.10. Fangolita, limolita y areniscas laminadas (Fl).....	68
III.3.1.11. Fangolitas y limolitas macizas (Fm).....	68
III.3.1.12. Paleosuelos (P)	68
III.3.2. Asociación de litofacies (elementos arquitecturales)	69
III.3.2.1. A – Canal meándrico con barras de punta.....	69
III.3.2.2. B – Llanura de inundación.....	69
III.3.2.3. C – “Sheet floods” no canalizados	71
III.3.2.4. D – Canales trenzados con barras de punta y/o flujos pseudoplásticos	71
III.3.2.5. E – Canal abandonado	71
III.3.2.6. F – Abanico aluvial distal	71
III.3.2.7. G – Flujos de detritos	71
III.3.2.8. H – Evaporitas	71
III.3.3. Análisis de sistema sedimentario.....	72
III.3.3.1. Sistema de río meándrico (S1).....	72
III.3.3.2. Sistema de río trenzado (S2).....	73
III.3.3.3. Sistema de abanico aluvial (S3)	73
III.4. Conteo de clastos en conglomerados	74
III.5. Paleocorrientes.....	76
III.6. Geocronología U-Pb de circones detríticos	78
III.6.1. Formación Quebrada Pajonales (Maastrichtiano-Daniano?).....	78
III.6.2. Formación Naranja (Paleoceno medio a superior)	80

III.6.3. Formación Loma Amarilla (Eoceno medio – Oligoceno inferior).....	81
III.6.4. Formación Quebrada Tambores (Oligoceno – Mioceno inferior).....	82
IV. DISCUSIÓN.....	84
IV.1. Nomenclatura estratigráfica	84
IV.2. Sedimentología.....	84
IV.3. Geocronología, paleogeografía y proveniencia.....	87
IV.3.1. Geocronología	87
IV.3.2. Paleogeografía y proveniencia	87
IV.4. Evolución y estilo de relleno de la Cuenca Pre-Andina.....	92
IV.5. Contexto geológico regional y las fases tectónicas	96
V. CONCLUSIONES.....	103
VI. BIBLIOGRAFÍA.....	104
VII. ANEXOS y APÉNDICES	126
A. Columnas estratigráficas.....	126
B. Datos de datación de circones.....	135
C. Medición de Paleocorrientes.....	136

ÍNDICE DE TABLAS

Tabla 1. Compilado de interpretaciones de la evolución tectono-sedimentaria propuesta para la Cordillera de Domeyko (CD) y la cuenca del Salar de Atacama (SdA).	12
Tabla 2. Descripciones e interpretaciones de las litofacies propuestas por Miall (1996). ...	22
Tabla 3. Clasificación y códigos de elementos arquitecturales, su agrupación de facies, geometría y relaciones características (Miall, 1996).	23
Tabla 4. Características de abanicos aluviales Tipo I versus Tipo II. Tomado de Blair y McPherson (1994).	24
Tabla 5. Asociación de facies y su código, ambiente depositacional, litofacies y geometría o litosoma para cada Formación. Entre paréntesis se muestra el (o los) elemento(s) arquitectural(es) de acuerdo a las descripciones de Miall (1996).	70
Tabla 6. Sistemas sedimentarios interpretados en las unidades cretácico-paleógenas.	72

ÍNDICE DE ILUSTRACIONES

- Figura I.1. Mapa regional del borde suroeste de América del Sur que muestra los rasgos morfoestructurales principales (letra negra), la ruta de acceso (en rojo), ciudades (circulo negro) y el área de estudio (cuadrado rojo). At = Salar de Atacama; Im = Salar de Imilac; PN = Salar de Punta Negra; Ar = Salar de Arizaro; Ca = Cuenca Calama. 4
- Figura I.2. Mapa geográfico con énfasis en los nombres utilizados en el trabajo y las unidades morfoestructurales. 6
- Figura I.3. Etapas y sub etapas del Ciclo Andino según Charrier *et al.* (2007). 8
- Figura I.4. Tomado de Henríquez (2012). Cuadro crono-estratigráfico relacionado con sus fases tectónicas y características estructurales de los actuales antearco (CD=Cordillera de Domeyko y AB= Salar de Atacama) y trasarco (P=Puna y EC=Cordillera Oriental) de la cordillera Occidental. Notar que las etapas de *rift* en la zona de trasarco están relacionadas con el *rifting* de Salta. 9
- Figura I.5. Tomado de Somoza y Ghidella (2012). Predicciones de tasas de convergencia en los 22°S por a) Pilger (1984), b) Pardo Casas y Molnar (1987), c) Somoza (1998), d) Somoza y Ghidella (2005). Las estrellas indican los movimientos de placas geológicas actuales según modelo MORVEL (DeMets *et al.*, 2010) y velocidades instantáneas medidas con GPS (Kendrick *et al.*, 2013). 12
- Figura I.6. Tomado de Reutter *et al.* (2006). Interpretación paleográfica de cuencas maastrichtianas después de Marquillas y Salfity (1988) en el arco y tras-arco (Formaciones Purilactis y Quebrada Pajonales) y hacia el este lado argentino, el subgrupo Balbuena depositado en etapa *post-rift* de Salta. 14
- Figura I.7. Mapa geológico modificado de la carta Imilac-quebrada Guanaqueros (Solari *et al.*, en prep.). Recuadros negros destacan las áreas estudiadas. 17
- Figura II.1. Tomado de Blair y McPherson (1994). Ilustraciones esquemáticas de perfil transversal e imagen en planta de diferencias entre abanicos aluviales dominados por flujos de detritos (A; Tipo I, *debris flow-dominated*) y los dominados por arroyadas en manto (B; Tipo 2, *sheet flood-dominated*). 25
- Figura II.2. Estilos fluviales relacionados con elementos arquitecturales y ciclos de gradación normal e inversa presentados por Miall (1996). Se muestran sólo los estilos fluviales que serán discutidos en este trabajo. 25
- Figura II.3. Propuesta de presentación de datos de conteo de clastos efectuada por Tucker (2003) para tres diferentes composiciones (A, B y C) ploteadas cada 5 m de columna estratigráfica. 26

Figura II.4. Resumen esquemático del proceso de relleno de las cuencas. Los dos primeros dibujos muestran la respuesta de sedimentación con y sin carga tectónica. Notar que cuando hay carga tectónica los sedimentos gruesos se acumulan en el margen de la cuenca. Los dos últimos dibujos muestran la respuesta sedimentaria esperada en caso de migración hacia la cuenca del frente de deformación. Tomado de Bascuñán (2014) quien modificó el modelo hecho por Yang y Miall (2010) y Yang (2011)..... 28

Figura II.5. Modelos y clasificación de cuencas de antepaís. A) Modelo de estilo de relleno de cuencas de antepaís de retroarco según Jordan (1995). B) Estilo y definición de depozonas en un sistema de cuencas de antepaís según DeCelles y Giles (1996)..... 29

Figura II.6. Arquitectura estratigráfica de los depósitos de ríos meándriformes. El grado de interconexión entre canales es función de la frecuencia relativa con que ocurren los procesos de avulsión y de los valores de la tasa de subsidencia (En Viseras y Fernández., 2010; Modificado de Nichols, 1999)..... 30

Figura II.7. Modelo de evolución tectono-sedimentaria presentado por Gawtorpe y Leeder (2000) para cuencas extensionales. A) Etapas iniciales de *rifting* con sistemas cerrados de flujos de agua y sedimentos que favorecen la presencia de lagos. B) Etapa avanzada de *rifting* con sistemas de drenajes paralelos al eje axial de la cuenca que favorecen ambientes fluviales..... 31

Figura III. 1 Distribución de unidades cretácico-paleógenas en la cuencas Pre-Andina modificado de SERNAGEOMIN (2003) y localidades tipo. Lom = cerro Loma Amarilla, Neg = cerro Negro, Qui = cerro Químal, Tot = cerro Totola, Paj = quebrada Pajonales, Tam = quebrada Tambores, Tol = quebrada Tolar. 34

Figura III. 2. Evolución del conocimiento en las cercanías del sector de Cerro Negro y del borde oeste del salar de Atacama..... 37

Figura III. 3. Columna esquemática generalizada desde el Maastrichtiano al Oligoceno en la zona de la carta Imilac-quebrado Guanaqueros (24°-24°30'S) y sus respectivas imágenes de algunos contactos entre las unidades. Notar el contacto erosivo pero angularmente concordante entre la Formación Quebrada Pajonales y la Formación Pular. Similarmente notar el contacto fuertemente erosivo y angularmente concordante entre la Formación Naranja y la Formación Loma Amarilla (Cerro Pichungo?). 45

Figura III. 4. Mapeo geológico regional modificado de Solari *et al* (en prep.) en la carta Imilac-quebrada Guanaqueros, mostrando la ubicación de las muestras analizadas en datación U-Pb, las secciones medidas y la dirección de paleocorrientes..... 46

Figura III. 5. Estructuras sedimentarias y características del miembro Quebrada Vizcachas. a) Marcas de arrastre. b) *Ripple marks*. c) Clastos imbricados. d) Ondulitas catenarias y bioturbación. e) Base del miembro Quebrada Vizcachas, fósiles retrabajados tamaños bloque (>26 cm) de saurópodos. f) Intraclastos de fangolitas con deformación plástica. 49

Figura III. 6. Relaciones de contacto y disposición espacial de las unidades cretácico-paleógenas. a) Contacto por falla entre las Formaciones Naranja y Loma Amarilla (Cerro Pichungo?) que

corta a sinclinal. b) Contacto estratigráfico entre las Formaciones Naranja y Loma Amarilla (Cerro Pichungo?). Línea continua negra subvertical marca el contacto erosivo entre la capa guía volcánica (unidad volcánica superior, Formación Naranja) y el conglomerado basal del miembro Cordillera Agua Amarga. Ambas formaciones presentan un manteo ~50° al oeste. c) Discordancia angular entre depósitos sub-horizontales neógenos y el miembro Quebrada Gentilar con manteo regional al este. d) Discordancia angular entre las Formaciones Loma Amarilla (miembro Pampa Imilac) y Quebrada Tambores (unidad clástica inferior). 52

Figura III. 7. Formación Naranja, unidad clástica inferior. Contacto entre secuencias rítmicas de areniscas y conglomerados con estratos métricos de areniscas rojas macizas (Sm). 54

Figura III. 8. Unidad volcánica superior de la Formación Naranja. a) Contacto basal de la lava con limo rojo plásticamente deformado. En la base se observa una textura de hialoclastita. b) Textura de autobrecha. c) Peperita de arenisca roja (lámina delgada en Figura III. 12, g y h). d) Corte transparente (NX) de la muestra enviada a análisis químico (IME-49q) mostrando una textura porfírica con fenocristales de olivino y clinopiroxenos bien preservados en una matriz microcristalina de plagioclasas, clinopiroxeno y ortopiroxeno. 55

Figura III. 9. Miembro Pampa Imilac de la Formación Loma Amarilla (Cerro Pichungo?) basculados ~45° al oeste, mostrando flujos de detritos hiper-concentrados, mal seleccionados (Gmm) y la presencia diagnóstica de clastos intrusivos granitoides. 59

Figura III. 10. Clasto granitoide cercano a 1.5 m de diámetro ubicado en la base de la Formación Quebrada Tambores. La cabeza del martillo mide aproximadamente 30 cm. 61

Figura III. 11. Formación Quebrada Tambores con suave inclinación hacia el oeste. Contacto gradual entre unidad clástica inferior y la unidad mixta superior. Hacia el techo de la unidad mixta superior se observan facies evaporíticas de calcreta y silcreta (P). 62

Figura III. 12. Secciones delgadas en NP y NX. (a y b) Arenisca lítica de la Formación Quebrada Pajonales de baja madurez composicional. Flechas blancas indican líticos de glauconita y micrita. (c y d) Formación Quebrada Tambores (unidad mixta superior) reemplazo parcial de carbonatos por sílice microcristalino y calcedonia. (e y f) Formación Quebrada Tambores (unidad clástica inferior). Arenisca de moderada madurez textural con cemento de esparita reemplazando a matriz micrítica que se encuentra bordeando granos hacia la izquierda. Flecha blanca indica presencia de líticos granitoides. (g y h) Peperita recolectada en la lava basáltica de la Formación Naranja. Arenisca fina, bien seleccionada, sub-redondeada con matriz con abundante oxi-hidróxidos de hierro. 63

Figura III. 13. Ejemplo de litofacies identificadas. a) Gradación inversa en conglomerados con estratificación incipiente (Gmg) intercalado en areniscas macizas (Sm). El martillo muestra la base. b) Conglomerado con estratificación cruzada en artesa (Gt). c) Facies finas (Fm o Fl) rellenando un canal abandonado (remarcado en negro) inmerso en facies fluviales trenzadas (Gmg, Gh, Gp, Sh). d) Conglomerado caótico (Gmm). e) Calcreta con hábito nodular (litofacies P). f) Intercalación decimétrica de fangolita maciza y arenisca muy fina en llanura de inundación (Fl). 65

Figura III. 14. Ejemplo de jerarquización de litofacies y agrupación de litofacies efectuado en el miembro Quebrada Vizcachas.....	73
Figura III. 15. Cuento modal de clastos en conglomerados efectuado en la cordillera Agua Amarga con énfasis en las unidades principalmente paleógenas (Paleoceno medio-Oligoceno?). Este resultado incluye las Formaciones Naranja, Loma Amarilla (Cerro Pichungo?) y Quebrada Tambores.	75
Figura III. 16. Mediciones de paleocorrientes de las Formaciones Quebrada Pajonales, Naranja, Loma Amarilla (Cerro Pichungo?) y Quebrada Tambores corregidas según inclinación de estratos y rotación tectónica de acuerdo a la mediciones hechas por Arriagada (2006b) y Narea <i>et al.</i> , (2015). Los depósitos del paleoceno medio al Oligoceno sólo representan las Formaciones Naranja, Loma Amarilla (Cerro Pichungo?) y Quebrada Tambores.....	77
Figura III. 17. Análisis de circones detríticos de la muestra MS-160110-1d extraída cercana a la base de la Formación Quebrada Pajonales. El gráfico grande representa la probabilidad relativa y el pequeño representa la edad media de la población de circones más jóvenes que representa la edad máxima de depositación.....	78
Figura III. 18. Análisis de circones detríticos de la muestra IME-74d del miembro Quebrada Vizcachas de la Formación Quebrada Pajonales. El gráfico grande representa la probabilidad relativa y el pequeño representa la edad media de la población de circones más jóvenes que representa la edad máxima de depositación.	79
Figura III. 19. Análisis de circones detríticos de la muestra BB-160409-1D cercana al techo del miembro Quebrada Gentilar de la Formación Quebrada Pajonales. El gráfico grande representa la probabilidad relativa y el pequeño representa la edad media de la población de circones más jóvenes que representa la edad máxima de depositación.	80
Figura III. 20. Análisis de circones detríticos de la muestra IM-260915-1d de la Formación Naranja. El gráfico grande representa la probabilidad relativa y el pequeño representa la edad media de la población de circones más jóvenes que representa la edad máxima de depositación.	81
Figura III. 21. Análisis de circones detríticos de la muestra MS-151203-1D de la Formación Loma Amarilla (Cerro Pichungo?). El gráfico grande representa la probabilidad relativa y el pequeño representa la edad media de la población de circones más jóvenes que representa la edad máxima de depositación.	82
Figura III. 22. Análisis de circones detríticos de la muestra IME-050d de la base de la Formación Quebrada Tambores. El gráfico grande representa la probabilidad relativa y el pequeño representa la edad media de la población de circones más jóvenes que representa la edad máxima de depositación.....	83
Figura III. 23. Análisis de circones detríticos de la muestra BB-160330-1D de la Formación Quebrada Tambores. El gráfico grande representa la probabilidad relativa y el pequeño representa la edad media de la población de circones más jóvenes que representa la edad máxima de depositación.....	83

Figura IV. 1. Curva granulométrica de las Formaciones Quebrada Pajonales, Naranja, Loma Amarilla (Cerro Pichungo?) y Quebrada Tambores mostrando indicadores de paleocorrientes (flechas negras) y ciclos de gradación normal he inversa. Se observa una gradación inversa de primer orden en la Formación Quebrada Pajonales. En la Formación Naranja no se observa una clara gradación granulométrica. En la Formación Loma Amarilla (Cerro Pichungo?) se observan gradaciones inversas y luego normales. La Formación Quebrada Tambores representa un ciclo grano-decreciente..... 86

Figura IV. 2. Comparación de gráficos de probabilidad relativa de circones detríticos de las distintas muestras estudiadas..... 88

Figura IV. 3. Mapeo geológico regional del norte de Chile (SERNAGEOMIN, 2003) con énfasis en las unidades previas a las Formaciones estudiadas. El cuadro negro muestra la zona de la carta Imilac-quebrada Guanaqueros (Solari *et al.*, en prep.). Notar la concentración de unidades ordovícicas-devónicas en la cordillera Occidental (remanentes del Arco Transpampeano según Salfity *et al.*, 1985) y la concentración de afloramientos marinos jurásicos en los flancos orientales y occidentales de cordillera de Domeyko, al sur del área de estudio (24°30'S-25°S). 90

Figura IV. 4. Mapeo regional del norte de Chile (SERNAGEOMIN, 2003) mostrando la distribución y composición (intrusivo, volcánico o sedimentario) de las unidades cretácicas-paleógenas. 91

Figura IV. 5. Modelo esquemático de la evolución sedimentaria durante el relleno de las cuencas Pre-Andinas (Cretácico Superior-Paleógeno). a) Depositación de las facies meandriformes en flujos axiales del miembro Quebrada Vizcachas. b) Relleno de las facies fluviales trenzadas axiales de alta energía del miembro Quebrada Gentilar en posible respuesta al evento K-T (Cornejo *et al.*, 2003). c) Acumulación de las facies fluviales trenzadas transversales de sistemas de abanicos aluviales de la Formación Naranja. d) Facies transversales de abanicos aluviales de alta y baja energía de la Formación Loma Amarilla (Fase compresiva Incaica, Arriagada, 1999; Mpodozis *et al.*, 2005). e) Facies de abanicos aluviales con evaporitas de Formación Quebrada Tambores en posible contexto extensional o transtensivo contemporáneo observado en el salar de Atacama y cuenca Calama (Panantón *et al.*, 2004; Rubilar, 2015, Blanco, 2008)..... 93

Figura IV. 6. a) Imagen tomada de Marquillas *et al.* (2011) que muestra la posible área cubierta por la ingresión marina maastrichtiana proviniendo desde el norte de América del Sur. b) Ilustración modificada de Mpodozis *et al.* (2005) que muestra el contexto geológico durante el relleno de la cuenca Pre-Andina con un posible margen extensivo en su borde occidental. 1 = ingresión marina maastrichtiana, 2 = depósitos de conexión hacia el norte con cuencas sedimentarias, 3 = ingresión marina en el borde noroeste sudamericano, 4 = posible conexión de cuencas, 5 = dirección y magnitud de convergencia (Somoza y Ghidella, 2012), 6= lavas Formación Cerro Totola (To), 7 = intrusivos cretácico superior, 8 = dirección de paleocorrientes (Ta y To = Formaciones Tambillo y Tolar, por Tomlinson *et al.*, 2001; QP = Formación Quebrada Pajonales, en este trabajo)..... 98

Figura IV. 7. Correlación estratigráfica cretácico superior-paleógeno de unidades superficiales de la cuenca Pre-Andina (~23°-24°30'S, salares de Imilac y Atacama) con los depósitos occidentales (Depresión Central-cordillera de Domeyko) y orientales (*rift* de Salta, Argentina) de similar latitud y con depósitos hacia el norte (~22°S, cuenca Calama). Revisión hecha basado en los trabajos de Arriagada (1999), Marquillas *et al.* (2004), Basso y Mpodozis (2012), Henríquez *et al.* (2014), Bascuñán *et al.* (2015), Astudillo *et al.* (en prep.)..... 99

Figura IV. 8. Correlación de unidades sedimentarias estudiadas con fases tectónicas regionales, variaciones granulométricas medidas y tasas de convergencias según Somoza y Ghidella (2012).
..... 102

I. INTRODUCCIÓN

I.1. Planteamiento del problema

Durante los últimos años, numerosos estudios han sido realizados a lo largo de la Precordillera chilena (o Cordillera de Domeyko), de la Depresión Central y de la Cordillera Occidental entre los 22 y 24°S. Estos estudios han permitido diferenciar y proponer distintos eventos tectónicos a lo largo del Mesozoico y el Paleógeno, identificando diferentes dominios estructurales y estilos de deformación (Ramírez y Gardeweg, 1982; Mpodozis *et al.*, 1993; Tomlinson y Blanco, 1997; Amilibia *et al.*, 2008, Astudillo *et al.*, en prep.). Dentro de las principales etapas de deformación, durante este período, se encuentra el evento del Cretácico medio (110–90 Ma), el cual invirtió las cuencas de trasarco formadas durante el Jurásico-Cretácico Inferior, a lo largo del flanco oriental de la Cordillera de la Costa, la Depresión Central y la Cordillera de Domeyko (“Fase Peruana”; Steinman, 1929; Arriagada 1999; Mpodozis *et al.*, 2005; Charrier *et al.*, 2007; Bascuñán *et al.*, 2015). Posteriormente se registra el evento Paleoceno Temprano (Cornejo *et al.*, 2003; Somoza *et al.*, 2012), que se caracteriza por ser intenso, de corta duración (65-63 Ma) y que afectó la Depresión Central y parte de la Cordillera de Domeyko. Finalmente, en la Cordillera de Domeyko y parte de la Cordillera Occidental, diversos autores concuerdan que uno de los mayores eventos de deformación se registra durante el Eoceno-Oligoceno Temprano, el cual presentaría grandes tasas de alzamiento y acortamiento horizontal (“Fase Incaica”; Steinmann, 1929; MaksaeV, 1978; Arriagada, 1999, 2000, 2003 y 2006; Mpodozis *et al.*, 1999, 2000 y 2005; Reutter *et al.*, 2006; Henríquez, 2012).

La Cuenca Pre-Andina es una unidad morfoestructural que se desarrolla sólo en parte del norte de Chile, entre los 21 y 27°S, y está limitada por la Cordillera de Domeyko hacia el oeste y la Cordillera Occidental hacia el este. Se compone de una franja discreta con orientación ~N-S constituida por salares y pampas. Presenta un registro geológico desde el Cretácico medio hasta tiempos recientes, y su génesis se encuentra estrechamente relacionada a la tectónica andina (Ejm. Bascuñán *et al.*, 2015). Estos procesos tectónicos se desarrollaron bajo el contexto de la subducción de la placa de Nazca (así como también Fénix y Farallón) bajo la placa Sudamericana (Charrier *et al.*, 2007).

El Salar de Atacama (23°-23°40’S) destaca como una morfología de primer orden dentro de la Cuenca Pre-Andina, por lo que la gran mayoría de los trabajos han sido realizados en este sector. Presenta un registro sedimentario ininterrumpido desde el Cretácico medio a tiempos recientes (Arriagada, 1999; Mpodozis *et al.*, 2005; Basso y Mpodozis, 2012; Bascuñán, 2014; Henríquez *et al.*, 2014). Charrier y Reutter (1990) propusieron denominar como Grupo Purilactis a las sucesiones desde el Cretácico al Eoceno presentes en este sector. De acuerdo a las últimas descripciones, la cobertura cretácica-paleógena está compuesta, de base a techo, por las Formaciones Tonel, Purilactis,

Barros Arana, Totola (Cretácico-Daniano), Naranja (Paleoceno), Loma Amarilla (Eoceno-Oligoceno inferior?), Tambores y San Pedro (Oligoceno-Mioceno inferior?). La relación entre la tectónica andina y la sedimentología ha sido estudiada detalladamente por diversos autores en los depósitos cretácicos-danianos (Hartley *et al.*, 1992; Arriagada, 1999; Mpodozis *et al.*, 2005; Arriagada *et al.*, 2006a; Bascuñán *et al.*, 2015); sin embargo, hasta la fecha fundamentalmente se han realizado estudios focalizados en el sector del salar de Atacama (Charrier y Reutter, 1994; Arriagada, 1999; Mpodozis *et al.*, 2005; Basso y Mpodozis, 2012; Henríquez, 2012) y escasos estudios en el sector de Imilac y sierra de Almeida (Pino y Fuenzalida, 1988; Salinas *et al.*, 1991; Gardeweg *et al.*, 1994).

El presente estudio se desarrolló en conjunto con el mapeo regional 1:100.000 del SERNAGEOMIN, en la carta Imilac-quebrada Guanaqueros, y se focalizará en las cercanías del salar de Imilac y la sierra de Almeida (24°-24°30'S), localizados cerca de 90 km hacia el sur del salar de Atacama. En la zona de estudio, la sedimentación mesozoica se inició recién durante el campaniano-maastrichtiano con la depositación de la Formación Pajonales (Salinas *et al.*, 1991). Pino y Fuenzalida (1988) incorporaron gran parte del relleno sedimentario cretácico-paleógeno a la Formación Pajonales y la correlacionaron con la Formación Purilactis. Posteriormente, la cobertura cretácica-paleógena fue integrada al Grupo Purilactis (propuesto por Charrier y Reutter, 1990), aunque sin discriminar su estratigrafía interna (Gardeweg *et al.*, 1994). Sin embargo, las definiciones del grupo estratigráfico han variado en el tiempo, e incluso estudios más recientes han cuestionado su validez (Bascuñán *et al.*, 2015). Debido a estas incertidumbres persistentes en la zona de trabajo, es que se hace necesario un nuevo estudio que detalle la estratigrafía de los depósitos cretácico-paleógenos, identificando sus ambientes sedimentarios durante su acumulación. Además, para complementar esta información, se realizaron estudios radiométricos U-Pb en circones detríticos para acotar y estimar las edades de depositación e identificar posibles fuentes provenientes de bloques exhumados.

Con estos nuevos antecedentes, se presentará un nuevo modelo esquemático paleogeográfico de la evolución de la Cuenca Pre-Andina, que vincule la estratigrafía, la sedimentología y la geocronología con los posibles eventos tectónicos regionales identificados en las cercanías del área de estudio. Para lograr dichos objetivos es necesario investigar la posible relación de los depósitos sedimentarios cretácico-paleógenos con los sistemas de fallas principales asociados a la exhumación y alzamiento de bloques presentes en la zona estudiada y, si existen estas relaciones, como se encuentran reflejadas en el registro estratigráfico. Dentro de los alcances de esta tesis no se considerará el efecto del paleoclima, el cual quedará pendiente para futuras investigaciones.

En los siguientes subcapítulos se desarrollan de manera más amplia los trabajos anteriores y las definiciones estratigráficas (Capítulo III.1), el marco geológico del área estudiada (Capítulo I.6 y III.1) y el marco tectónico de los Andes Centrales (Capítulo I.5).

Cabe destacar que las 7 muestras recolectadas y datadas durante este trabajo fueron gracias al apoyo y financiamiento de SERNAGEOMIN. Por temas de protección intelectual, en caso de utilizar y/o citar estos resultados, se debe referenciar el trabajo de la Carta Imilac-quebrada Guanaqueros (Solari *et al.*, en prep.).

I.2. Ubicación y vías de acceso

La zona de estudio se encuentra en la II región de Antofagasta, aproximadamente entre los 24°-24°30'S y los 68°30'-69°W, con principal énfasis en las unidades sedimentarias que afloran en la Cuenca Pre-Andina, la cual es flanqueada al oeste por la Cordillera de Domeyko y al este por la Cordillera Occidental (Figura I.1). El límite norte es la cordillera Agua Amarga y el límite sur es la quebrada Pajonales. La principal ruta de acceso es el camino W-E pavimentado que une la ruta 5 Norte (a la altura de la estación La Negra) con los distritos mineros Zaldívar y La Escondida (ruta B-55). Cruzando los distritos mineros, este camino deja de ser pavimentado y a pocos minutos de viaje, se llega a la Estación Imilac. Desde este punto, existen diversos caminos secundarios de estado variable, no pavimentados que permiten acercarse bastante a quebradas y sierras cercanas. En particular el acceso al sector de la quebrada Pajonales se logra siguiendo huellas que flanquean la quebrada Guanaqueros. La mayoría de estas huellas son susceptibles a eventos climáticos como aluviones, cuyos depósitos dificultan el acceso.

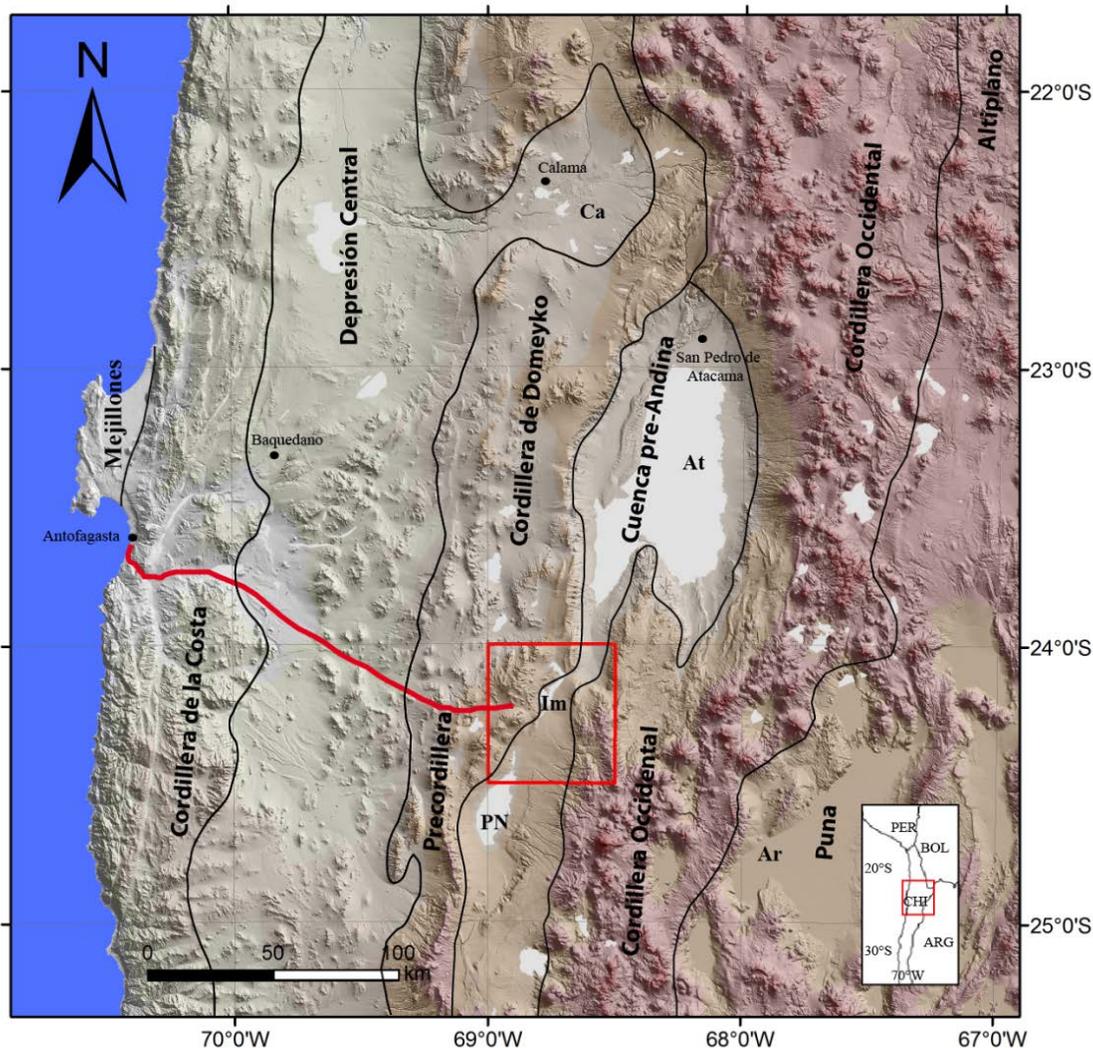


Figura I.1. Mapa regional del borde suroeste de América del Sur que muestra los rasgos morfo-estructurales principales (letra negra), la ruta de acceso (en rojo), ciudades (circulo negro) y el área de estudio (cuadrado rojo). At = Salares de Atacama; Im = Salar de Imilac; PN = Salar de Punta Negra; Ar = Salar de Arizaro; Ca = Cuenca Calama.

I.3. Listado de trabajos previos

A continuación, se listan por sector los trabajos previos que abarcan o se relacionan con los depósitos cretácico-paleógenos.

I.3.1. Sector Estación Imilac – Quebrada Pajonales – Sierra de Almeida

Harrington (1961), Padilla (1986), Pino y Fuenzalida (1988), Salinas *et al.* (1991), Gardeweg *et al.* (1994), Niemeyer *et al.* (2008).

1.3.2. Sector Salar de Atacama

Bruggen (1934, 1942, 1950), Dingman (1963), Ramírez y Gardeweg (1982), Marinovic y Lahsen (1984), Flint *et al.* (1985), Hartley *et al.* (1988, 1992), Charrier y Reutter (1988, 1990, 1994), Flint *et al.* (1989), Hammerschmidt *et al.* (1992), Mpodozis *et al.* (1993, 1999, 2000, 2005), Arriagada (1999), Arriagada *et al.* (2000, 2003, 2006, 2008), Muñoz *et al.* (1997, 2002), Pananont *et al.* (2004), Jordan *et al.* (2007), Basso y Mpodozis (2012), Henríquez *et al.* (2014), Bascuñán (2014), Bascuñán *et al.* (2015).

1.3.3. Sector que incluye Escarpe El Bordo - Cerro Negro

Bruggen (1942), Ramírez y Gardeweg (1982), Hartley *et al.* (1992), Charrier y Reutter (1994), Arriagada (1999), Hammerschmidt *et al.* (1992), Pananont *et al.* (2004), Jordan *et al.* (2007), Mpodozis *et al.* (2005), Arriagada *et al.* (2006), Joaquín Cortes (en revisión) y Henríquez (2012).

1.4. Fisiografía

En la región de Antofagasta se observan unidades morfo-estructurales de primer orden que están dispuestas en una orientación N-S (Figura I.1). Acorde a Charrier *et al.* (2007) de W a E las morfologías son: la península de Mejillones, Cordillera de la Costa, Depresión Central o Valle Longitudinal, Precordillera o Cordillera de Domeyko, las Cuenca Pre-Andina (por ej. Cuencas del Salar de Atacama o Punta Negra), Cordillera Occidental (actual arco magmático) y el plató Altiplano-La Puna. Hacia el E del Altiplano le siguen la Cordillera Oriental, las sierras sub andinas y las actuales cuencas de antepaís (Ramos *et al.*, 2004; Charrier *et al.*, 2007). Estas unidades son producto de varios procesos tectónicos iniciados en el Jurásico Temprano tardío durante la separación del (súper?) continente Gondwana que permitió la reactivación de la subducción en el margen occidental de la actual América del Sur (Charrier *et al.*, 2007).

1.4.1. Depresión Central o Valle Longitudinal

La Depresión Central corresponde a una cuenca de ante-arco del actual margen Andino que se ubica al oeste de la zona de estudio (Figura I.1). Es una planicie de hasta 55 km de ancho y se encuentra a 2200 – 2800 msnm que disminuyen hacia el W hasta 500-1000 msnm con bajas pendientes de 1 a 2° (Herrera, 2013; Valenzuela *et al.*, 2014). Está rellenada por sedimentos aluviales, fluviales y lacustres que localmente alcanzan más de 1000 m de espesor de edad entre el Cenozoico Tardío al Cuaternario con rápidos cambios de facies y espesores (Charrier *et al.*, 2007). Es cortada por profundas incisiones, producto de un clima predominantemente árido a hiperárido desde el Mioceno tardío (Farías *et al.*, 2005; García *et al.*, 2011; Nester y Jordan, 2012) que también genera planicies interfluviales o “pampas” (García *et al.*, 2011). A pesar de los depósitos basales de edad Eocena (195 m de espesor), Charrier *et al.* (2007) consideran a la cuenca de Calama como parte de la Depresión Intermedia debido a que contiene potencias de cientos de metros de sedimentos pertenecientes a la tercera etapa del Ciclo Andino.

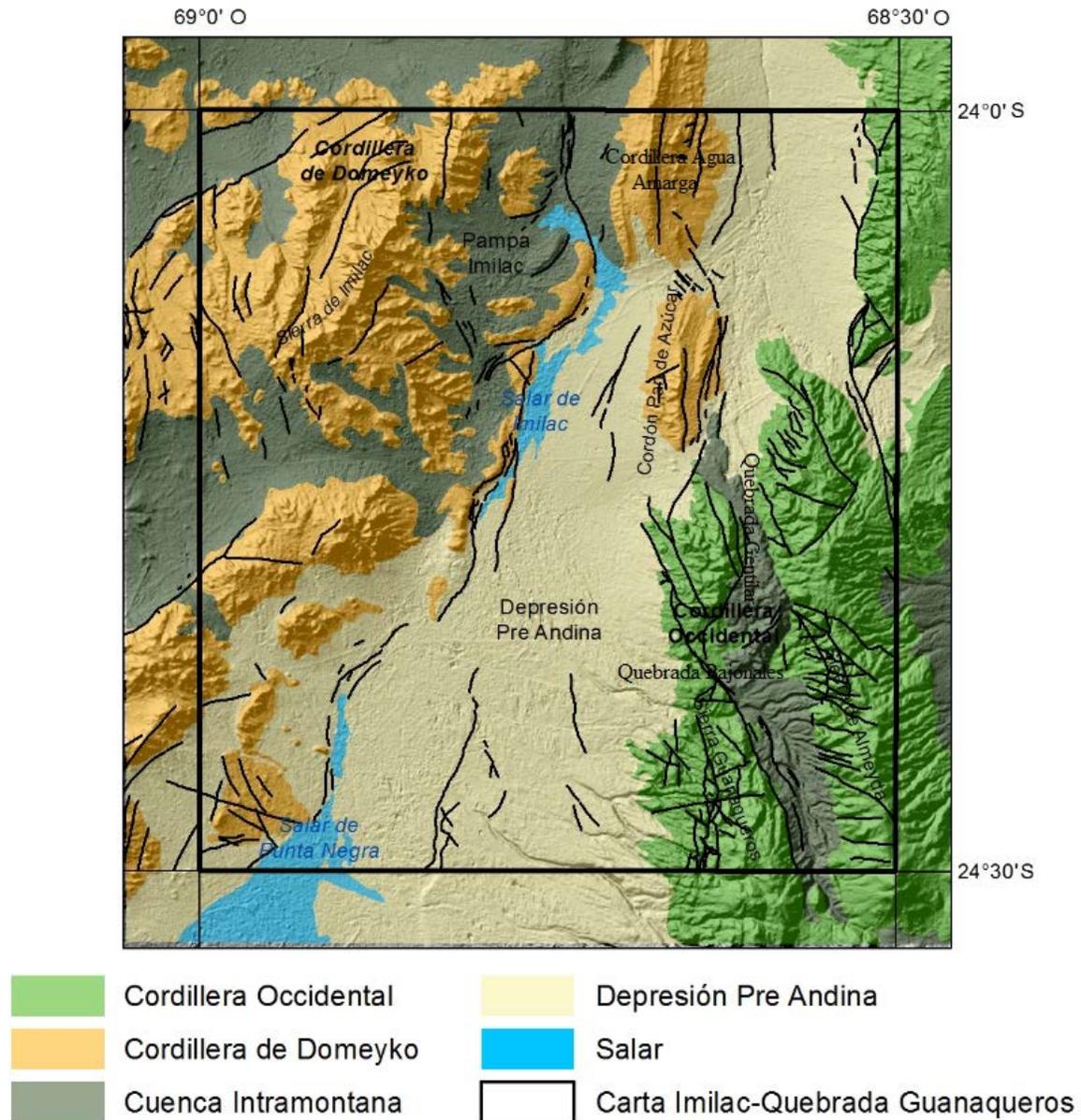


Figura I.2. Mapa geográfico con énfasis en los nombres utilizados en el trabajo y las unidades morfoestructurales.

1.4.2. Precordillera o Cordillera de Domeyko

La Precordillera o Cordillera de Domeyko es un dominio tectónico bien definido de cerca de 500 km de largo (N-S, Figura I.1), dividido en diferentes unidades cuyos núcleos están compuestos de bloques de basamentos limitados por fallas de alto ángulo (Amilibia *et al.*, 2008). Presenta elevaciones que varían entre 3000 y 5000 msnm. En la zona de estudio incluye las sierras de Imilac, Ballenato, Cordillera Agua Amarga y Cerrillos de Imilac. Aunque existen evidencias de un evento importante de erosión y exhumación durante el Eoceno (Fase Incaica), estructuras sin-tectónicas encontradas en rocas cretácicas apuntan a un evento más temprano de alzamiento y erosión. Se han registrado y estudiados sismos someros en la región (Farías *et al.*, 2005), lo que sugiere que este sistema contraccional se

encuentra activo y que la Precordillera aún se está alzando. Inmediatamente al norte de la zona de estudio limita, hacia el E, entre los 23°S y 24°S, con el Escarpe el Bordo que exhibe afloramientos de rocas mesozoicas y cenozoicas. Más al norte, entre los 22°20'S y los 23°, en la cuesta de Barros Arana, los depósitos de basamento permo-triásico de la Cordillera de Domeyko limitan con el flanco W del sinclinal Barros Arana, que contiene unidades mesozoicas plegadas de 80 km de largo y 16 km de ancho (Bascuñán, 2014).

1.4.3. Cuenca Pre-Andina o de los salares (Depresión Preandina)

Las cuencas pre-andinas o de los salares es una anomalía topográfica negativa que se encuentra sólo en el norte de Chile limitados por la Cordillera de Domeyko y la Cordillera Occidental entre los 21°S y los 27°30'S (Figura I.1). Corresponde a una franja discreta de orientación N-S a NNE-SSW que, en la región de Antofagasta, contiene las cuencas de los salares de: Atacama; Imilac; Punta Negra; Pajonales y Pedernales de los cuales el Salar de Atacama sobresale como una morfoestructura de primer orden ya que es el de mayor extensión superficial presentando un largo de 120 km y ancho de 60-90 km. El Salar de Atacama contiene registro estructural y estratigráfico desde el Cretácico al Reciente. La altura de estas cuencas es de aproximadamente ~2300 msnm. En el área de estudio incluye los salares y pampas de Punta Negra, Imilac además de las pampas Agua Colorada, Pan de Azúcar y Agua Amarga (Figura I.2).

1.4.4. Cordillera Occidental

La Cordillera Occidental es el actual arco magmático, que presenta un relieve irregular y está compuesto principalmente por rocas y depósitos volcánicos-sedimentarios del Mio-Holoceno que cubren gran parte de la geología previa (Figura I.1). Ésta unidad morfoestructural presenta una disposición N-S. En la región de Antofagasta alcanza alturas sobre los 6000 msnm (volcán Lullailaco). Se encuentra limitada al oeste por la Cuenca Pre-Andina y al este por el plató Altiplano-Puna. En Antofagasta el arco volcánico está deflectado hacia el E por ~60 km, bordeando el área del salar de Atacama (Mpodozis *et al.*, 2005; Charrier *et al.*, 2007). En el área de estudio incluye a las sierras Almeida, Agua Colorada, Guanaqueros, San Juan y el Cordón Pan de Azúcar (Figura I.2).

1.4.5. Altiplano

El plató Altiplano-Puna es la depresión más importante observada en la Cordillera de los Andes y el segundo más grande del mundo (Isacks, 1988; Yuan *et al.*, 2002). Corresponde a una planicie o meseta alzada con una elevación promedio de 3700 msnm, un largo de 2000 km y un ancho aproximado de 350-400 km. Limita al oeste y al este con la Cordillera Occidental y la Cordillera Oriental respectivamente (Cortés, 2011; Herrera, *et al.*, 2013). Su origen aún es tema de debate donde algunos autores proponen que su alzamiento se debe al engrosamiento cortical producto del acortamiento horizontal de la litósfera adelgazada termalmente, además del aporte magmático de material mantélico durante el Oligoceno-Mioceno (Isacks, 1988; Allmendiger *et al.*, 1997).

I.5. Marco Tectónico de los Andes Centrales entre los 23 y 27°S

Entre los 23 y 27°S, la configuración de los Andes Centrales se inició en el Jurásico Temprano tardío durante la separación de Gondwana, lo que permitió la reactivación del ambiente de subducción en su margen occidental, aunque inicialmente a bajas tasas de convergencia (Charrier *et al.* 2007). Este régimen de subducción, que ha continuado ininterrumpidamente hasta el día de hoy, se conoce como el Ciclo Andino (Figura I.3). Cabe mencionar que diversos estudios recientes, enfocados en la geoquímica y la petrogénesis, han permitido postular que la subducción no habría cesado durante el Triásico previo al Ciclo Andino (Vásquez *et al.*, 2011; Oliveros *et al.*, 2012; Coloma *et al.*, 2013; Parada, 2013; Valin, 2014; Olivero *et al.*, 2016; Espinoza *et al.*, 2016). De acuerdo con el esquema descrito por Charrier *et al.* (2007), el Ciclo Andino se puede dividir en tres etapas, las cuales son resumidas brevemente a continuación.

ANDEAN TECTONIC CYCLE

PERIODS*	STAGES**	SUBSTAGES**	AGE
Late Period	Third Stage		Late Paleogene to Present
		Second Stage	Second Substage
	First Substage		late Early Cretaceous to Late Cretaceous
Early Period	First Stage	Second Substage	Kimmeridgian-Tithonian to Albian
		First Substage	late Early Jurassic to Kimmeridgian

* Subdivision according to Coira *et al.* (1982)

** Subdivision according to this work

Figura I.3. Etapas y sub etapas del Ciclo Andino según Charrier *et al.* (2007).

La primera etapa del Ciclo Andino (Figura I.3) se produce desde el Jurásico Inferior tardío hasta el Cretácico Inferior tardío, y está caracterizada por una subducción de alto ángulo con bajas tasas de convergencia (Charrier *et al.*, 2007). Esto generó un arco magmático jurásico-cretácico temprano con una orientación N-S, cuyos remanentes, en la región de Antofagasta, se ubican actualmente en la Cordillera de la Costa y parte de la Depresión Central. Hacia el este del arco magmático se desarrolló una extensa cuenca de trasarco la cual registra dos sub-etapas de transgresión y regresión marina (Charrier *et al.*, 2007). Al arco magmático se le atribuyen los afloramientos de la Formación La Negra (Jurásico Medio-Temprano) y diversos plutones de edad Jurásico-Cretácico Temprano (Marinovic *et al.*, 1995; Ferrando y Espinoza, 2013; Álvarez *et al.*, 2016), además de volcanismo asociado a la extensión de tras-arco (Grocott *et al.*, 1994; Dallmeyer *et al.*, 1996). Los depósitos asociados a las cuencas de tras arco abarcaron espacialmente gran parte de lo que se conoce actualmente como la Depresión Central, la Cordillera de Domeyko (Precordillera) y parte de la Cuenca Pre-Andina.

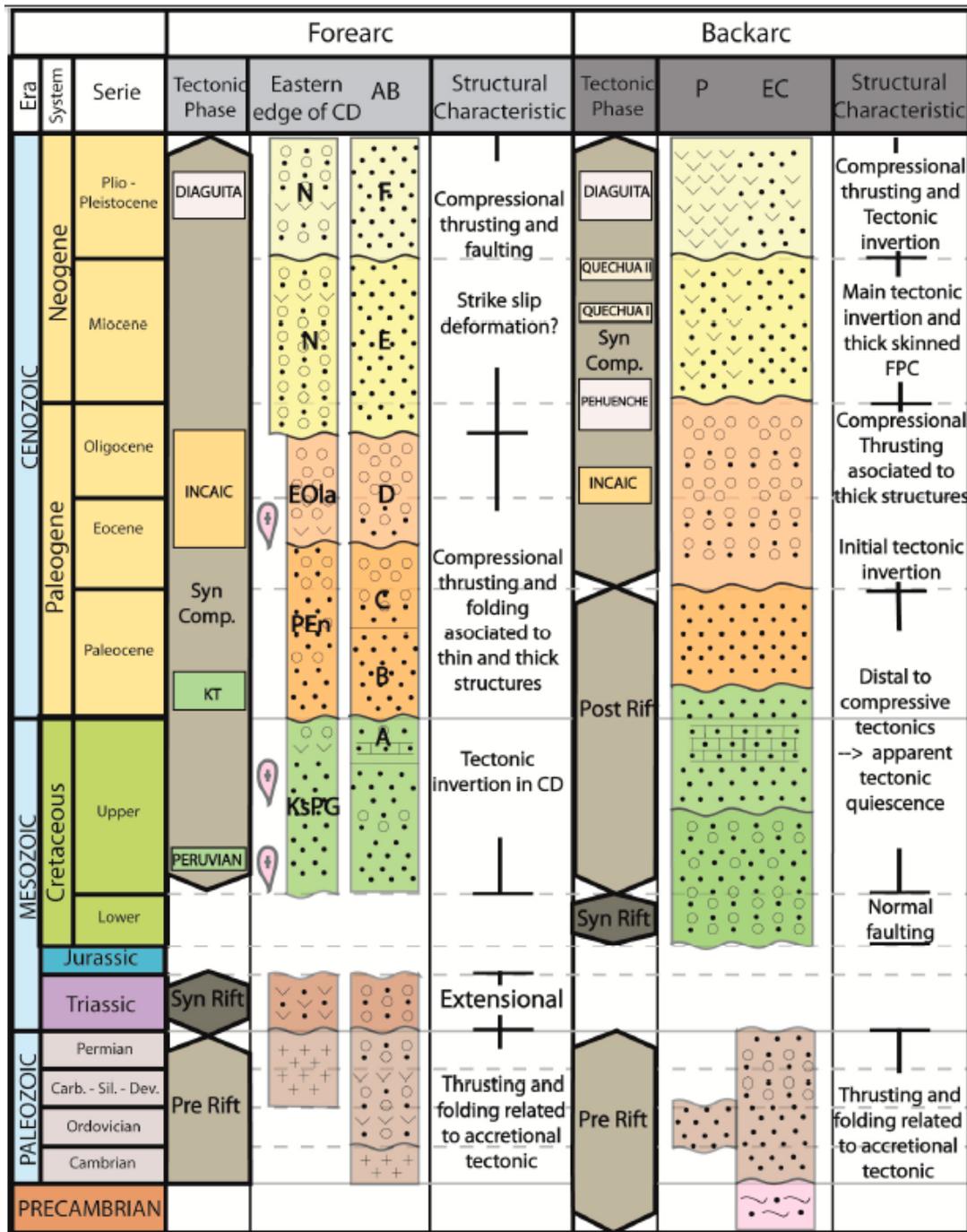


Figura I.4. Cuadro crono-estratigráfico relacionado con sus fases tectónicas y características estructurales de los actuales antearco (CD=Cordillera de Domeyko y AB= Salar de Atacama) y trasarco (P=Puna y EC=Cordillera Oriental) de la cordillera Occidental. Notar que las etapas de *rift* en la zona de trasarco están relacionadas con el *rifting* de Salta. Tomado de Henríquez (2012).

La segunda etapa del Ciclo Andino (Figura I.3) está constreñida entre el Cretácico Inferior tardío y el Eoceno medio y se caracteriza por tener mayores tasas de convergencia de placas y un menor ángulo de subducción (subducción tipo chileno). La subducción de una placa joven y más boyante habría generado una migración paulatina hacia el este del

arco magmático, el cual, durante este período, se ubicó principalmente en la actual Depresión Central (Mpodozis y Ramos, 1990; Scheuber *et al.*, 1994; Charrier *et al.*, 2007; Bascuñán *et al.*, 2015; Astudillo *et al.*, en prep.). Este evento, conocido como la Fase Compresiva Peruana (Steinmann, 1929; Cobbold *et al.*, 2006; Ramos, 2010), provocó una inversión de las cuencas de trasarco del Jurásico-Cretácico Temprano, pasando de un régimen extensional a un régimen contraccional (Amilibia *et al.*, 2008; actual Depresión Central, Cordillera de Domeyko y parte de las Cuenca Pre-Andina). Algunos trabajos (Amilibia *et al.*, 2008; Bascuñán *et al.*, 2015; Astudillo *et al.*, en prep.) sostienen que durante este período ya se habría empezado a alzar y exhumar (parte de) la Cordillera de Domeyko, la cual actuaría como barrera topográfica. Durante este período, al este de la Cordillera de Domeyko, se comenzó a desarrollar la Cuenca Pre-Andina como una cuenca de antepaís de retroarco, y hacia el oeste, se formaron amplias cuencas de antearco. Este nuevo esquema paleogeográfico se conoce como el *primer relieve andino* generó (Charrier *et al.*, 2007). El cambio en las condiciones tectónicas es atribuido a las altas tasas de expansión de las dorsales oceánicas del Atlántico Sur y del Pacífico Sur, que alcanzan desde los 110 Ma hasta los 85 Ma, las mayores tasas de todo el Mesozoico, con velocidades de 5 y 10 cm/año respectivamente (Larson y Pitman, 1972), producto de lo cual se habría generado el desmembramiento de Gondwana.

La segunda etapa del Ciclo Andino ha sido dividida en dos sub etapas, las cuales se pueden separar por el límite Cretácico Tardío-Paleógeno temprano o el llamado “evento K-T”, que se encuentra registrado ampliamente en la Depresión Central entre los 24° y 27°S (Cornejo *et al.*, 2003; Charrier *et al.*, 2007). Este evento K-T habría interrumpido un prolongado período de cuencas extensionales durante el Cretácico Tardío en la Depresión Central que fue reanudado a los 60 Ma (Cornejo *et al.*, 2003; Charrier *et al.*, 2007). Somoza *et al.* (2012), mediante estudios paleomagnéticos, han registrado en el borde occidental de la Cordillera de Domeyko (~22°S), evidencias de deformación durante el Paleoceno temprano. En el salar de Atacama, el evento Paleoceno temprano es apoyado por la edad de exhumación de 64.5 Ma de plutones calculada por Andriessen y Reutter (1994) en el sector de Cerro Químal (~23°05'). En este mismo sector algunos autores (Mpodozis *et al.*, 2005; Basso y Mpodozis, 2012) reportaron una marcada discordancia angular entre depósitos del Cretácico Superior y del Paleoceno. Sin embargo, Bascuñán *et al.* (2015) no identificaron diferencias sustanciales entre los depósitos correspondientes a la Fase Peruana (110-90 Ma) con los eventuales depósitos del evento Paleoceno Temprano. De esta manera su alcance y manifestación en la Cuenca Pre-Andina no está del todo comprendida. Este evento está caracterizado por ser intenso y de corta duración (~65-62 Ma). Su génesis aún es tema de debate, y aunque un reajuste de placas durante la subducción es la primera hipótesis, algunos autores sugieren la subducción de un dorsal asísmica (Cornejo *et al.*, 2003) o la colisión de un límite de placas oceánicas (Somoza *et al.*, 2012).

La segunda etapa del Ciclo Andino (Figura I.3) finaliza con la fase compresiva Incaica (Figura I.4; Steinmann, 1929; Charrier y Vicente, 1972; Charrier y Malumian, 1975; Makshev, 1978; Arriagada, 1999, 2000, 2003 y 2006; Mpodozis *et al.*, 1999, 2000 y 2005; Reutter *et al.*, 2001) registrada durante el Eoceno Medio-Oligoceno Temprano entre los 50 y 30 Ma (Makshev y Zentilli, 1999). Esta deformación eoceno-oligocena temprana provocó una partición de esfuerzos, acortamiento y movimientos de rumbo longitudinales, causando una inversión tectónica en el arco magmático y en las cuencas extensionales

desarrolladas, en el Paleoceno temprano, en la Depresión Central (Charrier *et al.*, 2007). Durante este evento se alzaron y cabalgaron simultáneamente bloques de basamento paleozoico, correspondientes al dominio oriental de la Cordillera de Domeyko y al Cordón de Lila, (Arriagada *et al.*, 2006a; Charrier *et al.*, 2007; Henríquez, 2012, Bascuñán *et al.*, 2015) generando deformación en los depósitos mesozoicos y paleógenos, y aumentando las tasas de subsidencia y acomodación en la cuenca de antepaís presente en la Cuenca Pre-Andina (Muñoz *et al.*, 2002; Mpodozis *et al.*, 2005). La edad eocena ($\sim 38 \pm 5.6$ Ma) de exhumación calculada para el cordón de Lila mediante estudios de traza fisión en apatito (Andriessen y Reutter, 1994) apoyan esta hipótesis. Arriagada *et al.* (2006b), basados en datos paleomagnéticos, proponen que entre los 40-30 Ma, en la Cuenca Pre-Andina, los depósitos previos al Mioceno temprano fueron rotados hasta unos 35 a 40° en sentido horario. Contemporáneamente durante este período (~ 43 -31 Ma), se emplazaron a lo largo de la Cordillera de Domeyko grandes pórfidos cupríferos, entre los cuales destacan los distritos mineros de La Escondida, Chuquicamata, Zaldívar, El Abra, Gaby, entre otros (Maksaev y Zentilli, 1999; Mpodozis y Cornejo, 2012).

En la tercera y última etapa del Ciclo Andino los Andes chileno-argentino desarrollaron su configuración actual (Figura I.3, Charrier *et al.*, 2007). Está caracterizada por la migración, tanto del arco volcánico como del frente de deformación, hacia el este acentuando las unidades morfológicas de la Precordillera y la Cuenca Pre-Andina (o Depresión de los Salares), y generando la Cordillera Occidental, el *plateau* Puna-Altiplano, la Cordillera Oriental y las Cuencas Subandinas. La actividad magmática se registró inicialmente en el borde oriental de la cordillera de Domeyko (46-30 Ma), para luego el arco migrar hacia el este, donde se ubica el arco magmático actual (desde los ~ 28 Ma; Trumbull *et al.*, 2006).

En estudios recientes realizados en el Salar de Atacama (Pananont *et al.*, 2004; Rubilar, 2015), se propone un modelo de extensión o transtensión durante el Oligoceno-Mioceno temprano (28 – 20 Ma), basados en estudios sismo-estratigráficos y estructurales que acumularon más de 3000 m de sedimentos. Según Jordan *et al.* (2007), los grandes desplazamientos estratigráficos asociados a fallamiento normal, corresponden más bien a valores típicos de cuencas transtensionales. Kape (1996) propone que, de acuerdo con los patrones de polaridad inversa de los estratos clásticos basales (que no contienen intercalaciones de tobas), la depositación de este evento habría empezado a los 30 Ma. Jordan *et al.* (2007) establecen que, aparentemente estos depósitos no son ni de trasarco ni de antearco, debido a la falta de evidencia de la posición del arco durante este período. Elger *et al.* (2005) y Scheuber *et al.* (2006) en estudios regionales a lo largo de altiplano ($\sim 21^\circ\text{S}$) proponen quietud y/o períodos de extensión durante el Oligoceno.

Posteriormente desde el Mioceno Tardío la Cuenca Pre-Andina pasó a formar parte del antearco de la Cordillera Occidental. Particularmente en el área del Salar de Atacama, el arco magmático se encuentra deflectado hacia el este por 300 km alrededor del salar (Charrier *et al.*, 2007). Según Allmendiger *et al.* (1997) la región del Altiplano se empezó a alzar a los 25 Ma, que es coincidente con el aumento de tasas de convergencias y disminución del ángulo de subducción (Somoza y Ghidella, 2012), a su vez indica que, el alzamiento de la Puna ($\sim 24^\circ\text{S}$) comenzó entre 15 y 20 Ma. Estos eventos compresivos

neógenos estarían asociados, a su vez, al alzamiento de la cordillera de la Sal (Rubilar, 2015).

