

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



**AMBIENTE DE SEDIMENTACIÓN Y ESTRATIGRAFÍA
SECUENCIAL DE LAS FORMACIONES BAÑOS
MORALES, LO VALDÉS Y LOS ESTRATOS CERRO
RUBILLAS, EN LA LADERA NORTE DEL VALLE DEL
RÍO VOLCÁN (33°49'S), CHILE CENTRAL**

Memoria para optar al Título de Geólogo

Enrique Eduardo Nuñez Recabal

Concepción, 2018



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



**AMBIENTE DE SEDIMENTACIÓN Y ESTRATIGRAFÍA
SECUENCIAL DE LAS FORMACIONES BAÑOS
MORALES, LO VALDÉS Y LOS ESTRATOS CERRO
RUBILLAS, EN LA LADERA NORTE DEL VALLE DEL
RÍO VOLCÁN (33°49'S), CHILE CENTRAL**

Memoria para optar al Título de Geólogo

Enrique Eduardo Nuñez Recabal

Profesor Patrocinante: Dr. Alfonso Encinas Martin
Profesores Comisión: Dra. Verónica Laura Oliveros Clavijo
Dra. María Verónica Pineda Mascayano

Concepción, 2018



Por haber guiado mi camino,
por haber confiado en mí,
por cada palabra de aliento,
y por su infinito amor.

Dedico esta memoria al pilar de mi vida, mi familia.

Maribel Recabal y Enrique Nuñez, mis padres.

Kevin Nuñez, mi hermano.

ÍNDICE

	Página
RESUMEN	
1. INTRODUCCIÓN	1
1.1. PLANTEAMIENTO DEL PROBLEMA	1
1.2. HIPÓTESIS DE TRABAJO	3
1.3. OBJETIVOS	3
1.3.1. Objetivo General	3
1.3.2. Objetivos Específicos	3
1.4. UBICACIÓN Y ACCESOS	4
1.5. AGRADECIMIENTOS	5
2. MARCO GEOLÓGICO Y ESTRUCTURAL	6
2.1. MARCO GEOLÓGICO REGIONAL	6
2.2. GEOLOGÍA LOCAL	14
2.2.1. Rocas Estratificadas	15
2.2.1.1. Formación Río Damas (Klohn, 1960)	15
2.2.1.2. Formación Baños Morales (Salazar & Stinnesbeck, 2015)	17
2.2.1.3. Formación Lo Valdés (González, 1963)	17
2.2.1.4. Unidad Abanico Negro (Calderón, 2008)	19
2.2.1.5. Formación Abanico (Aguirre, 1960)	19
2.2.1.6. Formación Farellones (Klohn, 1960)	20
2.2.2. Rocas Intrusivas	21
2.2.2.1. Intrusivo Baños Morales (Calderón, 2008)	21
2.2.2.2. Diques Hipabisales	21
2.3. ESTRUCTURAS Y DOMINIOS ESTRUCTURALES	22

2.4. TRABAJOS ANTERIORES	23
2.4.1. Trabajos Estratigráficos y Sedimentológicos	24
2.4.2. Rocas Paleontológicos	25
2.4.3. Trabajos Tectónicos	26
3. METODOLOGÍA Y PLAN DE TRABAJO	27
3.1. FUNDAMENTOS DE LA METODOLOGÍA	27
3.1.1. Estudios Sedimentológicos	27
3.1.2. Estudio Estratigráfico Secuencial	28
3.1.3. Estudios Petrográficos	29
3.2. PLAN DE TRABAJO	30
3.2.1. Etapa Pre-terreno	30
3.2.2. Etapa de Terreno	30
3.2.3. Etapa Post-terreno	30
4. ESTRATIGRAFÍA Y SEDIMENTOLOGÍA	32
4.1. GENERALIDADES	32
4.2. ESTRATIGRAFÍA LOCAL	32
4.2.1. Formación Baños Morales	32
4.2.1.1. Definición y relaciones de contacto	32
4.2.2. Formación Lo Valdés	36
4.2.2.1. Definición y relaciones de contacto	36
4.2.3. Estratos Cerro Rubillas	38
4.2.3.1. Definición y relaciones de contacto	38
4.3. ANÁLISIS DE FACIES	41
4.3.1. Formación Baños Morales	41

4.3.1.1. Alternancia entre calizas limosas/arenosas y areniscas calcáreas de grano fino	41
4.3.1.1.1. Interpretación	42
4.3.1.2. Andesitas porfídicas con fenocristales de plagioclasas y hornblendas	43
4.3.1.2.1. Interpretación	44
4.3.1.3. Brechas volcánicas	45
4.3.1.3.1. Interpretación	46
4.3.1.4. Alternancia entre areniscas conglomerádicas y areniscas de grano muy grueso	46
4.3.1.4.1. Interpretación	47
4.3.2. Formación Lo Valdés	48
4.3.2.1. Alternancia entre areniscas calcáreas de grano medio a grueso y calizas arenosas	48
4.3.2.1.1. Interpretación	48
4.3.2.2. Alternancia entre lutitas calcáreas y lutitas bituminosas ..	50
4.3.2.2.1. Interpretación	51
4.3.2.3. Alternancia entre lutitas calcáreas y calizas limosas/arenosas	51
4.3.2.3.1. Interpretación	52
4.3.2.4. Calizas arenosas (wackestone y packstone)	53
4.3.2.4.1. Interpretación	54
4.3.2.5. Calizas (grainstone)	55
4.3.2.5.1. Interpretación	55
4.3.3. Estratos Cerro Rubillas	56
4.3.3.1. Brechas y conglomerados	56
4.3.3.1.1. Interpretación	58
4.3.3.2. Alternancia entre limolitas y areniscas limosas	58
4.3.3.2.1. Interpretación	59
4.3.3.3. Andesitas porfídicas	60
4.3.3.3.1. Interpretación	61

4.3.3.4. Tobas y brechas volcánicas	61
4.3.3.4.1. Interpretación	62
5. ESTRATIGRAFÍA SECUENCIAL	64
5.1. GENERALIDADES	64
5.2. PARASECUENCIAS	65
5.3. SECUENCIAS DEPOSICIONALES	65
6. DISCUSIÓN	69
6.1. AMBIENTE DE SEDIMENTACIÓN	69
6.1.1. Formación Baños Morales	69
6.1.2. Formación Lo Valdés	72
6.1.3. Estratos Cerro Rubillas	76
6.2. CORRELACIONES	79
6.3. ANÁLISIS ESTRATIGRÁFICO SECUENCIAL	82
6.4. CONTEXTO TECTÓNICO	84
6.4.1. Triásico Superior-Jurásico Inferior	85
6.4.2. Jurásico Inferior-Jurásico Medio	85
6.4.3. Jurásico Superior	86
6.4.4. Cretácico Inferior	86
6.4.5. Cretácico Superior	87
6.4.6. Paleoceno-Eoceno Medio	87
6.4.7. Eoceno Tardío-Mioceno Temprano	88
6.4.8. Mioceno Temprano-Cuaternario	89
6.5. CONTACTO MESOZOICO-CENOZOICO	90
7. CONCLUSIONES	93

8. REFERENCIAS	95
-----------------------------	-----------

ANEXOS

ANEXO 1: Columna Estratigráfica Río Volcán Norte

ANEXO 2: Descripción Láminas Delgadas

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura	Página
1. 1. Mapa de ubicación del área de estudio con rutas principales	4
2. 1. Mapa Geológico del área de estudio	10
2. 2. Mapa Geológico valle del Río Volcán (detalle)	16
2. 3. Perfiles estructurales de la zona de estudio	23
4. 1. Columna estratigráfica ladera norte del valle del Río Volcán	33
4. 2. Columna estratigráfica Formación Baños Morales (detalle)	35
4. 3. Columna estratigráfica Formación Lo Valdés (detalle)	37
4. 4. Columna estratigráfica Estratos Cerro Rubillas (detalle)	39
4. 5. Alternancia entre calizas limosas y areniscas calcáreas de grano fino	41
4. 6. Estratificación cruzada <i>hummocky</i> en areniscas calcáreas de grano fino	42
4. 7. Estructuras almohadilladas (?) en andesitas porfídicas	44
4. 8. Brechas volcánicas con clastos andesíticos	45
4. 9. Estratificación cruzada planar (ECP) en areniscas conglomerádicas	47
4.10. Fósiles y componentes alloquímicos en areniscas calcáreas	49
4.11. Trazas fósiles en areniscas calcáreas	49
4.12. Alternancia rítmica entre lutitas calcáreas y lutitas bituminosas	50
4.13. Fósil de ammonites en caliza limosa	52
4.14. Fósiles y microfósiles presentes en lutitas calcáreas	52
4.15. Fósil de <i>ostrea</i> sp. en packstone	54

4.16.	Grainstone con abundantes fósiles de bivalvos fragmentados	55
4.17.	Brecha basal de los Estratos Cerro Rubillas	56
4.18.	Brechas que muestran niveles de clastos orientados paralelos a la estratificación	57
4.19.	Alternancia rítmica entre limolitas y areniscas limosas	59
4.20.	Andesita porfídica con fenocristales de plagioclasa y clinopiroxeno	61
4.21.	Alternancia entre tobas de ceniza y brechas volcánicas	62
5. 1.	Análisis estratigráfico secuencial en la las formaciones Baños Morales y Lo Valdés	66
5. 2.	Representación del análisis estratigráfico secuencial en afloramiento del área de estudio	67
6. 1.	Asociaciones de facies presentes en la Formación Baños Morales	70
6. 2.	Modelo deposicional propuesto para la sedimentación de las formaciones Baños Morales y Lo Valdés, durante el Titoniano-Hauteriviano en la Cuenca Andina	73
6. 3.	Asociaciones de facies presentes en la Formación Lo Valdés	74
6. 4.	Asociaciones de facies presentes en los Estratos Cerro Rubillas	77
6. 5.	Curva del nivel relativo del mar durante el Jurásico Superior-Cretácico Inferior en la Cuenca Andina, comparado con la curva del nivel eustático del mar	83
6. 6.	Traza de la Falla El Diablo o Falla Baños Morales en la ladera norte del valle del Río Volcán	91
6. 7.	Sección balanceada a lo largo del valle del Río Tinguiririca, restaurada hasta el Mioceno temprano	92

RESUMEN

Los Andes de Chile y Argentina centrales, entre los 32° y 35°S, constituye una de las pocas regiones del mundo donde se observa una secuencia marina con facies de aguas someras que muestra continuidad en el límite Jurásico-Cretácico. En el valle del Río Volcán, esta es asignada a las formaciones Baños Morales (Titoniano inferior-medio) y Lo Valdés (Titoniano superior-Hauteriviano superior) (Salazar & Stinnesbeck, 2015).

De acuerdo al estudio realizado, se determina que el ambiente de sedimentación de la Formación Baños Morales corresponde principalmente a flujos de lavas andesíticas, las que en ciertos sectores presentan posibles estructuras almohadilladas (?) y brechas volcánicas originadas por fracturamiento freatomagmático; lo que indicaría actividad volcánica subaérea cercana a una cuenca marina, donde pulsos eruptivos alcanzaron a ingresar a zonas someras de esta, desarrollándose en tales casos estructuras típicas de flujos de lavas submarinas; o actividad efusiva subacuática, con su centro de emisión en el interior de una cuenca marina. Intercalados se observan niveles sedimentarios con facies que sugieren un ambiente marino costero mixto (siliciclástico-carbonatado) dominado por el accionar del oleaje, con facies de rampa media (transicional *offshore-shoreface*) que hacia techo varían a facies de rampa interna (*shoreface* superior). El ambiente de sedimentación de la Formación Lo Valdés se ajusta a un ambiente marino costero mixto con facies que oscilan entre la rampa interna o *shoreface* (inferior y superior) y la rampa externa u *offshore*.

A partir del estudio estratigráfico secuencial se reconocen 11 parasecuencias que forman parte de una secuencia deposicional (Secuencia 1) que comienza en la base de la Formación Río Damas (no incluida en este estudio) y finaliza en el techo de la Formación Lo Valdés. La secuencia deposicional consiste en tres cortejos transgresivos (TST) intercalados con dos cortejos de estado alto (HST), separados por superficies transgresivas (ts) y de máxima inundación (mfs). De base a techo, los cortejos sedimentarios que componen la Secuencia 1 se pueden desglosar en: TST₁, HST₁, TST₂, HST₂ y TST₃.

Finalmente, se entrega un primer análisis de la unidad informal Estratos Cerro Rubillas, suprayacente a la Formación Lo Valdés y que sugiere la presencia de una importante actividad volcánica efusiva subaérea que dio lugar a coladas andesíticas y depósitos piroclásticos. La ausencia de estructuras de flujo en estos últimos sugiere un origen por caída. En los niveles basales de esta secuencia, se reconocen facies típicas de ambientes aluviales y lacustres, las que se intercalan a las anteriormente señaladas.

1. INTRODUCCIÓN

1.1. PLANTEAMIENTO DEL PROBLEMA

Los Andes de Chile y Argentina centrales, entre los 32° y 35°S, constituye una de las pocas regiones del mundo donde se observa una secuencia marina con facies de aguas someras que muestra continuidad en el límite Jurásico-Cretácico. En Chile, se encuentra expuesta entre los valles de los ríos Volcán y Tinguiririca, donde es asignada a las formaciones Lo Valdés (González, 1963) y Baños del Flaco (Klohn, 1960). Por su parte, en Argentina se distribuye extensamente en las provincias de Neuquén y Mendoza, donde es asignada al Grupo Mendoza, específicamente a la Formación Vaca Muerta (Malumian *et al.*, 1983).

La Formación Lo Valdés, de edad Titoniano-Neocomiano, se dispone entre formaciones continentales, correspondiendo a un ciclo importante de sedimentación marina en la Cuenca Andina. Se han desarrollado variados estudios basados en su gran contenido fosilífero (e.g. Biró, 1964, 1980; Hallam *et al.*, 1986; Salazar, 2012; Salazar & Stinnesbeck, 2015). Su fauna rica en ammonites permite una precisa correlación con otros lugares del mundo, mientras que los abundantes bivalvos ofrecen variadas posibilidades de estudios paleoecológicos y paleobiogeográficos (Hallam *et al.*, 1986).

Al este de Santiago, en la parte occidental de la Cuenca Andina, el ciclo de regresión-transgresión del Jurásico Superior-Cretácico Inferior resultó en la deposición de una potente sucesión de sedimentos marinos mixtos, someros a neríticos, y predominantemente calcáreos (Salazar, 2012).

Los sistemas mixto (carbonatados y siliciclásticos) se caracterizan por una alta variabilidad lateral y vertical de facies. Típicamente ocurren en ambientes marinos someros, donde el cambio desde una sedimentación carbonatada a no carbonatada, y viceversa, es resultado de variaciones en el suministro de material terrígeno a la cuenca (Nichols, 2009). En muchos casos, los sistemas mixtos se pueden subdividir en fases temporales de sedimentación siliciclástica o carbonatada, siguiendo el modelo bien establecido de sedimentación recíproca (Wilson, 1967). Estas fuertes

expresiones de sistemas sedimentarios alternos se ven facilitadas por fluctuaciones de gran amplitud en el nivel relativo del mar durante climas fríos, y por perfiles deposicionales empinados, característicos de bordes de plataformas (Tucker, 2003).

Sin embargo, estas condiciones no se cumplen en todos los sistemas de sedimentación mixtos. Estos también pueden ocurrir en climas cálidos con cambios de baja amplitud en el nivel relativo del mar, y perfiles de rampas y plataformas suavemente inclinados, donde no ocurre la exposición total de áreas con aguas someras y el cierre completo de la producción de carbonato (Lomando & Walker, 1991; Holland, 1993; Sanders & Hoefling, 2000; Buescher, 2003). Por tanto, los modelos de sistemas sedimentarios mixtos requieren una comprensión de los procesos dominantes que controlan la arquitectura y la heterogeneidad de las facies deposicionales, que no sólo incluyen el estudio del nivel relativo del mar, sino también otros procesos como el clima, el tipo de fábrica de carbonato y el transporte de sedimentos (Zeller *et al.*, 2015).

La sedimentación del Jurásico Superior-Cretácico Inferior en la Cuenca de Neuquén representa uno de estos sistemas mixtos, desarrollada en una plataforma ligeramente inclinada, en condiciones de clima cálido y cambios de baja amplitud en el nivel relativo del mar (Zeller *et al.*, 2015).

El presente estudio busca entregar una mejor comprensión del ambiente de sedimentación y los cambios relativos del nivel del mar durante la deposición de la Formación Lo Valdés (González, 1963), unidad que fue redefinida por Salazar & Stinnesbeck (2015), y separada en las formaciones Baños Morales y Lo Valdés; nomenclatura que será utilizada durante el presente análisis. Además, se proporcionará el primer estudio sedimentológico de los Estratos Cerro Rubillas, unidad informal suprayacente a la Formación Lo Valdés en el valle del Río Volcán, Chile central. Finalmente, se entregará una visión generalizada del contexto tectónico que condicionó la sedimentación en la zona, discutiendo la gran interrogante que aún existe sobre el contacto entre las unidades mesozoicas y cenozoicas en el área de estudio.

1.2. HIPÓTESIS DE TRABAJO

- a) La Formación Lo Valdés fue depositada en un ambiente marino costero, con facies que varían entre *shoreface*, transición *shoreface-offshore* y *offshore*.
- b) La Formación Baños Morales fue depositada en un ambiente marino somero con efusiones volcánicas submarinas.
- c) Los Estratos Cerro Rubillas se encuentran en contacto mediante la Falla El Diablo con la Formación Lo Valdés.

1.3. OBJETIVOS

1.3.1. Objetivo General

Desarrollar un estudio sedimentológico y determinar las variaciones del nivel relativo del mar en la cuenca donde tuvo lugar la sedimentación de las formaciones Baños Morales, Lo Valdés y los Estratos Cerro Rubillas.

1.3.2. Objetivos específicos

- a) Determinar el ambiente de sedimentación para las formaciones Baños Morales, Lo Valdés y los Estratos Cerro Rubillas.
- b) Realizar un análisis estratigráfico secuencial para las formaciones Baños Morales y Lo Valdés.
- c) Determinar la relación de contacto entre la Formación Lo Valdés y los Estratos Cerro Rubillas.

1.4. UBICACIÓN Y ACCESO

El área de estudio se sitúa en los Andes de Chile central, 1 km al este del poblado de Baños Morales, Provincia de Cordillera, Región Metropolitana de Chile. El trabajo se realiza en la ladera norte del valle del Río Volcán, tributario del Río Maipo (Figura 1.1).

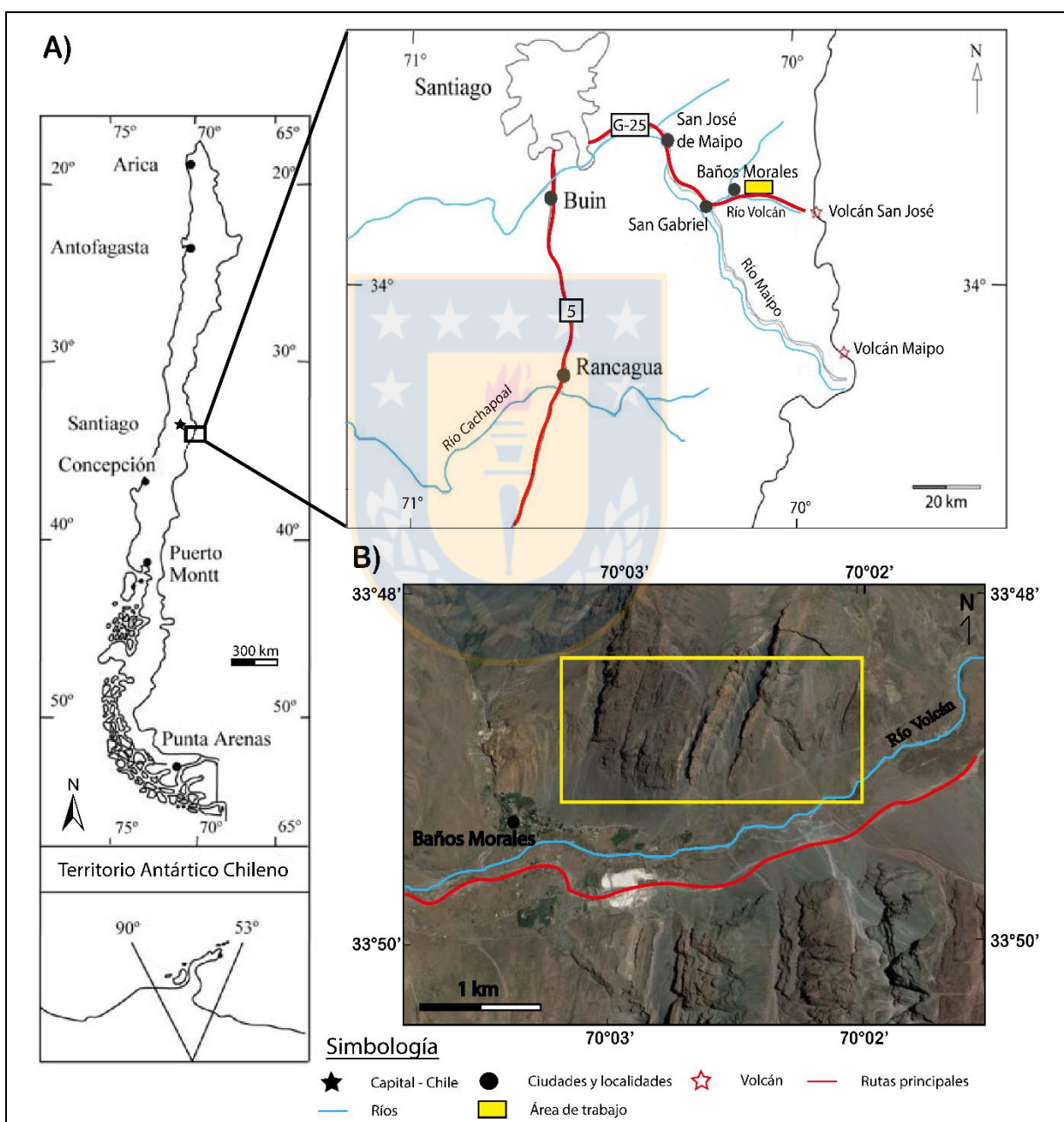


Figura 1.1: Mapa de ubicación del área de estudio. A) Mapa de ubicación del área de estudio con rutas principales; B) Imagen satelital que detalla de la zona de trabajo en la ladera norte del Río Volcán (modificado de Google Earth).

Para acceder al lugar se deben recorrer 92 km al SE de Santiago, siguiendo la Ruta G-25 (Camino al Volcán), la que se encuentra asfaltada hasta la localidad de San Gabriel, siguiéndole 22 km de camino de ripio hasta la zona de campaña.

Dado el riesgo asociado al acercarse a los afloramientos, producto de los desprendimientos de rocas por la pendiente abrupta del valle, sólo se pueden realizar tareas en condiciones de buen tiempo atmosférico, esto entre los meses de octubre-marzo. En los meses restantes la nieve y lluvia dificultan incluso el acceso a la localidad de Baños Morales.

1.5. AGRADECIMIENTOS

Agradezco a cada una de las personas que formaron parte de este trabajo, refiriéndome especialmente al proyecto de Wolfgang Stinnesbeck, “*Climatic, palaeoenvironmental and palaeoceanographic changes across the Jurassic/Cretaceous boundary in southern South America (Chile)-a multidisciplinary study*”, por brindar el soporte económico que hizo posible la realización de esta investigación. A mi profesor patrocinante Dr. Alfonso Encinas, por su buena disposición al momento de resolver las dudas surgidas en el desarrollo de la memoria de título, ayudando además, a focalizar la misma. A las profesoras Dra. Verónica Oliveros y Dra. Verónica Pineda por formar parte de mi comisión y entregar acertadas sugerencias que ayudaron a mejorar el informe final. Al cuerpo docente y funcionarios del Departamento Ciencias de la Tierra de la Universidad de Concepción, por todo el apoyo brindado no sólo ahora, sino que durante todos mis años de estudio. A mis colaboradores en las campañas de terreno, Consuelo Antezana y Rodrigo Orrego, quienes fueron pilar fundamental en el trabajo realizado y sin su ayuda no hubiese podido cumplir las metas propuestas.

Finalmente, agradecer enormemente el apoyo incondicional de mi familia, quienes han sido mi sustento a lo largo de todo este tiempo. Enrique, Maribel y Kevin, gracias por haber confiado en mí durante toda esta etapa, entregándome siempre una palabra de aliento y enseñándome que siendo perseverante alcanzaré todas las metas que me proponga en la vida.

2. MARCO GEOLÓGICO Y ESTRUCTURAL

2.1. MARCO GEOLÓGICO REGIONAL

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 conocido como la orogenia San Rafael (Charrier *et al.*, 2007).

Durante el Triásico al Jurásico Inferior tuvo lugar el ciclo tectónico Pre-Andino, periodo controversial en cuanto a la configuración del margen andino se refiere. Charrier *et al.* (2014), señalan que este fue caracterizado por la detención de la subducción o un periodo donde se hizo muy lenta. En este periodo 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 *et al.*, 2007). Por otra parte, Coloma *et al.* (2017) proponen que las características geoquímicas y petrológicas de las rocas volcánicas y plutónicas del Permo-Triásico que afloran en las cordilleras de la Costa y Frontal en el norte de Chile, sugieren un origen por subducción, siendo esta continua entre el Pérmico y el Jurásico Inferior, generando la mayor parte del magmatismo en la región del arco.

Los depósitos, esencialmente triásicos, de la tectónica pre-andina en Chile y Argentina, se manifiestan en afloramientos más o menos continuos y con orientación NNW-SSE. Esta distribución bastante peculiar fue adoptada por depósitos más jóvenes en Chile, generalmente controlados por fallas principales con esta dirección, de las cuales algunas fueron reactivadas en episodios de deformación posteriores (Charrier *et al.*, 2007).

A partir del Jurásico Inferior comenzó el ciclo tectónico Andino, determinado en Chile por la presencia de volcanismo asociado al comienzo de la subducción (Charrier *et al.*, 2007). Coira *et al.* (1982) lo dividió en dos etapas: periodos Temprano y Tardío. El primero se extendió hasta el

Cretácico medio y se caracterizó por una tectónica extensional, donde se desarrolló un arco magmático asociado a subducción, ubicado en lo que corresponde a la actual Cordillera de la Costa, y cuencas de trasarco al este del mismo, siendo la más importante en la región de estudio la Cuenca Neuquina (Mpodozis & Ramos, 1989). Esta cuenca se caracterizó por la presencia de grábenes y hemigrábenes rellenos con depósitos marinos y continentales relacionados con transgresiones y regresiones marinas (Tapia, 2015).

El Periodo Tardío se inició en el Cretácico Superior y se extiende al presente, en este domina una deformación contraccional que marca el inicio de la construcción del orógeno andino. Se caracteriza por la inversión de las cuencas de trasarco, deformación y alzamiento de la Cordillera de la Costa, migración del arco hacia el este y desarrollo de una cuenca de antepaís, donde se acumulan los depósitos sinorogénicos asociados a la erosión del relieve que se forma, además de una extensa región de antearco hacia el oeste producto del mismo traslado del arco (Charrier *et al.*, 2014).

Durante el Eoceno Medio-Mioceno temprano la deformación a lo largo de los Andes Centrales fue diferente al norte y al sur de los 31°S. En particular, al sur de esta latitud dominó la extensión, evidenciada en el desarrollo de la Cuenca de Abanico, una cuenca de intraarco donde se acumularon depósitos volcánicos asociados al arco magmático y depósitos sedimentarios (Charrier *et al.*, 2002).

Desde el Oligoceno tardío al Mioceno temprano correspondió al principal periodo de construcción de los Andes en Chile central (Charrier *et al.*, 2002). En este se produjo la inversión de la Cuenca de Abanico, así como la formación de las fajas plegadas y corridas que caracterizan el borde oriental de la cordillera (Charrier *et al.*, 2007).

El área de estudio se sitúa en la Cordillera Principal Oriental, la que se compone por rocas mesozoicas fuertemente deformadas, que conforman las fajas plegadas y corridas de La Ramada, Aconcagua y Malargüe (Fock, 2005).

A la latitud de la zona analizada se reconocen 4 unidades morfoestructurales principales, las que de oeste a este son: Cordillera de la Costa, Depresión Intermedia, Cordillera Principal y Cordillera Frontal. Además, entre las dos últimas se encuentra la Cuenca de Antepaís del Alto Tunuyán, originada por la deformación de la faja plegada y corrida del Aconcagua. A continuación, se presentará un resumen de las principales unidades geológicas aflorantes en estos relieves, representadas en las Figuras 2.1.

La **Cordillera de la Costa** que no sobrepasa los 2.000 m s.n.m. está formada por granitoides del Paleozoico Superior en su flanco occidental y por secuencias volcánicas y sedimentarias mesozoicas hacia el este (Thomas, 1958; Wall *et al.*, 1999; Sellés & Gana, 2001; SERNAGEOMIN, 2003).

En la zona oriental de esta morfoestructura, al oeste de Santiago, afloran rocas marinas y continentales de la Formación Lo Prado, la que alcanza una potencia de 3.000 m y se compone principalmente de areniscas marinas (algunas turbidíticas), brechas, conglomerados y depósitos calcáreos en la fracción inferior, y alternancia de depósitos sedimentarios marinos y continentales con intercalaciones volcánicas (indicativas de magmatismo bimodal) en la fracción superior (Rivano, 1996), los que se acumularon en la Cuenca de Antearco Lo Prado. Se dispone en discordancia (Piracés, 1977) o concordancia (Rivano, 1996) sobre la secuencia volcánica del Jurásico tardío correspondiente a la Formación Horqueta y otras unidades más antiguas. La fauna de ammonites presentes en la Formación Lo Prado permite acotarla al Cretácico Inferior (Piracés 1977; Nasi & Thiele, 1982; Bravo, 2001) y más exactamente al Berriasiano-Valanginiano (Rivano, 1996). La Formación Lo Prado subyace concordantemente a los depósitos volcánicos continentales de la Formación Veta Negra (Piracés, 1976; Nasi & Thiele 1982; Vergara *et al.*, 1995) de edad Barremiano-Albiano y que corresponde principalmente a rocas desde andesitas a riolitas y brechas volcánicas (Levi, 1968). Yaciendo en discordancia sobre esta última se encuentra la Formación Las Chilcas (Thomas, 1958), que consiste en una sucesión de 3.500 m de espesor de depósitos aluviales y volcanoclásticos con una intercalación calcárea (Rivano, 1996). Esta unidad infrayace a la Formación Lo Valle, contacto que ha sido reportado como concordante, discordante o interdigitación; Godoy (1982) lo detalla como concordante; Nasi & Thiele (1982) indican que el miembro inferior de la Formación Lo Valle se interdigita con la Formación Las Chilcas; Gana &

Wall (1997) lo detallan como discordante erosivo y que representa un hiato de 20 Ma. La Formación Lo Valle corresponde a una secuencia de tobas de composición andesítica a riolítica, con intercalaciones de lavas y rocas sedimentarias continentales fluviales y lacustres, la que alcanza un espesor entre 700-1.800 m (Wall *et al.*, 1999; Fuentes *et al.*, 2000; Fuentes, 2004). Dataciones radiométricas permiten asignarle una edad Maastrichtiano superior (Gana & Wall, 1997).

