



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



**ESTRATIGRAFÍA, AMBIENTE DE
SEDIMENTACIÓN Y CONTEXTO TECTÓNICO DE LA
FORMACIÓN RÍO DAMAS (KIMMERIDGIANO-
TITONIANO) EN EL SECTOR DEL RÍO EL VOLCÁN
(34°S, CHILE CENTRAL)**



Memoria para optar al título de Geólogo

Nicolás Eduardo Henríquez Cáceres

Profesor patrocinante: Dr. Alfonso Encinas Martin

Profesores comisión: Dra. Verónica Oliveros Clavijo

Msc. Abraham González Martínez

Concepción, 2021

ÍNDICE

	Página
RESUMEN	
1. INTRODUCCIÓN	1
1.1. GENERALIDADES	1
1.2. OBJETIVOS	2
1.2.1. Objetivo General	2
1.2.2. Objetivos Específicos	2
1.3. UBICACIÓN Y ACCESOS	3
1.4. CLIMA Y VEGETACIÓN	4
1.5. PLAN DE TRABAJO	4
1.5.1. Pre-Terreno	4
1.5.2. Trabajo de Campo	4
1.5.3. Etapa de Gabinete	5
1.6. AGRADECIMIENTOS	5
2. MARCO GEOLÓGICO	6
2.1. GENERALIDADES	6
2.2. GEOLOGÍA LOCAL	6
2.2.1. Rocas estratificadas	7
2.2.1.1. Formación Río Colina (González, 1963)	7
2.2.1.2. Formación Río Damas (Klohn, 1960)	8
2.2.1.3. Formación Lo Valdés (González, 1963)	8
2.2.1.4. Formación Colimapu (Klohn, 1960)	8
2.2.1.5. Formación Abanico (Aguirre, 1960)	9
2.2.1.6. Depósitos semiconsolidados y no consolidados	9

2.2.2. Rocas intrusivas	9
2.2.2.1. Intrusivos Baños Morales (Calderón, 2008)	9
2.2.2.2. Diques Hipabisales (Calderón, 2008)	10
2.3. EVOLUCIÓN TECTÓNICA	11
3. METODOLOGÍA DE TRABAJO	12
3.1. AMBIENTE DE SEDIMENTACIÓN	12
3.1.1. Estudios sedimentológicos	12
3.1.1.1. Análisis de facies	12
3.1.2. Análisis petrológico	12
3.2. ANÁLISIS DE PALEOCORRIENTES	13
3.3. ANÁLISIS ESTRUCTURAL	14
3.3.1. Medición actitud de capas	14
3.3.2. Identificación y medición de fallas	14
3.3.3. Identificación, descripción y medición de estratos de crecimiento sin sedimentarios	15
4. RESULTADOS	16
4.1. ESTRATIGRAFÍA	16
4.1.1. Relaciones de contacto	16
4.1.2. Esquema estratigráfico	19
4.1.2.1. Miembro Inferior	19
4.1.2.2. Miembro Medio	19
4.1.2.3. Miembro Superior	19
4.2. SEDIMENTOLOGÍA	20
4.2.1. Facies	20
4.2.1.1. Miembro Inferior	20
4.2.1.2. Miembro Medio	21

4.2.1.3. Miembro Superior	22
4.2.2. Asociación de facies	29
4.2.2.1. Miembro Inferior	29
4.2.2.2. Miembro Medio	29
4.2.2.3. Miembro Superior	29
4.3. ANÁLISIS DE PALEOCORRIENTES	32
4.4. ANÁLISIS ESTRUCTURAL	37
4.4.1. Medición actitud de capas	37
4.4.2. Identificación y medición de fallas	38
4.4.2. Identificación, descripción y medición de estratos de crecimiento sin sedimentarios	39
5. DISCUSIÓN	40
5.1. ESTRATRIGRAFÍA	40
5.1.1. Contacto de base y techo	40
5.1.2. División de unidades	40
5.2. AMBIENTE DE SEDIMENTACIÓN	41
5.3. PROVENIENCIA	44
5.4. CONTEXTO TECTÓNICO	47
6. CONCLUSIONES	49
7. REFERENCIAS	50

ANEXOS

ANEXO 1: Columnas Estratigráficas

ANEXO 2: Descripción Láminas Delgadas

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura		Página
1. 1.	Mapa de ubicación área de estudio	3
2. 1.	Cuadro Cronoestratigráfico	7
2. 2.	Mapa Geológico del área de estudio	10
3. 1.	Estratos de crecimiento	15
4. 1.	Contacto basal Fm. Río Damas	17
4. 2.	Afloramientos sector mina la Yesera	17
4. 3.	Zona de falla sector mina la Yesera	18
4. 4.	Contacto formaciones Río Damas-Lo Valdés	18
4. 5.	Contacto miembros Inferior-Medio	20
4. 6.	Facies Agm	21
4. 7.	Facies La	22
4. 8.	Facies Bms en base de Miembro Superior	23
4. 9.	Facies Bms parte media de Miembro Superior	23
4. 10.	Facies Ccs	24
4. 11.	Facies Ac	25
4. 12.	Facies Aecpa	25
4. 13.	Facies Aecpb	26
4. 14.	Facies Alp	27
4. 15.	Facies Lpr	28
4. 16.	Facies Trg	28
4. 17.	Asociación de facies Bms-Trg	30
4. 18.	<i>Couplets</i> en asociación de facies Ccs-Ac-Alp	31
4. 19.	Asociación de facies Alp-Aecpb-Lpr	31
4. 20.	Diagrama de roseta Tramo 8	33
4. 21.	Diagrama de roseta Tramo 9	33

4.	22.	Diagrama de roseta Tramo 10	34
4.	23.	Diagrama de roseta Tramo 11	34
4.	24.	Diagrama de roseta Tramo 13	35
4.	25.	Diagrama de roseta Tramo 14	36
4.	26.	Diagrama de roseta Tramo 1	36
4.	27.	Diagrama de roseta Tramo 2	37
4.	28.	Diagrama de planos de falla	39

ÍNDICE DE TABLAS

Tabla	Página
4. 1. Actitudes Tramo 8	32
4. 2. Actitudes Tramo 9	33
4. 3. Actitudes Tramo 10	34
4. 4. Actitudes Tramo 11	34
4. 5. Actitudes Tramo 13	35
4. 6. Actitudes Tramo 14	35
4. 7. Actitudes Tramo 1	36
4. 8. Actitudes Tramo 2	37
4. 9. Actitudes de capas en Columna Ladera Norte	37
4. 10. Actitudes de capas en Columna Ladera Sur	38
4. 11. Fallas medidas en el área de estudio	38

RESUMEN

Una de las cuencas de trasarco mejor estudiadas es la cuenca de Neuquén, que se sitúa en la parte este de Chile y en la parte oeste de Argentina entre unos 33° y 38°. En esta cuenca se depositaron una serie de unidades marinas y continentales entre el Jurásico Inferior y el Cretácico Superior. En Chile, dichas unidades reciben el nombre de, de base a techo: 1) Formación Río Colina-Nacientes del Teno; depósitos marinos profundos en la base y someros hacia techo. 2) Formación Río Damas; depósitos aluviales y volcánicos. 3) Formación Lo Valdés; depósitos marinos someros y de plataforma. Sobreyaciendo a la Formación Lo Valdés se acumularon facies fluviales y aluviales interpretadas como sinorogénicas correspondientes a las formaciones Colimapu y BRCU durante el Cretácico Superior.

Durante el Kimmeridgiano-Titoniano se produjo una importante regresión marina que dio lugar a la sedimentación de las formaciones Río Damas (Chile) y Tordillo (Argentina). Las causas son discutidas, por lo que algunos autores han propuesto que la regresión tuvo causas eustáticas, así como otros autores postularon condiciones tectónicas tanto extensionales como compresivas, asociando esta última a la denominada fase Araucana. La Formación Río Damas comprende una secuencia continental de un espesor máximo de 5000 m, constituida por conglomerados y brechas conglomerádicas, con intercalaciones de areniscas, limolitas y lavas andesíticas. Se le asigna una edad kimmeridgiana-titoniana. A pesar de que se han hecho estudios sedimentológicos en esta unidad, estos no son lo suficientemente detallados.

Se llevó a cabo un estudio estratigráfico y sedimentológico de detalle a partir del levantamiento de dos columnas estratigráficas, con el objetivo de determinar la evolución tectono-sedimentaria de la Formación Río Damas en el sector del río el Volcán (34°S). El área de estudio se sitúa específicamente en los Andes de Chile Central, a unos 88 km al sureste de Santiago, Provincia de Cordillera, Región Metropolitana, Chile.

La Formación Río Damas en el sector del río el Volcán, corresponde a una secuencia de más de 4000 m de potencia de sedimentos continentales que se dividieron en 3 miembros: 1) Miembro Inferior (78 m), constituido por facies de areniscas masivas de grano medio bien seleccionadas, que corresponderían, especulativamente, a un ambiente fluvial y que representa los estadios iniciales de la sedimentación en la cuenca para esta formación. 2) Miembro Medio (824 m), compuesto en su totalidad por lavas andesíticas que evidencian un intenso volcanismo efusivo en un ambiente continental. 3) Miembro Superior (3320 m), que corresponde en gran parte a facies de grano grueso depositados en un ambiente de abanicos aluviales dominados por flujos laminares (*sheet floods*) proximales con escasas intercalaciones de facies de dunas eólicas. El contacto basal de la Formación Río Damas se interpreta como una falla con la Formación Río Colina, mientras que el contacto a techo con Formación Lo Valdés es concordante y transicional. Esta Formación se habría depositado en un contexto de régimen tectónico extensional, en una importante regresión marina. La escasa variación en el tamaño de grano que presentan las columnas en el sector del río el Volcán, donde predominan los depósitos conglomerádicos, evidencian una subsidencia bastante continua, que culmina en una intensa actividad volcánica y una subsidencia regional generalizada que permite el inicio de una nueva transgresión marina con la sedimentación de la Formación Lo Valdés.

1. INTRODUCCIÓN

1.1. GENERALIDADES

La evolución tectónica de los Andes Centrales del Sur comenzó durante el Paleozoico, cuando una serie de terrenos fueron acrecionados al borde occidental de Gondwana, terminando con un intenso periodo de tectónica compresiva (Charrier y otros 2007). Posteriormente, durante el Pérmico Superior-Triásico se produjo un importante evento extensional debido a variaciones en la dinámica de subducción (Oliveros y otros, 2018), desarrollándose una serie de depocentros con una orientación NNW-SSE, lo cual ha sido asociado a un fuerte control de suturas previas producto de la acreción de terrenos en el pasado (Ramos, 1994). Durante el Jurásico Inferior-Cretácico Inferior, se generaron condiciones extensionales producto de un rollback de la placa subductante (Horton, 2018), provocando la migración del arco magmático al oeste y formando una serie de cuencas de trasarco interconectadas entre si al este del mismo (Dalziel, 1986; Mpodozis y Ramos, 1989). En el Cretácico Superior, el régimen tectónico se transformó en contraccional debido a un aumento en la velocidad de desplazamiento de Sudamérica producto de la apertura del Atlántico (Russo y Silver, 1996). Las cuencas de trasarco fueron invertidas, se produjo alzamiento andino y se generaron cuencas de antepaís al este de los Andes (Mpodozis y Ramos, 1989).

Una de las cuencas de trasarco mejor estudiadas es la cuenca de Neuquén, que se sitúa en la parte este de Chile y en la parte oeste de Argentina entre unos 33° y 38°, la cual presenta importantes reservas de hidrocarburos (Howell y otros, 2005). En esta cuenca se depositaron una serie de unidades marinas y continentales entre el Jurásico Inferior y el Cretácico Inferior. En Chile, dichas unidades reciben el nombre de, de base a techo: 1) Formación Río Colina-Nacientes del Teno; depósitos marinos profundos del Caloviano-Oxfordiano (Thiele, 1980). 2) Formación Río Damas; depósitos aluviales y volcánicos del Kimmeridgiano-Titoniano (Thiele, 1980; Rossel y otros, 2014). 3) Formación Lo Valdés; depósitos marinos someros y de plataforma del Titoniano-Hauteriviano (Hallam y otros, 1986; Salazar, 2012). Sobreyaciendo a la Formación Lo Valdés se acumularon facies aluviales interpretadas como sinorogénicas correspondientes a las formaciones Colimapu y BRCU durante el Cretácico Superior (Charrier y otros, 1996; Tapia, 2015).

La sedimentación en la cuenca de trasarco de Neuquén durante el Jurásico-Cretácico Inferior fue mayoritariamente marina (Howell y otros, 2005), debido a la existencia de un arco volcánico de bajo relieve situado en la actual Cordillera de la Costa que permitió el ingreso de

transgresiones marinas provenientes del Pacífico (Mpodozis y Ramos, 1989). Sin embargo, durante el Kimmeridgiano-Titoniano se produjo una importante regresión marina que dio lugar a la sedimentación de las formaciones Río Damas (Chile) y Tordillo (Argentina). Las causas de dicha regresión son discutidas, por lo que algunos autores han propuesto que la regresión tuvo causas eustáticas (ej., Legarreta y Uliana, 1991), así como otros autores postularon condiciones tectónicas tanto extensionales (Mescua y otros, 2008; Rossel y otros, 2014) como compresionales, asociando esta última a la denominada fase Araucana (Vergani y otros, 1995; Naipauer y otros, 2012).

La Formación Río Damas comprende una secuencia continental de un espesor máximo de 5000 m, constituida por conglomerados y brechas conglomerádicas gruesas a medianas, con intercalaciones de areniscas, limolitas y lavas andesíticas. Se le asigna una edad kimmeridgiana por sobreyacer al yeso Oxfordiano y encontrarse por debajo de las capas marinas del Titoniano de Lo Valdés (Thiele, 1980). Aunque, algunos autores han hecho algunos estudios sedimentológicos en esta unidad (ej., Klohn, 1960; Calderón, 2008), estos no son lo suficientemente detallados. En esta memoria se propone llevar a cabo un estudio estratigráfico y sedimentológico de detalle en los afloramientos de la Formación Río Damas en el sector del río el Volcán, Chile Central (34°S), a partir del levantamiento de columnas estratigráficas. Al mismo tiempo, se pretende investigar evidencias de deformación sinsedimentaria con el objeto de poder determinar el contexto tectónico durante la sedimentación de esta unidad.

1.2. OBJETIVOS

1.2.1. Objetivo General

Determinar la evolución tectono-sedimentaria de la Formación Río Damas en el sector del río el Volcán (34°S, Chile Central).

1.2.2. Objetivos Específicos

Caracterizar y determinar las relaciones estratigráficas de la Formación Río Damas.

Establecer el ambiente de sedimentación de esta unidad.

Determinar la evolución tectónica de esta unidad.

1.3. UBICACIÓN Y ACCESOS

El área de estudio se sitúa en los Andes de Chile Central alrededor de los 34°S, a unos 88 km al sureste de Santiago, Provincia de Cordillera, Región Metropolitana, Chile. Cercano a la confluencia de los ríos Morales y Volcán, a unos 2 km al este de la localidad de Baños Morales. Área situada alrededor de los 1800 metros sobre el nivel del mar (Figura 1.1).

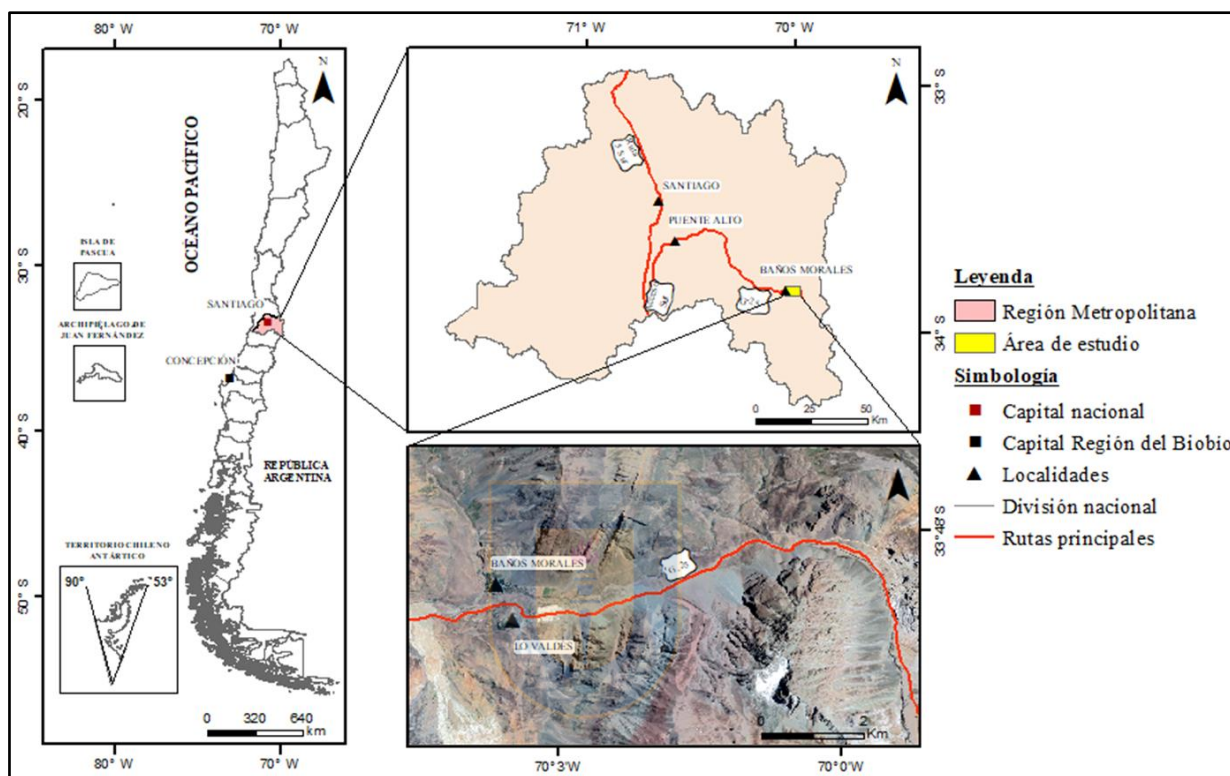


Figura 1.1: Mapa de ubicación área de estudio.

Para acceder al área de estudio se deben recorrer 71 km al sureste de Puente Alto, siguiendo la ruta G-25 (Camino al Volcán), la que se encuentra asfaltada hasta la localidad de Baños Morales. El acceso a la ladera norte del valle del río el Volcán, es mediante un sendero de 2 km desde la localidad de Baños Morales, el cual se debe recorrer a pie por alrededor de dos horas. El acceso sur, se encuentra a 4 km desde esta misma localidad, por la ruta G-25, la cual no se encuentra asfaltada, pero en buenas condiciones para el acceso de todo tipo de vehículo en periodos de tiempo de buen clima.

1.4. CLIMA Y VEGETACIÓN

En la Región Metropolitana se distinguen dos tipos de climas templado de tipo mediterráneo: con estación seca prolongada y frío de alturas en la Cordillera de los Andes. Al pie oriental de la Cordillera de la Costa y, debido al rol de biombo climático de ésta, se presentan áreas de mayor sequedad, e incluso con características semiáridas. El clima frío de altura se localiza en la Cordillera de los Andes por sobre los 3.000 metros de altura, donde las bajas temperaturas y las precipitaciones sólidas caracterizan este tipo climático, la cual permite la acumulación de nieve y campos de hielo de tipo permanentes en cumbres y quebradas de la alta cordillera (BCN, 2021).

El paisaje vegetal de la Región Metropolitana se caracteriza por ser predominantemente de cordillera, aunque en los valles y cuencas se desarrolla la estepa de Acacia caven. Debido al alto grado de población que presenta la región, el paisaje se ha visto alterado disminuyendo notablemente la vegetación natural, permaneciendo sólo en las laderas y faldeos cordilleranos. La agricultura y las plantaciones forestales de especies exóticas como eucalipto, álamos y pino han transformado el paisaje agrícola de la región. Sobre los 500 metros de altura se encuentran bosques esclerófilos característicos por su follaje duro y siempre verde que necesita una mayor precipitación (entre 400-1.000 mm) para desarrollarse (BCN, 2021).

1.5. PLAN DE TRABAJO

1.5.1. Pre-Terreno

Revisión bibliográfica de los antecedentes estratigráficos y sedimentológicos disponibles en publicaciones, memorias de título y mapas geológicos.

Fotointerpretación de imágenes satelitales y aéreas, en conjunto con el uso del software Google Earth, permitió determinar puntos de interés geológico pre-trabajos de campo y la ubicación del levantamiento de posibles columnas estratigráficas.

1.5.2. Trabajo de Campo

Se realizó en dos campañas de terreno durante un número estimado de 15 días, entre los meses de enero y febrero del año 2021. En la primera, se realizó un reconocimiento y elección de puntos de trabajo, junto con el levantamiento de una columna estratigráfica de detalle y recolección de muestras de rocas. En la segunda, se realizó una revisión de algunos puntos anteriormente

visitados y el levantamiento de una segunda columna estratigráfica de detalle con recolección de muestras de rocas.

1.5.3. Etapa de Gabinete

En esta etapa se llevó a cabo una descripción detallada de las muestras de mano, clasificación de éstas, selección de muestras para la realización de cortes transparentes y su posterior análisis. Además, la elaboración de columnas estratigráficas con el software Adobe Illustrator y análisis de facies e integración de resultados con el objetivo de reconstruir el ambiente de sedimentación.

1.6. AGRADECIMIENTOS

Agradecer en primer lugar al Proyecto Fondecyt 1200428, que ha permitido que se lleve a cabo esta memoria mediante su financiamiento y, al profesor patrocinante Dr. Alfonso Encinas por su compromiso, apoyo incondicional y guía a lo largo de esta investigación. Agradecer a cada uno de los funcionarios del departamento Ciencias de la Tierra por permitir ocupar las instalaciones siempre en las condiciones más óptimas, a pesar de la situación sanitarias que vive el país y a los profesores que me formaron a lo largo de estos 6 años. Agradecer también a los ayudantes de terreno Antonio y Diego, quienes fueron muy profesionales a la hora de colaborar con el trabajo, y sin duda parte importante de esta investigación.

Por último, agradecer al pilar fundamental que me ha permitido llegar hasta esta instancia, mi familia, con mención especial a mi madre Cecilia y abuelos Lucía y Joel, quienes nunca me dejaron solo y depositaron toda su confianza en mí. Y a dos mujeres bien especiales, Constanza y Trinidad que llegaron a mi vida a darme el último empujón que necesitaba para terminar con esta etapa académica.

2. MARCO GEOLÓGICO

2.1. GENERALIDADES

Durante la mayor parte de su historia, el margen continental de América del Sur ha sido un margen de placa activo (Charrier y otros, 2007), en el que actualmente la placa de Nazca subducta bajo la placa Sudamericana (Tapia, 2010).

El segmento andino comprendido entre los 32°S y los 35°S, muestra 5 unidades morfoestructurales principales, dispuestas en franjas orientadas norte-sur. De oeste a este: Cordillera de la Costa, Depresión Central, Cordillera Principal, Cordillera Frontal y Precordillera, más el antepaís argentino (Charrier y Muñoz, 1994; Giambiagi y otros, 2003; Tassara y Yáñez, 2003). En este segmento se encuentra bien desarrollada la Cordillera Principal, la cual puede dividirse en dos grandes flancos: La Cordillera Principal Occidental, conformada por rocas cenozoicas de las formaciones Abanico y Farellones, principalmente; y la Cordillera Principal Oriental, compuesta por rocas mesozoicas fuertemente deformadas, que conforman las fajas plegadas y corridas de La Ramada, Aconcagua y Malargüe (Fock, 2005). En particular la faja plegada y corrida del Aconcagua, localizada entre 32°30'S y los 34°S, es un clásico ejemplo de un cinturón Andino de piel fina (Ramos, 1988; Kozlowski y otros, 1993; Cegarra y Ramos, 1996; Ramos y otros, 1996). Influenciada por la presencia de secuencias de rift del Jurásico temprano (Alvarez y otros, 1997; Alvarez y Ramos, 1999) y el control de estructuras extensionales pre-existentes (Godoy, 1993; Giambiagi y Ramos, 2002). Por otro lado, la Cordillera Principal se caracteriza por exponer en los niveles morfotectónicos superiores, una serie de estructuras compresivas de orientación preferencial N-S, con variaciones NNE y NNW (Mardones, 2019).

2.2. GEOLOGÍA LOCAL

En el área de estudio, afloran rocas volcánicas, sedimentarias continentales y marinas. Las unidades mesozoicas y cenozoicas están distribuidas en franjas de orientación norte-sur y se encuentran intruidas por filones, lacolitos, stocks y batolitos de edad Mioceno-Pleistoceno (Thiele, 1980). En la figura 1.2 se observa la correlación de unidades mesozoicas principales que afloran en el área de estudio (formaciones Río Colina, Río Damas, Lo Valdés y Colimapu) tanto en sectores de Chile como en Argentina.

Época	Edad	Cordillera de la Costa	Cordillera de los Andes		Marco Tectónico
			Chile (W)	Argentina (E)	
Paleoc.	Daniano				
Cretácico Superior	Maastrichtiano	Fm. Quiriquina	Fm. Plan de los Yeuques	Gr. Malargüe Fm. Pircala Fm. Roca Fm. Loncoche	Compresión
	Campaniano				
	Santoniano				
	Coniaciano	Fm. Las Chilcas	B.R.C.U.	Gr. Neuquén Fm. Diamante	
	Turoniano				
	Cenomaniano				
Albiano					
Cretácico Inferior	Aptiano	Fm. Veta Negra	Fm. Colimapu	Gr. Rayoso Fm. Rayoso Fm. Huitrín	Subsidencia Termal
	Barremiano				
	Hauteriviano	Fm. Lo Prado	Fm. Lo Valdés	Gr. Mendoza Fm. Agrio Fm. Chachao Fm. Vaca Muerta	
	Valanginiano				
	Berriasiense				
	Titoniano				
Jurásico Superior	Kimmeridgiano		Fm. Río Damas	Fm. Tordillo	
	Oxfordiano				
	Calloviano		Fm. Río Colina	Gr. Lotena Fm. Aquilco Fm. La Manga Fm. Lotena	
Jurásico Medio	Bathoniano	Fm. Alto de Hualimapu		Gr. Cuyo Fm. Tábanos Fm. Calabozo Fm. Lajas Fm. Bardas Blancas Fm. Tres Esquinas	
	Bajociano				
	Aaleniano				
	Toarciense				
Jurásico Inferior	Pliensbachiano			Fm. Puesto Araya Superior	
	Sinemuriano	Fm. Ricón de Núñez		Cielo Precuyano Fm. Puesto Araya Inferior	
	Hettangiano			Fm. El Freno	

Figura 2.1: Cuadro Cronoestratigráfico. Unidades Jurásicas y Cretácicas que afloran en área ubicada entre los 33° y 35°S en Chile (Modificado de Tapia y otros, 2019).

2.2.1. Rocas estratificadas

2.2.1.1. Formación Río Colina (González, 1963)

Corresponde a 800 m de en una secuencia de calizas y lutitas calcáreas gris oscuras, lutitas fisibles, areniscas y conglomerados finos, con intercalaciones de andesitas, además de complejos macizos de evaporitas, anhidrita y, yeso que corta e interrumpe a través de estructuras diapíricas, los estratos sedimentarios de los niveles estratigráficamente más elevados (Thiele, 1980). Su base en el sector del río el Volcán es desconocida (Thiele, 1980 y Mardones, 2019) y su techo corresponde al contacto concordante con la Formación Río Damas (Thiele, 1980). De acuerdo a los fósiles encontrados en esta unidad, se le asigna una edad Caloviano-Oxfordiano (Thiele, 1980; Álvarez y otros, 1996 en Fock, 2005). Se reconoce para estos depósitos un ambiente marino profundo reductor con variaciones rítmicas en el aporte sedimentario. Luego, en niveles superiores,

el ambiente tiende a volverse más somero, reflejado por la presencia de capas evaporíticas de yeso (Mardones, 2019).

2.2.1.2. Formación Río Damas (Klohn, 1960)

Corresponde a 3000 m de conglomerados y brechas conglomerádicas, de colores rojizos y verdosos, intercaladas con areniscas y limolitas, además de abundantes niveles de andesitas. En la zona de estudio, esta unidad sobreyace concordantemente a la Formación Río Colina e infrayace de la misma forma a la Formación Lo Valdés, por lo que, de acuerdo a sus relaciones de contacto, se establece una edad Kimmeridgiano (Thiele, 1980). Sin embargo, edades radiométricas U-Pb LA-ICP-MS en circones detríticos del techo de la secuencia la extenderían al Titoniano tardío (Rossel y otros, 2014). Se considera como una unidad depositada en un ambiente terrestre, subaéreo y lacustre (Thiele, 1980).

2.2.1.3. Formación Lo Valdés (González, 1963)

Corresponde a 1400 m de fangolitas, lutitas y areniscas finas calcáreas fosilíferas con intercalaciones de rocas volcánicas, lutitas rojas y depósitos evaporíticos (Thiele, 1980). Su base es concordante con la Formación Río Damas y el techo lo es con la Formación Colimapu (Mardones, 2016). Se le asigna una edad mediante fósiles Titoniano-Hauteriviano (Biró, 1964; Tavera, 1968; Thiele, 1980 y Hallam y otros, 1986). Corresponde a un ambiente de plataforma estable, ya que corresponde a una secuencia estratigráfica rica en caliza, con ausencia de turbiditas y depositaciones sedimentarias líticas (Giambiagi y otros, 2002).

2.2.1.4. Formación Colimapu (Klohn, 1960)

Constituida por una sucesión estimada hasta de 2000 m de areniscas, lutitas rojas, conglomerados de matriz arenosa gris rojiza, con niveles de tobas, ocasionales lavas andesíticas y calizas, en capas lateralmente discontinuas (Thiele, 1980). Esta formación subyace en concordancia a la Formación Lo Valdés e infrayace discordantemente a la Formación Abanico (Charrier y otros, 2002). De acuerdo a Martínez y Osorio (1963), esta formación posee una edad mínima albiana. Circones obtenidos de una arenisca de la Formación Colimapu que afloran en el valle del río el Volcán, han arrojado edades U-Pb máximas de unos 80 Ma (Aguirre y otros, 2009). Además, edades U-Pb en el techo de la Formación Colimapu también en sector río el Volcán, correspondería

a una edad máxima de $73,8 \pm 4,2$ Ma (Tapia, 2015). Los sedimentos, su composición y color indican en general un ambiente continental subaéreo. En la base se reconoce un ambiente de abanico aluvial progradante cercano a la costa y, hacia el techo se observan también facies aluviales, pero de abanicos en retroceso (Mardones, 2019).