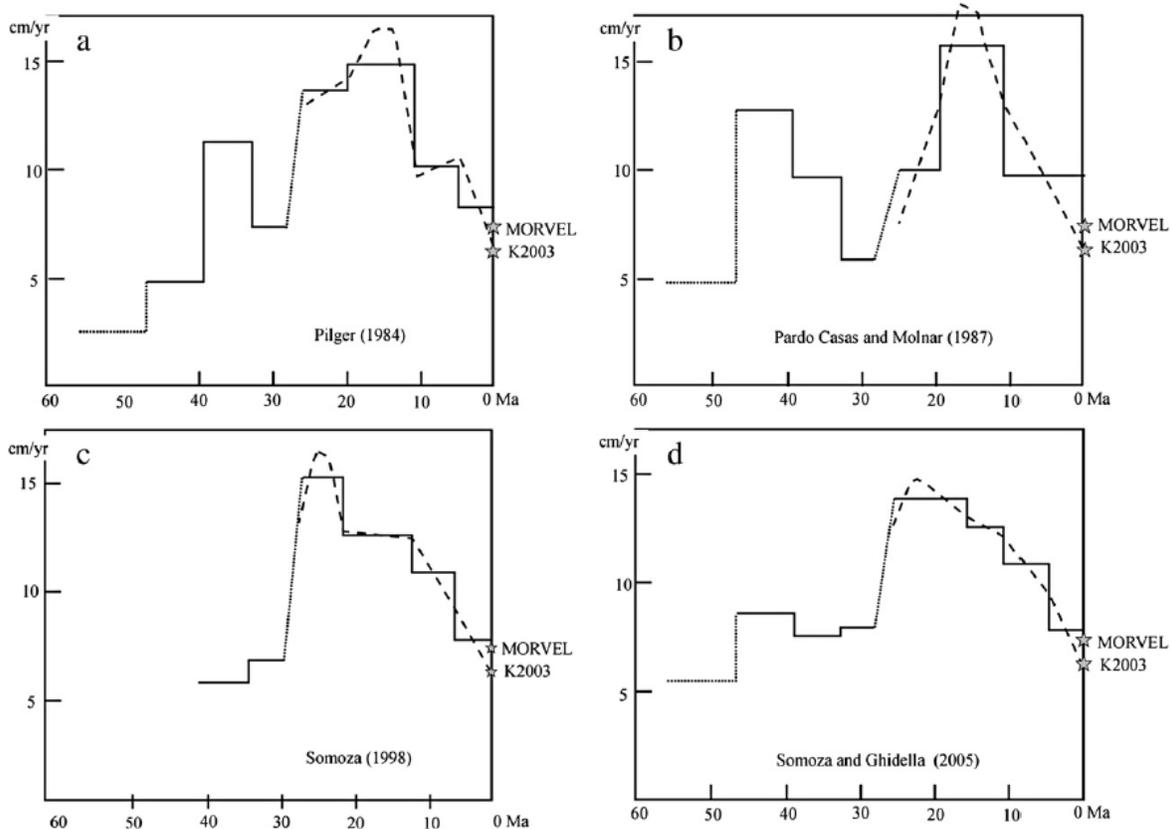


Figura I.5. Predicciones de tasas de convergencia en los 22°S. a) Pilger (1984), b) Pardo Casas y Molnar (1987), c) Somoza (1998), d) Somoza y Ghidella (2005). Las estrellas indican los movimientos de placas geológicas actuales según modelo MORVEL (DeMets *et al.*, 2010) y velocidades instantáneas medidas con GPS (Kendrick *et al.*, 2013). Tomado de Somoza y Ghidella (2012).

Los cambios observados durante el Ciclo Andino se pueden entender como una consecuencia de las variaciones en el acoplamiento, dirección y tasas de convergencia de placas tectónicas (Figura I.5). Scheuber *et al.* (1994) propuso que, durante la primera etapa del Ciclo Andino, la placa Phoenix subductaba con un alto ángulo de oblicuidad ($\sim 60^\circ$) en dirección NW-SE. Esto explicaría la generación de un sistema rumbo sinistral en el arco magmático Jurásico-Cretácico Temprano (Sistema de Fallas de Atacama). Posteriormente, durante la segunda etapa del Ciclo Andino, la oblicuidad disminuyó a menos de 45° lo que favoreció un régimen compresivo con ocasionales episodios extensionales. Pardo-Casas y Molnar (1987) proponen que la subducción de la placa de Nazca (equivalente a la placa Farallón) tuvo *peaks* de velocidad de convergencia entre 50 y 42 y desde los 26 Ma. De acuerdo con Somoza y Ghidella (2012), hacia finales del Cretácico (~ 72 Ma), en la latitud del Salar de Atacama, la placa subductante es difícil de estimar ya que se encuentra cercano al límite de placas entre Phoenix y Farallón las cuales presentan características geodinámicas muy diferentes. Ya en la tercera etapa del Ciclo Andino, durante el Eoceno (49-45 Ma), Somoza y Ghidella (2012) proponen una dirección de subducción NE de la placa Farallón con una velocidad constante de ~ 6 cm/a (Figura I.5). Finalmente, desde el

Mioceno hasta el reciente la placa de Farallón subducta la placa de América del Sur con dirección ENE y velocidades decrecientes mostrando su máximo entre los 25 y 20 Ma (Somoza y Ghidella, 2012).

Tabla 1. Compilado de interpretaciones de la evolución tectono-sedimentaria propuesta para la Cordillera de Domeyko (CD) y la cuenca del Salar de Atacama (SdA).

System	Serie	Stage	Mpodozis et al. 2005; Arriagada et al. 2006	Reutter et al. 2006	Jordan et al. 2007	Amilibia et al. 2008	
Paleogene	Oligocene	Chattian		33?-17 Ma: Subsidence, San Pedro and Tambores Fms. began 28 Ma. First deposits in SdA centre possibly since 33 Ma?	Normal fault (possibly transtensional) created >5000m of accommodation, and relocated western border of Salar basin -10 km east of Paleocene border.		
		Rupelian		38-28 Ma: N-S sinistral strike slip in El Bordo Escarpment, local shortening after Incaic Event. Basin subsidence.			
	Eocene	Priabonian					
		Bartonian	50-30 Ma: Incaic deformation. Loma Amarilla Fm. Sedimentation. Major uplift CD. Clockwise block rotation, little to no volcanism. Crustal thickening. Basin in foreland position.	45?-38 Ma: Reverse faulting, folding, and N-S dextral strike slip in CD and El Bordo Escarpment. Inversion tectonics in SdA basin? Crustal thickening beneath CD, minor thickening beneath SdA?	True tectonic subsidence only west of Salar; within Salar fill of topographic low remnant from earliest Paleocene after modification by pre-J regional tilt to east.	45?-23? Ma: Last stage of shortening in CD. Basin in foreland position. Clockwise block rotation	
		Lutetian	60-55 Ma: Orange Fm. sedimentation. Basin in foreland position				
		Ypresian					
		Thanetian					
	Paleocene	Selandian					
		Danian	66-64 Ma: K-T event. Renewed uplift in CD.	~65 Ma: Strong, alkaline magmatism, probably causing low wave-length gravity anomalies, and uplift of CD. Crustal thinning from SdA to Precordillera of Calama	Largely post-deformational, filling basin formed by late Cretaceous and earliest Paleocene E-W shortening.	90-35 Ma: Contraction tectonics, thin and thick skinned structures. Inversion leads to forming of the SdA basin. Basin in foreland position. Late Cretaceous-Eocene arc in CD area	
	Cretaceous	Late	Maastrichtian	70-61 Ma: Alkaline volcanism and intrusion, incursion of Yacoraite-El Molino Sea.	75-38 Ma: Normal faulting, strong subsidence; onset of Purilactis group sedimentation, basaltic-andesitic volcanism.		
Campanian			119?-84? Ma: Onset of sedimentation of the Purilactis Group, showing compressive growth structures. Basin in foreland position.	85-75 Ma: Early rift tectonics or slow uplift and erosion?			
Santonian							
Coniacian							
Turonian							
Cenomanian							

1.5.1. ¿Extensión o compresión?

A pesar que existe consenso entre los límites tectónicos que enmarcan la segunda etapa del Ciclo Andino (Figura I.3), aún existe controversia en los régimen tectónicos que hubo entre medio de las fases compresivas principales identificadas en la zona de trasarco (, fases Peruana, Incaica). Mientras que algunos autores proponen un régimen principalmente compresivo, con distintos pulsos de deformación (Mpodozis *et al.*, 2005; Arriagada *et al.*, 2006; Amibilia *et al.* 2008; Cornejo y Mpodozis, 2012), otros autores se inclinan por un

I.6. Marco geológico de unidades pre-cretácicas

Las unidades litoestratigráficas estudiadas (Figura I.7) se encuentran principalmente en las cuencas pre-andinas comprendidas entre la Cordillera de Domeyko y la Cordillera Occidental. Además, la Formación Quebrada Pajonales se encuentra en una actual cuenca intramontana al interior de la Cordillera Occidental (Figura I.7). En el área de estudio, en la Cordillera de Domeyko afloran principalmente unidades del Carbonífero-Pérmico (Formación La Tabla, Complejo Plutónico Imilac) y del Triásico (Estratos Cerrillos de Imilac e intrusivos del Triásico medio-superior). En la Cordillera Occidental afloran unidades del Ordovícico (Complejo ígneo-sedimentario Lila e intrusivos del Ordovícico inferior y medio), Devónico-Carbonífero Inferior (Formación Zorritas), Carbonífero-Pérmico (Formación La Tabla, Complejo Plutónico Imilac) y del Triásico (Formación Pular e intrusivos del Triásico medio-superior). A continuación, se presentan brevemente las características estratigráficas y sus edades de las unidades previas a la depositación de las formaciones estudiadas durante este trabajo consideradas como basamento. El análisis estratigráfico de las unidades estudiadas será presentado en el Capítulo III.1. donde se muestra una extendida revisión litoestratigráfica.

I.6.1. Basamento Ordovícico indiferenciado

Esta unidad agrupa los afloramientos del Complejo Ígneo-Sedimentario Lila (CISL), la granodiorita Pingo-Pingo y la granodiorita Choschas.

El CISL fue definido por Niemeyer *et al.* (1985; enmend. Niemeyer, 2013) al noreste de la zona de estudio como una sucesión de rocas volcánicas basálticas-andesíticas con estructuras de almohadillas, intercaladas con areniscas y lentes de caliza. Hacia el techo se conforma de dacitas intercaladas con tobas y lutitas. Se añaden cuerpos hipabisales dioríticos y riolíticos que se asocian a rocas efusivas (Niemeyer, en Solari *et al.*, en revisión; 1985, 1989). En la carta Lila-Peine (Niemeyer, 2013) no se observa base expuesta y subyace discordante a la Formación Quebrada Ancha (Ordovícico Medio). Se estima un espesor mínimo de 2500 m. En la zona de estudio se ubica al N de la sierra Agua Colorada.

La granodiorita Pingo-Pingo (definida por Mpodozis *et al.* 1993 como Plutón Pingo-Pingo) corresponde a granodioritas con variaciones locales a monzogranito de biotita y hornblenda, escasas tonalitas de anfíbola y biotita, y dioritas (Solari *et al.*, en prep.). Se ubica en el extremo meridional de la sierra Agua Colorada. Niemeyer (2013) y Niemeyer *et al.* (2014) reportaron edades ordovícicas de 475 Ma (U-Pb en circón). Además, Solari *et al.* (en prep.) reportaron una edad de 479 Ma (U-Pb en circón).

La granodiorita Choschas fue definida por Davidson *et al.* (1981) y corresponde a granodioritas y tonalitas, que aflora en el flanco oriental de la sierra Almeida (Figura I.7). En los flancos orientales de la sierra Almeida, esta unidad está intruida por los granitoides

del Complejo Plutónico Imilac y se encuentra en contacto por falla normal con los depósitos de la Formación Zorritas (Solari *et al.*, en prep.).

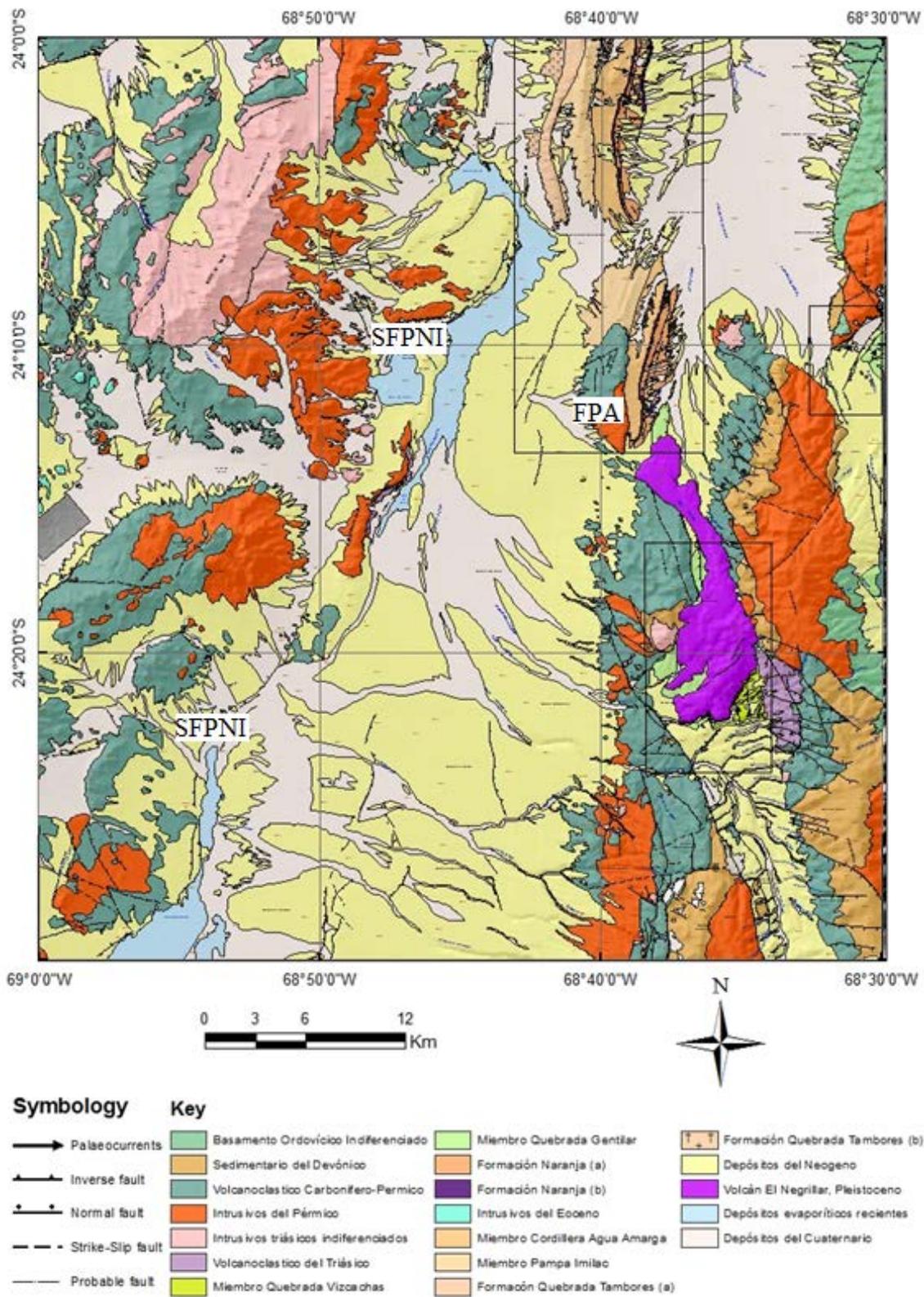


Figura I.7. Mapa geológico modificado de la carta Imilac-quebrada Guanaqueros (Solari *et al.*, en prep.). Recuadros negros destacan las áreas estudiadas. SFPNI = sistemas de fallas Punta Negra–Imilac. FPA = falla Pan de Azúcar.

1.6.2. Formación Zorritas (Devónico-Carbonífero Inferior)

La Formación Zorritas fue definida informalmente por Cecioni y Frutos (1975) en la quebrada homónima como una secuencia constituida de cuarcitas, areniscas cuarzo-feldespáticas y limonitas, bien estratificadas, fosilíferas y de gran distribución areal. Isaacson *et al.* (1985), en un estudio realizado en las quebradas el Salto y las Zorritas, la definió formalmente y la subdividió en dos miembros (Inferior y Superior). Posteriormente Urzua (1989) agrega un tercer miembro a la formación en el sector entre la quebrada Zamolana y el cerro Islote subdivisión que es validada posteriormente por Niemeyer *et al.* (1997). En el área de la carta Imilac-Quebrada Guanaqueros esta unidad aflora de forma continua en el flanco occidental de la sierra de Almeida (Figura I.7), en el flanco oriental de la sierra Guanaqueros y de la sierra Agua Colorada (Gardeweg *et al.*, 1994; Solari *et al.*, en prep.). La Formación Zorritas se encuentra intruida por la granodiorita Choschas y subyace en leve discordancia angular a la Formación La Tabla (Gardeweg *et al.*, 1994; Solari *et al.*, en prep.).

La edad de la Formación Zorritas ha sido identificada tanto por el hallazgo fósil como por dataciones de U-Pb en circones detríticos. El numeroso registro fósiles recolectado por otros autores permite sugerir un rango de edad continuo entre el Devónico Medio – Carbonífero Inferior (Niemeyer *et al.*, 1985; Isaacson *et al.*, 1985; Bahlburg *et al.*, 1986; Dutro y Isaacson, 1990; Boucot *et al.*, 1995; Rubinstein *et al.*, 1996 y Rubinstein *et al.*, 2016). Augustsson *et al.* (2015) mediante un análisis en circones detríticos en U-Pb obtuvieron edades picos de (330), 380, 420, 510, 620, 1100 Ma y (390), 460-470, 510-530-1100 Ma, aunque las edades máximas 330 y 390 Ma fueron descartadas, debido a posible pérdida parcial de Pb. El registro sedimentario permite a diversos autores considerar un ambiente marino a la Formación Zorritas (Urzúa, 1989; Johnson y Baldwin, 1986; Niemeyer *et al.*, 1997). La Formación Zorritas es interpretada como procesos mareales asociados a condiciones marinas someras que se va profundizando (Solari *et al.*, en prep.).

1.6.3. Formación La Tabla (Carbonífero-Pérmico)

La Formación La Tabla fue definida por García (1967) a la latitud de Salar de Pedernales (26°10'S) como una secuencia volcánica principalmente sílicea. En el área de estudio Gardeweg *et al.* (1994) la define como una secuencia continental volcanoclástica integrada predominantemente por rocas volcánicas silíceas (Figura I.7). Estos depósitos se encuentran tanto en la Cordillera de Domeyko como en la Cordillera Principal exceptuando afloramientos pertenecientes al Cordón de Lila (Solari *et al.*, en prep.). Yace sobre la Formación Zorritas en discordancia angular y es intruida por: el Complejo Plutónico Imilac (Carbonífero - Pérmico) y los intrusivos triásicos medio-superior. La Formación La Tabla está compuesta principalmente por rocas volcánicas y de manera subordinada sedimentarias además de intrusivos hipabisales riolíticos con ojos de cuarzo (Solari *et al.*, en prep.). En la carta Imilac-Quebrada Guanaqueros (Solari *et al.*, en prep.) es subdividida en 4 unidades. Marinovic *et al.* (1995) dataron dos riolitas en K-Ar obteniendo edades de 291 y 268 Ma. En el sector de Pampa Loreto fueron reportadas edades de 265 y 238 Ma por la Minera Escondida. Posteriormente, Ferrando y Espinoza (2013) obtuvieron edades U-Pb de 314 y 304 Ma en un domo riolítico y en una toba con ojos de cuarzo atribuyéndole una edad Carbonífero Superior. Venegas *et al.* 2013 en la carta Sierra Vaquilla Alta, mediante el análisis U-Pb en circones registró una edad mínima de 328 Ma y una edad máxima de 259

Ma para la Formación La Tabla. En el trabajo realizado por Gardeweg *et al.* (1994) se reportaron edades más jóvenes K-Ar de 192 y 201 Ma que fueron interpretadas como rejuvenecidas por la intrusión de pórfidos andesíticos terciarios.

1.6.4. Complejo Plutónico Imilac (Pérmico)

Esta unidad fue definida por Urzúa (2009) identificando 8 litofacies e incluye la unidad diferenciada por Gardeweg *et al.* (1994) llamada Granitoides del Carbonífero Superior- Pérmico. Durante la realización de la carta Imilac-quebrada Guanaqueros (Figura I.7; Solari *et al.*, en prep.) para efectos del mapeo regional se redujo el Complejo Plutónico Imilac a 5 litofacies. Este Complejo intruye a la Granodiorita Pingo Pingo (al sur de la sierra Agua Colorada), Granodiorita Choschas, a la Formación Zorritas (en la sierra Almeida), a la Formación La Tabla y está en contacto por falla normal con la Formación Pular (Solari *et al.*, en prep.). Frecuentemente está cabalgando a unidades mesozoicas y cenozoicas.

La edad de este complejo ígneo ha sido datada por diversos autores en zonas cercanas al área de estudio. Brook *et al.* (1986) mediante el método de Rb-Sr, obtuvo una edad de 285 Ma. Posteriormente Gardeweg *et al.* (1994) documentó una edad de 279 Ma (K-Ar en biotita) y otra edad de 298 Ma (K-Ar) en depósitos alterados por esta intrusión. Halpen (1978) obtuvo edades de 246 Ma (Rb-Sr en biotita, en Gardeweg *et al.* 1994). Urzúa (2009) obtuvo edades de 290 Ma. Solari *et al.* (en prep.) realizaron dataciones U-Pb en circones y obtuvo edades entre 298 y 298 Ma, asignando esta unidad al Pérmico.

1.6.5. Triásico volcano-clástico Formación Pular (Triásico medio-superior)

Esta unidad comprende los depósitos de la Formación Pular (Harrington, 1961) y los Estratos Cerrillos de Imilac (Figura I.7; Solari *et al.*, en prep.).

La Formación Pular fue definida en el flanco occidental de la Sierra de Almeida como una sucesión de 700 m de espesor de areniscas rojas, amarillentas y blanquecinas, conglomerados y lutitas bituminosas con intercalaciones de tobas andesíticas (Harrington, 1961). Niemeyer *et al.* (2008) reconocen cinco unidades informales y estiman una potencia de 379 m. Solari *et al.* (en prep.) reconocen tres miembros (inferior, medio y superior) y asigna un espesor de 1735 m. Subyace en paraconcordancia a la Formación Quebrada Pajonales, es intruida por los intrusivos de probable edad triásica y se encuentra en contacto por falla con el Complejo Plutónico Imilac (Solari *et al.*, en prep.). Mediante un estudio fosilífero detallado, Niemeyer *et al.* (2008) consideran una edad entre el Triásico Medio y el Triásico Tardío Temprano.

Los Estratos Cerrillos de Imilac (Figura I.7) es una unidad informal ubicados en el flanco oriental de la sierra homónima que está compuesta por tobas, brechas, areniscas y lavas basálticas (Solari *et al.*, en prep.) que reemplaza a antiguos afloramientos designados al Grupo Purilactis (Gardeweg *et al.*, 1994). Solari *et al.* (en revisión) reportaron edades del Triásico Medio de 239 y 240 Ma para esta unidad.

1.6.6. Intrusivos triásicos medio-superior

Esta unidad agrupa los intrusivos de edad triásica que afloran en área de la carta Imilac-quebrada Guanaqueros. Acorde a la definición hecha por Solari *et al.* (en prep.) este grupo contendría al Complejo Plutónico Varilla Norte, los Intrusivos Hipabisales del Triásico Medio y los Intrusivos del Triásico Superior. En el área de estudio estos se observan en la zona norte de la Cordillera de Domeyko (sierra de Imilac) y en la zona sur de la Cordillera Occidental en pulsos discretos en las sierras de Almeida, San Juan y Guanaqueros (Figura I.7).

1.7. Hipótesis de trabajo

Durante el Cretácico Superior y el Paleógeno la formación y evolución de las Cuenca Pre-Andina está controlada por los cambios en el régimen tectónico y climático, los cuales condicionan la evolución sedimentaria de esta cuenca. A continuación, se presentan las siguientes hipótesis de trabajo:

Los depósitos de la Formación Quebrada Pajonales fueron alzados durante el evento tectónico compresivo registrado en el Paleoceno Temprano.

La sierra de Imilac se alzó al menos desde el Paleoceno Temprano y fue la fuente principal de las Formaciones Naranja, Loma Amarilla y Quebrada Tambores.

1.8. Objetivos

1.8.1. Objetivos generales

1.- Caracterizar la estratigrafía de los depósitos cretácicos-paleógenos, en el área de Imilac-Quebrada Guanaqueros (24°-24°30'S), para determinar la evolución sedimentaria de la cuenca estudiada.

2.- Comprender la relación entre la evolución sedimentaria de la cuenca con los sistemas de fallas principales.

1.8.2. Objetivos específicos

Para lograr el objetivo general se plantean los siguientes objetivos específicos:

1. Deducir ambientes sedimentarios de deposición y cómo varían en el tiempo.
2. Deducir las posibles fuentes de los clastos que conforman las distintas unidades.
3. Precisar la edad de las formaciones Quebrada Pajonales, Naranja, Loma Amarilla (Cerro Pichungo?) y Quebrada Tambores para comprender si existe una posible relación con las fases tectónicas regionales reconocidas en el margen occidental de América del Sur.

4. Desarrollar un modelo geológico conceptual de la evolución tectono-sedimentaria de la cuenca.

I.9. Metodología Propuesta

1. Realizar columnas estratigráficas de escala decimétrica a métrica en conjunto con el trabajo de mapeo regional efectuado por Solari *et al.* (en prep.) e identificar litofacies sedimentarias en función de su litología, estructuras sedimentarias, relaciones de contacto y geometría.
2. Dataciones U-Pb en circones para determinar y/o acotar edades de depósitos ígneos y sedimentarios. Los resultados en dataciones de circones detríticos serán utilizados para estudios de proveniencia en conjunto con datos de análisis de paleocorrientes y conteo modal de clastos.
3. Confeccionar un mapa geológico con énfasis en las unidades sedimentarias cretácico-paleógenas.
4. Dataciones de biotitas con métodos K/Ar y Ar/Ar en tobas cuaternarias que permitan acotar la actividad de los sistemas de fallas mayores.

II. METODOLOGÍA

La presente tesis se realizó en el contexto de la confección de la carta Imilac-quebrada Guanaqueros (Solarí *et al.*, en prep.). Las campañas de terreno, trabajo de gabinete, confecciones de cortes transparentes y los análisis geocronológicos fueron realizados gracias al apoyo de SERNAGEOMIN.

II.1. Estratigrafía y Sedimentología

Para caracterizar de manera detallada la estratigrafía de las formaciones, se midieron ocho columnas estratigráficas en los sectores de la cordillera Agua Amarga, el cordón Pan de Azúcar; en la quebrada Pajonales y al sureste de la sierra Agua Colorada (Figura III. 4), utilizando una huincha de medir, el bastón de Jacob, brújula y puntos de GPS. Las columnas estratigráficas son de escala decimétrica a decamétrica, dependiendo de la calidad de los afloramientos, y describen el espesor y geometría, color, tipo de contacto, litología, textura, estructuras sedimentarias y la naturaleza, distribución y preservación del contenido fósil de los estratos. En casos de afloramientos con mala exposición (porción superior del Miembro Cordillera Agua Amarga, Pampa Imilac y base de la Formación Quebrada Tambores) se realizaron representaciones semi-cuantitativas. Posteriormente, utilizando el software *Adobe Illustrator CS6*, las columnas estratigráficas fueron digitalizadas.

Tabla 2. Descripciones e interpretaciones de las litofacies propuestas por Miall (1996).

Código	Descripción	Interpretación
Gmm	Conglomerado macizo con gradación inversa incipiente	Flujo de detritos plástico (alta resistencia, viscoso)
Gmg	Paraconglomerado con gradación normal e inversa	Flujo de detritos pseudoplástico (baja resistencia viscoso)
Gt	Ortoconglomerado con estratificación cruzada en artesa	Relleno de canales menores
Gh	Ortoconglomerado con laminación horizontal incipiente	<i>Bedforms</i> longitudinales, depósitos de <i>lag</i> , depósitos de <i>sieve</i>
Gp	Conglomerado con estratificación cruzada plana	<i>Bedforms</i> transversales, crecimientos deltaicos de antiguas barras remanentes
St	Arena fina a muy gruesa, quizás gránulo, con estratificación cruzada en artesa	Dunas de cresta sinuosa o lingüiformes (3-D)
Sl	Arena fina a muy gruesa, quizás gránulo, con estratificación cruzada de bajo ángulo	Llenado de estructuras erosivas, <i>humpback</i> o lado sotavento de dunas, antidunas.
Sp	Arena fina a muy gruesa, quizás gránulo, con estratificación cruzada plana	<i>Bedforms</i> transversas y lingüiformes (2-D)
Sh	Arena fina a muy gruesa, quizás gránulo, con laminación	Flujo horizontal a la capa (flujo crítico)
Sm	Arena fina a gruesa maciza o sin laminación	Sedimentos de flujos gravitacionales
Fl	Arena, limo y arcilla con fina laminación	Llanura de inundación, canales abandonados o depósitos de inundación en su etapa final.
Fm	Limo y arcilla macizo	Llanura de inundación, canales abandonados o depósitos de cubierta
E	Pedogénesis: Calcreta, silcreta y/o ferricreta	Suelo con precipitación química

Complementariamente se analizaron secciones delgadas en el laboratorio de Petrografía Óptica del SERNAGEOMIN. La escala granulométrica es la misma que utilizó Tucker (2003). Para el análisis espacial se utilizó también de referencia las descripciones realizadas por Ramírez y Gardeweg (1982), Arriagada (1999), Mpodozis *et al.* (2005), Basso y Mpodozis (2012) y Henríquez *et al.* (2014) para el caso de las Formaciones

Naranja, Loma Amarilla y Quebrada Tambores, y las realizadas por Harrington (1961) y Pino y Fuenzalida (1988) para la Formación Quebrada Pajonales. El detalle de las columnas estratigráficas medidas se puede observar en el Apéndice A y los resultados en el Capítulo III.

Tabla 3. Clasificación y códigos de elementos arquitecturales, su agrupación de facies, geometría y relaciones características (Miall, 1996).

Código	Elemento Arquitectural	Conjunto de facies	Geometría y relaciones
CH	Canales	Cuaquier combinación	Dedos, lentes o capas; base erosional cóncava hacia arriba; escala y forma variable
GB	Barras y estructuras sedimentarias de gravas	Gm, Gp, Gt	Lentes, planos; usualmente cuerpos tabulares; comúnmente interstratificado con SB
SB	Estructuras sedimentarias arenosas	St, Sp, Sh, Sl	Lentes, capas, planos, cuñas, ocurren como relleno de canales, <i>crevasse splay</i> s, barras menores
DA	Macroformas de acreción aguas abajo	St, Sp, Sh, Sl	Lentes descansando en planos o en base canalizada
LA	Macroformas de acreción lateral	St, Sp, Sh, Sl	Cuñas, capas, lóbulos
HO	Hoyo de erosión sin orientación	Gh, Gt, St, Sl	Agujero de formar acucharadas con llenado asimétrico
SG	Flujos sedimentarios gravitacionales	Gmm, Gmg, Gci, Gcm	Lóbulos, capas, típicamente intercalado con GB
LS	Arenas laminadas	Sh, Sl; en menor proporción Sp, Sr	Capas, planos
FF	Sedimentos finos de llanura de inundación	Fm, Fl	Planos delgados o gruesos, comúnmente interstratificados con SB, puede llenar canales abandonados

II.1.1. Ambiente Sedimentario

Para analizar los ambientes sedimentarios se identificaron litofacies basadas en los trabajos de Miall (2006; modificado de Miall., 1978) y DeCelles *et al.* (1991) y modificándose algunas litofacies para abarcar los depósitos de abanicos aluviales, basado en descripciones de terreno (Tabla 2).

Una vez identificadas las litofacies fueron agrupadas en asociaciones de facies (Tabla 3) tomando como referencia estudios expuestos por Miall (1996). En su conjunto estas asociaciones de facies representan un ambiente sedimentario. Para el análisis sedimentológico se tomaron como referencia los modelos de estilos y facies fluviales expuestos por Miall (1996; Figura II.2). Para la clasificación de abanicos aluviales se tomó como referencia la zonación hecha por Blissenbach (1954) que fue resumida por Colombo (2010) de la siguiente manera:

1. *Proximal*: es la que presenta los materiales con granulometría más gruesa y se encuentra inmediata a la cabecera del abanico. Abarca desde el ápice hasta la zona del punto de intersección.
2. *Media*: presenta materiales de granulometría intermedia y se halla ubicada entre la zona del punto de intersección y el área del pie del abanico.

3. *Distal*: es la que muestra los materiales de granulometría más fina y se halla situada a partir del pie del abanico hacia las zonas más alejadas. Sus paleocorrientes y sus facies deposicionales se hallan directamente relacionadas a los estadios evolutivos de desarrollo del abanico. Corresponde a la zona en la que los materiales del abanico se indentan con los de otros sistemas deposicionales relacionados.

Además se consideraron las descripciones y la subdivisión expuesta por Blair y McPherson (1994), resumidas en la Tabla 4 y en la Figura II.1, quienes clasifican los abanicos aluviales en los dominados por flujos de detritos (*debris flow-dominated*) y los dominados por arrolladas en manto (*sheet flood-dominated*).

Tabla 4. Características de abanicos aluviales Tipo I versus Tipo II. Tomado de Blair y McPherson (1994).

Feature	Type I Alluvial Fan	Type II Alluvial Fan
Dominant primary process and facies Minor primary processes	Debris flows, especially lobe facies Rockfalls, rockslide, rock avalanche, colluvial slide, incised channel	Sheetfloods, especially couplet facies Rockfall, rockslide, rock avalanche, colluvial slide, incised channel, noncohesive debris flows.
Dominant secondary processes	Winnowing by overland flows and wind to produce desert pavements, boulders mantles, gullies, and shallow channels	Winnowing by overland flows and wind to produce desert pavements, gullies, and shallow distributary channels.
Typical grain sorting and size	Very poorly sorted clayey boulder, pebble, and cobble gravel	Poorly sorted sandy and boulder cobble to pebble gravel
Downfan trend in maximum clast size	Relatively constant	Typically decreases from boulders to pebbles or sand
Typical grain shape	Angular	Angular to subangular
Typical stratification style	Poorly or subtly stratified except for secondary winnowed surfaces	Well-stratified coarse gravel and sandy fine gravel couplets
Presence of granular or sandy interbeds	Rare	Common
Presence of a distal sand-skirt facies	Rare	Common
Presence of depositional matrix clay	Common	Rare
Drainage-basin size	Small to moderate	Small to large
Feeder channel length	Short to moderate	Moderate to long
Typical bedrock lithology underlying the drainage basin	Pelitic metamorphic rocks, shale, aphanitic volcanic rocks, or mafic plutonic rocks; also granitic or gneissic rocks weathering under humid climate	Quartzite, quartz-rich conglomerate or sandstone; also granitic or gneissic rocks weathering under arid climate
Clay abundance in the drainage-basin colluvial slopes	Moderate to abundant	Rare
Common average slope value	5 to 15°	2 to 8°
Downfan slope style	Constant or straight	Distally decreasing or plane-concave
Permeability	Low	High
Porosity	Low	High
Connectivity of permeable units	Low	High

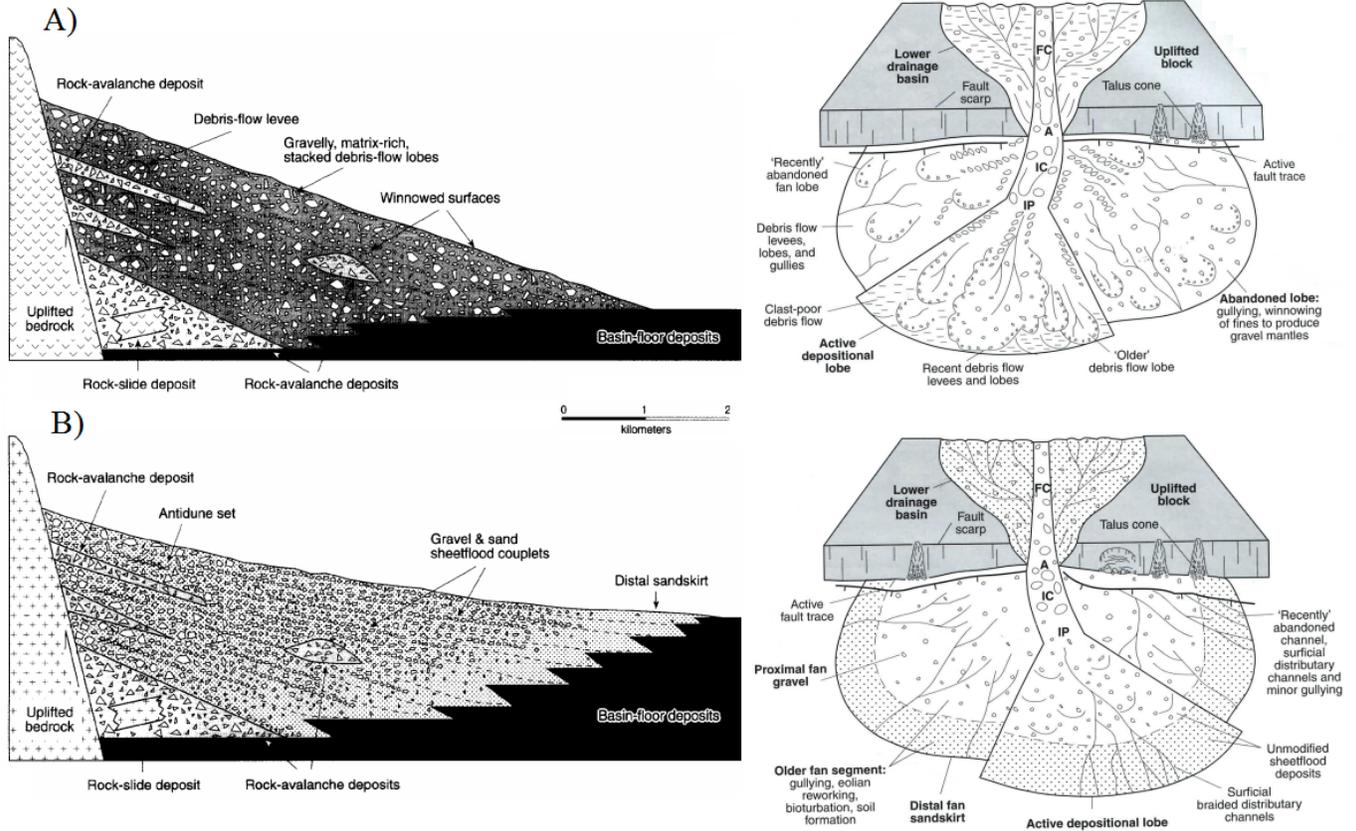


Figura II.1. Ilustraciones esquemáticas de perfil transversal e imagen en planta de diferencias entre abanicos aluviales dominados por flujos de detritos (A; Tipo I, *debris flow-dominated*) y los dominados por arroyadas en manto (B; Tipo 2, *sheet flood-dominated*). Tomado de Blair y McPherson (1994).

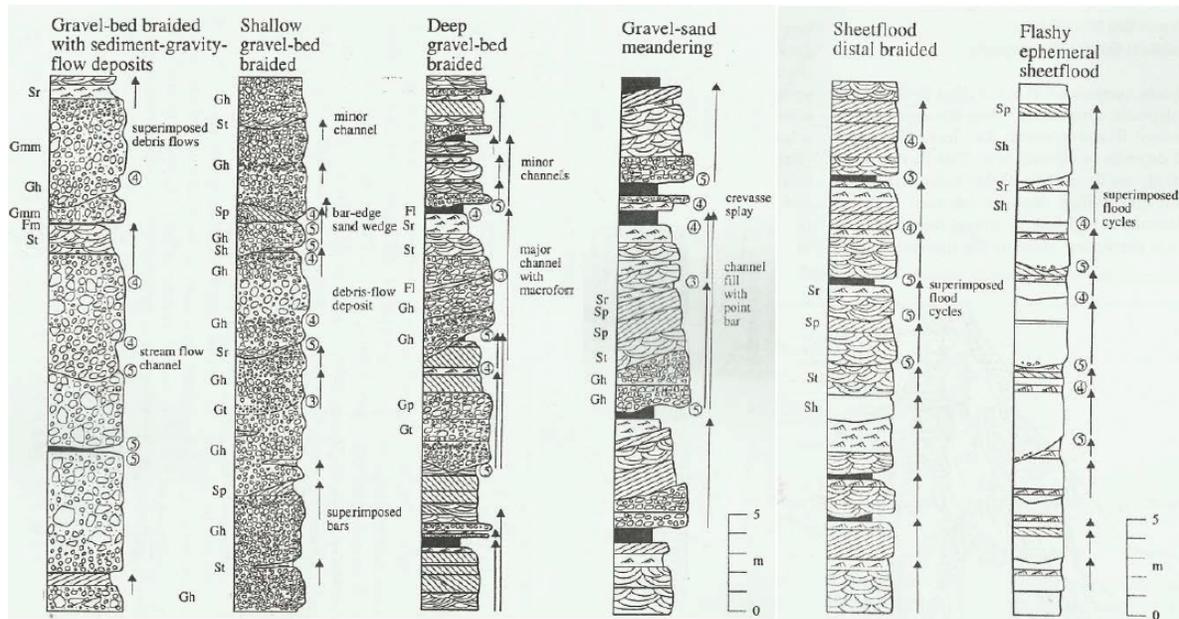


Figura II.2. Estilos fluviales relacionados con elementos arquitecturales y ciclos de gradación normal e inversa presentados por Miall (1996). Se muestran sólo los estilos fluviales que serán discutidos en este trabajo.

II.2. Conteo modal de clastos

Para identificar la proveniencia, su posible fuente asociada y su variabilidad granulométrica se realizó un conteo modal de clastos en conglomerados principalmente en la cordillera Agua Amarga abarcando las formaciones Naranja, Loma Amarilla y Quebrada Tambores. Además, para contrastar se realizaron conteos modales en la quebrada Pajonales.

Para efectuar dicho conteo modal y evitar de mejor manera el sesgo estadístico, se utilizó un marco de madera de 50 cm x 50 cm, con una grilla de cuerdas cada 3 cm. Se consideraron los clastos que interceptan la grilla una vez situado el marco. Basado en las observaciones de terreno, las características litológicas fueron divididas en: volcánico, granitoide, sianogranito, pórfido félsico y rocas sedimentarias. Se contabilizaron alrededor de 25 - 30 clastos por afloramiento en diferentes sectores a lo largo de la columna de distintas formaciones con el fin de obtener una visión general de la variación litológica de los clastos entre cada formación. Para graficar el conteo de clastos se utilizó la técnica sugerida por Tucker (Figura II.3; 2003). El análisis de conteo de clastos es presentado en el Capítulo III.4.

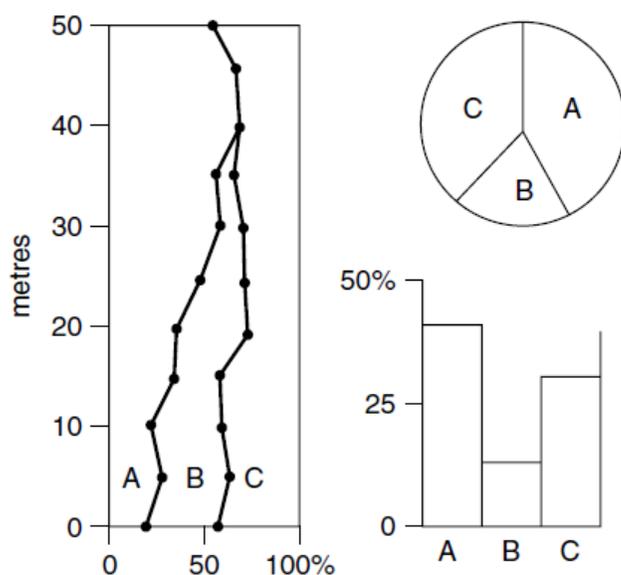


Figura II.3. Propuesta de presentación de datos de conteo de clastos efectuada por Tucker (2003) para tres diferentes composiciones (A, B y C) ploteadas cada 5 m de columna estratigráfica.

II.3. Paleocorrientes

La medición de paleoflujos fue obtenida principalmente de mediciones unidireccionales como imbricación de clastos, estratificación cruzada en artesa o estratificación cruzada plana. Los resultados son mostrados en el Capítulo III.5 y el detalle de los datos medidos se muestra en el Apéndice C. En los casos de paleocorrientes bidireccionales como lineación de hendidura o marcas de herramienta la medición es presentada tal cual en las columnas estratigráficas y para el análisis de rosetas se asume un

sentido similar a las mediciones unidireccionales más cercanas como exposición 3-D de estratificación en artesa o imbricación.

Acorde al método sugerido por Tucker (2003) en los afloramientos medidos se tomaron alrededor de 20 a 30 mediciones. Las correcciones de los datos fueron efectuadas tomando en cuenta el basculamiento de las capas y la rotación tectónica. Para desbascular los datos fue utilizado el método de ROTDIR (Le Roux, 1991) para los datos planares y para los datos lineales el expuesto por Collinson y Thompson (Apéndice 1, 2006).

De acuerdo con Arriagada *et al.* (2006b) y Narea *et al.* (Fig. 1, 2015) la rotación tectónica de los depósitos pre-mioceno en la zona de estudio es de aproximadamente 35°-40° en sentido horario. De esta manera se corrigieron los datos de mediciones de paleocorrientes fueron rotándolos 35° grados en sentido anti-horario.

II.4. Geocronología U-Pb de circones detríticos

Se tomaron ocho muestras de rocas provenientes de los afloramientos que fueron enviadas al laboratorio del Sernageomin (Figura III.4). Las dataciones realizadas fueron principalmente en circones detríticos, con el método U-Pb, en areniscas de grano medio a grueso (IME-050d, IME-74d, IM-260915-1d, MS-151203-1D, MS-160110-1D, BB-160330-1D, BB-160409-1D). A su vez, se tomó una muestra de toba (IM-300915-3D) que subyace concordante bajo los niveles de lavas andesíticos de la Formación Naranja (datados con el método K-Ar en roca total por Gardeweg *et al.*, 1994) que fue datada con el método U-Pb en circones.

Las muestras en terreno fueron recolectadas en el afloramiento donde fueron “limpiadas” de cualquier proceso meteórico visible, guardadas y selladas en bolsas limpias. El proceso de separación de zircons fue llevado a cabo en el taller de Molienda y en el laboratorio de Separación de Minerales pertenecientes al laboratorio del Sernageomin. En el taller de Molienda las muestras fueron chancadas, secadas, pulverizadas y se concentraron los elementos pesados utilizando la mesa Gemeni. Posteriormente en el laboratorio de Separación de Minerales con magnetismo se extrajeron los minerales de magnetita y posteriormente bajo luz ultravioleta los minerales de circones fueron separados manualmente.

Las muestras IM-260915-1d e IM-300915-3d fueron datadas en el laboratorio del Sernageomin en la unidad de Geocronología, donde las concentraciones de U, Pb y Th fueron calculadas en relación al circón de referencia GJ-1 (Jackson *et al.*, 2004 Chem. Geol, 211 47-69). El resto de los concentrados de circones (IME-050d, IME-74d, MS-151203-1D, MS-160110-1D, BB-160330-1D, BB-160409-1D) fueron enviados a la *LA-ICPMS zircon geochronology* de la Universidad de Tasmania. Los análisis en este estudio se realizaron en un *Agilent 7900 quadripolo ICPMS* con un 193 nm *Coherent* Ar-F gas láser y la *Resonetics S155* ablación de células en la Universidad de Tasmania en Hobart. Los factores de fraccionamiento del fondo de pozo, la desviación del instrumento y el factor de corrección de sesgo de masa para las relaciones Pb / U en circones se calcularon usando 2 análisis en los primarios (norma 91500 de Wiendenbeck *et al.*, 1995) y se comprobó un análisis a cada circón secundario estándar (estándar Temora de Black *et al.*,

2003), analizado al comienzo de la sesión y cada 15 circones desconocidos (aproximadamente cada 1/2 hora) usando el mismo tamaño de punto y las condiciones utilizadas en las muestras. El factor de corrección para la relación $^{207}\text{Pb} / ^{206}\text{Pb}$ se calculó utilizando puntos grandes de NIST610 analizado cada 30 incógnitas y corregido utilizando los valores recomendados por Baker *et al.* (2004).

Los resultados son presentados en gráficos de *Microsoft Excel* utilizando el complemento *Isoplot v. 3.7* (Ludwig, 2008) obteniendo gráficos de probabilidad relativa y máxima edad promedio de las poblaciones más jóvenes. Los resultados son presentados en el capítulo III.6 de Geocronología en circones detríticos y en el Apéndice B.

II.5. Interpretación Tectónica y Paleogeografía

El contexto tectónico es en gran parte interpretado de descripciones y modelos esquemáticos bibliográficos presentado por diversos autores (Mpodozis *et al.*, 2005; Reutter *et al.*, 2006; Arriagada *et al.* 2006a; Charrier *et al.*, 2007; DeCelles *et al.*, 2011; Bascañán *et al.*, 2015). Además, las interpretaciones tectónicas fueron realizadas según los ambientes sedimentarios, sus paleocorrientes y gradaciones granulométricas.

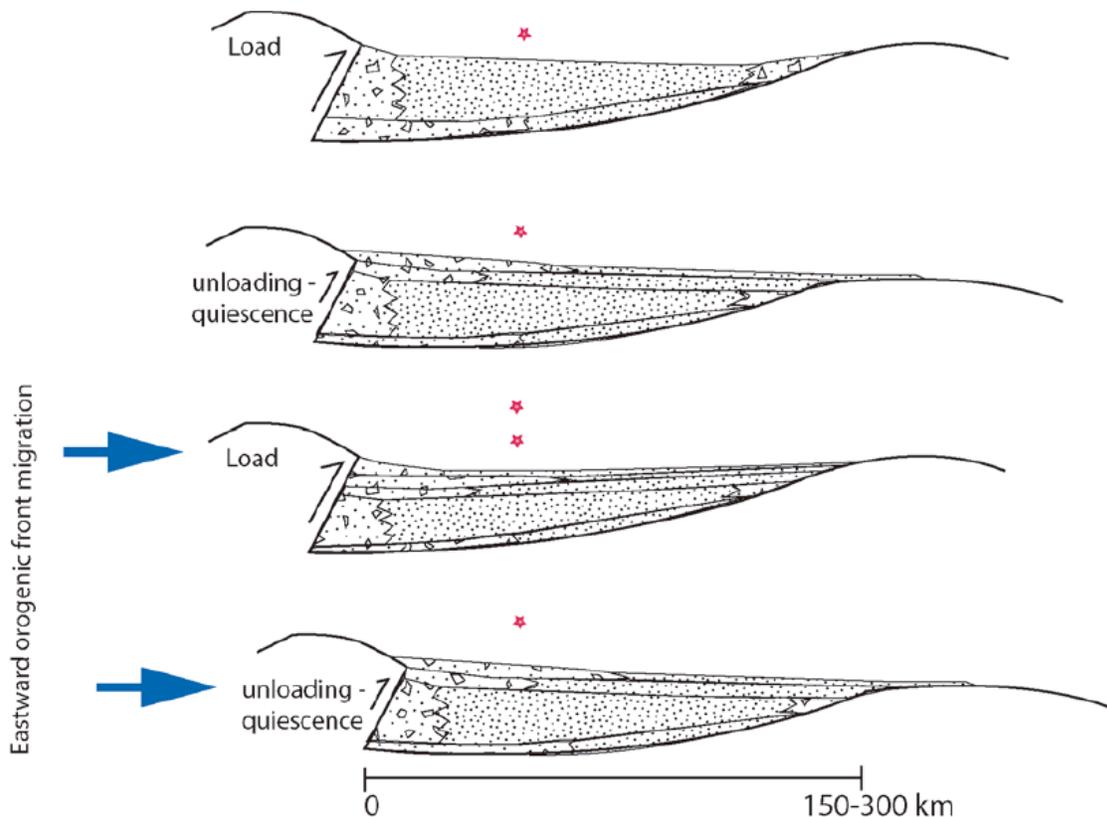


Figura II.4. Resumen esquemático del proceso de relleno de las cuencas. Los dos primeros dibujos muestran la respuesta de sedimentación con y sin carga tectónica. Notar que cuando hay carga tectónica los sedimentos gruesos se acumulan en el margen de la cuenca. Los dos últimos dibujos muestran la respuesta sedimentaria esperada en caso de migración hacia la cuenca del frente de deformación. Tomado de Bascañán (2014) quien modificó el modelo hecho por Yang y Miall (2010) y Yang (2011).

Para las interpretaciones tectónicas, en base a la distribución granulométrica de los sedimentos, se tomó en cuenta el trabajo presentado por Blair y Bolideau (1988) quienes proponen que los depósitos finos sobre los gruesos podrían ser evidencia de tectonismo. Además, Miall (1996) menciona que para el caso de cabalgamiento cortical con generación de cuencas de antepaís, la respuesta inmediata es la incursión de sedimentos de baja energía que estancan hacia los márgenes de la cuenca a los depósitos gruesos. Bascuñán (2014), basado en estudios hechos por Yang y Miall (2010) y Yang (2011), resume en un esquema los procesos de relleno de cuenca de acuerdo a alzamiento-quietud tectónica y la posible respuesta al avance del frente de deformación (Figura II.4).

II.5.1. Cuencas de antepaís

Para la interpretación tectónica en ambientes de cuencas de antepaís se tomaron como referencia los trabajos presentados por Jordan (1995), DeCelles y Giles (1996) y DeCelles (2011) quienes utilizan distintos conceptos como: cuenca colmatada o hambrienta, *wedge-top*, *foredeep*, *forebulge* y *back-bulge* (Figura II.5, B1 y B2).

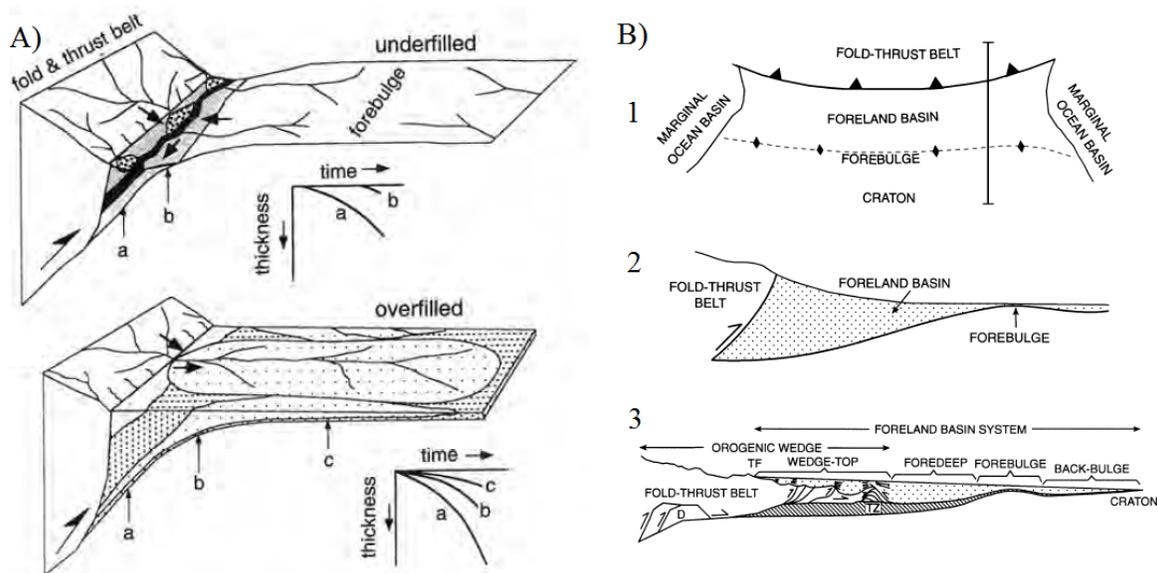


Figura II.5. Modelos y clasificación de cuencas de antepaís. A) Modelo de estilo de relleno de cuencas de antepaís de retroarco según Jordan (1995). B) Estilo y definición de depozonas en un sistema de cuencas de antepaís según DeCelles y Giles (1996).

Jordan (1995) utiliza los términos de colmatada o hambrienta para referirse al nivel de relleno que contienen las cuencas. Una cuenca está colmatada si se encuentra completamente rellena por sedimentos, de no ser así entonces se le considera hambrienta. En base a estas definiciones Jordan (1995) propone un modelo relacionando el nivel de relleno de la cuenca con las direcciones de flujos de los sedimentos (Figura II.5, A).

DeCelles y Giles (1996) basados en modelos conceptuales de flexura de la superficie por subsidencia para frentes de deformación cabalgantes definen formalmente cuatro depozonas para un sistema de cuenca de antepaís (Figura II.5, B3). DeCelles (2011) con el fin de explicar las variaciones estratigráficas observadas en distintos estudios añade a

los diagramas varias situaciones de cuencas colmatadas o hambrientas en las distintas depozonas.

II.5.2. Cuencas extensionales

Los modelos conceptuales de *rifting* continental presentados por Gawtorpe y Leeder (2000) fueron tomados como referencia para las interpretaciones tectónica durante este trabajo. Además, se consideran para la discusión, la relación entre la arquitectura estratigráfica de los ríos meándricos (relación entre canales y llanuras de inundación) y las tasas de subsidencia y/o avulsión de canales (Nichols, 1999; Figura II.6).