A lo largo del borde occidental de esta morfología, entre 33°40' y 34°15'S, se encuentran expuestos sedimentos marinos del Mioceno conocidos como Formación Navidad (Darwin, 1846). Encinas *et al.* (2006) subdividen estos depósitos en las formaciones Navidad, Licancheo y Rapel. La edad de la Formación Navidad ha sido tema de debate durante décadas (e.g. Finger *et al.*, 2013; Le Roux *et al.*, 2013), siendo asignada al Mioceno temprano en estudios basados en moluscos, dientes de tiburón, isótopos de Sr y dataciones radiométricas (Ar-Ar y K-Ar) en clastos volcánicos (Finger *et al.*, 2013; Gutiérrez *et al.*, 2013). Finger (2013), reexamina foraminíferos planctónicos adscritos al Mioceno tardío-Plioceno temprano, reasignándolos al Mioceno temprano, mientras que Nielsen & Glodny (2009), señalan que los fósiles en la Formación Navidad arrojan edades $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de 24-16 Ma.

La Formación Rapel infrayace a la Formación La Cueva (Tavera, 1979), la que tiene una edad Plioceno y corresponde a una secuencia transicional desde facies marinas a continentales, con abundante contenido de material tobáceo. Esta se interdigita y es cubierta hacia el este por depósitos continentales pertenecientes a las Capas Potrero Alto, de edad incierta entre Mioceno-Plioceno al Pleistoceno (Wall *et al.*, 1996).

Las rocas intrusivas están representadas por granitoides del Batolito Costero de edad Cretácico Inferior, que intruyen rocas paleozoicas y jurásicas expuestas en el flanco oriental de la Cordillera de la Costa. Estos cuerpos plutónicos se registran más al sur, al menos hasta los 35°30'S (latitud de Talca), donde un monzogranito arrojó una edad K-Ar en biotita de 100 ± 3 Ma (Bravo, 2001). La actividad plutónica del Cretácico Superior-Eoceno temprano aflora de forma discontinua en el mismo flanco de la morfoestructura entre los 30° y 39°S (Bravo, 2001).

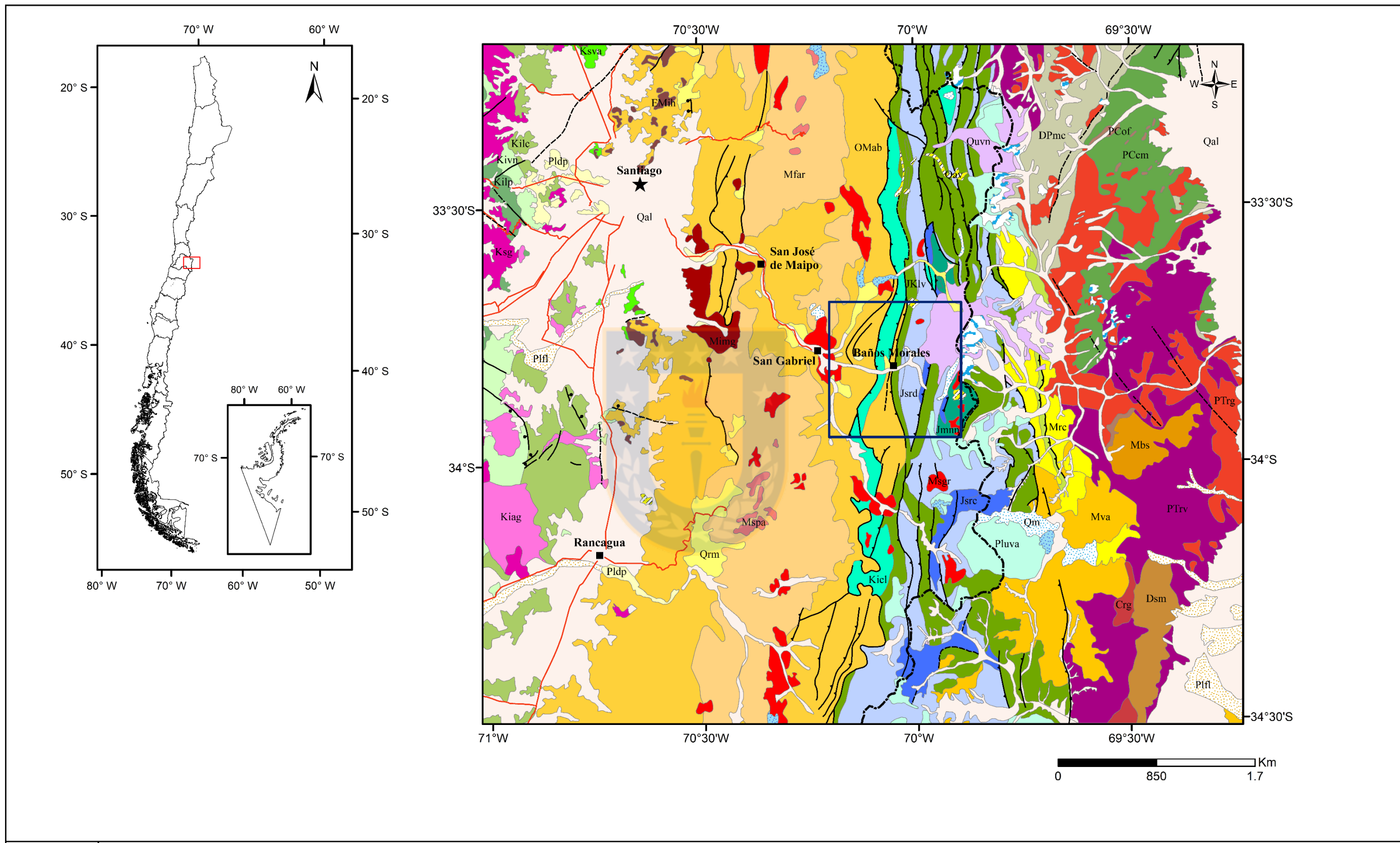
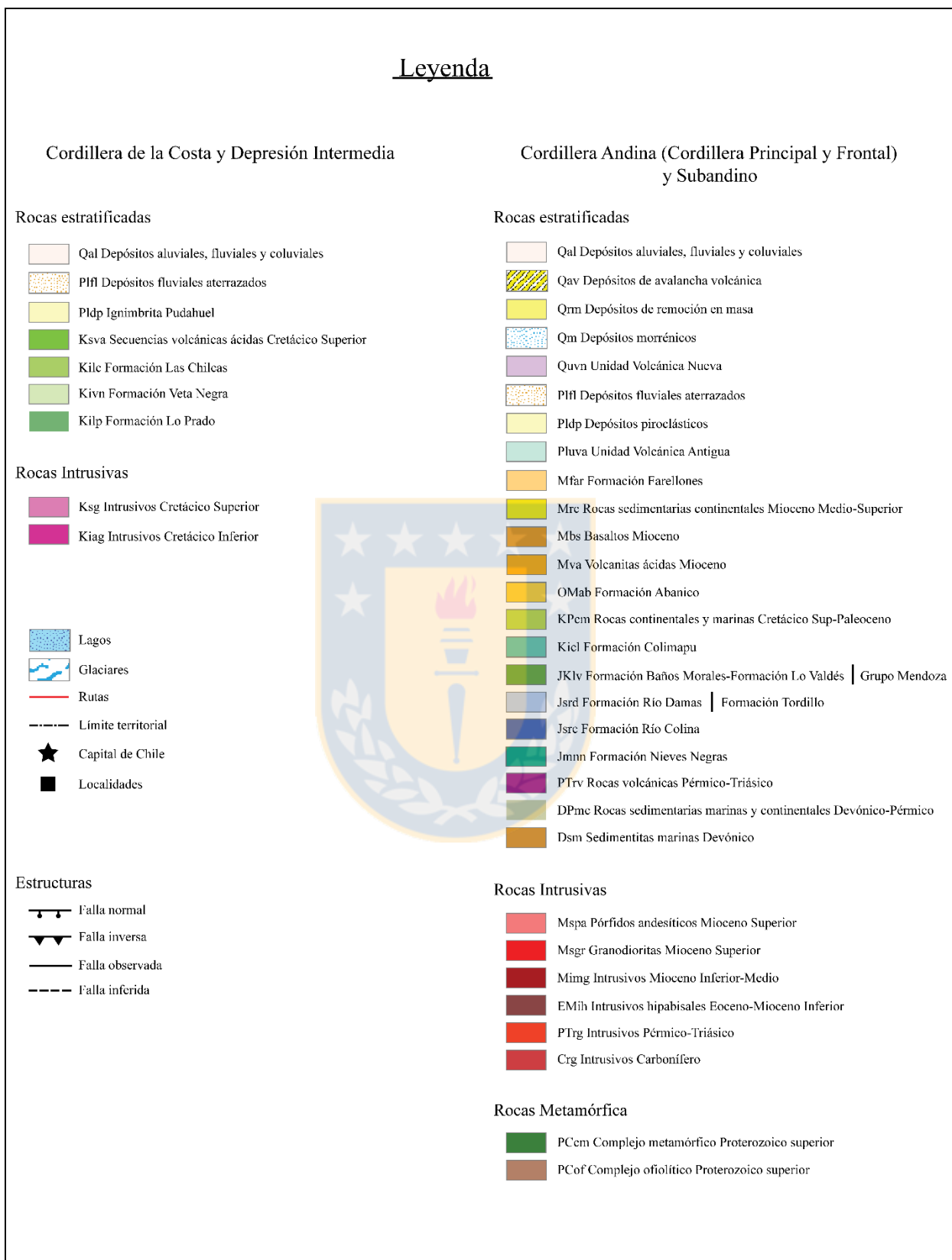


Figura 2.1: Mapa Geológico del área de estudio. Modificado de Thiele (1980); Caminos *et al.* (1993); SEGEMAR (1998); SERNAGEOMIN (2003); Fock (2005); Sruoga *et al.* (2005); SEGEMAR (2008). Leyenda en página siguiente. El área enmarcada en el rectángulo azul corresponde al valle del Río Volcán (Mapa Geológico de detalle, Figura 2.2).



Continuación Figura 2.1. Leyenda Mapa Geológico del área de estudio. Modificado de Thiele (1980); Caminos *et al.* (1993); SEGEMAR (1998); SERNAGEOMIN (2003); Fock (2005); Sruoga *et al.* (2005); SEGEMAR (2008).

La **Depresión Intermedia** está compuesta esencialmente por depósitos aluviales cuaternarios derivados de la Cordillera Principal, que están bien desarrollados en los valles de los principales ríos (Charrier *et al.*, 2007). Entre 33°30' y 34°30'S las tobas de ceniza, Pudahuel y Machalí, cubren la mayor parte de esta morfoestructura, extendiéndose hasta Argentina, en los valles de los ríos Yaucha y Papagayos (Stern *et al.*, 1984). El origen de estos depósitos está asociado con la Caldera Maipo situada en los altos Andes a los 34°S (Stern *et al.*, 1984). Las ignimbritas situadas junto a Rancagua (Toba Machalí) y Santiago (Toba Pudahuel) entregan edades por traza de fisión en apatito de $0,44 \pm 0,08$ Ma y $0,47 \pm 0,007$ Ma, respectivamente (Stern *et al.*, 1984).

La **Cordillera Principal** se puede dividir en dos grandes flancos: Cordillera Principal Occidental, formada principalmente por rocas del Cenozoico asignadas a las formaciones Abanico y Farellones; y la Cordillera Principal Oriental, compuesta por secuencias mesozoicas fuertemente deformadas, que conforman la faja plegada y corrida de Aconcagua (Fock, 2005).

Las unidades del Mesozoico que afloran entre los 33° y 35°S, corresponden a depósitos marinos profundos de la Formación Nieves Negras (Álvarez *et al.*, 1997), secuencia formada por areniscas finas a medias con intercalaciones de pelitas negras y limolitas, de edad Batoniano-Caloviano. Esta subyace en concordancia a la Formación Río Colina (González, 1963), de edad Caloviano-Oxfordiano, compuesta por calizas, calcilitas oscuras, areniscas y conglomerados finos de origen marino. La Formación Río Damas (Klohn, 1960) que yace sobre la secuencia anterior, son depósitos continentales de conglomerados y brechas conglomerádicas, con intercalaciones de areniscas, limolitas y lavas andesíticas, de edad Kimmeridgiano. En concordancia sobre esta se encuentra la Formación Lo Valdés (González, 1963), secuencia de lavas andesíticas con intercalaciones sedimentarias marinas; calizas, calizas fosilíferas, calcilitas, lutitas y areniscas calcáreas, asignadas al Titoniano-Hauteriviano (Biró, 1964, 1980; Hallam *et al.*, 1986). Infrayace a la Formación Colimapu (Klohn, 1960), constituida por areniscas y lutitas rojizas de origen continental, cuyo techo arroja una edad U-Pb en circones detríticos de $73,8 \pm 4,2$ Ma en el valle del Río Volcán (Tapia, 2015).

En las capas cenozoicas se observa una predominancia de material volcánico, representadas por la Formación Abanico (Aguirre, 1960) de edad Eoceno tardío-Mioceno temprano, depositada en la Cuenca Extensional Abanico (Fock, 2005; Charrier *et al.*, 2014). La unidad consiste en una sucesión volcánica y piroclástica con intercalaciones sedimentarias continentales, incluyendo intrusiones subvolcánicas de la misma edad (Vergara *et al.*, 2004). Los afloramientos de esta formación constituyen dos cinturones con orientación N-S, separados por la Formación Farellones (Klohn, 1960; SERNAGEOMIN, 2003). Esta corresponde a lavas andesíticas a riolíticas y depósitos volcanoclásticos, asignada al Mioceno de acuerdo a dataciones radiométricas disponibles (e.g. Vergara & Drake, 1978; Aguirre *et al.*, 2000; Fuentes, 2004). La Formación Farellones se presenta levemente deformada y suele cubrir a la Formación Abanico, hasta los 35°S, donde se termina de exponer (Charrier *et al.*, 2014).

En el flanco oriental de la Cordillera Principal se localiza la actividad volcánica reciente. Thiele & Katsui (1969) agrupan estos materiales en dos: Unidad Volcánica Antigua (UVA) y Unidad Volcánica Nueva (UVN). La primera incluye los esqueletos de volcanes extintos, formados principalmente de coladas andesíticas y traquiandesíticas, destacando entre ellos el Volcán Tupungato, Cerro Marmolejo y el cordón del Cerro Castillo (Thiele, 1980). El zócalo de la Unidad Volcánica Antigua lo constituyen las formaciones mesozoicas expuestas en la vertiente oriental de la Cordillera Principal, y no aparece afectada por fallas de carácter regional, sólo por fallas menores. La UVA aparece sellando todas las estructuras miocenas que caracterizan la región, y se le asigna una edad Pleistoceno (Thiele, 1980). Por otra parte, la Unidad Volcánica Nueva agrupa a los volcanes que presentan manifestaciones históricas de actividad, como el Volcán Tupungatito y el Volcán San José. Actualmente, se reconoce en ellos emanaciones fumarólicas y están superpuestos a la Unidad Volcánica Antigua (Thiele & Katsui, 1969). La UVN está formada por coladas andesíticas frescas, con intercalaciones de mantos de brechas y depósitos piroclásticos menores, asignadas al Holoceno (Thiele, 1980).

Con respecto a las rocas intrusivas, plutones miocenos se alojan especialmente en rocas de la Formación Abanico y son contemporáneos con la deposición de la Formación Farellones. En general, se disponen formando alineaciones discontinuas de orientación aproximadamente paralela a la cadena Andina y de edad decreciente hacia el este (Aguirre, 1960; González & Vergara, 1962;

Kurtz *et al.*, 1997), algunos de los cuales están asociados a pórfidos “supergigantes” de Cu-Mo, de edad Mioceno tardío-Plioceno (Los Pelambres, Río Blanco-Los Bronces, El Teniente), desarrollados en zonas de alteración asociadas a *stocks* multifásicos, brechas hidrotermales y diatremas (Serrano *et al.*, 1996; Skewes *et al.*, 2002; Maksaev *et al.*, 2004).

El basamento se encuentra expuesto en el Cordón del Portillo perteneciente de la **Cordillera Frontal**. El sector occidental de dicho cordón está compuesto por rocas metamórficas proterozoicas, lutitas negras carboníferas de la Formación Alto Tunuyán y granitoides neopaleozoicos; mientras que en el sector oriental afloran las volcanitas permotriásicas del Grupo Choiyoi (Polanski, 1964 en Giambiagi, 2003).

En la **Cuenca de Antepaís** del Alto Tunuyán se encuentran rocas volcánicas miocenas de la Formación Contreras datadas en 18,3 Ma (Giambiagi *et al.*, 2001) e interpretadas por Ramos *et al.* (1996) como rocas de retro-arco emplazadas en una corteza levemente adelgazada. Las unidades neógenas que rellenan la cuenca yacen sobre esta, y corresponden al Conglomerado Tunuyán y las formaciones Palomares y Butaló (Giambiagi, 1999). La primera unidad está constituida por un potente conjunto de conglomerados intercalados con bancos arenosos y pelíticos, de edad Mioceno temprano alto-Mioceno tardío bajo (Giambiagi, 2003). Por encima de esta se apoya mediante una discordancia planiangular la Formación Palomares, asignada al Mioceno tardío medio y constituida por dos miembros conglomerádicos; el inferior de color blanco por su matriz tobácea y el superior de color gris oscuro (Giambiagi, 2003). La Formación Butaló acotada al Mioceno tardío alto, está integrada por sedimentos clásticos finos depositados en un ambiente lacustre, se encuentran en discordancia planiangular sobre la secuencia anterior, aunque hay zonas donde el contacto entre ambas es transicional no erosivo. Esta relación ha sido interpretada como una discordancia progresiva relacionada al levantamiento gradual de la Cordillera Frontal durante la sedimentación de las unidades (Giambiagi, 1999).

2.2. GEOLOGÍA LOCAL

En el área de estudio afloran rocas volcánicas, sedimentarias continentales y marinas. Las unidades mesozoicas están distribuidas en franjas de orientación norte-sur, mientras que las

cenozoicas se disponen discordantes sobre las anteriores. Se encuentran intruidas por filones, lacolitos, stocks y batolitos de edad Mioceno-Pleistoceno (Thiele, 1980) (Figura 2.2).

Los depósitos entre el Jurásico Medio al Cretácico Superior temprano están representados por dos ciclos de transgresión-regresión, manifestados en las formaciones Nacientes del Teno-Río Damas y Lo Valdés-Colimapu. Le siguen series volcánicas continentales y volcanoclásticas de gran espesor, desde el Paleógeno tardío al presente, evidenciadas en las formaciones Abanico y Farellones, y volcanismo andino más reciente (Charrier *et al.*, 1996).

2.2.1. Rocas estratificadas

A continuación, se presentan las rocas estratificadas exhibidas en la ladera norte del valle del Río Volcán, enmarcadas dentro de la zona analizada, la que fue detallada en el capítulo anterior.

2.2.1.1. Formación Río Damas (Klohn, 1960)

Definida por Klohn (1960), corresponde a una secuencia continental de 3.700 m de espesor de coloración rojiza, compuesta principalmente por brechas con clastos volcánicos, con intercalaciones de areniscas, limolitas y lavas andesíticas, estas últimas abundantes en los 1.000 m superiores que afloran en la zona oriental de la Cordillera Principal (Charrier *et al.*, 1996). Su localidad tipo se encuentra en el Río Damas, que constituye el curso superior del Río Tinguiririca (Klohn, 1960). Según Klohn (1960), se apoya concordantemente sobre el miembro superior de la Formación Nacientes del Teno, mientras que González (1963) señala que se encuentra en la misma condición sobre la Formación Río Colina. Subyace de forma concordante y transicional a los estratos marinos de la Formación Lo Valdés (González, 1963; Calderón *et al.*, 2009). Se le asigna una edad Kimmeridgiano por yacer sobre el “Yeso Principal” asignado al Oxfordiano e infrayacer a las capas marinas del Titoniano de la Formación Lo Valdés (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 *et al.*, 2014).

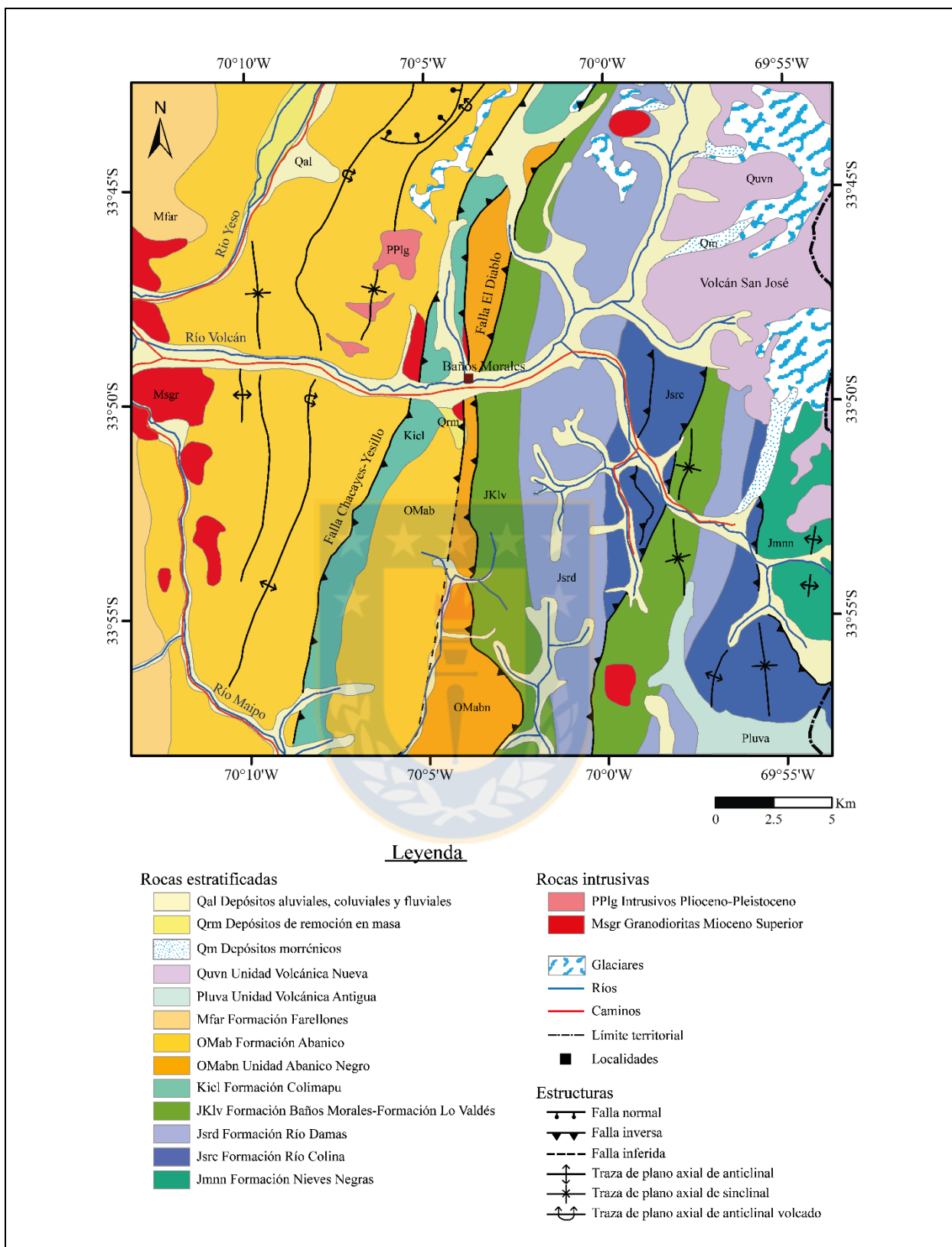


Figura 2.2: Mapa Geológico valle del Río Volcán (detalle). Modificado de Thiele (1980); Palma (1991); Ramos *et al.* (1991); Álvarez *et al.* (2000); Fock (2005); Calderón (2008). La posición de la Falla El Diablo será discutida más adelante (Figura 6.3, Capítulo 6).

Se correlaciona con el miembro superior de la Formación Lagunillas (Aguirre, 1960) y en Argentina con la Formación Tordillo (Hallam *et al.*, 1986; Giambiagi *et al.*, 2003; Rossel *et al.*, 2014).

2.2.1.2. Formación Baños Morales (Salazar & Stinnesbeck, 2015)

Salazar & Stinnesbeck (2015) proponen esta nueva unidad para reemplazar al miembro spilita de la Formación Lo Valdés, definido por Biró (1964). Consiste en una secuencia predominantemente volcánica formada por andesitas porfídicas, con cuatro intercalaciones sedimentarias de espesores métricos formadas por rocas calcáreas y siliciclásticas de grano medio a grueso. Alcanza un espesor total de 760 m y es dividida en dos miembros: La Cuesta y Placa Verde. Su localidad tipo se ubica al sur del poblado de Baños Morales, al sur del valle del Río Volcán. La Formación Baños Morales sobreyace a la Formación Río Damas en concordancia, y subyace a la Formación Lo Valdés en la misma condición.

Ammonites y el resto de fauna fósil proveniente de los niveles sedimentarios intercalados en las secuencias de rocas andesíticas indican una edad Titoniano inferior a medio para la Formación Baños Morales.

2.2.1.3. Formación Lo Valdés (González, 1963)

González (1963) define bajo este nombre a la secuencia representada por calizas, areniscas de grano medio a grueso, margas y lutitas bituminosas. Biró (1964), divide la unidad en tres miembros; con predominancia volcánica (miembro spilita, en la base), siliciclástica (miembro arenisca) y calcárea (miembro calcáreo, en el techo). Luego, Biró (1980) segmenta la formación en ocho zonas, de acuerdo a características litológicas y contenido faunístico, principalmente referido a ammonites. Salazar (2012) divide la secuencia en dos: Formación Catedral (compuesta mayoritariamente por lavas) y Formación Lo Valdés (miembros Arenisca, Lutita y Caliza). Finalmente, Salazar & Stinnesbeck (2015) redefinen de manera formal la unidad separándola en dos: Formación Baños Morales (miembros La Cuesta y Placa Verde) y Formación Lo Valdés (miembros Escalador, Placa Roja y Cantera). Originalmente se le asignó un espesor de 1.300 m

(Hallam *et al.*, 1986), sin embargo, Salazar & Stinnesbeck (2015) otorgan un espesor de 760 m a la Formación Baños Morales y 539 m a la Formación Lo Valdés.

Su localidad tipo se sitúa en el valle del Río Volcán, tributario del Río Maipo, 70 km al SE de Santiago (Hallam *et al.*, 1986). Aflora en una potente franja con rumbo N10°E y manteo de 80°W, cortando en forma casi perpendicular al valle del Río Volcán en las vecindades de Lo Valdés, cubriendo el cerro del mismo nombre al sur y extendiéndose hacia el norte, entre las puntas Refugio y Ventana (González, 1963). Según González (1963), esta se superpone concordantemente a los conglomerados y areniscas continentales de la Formación Río Damas, mientras que Salazar & Stinnesbeck (2015) señalan que yace concordantemente sobre la nueva Formación Baños Morales. Además, infrayace en la misma condición a las lutitas, areniscas y conglomerados rojizos de la Formación Colimapu (González, 1963).

Según Salazar (2012), los sedimentos de la Formación Lo Valdés representan una mezcla de ambientes marinos clásticos y carbonatados, con facies de *shoreface* (inferior y superior), zona de transición y *offshore*. El *shoreface* inferior está caracterizado por areniscas calcáreas y calizas arenosas, con presencia de trigonoideos, ostras, inocerámidos y niveles restringidos de corales, mientras que en el *shoreface* superior predominan los conglomerados con ausencia de fósiles. Las facies de la zona de transición corresponden a lutitas, lutitas calcáreas y calizas limosas, las cuales son ricas en carbono orgánico y pirita diseminada. El *offshore* está representado por calizas limosas, calizas arenosas, calizas (wackestone) y ocasionalmente niveles de lutitas calcáreas.

Se reconocen 11 parasecuencias en la unidad, las que definen una secuencia deposicional que consiste de un TST (Cortejo Sedimentario Transgresivo) y un HST (Cortejo Sedimentario de estado Alto). Esta secuencia presenta un patrón retrogradacional y progradacional, lo que se traduce en una transgresión durante el Titoniano superior al Valanginiano inferior y una regresión entre el Valanginiano superior al Hauteriviano superior (Salazar, 2012).

Se asigna una edad Titoniano-Hauteriviano a la formación en base a su contenido en ammonites (Biró, 1964, 1980; Hallam *et al.*, 1986), rango que fue ajustado al Titoniano superior-

Hauteriviano superior (Salazar, 2012; Salazar & Stinnesbeck, 2015); acotando a la nueva Formación Baños Morales al Titoniano inferior-medio (Salazar & Stinnesbeck, 2015).

Se puede correlacionar con la Formación Baños del Flaco (Klohn, 1960) de edad Titoniano superior-Hauteriviano, que aflora en el valle del Río Tinguiririca. Además, la parte basal del Miembro Caliza (Salazar, 2012) es equivalente a la Formación San José (Aguirre, 1960), de edad Valanginiano y aflorante en el cajón de San José, tributario del Río Juncal. Hacia el lado argentino, se asocia al Grupo Mendoza; formaciones Vaca Muerta, Mulichinco y Agrio (Hallam *et al.*, 1986; Kietzmann & Vennari, 2013; Kietzmann *et al.*, 2014).