2.2.1.5. Formación Abanico (Aguirre, 1960)

Corresponde a 3000 m de espesor (Aguirre, 1960), constituida de lavas básicas a intermedias, rocas piroclásticas ácidas e intercalaciones sedimentarias continentales (fluviales, aluviales y lacustres) (Charrier y otros, 2002 y Nyström y otros, 2003). En su margen oriental, está delimitada por los depósitos mesozoicos puestos en contacto a través de grandes fallas regionales. En base a dataciones radiométricas y determinaciones de la fauna fósil de mamíferos, se le asigna una edad Eoceno superior-Mioceno inferior (Charrier y otros, 2002). Es correlacionable con la Formación Coya-Machalí y Molles en Argentina (Thiele, 1980).

2.2.1.6. Depósitos semiconsolidados y no consolidados

En el área afloran depósitos fluviales y fluvioglaciares, los que se encuentran rellenando las partes más bajas de los valles, relacionados a los cursos de agua existentes en la zona (ej. río el Volcán). La petrografía de estos depósitos está asociada a las diferentes unidades encontradas en el lugar de estudio y su granulometría está representada por clastos tamaño bloques a gravas, arenas, limos y arcillas. Además, se reconocen depósitos morrénicos, constituidos principalmente por enormes bloques de variada composición, ubicados en sector del valle de las Arenas, próximo al campamento de Alto Maipo. Estos depósitos glaciares corresponden a morrenas terminales, relacionadas a los glaciares presentes durante la última glaciación, entre 12.000 y 15.000 años (Thiele, 1980).

2.2.2. Rocas intrusivas

2.2.2.1. Intrusivo Baños Morales (Calderón, 2008)

Corresponde a un intrusivo granítico de color amarillo que aflora al norte de la localidad de Baños Morales (Calderón, 2008), donde aparentemente, se dispondría en contacto por falla con lavas de la Formación Colimapu. De acuerdo a Aguirre y otros (2009), esta unidad se extiende por

la misma longitud, hacia el sur del río el Volcán, lugar en que el autor dató a estos granitoides en $14,8 \pm 0,2$ Ma.

2.2.2.2. Diques Hipabisales (Calderón, 2008)

En la zona de estudio Calderón (2008) describe diques máficos de composición diorítica de no más de 90 cm de espesor, que cortan a las formaciones Río Damas y Lo Valdés. Sus orientaciones responden a dos direcciones preferenciales: WNW-ESE con manteo subvertical y WNW-ESE con manteos de 40° - 50° hacia el sur. De estos diques no se dispone de edades ni de análisis de roca total.

En la figura 2.2 se observa la confección de un mapa geológico enmarcado en el área de estudio, con las unidades descritas en este capítulo.

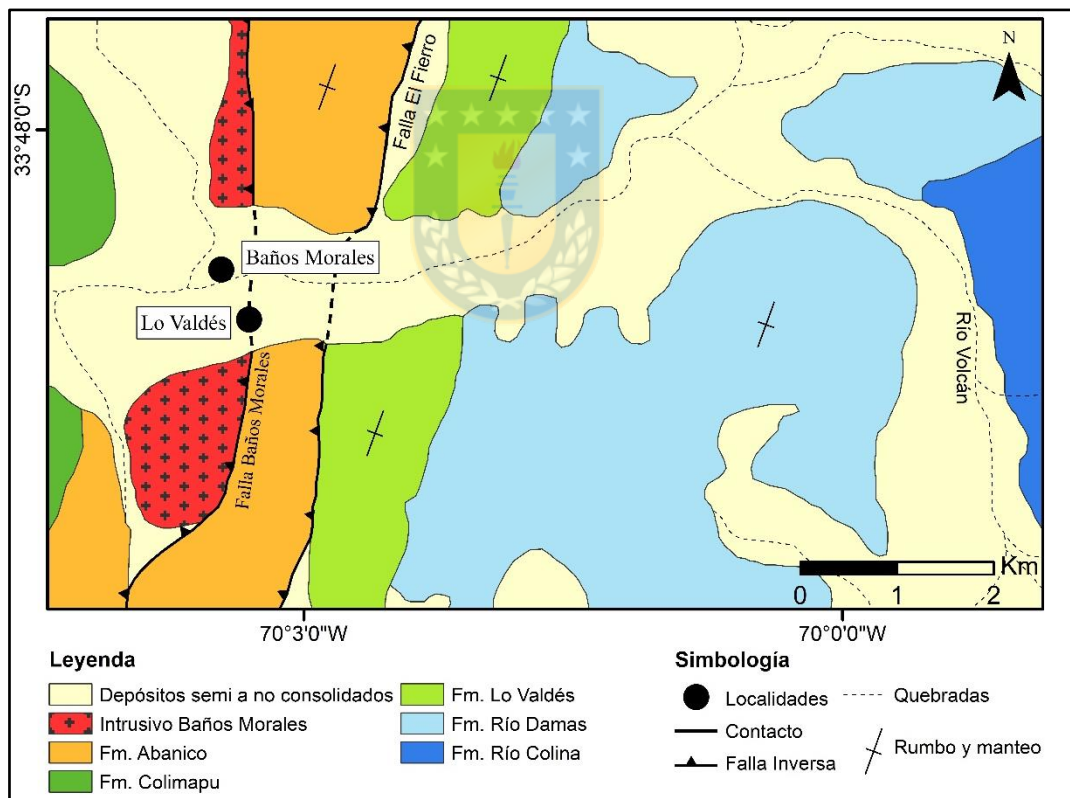


Figura 2.2: Mapa Geológico del área de estudio. (Modificado de Calderón, 2008 y Mardones, 2019).

2.3. EVOLUCIÓN TECTÓNICA

La evolución tectónica de los Andes Centrales del Sur comenzó durante el Paleozoico, cuando una serie de terrenos fueron acrecionados al borde occidental de Gondwana, terminando con un intenso periodo de tectónica compresiva (Charrier y otros 2007). Posteriormente, la subducción se interrumpió (Mpodozis y Ramos, 1989) o se mantuvo presentando variaciones en el régimen tectónico (Oliveros y otros, 2018) durante la fusión completa de Pangea en la transición Pérmico tardío-Triásico temprano (Mpodozis y Kay 1990). Entre el Triásico y Jurásico temprano dominó una tectónica extensional que produjo una serie de depocentros con una orientación NNW-SSE, lo cual ha sido asociado a un fuerte control de las suturas previas producto de la acreción de terrenos (Ramos, 1994). Dos etapas de rift han sido detectadas en este intervalo, las cuales consisten en una fase de subsidencia tectónica seguida por una fase de subsidencia térmica (Charrier y otros, 2007). Luego de este periodo, se produjo la reanudación de la subducción (Mpodozis y Ramos, 1989) o cambio en el régimen de ésta (Oliveros y otros, 2018). El arco magmático migró hacia el oeste, y se desarrollaron una serie de cuencas de trasarco interconectadas con la depositación de densas sucesiones de estratos sedimentarios marinos y continentales (Dalziel, 1986; Mpodozis y Ramos, 1989), asemejando así, una subducción tipo Mariana (Uyeda y Kanamori, 1979) con un acoplamiento débil entre las placas oceánica y continental, donde las condiciones tectónicas extensionales caracterizaron el Jurásico temprano-Cretácico temprano (Horton, 2018). Las cuencas de trasarco se extendieron a lo largo de toda América del Sur durante este último periodo, destacando la Cuenca Neuquina que se extiende entre 32°S y 40°S (Howell y otros, 2005), la que aflora en la actual Cordillera de los Andes, en el oriente de Chile y, occidente y antepaís de Argentina. A principios del Cretácico Superior el régimen tectónico se volvió contraccional (Russo y Silver, 1996), donde la Cuenca Neuquina entró en una etapa de antepaís (Ramos y Folguera, 2005; Tunik y otros, 2010; Fennell y otros, 2015). Este cambio de régimen dio como resultado la migración del arco magmático hacia el este y a la subducción tipo chilena que ha caracterizado desde entonces la mayor parte del intervalo Cretácico Superior-Cenozoico (Mpodozis y Ramos, 1989). Durante el Eoceno medio-Mioceno temprano la deformación al sur de los 31°S, está dominada por la extensión y desde el Oligoceno tardío-Mioceno temprano al presente se produjo el principal periodo de construcción de los Andes en Chile Central (Charrier y otros, 2002). En este se formaron las fajas plegadas y corridas que caracterizan el borde oriental de la cordillera (Charrier y otros, 2007), la que se compone por rocas mesozoicas fuertemente deformadas (Fock, 2005).

3. METODOLOGÍA DE TRABAJO

3.1. AMBIENTE DE SEDIMENTACIÓN

Un ambiente sedimentario, es un lugar de la superficie terrestre en el que se realizan procesos sedimentarios y que se diferencia de los circundantes por sus características físicas, químicas y biológicas, que son las que determinan las propiedades de los sedimentos que se depositan en ese ambiente (Dabrio, 1984).

3.1.1. Estudios sedimentológicos

El trabajo sedimentológico se orienta en una doble vertiente, la primera el análisis de las características de las rocas sedimentarias y la segunda, el estudio de medios actuales de los procesos que actúan en ellos y de su traducción en los sedimentos. Con estos datos pueden elaborarse modelos que recojan los acontecimientos, su interpretación y que tengan un carácter predictivo (Dabrio, 1984). Por lo que, para determinar el ambiente de sedimentación donde se depositó una secuencia estratigráfica, es fundamental el análisis de facies sedimentarias.

3.1.1.1. Análisis de facies

El término de análisis de facies sedimentarias fue formalmente introducido en la nomenclatura geológica por Gressly (1838 en Vera, 1994), y hace referencia a la suma total de aspectos paleontológicos y litológicos de una unidad estratigráfica.

En este estudio se llevó a cabo la caracterización del ambiente de sedimentación de la Formación Río Damas mediante el siguiente análisis de facies:

- Levantamiento de columnas de detalle describiendo las distintas facies.
- Revisión del conjunto de columnas para identificar las facies que se repiten.
- Identificación de posibles asociaciones de facies.
- Comparación de facies y asociaciones de facies con un modelo de facies y determinación del ambiente de sedimentación y en caso que corresponda, la evolución de este.

3.1.2. Análisis petrológico

Descripción de las características petrológicas mediante un estudio macro y microscópico (columnas estratigráficas de detalle, descripción de muestras de mano y cortes transparentes).

Para poder caracterizar con mayor precisión las diferentes litologías que conforman la unidad analizada, se realizaron láminas delgadas para ser estudiadas posteriormente bajo el microscopio petrográfico. Estas son pequeñas secciones de roca de 30 μm de espesor, montadas en un portaobjeto de cristal, utilizadas para observar composición y texturas.

La descripción de láminas delgadas se efectuó por medio de microscopios *Zeiss Standard*, pertenecientes al Departamento Ciencias de la Tierra de la Universidad de Concepción. Se estudiaron 10 cortes transparentes de la Formación Río Damas y 1 de la Formación Lo Valdés.

La clasificación de las muestras para rocas sedimentarias se realiza según la clasificación textural de Nichols (1999) y clasificación composicional de Folk (1980). Las rocas volcánicas e intrusivas, según clasificación de Diagrama de Streckeisen (1976). Rocas piroclásticas con la clasificación textural de Fisher (1966) y clasificación composicional de Schmid (1981). Y las rocas carbonatadas mediante clasificación textural de Dunham (1962) y clasificación composicional de Folk (1962).

3.2. ANÁLISIS DE PALEOCORRIENTES

Un conjunto de datos importante que se recopila fácilmente en trabajos de campo es la información sobre la dirección de las paleocorrientes. Además de las direcciones de la corriente y el viento, estos datos son importantes para la interpretación de facies, entornos de depósito y paleogeografía. Muchas características diferentes en las rocas sedimentarias pueden producir información de paleocorrientes. Algunos registran el sentido del movimiento, mientras que otros registran solo la dirección (Stow, 2010). Existen varios tipos de estructuras sedimentaria, tanto de depósito como erosivas que muestran una orientación con respecto al flujo que las originó (apuntes de clases, Ambientes de Sedimentación de la UdeC, 2017).

Cuando las capas están horizontales, los sentidos y direcciones de paleocorrientes se miden directamente con la brújula, apuntando en el sentido que indica la orientación de elementos o estructura sedimentaria (ES). Cuando las capas no están horizontales hay que restaurarlas, proceso que se puede llevar a cabo de forma manual o mediante un software digital. En este último caso, hay que rotar las capas y junto con ellas las ES o elementos que medimos para determinar la orientación original, las cuales podemos medir originalmente como planos o líneas. Existen ES u elementos como los clastos imbricados en que la dirección de manteo/buzamiento de los planos medidos es opuesto al sentido de paleocorriente, por lo que se debería realizar una nueva rotación

de 180°. En esta investigación, la restauración de datos se realizará mediante el *software Stereonet* de Allmendinger (2012).

A partir de los datos restaurados y con una segunda rotación de 180° (en caso de ser necesario) se representa la orientación estadística de los datos mediante un diagrama de roseta, donde se puede obtener el caculo de un vector con el sentido o dirección de paleocorrientes de los datos recopilados.

3.3. ANÁLISIS ESTRUCTURAL

Los geólogos utilizan dos medidas denominadas dirección (rumbo) y buzamiento (inclinación) para ayudar a determinar la orientación de un estrato rocoso o de una superficie de falla. Conociendo la dirección y el buzamiento de las rocas en la superficie, los geólogos pueden predecir la naturaleza y la estructura de las unidades rocosas y las fallas que están ocultas debajo de la superficie fuera del alcance de nuestra vista (Tarbuck y Lutgens, 2005).

3.3.1. Medición actitudes de capas

La dirección o rumbo, es el ángulo entre el norte magnético y una línea obtenida mediante la intersección de un estrato inclinado, o falla, con un plano horizontal y se suele expresar como el valor de un ángulo en relación con el norte. En cambio, el buzamiento es el ángulo de inclinación de un plano geológico, como por ejemplo una falla, medido desde un plano horizontal. El buzamiento incluye tanto el valor del ángulo de inclinación como la dirección hacia la cual la roca está inclinada (Tarbuck y Lutgens, 2005).

Se realizan diversas mediciones de actitudes de capas de base a techo de la Formación Río Damas con el fin de poder registrar variaciones en los estratos que la conforman. Las unidades que se utilizan para la toma de medidas son en Dip/Dip azimuth, donde Dip corresponde al buzamiento o inclinación y el Dip Azimut a la dirección de buzamiento.

3.3.2. Identificación y medición de fallas

Falla es una fractura planar a lo largo de la cual la roca se ha desplazado según una dirección que es generalmente paralela al plano de ruptura, como consecuencia de la aplicación de un *stress* de cizalle (Niemeyer, 1999).

Se realizó una medición y descripción sistemática de distintos planos de fallas, con el fin de poder descifrar la naturaleza de éstas mediante el análisis de datos en el *software Stereonet* de Allmendinger (2012).

3.3.3 Identificación, descripción y medición de estratos de crecimiento sin sedimentarios

Los estratos de crecimiento son aquellos que muestran un aumento de espesor en una dirección determinada, usualmente causado por la depositación coetánea con la generación de espacio. Se forman producto de fallas de crecimiento (*growth faults*), que corresponden a fallas que han tenido actividad durante la depositación de una secuencia sedimentaria. Es decir, son fallas contemporáneas con la sedimentación (Neimeyer, 1999) como se observa en la figura 3.1.

Se intenta realizar una identificación y descripción de estratos de crecimiento que nos entregue información asociada a alguna actividad tectónica contemporánea al momento de la sedimentación.

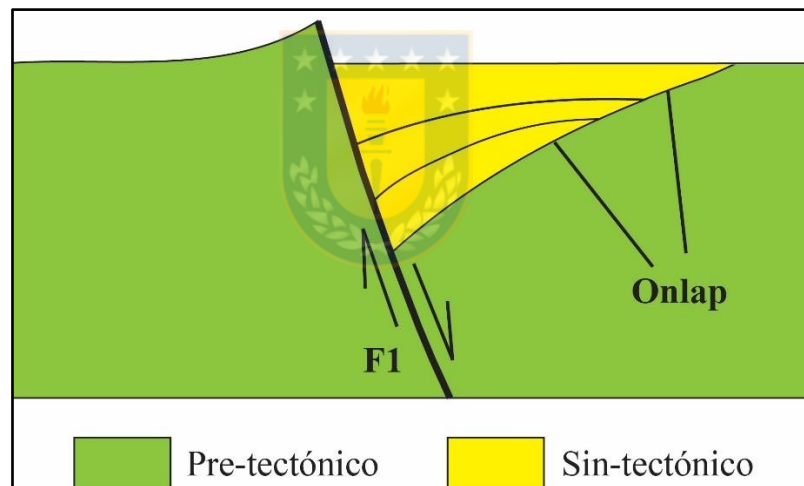


Figura 3.1: Estratos de crecimiento. Se observa un control estructural contemporáneo a la sedimentación en la formación de los estratos de crecimiento. Modificado de Mardones (2019).

4. RESULTADOS

4.1. ESTRATIGRAFÍA

En el área de estudio, la Formación Río Damas aflora tanto en la ladera norte como en la ladera sur del valle del río el Volcán, 3 km al este de la localidad de Baños Morales. Los estratos se posicionan de forma subvertical permitiendo una descripción de detalle, la cual en ocasiones se ve interrumpida debido al difícil acceso de los afloramientos, principalmente por la gran cantidad de abanicos aluviales que accidentan la geografía del lugar.

Se realiza el levantamiento de dos columnas estratigráficas de detalle, la primera consta de la parte superior de la Formación Río Damas de 1 km aproximadamente en la ladera norte, la que finaliza hacia techo en el contacto con la Formación Lo Valdés. La segunda columna se ubica en la ladera sur del valle del río el Volcán y abarca aproximadamente 4 km, donde se pueden observar las relaciones de contacto con la Formación Río Colina en la base y la Formación Lo Valdés hacia techo. Ambas columnas permiten realizar un estudio estratigráfico y análisis sedimentológico en esta investigación



4.1.1. Relaciones de contacto

El contacto basal de la Formación Río Damas se observa en sector mina la Yesera (Figura 4.1). Se logra identificar una posible brecha de falla de unos 10 m de potencia entre el yeso estratificado con disposición vertical de capas de la Formación Río Colina y areniscas muy fracturadas de la Formación Río Damas en las cuales no fue posible medir su estratificación, por lo que se infiere un contacto por falla entre ambas formaciones (figuras 4.2 y 4.3).

La Formación Río Damas presenta un contacto concordante y transicional con Formación Lo Valdés. En la columna ladera sur (ANEXO 1), en el tránsito entre las formaciones Río Damas y Lo Valdés se observa una sucesión de conglomerados, brechas matriz soportadas y areniscas medias a gruesas intercaladas con lavas andesíticas y hialoclastitas?, lutitas negras laminares y calizas negras clásticas con presencia de fósiles marinos (Muestra RV1D-26, ANEXO 2) (figura 4.4a). En la columna ladera norte (ANEXO 1) se observa un contacto concordante entre una arenisca conglomerádica y lutitas negras a azuladas laminares (figura 4.4b), las que se intercalan

con lavas andesíticas, además, en los tramos finales a techo se observan variados diques tanto afaníticos como porfídicos intruyendo la secuencia.

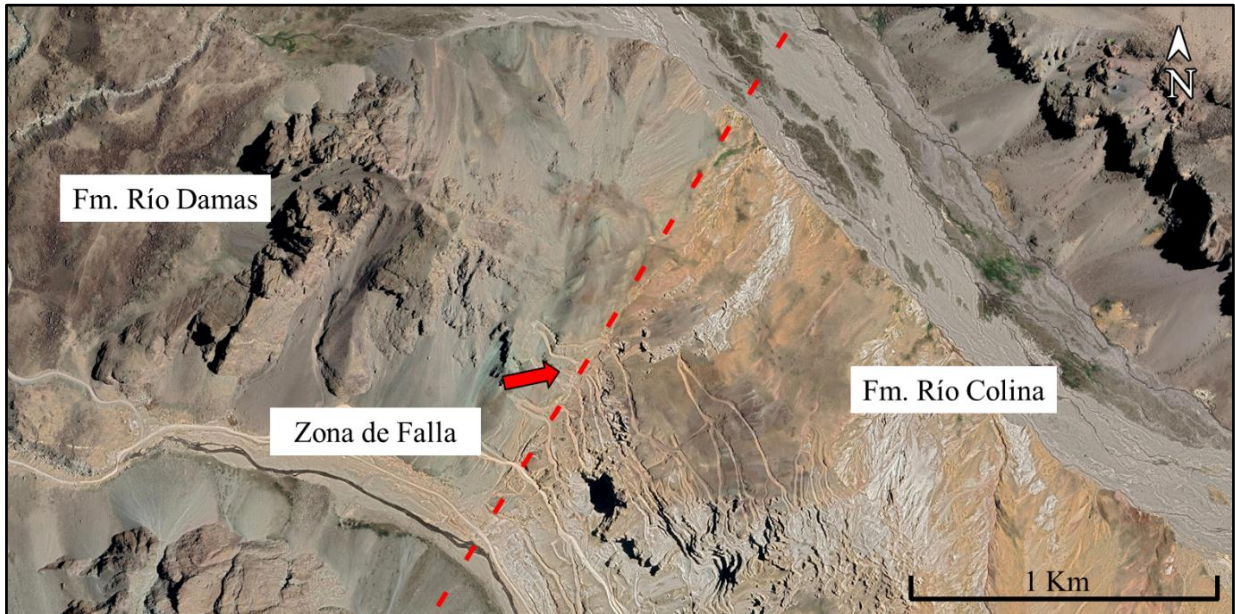


Figura 4.1: Contacto basal Fm. Río Damas. Sector mina la Yesera de minera Volcán, donde se ubica el contacto entre las formaciones Río Damas y Río Colina.

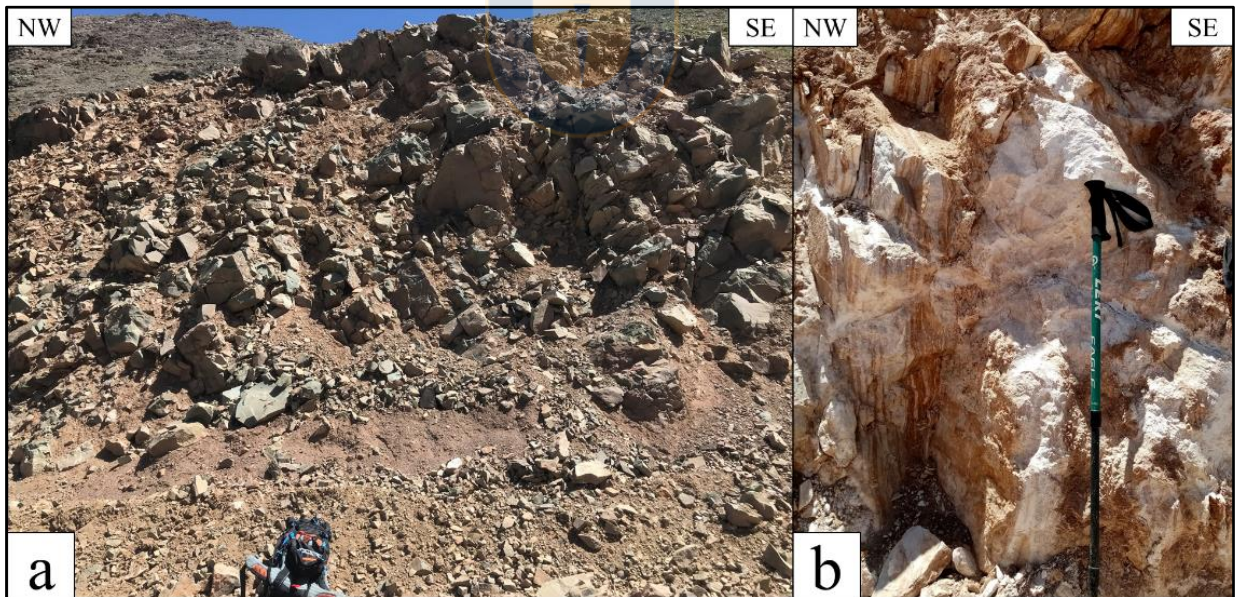


Figura 4.2: Afloramientos sector mina la Yesera. a. Areniscas medias muy fracturadas de la base de Formación Río Damas en las que no fue posible medir su estratificación. b. Yeso estratificado con disposición vertical de capas del techo de Formación Río Colina.

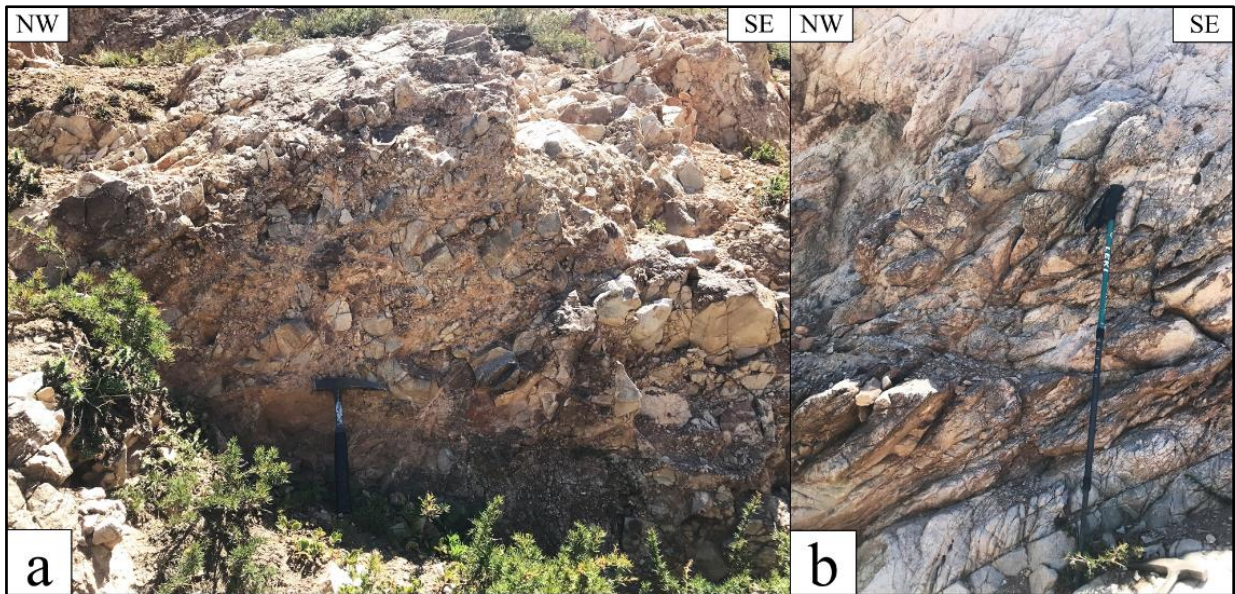


Figura 4.3: Zona de falla sector mina la Yesera. a y b. Brecha de falla y zona de falla respectivamente, que delimitan el contacto entre las formaciones Río Damas-Río Colina.

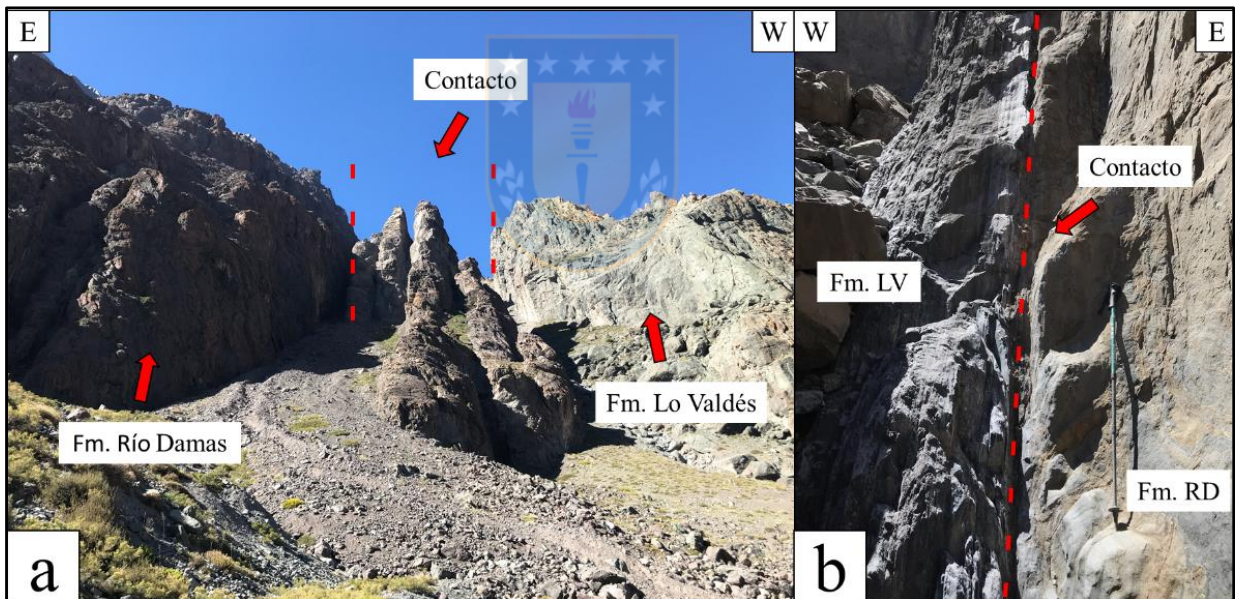


Figura 4.4: Contacto formaciones Río Damas-Lo Valdés. a. Contacto transicional entre Fm. Río Damas y Fm. Lo Valdés en la ladera sur del valle del río el Volcán. b. Contacto concordante entre Fm. Río Damas y Fm. Lo Valdés en la ladera norte del valle del río el Volcán.

4.1.2. Esquema estratigráfico

De manera informal se diferenciaron tres miembros.

4.1.2.1 Miembro Inferior

El Miembro Inferior (MI) está compuesto por areniscas medias gris verdosas, presentan buena selección y un aspecto masivo por encontrarse muy fracturadas. Mide 78 m de potencia y se observa tan solo en sector mina la Yesera. Presenta un contacto basal por falla con la Formación Río Colina, de acuerdo con la interpretación de este estudio.

4.1.2.2 Miembro Medio

El Miembro Medio (MM) está compuesto por lavas andesíticas amalgamadas de textura porfídica y muy fracturadas. Mide 824 m de potencia y se observa en la ladera sur del valle del río el Volcán. El contacto entre el MI y MM se encuentra cubierto.