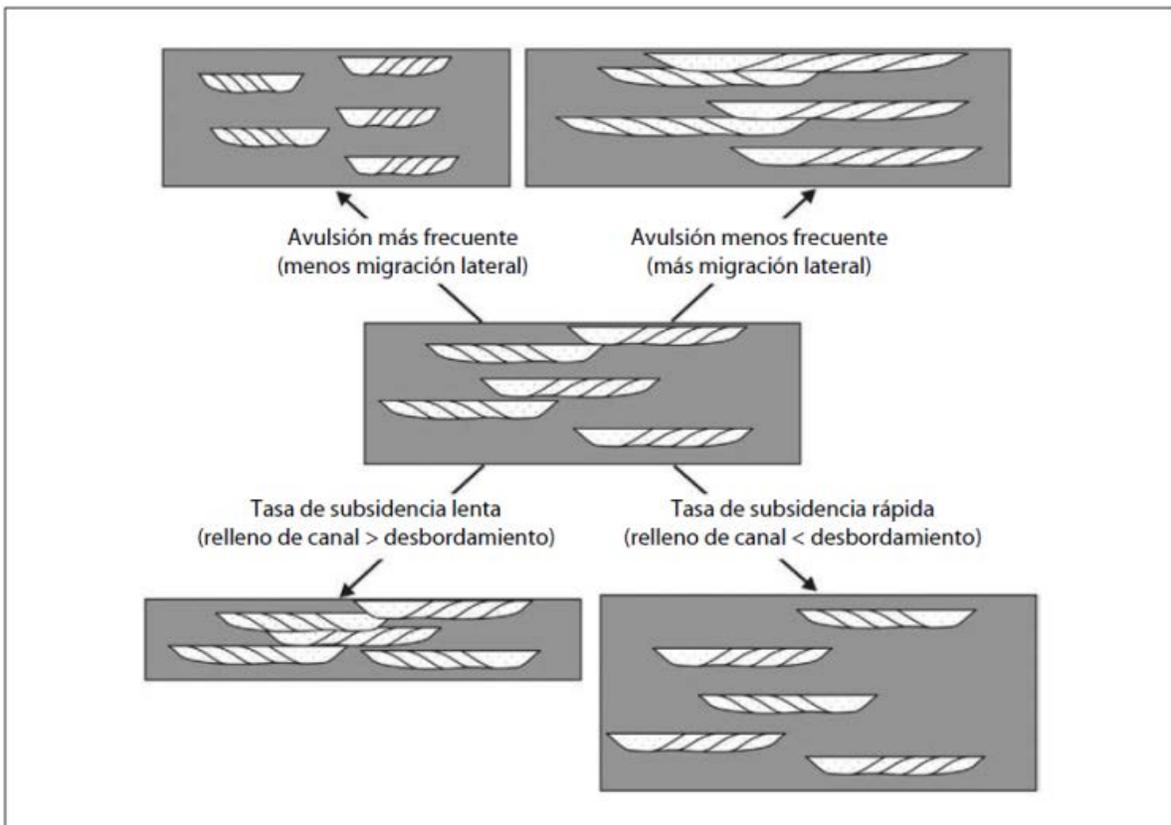


Figura II.6. Arquitectura estratigráfica de los depósitos de ríos meándricos. El grado de interconexión entre canales es función de la frecuencia relativa con que ocurren los procesos de avulsión y de los valores de la tasa de subsidencia (En Viseras y Fernández., 2010; Modificado de Nichols, 1999).

Gawtorpe y Leeder (2000) distinguen entre dos etapas o tipos de cuencas de *rift* (Figura II.7). Las cuencas de *rift* son inicialmente sistemas cerrados donde el agua y los sedimentos son conservados y su arquitectura sedimentaria contiene prominentes lagos. Por otra parte, en las etapas de *rift* más avanzadas, el sistema se abre, los flujos son axiales y son asociados a gradientes hidrológicos regionales que exportan los sedimentos y el agua fuera de la cuenca.

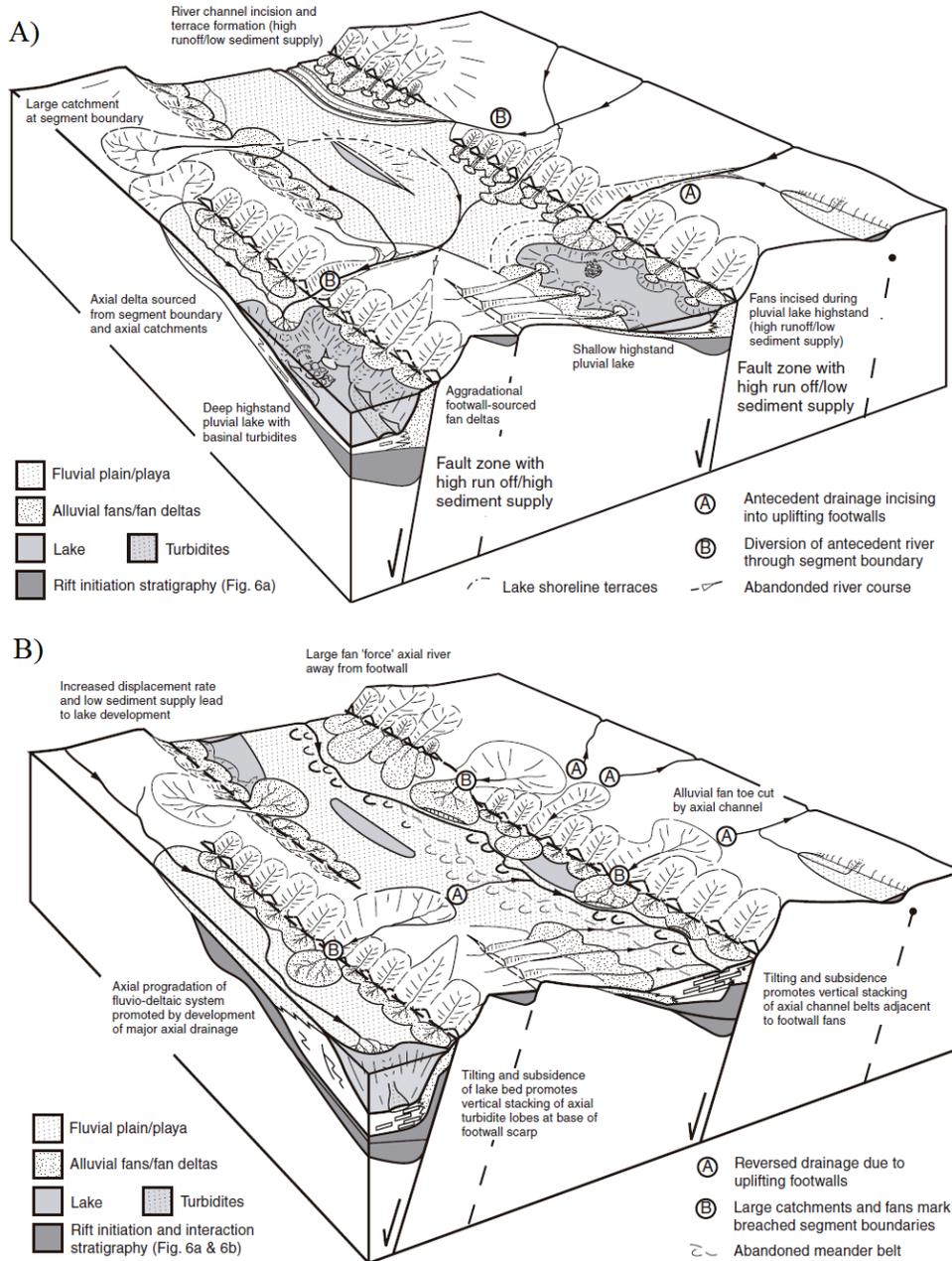


Figura II.7. Modelo de evolución tectono-sedimentaria presentado por Gawtorpe y Leeder (2000) para cuencas extensionales. A) Etapas iniciales de *rifting* con sistemas cerrados de flujos de agua y sedimentos que favorecen la presencia de lagos. B) Etapa avanzada de *rifting* con sistemas de drenajes paralelos al eje axial de la cuenca que favorecen ambientes fluviales.

II.5.3. Efecto del Clima

Para abarcar el posible efecto climático en el registro estratigráfico se tomaron como referencias diversos estudios. Armitage *et al.* (2011), al realizar modelos numéricos, concluyen que tanto el aumento de las precipitaciones como el alzamiento tectónico generan patrones en el registro estratigráfico del tamaño de grano y la geometría

concluyendo que el aumento en la captación de precipitaciones resultan en la depositación de mantos de gravas lateralmente extensos y que la respuesta a alzamientos tectónicos genera acumulación de gravas en las zonas proximales seguido de una reducción del tamaño de grano en la zonas distales. Hartley *et al.* (1992) mencionaron que los cambios estratigráficos mayores a 100 m son probablemente resultados de efectos tectónicos. En esta línea, Armitage *et al.* (2013) sugieren que dado que la respuesta escala-tiempo de la topografía a la erosión es del orden de 10^6 Ma y que el manejo climático del ciclo de Milankovitch es del orden de 10^4 - 10^5 Ma, es probable que la perturbación del clima de las captaciones tierra arriba de estos períodos sea fuertemente contenida por la topografía remanente. Bajo este análisis, los cambios de eventos climáticos estarían registrados con mayor probabilidad en la granulometría y arquitectura depositacional de los sistemas de abanicos (Armitage *et al.*, 2013).

Allen *et al.* (2008b) consideran que los sistemas fluviales actúan como *buffer* dentro del sistema de ruta de los sedimentos con una escala difusiva (10^5 - 10^6 Ma) dependiente de la longitud de los sistemas, sus llanuras de inundación, flujos de canales y abanicos gruesos proximales. Wobus *et al.* (2010) considera que hay diferencias entre las características de las incisiones fluviales controladas por el clima con respecto a las manejadas por el alzamiento tectónico. La incisión controlada por cambios climáticos es comúnmente acompañada por una migración de la incisión corriente abajo y una disminución en el gradiente de los canales, en cambio en las incisiones controladas por tectonismo hay una migración de la incisión corriente arriba y un aumento en los gradientes de los canales.

III. RESULTADOS

III.1. Trabajos Previos y redefinición de nomenclaturas

III.1.1. Unidades Cretácicas

III.1.1.1. La sucesión “Purilactis”

Los estratos mesozoicos en la Cuenca del Salar de Atacama han sido principalmente asignados a la “Formación Purilactis” o al “Grupo Purilactis”, pero la definición de esta unidad ha sido inconsistente según diversos autores (Figura III.2).

Brüggen (1934, 1942, 1950) fue el primero en describir la sucesión continental de capas rojas en el Cerro de Purilactis. Los Cerros de Purilactis son una serie de colinas que forman hacia el norte una extensión de la Cordillera de Domeyko. Él la dividió entre las Formaciones Salina de Purilactis, Porfiditas de Purilactis y Conglomerados de Purilactis.

Posteriormente, Dingman (1963) midió una sección de 3500 m de potencia a través de esta sucesión y separó la predominantemente conglomerádica Formación Purilactis de las areniscas rojas, comúnmente yesíferas, de la Formación Tonel hacia el sur. Aunque él asumió que la Formación Tonel tenía una edad jurásica, Ramírez y Gardeweg (1982) subsecuentemente reasignaron los depósitos de Tonel a la Formación Purilactis de edad Jurásico-Cretácico y los separaron de la Formación San Pedro que presenta engrane lateral con la Formación Tambores. Esto fue confirmado por Marinovic y Lahsen (1984). El contacto entre las Formaciones Tonel y Purilactis fue descrito como frecuentemente por falla y Hartley *et al.* (1988) consideró que era discordante, pero en algunas localidades se reportaron contactos graduales de decenas metros (Charrier y Reutter, 1994).

Harrington (1961) propuso una equivalencia temporal entre la Formación Tonel con la Formación Pajonales observada en la quebrada homónima de la sierra de Almeida, donde yace en discordancia sobre los depósitos triásicos de la Formación Pular (Niemeyer *et al.*, 2008). Esta unidad fue correlacionada por Salfity *et al.* (1985) con la Formación Yacoraite en Argentina y la Formación El Molino en Bolivia. En estudios financiados por ENAP, Pino y Fuenzalida (1988) diferenciaron dos miembros informales para la Formación Pajonales y le asignaron una edad tentativa entre el Cretácico Superior y el Oligoceno Inferior. Salinas *et al.* (1991a) mantuvieron los miembros descritos por Pino y Fuenzalida (1988) y debido al hallazgo de restos de saurópodos en la base le asignaron una edad basal al Maastrichtiano. Estos autores correlacionaron la Formación Pajonales con los “Estratos de quebrada Blanca de Poquis” (Gardeweg y Ramírez, 1985) y la Formación Tonel. Subsecuentemente, Gardeweg *et al.* (1994) incluyó los estratos de Pajonales en el Grupo Purilactis durante el desarrollo del mapeo geológico regional 1:100.000 del SERNAGEOMIN en la carta Imilac, aunque ellos no subdividieron formalmente el grupo. Por otro lado, Bascuñán *et al.* (2015) no reconocieron a la Formación Pajonales como una entidad separada dentro de su área de estudio.

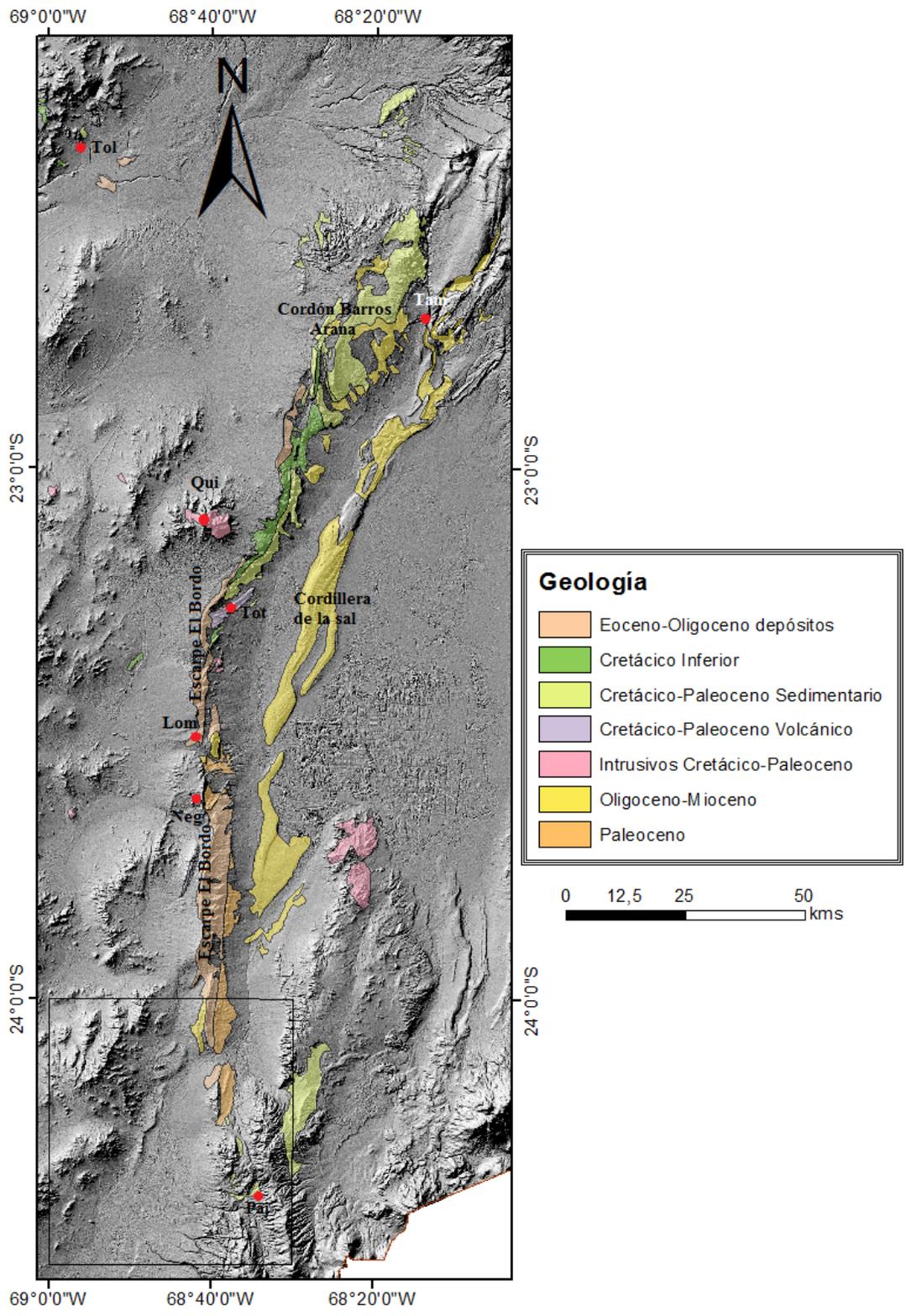


Figura III. 1. Distribución de unidades cretácico-paleógenas en la Cuenca Pre-Andina modificado de SERNAGEOMIN (2003) y de las localidades tipo. Lom = cerro Loma Amarilla, Neg = cerro Negro, Qui = cerro Quiñal, Tot = cerro Totola, Paj = quebrada Pajonales, Tam = quebrada Tambores, Tol = quebrada Tolar.

Hartley *et al.* (1988; 1992) distinguieron 4 megaciclos de gradación inversa en la Formación Purilactis y describieron un nivel prominente de lava de 43 m de espesor cerca de 1250 m sobre la base. Flint *et al.* (1989) obtuvo una edad $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ de 63.7 ± 10 Ma para éstas lavas que son contemporáneas con las lavas de la presente Formación Cerro Totola.

La Formación Purilactis fue elevada a un estatus de grupo por Charrier y Reutter (1990), quienes trabajaron a lo largo del Escarpe El Bordo. Ellos subdividieron el Grupo Purilactis, que acorde a sus descripciones tiene un espesor variable de 750 a 3000 m, de base a techo en las Formaciones Tonel, Purilactis y Yesífera Superior. Subsecuentemente, Hartley *et al.* (1992) confirmó la inclusión de las Formaciones Purilactis y Tonel, pero reemplazó la Formación Yesífera Superior con la Formación Cinchado. Hartley *et al.* (1992) subdividió la Formación Purilactis en 5 miembros, que de base a techo son: Limón Verde, Licán, Vizcachitas, Seilao, Río Grande. Mundaca (2002) también mantuvo la Formación Tonel como unidad separada y subdivisión la sucesión Purilactis en tres porciones: inferior, medio y superior.

Arriagada (1999) y Mpodozis *et al.* (1999, 2005), después de nuevos estudios y recolección de datos a lo largo del Escarpe El Bordo (Figura III.1), redefinieron el Grupo Purilactis distinguiendo 4 unidades estratigráficas. Las primeras tres son, de base a techo, la Formación Tonel (con 3 miembros informales: T₁, T₂ y T₃), la Formación Purilactis, y la Formación Barros Arana. La última consiste en 550 m de gruesos conglomerados con una edad entre 109 y 83 Ma, correspondiente a la Formación Purilactis Superior de Dingman (1963). Finalmente, al sur del Cerro Quimal (Figura III.1), yace sobre la Formación Purilactis en discordancia de erosión la volcánica Formación Cerro Totola donde obtuvieron edades de 66 ± 2 , 65 ± 2 , y 64 ± 2 Ma incluida como parte del Grupo Purilactis.

Finalmente, Bascuñán *et al.* (2015) llevaron a cabo un detallado estudio estratigráfico y sedimentológico en el área del Salar de Atacama. Aunque ellos mantuvieron la nomenclatura de las formaciones constituyentes del formado Grupo Purilactis (Formaciones Tonel, Purilactis, Barros Arana y Cerro Totola), el Grupo Purilactis fue eliminado y la Formación Cerro Totola fue asignada largamente al Paleoceno. La Formación Tonel fue subdividida los miembros Agua Salada, La Escalera y Arcoiris con edades radiométricas U/Pb en circones detríticos obteniéndose edades de máxima depositación de 149 Ma para el miembro Agua Salada, 107 Ma para el miembro La Escalera. El miembro Limón Verde (Hartley *et al.*, 1992) de la Formación Purilactis fue subdividido en dos miembros, los Cóndores y Limón Verde, y el miembro Licán (Hartley *et al.*, 1992) en los miembros Lampallar, Licán y Pajaritos. Para el miembro Limón Verde se obtuvo una edad radiométrica U-Pb en circones detríticos de 79 Ma.

La breve historia de la sucesión Purilactis descrita arriba refleja algunas de las muchas incertidumbres y contradicciones en la subdivisión y nomenclatura de esta unidad principalmente Cretácica. Esto es también manifestado en la Tabla 1 de Bascuñán (2014), donde muestra en un simplificado cuadro crono-estratigráfico la comparación de las diferentes formaciones definidas por diversos autores. Por ejemplo, la Formación Tonel de Charrier y Reutter (1990, 1994) no sólo se superpone a la Formación Tonel de Hartley *et al.* (1992), también incluye la mayor parte de la Formación Purilactis hasta el miembro Vizcachitas. De acuerdo a la subdivisión de Arriagada (1999), Mpodozis *et al.* (2005) y

Bascuñán *et al.* (2015), de hecho, se superpone completamente con las Formaciones Tonel, Purilactis, Barros Arana y Cerro Totola. La Formación Purilactis de Charrier y Reutter (1990; 1994) por otro lado se sobrepone sólo con los miembros Seila y Río Grande de Hartley *et al.* (1992) dejando los miembros infrayacentes de la Formación Purilactis sobrepuestos con su Formación Tonel. La Formación Purilactis de Charrier y Reutter (1990; 1994) son incorporados a las Formaciones Naranja y Loma Amarilla de Mpodozis *et al.* (2005), Basso y Mpodozis (2012), y Bascuñán *et al.* (2015).

La presencia de lavas paleocenas en la Formación Purilactis de Hartley *et al.* (1992) presenta otro problema, ya que la edad de la sobreyacente Formación Barros Arana de Mpodozis *et al.* (2005) fue considerada del Cretácico, mientras que la Formación Cerro Totola (donde estas lavas probablemente pertenecen) fue asignada al Cretácico Superior-Paleoceno por Basso y Mpodozis (2012), Henríquez *et al.* (2014) y Bascuñán *et al.* (2015).

Sumando a estas discrepancias, un número importante de reglas presentes en la Guía Internacional de la Estratigrafía (<http://www.stratigraphy.org/index.php/ics-stratigraphicguide>) de la Comisión Internacional de Estratigrafía (ISC; 1999) han sido claramente violadas. Por ejemplo, en el Capítulo 3, sección B.3.f, está establecido que: “*The name of a stratigraphic unit, once applied and then abandoned, should not be revived except in its original sense*”. Originalmente, la Formación Purilactis de Brüggén (1942) incluyó al menos parte de la Formación Tonel y probablemente también partes de las unidades sobreyacentes como las Formaciones Cerro Totola, Naranja y Loma Amarilla. La Formación Purilactis de los siguientes autores sólo coincide en pequeñas partes de esta sucesión y/o además ni siquiera se refiere a la misma sección estratigráfica. Por ejemplo, la Formación Purilactis de Charrier y Reutter (1990; 1994) aparentemente se superpone con las Formaciones Naranja y Loma Amarilla de Arriagada (1999), Mpodozis *et al.* (2005) y Bascuñán *et al.* (2015). Esto solo puede llevar a confusión. La repetición del nombre Purilactis como formación y como grupo (Charrier y Reutter, 1990; Arriagada, 1999; Mpodozis *et al.*, 2005) también contradice una regla del Capítulo 3, sección B3.a.vi: “*If a unit is divided into two or more formal component units, the geographic name of the original unit should not be employed for any of the subdivisions*”. Bascuñán *et al.* (2015) corrigió este error eliminando el Grupo Purilactis, pero los problemas básicos de la contradicción entre la definición original y las siguientes de la Formación Purilactis aún permanecen.

Aunque Arriagada (1999) y Mpodozis *et al.* (1999; 2005) consideraron a la Formación Cerro Totola como parte de su “Grupo Purilactis”, según su propia descripción existe un contacto discordante con la Formación Tonel y la parte inferior de la Formación Purilactis (hasta el miembro Licán) en el Salar de Atacama. Esto infringe otra regla internacional de la estratigrafía en el Capítulo 5, Sección D.3: “*Stratigraphic sequences of similar lithologic composition but separated by regional unconformities or major hiatuses should be mapped as separate lithostratigraphic units*”. De nuevo, esto fue corregido por Bascuñán *et al.* (2015) al eliminar el Grupo Purilactis y al considerar a la Formación Cerro Totola como una unidad independiente.

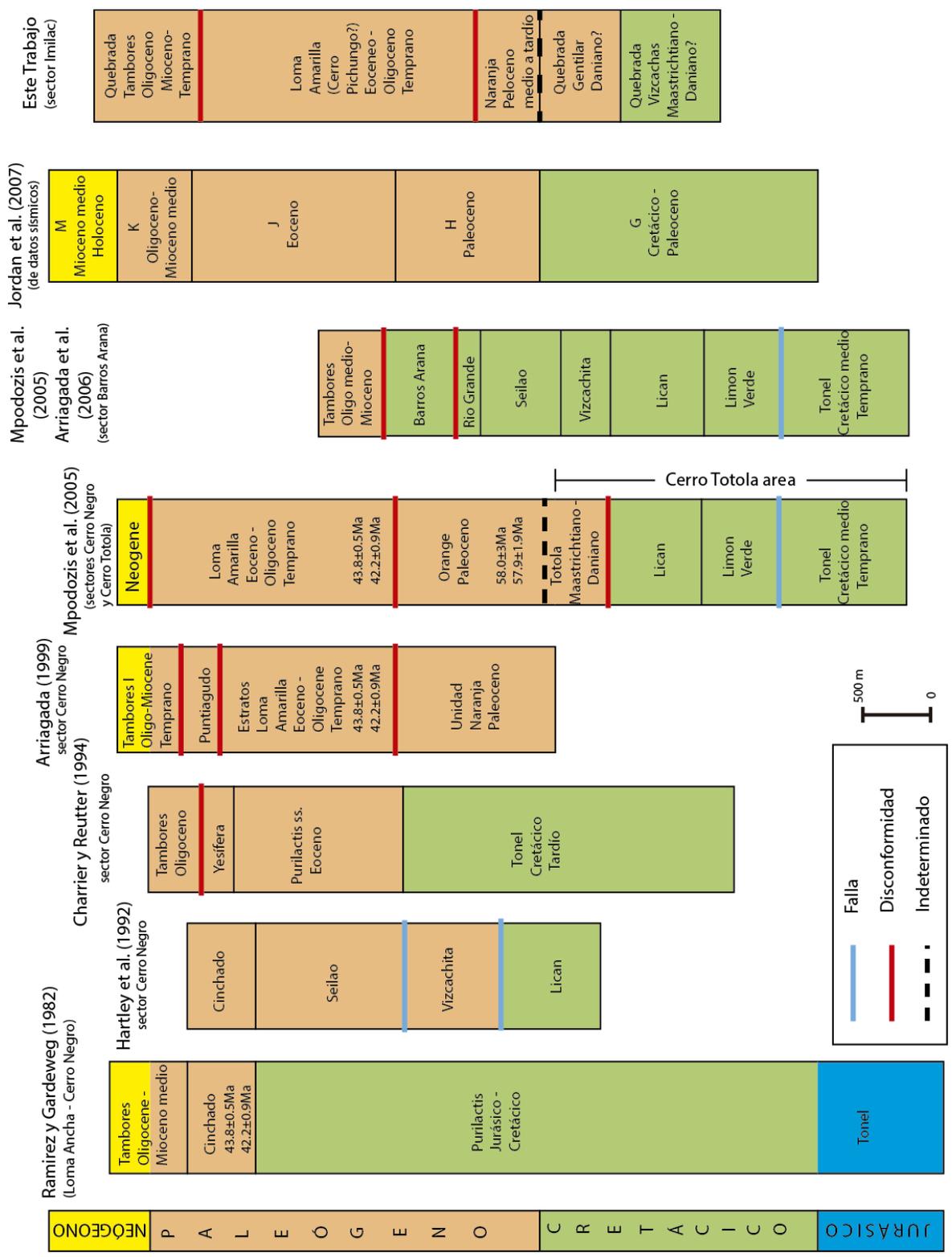


Figura III. 2. Evolución del conocimiento en las cercanías del sector de Cerro Negro y del borde oeste del salar de Atacama.

Tomando en cuenta lo de arriba (Figura III.2), se recomienda que las unidades asignadas al Mesozoico, en la cuenca del salar de Atacama, debieran separarse de las formaciones post-cretácicas. El nombre “Purilactis”, si es atribuido a una formación o grupo, debería ser abandonado, porque no ha habido consenso en su definición y su aplicación en el pasado incluye unidades separadas por disconformidades o paraconformidades. Aunque Bascuñán *et al.* (2015) consideró el contacto entre las Formaciones Barros Arana y Cerro Totola como “indeterminado”, la base de esta última está compuesto de lavas andesíticas de edad paleocena (66 a 61 Ma), que podrían haber fluido sobre un nivel o topografía erosionada durante el Cretácico tardío. De hecho, una discordancia erosiva fue reportada en su base al sur del Cerro Quimal (Mpodozis *et al.* 2005; Basso y Mpodozis, 2012).

III.1.1.2. Formación Quebrada Pajonales

La Formación Pajonales fue definida por Harrington (1961) en la quebrada homónima (Figura III.1) y la describió como 1980 m de conglomerados gruesos y areniscas con intercalaciones de lutitas rojas conteniendo vetas y concreciones de calcita. En los siguientes estudios esta fue dividida en dos miembros informales, inferior y superior (Pino y Fuenzalida 1988). En el presente estudio, basado en la regla de la guía internacional de la estratigrafía (Capítulo 3, sección B.3.1.i) que dice: “*The name of the stratigraphic unit should be exactly the same as the name of the geographic feature after which it is named*”, se propone renombrar la Formación Pajonales como Formación Quebrada Pajonales, especialmente porque existen otras localidades cercanas que también usan el nombre Pajonales (por ej., Salar de Pajonales, Pampa o Llano Pajonales), que podría causar confusión. En el área de estudio, la Quebrada Pajonales yace en discordancia sobre los depósitos triásicos de la Formación Pular y tiene una edad basal Maastrichtiana indicado por la presencia de fósiles de huesos de saurópodos (Salinas *et al.*, 1991a).

En la cuenca del Salar de Atacama las Formaciones Purilactis y Barros Arana también fueron depositadas durante el Cretácico Tardío. Ellas son litológicamente similares a la Formación Quebrada Pajonales y podrían ser en parte correlacionables. De acuerdo a Mpodozis *et al.* (2005), la Formación Quebrada Pajonales es contemporánea con los depósitos maastrichtianos-danianos de la Formación Cerro Totola. Sin embargo, las lavas datadas en la base de la Formación Cerro Totola, considerando el error estadístico, podrían ser todas menores a 66 Ma y por ende toda la formación ser asignada al paleoceno. Henríquez *et al.* (2014), por otro lado, obtuvieron edades U-Pb en circones detríticos del miembro Vizcachitas de la Formación Purilactis de 65.6 ± 0.6 y 63.3 ± 2.0 Ma. De esta manera este miembro podría ser correlacionado geocronológicamente con la parte basal de la Formación Cerro Totola lo que significa que los miembros subyacentes (como el miembro Licán) podrían ser correlacionados con la Formación Quebrada Pajonales.

Desafortunadamente, no ha sido observada una relación directa entre las rocas volcánicas de la Formación Cerro Totola, la Formación Barros Arana, o la porción superior de la Formación Purilactis (Mpodozis *et al.*, 2005) por lo que su posición estratigráfica permanece incierta. Sin embargo, la discordancia angular entre la Formación Cerro Totola y la Formación Tonel, como también con el miembro Licán de la porción inferior de la

Formación Purilactis, muestran que la Formación Cerro Totola es al menos más joven que estas unidades (Mpodozis *et al.*, 2005).

III.1.2. Unidades Post-Cretácicas

Empezando con la Formación Cerro Totola que yace sobre el límite K-T, las Formaciones Naranja, Loma Amarilla y Tambores fueron definidas por los autores previos de edades entre el Paleoceno al Oligoceno. Estas unidades están separadas por límites discordantes.

III.1.2.1. Formación Cerro Totola (Lomas Negras)

Cerca de 100 km al NNE del Cerro Quimal (Figura III.1) es descrita por Lahsen (1969) y Marinovic y Lahsen (1984) la Formación Lomas Negras como 500 m de lavas andesíticas con intercalaciones de conglomerados, areniscas, fangolitas y calizas oólicas. Las calizas contienen bivalvos (*Brachiodontes* sp.), foraminíferos, huesos de pescados, trazas fósiles y restos de plantas. Un nivel de tobas de lapilli cerca de la base de la sucesión fue datado por Hammerschmidt *et al.* (1992) obteniendo una edad de 66.6 ± 1.2 ($^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ en biotita). Más al sur, cerca de 70 km al este de Calama, una unidad de lava fue mencionada por Hartley *et al.* (1988) con Formación Purilactis, que fue datada por Flint *et al.* (1989) en 63.7 ± 10 Ma. Estos autores la describieron como una andesita gris oscura porfídica con fenocristales de plagioclasas y clinopiroxeno fuertemente alterada. Luego Arriagada (1999) describió 800 m de un nivel volcánico basáltico a riolítico relacionado a intrusivos datados entre 66 y 61 cerca del Cerro Totola ($23^{\circ}15.33'S/68^{\circ}37.0'W$; Figura III.1) como la Formación Cerro Totola. Aunque Mpodozis *et al.* (2005) luego abrevió su nombre a “Formación Totola”, Arriagada *et al.* (2006a) volvió a usar su nombre completo de “Formación Cerro Totola”.

De acuerdo al Capítulo 3, Sección B.3.a.i de la Guía Internacional de la Estratigrafía, “*Geographic names should be derived from permanent natural or artificial features at or near which the stratigraphic unit is present. A name should be on standard published maps of the pertinent political jurisdiction.*” Además, en el Capítulo 3, Sección B.3.a.iv está establecido que: “*A geographic name should not be misleading, e.g. London Formation for a unit in Canada, although a city with that name exists in Canada*”. En la región de Antofagasta hay de hecho una colina llamada Lomas Negras, pero se encuentra cerca de 250 km al suroeste de la localidad descrita por Lahsen (1969), además este nombre no aparece en ningún mapa del área de estudio publicado. Para evitar confusiones posteriores y considerando que este nombre ha sido difícilmente usado por los siguientes autores, se propone que debería ser descartado. El nombre “Totola” es único, aunque de acuerdo con la Guía Internacional de la Estratigrafía (Capítulo 3, Sección B.3.1.i), “*The name of the stratigraphic unit should be exactly the same as the name of the geographic feature after which it is named*”. Por lo que el nombre geográfico completo “Formación Cerro Totola” propuesto por Arriagada (1999) es el más adecuado y además precede a la forma abreviada de “Formación Totola” (Mpodozis *et al.*, 2005).

III.1.2.2. Formación Naranja (antigua “Orange Formation”)

La Formación Naranja aflora al suroeste del Salar de Atacama y al este de la Cordillera de Domeyko, entre los 23°30’S y 24°30’S (Figura III.1). Aunque esta formación ha sido estudiada por numerosos autores (Ramírez y Gardeweg, 1982; Charrier y Reutter, 1988, 1990, 1994; Hartley *et al.*, 1989, 1992; Gardeweg *et al.*, 1994) fue siempre correlacionada con otras sucesiones. Desde 1990 esta unidad fue considerada parte del Grupo Purilactis, pero como se explicó en la sección III.1.1.1., esto no es apropiado.

La “Unidad Naranja” fue primero nombrada informalmente por Arriagada (1999) y Mpodozis *et al.* (1999), pero luego fue categorizada como formación por Mpodozis *et al.* (2005). Ellos la tradujeron a: “Orange Formation” haciendo referencia al característico color rojizo de sus estratos. Aunque la Guía Internacional de la Estratigrafía da preferencia a nombres geográficos (Capítulo 3, Sección B.3: “*The names of most formal stratigraphic units consist of an appropriate geographic name combined with an appropriate term indicating the kind and rank of the unit, e.g. La Luna Formation, except for some terms that were established in the early history of stratigraphy*”) si permite preservar el nombre descriptivo propuesto como se establece en el Capítulo 3, Sección B.3.g: “*Traditional or well-established names that do not follow the above procedures and conventions should not be abandoned providing they are or may become well defined or characterized*”. Además, de acuerdo al Capítulo 3, Sección B.3.a.ii que indica que “*The spelling of the geographic component of the name of a stratigraphic unit should conform to the usage of the country of origin*” la traducción hecha por Mpodozis *et al.* (2005) como “Orange Formation” no es correcta sumado a que los siguientes autores volvieron a usar el nombre de “Formación Naranja” (e.g. Arriagada *et al.*, 2006a, Henríquez 2012; Basso y Mpodozis, 2012; Bascuñán *et al.*, 2015).

Arriagada (1999) definió la formación como una asociación grano-decreciente de facies de al menos 900 m de espesor, que incluye un miembro inferior rico en conglomerados y un miembro superior rico en areniscas con capas de evaporitas en su techo. El último horizonte le da su característico color naranja. La Formación Naranja fue descrita por Mpodozis *et al.* (2005) como una sucesión sedimentaria principalmente clástica, pobremente consolidada con un distintivo color naranja. Descansa en discordancia sobre la Formación Cerro Totola y a su vez se encuentra en discordancia erosiva bajo la Formación Loma Amarilla (Cerro Pichungo?; Figura III.2). Mpodozis *et al.* (2005) consideraron que la Formación Naranja representa una sucesión post-tectónica acumulada después de una importante fase de deformación compresiva que afectó la cordillera de Domeyko durante el Paleoceno Temprano.

Henríquez (2012) estudió la Formación Naranja en el área del Cerro Negro donde le asignó un espesor de 1600 m y la subdividió en 4 miembros informales.

Una edad Thanetiana o paleocena tardía fue obtenida para la Formación Naranja (Gardeweg *et al.*, 1994; Cortés *et al.*, 2012) mediante la datación K-Ar en roca total en lavas andesíticas intercaladas obteniendo edades entre 59.9±2.1 y 56.2±1.9 Ma. Esto es apoyado por las correlaciones en observaciones sísmicas en sub-superficie que confirman que la Formación Naranja es posterior a los depósitos cretácicos (Muñoz *et al.*, 1997; 2002;

Muñoz and Charrier, 1999; Pananont *et al.*, 2004; Jordan *et al.*, 2007). En el mapeo regional del área del Cerro Quimal (SERNAGEOMIN), Basso y Mpodozis también reportaron la datación de un clasto andesítico diagnóstico de la base de la Formación Loma Amarilla (Cerro Pichungo?) donde obtuvieron una edad de ~59 Ma. Este clasto derivó probablemente desde la subyacente unidad paleocena de la Formación Naranja apoyando así las observaciones de terreno que proponen una discordancia de erosión entre ambas sucesiones.

La datación de circones detríticos de la Formación Naranja ha entregado edades Cretácicas a Triásicas, sin otras poblaciones más jóvenes. Por ejemplo, Reiners *et al.* (2015) obtuvo edades U-Pb entre 81 y 72 Ma que fueron consistentes con datos (U-Th)/He hechos en los mismos 5 granos. Ellos los interpretaron como un primer ciclo volcánico o granos hipabisales erosionados desde un magma cortical. Jordan *et al.* (2007), estudiando perfiles sísmicos en la cuenca del Salar de Atacama, notó que su secuencia H (equivalente a la Formación Naranja) rellena un relieve sobre una marcada discordancia basal por una truncación erosiva de las plegadas capas infrayacentes (Muñoz *et al.*, 1997). La “Secuencia H” varía en espesor de hasta 2000 m dependiendo del relieve infrayacente y acuñándose al este del Salar de Atacama contra estructuras formadas durante la deformación de la “Secuencia G” al este del Salar de Atacama. Esta “Secuencia G” es correlacionada con los depósitos cretácicos del “Grupo Purilactis” de Mpodozis *et al.* (2005) añadiendo la Formación Cerro Totola.

Durante este trabajo se obtuvo una nueva edad radiométrica U-Pb en circones de 57.4 ± 0.3 Ma desde un nivel de toba que subyace al nivel de lava andesítica datados por K-Ar en roca total previamente (Gardeweg *et al.*, 1994). La muestra fue tomada en la Cordillera Agua Amarga ($24^{\circ}19.4'S/68^{\circ}38.8'W$).

III.1.2.3. Formación Loma Amarilla (Cerro Pichungo?) (antigua Formación Cinchado, Purilactis y Yesífera)

Esta formación aflora entre los $23^{\circ}30'S$ y $24^{\circ}30'S$ (Figura III.1). Hacia el oeste limita con el escarpe El Bordo y hacia el este en la parte norte con la cuenca del salar de Atacama y en la parte sur con el Cordón de Lila.

Ramírez y Gardeweg (1982) asignaron a la Formación Cinchado los depósitos de tobas y conglomerados mal consolidados con capas de yeso impuro (Figura III.2). Ellos le asignan una edad Paleocena-Eocena que fue aceptada por Hartley *et al.* (1988; 1992). Sin embargo, estos últimos autores consideraron que esta sucesión estaba despositada directamente sobre el miembro Río Grande de su Formación Purilactis. Ellos la describieron como ~550 m de conglomerados gruesos hacia el norte mientras que hacia el sur se observaron conglomerados, ignimbritas, tobas y lavas ácidas (Montaño, 1976).

Para la Formación Yesífera original de Charrier y Reutter (1990; 1994) se consideraron ~30 m de espesor depositada concordantemente sobre la unidad volcánica de su Formación Purilactis (Figura III.2). Si estas lavas son correlacionadas con las datadas por Flint *et al.* (1989), Mpodozis *et al.* (2005) y Basso y Mpodozis (2012) entre 66 y 61

Ma, éstas habrían pertenecido a la Formación Cerro Totola y por ende estas capas sobreyacentes de la Formación Yesífera podrían pertenecer a la Formación Naranja. Sin embargo, la relación de contacto concordante causa algunas dudas con respecto a si estas lavas pertenecen a la Formación Cerro Totola, porque la Formación Naranja las cubre en discordancia angular (Mpodozis *et al.*, 2005). Similarmente, si estas lavas pertenecen a la Formación Naranja, se esperaría ver un contacto discordante con la Formación Loma Amarilla. La posición estratigráfica de la Formación Yesífera se mantiene poco clara.

La Formación Loma Amarilla fue correlacionada por Jordan *et al.* (2007), de acuerdo a la interpretación de los perfiles sísmicos, con la “secuencia J” de edad eocena, que cubre de la Formación Naranja con una marcada superficie de erosión con marcados cortes profundos. A su vez fue truncada por horizontes progresivamente profundos hacia el oeste, sugiriendo una inclinación hacia el este que favoreció la depositación de la “secuencia K”, la cual es correlacionada con las Formaciones Tambores y San Pedro (Figura III.2).

Hacia el norte del área de estudio esta sucesión ha sido correlacionada cronoestratigráficamente con la Formación Calama y hacia el sureste, con la Formación Geste (salar de Arizaro) de edades Eoceno-Oligoceno Temprano (Blanco, 2008; Blanco *et al.*, 2008).

Los “Estratos de Loma Amarilla” descritos por Arriagada (1999) y luego formalizados por Mpodozis *et al.* (2005), son comúnmente correlacionados con las Formaciones Cinchado y Yesífera, pero de acuerdo a Bascuñán *et al.* (2015) la Formación Loma Amarilla está separada del miembro Río Grande de la Formación Purilactis por las Formaciones Barros Arana, Cerro Totola y la Formación Naranja. Marinovic y García (1999) obtuvieron edades de 66 a 55 Ma para las lavas asignadas a la Formación Cinchado, que se superpone con las edades de las lavas pertenecientes a las Formaciones Cerro Totola y Naranja, respectivamente. Además, el nombre “Cinchado” no está basado sobre ninguna localidad geográfica de la región de Antofagasta, siendo un término descriptivo para un tipo de roca único presente en la Isla de Tenerife. Este nombre debería ser abandonado debido a su dudosa posición estratigráfica y rol descriptivo. Dado las incertidumbres de su relación estratigráfica con las Formaciones Cerro Totola y Naranja, así como su nombre descriptivo y no geográfico, también debe descartarse el nombre de “Yesífera”.

Sin embargo, incluso el nombre “Loma Amarilla” no es el ideal. Aunque éste si deriva de una localidad geográfica (Figura III.1), ésta inicialmente se encontraba situada en la antigua formación Tambores de Dingman (1963) equivalente a la unidad Tambores I de Arriagada (1999). La Formación Loma Amarilla, además, incluye una parte de la Formación Cinchado de Ramírez y Gardeweg (1982), de modo que el nombre aparentemente se aplicó a dos sucesiones estratigráficas diferentes sin correlación clara entre ellas (Arriagada, com. Pers., 2016). Además, se obtuvieron edades diferentes para diferentes secciones atribuidas a esta formación. Ramírez y Gardeweg (1982) obtuvieron edades Ar/Ar de 41.0 ± 3.6 Ma y 39.9 ± 3.0 Ma desde tobas en su Formación Cinchado mientras que Hammerschmidt *et al.* (1992) dató biotitas en tobas basales de 43.8 ± 0.5 Ma y 44.2 ± 0.9 Ma. Arriagada (1999) obtuvo edades oligocenas de 33.9 ± 1.5 Ma mediante análisis radio-isotópicos K/Ar de un clasto porfídico riolítico perteneciente a la parte superior de su

miembro inferior. Hammerschmidt *et al.* (1992) reportó similares usando el método de gas total Ar/Ar (32.0 ± 0.6 Ma en biotita y 36.4 ± 1 Ma en anfíbola). Aunque Mpodozis *et al.* (2005) propuso que estas diferencias de edades podrían indicar un evento de baja temperatura de pérdida de Ar durante el Mioceno entre 20 y 10 Ma, parece dudoso que tal evento haya alterado sólo algunas edades y no todas. De esta manera se mantiene abierta la pregunta si fueron datadas las mismas secciones estratigráficas y si estas a su vez, fueron correctamente ubicadas en el esquema estratigráfico. Durante este trabajo se consideró que el nombre “Loma Amarilla” podría llevar a confusión y se propone renombrarla como “Cerro Pichungo”. Ésta es una potencial localidad tipo para esta formación que se ubica en el sinclinal Loma Amarilla, donde Arriagada (1999) definió su miembro inferior y es el lugar donde Ramírez y Gardeweg (1982) y Hammerschmidt *et al.* (1992) obtuvieron las edades basales entre 44 y 39 Ma. Sin embargo, la localidad de Cerro Pichungo ($23^{\circ}32.00'S$ y $68^{\circ}39.88'W$) se ubica fuera del área de estudio y tampoco fue visitada, por lo que su revisión y corrección queda abierta a futuras investigaciones.

III.1.2.4. Formación Quebrada Tambores (antigua Formación Yesífera Superior, Pampa de Mula y, Cinchado)

La Formación Tambores de Brügger (1934), Dingman (1963) y Marinovic y Lahsen (1984) fue nombrada de acuerdo con la quebrada Tambores, que se encuentra en el límite norte de la cuenca del Salar de Atacama (Figura III.1), desde donde continua hacia el sur a lo largo del margen oeste del Salar de Atacama. Durante el mapeo geológico en la Hoja Toconao (Ramírez y Gardeweg, 1982), la Formación Tambores incluyó los depósitos ubicados entre los $22^{\circ}30'S$ y los $24^{\circ}05'S$ que coronan el Escarpe El Bordo, al este de la Cordillera de Domeyko, yaciendo en discordancia angular sobre las Formaciones Agua Dulce, Purilactis y Cinchado e infrayaciendo a los depósitos aterrizados del Mioceno Superior (Figura III.1). Posteriormente, estos afloramientos en el Escarpe El Bordo, fueron asignados a la parte más occidental de los depósitos de la Formación Loma Amarilla durante el mapeo regional de las cartas Cerro Químal (Basso y Mpodozis, 2012) y Sierra Mariposas (Cortés, 2012). Más al sur en la carta Imilac, Gardeweg *et al.* (1994) asignaron a la Formación Pampa de Mulas como su equivalente temporal. De acuerdo con Charrier *et al.* (2007), la Formación Tambores yace en discordancia angular sobre las Formaciones Yesífera, Cinchado y Loma Amarilla.

Un espesor total de 1300 m fue descrito por Wilkes (1990), quien informalmente dividió a la Formación Tambores dentro un nivel inferior conglomerádico, uno intermedio evaporítico y una unidad superior conglomerádica. Arriagada (1999) subdividió la sucesión dentro de la unidad Tambores I, que aflora a lo largo del escarpe El Bordo, y la unidad Tambores II a lo largo de la quebrada Tambores y la cuesta Barros Arana, al este de la Cordillera de Domeyko (Figura III.2). Al norte del Llano la Paciencia y al oeste de la Pampa Vizcachitas, Mpodozis *et al.* (2000) subdividieron la sucesión de Tambores en tres formaciones concordante entre sí, que son, de base a techo, las Formaciones Tambores I, San Pedro y Tambores II y que ellos unieron al Grupo la Paciencia. Muñoz *et al.* (2002) y Charrier *et al.* (2007) también siguieron este esquema.

Según sus áreas de estudios, la Formación Tambores I de Mpodozis *et al.* (2000b) está aparentemente relacionada a la Formación Tambores original de Dingman (1963) y a la Formación Tambores I de Arriagada (1999). De acuerdo con sus descripciones ésta presenta un paso gradual hacia la Formación San Pedro, presentando intercalaciones de niveles de toba (~26-27 Ma) seguido de un paso gradual a la Formación Tambores II. Mpodozis *et al.* (2000) mencionaron que la Formación Tambores I podría ser, en parte, equivalente a la Formación Loma Amarilla de Arriagada (1999), y que la edad de la Formación Tambores II es probablemente Miocena inferior. Sin embargo, otra interpretación posible es que la sucesión descrita por Mpodozis *et al.* (2000b), sea una manifestación del engrane lateral entre las Formaciones San Pedro y Tambores (Basso y Mpodozis, 2012; Henríquez *et al.*, 2014). De esta manera, aún permanecen ciertas incertidumbres con respecto a la real relación estratigráfica entre las Formaciones Tambores, Tambores I, San Pedro y Tambores II. Además, esta nomenclatura contradice la regla de la Guía Internacional de la Estratigrafía (Capítulo 3, Sección B.3.a.vi), que dice: “*If a unit is divided into two or more formal component units, the geographic name of the original unit should not be employed for any of the subdivisions*”.

A pesar de estas observaciones, sin embargo, el nombre Tambores ha sido últimamente asociado con la subyacente Formación Loma Amarilla (Cerro Pichungo?), en el sector del Escarpe El Bordo. En este trabajo se considera que el nombre geográfico completo de “Formación Quebrada Tambores” debería ser utilizado, basado en el Capítulo 3, Sección B.3.g de la Guía Estratigráfica Internacional: “*Traditional or well-established names that do not follow the above procedures and conventions should not be abandoned providing they are or may become well defined or characterized*”. Aunque este sector no está dentro del área estudiada, el mapeo regional hecho por Arriagada (1999) y el SERNAGEOMIN durante el período 1982-2014 muestran que la sucesión expuesta aquí se correlaciona longitudinalmente con la unidad estudiada en este trabajo en el flanco oeste de la Cordillera Agua Amarga (24°00-24°05’S).

En el margen oeste del Llano la Paciencia (Figura III. 1), la Formación Tambores se interdigita con la evaporítica y grano-decreciente Formación San Pedro (Brüggen, 1934, 1942, 1950; Wilkes y Görler, 1988; Flint *et al.*, 1993; Muñoz *et al.*, 2002), que alcanza un espesor máximo de al menos 3000 m (Wilkes y Görler, 1994). Flint (1985) distinguió 4 miembros formales para la Formación San Pedro en el área de San Bartolo que son, de base a techo, los miembros Palicaye, Artolla, Cementario y Río Salado. En la parte norte de la Cordillera de la Sal, los miembros Palicaye y Artolla están combinados dentro del miembro Crisanta, mientras los miembros Cementario y Río Salado están reemplazado el miembro Valle de la Luna. Aquí, el Miembro Valle de la Luna es cubierto por los miembros Cota 2567 y Quebrada Honda, en ese orden. Las unidades inferiores de conglomerados de la Formación Tambores pueden estar relacionadas con los miembros evaporíticos Palicaye y Artolla, mientras que los miembros Cementario y Río Salado son correlacionados con los miembros evaporíticos de la Formación Tambores. En el norte de la Cordillera de la Sal (Figura III.1), las unidades de conglomerados superiores están correlacionadas con los miembros Cota 2567 y Quebrada Honda de la Formación San Pedro (Wilkes and Görler, 1994). Ésta última es cubierta en discordancia por las ignimbritas del Grupo San Bartolo.

Dos edades en biotita de 26.6 ± 0.8 y 26.88 ± 1.4 Ma fueron obtenidas desde niveles de tobas intercalados en la Formación San Pedro, que se interdigita lateralmente con la Formación Tambores y que puede ser considerada su equivalente temporal (Mpodozis *et al.*, 2000b).

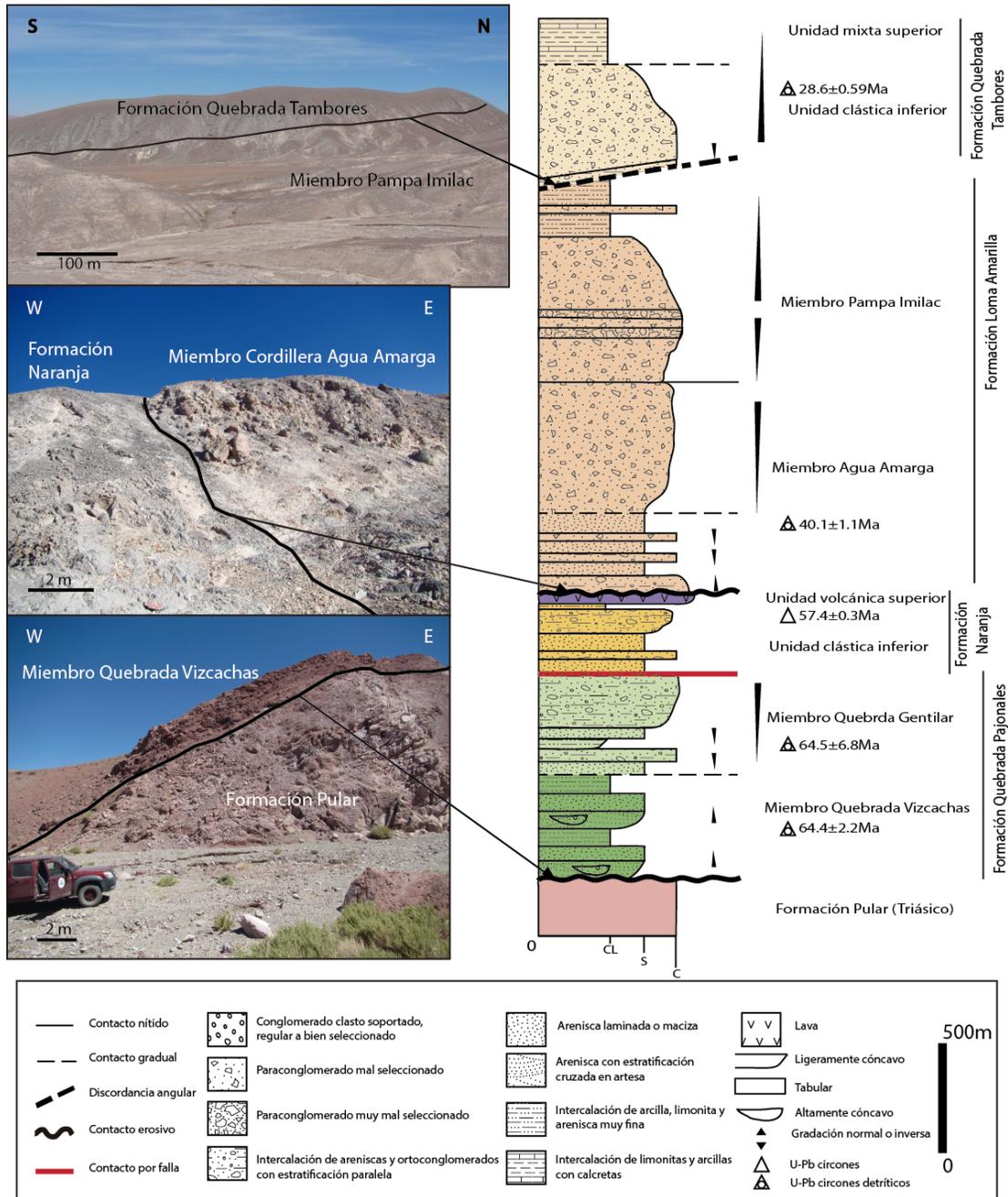


Figura III. 3. Columna esquemática generalizada desde el Maastrichtiano al Oligoceno en la zona de la carta Imilac-quebrado Guanaqueros (24° - $24^{\circ}30'S$) y sus respectivas imágenes de algunos contactos entre las unidades. Notar la disconformidad de erosión, pero no angular, entre la Formación Quebrada Pajonales y la Formación Pular. Similarmente notar el contacto fuertemente erosivo y angularmente concordante entre la Formación Naranja y la Formación Loma Amarilla (Cerro Pichungo?).

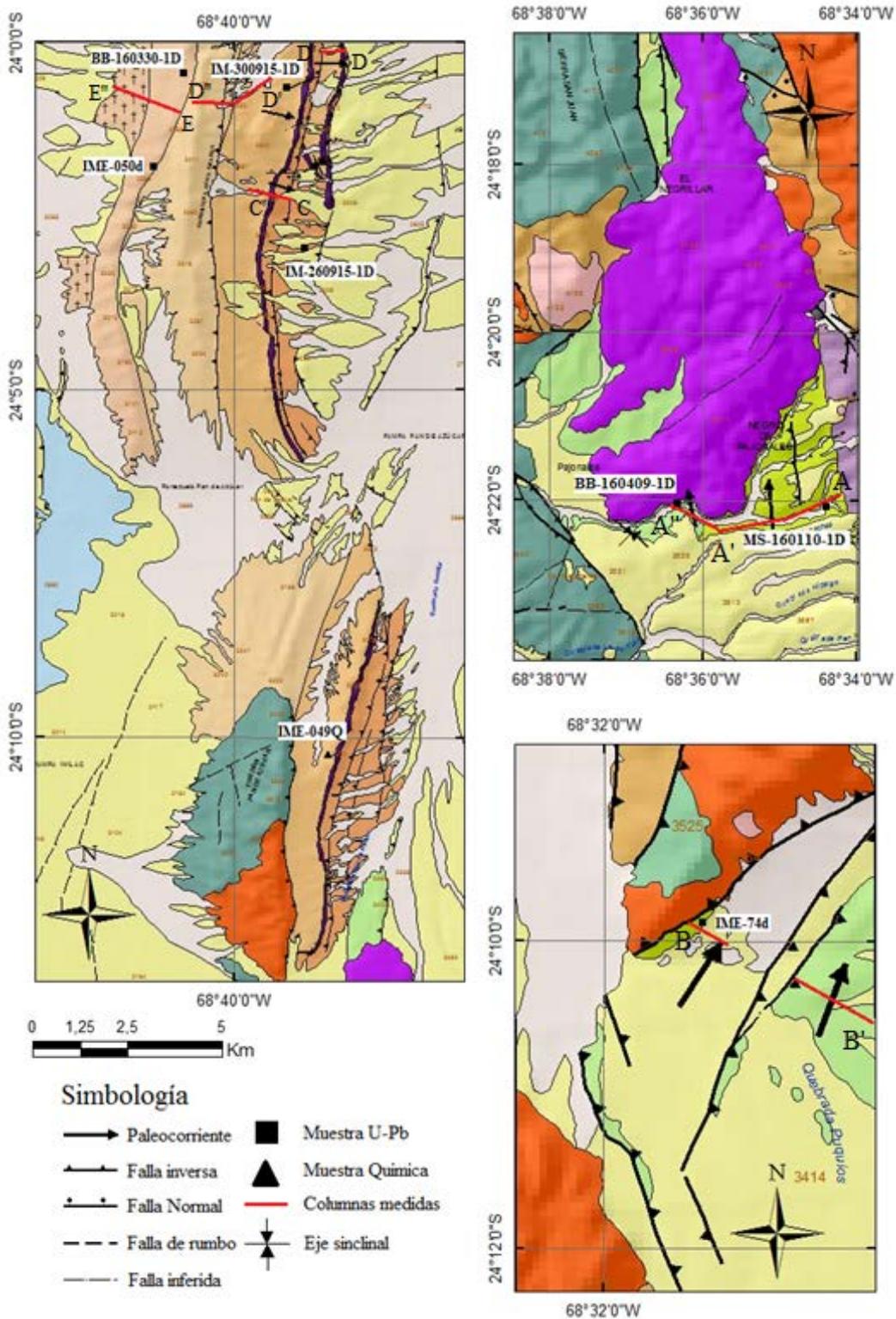


Figura III. 4. Mapeo geológico regional modificado de Solari *et al* (en prep.) en la carta Imilac-quebrada Guanaqueros, mostrando la ubicación de las muestras analizadas en datación U-Pb, las secciones medidas y la dirección de paleocorrientes. Las letras muestran la relación con las columnas expuestas en el Apéndice A. La leyenda de colores es la misma mostrada en la Figura I.7.