2.2.1.4. Unidad Abanico Negro (Calderón, 2008)

Unidad informal definida por Calderón (2008), se caracteriza por tener en su base paquetes de caliza de unos 3 metros de potencia, intercalados con lavas andesíticas, brechas volcánicas y diques hipoabisales negros, que cortan la secuencia. Además, hacia techo contiene niveles conglomerádicos con imbricación de clastos y tobas rojizas y blanquecinas, sector donde las lavas andesíticas son predominantes. Su espesor estimado es de 570 m. Se extiende en una franja norte-sur ocupando el flanco occidental del Cerro Rubillas, extendiéndose al norte por el Valle del Morado, y al sur por el Cajón de Lo Valdés.

Es equivalente a la Unidad Cerro Retumbadero definida por Fock (2005), correlacionable con la base de la Formación Abanico (Calderón, 2008).

2.2.1.5. Formación Abanico (Aguirre, 1960)

Unidad litoestratigráfica definida por Aguirre (1960), corresponde a una secuencia volcánica y volcanoclástica formada por lavas básicas a intermedias, rocas piroclásticas ácidas e intercalaciones sedimentarias continentales, acumulada durante la deformación extensional que dio origen a la Cuenca de Abanico (Charrier *et al.*, 2002). Su espesor se estima en 3.000 m aun cuando se acepta su magnificación dadas las numerosas intrusiones que la afectan (Aguirre, 1960). Se

expande por una región muy amplia desde 32°30' a 36°S, abarcando casi en su totalidad la vertiente occidental de la Cordillera Principal (Tapia, 2015).

Su margen oriental está delimitado por depósitos mesozoicos, puestos en contacto mediante fallas regionales (Charrier *et al.*, 2002). Infrayace a la Formación Farellones, contacto que muestra amplias variaciones tanto norte-sur como este-oeste, en sectores observándose pseudoconcordante, discordante o por falla (Godoy *et al.*, 1999; Charrier *et al.*, 2002).

Dataciones radiométricas y fauna fósil de vertebrados le asignan una edad Eoceno superior-Mioceno inferior (e.g. Vergara & Drake, 1979; Charrier *et al.*, 1996; Gana & Wall, 1997; Sellés, 1999; Vergara *et al.*, 1999; Sellés & Gana, 2001; Fuentes *et al.*, 2002; Fuentes, 2004).

La Formación Abanico es equivalente con la Formación Coya-Machalí, definida por Klohn (1960) al este de Rancagua. Además, en territorio argentino se correlaciona con la Formación Molle de edad Oligoceno Superior (Sruoga *et al.*, 2000).

2.2.1.6. Formación Farellones (Klohn, 1960)

Fue definida por Klohn (1960), corresponde a una secuencia de lavas, tobas e ignimbritas con intercalaciones de brechas, siendo las primeras las que dominan en la unidad. Alternancias de rocas volcanoclásticas más finas, en tramos de 4 a 5 m, producen una marcada estratificación en la serie (Thiele, 1980). Hacia techo dominan niveles sedimentarios compuestos por areniscas, calizas y limolitas, asociados a un ambiente lacustre (Tapia, 2015). Tiene un espesor estimado en 2500 m, pero este parece aumentado con los numerosos mantos intrusivos y lacolitos que se intercalan en la secuencia (Thiele, 1980). Yace sobre la Formación Abanico entre los 32° y 35°S, este contacto es concordante y transicional, con amplias variaciones tanto norte-sur como este-oeste, en sectores observándose pseudoconcordante o discordante, dependiendo de la reactivación de fallas asociadas a la inversión de la Cuenca de Abanico (Godoy *et al.*, 1999; Charrier *et al.*, 2002). Se le asigna una edad Mioceno de acuerdo a dataciones radiométricas disponibles (e.g. Vergara & Drake, 1978; Aguirre *et al.*, 2000; Fuentes, 2004).

Se puede correlacionar con las formaciones Hornitos (Región de Atacama) y Malla-Malla (Región del Biobío) en territorio chileno (Thiele, 1980). En Argentina es equivalente a las formaciones Pircala-Coihueco, Contreras, Conglomerado Tunuyán, Palomares, Butaló y Agua de Piedra (Thiele, 1980; Giambiagi *et al.*, 2001).

2.2.2. Rocas Intrusivas

En la zona se encuentran algunos diques y *sills* hipoabisales que intruyen a las formaciones Río Damas y Lo Valdés. Además, de un *stock* granítico de unos 500 m² (Calderón, 2008).

2.2.2.1. Intrusivo Baños Morales (Calderón, 2008)

El *stock* de Baños Morales aflora justo al norte de la localidad del mismo nombre y se asocia con un plutón granítico de color amarillo ubicado al sur del refugio de Lo Valdés, al norte de la Remoción de Las Amarillas. Está en contacto por falla con las lavas andesíticas y brechas volcánicas del techo de la Unidad Abanico Negro (Calderón, 2008).

Por su distribución areal se podría correlacionar con el Intrusivo Valle del Morado, pero a diferencia de aquel, el intrusivo Baños Morales parece afectar a las rocas de la Unidad Abanico Negro provocando metamorfismo de contacto (Calderón, 2008).

Este intrusivo se encuentra muy alterado y no se disponen de edades.

2.2.2.2. Diques Hipabisales

En la zona de estudio 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 (Calderón, 2008).

2.3. ESTRUCTURAS Y DOMINIOS ESTRUCTURALES

En el sector comprendido entre los ríos Volcán y Yeso, se observan rocas de la Formación Abanico afectadas por fallas y pliegues con vergencia al oeste, por el contrario, las unidades mesozoicas se encuentran perturbadas por una serie de fallas y pliegues con vergencia al este (Fock, 2005).

Según Fock (2005), la mayor estructura reconocida en la zona es la Falla El Diablo, que corresponde a un corrimiento inverso con orientación NNE-SSW y vergencia al este, que pone en contacto a la Unidad Cerro Retumbadero con la Formación Lo Valdés en el sector del Cajón de Lo Valdés y Quebrada Los Lunes (Figura 2.3A). Además, cabalga a la Formación Colimapu sobre sí misma y sobre la Formación Lo Valdés en el sector Cerro Mesón Alto-Loma Larga (Figura 2.3B). Calderón (2008), señala que esta coloca en contacto las calizas de la Formación Lo Valdés con las lavas y brechas de la Unidad Abanico Negro, al NE de la localidad de Baños Morales.

La Falla El Diablo sería la continuación hacia el norte del Corrimiento El Fierro, descrito por Godoy (1991) al sur de los 34°S. Esta habría actuado como una falla normal de borde de cuenca en el Eoceno tardío-Mioceno medio, controlando la deposición de materiales volcánicos y sedimentarios de la Formación Abanico. Luego, fue reactivado de modo inverso durante un importante episodio de contracción tectónica y elevada presión de fluidos inducida por la circulación de magmas, que tuvo lugar en el Mioceno tardío. El hecho de que las rocas del bloque alzado sean más jóvenes que las del bloque yacente, permite inferir un movimiento normal previo de magnitud mayor a la del movimiento inverso que le sucedió (Piquer *et al.*, 2010).

La Falla El Diablo se ubica en el límite entre la Cordillera Principal Occidental y Oriental, correspondiendo a la estructura más occidental de la Faja Plegada y Corrida del Aconcagua, marcando un cambio de estilo y vergencia de la deformación, con un control importante en el desarrollo del orógeno (Fock, 2005; Farías *et al.*, 2010).

Las rocas que afloran en el valle del Río Volcán se encuentran en el inicio de la Faja Plegada y Corrida del Aconcagua, en un complejo escenario de plegamiento y sobreescorrimento hacia el

este, lo que define un manteo subvertical de los estratos. Se enmarcan dentro del Dominio Estructural IV definido por Fock (2005).

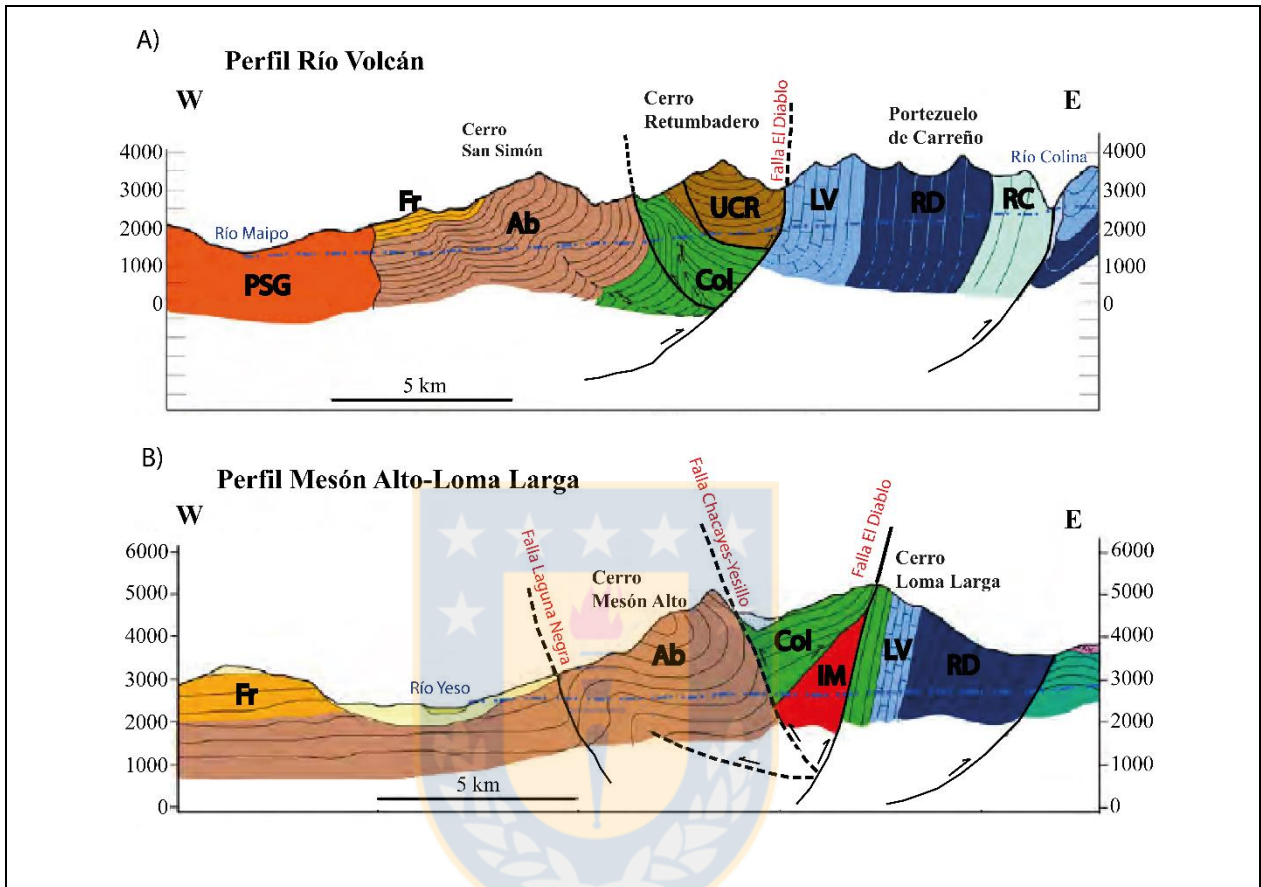


Figura 2.3: Perfiles estructurales de la zona de estudio. A) Perfil Río Volcán; B) Perfil Mesón Alto-Loma Larga. Modificado de Fock (2005). RC = Formación Río Colina; RD = Formación Río Damas; LV = Formación Lo Valdés; Col = Formación Colimapu; UCR = Unidad Cerro Retumbadero; Ab = Formación Abanico; Fr = Formación Farellones; PSG = Plutón San Gabriel; IM = Intrusivos del Mioceno Superior. Escritas en rojo se muestran las fallas principales que cortan las unidades de la zona.

En la zona estudiada, las capas aflorantes en la ladera norte del valle del Río Volcán tienen una dirección de N20°E y manteos entre 70-75°NW.

2.4. TRABAJOS ANTERIORES

A continuación, se entrega una revisión de los trabajos realizados que hacen referencia a la Formación Lo Valdés y la Unidad Abanico Negro (Unidad Cerro Retumbadero), las cuales

corresponden al objetivo de estudio. Además, se muestran los principales artículos referentes a la Formación Río Damas, unidad que en el presente trabajo sólo fue estudiada en su sección superior.

2.4.1. Trabajos Estratigráficos y Sedimentológicos

Klohn (1960) estudia las formaciones sedimentarias y volcánicas de edades Mesozoico y Cenozoico en de la Cordillera de los Andes de Chile central. Definiendo de esta forma la Formación Río Damas, como una secuencia de sedimentos clásticos, finos y gruesos, con intercalaciones de potentes capas de rocas volcánicas, efusivas y piroclásticas, que tienen su mayor desarrollo en la zona del río del mismo nombre.

González (1963) levanta un perfil geológico en el valle del Río Volcán donde define a la Formación Lo Valdés como un conjunto sedimentario fosilífero constituido por tres miembros, de los cuales el inferior y superior son principalmente calcáreos fosilíferos y el miembro medio se compone de sedimentos clásticos con facies rítmicas regresivas.

Thiele (1980) publica el primer trabajo de carácter regional (Hoja de Santiago), en el que desarrolla la columna estratigráfica del Mesozoico y Cenozoico en la Cordillera Principal.

Hallam *et al.* (1986) realizan un análisis de las facies de la Formación Lo Valdés siguiendo lo hecho por Biró (1964, 1980), además de realizar la reconstrucción paleogeográfica de la cuenca andina durante el Mesozoico y Cenozoico en la zona, relacionando la sedimentación con cambios eustáticos del nivel del mar y la tectónica global.

Vicente (2006) analiza la paleogeografía de la cuenca jurásica andina para explicar la regresión del Jurásico Superior y los depósitos involucrados.

Calderón (2008) define la Unidad Abanico Negro que es equivalente a la Unidad Cerro Retumbadero (Fock, 2005). Esta se encuentra en contacto con la Formación Lo Valdés mediante la Falla El Diablo.

Aguirre *et al.* (2009) obtienen edades $16 \pm 1,2$ Ma y $18,5 \pm 0,6$ Ma por los métodos $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ en plagioclasas y U-Pb en circones, respectivamente, en lavas andesítico-basálticas que se encuentran en contacto tectónico directo con calizas de la Formación Lo Valdés en la ladera norte del valle del Río Volcán.

Calderón *et al.* (2009) definen informalmente la Unidad Baños Morales. Esta se encuentra en contacto con la Formación Colimapu mediante la Falla El Fierro en las cercanías del Cajón del Morado y con la Unidad Cerro Retumbadero por la Falla Baños Morales en el valle del Río Volcán.

Rossel *et al.* (2014) estudian el volcanismo del Jurásico Superior en las formaciones Río Damas-Tordillo. Además, mediante dataciones U-Pb en circones detríticos asignan una edad máxima de $146,4 \pm 4,4$ Ma para la sedimentación.

Salazar & Stinnesbeck (2015) redefinen de manera formal la Formación Lo Valdés separándola en dos: Formación Baños Morales (anteriormente miembro spilita) y Formación Lo Valdés (miembros Escalador, Placa Roja y Cantera).

2.4.2. Trabajos Paleontológicos

Biró (1964, 1980) divide la unidad en tres miembros; con predominancia volcánica (miembro spilita, en la base), siliciclástica (miembro arenisca) y calcárea (miembro calcáreo, en el techo). Además, establece ocho zonas faunísticas referidas principalmente a la presencia de ammonites. Estudió también el límite entre el Titoniano y Neocomiano, donde determina que la sedimentación fue continua sin presentar un cambio de facies evidente.

Salazar (2012) realiza una revisión detallada del contenido fosilífero en la Formación Lo Valdés, diferenciando 39 especies de ammonites. Efectúa un estudio bioestratigráfico donde determina la presencia de nueve biozonas integradas y correlacionadas entre las formaciones Baños del Flaco y Lo Valdés. Además, lleva a cabo un estudio estratigráfico secuencial donde reconoce 11 parasecuencias en la unidad, las que definen una secuencia deposicional.

2.4.3. Trabajos Tectónicos

Charrier *et al.* (1985) señalan que la deformación de las unidades mesozoicas y cenozoicas de Chile central se debe a esfuerzos de compresión coaxial repetidos que indujeron mecanismo de plegamiento del tipo deslizamiento por flexión.

Mpodozis & Ramos (1989) estudian el contexto tectónico durante el Mesozoico en Chile y Argentina. Dividen los sistemas de arcos-cuencas de trasarco en cinco segmentos de acuerdo a su respuesta a la deformación, encontrándose la zona de estudio en el Segmento C.

Charrier *et al.* (2002) revisan las evidencias de la extensión cenozoica y posterior inversión tectónica en los Andes Centrales del sur entre los 33° y 36°S. Consideran que la Falla El Fierro es la inversión de una falla normal de borde de cuenca.

Fock (2005) estudia la tectónica andina en Chile central entre los 33° y 34°S, definiendo cuatro dominios estructurales.

Farías *et al.* (2010) entregan características estructurales de la cordillera andina en Chile central y el oeste de Argentina mediante la integración de sismicidad e información geológica en superficie.

Tapia (2015) analiza la evolución estructural neógena y configuración actual de los Andes Centrales del sur entre los 34°45' y 35°30'S. Determina que la reactivación de estructuras previas, así como la formación de nuevas fallas que involucraron al basamento, desarrollaron un estilo estructural de piel gruesa que domina la región.

3. METODOLOGÍA Y PLAN DE TRABAJO

3.1. FUNDAMENTOS DE LA METODOLOGÍA

3.1.1. Estudios Sedimentológicos

Para determinar el ambiente de sedimentación donde se depositó una secuencia estratigráfica, es fundamental el análisis de facies sedimentarias. Este término 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.

La asociación de ambientes modernos con ambientes antiguos fue realizada por primera vez por Walther (1893 en Middleton, 1973), sugiriendo que la mayoría de las explicaciones genéticas para procesos antiguos son análogas a los procesos geológicos modernos. Así, se trata de aplicar la metodología actualista para llegar a conocer a partir de los medios sedimentarios actuales, las asociaciones de facies que los caracterizan y poder reconocerlos en materiales antiguos, definiendo “modelos de facies” (Walker, 1979).

Para definir facies en las unidades estudiadas se integraron los atributos litológicos, estructuras sedimentarias, fósiles y microfósiles. Luego, estas se compararon con aquellas que caracterizan un determinado modelo sedimentario, determinando así el ambiente de sedimentación al cual corresponden.

En este estudio el procedimiento empleado fue el siguiente:

- a) Se levantó una columna estratigráfica en la ladera norte del Río Volcán, la que integra el techo de la Formación Río Damas, las formaciones Baños Morales, Lo Valdés y los Estratos Cerro Rubillas. Se efectuó una descripción detallada de la litología, estructuras sedimentarias, fósiles y trazas fósiles.

- b) Se dibujaron las columnas estratigráficas (general y de detalle para cada unidad) con el software Adobe Illustrator CS6.
- c) Se analizaron cada uno de los tramos, con el objetivo de definir las diferentes facies sedimentarias, basándose en características litológicas, fosilíferas y estructuras sedimentarias.
- d) Se determinaron asociaciones de facies, agrupando facies genéticamente relacionadas. Estas se compararon con aquellas que caracterizan los diferentes modelos sedimentarios, definiendo así el ambiente de sedimentación que representan.

3.1.2. Estudio Estratigráfico Secuencial

La estratigrafía secuencial trata de diferenciar conjuntos de materiales sedimentarios que se forman como respuesta a cambios relativos del nivel del mar. El concepto analítico de la estratigrafía secuencial se refiere a la interpretación y modelización estratigráfica de las asociaciones de facies, elaborada a partir de datos de geología del subsuelo (suministrados por la estratigrafía sísmica) o de datos de observación en terreno, que permiten reconocer los límites de ciclos, y en su caso, las diferentes fracciones de un ciclo, a nivel de una cuenca sedimentaria (Vera, 1994). El objetivo básico consiste en el reconocimiento de unidades (conjuntos de estratos) limitadas por superficies que marquen un cambio en las condiciones genéticas que afecten al conjunto de la cuenca. A estas unidades se les denomina secuencias deposicionales y su reconocimiento es fundamental en todo análisis moderno de cuencas (Vera, 1994).

Se define como secuencia deposicional a una parte de una sucesión estratigráfica relativamente concordante, de estratos genéticamente relacionados, cuya base y techo son discontinuidades (superficies de límite de secuencia), formadas durante una regresión forzada (Mitchum, 1977). En cada secuencia deposicional se establecen subdivisiones como: parasecuencias (rango menor) y cortejos sedimentarios (rango mayor).

Según Vera (1994), una parasecuencia es una sucesión relativamente concordante de estratos o conjuntos de estratos limitada por superficies de inundación marina. Brown & Fisher (1977), usaron por primera vez el término de cortejo sedimentario para denominar al conjunto de sistemas deposicionales contemporáneos y formados bajo las mismas condiciones del nivel del mar.

De acuerdo a Vail *et al.* (1984), los parámetros que se utilizan para la clasificación y sistematización de las secuencias deposicionales son: a) los cambios relativos del solapamiento costero, que expresan las subidas relativas del nivel del mar; b) la localización de las líneas de costas que indican los episodios transgresivos o regresivos; c) la localización de superficies de biselamiento basal y la existencia, en relación con las mismas, de secciones condensadas.

En el presente trabajo se realizó un análisis estratigráfico secuencial para las Formaciones Baños Morales y Lo Valdés, reconociéndose las secuencias deposicionales presentes, y las diferentes parasecuencias y cortejos sedimentarios que las conforman.

3.1.3. Estudios Petrográficos

Para poder caracterizar con mayor precisión las diferentes litologías que conforman las unidades analizadas, 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. En el caso de las rocas sedimentarias, tienen la finalidad de mostrar microfósiles no perceptibles con lupa.

La descripción de láminas delgadas se efectuó por medio de microscopios Zeiss Standard y Olympus BX 41, pertenecientes al Departamento Ciencias de la Tierra de la Universidad de Concepción. Se estudiaron 48 cortes transparentes: 6 de la Formación Río Damas, 18 de la Formación Baños Morales, 11 de la Formación Lo Valdés y 13 de los Estratos Cerro Rubillas.

3.2. PLAN DE TRABAJO

3.2.1. Etapa Pre-terreno

Esta consistió en la recopilación y revisión de los antecedentes bibliográficos y mapas geológicos de la zona de estudio, colocando énfasis en los estudios sedimentológicos previos de las diferentes unidades que afloran en el área, y además, en las relaciones de contacto entre las secuencias mesozoicas y cenozoicas en el sector.

3.2.2. Etapa de Terreno

Se llevó a cabo en 2 campañas:

- a) La primera campaña se realizó en enero de 2014 y consistió en 15 días de trabajo en la ladera norte del Río Volcán, al este de la localidad de Baños Morales. Se levantó una sección estratigráfica que incluyó el techo de la Formación Río Damas, las formaciones Baños Morales, Lo Valdés y los Estratos Cerro Rubillas. Se prestó especial atención en realizar una descripción detallada de las facies presentes para el posterior análisis sedimentológico de estas. Se extrajeron 48 muestras para estudio petrológico de las unidades y 5 para geocronología U-Pb en circones detríticos (estudio que no será incluido en el presente trabajo).
- b) La segunda campaña se realizó en octubre de 2014. Sirvió para complementar estudios sedimentológicos de la zona de trabajo, además, se extrajeron otras 5 muestras para geocronología U-Pb en circones detríticos.

3.2.3. Etapa Post-terreno

Las muestras seleccionadas para láminas delgadas fueron enviadas al laboratorio correspondiente en el Departamento Ciencias de la Tierra de la Universidad de Concepción.

Posteriormente, a partir del conjunto de datos recopilados, se procedió al siguiente trabajo de gabinete:

- a) Análisis de facies e interpretación del ambiente de sedimentación de las unidades estudiadas.
- b) Descripción de secciones de rocas en láminas delgadas.
- c) Dibujo de columnas, mapas y figuras.
- d) Correlación de las formaciones estudiadas con depósitos de edades similares en el resto de Chile y Argentina.
- e) Análisis de contexto tectónico en el que se depositaron las secuencias presentes en el área de estudio.



4. ESTRATIGRAFÍA Y SEDIMENTOLOGÍA

4.1. GENERALIDADES

Para llevar a cabo el análisis de facies y posterior interpretación del ambiente de sedimentación de las formaciones Baños Morales, Lo Valdés y los Estratos Cerro Rubillas, se levantó una columna de detalle (Figura 4.1) en la ladera norte del valle del Río Volcán, 3 km al este de la localidad de Baños Morales. La disposición subvertical de los estratos permite una descripción detallada de los mismos, lo que contrasta con el difícil acceso a ciertos afloramientos producto del material fragmentado en abanicos aluviales, frecuentes en el área de trabajo. Con la información recopilada se realiza la descripción e interpretación de las facies observadas, para finalmente mediante la determinación de sus asociaciones llegar a definir su ambiente de sedimentación (Capítulo 6).

Para efectos del análisis sedimentológico se consideró la redefinición realizada por Salazar & Stinnesbeck (2015), quienes dividieron la Formación Lo Valdés, definida por González (1963), en dos nuevas unidades: Formación Baños Morales y Formación Lo Valdés.

4.2. ESTRATIGRAFÍA LOCAL

4.2.1. Formación Baños Morales

4.2.1.1. Definición y relaciones de contacto

Definida por Salazar & Stinnesbeck (2015), reemplaza al miembro "*Spilitas*" de la Formación Lo Valdés. Es una unidad predominantemente volcánica formada por andesitas porfídicas, intercaladas con cuatro niveles sedimentarios de espesores métricos, las que consisten en rocas calcáreas y siliciclástica de grano medio a grueso. Su localidad tipo, se ubica al sur del poblado de Baños Morales, en la ladera sur del valle del Río Volcán. En este lugar, alcanza un espesor de 760 m. Es dividida en dos miembros: La Cuesta (inferior) y Placa Verde (superior).

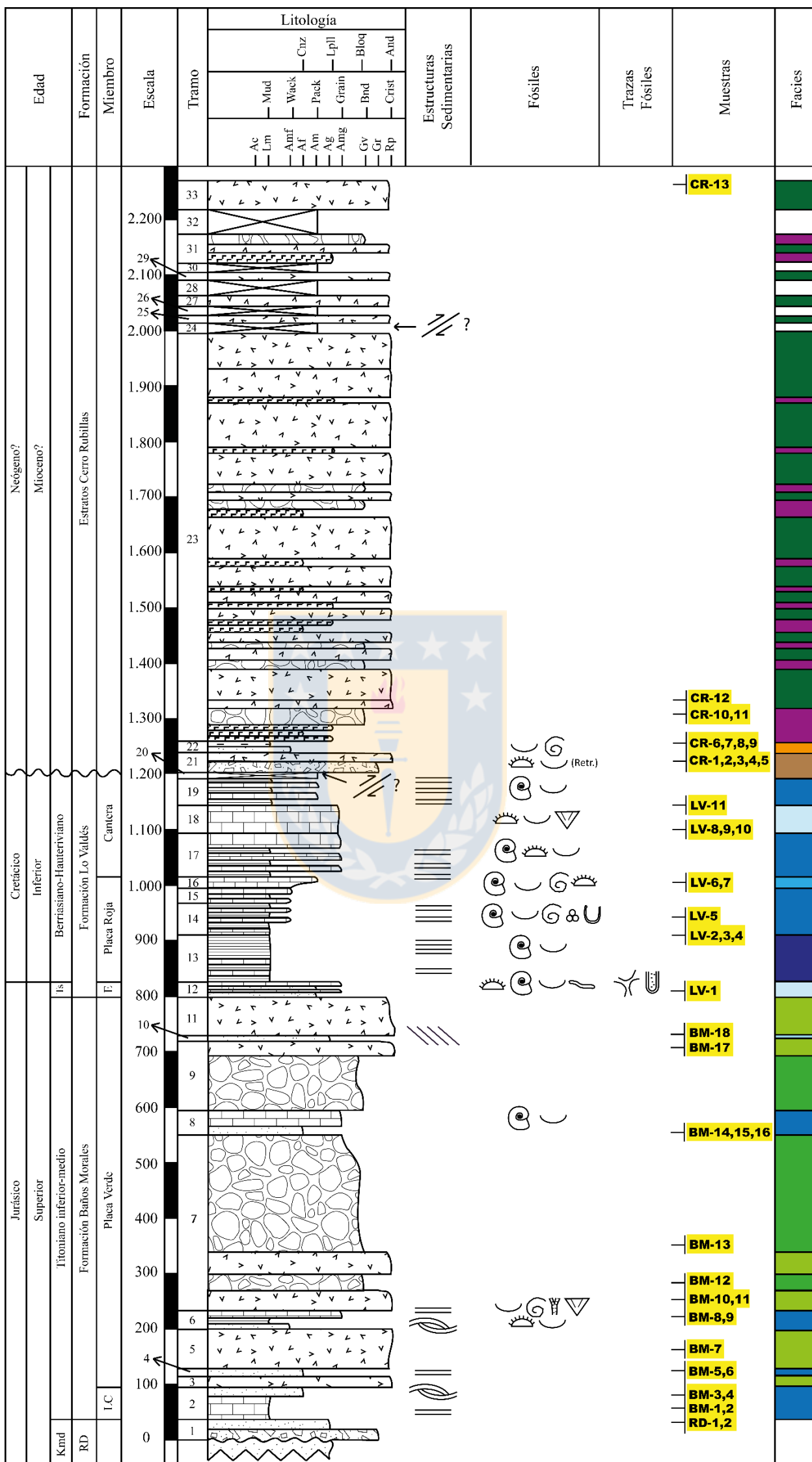
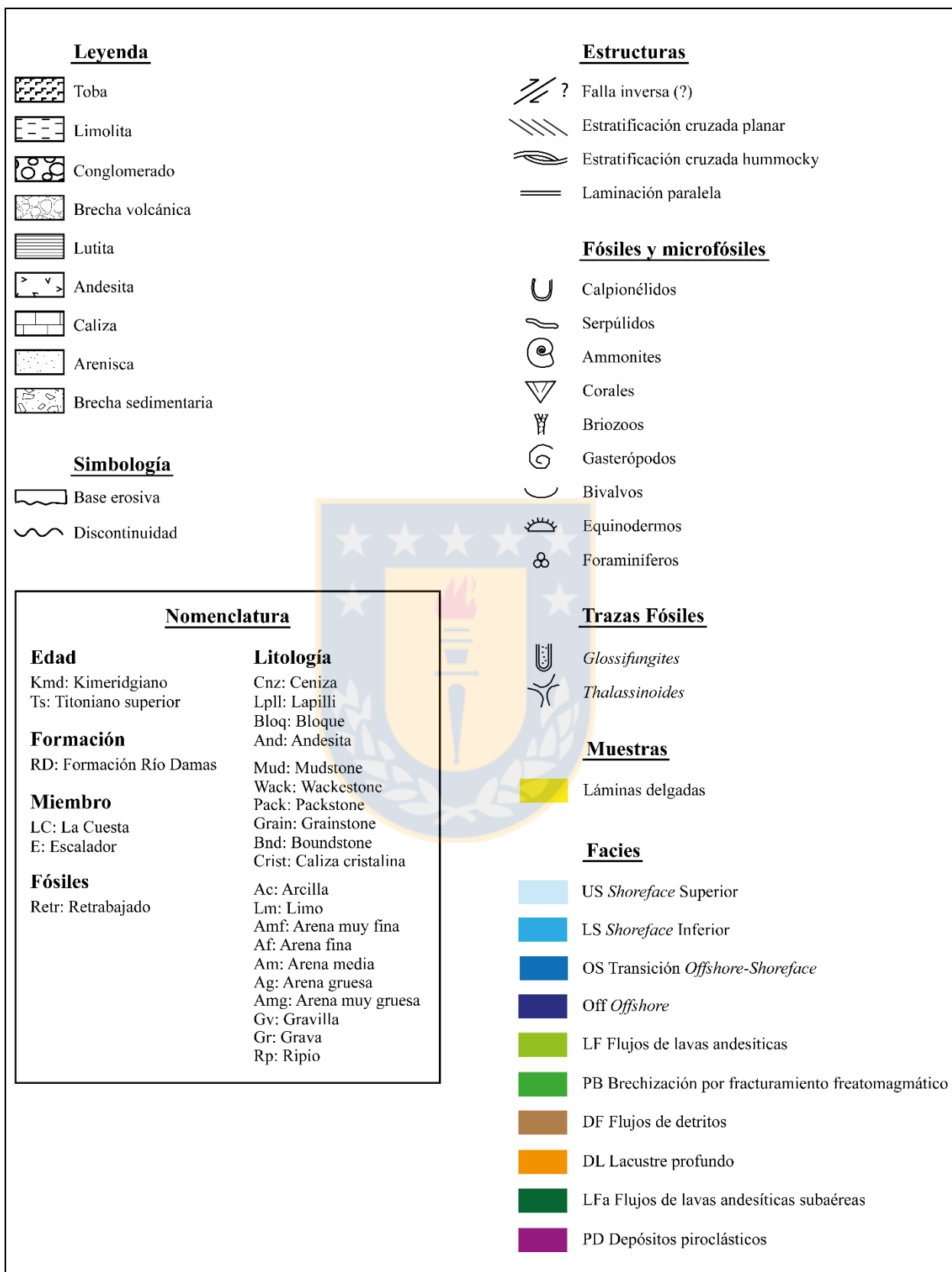


Figura 4.1: Columna estratigráfica ladera norte del valle del Río Volcán.