4.1.2.3. Miembro Superior

El miembro superior está compuesto en su base por brechas matriz soportadas con clastos predominantemente volcánicos (andesíticos) de tamaños centimétricos a métricos, con intercalaciones menores de areniscas gruesas gris verdosas a conglomerádicas y niveles subordinados de tobas. La parte media de este miembro hasta el techo es bastante monótona, con conglomerados matriz y clasto soportados que presentan clastos volcánicos de composición andesítica, sedimentarios (areniscas y lutitas) y raramente intrusivos de composición félsica. Los clastos varían en tamaños de milimétricos a centimétricos. Se observan intercalaciones de areniscas gruesas a finas de coloración gris a pardo rojizas con laminación paralela y estratificación cruzada planar y, niveles menores de lutitas pardo rojizas con laminación paralela, grietas de desecación e impresiones de gotas de lluvia. Este miembro mide

Se interpreta que el contacto entre el MM y MS es por falla. Se infiere por la presencia de un plano de falla sin índices cinemáticos medibles entre lavas andesíticas del MM y brechas matriz soportada de la base del MS (figura 4.5). El contacto superior con la Formación Lo Valdés es concordante y transicional.

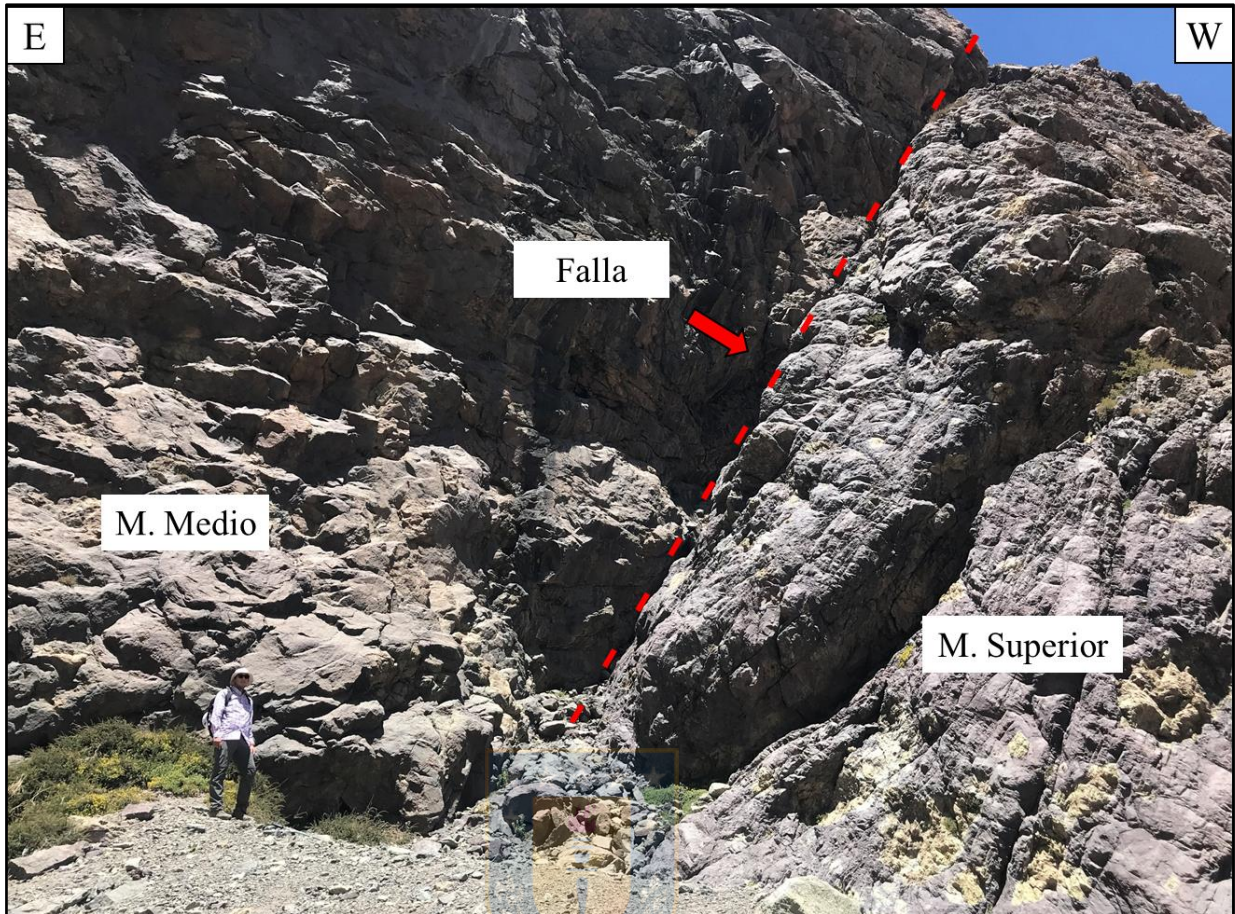


Figura 4.5: Contacto miembros Medio-Superior. Contacto por falla(?) entre lavas andesíticas del Miembro Medio y brechas matriz soportadas del Miembro Superior de la Formación Río Damas.

4.2. SEDIMENTOLOGÍA

4.2.1. Facies

4.2.1.1. Miembro Inferior

Areniscas medias masivas (Amm): Las areniscas son de grano medio y color gris verdoso, ubicadas en la base de la Formación Río Damas. Presenta un aspecto masivo, están fracturadas (figura 4.6) y tienen buena selección. Al microscopio (Muestra RVID-2, ANEXO 2) se observa una fábrica grano soportada, con granos sub-redondeados a redondeados y sub-prismoidales. Composición de granos principalmente líticos 84% (volcánicos 58% (andesitas), areniscas 19% e intrusivos (félsicos) 7%) y minerales 16% (plagioclasa 8%, cuarzo 5% y opacos 3%). Interpretación. Depositadas en un medio donde las condiciones energéticas se mantienen constantes con un régimen de flujo no muy alto, al observarse varios metros de areniscas de grano medio relativamente bien seleccionadas y sin variaciones notorias en el tamaño de grano. El aspecto

masivo podría ser causado por la actividad tectónica que fracturó la roca y por la calidad del afloramiento.



Figura 4.6: **Facies Amm.** Areniscas gris verdosas muy fracturadas (facies Amm), ubicadas en la base de la Formación Río Damas.

4.2.1.2. Miembro Medio

Lavas andesíticas (La): Lavas de composición andesítica de aspecto masivo y fracturadas (figura 4.7). Su textura es porfídica. Al microscopio presentan una masa fundamental de color pardo rojiza compuesta de plagioclasa y vidrio volcánico fino. Fenocristales tabulares y subredondeados de plagioclasa y piroxenos con tamaños milimétricos a centimétricos, los que presentan una orientación de flujo (Muestras RV1D-4 y RV1D-5, ANEXO 2). Las lavas presentan alteración moderada a pervasiva de clorita y epidota, y amígdalas o vesículas rellenas de cuarzo. Interpretación. Las plagioclasas con orientación de flujo y los límites demarcados por amígdalas de desgasificación indican coladas de lavas atribuidas a episodios de volcanismo efusivo.

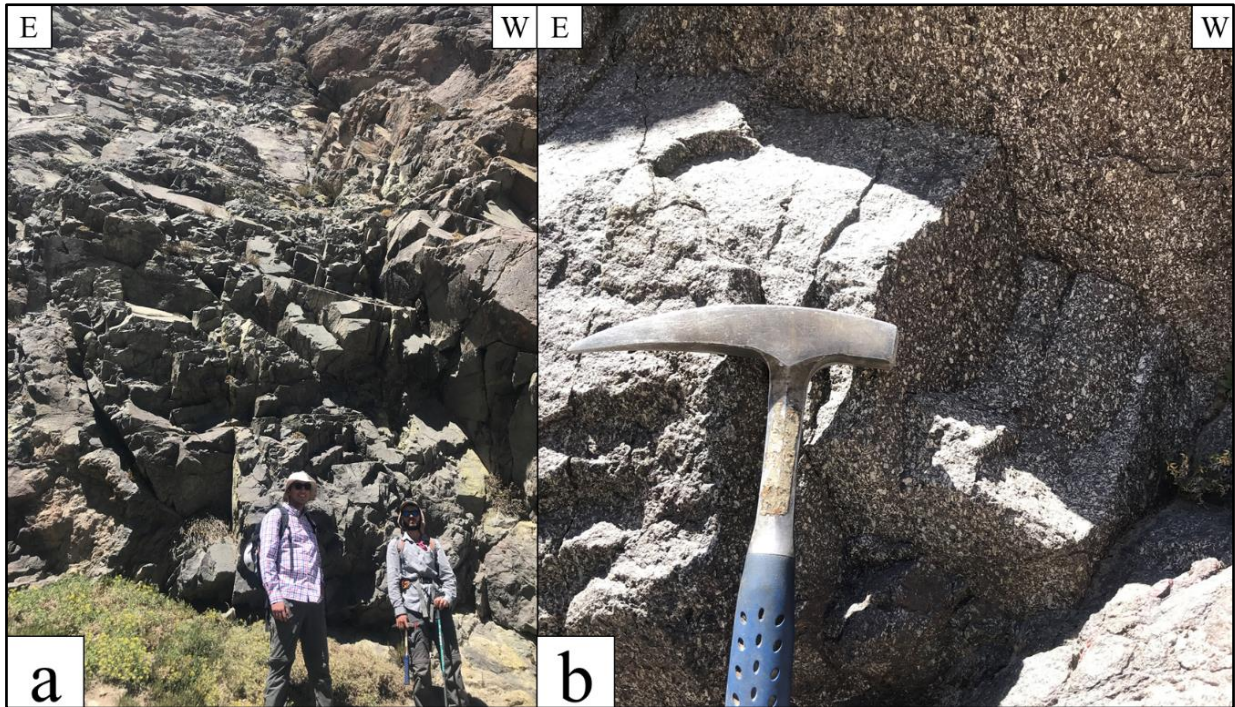


Figura 4.7: **Facies La.** a. Afloramiento de lavas andesíticas (facies La) muy fracturadas. b. Se observan parte de los fenocristales (plagioclasas principalmente y opacos) que contienen las lavas andesíticas.

4.2.1.3. Miembro Superior

Brechas matriz soportadas a conglomerados matriz soportados (Bms): Las brechas y conglomerados son matriz soportados de aspecto masivo con mala selección. La matriz presenta tamaño limo hasta arena de color pardo rojizo a morado. Los clastos varían en tamaño de milimétricos a métricos, llegando a tamaños de 3 m en la base del MS. La forma de los clastos varía de subredondeados a muy angulosos y se encuentran orientados al azar. Se identifican solo clastos volcánicos de composición andesítica en la base del MS, los cuales presentan una pervasiva alteración a epidota (brecha monomíctica). Ascendiendo a la parte media, se vuelven polimícticos con clastos volcánicos de composición andesítica, areniscas, tobas y granitos. Las brechas en la base del miembro tienen potencias métricas (figura 4.8). Las capas de conglomerados tienen potencias de 40 cm a 2 m, pudiendo alcanzar los 6-8 m (figura 4.9). Son de aspecto masivo y también presentan formas tabulares con contactos netos y planos. Interpretación. La presencia de brechas y conglomerados matriz soportados, con mala selección, abundancia de clastos angulosos y orientados al azar es característica de Flujos de detritos (Blair y McPherson, 1994).

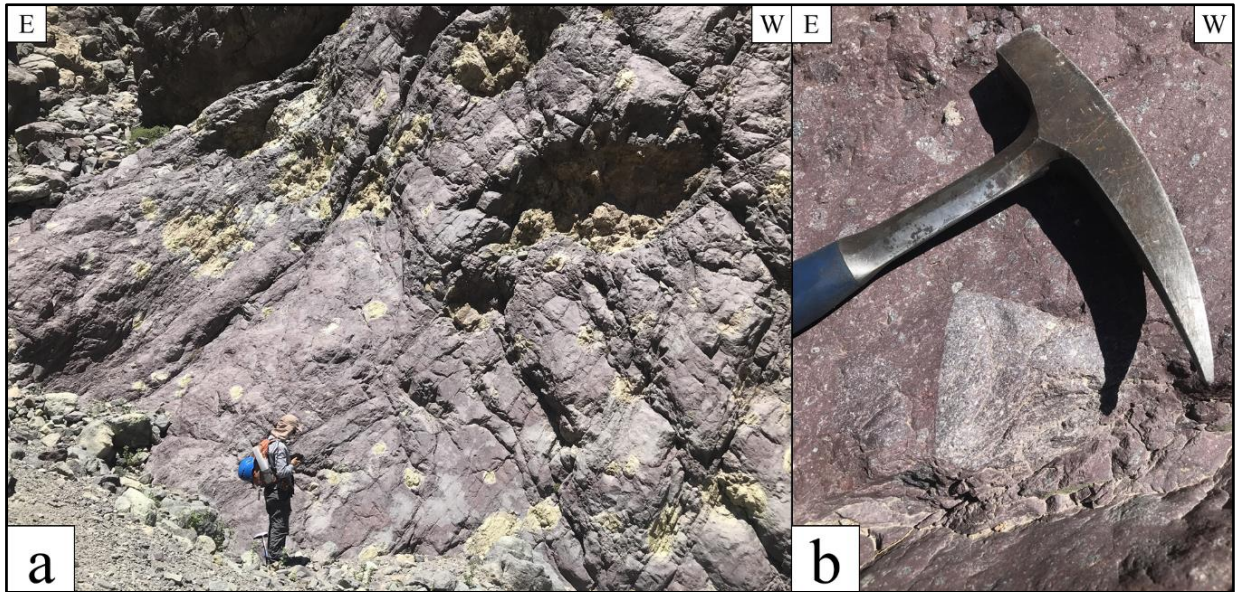


Figura 4.8: Facies Bms en base de Miembro Superior. a. Brecha matriz soportada (facies Bms) con clastos centimétricos a métricos. b. Clasto anguloso perteneciente a la brecha matriz soportada.

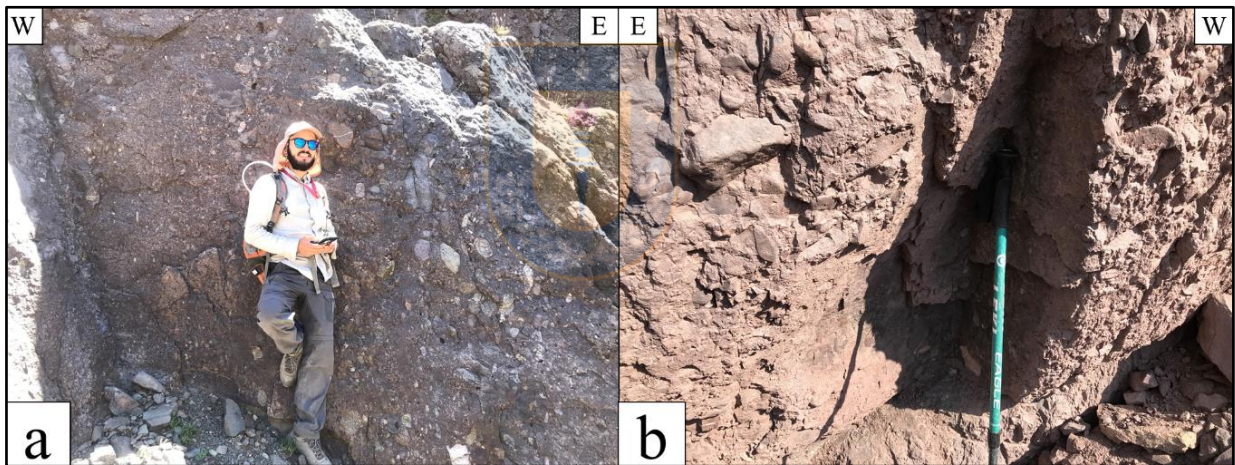


Figura 4.9: Facies Bms de parte media de Miembro Superior. a y b. Conglomerados matriz soportados (facies Bms).

Conglomerados clasto soportados (Ccs): Los conglomerados son clasto soportados con abundante matriz y selección moderada (figura 4.10). Presentan matriz con tamaño limo hasta arena de colores gris a pardo rojizas. Los clastos tienen tamaños milimétricos hasta 20-30 cm, en promedio de 8-10 cm subredondeados a redondeados. Sus composiciones son principalmente volcánicas (andesitas) y en menor medida sedimentarios (areniscas y lutitas) e intrusivos (granitos). Las capas tienen potencias que varían de 15-20 cm hasta los 5-7 m, con una moda de 40 cm a 2 m. Las capas tienen forma tabular y raramente se acuñan lateralmente. Sus contactos son planos y netos y rara vez presenta bases erosivas en contacto con areniscas. Interpretación. La forma tabular de sus capas y

baja potencia son indicativos de flujos laminares con un alto régimen de flujo (Blair y McPherson, 2009).

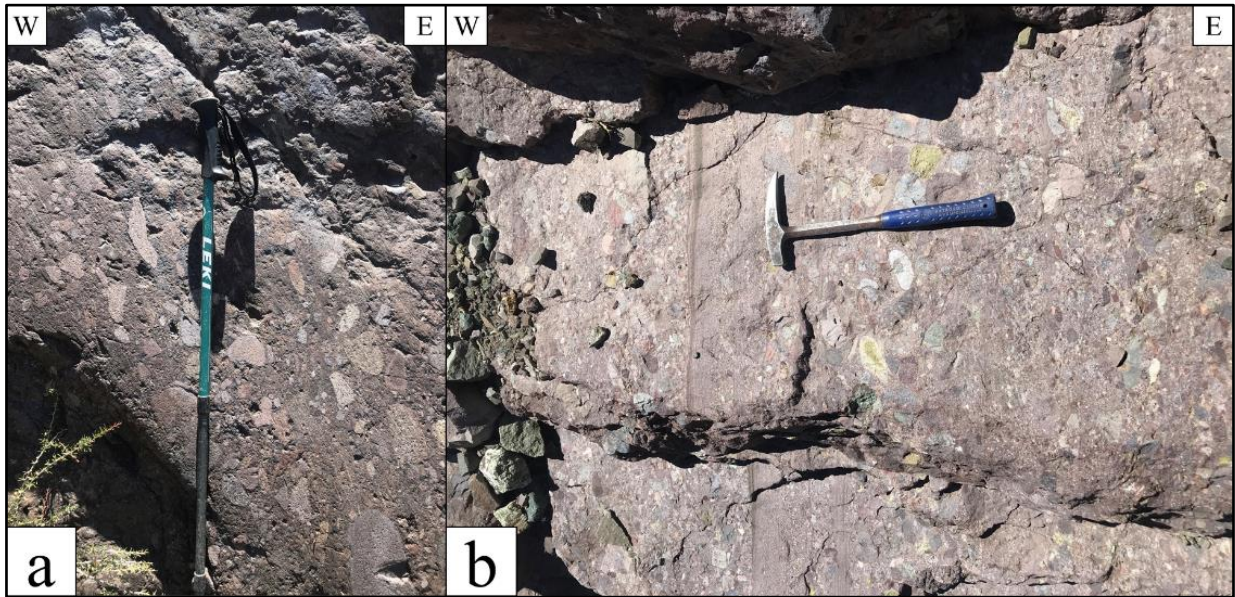


Figura 4.10: Facies Ccs. a. Conglomerado clasto soportado (facies Ccs) con clastos imbricados. b. Conglomerados clasto soportados (facies Ccs) con un contacto basal neto y plano a la izquierda de la imagen.

Areniscas conglomerádicas (Ac): Las areniscas conglomerádicas presentan una matriz tamaño arena gruesa con clastos milimétricos hasta 5 cm, en promedio de 1-3 cm subangulosos a subredondeados (figura 4.11). Composición de clastos principalmente andesítica. Las capas tienen potencias de 15 cm a 40 cm con formas tabulares que se acuñan lateralmente. Presentan un aspecto masivo y en ocasiones estratificación cruzada planar. Sus contactos son gradacionales, aunque también presenta contactos netos y planos. Interpretación. Su aspecto masivo y contactos netos y planos son indicativos de flujos laminares, a su vez los acuñamientos y la estratificación cruzada planar indican una disminución en el régimen de flujo (Blair y McPherson, 2009).

Areniscas con estratificación cruzada planar de alto ángulo (Aecpa): Las areniscas son de grano medio de color gris a gris verdoso. Presentan una buena selección. Las capas presentan potencias de 2 m a 6 m con set de estratificación cruzada planar de alto ángulo (figura 4.12) y muy continuas lateralmente. Las capas tienen formas tabulares con contactos netos y planos. Interpretación. La presencia de estratificación cruzada planar indica migración de dunas de cresta recta y un bajo régimen de flujo. El alto ángulo de la estratificación y el hecho de que las capas sean lateralmente muy continuas pueden ser producto de la formación de dunas en un medio eólico.

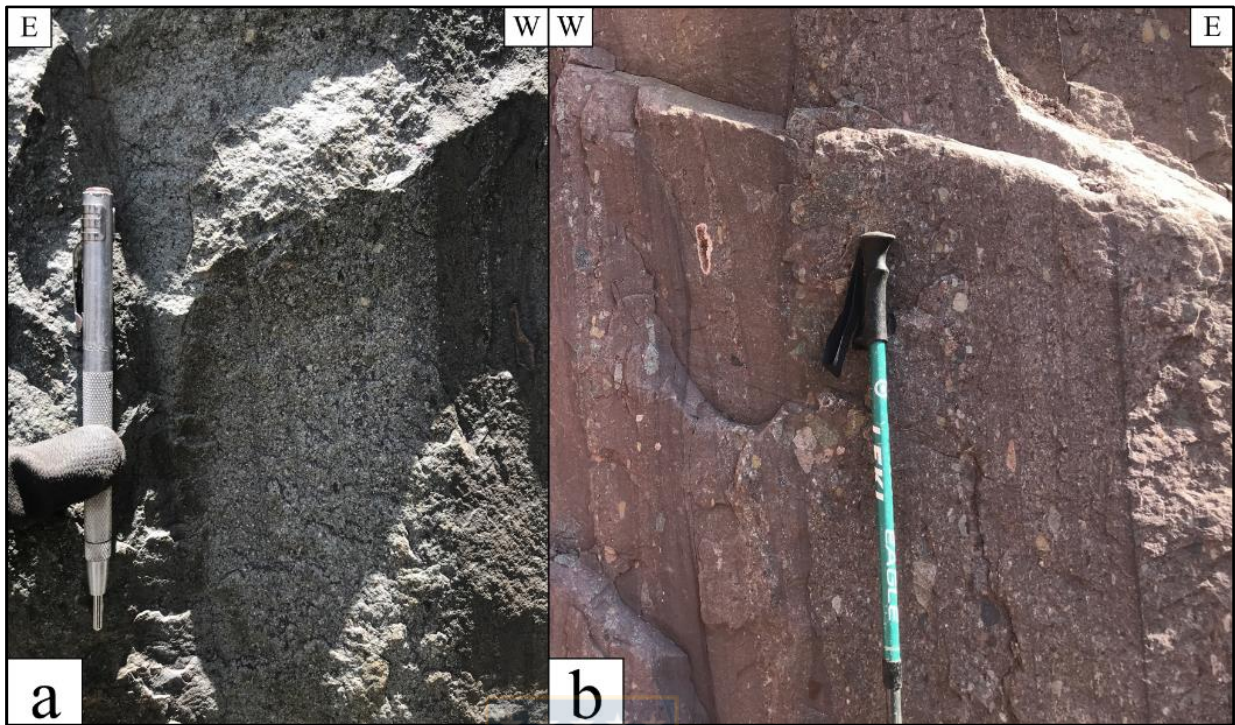


Figura 4.11: Facies Ac. a. Areniscas conglomerádicas gris claras y masivas con forma tabular (facies Ac). b. Areniscas conglomerádicas pardo rojizas (facies Ac) con laminación paralela.



Figura 4.12: Facies Aecpa. Areniscas con set de estratificación cruzada planar de alto ángulo (facies Aecpa) indicadas por flecha.

Areniscas con estratificación cruzada planar de bajo ángulo (Aecpb): Las areniscas son de grano fino a grueso de color gris verdoso a pardo rojizo. Presentan una selección que varía de moderada a buena. Las capas presentan potencias en general de 20-40 cm. Presentan estratificación cruzada planar de bajo ángulo (figura 4.13). Las capas tienen formas tabulares con contactos netos y planos. Interpretación. La presencia de estratificación cruzada planar indica bajos regímenes de flujo. Se forman por migración de dunas de crestas rectas. Podrían haberse formado por un flujo acuoso o eólico.

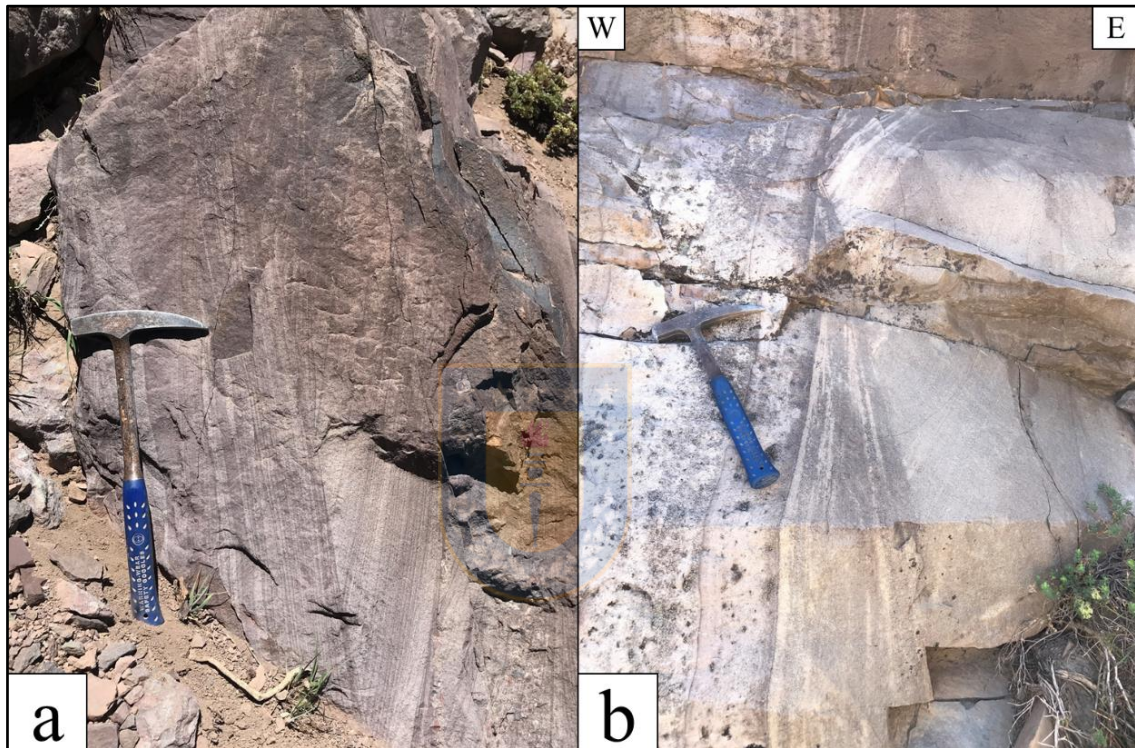


Figura 4.13: Facies Aecpb. a. Areniscas medias a finas con estratificación cruzada planar de bajo ángulo en rodado.
b. Areniscas con estratificación cruzada planar en ladera norte del valle del río el Volcán.

Areniscas con laminación paralela (Alp): Las areniscas son de grano fino a grueso de color gris verdoso a pardo rojizo. Presentan una selección que varía de moderada a buena. Las capas presentan potencias de 20-30 cm en areniscas finas, hasta los 2 m en areniscas gruesas, que amalgamadas pueden alcanzar los 8 m. Presentan laminación paralela (figura 4.14). Las capas de areniscas tienen formas tabulares con contactos netos y planos. Interpretación. La presencia de laminación paralela indica una sedimentación de alto régimen de flujo.

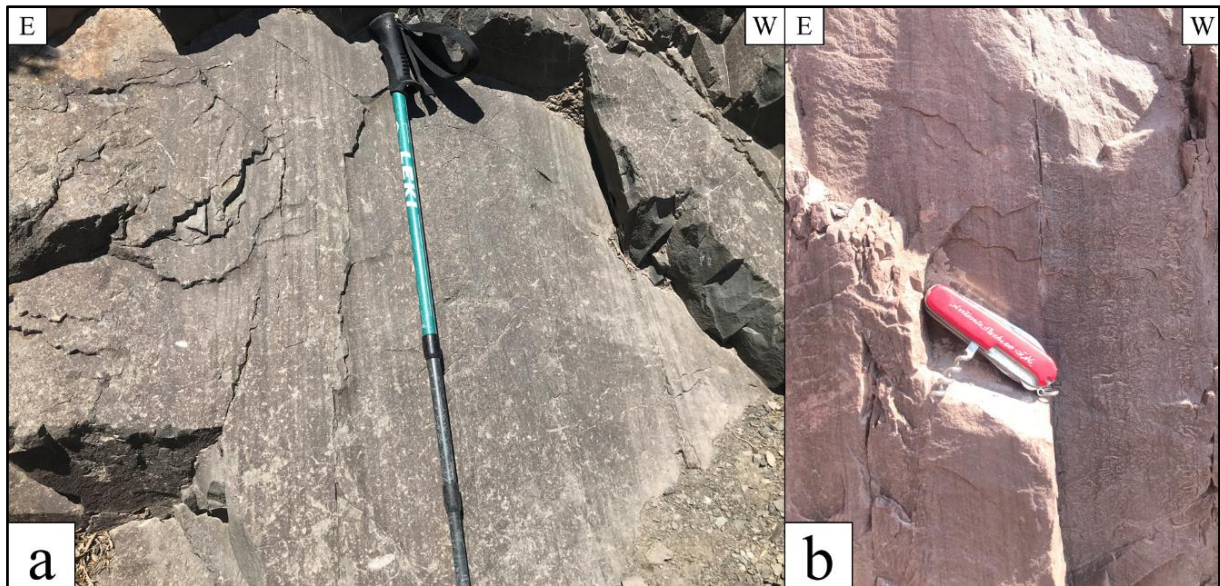


Figura 4.14: **Facies Alp.** a y b. Corresponden a areniscas gruesas y finas respectivamente, con laminación paralela (facies Alp).

Lutitas pardo rojizas (Lpr): Las lutitas son de color pardo rojizo. Las capas tienen potencias milimétricas en general, en ocasiones alcanzan los 20 cm. Presentan laminación paralela, localmente grietas de desecación e impresiones de gotas de lluvia, estas dos últimas, en la parte superior de cada capa de lutitas (figura 4.15). Interpretación. Las lutitas se forman por decantación. Las grietas de desecación por evaporación del agua que ha quedado encharcada donde se han formado las lutitas. Las impresiones de gotas lluvia se forman cuando el agua ya se ha evaporado.

Tobas rosadas a gris verdosas (Trg): Las tobas tienen una coloración que varía de gris rosada a gris verdosa. Presentan una matriz fina tamaño ceniza con fenocristales milimétricos de plagioclasa, líticos milimétricos redondeados de pómez y líticos volcánicos de composición andesítica. Clasificadas como tobas cristalinas (Muestras RV1D-9 y RV1D-10, ANEXO 2). Las capas de tobas tienen potencias que varían entre los 30 cm hasta los 1.60 m, con forma tabular, las cuales se acuñan lateralmente. Presentan laminación paralela (figura 4.16), escasa estratificación cruzada planar y sus contactos son netos y planos, donde se pueden observar amígdalas de desgasificación. Se encuentran en general muy alteradas a epidota lo que les da una tonalidad verdosa. Interpretación. La laminación paralela puede ser indicativa tanto de depósitos de flujo piroclástico como de caída de piroclastos. La estratificación cruzada planar es indicativa de

depósitos de oleada piroclástica, las cuales cubren la topografía y son de bajo espesor. Ambas relacionadas a un volcanismo explosivo (Pérez y Fernández, 2015).