III.2. Estratigrafía detallada de las Formaciones Quebrada Pajonales, Naranja, Loma Amarilla (Cerro Pichungo?), y Quebrada Tambores.

Dadas las numerosas incertidumbres en la posición y registro estratigráfico de las unidades Cretácico Superior-Paleógeno en las Cuenca Pre-Andina, principalmente perteneciente al salar de Atacama, en este trabajo se presenta una detallada descripción y medición de las secciones tipos de algunas unidades estratigráficas clave (Figura III. 3; Apéndice A). Se espera que sirva como una base para la comprensión de futuros estudios en la zona.

III.2.1. Formación Quebrada Pajonales

III.2.1.1. Relación de contacto y disposición general

En su localidad tipo original, a lo largo de la quebrada Pajonales, la formación consiste en depósitos bien a semi-consolidados conformados por una alternancia de fangolitas rojas, areniscas y conglomerados pardos. Su base se encuentra en el sector este de la quebrada, donde yace en contacto discordante sobre la Formación Pular (Triásico; Figura III.3). Sus estratos se encuentran basculados formando un amplio sinclinal, el cual está interrumpido por un contacto por falla inversa con el basamento paleozoico, hacia el oeste de la quebrada (Formación La Tabla; Gardeweg *et al.*, 1994; Solari *et al.*, en prep.). La charnela del pliegue se encuentra cubierta, presentando una orientación aproximada de N20°E (Figura III.6 d). Subyace, en marcada discordancia angular, a los depósitos subhorizontales del Neógeno, y está cubierta parcialmente por los depósitos del volcán El Negrillar (1.2 Ma; Gardeweg *et al.*, 1994; Solari *et al.*, en prep.). También son asignados a la Formación Quebrada Pajonales, los afloramientos expuestos en el flanco sureste de la sierra Agua Colorada (Figura III.4.), los cuales se encuentran basculados ~40-60° hacia el este y su base está en contacto por falla inversa con intrusivos paleozoicos (Solari *et al.*, en prep.).

III.2.1.2. Subdivisión

En la carta Imilac – Quebrada Guanaqueros (Solari *et al.*, en prep.) se ha decidido mantener la subdivisión hecha por Pino y Fuenzalida (1988), aunque renombrando los miembros 1 y 2 de estos autores como los miembros Quebrada Vizcachas y Quebrada Gentilar, respectivamente. El presente estudio añade nuevos datos estratigráficos, sedimentológicos y geocronológicos a los miembros antes mencionados.

III.2.1.2.1. Miembro Quebrada Vizcachas

Esta unidad aflora en la quebrada Pajonales y en sus quebradas tributarias, donde está repetida por una falla inversa. Los depósitos al sureste de la sierra Agua Colorada también son asignados a este miembro. Yace en discordancia de erosión sobre los depósitos de la Formación Pular (Triásico) y subyace al miembro Quebrada Gentilar en contacto

gradual. El miembro consiste en una sucesión cíclica de conglomerados, areniscas y fangolitas de 1500 m de espesor. Este miembro se caracteriza por sus conglomerados erosivos con ciclos grano-decrecientes, potentes niveles de depósitos finos, la incorporación de intraclastos de fangolita y arenisca, la gran cantidad de estructuras sedimentarias encontradas a lo largo de la sección y la presencia de bioturbación. La estratigrafía reconocida en la zona de estudio se detalla, de base a techo, a continuación.

Los primeros 10 a 15 m de formación corresponden a una alternancia decimétrica, entre depósitos bien consolidados rojizos de conglomerados y capas de areniscas, los cuales erosionan y contienen fragmentos triásicos de la Formación Pular. Es en esta porción basal en la cual se han encontrado los depósitos de saurópodos (Figura III.5 e; Salinas *et al.*, 1991). Hacia el techo de esta subunidad, aumenta el grosor de las capas de areniscas, disminuyendo la frecuencia de los niveles de conglomerados. Los conglomerados son matriz a clasto-soportados, están amalgamados y gradan a areniscas, mostrando potencias entre 0.4 – 1 m, en ciclos grano-decrecientes. Estas capas tienen contactos ligeramente cóncavos hacia arriba. Los clastos son polimícticos, de diámetros entre 0.5 y 15 cm, son sub-angulosos a sub-redondeados. La composición varía desde, intraclastos de fangolita a sílice bandeado de diversos colores, lava gris oscura con fenocristales de plagioclasa, y en menor medida, pórfidos riolíticos rosados, pórfido rio-dacítico gris amarillento y tobas cristalinas grises. Los niveles de areniscas son de composición similar a la matriz de los conglomerados, siendo laminadas y presentando espesores entre 0.1 y 1 m. Estas capas de areniscas se acuñan lateralmente entre sí formando contactos agudos. El tamaño de grano de las areniscas varía desde arena media a muy gruesa llegando a gránulo (0.3 a 3 mm). Internamente estas capas presentan estratificación cruzada en artesa y de manera subordinada estratificación cruzada plana. Bajo el microscopio se observan una arenisca laminada, clasto-soportada, de redondez media cementada por parches de calcita euhedral, oxi-hidróxidos de hierro pelicular y yeso granular donde no se observa matriz. El contacto entre los granos es plano y, en menor medida, cóncavo-convexo. Presenta una madurez textural sub-madura y una baja madurez composicional. Dentro de los granos químicamente inestables se encuentran minerales de clinopiroxeno y glauconita, y líticas con matriz de micrita e intraclastos de wackas. De acuerdo a la clasificación de Folk *et al.* (1970) correspondería a una litarenita.

Los siguientes 180 m se componen de una intercalación métrica entre areniscas, limolitas y fangolitas. Los niveles de areniscas son de grano grueso, se acuñan lateralmente entre sí, y presentan estratificación cruzada en artesa. En ocasiones, se observan niveles decimétricos de areniscas macizas tabulares. Los niveles finos están compuestos por una intercalación decimétrica de fangolita y limolitas. Estas facies finas son tabulares, alcanzan espesores de hasta algunas decenas de metros y presentan un distintivo color rojizo.

El resto la sección medida consiste de ~1300 m de ciclos grano-decrecientes de escala métrica, compuestos por conglomerados y areniscas cafés a grises (~40%), las cuales gradan a facies finas rojizas de fangolitas, limolitas y arenisca muy fina (~60%). Los conglomerados presentan moderada a buena selección, constituyen entre el 5 y el 15% del miembro Quebrada Vizcachas, están bien consolidados y clasto-soportados. Rellenan canales con bases erosivas de alta sinuosidad, teniendo hasta 1.5 m de profundidad y de 2 a 3 m de ancho. Usualmente se observa estratificación cruzada en artesa y ciclos de

gradación normal. Los clastos están bien redondeados, presentan moderada a buena esfericidad, y son principalmente de tamaño guija, aunque algunos de ellos alcanzan tamaño de bloques (~0.5 a 40 cm). Normalmente la base de los conglomerados erosiona los niveles de fangolita y gradan a facies de areniscas gruesas hacia el techo. Sin embargo, también suelen observarse alternados con niveles de areniscas. En estos conglomerados se recolectó un clasto de ammonite (*Megasphaeroceras* sp.; A. Rubilar, comunicación escrita, 2016) de edad Bajociano Tardío (Westermann, 1992).

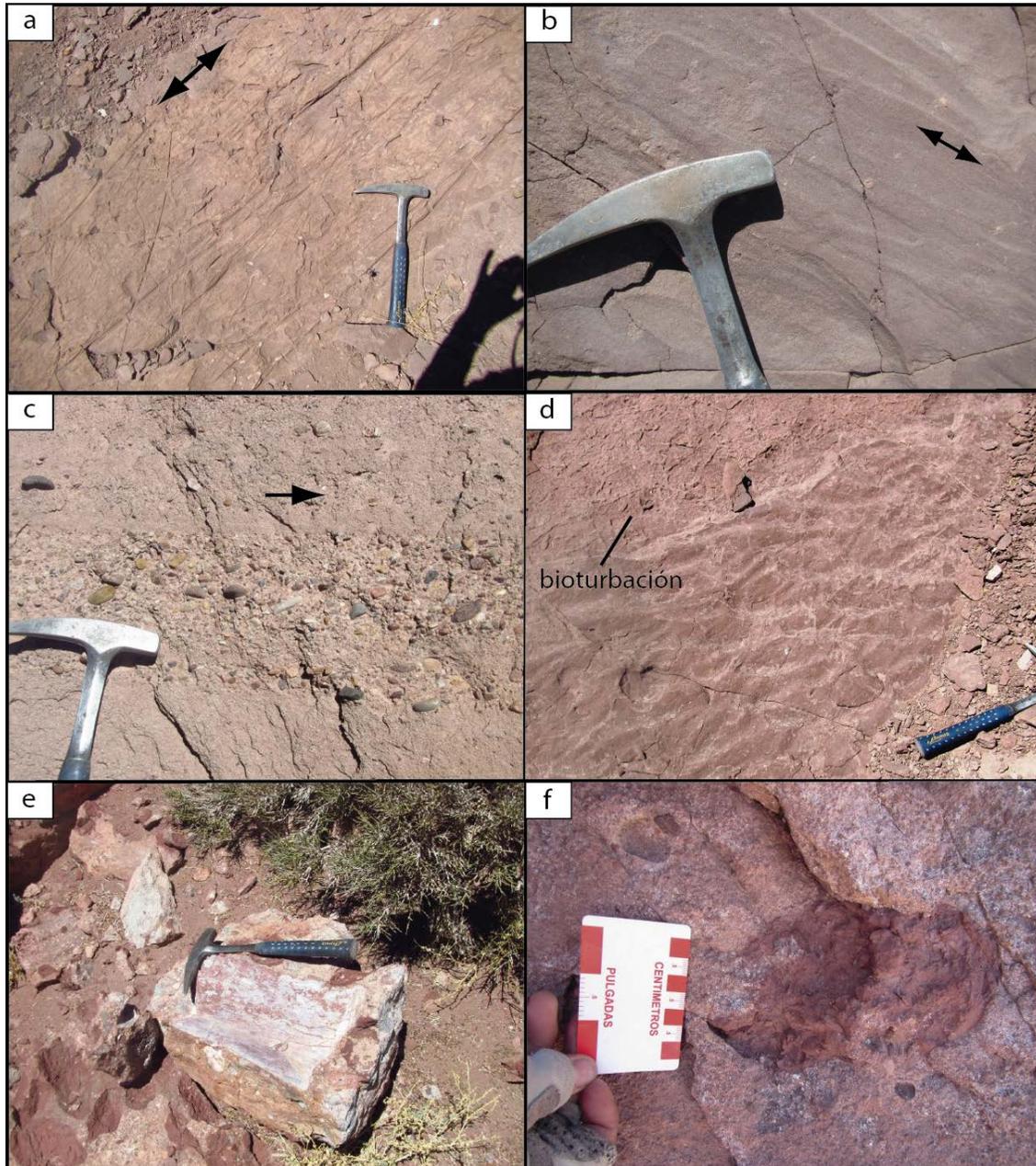


Figura III. 5. Estructuras sedimentarias y características del miembro Quebrada Vizcachas. a) Marcas de arrastre. b) *Ripple marks*. c) Clastos imbricados. d) Ondulitas catenarias y bioturbación. e) Base del miembro Quebrada Vizcachas, fósiles retrabajados tamaños bloque (>26 cm) de saurópodos. f) Intraclastos de fangolitas con deformación plástica.

Los estratos de areniscas constituyen entre un 25 y un 30% del miembro Quebrada Vizcachas. Ellas están semi-consolidadas y tienen geometrías tabulares y lenticulares. Las areniscas tabulares, que están presentes como unidades individuales o intercaladas con las areniscas lenticulares, alcanzan potencias de 1.2 m, mostrando laminación horizontal discontinua de régimen alto. Estas capas contienen clastos aislados de hasta 6 cm de diámetro. Por otro lado, las areniscas lenticulares están intercaladas con conglomerados lenticulares y varían en su espesor entre 0.5 y 4 m. En las estructuras sedimentarias presentes, se incluyen estratificación cruzada en artesa y plana, ondulitas catenarias, marcas de herramienta, ondulitas ascendientes, bioturbación y trazas fósiles de *Scoyenia* (Figura III.5). Estas ichnofacies fueron observadas a lo largo de la quebrada Pajonales, como también en la sierra Agua Colorada, presentando formas cilíndricas a cónicas de relieves positivos paralelos al plano de estratificación. Forman puntos y líneas en un enrejado discontinuo de grosores ligeramente irregulares que presentan entre 1 y 12 cm de largo y entre 0.5 a 1.5 cm de ancho.

Estudios petrográficos muestran que estas areniscas son clastosoportada, compuesta por granos subangulosos a subredondeados, esfericidad media, con contacto entre los granos rectos, cóncavo-convexos y, en menor medida, puntales. No se observa matriz, pero si un cemento que se presenta en parches y como recubrimiento de granos, constituido principalmente por carbonatos cristalinos, yeso granular e oxi-hidróxidos de hierro. Se componen principalmente por cuarzo mono y policristalino de origen volcánico y metamórfico, feldspatos alterados (ortoclasa, microclina y plagioclasa), y fragmentos líticos de rocas volcánicas, sedimentarias (calizas y areniscas cuarcíferas), intrusivas félsicas, metamórficas e intraclastos de fangolitas rojas. También se observan minerales accesorios de clinopiroxeno, epidota, minerales opacos hematizados, intraclastos de fangolita rojiza y micas blancas. Estas características permiten definirla como una arenisca lítica (Folk *et al.*, 1970).

Los depósitos de grano fino semi-consolidados representan la mayor parte del miembro Quebrada Vizcachas (60 - 65%) y están normalmente cubiertos por los depósitos coluviales holocenos. Ellos presentan una geometría tabular con espesores entre 5 y 40 m. Se componen de una intercalación decimétrica de fangolitas y limolitas con areniscas de grano muy fino de color rojizo. Estos depósitos no muestran laminación interna ni ningún otro tipo de estructura sedimentaria. A nivel microscópico, se observa una matriz limo-arcillosa (~65%) reemplazada parcialmente por cementos de oxi-hidróxidos de hierro, con granos mal preservados y angulosos (~35%), correspondientes a cuarzo y fragmentos líticos, principalmente volcánicos y/o intrusivos hipabisales sin un ordenamiento preferencial. Además, existen numerosas vetillas de yeso. El porcentaje de matriz en las areniscas fangosas es variable, entre un 20 y un 80%, que consiste de una arcilla fuertemente hematizada lo que permite clasificarla como wackas líticas (Folk *et al.*, 1970).

III.2.1.2.2. Miembro Quebrada Gentilar

Este miembro yace en contacto concordante y transicional sobre el Miembro Quebrada Vizcachas y subyace en discordancia angular a los depósitos neógenos sub-horizontales de la Formación Guanaqueros (Harrington, 1961). Se diferencia del miembro

Quebrada Vizcachas debido a la mayor proporción de conglomerados (40 a 50%) sobre la baja presencia de niveles finos (hasta un 20%). Esta unidad a lo largo de la quebrada Pajonales se encuentra fallada, plegada y en gran parte cubierta por las lavas del volcán El Negrillar (Figura III.6 c). Consiste en 700 m de espesor de una sucesión sedimentaria semi-consolidada compuesta principalmente de conglomerados y areniscas grises con subordinadas capas de facies finas naranjas (Fig.III.13 c).

Los conglomerados son tabulares con espesores variables entre 0.2 y 1.5 m con gradaciones normal e inversa y son clasto-soportados. Los clastos son polimícticos e incluyen tobas de ceniza gris, lavas grises, calizas fosilíferas, conglomerados, lavas riolíticas, pórfidos riolíticos rosados con ojos de cuarzo y conglomerados finos. Ellos muestran una buena selección y redondeamiento. Internamente, los conglomerados presentan una matriz de arenisca gris con laminación paralela discontinua de régimen alto. Hacia el techo, los conglomerados se vuelven más frecuentes y los clastos aumentan en diámetro alcanzando tamaños de guijarro y bloques ocasionales. En esta unidad se han encontrado clastos de ammonites (*Ochetoceras*, *Cubaocetoceras* y *Euaspidoceras* spp.) y fósiles de bivalvos (*Gresslya* sp.; A. Rubilar, comunicación escrita, 2016) identificados como de edad Jurásico-Oxfordiano (Gygi y Hillebrandt, 1991). Las estructuras sedimentarias están representadas por estratificación cruzada plana y en artesa, así como también abundante imbricación. Los contactos entre los conglomerados y los estratos métricos de areniscas, son generalmente gradacionales y localmente erosivos.

Los estratos de areniscas corresponden a un ~30% del miembro Quebrada Gentilar. Ellos presentan geometría tabular, espesores de 0.5 - 5 m, son de color gris con franjas milimétricas rojizas. Las areniscas de mayores potencias se concentran en la base y hacia el techo no exceden 1 m de espesor, alternándose con los conglomerados. Usualmente se observan niveles centimétricos de conglomerados finos (<6 cm) y clastos aislados intercalados con las areniscas. Internamente las areniscas presentan laminación paralela con ocasional estratificación cruzada en artesa. Son de grano muy grueso llegando a gránulo (1 - 4 mm) con granos sub-redondeados a sub-angulosos de contactos alargados y puntuales. Estas areniscas están bien seleccionadas, clasto-soportadas y se componen principalmente de cuarzo monocristalino, policristalino, volcánico y metamórfico con feldespatos fracturados muy alterados. Los líticos también son comunes y consisten en lavas de composición intermedia a ácida, como también granos subordinados de granitoides, calizas fosilíferas y areniscas ricas en cuarzo. El cemento está constituido principalmente de carbonato rellenando poros y fracturas y, en menor medida, yeso fibroso. De acuerdo a la clasificación de Folk *et al.* (1970) se considera una litarenita.

Entre un 15 y un 20% de los afloramientos corresponden a facies finas limo-arcillosas, con areniscas de grano muy fino de color anaranjado debido a la presencia de oxi-hidroxidos de hierro. Su geometría es ligeramente cóncava hacia el techo con bases sinuosas erosivas. Están semi-consolidadas, aparentemente macizas, alcanzando potencias entre 0.5 - 1.5 m y anchos de hasta 4 m. Sus contactos en el techo con las areniscas y los conglomerados son agudos, planos a ligeramente ondulados.

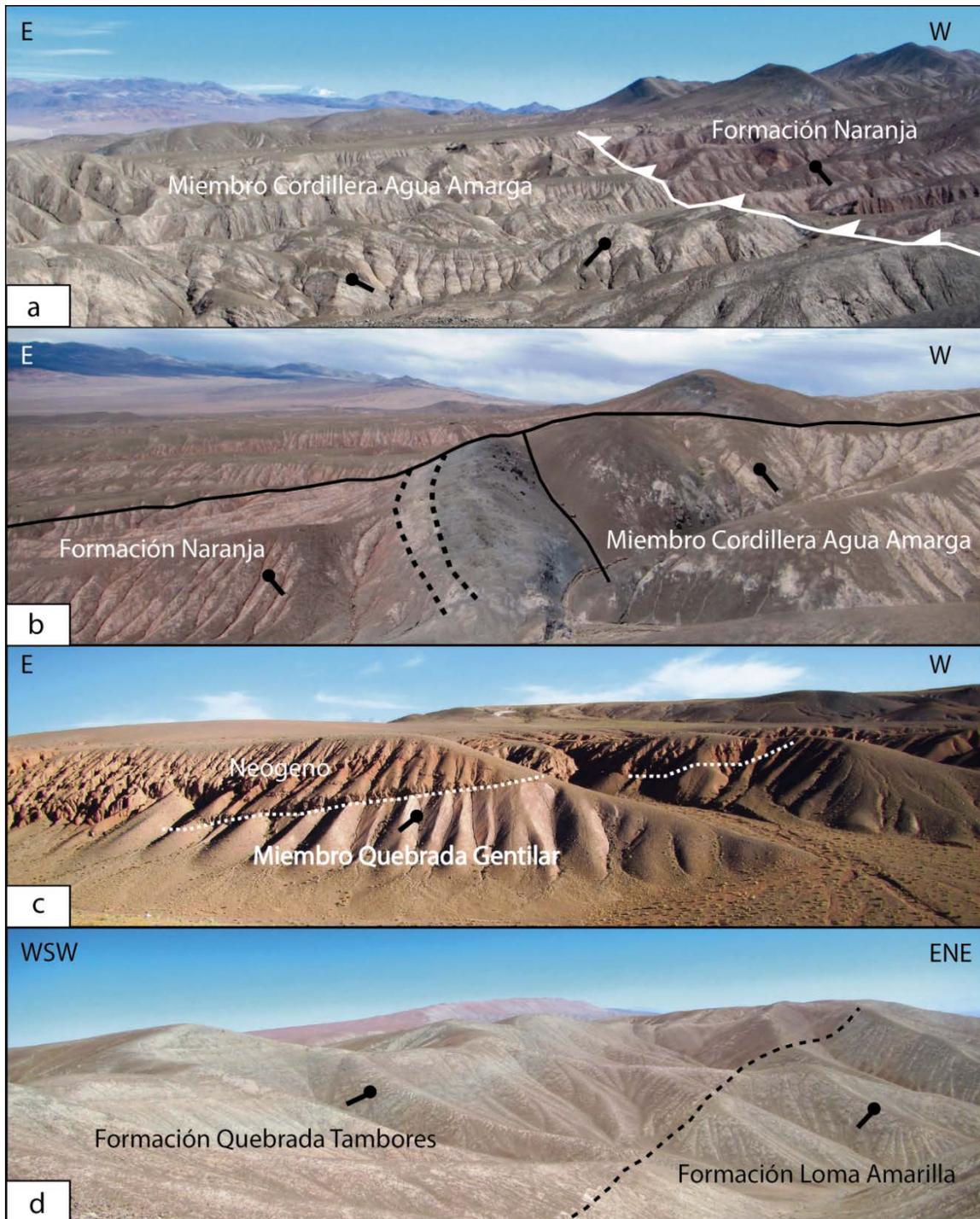


Figura III. 6. Relaciones de contacto y disposición espacial de las unidades cretácico-paleógenas. a) Contacto por falla entre las Formaciones Naranja y Loma Amarilla (Cerro Pichungo?) que corta a sinclinal. b) Contacto estratigráfico entre las Formaciones Naranja y Loma Amarilla (Cerro Pichungo?). Línea continua negra subvertical marca el contacto erosivo entre la capa guía volcánica (unidad volcánica superior, Formación Naranja) y el conglomerado basal del miembro Cordillera Agua Amarga. Ambas formaciones presentan un manteo $\sim 50^\circ$ al oeste. c) Discordancia angular entre depósitos sub-horizontales neógenos y el miembro Quebrada Gentilar con manteo regional al este. d) Discordancia angular entre las Formaciones Loma Amarilla (miembro Pampa Imilac) y Quebrada Tambores (unidad clástica inferior).

III.2.2. Formación Naranja

III.2.2.1. Relación de contacto y disposición general

En el área de estudio, entre los 24° y los 24°30'S, la Formación Naranja tiene principalmente un rumbo N-S a NNE-SSW y sus estratos mantean ~50° al oeste, a lo largo del límite oriental de la cordillera Agua Amarga y el cordón Pan de Azúcar. Localmente en la cordillera Agua Amarga, la Formación Naranja se encuentra plegada y repetida por falla, formando el sinclinal Palo Blanco (Solari *et al.*, en prep.).

La base de la formación no está expuesta y yace, en discordancia de erosión y no angular, bajo la Formación Loma Amarilla (Cerro Pichungo?) hacia el oeste. En la Cordillera Agua Amarga este contacto es fuertemente erosivo (Figura III. 3 y Figura III. 6b). La Formación Naranja presenta un espesor mínimo de 390 m y subyace en discordancia angular a las gravas sub-horizontales neógenas.

III.2.2.2. Subdivisión

La Formación Naranja consiste en una sucesión continental clástica pobremente consolidada compuesta principalmente una intercalación de conglomerados grises y areniscas rojas con un horizonte volcánico en su techo. Debido a sus diferencias litológicas y a las características de capa guía del nivel volcánico, es que la Formación Naranja fue dividida en dos unidades informales nombradas “unidad clástica inferior” y “unidad volcánica superior”.

III.2.2.2.1 Unidad clástica inferior

La base de esta unidad no se encuentra expuesta, y hacia el techo, subyace concordantemente a la unidad volcánica superior. Presenta una potencia medida de 375 m. La unidad clástica inferior está compuesta por una intercalación rítmica, decimétrica a métrica, de areniscas rojizas y conglomerados grises, separados por contactos nítidos, tanto en la base como en el techo (Figura III.7). La proporción de conglomerados aumenta levemente hacia el techo de la sucesión. Ocasionalmente se observan niveles de conglomerados lenticulares clasto-soportado de hasta 1 m de espesor de bases erosivas.

Las areniscas con tabulares y macizas de un característico color rojo a anaranjado con espesores de hasta 20 m. Las areniscas son de grano fino a medio, de selección regular, con poblaciones de granos sub-angulosos y sub-redondeados. Presentan una textura matriz a clasto-soportada con contactos rectos y puntuales. La matriz corresponde al 10% del total, es de tamaño arcilla, ferruginosa de color rojizo y se dispone alrededor de los granos. El cemento se compone de carbonatos que se observan microcristalino reemplazando parcialmente la matriz o en parches como cristales euhedrales aislados. Composicionalmente, los granos corresponden a cuarzo monocristalino sin fractura y volcánicos, feldespato sericitizado, fragmentos líticos de rocas volcánicas ácidas con fenocristales de cuarzo y lavas de composiciones básicas e intermedias con masa

fundamental opaca y fenocristales de plagioclasa. Accesorio, hay biotitas mal preservadas (< 3mm), clorita y oxi-hornblenda. Según la clasificación de Folk *et al.* (1970) corresponde a una arenisca lítica.



Figura III. 7. Formación Naranja, unidad clástica inferior. Contacto entre secuencias rítmicas de areniscas y conglomerados con estratos métricos de areniscas rojas macizas (Sm).

Los conglomerados estratificados son tabulares, grises, de fábrica matriz a clasto-soportada y granulometría compuesta principalmente de clastos tamaño guija y gujarros. Internamente esta unidad presenta estratificación cruzada plana, gradación normal e inversa, y se observa una intercalación centimétrica de capas de conglomerados con niveles de areniscas grises. Los clastos son de moderada clasificación con cantos sub-redondeados a sub-angulosos, de origen volcánico y en ocasiones, se encuentran levemente orientados con respecto al plano de estratificación. La litología de los clastos es principalmente de tobas, lavas, y en menor medida pórfidos rio-dacíticos grises y rosados con ojos de cuarzo e intrusivos con alto contenido de feldespato potásico y cloritizados.

De manera menos frecuente y cortando a ambas subunidades se observan lentes de conglomerados grises de potencia entre 0.4 y 1 m. Presentan una fábrica clasto-soportada, regular selección, gradación normal y clastos de hasta 60 cm de diámetro.

III.2.2.2.2 Unidad volcánica superior

Esta unidad corresponde al techo de la Formación Naranja, que yace concordantemente sobre la unidad clástica inferior y subyace en discordancia de erosión a la Formación Loma Amarilla (Cerro Pichungo?). Aflora ininterrumpidamente, con una extensión de 19 km, a lo largo del cordón Pan de Azúcar y la cordillera Agua Amarga. Su potencia alcanza los 25 m. Muestra a lo menos dos subunidades de lavas, de las cuales la segunda es la de mayor extensión y potencia. Debido a su característico color oscuro, y al ser más resistente a la erosión que las unidades sedimentarias adyacentes, esta lava es fácilmente identificable en terreno, por lo que es considerada una capa guía, que marca el límite estratigráfico entre las Formaciones Naranja y Loma Amarilla (Cerro Pichungo?).

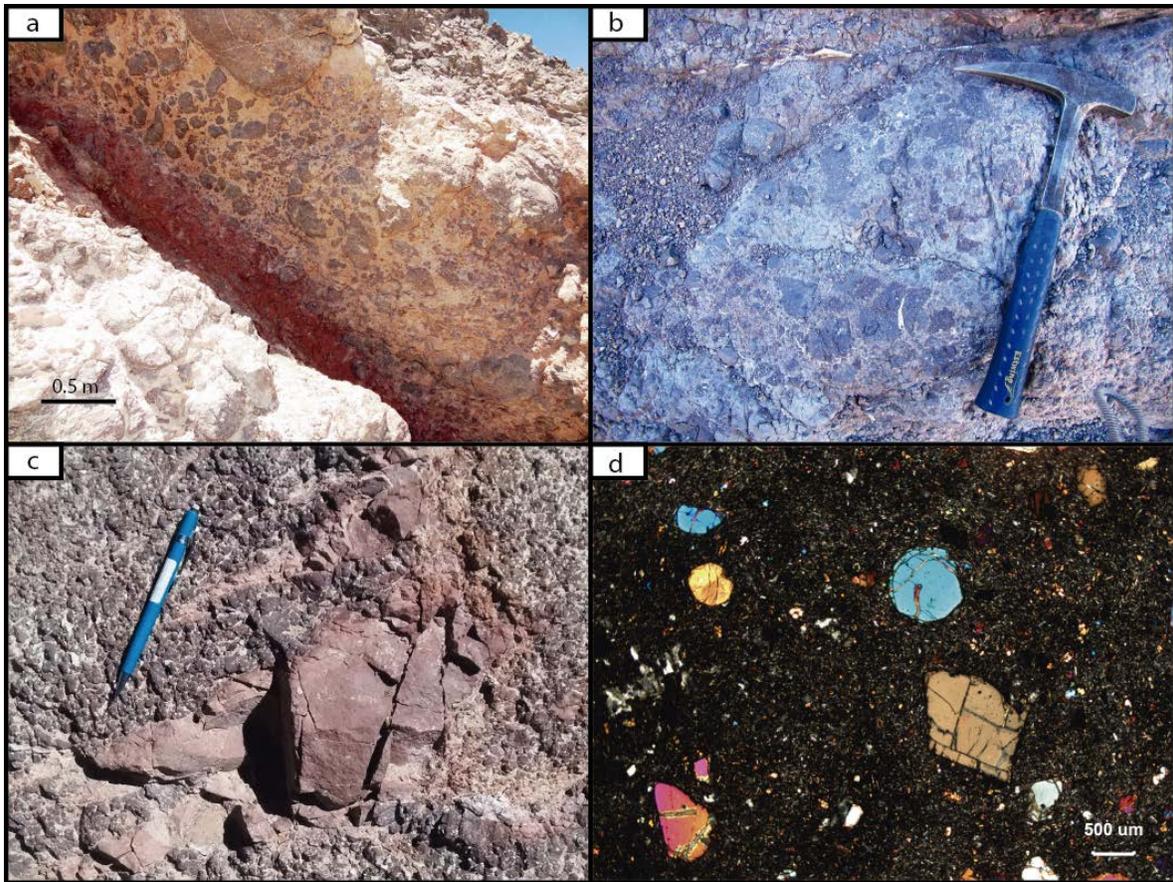


Figura III. 8. Unidad volcánica superior de la Formación Naranja. a) Contacto basal de la lava con limo rojo plásticamente deformado. En la base se observa una textura de hialoclastita. b) Textura de autobrecha. c) Peperita de arenisca roja (lámina delgada en [Error! No se encuentra el origen de la referencia., g y h). d) Corte transparente (NX) de la muestra enviada a análisis químico (IME-49q) mostrando una textura porfírica con fenocristales de olivino y clinopiroxenos bien preservados en una matriz microcristalina de plagioclasas, clinopiroxeno y ortopiroxeno.

Se compone de una lava gris amigdaloidal (Figura III.8 c), que en la base presenta ocasionales niveles de toba rojiza y color crema a amarillenta. En ciertos afloramientos, se observan lentes de limo rojizo en contacto con la base de la lava, los cuales presentan deformación plástica. La lava tiene un espesor variable entre 5 a 25 m, es de geometría tabular e internamente presenta amígdalas, vesículas, estructuras de autobrecha, brechización basal tipo puzzle (Figura III.8 a, Hialoclastita) e incorporación de fragmentos de areniscas rojas como peperitas (Figura III.8 c). A muestra de mano se observa una matriz vítrea oscura, con variable contenido de fenocristales de plagioclasa albitizada (1 a 5 mm), en ocasiones con textura traquítica, y cristales de olivino oxidados menores a 1 mm de diámetro. El análisis químico en roca total de elementos mayores, entrega un resultado de 47% de sílice, lo que permite clasificarla en el campo de lavas de composición basáltica (diagrama TAS; IUGS, Le Bas *et al.*, 1986). La toba de ceniza basal presenta cristales fracturados de cuarzo, feldespatos subhedrales, biotitas bien preservadas o con alteración incipiente, en una matriz cinerítica alterada. Los líticos son escasos, angulosos a subredondeados, y corresponden a fragmentos de rocas volcánicas ácidas. Las franjas de areniscas incorporadas son de grosores variables, de 2 a 10 cm, y tienen entre 0.1 y 1 m de

largo, presentan un color rojizo, formas irregulares de bordes nítidos, con trazas discontinuas y sinuosas. Debido a las características mencionadas la lava basáltica se subdivide en tres zonas, las cuales se detallan a continuación:

La zona inferior o basal se compone principalmente de una autobrecha, que contiene clastos pertenecientes a la lava basáltica amigdaloidal, que alcanzan buena esfericidad y redondez y se encuentran inmersos en una matriz vítrea de similar composición. La lava presenta una brechización tipo puzzle, cuya matriz es limosa, de color pardo, con contenido de carbonatos, donde se observan pequeñas vesículas milimétricas. Esta autobrecha puede observarse, de manera menos frecuente, en la porción intermedia de la columna de lava.

La zona intermedia se compone, principalmente, de una lava maciza con bajo a moderado contenido de diaclasas. También se observa una predominancia del contenido de plagioclasas con textura traquítica, paralela al plano de estratificación. Las amígdalas son escasas (<10%), no superando 1 cm de diámetro.

La zona superior se diferencia de la zona intermedia debido a la mayor frecuencia y tamaño de las amígdalas y a sus formas más irregulares. Además, presenta un fracturamiento intenso y distintos niveles de coloración del afloramiento. Las amígdalas pueden componer hasta un 30% de la roca, alcanzando los 10 cm de diámetro y presentando formas esféricas, ovaladas e irregulares.

III.2.3. Formación Loma Amarilla (Cerro Pichungo?) (Antiguas Formaciones Cinchado y Yesífera)

III.2.3.1. Relación de contacto y disposición general

En nuestra área de estudio, entre los 24°S y los 24°30'S, los estratos de la Formación Loma Amarilla son basculados por fallas inversas de vergencia este a lo largo del centro y el límite occidental de la cordillera Agua Amarga y el cordón Pan de Azúcar. De acuerdo a Arriagada (1999) y Mpodozis *et al.* (2005), la sucesión corresponde en su miembro inferior a 200 m de tobas y conglomerados tobáceos, seguidos hacia el techo en el miembro superior por cerca de 2000 m de gruesos conglomerados grises llegando a gravas no consolidadas. Estas yacen en discordancia de erosión sobre la Formación Naranja y subyace en discordancia angular a la Formación Quebrada Tambores y a los depósitos subhorizontales principalmente neógenos (Figura III.1, Figura III.6 b y d).

Al sur del cordón Pan de Azúcar, la Formación Loma Amarilla se encuentra en contacto con el basamento Carbonífero-Pérmico (Figura I.7; falla Pan de Azúcar; Gardeweg *et al.*, 1994; Solari *et al.*, en prep.), hacia el borde este del basamento, el contacto es por falla, en cambio hacia el oeste, el contacto es estratigráfico mostrando una no-conformidad.

III.2.3.2. Subdivisión

Los 2.375 m de potencia observados han permitido subdividir la Formación Loma Amarilla en dos miembros visibles a escala de mapeo 1:100.000 nombrados como Cordillera Agua Amarga y Pampa Imilac. Ambos miembros están compuestos principalmente por conglomerados con areniscas y limolitas hacia el techo, sin embargo, contrastan en su textura y color. Desafortunadamente, la mala consolidación de los estratos, sobre todo del miembro Pampa Imilac, no permitió una descripción estratigráfica detallada por lo que parte de la columna presentada es parcialmente esquemática. Los miembros aquí presentados no son correlacionables litológicamente con los antiguos miembros de Arriagada (1999) y Mpodozis *et al.* (2005).

III.2.3.2.1. Miembro Cordillera Agua Amarga

Este miembro se encuentra en discordancia de erosión sobre la unidad volcánica de la Formación Naranja (Figura III.1, Figura III.6 b), excepto en el cordón Pan de Azúcar, donde presenta un contacto ligeramente erosivo. La unidad subyace concordantemente al miembro Pampa Imilac, y localmente muestra un contacto por falla con la Formación Naranja (Figura III.6 c) y el basamento Paleozoico. Tiene un espesor total medido de 1225 m.

A diferencia de los depósitos de la Formación Naranja, esta unidad presenta una mayor proporción de conglomerados angulosos, de mala clasificación y de clastos dispuestos caóticamente, manteniendo una composición principalmente volcánica. Las areniscas también son macizas, aunque presentan un color pardo a diferencia del característico color rojizo de la Formación Naranja.

La secuencia comienza con un conglomerado tabular grueso (Figura III.3 y III.6 b). Está bien consolidado, de fábrica clasto-soportada y grano-decreciente, con una potencia variable entre 15 y 45 m. En la base del conglomerado se observan clastos tamaño bloque y, hacia su techo, disminuye gradualmente su granulometría, donde se reconocen estructuras sedimentarias, alineación de ejes e imbricación, y estratificación. Presenta un 70% de clastos, polimícticos, con cantos bien redondeados y de moderada a buena esfericidad, donde el tamaño de los clastos varía de 0.05 a 1 m. Se observa una predominancia de clastos de origen volcánico: lavas, tobas, además de pórfidos, con clastos en la parte basal derivados la lava basáltica de la Formación Naranja, que permiten identificar la polaridad de los estratos. La matriz, que corresponde al 30% del total del conglomerado, está compuesta de arena fina a limosa de color pardo de similar composición.

Los conglomerados basales gradan a una secuencia rítmica grano-creciente entre estratos de areniscas pardas y conglomerados grises, alcanzando un espesor de 1160 m. Los estratos de areniscas están pobremente consolidados son tabulares, macizos y de grano muy fino a medio de espesores entre 5 y 20 m. Sus contactos con los lentes de conglomerados son suavemente ondulados. Los conglomerados son ligeramente cóncavos, de 2-4 m de alto y hasta 30 m de ancho. Los clastos son matriz-soportados, angulosos, pobremente seleccionados y caóticos. La estratificación es incipiente, observándose ciclos de 30 – 40 cm de gradación normal e inversa (Figura III.13 a). De manera subordinada, hay conglomerados con mejor clasificación de clastos, que erosionan a los estratos de areniscas,

con bordes nítidos sinuosos y erosivos de hasta 1 m de altura. Microscópicamente corresponde a una arenisca de tamaño de arena muy fina a media, matriz soportada, de muy mala selección. Presenta un ~20% de matriz detrítica tamaño arcilla de color marrón con presencia de oxi-hidróxidos de hierro. El cemento se compone de carbonato microcristalino que reemplazan parcialmente la matriz y bordean a los granos. Composicionalmente, los granos corresponden a cuarzo monocristalinos, líticos microcristalinos y principalmente volcánicos, minerales opacos y, en menor proporción, feldespatos alterados a sericita, biotita y epidota. De acuerdo a la clasificación de Folk et al (1970) corresponde a una grauvaca lítica.

Hacia el techo las capas de conglomerados grises se vuelven dominantes, alcanzando espesores de hasta 15 m. Aquí son tabulares, macizas, y contienen mayor cantidad de clastos tamaño bloque (>26 cm). Las capas de arena se acuñan lateralmente y no superan los 2 m de espesor. En ocasiones se observan capas centimétricas de conglomerados clasto-soportados con clastos sub-angulosos tamaño guija (< 6.4 cm).

III.2.3.2.2. Miembro Pampa Imilac

Los 1150 m de espesor de este miembro yacen concordantemente sobre el miembro Cordillera Agua Amarga y muestran una discordancia angular bajo la Formación Quebrada Tambores (Figura III.1, Figura III.6 d). Localmente, en el cordón Pan de Azúcar, yace en una no-conformidad sobre el basamento Paleozoico (FPA=falla Pan de Azúcar, Figura I.7; Solari *et al.*, en prep.). Aflora en la cordillera Agua Amarga al este de la pampa Imilac. Difiere del miembro anterior debido a la mayor abundancia de clastos métricos granitoides, su mayor proporción de limo en su matriz, que posiblemente le confiere su distintivo color amarillo, y la ausencia de gradación y estratificación.

Los primeros 820 m están conformados por una secuencia tabular, muy mal consolidada, de pulsos de conglomerados macizos de 5 a 7 m de potencia. Usualmente el tamaño de los clastos fluctúa entre los 0.5 a 35 cm, aunque también se observan niveles más gruesos, donde los clastos alcanzan tamaños de hasta 1.5 m. Estos niveles permanecen lateralmente continuos, a lo largo de toda la cordillera Agua Amarga. Ambos tipos de conglomerados son matriz-soportados, con clastos polimícticos, sub-angulosos a angulosos mostrando mala esfericidad. La matriz se compone de arenisca parda con presencia de limo-amarillento y constituye entre un 60 – 70% del estrato. La litología de los clastos esta compuesta por lavas andesítica negra con alteración a epidota, granitos, granodioritas, pórfidos riódacíticos con ojos de cuarzo rosados y grises, brechas volcánicas verde y tobas de lapilli lítica y cristalina. Hacia el techo, disminuye el tamaño de los clastos y aumenta la madurez textural, donde aparecen lentes de conglomerados clasto-soportados de 1 – 1.5 m de espesor. Los clastos están mejor seleccionados, orientados, y tienen cantos sub-redondeados a sub-angulosos, manteniendo la composición litológica de clastos. Internamente ellos muestran lentes café rojizos de limolitas, de hasta 1 m de espesor, que contienen desarrollo secundario de nódulos de carbonato botroidal.

Los siguientes 330 m corresponden a depósitos mal consolidados de limolitas, areniscas y conglomerados subordinados. Las limolitas son tabulares, bien estratificadas y multicolores (verde, rojas, naranjas y cafés). Tienen un espesor entre 1 y 3 m. Presentan

hidróxido de hierro y ocasionalmente, nódulos de arcillas blancas de hasta 0.5 cm de diámetro, laminación y grietas de secamiento. Los análisis de rayos X (Barra, 2016) hechos en los depósitos finos entregan resultados de cuarzo, albita, faujasita-Na, trazas de muscovita, yeso, hexahidrita, nitratina, caolinita. Los niveles intercalados (decimétricamente) de areniscas cafés y conglomerados clasto-soportados tienen entre 0.5 y 1 m de espesor, son lenticulares, estratificados y cortan a los niveles limosos, mostrando superficies onduladas de erosión. Los clastos son polimícticos, de selección regular y sub-redondeados a sub-angulosos.

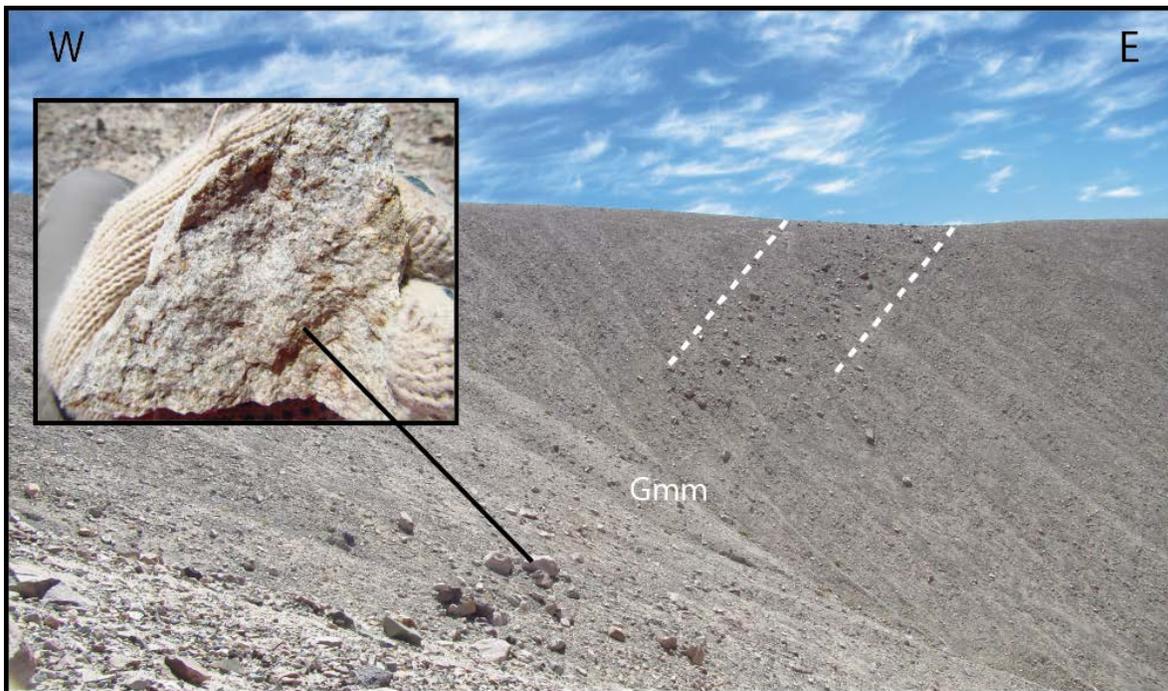


Figura III. 9. Miembro Pampa Imilac de la Formación Loma Amarilla (Cerro Pichungo?) basculados $\sim 45^\circ$ al oeste, mostrando flujos de detritos hiper-concentrados, mal seleccionados (Gmm) y la presencia diagnóstica de clastos intrusivos granitoides.

III.2.4. Formación Quebrada Tambores

III.2.4.1. Relación de contacto y disposición general

La Formación Quebrada Tambores es una sucesión mixta de conglomerados y areniscas subordinadas, pobremente consolidadas en la base, que hacia el techo muestra una sucesión bien estratificada, de limolitas, calcretas y conglomerados de grano fino subordinados. Aflora en el extremo occidental de la cordillera Agua Amarga, donde sus estratos mantean suavemente al oeste 20 a 25°. Los 822 m de espesor medido cubren en discordancia angular a los depósitos del miembro Pampa Imilac de la Formación Loma Amarilla (Cerro Pichungo?) e infrayace de similar manera a los depósitos neógenos. Esta

unidad presenta una fuerte variación lateral de facies, mostrando localmente estratos con clastos que superan el metro de diámetro. Hacia el techo, los estratos clásticos muestran un contacto transicional con las unidades clásticas y calcáreas bien estratificadas.

III.2.4.2. Subdivisión

La ausencia de localidades geográficas adecuadas cercanas a las secciones medidas no permitieron asignar un nombre geográfico formal para los diferentes miembros de esta unidad, así que temporalmente se proponen dos subdivisiones informales, nombradas: la “unidad clástica inferior” y la “unidad mixta superior”.

III.2.4.2.1. Unidad clástica inferior

La base de esta unidad corresponde a 5 – 7 m de espesor de conglomerados y areniscas bien cementadas con un característico color crema. Ambas litologías tienen matriz carbonatada y geometría lenticular. Los conglomerados son macizos a bien estratificados y matriz a clasto-soportados, mostrando clastos sub-redondeados a sub-angulosos, con moderada esfericidad y redondeamiento. Internamente muestran una intercalación centimétrica a decimétrica, entre conglomerados tamaño guija-guijarro y areniscas de grano grueso, de similar composición y arquitectura (gradación normal e inversa y estratificación cruzada en artesa). Las areniscas con matriz carbonatada tienen hasta 1 m de espesor, son macizas y de mala selección. Microscópicamente, ellas tienen grano fino a medio, con cemento esparítico grueso y microesparita con parches de micrita. Típicamente se observan cuarzos monocristalinos, donde algunos presentan embahiamiento. Dentro de los fragmentos líticos dominan los de origen volcánico, y en menor medida, los ígneos intrusivos (Figura III.12 e y f). Los fragmentos volcánicos están compuestos principalmente por lavas básicas-intermedias, alteradas a epidota, con fenocristales de plagioclasas, aunque en menor medida, también se observan clastos de composición ácida con matriz felsítica, con fenocristales de cuarzo y feldespatos. Los líticos ígneos son granitoides con alto contenido de cuarzo y feldespatos, mostrando ocasionalmente textura gráfica. Los granos de ortoclasa y plagioclasas no están fracturados, pero están fuertemente alterados a sericita. Accesoriamente, se observan cristales de biotita de hasta 3 mm de largo mal conservados.

Los siguientes 380 m están compuestos por conglomerados tabulares macizos, matriz soportada, con clastos angulosos a sub angulosos, de mala esfericidad, mal consolidados, polimícticos y mal clasificados, que se depositan concordantes sobre la capa guía basal. Existe una importante variación lateral del tamaño de los clastos: hacia el sur alcanzan dimensiones cercanas a los 1.5 metros de diámetro, sin embargo, hacia el norte, no superan los 20 cm de diámetro.

En la porción intermedia de la columna se observan conglomerados angulosos, intercalados con conglomerados grises estratificados alternados con estratos de areniscas cafés, finamente laminadas. Estos conglomerados bien estratificados están mal consolidados, con clastos redondeados a sub-redondeados, de esfericidad moderada. Internamente los conglomerados presentan una intercalación centimétrica con areniscas

grises, observándose gradaciones normal e inversa, y una alineación e imbricación de los clastos. Los estratos de areniscas son tabulares a ligeramente cóncavos, tienen un color pardo-anaranjado. Muestran contactos rectos abruptos en su techo con los conglomerados estratificados y alcanzan espesores entre 1 - 2 m (Figura III.10).



Figura III. 10. Clasto granitoide cercano a 1.5 m de diámetro ubicado en la base de la Formación Quebrada Tambores. La cabeza del martillo mide aproximadamente 30 cm.

Hacia el techo de la unidad hay una intercalación métrica entre capas de conglomerados grises y pardos, que muestran un contacto gradual con la unidad mixta superior. Estos conglomerados son matriz-soportados, con clastos sub-angulosos a sub-redondeados, de contactos no erosivos y de progresiva disminución del tamaño de grano, donde los diámetros no superan los 8 cm. La composición litológica de los clastos se mantiene similar al resto de la unidad.

III.2.4.2.2. Unidad mixta superior

Esta unidad presenta un espesor de 412 m, de una sucesión sedimentaria mixta entre depósitos salinos carbonatados y clásticos, mal consolidados, bien estratificados, de color crema y hacia el techo marrón, que está constituida por limolitas, limolitas carbonatadas, calcretas, areniscas y conglomerados finos. Aflora al noroeste de la cordillera Agua Amarga y se dispone concordante sobre la unidad clástica inferior, mostrando un contacto gradual. Los primeros 50 m son transicionales entre para-conglomerados finos y depósitos carbonatados, seguidos de 362 m de una intercalación decimétrica entre calcretas y limolita.

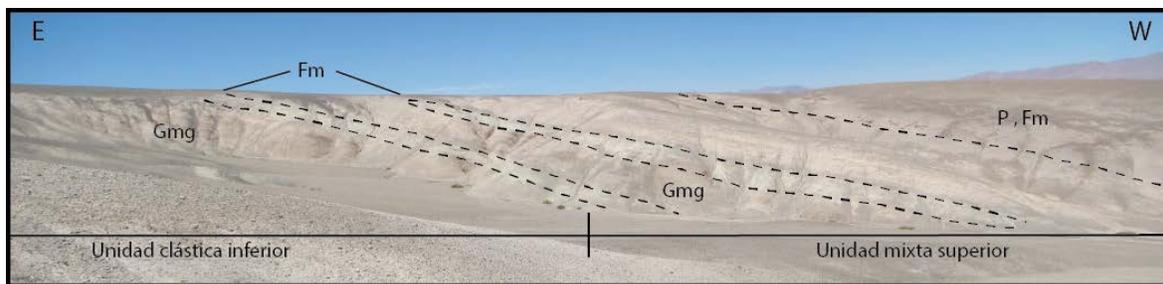


Figura III. 11. Formación Quebrada Tambores con suave inclinación hacia el oeste. Contacto gradual entre unidad clástica inferior y la unidad mixta superior. Hacia el techo de la unidad mixta superior se observan facies evaporíticas de calcreta y silcreta (P).

En la zona transicional (Figura III.11), de los primeros 50 m, los conglomerados son de color pardo, de geometría tabular, macizos, tienen una fábrica matriz soportada, cantos angulosos a sub-angulosos, están mal consolidados, los clastos alcanzan un tamaño máximo de 5 cm (guija), están mal clasificados y presentan espesores de 1.5 a 5 m. Los depósitos carbonatados presentan un color crema verdoso, son de geometría ligeramente cóncava hacia el techo, mal consolidados, de niveles compuestos por carbonatos micrítico y cementados por esparita y yeso secundario. El análisis de rayos X permite identificar cristales de calcita, cuarzo, yeso y trazas de caolinita (Barra, 2016). Estos niveles carbonatados pueden ser muy fino y laminados y/o ser conglomerádicos y presentar clastos de hasta 3 cm de diámetro.

Los siguientes 362 metros están compuestos por una intercalación decimétrica de limolitas y calcretas. Las limolitas, normalmente cubiertas, están mal consolidadas, son pardas y muestran una geometría tabular, y espesores entre 0.4 y 1.5 m. En este sector, las calcretas también son tabulares, bien consolidadas, de espesores entre 5 – 30 cm, presentando geometrías de agregados nodulares, que varían entre 2 y 20 cm de diámetro. Las calcretas contienen horizontes conglomerádicos que presentan una matriz de micrita, con variable contenido de Fe, cemento de esparita y yeso secundario (Figura III.12 c y d). Cerca de la base de esta porción se observan niveles discontinuos de silcreta con geometrías cóncavas hacia el techo, de espesores entre 0.2 y 0.4 cm. La sílice amorfa o microcristalino reemplaza parcialmente a la micrita y también rellena espacios. Cercano a estos horizontes se observaron procesos de bioturbación, así como también el fósil de nido de insectos (*Feoichnus challa*). Hacia el techo, las capas toman un color café oscuro. Al microscopio, se observa una arenisca fina a muy fina, matriz soportada de mala selección. Contiene un ~65% de matriz compuesta por micrita con variaciones en su concentración de oxi-hidróxidos de hierro. Inmersos en la matriz se observa nódulos de tamaños menores a 1 mm, compuestos por un núcleo micrítico con mayor concentración de óxidos de hierro y recubiertos por un fino halo micrítico con bajo contenido de oxi-hidróxidos de hierro. Los poros se encuentran parcialmente rellenos de esparita y yeso granular. Los granos, corresponden principalmente a cuarzo monocristalino y, eventual, policristalino, y feldespatos mal preservados subordinados. En menor proporción, hay cristales de biotita, muscovita, epidota, hornblenda, oxi-hornblenda, calcita y clorita. Los fragmentos líticos son principalmente volcánicos básicos y de granitoides ricos en feldespato, con textura gráfica ocasional. De acuerdo con la clasificación de Dunham (1962) correspondería a una wackestone.

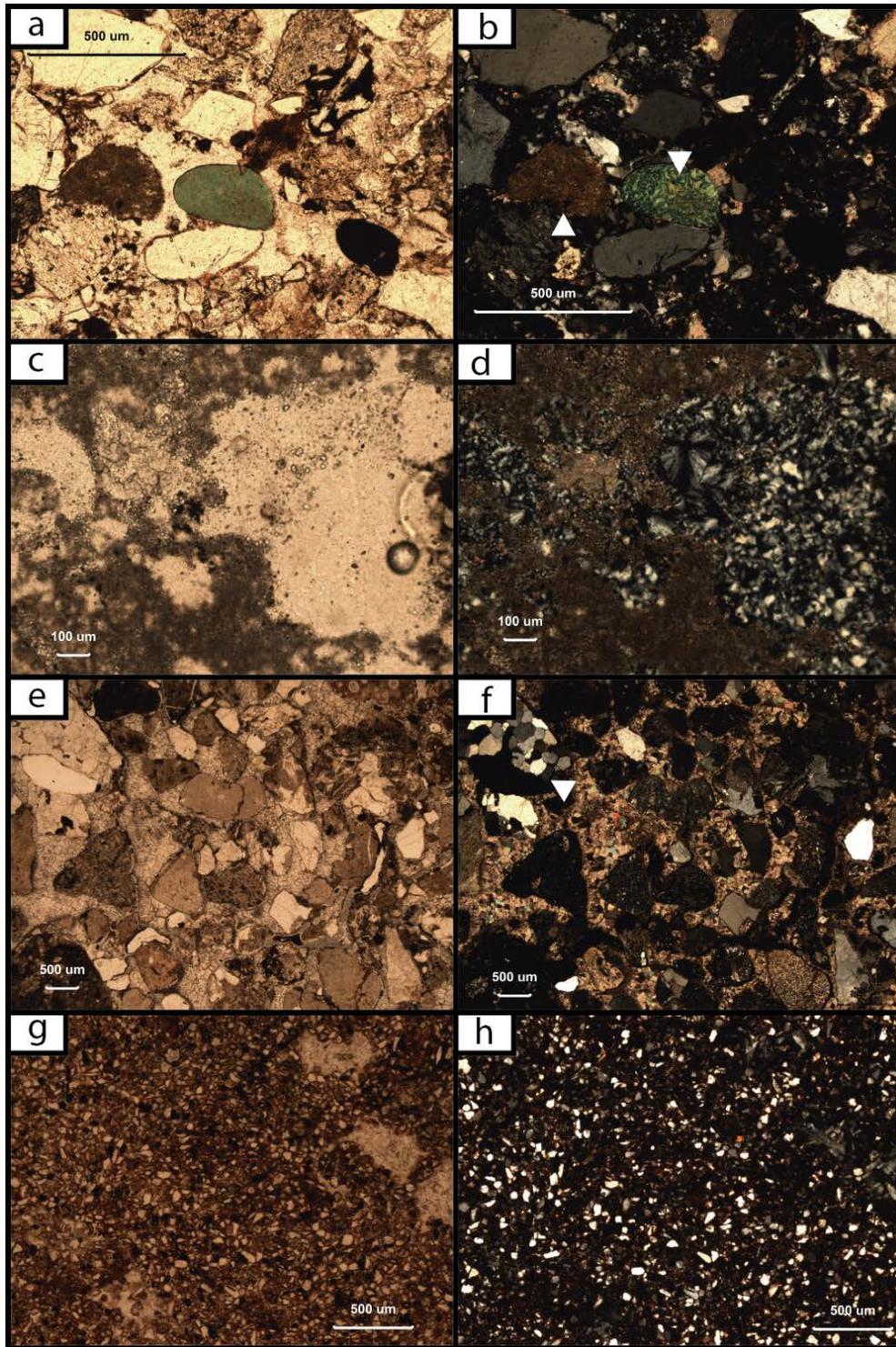


Figura III. 12. Secciones delgadas en NP y NX. (a y b) Arenisca lítica de la Formación Quebrada Pajonales de baja madurez composicional. Flechas blancas indican líticos de glauconita y micrita. (c y d) Formación Quebrada Tambores (unidad mixta superior) reemplazo parcial de carbonatos por sílice microcristalino y calcedonia. (e y f) Formación Quebrada Tambores (unidad clástica inferior). Arenisca de moderada madurez textural con cemento de esparita reemplazando a matriz micrítica que se encuentra bordeando granos hacia la izquierda. Flecha blanca indica presencia de líticos granitoides. (g y h) Peperita recolectada en la lava basáltica de la Formación Naranja. Arenisca fina, bien seleccionada, sub-redondeada con matriz con abundante oxi-hidróxidos de hierro.