Continuación Figura 4.1. Leyenda y simbología, columna estratigráfica ladera norte del valle del Río Volcán.

Las andesitas poseen fenocristales de plagioclasas (0,4-50 mm) y hornblendas (0,4-3 mm); se reconocen niveles brechosos y posibles estructuras almohadilladas (?). Las brechas volcánicas clasto-soportadas, mal seleccionadas, se encuentran formadas por clastos angulosos de andesitas (coloración rojiza) de tamaños decimétricos a centimétricos y una matriz verdosa muy alterada.

Los niveles sedimentarios se encuentran compuestos por calizas, calizas limosas, calizas arenosas, areniscas calcáreas de grano fino, y ocasionalmente, areniscas conglomerádicas y areniscas de grano muy grueso. Se observa laminación paralela en calizas limosas-arenosas, estratificación cruzada *hummocky* en areniscas calcáreas y estratificación cruzada planar en areniscas conglomerádicas. Además, es común la presencia de fósiles de ammonites, bivalvos (*ostrea* sp. y *trigonia* sp.), gasterópodos, briozoos y corales; con concentración de estos en las calizas.

La Formación Baños Morales, sobreyace a la Formación Río Damas en concordancia y subyace a la Formación Lo Valdés en la misma condición.

4.2.2. Formación Lo Valdés

4.2.1.1. Definición y relaciones de contacto

La Formación Lo Valdés, de acuerdo a la redefinición de Salazar & Stinnesbeck (2015), es una sucesión sedimentaria que consiste en areniscas, areniscas calcáreas, limolitas, limolitas calcáreas, calizas arenosas, calizas limosas y calizas. Su localidad tipo corresponde al sitio determinado por González (1963), a lo largo de la ladera sur del Río Volcán en el Cerro Catedral, en este sitio alcanza un espesor de 539 m. Se divide en tres miembros, los que de base a techo son: Miembro Escalador, Placa Roja y Cantera.

En el área de estudio, está compuesta por areniscas calcáreas, calizas, calizas arenosas, calizas limosas, lutitas calcáreas y lutitas bituminosas, alcanzando una potencia de 400 m (Figura 4.3).

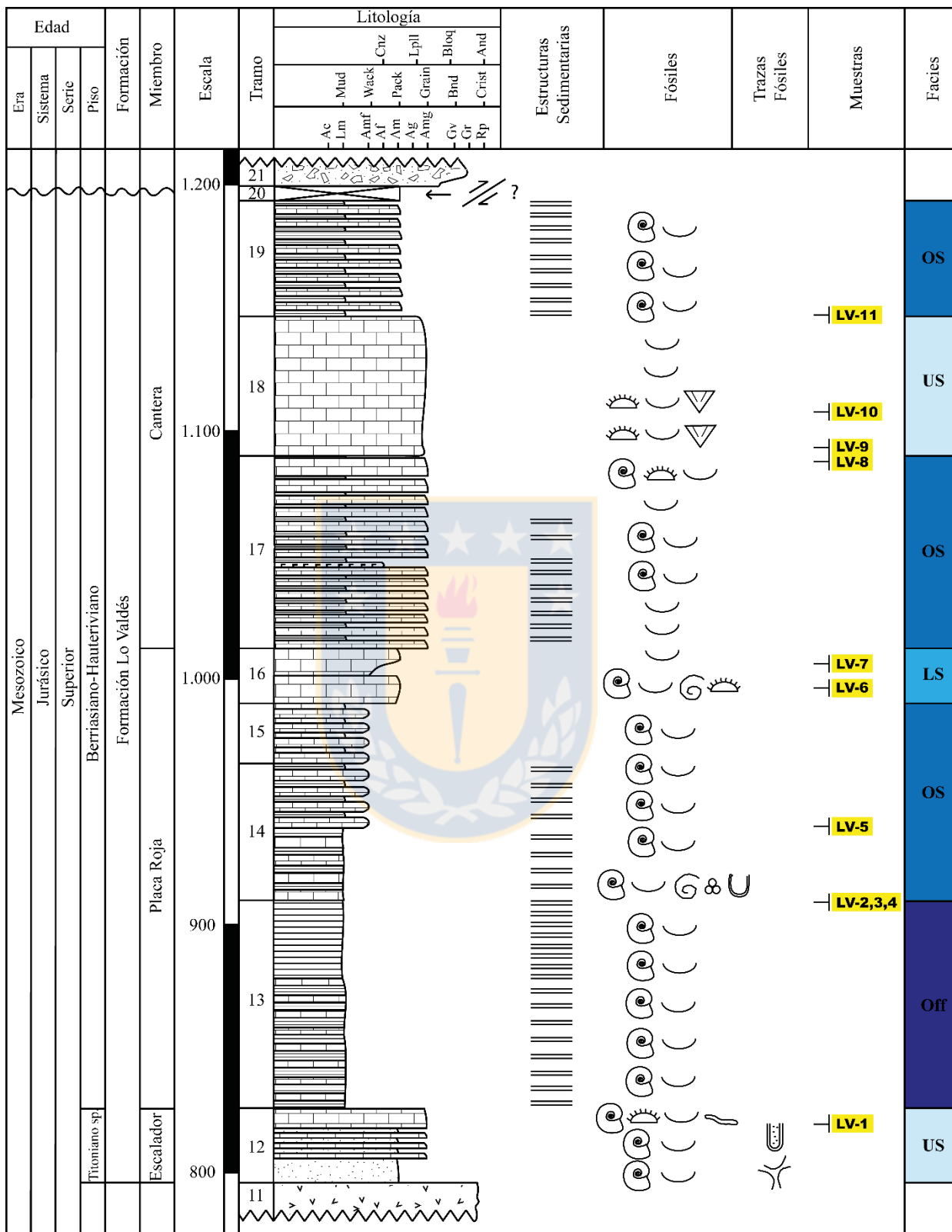


Figura 4.3: Columna estratigráfica Formación Lo Valdés (detalle), ladera norte del valle del Río Volcán.

Las calizas están compuestas por intraclastos, oolitas, calciesferas, granos terrígenos (~5%; plagioclasas y líticos de andesitas) y fragmentos fósiles de *ostrea* sp., ammonites, gasterópodos, equinodermos y corales. Las lutitas bituminosas y lutitas calcáreas presentan laminación paralela, pirita diseminada y abundante materia orgánica. Además, se observan fósiles de ammonites, bivalvos (valvas juntas), gasterópodos y microfósiles de foraminíferos bentónicos en estas últimas litologías.

En la base de la unidad, se identifica traza fósil de *thalassinoides* y posible icnofacies de *glossifungites* (?) en areniscas calcáreas.

En el valle del Río Volcán, la Formación Lo Valdés sobreyace a la Formación Baños Morales e infrayace a los Estratos Cerro Rubillas, en ambos casos el contacto es concordante.

4.2.3. Estratos Cerro Rubillas

4.2.1.1. Definición y relaciones de contacto

Se define la unidad informal Estratos Cerro Rubillas para designar a la secuencia de rocas volcánicas y volcanoclásticas que afloran en el cerro de igual nombre. Corresponden a andesitas porfídicas y afaníticas, intercaladas con brechas volcánicas, tobas de ceniza y lapilli, reconociéndose niveles sedimentarios en los metros iniciales compuestos por conglomerados, brechas y alternancia rítmica de limolitas y areniscas limosas de grano medio (Figura 4.4). En la ladera norte del valle del Río Volcán alcanza un espesor de al menos 1.063 m, ya que, no es posible reconocer el techo de la unidad. Al no existir certeza de que esta secuencia corresponda a la base de las formaciones Abanico o Farellones, para efectos de este trabajo, se designó el nombre anteriormente señalado.

Como se mencionó previamente, en la sección basal de los Estratos Cerro Rubillas se aprecian dos niveles sedimentarios: el primero formado por estratos métricos de conglomerados y brechas y el restante por una alternancia rítmica de capas centimétricas de limolitas y areniscas limosas de grano medio.

Las brechas y conglomerados varían de matriz- a clasto-soportadas, moderada a mala selección, con clastos de calizas limosas y plagioclasas que fluctúan entre los 5-200 mm, rodeados de una matriz formada por plagioclasas y arcillas; presentan fósiles rotos y redondeados de bivalvos y equinodermos.

La alternancia rítmica de capas centimétricas de limolitas y areniscas limosas de grano medio se presenta en un tramo de 11 m de potencia, en el cual, además, son apreciables ciertos niveles tobáceos de color verdosos. Las areniscas limosas de grano medio están formadas por granos angulosos (0,1-1 mm) de plagioclasas, cuarzo y líticos andesíticos, rodeados de una matriz limosa. Se registran fósiles de gasterópodos y bivalvos en limolitas.

La unidad está compuesta predominantemente por andesitas porfídicas y afáníticas, intercaladas con brechas volcánicas, tobas de ceniza y lapilli. Las andesitas en su mayoría exhiben fenocristales de plagioclasas (0,5-2 mm) y en menor medida de piroxenos (0,4-1 mm), con una masa fundamental compuesta por microlitos de plagioclasas, clinopiroxenos y minerales opacos; presentan espesores métricos en toda la secuencia. Las intercalaciones volcanoclásticas alcanzan potencias entre 10-60 m, formadas por capas decimétricas (10-30 cm) de tobas (ceniza y lapilli) y brechas volcánicas. Las tobas de ceniza tienen una coloración verde manzana, mientras que las de lapilli y brechas tienen una coloración gris rojiza. Composicionalmente las tobas se clasifican como cristalinas, donde predomina la presencia de cristales rotos de plagioclasas (40-46%), minerales opacos (3-4%) y ceniza volcánica (8%); además, se reconocen tobas líticas formadas por 70-80% de fragmentos andesíticos. Por su parte las brechas varían de matriz- a clasto-soportadas, constituidas por clastos de andesitas (20-100 mm) rodeados de una matriz verdosa.

Se observa una intensa alteración hidrotermal (epidota y clorita) en los 250 m finales de la secuencia, lo que oblitera la textura original de la roca.

Los Estratos Cerro Rubillas, sobreyacen en aparente paraconformidad a la Formación Lo Valdés. Fock *et al.* (2006), señalan que este contacto forma parte del sistema de falla El Diablo-El Fierro. Debido a la escasez de afloramientos al acercarse a la Quebrada Morales, fue imposible observar el contacto de techo de esta unidad.

4.3. ANÁLISIS DE FACIES

4.3.1. Formación Baños Morales

4.3.1.1. Alternancia entre calizas limosas/arenosas y areniscas calcáreas de grano fino

Estas facies se presentan en los tramos 2, 4, 6 y 8 de la columna de la ladera norte del valle del Río Volcán. Corresponden a calizas limosas grises (mudstone) que varían a calizas arenosas grises (wackestone, packstone y grainstone), intercaladas con areniscas calcáreas gris verdosas de grano fino, bien seleccionadas (Figura 4.5).



Figura 4.5: Alternancia entre calizas limosas (capas oscuras) y areniscas calcáreas de grano fino (capas claras).

Los espesores de las litologías son decimétricos, particularmente, en el tramo 2 se observa una secuencia estratodecreciente con espesores que fluctúan desde métricos (38 m) a decimétricos para las calizas, y estratocreciente con potencias que alcanzan los 10 m en areniscas. Presentan laminación paralela, además, se observa estratificación cruzada *hummocky* (Figura 4.6) en areniscas de los niveles superiores del tramo 2 y en calizas del tramo 6. Ocasionalmente se

reconocen niveles centimétricos de lutitas gris oscuras con bandas de pirita, hacia techo del tramo 6.



Figura 4.6: Estratificación cruzada *hummocky* en areniscas calcáreas de grano fino.

Las areniscas calcáreas muestran buena selección y están compuestas principalmente por cristales de plagioclasa y líticos de andesitas con tamaños de grano de 0,2 mm, además, tienen una proporción importante (~20%) de componentes alloquímicos (oolitos). Mientras que las calizas están compuestas por intraclastos, oolitos, calciesferas, fragmentos de bivalvos (*ostrea* sp. y *trigonia* sp.), ammonites, gasterópodos, briozoos y corales. El contacto entre capas es plano y neto.

4.3.1.1.1. Interpretación

Estas facies sugieren una sedimentación en la zona de rampa media (transicional *offshore-shoreface* inferior) en un ambiente marino costero mixto, es decir, la zona comprendida entre el nivel basal del oleaje en tiempo normal y el del oleaje de tormentas.

La sedimentación fina, limos y fango calcáreo, es producida principalmente por decantación en ambientes de baja energía en la zona de rampa externa. La presencia de materia orgánica y pirita evidencia condiciones subóxicas o anóxicas (Spalletti *et al.*, 2000).

Las areniscas de grano fino, bien seleccionadas, y las calizas arenosas, fueron depositadas durante eventos de tormentas, lo que se ratifica con la presencia de estratificación cruzada *hummocky* (HCS). Esta estructura, común en ambiente de rampa media o transicional *offshore-shoreface* inferior, es producida por la acción de olas de tormenta (Posamentier & Walker, 2006). HCS se usa ampliamente como un indicador de ambientes de *shoreface* inferior (rampa interna), sin embargo, dado que las olas de tormenta pueden arrastrar sedimentos de arena fina a más de 100 m de profundidad, estas estructuras pueden aparecer evidentemente en zonas de plataforma (Porter-Smith *et al.*, 2004). Fragmentos de bivalvos evidencian estos episodios de alta energía.

4.3.1.2. Andesitas porfídicas con fenocristales de plagioclasas y hornblendas

Esta facies se presenta en los tramos 3, 5, 7, 9 y 11. Consiste en andesitas porfídicas con fenocristales de plagioclasa (~0,4-50 mm) y hornblenda (~0,4-3 mm). La masa fundamental está compuesta por microlitos de plagioclasa, anfíbol y vidrio volcánico. Tienen coloración gris verdosa a gris parda en roca fresca. Se observan posibles estructuras almohadilladas (?) hacia techo de los tramos 3, 7, 9 y 11 (Figura 4.7). Además, en el tramo 3 se reconoce un estrato de 2 m de potencia de arenisca calcárea verdosa de grano medio (0,3 mm), bien seleccionada y con laminación paralela; y en el tramo 7, un nivel de areniscas pardas de 1 m de espesor que exhibe estratificación cruzada *hummocky*. En el techo del tramo 11, se reconocen dos diques de arena de 5 y 20 cm de potencia que cortan a las andesitas, los que se adelgazan al alejarse del contacto hasta desaparecer. Se reconocen niveles brechosos en los bordes de los estratos de andesitas, donde clastos angulosos y centimétricos de estas litologías se encuentran rodeados de una matriz arenosa y cemento calcáreo.

El contacto entre las volcanitas y las facies que las limitan es neto e irregular, el que cambia a difuso al encontrarse en contacto con brechas volcánicas.

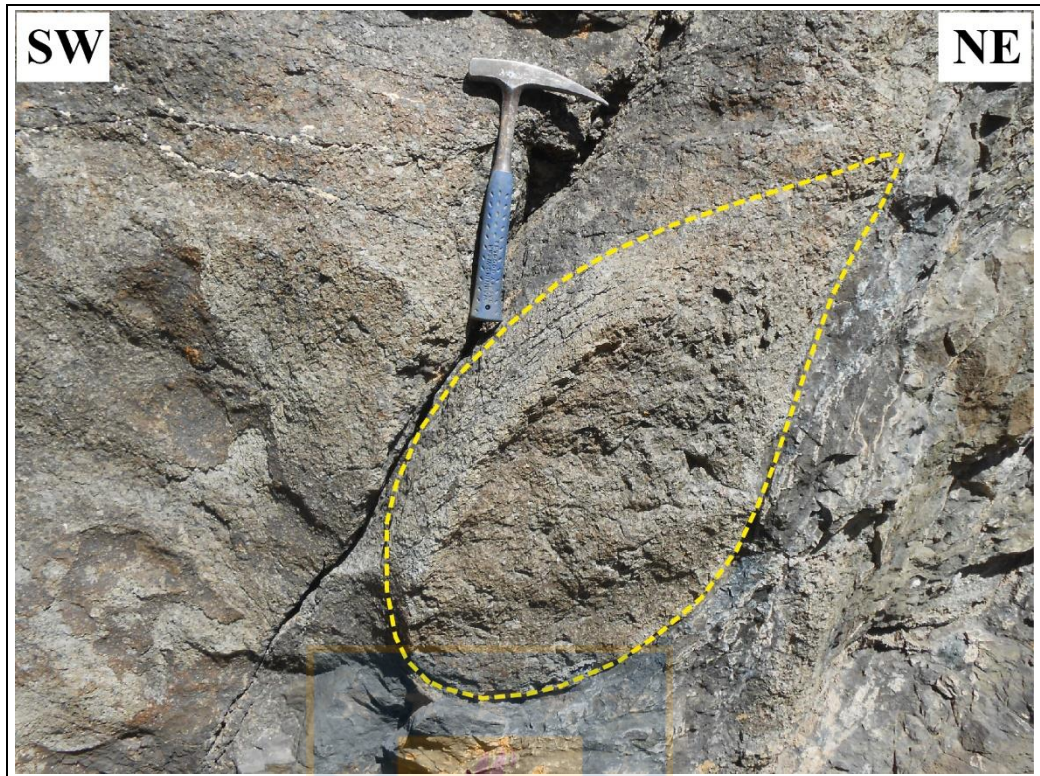


Figura 4.7: Estructuras almohadilladas (?) en andesitas porfídicas.

4.3.1.2.1. Interpretación

Estas facies corresponden a flujos de lavas andesíticas, evidenciado en las superficies erosivas generadas entre la base de una colada y el techo de la colada o nivel sedimentario que la precede. Los niveles brechosos observados en los bordes de las mismas, se generan mediante el proceso de autobrechización.

La autobrechización se produce cuando una lava viscosa continúa fluyendo durante su enfriamiento, o si la corteza viscosa rígida se mueve por el flujo continuo del interior de la lava. Esta se deforma y puede estirarse plásticamente y romperse en bloques, o pueden fracturarse de manera frágil si la viscosidad y la velocidad de deformación son lo suficientemente altas (MacDonald 1972). Los bloques pueden caer libremente, o pueden estar encerrados en lavas no fragmentadas (Cas & Wright, 1987).

La formación de lavas en almohadillas se considera la característica más distintiva de los flujos de lavas depositados bajo el agua, por lo que se sugiere el avance e ingreso de las coladas

andesíticas en el borde de una cuenca con sedimentación marina. Cas & Wright (1987), señalan que lavas submarinas con estructuras almohadilladas están íntimamente asociadas con flujos de coladas laminares. Estudios anteriores documentan la presencia de este tipo de estructuras (e.g. Biró 1960, 1984; Salazar, 2012; Salazar & Stinnesbeck, 2015), sin embargo, al no encontrarse totalmente desarrolladas y de forma continua en toda la secuencia se deja abierta la posibilidad de que no correspondan a lavas almohadilladas y sólo se deban a procesos de meteorización y erosión de las coladas.

4.3.1.3. Brechas volcánicas

Esta facies se manifiesta en los tramos 7 y 9. Corresponde a brechas volcánicas clasto-soportadas, mal seleccionadas, formadas por clastos andesíticos decimétricos a centimétricos, angulosos y de coloración rojiza, los que se encuentran rodeados de una matriz verdosa fuertemente alterada y que composicionalmente también corresponde a andesita (Figura 4.8). Se observan cavidades rellenas de cuarzo, piritas oxidadas, dendritas de manganeso, epidota y crisocola. El contacto con las volcanitas que las limitan es difuso.



Figura 4.8: Brechas volcánicas con clastos andesíticos.

4.3.1.3.1. Interpretación

Las brechas volcánicas observadas sugieren un origen por fracturamiento freatomagmático. La interacción entre lava y agua produce lo que comúnmente se denomina actividad hidrovulcánica, y produce una gama de productos volcanoclásticos. El flujo de lava caliente en una masa de agua o en sedimentos saturados de agua puede producir actividad explosiva local, ya que, el agua atrapada se sobrecalienta y se expande rápidamente. En este caso, la fragmentación de la lava puede deberse a una combinación de explosiones freatomagmáticas locales (Schmincke, 1967).

El agua podría provenir de una fuente subterránea o un cuerpo de agua superficial (por ejemplo, una laguna o agua de mar). El efecto inmediato es causar sobrecalentamiento, ebullición, volatilización, acumulación de presión de gas del agua externa y, además, permitir la liberación de la presión de confinamiento y expansión explosiva del gas producido. Con esto, la energía térmica de la lava se transfiere a energía mecánica que impulsa la explosión. La intensidad de la actividad está controlada por el agua: razón de masa de lava y cantidad de agua sobrecalentada (Wohletz & Sheridan, 1983; Cas & Wright, 1987). La fragmentación probablemente ocurre como función tanto del enfriamiento como de la actividad explosiva, mientras que, el enfriamiento se produce como consecuencia del contacto entre la lava y cuerpos de agua más fríos, vapor, detritos y rocas (Cas & Wright, 1987).

Se descarta la opción de que correspondan a brechas sedimentarias, porque en su matriz no se observa material terrígeno ni un cemento que entregue soporte a la roca. También, se desecha la opción de que sean brechas volcánicas con origen piroclástico, ya que, en su matriz debería observarse ceniza y vidrio volcánico, y posiblemente alguna estructura de flujo (si se tratase de una colada u oleada piroclástica).

4.3.1.4. Alternancia entre areniscas conglomerádicas y areniscas de grano muy grueso

Esta facies se presenta exclusivamente en el tramo 10 y consiste en areniscas conglomerádicas gris verdosas, matriz-soportada, moderada selección, con clastos redondeados a

subredondeados de andesitas que fluctúan entre los 5-10 mm y una matriz arenosa de grano muy grueso. El espesor de las capas varía desde métricos (4 m) a centimétricos. Intercaladas a estas y dominantes hacia techo del tramo, se distinguen areniscas (arcosas) gris verdosas de grano muy grueso, con buena selección y espesores decimétricos. Presentan estratificación cruzada planar (Figura 4.9). El contacto entre areniscas conglomerádicas y areniscas es difuso, mientras que con las volcanitas que las subyacen es neto e irregular.



Figura 4.9: Estratificación cruzada planar (ECP) en areniscas conglomerádicas. Plano de estratificación (rojo); ECP (amarillo).

4.3.1.4.1. Interpretación

Facies de *shoreface* superior, evidenciado por la presencia de areniscas de grano muy grueso, bien seleccionados y redondeados, lo que sugiere una sedimentación en un ambiente de alta energía y constante retrabajo por acción del oleaje. Según Posamentier & Walker (2006), generalmente el sedimento más grueso se encuentra en la parte superior del *shoreface*, que corresponde al sector más energético del sistema, fuertemente modelado por acción de las olas y las corrientes a lo largo de la costa y de retorno (*rip*). Lo anterior, se confirma con la ocurrencia de estratificación cruzada planar, estructura sedimentaria típica de alto régimen energético.

Los niveles conglomerádicos indican sedimentación de muy alta energía durante eventos de tormentas. Posamentier & Walker (2006), señalan que es frecuente encontrar niveles con gravas en areniscas cercanas a la costa durante este tipo de eventos.

4.3.2. Formación Lo Valdés

4.3.2.1. Alternancia entre areniscas calcáreas de grano medio a grueso y calizas arenosas

Facies apreciable en el tramo 12 y consiste en areniscas calcáreas de grano medio a grueso y bien seleccionadas, que se intercalan con calizas arenosas gris pardas (grainstone), compuestas por intraclastos, oolitos, calciesferas, granos terrígenos (plagioclasas principalmente) y abundantes bioclastos. Las areniscas calcáreas muestran una tendencia estratodecreciente, con espesores que varían desde métricos (10 m) a decimétricos, mientras que las calizas arenosas, por el contrario, corresponden a una secuencia estratocreciente, alcanzando potencias métricas (8 m) hacia final del tramo. La fauna fósil está representada por fragmentos de bivalvos, ammonites, equinodermos y serpúlidos (Figura 4.10). Estos están presentes en toda la secuencia, sin embargo, son más abundantes hacia techo del tramo, lugar donde existe una gran acumulación de bivalvos (valvas rotas) y ammonites. Además, se registra la presencia de traza fósil de *thalassinoides* (Figura 4.11A) en areniscas calcáreas cercanas a la base del tramo, y la icnofacies de *glossifungites* (?) (Figura 4.11B) en areniscas calcáreas cercanas al techo del mismo. El contacto entre estratos es neto y plano.

4.3.2.1.1. Interpretación

Estas facies se depositaron en un ambiente marino costero de alta a moderada energía. La presencia de areniscas calcáreas bien seleccionadas de grano medio a grueso y abundantes fósiles de bivalvos con valvas rotas, sugiere una sedimentación en la zona de *shoreface* superior, donde fueron constantemente reabajados por acción del oleaje. Lo anterior se confirma con la presencia de oolitos en calizas arenosas, los cuales para su formación necesitan ambientes de alta energía, como playas, donde la constante agitación del oleaje permite la precipitación de carbonato de calcio

alrededor de un núcleo, condiciones que se dan en la zona de *shoreface* (Flügel, 2004), en aguas cálidas o entornos tropicales (Kiessling *et al.*, 2002).

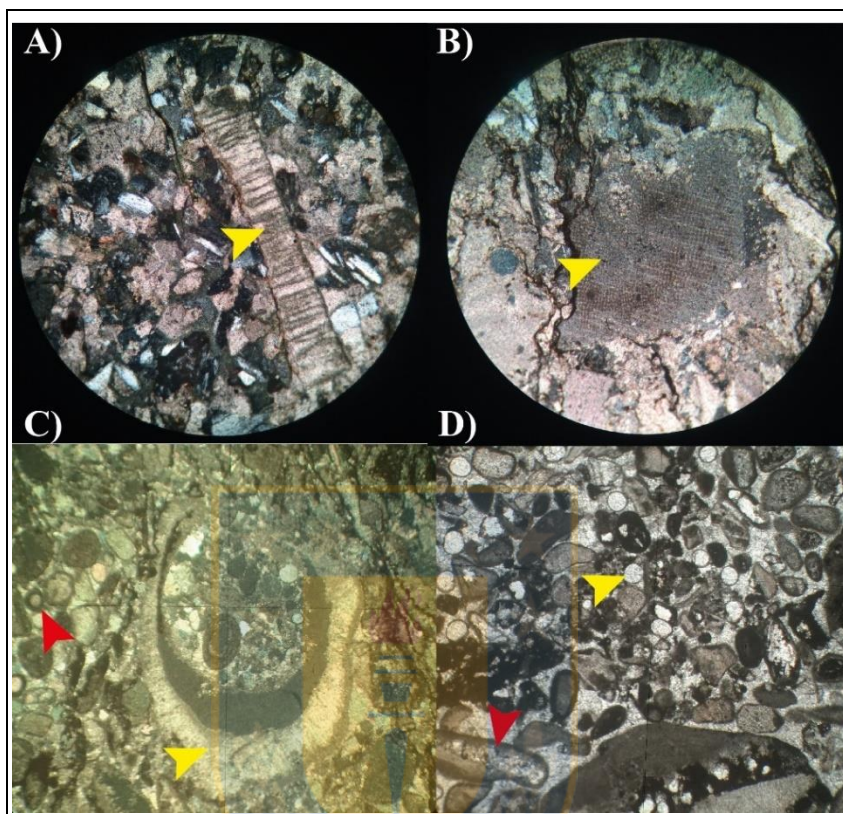


Figura 4.10: Fósiles y componentes alloquímicos en areniscas calcáreas. A) *Inoceramus* sp. (flecha amarilla); B) Equinodermo (flecha amarilla); C) Fragmento de bivalvo (flecha amarilla) y oolito (flecha roja); D) Calciesfera (flecha amarilla) e intraclasto (flecha roja).