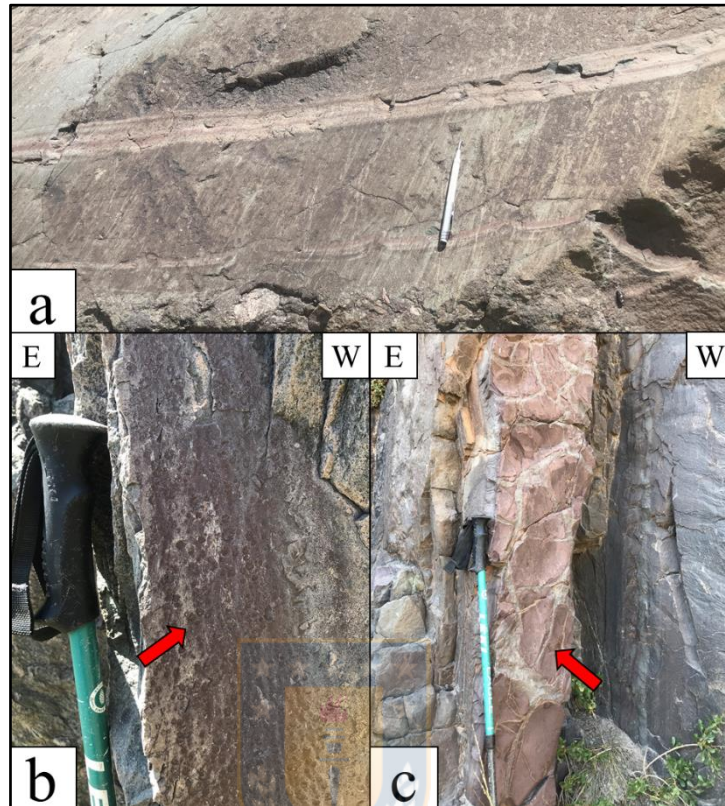


Figura 4.15: Facies Lpr. a. Lutitas pardo rojizas (facies Lpr) con laminación paralela en la parte superior de la imagen y grietas de desecación con vista de perfil en la parte inferior. b. Impresiones de gotas de lluvias. c. Grietas de desecación con vista en planta.

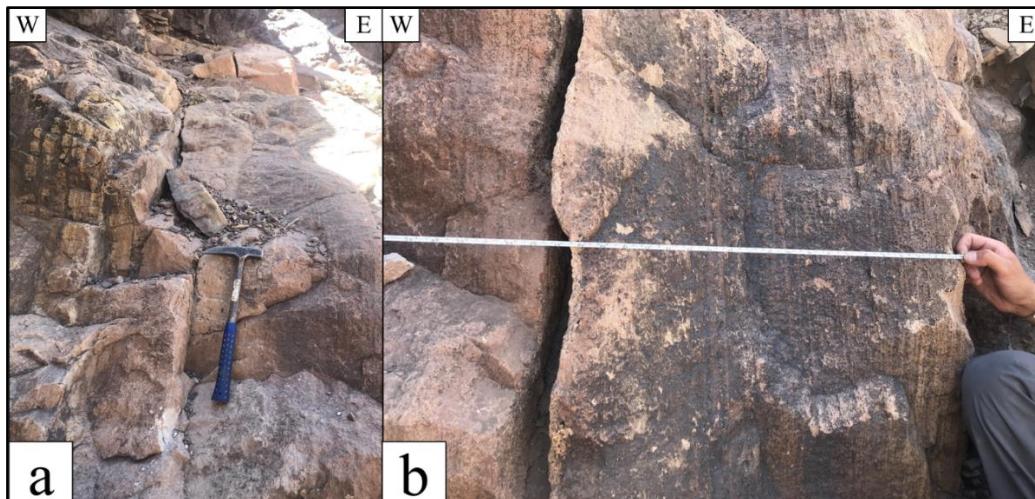


Figura 4.16: Facies Trg. a y b corresponden a tobas gris rosadas con laminación paralela (facies Trg).

4.2.2. Asociaciones de facies

4.2.2.1. Miembro Inferior

Areniscas medias masivas (Amm): Estas facies se observan en la base de la Formación Río Damas, específicamente en el contacto con el yeso de la Formación Río Colina. Podría tratarse de un ambiente marino somero, aunque no se encontraron fósiles en el análisis microscópico (Muestra RV1D-2, ANEXO 2), o de un ambiente fluvial, probablemente ríos trenzados de arenas, pero estas interpretaciones son especulativas. Se encuentran muy fracturadas y no se asocian con otras facies observadas en el sector, por lo que se dificulta poder realizar un análisis más detallado. Representan los estadios iniciales de sedimentación de la cuenca.

4.2.2.2. Miembro Medio

Lavas andesíticas (Lva): No se encuentran asociadas genéticamente a otras facies. Se pueden interpretar como coladas de lavas amalgamadas debido a la potencia observada en el sector, la cual abarca la mayor parte del miembro inferior, evidenciando una importante actividad volcánica efusiva y un ambiente subaéreo continental en la primera mitad de la Formación Río Damas.

4.2.2.3. Miembro Superior

Brechas a conglomerados matriz soportados (Bms) y tobas rosadas a gris verdosas (Trg): Las facies Bms se observan principalmente en la parte inferior del MS. Corresponden a flujos de detritos (*Debris Flow*) con intercalaciones de facies Trg, estas últimas no presentan una continuidad lateral y evidencian un volcanismo explosivo activo (figura 4.17). Además, las facies Bms se observan en la parte media como flujos de gravedad de sedimento no cohesivo y en la parte superior como flujos de detritos, donde podría haber varias capas amalgamadas evidenciando la recurrencia del mismo tipo de eventos, los cuales no se encuentran asociados a otro tipo de facies. Las facies Bms son depositados en las cuencas de drenaje de abanicos aluviales en zonas proximales, favorecidos por empinadas pendientes y altas cargas de sedimentos combinados con redes de drenaje convergentes que gatillan estos flujos de gravedad (Blair y McPherson, 1994).



Figura 4.17: Asociación de facies Bms-Trg. Brechas matriz soportadas (facies Bms) de espesores métricos con intercalaciones de niveles discontinuos de tobas cristalinas gris verdosas (facies Tgr).

Conglomerados clasto soportados (Ccs), areniscas conglomerádicas (Ac) y areniscas con laminación paralela (Alp): Se observan a lo largo de gran parte del miembro superior. Sus formas tabulares con espesores generalmente decimétricos, contactos netos y planos y alternancias cíclicas en el tamaño de grano las caracterizan como flujos laminares (*Sheet Floods*) de grano grueso depositadas en la zona proximal de abanicos aluviales. En ocasiones el contacto entre estas facies es gradual, lo que indica una sedimentación producto de un mismo flujo continuo que sufre variaciones en su intensidad, formando *couplets* (capas repetitivas relacionadas a un mismo evento o flujo) de grava arenosa (figura 4.18) con areniscas gruesas que presentan laminación paralela (Blair, 1999).

Areniscas con laminación paralela (Alp), areniscas con estratificación cruzada planar de bajo ángulo (Aecpb) y lutitas pardo rojizas (Lpr): Esta asociación de facies predomina en la parte media del MS. Corresponden a flujos laminares (*Sheet Floods*) de grano fino. La variación de laminación paralela a estratificación cruzada planar indica una disminución en el régimen de flujo (de alto a bajo). La granulometría de las facies de areniscas disminuye a techo de las capas, donde se

intercalan con lutitas pardo rojizas masivas o con laminación paralela, que en ocasiones pueden presentar estructuras como grietas de desecación e impresiones de gotas de lluvias, indicativas del término de la sedimentación por un determinado periodo de tiempo (figura 4.19).

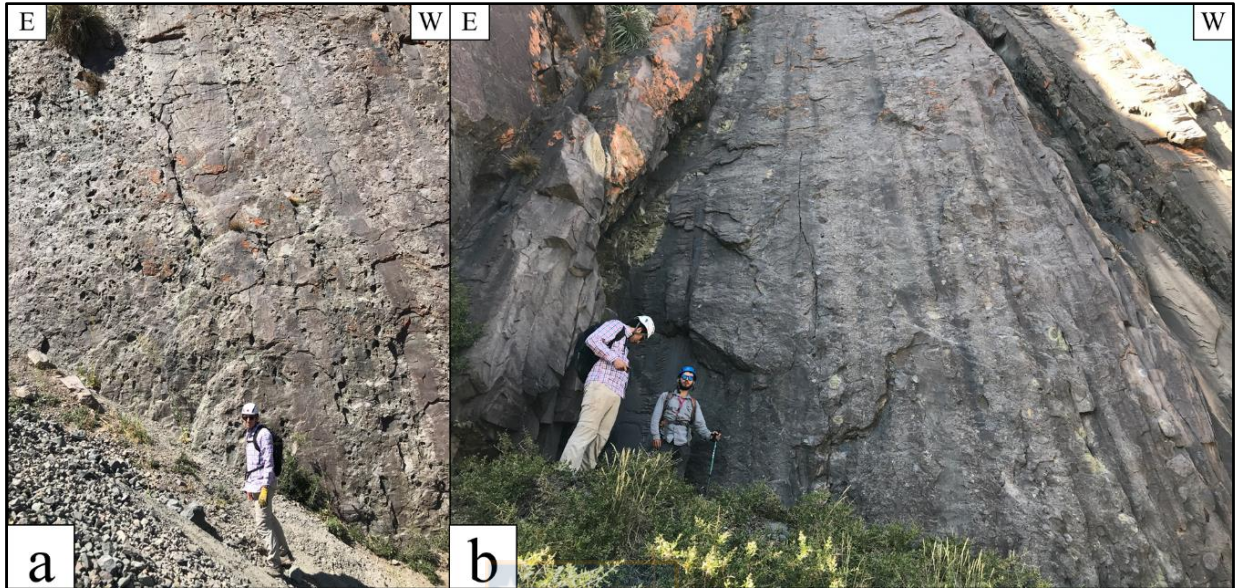


Figura 4.18: *Couplets* en asociación de facies Ccs-Ac-Alp. a. Se observan *couplets* de flujos laminares de grano grueso con mayor presencia de conglomerados clasto soportados (facies Ccs). b. *Couplets* de flujos laminares con conglomerados clasto soportados (facies Ccs) de menor espesor y un dominio de areniscas gruesas (facies Apl) a conglomerádicas (facies Ac).

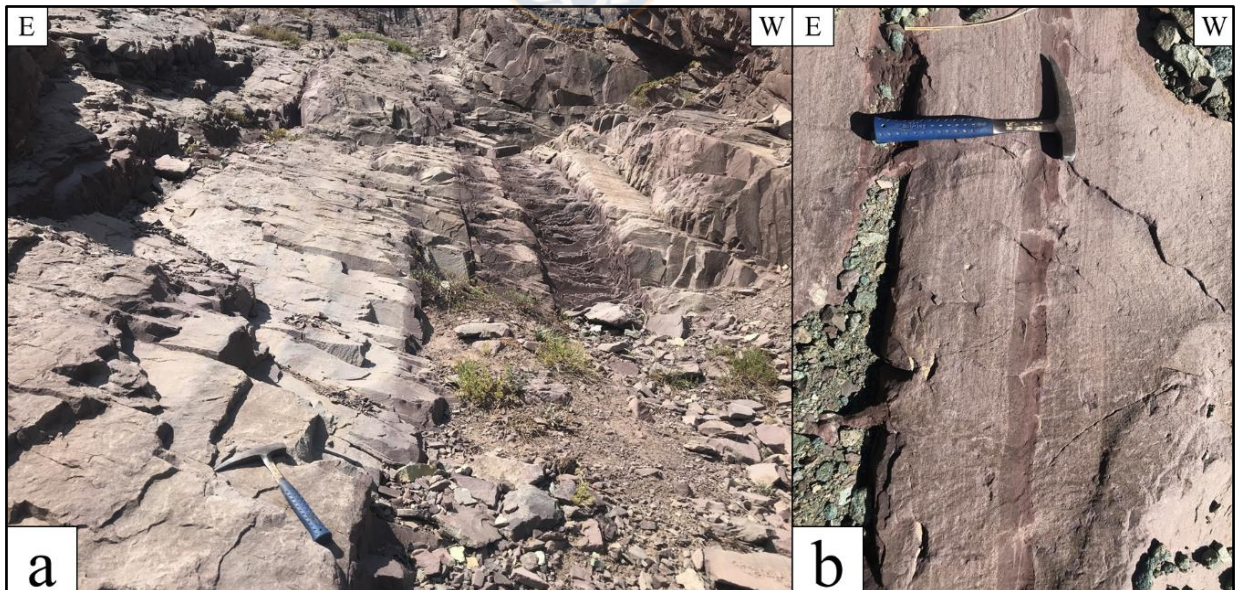


Figura 4.19: Asociación de facies Alp-Aecpb-Lpr. a. Se observan sets potentes de areniscas medias a finas (facies Alp y Aecpb) con intercalaciones de capas de lutitas pardo rojizas (facies Lpr). b. Areniscas medias a finas con laminación paralela (facies Alp) y lutitas pardo rojizas masivas con grietas de desecación (facies Lpr).

Areniscas con estratificación cruzada planar de alto ángulo (Aecpa): No se encuentran asociadas a otro tipo de facies genéticamente. La estratificación cruzada planar de alto ángulo con potencias mayores a 2 m se asocia a dunas eólicas interdigitadas con la sucesión estratigráfica del abanico aluvial, evidenciando un clima árido en el momento de la sedimentación de estas areniscas.

4.3. ANÁLISIS DE PALEOCORRIENTES

En el área de estudio, se obtuvieron datos de paleocorrientes de clastos imbricados (CI) y estratificación cruzada planar (ECP), con las cuales se realizó una restauración según las indicaciones descritas en el capítulo de Metodología. Los sets de medidas obtenidas contienen pocos datos, debido a que hay pocas estructuras sedimentarias que indiquen paleocorrientes, por lo que estos resultados no se consideran determinantes. En el caso de los clastos, la mayor parte se encuentran paralelos a la estratificación u orientados al azar y pocos de ellos están imbricados. Respecto a las areniscas con ECP, además de haber pocas capas con esta ES, queda la duda si fueron generadas por flujos acuosos o eólicos. Adicionalmente, si fueron depositadas por un flujo acuoso, cabe la posibilidad de que indiquen variaciones laterales del flujo. En cambio, los CI indican corrientes de mayor energía que, por tanto, representan con más confiabilidad la dirección y sentido principal del flujo. Las tablas de datos confeccionadas consisten en mediciones de ES con medida original tomada en terreno, medida restaurada, la medida de actitud de capa que contiene las ES y la medida del sentido de paleocorrientes. Las mediciones son expresadas en dip (manteo)/dip azimuth (dirección de inclinación). En dichas tablas, el sentido de paleocorrientes correspondería al dip azimuth (dirección de inclinación) de la medida restaurada en el caso de las ECP y en sentido contrario a éste para los CI.

En la Columna Ladera Sur, se obtuvieron medidas de paleocorrientes mediante planos tanto de clastos imbricados como de estratificación cruzada planar (tablas 4.1 a 4.6 y figuras 4.20 a 4.25).

Tramo 8.

Tipo de Estructura Sedimentaria: Estratificación cruzada planar

Tabla 4.1: Actitudes Tramo 8. Medida original y restaurada en plano de ES y medida de plano en capa.

DATO	ACTITUD CAPA	MEDIDA ORIGINAL	MEDIDA RESTAURADA	SENTIDO DE PALEOCORRIENTE
1	82/285	70/025	83/216	216

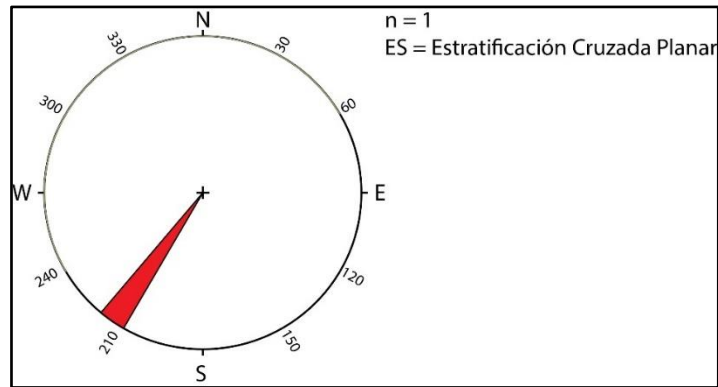


Figura 4.20: Diagrama de roseta Tramo 8. Se observa un sentido de flujo SW. Vector promedio = $216.3^\circ \pm 00.8^\circ$.

Tramo 9.

Tipo de Estructura Sedimentaria: Clastos Imbricados

Tabla 4.2: Actitudes Tramo 9. Medidas originales y restauradas en plano de ES y medida de plano en capa.

DATO	ACTITUD CAPA	MEDIDA	MEDIDA	SENTIDO DE PALEOCORRIENTE
		ORIGINAL	RESTAURADA	
1	82/281	69/144	51/337	157
2		67/147	55/336	156
3		71/143	50/339	159
4		77/132	37/337	157
5		75/145	50/334	154

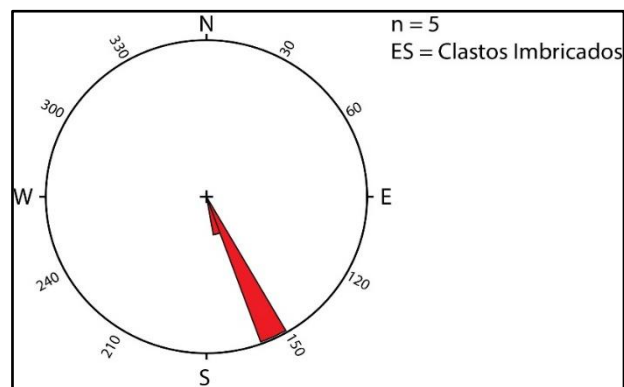


Figura 4.21: Diagrama de roseta Tramo 9. Se observa un sentido de flujo SE. Vector promedio = $158.5^\circ \pm 02.6^\circ$.

Tramo 10.

Tipo de Estructura Sedimentaria: Estratificación cruzada planar

Tabla 4.3: Actitudes Tramo 10. Medida original y restaurada en plano de ES y medida de plano en capa.

DATO	ACTITUD CAPA	MEDIDA ORIGINAL	MEDIDA RESTAURADA	SENTIDO DE PALEOCORRIENTE
1	82/285	81/309	24/019	019

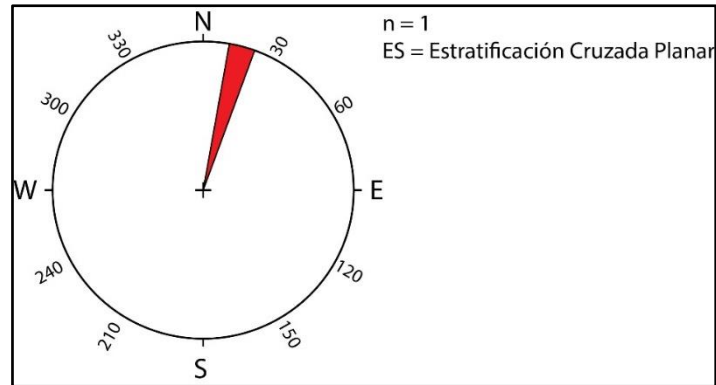


Figura 4.22: Diagrama de roseta Tramo 10. Se observa un sentido de flujo NE. Vector promedio = $019.2^\circ \pm 00.8^\circ$.

Tramo 11.

Tipo de Estructura Sedimentaria: Estratificación cruzada planar

Tabla 4.4: Actitudes Tramo 11. Medida original y restaurada en plano de ES y medida de plano en capa.

DATO	ACTITUD CAPA	MEDIDA ORIGINAL	MEDIDA RESTAURADA	SENTIDO DE PALEOCORRIENTE
1	82/281	73/278	10/119	119

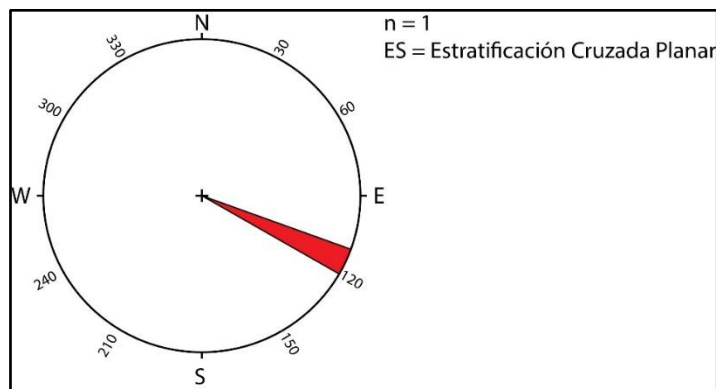


Figura 4.23: Diagrama de roseta Tramo 11. Se observa un sentido de flujo SE. Vector promedio = $118.7^\circ \pm 00.8^\circ$.

Tramo 13.

Tipo de Estructura Sedimentaria: Estratificación cruzada planar

Tabla 4.5: Actitudes Tramo 13. Medida original y restaurada en plano de ES y medida de plano en capa.

DATO	ACTITUD CAPA	MEDIDA ORIGINAL	MEDIDA RESTAURADA	SENTIDO DE PALEOCORRIENTE
1	82/281	73/067	42/228	228

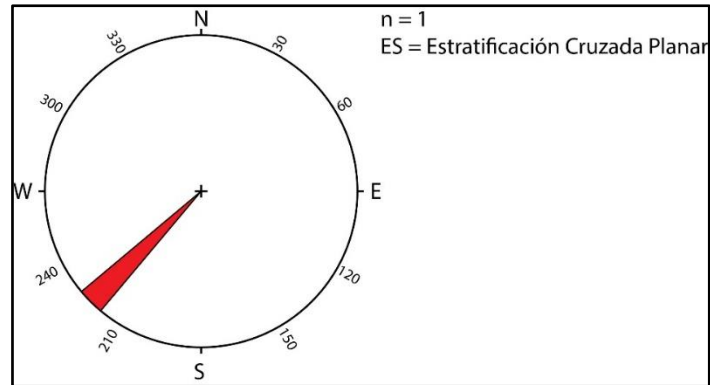


Figura 4.24: Diagrama de roseta Tramo 13. Se observa un sentido de flujo SW. Vector promedio = $227.8^{\circ} \pm 00.8^{\circ}$.

Tramo 14.

Tipo de Estructura Sedimentaria: Estratificación cruzada planar

Tabla 4.6: Actitudes Tramo 14. Medidas originales y restauradas en planos de ES y capa.

DATO	ACTITUD CAPA	MEDIDA ORIGINAL	MEDIDA RESTAURADA	SENTIDO DE PALEOCORRIENTE
1	81/285	85/122	22/337	157
2		82/112	18/307	127
3		75/109	24/299	119
4		84/123	24/337	157
5		74/115	26/308	128

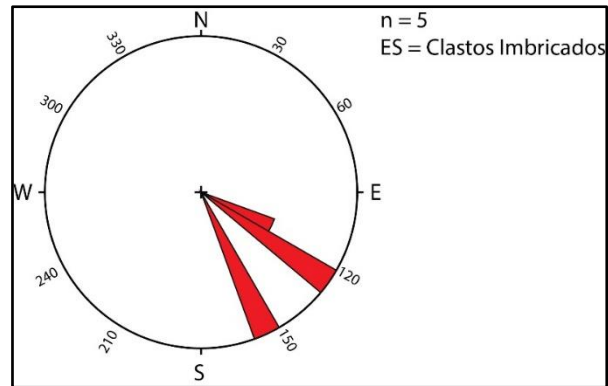


Figura 4.25: Diagrama de roseta Tramo 14. Se observa un sentido de flujo SE. Vector promedio = $137.0^\circ \pm 08.2^\circ$

En la columna Ladera Norte, se obtuvieron medidas mediante lineamientos (Trend/Plunge) en clastos imbricados (tabla 4.7 y figura 4.26) y estratificación cruzada planar (tabla 4.8 y figura 4.27), las capas se miden en Dip/ Dip Azimut.

Tramo 1.

Tipo de Estructura Sedimentaria: Clastos Imbricados.

Tabla 4.7: Actitudes Tramo 1. Medidas originales y restauradas de ES, y medida de plano en capa.

DATO	ACTITUD CAPA	MEDIDA ORIGINAL	MEDIDA RESTAURADA	SENTIDO DE PALEOCORRIENTE
1	87/289	134/54	270/41	090
2		200/58	257/08	077
3		173/56	256/22	076

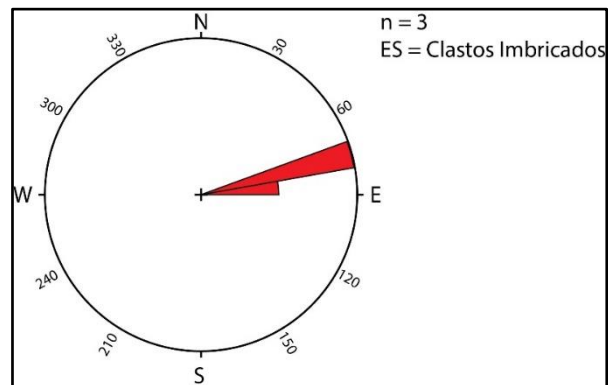


Figura 4.26: Diagrama de roseta Tramo 1. Se observa un sentido de flujo E a NE. Vector promedio = $080.8^\circ \pm 04.7^\circ$.

Tramo 2.

Tipo de Estructura Sedimentaria: Estratificación Cruzada Planar

Tabla 4.8: Actitudes Tramo 2. Medida original y restaurada de ES, y medida de plano en capa.

DATO	ACTITUD CAPA	MEDIDA ORIGINAL	MEDIDA RESTAURADA	SENTIDO DE PALEOCORRIENTE
1	82/294	198/16	219/08	219

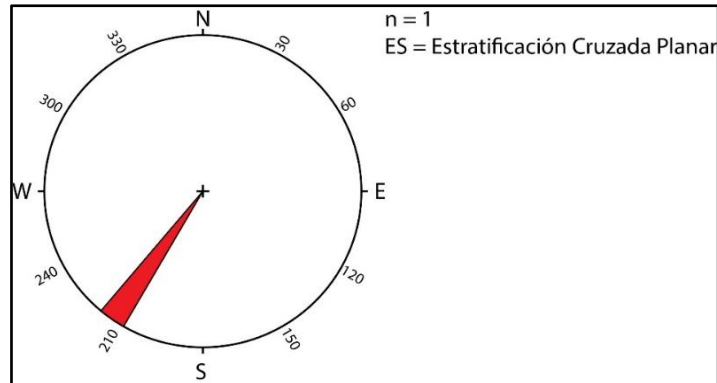


Figura 4.27: Diagrama de roseta Tramo 2. Se observa un sentido de flujo SW. Vector promedio = $219.2^{\circ} \pm 02.6^{\circ}$

4.4. ANÁLISIS ESTRUCTURAL

4.4.1. Medición actitud de capas

Las capas en el área de estudio (ladera norte y sur del río el Volcán), presentan rumbos aproximadamente N-S y manteos hacia el oeste, cercanos a la vertical. Las variaciones de rumbo (Dip Azimut) y manteo (Dip) de base a techo de la formación son mínimas (Tablas 4.9 y 4.10).

Tabla 4.9: Actitudes de capas en Columna Ladera Norte.

DATO	TRAMO	LITOLÓGÍA	DIP/DIP AZIMUT
1	1	Areniscas	87/290
2	2	Areniscas	83/288
3	3	Areniscas	83/288
4	6	Areniscas	84/281
5	Contacto	Lutitas	83/284

Tabla 4.10: Actitudes de capas en Columna Ladera Sur.

DATO	TRAMO	LITOLOGÍA	DIP/DIP AZIMUT
1	6	Areniscas	82/285
2	8	Areniscas	82/285
3	13	Areniscas	86/287
4	13	Areniscas	82/281
5	13	Areniscas	88/289
6	13	Areniscas	84/279
7	14	Areniscas	81/285
8	15	Areniscas	89/285
9	15	Areniscas	85/283

4.4.2. Identificación y medición de fallas

Se identificaron 9 planos de falla en el área de estudio, los que son medidos con notación Dip/Dip Azimut, donde el Dip corresponde al buzamiento de las fallas y el Dip Azimut a la dirección o rumbo (tabla 4.11).

Tabla 4.11: Fallas medidas en el área de estudio.

UBICACIÓN	DATO	DIP/DIP AZIMUT
Contacto Fms. RD-RC	1	64/285
Contacto Fms. RD-RC	2	71/300
Contacto Fms. RD-RC	3	61/317
Tramo 3	4	81/102
Tramo 3	5	89/116
Contacto MI-MM	6	46/124
Tramo 10	7	85/284
Tramo 13	8	22/036
Tramo 14	9	65/267

Los datos 1 a 3 corresponden a posibles planos de falla identificados en la Formación Río Damas, cerca del contacto con la Formación Río Colina, en los cuales no se logró identificar índices cinemáticos. Los datos 4 a 9 se ubican a lo largo de la ladera sur del río el Volcán, donde el dato 6 corresponde a un contacto neto y plano que se interpreta como plano de falla entre el Miembro

Inferior y Miembro Medio, dicho plano de falla no presenta índices cinemáticos que indiquen la naturaleza de movimiento. Se confecciona, además, un diagrama con el programa *stereonet*, donde se plotea el total de fallas descritas anteriormente (figura 4.28)

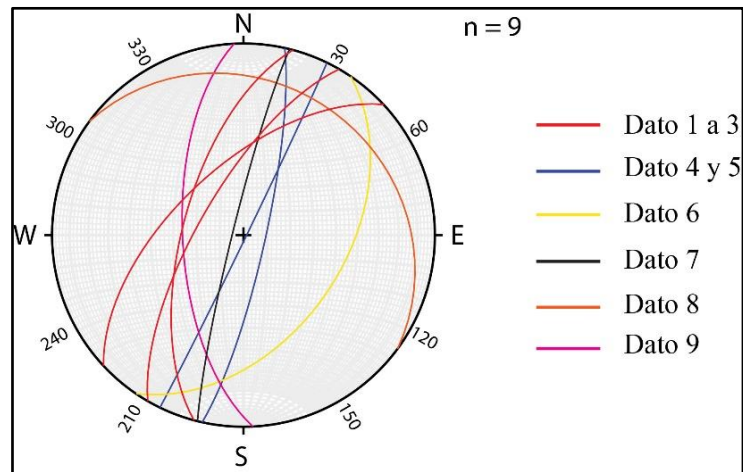


Figura 4.28: Diagrama de planos de falla. Se observan rumbo con dirección NE-SW/N-S/NW-SE.