III.3. Sedimentología

III.3.1. Litofacies

III.3.1.1. Conglomerado macizo con gradación inversa incipiente (Gmm)

Estas facies son observadas principalmente en el miembro cordillera Agua Amarga y en el miembro Pampa Imilac de la Formación Loma Amarilla (Cerro Pichungo?). Se observa menos frecuente, en la Formación Naranja y en la unidad clástica inferior de la Formación Quebrada Tambores. Las facies corresponden a conglomerados pobremente consolidados, macizos, matriz-soportados y con gradación inversa incipiente (Figura III.13 d). La matriz se compone de arenisca, con un moderado contenido de limo. La potencia de las capas varía entre 1 y 5 m, y estos estratos se extienden lateralmente por al menos algunas decenas de metros. Su contacto basal es recto a ligeramente ondulado con baja capacidad de erosión. Los clastos son angulosos a sub-angulosos, de pobre selección y pueden alcanzar hasta 1.5 m de diámetro.

En base a estas descripciones Miall (2006) considera que estas facies estarían asociadas a flujos gravitacionales de alta resistencia, viscosos y de comportamiento plástico.

III.3.1.2. Conglomerado macizo con gradación normal e inversa (Gmg)

Las facies *Gmg* están presentes en los miembros Quebrada Gentilar y Cordillera Agua Amarga, como también en la Formación Naranja y en menor medida subordinadamente en la unidad clástica inferior de la Formación Quebrada Tambores. Esta unidad consiste de conglomerados mal consolidados, matriz-soportados con gradación normal a inversa (Figura III.13 a). Tanto los contactos de la base como el techo son nítidos, sin claras evidencias de erosión, formando capas ligeramente curvas con intercalaciones centimétricas de capas de areniscas. Los clastos varían de sub-angulosos a sub-redondeados y tienen una selección mala a regular.

Basado en estas evidencias se ha postulado que esta litofacie está asociada a flujos pseudoplásticos de baja resistencia (Miall, 2006). Sin embargo, una gradación normal e inversa también puede desarrollarse en barras de puntas laterales y longitudinales de sistemas fluviales trenzados.

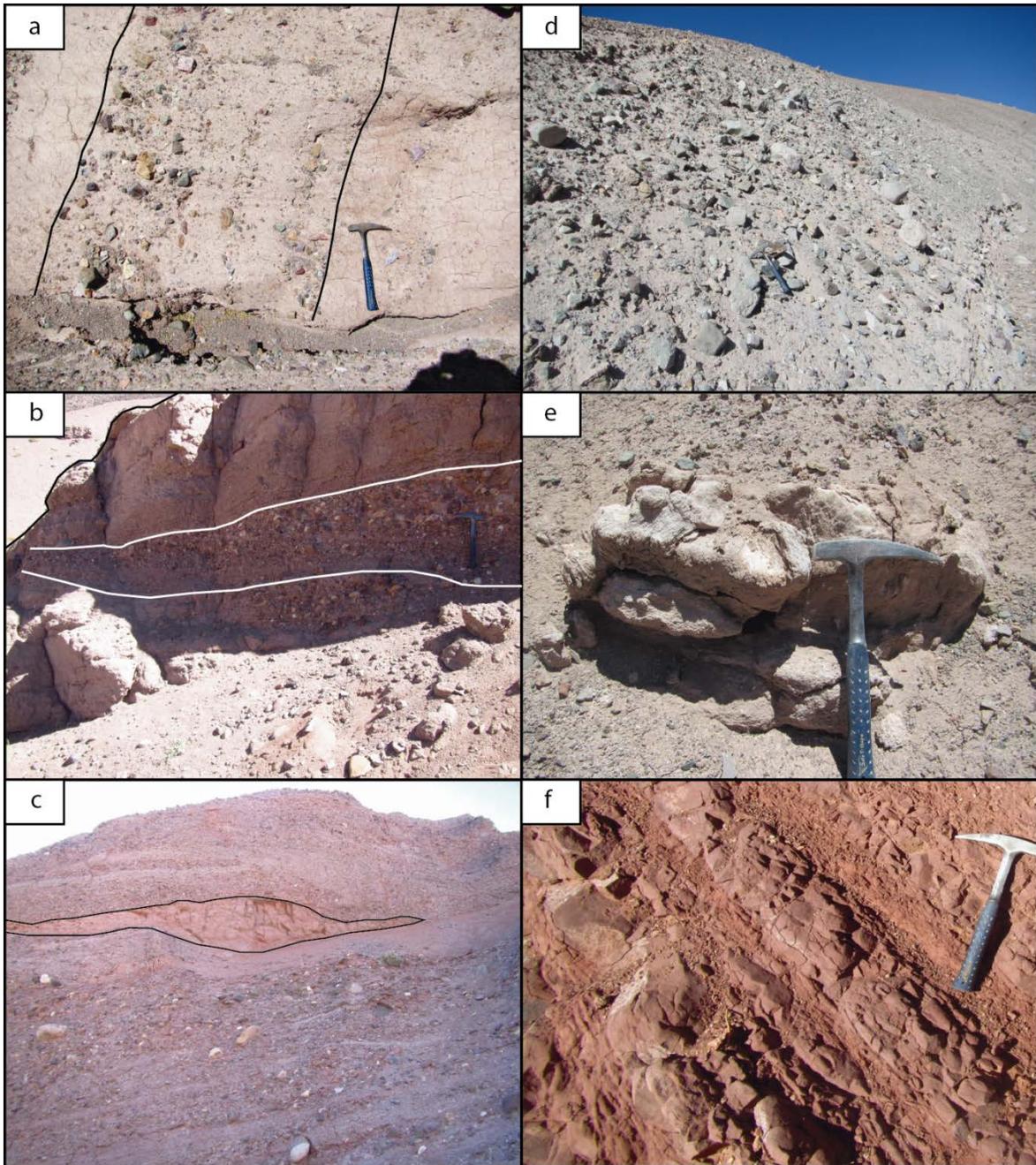


Figura III. 13. Ejemplo de litofacies identificadas. a) Gradación inversa en conglomerados con estratificación incipiente (Gmg) intercalado en areniscas macizas (Sm). El martillo muestra la base. b) Conglomerado con estratificación cruzada en artesa (Gt). c) Facies finas (Fm o Fl) relleno de un canal abandonado (remarcado en negro) inmerso en facies fluviales trenzadas (Gmg, Gh, Gp, Sh).d) Conglomerado caótico (Gmm). e) Calcreta con hábito nodular (litofacies P). f) Intercalación decimétrica de fangolita maciza y arenisca muy fina en llanura de inundación (Fl).

III.3.1.3. Conglomerado estratificación cruzada en artesa (Gt)

Estas facies se observan en el miembro Quebrada Vizcachas de la Formación Quebrada Pajonales, en la Formación Naranja y de manera subordinada, en las Formaciones Loma Amarilla (Cerro Pichungo?) y Quebrada Tambores. Aquí los conglomerados son lenticulares con potencias de 0.5- 1.2 m y anchos desde 1 a 5 m (Figura III.13 b). Estos consisten conglomerados están mal a bien consolidados, son clasto-soportados, con gradación normal y estratificación cruzada en artesa. La base muestra contactos erosivos y comúnmente se cortan entre sí. Los clastos presentan buena a moderada selección con buen redondeamiento.

En base a estas características, las facies *Gt* es interpretada como flujos canalizados transportados en corrientes acuosas que representan el relleno de canales (Miall, 2006), pero también podrían representar barras de punta de canales meándricos gruesos.

III.3.1.4. Conglomerado con laminación horizontal de régimen alto (Gh)

Compuesto principalmente de conglomerados mal seleccionados, clasto-soportados con vago desarrollo de laminación horizontal de régimen alto (Figura III.13 c). Estas facies ocurren con frecuencia en el techo del miembro Quebrada Gentilar, en la Formación Naranja y en la base del miembro Cordillera Agua Amarga. Los espesores varían entre 1.5 y 15 m, con geometrías ligeramente cóncavas hacia arriba y bases onduladas erosivas. Comúnmente se observan clastos imbricados y orientados paralelos al flujo de la corriente. Los clastos están bien redondeados y presentan buena a moderada selección.

Según estas descripciones, Miall (2006) propone que estas litofacies están asociadas a los cambios en las corrientes tractivas y en las tasas de transportes, a lo largo del lecho de corriente. También se relacionan a depósitos de barras longitudinales, depósitos *lag* y de *sieve* en sistemas fluviales trenzados.

III.3.1.5. Conglomerado con estratificación cruzada plana (Gp)

Esta litofacies es observada en los miembros Cordillera Agua Amarga y Quebrada Gentilar (Formaciones Loma Amarilla y Quebrada Pajonales, respectivamente). Corresponde a conglomerados matriz a clasto-soportados con estratificación cruzada plana de potencias entre 0.4 y 1 m. La variación textural en estas litofacies puede ser considerable debido a las variaciones en la clasificación causadas por los cambios en las condiciones hidráulicas y el sobrepaso de clastos (Miall, 2006).

III.3.1.6. Arenisca con estratificación cruzada en artesa (St)

Esta unidad está presente en el miembro Quebrada Vizcachas y ocasionalmente en el miembro Quebrada Gentilar de la Formación Quebrada Pajonales. Se compone de areniscas de grano fino a muy grueso, llegando a gránulo con estratificación cruzada en

artesa. Las capas *St* pueden estar solitarias o agrupadas. Tienen espesores entre 0.5 y 2 m, con contactos agudos entre sí y/o erosionándose unas a otras.

Estos atributos permiten postular que estas litofacies estarían asociadas a la migración de dunas lunadas a lo largo de canales o rellenando agujeros (Collinson y Thompson, 1999; Miall, 2006).

III.3.1.7. Arenisca con estratificación cruzada plana (Sp)

Estas facies están presente en el miembro Quebrada Gentilar y de manera menos común en los miembros Quebrada Gentilar y Cordillera Agua Amarga (Formaciones Quebrada Pajonales y Loma Amarilla, respectivamente). Consisten en areniscas de grano fino a muy grueso, llegando a gránulo con estratificación cruzada plana. Su espesor varía entre 0.5 y 1.0 m, geometrías tabular a ligeramente cóncava hacia el techo.

Estas características permiten concluir que estas facies se producen por la migración de crestas rectas de dunas o barras depositadas en flujos de régimen bajo (Capuzzo y Wetzel, 2004 en Miall, 2006).

III.3.1.8. Arenisca laminada horizontalmente de flujos de régimen alto (Sh)

Areniscas de grano muy fino a muy grueso, llegando a gránulo, con laminación horizontal, que se interrumpen lateralmente. Ellas están expuestas principalmente en la Formación Quebrada Pajonales. La estratificación consiste en una alternancia de niveles milimétricos finos con niveles gruesos y acumulación de minerales pesados como por ejemplo: la magnetita. El espesor de estas unidades, que tienen contactos basales nítidos y no erosivos, varía desde decenas de centímetros a escasos metros.

Basado en estos rasgos sedimentarios, se ha postulado que estas capas son el resultado de la migración de *bedforms* de baja amplitud en flujos de régimen alto (Bridge, 1993). Alternativamente, estas capas pueden representar “*sheet floods*” de alta energía o desbordes de llanuras que desarrolladas durante las etapas de inundación de ríos (Ghazi y Mountney, 2009). De acuerdo a Miall (1996), estas litofacies son formadas bajo condiciones súper-críticas.

III.3.1.9. Arenisca maciza (Sm)

Esta unidad es observada principalmente en la Formación naranja y en el miembro Cordillera Agua Amarga, como también, subordinadamente en la Formación Quebrada Tambores. Corresponde a areniscas muy finas a muy gruesas macizas, pobremente seleccionadas con granos sub-angulosos a sub-redondeados (Figura III.7 y III.13 a). Las capas son usualmente tabulares con espesores variables entre 0.5 a 20 m.

Estas características han sido atribuidos a flujos sedimentarios gravitacionales (Miall, 2006) o a la rápida depositación en canales someros. Varios autores (ej. Miall,

2006) también mencionan que algunas capas macizas pueden haber sido originalmente laminadas y que adquirieron este aspecto debido a procesos posteriores de meteorización.

III.3.1.10. Fangolita, limolita y areniscas laminadas (Fl)

Estas facies son encontradas en el miembro Quebrada Vizcachas en la quebrada Pajonales y también en el flanco sureste de la sierra Agua Colorada. Subordinadamente, también se encuentran en el miembro Quebrada Gentilar. Estas facies están compuestas principalmente de una laminación paralela, entre niveles limo-arcillosos y areniscas muy finas de colores rojizos a naranjos (Figura III.13 f). Su espesor varía entre 0.1 y 4 m, aunque puede alcanzar hasta 40 m. El contacto basal es recto, continuo y suave. Presentan una geometría normalmente tabular (miembro Quebrada Vizcachas).

Típicamente los espesores de los depósitos *Fl* presentan grandes variaciones dependiendo del suministro de sedimentos, tipo de río y las tasas de subsidencia. Basado fundamentalmente en su tamaño de grano y laminación se postula que representan depositaciones por suspensión, provenientes de corrientes tractivas muy débiles (Miall, 2006). Estas litofacies representan depósitos de llanuras de inundación en canales fluviales o relleno de canales abandonados, dependiendo de su geometría (Miall, 2006). El color rojizo, es generado por la presencia de hidróxidos de hierro, lo cual permite inferir un ambiente oxidante (Retallack, 1997).

III.3.1.11. Fangolitas y limolitas macizas (Fm)

Estas facies se observan principalmente en la Formación Loma Amarilla (miembro Pampa Imilac) y en la Formación Quebrada Tambores (unidad mixta superior). Se compone de limolitas y arcillolitas de multicolores, generalmente macizas con ocasional laminación, grietas de secamiento y bioturbación. Su geometría es tabular a ligeramente cóncava hacia arriba en sus contactos basales y presenta espesores de 0.4 a 1.5 m. Alcanza anchos de hasta 20 m. En base a estas características se postula que estas unidades representan facies lacustres, de playa-lake o llanuras aluviales.

III.3.1.12. Paleosuelos (P)

Se ubica en el miembro Pampa Imilac y en la unidad mixta superior de la Formación Quebrada Tambores, estas facies están compuestas principalmente de calcretas y localmente silcreta con variable contenido de oxi-hidróxidos de Fe y ocasional desarrollo de bioturbación (Figura III.11 y III.13 e). Puede contener abundante carbonatos primarios y secundarios. Los colores varían desde verdes, naranja y cafés. El espesor está comprendido entre 0.2 y 1 m y su geometría es tabular.

Según estos atributos, estas facies probablemente representan procesos distales de un sistema de abanico aluvial con desarrollo de pedogénesis, evidenciado en los niveles incipientes de calcreta y silcreta.

III.3.2. Asociación de litofacies (elementos arquitecturales)

La Tabla 5 resume la asociación de litofacies y/o ambiente de depositación identificado para las asociaciones de facies identificadas en las Formaciones Quebrada Pajonales, Naranja, Loma Amarilla (Cerro Pichungo?) y Quebrada Tambores.

En este análisis se muestra que:

- El miembro Quebrada Vizcachas (Formación Quebrada Pajonales) está compuesto por canales meándrico con barras de punta facies finas a gruesas (Gt, St, Sp, Sh), desbordes de llanuras (Sh) y amplias llanuras de inundación (Fl).
- El miembro Quebrada Gentilar de la misma formación muestra principalmente facies de canales trenzados con barras laterales y longitudinales de grano grueso (Gmg, Gh, Gp), canales abandonados (Fm, Fl) y *sheet floods* (Sh, St, Sm), reflejando así condiciones de mayores gradientes y energía que el miembro Quebrada Vizcachas.
- La Formación Naranja muestra canales trenzados, barras laterales de grano grueso (Gmg, Gh, Gp, Gt) y depósitos no canalizados tipo *sheet floods* (Sh, St, Sm).
- La Formación Loma Amarilla (Cerro Pichungo?) está compuesta principalmente por flujos de detritos (Gmm) y depósitos no canalizados tipo *sheet floods* (Sh, Sm) con ocasionales canales trenzados con barras de punta y flujos pseudoplásticos (Gmg, Gh, Gp) y depósitos de planicies aluviales (Fm, Gmg).
- La Formación Quebrada Tambores presenta depósitos de flujos de detritos (Gmm), canales tenzados con ocasionales flujos pseudoplásticos (Gmg, Gh, Gp), *sheet floods* no canalizados (Sh, Sm), llanuras aluviales o *playa-lakes* (Fm, Gmg) y paleosuelos (E, Fm).

III.3.2.1. A – Canal meándrico con barras de punta

Se compone principalmente de las facies Gt, St, Sp, Sh de espesores entre 0.4 a 1.5 m, con geometrías cóncavas a ligeramente cóncavas hacia arriba mostrando canales aislados (Figura III.14). Estas facies se alternan con la asociación de facies B presentando un contacto basal de alta sinuosidad, erosivo, y hacia el techo un contacto gradual y suave. También se asocia en menor medida con la unidad C, en contactos rectos y abruptos.

III.3.2.2. B – Llanura de inundación

Usualmente esta unidad se encuentra alternada por la unidad A. Los contactos basales son suaves y el techo es normalmente erosionado. Se compone de las facies Fl de color rojizo y su geometría es tabular por al menos decenas de metros. Su espesor es variable, desde 2 hasta 40 m.

Tabla 5. Asociación de facies y su código, ambiente depositacional, litofacies y geometría o litosoma para cada Formación. Entre paréntesis se muestra el (o los) elemento(s) arquitectural(es) de acuerdo a las descripciones de Miall (1996).

Asociación de Facies o ambiente de depositación	Código	Litofacies	Litosoma o Geometría	Formaciones
Canal meándrico, fino a grueso, con barra de punta (CH, GB)	A	Gt, St, Sh, Sp	Lentes de 0.5-1.5 m de espesor	Formación Quebrada Pajonales (Miembro Quebrada Vizcachas)
Llanura de inundación (FF)	B	Fl	Tabular, de hasta 40 m de espesor	Formación Quebrada Pajonales (Miembro Quebrada Vizcachas)
<i>Sheet flood</i> no canalizado (SB, LS, SG)	C	Sh, St, Sm	Tabular, hasta 4 de espesor	Formación Quebrada Pajonales (Miembros Quebrada Vizcachas, Quebrada Gentilar), Formación Naranja, Formación Loma Amarilla (Cerro Pichungo?)(Miembro Cordillera Agua Amarga), Formación Quebrada Tambores (unidad clástica inferior)
Canales trenzados con barras de punta o flujos de detritos pseudoplástico (CH, GB)	D	Gmg, Gh, Gt, Gp	Lenticular a tabular, 1 – 5 m de espesor.	Formación Naranja, Formación Quebrada Pajonales (Miembro Quebrada Gentilar), Formación Loma Amarilla (Miembro Cordillera Agua Amarga)
Canal abandonado (CH(FF))	E	Fm, Fl	Lentes de hasta 5 m de ancho y entre 0.4 a 1 m de alto	Formación Quebrada Pajonales (Miembro Quebrada Gentilar)
Abanico aluvial distal, llanura de inundación o <i>playa-lake</i> (SG, FF)	F	Fm, Gmg	Tabular a lenticular (5-20 m ancho, 0.5 – 2 m alto)	Formación Naranja, Formación Loma Amarilla (Cerro Pichungo?)(Miembro Pampa Imilac), Formación Quebrada Tambores (unidad mixta superior)
Flujo de detritos (SG)	G	Gmm, Gmg	Tabular, hasta 10 m de espesor	Formación Loma Amarilla (Cerro Pichungo?)(Miembros Cordillera Agua Amarga, Pampa Imilac), Formación Quebrada Tambores (unidad clástica inferior)
Evaporitas (P, FF)	H	P, Fm	Tabular, entre 0.2 y 1 m de espesor	Formación Loma Amarilla (Cerro Pichungo?) (Miembro Pampa Imilac), Formación Quebrada Tambores (unidad mixta superior)

III.3.2.3. C – “Sheet floods” no canalizados

Esta unidad se compone principalmente de areniscas de mala selección que pueden presentar laminación paralela o ser macizas. Su espesor es variable, desde 0.4 a 4 m, su geometría es tabular y no presenta contactos erosivos. Se encuentra intercalada con las unidades A, B, D y G.

III.3.2.4. D – Canales trenzados con barras de punta y/o flujos pseudoplásticos

Esta asociación de facies está compuesta por conglomerados bien seleccionados de gradaciones normal e inversa con estratificación cruzada plana y en artesa con areniscas con laminación horizontal (Gt, Gp, Gh, Gmg). Presenta una geometría tabular de canales amalgamados entre sí y espesores desde 1 hasta 5 m. Sus contactos son poco erosivos y son nítidos tanto en la base como en el techo. Se encuentra intercalada normalmente con las facies de la unidad C y E. Ocasionalmente se observan intercalaciones de conglomerados de mala selección y de fábrica matriz soportada con características de flujos pseudoplásticos (Gmg; Colombo, 2010).

III.3.2.5. E – Canal abandonado

Esta unidad se encuentra intercalada con las facies de la unidad D, presenta una geometría acanalada de 0.4 – 1.5 m de espesor y su ancho no supera los 5 m. Es rellenada por facies finas (Fm, Fl).

III.3.2.6. F – Abanico aluvial distal

Esta asociación de facies representa principalmente unidades finas (Fm) que son tabulares a ligeramente cóncavas intercaladas ocasionalmente con conglomerados mal seleccionados (Gmg). Su potencia es de 0.5 a 2 m y su ancho es variable, de 5 a 20 m. Se puede encontrar alternada con la unidad H.

III.3.2.7. G – Flujos de detritos

Esta unidad se compone principalmente de conglomerados macizos mal seleccionados (Gmm) y su geometría es tabular con base no erosiva. Su espesor es de hasta 10 m. Normalmente esta unidad es predominante, pero pueden observarse intercalaciones con la unidad D.

III.3.2.8. H – Evaporitas

Se compone de una intercalación decimétrica de las litofacies Fm y P. Los perfiles de suelo son unidades de calcreta y localmente silcreta. Su geometría es tabular de

contactos nítidos en la base como en el techo y de potencia entre 0.2 a 1 m. Se encuentra intercalada con la unidad F.

III.3.3. Análisis de sistema sedimentario

En base a la identificación y agrupación de litofacies, se identificaron los sistemas sedimentarios S1, S2 y S3 (Tabla 6), los cuales son explicados en detalle a continuación.

Tabla 6. Sistemas sedimentarios interpretados en las unidades cretácico-paleógenas.

Nombre	Litofacies	Asociación de litofacies	Proceso depositacional	Ambiente sedimentario
S1	Gt, St, Sh, Sp, Fl, Sm	A, B, C	Flujos turbulentos y decantación de fango en suspensión	Sistema de río meándrico
S2	Gmg, Gh, Gt, Gp, Sh, St, Sm, Fm, Fl	D, C, E	Flujos turbulentos de baja densidad?	Sistema de río trezado
S3	Gmm, Gmg (Gh, Gp), Sh, St, Sm, Fm, P.	G, C, F, H, (D)	Flujos de detritos, flujos laminares, decantación y precipitación química	Sistema de abanico aluvial

III.3.3.1. Sistema de río meándrico (S1)

Este sistema sedimentario se compone principalmente de canales meándricos intercalados con barras de punta (A), llanuras de inundación (B) y derrames de llanura (C). Acorde a la definición de Miall (1996) serían los elementos arquitecturales CH, GB, SB, LS, SG y FF (Figura III. 14).

Este ambiente se expone en el miembro Quebrada Vizcachas de la Formación Quebrada Pajonales en la quebrada homónima y al sureste de la sierra Agua Colorada. Dentro de las características principales se encuentran los canales (CH) con base erosiva intercalados con barras de punta (GB) que inician ciclos métricos de gradación normal completos y la decantación de partículas en suspensión registradas en las amplias y métricas llanuras de inundación (FF). Los conglomerados representan el ~5% del total, las areniscas el 25-30% y los depósitos finos entre el 60-65%. También registra bioturbación en distintos niveles. Debido a estas características esta sucesión es interpretada como un sistema fluvial meandriforme.

De acuerdo los modelos de litofacies expuestos por Miall (1996) este sistema estaría entre un *gravel-sand meandering river* o un *sandy meandering river*.

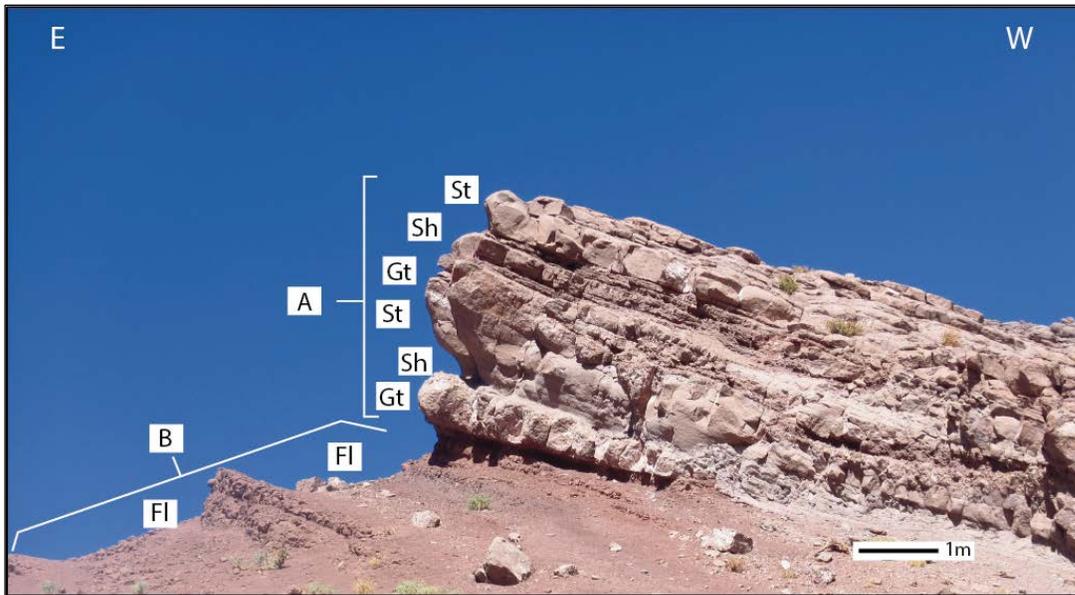


Figura III. 14. Ejemplo de jerarquización de litofacies y agrupación de litofacies efectuado en el miembro Quebrada Vizcachas.

III.3.3.2. Sistema de río trezado (S2)

El sistema de río trezado se compone de las unidades D, C y E. Este sistema se observa en el miembro Quebrada Gentilar (Formación Quebrada Pajonales), en la Formación Naranja y en la base de la Formación Loma Amarilla.

Se caracteriza por orto-conglomerados tabulares (CH y GB) alternados decimétrica a métricamente con estratos de areniscas tabulares a ligeramente cóncavas (LS, SB). Ocasionalmente se observan geometrías acanaladas rellenas por limo (CH (FF)). Sus contactos suelen ser nítidos, rectos a ligeramente cóncavos hacia el techo con diversos ciclos de gradaciones decimétricas normal e inversa. Las unidades de conglomerados con estratificación cruzada plana y en artesa presentan un espesor entre 0.4 y 1.2 m, lo que se clasifica como lechos someros y no presenta bioturbación en sus estratos.

Acorde con Miall (1996), los *shallow gravel-bed braided rivers* serían el modelo de litofacies que más se asemeja debido a algunas características similares como canales tabulares no mayores a 1 m de espesor, presencia de canales abandonados, superposición de barras de punta y márgenes de canales difíciles de identificar.

III.3.3.3. Sistema de abanico aluvial (S3)

Este ambiente lo definen las asociaciones de litofacies G, C, F, H y D, y se expone principalmente en las Formaciones Loma Amarilla y Quebrada Tambores en la cordillera Agua Amarga y el cordón Pan de Azúcar.

Se compone de conglomerados tabulares, mal a muy mal seleccionados con clastos que en ocasiones superan el metro de diámetro (G). Los niveles de conglomerados tienen potencias entre de 5 a 20 m y pueden encontrarse superpuestos entre sí o intercalados con niveles de arena maciza mal seleccionada (C), en contactos suaves, no erosivos. Por lo general la fábrica de los conglomerados es matriz-soportada los cuales son asociados a flujos de detritos cohesivos (contenidos o lubricados por matriz cohesiva) o a flujos de detritos granulares (fuerzas dispersivas) ambos de comportamiento laminar (Colombo, 2010). Los estratos métricos de arena maciza mal seleccionada se relacionan a facies intermedias a distales de un sistema de abanico. De manera subordinada se encuentran facies acanaladas (C) de 0.4 a 1 m de espesor, de base erosiva, de buena selección con moderada a buena redondez que corresponderían a corrientes tractivas asociadas a canales fluviales incididos o tributarios (Blair y McPherson, 1994).

Las unidades F y H de menor energía presentan facies lacustres y evaporíticas que representan etapas terminales típicas de un sistema de abanico. La unidad F representa facies finas (limo y arcilla) con interrupciones ocasionales de flujos de detritos similares a los de la unidad G. La unidad G es observada en el techo de la Formación Loma Amarilla. La sucesión H se observa en la unidad mixta superior de la Formación Quebrada Tambores y corresponde a depósitos finos que se desarrollaron por procesos de evaporación y precipitación una intercalación decimétrica de paleosuelos de calcreta y silcreta con limolita.

III.4. Conteo de clastos en conglomerados

En el presente estudio se incluyó un conteo modal de clastos semi-cuantitativo hecho principalmente en la cordillera Agua Amarga, especialmente en las Formaciones Naranja, Loma Amarilla (Cerro Pichungo?) y Quebrada Tambores (Fig. III.15). Basado en las observaciones de terreno las litologías se dividieron en volcánico, granitoide, sianogranito, pórfido félsico y sedimentario.

La Formación Naranja presenta clastos principalmente volcánicos y en menor proporción clastos porfídicos y de sianogranitos. La composición de clastos observada en el miembro Cordillera Agua Amarga se mantiene similar. El miembro Pampa Imilac muestra abundante presencia de clastos volcánicos seguidos de la aparición diagnóstica de clastos granitoides y se mantienen en menor proporción los clastos porfídicos y de sianogranito. La Formación Quebrada Tambores muestra un aumento en la proporción de clastos granitoides versus clastos volcánicos y conteniendo similares porcentajes de clastos de pórfidos félsicos y sianogranitos.

Este análisis sugiere una erosión del techo del basamento paleozoico de la cordillera de Domeyko, acumulando en primer lugar los depósitos volcánicos (Formación Naranja y miembro Cordillera Agua Amarga) para luego contener los depósitos plutónicos durante el desarrollo del miembro Pampa Imilac y la Formación Quebrada Tambores (Fig. III.9; III.10; III.15).

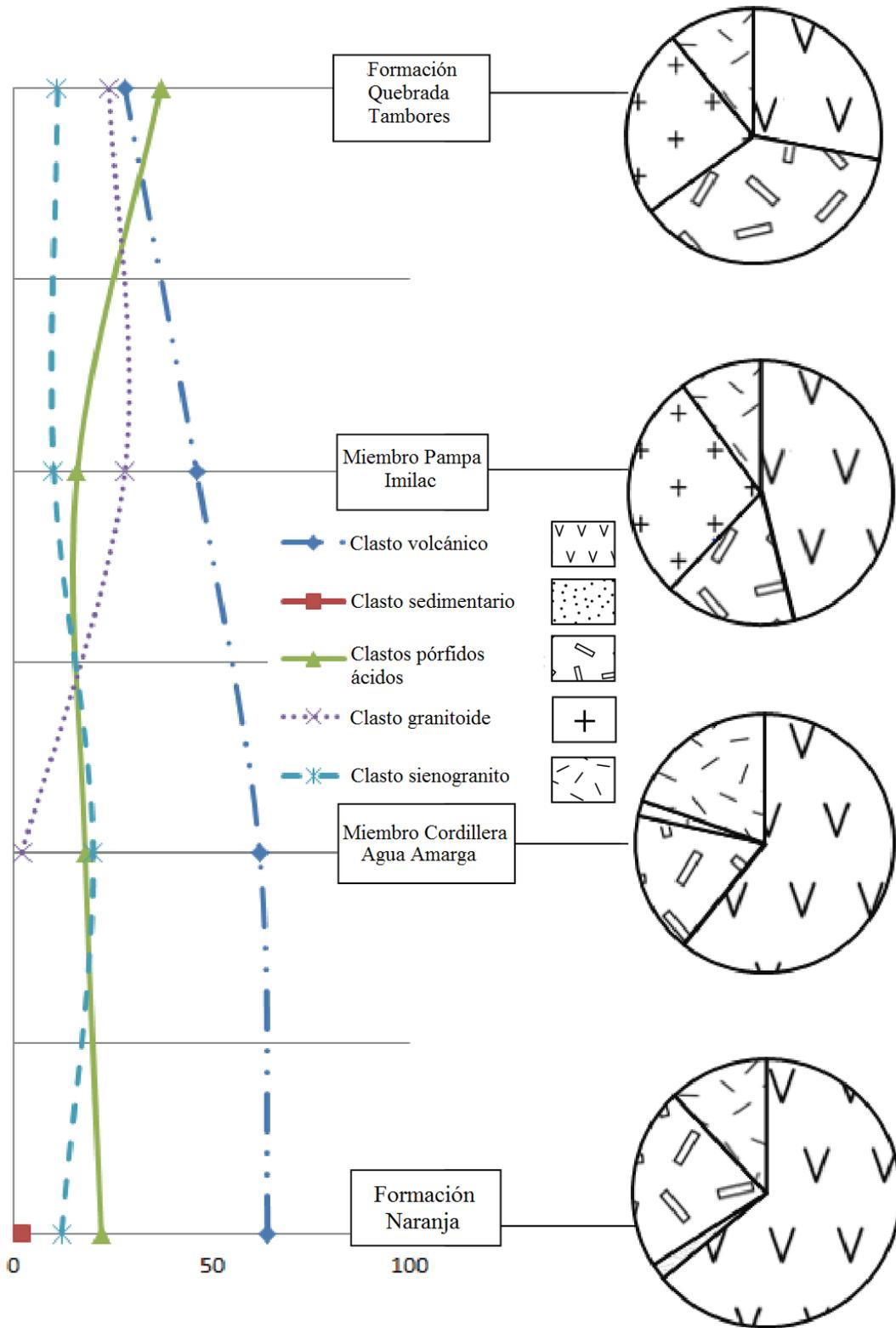
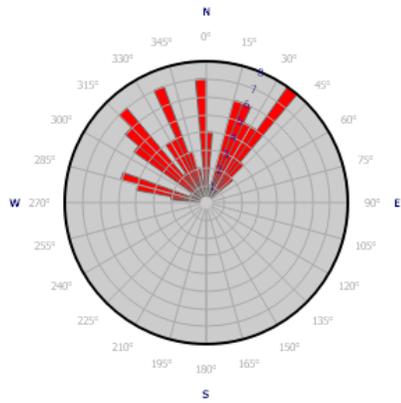


Figura III. 15. Conteo modal de clastos en conglomerados efectuado en la cordillera Agua Amarga con énfasis en las unidades principalmente paleógenas (Paleoceno medio-Oligoceno?). Este resultado incluye las Formaciones Naranja, Loma Amarilla (Cerro Pichungo?) y Quebrada Tambores.

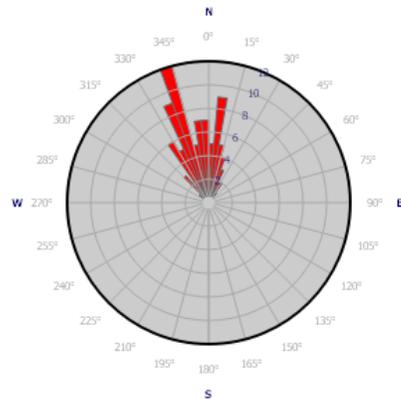
III.5. Paleocorrientes

Un total de 282 medidas fueron tomadas desde las sucesiones cretácico-paleógenas (Apéndice C) y los resultados del análisis de paleocorrientes son mostrados en la Figura III.16. Fueron des-basculados y corregidos según cálculos de rotación tectónica efectuados por Arriagada *et al.* (2006b) y Narea *et al.* (2015) para depósitos pre-Mioceno.

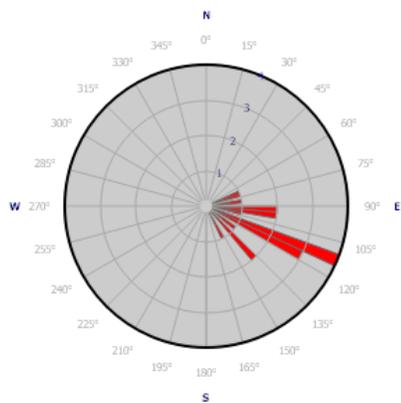
La Formación Quebrada Pajonales (n=228) muestra flujos provenientes desde el sur y el sursureste. Específicamente el miembro Quebrada Vizcachas muestra flujos desde el S con una variación de 150°. El miembro Quebrada Gentilar presenta un ligero cambio, mostrando aportes desde el sursureste pero con una dispersión de 50°. La Formación Naranja (n=19) presenta aportes desde el oeste-noroeste con variaciones de 70°. La Formación Loma Amarilla (Cerro Pichungo?) muestra aportes (n=18) desde el oeste y el oeste-noroeste con variaciones de 45°. Los aportes medidos en la Formación Quebrada Tambores (n=17) provienen desde el sursureste. Sin embargo, los bloques que exceden el 1.5 m de diámetro claramente derivan de una fuente cercana, probablemente desde el arco magmático Cretácico Tardío-Eoceno (protocordillera de Domeyko) ubicado inmediatamente al oeste.



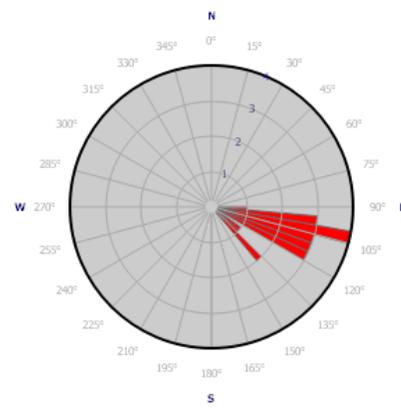
Miembro Quebrada Vizcachas



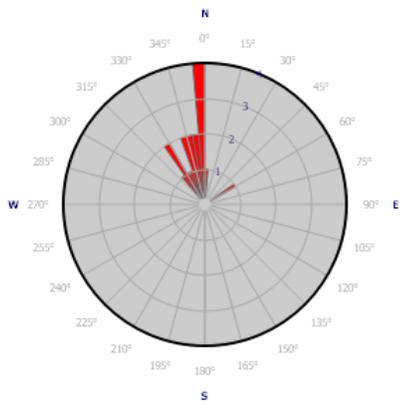
Miembro Quebrada Gentilar



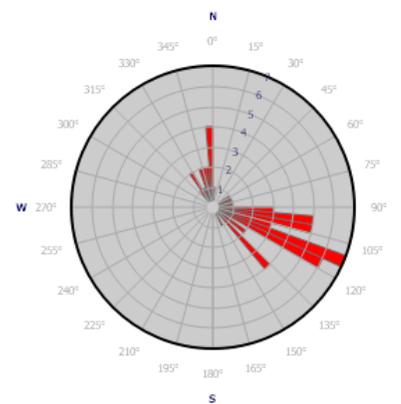
Formación Naranja



Formación Loma Amarilla



Formación Quebrada Tambores



Depósitos del Paleoceno medio al Oligoceno

Figura III. 16. Mediciones de paleocorrientes de las Formaciones Quebrada Pajonales, Naranja, Loma Amarilla (Cerro Pichungo?) y Quebrada Tambores corregidas según inclinación de estratos y rotación tectónica de acuerdo a la mediciones hechas por Arriagada (2006b) y Narea *et al.*, (2015). Los depósitos del paleoceno medio al Oligoceno sólo representan las Formaciones Naranja, Loma Amarilla (Cerro Pichungo?) y Quebrada Tambores.

III.6. Geocronología U-Pb de circones detríticos

Las 7 muestras recolectadas y datadas durante este trabajo, fueron gracias al apoyo y financiamiento de SERNAGEOMIN. En caso de utilizar y/o citar estos resultados, se debe referenciar el trabajo de la Carta Imilac-quebrada Guanaqueros (Solari *et al.*, en prep.).

III.6.1. Formación Quebrada Pajonales (Maastrichtiano-Daniano?)

Un total de tres muestras fueron recolectadas para la Formación Quebrada Pajonales. Dos de ellas (IME-74d y MS-160110-1D) corresponden al Miembro Quebrada Vizcachas y la restante (BB-160409-1D) corresponde al Miembro Quebrada Gentilar.

La muestra MS-160110-1D (Figura III.17) fue recolectada a 315 m sobre la base de la unidad, que se dispone concordante sobre la Formación Pular (Triásico Medio-Superior?; Solari *et al.*, en prep.) en la quebrada Pajonales. La edad promedio obtenida para la población más joven es de 76 Ma, que corresponde a la máxima edad de depositación de los sedimentos. De mayor a menor antigüedad presenta edades del: Precámbrico (2889 a 571 Ma, n=21), Ordovícico (entre 484-460 Ma, n=10), Carbonífero-Pérmico (316-270 Ma, n=5), Triásico (~230 Ma, n=9), Jurásico (~160 Ma, n=4), Cretácico Temprano (~141 Ma, n=3) y del Cretácico medio-Tardío (90-76 Ma, n=3). Los gráficos de probabilidad relativa muestran picos altos alrededor de ~80 Ma, ~145 Ma, ~235 Ma, ~300 Ma y ~470 Ma.

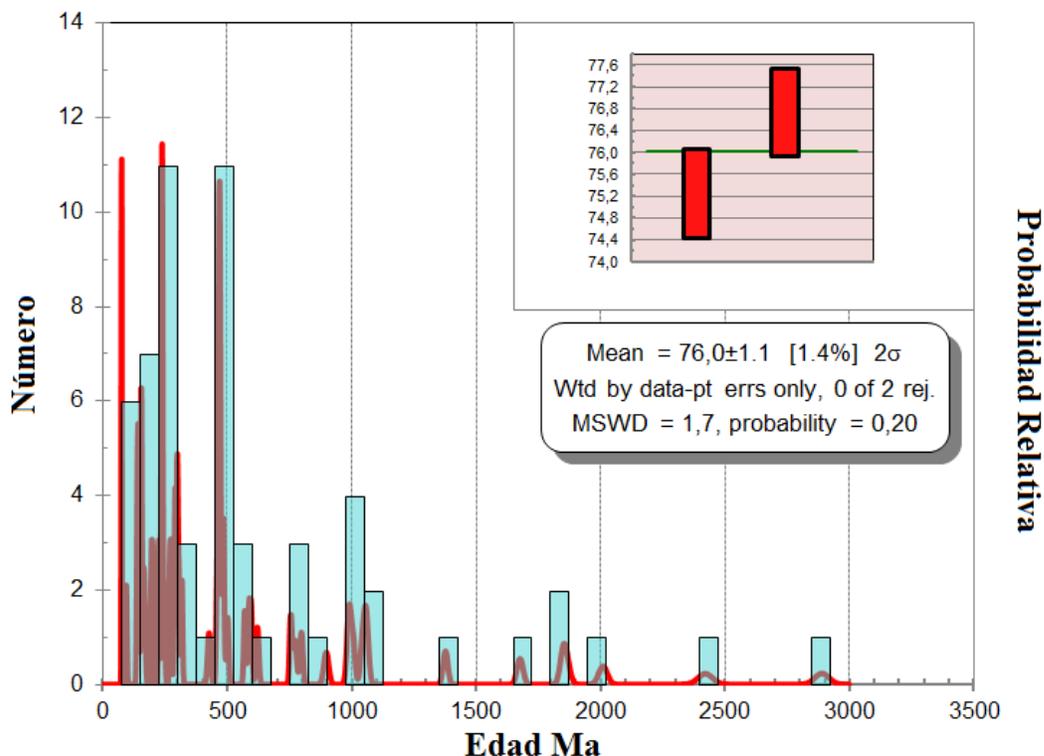


Figura III. 17. Análisis de circones detríticos de la muestra MS-160110-1d extraída cercana a la base de la Formación Quebrada Pajonales. El gráfico grande representa la probabilidad relativa y el pequeño representa la edad media de la población de circones más jóvenes que representa la edad máxima de depositación.

La muestra IME-74d (Figura III.18) fue recolectada en afloramientos expuestos al SE de la sierra Agua Colorada que son asociados con el Miembro Quebrada Vizcachas. Su posición estratigráfica relativa no se puede precisar ya que la base de la unidad se encuentra en contacto por falla con intrusivos del Carbonífero-Pérmico. Presenta una edad de máxima de depositación sedimentaria de ~64 Ma. Las poblaciones más grandes son encontradas en la transición Pérmico-Triásico Temprano (~280-240 Ma, n=24) y en el Cretácico medio-Tardío (n=16). También se pueden observar poblaciones secundarias con picos en el Carbonífero (n=5), Jurásico (~160, ~173, n=4) y poblaciones del Precámbrico (n=11).

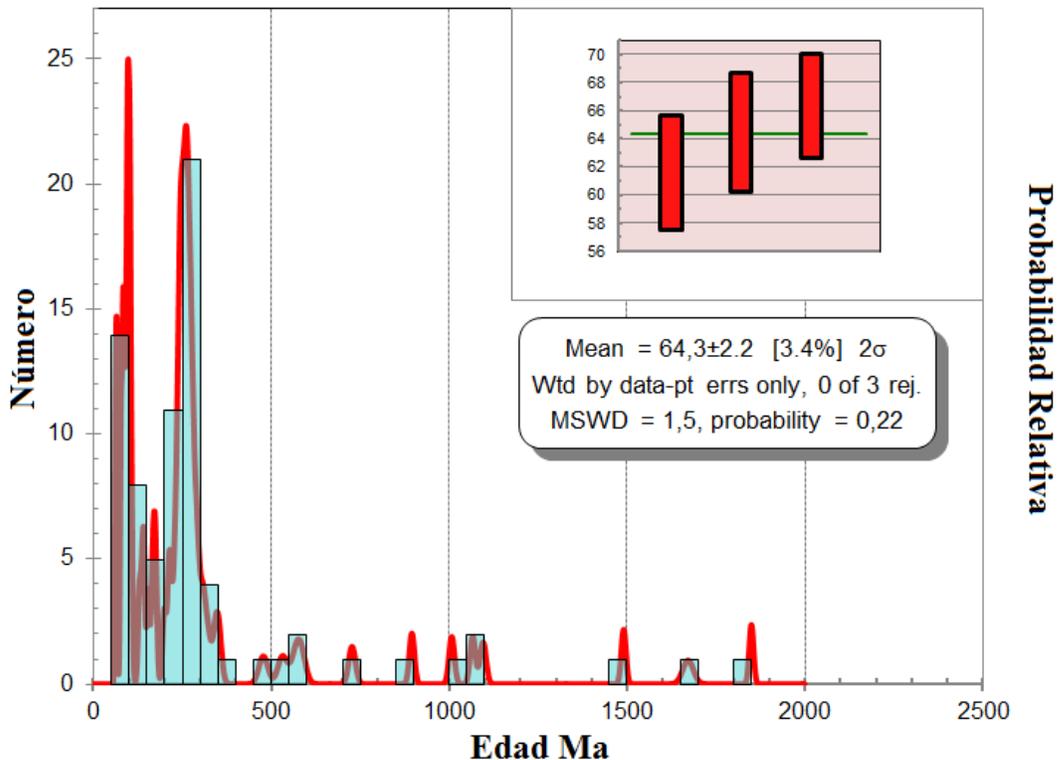


Figura III. 18. Análisis de circones detríticos de la muestra IME-74d del miembro Quebrada Vizcachas de la Formación Quebrada Pajonales. El gráfico grande representa la probabilidad relativa y el pequeño representa la edad media de la población de circones más jóvenes que representa la edad máxima de depositación.

Finalmente la muestra BB-160409-1D (Figura III.19) fue tomada en la quebrada Pajonales en afloramientos cercanos al techo de la unidad que afloran bajo los depósitos del volcán El Negrillar que son asignados al Miembro Quebrada Gentilar. Presenta una edad máxima de depositación sedimentaria de ~64 Ma. Concentra grandes densidades poblacionales en el Cretácico medio-Tardío (entre 100 y 72 Ma, n=26), en el Triásico medio-Tardío (~245-211 Ma, n=13) y en menor medida, de la transición Jurásico Tardío-Cretácico Temprano (148-143 Ma, n=6). Además se observan otros picos de edad: Pérmico (~280-270 Ma, n=3), Triásico Temprano (n=4), Cretácico Temprano (~139, n=3). No se observan circones de edad Precámbrico.

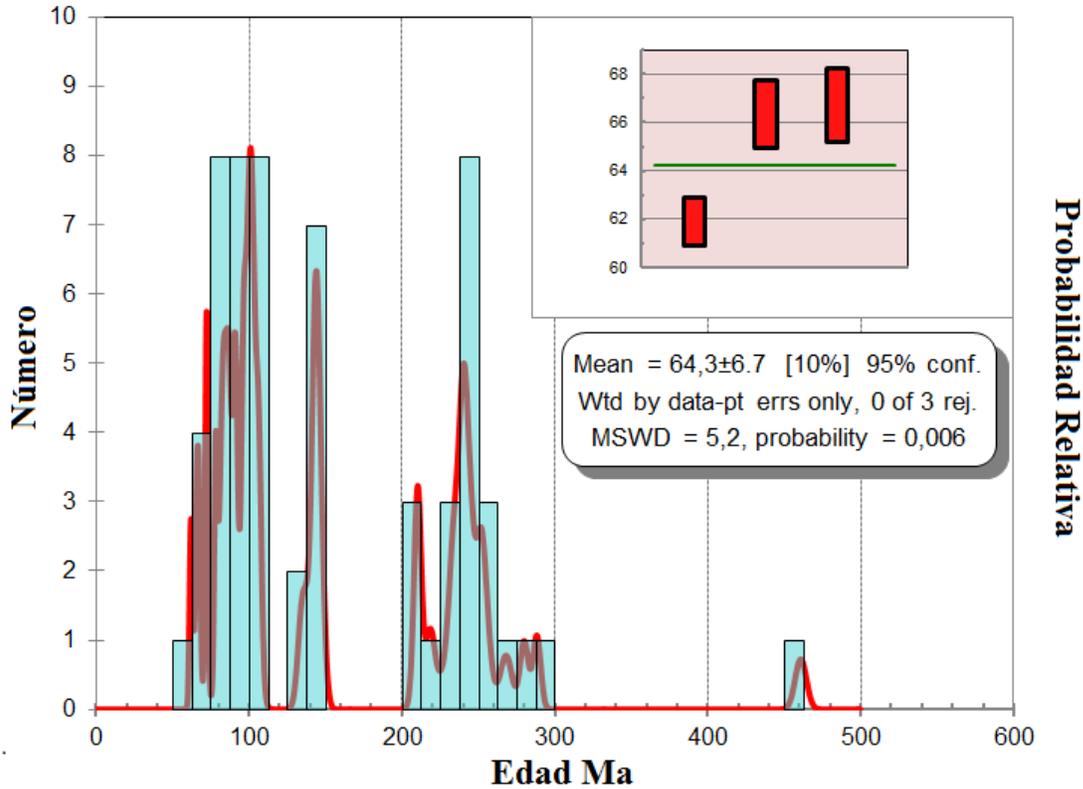


Figura III. 19. Análisis de circones detríticos de la muestra BB-160409-1D cercana al techo del miembro Quebrada Gentilar de la Formación Quebrada Pajonales. El gráfico grande representa la probabilidad relativa y el pequeño representa la edad media de la población de circones más jóvenes que representa la edad máxima de depositación.

III.6.2. Formación Naranja (Paleoceno medio a superior)

La muestra IM-260915-1d (Figura III.20) fue extraída en afloramientos expuestos en el flanco oriental de la cordillera Agua Amarga. Su posición estratigráfica con respecto a la base es indeterminada debido ya que la base de la formación no se encuentra expuesta.

La Formación Naranja (IM-260915-1d) tiene poblaciones dominantes tanto en el Triásico (~251-227 Ma) como en el Carbonífero-Pérmico (~315-277 Ma) mostrando picos de 294, 246 y 230 Ma. La población de circones triásicos es subdividida en 9 circones para el Triásico Tardío, 4 para el Triásico Medio y 4 para el Triásico Temprano. Los circones del Pérmico son de edad cisuraliense (n=15, ~295-277 Ma) y los del Carbonífero son de edad pensilvánica (n=10, ~315-299 Ma).

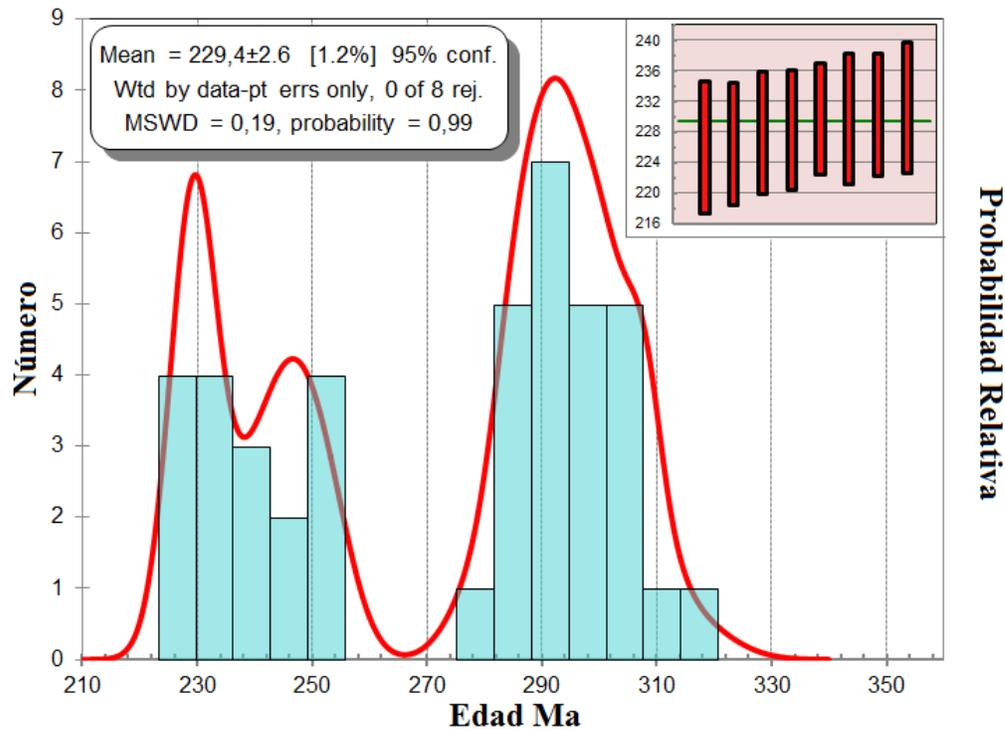


Figura III. 20. Análisis de circones detríticos de la muestra IM-260915-1d de la Formación Naranja. El gráfico grande representa la probabilidad relativa y el pequeño representa la edad media de la población de circones más jóvenes que representa la edad máxima de depositación.

III.6.3. Formación Loma Amarilla (Eoceno medio – Oligoceno inferior)

La muestra MS-151203-1D (Figura III.21) corresponde a niveles intermedios de areniscas expuestas a 380 m de la base presentes en el Miembro Cordillera Agua Amarga en la cordillera homónima.

La edad promedio obtenida para la población más joven es de 40 Ma, que corresponde a la máxima edad de depositación de los sedimentos. Las poblaciones de circones muestran picos en el Eoceno (~42 Ma, n=7), Cretácico Tardío-Paleoceno Temprano (~87-65 Ma, n=4), Triásico Tardío (~237-224 Ma, n=11), Triásico Medio (~246-237, n=12), Silúrico-Ordovícico (n=4) y Precámbricos (1947-587Ma, n=17).

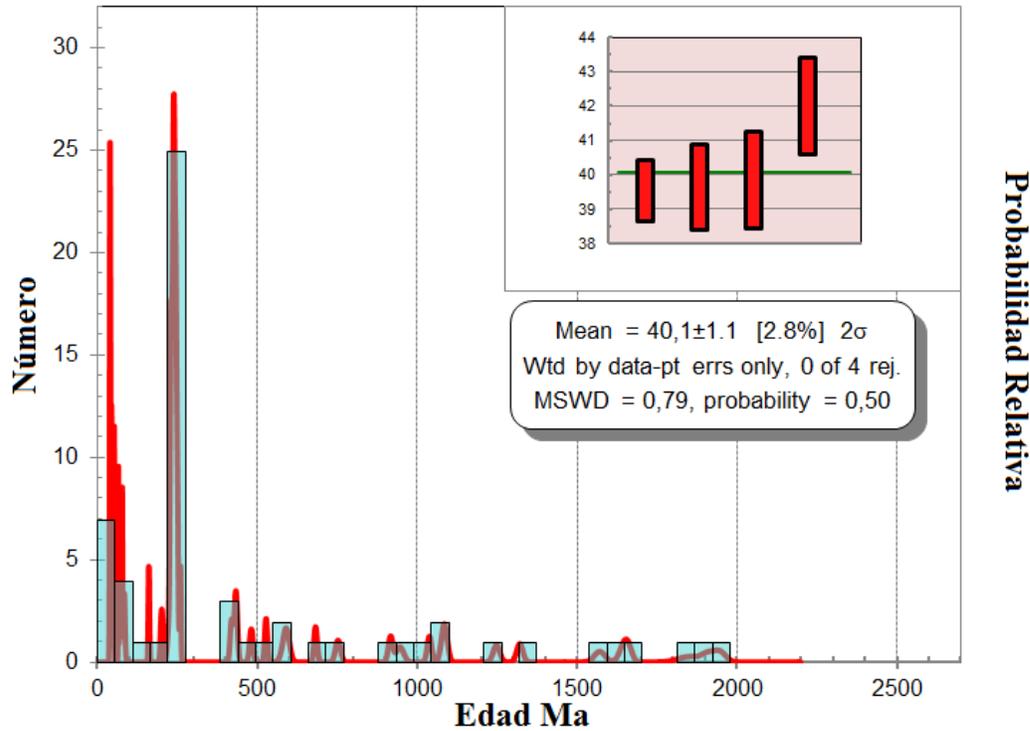


Figura III. 21. Análisis de circones detríticos de la muestra MS-151203-1D de la Formación Loma Amarilla (Cerro Pichungo?). El gráfico grande representa la probabilidad relativa y el pequeño representa la edad media de la población de circones más jóvenes que representa la edad máxima de depositación.