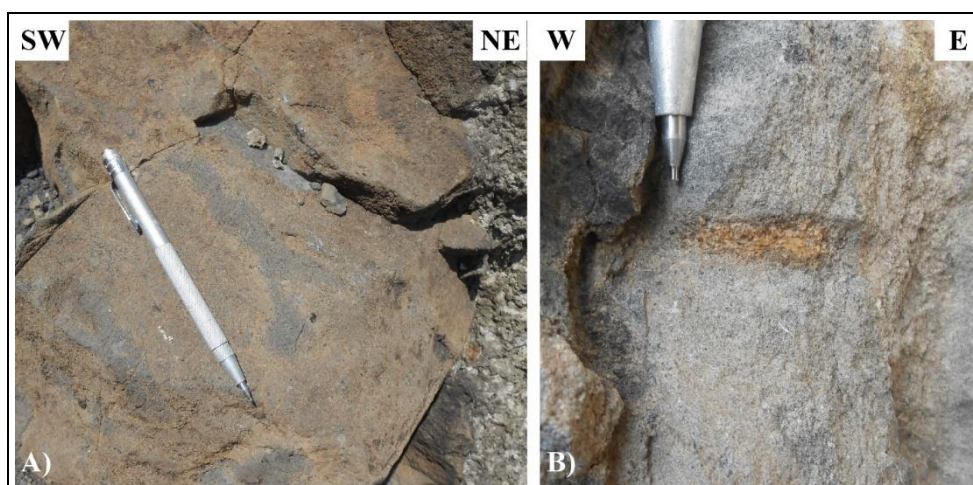


Figura 4.11: Trazas fósiles en areniscas calcáreas. A) *Thalassinoides*; B) *Glossifungites* (?).

La traza fósil de *thalassinoides* es característica de la icnofacies *skolithos*, la cual es típica de ambientes de *shoreface* y *foreshore*. Mientras que la posible presencia de la icnofacies de *glossifungites* (?), típica de ambientes costeros en sustratos semiconsolidados, es interpretada como una superficie transgresiva (Posamentier, 2002), lo que sería consistente con la presencia de un banco con abundantes bivalvos (con sus valvas rotas) y ammonites en el techo del tramo 12. Se debe aclarar que la aparición de la icnofacies de *glossifungites* está sujeta a dudas, pues solamente fue observada en un sector, el cual, además, mostraba cierto grado de alteración hidrotermal que impedía reconocer de manera óptima las estructuras originales de la roca.

4.3.2.2. Alternancia entre lutitas calcáreas y lutitas bituminosas

Esta se presenta en el tramo 13 y corresponde a intercalación rítmica entre lutitas calcáreas gris oscuras y lutitas bituminosas con laminación paralela (Figura 4.12). Secuencia estratocreciente en el caso de las lutitas bituminosas, variando desde potencias de ~30 cm a ~60 cm, caso contrario para las lutitas calcáreas, las que siguen una tendencia estratodecreciente con espesores que varían desde ~25 cm a unos pocos centímetros. Alta presencia de materia orgánica, siendo más abundante en lutitas bituminosas. La presencia de pirita diseminada y fósiles de ammonites y bivalvos (valvas unidas), es común en toda la secuencia. El contacto entre capas es neto y plano.



Figura 4.12: Alternancia rítmica entre lutitas calcáreas (capas más competentes) y lutitas bituminosas.

4.3.2.2.1 Interpretación

Las facies de lutitas calcáreas y lutitas bituminosas se depositaron en ambientes de baja energía en la zona de *offshore*, producto de sedimentación por decantación en aguas estratificadas por debajo del nivel de olas de tormenta. La presencia de ammonites bien conservados y escasez de bioturbación, indica condiciones subóxicas o anóxicas (Spalletti *et al.*, 2000).

En general, las capas son comúnmente gris oscuras debido a la abundante materia orgánica y a la pirita diseminada. Esto sugiere que el fondo del mar estaba pobremente oxigenado (Nichols, 2009).

4.3.2.3. Alternancia entre lutitas calcáreas y calizas limosas/arenosas

Facies observable en los tramos 14, 15, 17 y 19. Alternancia rítmica entre lutitas calcáreas gris oscuras con laminación paralela y calizas limosas/arenosas gris claras (mudstone, wackestone, packstone). Estas últimas son estratocrecientes, aumentando sus potencias hacia techo de la secuencia, con espesores que varían desde decimétricos (~0,5 m) a métricos (~3 m). Por el contrario, las lutitas calcáreas muestran una tendencia inversa, estratodecrescentes, con potencias que varían desde decimétricas (~0,3 m) a centimétricas.

En calizas limosas y arenosas se observa presencia de componentes terrígenos (~10%) como cuarzo, plagioclasas y minerales opacos. Además, contienen materia orgánica (~10%), la que en lutitas calcáreas aumenta su contenido (~20%). La presencia de fósiles de ammonites y bivalvos (valvas unidas) es común en estas facies, observándose ammonites de hasta 0,4 m de diámetro en calizas arenosas cercanas al techo del tramo 19 (Figura 4.13). Además, se registran fósiles de gasterópodos, *calpionella* sp. y microfósiles de foraminíferos bentónicos (?) en lutitas calcáreas (Figura 4.14). Se reconoce pirita diseminada en lutitas calcáreas del tramo 14. El contacto entre estratos es neto y plano en toda la secuencia.



Figura 4.13: Fósil de ammonites en caliza limosa.

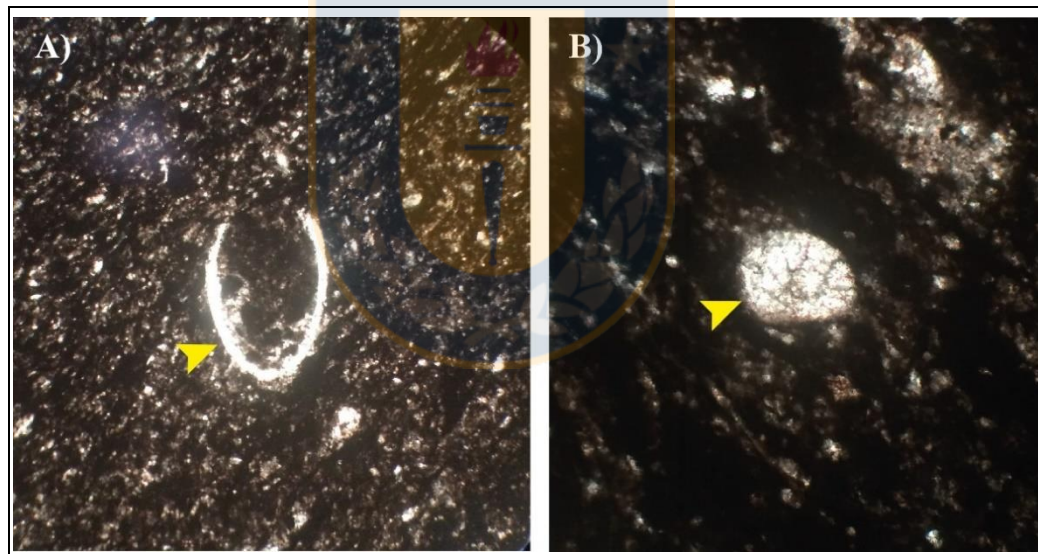


Figura 4.14: Fósiles y microfósiles presentes en lutitas calcáreas. A) *Calpionella* sp. (flecha amarilla); B) Foraminífero bentónico (?) (flecha amarilla).

4.3.2.3.1. Interpretación

Caracteriza un ambiente de energía moderada a baja, con procesos de decantación por suspensión interrumpidos por eventos de tormenta, desarrollado por encima del nivel de base de olas de tormenta, pero dentro de una franja transicional con la zona de *offshore* (Kietzmann *et al.*, 2008).

La presencia de materia orgánica, laminación horizontal y pirita, sugieren una sedimentación por decantación en un ambiente de baja energía y anóxico para las lutitas calcáreas. Mientras que las calizas limosas y arenosas con ausencia de bioturbación, sugieren una sedimentación producida por acción de tormentas en áreas adyacentes (González Tomassini *et al.*, 2015), donde la mayor participación de la matriz carbonatada indicaría una menor profundidad y condiciones restringidas (Kietzmann *et al.*, 2008).

Las calizas arenosas representan ambientes con energía moderada, donde las corrientes fueron lo suficientemente fuertes como para transportar y seleccionar (moderadamente) componentes terrígenos tamaño arena, pero demasiado débiles para crear estructuras sedimentarias de alta energía (Zeller *et al.*, 2015).

4.3.2.4. Calizas arenosas (wackestone y packstone)

Se encuentran en el tramo 16 y consisten en calizas arenosas gris amarillentas, wackestone y packstone, estas últimas dominantes hacia techo de la secuencia. Tienen espesores métricos (3-4 m), los que se reducen a 0,5-0,7 m en los metros finales del tramo, donde se encuentran intercaladas con areniscas gris verdosas de grano fino que varían entre 0,15-0,2 m de potencia. Presentan abundantes fósiles de *ostrea* sp. que en su mayoría presentan las dos valvas unidas, ammonites, gasterópodos y equinodermos. Cercano al techo de la secuencia, se observa un nivel de 1 m de potencia donde se registra la mayor concentración de *ostrea* sp. (Figura 4.15).

Las areniscas gris verdosas de grano fino están formadas principalmente por plagioclasas (~45%), líticos de andesitas (~30%) y calizas (~10%), además, de otros granos monominerales como cuarzo, calcita y minerales opacos; muestran una moderada selección y el desarrollo de laminación paralela. La aparición de estas litologías comienza con un estrato de 1 m de potencia, granodecreciente, con arenisca conglomerádica en la base que varía a arenisca gris verdosa de grano fino en el techo.

El contacto entre estratos es neto y plano en toda la secuencia.



Figura 4.15: Fósil de *ostrea* sp. en packstone.

4.3.2.4.1. Interpretación

La presencia de wackestone a packstone (dominantes en la secuencia) y la selección generalmente moderada de los componentes esqueléticos, indican un ambiente de moderada-alta energía durante la sedimentación. Estas facies son comunes en la zona inferior de la rampa interna (*shoreface* inferior) o en la rampa media (transición *offshore-shoreface*), afectadas por el accionar del oleaje (Nichols, 2009). Flügel (2004), sugiere la sedimentación en lagunas poco profundas con circulación abierta o inmediatamente por debajo del nivel del oleaje en tiempo normal. Sin embargo, se puede excluir el desarrollo de condiciones totalmente lagunares, porque la abundancia de equinodermos requiere la persistencia de condiciones marinas abiertas (Flügel, 2009).

La *ostrea* sp., por lo general está presente en ambientes someros restringidos, de alta energía y baja salinidad (Pufahl & James, 2006). Scholle & Ulmer-Scholle (2003), señalan que este organismo es conocido por existir bajo condiciones estenohalinas, tolerando sólo cambios de baja salinidad. Salazar (2012), reporta la presencia de *ostrea* sp. en facies de rampa interna (*shoreface*), y ocasionalmente, en facies de rampa media (transición *offshore-shoreface*) de la Formación Lo Valdés.

4.3.2.5. Calizas (grainstone)

Facies presente en el tramo 18 y corresponde a calizas gris amarillentas (grainstone) (Figura 4.16). Están formadas principalmente por intraclastos (~30%) y abundantes fragmentos de *ostrea* sp. (~40%), fósiles de equinodermos y corales (~20%), además de granos terrígenos (~5%; plagioclasas, líticos de andesitas y minerales opacos). Los componentes se encuentran en su mayoría redondeados a subredondeados. Estratos con espesores métricos (~10 m) y contactos netos y planos.



Figura 4.16: Grainstone con abundantes fósiles de bivalvos fragmentados.

4.3.2.5.1. Interpretación

La falta de matriz y la generalmente buena selección de sus granos indican ambientes de alta energía (Dunham, 1962; Tucker & Wright, 1990). Flügel (2004), sugiere una sedimentación en la zona de rampa interna para este tipo de facies. La gran abundancia de *ostrea* sp. indica una sedimentación a profundidades inferiores de 50 m, alta energía y baja salinidad (Pufahl & James, 2006).

4.3.3. Estratos Cerro Rubillas

4.3.3.1. Brechas y conglomerados

Facies registrada en el tramo 21. Consiste en brechas y conglomerados de coloración gris parduzca (Figura 4.17). Las brechas tienen niveles matriz-soportados con clastos entre 5-20 mm (moderada selección), y otros clasto-soportados con clastos entre 30-200 mm (mala selección); están compuestas por fragmentos subangulosos de calizas limosas, rodeados de una matriz formada por plagioclasas, cuarzos y arcillas. Mientras que los conglomerados son mal seleccionados, clasto-soportados y compuestos de clastos subredondeados de calizas limosas y plagioclasas con tamaños entre 10-150 mm, rodeados de una matriz arenosa formada principalmente por cristales de plagioclasas, arcillas y minerales opacos. Presentan fósiles redondeados y rotos de bivalvos y equinodermos. Los estratos tienen espesores métricos (5-12 m) y sus contactos son netos e irregulares.



Figura 4.17: Brecha basal de los Estratos Cerro Rubillas.

Cercano a la base del tramo, se observa un nivel de 2 m de potencia formado por capas bien estratificadas de espesores decimétricos, formadas por brechas matriz- a clasto-soportadas, que muestran hacia techo un aumento en la selección (de pobre a moderada) y disminución en el tamaño de sus clastos (de ~80 mm a ~5 mm). Además, se distingue cierta orientación paralela a la estratificación de los clastos de mayor tamaño (Figura 4.18).



Figura 4.18: Brechas que muestran niveles de clastos orientados paralelos a la estratificación (zonas marcadas en amarillo).

Intercaladas a las rocas anteriormente descritas, se aprecian niveles métricos (~10 m) de andesitas afaníticas (en muestra de mano), con gran desarrollo de vesículas. Están compuestas por microlitos de plagioclasas (~80%) y en menor proporción piroxenos (~10%; clinopiroxenos y ortopiroxenos), hornblendas (~7%) y minerales opacos (~3%).

4.3.3.1.1. Interpretación

La presencia de brechas y conglomerados masivos, matriz-soportados, con moderada a mala selección, corresponden a facies de flujo de detritos. Estos flujos se mueven por la fuerza gravitacional, ya que, presentan una matriz fangosa lo suficientemente líquida para fluir por gravedad y lo suficientemente densa para impedir que los clastos decanten. Se localizan en áreas proximales y medias de los abanicos aluviales, lo que sugiere un transporte corto (Einsele, 1992).

Puntualmente, el nivel que muestra capas bien estratificadas y espesores decimétricos formadas por brechas matriz- a clasto-soportadas y cierta orientación de sus componentes, se interpretan como facies de flujos laminares. Se originan cuando productos de fuertes lluvias, grandes sectores del abanico aluvial se inundan por el desborde de canales, formando flujos extensos y poco profundos (Einsele, 1992).

Coladas andesíticas vesiculares, provenientes de erupciones subaéreas, confirman presencia de facies continentales.

Los fósiles retrabajados (redondeados) de equinodermos y bivalvos, al igual que los clastos de calizas limosas, provienen de la erosión de los niveles superiores de la infrayacente Formación Lo Valdés. Lo anterior evidencia un periodo de no sedimentación entre estas dos unidades, caracterizado por una exposición subaérea y erosión de las calizas de la Formación Lo Valdés, las que luego forman parte de las brechas y conglomerados basales de los Estratos Cerro Rubillas.

4.3.3.2. Alternancia entre limolitas y areniscas limosas

Facies presente en el tramo 22 y corresponde a una alternancia entre limolitas pardas amarillentas y areniscas limosas marrón oscuras de grano medio (Figura 4.19), hacia techo se observan niveles tobáceos de coloración verdosa. Capas con espesores centimétricos y con contactos netos y planos, mientras que el contacto con andesitas que la subyacen es neto e irregular.

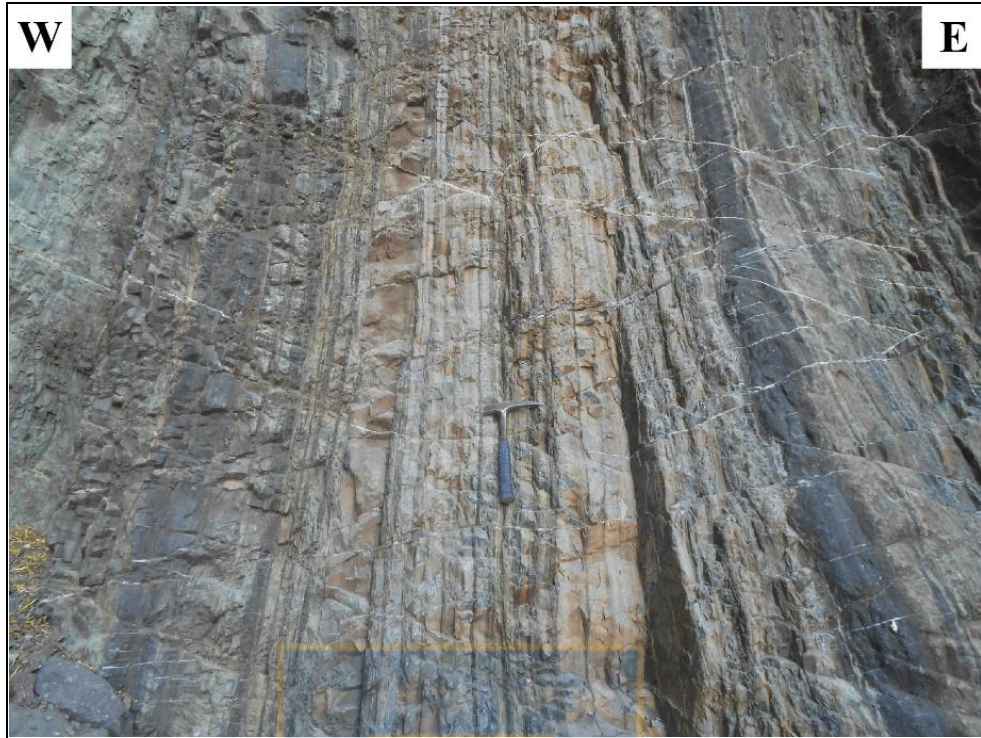


Figura 4.19: Alternancia rítmica entre limolitas y areniscas limosas.

Las areniscas limosas de grano medio, grano-soportadas, están formadas por clastos subangulosos de plagioclasas (~30%), líticos andesíticos (~20%), cuarzo (~5%), rodeados de una matriz limosa. Mientras que las limolitas sólo muestran bioclastos (~8%) y una matriz limosa (~92%). Los bioclastos quedan representados por fósiles de gasterópodos y bivalvos (valvas juntas).

4.3.3.2.1. Interpretación

La alternancia rítmica de capas centimétricas fangosas y arenosas, sugieren una sedimentación en zonas profundas de ambientes lacustres. En estos sistemas, la sedimentación en gran medida está controlada por los procesos físicos que determinan el material transportado como carga de fondo y suspensión en los ríos que ingresan a los lagos (Sturn & Matter, 1978).

En lagos profundos, la mayor parte de la carga de fondo arenosa de los ríos es transportada desde zonas inclinadas de deltas hacia aguas profundas, ya sea, directamente por desbordamientos durante inundaciones fluviales, o por movimientos en masa por gravedad. Así, el principal tipo de

sedimento en el fondo de tales lagos es arenoso-limoso, formando delgadas capas de arenas turbidíticas que se alternan con fango que se acumula lentamente por decantación (Einsle, 1992).

La presencia de fósiles de gasterópodos y bivalvos con valvas unidas, bien preservados, evidencian la baja energía de este tipo de ambientes. Estos organismos no muestran evidencias de ser retrabajados (por ejemplo, formando parte de un clasto o bivalvos con valvas rotas y redondeadas), lo que se suma a dataciones en lavas cercanas a la base de la unidad que entregan edades de $16,5 \pm 1,2$ Ma Ar-Ar en plagioclasas y $18,5 \pm 0,6$ Ma U-Pb en circones (Aguirre *et al.*, 2009); conociendo la evolución de la Cuenca Andina no se tienen antecedentes de una transgresión marina en esa zona de la alta cordillera durante el Mioceno, mientras que sí se conocen facies lacustres de esa edad en niveles basales de la Formación Abanico (e.g. Sellés & Hinojosa, 1997); lo que reafirmaría la interpretación de facies realizada. Se debe aclarar, sin embargo, que no fue posible identificar de forma directa que los fósiles correspondan a organismos de agua dulce, ni observar la aparición de algas carofitas que ratificarían esa condición, por esta razón, la interpretación realizada en base al contenido fosilífero queda sujeta a dudas.

La presencia de capas tobáceas (ceniza) revela actividad piroclástica distal, es decir, la fuente de emisión se encuentra lejana al lugar de sedimentación.

4.3.3.3. Andesitas porfídicas

Facies presente en los tramos 23, 25, 27, 29, 31 y 33. Consiste en andesitas porfídicas con fenocristales de plagioclasas (0,5-5 mm; ~34%) y en ciertos sectores se observan también piroxenos (clino- y ortopiroxenos; 0,4-1 mm; ~8%), la masa fundamental está compuesta por microlitos de plagioclasas (~50%), clinopiroxenos (~3%) y minerales opacos (~5%) (Figura 4.20). Tienen una coloración gris verdosa y en algunos sectores se observan vesículas. Sus espesores son métricos, fluctuando entre los 15-100 m.

A partir de niveles superiores del tramo 23 hasta el tramo 33, la textura original de la masa fundamental de las volcanitas se encuentra obliterada y reemplazada por epidota, clorita, anfíbol, albita, cuarzo y minerales opacos.

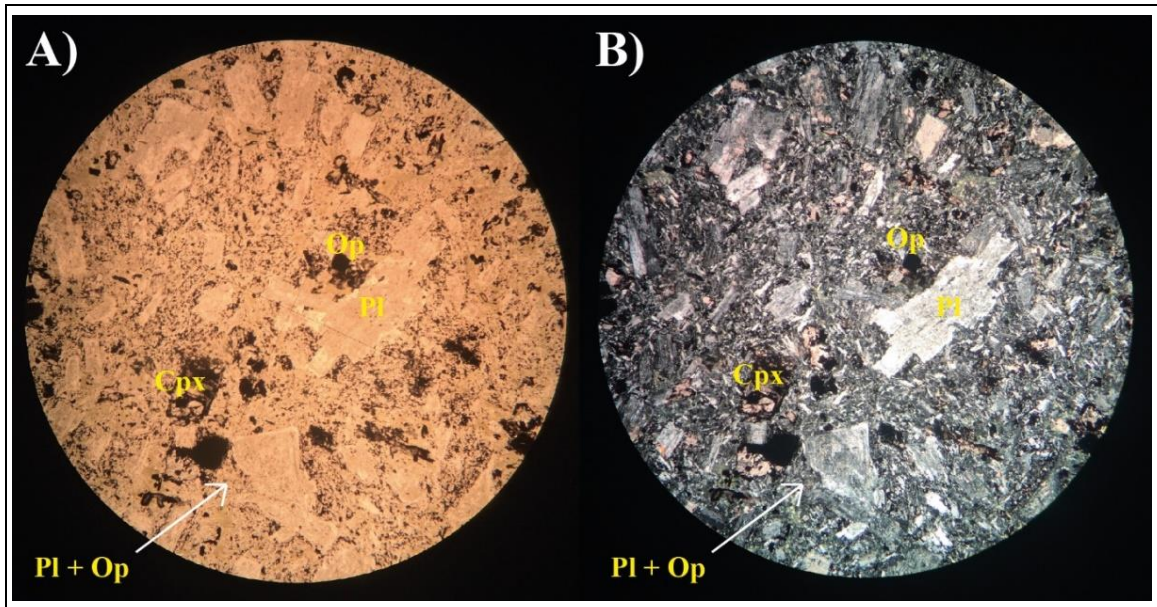


Figura 4.20: Andesita porfídica con fenocristales de plagioclasa y clinopiroxeno (CR-12, Anexo 2). Pl = Plagioclasa; Cpx = Clinopiroxeno; Op = Minerales opacos.

El contacto entre las lavas y tobas adyacentes es neto y plano, mientras que, al limitar con brechas volcánicas, este se observa difuso en algunos sectores.

4.3.3.3.1. Interpretación

Estas facies corresponden a flujos de lavas andesíticas subaéreas. La presencia de vesículas sugiere un rápido escape de gases al estar expuestas a presión superficial. Estas lavas generalmente tienen un muy alto contenido de cristales (Cas & Wright, 1987).

Las coladas de lavas andesíticas son típicas en estratovolcanes, donde a menudo están asociadas con erupciones de flujos piroclásticos (Cas & Wright, 1987).

4.3.3.4. Tobas y brechas volcánicas

Esta facies aparece representada en los tramos 23, 31 y 33. Corresponde a rocas volcanoclásticas y se disponen en set de 10-25 m de potencia, compuestos por alternancias de tobas (ceniza y lapilli) de espesores decimétricos (10-30 cm) y brechas volcánicas de espesores variables entre decimétricos (~30 cm) y métricos (10-20 m) (Figura 4.21). Excepcionalmente, en los

primeros 60 m del tramo 23, las tobas de lapilli alcanzan espesores métricos (~10 m) y las brechas potencias de hasta 30 m.



Figura 4.21: Alternancia entre tobas de ceniza (niveles claros) y brechas volcánicas (niveles oscuros).

Las tobas de ceniza tienen una coloración verde manzana, mientras que las de lapilli y brechas volcánicas tienen una coloración gris rojiza. Composicionalmente las tobas corresponden a tobas cristalinas en las que predominan cristales rotos de plagioclasas (45-54%), minerales opacos (4-6%) y ceniza volcánica (5%); además, se observan tobas líticas formadas por 70-80% de fragmentos andesíticos. Por su parte, las brechas varían de matriz- a clasto-soportadas entre las distintas capas, y se encuentran constituidas mayoritariamente por clastos angulosos de andesitas (60-100 mm). El contacto entre capas es neto y plano.

4.3.3.4.1. Interpretación

Estas facies corresponden a depósitos piroclásticos. La ausencia de estructuras de flujo sugiere un origen por caída. Estos son frecuentes en magmas viscosos, y tienen la particularidad

de disminuir sus espesores y tamaños de grano, además de aumentar su selección, a medida que se alejan del lugar de emisión (Einsele, 1992). Lo anterior, es concordante con la presencia de brechas volcánicas, pobremente seleccionadas, de espesores métricos, depositadas cercanas a la fuente; además, de tobas de ceniza, bien seleccionadas, con espesores centimétricos, lejanas a la zona de expulsión.



5. ESTRATIGRAFÍA SECUENCIAL

5.1. GENERALIDADES

El análisis estratigráfico secuencial permite reconocer los cambios relativos en el nivel del mar y reconstruir la evolución geológica de la sedimentación marina en una cuenca determinada. Las facies sedimentarias en su contexto genético se resumen en parasecuencias, las cuales se agrupan en cortejos sedimentarios, y estos a su vez componen las secuencias deposicionales (Coe & Church 2003; Nichols 2009).

Se define como secuencia deposicional a una parte de una sucesión estratigráfica relativamente concordante de estratos genéticamente relacionados, cuya base y techo son discontinuidades (superficies de límite de secuencia) formadas durante una regresión forzada (Mitchum, 1977). Los cambios en las secuencias deposicionales dependen de la tasa de sedimentos suministrada y espacio de acomodación. Estas se pueden delimitar en cortejo de estado bajo (LST), cortejo transgresivo (TST) y cortejo de estado alto (HST). Los cortejos sedimentarios, a su vez, están delimitados por superficies claves: superficie de límite de secuencia (sb), superficie transgresiva (ts) y superficie de máxima inundación (mfs).

La superficie de límite de secuencia es producida por un descenso relativo del nivel del mar, mientras que, la superficie transgresiva ocurre cuando este asciende. Por otra parte, la superficie de máxima de inundación representa el momento cuando se produce un equilibrio entre la acomodación y el suministro de sedimentos, no necesariamente representando el nivel relativo del mar más alto del ciclo, el que ocurre más tarde en el HST (Nichols, 2009).

A continuación, se entrega un análisis estratigráfico secuencial para las formaciones Baños Morales y Lo Valdés, de acuerdo a la redefinición realizada por Salazar & Stinnesbeck (2015). Reconociéndose las diferentes parasecuencias y cortejos sedimentarios presentes, para luego agruparlos en las secuencias deposicionales correspondientes.

5.2. PARASECUENCIAS

Una parasecuencia es una sucesión relativamente concordante de estratos o conjuntos de estratos limitada por superficies de inundación marina (Vera, 1994). Corresponden a una subdivisión de rango menor dentro de una secuencia deposicional. Los límites de las parasecuencias están marcados por un desplazamiento de facies desde una deposición de agua somera a más profunda, lo que indica un aumento repentino en el nivel relativo del mar. La superficie que marca el límite de una parasecuencia se denomina superficie de inundación, la que no debe ser confundida por una superficie de máxima inundación (Nichols, 2009).

De acuerdo al estudio realizado en la ladera norte del valle del Río Volcán, se reconocen 11 parasecuencias, las que se pueden dividir en: 1-6 parasecuencias de la Formación Baños Morales y 7-11 parasecuencias de la Formación Lo Valdés (Figura 5.1).

5.3. SECUENCIAS DEPOSICIONALES

Se reconoce una secuencia deposicional (Secuencia 1) que comienza en la base de la Formación Río Damas (no incluida en este estudio) y finaliza en el techo de la Formación Lo Valdés, por lo tanto, sólo se analiza la zona superior de esta. En el área de trabajo, la Secuencia 1 consiste en tres TST intercalados con dos HST, separados por superficies transgresivas (ts) y de máxima inundación (mfs). De base a techo, los cortejos sedimentarios que componen la Secuencia 1 se pueden desglosar en: TST₁, HST₁, TST₂, HST₂ y TST₃ (Figura 5.1, 5.2).