4.4.3. Identificación, descripción y medición de estratos de crecimiento sin sedimentarios

En el área de estudio, tanto en la ladera norte como en la ladera sur del río el Volcán, no se lograron identificar estructuras asociadas a deformación sinsedimentaria correspondiente a estratos de crecimiento.

5. DISCUSIÓN

5.1. ESTRATIGRAFÍA

5.1.1. Contactos de base y techo

Para la Hoja Santiago, Thiele (1980) menciona que la base de Formación Río Damas es concordante con Formación Río Colina. Mardones (2016) reafirma un contacto concordante, esta vez para el sector del valle del río el Volcán. Calderón (2008) describe un contacto por falla con el Yeso Principal de Formación Río Colina, lo que coincide con lo visto en terreno en el sector mina El Yeso, donde se observa un probable contacto por falla entre el yeso estratificado de Formación Río Colina y areniscas masivas de la base de Formación Río Damas. El contacto no parece ser erosivo, como sería esperable considerando que se desarrolla sobre capas de yeso, y no se observa un conglomerado basal. En lugar de estos elementos, en la parte basal de la Formación Río Damas se observan varios planos interpretados como planos de falla (aunque no se pudieron evidenciar desplazamientos de capas) y una brecha, interpretada como brecha de falla. El contacto a techo entre Formación Río Damas y Formación Lo Valdés en este sector no está bien definido. Se observa un contacto concordante, gradual y de carácter transicional entre intercalaciones de facies marinas y volcánicas con las facies aluviales. Calderón (2008) sugiere integrar estas intercalaciones a la Formación Lo Valdés. Salazar (2012), divide la Formación Lo Valdés en dos según la composición litológica, asignando a la parte inferior el nombre de Formación Catedral, en la cual integra estas intercalaciones marinas y volcánicas, pero sin un límite fijo demarcado en el sector. Posteriormente, Salazar y Stinnesbeck (2015) redefinen la Formación Catedral como Formación Baños Morales.

5.1.2. División de unidades

Calderón (2008), divide la Formación Río Damas informalmente en tres miembros ubicados en la zona del valle del río el Volcán. 1) Miembro Cerro Aguja Escondida (MCAE), que corresponde a una sucesión volcánica y volcanoclástica de carácter continental, con gradación normal de facies sedimentarias. 2) Miembro Cerro Catedral (MCK), en que las rocas asociadas son esencialmente sedimentarias, de ambiente continental y mostrando preferencialmente facies aluviales y fluviales. 3) Miembro Punta Zanzi (MPZ), donde hay variaciones composicionales de los sedimentos según el color que muestran los estratos, de verde pálido a pardo rojizo. El cambio

de coloración obedece a la mayor participación de sedimentos finos fangolíticos y arenosos de composición similar a los estratos del miembro anterior, así como al registro de un ambiente transicional de continental a marino. Infiere una concordancia entre los dos miembros inferiores y presume una paraconformidad entre los dos miembros superiores.

En esta investigación se ha dividido informalmente la Formación Río Damas en tres miembros, difiriendo en el criterio usado por Calderón (2008). 1) Miembro Inferior (MI), corresponde a 78 m de potencia de areniscas medias gris verdosas bien seleccionadas y muy fracturadas, posiblemente de un ambiente fluvial que representa el inicio de la sedimentación en la cuenca. 2) Miembro Medio (MM), constituido por una sección de 824 m de potencia de lavas amalgamadas de composición andesítica, las que se asocian a un ambiente de carácter continental predominantemente volcánico. 3) Miembro Superior (MS) de 3320 m de potencia, presenta repeticiones cíclicas con capas tabulares de facies de conglomerados clasto soportados y areniscas gruesas a conglomerádicas que se intercalan con escasas facies de areniscas medias a finas y lutitas con grietas de desecación e impresiones de gotas de lluvia, además, se alternan facies de brechas y conglomerados matriz soportados. Estas facies se interpretan dentro de ambiente de abanico aluvial (abanicos aluviales de zona proximal dominados por *sheet floods*) y presentan escasas interdigitaciones de facies de areniscas medias con estratificación cruzada planar de alto ángulo, probablemente producto de sedimentación eólica (dunas eólicas). Este último miembro presenta, además, un cambio transicional de facies continentales a marinas en el contacto con Formación Lo Valdés. Las variaciones internas que se observan en el MS se asocian a variaciones tectónicas y climáticas, que representan una secuencia bastante monótona de base a techo, con lo que se descarta alguna paraconformidad dentro de sus dominios que pueda significar la separación en más miembros. El contacto entre el MI-MM se encuentra cubierto, mientras que el MM se encuentran en contacto por falla con el MS, separando la unidad volcánica de la unidad sedimentaria continental.

5.2. AMBIENTE DE SEDIMENTACIÓN

Los estadios iniciales de sedimentación de la cuenca representados por el Miembro Inferior, corresponden probablemente a facies de ríos trenzados de arenas o un ambiente marino somero, aunque con respecto a este último no se encontraron fósiles en las muestras recolectadas. Esta interpretación es especulativa, ya que las capas se encuentran muy fracturadas y no se pudieron

reconocer estructuras sedimentarias, dificultando poder realizar un análisis más detallado. Klohn (1960) interpreta una transición marina-continental en la base de la Formación Río Damas en el sector del río Damas, donde describe areniscas calcáreas con ammonites en mal estado de preservación intercaladas con conglomerados finos, lo que contrasta con las observaciones realizadas en el sector del río el Volcán. Más tarde en la cuenca se produjo un importante volcanismo efusivo, el cual correspondería a un ambiente continental de carácter netamente volcánico, dando lugar a coladas de lavas andesíticas amalgamadas que abarcan el Miembro Medio en su totalidad. Calderón (2008), a pesar de observar areniscas masivas en la base, interpreta solo una secuencia volcánica y volcanoclástica de carácter continental, con gradación normal de facies sedimentarias para esta parte basal de la Formación Río Damas.

La Formación Río Damas, presenta en su mayor parte facies típicas de abanicos aluviales, correspondientes al Miembro Superior. El inicio de la sedimentación de este miembro está caracterizado por facies de brechas y conglomerados matriz soportados, con clastos decimétricos a métricos generalmente angulosos, muy mal seleccionados y orientados al azar, característicos de depósitos de Flujos de Detritos. Además, intercaladas se observan facies de tobas cristalinas gris rosadas, las que evidencian la existencia de un volcanismo explosivo activo. Sin embargo, las facies dominantes corresponden principalmente a facies de depósitos de Flujos Laminares proximales de grano grueso con intercalaciones menores de grano fino. Las primeras constituidas por conglomerados clasto soportados con clastos subangulosos a subredondeados, localmente imbricados, que generalmente forman capas tabulares no muy potentes (cm a dm) que se intercalan con areniscas gruesas a conglomerádicas. Estas facies en ocasiones se presentan como couplets, los cuales se caracterizan por ser secuencias rítmicas o cíclicas de varios metros depositadas por un mismo flujo durante variaciones en la intensidad del mismo (Blair y McPherson, 2009). Los Flujos Laminares de grano más fino, están constituidos por areniscas medias a finas con laminación paralela y raramente estratificación cruzada planar e intercalaciones menores de lutitas pardo rojizas con escasas grietas de desecación e impresiones de gotas de lluvia. Estas intercalaciones de facies de Flujos Laminares de grano más fino, indican momentos de menor actividad tectónica o menor escorrentía, lo cual provoca un aporte de grano más fino en el abanico, que probablemente se retrae, esto último se observa con mayor claridad en la parte media del Miembro Superior. Si bien estas descripciones de facies se asemejan bastante con las realizadas por Klohn (1960) y Calderón (2008), donde ambos hacen mención a estas secuencias rítmicas en el sector del río el

Volcán, la interpretación de este último autor difiere del presente estudio. Calderón (2008) interpreta las secuencias rítmicas (*couplets*) como producto de la migración lateral de esteros y, además, describe fangolitas con ondulitas de oleaje en sectores donde solo se observaron lutitas con laminación paralela y grietas de desecación, asociando estas facies a un ambiente fluvial.

Se pueden observar también, facies de brechas y conglomerados matriz soportados alternando ocasionalmente con las facies de conglomerados clasto soportados, areniscas conglomerádicas y areniscas con laminación paralela correspondientes a facies de Flujos Laminares proximales en la parte media del MS. Los conglomerados matriz soportados presentan características típicas de depósitos de flujos de gravedad de sedimentos no cohesivos (NCSGF), los cuales según Blair y McPherson (2009), se forman producto de una rápida descarga de agua en la cuenca que se mezcla con materiales arenosos y gravosos que contienen poco material fino. Son similares a los Flujos de Detritos en muchos aspectos, pero el bajo contenido de lodo impide la fuerza cohesiva de la matriz arcillosa y hace que el transporte presente características de carácter más fluidal. Al igual que los Flujos de Detritos, el transporte es laminar y, por lo tanto, los NCSGF no son erosivos (Blair y McPherson, (2009). Finalmente, los depósitos de Flujos de Detritos son más frecuentes en la parte superior de la Formación Río Dama, alternando con depósitos de Flujos Laminares.

En la parte superior de la Formación Río Damas, específicamente en la parte media a superior del Miembro Superior, se observan escasas intercalaciones de facies de areniscas medias a finas con estratificación cruzada planar de alto ángulo, que presentan una gran continuidad lateral. Estas facies corresponderían probablemente a depósitos de dunas eólicas pertenecientes a un ambiente eólico desértico, el cual se interdigitaría en un ambiente de abanico aluvial. Lo que contrasta con lo señalado por Calderón (2008), quien interpreta estas facies como deltas en ambiente subacuático en una zona distal del abanico aluvial. La presencia de sedimentos eólicos y grietas de desecación en el Miembro Superior de la Formación Río Damas, indican que las condiciones áridas o semiáridas prevalecieron en la región durante el Jurásico tardío, aunque hubo precipitación suficiente para la escorrentía episódica que provoca la sedimentación de las facies aluviales. Las dunas eólicas se desarrollarían sobre la superficie del abanico aluvial en momentos en los que no se produciría escorrentía en el mismo.

Por lo tanto, el análisis sedimentológico realizado en esta investigación permite identificar e interpretar que la mayor parte de la sucesión de la Formación Río Damas en el sector del río el

Volcán, corresponde a depósitos de abanicos aluviales dominados por flujos laminares (Sheet Floods) proximales, con características similares a los abanicos aluviales descritos por Blair y McPherson (1994 y 2009) y Blair (1999; 2000), quienes estudian diferentes abanicos actuales que se ubican en el Death Valley, California. A lo largo de márgenes de cuencas extensionales tectónicamente activas en condiciones climáticas cálidas y secas. Proporciona un modelo detallado para abanicos aluviales sedimentados por flujos de agua, con ejemplos típicos de abanicos modernos. Este modelo está dominado desde el ápice hasta la parte más distal casi exclusivamente por facies de grava y grava arenosa depositadas por inundaciones superficiales y catastróficas en un régimen de flujo alto, facies que pueden representar de un 60% hasta un 95% el volumen de sedimento del abanico. Ambas facies son depositadas por flujos laminares y adoptan un carácter cíclico que puede ser interrumpido por capas delgadas producidas por una fracción de sedimento fino durante una disminución de régimen de flujo o por descargas no catastróficas durante largos períodos entre inundaciones repentinas recurrentes. Este modelo cuestiona la existencia en los abanicos aluviales de una disminución sistemática del tamaño de grano con la distancia radial (Blair, 1999). Además, tanto los datos de tamaño máximo de clastos como los datos de análisis de partículas de muestras realizados en su investigación, que abarcan el radio del abanico en toda su extensión demuestran poca variación de textura, por lo que la variación que existe no es una función de la distancia radial desde el ápice. En el caso de nuestra zona de estudio, no es posible determinar variaciones en un sentido proximal-distal a lo largo de los paleo-abanicos aluviales que dieron lugar a los depósitos analizados en el valle del río el Volcán debido a que las correlaciones se dificultan como consecuencia de la intensa deformación que sufrieron los estratos Mesozoicos en esta área durante el Neógeno.

5.3. PROVENIENCIA

En el análisis petrológico de las areniscas de la Formación Río Damas en el área de estudio (ANEXO 2), se observa la prevalencia de Litoarenitas y Litoarenitas feldespáticas, con mala a moderada selección y una baja madurez composicional, lo que sugiere que la mayoría de los componentes son primarios y tuvieron un transporte limitado antes de su sedimentación. Los líticos tienen composiciones principalmente andesíticas, al igual que la mayoría de los clastos descritos en los abundantes conglomerados que conforman la Formación Río Damas. Adicionalmente, se observan escasos clastos de composiciones félsicas, como granitos y riolitas. Las facies de abanicos

aluviales con granulometrías de grano grueso, además, indicarían un transporte relativamente corto (0.5-10 km en promedio., Blair y McPherson, 2009).

En el análisis de paleocorrientes del área, se puede apreciar que los datos indican sentidos tanto al E como al W en areniscas con ECP, en las cuales queda la duda si fueron generadas por flujos acuosos o eólicos. Por otra parte, las imbricaciones de clastos presentan consistentemente una tendencia en el sentido de flujo hacia el E. Los CI indican generalmente corrientes de mayor energía que, por tanto, representan con más confiabilidad la dirección y sentido principal del flujo, ya que en el caso de las ECP, cabe la posibilidad de que fueran depositadas por flujos acuosos que en ocasiones indican variaciones laterales del mismo. Aunque estos datos son escasos y por tanto no son determinantes.

En la investigación más reciente realizada por Mescua (2020), en relación a la procedencia de sedimentos de las formaciones Tordillo y Río Damas, señala que las rocas volcánicas de la Formación Río Damas, en la parte oeste de la Cuenca Neuquina, presentan exclusivamente composiciones básicas e intermedias, que van desde andesitas basálticas hasta andesitas (Charrier y otros, 2007). En contraste, el basamento que aflora en el margen oriental de la cuenca corresponde a rocas volcánicas ácidas y plutónicas del Grupo Choiyoi (Pérmico Tardío-Triásico Temprano), dominadas por riolitas y granitos (Llambías y otros, 1993).

Para la Formación Río Damas en las cabeceras de los ríos Cachapoal y Maipo Charrier (1981) señala que las areniscas están dominadas por granos de rocas volcánicas intermedias, con cantidades variables de plagioclasa y cuarzo, y propone que el área fuente habría sido una cadena montañosa volcánica activa ubicada al oeste de la cuenca. Sin embargo, Gulisano (1988) fue el primero en sugerir que el área de origen de materiales clásticos, piroclásticos y volcánicos en la cuenca neuquina eran del arco magmático andino. La evidencia directa de la actividad de este arco se observa en la Formación Río Damas, donde las rocas volcánicas andesíticas están intercaladas en la secuencia clástica (Charrier y otros, 2007). Oliveros y otros (2012), indican que las fuentes más probables de sedimentos para la Formación Lagunillas, ubicada en el norte de Chile (27°30'-28°30'S) y correlacionable con la Formación Río Damas, provienen tanto del este como del oeste. La primera corresponde a rocas ácidas pertenecientes al Pérmico-Triásico asignadas a la provincia ácida de Choiyoi (Jensen, 1976; Mercado, 1982) y del Carbonífero-Triásico Tardío asociadas a complejos plutónicos (Mpodozis y Kay, 1992). Y la segunda, con rocas básicas a intermedias del arco andino jurásico (Grocott y Taylor, 2002; Charrier y otros, 2007), ubicado en el extremo oeste

de la Cordillera de la Costa. Además, señalan que los materiales detríticos de unidades metasedimentarias paleozoicas que afloran hacia el oeste, en la cordillera de la costa, son una fuente poco probable, ya que las capas de la Formación Río Damas carecen de clastos de composición metamórfica. Naipauer y Ramos, (2016) reafirma que en la etapa temprana del retroarco (Jurásico medio a tardío), el arco magmático Andino Jurásico se convirtió en la región fuente más importante de suministro de sedimentos, aunque también señala que se exhumaron fuentes más antiguas del basamento como rocas del ciclo Precuyano y la provincia magmática Choiyoi.

A nivel local, Mardones (2019) señala que en el valle del río el Volcán, el espesor de estratos de la Formación Río Damas del Jurásico Superior cambia abruptamente de 3000 m de conglomerados y brechas conglomerádicas, correspondientes a las secciones objeto de este estudio, a 1000 m de areniscas rojas, en la sección situada al este de la anterior. Además, en la ladera norte del valle de las Arenas, observa estratos de crecimiento en areniscas medias a gruesas de la Formación Río Damas. Mardones y otros (2021) consideran que existió una falla maestra, que denominan como Falla F1 (que asocian con la falla Chacayes-Yesillo que sería producto de la inversión de la misma) situada al oeste de las secciones objeto de este estudio y que generaría una mayor subsidencia en este sector para explicar las diferencias de espesor de la Formación Río Damas. Esto sugiere que la proveniencia de sedimento sea desde el oeste produciendo una disminución en el tamaño de grano hacia el este.

Los datos de paleocorrientes obtenidos en esta investigación no son definitorios porque son escasos, además presentan direcciones y sentidos tanto al E como al W. Sin embargo, todos los datos de clastos imbricados, que serían los más confiables, tienen un sentido hacia el E coincidente con la disminución del espesor y tamaño de grano de la Fm. Río Damas (Tordillo) al E, tanto entre el sector del río el Volcán y Baños Colina como, a escala regional, entre Chile y Argentina, como lo proponen Mardones (2019) y Mescua y otros, (2020). Esto sugiere que la proveniencia de sedimentos para este sector vendría del oeste. Por otra parte, al tratarse de facies de abanicos aluviales presumiblemente no podrían venir de áreas muy lejanas, por lo que, en principio, se descarta la Cordillera de la Costa como posible área fuente como proponen también Oliveros y otros (2012). Dado que las únicas rocas andesíticas de edad kimmeridgiana o más antiguas en la región son precisamente aquellas que se encuentran en la Formación Río Damas, lo más probable es que los clastos provinieran de la erosión de rocas volcánicas de esta unidad, tal vez volcanes ubicados al oeste del área de estudios y contemporáneos con la sedimentación clástica. Los escasos

clastos de granitos y riolitas debieran venir del E como mencionan la mayoría de los autores, aunque no se puede descartar que provinieran del W dado que todo ese sector está cubierto por rocas más recientes.

5.4. CONTEXTO TECTÓNICO

La evolución de la Cuenca Neuquina se caracteriza por una etapa inicial extensional que provocó el desarrollo de depocentros aislados entre el Triásico tardío-Jurásico temprano, en una fase inicial de sin-rift (Legarreta y Gulisano, 1989; Cristallini y otros, 2009). Después de la fase sin-rift, se considera que la acomodación en la cuenca Neuquina durante el Jurásico temprano-Cretácico temprano estuvo dominada por subsidencia térmica (Legarreta y Uliana, 1991). Un arco volcánico de bajo relieve ubicado al oeste permitió inundaciones periódicas de la Cuenca Neuquina desde el paleopacífico (Mpodosis y Ramos, 1989). Se acumularon miles de metros de depósitos sedimentarios marinos y continentales durante tres ciclos transgresivos-regresivos (Howell y otros, 2005; Legarreta y Uliana 1996).

El período de post-rift se desarrolló durante el Jurásico medio a tardío, reflejado por la depositación de lutitas negras de la Formación Río Colina y unidades equivalentes (Álvarez y otros, 1997). Durante el Caloviano medio a tardío, la cuenca se secó completamente debido a un fuerte descenso del nivel del mar (Gulisano y Gutierrez Pleimling, 1994) y se depositaron capas de las formaciones Tábanos y Lotena (Giambiagi y otros 2003). Durante el Oxfordiano y Kimmeridgiano se depositaron estratos de las formaciones La Manga y Auquilco (Álvarez y otros, 1999).

El Jurásico tardío se caracteriza por una regresión generalizada durante un nuevo pulso extensional, en un segundo sistema de rifting que reactiva fallas normales previas y genera la expansión hacia el este del arco magmático (Mescua y otros, 2014). Las nuevas fallas normales generaron graben y hemi-graben asimétricos N-S que permitieron la depositación de espesas secuencias sedimentarias (Giambiagi y otros, 2003). Las formaciones Río Damas y Tordillo, presentan los mayores espesores en lugares donde se formaron o reactivaron estas fallas normales (Mescua y otros, 2014). Como sería el caso en el sector del río el Volcán, donde la Formación Río Damas representa una sucesión de más de 4000 m de potencia, en su gran mayoría por depósitos proximales de abanicos aluviales de grano grueso, los cuales pueden estar asociadas a este tipo de fallas como también lo menciona Mardones (2019), quien además identifica estratos de crecimiento en sector del valle de las Arenas. La procedencia de estos sedimentos ubicados al oeste de la Cuenca

Neuquina, provendrían del retroarco kimmeridgiano de acuerdo a Mescua y otros (2020). Estos estarían compuestos exclusivamente por rocas básicas e intermedias, que van desde andesitas basálticas hasta andesitas (Charrier y otros, 2007). Aunque en un contexto de carácter local es un poco más complejo, ya que al tratarse de facies de abanicos aluviales presumiblemente estos sedimentos no podrían venir de áreas muy lejanas. En contraste, el margen oriental de la cuenca recibiría sedimentos del basamento, que corresponde a rocas volcánicas ácidas y plutónicas del Grupo Choiyoi del Pérmico tardío-Triásico temprano, dominadas por riolitas y granitos provenientes del este (Llambías y otros, 1993; Mescua y otros, 2020). Es por esto que los escasos clastos de granitos y riolitas del sector del río el Volcán debieran venir del E, aunque no se puede descartar que provinieran del W, dado que todo ese sector está cubierto por rocas más recientes.

Si bien, la subsidencia térmica está bien caracterizada, otros mecanismos son necesarios para producir los patrones de subsidencia y depositación de estas unidades en la porción norte de la Cuenca Neuquina (Mescua y otros, 2020). Por lo que algunos autores atribuyen una influencia significativa a la carga volcánica en el arco magmático como resultado de la compactación diferencial de sedimentos del Jurásico temprano (Cristallini y otros 2009) y los cambios abruptos de espesor, como se señalaba anteriormente, se han interpretado como resultado de fallas normales que controlan la depositación (Lo Forte, 1996; Cegarra y Ramos, 1996; Pángaro y otros, 1996; Giambiagi y otros, 2003). En general, al menos en las columnas del sector del río el Volcán, se observan pocas variaciones en la sedimentación, con miles de metros de una sucesión predominantemente conglomerádica, lo que indica una importante subsidencia bastante continua durante el depósito de la Formación Río Damas.

Al final de la sedimentación de la Formación Río Damas, llega un momento en que se produjo abundante vulcanismo y una subsidencia regional generalizada, que permite una gran transgresión marina desde el Pacífico inundando toda la cuenca (Giambiagi, y otros, 2003), lo que da lugar a la sedimentación de la Formación Lo Valdés-Vaca Muerta (formaciones Baños Morales y Lo Valdés, según redefinición de Salazar & Stinnesbeck, 2015, para el área del río el Volcán). Y el arco volcánico pareciera volver a una posición más occidental de acuerdo con los afloramientos de intrusivos de esta edad en la actual Cordillera de la Costa (Charrier y otros, 2014).

6. CONCLUSIONES

La Formación Río Damas en el sector del río el Volcán, corresponde a una secuencia de más de 4000 m de potencia de sedimentos continentales. Según el análisis sedimentológico estaría conformada por 3 miembros: 1) Miembro Inferior (78 m), constituido por facies de areniscas masivas de grano medio bien seleccionadas, que corresponderían especulativamente a un ambiente fluvial y que representa los estadios iniciales de la sedimentación en la cuenca para esta formación. 2) Miembro Medio (824 m), representado en su totalidad por facies volcánicas de lavas andesíticas que evidencian un intenso volcanismo efusivo en un ambiente continental. 3) Miembro Superior (3320 m), que corresponde en gran parte a facies de grano grueso depositados en un ambiente de abanicos aluviales dominados por flujos laminares (*sheet floods*) proximales con escasas intercalaciones de facies de dunas eólicas. Los datos de Paleocorrientes, aunque poco confiables por su baja cantidad, son concordantes con modelos regionales y de escala local con proveniencia de sedimentos desde el W.

El contacto basal de la Formación Río Damas se interpreta como una falla con la Formación Río Colina, mientras que el contacto a techo con Formación Lo Valdés es concordante y transicional. Se interpreta que esta formación se habría depositado en un contexto de régimen tectónico extensional, durante una importante regresión marina. La escasa variación en el tamaño de grano que presentan las columnas en el sector del río el Volcán, donde predominan los depósitos conglomerádicos, evidencian una subsidencia bastante continua, que culmina en una intensa actividad volcánica y una subsidencia regional generalizada que permite el inicio de una nueva transgresión marina.

7. REFERENCIAS

- AGUIRRE, L.; CALDERÓN, S.; VERGARA, M.; OLIVEROS, V.; MORATA, D. Y BELMAR, M. 2009. Edades isotópicas de rocas de los valles Volcán y Tinguiririca, Chile central. Congreso Geológico Chileno N° 12. Actas **8**: 1-4. Santiago.
- AGUIRRE, L. 1960. Geología de los Andes de Chile central, Provincia de Aconcagua. *Instituto de Investigaciones Geológicas*. Vol. **9**: 70 pp. Santiago.
- ALLMENDINGER, R.W.; CARDOZO, N. Y FISHER, D. 2012. Structural geology algorithms: Vectors and tensors in structural geology. Cambridge University: 286 pp. Cambridge.
- ÁLVAREZ, P.; AGUIRRE, M.; GODOY, E. & RAMOS, V. 1997. Estratigrafía del Jurásico de la Cordillera Principal de Argentina y Chile (33°45'-34°00'S). Congreso Geológico Chileno N° 8. Actas **1**: 425-429. Antofagasta.
- ÁLVAREZ, P. P., GODOY, E. Y GIAMBIAGI, L. B. 1999. Estratigrafía de la Alta Cordillera de Chile Central a la latitud del paso Piuquenes (33°35' LS). Congreso Geológico Argentino N° 14. Actas **1**: 55 pp. Salta.
- APUNTES DE CLASES AMBIENTES DE SEDIMENTACIÓN. 2017. (Inédito): 127pp. Concepción.
- BIBLIOTECA DEL CONGRESO NACIONAL (BCN). 2021. Clima y Vegetación [Información Territorial]. Elaborado por Matías Meza Lopehandía. Disponible en: url.bcn.cl (octubre, 2020)
- BIRÓ, L. 1964. Estudio sobre el límite entre el Titoniano y el Neocomiano en la Formación Lo Valdés, Provincia de Santiago, principalmente en base a Ammonoideos. Memoria para optar al Título de Geólogo. Universidad de Chile, Departamento de Geología (Inédito): 118 pp. Santiago.
- BLAIR T.C. 1999. Sedimentary processes and facies of the waterlaid Anvil Spring Canyon alluvial fan, Oeath Valley, California. *Sedimentology*. Vol. **46**: 913-940.
- BLAIR T.C. 2000. Sedimentology and progressive tectonic unconformities of the sheetflood-dominated Hell's Gale alluvial fan, Oealh Valley, California. *Sedimentary Geology*. Vol. **132**: 233-262.
- BLAIR, T.C. Y MCPHERSON, J.G. 1994. Alluvial fans and their natural distinction from rivers based on morphology, hydraulic processes, sedimentary processes, and facies. *Journal of Sedimentary Research*. Vol. **64**: 451-490.
- BLAIR, T.C. Y MCPHERSON, J.G. 2009. Processes and forms of alluvial fans. Geomorphology of desert environments (Parsons, A.J. Y Abrahams, A.D. editores). Springer Science y Business Media B.V.: 413-467. Springer.
- CALDERÓN, S. 2008. Condiciones físicas y químicas del metamorfismo de muy bajo grado de las secuencias mesozoicas en el valle del Río Volcán (33°50'-34°00'S). Memoria para optar al Título de Geólogo. Universidad de Chile, Departamento de Geología (Inédito): 107 pp. Santiago.

- CEGARRA, M.I. Y RAMOS, V.A. 1996. La faja plegada y corrida del Aconcagua. Geología de la región del Aconcagua, provincias de San Juan y Mendoza (Ramos, V.A. editor). Dirección Nacional del Servicio Geológico, Subsecretaría de Minería de la Nación, Anales: Vol. **24**: 387-422.
- CHARRIER, R. 1981. Geologie der Chilenischen Hauptkordillere zwischen 34° and 34°30' südlicher Breite und ihre tektonische, magmatische, und paläogeographische Entwicklung. *Berliner Geowiss Abh.* Vol. **36**: 270 pp. Berlín.
- CHARRIER, R. Y MUÑOZ, N. 1994. Jurassic Cretaceous palaeogeographic evolution of the Chilean Andes at 23°-24° S Latitude and 34°-35°S Latitude: A comparative analysis. Tectonics of the Southern Central Andes (Reutter, K-J.; Scheuber, E. y Wigger, P. editores). Springer Verlag: 233-242. New York.
- CHARRIER, R.; PINTO, L. Y RODRÍGUEZ, M.P. 2007. Tectonostratigraphic evolution of the Andean Orogen in Chile. The Geology of Chile (Moreno, T. y Gibbons, W. editores). The Geological Society: 21-114. Londres.
- CHARRIER, R.; RAMOS, V.; TAPIA, F. Y SAGRIPANTI, L. 2014. Tectono stratigraphic evolution of the Andean Orogen between 31 and 37°S (Chile and Western Argentina). Geodynamic Processes in the Andes of Central Chile and Argentina. *Geological Society*. Vol. **399**: 13-61. Londres.
- CHARRIER, R.; WYSS, A.; FLYNN, J.; SWISHER, C.; NORELL, M.; ZAPATTA, F.; MCKENNA, M. Y NOVACECK, M. 1996. New evidence for late Mesozoic: early Cenozoic evolution of the Chilean Andes in the upper Tinguiririca valley (35°S), central Chile. *Journal of South American Earth Sciences*. Vol. **9**, (2): 1-30.
- CHARRIER, R.; BAEZA, O.; ELGUETA, S.; FLYNN, J.; GANS, P.; KAY, S.; MUÑOZ, N.; WYSS, A. & ZURITA, E. 2002. Evidence for Cenozoic extensional basin development and tectonic inversion south of the flat-slab segment, southern Central Andes, Chile (33°-36°S). *Journal of South American Earth Sciences*. Vol. **15**: 117-139.
- CRISTALLINI, E.O.; TOMEZZOLI, R.N.; PANDO, G.; GAZZERA, C.; MARTINEZ, J.M.; QUIROGA, J.; BUHLER, M.; BECHIS, F.; BARREDO, S. Y ZAMBRANO, O. 2009. Controles Precuyanos en la estructura de Cuenca Neuquina. *Asociación Geológica Argentina*. Vol. **65** (2): 248-264.
- DABRIO, C.J. 1984. Ambientes sedimentarios y facies. Ciclo de seminarios de sedimentología N° 1. Actas: 1-13. Madrid.
- DALZIEL, I.W.D. 1986. Collision and Cordilleran orogenesis: an Andean perspective. *Geological Society*. Vol. **19**, (1): 389-404. Londres.
- DUNHAM, R. 1962. Classification of Carbonate Rocks According to Depositional Texture. Classification of Carbonate Rocks (Ham, W. editor). American Association of Petroleum Geologists: 108-121.
- FENNELL, L.; FOLGUERA, A.; NAIPAUER, M.; GIANNI, G.; ROJAS VERA, E.; BOTESI, G. Y RAMOS, V.A. 2015. Cretaceous deformation of the southern Central Andes: Synorogenic growth strata in the Neuquén Group (35°30'-37°S). *Basin Research*. Vol. **29**: 51-72.