III.6.4. Formación Quebrada Tambores (Oligoceno – Mioceno inferior)

Durante el desarrollo de la carta Imilac-quebrada Guanaqueros (Solari *et al.*, en prep.) se recolectaron dos muestras para la Formación Quebrada Tambores en el borde occidental de la cordillera Agua Amarga.

La muestra IME-050d (Figura III.22) corresponde a la base de la unidad clástica de la Formación Quebrada Tambores y contiene principalmente poblaciones de circones en el Triásico Medio-Tardío (n=13, ~240-230 Ma) y en el Carbonífero-Pérmico (n=13, ~310-280 Ma) con énfasis en el Cisuraliense (n=10).

La muestra BB-160330-1D (Figura III.23) se encuentra a 80 m de la base de la unidad clástica. La edad promedio obtenida para la población de circones más joven es de 28 Ma que corresponde a una edad máxima de depositación sedimentaria. Las poblaciones más extensas se observan en el Pérmico (298-267 Ma, n=25), en el Triásico Tardío (233-200 Ma, n=9), en el Triásico Medio (246-238 Ma, n=7) y en el Eoceno (~37 Ma, n=7). También se observan algunos circones del Carbonífero (n=3) y del Precámbrico (n=3).

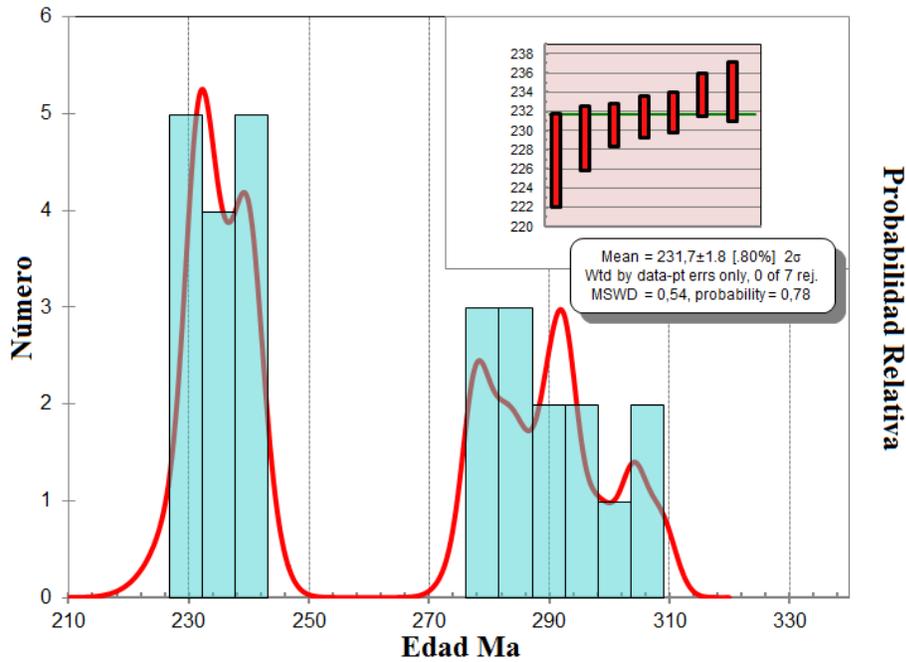


Figura III. 22. Análisis de circones detríticos de la muestra IME-050d de la base de la Formación Quebrada Tambores. El gráfico grande representa la probabilidad relativa y el pequeño representa la edad media de la población de circones más jóvenes que representa la edad máxima de depositación.

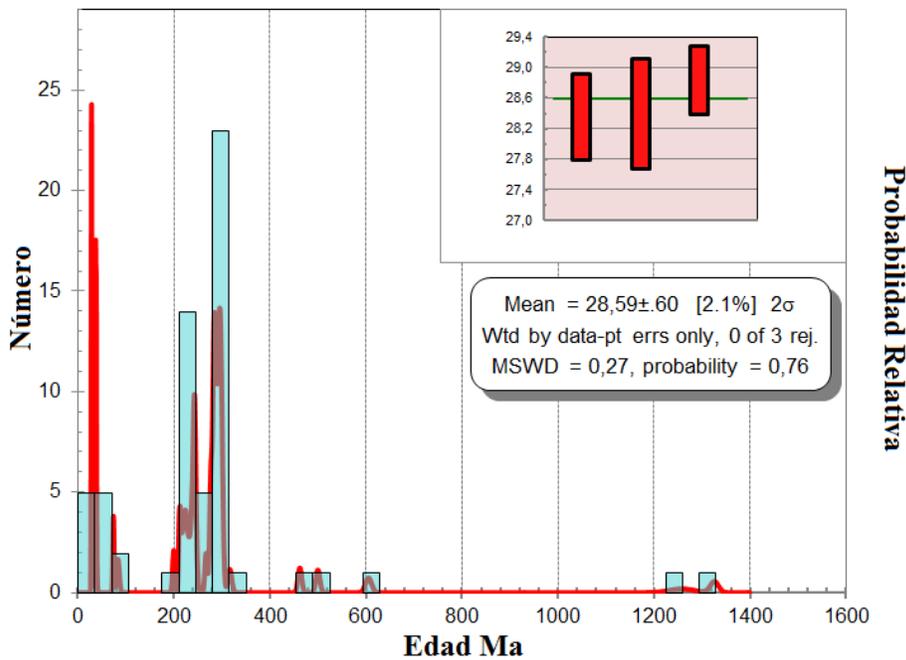


Figura III. 23. Análisis de circones detríticos de la muestra BB-160330-1D de la Formación Quebrada Tambores. El gráfico grande representa la probabilidad relativa y el pequeño representa la edad media de la población de circones más jóvenes que representa la edad máxima de depositación.

IV. DISCUSIÓN

IV.1. Nomenclatura estratigráfica

El nombre “Purilactis”, si es aplicado a un grupo o formación, viola numerosas reglas de la Guía Internacional Estratigráfica (ISG) y no ha tenido un consenso sobre su definición estratigráfica. De esta manera, debería ser abandonado.

Se propone renombrar la antigua Formación Pajonales como Formación Quebrada Pajonales, no solo porque debería llevar sus nombre geográfico completo (ISG), sino también porque existen otras localidades con este nombre en la vecindad inmediata como el salar de Pajonales al sur-sureste del salar de Punta Negra, y el Llano de Pajonales al noroeste del salar de Atacama. Además, debido a ciertas similitudes geocronológicas y litológicas entre la Formación Quebrada Pajonales con la porción superior de la Formación Purilactis y la Formación Barros Arana. Se propone que una posible correlación litoestratigráfica y una eventual unión de estas unidades (Formación Quebrada Pajonales?) debería ser considerada en investigaciones futuras (Figura IV.7).

Aunque la Formación Naranja tiene un nombre descriptivo pero no geográfico, no se encontró una localidad geográfica adecuada para sustituirlo. Cómo el nombre ha estado bien establecido en la literatura existente, se propone que la sucesión debería mantener su nombre. El uso equivalente en inglés como “Orange Formation” no debería ser usado.

El nombre “Formación Loma Amarilla” no es el ideal. Originalmente este nombre fue descrito en las cercanías de la sucesión y no incorporaba la localidad geográfica (Arriagada, 1999). Aunque esta formación fue subsecuentemente reinterpretada y hoy en día sus afloramientos incluyen este sitio geográfico, de acuerdo a las observaciones hechas en este trabajo, en estricto rigor el Cerro Loma Amarilla pertenecería a los afloramientos de la Formación Quebrada Tambores. Considerando estos problemas se propone que el nombre Formación Cerro Pichungo (~23°31’S/68°39’O) sería más adecuado, ya que se encuentra en el sector tipo donde se definieron sus miembros. Sin embargo, esta localidad se encuentra afuera de nuestra zona de estudio, por lo que se propone que este tema debería ser considerado en futuras investigaciones.

Para la antigua Formación Tambores, se propone que debería ser renombrada como Formación Quebrada Tambores de acuerdo al nombre completo de su localidad geográfica tipo. Los dos miembros informales descritos aquí también requieren localidades geográficas tipo adecuadas, las cuales podrían estar ubicadas afuera de la zona de estudio.

IV.2. Sedimentología

Todas formaciones descritas en este estudio fueron interpretadas como depósitos en ambientes continentales. Basados en la estratigrafía, litofacies, litosomas y datos de paleocorrientes fueron identificados los siguientes ambientes de depositación:

La Formación Quebrada Pajonales es interpretada, en general, como sistema de ambientes fluviales. El Miembro Quebrada Vizcachas tiene 1500 m de espesor, muestra litofacias y morfologías de litosomas típicos de ríos meándricos gruesos, incluyendo sub-ambientes de canales, barras de punta, derrames de llanura y llanuras de inundación (Tabla 6, Figura III.14). El Miembro Quebrada Gentilar, de ~700 m de espesor, presenta características de ríos trenzados proximales a distales con canales amalgamados, barras longitudinales, transversales o laterales y canales abandonados (Tabla 6).

Los al menos 390 m de potencia de la Formación Naranja muestran características de ríos entrelazados, probablemente asociados con las partes distales de un sistema de abanico aluvial. Incluye sub-ambientes de canales, barras de punta, posibles llanuras de inundación y desarrollos efímeros locales de lagos y/o *playa-lakes* (Tabla 6, Figura III.7).

La Formación Loma Amarilla es interpretada como depósitos de abanicos aluviales con ríos efímeros subordinados (Figura IV.1, Tabla 6). Los 1225 m de espesor del Miembro Cordillera Agua Amarga fueron depositados en facies intermedia-distales en la base, que hacia su techo gradan a facies proximales. La base de este miembro, de 10 a 15 m de potencia, fue interpretada como canales incisos de un sistema de abanico aluvial destacando por su poder erosivo, y su buena esfericidad y redondeamiento de los clastos. Los 1150 m de potencia del Miembro Pampa Imilac, por el contrario, muestran facies intermedias-proximales en la base y facies distales hacia su techo (Figura IV.1). Incluye sub-ambientes de cabecero de abanico, como flujos de detritos y caídas de rocas o avalanchas. También presenta sub-ambientes de sectores intermedios, conformados por intercalaciones de areniscas macizas mal seleccionadas con flujos de detritos caóticos de paraconglomerados. Por último en su techo, se observan facies distales de abanicos, interpretadas como llanuras aluviales con desarrollo de facies principalmente lacustres, las cuales se intercalan con flujos de detritos subordinados.

Finalmente, los 822 m de espesor de la Formación Quebrada Tambores, corresponden a un ambiente de abanico aluvial con facies proximales e intermedias en la base, y facies distales en el techo (Tabla 6). En la base presenta predominantes facies de flujos de detritos, con diferentes grados de densidad de clastos, y desarrollo local de facies de caída de rocas o avalanchas (Figura III.10). Hacia el techo disminuye sustancialmente su granulometría alternándose con facies lacustres, que finalmente gradan a una intercalación decimétrica entre limolitas y paleosuelos de calcreta y silcreta (Figura III.11).

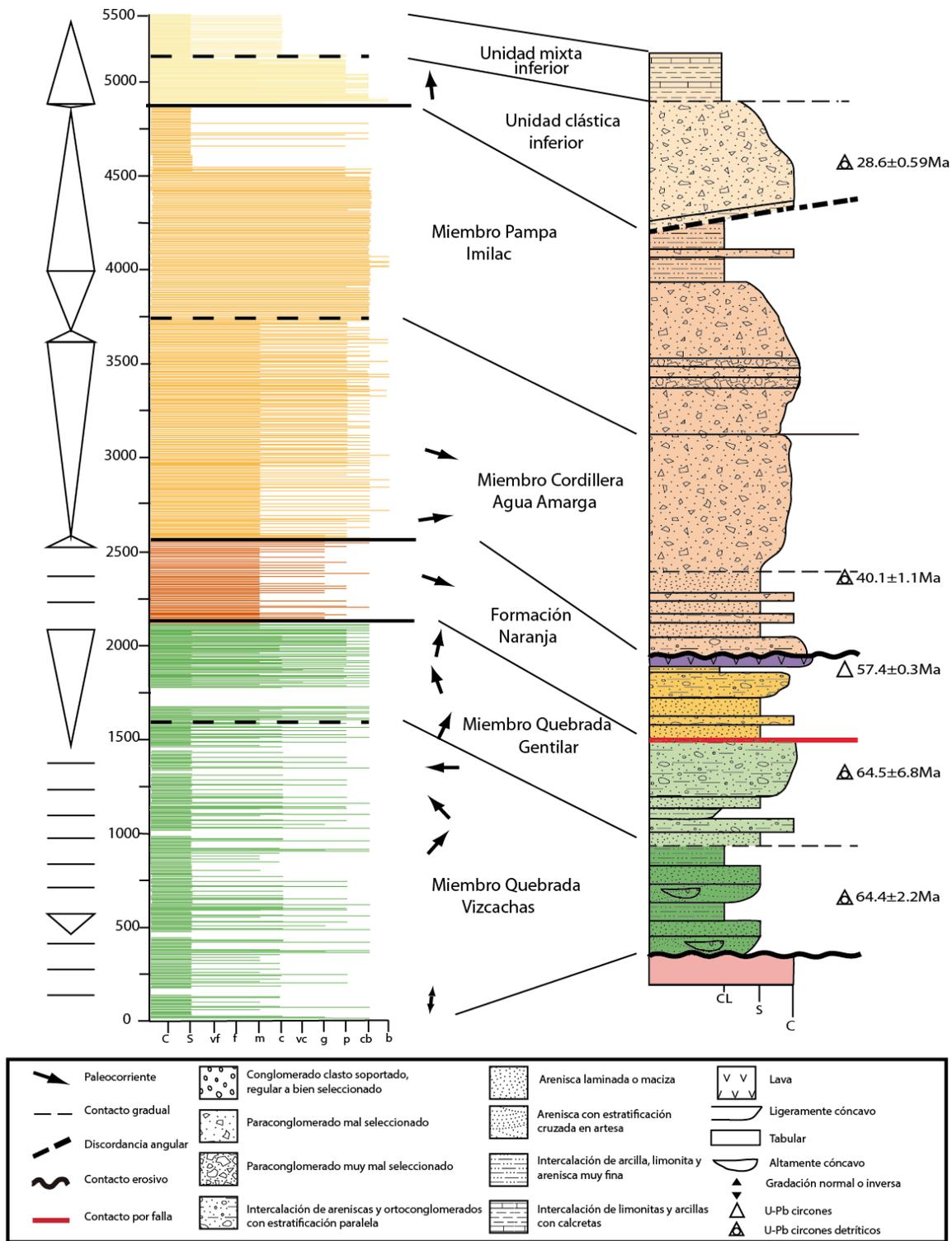


Figura IV. 1. Curva granulométrica de las Formaciones Quebrada Pajonales, Naranja, Loma Amarilla (Cerro Pichungo?) y Quebrada Tambores mostrando indicadores de paleocorrientes (flechas negras) y ciclos de gradación normal he inversa. Se observa una gradación inversa de primer orden en la Formación Quebrada Pajonales. En la Formación Naranja no se observa una clara gradación granulométrica. En la Formación Loma Amarilla (Cerro Pichungo?) se observan gradaciones inversas y luego normales. La Formación Quebrada Tambores representa un ciclo grano-decreciente.

IV.3. Geocronología, paleogeografía y proveniencia

IV.3.1. Geocronología

Basado en el análisis de tres muestras de circones detríticos, la Formación Quebrada Pajonales tiene una edad de máxima depositación de ~64 Ma (Ver Figuras III.18 y III.19). Esto concuerda con la identificación hecha por Salinas *et al.* (1991) de restos de saurópodos que estimaron una edad basal maastrichtiana. Su edad techo no pudo ser calculada.

Durante este trabajo se corroboró la edad paleocena de la Formación Naranja presentada por Gardeweg *et al.* (1994), obteniendo edades radiométricas U-Pb de circones en niveles de toba de ~57 Ma, expuestos en el techo de la sucesión (Figura IV.1; Solari *et al.*, en prep.). Debido a que no afloraba su base, no se pudo estimar la edad del comienzo de la depositación.

El análisis U-Pb hecho en circones detríticos de la Formación Loma Amarilla (Cerro Pichungo?) permite acotar su edad de máxima depositación desde el Bartoniano (~40 Ma; Figura III.21). Su edad techo es estimada en base a los análisis hechos para la Formación Quebrada Tambores.

Basados en análisis radiométricos U-Pb en circones detríticos, se estima una edad de máxima de depositación de 28 Ma para la Formación Quebrada Tambores (Figura III.23). Esta edad correspondería, a su vez, a la edad mínima de la Formación Loma Amarilla (~40-28 Ma). Su edad techo es estimada como Miocena inferior ya que yace en discordancia angular bajo la Formación Pampa de Mulas (Mioceno superior).

IV.3.2. Paleogeografía y proveniencia

Para el análisis poblacional de circones detríticos se determinaron distintos bloques, en base al análisis bibliográfico existente, la medición de paleocorrientes y la identificación y conteo de clastos en conglomerados.

La población de circones del Silúrico, Ordovícico, Cámbrico y Pre-Cámbrico son asociados los remanentes del Arco Transpampeano que se ubicó en la actual Cordillera Occidental (Figura I.6), y que en la zona de estudio, comprende las sierras de Almeida, San Juan, Guanaqueros y Agua Colorada (Figura I.7; Figura IV.3).

La considerable presencia de circones de estas edades en las Formación Quebrada Pajonales (Miembro Quebrada Vizcachas) permite sugerir que, por lo menos desde el Cretácico Superior, sus remanentes ya eran un alto topográfico que se estaba erosionando. Esta observación concuerda con la interpretación de algunos autores (Salfity y Marquillas, 1999; Marquillas *et al.*, 2004; Mpodozis *et al.*, 2005; Reutter *et al.*, 2006) en sus modelos paleogeográficos esquemáticos durante el Maastrichtiano (Figura IV.2). Los circones ordovícicos-silúricos provienen probablemente de los complejos plutónicos de edad similar que, en la zona de estudio, se reconocen como las granodioritas Choschas y Pingo-Pingo (Solari *et al.*, en prep.). Estas unidades son marcadas en el mapa como basamento ordovícico indeferenciado Figura I.7. Al no haber en el registro geológico cercano

intrusivos del Cámbrico y Precámbrico (ver Capítulo I.6), se propone que estos circones podrían provenir de la erosión de los depósitos marinos devónicos de la Formación Zorritas (Niemeyer *et al.*, 1997). Esta interpretación está apoyada por las edades en circones detríticos obtenidas por Augutsson *et al.* (2015) y Pankhurst *et al.* (2016).

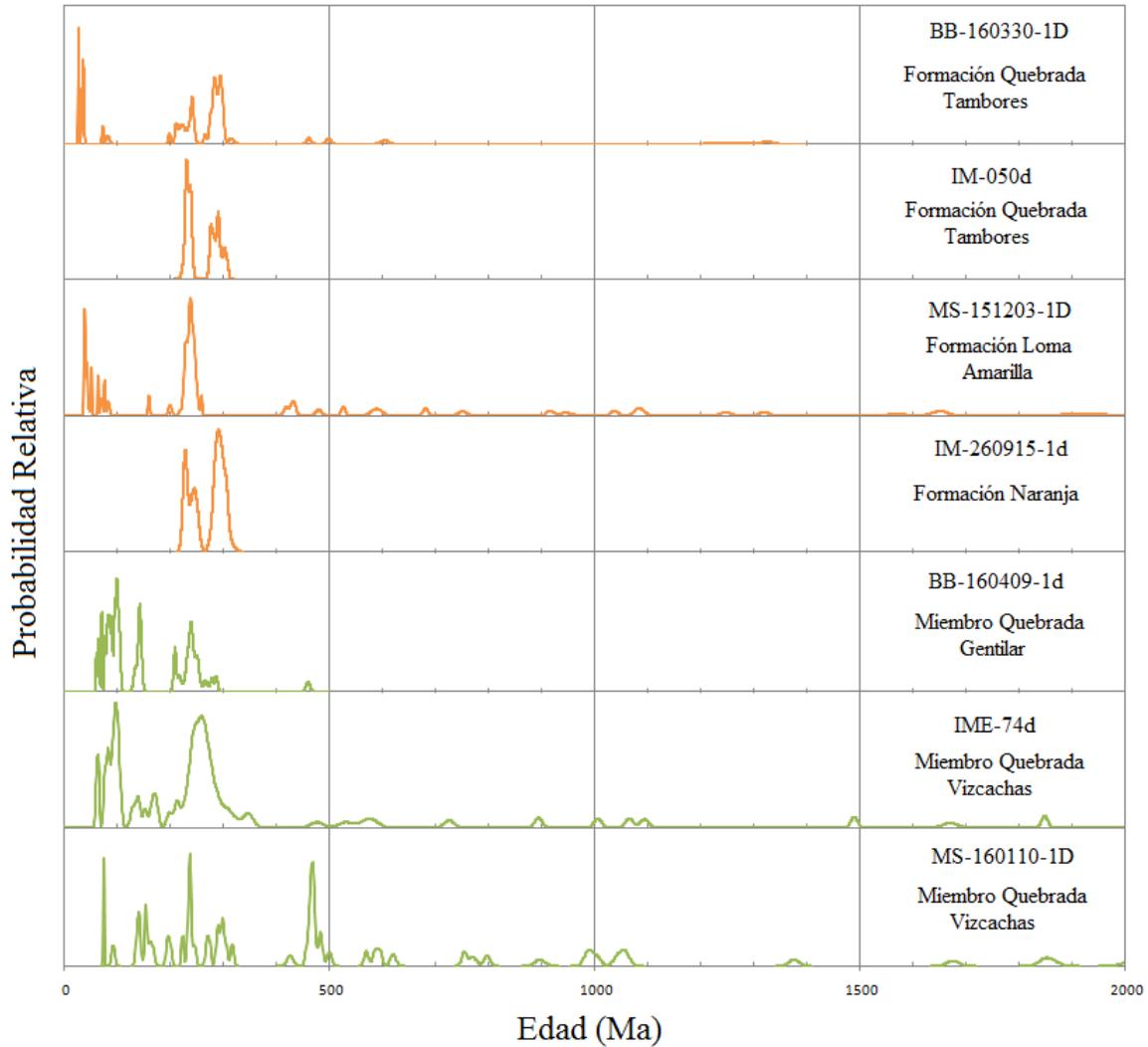


Figura IV. 2. Comparación de gráficos de probabilidad relativa de circones detríticos de las distintas muestras estudiadas.

Las poblaciones de circones de edad Carbonífero-Pérmico son asociadas a diversos complejos plutónicos y depósitos volcánicos de edad similar, que afloran tanto en la Cordillera de Domeyko como en la Cordillera Occidental. Las poblaciones de edad triásico medio-inferior también se exponen en ambos dominios, sin embargo de manera más extensa a lo largo de la Cordillera de Domeyko. Dado la presencia transversal en el área de estudio, no sirven de por sí para discriminar la posible fuente (Figura IV.3). En la zona de estudio se reconocieron los intrusivos del Complejo Plutónico Imilac y los depósitos volcánicos de la Formación La Tabla (Solari *et al.*, en prep.).

Desde el salar de Punta Negra ($\sim 24^{\circ}30'S$) hacia el sur, en los flancos occidentales y orientales de la Cordillera de Domeyko, afloran remanentes de depósitos marinos fosilíferos de edad Triásica-Jurásica (Gardeweg *et al.*, 1993; Cornejo *et al.*, 2009; Venegas *et al.*, 2013; González *et al.*, 2015). La mayoría de los afloramientos pertenecientes al Cretácico Inferior-Superior, están en la Depresión Central y en el flanco occidental de la Cordillera de Domeyko (Figura IV.4), sin embargo, también se observan algunos afloramientos discretos en el flanco oriental de la Cordillera de Domeyko (Tomlinson *et al.*, 1999; Venegas *et al.*, 2013; González *et al.*, 2015). En base a esto, para este estudio se consideró a la Cordillera de Domeyko como fuente principal de los circones cretácicos y jurásicos. Algunos clastos fosilíferos recolectados, desde los conglomerados de la Formación Quebrada Pajonales, fueron estimados entre el oxfordiano y el bajociano (Rubilar, comunicación escrita, 2016), siendo de edad similar a los afloramientos jurásicos reconocidos al sur de la zona de estudio (Figura IV.3; Cornejo *et al.*, 2009; Venegas *et al.*, 2013; González *et al.*, 2015). A pesar de aquello, no se puede descartar una eventual procedencia desde el oeste lejano, es decir, desde el flanco oriental de la Cordillera de la Costa y desde la Depresión Central.

Intrusivos de edad maastrichtiana-daniana afloran de manera significativa hacia el sur de la zona de estudio, entre los $25^{\circ}20'S$ y los $26^{\circ}30'S$, en el margen oriental de la Cordillera de Domeyko (Tomlinson *et al.*, 1999; Cornejo *et al.*, 2009; Venegas *et al.*, 2013), los cuales son asignados como circones provenientes de la exhumación y erosión de la Cordillera de Domeyko. También hacia el norte, en la cuenca del salar de Atacama, afloran depósitos volcánicos e intrusivos de similar edad ($\sim 68-61$ Ma; Basso y Mpodozis, 2012; Henríquez *et al.*, 2014). En los alrededores del sector de la carta Imilac-Quebrada Guanaqueros, no se identificaron afloramientos de edades similares.

Los depósitos ígneos de edades eocenas afloran, en la zona de estudio, en la Cordillera de Domeyko y se extienden a lo largo de este dominio hacia el norte y hacia el sur. Comprenden variadas edades entre 53 y 34 Ma. Entre los $25^{\circ}30'S$ y los $26^{\circ}S$ afloran a su vez, edades oligocenas entre 33 y 29 Ma (Cornejo *et al.*, 2009). Basado en los antecedentes presentados en este estudio, se considera a la Cordillera de Domeyko como la probable fuente de las poblaciones de circones de edades eocena-oligocena inferior. La proveniencia de los circones oligocenos (29 - 28 Ma) no es clara. Según Trumbull *et al.* (2006), entre los 30 y 20 Ma, el arco magmático migró desde la Cordillera de Domeyko (entre los $\sim 21^{\circ}S$ y $24^{\circ}30'S$) hacia el sur, en los $\sim 25^{\circ}S$ y $27^{\circ}30'S$, entre la Cordillera de Domeyko y la Cordillera Occidental. Sin embargo, las edades de los depósitos volcánicos hacia el sur del área de estudio están comprendidas entre 26 y 21 Ma (Naranjo y Cornejo, 1992; Gardeweg *et al.*, 1993; Naranjo *et al.*, 2013), y la edad de los depósitos subvolcánicos e intrusivos son preferentemente eocenas superiores a los 34 Ma. Recién entre los $25^{\circ}35'S-25^{\circ}45'S$, Cornejo *et al.* (2009) reportaron edades intrusivas similares a las observadas, de 32 y 29 Ma en la Cordillera de Domeyko, aunque su conexión es poco probable. La otra opción es que correspondieran a unidades oligocenas ya erosionadas desde la Cordillera de Domeyko.

En síntesis, se considera como principales fuentes de recurso de sedimentos, desde el Maastrichtiano hasta el Oligoceno-Mioceno inferior, a la Cordillera de Domeyko y a los

remanentes del Arco Transpampeano, los cuales flanqueaban, hacia el oeste y hacia el este, respectivamente, a la Cuenca Pre-Andina.

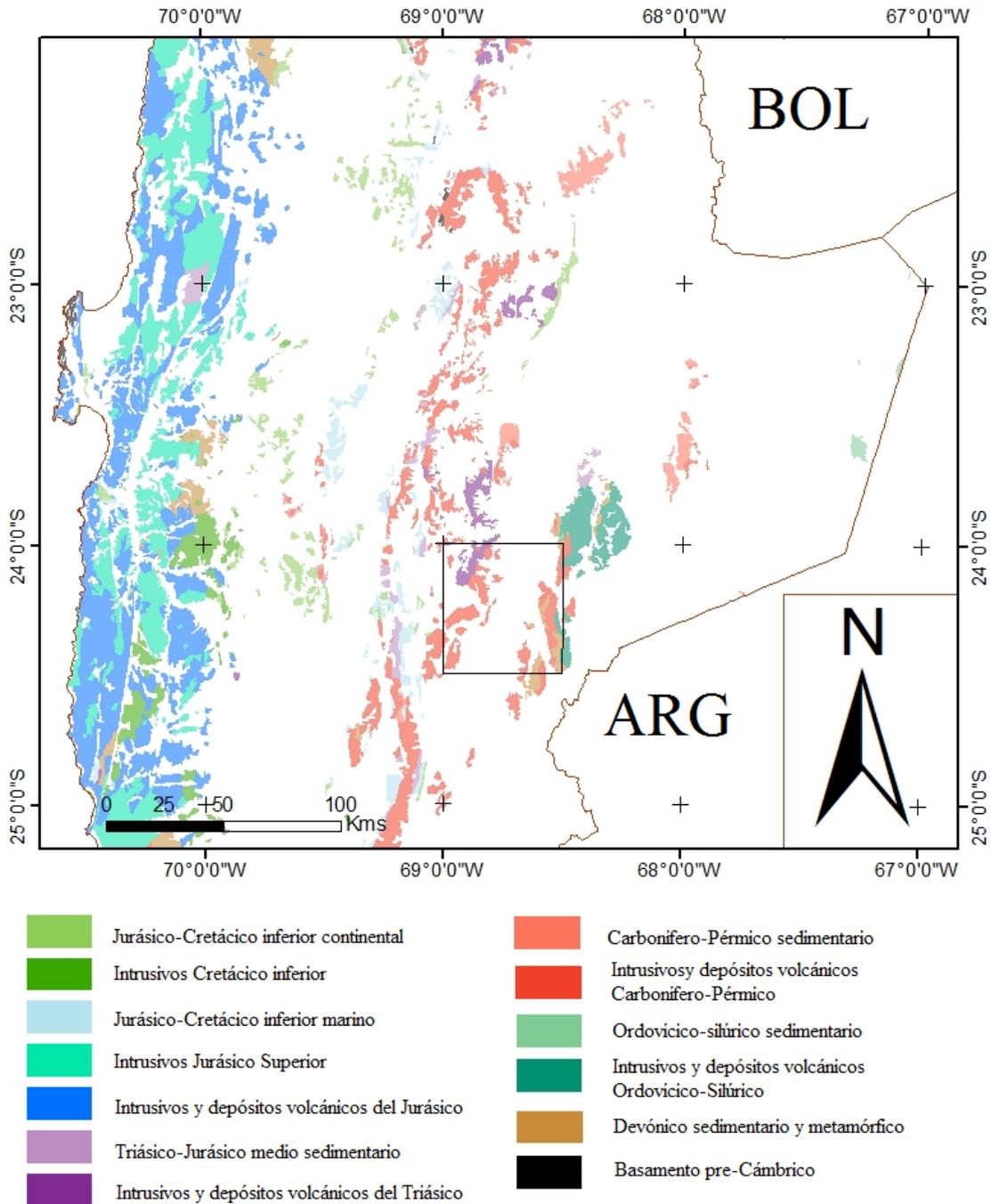


Figura IV. 3. Mapeo geológico regional del norte de Chile (SERNAGEOMIN, 2003) con énfasis en las unidades previas a las Formaciones estudiadas. El cuadro negro muestra la zona de la carta Imilac-quebrada Guanaqueros (Solari *et al.*, en prep.). Notar la concentración de unidades ordovícicas-devónicas en la cordillera Occidental (remanentes del Arco Transpampeano según Salfity *et al.*, 1985) y la concentración de afloramientos marinos jurásicos en los flancos orientales y occidentales de cordillera de Domeyko, al sur del área de estudio (24°30'S-25°S).

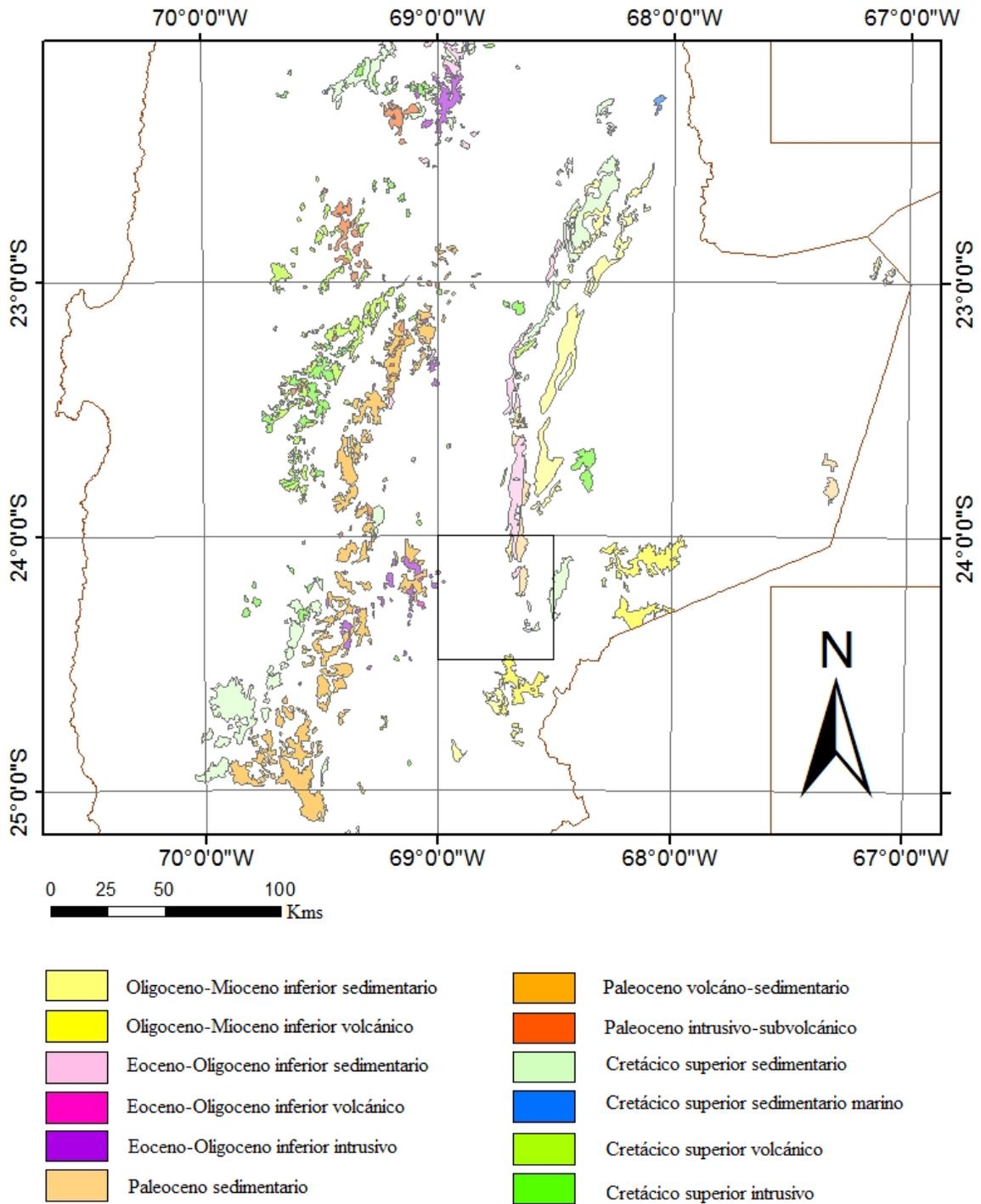


Figura IV. 4. Mapeo regional del norte de Chile (SERNAGEOMIN, 2003) mostrando la distribución y composición (intrusivo, volcánico o sedimentario) de las unidades cretácicas-paleógenas.

IV.4. Evolución y estilo de relleno de la Cuenca Pre-Andina

Los depósitos de la Formación Quebrada Pajonales marcan el inicio del relleno de la Cuenca Pre-Andina, mostrando en su techo, a gran escala, una tendencia grano y estrato-creciente (~700 m; Figura IV.1), donde las facies meandriformes del Miembro Quebrada Vizcachas, gradan a facies fluviales trenzadas de mayor energía del Miembro Quebrada Gentilar (Capítulo IV.2.), manteniendo direcciones de paleoflujos desde sur hacia el norte (Figura III.16). La depositación del Miembro Quebrada Vizcachas comienza con canales amalgamados (5 m de potencia), que erosionaron levemente la superficie triásica sin incisiones profundas (Figura III.3; Formación Pular; Harrington, 1961; Niemeyer *et al.*, 2008; Solari *et al.*, en prep.). En estos niveles basales se encontraron los restos de saurópodos de edad maastrichtiana (Salinas *et al.*, 1991). El resto del Miembro Quebrada Vizcachas (~1500 m) corresponde a ciclos métricos de gradación normal (3-4 m), que comienzan con canales fluviales aislados que gradan a potentes llanuras de inundación. No presenta tendencias granulométricas de escala decamétrica (Figura IV. 1), ni tampoco se observaron discordancias progresivas, ni posibles fallas sinsedimentarias. En base a estas características es que se propone que el Miembro Quebrada Vizcachas se depositó en tranquilidad tectónica durante el Maastrichtiano. Posteriormente, en contacto transicional, se depositó el Miembro Quebrada Gentilar, cuyas facies fluviales trenzadas representan condiciones de mayor energía. Este miembro muestra una tendencia estrato y grano-creciente a gran escala (Figura IV. 1). En base a estas características es que se infiere un control tectónico durante su depositación. Además, la ausencia de la depositación de las sucesiones sedimentarias posteriores (Formaciones Naranja, Loma Amarilla y Quebrada Tambores) permite inferir que, durante esta etapa, sus depósitos fueron alzados.

Existen algunas diferencias en el análisis de circones detríticos entre ambos miembros de la Formación Quebrada Pajonales (Figura IV.2). El Miembro Quebrada Gentilar tiene una mayor cantidad de circones del Cretácico medio y casi no presenta poblaciones de edades previas al carbonífero (Figura IV.1). Las edades pre-carbonífero están asociadas a los remanentes del Arco Transpampeano (Capítulo IV.3.2.), ubicado actualmente en la Cordillera Occidental, mientras que las poblaciones de circones del Carbonífero-Pérmico, Triásico, Jurásico y Cretácico están probablemente asociados a la exhumación y erosión de la Cordillera de Domeyko (Capítulo IV.3.2.). De esta manera, es posible sugerir que existió un evento de exhumación y erosión localizado en la Cordillera de Domeyko, el cual habría provocado mayores aportes de sedimentos a la cuenca, durante la depositación del Miembro Quebrada Gentilar (Figura IV.5 a y b).

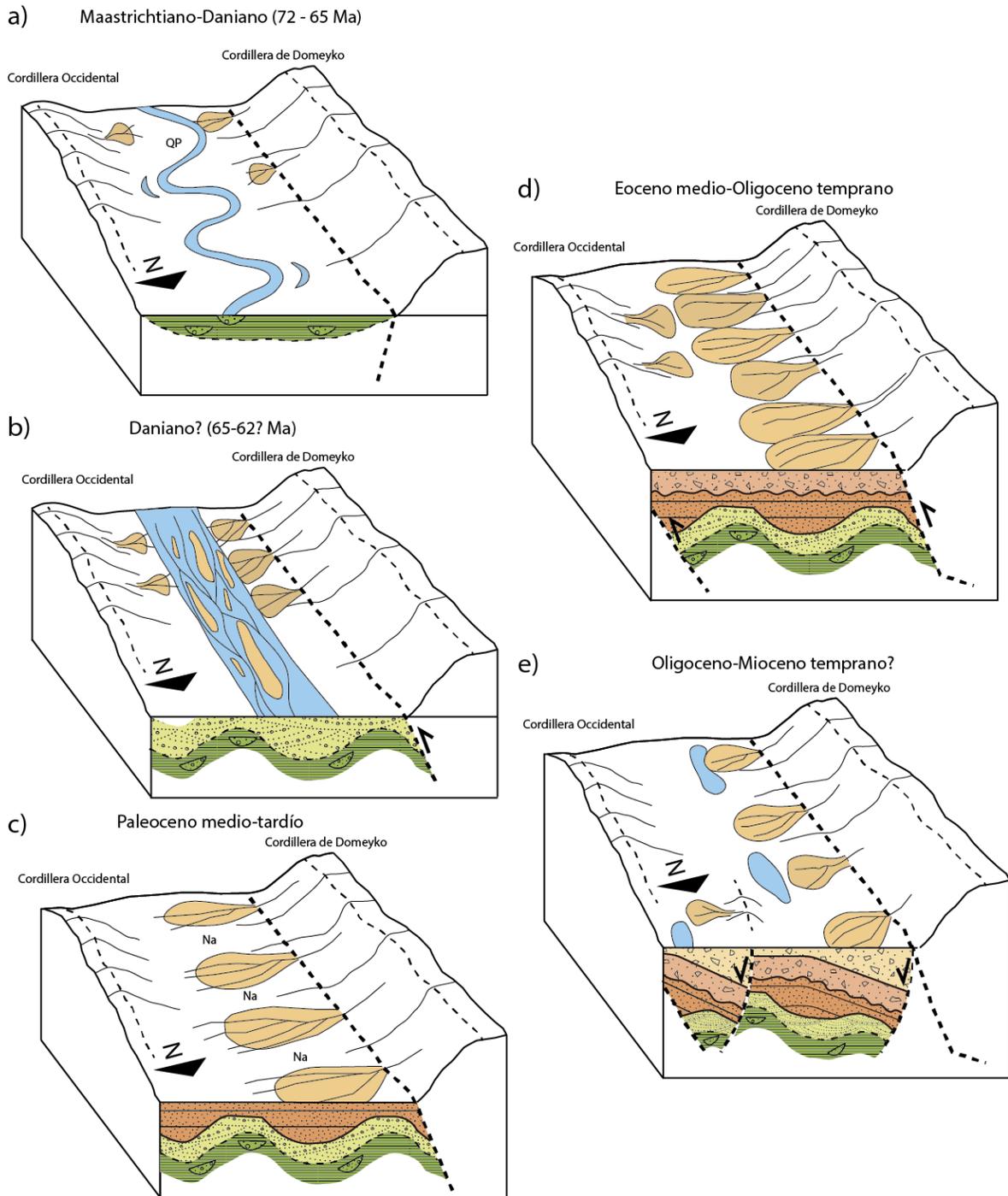


Figura IV. 5. Modelo esquemático de la evolución sedimentaria durante el relleno de las cuencas Pre-Andinas (Cretácico Superior-Paleógeno). a) Deposición de las facies meandriformes en flujos axiales del miembro Quebrada Vizcachas. b) Relleno de las facies fluviales trenzadas axiales de alta energía del miembro Quebrada Gentilar en posible respuesta al evento K-T (Cornejo *et al.*, 2003). c) Acumulación de las facies fluviales trenzadas transversales de sistemas de abanicos aluviales de la Formación Naranja. d) Facies transversales de abanicos aluviales de alta y baja energía de la Formación Loma Amarilla (Fase compresiva Incaica, Arriagada, 1999; Mpodozis *et al.*, 2005). e) Facies de abanicos aluviales con evaporitas de Formación Quebrada Tambores en posible contexto extensional o transtensivo contemporáneo observado en el salar de Atacama y cuenca Calama (Panantón *et al.*, 2004; Jordan *et al.*, 2007; Rubilar, 2015, Blanco, 2008).

Posteriormente, durante el Paleógeno, el relleno de la Cuenca Pre-Andina continuó con los depósitos de la Formación Naranja, cuya base en el área de estudio no se encuentra expuesta. Desde este período el estilo de relleno de la cuenca varió sustancialmente, pasando de flujos preferentemente norte-sur a flujos transversales este-oeste. Las características sedimentarias observadas sugieren un ambiente de ríos trezados (Capítulo IV.2.), los que provienen principalmente desde el oeste. Los clastos observados de la Formación Naranja son de composición ígnea predominantemente volcánica, además de clastos sub-volcánicos e intrusivos de sianogranitos (Figura III.15). A diferencia de los datos de proveniencia de la Formación Quebrada Pajonales, el análisis de circones detríticos entrega una tendencia bimodal, con poblaciones de edades acotadas al Triásico Medio-Superior y al Carbonífero-Pérmico (Figura IV.1), destacando la ausencia de poblaciones más jóvenes. La similitud con las edades expuestas actualmente en la Cordillera de Domeyko, en las sierras de Imilac y Ballenato (Figura IV.2, IM-260915-1d), sumado a la medición de paleocorrientes desde el oeste, permiten sugerir proveniencias desde este bloque (Figura IV.5 c). El techo de la Formación Naranja corresponde a depósitos de lavas basálticas (47% Si; Solari *et al.*, en prep.), de hasta 25 m de espesor y de 19 km de largo, que se depositaron, en parte, sobre depósitos húmedos y/o lacustres permitiendo la deformación plástica del sedimento, su incorporación y la generación de texturas de hialoclastitas en su base (Figura III.8). El análisis de las columnas estratigráficas medidas, no permiten identificar una clara tendencia granulométrica (Figura IV.1), por lo que se propone que la Formación Naranja se depositó en un ambiente de tranquilidad tectónica.

Luego durante el Eoceno medio, en discordancia erosiva y no angular, se depositó la Formación Loma Amarilla en ambientes asociados a un sistema de abanico aluvial (Capítulo IV.2.). Presenta diversas tendencias granulométricas (Figura IV. 1), ya que, a gran escala, muestra un ciclo grano-creciente para el Miembro Cordillera Agua Amarga, y un ciclo grano-decreciente para el Miembro Pampa Imilac (Figura IV.1). Internamente su granulometría sugiere una tendencia grano-decreciente (~10 m), que continuó con una tendencia grano y estrato-creciente (~1100 m), seguida de una tendencia grano-decreciente (~25 m), luego grano-creciente (~390 m) y, finalmente, grano-decreciente (~820 m). Estas características permiten reconocer a lo menos dos pulsos de alzamiento. La base del Miembro Cordillera Agua Amarga corresponde a corrientes tractivas turbulentas, que erosionaron fuertemente los depósitos de la Formación Naranja, incorporando clastos métricos de lavas paleocenas (Figuras III.3 y III.6 b). Estos conglomerados basales son interpretados como canales incisos de abanicos aluviales que alcanzaron primero los sectores distales, y que posteriormente, fueron cubiertos por a una intercalación rítmica métrica de areniscas y flujos de detritos. Las potencias métricas a decamétricas de los estratos de areniscas, en los siguientes 380 m del Miembro Cordillera Agua Amarga, parecen ser consecuencia de grandes tasas de subsidencia, que generaron amplios espacios de acomodación. Aunque no se descarta la posibilidad de pérdida de estructuras sedimentarias debido a eventos secundarios (Miall, 1996). El resto del Miembro Cordillera Agua Amarga corresponde a dominios de flujos de detritos sobre areniscas, mostrando una tendencia grano y estrato-creciente. Posteriormente, durante la depositación del Miembro Pampa Imilac, existió un amplio dominio de las facies de flujos de detritos, los cuales se depositaron de manera multi-episódica. En su porción intermedia se encuentran intercalados depósitos proximales de avalanchas o de caída de rocas (Figura III.9), que se

disponen como franjas discretas, persistentes lateralmente, conformadas por mega-bloques (>1 m). A diferencia del Miembro Cordillera Agua Amarga, esta unidad presenta mayor porcentaje de matriz limo-arcillosa, lo que les da una mayor cohesión a sus depósitos. Hacia el techo, el Miembro Pampa Imilac disminuye sustancialmente su granulometría, gradando a facies lacustres que presentan esporádicas interrupciones de flujos de detritos. En base a estas características se propone que la Formación Loma Amarilla (Cerro Pichungo?), se depositó en condiciones tectónicamente activas y que, hacia su techo, se depositó en un período de menor actividad tectónica.

La composición de los clastos observada en el Miembro Cordillera Agua Amarga, es similar a la de la Formación Naranja, con un alto contenido de clastos de origen volcánico (Figura III.15). Similarmente, contiene picos de circones del Triásico Medio-Superior, asociados a la exhumación de la Cordillera de Domeyko (Capítulo IV.3.2.), así como también, la presencia de circones más jóvenes pertenecientes al Eoceno, concordando con las mediciones de paleocorrientes desde el oeste. Pero también presenta contrastes con la Formación Naranja, observándose poblaciones de circones en el Cretácico Superior, Silúrico-Ordovícico y Pre-Cámbrico (Figura IV.2). Estas edades silúricas-ordovícicas y más antiguas, son similares a las expuestas en el Cordón de Lila, lo que podrían revelar una exhumación y rejuvenecimiento de este bloque en conjunto con la Cordillera de Domeyko (Figura IV.2, MS-151203-1D). Esto permite sugerir que existió, además de los aportes medidos desde el oeste, suministro sedimentario desde el este, provenientes desde el Cordón de Lila (Figura IV.5 d). Los circones cretácicos no tienen una proveniencia directa desde ninguno de ambos bloques, por lo que se sugiere que podrían provenir desde afloramientos ya erosionados o ser heredados de cuencas sedimentarias cretácicas erosionadas.

Finalmente, en discordancia angular sobre la Formación Loma Amarilla, se depositó la Formación Quebrada Tambores (Figura IV. 5) en facies de abanicos aluviales (Capítulo IV.2.). Esta sucesión sedimentaria, a gran escala, es grano-decreciente y desarrolló hacia el techo, sistemas de drenajes cerrados evidenciados por el dominio de facies lacustres y evaporíticas. En los primeros metros de formación presenta (~5m) facies turbulentas, asociadas a sectores intermedios de abanicos aluviales. Le sucedió un cambio abrupto a facies proximales (380 m), conformadas por flujos de detritos con diferentes grados de concentración de clastos. Estas facies aluviales proximales provendrían desde el oeste, y se encuentran localmente intercaladas con facies fluviales efímeras (< 1 m de potencia), que vendrían desde el sur. Llama la atención su rápido cambio lateral de facies, concentrando las unidades más gruesas hacia el suroeste de la cordillera Agua Amarga. Las facies de la unidad clástica inferior gradan inicialmente, a facies lacustres ricas en carbonatos, y que hacia el techo corresponden a una intercalación decimétrica de facies limo-arcillosas con paleosuelos de calcretas y silcretas subordinadas (unidad mixta superior).

Existe un contraste entre las poblaciones de circones identificadas en la base de la formación, asociada a facies de abanicos aluviales, con respecto a las poblaciones identificadas las areniscas asociadas a ambientes fluviales efímeros (Figura IV.2, IME-050d y BB-160330-1D). Las edades mostradas para las facies de abanicos aluviales corresponden al Triásico medio-superior y al Carbonífero-Pérmico, similares a las expuestas hoy en día inmediatamente al oeste, en la cordillera de Domeyko (Figura IV.3). En cambio, los

circones de las facies fluviales, además de mostrar poblaciones triásicas y del Carbonífero-Pérmico, presenta poblaciones del Eoceno-Oligoceno, Cretácico Superior, Ordovícico-Silúrico y del Cámbrico-Precámbrico. Esta variación puede deberse a diversos motivos. Uno de ellos es la diferencia de paleocorrientes, y la naturaleza sedimentaria de las facies fluviales, que indican mayores distancias de transporte. Sin embargo, las facies fluviales parecieran estar subordinadas a un sistema de abanico aluvial, mostrando espesores delgados y poca continuidad lateral. De acuerdo a la presencia de circones típicos del Cordón de Lila (ver Capítulo IV.3.2.), se le puede inferir como posible fuente, aunque otra posibilidad es que sean circones heredados de la exhumación y retrabajo de la infrayacente Formación Loma Amarilla (ver Figura IV.5).

IV.5. Contexto geológico regional y las fases tectónicas

De acuerdo con el análisis paleogeográfico (ver Capítulo IV.3.2.), durante el Cretácico Superior, la Cuenca Pre-Andina ya se encontraba limitada al oeste por parte de la Cordillera de Domeyko y hacia el este por el Arco Transpampeano. Si bien, el evento compresivo Cretácico medio (Fase Peruana) no se alcanza a observar en la estratigrafía del área estudiada, los clastos fosilíferos bajocianos-oxfordianos y los circones del Cretácico Inferior presentes en la Formación Quebrada Pajonales, permiten sugerir que las cuencas de trasarco jurásicas-cretácicas ya habían sido invertidas y exhumadas previo al Maastrichtiano. En base a estos antecedentes, se sugiere que durante la Fase Peruana se configuró la paleogeografía existente, durante el inicio de la depositación de la Formación Quebrada Pajonales. Esta información está sustentada por observaciones hechas ~120 km al sur del área de estudio, donde Cornejo *et al.* (2009) registran una probable inversión de cuencas jurásicas durante el Cretácico Superior bajo (Fase Peruana).

El contexto tectónico durante la depositación de la Formación Quebrada Pajonales en el Maastrichtiano es materia de debate (Capítulo 1.5.2.). Algunos autores la consideran parte de una cuenca de antepaís de retroarco y otros como una cuenca de trasarco, posiblemente relacionada a la etapa post-rift de Salta. Considerando que el Miembro Quebrada Vizcachas (Figura IV. 1) se habría depositado en tranquilidad tectónica (Capítulo IV.4.), sumado a las direcciones de paleocorrientes hacia el norte y, la existencia hacia el sur (~70 km) de un relleno Jurásico-Cretácico Inferior, es que se sugiere que el inicio de la depositación maastrichtiana de la Formación Quebrada Pajonales, se habría debido a una colmatación de la cuenca jurásico-cretácica. De esta manera, se confirma en parte, la interpretación paleogeográfica hecha por algunos autores (Salfity *et al.*, 1988; Mpodozis *et al.*, 2005; Reutter *et al.*, 2006; Marquillas *et al.*, 2011), quienes postularon que, durante esta época, existió una conexión entre las cuencas de los salares de Punta Negra, Imilac y Atacama (Figura I.6 y Figura IV. 6).

Posteriormente, durante el Paleoceno Temprano (~65 Ma), se depositó con flujos axiales y, en contacto transicional, el Miembro Quebrada Gentilar, en un ambiente tectónicamente activo (Capítulo IV.4.). Sus características sedimentarias, granulométricas y geocronológicas permiten sugerir una relación con el evento deformación K-T (Cornejo *et al.*, 2003; Reutter *et al.*, 2006; Somoza *et al.*, 2012). Bajo un modelo de cuencas de antepaís, los flujos axiales están asociados a una cuenca hambrienta (Jordan, 1995), la cual presentaría altas tasas de subsidencia como respuesta a la carga orogénica, en este caso, del

alzamiento de la Cordillera de Domeyko. Esta interpretación es apoyada por la mayor cantidad de circones asociados a la Cordillera de Domeyko presentes en esta formación (BB-160409-1D; Figura IV. 2).

Contemporáneamente a la depositación de la Formación Quebrada Pajonales, en la Depresión Central, se encontraba el arco volcánico campaniano-maastrichtiano (~24°S; Ejm. Formación Quebrada Mala; Montaña, 1976; Marinovic y García, 1999; Astudillo *et al.*, en prep.). Además, a lo largo de la Cordillera de Domeyko y la Depresión Central, intruyeron diversos cuerpos ígneos plutónicos e hipabisales (~68-61 Ma; Venegas *et al.*, 2013; González *et al.*, 2015; Astudillo *et al.*, en prep.). En el salar de Atacama, se depositó la parte superior de la Formación Purilactis, la Formación Cerro Totola y la Formación Barros Arana (Figura IV.7; Bascuñán *et al.*, 2015). Además, cercano a la cuenca Calama, se depositó la Formación Tolar con facies provenientes de la Cordillera de Domeyko (Tomlinson *et al.*, 2001).

El relleno continuó con la depositación de la Formación Naranja (~57 Ma), la que al menos en su porción superior, fue bajo condiciones tectónicamente tranquilas con baja generación de espacios de acomodación (Capítulo IV.4; Figuras IV.1 y IV.8). Los flujos transversales a la cuenca apoyan esta hipótesis, ya que son característicos de cuencas colmatadas de sedimentos, lo que se asocia a bajas o nulas tasas de subsidencia (Jordan, 1995). Esta formación probablemente se acumuló después de la fase contraccional del Paleoceno Temprano (65 - 62 Ma; Cornejo *et al.*, 2003; Reutter *et al.*, 2006; Charrier *et al.*, 2007), considerándose como una sucesión post-tectónica. De esta misma manera, Mpodozis *et al.* (2005) y Arriagada *et al.* (2006a), ~70 km hacia al norte de la zona de estudio, mencionan que la Formación Naranja presenta una tendencia grano-decreciente, y que se depositó en discordancia angular sobre la Formación Cerro Totola (66 a 61 Ma; Basso y Mpodozis, 2012). Estos autores también consideran que la Formación Naranja corresponde a una secuencia sedimentaria post-tectónica del pulso contraccional Paleoceno temprano (o evento K-T). Esta hipótesis es apoyada por las interpretaciones hechas en perfiles sísmicos (Pananount *et al.*, 2004; Jordan *et al.*, 2007), donde la secuencia H (Paleoceno) se depositó en marcada discordancia angular sobre la deformada secuencia G (Cretácico Superior – Paleoceno temprano). Durante este período el arco magmático paleoceno se mantuvo en la Depresión Central, y se prolongó ininterrumpidamente hasta el Eoceno temprano (Figuras IV.3 y IV.7; ~24°S; Formación Chile-Alemania; Chong, 1973; Naranjo y Puig, 1984; Espinoza *et al.*, 2011; Astudillo *et al.*, en prep.).