El TST₁ comienza con una superficie transgresiva (ts₁), la que a su vez corresponde a la base de la Formación Baños Morales (Salazar & Stinnesbeck, 2015), y culmina con una superficie de máxima inundación (mfs₁). El TST₁ corresponde a una sucesión retrogradante formada por areniscas calcáreas de grano fino alternadas con calizas limosas, las que aumentan su espesor al acercarse a la mfs₁. En este cortejo transgresivo se observan facies de la zona transicional *shoreface-offshore*.

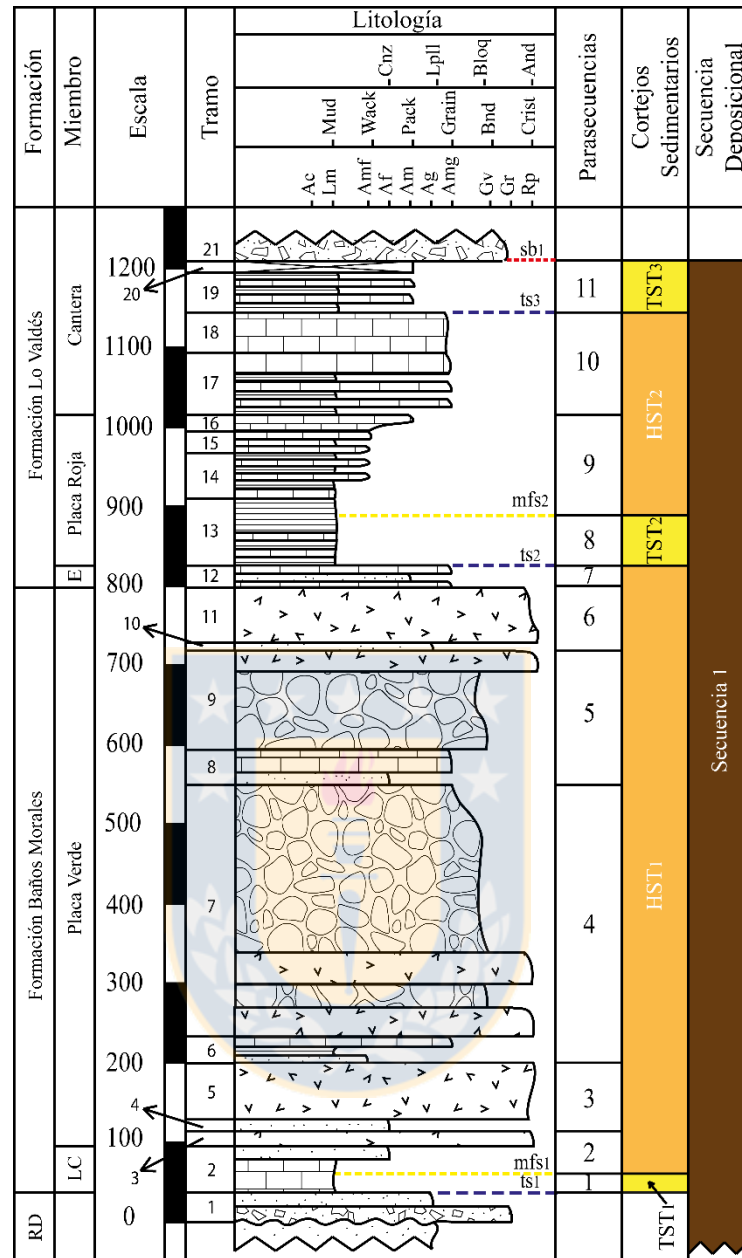


Figura 5.1: Análisis estratigráfico secuencial en las formaciones Baños Morales y Lo Valdés, ladera norte valle del Río Volcán.

El HST₁ comienza con la mfs₁ y culmina con la ts₂, y corresponde a una sucesión progradante formada por calizas limosas/arenosas, areniscas calcáreas de grano fino y areniscas de grano muy grueso con niveles conglomerádicos hacia niveles superiores, intercaladas con andesitas y brechas volcánicas. En el HST₁ se observan facies correspondientes a la zona transicional *offshore-shoreface*, las que hacia techo varían a facies de *shoreface* superior.

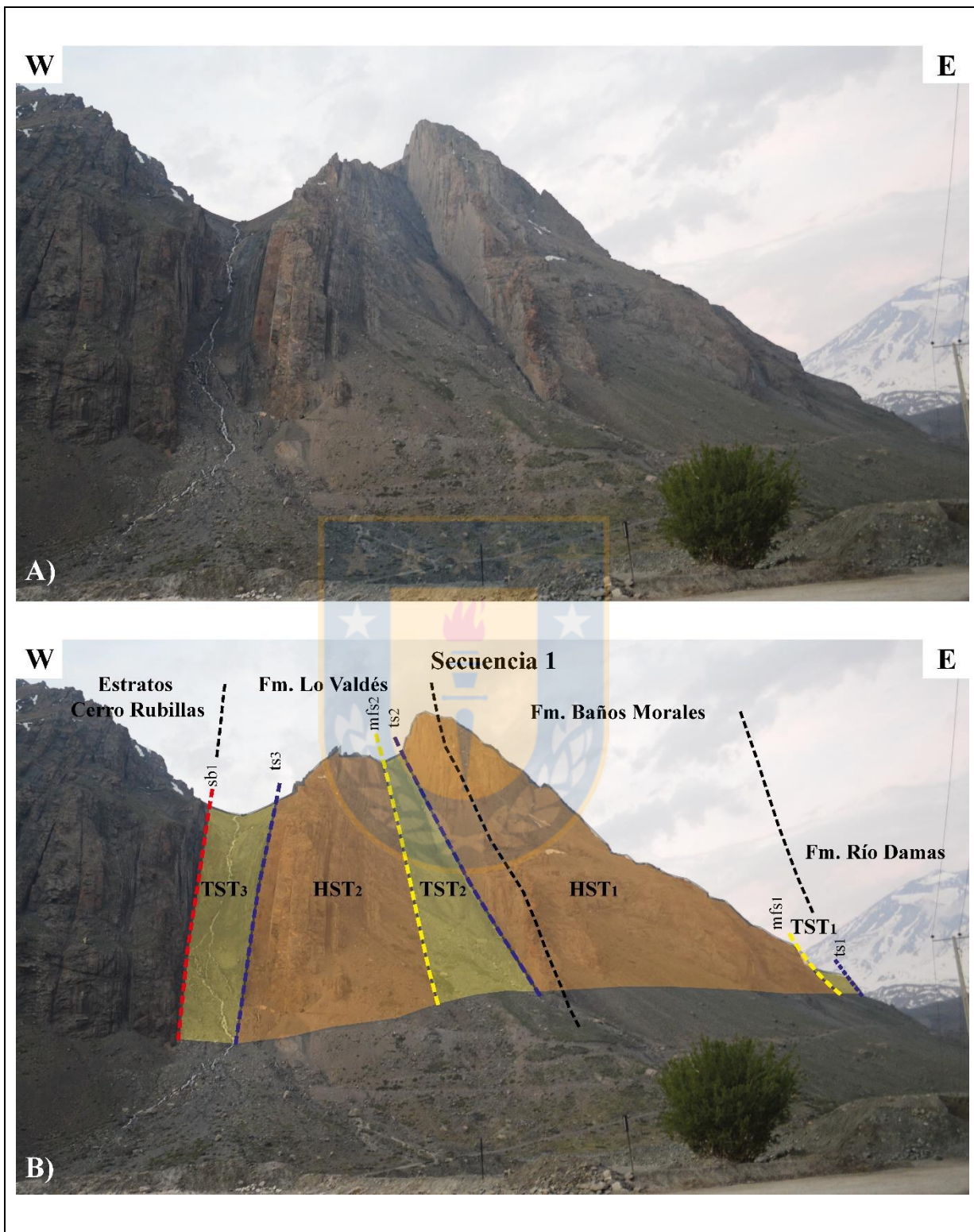


Figura 5.2: Representación del análisis estratigráfico secuencial en afloramiento del área de estudio. A) Afloramiento ladera norte del valle del Río Volcán; B) Se ilustran los diferentes cortejos sedimentarios y superficies limitantes que conforman la Secuencia 1, presentes en las formaciones Baños Morales y Lo Valdés.

El TST₂ comienza con la ts₂ y culmina con la mfs₂. La ts₂ corresponde a una rápida profundización de la cuenca evidenciada en un lag de conchas de bivalvos fragmentadas en el techo de HST₁. Se debe agregar, que esta superficie transgresiva podría coincidir con una superficie de límite de secuencia (sb₁-ts₂), en caso de haberse producido una regresión forzada y posterior transgresión marina, que se vería reflejada en la presencia de la icnofacies de *glossifungites* (?) y el lag de conchas de bivalvos en el techo de HST₁; dado que no existe certeza de la presencia de esta icnofacies, se descartará esta interpretación. El TST₂ corresponde a una sucesión retrogradante formada por lutitas calcáreas alternadas con lutitas bituminosas, las que se aumentan su espesor al acercarse a la mfs₂. En este cortejo transgresivo se observan facies de *offshore*.

El HST₂ comienza con la mfs₂ y culmina con la ts₃, y consiste en una sucesión progradante formada por lutitas bituminosas, lutitas calcáreas, calizas limosas, calizas arenosas y calizas. En el HST₂ se observan facies correspondientes a la zona transicional *offshore-shoreface*, las que hacia techo varían a facies más someras en zonas de rampa o plataforma interna.

El TST₃ inicia con la ts₃ y culmina con la sb₁ en el techo de la Formación Lo Valdés. La ts₃ corresponde a una rápida profundización de la cuenca que queda evidenciada por la presencia de un lag de conchas de bivalvos fragmentadas en el techo de HST₂. El TST₃ corresponde a una sucesión retrogradante formada por lutitas calcáreas alternadas con calizas limosas/arenosas. En este cortejo sedimentario se observan facies de la zona transicional *offshore-shoreface*.

Finalmente, se debe agregar que para que se produzca un hiato de ~110 Ma, ya que, de acuerdo a estudios previos el techo de la Formación Lo Valdés es asignado al Hauteriviano superior (e.g. Salazar, 2012), y existen dataciones de $16,5 \pm 1,2$ Ma Ar-Ar en plagioclasas y $18,5 \pm 0,6$ Ma U-Pb en circones de lavas cercanas a la base de la suprayacente unidad Estratos Cerro Rubillas por Aguirre *et al.* (2009); se debe haber producido una regresión forzada, y por ende, previamente haberse depositado un cortejo de estado alto (HST₃) que habría comenzado con una mfs₃ y culminado con la sb₁. Sin embargo, la ausencia de dicho cortejo de estado alto, sugiere la erosión de parte de la Formación Lo Valdés durante su emersión y periodo de no sedimentación en la zona, hecho que es confirmado con la presencia de clastos de calizas de esta unidad en las brechas y conglomerados basales de los Estratos Cerro Rubillas.

6. DISCUSIÓN

6.1. AMBIENTE DE SEDIMENTACIÓN

6.1.1. Formación Baños Morales

La Formación Baños Morales, corresponde a una intercalación de facies volcánicas (predominantes) y facies sedimentarias marinas. De acuerdo al análisis sedimentológico realizado, se determinan dos asociaciones de facies: BM-A (facies marinas costeras) y BM-B (facies volcánicas) (Figura 6.1). Dada la importancia dentro de la secuencia, se comenzará analizando la última de estas.

La **asociación de facies BM-B** corresponde a flujos de lavas andesíticas, que en ciertos sectores presentan posibles estructuras almohadilladas (?), y brechas volcánicas originadas por fracturamiento freatomagmático; lo que indicaría actividad volcánica subaérea cercana a una cuenca marina, donde pulsos eruptivos (coladas andesíticas) alcanzaron a ingresar a zonas someras de esta, desarrollándose en tales casos estructuras típicas de flujos de lavas submarinas. Lo anterior es concordante con lo expuesto por McPhie *et al.* (1993), quienes señalan que las lavas almohadilladas pueden formarse por emisiones subaéreas que ingresan al mar, como las de tipo pahoehoe, pudiendo alcanzar la línea de costa hasta decenas de kilómetros alejada de la fuente. Se debe aclarar que queda abierta la posibilidad de que las lavas acojinadas, al no encontrarse totalmente desarrolladas y de forma continua en toda la secuencia, no correspondan a este tipo de estructuras, y que las observadas en forma ovalada tengan otro origen. La presencia de autobrechización en el borde de las coladas andesíticas y de un contacto erosivo con la colada o nivel sedimentario que la precede, evidencian que se trata de actividad efusiva y no de intrusiones concordantes o *sills* (Calderón, 2008; Calderón *et al.*, 2009).

Una interpretación alternativa para el origen de las facies volcánicas de la Formación Baños Morales, es mediante actividad efusiva subacuática, con su centro de emisión en el interior de una cuenca marina. De esta forma, se explicaría la presencia de lavas almohadilladas (?) y brechas volcánicas que deben su origen a un fracturamiento freatomagmático. Sin embargo, al no encontrar

Biró (1964, 1980), señala que las andesitas porfídicas corresponden a coladas de lavas submarinas que se presentan en estructura tanto brechosa como almohadillada, lo que coincide con la interpretación alternativa propuesta en el presente trabajo.

La **asociación de facies BM-A** sugiere una sedimentación en un ambiente marino costero mixto (siliciclástico-carbonatado) dominado por el accionar del oleaje, con facies de rampa media (transicional *offshore-shoreface*) que progradan a facies más someras de rampa interna (*shoreface superior*), donde es predominante el aporte siliciclástico por sobre el carbonatado.

El área comprendida por la rampa media es la situada entre el nivel del oleaje de tiempo normal y el del oleaje de tormentas (Nichols, 2009), y es un equivalente a la zona transicional *offshore-shoreface* en un sistema netamente siliciclástico. En esta zona, eventos de tormentas transportan material bioclástico o arenoso a la plataforma para formar depósitos de wackestone y packstone que localmente presentan estratificación cruzada *hummocky* (Nichols, 2009).

El requisito principal para la formación de plataformas carbonatadas, es un ambiente en el que el aporte de material terrígeno y volcanoclástico sea muy bajo en relación al suministro de carbonato de calcio. El aporte siliciclástico a ambientes marinos someros puede verse limitado por factores tanto tectónicos como climáticos. La mayoría del sedimento terrígeno es suministrado a los mares poco profundos por los ríos, y las vías de los sistemas fluviales están controladas por la distribución del relieve de los continentes (Nichols, 2009). Por tanto, para la generación de sistemas sedimentarios mixtos (siliciclásticos-carbonatado) se involucran una serie de factores, los que incluyen el nivel relativo del mar, el clima, el tipo de fábrica de carbonato y el transporte de sedimentos, los que controlarán la arquitectura y heterogeneidad de las facies sedimentarias (Zeller *et al.*, 2015).

Lo anterior es concordante con la interpretación realizada por Salazar & Stinnesbeck (2015), quienes sugieren un ambiente entre el nivel base de oleaje de tormentas y rampa interna, durante un evento transgresivo que tuvo lugar en un régimen inestable.

Finalmente, las asociaciones de facies BM-A y BM-B se integran en el modelo deposicional ilustrado en la Figura 6.2, que muestra como se llevó a cabo la sedimentación de la Formación Baños Morales durante el Titoniano-Hauteriviano en la Cuenca Andina.

6.1.2. Formación Lo Valdés

Mediante la integración de facies presentes en esta unidad, se determina una asociación de facies (LV-A) que sugiere una sedimentación en un ambiente marino costero mixto, con facies que oscilan entre la rampa interna o *shoreface* y la rampa externa u *offshore* (Figura 6.3); las que se ilustran en el modelo deposicional de la Figura 6.2. Se reconocen dos eventos de profundización marina que separan facies más profundas de otras más someras.

La secuencia marina comienza con la sedimentación de facies en condiciones marinas someras de alta energía, en la zona de rampa interna (*shoreface* superior), donde en primera instancia existe un mayor aporte de material terrígeno por sobre el carbonatado, evidenciado en la predominancia de areniscas calcáreas de grano medio a grueso, por sobre el contenido de calizas arenosas. La sedimentación en este ambiente se ve confirmada por la presencia de trazas fósiles de *thalassinoides*, características de la icnofacies *skolithos*, la cual es típica del *shoreface* superior-*foreshore*.

Por encima de las facies anteriores, la secuencia continúa con una profundización de la cuenca marina, depositándose facies típicas de rampa externa (*offshore*), que hacia techo varían a facies de rampa interna (*shoreface*). La profundización marina se registra en un cambio brusco de facies desde someras a profundas, pasando de la sedimentación de areniscas calcáreas y calizas arenosas de la zona de *shoreface* superior (rampa interna) a lutitas calcáreas y lutitas bituminosas de la zona de *offshore* (rampa externa), observándose un banco con abundantes bivalvos (valvas rotas) y ammonites en este contacto (lag de conchas). Por otra parte, la posible presencia de la icnofacies de *glossifungites* (?), interpretada como una superficie transgresiva por Posamentier (2002), indicaría una regresión forzada y posterior transgresión marina; sin embargo, dado que no existe certeza de la ocurrencia de esta icnofacies, se descarta esta interpretación.

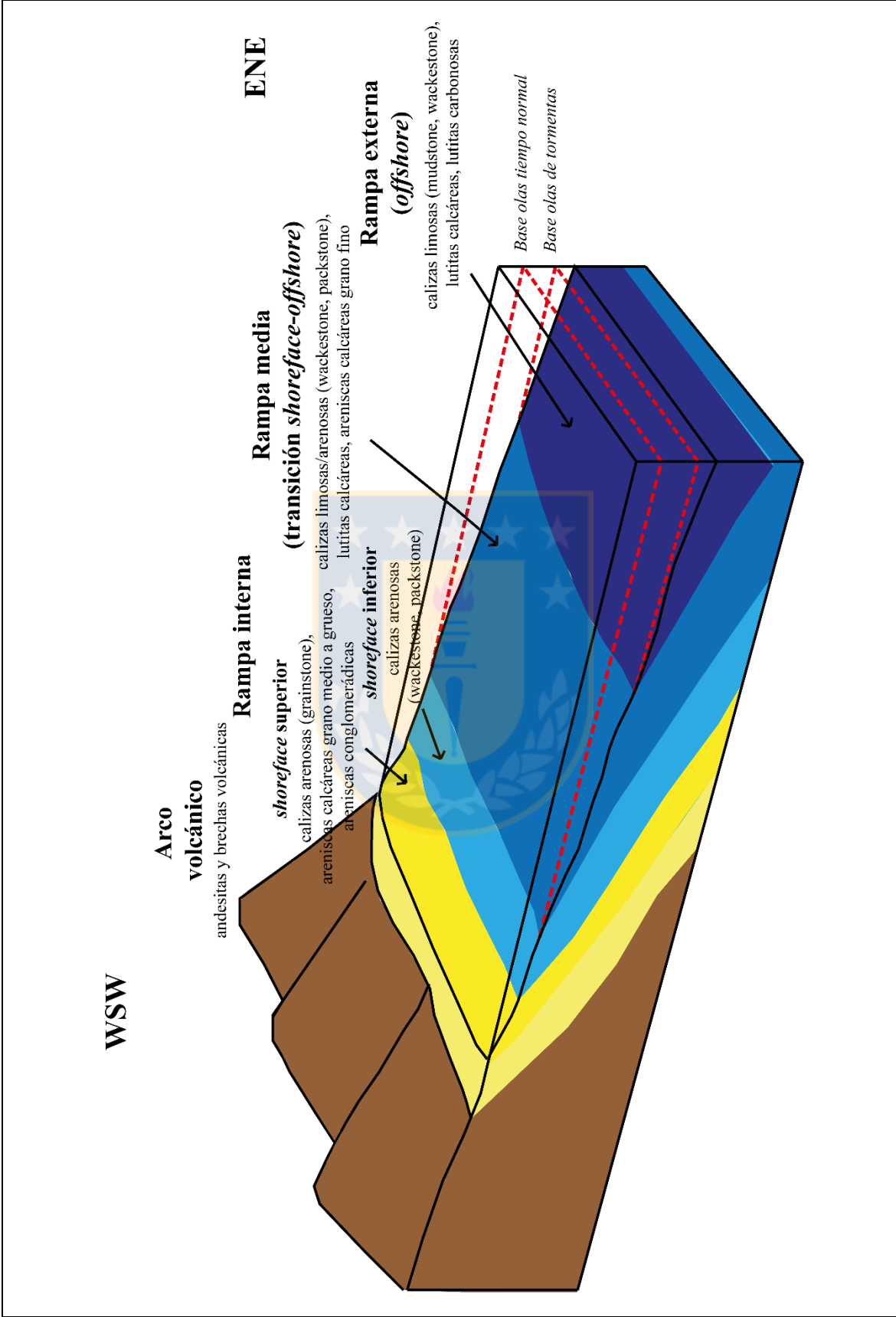


Figura 6.2. Modelo deposicional propuesto para la sedimentación de las formaciones Baños Morales y Lo Valdés, durante el Titoniano-Hauteriviense en la Cuenca Andina.

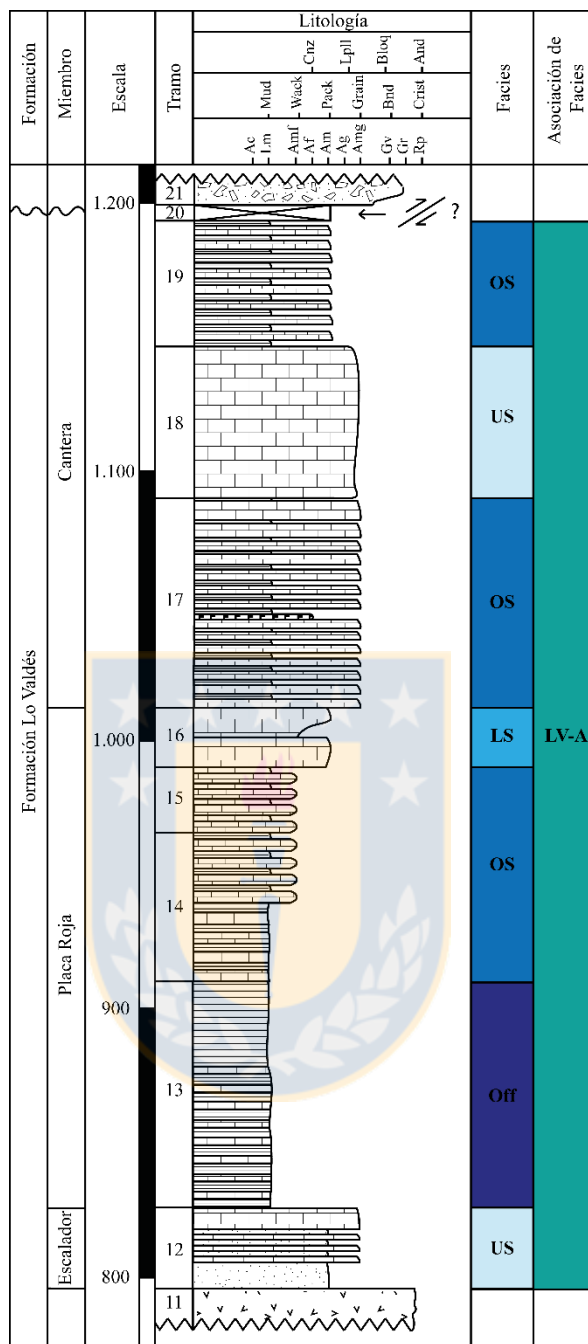


Figura 6.3: Asociaciones de facies presentes en la Formación Lo Valdés.

El primer ciclo de profundización marina se inicia con la sedimentación de una alternancia de lutitas calcáreas y lutitas bituminosas en ambientes de baja energía de la zona de *offshore* (rampa externa), producto de sedimentación por decantación en aguas estratificadas por debajo del nivel de olas de tormenta. La presencia de ammonites bien conservados, escasez de bioturbación,

abundante materia orgánica y pirita diseminada, indican condiciones subóxicas o anóxicas durante la sedimentación (Spalletti *et al.*, 2000; Nichols, 2009).

Ascendiendo estratigráficamente, las facies varían a otras más someras, observándose facies correspondientes a la zona transicional *offshore-shoreface*, representadas por lutitas calcáreas y calizas limosas/arenosas. Finalmente, se observan facies menos profundas y de mayor energía, que sugieren una sedimentación en la rampa interna (*shoreface*), mostrando un predominio del aporte de material carbonatado por sobre el siliciclástico, lo que se traduce en facies que varían desde wackestone/packstone a grainstone. La interpretación realizada sobre una sedimentación en la zona de rampa interna, es reafirmada con la gran abundancia de *ostrea* sp., lo que sugiere una sedimentación a profundidades inferiores a 50 m y alta energía (Pufahl & James, 2006). Salazar (2012), reporta la presencia de *ostrea* sp. en facies de rampa interna (*shoreface*) y, ocasionalmente, en facies de rampa media (transición *offshore-shoreface*) de la Formación Lo Valdés.

La secuencia marina finaliza con una nueva profundización marina, evidenciada en un cambio brusco de facies someras (rampa interna) a otras más profundas (rampa media), pasando rápidamente de la sedimentación de calizas (grainstone) típicas de la rampa interna a una alternancia entre lutitas calcáreas y calizas limosas/arenosas comunes en la rampa media; dejando un lag de conchas rotas de bivalvos cercano al techo de las grainstone. La presencia de abundante materia orgánica y pirita es común en las lutitas calcáreas de la rampa media (transición *offshore-shoreface*), lo que sugiere una sedimentación por decantación en un ambiente de baja energía y anóxico para estas facies. Mientras que las calizas limosas y arenosas con ausencia de bioturbación, sugieren una sedimentación producida por acción de tormentas en áreas adyacentes (González Tomassini *et al.*, 2015).

González (1963), quien define en primera instancia a la Formación Lo Valdés, señala que esta corresponde a dos secuencias netamente transgresivas, separada por una sedimentación rítmica costera de sedimentos compuestos principalmente de areniscas alternadas con pequeños niveles conglomerádicos. Estas afirmaciones coincidirían con los dos eventos de profundización de la cuenca marina sugeridos en este trabajo.

Biró (1960, 1984), realiza un estudio litológico y faunístico concluyendo que el ambiente de sedimentación es marino somero, llegando a profundidades máximas de 200 m, lo que lo ubicaría dentro de la zona nerítica, lo cual también es coincidente a lo señalado en la presente investigación.

Por su parte, Salazar (2012) y posteriormente Salazar & Stinnesbeck (2015), realizan un estudio bioestratigráfico e interpretan el ambiente de sedimentación de la Formación Lo Valdés como marino costero con facies que oscilan entre el *shoreface* (rampa interna) y *offshore* (rampa externa), en una cuenca con sedimentación preferentemente carbonatada y un grado variable del aporte siliciclástico. Esto es concordante con lo expuesto en este estudio, sin embargo, Salazar & Stinnesbeck (2015) documentan la frecuente presencia de estratificación cruzada *herringbone* en facies de *shoreface*, estructura típica de costas dominadas por las mareas. Según Nichols (2009), la estratificación cruzada *herringbone* es el resultado de corrientes mareales con sentido opuesto. Esta estructura sedimentaria no fue observada en la zona analizada.

6.1.3. Estratos Cerro Rubillas

A partir del estudio sedimentológico de los Estratos Cerro Rubillas, se identificaron tres asociaciones de facies: CR-A (facies de flujos de detritos y flujos laminares), CR-B (facies lacustres) y CR-C (facies volcánicas) (Figura 6.4).

Las facies presentes en esta unidad corresponden principalmente a la **asociación de facies CR-C**, integrada por flujos de lavas andesíticas subaéreas y depósitos piroclásticos, lo que sugiere el desarrollo de una importante actividad volcánica efusiva cercana a la cuenca.

Las coladas andesíticas presentan vesículas, lo que se atribuye a un rápido escape de gases al estar expuestas a presión superficial. Estas son típicas en estratovolcanes, donde a menudo están asociadas con erupciones de flujos piroclásticos (Cas & Wright, 1987).

La ausencia de estructuras de flujo en los depósitos volcanoclásticos sugiere un origen por caída, observándose la presencia de piroclastos que varían sus tamaños desde bombas a cenizas.

Estos depósitos son frecuentes en magmas viscosos, y tienen la particularidad de disminuir sus espesores y tamaños de grano, además de aumentar su selección, a medida que se alejan del lugar de emisión (Einsele, 1992). Lo anterior, es concordante con la presencia de brechas volcánicas pobremente seleccionadas, de espesores métricos, depositadas cercanas a su fuente; además, de tobas de ceniza bien seleccionadas, con espesores centimétricos, lejanas a su zona de expulsión.

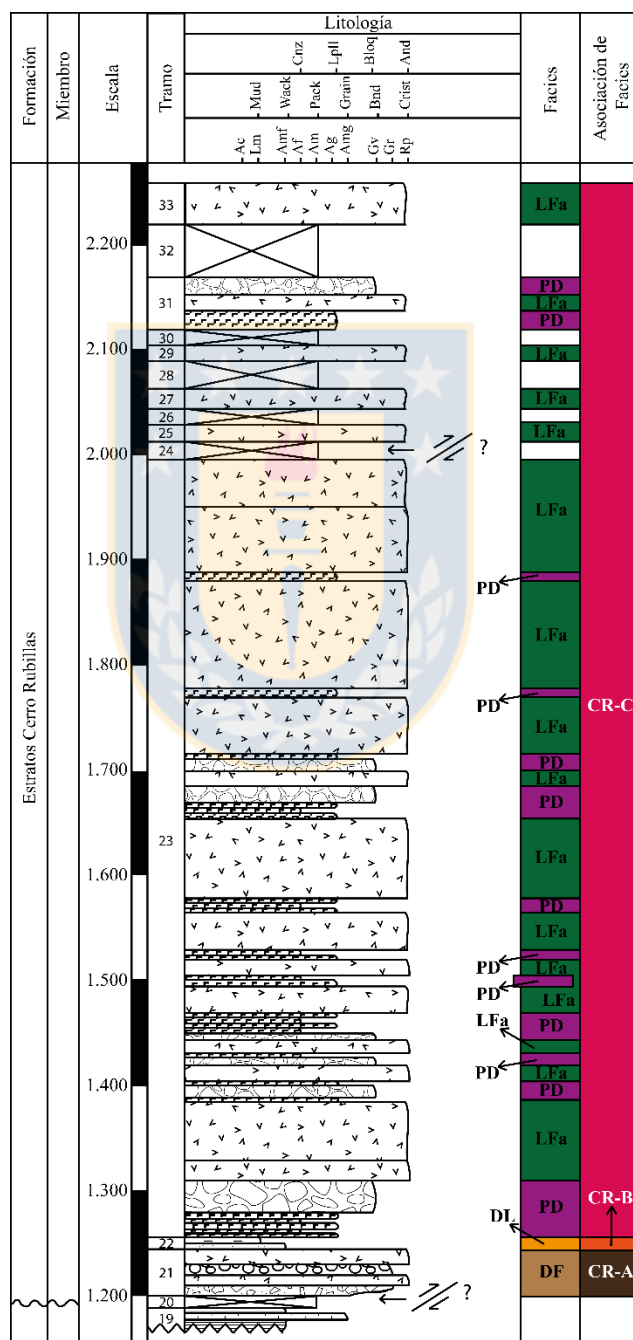


Figura 6.4: Asociaciones de facies presentes en los Estratos Cerro Rubillas.