- FISHER, R.V. 1966. Rocks composed of volcanic fragments and their classification. *Earth-Science Reviews*. Vol. **1**, (4): 287-298.
- FOCK, A. 2005. Cronología y tectónica de la exhumación en el Neógeno de los Andes de Chile Central entre los 33° y 34°S. Tesis para optar al Título de Magíster en Ciencias, Mención Geología. Universidad de Chile, Departamento de Geología (Inédito): 178 pp. Santiago.
- FOLK, R. 1962. Spectral subdivision of limestone types. *American Association of Petroleum Geologists*. Vol. **1**: 62-84.
- FOLK, R.L. 1980. Petrology of sedimentary rocks. Hemphill publishing company: 190 pp. Austin.
- GIAMBIAGI, L. Y RAMOS, V.A. 2002. Structural Evolution of the Andes in a transitional one between flat and normal subduction (33°30'-33°45'S), Argentina and Chile. *Journal of South American Earth Sciences*. Vol. **15**: 101-116.
- GIAMBIAGI, L.; ÁLVAREZ, P.; GODOY, E. Y RAMOS, V. 2003. The control of pre-existing extensional structures on the evolution of the southern sector of the Aconcagua fold and thrust belt. *Tectonophysics*. Vol. **369**: 1-19.
- GROCOTT, J. Y TAYLOR, G.K. 2002. Magmatic arc fault systems, deformation partitioning and emplacement of granitic complexes in the Coastal Cordillera, north Chilean Andes (25 30' S to 27 00' S). *Journal of the Geological Society*. Vol. **159**, (4): 425-443.
- GULISANO, C.A. 1988. Análisis estratigráfico y sedimentológico de la Formación Tordillo en el oeste de la Provincia del Neuquén, Cuenca Neuquina, Argentina. Tesis para optar al título de Doctor en Ciencias Geológicas. Universidad de Buenos Aires, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales (Inédito): 247 pp. Buenos Aires.
- GULISANO, C.A. Y GUTIÉRREZ PLEIMLING, A.R. 1994. Guía de campo El Jurásico de la Cuenca Neuquina, a) Provincia de Neuquén. *Asociación Geológica Argentina*. Vol. **2**: 111 pp. Buenos Aires.
- HALLAM, A.; BIRÓ, L. Y PEREZ, E. 1986. Facies analysis of the Lo Valdés Formation (Tithonian-Hauterivian) of the High Cordillera of central Chile, and the palaeogeographic evolution of the Andean Basin. *Geological Magazine*. Vol. **123**, (4): 425-435.
- HORTON, B.K. 2018. Sedimentary record of Andean mountain building. *Earth-Science Reviews*. Vol. **178**: 279-309.
- HOWELL, J.A.; SCHWARZ, E.; SPALLETTI, L.A. Y VEIGA, G.D. 2005. The Neuquén basin: an overview. *Geological Society*. Vol. **252**, (1): 1-14. Londres.
- JENSEN, O. 1976. Geología de la Cordillera de las nacientes del río Copiapó, entre los 27°53' y 28°30' latitud sur, Provincia de Atacama, Chile. Memoria para optar al título de Geólogo. Universidad de Chile, Departamento de Geología (Inédito): 249 pp. Santiago.
- KLOHN, G. 1960. Geología de Santiago, O'Higgins, Colchagua y Curicó. *Instituto de Investigaciones Geológicas Chile*. Vol. **8**: 95 pp. Santiago.
- KOZLOWSKY, E.; MANCEDA, R. Y RAMOS, V. 1993. Estructura. Geología y Recursos Naturales de Mendoza (Ramos, V. editor). Congreso Geológico Argentino N° 12 y Congreso de Exploración de Hidrocarburos N° 2. Actas: 235-256. Buenos Aires.

- LEGARRETA, L. Y GULISANO, C.A. 1989. Análisis estratigráfico secuencial de la Cuenca Neuquina (Triásico superior-Terciario inferior). *Cuencas sedimentarias argentinas*. Vol. **6**, (10): 221-243.
- LEGARRETA, L. Y ULIANA, M. 1991. Jurassic-Cretaceous marine oscillations and geometry of backarc basin fill, Central Argentine Andes. Sedimentation, tectonics and eustasy (Macdonald, D. editor). Sea level changes at active plate margins. *International Association of Sedimentologists*. Vol. **12**: 429-450. Oxford.
- LEGARRETA, L. Y ULIANA, M. 1996. The Jurassic succession in west-central Argentina: stratal patterns, sequences and palaeogeographic evolution. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. Vol. **120**: 303-330.
- LO FORTE, G.L. 1996. Los depósitos jurásicos de la Alta Cordillera de Mendoza. Geología de la región del Aconcagua, provincias de San Juan y Mendoza (Ramos, V.A. editor). Dirección Nacional del Servicio Geológico, Subsecretaría de Minería de la Nación, Anales: 179- 230, Buenos Aires.
- LLAMBÍAS, E.J.; KLEIMAN, L.E. Y SALVARREDI, J.A. 1993. El magmatismo gondwánico. Geología y Recursos Naturales de Mendoza (Ramos, V.; editor). Congreso Geológico Argentino N° 12. Actas **1**: 53-64. Mendoza.
- MARDONES, L.V.A. 2016. Análisis estructural de los depósitos mesozoicos y cenozoicos en la cordillera principal en el Valle del río Volcán, Región Metropolitana, Chile (33° 44'-33° 56'S). Memoria para optar al Título de Geóloga. Universidad de Chile, Departamento de Geología (Inédito): 140 pp. Santiago.
- MARDONES, L.V.A. 2019. Evolución tectónica meso-cenozoica de la cordillera principal de Los Andes de Chile Central, 33° 30'S-34° S. Tesis para optar al grado de Magíster en Ciencias Mención Geología. Universidad de Chile, Departamento de Geología (Inédito): 146 pp. Santiago.
- MARDONES, V.; PEÑA, M.; PAIROA, S.; AMMIRATI, J.B. Y LEISEN, M. 2021. Architecture, Kinematics, and Tectonic Evolution of the Principal Cordillera of the Andes in Central Chile (~ 33.5° S): Insights From Detrital Zircon U-Pb Geochronology and Seismotectonics Implications. *Tectonics*. Vol. **40**, (7): 43 pp.
- MARTÍNEZ, R. Y OSORIO, R. 1963. Consideraciones preliminares sobre la presencia de Carófitas fósiles en la Formación Colimapu. *Revista Minerale*. Vol. **82**: 28-43. Santiago.
- MERCADO, M. 1982. Hoja Laguna del Negro Francisco, región de Atacama, 1:100.000.
- MESCUA, J.F.; GIAMBIAGI, L.B.; Y BECHIS, F. 2008. Extensional tectonic evidences in the Upper Jurassic (Kimmeridgian) in south-western Mendoza province. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*. Vol. **63**, (4): 512-519.
- MESCUA, J.; GIAMBIAGI, L.; TASSARA, A.; GIMENEZ, M. Y RAMOS, V. 2014. Influence of pre-Andean history over Cenozoic foreland deformation: Structural styles in the Malargue foldand- thrust belt at 35°S, Andes of Argentina. *Geosphere*. Vol. **10**, (3): 585-609.
- MESCUA, J.F.; SURIANO, J.; SCHENCMAN, L.J.; GIAMBIAGI, L.B.; SRUOGA, P.; BALGORD, E. Y BECHIS, F. 2020. Controls on Deposition of the Tordillo Formation in Southern Mendoza (34°–36° S): Implications for the Kimmeridgian Tectonic Setting of the Neuquén Basin.

Opening and Closure of the Neuquén Basin in the Southern Andes (Kietzmann D. y Folguera A. editores). Springer Earth System Sciences: 127-157. Cham.

MPODOZIS, C. Y KAY, S.M. 1990. Provincias magmáticas ácidas y evolución tectónica de Gondwana: Andes chilenos (28-31 S). *Andean Geology*. Vol. **17**, (2): 153-180.

MPODOZIS, C. Y KAY, S.M. 1992. Late Paleozoic to Triassic evolution of the Gondwana margin: Evidence from Chilean Frontal Cordilleran batholiths (28 S to 31 S). *Geological Society of America*. Vol. **104**, (8): 999-1014.

MPODOZIS, C. Y RAMOS, V. 1989. The Andes of Chile and Argentina. Geology of the Andes and its Relation to Hydrocarbon and Energy Resources (Ericksen, G.; Cañas, M. y Reinemund, J. editores). Circum-Pacific Council for Energy and Hydrothermal Resources. *American Association of Petroleum Geologists*. Vol. **11**: 59-90. Houston.

NAIPAUER, M. Y RAMOS, V. A. 2016. Changes in source areas at Neuquén Basin: Mesozoic evolution and tectonic setting based on U–Pb ages on zircons. Growth of the Southern Andes (Folguera A. y otros. editores). Springer Earth System Sciences: 33-61. Cham.

NAIPAUER, M.; GARCÍA MORABITO, E.; MARQUES, J.; TUNIK, M.; ROJAS VERA, E.; VUJOVICH, G.; PIMENTEL, M. Y RAMOS, V. 2012. Intraplate Late Jurassic deformation and exhumation in western central Argentina: constraints from surface data and U-Pb detrital zircon ages. *Tectonophysics*. Vol. **524**: 59-75. Amsterdam.

NICHOLS, G. 1999. Sedimentology and Stratigraphy. Blackwell Publishing: 419 pp. Pondicherry.

NIEMEYER, H. 1999. Apuntes de geología estructural. Primera Parte “Estructuras Frágiles”: 142 pp. Antofagasta.

NYSTRÖM, J.O.; VERGARA, M.; MORATA, D. Y LEVI, B. 2003. Tertiary volcanism during extension in the Andean foothills of central Chile (33° 15'–33° 45'S). *Geological Society of America*. Vol. **115**, (12): 1523-1537.

OLIVEROS, V.; LABBÉ, M.; ROSSEL, P.; CHARRIER, R. Y 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*. Vol. **37**: 25-40.

OLIVEROS, V.; GONZÁLEZ, J.; VARGAS, M.E.; VÁSQUEZ, P.; ROSSEL, P.; CREIXELL, C.; ... Y BASTIAS, F. 2018. The early stages of the magmatic arc in the Southern Central Andes. The Evolution of the Chilean-Argentinean Andes (Folguera A. y otros. editores). Springer International Publishing AG: 165-190. Cham.

PÁNGARO, F.; RAMOS, V.A. Y GODOY, E. 1996. La Faja plegada y corrida de la Cordillera Principal de Argentina y Chile a la latitud del Cerro Palomares (33°35'S). Congreso Geológico Argentino N° 13 y Congreso Exploración de Hidrocarburos N° 3. Actas **2**: 315-324. Buenos Aires.

PÉREZ, T.F.J. Y FERNANDEZ T.J.L. 2015. Peligros asociados a los depósitos piroclásticos. *Enseñanza de las Ciencias de la Tierra*. Vol. **23**, (1): 59-65.

RAMOS, V.A. 1988. The tectonics of the Central Andes; 30 to 33 S latitude. *Episodes*. Vol. **11**, (3): 168–174.

- RAMOS, V. 1994. Terranes of southern Gondwanaland and their control in the Andean structure (30°-33°S latitude). *Tectonics of the Southern Central Andes* (Reutter, K.; Scheuber, E. y Wigger, P. editores). Springer-Verlag: 249-261. Berlín.
- RAMOS, V.A. Y FOLGUERA, A. 2005. Tectonic evolution of the Andes of Neuquén: constraints derived from the magmatic arc and foreland deformation. *Geological Society*. Vol. **252**, (1): 15-35.
- RAMOS, V.; AGUIRRE-URRETA, M.; ÁLVAREZ, P.; CEGARRA, M.; CRISTALLINI, E.; KAY, S.; LO FORTE, G.; PEREYRA, F. Y PÉREZ, D. 1996. Geología de la Región del Aconcagua, provincias de San Juan y Mendoza. Dirección Nacional del Servicio Geológico, Subsecretaría de la Nación, Anales: Vol. **24**: 510 pp. Buenos Aires.
- ROSSEL, P.; OLIVEROS, V.; MESCUA, J.; TAPIA, F.; DUCEA, M.; CALDERÓN, S.; CHARRIER, R. Y HOFFMAN, D. 2014. The Upper Jurassic volcanism of the Río Damas-Tordillo Formation (33°-35,5°S): Insights on petrogenesis, chronology, provenance and tectonic implications. *Andean Geology*. Vol. **41**: 529-557. Santiago.
- RUSSO, R.M. Y SILVER, P.G. 1996. Cordillera formation, mantle dynamics, and the Wilson cycle. *Geology*. Vol. **24**, (6): 511-514.
- SALAZAR, C. 2012. The Jurassic-Cretaceous boundary (Tithonian-Hauterivian) in the Andean Basin, central Chile: Ammonite fauna, bio- and sequence stratigraphy and palaeobiogeography. Tesis para optar al Título de Doctor en Geología. Universidad de Heidelberg, Facultad de Ciencias y Matemáticas (Inédito): 388 pp. Heidelberg.
- SALAZAR, C. Y STINNESBECK, W. 2015. Redefinition, stratigraphy and facies of the Lo Valdés and Baños Morales formations (Upper Jurassic – Lower Cretaceous) in central Chile. *Museo Nacional de Historia Natural*. Vol. **64**: 41-68. Santiago.
- SCHMIDT, R. 1981. Descriptive nomenclature and classification of pyroclastic deposits and fragments of the IUGS Subcommission on the Systematics of Igneous Rocks. *Geology*. Vol. **9**, (1): 41-43.
- STOW, D.A.V. 2010. Sedimentary rocks in the field. School of Ocean and Earth Science Southampton Oceanography Centre University of Southampton: 321 pp. Southampton.
- STRECKEISEN, A. 1976. Classification of the common igneous rocks by means of their chemical composition. *Neues Jahrb. Mineral*. Vol. **1**: 1-15. Monatsh.
- TAPIA, F. 2010. Análisis estructural del sector occidental de la faja plegada y corrida de Malargüe en el curso superior del río Colorado de Lontué (35°18' y 35°23'S), Región del Maule, Chile. Memoria para optar al Título de Geólogo. Universidad de Chile, Departamento de Geología (Inédito): 101 pp. Santiago.
- TAPIA, F. 2015. Evolución tectónica y configuración actual de los Andes Centrales del sur (34°45'-35°30'S). Tesis para optar al Título de Doctor en Ciencias Mención Geología. Universidad de Chile, Departamento de Geología (Inédito): 306 pp. Santiago.
- TAPIA, F.; MUÑOZ, M.; FARÍAS, M.; CHARRIER, R. Y ASTABURUAGA, D. 2020. Middle Jurassic-Late Cretaceous Paleogeography of the Western Margin of the Neuquén Basin (34° 30'–

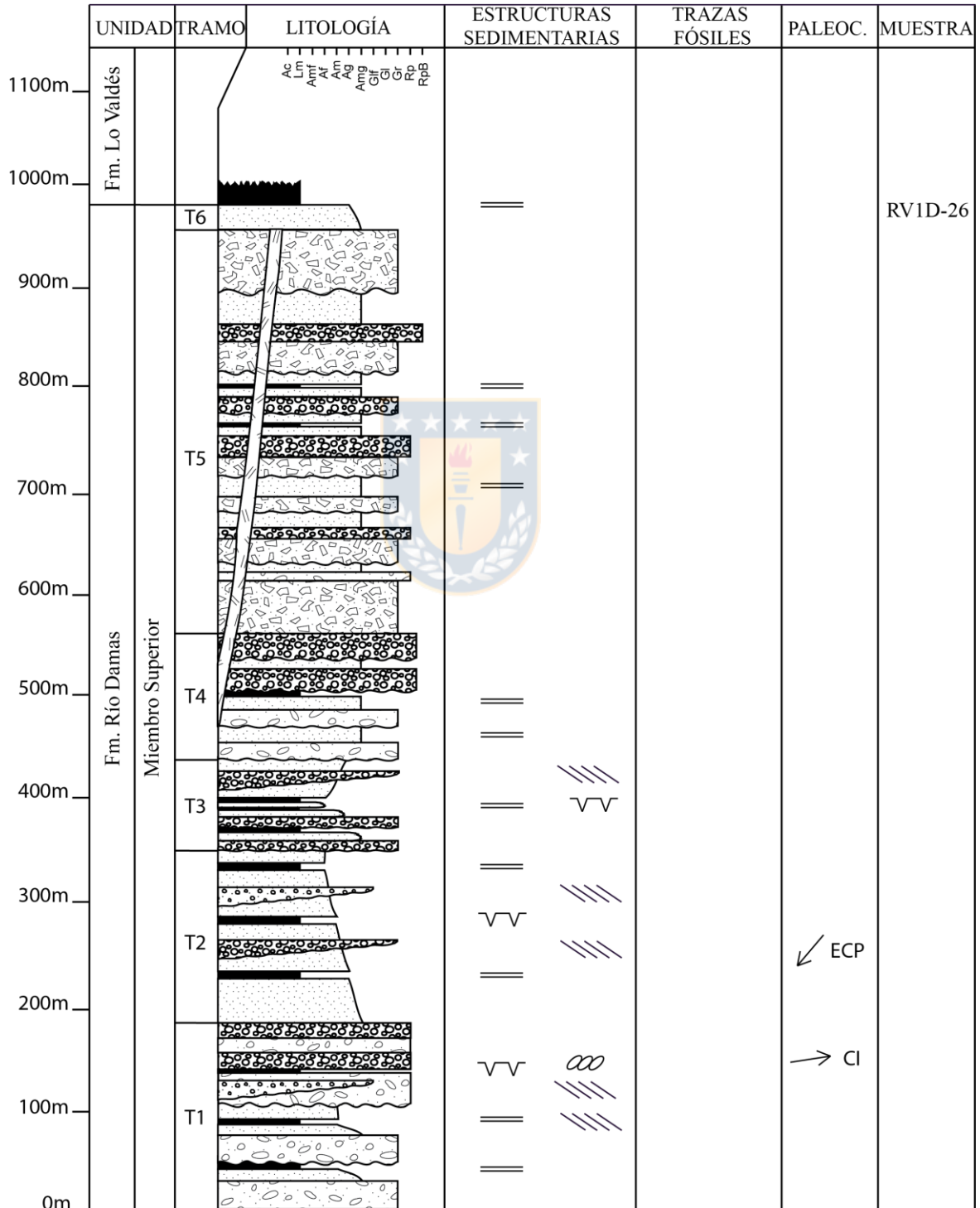
- 36° S). Opening and Closure of the Neuquén Basin in the Southern Andes. Springer: 269-301. Cham.
- TARBUCK, E.J. Y LUTGENS, F.K. 2005. Ciencias de la Tierra. Pearson Educación S. A.: 692 pp. Madrid
- TASSARA, A. Y YÁÑEZ, G. 2003. Relación entre el espesor elástico de la litosfera y la segmentación tectónica del margen andino (15-47°S). *Revista Geológica de Chile*. Vol. **30**, (2): 159-186.
- TAVERA, J. 1968. Informe sobre estudio de material paleontológico procedente del curso superior del río Yeso, recolectado por el geólogo Sr. Ricardo Thiele. Universidad de Chile, Departamento de Geología (Inédito): 9 pp. Santiago.
- THIELE, R., 1980. Hoja Santiago, Región Metropolitana. Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile. N° 29: 21 pp.
- TUNIK, M.; FOLGUERA, A.; NAIPAUER, M.; PIMENTEL, M. Y RAMOS, V.A. 2010. Early uplift and orogenic deformation in the Neuquén Basin: constraints on the Andean uplift from U–Pb and Hf isotopic data of detrital zircons. *Tectonophysics*. Vol. **489**, (1-4): 258-273.
- UYEDA, S. Y KANAMORI, H. 1979. Back-Arck Opening and the Mode of Subduction. *Journal of Geophysical Research*. Vol. **84**: 1049-1059.
- VERA, J. 1994. Estratigrafía. Principios y métodos. Editorial Rueda: 806 pp. Madrid.
- VERGANI, G.D.; TANKARD, A.J.; BELOTTI, H.J. Y WELSINK, H.J. 1995. Tectonic evolution and paleogeography of the Neuquén Basin, Argentina. Cuencas de petróleo de América del Sur (Tankard, A.; Suarez, R. y Welsink, H. editores). Asociación Estadounidense de Geólogos del Petróleo: 383–402. Neuquén.



ANEXO 1: Columnas Estratigráficas

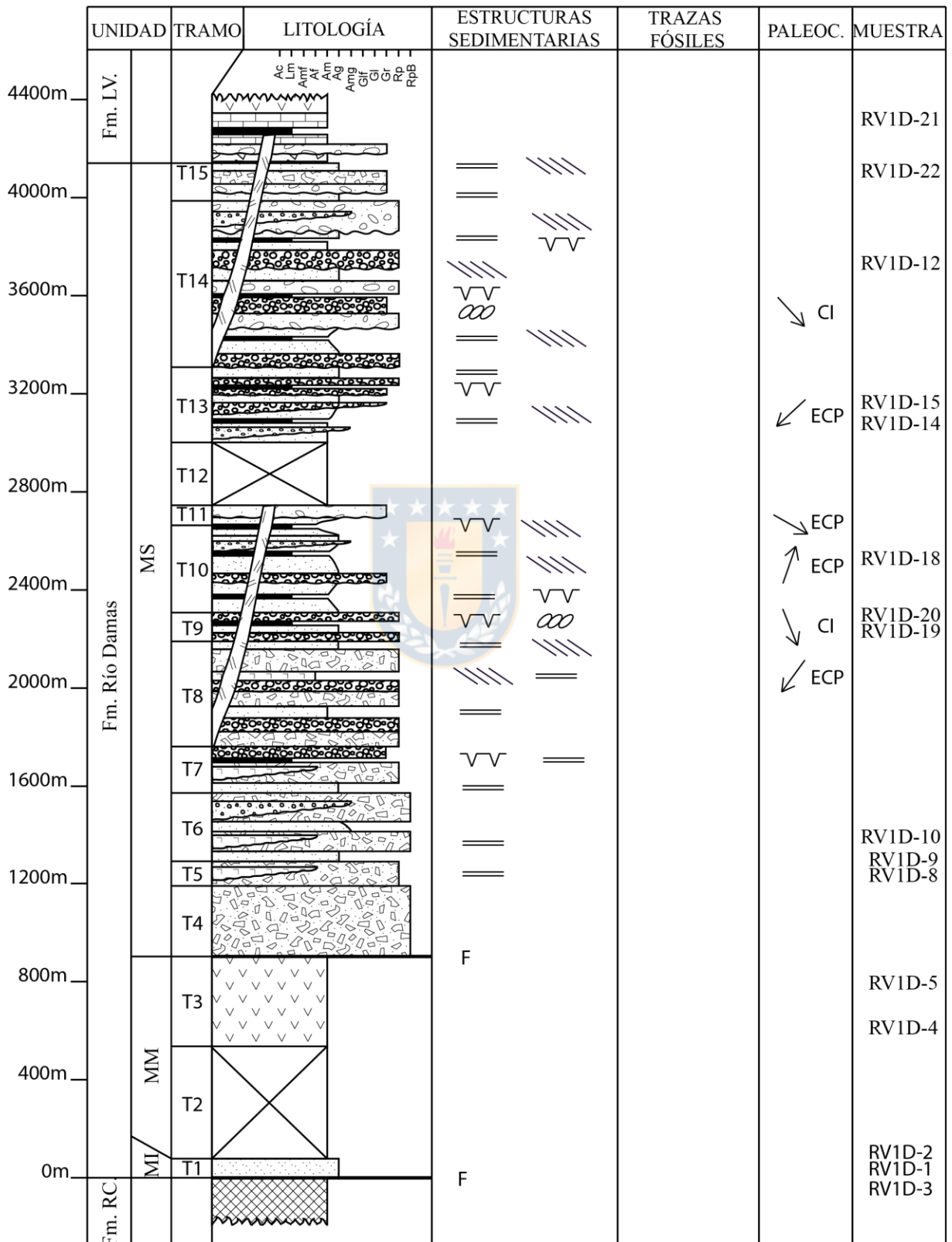
Columna Ladera Norte

Coordenadas: (33°48'36,01"S 70°01'21,71"W / 33°49'01,48"S 70°02'00,50"W)






















Columna Ladera Sur

Coordenadas: (33°48'45,27''S 69°59'29,23''W-33°49'42,85''S 70°2'19,15''W)



LEYENDA Y SIMBOLOGÍA DE COLUMNAS

LITOLOGÍA		SIMBOLOGÍA	
	Calizas		Hialoclastitas
	Diques Porfídicos/ Afaníticos		Tobas
	Brechas		Lavas Andesíticas
	Limolitas		Conglomerados Clasto soportados
	Areniscas		Conglomerados Matriz soportados
	Areniscas Conglomerádicas		Yeso

	Grietas de desecación
	Laminación paralela
	Estratificación cruzada planar
	Contacto erosivo
	Clastos imbricados
	Falla
	Sentido Paleocorrientes

TAMAÑO DE GRANO	
Ac:	Arcilla (< 0,004 mm)
Lm:	Limo (0,004-0,063 mm)
Amf:	Arena muy fina (0,063-0,125 mm)
Af:	Arena fina (0,125-0,25 mm)
Am:	Arena media (0,25-0,5 mm)
Ag:	Arena gruesa (0,5-1 mm)
Amg:	Arena muy gruesa (1-2 mm)
Glf:	Gravilla fina (2-4 mm)
Gl:	Gravilla (4-16 mm)
Gr:	Grava (16-64 mm)
Rp:	Ripio (64-256 mm)
RpB:	Ripio de bolones (>256 mm)

COLUMNA LADERA NORTE

Esta columna pertenece a un tramo superior de la Formación Río Damas, y abarca hasta el contacto con Formación Lo Valdés, alcanzando una potencia real de 985 m.

Ubicación: Para acceder al punto de inicio de la Columna Ladera Norte del Río Volcán desde la localidad de Baños Morales, se debe ingresar a la proyección del “Camino Baños Morales” dirigiéndose hacia el este, por el camino secundario para ingresar al Valle Las Arenas, por una distancia de 5 km hasta un poco antes de la confluencia del Río Volcán y Estero La Engorda. En un inicio se puede acceder en auto por este camino por una distancia de 1 km como máximo, luego, el trayecto se debe continuar a pie por los siguientes 4 km.

El tiempo total de caminata desde Baños Morales al inicio de la columna, puede variar entre 1 y 2 horas (figura 1.1).



Figura 1: Trayecto desde Baños Morales a punto de inicio de la Columna Ladera Norte del Río Volcán. En imagen se observa en color naranja el camino de tierra.

La actitud de las capas se indica como Manteo/Sentido de Inclinación (Dip/Dip Direction), donde el primer número corresponde al manteo y el segundo a la dirección o rumbo.

Coordenadas: Inicio/final (33°48'36,01''S 70°01'21,71''W/ 33°49'01,48''S 70°02'0,50''W)

BASE

La base de la columna corresponde a un tramo cubierto por derrubio.

Tramo 1, 180 m (180 m): Conglomerados matriz y clasto soportados con intercalaciones de areniscas de grano fino a grueso y capas delgadas de lutitas.

Los conglomerados son matriz soportados a clasto soportados con abundante matriz. La matriz presenta tamaño limo hasta arena de color pardo rojiza. En la parte inferior del tramo, los clastos varían en tamaño de milimétricos a centimétricos, en promedio de 2-3 cm, y son subangulosos a redondeados. Composición de clastos principalmente volcánicos (andesitas y posiblemente tobas?), y en menor medida sedimentarios (areniscas y lutitas), estos últimos de menor tamaño. Hacia techo los niveles de conglomerados aumentan su tamaño de clastos, de milimétricos hasta 30 cm, en promedio el tamaño es de 8-10 cm, los que varían de subangulosos a redondeados manteniendo su composición. Las capas de conglomerados tienen forma tabular y

presentan bases erosivas en contacto con areniscas. La potencia varía a lo largo del tramo entre 50 cm hasta los 2 m. Alcanzan los mayores espesores en la parte superior del tramo, donde, hay una alternancia entre conglomerados matriz soportados y conglomerados clasto soportados sin presencia de areniscas. Los contactos entre conglomerados son planos y netos.

Medidas de Paleocorrientes: Punge 54/ Trend: 134 - Plunge 58/ Trend: 200 - Plunge 56/ Trend: 173 (clastos imbricados) con un vector medio restaurado de **Azimuth: 081.9° ± 04.7°** que indica un sentido de flujo al NE.

Las areniscas son de grano fino a grueso de un color gris verdoso a pardo rojizo, presentan una buena selección y madurez textural moderada. En algunos niveles a lo largo del tramo se observan areniscas conglomerádicas que gradan a areniscas, y presentan clastos centimétricos subangulosos a subredondeados. En general los niveles de areniscas tienen potencias de 20-50 cm, alcanzando hacia techo 1m de potencia, los cuales son tabulares con contactos planos y netos, donde a techo se acuñan lateralmente. Presentan laminación paralela y estratificación cruzada planar, esta última tanto en niveles de areniscas como en areniscas conglomerádicas (**Actitud de capas 87/290**).

Las lutitas son de color pardo rojizo, y se presentan en capas milimétricas intercaladas con las areniscas y conglomerados. Las lutitas en la parte superior del tramo, presentan grietas de desecación hacia techo de las capas.

Tramo 2, 170 m (350 m): Areniscas de grano fino a grueso con intercalaciones de lutitas, areniscas conglomerádicas y conglomerados clasto soportados.