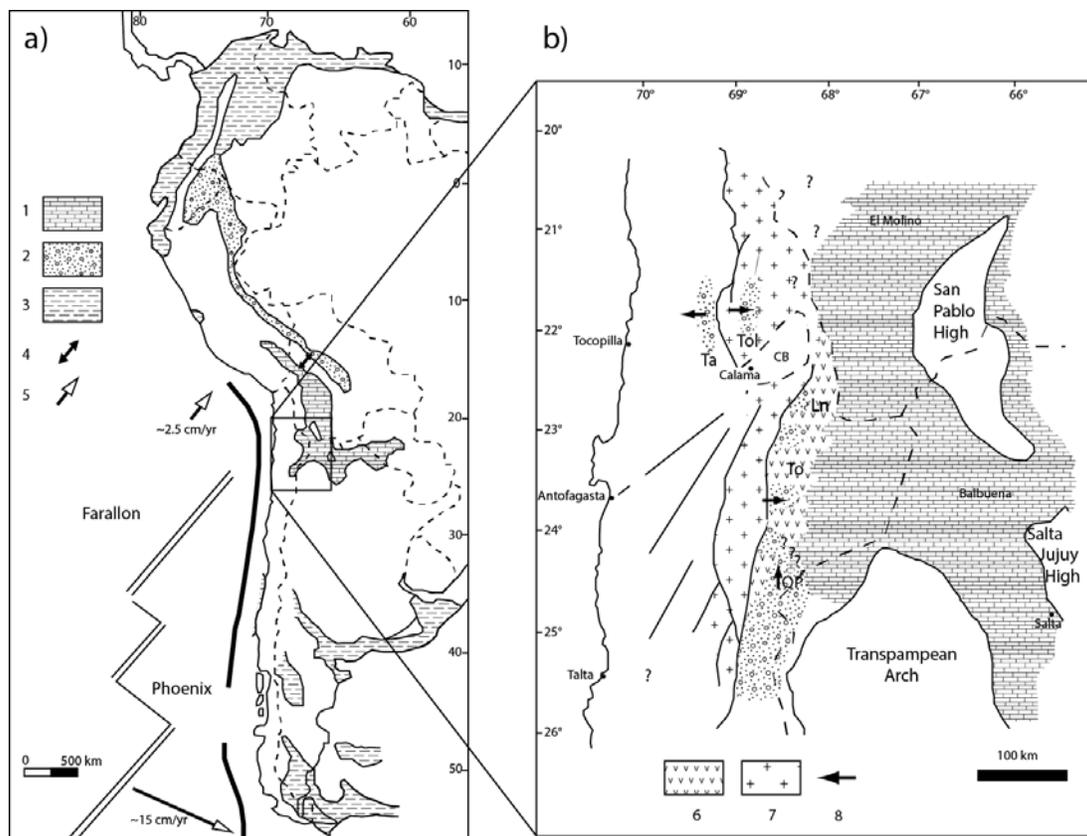


Figura IV. 6. a) Imagen tomada de Marquillas *et al.* (2011) que muestra la posible área cubierta por la ingresión marina maastrichtiana proveniente desde el norte de América del Sur. b) Ilustración modificada de Mpodozis *et al.* (2005) que muestra el contexto geológico durante el relleno de la Cuenca Pre-Andina con un posible margen extensivo en su borde occidental. 1 = ingresión marina maastrichtiana, 2 = depósitos de conexión hacia el norte con cuencas sedimentarias, 3 = ingresión marina en el borde noroeste sudamericano, 4 = posible conexión de cuencas, 5 = dirección y magnitud de convergencia (Somoza y Ghidella, 2012), 6= lavas Formación Cerro Totola (To), 7 = intrusivos cretácico superior, 8 = dirección de paleocorrientes (Ta y To = Formaciones Tambillo y Tolar, por Tomlinson *et al.*, 2001; QP = Formación Quebrada Pajonales, en este trabajo).

En estudios hechos en la Cordillera de Domeyko (~26°15'S), existe un importante cambio en el comportamiento geoquímico entre los pórfidos del Cretácico tardío-Paleoceno temprano (70 – 64 Ma), que presentan características de subducción, y los pórfidos del Paleocenos-Eoceno temprano (65 - 50 Ma), que presentan escasa influencia de subducción y son asociados a extensión y/o transtensión (Cornejo y Matthews, 2000). Somoza y Ghidella (2005) consideran que este cambio podría deberse a la subducción de la dorsal Farallón-Phoenix (Aluk), que generó un evento de deformación en respuesta a la onda de colisión (evento Paleoceno temprano) y un posterior magmatismo de intraplaca. De acuerdo con estas observaciones, estudios de Somoza y Ghidella (2012), sostienen que, en las cercanías del Salar de Atacama, previo a la subducción de la dorsal Farallón-Phoenix (~65 Ma), subductaba la placa Phoenix con altas tasas de convergencia (15 cm/a) SE y después de los 65 Ma, habría subductado la placa Farallón con variables direcciones y a muy baja velocidad. Estas hipótesis concuerdan a grosso modo con el paso de la actividad tectónicamente activa del Miembro Quebrada Gentilar (Cretácico Superior-Paleoceno temprano?) a la acumulación en relativa tranquilidad tectónica de la Formación Naranja (Paleoceno temprano - tardío) aunque, no permiten explicar la depositación en tranquilidad

tectónica del Miembro Quebrada Vizcachas durante el Maastrichtiano. Para evaluar parte de estas hipótesis se proponen realizar estudios geoquímicos detallados de la unidad volcánica basáltica (57 Ma) en el techo de la Formación Naranja. Ya que tanto sus características químicas, como su disposición espacial y su edad geológica (~57 Ma), permiten identificar a esta lava como una anomalía con respecto al arco transtensional paleoceno, que se desarrolló, en estas latitudes, ampliamente en la Depresión Central (Figura IV.4; Formación Chile-Alemania; Chong, 1973; Naranjo y Puig, 1984; Cornejo *et al.*, 2003; Espinoza *et al.*, 2011; Astudillo *et al.*, en prep.).

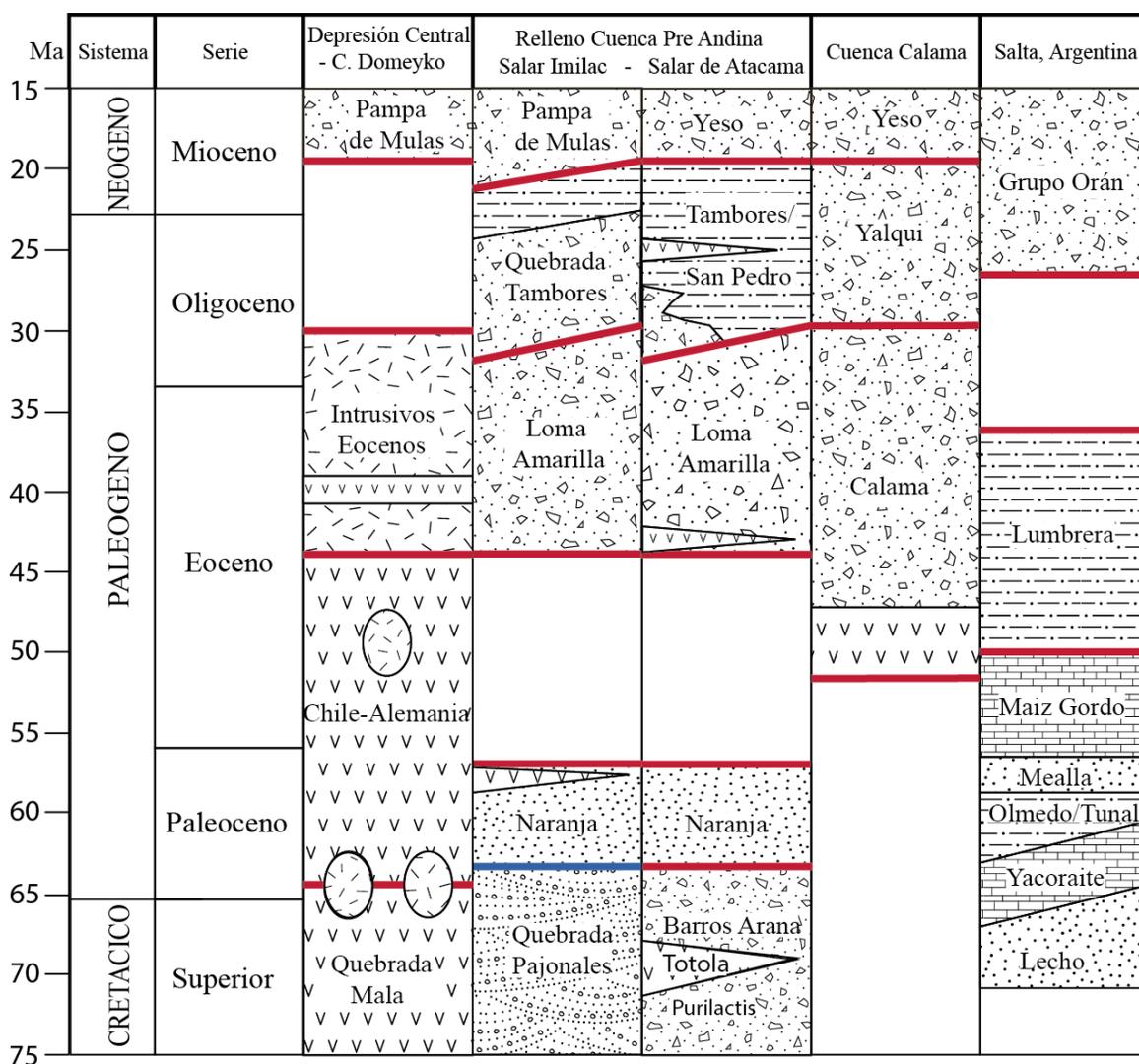


Figura IV. 7. Correlación estratigráfica cretácico superior-paleógeno de unidades superficiales de la cuenca Pre-Andina (~23°-24°30'S, salares de Imilac y Atacama) con los depósitos occidentales (Depresión Central-cordillera de Domeyko) y orientales (*rift* de Salta, Argentina) de similar latitud y con depósitos hacia el norte (~22°S, cuenca Calama). Revisión hecha basado en los trabajos de Arriagada (1999), Marquillas *et al.* (2004), Basso y Mpodozis (2012), Henríquez *et al.* (2014), Bascuñán *et al.* (2015), Astudillo *et al.* (en prep.).

Luego, durante el Eoceno medio (~40 Ma), el proceso de sedimentación y subsidencia se reanudó con la depositación de la Formación Loma Amarilla (Cerro Pichungo?) con flujos transversales. Sus características sedimentarias permiten inferir un

control tectónico, marcado por a lo menos dos pulsos diferentes (Capítulo IV.4.), seguido de una prolongada etapa de quietud (Capítulo IV.3.), por lo cual se coincide con la interpretación hecha por algunos autores, en el salar de Atacama (Charrier y Reutter, 1994; Arriagada, 1999; Mpodozis *et al.*, 2005; Arriagada *et al.*, 2006; Jordan *et al.*, 2007; Henríquez, 2012), quienes consideran a estos depósitos como sin-tectónicos a la deformación Incaica (45 – 35 Ma en Mpodozis *et al.*, 2005). La discordancia de erosión en la base, con los depósitos paleocenos, presenta características regionales. En el salar de Atacama, Arriagada (1999) y Mpodozis *et al.* (2005) reconocen discordancias de similares características y, en la misma línea, Basso y Mpodozis (2012) dataron en la base de la Formación Loma Amarilla, un clasto de edad (~59 Ma, K-Ar en roca total) equivalente a la edad de la unidad volcánica superior presente en la Formación Naranja (~57 Ma). Durante el Eoceno-Oligoceno inferior (~46-32 Ma) se desarrolló, a lo largo de la cordillera de Domeyko y la Depresión Central, el magmatismo plutónico y volcánico (Charrier *et al.*, 2007). En base a estos antecedentes, se considera que la Formación Loma Amarilla (Cerro Pichungo?) presenta características de depósitos de una cuenca de antepaís de retroarco, cuyo principal mecanismo de subsidencia es la flexión por carga topográfica, producida por el cabalgamiento hacia el este, de la cordillera de Domeyko (Amilibia *et al.*, 2008; sistema de fallas Imilac, en Solari *et al.*, en prep.). De acuerdo con la clasificación de DeCelles y Giles (1996), la depositación del Miembro Cordillera Agua Amarga se inicia con facies de abanicos aluviales intermedias, las que se relacionan a la zona foredeep (380 m), y que posteriormente, gradan a facies proximales, que incluso podrían asociarse a la zona *wedge-top*. Esto puede deberse al avance hacia el este del frente de deformación, y la consecuente canibalización de los depósitos, como en el sector del cordón Pan de Azúcar, el cual involucra fallas de basamento sin-sedimentarias (falla Pan de Azúcar en Solari *et al.*, en prep. Figura I.7). Además, en base a los datos de proveniencia y las facies proximales a la fuente, se consideró que el sistema de fallas Punta Negra-Imilac (Figura I.7) controló la deformación de la Cordillera de Domeyko. Sin embargo, en estricto rigor, el alzamiento en conjunto de la Cordillera de Domeyko y el Cordón de Lila (Capítulo IV.3.2.; ~38 Ma según Andriessen y Reutter, 1994; Amilibia *et al.*, 2008; Henríquez, 2012; Niemeyer, 2013), permiten considerar estos depósitos como una cuenca intramontana. Diversos algunos autores (Ejm. Scheuber *et al.*, 2005) consideran que, desde la fase Incaica, se comenzó a exhumar la Cordillera Oriental. De acuerdo con el modelo de Jordan (1995), los depósitos transversales al eje axial corresponden a una cuenca colmatada.

Estas observaciones son coincidentes con la reanudación de la subducción entre los 47 – 28 Ma, donde algunos autores proponen velocidades de convergencia mayores a 10 cm/a (Pilger, 1984; Pardo Casas y Molnar, 1987). Somoza y Ghidella (2012) proponen velocidades más bajas, aunque constantes de 6 cm/a y una dirección NE. Cornejo y Matthews (2000), también mencionan el retorno de un comportamiento geoquímico característico de subducción en los pórfidos eocenos-oligoceno temprano (~26°15'S; 49 – 32 Ma). La depositación de la Formación Loma Amarilla (Cerro Pichungo?) habría sido temporalmente equivalente a la acumulación, en condiciones contraccionales, de la Formación Calama en la cuenca homónima (Blanco, 2008), y a la Formación Lumbrera, hacia el noroeste argentino, controlada también por la deformación incaica (Figura IV.7; Marquillas *et al.*, 2005).

Algunos trabajos consideran que la discordancia angular observada entre la Formación Quebrada Tambores de este trabajo, y la Formación Loma Amarilla, se debe a una depositación sin-tectónica continua en *onlap* de la Formación Loma Amarilla (Mpodozis *et al.*, 2000b; Mpodozis *et al.*, 2005; Arriagada *et al.*, 2006a). Al norte de la Bajada Colorada (~22°37'S), Mpodozis *et al.* (2000b) describen una relación gradual entre la unidad Tambores I (equivalente a la Formación Quebrada Tambores de este trabajo) con la Formación San Pedro, donde obtuvo edades oligocenas de 26.6 y 26.8 Ma. A pesar de aquello, Mpodozis *et al.* (2000b) consideraron esta unidad (Tambores I), en parte equivalente, con la acumulación de la Formación Loma Amarilla. Sin embargo, otra interpretación posible es que exista una relación de engrane lateral, entre las unidades Tambores I, San Pedro y Tambores II. La revisión de su equivalente secuencia sísmica K (Jordan *et al.*, 2007), revela que internamente existen tanto contactos graduales, como contactos abruptos entre sus propias facies sedimentarias (Ejm. conglomerados sobre evaporitas). La relación de interdigitación entre la tradicional Formación Tambores de Dingman (1963) y la Formación San Pedro, ha sido reportada por numerosos autores en las cercanías del Llano la Paciencia (ver ubicación en Figura III. 1; Brüggén, 1934, 1942, 1950; Wilkes y Görler, 1988; Flint *et al.*, 1993; Muñoz *et al.*, 2002).

En base a la discordancia angular observada entre ambas Formaciones Loma Amarilla (Cerro Pichungo?) y Quebrada Tambores, sumado a mayor variabilidad espacial de facies sedimentarias de la segunda y, a su edad máxima depositacional oligocena (~28 Ma, BB-160330-1D, Figura IV. 2), es que en este trabajo se consideró que, los afloramientos asignados a la Formación Quebrada Tambores, estarían relacionados al evento extensivo/transensivo del Oligoceno-Mioceno inferior (Figura IV.8; Pananount *et al.*, 2004; Rubilar, 2015), el cual habría controlado la depositación de la Formación San Pedro (28-20 Ma; Marinovic y Lahsen, 1984), en el salar de Atacama, y que a su vez, está relacionado con las condiciones extensivas (o transtensivas), durante la acumulación de la Formación Yalqui, en la cuenca de Calama (~31 y 17 Ma; Blanco, 2008). Debido a las características proximales de las facies sedimentarias se propone que la falla normal que controló el desarrollo de esta cuenca se ubicada cercana al actual sistema de fallas Punta Negra - Imilac (Ver Figura).

Kape (1996, en Jordan *et al.*, 2007) postula que los patrones de inversión de polaridad magnética en los estratos basales del Grupo Paciencia (Formación San Pedro), que carecen de intercalaciones de cenizas datables, representan edades más antiguas, extendiendo la edad de inicio de la sedimentación hasta los 30 Ma. Jordan *et al.* (2007) consideraron que los depósitos ubicados al oeste de Llano la Paciencia, en la pampa Vizcachitas (descritos por Mpodozis *et al.*, 2000b), podrían corresponder a depósitos de un hemigraben secundario relacionado con la falla normal principal La Paciencia. Esta interpretación también es consistente con la hipótesis regional presentada por Jordan *et al.* (2001), quienes consideraron una moderada extensión transicional (Oligoceno Superior-Mioceno Inferior), como consecuencia del rápido aumento en la tasa de convergencia y la fuerte disminución de la oblicuidad, entre los 28 y 26 Ma (Figura I.5; Pilger, 1984; Pardo Casas y Molnar, 1987; Somoza y Ghidella, 2005), previo al comienzo del alzamiento del altiplano (~25 Ma; Allmendinger *et al.*, 1997). Después de la depositación de la Formación Quebrada Tambores se comenzó a reubicar hacia el este el arco magmático, en la actual cordillera Occidental (Trumbull *et al.*, 2006). Sin embargo, debido a la falta de evidencia de

volcanismo Oligoceno-Mioceno inferior no se puede establecer su probable ubicación (Kay et al., 1999).

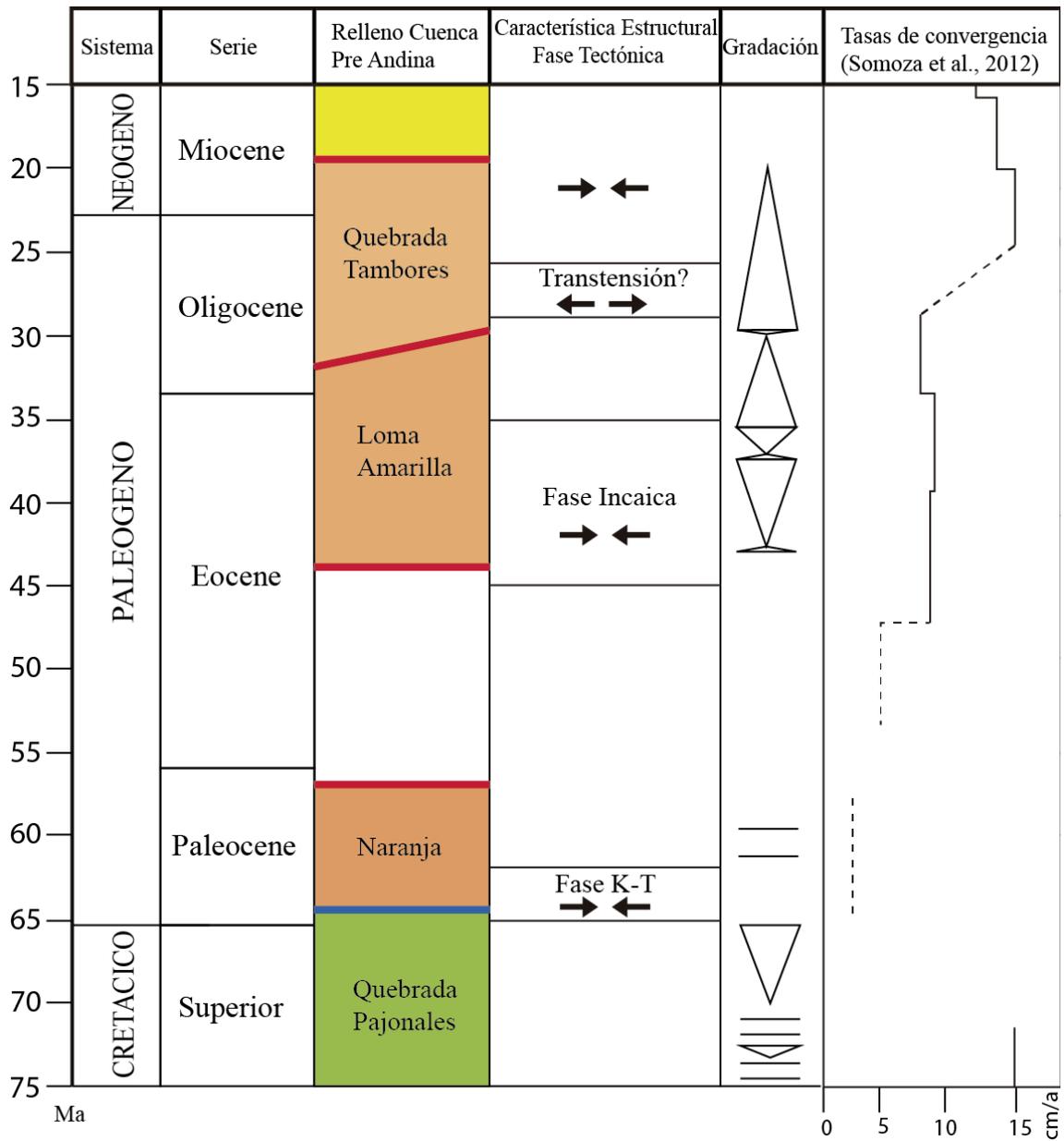


Figura IV. 8. Correlación de unidades sedimentarias estudiadas con fases tectónicas regionales, variaciones granulométricas medidas y tasas de convergencias según Somoza y Ghidella (2012).

V. CONCLUSIONES

Entre los 24°-24°30'S, el relleno de la Cuenca Pre-Andina considera una potencia medida de, al menos 5500 m, y está comprendida entre el Cretácico Superior tardío y el Oligoceno tardío-Mioceno temprano. Su estratigrafía está compuesta en su totalidad por sedimentos de origen continental.

Durante el Maastrichtiano-Daniano fue rellenada con las facies fluviales de la Formación Quebrada Pajonales, que presenta flujos preferentemente norte-sur y una potencia mínima de 2200 m. Esta unidad fue identificada como una cuenca intramontana, entre la Cordillera de Domeyko y los remanentes del Arco Transpampeano, cuyas facies fluían hacia el norte. Debido a estas características, se propone que los depósitos de la Formación Quebrada Pajonales están correlacionados crono y litoestratigráficamente con parte de la Formación Purilactis, y la totalidad de las Formaciones Barros Arana y Cerro Totola. El paso gradual y constante entre las facies meándricas del Miembro Quebrada Vizcachas, y las facies fluviales trezadas pertenecientes al Miembro Quebrada Gentilar, sugieren un control tectónico durante su acumulación. Se propone que, durante esta etapa, los depósitos de la Formación Quebrada Pajonales, expuestos en la quebrada Guanaqueros, fueron plegados y alzados, lo que no permitió la depositación directa de las Formaciones Naranja, Loma Amarilla (Cerro Pichungo?) y Quebrada Tambores.

Posteriormente, en el Paleógeno (Paleoceno temprano-Mioceno temprano) varió sustancialmente el estilo de relleno de la cuenca, donde predominaron los flujos transversales este-oeste, asociados a sistemas de abanicos aluviales. Durante esta etapa, el relleno se inició con las facies fluviales trezadas efímeras de la Formación Naranja, provenientes de la erosión de la Cordillera de Domeyko, que fueron cubiertas en su techo por una capa volcánica basáltica (~57 Ma). Se propone que la Formación Naranja corresponde a una sucesión post-tectónica. Luego, en el Eoceno (~40 Ma) la sedimentación continúa con la depositación de la Formación Loma Amarilla (Cerro Pichungo?), la cual erosionó fuertemente la superficie paleocena. Esta sucesión sedimentaria tiene 2375 m de potencia y se compone principalmente de facies de abanicos aluviales. Internamente registra a lo menos dos pulsos de deformación, los que sugieren un fuerte control tectónico inicial, asociado al sistema de falla Punta Negra – Imilac y la falla Pan de Azúcar, generando altas tasas de subsidencia, seguido de una etapa de mayor tranquilidad. El aumento de clastos métricos granitoides durante la acumulación del Miembro Pampa Imilac, sugiere una erosión del techo de la Cordillera de Domeyko. A su vez, durante este período se alzó y erosionó el Cordón de Lila aportando sedimentos a la cuenca. La acumulación Paleógena de la Cuenca Pre-Andina finaliza con la depositación de la Formación Quebrada Tambores (822 m de espesor), que habría empezado desde los ~28 Ma, cubriendo en discordancia angular a la Formación Loma Amarilla (Cerro Pichungo?). La Formación Quebrada Tambores presenta una tendencia grano-decreciente de facies de abanicos aluviales retrogradantes.

En base a las características sedimentarias, la geocronología y el contexto tectónico, se concluye que el comienzo de la depositación de la Formación Quebrada Pajonales se produjo en tranquilidad tectónica producto de la colmatación de la cuenca jurásico-cretácica ubicada hacia el sur, en la cuenca del salar de Punta Negra, que se extendió hacia la zona de estudio llegando, al menos, a la cuenca del Salar de Atacama. Además, se propone que el Miembro Quebrada Gentilar corresponde a depósitos sin-tectónicos de la deformación K-T, y que la Formación Naranja representa la sucesión pos-tectónica a este evento. La Formación Loma Amarilla (Cerro Pichungo?) es una sucesión sin-tectónica con respecto a la Fase Incaica, y se desarrolló como una cuenca intramontana entre la Cordillera de Domeyko y el Cordón de Lila.

De esta manera se concluye que existe una fuerte relación entre la evolución sedimentaria y las fases tectónicas regionales, así como también el relieve heredado de épocas anteriores. Desde el Cretácico Superior tardío, tanto la Cordillera de Domeyko, como los remanentes del Arco Transpampeano, han sido las principales fuentes de recursos sedimentarios de la Cuenca Pre-Andina. Particularmente para la Formación Naranja, los aportes provenían desde la sierra Imilac, ubicada al oeste. En cambio, los aportes para las Formaciones Loma Amarilla (Cerro Pichungo?) y Quebrada Tambores provenían desde la sierra de Imilac, así como también desde el Cordón de Lila.

Finalmente se destaca la necesidad de estudios complementarios de paleoclima, paleomagnetismo, geofísicos y geoquímicos, para profundizar el conocimiento de la evolución y desarrollo de la Cuenca Pre-Andina en estas latitudes.

VI. BIBLIOGRAFÍA

- Allen, P. A. 2008b. Time scales of tectonic landscapes and their sediment routing systems. Geological Society, London, Special Publications, 296(1), 7-28.
- Allmendinger, R., Jordan, T., Kay, S., and Isack, B. 1997. The evolution of the Altiplano-Puna Plateau of the Central Andes. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, v. 25, p. 139-174.
- Álvarez, J.; Jorquera, R.; Miralles, C.; Padel, M.; Martínez, P. 2016. Cartas Punta Posallaves y Sierra Vicuña Mackenna, Región de Antofagasta. Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile, Serie Geología Básica 183-184: XX p., 1 mapa escala 1:100.000. Santiago.
- 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

Andriessen, P.A.M., Reutter, K. J., 1994. K-Ar and fission track mineral age determination of igneous rocks related to multiple arc systems along the 23°S latitude of Chile and NW Argentina. In: Reutter, K.-J., Scheuber, E., Wigger, P.J. (Eds.), *Tectonics of the Southern Central Andes, Structure and Evolution of an Active Continental Margin*. Springer-Verlag, Berlin, pp. 141–153.

Armitage, J. J., Jones, T. D., Duller, R. A., Whittaker, A. C., & Allen, P. A. (2013). Temporal buffering of climate-driven sediment flux cycles by transient catchment response. *Earth and Planetary Science Letters*, 369, 200-210.

Armitage, J. J., Duller, R. A., Whittaker, A. C., & Allen, P. A. 2011. Transformation of tectonic and climatic signals from source to sedimentary archive. *Nature Geoscience*, 4(4), 231-235.

Arriagada, C., 1999. Geología y Paleomagnetismo del borde oriental de la cordillera de Domeyko, entre los 22°45' y 23°30' latitude sur. II región Chile. Tesis de Magíster en ciencias mención Geología, Universidad de Chile, Santiago.

Arriagada, C., Roperch P., Mpodozis C., 2000. Clockwise block rotations along the eastern border of the cordillera de Domeyko, northern Chile (22°45'-23°30'S). *Tectonophysics* 326, 153 – 171.

Arriagada, C., Roperch, P., Mpodozis, C., Dupont-Nivet, G., Cobbold, P.R., Chauvin, A., Cortés, J. (2003) Paleogene clockwise tectonic rotations in the forearc of central Andes, Antofagasta region, northern Chile. *Journal of Geophysical Research*, 18 (B1), 2032.

Arriagada, C., Cobbold, P.R., Roperch, P. 2006a. The Salar de Atacama basin: a record of Cretaceous to Paleogene compressional tectonics in the Central Andes. *Tectonics*, 25, TC1008.

- Arriagada, C., Roperch, P., Mpodozis, C., Fernández, R. 2006b. Paleomagnetism and tectonics of the southern Atacama Desert (25–28°S), northern Chile. *Tectonics*, 25, TC4001.
- Arriagada, C., Roperch, P., Mpodozis, C., Cobbold, P.R., 2008. Paleogene building of the Bolivian Orocline: tectonic restoration of the central Andes in 2-D map view. *Tectonics* 27, TC6014.
- Astudillo, N.; Ferrando, R.; Montecino, D.; Espinoza, F.; Matthews, S.; Cornejo, P.; Arévalo, C. (en prep.). Carta Augusta Victoria, Región de Antofagasta. Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile, Serie Geología Básica, 1 mapa escala 1:100.000. Santiago.
- Augustsson, C., Muenker, C., Bahlburg, H., Fanning, C. M. 2006. Provenance of late Palaeozoic metasediments of the SW South American Gondwana margin: a combined U–Pb and Hf-isotope study of single detrital zircons. *Journal of the Geological Society*, 163(6), 983-995.
- Bahlburg, H.; Breitzkreuz, C.; Zeil, W. 1987. Paleozoic basin development in northern Chile (21- 27° S). *Geologische Rundschau* 76 (2): 633-646.
- Baker, J., Peate, D., Waight, T., Meyzen, C. 2004. Pb isotopic analysis of standards and samples using a Pb-207-Pb-204 double spike and thallium to correct for mass bias with a double-focusing MC-ICP-MS. *Chemical Geology*, 211, 275-303.
- Barra, 2016 (Inédito). Informe de Rayos No. 2016-13. Análisis de rayos X de muestras obtenidas durante el desarrollo de la Carta Imilac (1: 100.000), sureste de Antofagasta.
- Bascuñan, S., Arriagada, C., Le Roux, J., Deckart, K. 2015. Unraveling the Peruvian Phase of the Central Andes: Stratigraphy, sedimentology and geochronology of the Salar de Atacama Basin (22°30-23°S), northern Chile. *Basin Research* (2015) pp. 1 -28.

- Bascuñán, S. 2014. Stratigraphy, sedimentology and geochronology of the Tonel, Purilactis and Barros Arana Formations in the salar de Atacama basin (22°30'-23°S), Chile. Tesis de Magíster en ciencias mención Geología, Universidad de Chile, Santiago.
- Basso, M., Mpodozis, C., 2012. Carta Cerro Químal, Región de Antofagasta. 48 p., mapa escala 1:100.000. Sernageomin, Santiago de Chile.
- Black, L. P., Kamos, L., Allen, C.M., Aleinikoff, J.N., Davis, D.W., Korsch, R.J., Foudoulis, C. 2003, TEMORA 1: a new zircon standard for Phanerozoic U–Pb geochronology. *Chemical Geology* 200, 155– 170.
- Blair, T. C., McPherson, J. G., 1994. Alluvial fans and their natural distinction from rivers based on morphology, hydraulic processes, sedimentary processes, and facies assemblages. *Journal of sedimentary research*, 64(3).
- Blair, T. C., Bilodeau, W. L. 1988. Development of tectonic cyclothems in rift, pull-apart, and foreland basins: Sedimentary response to episodic tectonism. *Geology*, 16(6), 517-520.
- Blanco, N.; Tomlinson, A. 2009. Carta Chiu Chiu, Región de Antofagasta. Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile, Serie Geología Básica 117: 54 p., 1 mapa escala 1:50.000. Santiago.
- Blanco, N., Tomlinson, A.J., Mpodozis, C., Pérez de A., C. y Matthews, S., 2003. Formación Calama, Eoceno, II Región de Antofagasta (Chile): estratigrafía e implicancias tectónicas. In Congreso Geológico Chileno, No. 10, Actas (resúmenes), CD (texto in extenso). Universidad de Concepción, Concepción.
- Blanco, N. 2008. Estratigrafía y evolución tectono-sedimentaria de la cuenca cenozoica de Calama (Chile, 22°S). Tesis de Máster Geología Experimental, Universidad de Barcelona, Barcelona.
- Boucot, A.J.; Bahlburg, H.; Breitenkreuz, C.; Isaacson, P.E.; Niemeyer, H.; Urzúa, F. 1995. Devonian Brachiopods from Northern Chile. *Journal of Paleontology* 69 (2): 257-263.

- Bridge, J.S. Mackey, S.D. 1993. A theoretical study of fluvial sandstone body dimensions. In: Flint, S.S., Bryan ID (eds). The Geological modelling of hydrocarbon reservoirs and outcrop analogues. Int Assoc Sedimentol Spec Publ 15: 851-870.
- Brook, M., Pankhurst, R., Shepherd, T., Shapiro, B., 1987. Andchron: Andean geochronology and metallogenesis. Overseas Development Administration, British Geological Survey, Keyworth, UK, Open File Report, 83 pp.
- Brüggen, J., 1934. Grundzüge der Geologie und Lagerstättenkunde Chiles. Mathematisch-Naturwissenschaftlichen Klasse der Heidelberger Akademie der Wissenschaften, 362 p. Tübingen.
- Brüggen, J., 1942. Geología de la Puna de San Pedro de Atacama y sus formaciones de areniscas y arcillas rojas. In Congreso Panamericano de Ingeniería de Minas y Geología, Anales, Vol. 2, p. 342-367. Santiago, Chile.
- Brüggen, J., 1950. Fundamentos de la Geología de Chile. Instituto Geográfico Militar, 374 p. Santiago.
- Burbank, Douglas. Tectonics of sedimentary basins. Eds. Cathy J. Busby, and Raymond V. Ingersoll. Vol. 579. Oxford: Blackwell Science, 1995.
- Capuzzo, N., Wetzel, A., 2004. Facies and basin architecture of the Late Carboniferous Salvan-Dorénaz continental basin (Western Alps, Switzerland/France). *Sedimentology*, 51(4), 675-697.
- Cecioni, A., Frutos, J. 1975. Primera noticia sobre el hallazgo de Paleozoico inferior marino en la Sierra de Almeida, norte de Chile.
- Charrier, R. Reutter, K.J. 1988. La Formación Purilactis en el borde occidental del Salar de Atacama, 23°-23°45' de latitud sur, Chile. *Comunicaciones* 39:211 (Abstr).
- Charrier, R., Reutter, K.J. 1990. The Purilactis group of Northern Chile: link between arc and backarc during Late Cretaceous and Paleogene. In: *Proceedings IORSTOMISAG*, 249-252. ORSTOM Editions, Grenoble, France.

- Charrier, R., Reutter, K.J. 1994. The Purilactis group of northern Chile: boundary between arc and backarc from Late Cretaceous to Eocene. In: Tectonics of the Southern Central Andes: Structure and Evolution of an Active Continental Margin (Ed. by K.J. Reutter, E. Scheuber & P. Wigger), pp. 189–202. Springer, New York.
- Charrier, R., Pinto, L., Rodríguez, M.P. 2007. Tectonostratigraphic evolution of the Andean Orogen in Chile. In: Moreno, T., Gibbons, W. (eds.), The Geology of Chile. Geological Society of London, pp. 21-114.
- Chatterjee, S., Guven, N., Yoshinobu, A., Donofrio, R. 2003. The Shiva Crater: Implications for Deccan Volcanism, India-Seychelles rifting, dinosaur extinction, and petroleum entrapment at the KT Boundary. Geological Society of America Abstracts with Programs. 35(6): 168.
- Collinson, J., Mountney, N., Thompson, D., 2006. Sedimentary structures: England.
- Collinson, J.D., Thompson, D.B. 1989. Sedimentary Structure. Allen and Unwin, London, pp. 194.
- Colombo, F., 2010. Abanicos aluviales: secuencias y modelos de sedimentación. Sedimentología: del Proceso Físico a la Cuenca Sedimentaria: Madrid, Consejo Superior de Investigaciones Científicas, 131-224.
- Cornejo, P.; Mpodozis, C.; Rivera, O. y Matthews, S.J. 2009. Carta Sierra Exploradora, Región de Antofagasta y Atacama. Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile, Serie Geología Básica n° 119: 100 pp
- 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., Matthews, S. 2000. Relación entre magmatismo-tectónica y su implicancia en la formación de sistemas de pórfiros cupríferos: Yacimiento El Salvador, 3 Región. In Chile. 9° Congreso Geológico Chileno, Actas (Vol. 1, pp. 184-188).

- Cornejo, P., Tosdal, R. M., Mpodozis, C., Tomlinson, A. J., Rivera, O., Fanning, C. M., 1997. El Salvador, Chile porphyry copper deposit revisited: geologic and geochronologic framework. *International Geology Review*, 39(1), 22-54.
- Cortés, J. 2012. Carta Sierra Mariposa, Región de Antofagasta. Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile, Serie Geología Básica, 144, 1 mapa escala 1:100.000. Santiago.
- Dallmeyer, R. D., Brown, M., Grocott, J., Taylor, G. K., & Treloar, P. J. (1996). Mesozoic Magmatic and Tectonic Events within the Andean Plate Boundary Zone, 26-27 30'S, North Chile: Constraints from Mineral Ages. *The Journal of Geology*, 104(1), 19-40.
- Davidson, J.; Mpodozis, C.; Rivano, S. 1981. El Paleozoico de Sierra de Almeida, al oeste de Monturaqui, Alta Cordillera de Antofagasta, Chile. *Revista Geológica de Chile* 12: 3-23.
- Derry, L.A. 2008. Weathering and climate. *Encyclopedia of Paleoclimatology and Ancient Environments*. Encyclopedia of Earth Sciences series, Springer, pp. 981-986.
- DeCelles, P. G., Carrapa, B., Horton, B. K., Gehrels, G. E. 2011. Cenozoic foreland basin system in the central Andes of northwestern Argentina: Implications for Andean geodynamics and modes of deformation. *Tectonics*, 30(6).
- DeCelles, P. G. (2011). Foreland basin systems revisited: Variations in response to tectonic settings. *Tectonics of sedimentary basins: Recent advances*: New York, John Wiley & Sons, 405-426.
- DeCelles, P. G., & Giles, K. A. 1996. Foreland basin systems. *Basin research*, 8(2), 105-123.
- Decelles, P. G., Gray, M. B., Ridgway, K. D., Cole, R. B., Pivnik, D. A., Pequera, N., & Srivastava, P. 1991. Controls on synorogenic alluvial-fan architecture, Beartooth Conglomerate (Palaeocene), Wyoming and Montana. *Sedimentology*, 38(4), 567-590.

- Dingman, R.J., 1963. Cuadrángulo Tular. Instituto de Investigaciones Geológicas, Carta Geológica de Chile, 11, 1–35. 1 Mapa escala 1:50,000. Santiago, Chile.
- Duncan, R.A., Pyle, D.G. 1988. Rapid eruption of the Deccan flood basalts at the Cretaceous/Tertiary boundary. *Nature*. 333 (6176), 841–843.
- Dutro, J. T., Isaacson, P. E. 1990. Lower Carboniferous brachiopods from Sierra de Almeida, northern Chile. In *Brachiopods through Time. Proceedings of the International Brachiopod Congress, University of Otago, Dunedin (Vol. 2, pp. 227-232)*.
- Espinoza, F.; Matthews, S.; Cornejo, P.; Venegas, C. 2011. Carta Catalina, Región de Antofagasta. Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile, Serie Geología Básica 129: 63 p. 1 mapa escala 1:100.000. Santiago.
- Farías, M., Charrier, R., Comte, D., Martinod, J., Hérail, G. 2005. Late Cenozoic deformation and uplift of the western flank of the Altiplano: Evidence from the depositional, tectonic, and geomorphologic evolution and shallow seismic activity (northern Chile at 19° 30' S). *Tectonics*, 24(4).
- Ferrando, R.; Espinoza, F. 2013. Carta Aguas Blancas, Región de Antofagasta. Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile, Serie Geología Básica No. XXX: XX p., 1 mapa escala 1:100.000.
- Flint, S., Turner, P., Jolley, E. J., & Hartley, A. J. 1993. Extensional tectonics in convergent margin basins: An example from the Salar de Atacama, Chilean Andes. *Geological Society of America Bulletin*, 105(5), 603-617.
- Flint S.S. 1985 Alluvial fan and playa sedimentation in the Andean arid closed basin: the Paciencia Group, Antofagasta Province, Chile. *Journal Geo. Soc. London*, Vol 142, p. 533 – 546.
- Flint, S.S., Hartley, A.J., Rex, D.C., Guise, P., Turner, P. 1989. Geochronology of the Purilactis Formation, northern Chile: An insight into late Cretaceous/early Tertiary basin dynamics of the central Andes. *Revista Geológica de Chile* 16: 241-246.

- Folk, R.L. 1974. *Petrology of Sedimentary Rocks*. Hemphill Publishing Company: 182 p.
- García, F. 1967. Geología del Norte Grande de Chile. In: *Symposium sobre el Geosinclinal Andino*, Sociedad Geológica de Chile, 3: 138 p.
- Gardeweg, M., Pino, H., Ramirez, C. F., Davidson, I. 1994. Mapa Geológico del Área de Sierra de Imilac y Sierra de Almeida. Servicio Nacional de Geológico y Minería, Documentos de Trabajo, N° 7 (1: 100.000), Santiago.
- Gardeweg, M.; Ramírez, C.F.; Davidson, J. 1993. Mapa geológico del área del Salar de Punta Negra y del Volcán Llullaillaco (1:100.000), Región de Antofagasta. Servicio Nacional de Geología y Minería. Documentos de Trabajo No.5, Santiago.
- Gardeweg, M., Ramírez, C.F., 1985. Hoja Río Zapaleri, Región de Antofagasta. Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile, 66 (1:250.000), pp. 1-89.
- Gawthorpe, R. L., & Leeder, M. R. 2000. Tectono-sedimentary evolution of active extensional basins. *Basin Research*, 12(3-4), 195-218.
- Ghazi, S., Mountney, N.P. 2009. Facies and architectural element analysis of a meandering fluvial succession: The Permian Warchha Sandstone, Salt Range, Pakistan. *Sedimentary Geology*, 221(1), 99-126.
- González, R.; Wilke, H.; Menzies, A.; Riquelme, R.; Herrera, C. 2015. Carta Sierra de Varas, Región de Antofagasta. Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile, Serie Geología Básica. 1 mapa escala 1:100.000. Santiago.
- Grocott, J., Brown, M., Dallmeyer, R. D., Taylor, G. K., & Treloar, P. J. 1994. Mechanisms of continental growth in extensional arcs: An example from the Andean plate-boundary zone. *Geology*, 22(5), 391-394.
- Goudie, A.S., 1973. *Duricrusts in Tropical and Subtropical Landscapes*. Oxford, UK: Clarendon Press, 174pp.

- Gygi, R., Hillebrandt, A. 1991. Ammonites (mainly Gregoryceras) of the Oxfordian (Late Jurassic) in northern Chile and time-correlation with Europe. Schweizerische Paläontologische Abhandlungen 113:135-185.
- Haq, B. U., Hardenbol, J., Vail, P. R., 1987. Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic. Science, 235(4793), 1156-1167.
- Halpern, 1978. Geological significance of Rb-Sr isotopic data of northern Chile, crystalline rocks of the Andean Orogen between latitudes 23° y 27° south. Geological Society of American, Bulletin, Vol. 89 p. 522-532
- Hammerschmidt, K., Döbel, R., Friedrichsen, H., 1992. Implication of $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating of Early Tertiary volcanic rocks from the north-Chilean Precordillera. Tectonophysics, 202, 55–81.
- Harrington, H. 1961. Geology of parts of Antofagasta and Atacama Provinces of northern Chile. American Association of Petroleum Geologists, Bulletin 45, 169-197.
- Hartley, A., Flint, S., Turner, P. 1988. A proposed lithostratigraphy for the Cretaceous Purilactis Formation, Antofagasta Province, northern Chile. In: Congreso Geológico Chileno No. 5 Actas, 3, H83–H99. Departamento de Geología y Geofísica de la Universidad de Chile, Santiago.
- Hartley, A.J., Flint, S., Turner, P., Jolley, E.J. 1992. Tectonic controls on the development of a semiarid, alluvial basin as reflected in the stratigraphy of the Purilactis Group (upper Cretaceous-Eocene), northern Chile. Journal of South American Earth Sciences, 5, 275–296.
- Henríquez, S. 2012. Estructura del Salar de Atacama: Implicancias en la estructura cortical de los Andes Centrales. MSc Thesis, Universidad de Chile, Santiago, (unpublished).
- Henríquez, S.M.; Arriagada, C.; Becerra, J., 2014. Geología del área San Pedro de Atacama, Región de Antofagasta. Servicio Nacional de Geología y Minería. Carta Geológica de Chile, Serie Geología Básica. 1 mapa escala 1:100.000. Santiago, Chile.

- Herrera, S., Bobadilla, P., & Pinto, L. Sedimentación y deformación durante el Mioceno Superior en la Cordillera Occidental a los 19 15'S (norte de Chile).
- Hofman, C., Féraud, G., Courtillot, V. 2000. "⁴⁰Ar/³⁹Ar dating of mineral separates and whole rocks from the Western Ghats lava pile: further constraints on duration and age of the Deccan traps". *Earth and Planetary Science Letters*. 180: 13–27.
- Houston, J., Hartley, A.J., 2003. The Central Andean west-slope rainshadow and its potential contribution to the origin of hyper-aridity in the Atacama desert. *International Journal of Climatology*. 23, pp 1453 – 1464.
- Isaacson, P.E., Fischer, L., Davidson, J., 1985. Devonian and Carboniferous stratigraphy of Sierra de Almeida, Northern Chile, preliminary results. *Revista geológica de Chile*, No. 25-26, p. 113-124.
- Isacks, B. L. 1988. Uplift of the central Andean plateau and bending of the Bolivian orocline. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 93(B4), 3211-3231.
- Johnson, H. D., & Baldwin, C. T., 1986. Sedimentary environments and facies. Pp. 229-282.
- Jordan, T.E., Mpodozis, C. 2006. Estratigrafía y evolución tectónica de la cuenca paleógena de Arizaro-Pocitos, Puna oriental (24°S – 25°S). XI Congreso Geológico Chileno, Antofagasta, Chile. Actas, Vol. 2, Análisis de Cuenca.
- Jordan, T.E., Mpodozis, C., Muñoz, N., Blanco, N., Pananont, P., Gardeweg, M. 2007. Cenozoic subsurface stratigraphy and structure of the Salar de Atacama Basin, northern Chile. *Journal of South American Earth Sciences* 23: 122-146.
- Jordan, T. E., Burns, W. M., Veiga, R., Pángaro, F., Copeland, P., Kelley, S., & Mpodozis, C. 2001. Extension and basin formation in the southern Andes caused by increased convergence rate: A mid-Cenozoic trigger for the Andes. *Tectonics*, 20(3), 308-324.
- Jordan, T. E. 1995. Retroarc foreland and related basins, in *Tectonics of Sedimentary Basins*, edited by C. J. Busby, and R. V. Ingersoll, pp. 331–362.

- Kominz, M. A. 1984. Oceanic ridge volumes and sea-level change-an error analysis.
- Lahsen, A. 1969. Geología del área comprendida entre El Tatio y los Cerros de Aiquina. CORFO, Como Geoterm. (inédito), 69 p. Santiago.
- Larson, R. L. y Pitman, W. C., 1972, World-wide correlation of Mesozoic magnetic anomalies, and its implications: Geological Society of America Bulletin, v. 83, p. 3645-3662.
- Le Bas, M. J., Le Maitre, R. W., Streckeisen, A., & Zanettin, B. 1986. A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram. Journal of petrology, 27 (3), 745-750.
- Le Roux, J. P. (2012a). A review of Tertiary climate changes in southern South America and the Antarctic Peninsula. Part 1: Oceanic conditions. Sedimentary Geology, 247, 1-20.
- Ludwig, K. (2008). Manual for isoplot 3.7. Berkeley Geochronology Center Special Publication, 4, 77.
- Maksaev, V. 1978. Cuadrángulo Chitigua y sector occidental del cuadrángulo cerro Palpana. Inst. Invest. Carta Geol. Chile, No. 31, p. 27-30.
- Maksaev, V., Zentilli, M., 1999. Fission track thermochronology of the Domeyko Cordillera, northern Chile: implications for Andean tectonics and porphyry copper metallogenesis. Exploration and Mining Geology, 8, 65–89.
- Marinovic, N., García, M., 1999. Hoja Pampa Unión. Región de Antofagasta. Servicio Nacional de Geología y Minería, Mapas Geológicos, 9. 1 Mapa escala 1:100,000. Santiago, Chile.
- Marinovic, N.; Smoje, I.; Hervé, M.; Mpodozis, C. 1995. Hoja Aguas Blancas. Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile, 70: 150 p. 1 mapa escala 1:250.000. Santiago.

- Marinovic, N.S., Lahsen, A.A. 1984. Hoja Calama. Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile, No. 58,140 p.
- Marquillas RA., Salfity, J. A. 1988 Tectonic framework and correlations of the Cretaceous-Eocene Salta Group: Argentina. In: Bahlburg H, Breitzkreuz C, Giese P (eds) The Southern Central Andes. Lecture Notes in Earth Sciences 17, Springer-Verlag, Berlin Heidelberg New York, pp 119–136
- Marquillas, R. A., Del Papa, C., & Sabino, I. F. 2005. Sedimentary aspects and paleoenvironmental evolution of a rift basin: Salta Group (Cretaceous–Paleogene), northwestern Argentina. *International Journal of Earth Sciences*, 94(1), 94-113.
- Marquillas, R. A., Salfity, J. A., Matthews, S. J., Matteini, M., & Dantas, E. 2011. U–Pb zircon age of the Yacoraite Formation and its significance to the Cretaceous–Tertiary boundary in the Salta Basin, Argentina. *Cenozoic Geology of the Central Andes of Argentina*. SCS Publisher, 227-246.
- Marquillas, R., & Salfity, J. 1988. Tectonic framework and correlations of the cretaceous-eocene salta group; Argentina. *The Southern Central Andes*, 119-136.
- Miall, A.D. 2006. *The Geology of Fluvial Deposits. Sedimentary Facies, Basin Analysis and Petroleum Geology*.
- Miall, A. D. 1996. *The Geology of Fluvial Deposits: Sedimentary Facies, Basin Analysis. Petroleum Geology*. Springer-Verlag, New York, 582.
- Miall. A. D. 1978. Lithofacies types and vertical profile models in braided river deposits: a summary. In: Miall: AD (ed) *Fluvial sedimentology*. *Can Soc Petrol Geol Mem* 5: 597-604.
- 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. Bsc Thesis, Universidad de Chile, Santiago, (unpublished).

- Mpodozis, C., & Cornejo, P. 2012. Cenozoic tectonics and porphyry copper systems of the Chilean Andes. Society of Economic Geologists Special Publication, 16, 329-360.
- 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*, 399, 125–154.
- Mpodozis, C., Blanco, N., Jordan, T., & Gardeweg, M. C., 2000. Estratigrafía y deformación del Cenozoico tardío en la región norte de la cuenca del Salar de Atacama: La zona de Vilama-Pampa Vizcachitas. In Congreso Geológico Chileno (Vol. 2).
- Mpodozis, C., Arriagada, C., Roperch, P., 1999. Cretaceous to Paleogene geology of the Salar de Atacama basin, northern Chile: a reappraisal of the Purilactis Group stratigraphy. In: Proceedings IV IRD-ISAG, pp. 523–526. IRD Editions, Göttingen.
- Muñoz, N., Charrier, R., 1999. Interactions between the basement and the cover, Salar de Atacama basin, northern Chile. Proceedings of the Thrust Tectonics Conference, University of London, pp. 278-281.
- 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., Charrier, R., Jordan, T.E., 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.
- Naranjo, J.A.; Villa, V.; Venegas, C. 2013a. Geología de las áreas Salar de Aguilar y Portezuelo del León Muerto, Región de Atacama. Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile, Serie Geología Básica, Nos. 151-152, 1 mapa escala 1:100.000. Santiago.

- Naranjo, J.A.; Villa, V.; Venegas, C. 2013b. Geología de las áreas Salar de Pajonales y Cerro Moño, regiones de Antofagasta y Atacama. Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile, Serie Geología Básica, Nos. 153-154, 1 mapa escala 1:100.000. Santiago.
- Naranjo, J. A., Cornejo, P. 1992. Hoja Salar de la Isla: Servicio Nacional de Geología y Minería. Carta Geológica de Chile, 72.
- Naranjo, J.; Puig, A. 1984. Hojas Taltal y Chañaral. Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile. 62-63: 140 p., 1 mapa escala 1:250.000.
- Narea, K., Peña, M., Bascuñan, S., Becerra, J., Gómez, I., Deckart, K., Munizaga, F., MaksaeV, V., Arriagada, C., Roperch, P. 2015. Paleomagnetism of Permo-Triassic and Cretaceous rocks from the Antofagasta region, northern Chile. *Journal of South American Earth Sciences* 64 (2015), pp 261 – 272.
- Nash D.J. 2008. Duricrust. *Encyclopedia of Paleoclimatology and Ancient Environments. Encyclopedia of Earth Sciences series*, pp. 285 – 286.
- Nester, P., Jordan, T., 2008. The Pampa del Tamarugal forearc basin in Northern Chile: the interaction of tectonics and climate. *Tectonics of Sedimentary basins: Recent Advances. Chapter 18*, pp 369 – 381.
- Niemeyer, H., 2013. Geología del área Cerro Lila-Peine, Región de Antofagasta. Servicio Nacional de Geología y Minería. Carta Geológica de Chile. Serie Geología Básica, 147(39), 1.
- Niemeyer, H., Zavattieri, A.M., Ballent, S., Zamuner, A., Gallego, O., 2008. Triassic age of the continental Pular Formation, Sierra de Almeida, Antofagasta, northern Chile. *Revista Geológica de Chile* 35 (1): 147-161.
- Niemeyer, H., Urzúa, F., Aceñolaza, G., & González, C. R. 1985. Progresos recientes en el conocimiento del Paleozoico de la Región de Antofagasta. In *Congreso Geológico Chileno* (No. 4, pp. 410-438).

- Oliveros, V., Labbé, M., Rossel, P., Charrier, R., Encinas, A. 2012. Late Jurassic paleogeographic evolution of the Andean back-arc basin: New constrains from the Lagunillas Formation, northern Chile (27° 30'–28° 30'S). *Journal of South American Earth Sciences*, 37, 25-40.
- Pananont, P., Mpodozis, C., Blanco, N., Jordan T.E., Brown L.D., 2004. Cenozoic evolution of the northwestern Salar de Atacama Basin, northern Chile. *Tectonics* Vol. 23.
- Pardo-Casas, F., & Molnar, P. 1987. Relative motion of the Nazca (Farallon) and South American plates since Late Cretaceous time. *Tectonics*, 6(3), 233-248.
- Pilger, R. H. 1984. Cenozoic plate kinematics, subduction and magmatism: South American Andes. *Journal of the Geological Society*, 141(5), 793-802.
- Pimentel, M.M., Carmo, I., Terra, G., 2012. U–Pb age of tuffs from the Balbuena Group, Salta Basin, NW Argentina. VIII South American Symposium of Isotope Geology (SSAGI),
- Pino H. , Fuenzalida G. 1988. Algunos rasgos geológicos de las sierras Almeyda, San Juan y Guanaqueros. Región de Antofagasta. Proyectos exploratorios fuera de Magallanes ENAP-Magallanes. Santiago.
- Posamentier, H. W., & Allen, G. P. 1999. Siliciclastic sequence stratigraphy: concepts and applications (Vol. 7). Tulsa: SEPM (Society for Sedimentary Geology).
- Price, D.G. 2008. Mesozoic Climates. *Encyclopedia of Paleoclimatology and Ancient Environments*. Encyclopedia of Earth Sciences series, Springer, pp. 554 – 558.
- Prothero D.R. 2008. Paleogene Climates. *Encyclopedia of Paleoclimatology and Ancient Environments*. Encyclopedia of Earth Sciences series, Springer, pp. 728 – 733.
- Ramírez, C.F., Gardeweg, M., 1982. Hoja Toconao, Carta Geológica de Chile, 54, 1–122. 1 Mapa escala 1:250,000. Santiago, Chile.

- Reiners, P.W., Thomson, S.N., Vernon, A., Willett, S.D., Zattin, M., Einhorn, J., Gehrels, G., Quade, J., Pearson, D., Murray, K.E., Cavazza, W. 2015. Low-temperature thermochronologic trends across the central Andes 21°S – 28°S. In: DeCelles, P.G., Ducea, M.N., Carrapa, B., Kapp, P.A. (eds.), *Geodynamics of a Cordilleran Orogenic System: the Central Andes of Argentina and Northern Chile*. The Geological Society of America, Memoir 212, 215-250.
- Retallack, G. J. 1997. *Colour guide to paleosols*. John Wiley & Sons Ltd.
- Riccardi, A.C., 1988. *The Cretaceous System of Southern South America*. The Geological Society of America, Memoir 168, 145 pp.
- Rubilar, 2016 (Inedito). Informe Paleontológico No. 2016-03. Estudio de muestras paleontológicas obtenidas durante el desarrollo de la Carta Imilac (1: 100.000), sureste de Antofagasta
- Rubilar-Rogers, D.D., Otero, R.A., Yuri-Yañez, R.E., Vargas, A.O., Gutstein, C.S., 2012. An overview of the dinosaur fossil record from Chile. *Journal of South American earth Science*, 37, 242-255.
- Rubilar, J.F. 2015. *Arquitectura interna y desarrollo Oligoceno-Mioceno de la cuenca del Salar de Atacama, Andes Centrales del norte de Chile*. Tesis de Magíster en ciencias mención Geología, Universidad de Chile, Santiago.
- Rubilar, J.F., Becerra J., Arriagada C., en preparación. *Structure of the Cordillera de la Sal: A key tectonic element for the Oligocene-Neogene evolution of the Salar de Atacama basin, Central Andes of Northern Chile*.
- Rubinstein, C., Niemeyer, H., & Urzua, F. (1996). Primeros resultados palinológicos en la Formación Zorritas, Devónico-Carbonífero de Sierra de Almeida, Región de Antofagasta, Chile. *Andean Geology*, 23(1), 81-95.
- Salfity, J. A., & Marquillas, R. A. 1999. La cuenca cretácico-terciaria del norte argentino. *Geología Argentina*, 29.