Los primeros 50 m de los Estratos Cerro Rubillas, muestra facies sedimentarias continentales, asociaciones de facies CR-A y CR-B, que sugieren una sedimentación en ambientes de abanicos aluviales y lacustres, respectivamente; que se intercalan con las facies volcánicas anteriormente detalladas.

Las facies aluviales registradas (**asociación de facies CR-A**) corresponden a depósitos de flujos de detritos y flujos laminares. Los abanicos aluviales, generalmente se asocian a sistemas de fallas que ponen en contacto una zona montañosa elevada con una cuenca subsidente (llanura) donde se acumula un espesor importante de sedimentos. De esta forma, la presencia de facies aluviales es un indicativo de tectónica en la zona.

La sedimentación en un ambiente lacustre (**asociación de facies CR-B**) se manifiesta en la alternancia rítmica de capas centimétricas de areniscas y limolitas. Estas facies indican una sedimentación en zonas relativamente profundas, donde la sedimentación en gran medida está controlada por los procesos físicos que determinan el material transportado como carga de fondo y suspensión en los ríos que ingresan a los lagos (Sturn & Matter, 1978). Así, el principal tipo de sedimento en el fondo de tales lagos es arenoso-limoso, formando delgadas capas de arenas turbidíticas que se alternan con fango que se acumula lentamente por decantación (Einsele, 1992). La presencia de fósiles de gasterópodos y bivalvos con sus valvas unidas en limolitas reafirmaría esta interpretación, puesto que estos organismos no muestran evidencias de ser re TRABAJADOS (por ejemplo, formando parte de un clasto o conchas de bivalvos rotas y redondeadas) y se tiene conocimiento de edades de $16,5 \pm 1,2$ Ma Ar-Ar en plagioclasas y $18,5 \pm 0,6$ Ma U-Pb en circones de lavas cercanas a la base de la unidad por Aguirre *et al.* (2009); conociendo la evolución de la Cuenca Andina, no se tienen antecedentes de una transgresión marina en esa zona de la alta cordillera durante el Mioceno, mientras que sí se conocen facies lacustres de esa edad en niveles basales de la Formación Abanico (e.g. Sellés & Hinojosa, 1997). Sin embargo, en este trabajo no fue posible identificar de forma directa que los fósiles correspondan a organismos de agua dulce, ni observar la aparición de algas carofitas que ratificarían esa condición; por este motivo, la interpretación realizada en base al contenido fosilífero queda sujeta a dudas.

No existen trabajos previos que hagan alusión al ambiente donde tuvo lugar la sedimentación de la sucesión volcánica y volcanoclástica con niveles sedimentarios en la base, que sobreyace a la Formación Lo Valdés en el valle del Río Volcán, y que en este trabajo se agrupa bajo el nombre de Estratos Cerro Rubillas. González (1963) y Biró (1964, 1980), consideraron a los niveles sedimentarios basales de esta secuencia como parte de la Formación Lo Valdés, sin embargo, en este análisis fue abordada como una unidad distinta porque las brechas y conglomerados contienen clastos de calizas limosas atribuidos a la formación precedente. Fock (2005) y posteriormente Calderón (2008), la describen como una unidad que contiene en su base paquetes de caliza de unos tres metros de espesor, amarillos y negros, bien estratificados, seguido de lavas andesíticas y brechas volcánicas hacia techo. Salazar (2012) por su parte, se refiere esta como “Unidad Volcanoclástica Río Volcán”, señalando que su base está constituida por una brecha volcánica no fosilífera con clastos angulares de caliza limosa y un espesor visible de 100 m.

6.2. CORRELACIONES

Se asigna una edad Titoniano-Hauteriviano a la **Formación Lo Valdés** en base a su contenido en ammonites (Biró, 1964, 1980; Hallam *et al.*, 1986), rango que fue ajustado al Titoniano superior-Hauteriviano superior (Salazar, 2012; Salazar & Stinnesbeck, 2015), acotando a la nueva Formación Baños Morales al Titoniano inferior-medio (Salazar & Stinnesbeck, 2015).

Se puede correlacionar con la Formación Baños del Flaco (Klohn, 1960) de edad Titoniano superior-Hauteriviano en base a su contenido faunístico, y que aflora en el valle del Río Tinguiririca. Esta corresponde a una secuencia de estratos marinos fosilíferos, compuesta principalmente de calizas, calizas arenosas, margas y areniscas calcáreas.

Además, el tramo basal del Miembro Caliza (Salazar, 2012) o Cantera (Salazar & Stinnesbeck, 2015) de la Formación Lo Valdés, es equivalente a la Formación San José (Aguirre, 1960) de edad Valanginiano y aflorante en el cajón de San José, tributario del Río Juncal. Esta unidad corresponde a una secuencia de calizas gris pardas con un espesor estimado cercano a los 600-800 m.

En el sector de la Cordillera de la Costa, se correlaciona principalmente con las secuencias marinas y continentales del Jurásico tardío al Neocomiano tardío, asignadas a las formaciones Lo Prado (33°S) y La Lajuela (35°S), que corresponden a depósitos de una antigua cuenca de antearco (Charrier *et al.*, 2007). Estas dos unidades extremadamente potentes (3.000 m para Lo Prado, según Rivano (1996), y 4.100 m para La Lajuela, según Bravo (2001)), consisten principalmente en areniscas marinas (algunas turbidíticas), brechas, conglomerados y depósitos calcáreos en el tramo inferior; y una alternancia de depósitos sedimentarios marinos y continentales con intercalaciones volcánicas (indicativas de magmatismo bimodal) de gran espesor, en la porción superior. La fauna de ammonites presente en las formaciones Lo Prado y La Lajuela permite asignarlas al Cretácico Inferior (Bravo, 2001) y más exactamente al Berriasiano-Valanginiano (Rivano, 1996).

Hacia el lado argentino, se asocia a la parte superior del Grupo Mendoza: formaciones Vaca Muerta, Chachao y Agrio (Hallam *et al.*, 1986; Kietzmann & Vennari, 2013; Kietzmann *et al.*, 2014). La Formación Vaca Muerta corresponde a una alternancia rítmica de margas, lutitas y calizas, que constituyen un sistema de rampa homoclinal dominado por facies de rampa externa (Spalletti *et al.*, 2000; Kietzmann *et al.*, 2008). A partir de la fauna de ammonites reconocida, la Formación Vaca Muerta se extiende desde el Titoniano temprano hasta el Berriasiano tardío, aunque podría alcanzar el Valanginiano temprano (Kietzmann & Vennari, 2013). Por su parte, la Formación Chachao está formada por calizas blanco-amarillentas con abundantes restos de fósiles marinos, los que le atribuyen una edad Valanginiano. Sobre esta, comienza una espesa secuencia de pelitas oscuras y calizas gris-azuladas, correspondientes a la Formación Agrio, asignada al Hauteriviano-Barremiano (Veiga *et al.*, 2005).

En el caso de los **Estratos Cerro Rubillas**, son equivalentes a la Unidad Cerro Retumbadero (Fock, 2005) o Unidad Abanico Negro (Calderón, 2008). Fock (2005), la definió al este de la falla Chacayes-Yesillo, en el cordón formado por los cerros Retumbadero y El Diablo, y el borde oriental de la Quebrada Morales. Mientras que Calderón (2008), señala que se extiende en una franja norte-sur ocupando la parte occidental del Cerro Rubillas, extendiéndose al norte por el Valle del Morado, y al sur por el Cajón de Lo Valdés. En ambos casos, corresponde a una sucesión principalmente volcánica formada por lavas andesíticas y brechas volcánicas, que contiene en su base paquetes sedimentarios bien estratificados. Según Calderón (2008), esta secuencia es

correlacionable con la base de la Formación Abanico. Aguirre *et al.* (2009), entregan edades de $16,5 \pm 1,2$ Ma Ar-Ar en plagioclasas y $18,5 \pm 0,6$ Ma U-Pb en circones de lavas cercanas a la base de los Estratos Cerro Rubillas en el valle del Río Volcán, lo que le asignaría una edad Mioceno.

No existe certeza si los Estratos Cerro Rubillas corresponden a la base de la Formación Abanico o la Formación Farellones, situación que sólo será clarificada con nuevas edades radiométricas en la zona.

La Formación Abanico (Aguirre, 1960), corresponde a una secuencia volcánica y volcanoclástica formada por lavas básicas a intermedias, rocas piroclásticas ácidas e intercalaciones sedimentarias continentales, acumulada durante la deformación extensional que dio origen a la Cuenca de Abanico (Charrier *et al.*, 2002). Se distribuye en una región muy amplia desde $32^{\circ}30'S$ a $36^{\circ}S$ abarcando casi en su totalidad la vertiente occidental de la Cordillera Principal (Tapia, 2015). Dataciones radiométricas le asignan una edad Eoceno superior-Mioceno inferior (e.g. Vergara & Drake, 1979; Charrier *et al.*, 1996; Fuentes *et al.*, 2002; Fuentes, 2004). Esta es equivalente con la Formación Coya-Machalí, definida por Klohn (1960) al este de Rancagua. Además, en territorio argentino se correlaciona con la Formación Molle de edad Oligoceno Superior (Sruoga *et al.*, 2000).

La Formación Farellones (Klohn, 1960), por su parte, corresponde a una secuencia de lavas, tobas e ignimbritas con intercalaciones de brechas, siendo las primeras las que dominan en la unidad. Se le asigna una edad Mioceno de acuerdo a dataciones radiométricas disponibles (e.g. Vergara & Drake, 1978; Aguirre *et al.*, 2000; Fuentes, 2004). Se correlaciona con las formaciones Hornitos (Región de Atacama) y Malla-Malla (Región del Biobío) en territorio chileno (Thiele, 1980). En Argentina es equivalente a las formaciones Pircala-Coihueco, Contreras, Conglomerado Tunuyán, Palomares, Butaló y Agua de Piedra (Thiele, 1980; Giambiagi *et al.*, 2001).

Charrier *et al.* (2007), indican que las edades radioisotópicas más antiguas para la base de la Formación Farellones (25 y 21 Ma) se registran cercanas a los $32^{\circ}S$, es decir, la parte norte de la cuenca; mientras que, las edades más jóvenes para la base de la Formación Abanico (16,1 Ma) son del sur ($36^{\circ}S$), lo que implica una progresión del magmatismo de norte a sur (y posiblemente

deformación) asociada con el inicio de la Formación Farellones. Esta progresión podría estar relacionada con el desplazamiento hacia el sur de la dorsal de Juan Fernández a lo largo del margen continental durante ese periodo.

6.3. ANÁLISIS ESTRATIGRÁFICO SECUENCIAL

La secuencia marina de edad Titoniano-Hauteriviano, representada en las formaciones Baños Morales y Lo Valdés (Salazar & Stinnesbeck, 2015), localmente excede los 1.000 m, lo que testimonia una alta tasa de subsidencia. Durante este periodo, en la Cuenca Andina se desarrolló un ambiente marino poco profundo, limitado al oeste por la Cordillera de la Costa chilena, la que se encontraba dominada por rocas volcánicas (Hallam *et al.*, 1986).

La Figura 6.5 esquematiza las tendencias de los cambios relativos del nivel del mar, a lo largo del Jurásico Superior-Cretácico Inferior. Es inmediatamente apreciable que los intervalos del Oxfordiano tardío-Kimmeridgiano y Barremiano-Albiano son anormalmente regresivos en Chile, porque corresponden a periodos en que globalmente los niveles del mar se mantuvieron relativamente altos.

El intervalo Titoniano a Berriasiano-Valanginiano en la mayor parte de la Cuenca Andina se interpreta como el resultado de un ciclo eustático secundario, combinado con subsidencia regional persistente regulada por fenómenos de enfriamiento y contracción térmica (Krim *et al.*, 2017). La reducción en el suministro de sedimentos clásticos se asocia con una sedimentación condensada en condiciones anaeróbicas-disaeróbicas (Legarreta & Uliana, 1991, 1996; Legarreta *et al.*, 1993; Doyle *et al.*, 2005)

La geometría del relleno de la cuenca se ha correlacionado con cambios eustáticos y se pueden definir tres grupos geométricos. El intervalo Titoniano-Berriasiano estudiado por Mitchum & Uliana (1985) fue correlacionado con la curva eustática (Vail *et al.*, 1982). Cubre más de seis secuencias con una geometría generalmente sigmoidal (Titoniano temprano y medio) y oblicua (Titoniano-Berriasiano tardío). El patrón sigmoidal indica agradación y progradación moderadas,

mientras que el patrón oblicuo corresponde a baja agradación y alta progradación (Mitchum & Uliana, 1985).

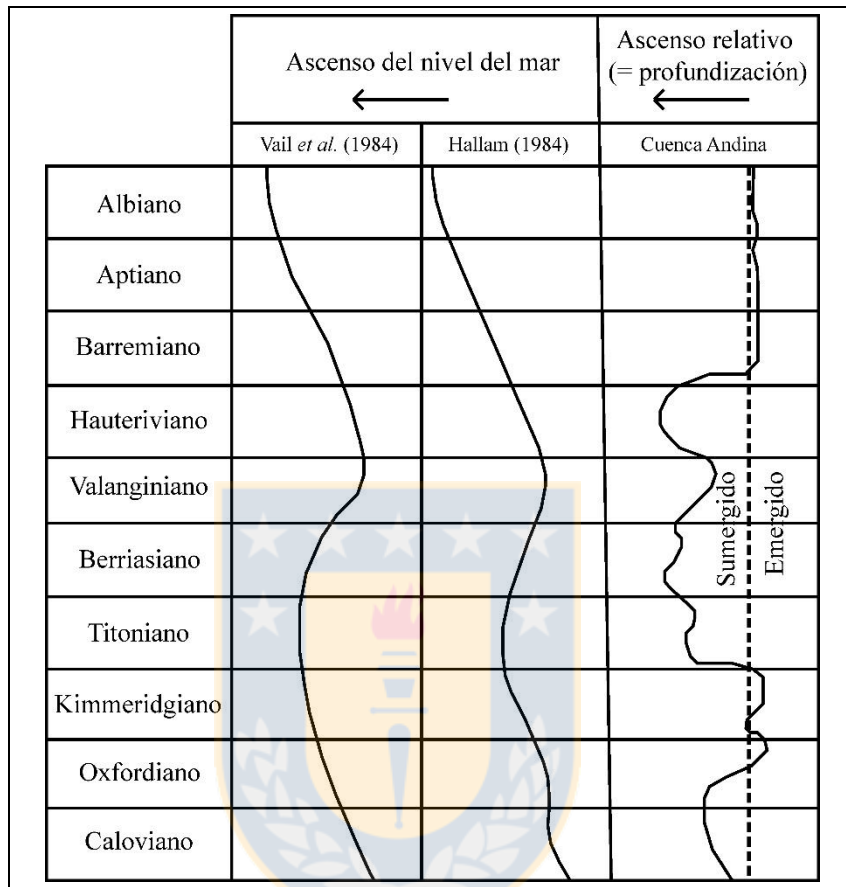


Figura 6.5: Curva del nivel relativo del mar durante el Jurásico Superior-Cretácico Inferior en la Cuenca Andina, comparado con la curva del nivel eustático del mar. Modificado de Hallam (1984); Vail *et al.* (1984) en Hallam *et al.* (1986).

Durante el Titoniano ocurre un gran episodio de inundación. Durante las etapas tempranas de esta transgresión, el agua se mantuvo poco profunda y ligeramente hipersalina. En el Titoniano temprano el patrón de profundización produce un patrón estratigráfico transgresivo con apilamiento retrogradacional de parasecuencias (Gulisano *et al.*, 1984), y una transición de aguas someras a profundas con despreciable relieve (Mitchum & Uliana, 1985).

En el Berriasiano, el área de la cuenca fue ampliamente reducida por la sedimentación progradante. Durante este periodo los cortejos sedimentarios progradantes desarrollaron quiebres bien definidos en la plataforma, complejos empinados-clinoformas oblicuas, y comúnmente *toplap*

(Legarreta & Uliana, 1991). Durante el Neocomiano temprano se produce una disminución progresiva de la acomodación en la plataforma debido a un descenso eustático del mar (Mitchum & Uliana, 1985).

En el Valanginiano temprano la tendencia hacia una restricción del espacio deposicional alcanza un máximo. La disminución del nivel relativo del mar es también registrada por un cambio pronunciado en los sistemas sedimentarios. Este cambio fue suficiente para producir la abrupta aparición depósitos fluviales de grano grueso en la parte superior de las facies de rampa externa (Gulisano *et al.*, 1984). Cerca del final del Valanginiano se produjo una inversión en el régimen deposicional de la Cuenca Andina, y el área costera fue sumergida. El ensanchamiento del ambiente de plataforma a causa del aumento del nivel relativo del mar, produjo una situación en la que el sistema desarrolló una zona de rampa extremadamente amplia (Legarreta & Uliana, 1991).

Las condiciones favorables para la acumulación en la rampa mixta (carbonatada-siliciclástica) continuaron en el Hauteriviano tardío-Barremiano temprano. Durante el Hauteriviano medio-tardío, sin embargo, estas condiciones fueron interrumpidas por dos cortos periodos de somerización, lo que causó la exposición de la plataforma y un abrupto cambio de facies en la franja siliciclástica del sistema deposicional (Legarreta & Uliana, 1991).

La regresión ocurrida en el Cretácico Inferior tardío es consecuencia del comienzo de una fase orogénica compresiva asociada con un incremento de la actividad volcánica en la zona. Este episodio puede relacionarse a una producción muy rápida de corteza en el Océano Pacífico primitivo (Larson, 1991).

6.4. CONTEXTO TECTÓNICO

A continuación, se entrega una revisión de la reconstrucción tectónica del Mesozoico-Cenozoico y la evolución de la Cuenca Neuquina, en el área donde fueron depositadas las unidades que han sido motivo del presente estudio, es decir, las formaciones Baños Morales y Lo Valdés, y los Estratos Cerro Rubillas.

6.4.1. Triásico Superior-Jurásico Inferior

Este periodo corresponde al ciclo Precuyano, durante el cual comienza a estructurarse la Cuenca Neuquina. Se caracteriza por el desarrollo de depocentros extensionales aislados donde se acumularon los depósitos volcánicos y sedimentarios de las formaciones Remoredo y El Freno. Los altos de basamento corresponderían a las regiones que separarían y delimitarían los depocentros, estableciéndose como las áreas fuentes de sedimentos. El volcanismo estuvo controlado por la ubicación y el desarrollo de fallas normales, lo que explicaría su distribución discreta a lo largo de los Andes (Tapia, 2015).

El ciclo Precuyano se correlacionaría con la segunda etapa del ciclo tectónico Pre-Andino (Charrier *et al.*, 2014), lo que es consistente con el desarrollo de depocentros aislados rellenos con depósitos volcánicos, marinos y continentales, de acuerdo con su distancia respecto del océano ubicado en el borde occidental de Gondwana (Charrier *et al.*, 2007).

6.4.2. Jurásico Inferior-Jurásico Medio

En este lapso se estableció un arco magmático al oeste de la Cuenca Neuquina, lo que evidenciaría el retorno de la subducción al margen occidental de Gondwana, y el inicio de una transgresión marina desde el oeste (Charrier *et al.*, 2014). La cuenca adquiere una posición de trasarco y se produce un mayor desarrollo de depocentros, los cuales terminaron conectándose, a través, de la unión de fallas normales (Giambiagi *et al.*, 2005). La primera parte de este periodo se caracteriza por una sedimentación sin-*rift*, durante la cual se acumularon los depósitos de la parte inferior del Grupo Cuyo, y una posterior sedimentación post-*rift* relacionada a la parte superior del Grupo Cuyo y al Grupo Lotena. La subsidencia regional de este sistema integrado explica la notable continuidad estratigráfica de la sucesión marina a marina marginal de 1.000-2.000 m de potencia de los Grupo Rayoso y la sección superior de los grupos Cuyo, Lotena y Mendoza en la Cuenca Neuquina, a lo largo de cientos de kilómetros en dirección norte-sur y este-oeste (Aguirre-Urreta *et al.*, 2007; Veiga *et al.*, 2011).

6.4.3. Jurásico Superior

Se caracteriza por una regresión generalizada, sucedida por un nuevo pulso extensional y la expansión hacia el este del arco magmático. Durante este periodo se depositaron las formaciones Río Damas y Tordillo, las cuales presentan mayores espesores en lugares donde se formaron o reactivaron fallas normales, como en el depocentro Río del Cobre (Mescua *et al.*, 2014). A nivel local, los altos de basamento, tales como el Alto del Tordillo y Dedos de Silla, habrían actuado como barrera impidiendo el paso de sedimentos de este a oeste de acuerdo con el análisis de proveniencia de edades U-Pb en circones detríticos, dejando aislado el lado oeste de la cuenca, el cual solo recibió aporte desde el arco volcánico. La acumulación regional de arena registrada en la Formación Tordillo, se ha asociado de forma variable con un pulso de inversión localizada en el sur de la Cuenca de Neuquén (Naipauer *et al.*, 2012) y menor extensión cerca de la frontera Chile-Argentina (Giambiagi *et al.*, 2003; Mescua *et al.*, 2014).

En este periodo el arco magmático se habría expandido hacia el este, tal como indicarían las facies volcánicas andesíticas con signatura de arco que caracterizan a la Formación Río Damas (Rossel *et al.*, 2014).

6.4.4. Cretácico Inferior

Se produce una nueva transgresión marina desde el oeste inundando toda la cuenca. Se depositan las formaciones Lo Valdés (formaciones Baños Morales y Lo Valdés, según redefinición de Salazar & Stinnesbeck (2015)) y Baños del Flaco en Chile; Vaca Muerta, Chachao y El Agrio en Argentina. 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 *et al.*, 2014). De acuerdo con las edades U-Pb en circones detríticos reportadas en niveles del techo de la Formación Baños del Flaco, la principal fuente de sedimentos para los depósitos marinos del borde occidental de la Cuenca Neuquina correspondería al arco volcánico (Astaburuaga, 2014).

En la región de Malargüe, una configuración post-*rift* neutral controlada por subsidencia termal parece más probable para esta zona de retroarco distal, en la que los depósitos exhiben un

adelgazamiento estratigráfico regional tanto al este como al oeste, lejos de los ejes con tendencia norte a noroeste de las cuencas precursoras extensionales (Franzese & Spalletti, 2001).

6.4.5. Cretácico Superior

En este periodo, el Grupo Neuquén del Cretácico Superior representa el acortamiento y el levantamiento andino temprano, recibiendo sedimentos desde diversas regiones. Aunque los depósitos del Cretácico en la zona más occidental de la Cuenca Neuquina muestran una derivación significativa del arco magmático sincrónico, existen estudios que muestran una contribución adicional desde el basamento ubicado al este (e.g. Horton *et al.*, 2016).

El engrosamiento regional hacia el oeste del Grupo Neuquén (localmente > 1.500-2.000 m de espesor), facies conglomerádicas occidentales y ejemplos de fallas de empuje sin-deposicionales occidentales, indican que la acumulación del Grupo Neuquén fue contemporánea con el acortamiento y subsidencia flexural del Cretácico Superior (Mescua *et al.*, 2013; Fennell *et al.*, 2016).

El Cretácico Superior representa una transición crítica desde subsidencia termal post-extensional a acortamiento de retroarco, presión litostática y subsidencia flexural del antepaís en la Cuenca de Neuquén y sus alrededores (Mpodozis & Ramos, 1989; Zapata & Folguera, 2005). Información estructural y estratigráfica de estudios superficiales y subsuperficiales del Grupo Neuquén, sugiere que el acortamiento del Cretácico Superior puede haber generado elevaciones del antepaís localizadas 50-100 km al este del frente de empuje (Folguera *et al.*, 2007).

6.4.6. Paleoceno-Eoceno medio

La acumulación lenta de delgados depósitos de grano fino (ricos en fango), caracteriza el registro del Paleoceno-Eoceno medio en la zona norte de la Cuenca Neuquina. Nuevas restricciones de edades deposicionales proporcionadas por la distribución de edades U-Pb, demuestran que la sucesión clásica de < 500 m de potencia, representada en las formaciones Pircala y Coihueco, fue depositada hace aproximadamente 60-40 Ma. Esta escasa acumulación durante un período de

tiempo prolongado, con un promedio de sólo 25 m/Ma, pone en manifiesto la condición de acomodación anómalamente baja en la que se lleva a cabo la sedimentación Paleoceno-Eoceno en la parte norte de la Cuenca de Neuquén. Las bajas tasas de acumulación y la marcada dominancia de las fuentes de arco magmático, son compatibles con una presión litostática insignificante y la ausencia de una zona bien desarrollada de acortamiento de la corteza superior entre el arco y la cuenca de retroarco. La disminución del espacio de acomodación a escala regional, también podría relacionarse con la baja amplitud y larga longitud de onda del levantamiento topográfico, como una respuesta dinámica a la somerización del *slab* subductado (e.g. Spagnoulo *et al.*, 2012; Dávila & Lithgow-Bertelloni, 2015).

6.4.7. Eoceno tardío-Mioceno temprano

El hiato estratigráfico del Eoceno tardío al Mioceno temprano, que abarca aproximadamente desde 40 a 20 Ma, evidencia un período sostenido de no sedimentación y desarrollo de una discordancia regional en la Cuenca Neuquina. En lugar de la sedimentación del Cenozoico medio y la posterior remoción erosiva, la presencia de la unidad conglomerádica Rodados Lustrosos profundamente meteorizada, oxidada y barnizada desérticamente, que cubre la discordancia sobre una amplia región del retroarco, indica un largo periodo de no sedimentación, sin erosión significativa ni acumulación (Horton *et al.*, 2016).

Una combinación de condiciones de esfuerzo neutro y posible rebote flexional limitado (después de la carga de empuje del Cretácico Superior), es un instrumento para generar el hiato estratigráfico del Eoceno tardío al Mioceno temprano (Horton *et al.*, 2016).

En el lado chileno, Godoy & Lara (1994), plantean el desarrollo de una cuenca volcánico-tectónica de intraarco de edad Eoceno-Mioceno con características de *hemi-rift*, como consecuencia de una sobrecarga en la corteza producida por la acumulación de depósitos del Mesozoico y la inversión de los *rift* triásicos en el antepaís, a la que llamaron Cuenca de Abanico.

Según Godoy *et al.* (1999), el último evento extensional ocurre entre el Eoceno y el Oligoceno tardío a lo largo de la Cordillera Principal occidental, formando la cuenca extensional

de intraarco Abanico. Esta fue rellenada con hasta 2.500 m de rocas volcánicas y volcanoclásticas, con algunos depósitos fluviales y lacustres (Charrier *et al.*, 2002). Los depósitos relacionados con la cuenca se han agrupado en la Formación Abanico cerca de Santiago y al sur de los 35°S, la Formación Coya-Machalí entre 34°S-35°S, y la Formación Cura-Mallín al sur de los 36°S. Durante el Mioceno temprano, la cuenca comienza a invertirse en un proceso que concentra la mayor parte del acortamiento en sus bordes (Farías *et al.*, 2010).

6.4.8. Mioceno temprano-Cuaternario

Siguiendo a las etapas iniciales de inversión de la cuenca, hace ~18 Ma, la deformación comienza a migrar hacia el este, afectando los depósitos mesozoicos que se habían acumulado en la Cuenca Neuquina (Charrier *et al.*, 2007). La migración de la deformación se traduce en el desarrollo de la faja plegada y corrida de Malargüe, híbrida de piel delgada y gruesa, y posteriormente, por la elevación del Bloque San Rafael (Kozlowsky *et al.*, 1993). Simultáneamente, el magmatismo relacionado al arco también se expande y migra hacia el este, hasta los 600 km desde la posición actual de la fosa del Pacífico, alcanzando el Bloque San Rafael durante el Plioceno tardío (Charrier *et al.*, 2007; Ramos *et al.*, 2014). Durante la evolución contraccional neógena, se acumulan depósitos sinorogénicos en la cuenca de antepaís del Río Grande a partir de los 18 Ma, debido a la migración progresiva hacia el este del acortamiento (Silvestro & Atencio, 2009). La expansión del arco magmático y la migración hacia el este del frente de deformación ha sido explicado por la erosión cortical causada por la subducción (Kay *et al.*, 2005) junto con un hundimiento del *slab* subductado durante el Cenozoico tardío (Ramos *et al.*, 2014).

En el Mioceno tardío, la región de retroarco experimenta un evento extensional evidenciado por el desarrollo de fallas normales en la penillanura extendida sobre el Bloque San Rafael (Folguera *et al.*, 2008). Este período fue acompañado por volcanismo basáltico y el desarrollo de enormes calderas de composición riolítica a dacítica y basaltos subordinados, que se emplazaron cerca del eje de la cordillera durante el último millón de años (Grunder & Mahood, 1988).