Los conglomerados son clasto soportados con abundante matriz. Presentan matriz de tamaño limo hasta arena de color pardo a morado. Los clastos varían en tamaños desde milimétricos hasta 20cm, en promedio de 5 cm, los cuales son subangulosos a redondeados y presentan una mala selección. Mantienen su composición de clastos volcánicos, andesitas principalmente, con clastos sedimentarios de areniscas y lutitas en menor medida. Algunos clastos presentan alteración a epidota (en los de mayor tamaño se puede apreciar de mejor forma). Se encuentran intercalados en la parte media del tramo. Las capas presentan espesores que varían de 10-30cm, los cuales se acuñando lateralmente. Los contactos son netos y planos cuando sobreyacen niveles de lutitas con grietas de desecación y presentan bases erosivas en contactos con areniscas.

Las areniscas en la parte inferior del tramo son de grano grueso con un color gris a pardo rojizo y presentan una moderada selección. A medida que se avanza hacia techo del tramo, las areniscas comienzan a disminuir el tamaño de grano hasta areniscas de grano fino. Esta litología presenta laminación paralela y estatificación cruzada planar (**Actitud de capas 83/288**). En esta sección inferior del tramo, se tomó una medida de Paleocorriente.

Medidas de Paleocorriente: Plunge: 16/ Trend: 198 (ECP) con un vector medio restaurado de **Azimuth: 219.2° ± 02.6°** que indica un sentido de flujo al SW.

En la parte inferior del tramo se observa, además, un nivel de arenisca de grano medio a grueso de color gris oscura. Presenta una estratificación cruzada planar de alto ángulo. Tiene potencia de 2 m aprox. y forma tabular. El contacto es plano y neto. Hacia techo se observan areniscas conglomerádicas. Tiene clastos que varían en tamaño de milimétricos a centimétricos, los cuales son angulosos a subredondeados. La composición de los clastos hasta donde se logra identificar, es principalmente volcánica (andesitas) y también sedimentarios (areniscas). Las capas de estas areniscas conglomerádicas se acuñan lateralmente y las capas métricas de areniscas tienen formas tabulares, las cuales presentan contactos netos y planos.

Las lutitas son de color pardo rojizo. Se observan capas tanto masivas como con laminación paralela y también se pueden apreciar abundantes niveles con grietas de desecación e impresiones de gotas de lluvia, estas últimas son más frecuentes en la parte media del tramo. En la parte inferior del tramo se encuentran en capas milimétricas y hacia techo alcanzan los 10 cm de espesor con contactos netos y planos.

Tramo 3, 87m (437m): Conglomerados con intercalación rítmicas de areniscas finas a gruesas, así como lutitas en la parte inferior del tramo.

Los conglomerados son clasto soportados con abundante matriz. La composición no varía con los de tramos inferiores. Se aprecia un mayor porcentaje de matriz, la cual es de color pardo morado con tamaño de grano de limo hasta arena gruesa. Los clastos varían en tamaño de milimétricos hasta 20 cm, con promedio de 5cm, los cuales son subangulosos a redondeados. Las capas de conglomerados presentan potencias de 30-50 cm, son tabulares y presentan bases erosivas en la parte inferior del tramo. Hacia techo del tramo los espesores disminuyen a 5-20 cm con contactos netos y planos, acuñándose lateralmente.

Las areniscas son de grano fino a grueso y presentan un color pardo rojizo. Gradan de arenisca conglomerádica a arenisca de grano medio en la parte inferior del tramo, con una mala a moderada selección. Presentan potencias de 20-30 cm con formas tabulares. En la mitad del tramo los niveles de areniscas presentan un tamaño de grano medio a fino. Hacia Techo se observan areniscas de grano grueso, de selección moderada a buena. Los niveles o capas son más potentes (métricas). Presentan tanto laminación paralela como estratificación cruzada planar a lo largo de todo el tramo (**Actitud promedio de las capas 83/288**) y contactos netos y planos.

Las lutitas son de color pardo morado. Las capas varían de milimétricas a centimétricas, en las cuales se observan abundantes grietas de desecación, sobre todo en el contacto con los niveles de conglomerados, y laminación paralela a lo largo de todo el tramo. En la parte media del tramo son más potentes (hasta los 10 cm). Presentan contactos netos y planos.

Tramo 4, 123m (560m): Conglomerados matriz y clasto soportados con intercalaciones de areniscas de grano grueso y areniscas conglomerádicas.

Los conglomerados son matriz soportados y clasto soportados con abundante matriz. En la parte inferior del tramo presentan abundante matriz. Los clastos son pequeños, en su mayoría de 3-5 cm, los que varían de angulosos hasta subredondeados. La composición de los clastos sigue siendo predominantemente volcánica y en menor medida sedimentaria, muy similar a los conglomerados que se han visto en los tramos inferiores. Las capas presentan espesores de 30-40 cm. Hacia techo del tramo, presentan menos porcentaje de matriz, la cual es de color gris verdoso con tamaño limo hasta arena. Los clastos aumentan sus tamaños de hasta 20 cm, en general promedian tamaños de 15-20 cm, los que varían de subangulosos a redondeados. Tienen potencias de 1-1.5 m con forma tabular y presentan bases erosivas.

Las areniscas son de grano grueso con un color gris verdoso a pardo rojizas. Tienen una mala selección. Sus espesores varían de 20-50 cm a lo largo del tramo con formas tabulares. Presentan laminación paralela con algunas intercalaciones de capas milimétricas de lutitas pardo rojizas. Los contactos son netos y planos (**Actitud promedio de las capas 83/288**). Hacia techo, en algunos sectores se logra identificar areniscas conglomerádicas de una coloración blanquecina, las que se encuentran silicificadas. Presentan clastos de hasta 1 cm, los que son subangulosos a subredondeados. Tienen espesores centimétricos, cuyas capas se acuñan lateralmente. Presentan contactos planos y netos, y las intruye un dique intrusivo porfídico (**Actitud 58/348**).

Tramo 5, 415 m (975 m): Brechas matriz soportadas con intercalaciones de conglomerados clasto soportados y areniscas de grano grueso.

Las brechas son matriz soportadas. La matriz es de color gris oscuro, con tamaño limo hasta arena. Presentan clastos que varían de tamaño desde milimétricos hasta los 20 cm, y en promedio tamaños de 3-4 cm. La composición de los clastos es variada, andesitas, areniscas y lutitas, donde predominan las dos primeras. Las capas alcanzan espesores de hasta 2 m con forma tabular y bases erosivas. La ocurrencia de estas capas es similar en la parte inferior y superior del tramo, disminuyen en la parte media. Hacia techo aumenta el porcentaje de matriz. Los clastos se hacen mucho más angulosos, presentan una coloración blanquecina y están silicificados.

Los conglomerados son clasto soportados con abundante matriz. La matriz es de tamaño limo hasta arena gruesa de color pardo morada. En la parte inferior del tramo presentan clastos que varían de milimétricos hasta 15 cm, en promedio el tamaño de clastos es de 8-10 cm. Las composiciones de los clastos son de andesitas, areniscas y lutitas. Hacia techo aumenta el tamaño de los clastos hasta 30 cm, manteniendo la composición, pero con zonas epidotizadas de forma ovaladas que engloban tanto clastos como matriz. Los espesores de las capas varían de 50 cm a 2 m a lo largo del tramo y tienen formas tabulares. Presentan bases erosivas al estar en contacto con areniscas y contactos netos y planos sobreyaciendo niveles de brechas. La alteración mencionada se puede asociar a diques porfídicos de hornblenda (**Actitud 48/289**) que intruyen estos estratos de conglomerados, los que a su vez se encuentran silicificados.

Las areniscas son de grano grueso con un color gris, presenta espesores variados de 15-60 cm en la parte inferior del tramo, los que llegan a ser de hasta 2 m en la parte media del tramo y 1.5 m en el techo, con formas tabulares y contactos netos y planos. Tienen una mala selección y en la parte media presentan laminación paralela con algunas intercalaciones de capas milimétricas de lutitas. En la parte superior del tramo se encuentran niveles de arenisca epidotizados (**Actitud promedio de las capas 83/288**).

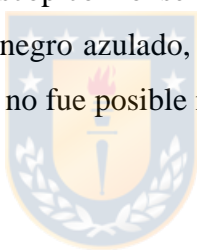
Tramo 6, 10 m (985 m): Areniscas de grano fino a grueso en contacto con lutitas de Formación lo Valdés.

El contacto de las areniscas con las lutitas es concordante, neto y plano (**Actitud de las capas en contacto 84/281; 83/284**).

Las areniscas son de grano fino a grueso con un color gris verdoso a azulado con una selección moderada a buena. Tienen una potencia de 10 m, donde en la base de este tramo presentan laminación paralela y hacia techo se vuelven masivas. Las capas tienen forma tabular y contactos planos y netos.

TECHO

Formación Lo Valdés. Constituido por lutitas en la base de esta unidad. El contacto es neto. Entre las areniscas del Tramo 6 de la Formación Río Damas y las lutitas de la Formación Lo Valdés se observa una capa de arenisca conglomerádica, la cual presentan zonas con cúmulos de clastos que varían en tamaño desde milimétricos a centimétricos (hasta los 5 cm) bastante angulosos, los cuales tienen una coloración gris oscura o negros de composición indefinida (**Muestra de arenisca para corte transparente RVID-26**). Ésta arenisca conglomerádica podría corresponder a un conglomerado basal transgresivo de la Formación Lo Valdés, pero no hay evidencia de bioturbación y en su análisis microscópico no se identificaron fósiles, por lo que queda la interrogante. Las lutitas son de color negro azulado, bien fisibles y con laminación paralela, con una potencia de varios metros, la cual no fue posible medir, debido a la calidad y peligrosidad del afloramiento.



COLUMNA LADERA SUR

Para acceder al punto de inicio de la Columna Cerro Catedral desde la localidad de Baños Morales, en primera instancia se debe acceder a “Camino Baños Morales” dirigiéndose hacia el sur por 1.1 km de distancia. En este trayecto se cruza el puente que se encuentra sobre Río Volcán, para posteriormente conectar con “Camino Al Volcán”. Luego, por este camino se debe dirigir hacia el este, por una distancia de 6.3 km, hasta el puente ubicado sobre el Río Volcán, un poco antes de llegar al lugar de “El Cabrerío”. El primer camino se encuentra asfaltado y en buen estado, mientras que el segundo se encuentra pavimentado hasta el centro de acopio de la mina El Volcán, luego el camino es de tierra.

El tiempo total en vehículo desde Baños Morales al inicio de la columna en su base, es de aproximadamente 17 minutos (figura 1.2).



Figura 1: Trayecto desde Baños Morales a punto de inicio de la Columna Cerro Cathedral. En imagen se observa en color azul el trayecto pavimentado, mientras que el color naranja corresponde al camino de tierra.

La actitud de las capas se indica como Manteo/Sentido de Inclinación (**Dip/Dip Direction**), donde el primer número corresponde al manteo y el segundo a la dirección o rumbo.

Coordenadas: Inicio/Final (33°48'45,27''S 69°59'29,23''W/ 33°49'42,85''S 70°2'19,15''W)

BASE

Formación Rio Colina. Constituido por yeso en el techo de esta unidad. Se presenta un contacto aparentemente por falla entre el yeso estratificado de esta unidad (**Dip: 86° Azimut 302°/ Dip: 80° Azimut: 294°**) y areniscas gris verdosas de la base de Formación Rio Damas, donde se puede apreciar una zona de falla (**Actitud de fallas Dip: 65° Azimut: 286°/Dip: 71° Azimut: 300°/Dip: 62° Azimut: 317°**). En ésta última se observa una brecha de falla, la que se encuentra silicificada con clastos muy angulosos, de la cual se obtiene una muestra de lámina transparente (**Muestra RV1D-3**).

Tramo 1, 78 m (78 m): Areniscas de grano grueso en contacto por falla con yeso de Formación Rio Colina.

Las areniscas son de grano grueso y color gris verdoso. Presenta un aspecto masivo y buena selección. Se obtienen muestras de zircón (**Muestra RV1D-1**) y lámina transparente (**Muestra RV2D-2 Anexo 2**). Afloramiento bastante diaclasado como para tomar actitudes de capas.

Tramo 2, 380 m (458 m): Cubierto. Los tramos anteriores se disponen en la ladera norte del valle que contiene al río el Volcán, estos tramos se intenta correlacionar con los de la ladera sur, en la que se basa principalmente esta columna, donde los afloramientos del posible contacto y litologías que se encuentran en la base de la Formación Rio Damas se encuentran inaccesibles.

Tramo 3, 366 m (824 m): Coladas de lavas andesíticas.

Coladas de lavas de composición andesítica, no se ven planos de estratificación como tal por la calidad de los afloramientos. Su textura es porfídica. Al microscopio, presentan una masa fundamental de color pardo rojiza compuesta de plagioclasa y vidrio volcánico fino. Fenocristales tabulares y subredondeados de plagioclasa y piroxenos con tamaños milimétricos a centimétricos, los que en la base del tramo se encuentran desordenados y hacia techo del tramo presentan una orientación de flujo. Las rocas en general se encuentran muy alteradas a clorita y epidota. Los afloramientos de este tramo se encuentran bastante fracturadas y se observan planos con amígdalas o vesículas rellenas de cuarzo, lo que permite inferir distintas coladas de lavas. Se obtienen dos muestras para lamina transparente (**Muestra RV1D-4 y Muestra RV1D-5**) de la parte inferior y superior del tramo respectivamente, las que se clasifican como Andesitas de piroxenos. No se logra identificar un contacto basal con otra litología y hacia techo al parecer presentan un contacto por falla (**Dip: 46 Azimuth: 124, no se observan índices cinemáticos**) con una brecha matriz soportada.

Tramo bastante fallado, donde se logran medir dos fallas de gran magnitud a nivel de afloramiento. Falla 1 (**Dip 89 Azimuth: 116**), presenta escalones como índice cinemático que indicarían una falla inversa, y a su vez, se logran ver y medir sus estrías (**Plunge: 71/ Azimuth: 028**). Falla 2 (**Dip 81 Azimuth: 102**), se logran medir sus estrías (**Plunge: 47/ Azimuth: 029**) y no se observan más índices cinemáticos que nos indiquen su naturaleza.

Tramo 4, 288 m (1112 m): Brechas matriz soportadas monomícticas.

Las brechas son matriz soportadas de aspecto masivo, en la cual no se logra identificar estructuras y forma de los estratos. La matriz presenta tamaño limo hasta arena de color pardo

rojizo a morado. Los clastos varían en tamaño de milimétricos a métricos, llegando a tamaños de 3 m en la parte inferior del tramo. La forma de los clastos varía de subredondeados a muy angulosos y se encuentran orientados al azar. Se identificaron solo clastos volcánicos de composición andesítica, los cuales presentan una pervasiva alteración a epidota en la parte inferior del tramo. La base del tramo está delimitada por un contacto por falla con lavas andesíticas.

Tramo 5, 99 m (1211 m): Brechas matriz soportadas polimícticas con intercalaciones menores de tobas cristalinas de color gris rosadas.

Las brechas son matriz soportadas. La matriz presenta tamaño limo hasta arena de color pardo rojizo a morado. Los clastos varían en tamaño de milimétricos hasta los 30 cm, con un promedio de 10 cm. Los clastos varían de angulosos predominantemente a subredondeados en menor medida. Se identificaron clastos principalmente volcánicos (andesitas y tobas), intrusivos en los que no se pudo reconocer su composición y otros clastos indiferenciados. Presentan un aspecto masivo. Las capas tienen potencias métricas y bases erosivas en contacto con niveles de toba.

Las tobas tienen una coloración gris rosada. Presentan una matriz fina tamaño ceniza con fenocristales milimétricos de plagioclasa y líticos milimétricos redondeados de pómez. Las capas de tobas tienen potencias que varían entre los 40 cm hasta los 1.60 m, con forma tabular, las cuales se acuñan lateralmente. Presentan laminación paralela a lo largo de todo el tramo y sus contactos son netos y planos. Se encuentran en general muy alteradas a epidota. Se obtuvieron muestras de zircón (**Muestra RV1D-8**) y de lámina transparente (**Muestra RV1D-9**).

Tramo 6, 280 m (1491 m): Brechas matriz soportadas polimícticas con intercalaciones menores de areniscas de grano grueso a conglomerádicas y tobas gris verdosas.

Las brechas son matriz soportadas. La matriz presenta tamaño limo hasta arena de color pardo rojizo a morado. Los clastos varían en tamaño de milimétricos hasta 1 m, con un promedio de 30 cm y se puede observar una mayor cantidad de clastos en comparación con las brechas del tramo anterior. La forma de los clastos varía de angulosos a subangulosos. Se identificaron clastos principalmente volcánicos (andesitas y tobas) y sedimentarios (areniscas). Las capas de brechas tienen potencias que varían entre 4-8 m, de forma tabular con contactos netos y planos.

Las areniscas son de grano grueso a areniscas conglomerádicas de color gris blanquecino a negras. Presentan potencias de 1 cm a 30 cm, que en su conjunto forman sets de 2 m. Las capas tienen formas tabulares en la parte inferior del tramo y se acuñan lateralmente en la parte superior. Presentan contactos planos y netos. Actitud de capas (**Dip: 82° Azimuth 285°**).

Las tobas tienen una coloración gris verdosa. Presentan una matriz fina tamaño ceniza con fenocristales milimétricos de plagioclasa, líticos milimétricos redondeados de pómez y líticos volcánicos de composición andesítica. Las capas de tobas tienen potencias que varían entre los 30 cm hasta 1 m, con forma tabular, las cuales se acuñan lateralmente. Presentan laminación paralela y sus contactos son netos y planos. Se encuentran muy alteradas a epidota, lo que les da una coloración verdosa. Se obtuvo una muestra de lámina transparente (**Muestra RV1D-10**).

Tramo 7, 189 m (1680 m): Brechas matriz soportadas con intercalaciones menores de areniscas de grano medio a grueso, lutitas y tobas gris amarillentas que se acuñan lateralmente. Hacia techo del tramo intercalaciones de conglomerados clasto soportados. (**Actitud general de las capas de areniscas Dip: 82 Azimuth: 285**).

Las brechas son matriz soportadas. La matriz presenta tamaño limo hasta arena de color pardo rojizo a morado. Los clastos varían en tamaño de milimétricos hasta 30 cm, con un promedio de 10-15 cm. La forma de los clastos varía de angulosos a subredondeados. Se identificaron clastos principalmente volcánicos (andesitas y tobas) y sedimentarios (areniscas). Las capas de brechas tienen potencias que varían entre 2-4 m, de forma tabular con contactos netos y planos.

Los conglomerados son clasto soportados con una mala selección. Presentan un bajo porcentaje de matriz tamaño arena gruesa y color pardo rojizo. Los clastos varían en tamaño de milimétricos hasta 10 cm, con un promedio en el tamaño de 5-6 cm. Sus formas varían de subangulosos a redondeados. La composición de los clastos es principalmente volcánica (andesitas) y en menor medida sedimentaria (areniscas). Las capas de conglomerados tienen potencias de 30 cm a hasta 1m con formas tabulares, las cuales se observan en la parte superior del tramo. Sus contactos son netos y planos.

Las areniscas son de grano grueso de color gris verdoso y mala selección. Hacia techo del tramo las areniscas disminuyen su tamaño de grano a medio con una coloración gris a pardo oscuro, con una selección moderada a buena. Las capas de areniscas presentan potencias que varían de

base a techo del tramo de 2 m a 1 m con formas tabulares y laminación paralela. Sus contactos en general son netos y planos.

Las tobas tienen una coloración gris amarillenta. Las capas de tobas tienen potencias que varían entre los 30 cm y 50 cm, con forma tabular, las cuales se acuñan lateralmente. Presentan laminación paralela y amígdalas de desgasificación? Sus contactos son netos y planos. Las tobas se encuentran muy alteradas.

Las lutitas son de color pardo rojizas. Las capas de lutitas son milimétricas, intercaladas en capas de conglomerados en la parte superior del tramo. Presentan grietas de desecación.

Tramo 8, 426 m (2106 m): Brechas matriz soportadas con intercalaciones rítmicas de areniscas de grano grueso a conglomerádicas con estratificación cruzada planar y areniscas de grano medio con laminación paralela, tobas gris verdosas con estratificación cruzada planar y conglomerados clasto soportados.

Las brechas son matriz soportadas. Tienen un porcentaje de matriz inferior a las brechas de tramos anteriores de tamaño limo hasta arena de color pardo rojizo a morado. Presentan una mayor cantidad de clastos, los que varían en tamaño de 1 cm hasta 20 cm, con un promedio de 8-10 cm. La forma de los clastos varía de angulosos a subredondeados. Se identificaron clastos de composición volcánica (andesitas y tobas), sedimentarios (areniscas) y de granito. Las capas de brechas tienen potencias en la parte inferior del tramo que van entre 3-7 m y en la parte superior de 2-4 m con formas tabulares. con contactos netos y planos.

Los conglomerados son clasto soportados. Los clastos varían en tamaño entre 1 cm a 20 cm, con un promedio en el tamaño de 8 cm con formas subredondeadas. La composición de los clastos es principalmente volcánica (andesitas) y en menor medida sedimentaria (areniscas) e intrusivas. Las capas de conglomerados tienen potencias de 40 cm con formas tabulares. Sus contactos son netos y planos.

Las areniscas varían de grano grueso a conglomerádicas con mala selección y areniscas de grano medio con una coloración gris verdosa. Las areniscas conglomerádicas presentan clastos de 1-3 cm subangulosos a subredondeados. Se identificaron líticos de andesitas y otros indiferenciados. En la parte inferior del tramo las capas tienen potencias de 30-40 cm, las que aumentan su espesor en la parte superior del tramo llegando a los 2 m teniendo formas tabulares.

Las areniscas gruesas y conglomerádicas presentan estratificación cruzada planar y las areniscas medias laminación paralela. Sus contactos son netos y planos. Actitudes de capas (**Dip: 82 Azimuth: 285 Areniscas**).

Medidas de Paleocorriente: Dip: 70 Azimuth: 025 (ECP) con un vector medio restaurado de **Azimuth: 216.3°** que indica un sentido de flujo al SW.

Las tobas tienen una coloración gris verdosa. Las capas tienen potencias que varían entre los 30 cm y 40 cm, con forma tabular y continua. Presentan laminación paralela y estratificación cruzada planar. Sus contactos son netos y planos. Se encuentran muy alteradas a epidota.

El sector se encuentra muy fallado y diaclasado, no se descarta que pueda haber repeticiones de capas por fallas. Se observa un dique de orientación **N50E 26NW**, con textura afanítica, el cual intruye gran parte de las litologías de este tramo.

Tramo 9, 120 m (2226 m): Conglomerados clasto soportados con intercalaciones de areniscas de grano medio a grueso y lutitas con laminación paralela y grietas de desecación.

Los conglomerados son clasto soportados con abundante matriz. Presentan matriz con tamaño limo hasta arena de colores gris a pardo rojizas. Los clastos tienen tamaños milimétricos hasta 20-30 cm, en promedio de 10 cm subredondeados. Sus composiciones son principalmente volcánicas (andesitas) y en menor medida sedimentarios (areniscas) e intrusivos (granitos). Las capas tienen potencias de 2-4 m de forma tabular y sus contactos son planos y netos.

Medidas de Paleocorrientes: Dip 69/ Azimuth: 144 - Dip 67/ Azimuth: 147 - Dip 71/ Azimuth: 143 - Dip 77/ Azimuth: 132 - Dip 75/ Azimuth: 145 (clastos imbricados) con un vector medio restaurado de **Azimuth: 158.5° ± 02.6°** que indica un sentido de flujo al SE.

Las areniscas son de grano medio a grueso de color gris verdoso a pardo rojizas. Presentan potencias de 20-30 cm. Las capas tienen formas tabulares con contactos netos y planos. Presentan laminación paralela y se encuentran bastante alteradas a epidota, alteración que afecta de manera pervasiva a las areniscas de color gris verdosas, formando lentes epidotizados en sus capas. Se obtuvieron muestras de zircón (**Muestra RV1D-19**) y lamina transparente (**Muestra RV1D-20**) de areniscas pardo rojizas.

Las lutitas son de color pardo rojizo. Las capas tienen potencias milimétricas a centimétricas. Presentan laminación paralela y grietas de desecación, estas últimas en la parte superior de cada capa de lutitas, intercaladas principalmente entre capas de conglomerados.

Se observan abundantes fallas y diques tanto porfídicos como afaníticos que cortan horizontalmente todos los afloramientos.

Tramo 10, 356m (2582): Areniscas de grano fino a grueso con intercalaciones de lutitas y conglomerados clasto soportados que se acuñan lateralmente en la parte superior del tramo.

Las areniscas varían de grano fino a grueso hasta conglomerádicas de color gris verdoso a pardo rojizas. Las capas de areniscas finas a gruesas presentan potencias de 50 cm en la parte inferior del tramo, potencias de 7 m en la parte media y de 20-30 cm en la parte superior. Las capas de areniscas conglomerádicas se intercalan en las areniscas en la parte media a superior del tramo y no superan los 15 cm de espesor. Los niveles de areniscas tienen formas tabulares con contactos netos y planos, y las areniscas conglomerádicas se acuñan lateralmente. Presentan laminación paralela predominantemente y estratificación cruzada planar. Actitud de capas (**Dip: 82 Azimuth: 285**). Se obtiene una muestra para lamina transparente (**Muestra RV1D-18**) de arenisca pardo rojiza.

Medidas de Paleocorriente: Dip: 81 Azimuth: 309 (ECP) con un vector medio restaurado de **Azimuth: 019.2° ± 00.8°** que indica un sentido de flujo al NE.

Los conglomerados son clasto soportados con abundante matriz. Presentan matriz con tamaño limo hasta arena de colores gris verdosa. Los clastos tienen tamaños milimétricos hasta 20-30 cm, en promedio de 10 cm subredondeados. Sus composiciones son principalmente volcánicas (andesitas) y sedimentarios (areniscas), en menor medida intrusivos (granitos y pórfidos). A lo largo del tramo va variando su carga de clastos, haciéndose más clasto soportados o menos clasto soportados. Las capas tienen potencias de 30-40 cm en la parte inferior del tramo, 5-7 m en la parte media a superior y en el techo del tramo se observan potencias de 15-20 cm. La forma de las capas es tabular y en la parte superior del tramo se acuñan lateralmente. Presenta bases erosivas.

Las lutitas son de color pardo rojizo. Las capas tienen potencias milimétricas en general, y en la parte media del tramo alcanzan los 20 cm. Presentan laminación paralela y grietas de

deseccación, estas últimas en la parte superior de cada capa de lutitas, intercaladas principalmente entre capas de conglomerados.

Se observan abundantes fallas y diques tanto porfídicos como afaníticos que cortan horizontalmente todos los afloramientos. Falla (**Dip: 85/ Azimuth: 284**).

Tramo 11, 82 m (2667 m): Conglomerados matriz a clasto soportados con intercalaciones de areniscas de grano fino a grueso con estratificación cruzada planar y lutitas con grietas de desecación.

Los conglomerados son matriz a clasto soportados con abundante matriz. Presentan matriz con tamaño limo hasta arena de colores gris verdosa. Los clastos tienen tamaños que varían de milimétricos hasta 30 cm, en promedio de 8 cm, y en la parte superior del tramo disminuyen sus tamaños los que varían de milimétricos hasta 10 cm, en promedio de 3 cm. Tienen formas que varían de subredondeados a redondeados. Sus composiciones son principalmente volcánicas (andesitas) y sedimentarios (areniscas). Las capas tienen potencias de 1 m aprox., de forma tabular. Presenta escasas bases erosivas en contacto con areniscas y contactos netos y planos entre capas de conglomerados.

Las areniscas son de grano fino a grueso de color gris verdoso a pardo rojizo. Las capas de areniscas presentan potencias que varían de 20-40 cm a 1 m con formas tabulares, las que son abundantes en la parte media del tramo. Estas capas tienen laminación paralela y estratificación cruzada planar. Sus contactos son netos y planos.

Medidas de Paleocorriente: Dip: 73 Azimuth: 278 (ECP) con un vector medio restaurado de **Azimuth: 118.7° ± 00.8°** que indica un sentido de flujo al SE.

Las lutitas son de color pardo rojizo. Las capas tienen potencias milimétricas. Presentan laminación paralela y en este tramo abundan las grietas de desecación, estas últimas en la parte superior de cada capa de lutitas, intercaladas principalmente entre capas de conglomerados, las que son de gran tamaño. Actitud de capas (**Dip: 88/ Azimuth 092 - Dip: 89/ Azimuth 112 Plano grieta de desecación**)

Tramo 12, 256 m (2923 m): Tramo inaccesible que se representa como cubierto en la columna. No se puede seguir subiendo por la ladera, ni bajar al barranco, ya que son paredones verticales profundos. Bajo el paredón, solo se aprecia derrubio.

Tramo 13, 306 m (3229 m): Areniscas de grano fino a grueso intercaladas con areniscas conglomerádicas que se acuñan lateralmente, conglomerados clasto soportados y lutitas con grietas de desecación e impresiones de gotas de lluvia.

Las areniscas son de grano fino a medio en la parte inferior del tramo con una coloración pardo rojiza. En la parte superior del tramo las areniscas son de grano grueso y de color gris. Las capas tienen potencias que varían de 20 cm hasta 2 m. Tienen forma tabular y contactos netos y planos. Presentan laminación paralela y estratificación cruzada planar. Tanto en el tramo inferior como superior se pueden observar areniscas conglomerádicas de color gris blanquecino. Los clastos varían de milimétricos hasta 5 cm, en general tamaños de 1-3 cm. Composiciones volcánicas (andesitas) y sedimentarios (areniscas y tobas). Las capas alcanzan los 20 cm de potencia, de forma tabular que se acuñan lateralmente. Contactos netos y planos. Actitudes de capas (**Dip: 86/ Azimuth: 278 - Dip: 82/ Azimuth: 281 - Dip: 76/ Azimuth: 264 - Dip: 88/ Azimuth: 289 - Dip: 84/ Azimuth: 279**). En este tramo se extraen muestras de zircón (**Muestra RV1D-14**) y lamina transparente (**Muestra RV1D-15**) de areniscas.

Medidas de Paleocorriente: Dip: 73 Azimuth: 067 (ECP) con un vector medio restaurado de **Azimuth: 227.8° ± 00.8°** que indica un sentido de flujo al SW.

Los conglomerados son clasto soportados con abundante matriz. Presentan matriz con tamaño limo hasta arena gruesa de color pardo oscura. Los clastos tienen tamaños desde milimétricos hasta 20 cm, en promedio de 8 cm. Tienen formas que varían de subredondeados a redondeados. Sus composiciones son principalmente volcánicas (andesitas) y sedimentarios (areniscas y lutitas). Las capas tienen potencias de 1 m y forma tabular. Presentan contactos netos y planos en la parte inferior del tramo con acuñamientos laterales, y en la parte superior del tramo se observan escasas bases erosivas.