- Salfty, J.A., Marquillas, R.A., Gardeweg, M.C., Ramírez, C.F., Davidson, J., 1985. Correlaciones en el Cretácico superior del norte de la Argentina y Chile. In: Congreso Geológico Chileno No. 4 Actas, 1, 654–667. Universidad del Norte, Antofagasta.
- Salinas, P., Marshall, L., and Sepúlveda, P., 1991a, Vertebrados continentales del Paleozoico y Mesozoico de Chile: VI Congreso Geológico Chileno, Viña del Mar, Resúmenes Expandidos , p. 310-313.
- Salinas, P., Sepúlveda, P., Marshall, L., 1991. Hallazgo de restos óseos de dinosaurios (Saurópodos) en la Formación Pajonales (Cretácico Superior), Sierra de Almeida, Región de Antofagasta, Chile: Implicancia cronológica. Proceedings of the VI Congreso Geológico Chileno, pp. 534 – 537.
- Scheuber, E., Bogdanic, T., Jensen, A., Reutter, K. J. 1994. Tectonic development of the north Chilean Andes in relation to plate convergence and magmatism since the Jurassic. In Tectonics of the southern central Andes (pp. 121-139). Springer Berlin Heidelberg.
- Schmidt, G.A. 2008. Paleocene–Eocene Thermal Maximum. Encyclopedia of Paleoclimatology and Ancient Environments. Encyclopedia of Earth Sciences series, Springer, pp. 696-700.
- Sempere, T., Butler, R.F., Richards, D.R., Marshall, L.G., Sharp, W., Swisher III, C.C., 1997. Stratigraphy and chronology of Upper Cretaceous-lower Paleogene strata in Bolivia and northwest Argentina. Geological Society of America Bulletin, 109, 709-727.
- SERNAGEOMIN, 2003. Mapa Geológico de Chile: versión digital, vol. 4, Servicio Nacional de Geología y Minería, Publicación Geológica Digital, Santiago (2003)
- Sheldon, N.D. 2008. Red Beds. Encyclopedia of Paleoclimatology and Ancient Environments. Encyclopedia of Earth Sciences series, Springer, pp. 871 - 873

- Sheth, H.C., 2005. Were the Deccan flood basalts derived in part from ancient oceanic crust within the Indian continental lithosphere? *Gondwana Research* 8, 109–127.
- Skarmeta J.M., Marinovic N.S., 1981. Hoja Quillagua. *Inst. Invest. Carta. Geol. Chile*, No. 51, p. 26-28.
- Sial, A.N., Lacerda L.D., Ferreira V.P., Frei, R., Marquillas, R.A., Barbosa, J.A., Gaucher, C., Windmöller, C.C., Pereira, N.S., 2005. Mercury as a proxy for volcanic activity during extreme environmental turnover: The Cretaceous-Paleogene transition. *Paleogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 387 (2013), pp. 153-164.
- Smoot, J.P. 2008. Sedimentary indicators of climate change. *Encyclopedia of Paleoclimatology and Ancient Environments. Encyclopedia of Earth Sciences series*, Springer, pp. 902-906.
- Solari, M. Venegas, C. Montecinos, D. Astudillo, N. Bahamondes, B. Cortes, J. En prep. Geología del área de Imilac-Quebrada Guanaqueros, Región Antofagasta. Servicio Nacional de Geología y Minería. Carta Geológica de Chile, Serie Geología Básica. 1 mapa escala 1:100.000. Santiago. Chile.
- Somoza, R., Ghidella, M. E. 2012. Late Cretaceous to recent plate motions in western South America revisited. *Earth and Planetary Science Letters*, 331, 152-163.
- Somoza, R., Tomlinson, A. J., Caffè, P. J., & Vilas, J. F. 2012. Paleomagnetic evidence of earliest Paleocene deformation in Calama (~ 22° S), northern Chile: Andean-type or ridge-collision tectonics?. *Journal of South American Earth Sciences*, 37, 208-213.
- Stanistreet, I. G., & McCarthy, T. S. 1993. The Okavango Fan and the classification of subaerial fan systems. *Sedimentary Geology*, 85(1-4), 115-133.
- Tomlinson, A.J., Blanco, N., Dilles, J.H. 2010. Carta Calama, Región de Antofagasta. Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile, Serie Preliminar 8: 39p., 1 mapa escala 1:50.000. Santiago.

- Tomlinson, A. J., Blanco N., Makshev, V., Dilles J. H., Grunder, A. L., Ladino, M. 2001 Geología de la Precordillera Andina de Quebrada Blanca – Chuquicamata, Regiones I y II (20°30' -22°30' S). Ser. Nac. Geol. Min., Informe Registrado (IR-01-20, pp. 1-444).
- Tomlinson, A. J., Cornejo, P., and Mpodozis, C., 1999, Hoja Potrerillos, Región de Atacama: Servicio Nacional de Geología y Minería, Mapas Geológicos No. 14, 1 mapa escala 1:100.000, Santiago.
- Trumbull, R. B., Riller, U., Oncken, O., Scheuber, E., Munier, K., & Hongn, F., 2006. The time-space distribution of Cenozoic volcanism in the South-Central Andes: a new data compilation and some tectonic implications. In *The Andes* (pp. 29-43). Springer Berlin Heidelberg.
- Urzúa, F. 2009. Geology, geochronology and structural evolution of La Escondida copper district, northern Chile. Ph.D. Thesis (Unpublished), University of Tasmania: 486 p. Hobart, Australia.
- Urzúa, F. 1989., Estratigrafía y sedimentología de la Formación Zorritas, Sierra Guanaqueros, extremo sur de la Sierra de Almeida, II Región de Antofagasta, Chile. Memoria de Título (Unpublished). Universidad Católica del Norte, Depto. Ciencias Geológicas, Antofagasta, p. 1-189.
- Tucker, M. E., 2003. *Sedimentary rocks in the field*. John Wiley & Sons.
- Vasquez, P., Glodny, J., Franz, G., Frei, D., & Romer, R. L. 2011. Early Mesozoic Plutonism of the Cordillera de la Costa (34–37 S), Chile: constraints on the onset of the Andean Orogeny. *The Journal of Geology*, 119(2), 159-184.
- Van Sickel, W. A., Kominz, M. A., Miller, K. G., Browning, J. V. 2004. Late Cretaceous and Cenozoic sea-level estimates: backstripping analysis of borehole data, onshore New Jersey. *Basin Research*, 16(4), 451-465.

- Venegas, C.; Cervetto, M.; Astudillo, N.; Espinoza, F. 2013. Carta Sierra Vaquillas Altas, Regiones de Antofagasta y Atacama. Carta Geológica de Chile, Serie Geología Básica. 159: 93 p. 1 mapa escala 1:100.000. Santiago.
- Viseras, C., & Fernández, J. (2010). Sistemas aluviales de alta sinuosidad. Sedimentología: del proceso físico a la cuenca sedimentaria. Madrid: Consejo superior de investigaciones científicas, 261-297.
- Westermann, G. (Ed.). 1992. The Jurassic of the Circum-Pacific. Cambridge University Press: 676 p.
- Wiedenbeck, M., Alle, P., Corfu, F., Griffin W.L., Meier, M., Oberli, F., Vonquadt A., Roddick, J.C., Speigel W. 1995. 3 Natural Zircon Standards for U-Th-Pb, Lu-Hf, Trace-Element and REE Analyses. Geostandards Newsletter 19, 1-23.
- Wilkes, E., 1990. Die Geologie der Cordillera de la Sal, Nordchile. Berliner Geowissenschaftliche Abhandlungen, 128, 145 pp.
- Wilkes, E., Görler, K., 1994. Sedimentary and Structural Evolution of the Salar de Atacama Depression. In: Reutter, K.-J., Scheuber, E., Wigger, P.J. (eds.), Tectonics of the Southern Central Andes: Structure and Evolution of an Active Continental Margin. Springer-Verlag, Berlin, pp. 171-188.
- Wobus, C. W., Tucker, G. E., & Anderson, R. S. 2010. Does climate change create distinctive patterns of landscape incision?. Journal of Geophysical Research: Earth Surface, 115(F4).
- Yang, Y. (2011). Tectonically-driven underfilled–overfilled cycles, the Middle Cretaceous in the northern Cordilleran foreland basin. Sedimentary Geology, 233(1), 15-27.
- Yang, Y., & Miall, A. D. (2010). Migration and stratigraphic fill of an underfilled foreland basin: Middle–Late Cenomanian Belle Fourche Formation in southern Alberta, Canada. Sedimentary Geology, 227(1), 51-64.

Yuan, X., Sobolev, S. V., & Kind, R. (2002). Moho topography in the central Andes and its geodynamic implications. *Earth and Planetary Science Letters*, 199(3), 389-402.

Zachos, J., Pagani, M., Sloan, L., Thomas, E., Billups, K. 2001. Trends, Rhythms, and Aberrations in Global Climate 65 Ma to Present. *Paleoclimate. Science* VOL 292, pp.86-693.

VII. ANEXOS y APÉNDICES

A. Columnas estratigráficas

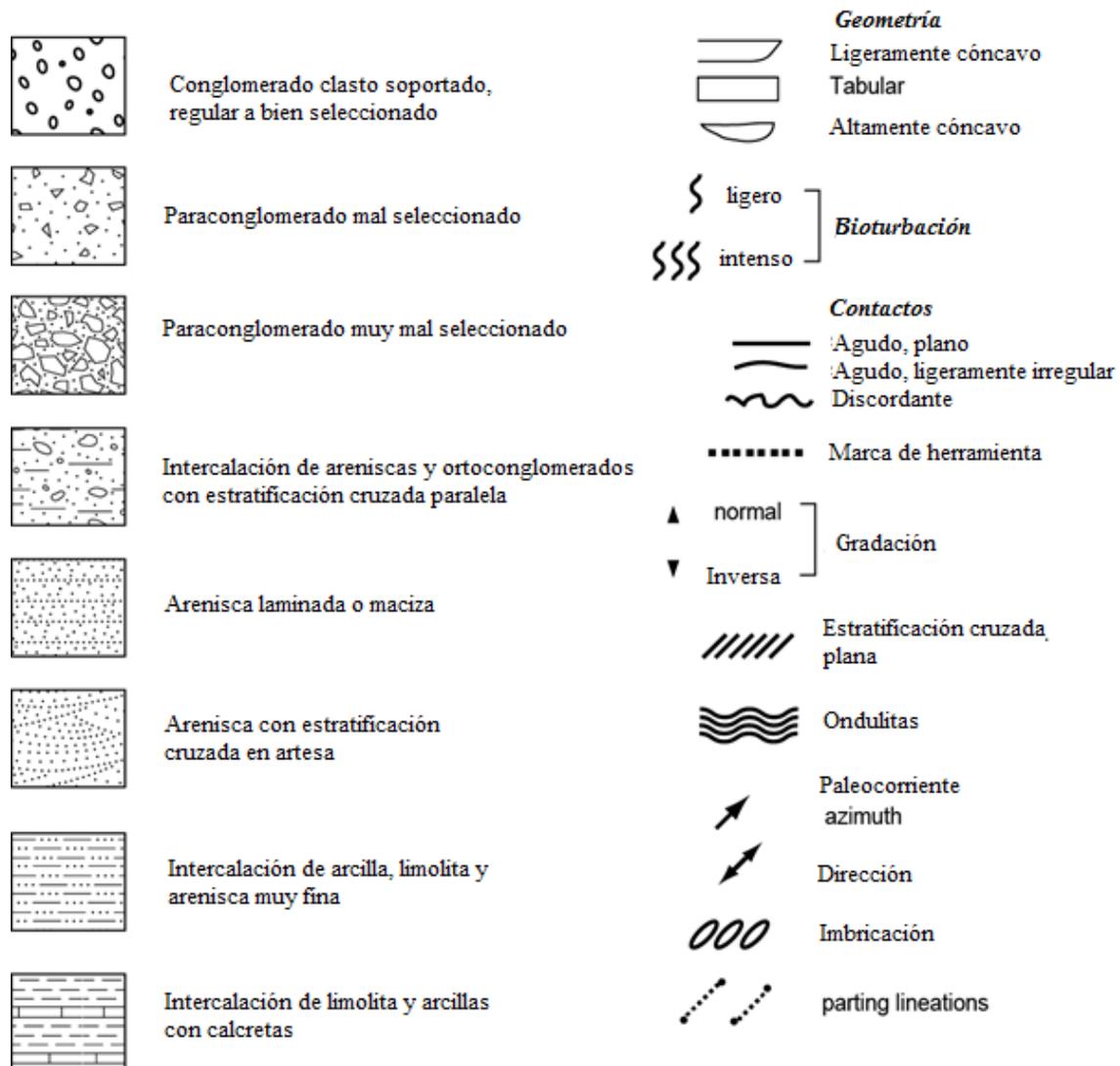


Figura A.1.

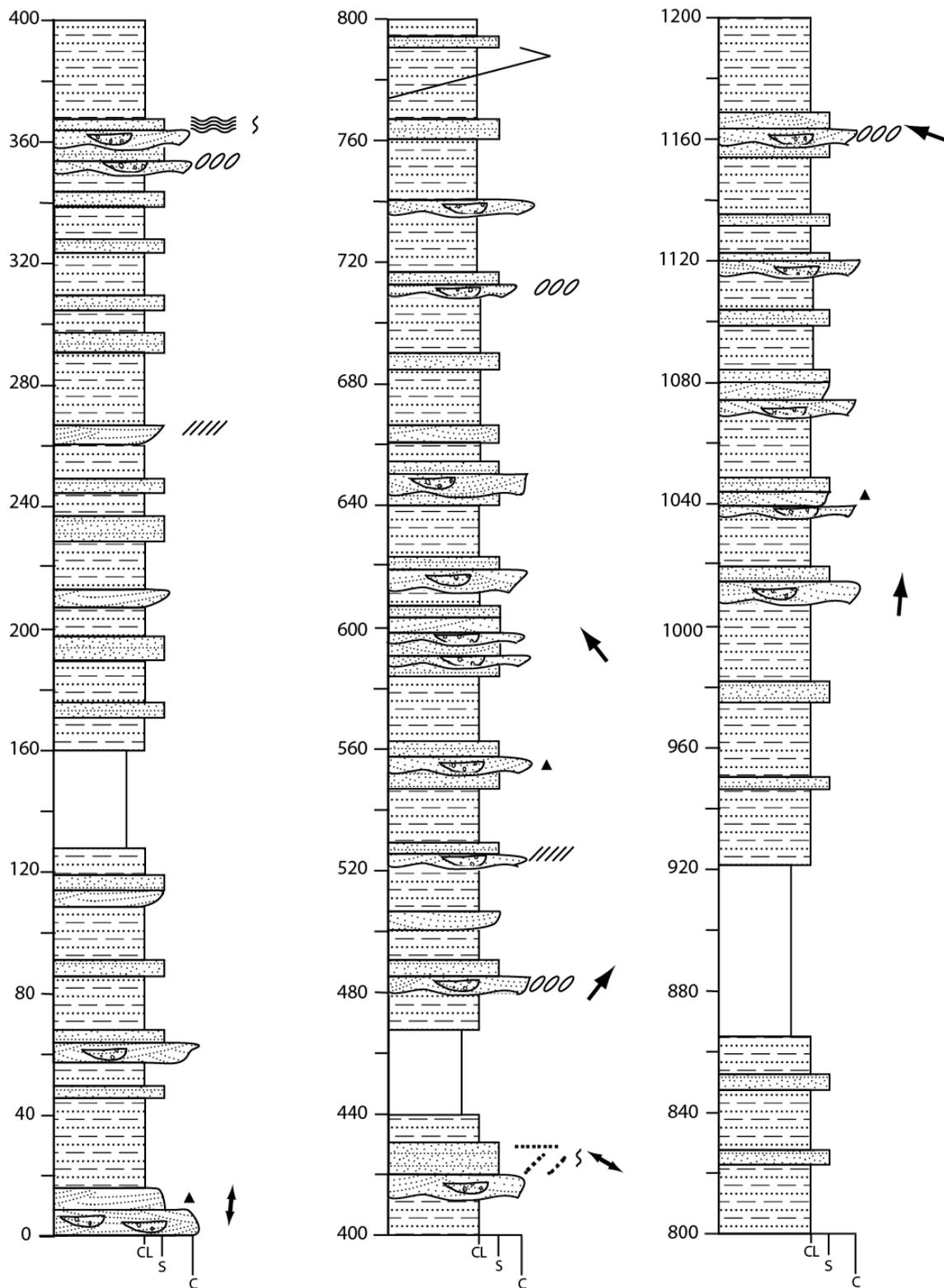


Figura A.2. Columna estratigráfica A-A'-A'' medida de la Formación Quebrada Pajonales.

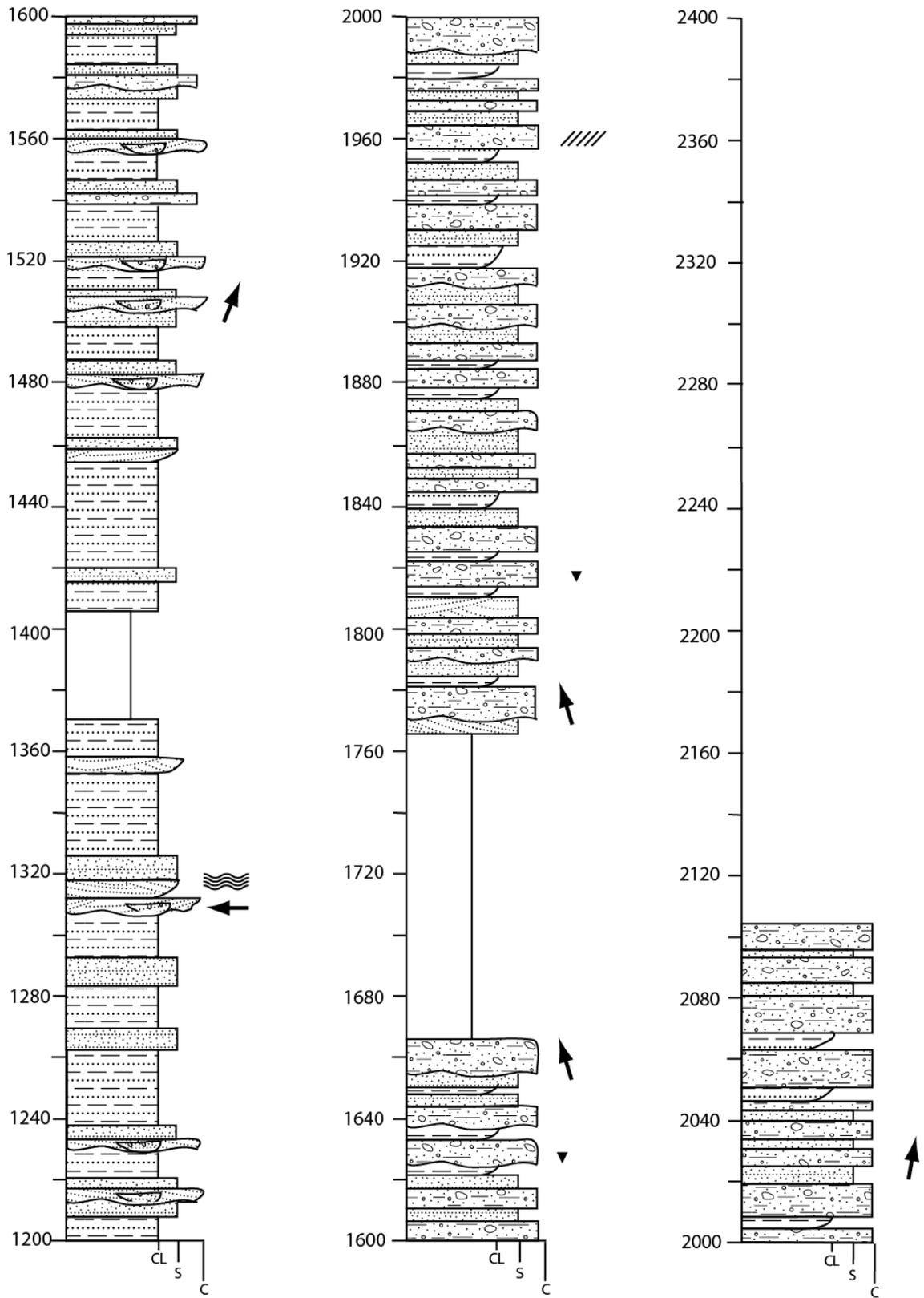


Figura A.2. (continuación).

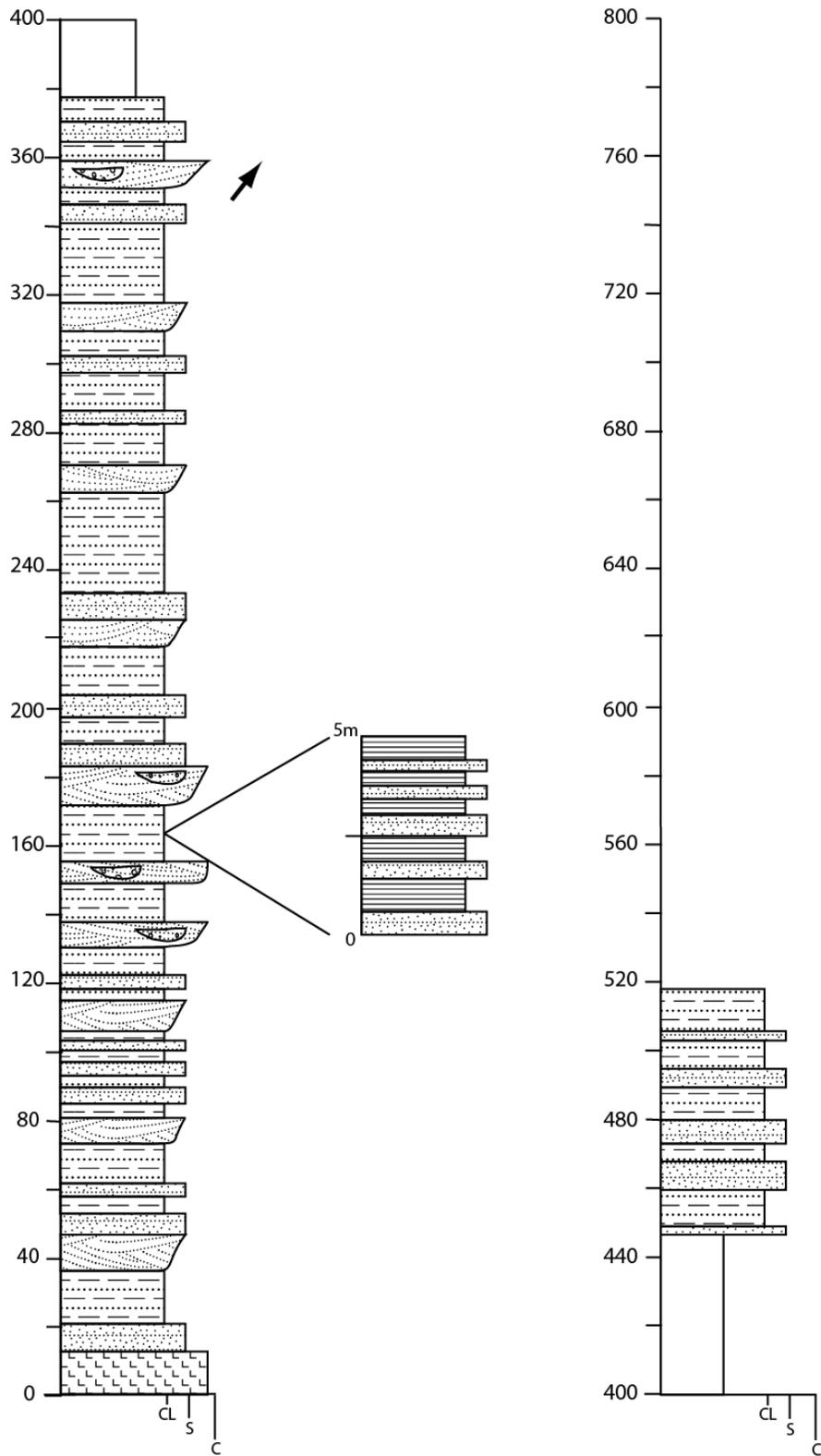


Figura A.3. Columna estratigráfica B-B' medida de la Formación Quebrada Pajonales en la sierra Agua Colorada.

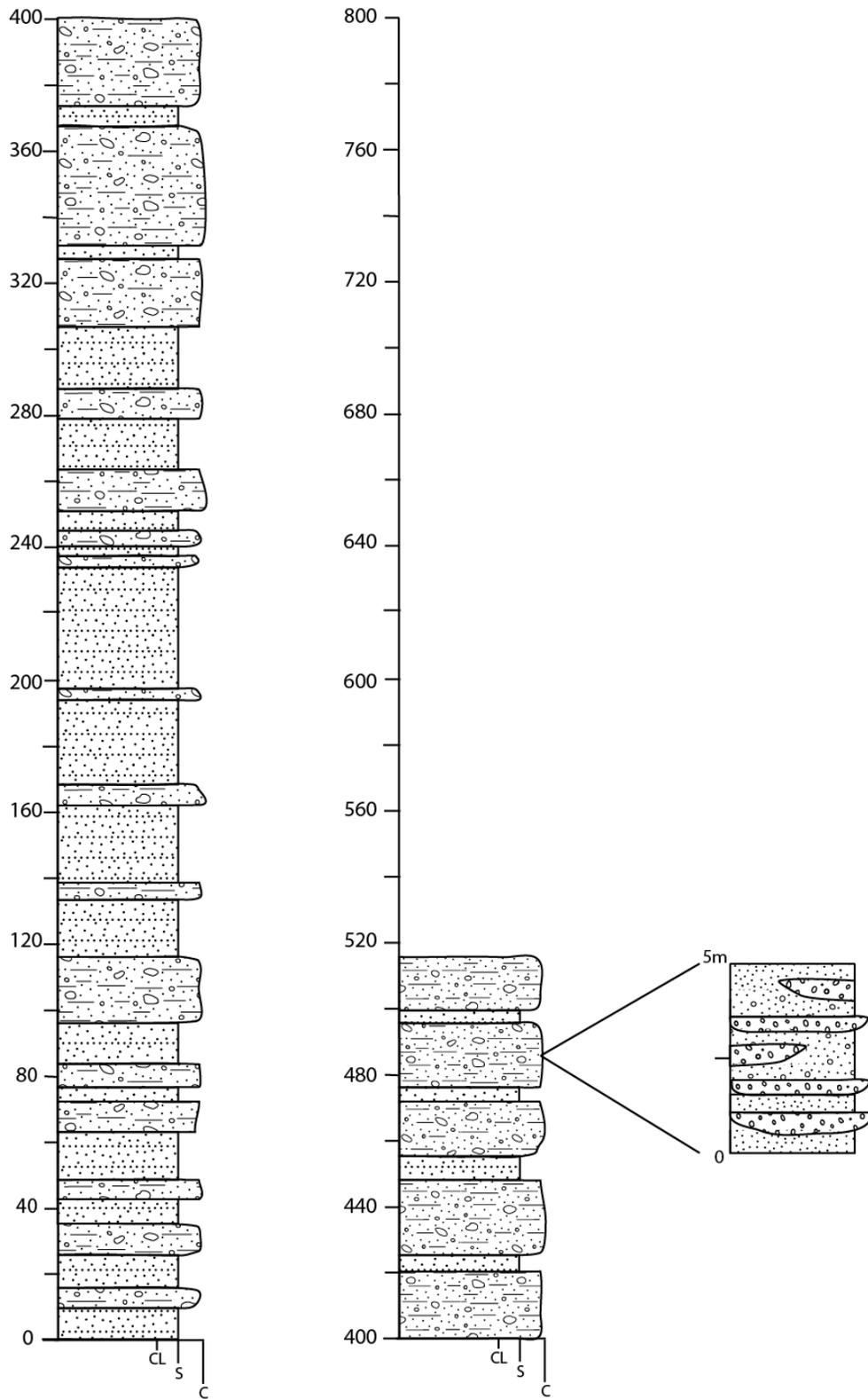


Figura A.3. (continuación).

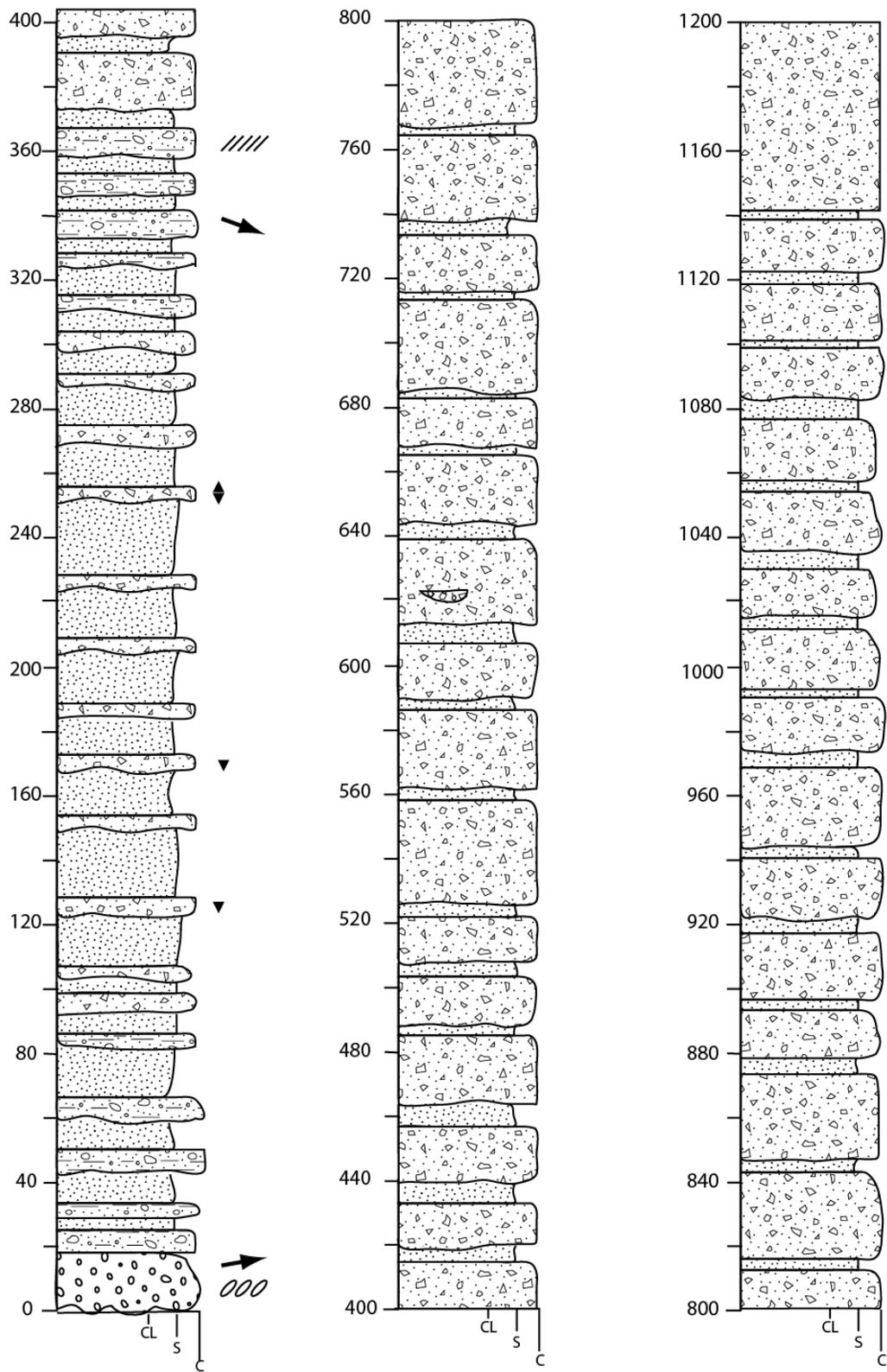


Figura A.5. Columna estratigráfica D-D' y D'-D'' en parte esquemática de la Formación Loma Amarilla en la cordillera Agua Amarga.

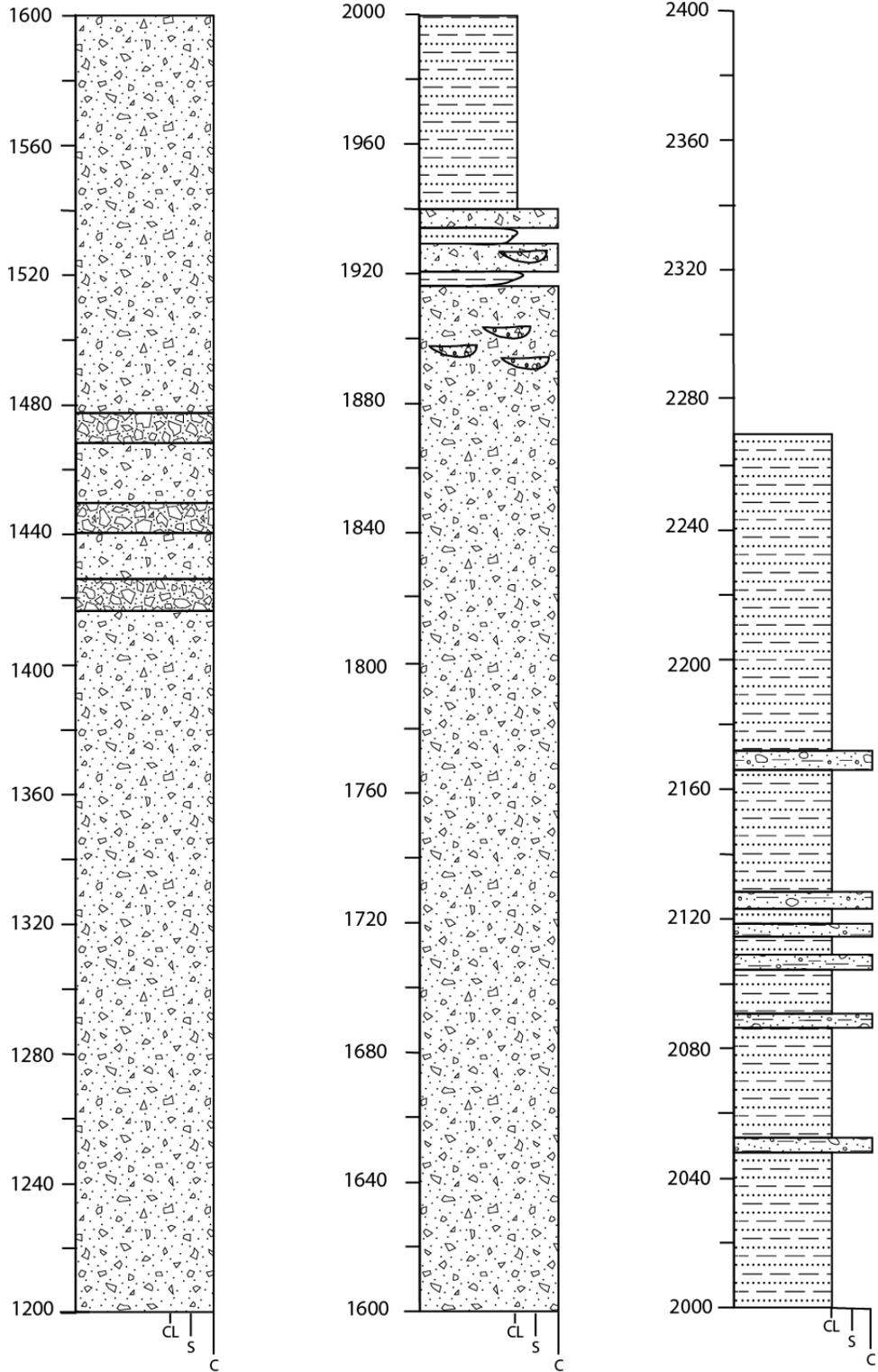


Figura A.5. (continuación).

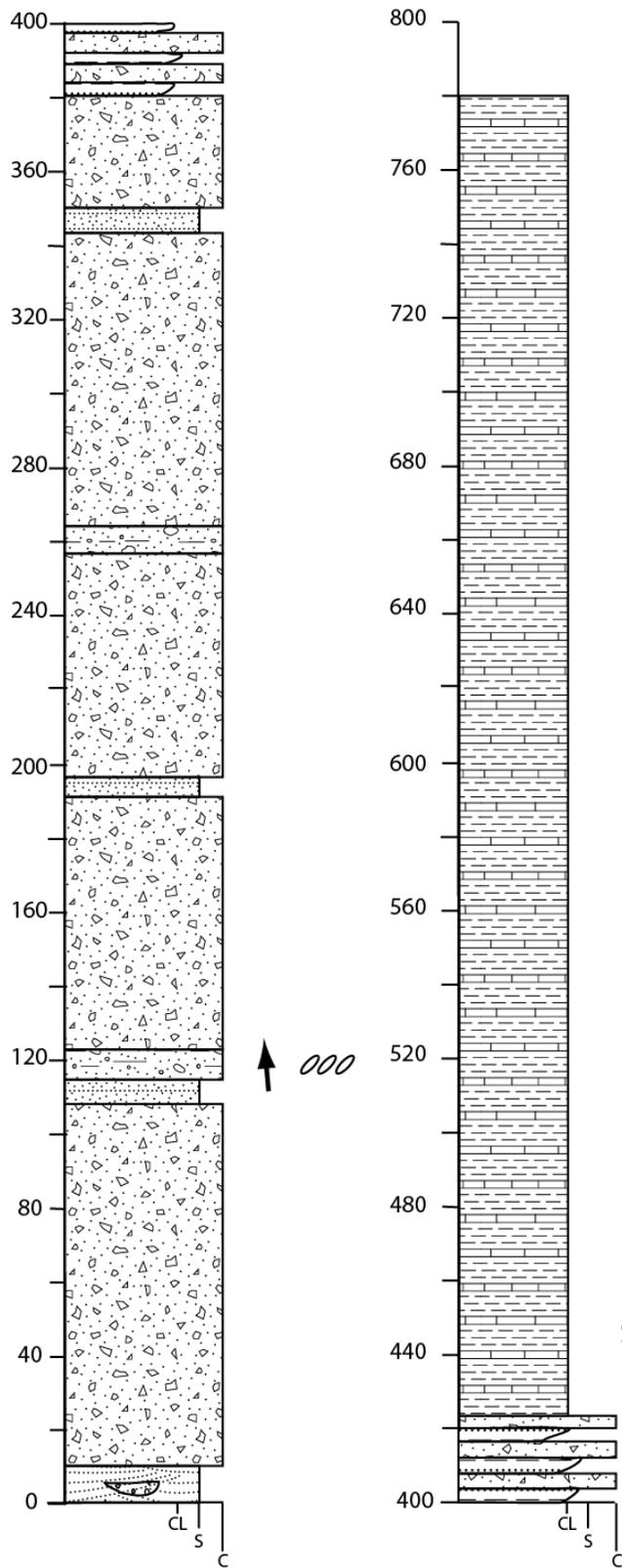


Figura A.6. Columna estratigráfica E-E'' semi-esquemática de la Formación Quebrada Tambores.

B. Datos de datación de circones

CÓDIGO	E	N	UNIDAD	MÉTODO	EDAD MA*	ERROR
MS-160110-1D	543225	7304979	Miembro Quebrada Vizcachas	U-Pb circones detríticos	76.0	9.0
IME-74D	548578	7327459	Miembro Quebrada Vizcachas	U-Pb circones detríticos	64.3	2.2
BB-160409-1D	540082	7305116	Miembro Quebrada Gentilar	U-Pb circones detríticos	64.5	6.8
IM-260915-1D	536004	7340359	Formación Naranja	U-Pb circones detríticos	230.1	2.9
IM-300915-3D	535841	7344683	Formación Naranja	U-Pb circones	57.4	0.3
MS-151203-1D	536269	7347087	Miembro Cordillera Agua Amarga	U-Pb circones detríticos	40.1	1.1
IME-050D	532251	7343163	Formación Tambores	U-Pb circones detríticos	231.6	1.9
BB-160330-1D	532593	7344704	Formación Tambores	U-Pb circones detríticos	28.6	0.59

*Estas muestras pertenecen al SERNAGEOMIN y fueron tomadas dentro del trabajo de mapeo regional de la carta Imilac-quebrada Guanaqueros (Solari et al., en prep.). En caso de referenciarlas se debe citar ese trabajo. Por motivos de propiedad intelectual sólo se muestra el resumen de las edades.

C. Medición de Paleocorrientes

N°	UTM E	UTM N	UNIDAD	ESTRATIFICACION	RAKE	CORRECCIÓN *	CORRECCIÓN **
FORMACION QUEBRADA PAJONALES KPalp							
Miembro Quebrada Vizcachas KPalp1							
1	548539	7327354	KPalp1	65/60	26	71	41
2	548539	7327354	KPalp1	65/60	148	33	3
3	548539	7327354	KPalp1	65/60	60	87	57
4	548539	7327354	KPalp1	65/60	29	72	42
5	548539	7327354	KPalp1	65/60	173	58	28
6	548539	7327354	KPalp1	65/60	9	67	37
7	548539	7327354	KPalp1	65/60	9	67	37
8	548539	7327354	KPalp1	65/60	44	78	48
9	548539	7327354	KPalp1	65/60	11	68	38
10	548539	7327354	KPalp1	65/60	44	78	48
11	548539	7327354	KPalp1	65/60	30	73	43
12	548539	7327354	KPalp1	65/60	56	85	55
13	548539	7327354	KPalp1	65/60	65	91	61
14	548539	7327354	KPalp1	65/60	48	80	50
15	548539	7327354	KPalp1	65/60	58	86	56
16	548539	7327354	KPalp1	65/60	29	72	42

N°	UTM E	UTM N	UNIDAD	ESTRATIFICACION	RAKE	CORRECCIÓN *	CORRECCIÓN **
17	548539	7327354	KPalp1	65/60	46	79	49
18	548539	7327354	KPalp1	65/60	9	67	37
19	548539	7327354	KPalp1	65/60	27	71	41
20	548539	7327354	KPalp1	65/60	42	77	47
21	543203	7305287	KPalp1	175/38	61	56	26
22	543203	7305287	KPalp1	175/38	66	61	31
23	543203	7305287	KPalp1	175/38	65	60	30
24	543203	7305287	KPalp1	175/38	70	65	35
25	543203	7305287	KPalp1	175/38	79	74	44
26	543203	7305287	KPalp1	175/38	72	67	37
27	543203	7305287	KPalp1	175/38	71	66	36
28	543203	7305287	KPalp1	175/38	73	68	38
29	543203	7305287	KPalp1	175/38	75	70	40
30	543203	7305287	KPalp1	175/38	66	61	31
31	543203	7305287	KPalp1	175/38	63	58	28
32	543203	7305287	KPalp1	175/38	80	75	45
33	543203	7305287	KPalp1	175/38	51	46	16
34	543203	7305287	KPalp1	175/38	49	44	14
35	543203	7305287	KPalp1	175/38	65	60	30

N°	UTM E	UTM N	UNIDAD	ESTRATIFICACION	RAKE	CORRECCIÓN *	CORRECCIÓN **
36	543203	7305287	KPalp1	175/38	70	65	35
37	543203	7305287	KPalp1	175/38	77	72	42
38	543203	7305287	KPalp1	175/38	81	76	46
39	542656	7304620	KPalp1	175/38	10	5	335
40	542656	7304620	KPalp1	175/38	15	10	340
41	542656	7304620	KPalp1	175/38	10	7	337
42	542656	7304620	KPalp1	175/38	174	349	319
43	542656	7304620	KPalp1	175/38	1	1	331
44	542656	7304620	KPalp1	175/38	180	355	325
45	542656	7304620	KPalp1	175/38	179	354	324
46	542656	7304620	KPalp1	175/38	1	1	331
47	542656	7304620	KPalp1	175/38	168	343	313
48	542656	7304620	KPalp1	175/38	166	341	311
49	542656	7304620	KPalp1	175/38	174	349	319
50	542656	7304620	KPalp1	175/38	180	355	325
51	542656	7304620	KPalp1	175/38	161	336	306
52	542656	7304620	KPalp1	175/38	162	337	307
53	542656	7304620	KPalp1	175/38	167	342	312
54	542656	7304620	KPalp1	175/38	168	343	313

N°	UTM E	UTM N	UNIDAD	ESTRATIFICACION	RAKE	CORRECCIÓN *	CORRECCIÓN **
55	542656	7304620	KPalp1	175/38	5	7	337
56	542656	7304620	KPalp1	175/38	4	5	335
57	542656	7304620	KPalp1	175/38	10	7	337
58	542656	7304620	KPalp1	175/38	30	25	355
59	542656	7304620	KPalp1	175/38	179	354	324
60	542656	7304620	KPalp1	175/38	18	13	343
61	542656	7304620	KPalp1	175/38	19	14	344
62	542656	7304620	KPalp1	175/38	173	348	318
63	542656	7304620	KPalp1	175/38	166	341	311
64	542656	7304620	KPalp1	175/38	161	336	306
65	542568	7304622	KPalp1	175/60	36	31	1
66	542568	7304622	KPalp1	175/60	43	38	8
67	542568	7304622	KPalp1	175/60	36	31	1
68	542568	7304622	KPalp1	175/60	54	49	19
69	542568	7304622	KPalp1	175/60	31	26	356
70	542568	7304622	KPalp1	175/60	32	27	357
71	542568	7304622	KPalp1	175/60	50	45	15
72	542568	7304622	KPalp1	175/60	8	3	333
73	542568	7304622	KPalp1	175/60	20	15	345

N°	UTM E	UTM N	UNIDAD	ESTRATIFICACION	RAKE	CORRECCIÓN *	CORRECCIÓN **
74	542568	7304622	KPalp1	175/60	170	345	315
75	542568	7304622	KPalp1	175/60	30	25	355
76	542568	7304622	KPalp1	175/60	36	31	1
77	542568	7304622	KPalp1	175/60	160	335	305
78	542568	7304622	KPalp1	175/60	21	16	346
79	542568	7304622	KPalp1	175/60	50	45	15
80	542568	7304622	KPalp1	175/60	180	355	325
81	542568	7304622	KPalp1	175/60	50	45	15
82	542568	7304622	KPalp1	175/60	33	28	358
83	542292	7304704	KPalp1	190/35	175	5	335
84	542292	7304704	KPalp1	190/35	12	22	352
85	542292	7304704	KPalp1	190/35	175	5	335
86	542292	7304704	KPalp1	190/35	156	346	316
87	542292	7304704	KPalp1	190/35	154	344	314
88	542292	7304704	KPalp1	190/35	165	355	325
89	542292	7304704	KPalp1	190/35	173	3	333
90	542292	7304704	KPalp1	190/35	127	317	287
91	542292	7304704	KPalp1	190/35	129	319	289
92	542292	7304704	KPalp1	190/35	120	310	280

N°	UTM E	UTM N	UNIDAD	ESTRATIFICACION	RAKE	CORRECCIÓN *	CORRECCIÓN **
93	542292	7304704	KPalp1	190/35	155	345	315
94	542292	7304704	KPalp1	190/35	156	346	316
95	542292	7304704	KPalp1	190/35	135	325	295
96	542292	7304704	KPalp1	190/35	120	310	280
97	542292	7304704	KPalp1	190/35	125	315	285
98	542292	7304704	KPalp1	190/35	115	305	275
99	542292	7304704	KPalp1	190/35	120	310	280
100	542292	7304704	KPalp1	190/35	125	315	285
101	542292	7304704	KPalp1	190/35	115	305	275
102	542292	7304704	KPalp1	190/35	120	310	280
103	542292	7304704	KPalp1	190/35	125	315	285
104	542292	7304704	KPalp1	190/35	146	336	306
105	541416	7304851	KPalp1	205/30	28	53	23
106	541416	7304851	KPalp1	205/30	34	59	29
107	541416	7304851	KPalp1	205/30	28	53	23
108	541416	7304851	KPalp1	205/30	44	69	39
109	541416	7304851	KPalp1	205/30	30	55	25
110	541416	7304851	KPalp1	205/30	28	53	23
111	541416	7304851	KPalp1	205/30	6	31	1

N°	UTM E	UTM N	UNIDAD	ESTRATIFICACION	RAKE	CORRECCIÓN *	CORRECCIÓN **
112	541416	7304851	KPalp1	205/30	44	69	39
113	541416	7304851	KPalp1	205/30	28	53	23
114	541416	7304851	KPalp1	205/30	33	58	28
115	541416	7304851	KPalp1	205/30	28	53	23
116	541416	7304851	KPalp1	205/30	38	63	33
117	541416	7304851	KPalp1	205/30	43	68	38
118	541416	7304851	KPalp1	205/30	180	25	355
119	541416	7304851	KPalp1	205/30	2	27	357
120	541416	7304851	KPalp1	205/30	23	48	18
121	541416	7304851	KPalp1	205/30	28	53	23
Miembro Quebrada Gentilar KPalp2							
122	550205	7327401	KPalp2	40/45	167	27	357
123	550205	7327401	KPalp2	40/45	143	3	333
124	550205	7327401	KPalp2	40/45	157	17	347
125	550205	7327401	KPalp2	40/45	172	32	2
126	550205	7327401	KPalp2	40/45	166	26	354
127	550205	7327401	KPalp2	40/45	4	44	14
128	550205	7327401	KPalp2	40/45	4	44	14
129	550205	7327401	KPalp2	40/45	36	76	46

N°	UTM E	UTM N	UNIDAD	ESTRATIFICACION	RAKE	CORRECCIÓN *	CORRECCIÓN **
130	550205	7327401	KPalp2	40/45	6	46	16
131	550205	7327401	KPalp2	40/45	5	45	15
132	550205	7327401	KPalp2	40/45	29	69	39
133	550205	7327401	KPalp2	40/45	30	70	40
134	550205	7327401	KPalp2	40/45	28	68	38
135	550205	7327401	KPalp2	40/45	27	67	37
136	550205	7327401	KPalp2	40/45	30	70	40
137	550205	7327401	KPalp2	40/45	25	65	35
138	550205	7327401	KPalp2	40/45	15	55	25
139	550205	7327401	KPalp2	40/45	35	75	45
140	550205	7327401	KPalp2	40/45	167	27	357
141	550205	7327401	KPalp2	40/45	179	39	9
142	541109	7304861	KPalp2	205/30	151	356	326
143	541109	7304861	KPalp2	205/30	141	346	316
144	541109	7304861	KPalp2	205/30	152	357	327
145	541109	7304861	KPalp2	205/30	165	10	340
146	541109	7304861	KPalp2	205/30	153	358	328
147	541109	7304861	KPalp2	205/30	155	360	330
148	541109	7304861	KPalp2	205/30	169	14	344

N°	UTM E	UTM N	UNIDAD	ESTRATIFICACION	RAKE	CORRECCIÓN *	CORRECCIÓN **
149	541109	7304861	KPalp2	205/30	163	8	338
150	541109	7304861	KPalp2	205/30	165	10	340
151	541109	7304861	KPalp2	205/30	170	15	345
152	541109	7304861	KPalp2	205/30	169	14	346
153	541109	7304861	KPalp2	205/30	6	31	1
154	541109	7304861	KPalp2	205/30	180	25	355
155	541109	7304861	KPalp2	205/30	175	20	350
156	541109	7304861	KPalp2	205/30	180	25	355
157	541109	7304861	KPalp2	205/30	163	8	338
158	541109	7304861	KPalp2	205/30	153	358	328
159	541109	7304861	KPalp2	205/30	22	47	17
160	541109	7304861	KPalp2	205/30	164	9	339
161	541109	7304861	KPalp2	205/30	169	14	344
162	541109	7304861	KPalp2	205/30	1	26	356
163	541109	7304861	KPalp2	205/30	171	16	346
164	540821	7304365	KPalp2	205/30	163	8	338
165	540821	7304365	KPalp2	205/30	157	2	332
166	540821	7304365	KPalp2	205/30	143	348	318
167	540821	7304365	KPalp2	205/30	159	4	334

N°	UTM E	UTM N	UNIDAD	ESTRATIFICACION	RAKE	CORRECCIÓN *	CORRECCIÓN **
168	540821	7304365	KPalp2	205/30	11	36	6
169	540821	7304365	KPalp2	205/30	175	20	350
170	540821	7304365	KPalp2	205/30	157	2	332
171	540821	7304365	KPalp2	205/30	160	5	335
172	540821	7304365	KPalp2	205/30	179	24	354
173	540821	7304365	KPalp2	205/30	169	14	344
174	540821	7304365	KPalp2	205/30	175	20	350
175	540821	7304365	KPalp2	205/30	165	10	340
176	540821	7304365	KPalp2	205/30	133	338	308
177	540821	7304365	KPalp2	205/30	175	20	350
178	540821	7304365	KPalp2	205/30	179	24	354
179	540821	7304365	KPalp2	205/30	157	2	332
180	540821	7304365	KPalp2	205/30	168	13	343
181	540821	7304365	KPalp2	205/30	150	355	325
182	540821	7304365	KPalp2	205/30	169	14	344
183	540821	7304365	KPalp2	205/30	163	8	338
184	540821	7304365	KPalp2	205/30	164	9	339
185	540821	7304365	KPalp2	205/30	170	15	345
186	540821	7304365	KPalp2	205/30	10	35	5

N°	UTM E	UTM N	UNIDAD	ESTRATIFICACION	RAKE	CORRECCIÓN *	CORRECCIÓN **
187	540821	7304365	KPalp2	205/30	168	13	343
188	540821	7304365	KPalp2	205/30	167	12	342
189	540821	7304365	KPalp2	205/30	141	346	316
190	540821	7304365	KPalp2	205/30	136	341	311
191	540821	7304365	KPalp2	205/30	149	354	325
192	540821	7304365	KPalp2	205/30	180	25	355
193	540082	7305116	KPalp2	205/30	16	41	11
194	540082	7305116	KPalp2	205/30	22	47	17
195	540082	7305116	KPalp2	205/30	35	60	30
196	540082	7305116	KPalp2	205/30	44	69	39
197	540082	7305116	KPalp2	205/30	11	36	6
198	540082	7305116	KPalp2	205/30	16	41	11
199	540082	7305116	KPalp2	205/30	28	53	23
200	540082	7305116	KPalp2	205/30	180	25	355
201	540082	7305116	KPalp2	205/30	163	8	338
202	540082	7305116	KPalp2	205/30	169	14	344
203	540082	7305116	KPalp2	205/30	16	41	11
204	540082	7305116	KPalp2	205/30	163	8	338
205	540082	7305116	KPalp2	205/30	6	31	1

N°	UTM E	UTM N	UNIDAD	ESTRATIFICACION	RAKE	CORRECCIÓN *	CORRECCIÓN **
206	540082	7305116	KPalp2	205/30	11	36	6
207	540082	7305116	KPalp2	205/30	180	25	355
208	540082	7305116	KPalp2	205/30	12	37	7
209	540082	7305116	KPalp2	205/30	180	25	355
210	540082	7305116	KPalp2	205/30	22	47	17
211	540082	7305116	KPalp2	205/30	34	59	29
212	540082	7305116	KPalp2	205/30	11	36	6
213	540082	7305116	KPalp2	205/30	19	44	14
214	540082	7305116	KPalp2	205/30	169	14	344
215	540082	7305116	KPalp2	205/30	14	39	9
216	540082	7305116	KPalp2	205/30	15	40	10
217	540082	7305116	KPalp2	205/30	11	36	6
218	540082	7305116	KPalp2	205/30	9	34	4
219	540082	7305116	KPalp2	205/30	172	17	347
220	540082	7305116	KPalp2	205/30	27	52	22
221	540082	7305116	KPalp2	205/30	6	31	1
222	540082	7305116	KPalp2	205/30	9	34	4
223	540082	7305116	KPalp2	205/30	14	39	9
224	540082	7305116	KPalp2	205/30	179	24	354

N°	UTM E	UTM N	UNIDAD	ESTRATIFICACION	RAKE	CORRECCIÓN *	CORRECCIÓN **
225	540082	7305116	KPalp2	205/30	21	46	16
226	540082	7305116	KPalp2	205/30	28	53	23
227	540082	7305116	KPalp2	205/30	34	59	29
228	540082	7305116	KPalp2	205/30	38	63	33
FORMACION NARANJA Pmn							
Unidad clásica inferior (Pmn(a))							
229	536106	7345579	Pmna	190/47	106	120	90
230	536106	7345579	Pmna	190/47	126	140	110
231	536106	7345579	Pmna	190/47	130	144	114
232	536106	7345579	Pmna	190/47	86	100	70
233	536106	7345579	Pmna	190/47	114	128	98
234	536106	7345579	Pmna	190/47	131	145	115
235	536106	7345579	Pmna	190/47	81	95	65
236	536106	7345579	Pmna	190/47	131	145	115
237	536106	7345579	Pmna	190/47	151	165	135
238	536106	7345579	Pmna	190/47	127	141	111
239	536106	7345579	Pmna	190/47	133	147	117
240	536106	7345579	Pmna	190/47	96	110	80
241	536106	7345579	Pmna	190/47	106	120	90

N°	UTM E	UTM N	UNIDAD	ESTRATIFICACION	RAKE	CORRECCIÓN *	CORRECCIÓN **
242	536106	7345579	Pmna	190/47	117	132	102
243	536106	7345579	Pmna	190/47	113	127	97
244	536106	7345579	Pmna	190/47	126	140	110
245	536106	7345579	Pmna	190/47	151	165	135
246	536106	7345579	Pmna	190/47	141	155	125
247	536106	7345579	Pmna	190/47	166	180	150
FORMACION LOMA AMARILLA EOa							
Miembro Cordillera Agua Amarga EOa1							
248	535440	7345081	EOa1	194/47	153	167	137
249	535440	7345081	EOa1	194/47	120	134	104
250	535440	7345081	EOa1	194/47	116	130	100
251	535440	7345081	EOa1	194/47	114	135	105
252	535440	7345081	EOa1	194/47	129	143	113
253	535440	7345081	EOa1	194/47	135	149	119
254	535440	7345081	EOa1	194/47	128	142	112
255	535440	7345081	EOa1	194/47	134	148	118
256	535440	7345081	EOa1	194/47	121	135	105
257	535440	7345081	EOa1	194/47	143	157	127
258	535440	7345081	EOa1	194/47	153	167	137

N°	UTM E	UTM N	UNIDAD	ESTRATIFICACION	RAKE	CORRECCIÓN *	CORRECCIÓN **
259	535440	7345081	EOa1	194/47	146	160	130
260	535440	7345081	EOa1	194/47	116	130	100
261	535440	7345081	EOa1	194/47	135	149	119
262	535440	7345081	EOa1	194/47	129	143	113
263	535440	7345081	EOa1	194/47	123	13	107
264	535440	7345081	EOa1	194/47	119	133	103
265	535440	7345081	EOa1	194/47	115	129	99
FORMACION QUEBRADA TAMBORES Ot							
266	532593	7344704	Ot	195/25	25	25	355
267	532593	7344704	Ot	195/25	10	10	340
268	532593	7344704	Ot	195/25	25	25	355
269	532593	7344704	Ot	195/25	20	20	350
270	532593	7344704	Ot	195/25	355	355	325
271	532593	7344704	Ot	195/25	350	350	320
272	532593	7344704	Ot	195/25	25	25	355
273	532593	7344704	Ot	195/25	85	85	55
274	532593	7344704	Ot	195/25	30	30	0
275	532593	7344704	Ot	195/25	28	28	358
276	532593	7344704	Ot	195/25	15	15	345

N°	UTM E	UTM N	UNIDAD	ESTRATIFICACION	RAKE	CORRECCIÓN *	CORRECCIÓN **
277	532593	7344704	Ot	195/25	2	2	332
278	532593	7344704	Ot	195/25	5	5	335
279	532593	7344704	Ot	195/25	10	10	340
280	532593	7344704	Ot	195/25	17	17	347
281	532593	7344704	Ot	195/25	20	20	350
282	532593	7344704	Ot	195/25	357	357	327

* Corrección por basculamiento de estratos utilizando software Stereonet 9.8.3 (Allmendinger *et al.*, 2013)

** Corrección por rotación tectónica basado en datos mostrados en Arriagada *et al.* (2008)