Las lutitas son de color pardo rojizo. Las capas tienen potencias que varían de milimétricas hasta los 20 cm. Presentan laminación paralela y grietas de desecación a lo largo de todo el tramo, además, de impresiones de gotas de lluvia en la parte superior. Las grietas de desecación se observan en la parte superior de cada capa de lutitas, intercaladas principalmente entre capas de conglomerados y la laminación paralela entre capas de areniscas.

Tanto en la parte inferior del tramo como en la parte superior se observaron fallas y zonas de fallas con salbanda. Se logró medir un plano de falla (**Dip: 22/ Azimuth: 036**) en la parte superior, sección que se encuentra bastante alterada, con afloramientos sucios y de mala calidad.

Tramo 14, 679 m (3908 m): Conglomerados matriz y clasto soportados con intercalaciones de areniscas de grano medio a grueso que gradan a areniscas conglomerádicas, y lutitas con grietas de desecación e impresiones de gotas de lluvia.

Los conglomerados son matriz soportados. La matriz es de color pardo oscuro y tiene tamaño de limo a arena gruesa. Los clastos varían en tamaño de milimétricos hasta los 30cm, con un promedio de 6-8 cm de diámetro. Son subangulosos a redondeados. La composición de los clastos es variada (andesitas, tobas, granito y areniscas) y en la parte superior del tramo se encuentran bastante alterados a epidota. Las capas de conglomerados tienen potencias de 40cm a 2m en general, y en la parte media del tramo rondan los 6-8metros. Son de forma tabular con escasas bases erosivas en contactos con capas de areniscas, y netos y planos entre capas de conglomerados. En la parte inferior del tramo se observan, además, intercalaciones de conglomerados clasto soportados que comparten las mismas características que los conglomerados matriz soportados.

Medidas de Paleocorrientes: Dip 75/ Azimuth: 115 - Dip 84/ Azimuth: 124 - Dip 76/ Azimuth: 109 - Dip 86/ Azimuth: 112 - Dip 75/ Azimuth: 122 (clastos imbricados) con un vector medio restaurado de **Azimuth: $137.0^{\circ} \pm 08.2^{\circ}$** que indica un sentido de flujo al SE.

Las areniscas son de grano medio a grueso de color gris verdosas. Las capas presentan potencias de 6-8 m en la parte inferior del tramo, la cual disminuye hacia la parte superior llegando a 1-2 m. Estas capas tienen formas tabulares y contactos netos y planos. Presentan laminación paralela y estratificación cruzada planar. En la parte media de este tramo, se observa un nivel de areniscas con estratificación cruzada de 4-6 m de potencia, de la que se obtiene una muestra (**Muestra RV1D-12**). En la parte media a superior se intercalan areniscas conglomerádicas. Los clastos tienen tamaños milimétricos hasta 5 cm de diámetro, en promedio de 2-3 cm. Composiciones de lutitas y areniscas. Tienen potencias de 10-15 cm y se acuñan lateralmente. Actitud de capas (**Dip: 81/ Azimuth: 285**).

Las lutitas son de color pardo rojizo. Las capas tienen potencias que varían de milimétricas hasta los 5 cm. Presentan laminación paralela, grietas de desecación a lo largo de todo el tramo e impresiones de gotas de lluvia en la parte media. Las grietas de desecación se observan en la parte superior de cada capa de lutitas, intercaladas principalmente entre capas de conglomerados y la laminación paralela entre capas de areniscas.

Entre los **3591-3777 m** de la columna hay un tramo cubierto que se encuentra en este tramo. Se comienzan a observar diques porfídicos y afaníticos subhorizontales que intruyen las litologías de este tramo y numerosas fallas, de las cuales se pudo obtener una medición de actitudes (**Dip: 64/ Azimuth: 267**).

Tramo 15, 236 m (4144 m): Conglomerados matriz soportados con intercalaciones de areniscas de grano medio a grueso con laminación paralela y estratificación cruzada planar. En la Parte superior del tramo se intercalan, además, brechas matriz soportadas.

Los conglomerados son matriz soportados. Su matriz es de color pardo rojiza y tamaño limo hasta arena. Los clastos alcanzan los 30 cm de diámetro, en promedio rondan los 5-6 cm. Sus composiciones son principalmente de carácter sedimentario y volcánico (andesitas). Tienen formas subredondeadas y algunos subangulosos. Las capas de conglomerados tienen secciones métricas alteradas a epidota de formas concéntricas en clastos. Los estratos de conglomerados tienen potencias desde los 2 m, con formas tabulares y bases erosivas.

Las brechas son matriz soportadas. La matriz es de color gris oscuro, con tamaño limo hasta arena. Presentan clastos que varían de tamaño desde milimétricos hasta los 20 cm, y en promedio tamaños de 5-6 cm. Tienen formas angulosas a subangulosas en general y presentan una coloración blanquecina (posiblemente por el efecto de los diques que intruyen ésta litología). La composición de los clastos es variada, donde se logran identificar andesitas, areniscas y lutitas, predominando las dos primeras. Las capas alcanzan espesores de hasta 2 m con forma tabular y bases erosivas. La ocurrencia de estas capas se da en la parte superior del tramo.

Las areniscas son de grano medio a grueso y color gris verdosas. El espesor de las capas alcanza los 6 m en la base del tramo, la que disminuye considerablemente a medida que se avanza a la parte superior. Estos niveles de areniscas tienen formas tabulares con contactos netos y planos. Presenta laminación paralela a lo largo de todo el tramo y estratificación cruzada planar en la parte


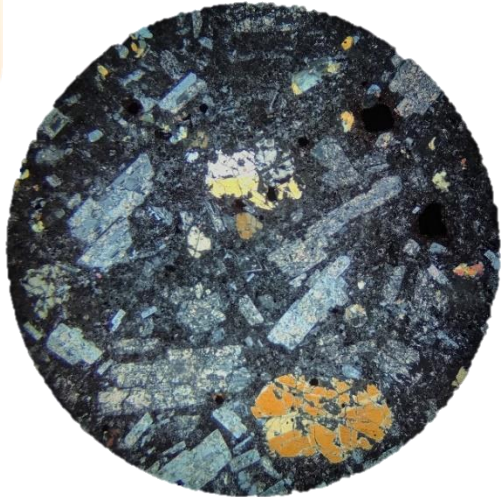
superior. Se tomaron medidas de actitudes de capas (**Dip: 89/ Azimuth: 285 - Dip: 85/ Azimuth: 283**).

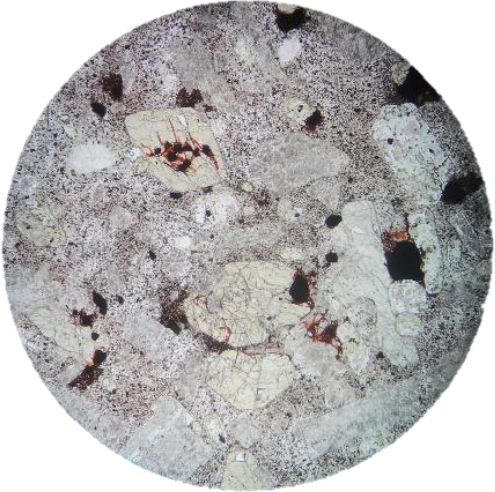
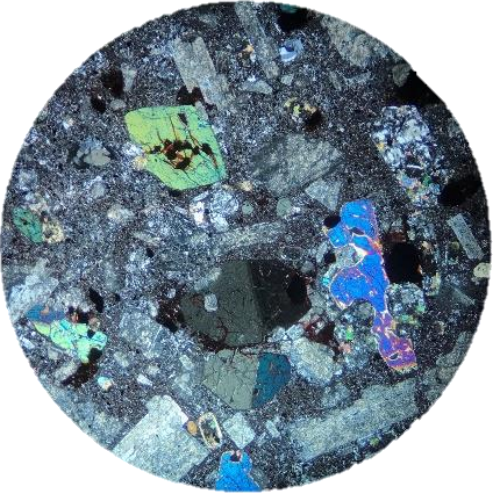
Tramo con presencia de diques porfídicos y afaníticos de 30-40 cm de ancho, los cuales intruyen subhorizontalmente las litologías.

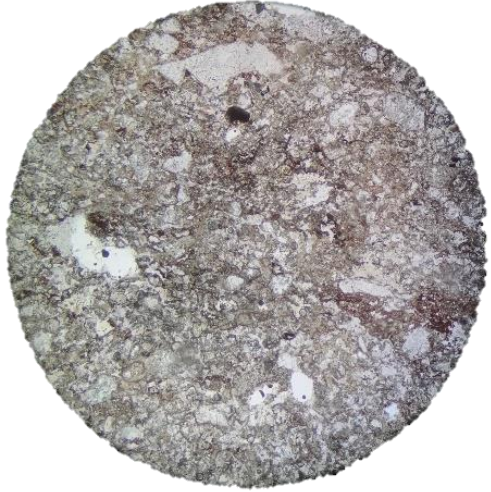

TECHO

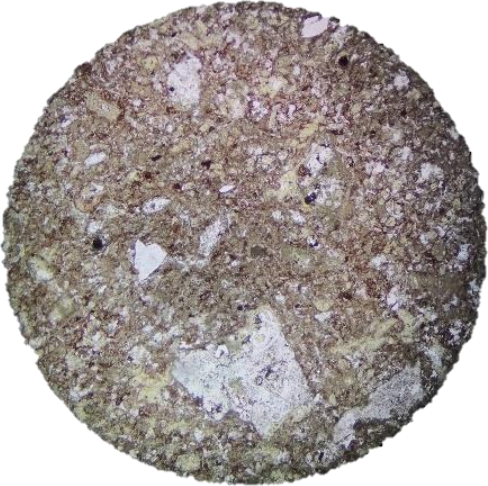
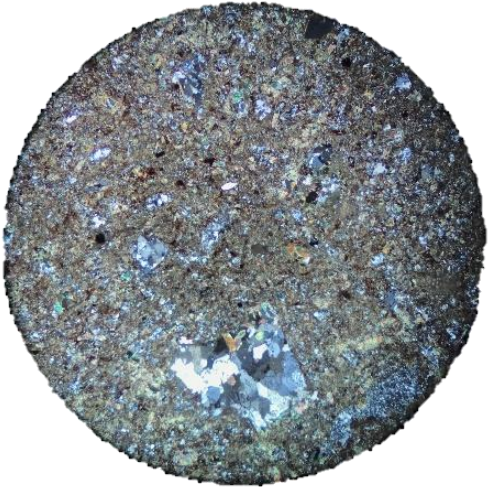
Formación Lo Valdés. Constituido por calizas negras (**Muestra RV1D-21**) y lavas andesíticas en la base. El contacto es neto. Sobre estas calizas y lavas andesíticas, se identifica un conglomerado matriz soportado. La matriz es de color gris amarillenta. Los clastos alcanzan diámetros de 50 cm, en promedio de 6-8 cm. La composición de los clastos es de lutitas, areniscas, calizas y andesitas. Se observa un contacto neto entre este conglomerado con un set de 2 m de lutitas laminares de color gris azuladas. Para luego tener intercalaciones de calizas negras y lavas andesíticas nuevamente. Se intercala, además, una capa de 30 cm de una roca que podría corresponder a una hialoclastita(?). Tiene una coloración gris oscura a negra. Presenta vesículas con vidrio volcánico, y tiene aspecto masivo. Se obtiene una muestra de lámina transparente (**Muestra RV1D-22**), la cual contiene un 80% de vidrio desvitrificado (esferulitas), donde se logra identificar una masa fundamental de esferulitas de menor tamaño y cúmulos de éstas de mayor tamaño. Además, se observa un 20% tanto de líticos indefinidos (al parecer volcánicos) y cristales de calcita en cúmulos.

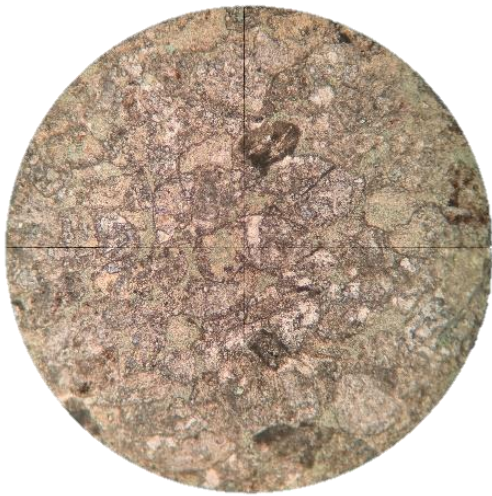
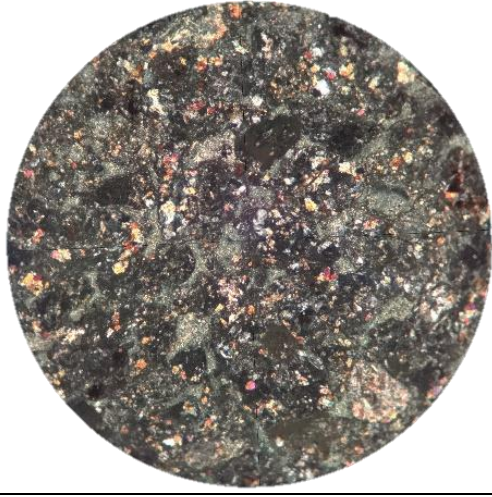
ANEXO 2: Descripción Láminas Delgadas


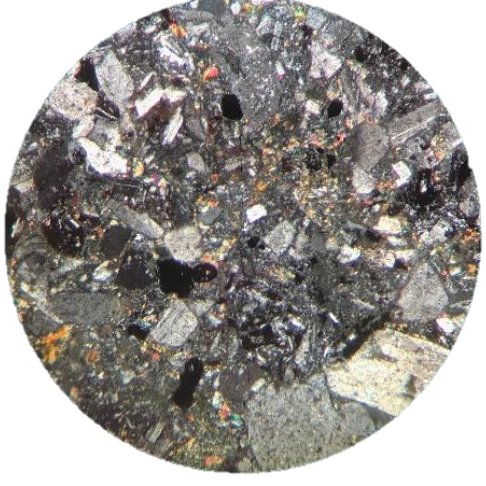
Muestra	RV1D-4		Objetivo: 2.5x	Luz: LPP	
Coordenadas	33°49'09"S-70°00'04"W Columna Ladera Sur Tramo 3 (520m)				
Localidad	San José de Maipo, Baños Morales				
Clasificación (Diagrama de Streckeisen)	Andesita de Piroxenos				
Textura	Porfídica				
Componentes Principales	Porcentaje (%)				
Fenocristales	55				
Masa Fundamental	45				
Total	100				
Composición mineral					
Fenocristales	%	Masa fundamental			%
Anfíbol	-	Plagioclasa	20		
Cuarzo	-	Vidrio fino	25		
Plagioclasa	35	Opacos			
Piroxenos	15				
Opacos	5				
Cemento	Hematítico tipo B				
Evidencias de alteración					
Mineral de alteración	Sericita				
Componente alterado	Plagioclasa				
Observaciones					

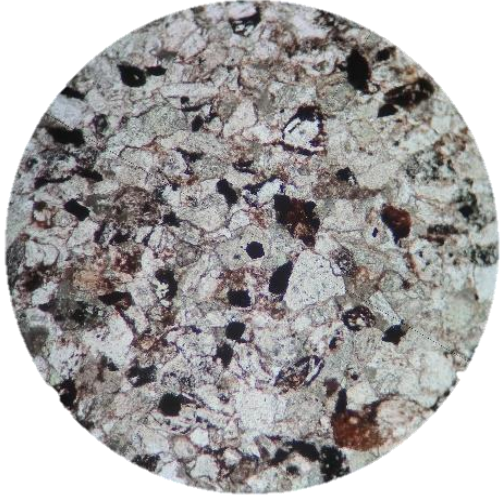
Muestra	RV1D-5		Objetivo: 2.5x	Luz: LPP		
Coordenadas	33°49'07"S-70°00'13"W Columna Ladera Sur Tramo 3 (750m)					
Localidad	Baños Morales					
Clasificación	Andesita					
Textura	Porfídica					
Componentes Principales	Porcentaje (%)					
Fenocristales	63					
Masa Fundamental	37					
Total	100					
Composición mineral					Objetivo: 2.5x	Luz: NC
Fenocristales	%	Masa fundamental			%	
Anfíbol	-	Plagioclasa	20			
Cuarzo	-	Vidrio fino	18			
Plagioclasa	40	Otros	-			
Piroxenos	18					
Opacos	5					
Cemento	Hematítico tipo B					
Evidencias de alteración						
Mineral de alteración	Sericita					
Componente alterado	Plagioclasa					
Observaciones						

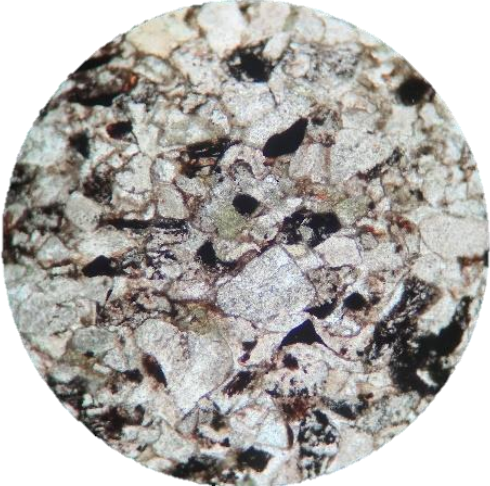
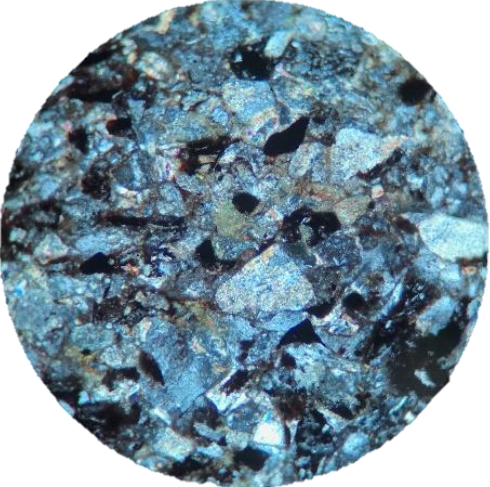
Muestra	RV1D-9		Objetivo: 2.5x	Luz: LPP
Coordenadas	33°48'50"S-70°00'16"W Columna Ladera Sur Tramo 5 (1215m)			
Localidad	San José de Maipo, Baños Morales			
Clasificación Textural (Fisher, 1966)	Toba			
Clasificación Composicional (Schmid, 1981)	Toba Cristalina			
Tipo de depósito	Caída			
Textura	<i>Lapilli</i>	<i>Ceniza</i>		
	8%	92%		
Fábrica	Matriz Soportada (Matriz fragmental)			
Componentes Principales	Porcentaje (%)			
Cristales	70			
Fragmentos líticos	5			
Vidrio	25			
Total	100			
Composición componentes fragmentales			Objetivo: 2.5x	Luz: NC
<i>Monominerales</i>	%	<i>Líticos/ Vidrio</i>	%	
Anfíbol	-	Rocas volcánicas	5	
Cuarzo	8	Otras rocas	-	
Plagioclasa	20	Esquirlas	-	
Ep y otros	42	Líticos de pómez	15	
Biotita	-	Vidrio fino	10	
Cemento	Hematítico tipo A y B			
Evidencias de alteración				
Mineral de alteración	Epidota			
Componente alterado	Feldespatos			
Características relevantes	Roca fuertemente alterada			


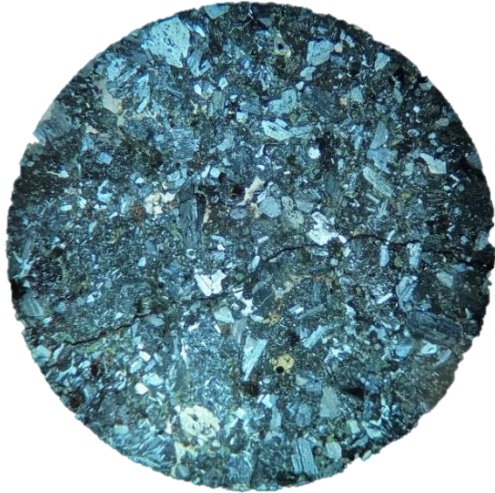
Muestra	RV1D-10		Objetivo: 2.5x	Luz: LPP	
Coordenadas	33°49'10"S-70°00'39"W Columna Ladera Sur Tramo 6 (1430m)				
Localidad	San José de Maipo, Baños Morales				
Clasificación Textural (Fisher, 1966)	Toba				
Clasificación Composicional (Schmid, 1981)	Toba Cristalina				
Tipo de depósito	Caída				
Textura	<i>Lapilli</i>	<i>Ceniza</i>			
	12%	88%			
Fábrica	Matriz Soportada (Matriz Fragmental)				
Componentes Principales	Porcentaje (%)				
Cristales	72				
Fragmentos líticos	10				
Vidrio	18				
Total	100				
Composición componentes fragmentales			Objetivo: 2.5x	Luz: NC	
<i>Monominerales</i>	%	<i>Líticos/ Vidrio</i>	%		
Anfibol	-	Rocas volcánicas	5		
Cuarzo	15	Otras rocas	5		
Plagioclasa	28	Esquirlas	-		
Ep y otros	39	Líticos de pómez	8		
Biotita	-	Vidrio fino	10		
Cemento	Hematítico tipo B				
Evidencias de alteración					
Mineral de alteración	Epidota				
Componente alterado	Feldespatos				
Características relevantes	Roca fuertemente alterada.				


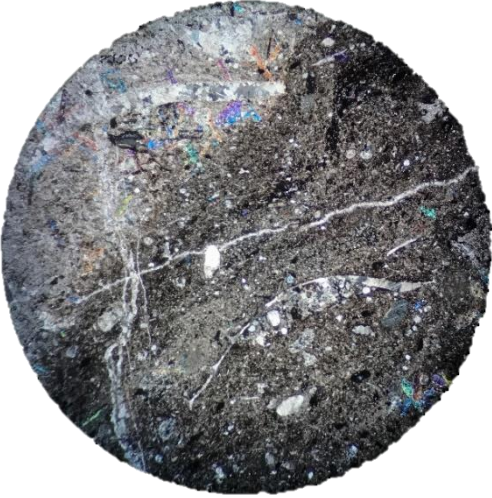
Muestra	RV1D-2		Objetivo: 10x	Luz: LPP	
Coordenadas	33°48'46"S-69°59'32"W Columna Ladera Sur Tramo 1 (30m)				
Localidad	San José de Maipo, Baños Morales				
Clasificación Textural (Nichols, 1999)	Arenisca				
Clasificación Composicional (Folk, 1980)	Litoarenita				
Fábrica	Grano soportado				
Selección	Buena				
Textura	Clástica				
Componentes Principales	Porcentaje (%)				
Granos	87				
Matriz	8				
Cemento	5				
Forma de los granos					
Redondez	Sub-redondeados a redondeados		Objetivo: 10x	Luz: NC	
Esfericidad	Sub-prismoidal				
Composición de granos					
<i>Monominerales</i>	%	<i>Líticos</i>			%
Opacos	3	Volcánicos			58
Cuarzo	5	Intrusivos			7
Ortoclasa	-	Sedimentarios			19
Plagioclasa	8	Metamórficos			-
Biotita	-	Volcanoclásticos			-
Madurez Composicional	Inmadura				
Contacto entre granos	Tangente				
Cementos	Hematítico (pelicular) tipo A				
Observaciones	<ul style="list-style-type: none"> - Se observan dos vetillas que cruzan todo el ancho del corte rellenas de cuarzo. - Los líticos volcánicos presentan una moderada alteración con formación de Pirofilita y Alunita. - En los líticos volcánicos solo se logran identificar andesitas (debido a sus texturas y tipo de alteración), en los líticos sedimentarios se logran apreciar areniscas y en los intrusivos no se logra identificar la clasificación de la roca, pero se diferencian por su textura equigranular (podría ser de carácter félsico). 				

Muestra	RV1D-12		Objetivo: 10x	Luz: LPP		
Coordenadas	33°49'30"S-70°02'09"W Columna Ladera Sur Tramo 14 (3520m)					
Localidad	San José de Maipo, Baños Morales					
Clasificación textural (Nichols, 1999)	Arenisca					
Clasificación composicional (Folk, 1980)	Litoarenita					
Fábrica	Grano soportado					
Selección	Moderada a buena					
Textura	Clástica					
Componentes Principales	Porcentaje (%)					
Granos	92					
Matriz	0					
Cemento	8					
Forma de los granos					Objetivo: 10x	Luz: NC
Redondez	Subredondeado ★					
Esfericidad	Subprismoidal ★					
Composición de granos						
Monominerales	%	Líticos	%			
Opacos	7	Volcánicos	60			
Cuarzo	5	Intrusivos	-			
Ortoclasa	-	Sedimentarios	5			
Plagioclasa	23	Metamórficos	-			
Biotita	-	Volcanoclásticos	-			
Madurez Composicional	Inmadura					
Contacto entre granos	Completo					
Cementos	Arcilloso (Clorita Tipo B y otro Tipo A) y Hematítico. Tipo B					
Observaciones	<ul style="list-style-type: none"> - Alteración insipiente de plagioclasas monominerales a Sericita. - Se logran identificar líticos volcánicos de composición andesítica y líticos sedimentarios correspondientes a areniscas. 					

Muestra	RV1D-15		Objetivo: 10x	Luz: LPP		
Coordenadas	33°49'38"S-70°01'34"W Columna Ladera Sur Tramo 13 (2995m)					
Localidad	San José de Maipo, Baños Morales					
Clasificación textural (Nichols, 1999)	Arenisca					
Clasificación composicional (Folk, 1980)	Litoarenita					
Fábrica	Grano soportado					
Selección	Moderada					
Textura	Clástica					
Componentes Principales	Porcentaje (%)					
Granos	92					
Matriz	0					
Cemento	8					
Forma de los granos						
Redondez	Subangulosos a Subredondeado				Objetivo: 10x	Luz: NC
Esfericidad	Subprismoidal					
Composición de granos						
<i>Monominerales</i>	%	<i>Líticos</i>	%			
Opacos	7	Volcánicos	68			
Cuarzo	5	Intrusivos	-			
Ortoclasa	-	Sedimentarios	8			
Plagioclasa	12	Metamórficos	-			
Biotita	-	Volcanoclásticos	-			
Madurez Composicional	Inmadura					
Contacto entre granos	Completo					
Cementos	Hematítico y Arcilloso Tipo B					
Observaciones	<ul style="list-style-type: none"> - Plagioclasas alteradas a Sericita. - Se logran identificar líticos volcánicos de composición andesítica y líticos sedimentarios de areniscas. 					

Muestra	RV1D-20		Objetivo: 10x	Luz: LPP		
Coordenadas	33°49'23"S-70°01'04"W Columna Ladera Sur Tramo 9 (2133m)					
Localidad	San José de Maipo, Baños Morales					
Clasificación textural (Nichols, 1999)	Arenisca Fangosa					
Clasificación composicional (Folk, 1980)	Litoarenita Feldespática					
Fábrica	Grano soportado					
Selección	Moderada					
Textura	Clástica					
Componentes Principales	Porcentaje (%)					
Granos	92					
Matriz	0					
Cemento	8					
Forma de los granos						
Redondez	Subangulosos a Subredondeados		Objetivo: 10x	Luz: NC		
Esfericidad	Subprismoidal					
Composición de granos						
Monominerales	%	Líticos			%	
Opacos	7	Volcánicos			58	
Cuarzo	5	Intrusivos			-	
Ortoclasa	-	Sedimentarios			7	
Plagioclasa	30	Metamórficos			-	
Biotita	-	Volcanoclásticos			-	
Madurez Composicional	Inmadura					
Contacto entre granos	Completo					
Cementos	Hematítico Tipo B y Arcilloso Tipo A					
Observaciones	<ul style="list-style-type: none"> - Plagioclasas fuertemente alteradas a Sericita. - Se logran identificar líticos volcánicos de composición andesítica y líticos sedimentarios de areniscas. 					

Muestra	RV1D-26	Objetivo: 2.5x	Luz: LPP		
Coordenadas	33°49'01"S-70°02'00"W Columna Ladera Norte Techo (985m)				
Localidad	San José de Maipo, Baños Morales				
Clasificación textural (Nichols, 1999)	Arenisca conglomerádica				
Clasificación composicional (Folk, 1980)	Litoarenita				
Fábrica	Grano soportado				
Selección	Mala a moderada				
Textura	Clástica				
Componentes Principales	Porcentaje (%)				
Granos	88				
Matriz	0				
Cemento	12				
Forma de los granos		Objetivo: 2.5x	Luz: NC		
Redondez	Subangulosos a subredondeados				
Esfericidad	Subprismoidal a subesfericos				
Composición de granos					
Monominerales	%			Líticos	%
Opacos	3			Volcánicos	62
Cuarzo	3			Intrusivos	4
Ortoclasa	-			Sedimentarios	5
Plagioclasa	23			Metamórficos	-
Biotita	-			Volcanoclásticos	-
Madurez Composicional	Inmadura				
Contacto entre granos	Tangente a completo				
Cementos	Calcáreo Tipo B y arcilloso tipo A				
Observaciones	<ul style="list-style-type: none"> - Presenta un 4% de cemento calcáreo y un 8% de Glauconita? O cemento arcilloso (Clorita). - Plagioclasas moderadamente alteradas a sericita. - Se logran identificar líticos volcánicos de composición andesítica y líticos sedimentarios de areniscas. Los líticos intrusivos se diferencian por su textura, y no se logra identificar su composición (se infiere una composición más félsica). 				

Muestra	RV1D-21			Objetivo: 10x	Luz: LPP		
Coordenadas	33°49'41"S-70°02'17"W Columna Ladera Sur Techo (4170m)						
Localidad	San José de Maipo, Baños Morales						
Clasificación textural (DUNHAM 1962)	wackestone						
Clasificación composicional (FOLK 1962)	Biopelmicrita						
Fábrica	Matriz soportada						
Grado de lavado	0.00-0.33 (No lavada)						
Textura	<i>Granos</i>	<i>Matriz</i>	<i>Cemento</i>				
	55%	37%	8%				
Componentes Principales	Porcentaje (%)						
Terrígenos	53						
Alloquímicos no-esqueletales	21						
Alloquímicos esqueletales	26						
Forma de los granos (Redondez)							
<i>Terrígenos</i>	Subangulosos a subredondeados			Objetivo: 10x	Luz: NC		
<i>Bioclastos</i>	Angulosos						
Composición							
<i>Terrígenos</i>	%	<i>Alloquímicos no-esqueletales</i>	%				
Opacos	3	Pellets	21				
Cuarzo	9	<i>Alloquímicos esqueletales</i>	%				
Plagioclasa	18	Bivalvos	12				
Líticos Volcánicos	14	Braquiópodos	4				
Líticos Sedimentarios	9	Equinodermos	10				
Cementos	Hematítico (Pelicular tipo B)						
Observaciones	- Hay recristalización en la mayoría de los fósiles, reemplazados por calcita (Calcitización).						