6.5. CONTACTO MESOZOICO-CENOZOICO

Existe cierta discusión sobre el contacto entre las secuencias mesozoicas y cenozoicas en la zona de estudio, al este de la localidad de Baños Morales, en el valle del Río Volcán, ya que, en esta área en particular no se observan discordantes, como sí se logran apreciar al oeste de la Quebrada Morales. Tampoco existen evidencias en terreno de indicadores cinemáticos o desarrollo de una zona de falla que confirme lo expuesto en trabajos anteriores, donde se señala un contacto por falla entre estas unidades (e.g. Fock, 2005; Calderón, 2008). En la ladera norte del valle del Río Volcán se observa concordancia (paraconformidad) entre el techo de la Formación Lo Valdés (Titoniano superior-Hauteriviano superior) y las brechas basales de los Estratos Cerro Rubillas, secuencia de la cual existen edades de $16,5 \pm 1,2$ Ma Ar-Ar en plagioclasas y $18,5 \pm 0,6$ Ma U-Pb en circones de lavas cercanas a la base, que le asignaría una edad Mioceno (Aguirre *et al.*, 2009).

Según Fock (2005), la mayor estructura reconocida en la zona corresponde a la Falla El Diablo, que corresponde a un corrimiento inverso con orientación NNE-SSW y vergencia al este, que pone en contacto a la Unidad Cerro Retumbadero (equivalente a los Estratos Cerro Rubillas expuestos en el presente trabajo) con la Formación Lo Valdés en el sector del Cajón de Lo Valdés y Quebrada Los Lunes. Sin embargo, la traza de la Falla El Diablo en el valle del Río Volcán no pasa precisamente por el contacto entre la Formación Lo Valdés y los Estratos Cerro Rubillas, sino que más al oeste, coincidiendo con la Falla Baños Morales propuesta por Calderón (2008), y que coloca en contacto a la unidad cenozoica con el cuerpo intrusivo Baños Morales (Figura 6.6).

La Falla El Diablo sería la continuación hacia el norte del Corrimiento El Fierro, descrito por Godoy (1991) al sur de los 34° S. Esta habría actuado como una falla normal de borde de cuenca en el Eoceno tardío-Mioceno medio, controlando la deposición de materiales volcánicos y sedimentarios de la Formación Abanico (Godoy, 1991). Luego, fue reactivada de modo inverso durante un importante episodio de contracción tectónica y elevada presión de fluidos inducida por la circulación de magmas, que tuvo lugar en el Mioceno tardío (Piquer *et al.*, 2010). El hecho de que las rocas del bloque alzado sean más jóvenes que las del bloque yacente, permite inferir un movimiento normal previo de magnitud mayor a la del movimiento inverso que le sucedió (Piquer *et al.*, 2010).

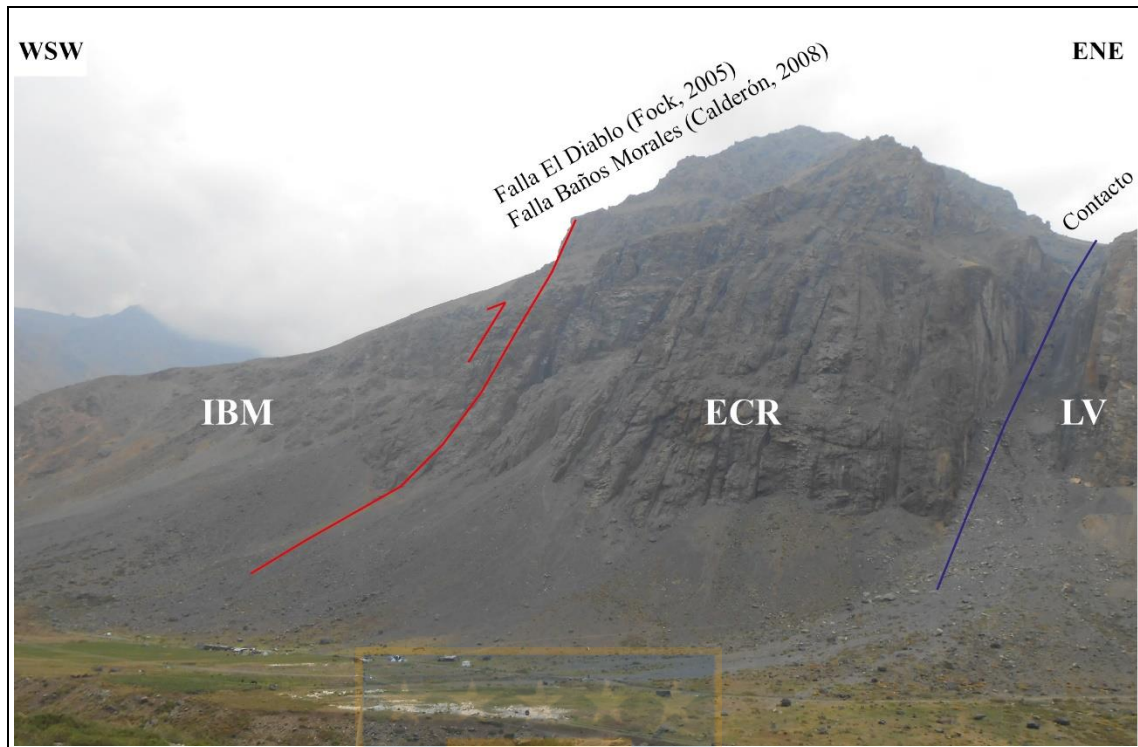


Figura 6.6: Traza de la Falla El Diablo (Fock, 2005) o Falla Baños Morales (Calderón, 2008) en la ladera norte del valle del Río Volcán. LV = Fm. Lo Valdés; ECR = Estratos Cerro Rubillas; IBM = Intrusivo Baños Morales (Calderón, 2008).

Tapia (2015), desarrolló una sección estructural balanceada a lo largo del valle del Río Tinguiririca, la cual fue restaurada hasta el Mioceno temprano, previo a la tectónica compresiva del Neógeno (Figura 6.7). En esta se puede observar que al restaurar parte de la Formación Abanico (posiblemente equivalente a los Estratos Cerro Rubillas) que se dispone entre las fallas El Baule y El Fierro, a una posición horizontal, se evidencia la deformación que tenían las rocas mesozoicas previo a la extensión paleógena y depósito de la Formación Abanico. En el modelo se propuso una falla normal de vergencia opuesta a la Falla Río del Cobre, para explicar los fuertes manteos al oeste que muestran las secuencias sedimentarias. Bajo este contexto, y dado que en la zona de estudio se observa un contacto concordante entre la Formación Lo Valdés y los Estratos Cerro Rubillas, la deformación producida por el Corrimiento El Fierro (Falla El Diablo) podría explicar esta condición.

Sin dudas, nuevas dataciones que confirmen o refuten la edad de los Estratos Cerro Rubillas y un estudio estructural más detallado en el contacto con la Formación Lo Valdés, al cual es

imposible acceder directamente por el valle del Río Volcán, ayudarían a clarificar esta problemática.

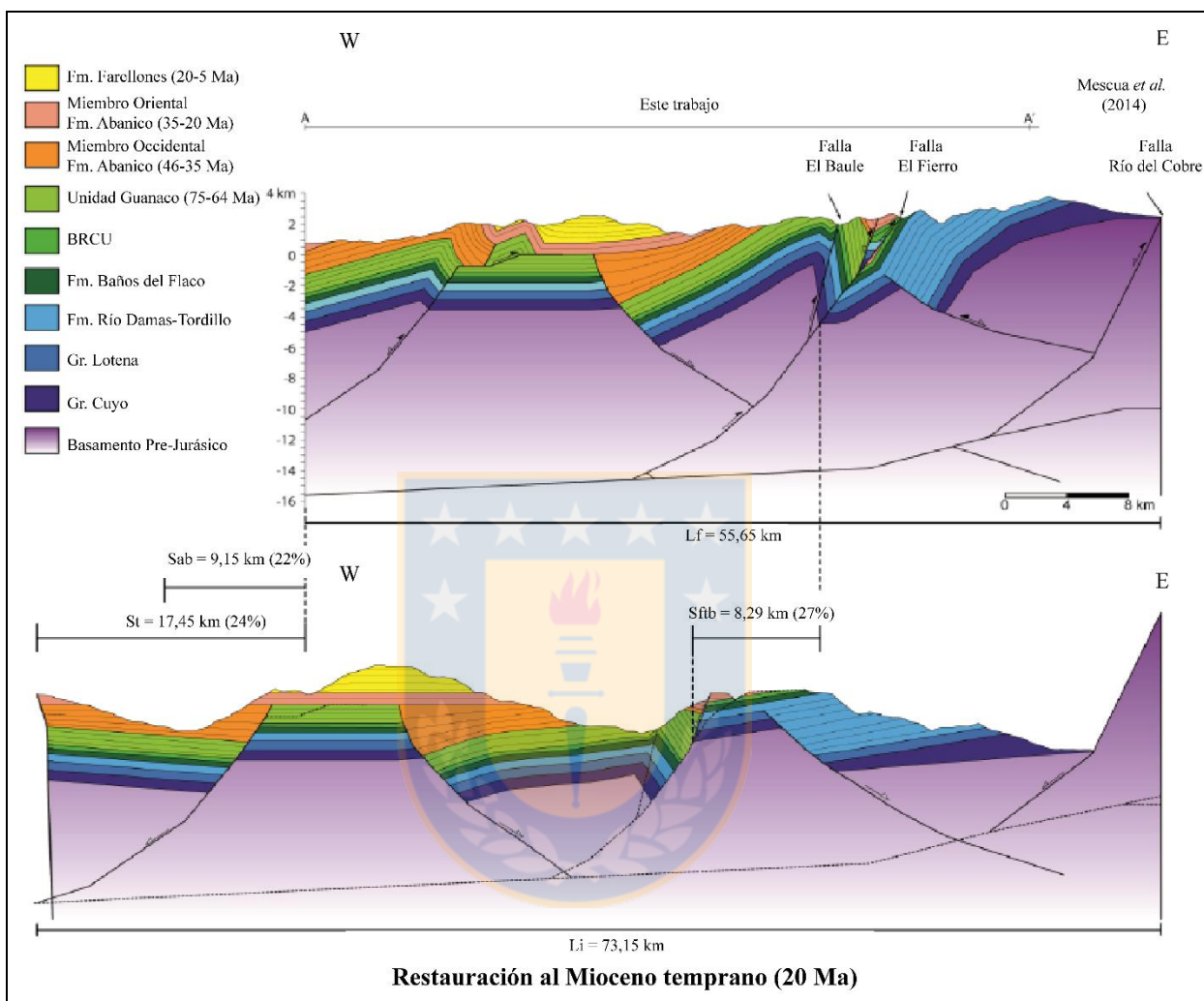


Figura 6.7: Sección balanceada a lo largo del valle del Río Tinguiririca, restaurada hasta el Mioceno temprano (Tapia, 2015).

7. CONCLUSIONES

- 1) El ambiente de sedimentación de la Formación Baños Morales corresponde principalmente a flujos de lavas andesíticas, las que en ciertos sectores presentan posibles estructuras almohadilladas (?) y brechas volcánicas originadas por fracturamiento freatomagmático; lo que indicaría **actividad volcánica subaérea** cercana a una cuenca marina, donde pulsos eruptivos (coladas andesíticas) alcanzaron a ingresar a zonas someras de esta, desarrollándose en tales casos estructuras típicas de flujos de lavas submarinas; o **actividad efusiva subacuática**, con su centro de emisión en el interior de una cuenca marina. Sin embargo, la falta de desarrollo de este tipo de estructuras de forma continua en la secuencia y la ausencia de evidencia de diques alimentadores para estos flujos andesíticos cortando los niveles sedimentarios de la Formación Baños Morales, sugeriría en primera instancia, que la última interpretación no sea la más acertada. Intercalados se observan ciertos niveles sedimentarios con facies que sugieren un **ambiente marino costero mixto** (siliciclástico-carbonatado) dominado por el accionar del oleaje, con facies de rampa media (transicional *offshore-shoreface*) que hacia techo varían a facies más someras de rampa interna (*shoreface superior*).
- 2) La presencia de autobrechización en el borde de las coladas andesíticas que forman parte de la Formación Baños Morales, y la presencia de un contacto erosivo con la colada o nivel sedimentario que la precede dentro de la misma unidad, evidencian que se trata de actividad efusiva y no de intrusiones concordantes o *sills*.
- 3) El ambiente de sedimentación de la Formación Lo Valdés se ajusta a un **ambiente marino costero mixto** con facies que oscilan entre la rampa interna o *shoreface* (inferior y superior) y la rampa externa u *offshore*. Se reconocen dos eventos de profundización marina que separan facies más profundas de otras más someras.
- 4) A partir del estudio estratigráfico secuencial se reconocen **11 parasecuencias**, las que se pueden dividir en: 1-6 parasecuencias de la Formación Baños Morales y 7-11 parasecuencias de la Formación Lo Valdés. Estas forman parte de una secuencia

deposicional (**Secuencia 1**) que comienza en la base de la Formación Río Damas (no incluida en este estudio) y finaliza en el techo de la Formación Lo Valdés, por lo tanto, sólo se analiza la zona superior de esta. En el área de trabajo, la Secuencia 1 consiste en tres cortejos transgresivos (TST) intercalados con dos cortejos de estado alto (HST), separados por superficies transgresivas (ts) y de máxima inundación (mfs). De base a techo, los cortejos sedimentarios que componen la Secuencia 1 se pueden desglosar en: TST₁, HST₁, TST₂, HST₂ y TST₃.

- 5) El ambiente de sedimentación de los Estratos Cerro Rubillas evidencian la presencia de una importante **actividad volcánica efusiva subaérea** que dio lugar a coladas andesíticas y depósitos piroclásticos. La ausencia de estructuras de flujo en estos últimos sugiere un origen por caída. Además, se reconocen facies típicas de **ambientes aluviales y lacustres** en los niveles basales de esta unidad, las que se intercalan a las anteriormente señaladas.
- 6) En la ladera norte del valle del Río Volcán se observa un contacto concordante entre el techo de la Formación Lo Valdés y las brechas basales de los Estratos Cerro Rubillas. La ausencia de una zona de falla o indicadores cinemáticos cercanos al contacto, sugerirían en primera instancia, que el contacto entre estas dos unidades es deposicional y corresponde a una **paraconformidad**.
- 7) Los Estratos Cerro Rubillas son equivalentes a la Unidad Cerro Retumbadero (Fock, 2005) o Unidad Abanico Negro (Calderón, 2008). No existe certeza si los Estratos Cerro Rubillas corresponden a la base de la Formación Abanico o la Formación Farellones, situación que sólo será clarificada con nuevas dataciones radiométricas en la zona.

8. REFERENCIAS

- AGUIRRE, L. 1960. Geología de los Andes de Chile central, Provincia de Aconcagua. Instituto de Investigaciones Geológicas. Boletín **9**: 70 pp. Santiago.
- AGUIRRE, L.; CALDERÓN, S.; VERGARA, M.; OLIVEROS, V.; MORATA, D. & BELMAR, M. 2009. Edades isotópicas de rocas de los valles Volcán y Tinguiririca, Chile central. Congreso Geológico Chileno N° 12: S8-001. Santiago.
- AGUIRRE, L.; ROBINSON, D.; BEVINS, R.; MORATA, D.; VERGARA, M.; FONSECA, E. & CARRASCO, J. 2000. A low-grade metamorphic model for the Miocene volcanic sequences in the Andes of central Chile. *New Zealand Journal of Geology and Geophysics*. Vol. **43**: 83-93.
- AGUIRRE-URRETA, M.; MOURGUES, F.; RAWSON, P.; BULOT, L. & JAILLARD, E. 2007. The Lower Cretaceous Chañarcillo and Neuquen Andean basins: ammonoid biostratigraphy and correlations. *Geological Journal*. Vol. **42**: 143-173.
- 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.
- ASTABURUAGA, D. 2014. Evolución estructural del límite Mesozoico-Cenozoico de la Cordillera Principal entre 35°30' y 36°S, Región del Maule, Chile. Tesis de Magíster. Universidad de Chile, Departamento de Geología (Inédito): 140 pp. Santiago.
- 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.
- BIRÓ, L. 1980. Estudio sobre el límite entre el Titoniano y el Neocomiano en la Formación Lo Valdés, Provincia de Santiago (33°50'S), Chile; principalmente sobre la base de ammonoideos. Congreso Argentino Paleontología y Bioestratigrafía N° 2 y Congreso Latinoamericano de Paleontología N° 1. Vol. **1**: 137-152. Buenos Aires.
- BRAVO, P. 2001. Geología del borde oriental de la Cordillera de la Costa entre los ríos Mataquito y Maule, VII Región. Memoria para optar al Título de Geólogo. Universidad de Chile, Departamento de Geología (Inédito): 113 pp. Santiago.
- BROWN, L. & FISHER, W. 1977. Seismic stratigraphic interpretation of depositional systems: examples from the Brazilian rift and pull-apart basins. In: Payton, C. (ed.) Seismic stratigraphy-applications to hydrocarbon exploration. *American Association of Petroleum Geologists*. Memoir **26**: 213-238.
- BUESCHER, O. 2003. Facies and Sequence Architecture of Mixed Carbonate-Siliciclastic Depositional Systems during Transforming Sag to Foreland Basin Geometries - "Sundance Basin",

Middle and Late Jurassic, Western United States. Rheinischen Friedrich-Wilhelms-Universitaet Bonn: 304 pp. Bonn.

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.

CALDERÓN, S.; GARRIDO, G.; OLIVEROS, V.; AGUIRRE, L. & VERGARA, M. 2009. Estratigrafía y metamorfismo de las formaciones Río Damas y Lo Valdés y su contacto con unidades cenozoicas, valle del Río Volcán (34°S), Chile Central. Congreso Geológico N° 12: S10-010. Santiago.

CHARRIER, R.; PINTO, L. & RODRÍGUEZ, M. 2007. Tectonostratigraphic evolution of the Andean Orogen in Chile. In: Moreno, T. & Gibbons, W. (eds.) *The Geology of Chile. The Geological Society*: 21-114. London.

CHARRIER, R.; ARCOS, R.; MALBRÁN, F. & REBOLLEDO, S. 1985. Estilos estructurales en Los Andes de Chile central: algunos ejemplos de la región costera y Cordillera Principal. Congreso Geológico Chileno N° 4: 194-218. Antofagasta.

CHARRIER, R.; RAMOS, V.; TAPIA, F. & 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. Special Publication. Vol. 399*: 13-61. London.

CHARRIER, R.; WYSS, A.; FLYNN, J.; SWISHER, C.; NORELL, M.; ZAPATTA, F.; MCKENNA, M. & 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.

CAS, R. & WRIGHT, J. 1987. *Volcanic Successions: Modern and Ancient: a Geological Approach to Processes, Products and Successions.* Allen & Unwin: 528 pp. London.

COE, A. & CHURCH, K. 2003. Sequence stratigraphy and sea-level change. In: Coe, A. (ed.) *The sedimentary record of sea-level change. Cambridge University Press*: 57-98. Cambridge.

COIRA, B.; DAVIDSON, C.; MPODOZIS, C. & RAMOS, V. 1982. Tectonic and magmatic evolution of the Andes of northern Argentina and Chile. *Earth-Science Reviews. Special Issue. Vol. 18*: 303-332.

COLOMA, F.; VALIN, X.; OLIVEROS, V.; VÁSQUEZ, P.; CREIXELL, C.; SALAZAR, E. & DUCEA, M. 2017. Geochemistry of Permian to Triassic igneous rocks from northern Chile (28°-

30°15'S): implications on the dynamics of the proto-Andean margin. *Andean Geology*. Vol. **44** (2): 147-178. Santiago.

CORRENS, C. 1949. Einführung in die Mineralogie. Springer: 414 pp. Berlin.

DARWIN, C. 1846. Geological observations on South America. Being the third part of the geology of the voyage of the Beagle. Smith Elder & Co.: 280 pp. London.

DÁVILA, F. & LITHGOW-BERTELLONI, C. 2015. Dynamic uplift during slab flattening. *Earth Planet. Sci. Lett.* Vol. **425**: 34-43.

DOYLE, P.; POIRÉ, D.; SPALLETTI, L.; PIRRIE, D.; BRENCHLEY, P. & MATHEOS, S. 2005. Relative oxygenation of the Tithonian-Valanginian Vaca Muerta-Chachao formations of the Mendoza Shelf, Neuquén Basin, Argentina. In: Veiga, G.; Spalletti, L.; Howell, J. & Schwarz, E. (eds.) The Neuquen Basin, Argentina: a case study in sequence stratigraphy and basin dynamics. *Geological Society*. Special Publication. Vol. **252**: 185-206. London.

DUNHAM, R. 1962. Classification of Carbonate Rocks According to Depositional Texture. In: Ham, W. (ed.) Classification of Carbonate Rocks. *American Association of Petroleum Geologists*. Memoir **1**: 108-121.

EINSELE, G. 1992. Sedimentary basins. Evolution, facies and sediment budget. Springer Verlag: 628 pp.

ENCINAS, A.; LE ROUX, J.; BUATOIS, L.; NIELSEN, S.; FINGER, K.; FOURTANIER, E. & LAVENU, A. 2006. Nuevo esquema estratigráfico para los depósitos marinos mio-pliocenos del área de Navidad (33°00'-34°30'S), Chile central. *Revista Geológica de Chile*. Vol. **33** (2): 221-246. Santiago.

ENCINAS, A.; FOLGUERA, A.; BECHIS, F.; FINGER, K.; ZAMBRANO, P.; PÉREZ, F.; BERNABÉ, P.; TAPIA, F.; RIFFO, R.; BUATOIS, L.; ORTS, D.; NIELSEN, S.; VALENCIA, V.; CUITIÑO, J.; OLIVEROS, V.; DE GIROLAMO DEL MAURO, L. & RAMOS, V. 2017. The Late Oligocene-Early Miocene Marine Transgression of Patagonia. In: Folguera, A.; Contreras, E.; Heredia, N.; Encinas, A.; Oliveros, V.; Dávila, F.; Collo, G.; Giambiagi, L.; Naipauer, M.; Maksymowicz, A. & Álvarez, O. (eds.) The evolution of the Chilean-Argentinean Andes. Springer Earth System Sciences: 419-451.

FARÍAS, M.; COMTE, D.; CHARRIER, R.; MARTINOD, J.; DAVID, C.; TASSARA, A.; TAPIA, F. & FOCK, A. 2010. Crustal-scale structural architecture in central Chile based on seismicity and surface geology: Implications for Andean mountain building. *Tectonics*. Vol. **29**: 1-22.

FENNELL, L.; FOLGUERA, A.; NAIPAUER, M.; GIANNI, G.; ROJAS VERA, E.; BOTTESI, G. & RAMOS, V. 2016. Cretaceous deformation of the southern Central Andes: synorogenic growth strata in the Neuquen Group (35°30'-37°S). *Basin Research*. Vol. **29**: 1-22.

- FINGER, K. 2013. Miocene foraminifera from the south-central coast of Chile. *Micropaleontology*. Vol. **59**: 341-493.
- FINGER, K.; ENCINAS, A. & NIELSEN, S. 2013. Comment on “Evidence for an Early-Middle Miocene age of the Navidad Formation (central Chile): Paleontological, paleoclimatic and tectonic implications” of Gutiérrez *et al.* (2013, *Andean Geology* 40 (1): 66-78). *Andean Geology*. Vol. **40** (3): 571-579. Santiago.
- FLÜGEL, E. 2004. *Microfacies of Carbonate Rocks. Analysis, Interpretation and Application*. Springer-Verlag: 976 pp. Berlin-Heidelberg.
- FLÜGEL, E. 2009. *Microfacies of Carbonate Rocks*. Springer-Verlag: 984 pp. New York.
- 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 de Magíster. Universidad de Chile, Departamento de Geología (Inédito): 178 pp. Santiago.
- FOCK, A.; CHARRIER, R.; MAKSAEV, V. & FARIÁS, M. 2006. Neogene exhumation and uplift of the Andean Main Cordillera from apatite fission tracks between 33°30’-34°00’S. Backbone of the Americas-Patagonia to Alaska. *Geological Society of America Meeting*: 102 pp. Mendoza.
- FOLGUERA, A.; BOTTESI, G.; ZAPATA, T. & RAMOS, V. 2008. Crustal collapse in the Andean backarc since 2 Ma: Tromen volcanic plateau, Southern Central Andes (36°40’-37°30’S). *Tectonophysics*. Vol. **459**: 140-160.
- FOLGUERA, A.; RAMOS, V.; ZAPATA, T. & SPAGNUOLO, M. 2007. Andean evolution at the Guañacos and Chos Malal fold and thrust belts (36°30’-37°S). *Journal of Geodynamics*. Vol. **44**: 129-148.
- FOLK, R. 1962. Spectral subdivision of limestone types. *American Association of Petroleum Geologists*. Memoir **1**: 62-84.
- FOLK, R. 1968. *Petrology of Sedimentary Rocks*. Hemphill’s: 170 pp. Austin.
- FRANZESE, J. & SPALLETTI, L. 2001. Late Triassic-early Jurassic continental extension in southwestern Gondwana: tectonic segmentation and pre-break-up rifting. *Journal of American Earth Sciences*. Vol. **14** (3): 257-270.
- FUENTES, F. 2004. Petrología y metamorfismo de muy bajo grado de unidades volcánicas oligoceno-miocenas en la ladera occidental de los Andes de Chile central (33°S). Tesis de Doctorado. Universidad de Chile, Departamento de Geología (Inédito): 398 pp. Santiago.
- FUENTES, F.; VERGARA, M.; AGUIRRE, L. & FÉRAUD, G. 2002. Relaciones de contacto de unidades volcánicas terciarias de los Andes de Chile central (33°S): una reinterpretación sobre la base de dataciones $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$. *Revista Geológica de Chile*. Vol. **29** (2): 207-225. Santiago.

FUENTES, F.; VERGARA, M.; NYSTRÖM, J.; LEVI, B. & AGUIRRE, L. 2000. Geology and geochemistry of Tertiary volcanic rocks from the Cuesta de Chacabuco area. Congreso Geológico Chileno N° 9: 656-659. Puerto Varas.

GANNA, P. & WALL, R. 1997. Evidencias geocronológicas $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ y K-Ar de un hiatus Cretácico Superior-Eoceno en Chile central (33° - $33^{\circ}30'S$). *Revista Geológica de Chile*. Vol. **24**: 145-163. Santiago.

GERTSCH, B.; KELLER, G.; ADATTE, T.; BERNER, Z.; KASSAB, A.; TANTAWY, A.; EL-SABBAGH, A. & STUEBEN, D. 2010. Cenomanian-Turonian transition in a shallow water sequence of the Sinai, Egypt. *International Journal of Earth Sciences*. Vol. **99**: 165-182.

GIAMBIAGI, L. 1999. Interpretación tectónica de los depósitos neógenos de la cuenca de antepaís del Alto Tunuyán, en la región del río Palomares, Cordillera Principal de Mendoza. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*. Vol. **54** (4): 361-374. Buenos Aires.

GIAMBIAGI, L. 2003. Deformación cenozoica de la faja plegada y corrida del Aconcagua y Cordillera Frontal, entre los $33^{\circ}30'$ y $33^{\circ}45'S$. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*. Vol. **58** (1): 85-96. Buenos Aires.

GIAMBIAGI, L.; SURIANO, J. & MESCUA, J. 2005. Extensión multiepisódica durante el Jurásico temprano en el depocentro Atuel de la cuenca neuquina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*. Vol. **60** (3): 524-534. Buenos Aires.

GIAMBIAGI, L.; TUNIK, M. & GHIGLIONE, M. 2001. Cenozoic tectonic evolution of the Alto Tunuyán foreland basin above the transition zone between the flat and normal subduction segment ($33^{\circ}30'$ - $34^{\circ}S$), western Argentina. *Journal of South American Earth Sciences*. Vol. **14**: 707-724.

GIAMBIAGI, L.; ÁLVAREZ, P.; GODOY, E. & 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.

GODOY, E. 1991. El Corrimiento El Fierro reemplaza a la discordancia intrasenoniana en el Río Cachapoal, Chile central. Congreso Geológico Chileno N° 6: 635-639. Viña del Mar.

GODOY, E. & LARA, L. 1994. Segmentación estructural andina a los 33° - 34° : nuevos datos en la Cordillera Principal. Congreso Geológico Chileno N° 7. Actas **2**: 1344-1348. Concepción.

GODOY, E.; YAÑEZ, G. & VERA, E. 1999. Inversion of an Oligocene volcano-tectonic basin and uplifting of its superimposed Miocene magmatic arc in the Chilean Central Andes: first seismic and gravity evidences. *Tectonophysics*. Vol. **306**: 217-236.

GONZÁLEZ, O. 1963. Observaciones geológicas en el valle del río Volcán. *Revista Minerale*s. Vol. **17**: 20-61. Santiago.

GONZÁLEZ, O. & VERGARA, M. 1962. Reconocimiento geológico de la Cordillera de los Andes entre los paralelos 35° y 38° latitud S. Universidad de Chile, Departamento de Geología. Publicación N° 24: 121 pp. Santiago.

GONZÁLEZ TOMASSINI, F.; KIETZMANN, D.; FANTÍN, M.; CROUSSE, L. & REINJENSTEIN, H. 2015. Estratigrafía y análisis de facies de la Formación Vaca Muerta en el área de El Trapial. Instituto Argentino del Petróleo y del Gas. *Petrotecnia*. Vol. 2-2015: 78-89.

GRUNDER, A. & MAHOOD, G. 1988. Physical and chemical models of zoned silicic magmas. The Loma Seca Tuff and Calabozos Caldera, southern Andes. *Journal of Petrology*. Vol. 29: 831-867.

GULISANO, C.; GUTIÉRREZ PLEIMLING, A. & DIGREGORIO, R. 1984. Análisis estratigráfico del intervalo Titoniano-Valanginiano (Formaciones Vaca Muerta, Quintuco y Mulichinco) en el suroeste de la Provincia de Neuquén. Congreso Geológico Argentino N° 9, Actas 1: 221-235. San Carlos de Bariloche.

GUTIÉRREZ, N.; HINOJOSA, L.; LE ROUX, J. & PEDROZA, V. 2013. Evidence for an early-middle Miocene age of the Navidad Formation (central Chile): paleontological, paleoclimatic and tectonic implications. *Andean Geology*. Vol. 40 (1): 66-78. Santiago.

HALLAM, A.; BIRÓ, L. & 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.

HOLLAND, S. 1993. Sequence stratigraphy of a carbonateclastic ramp; the Cincinnati Series (Upper Ordovician) in its type area. *Geological Society of America Bulletin* 105: 306-322.

HORTON, B.; FUENTES, F.; BOLL, A.; STARCK, D.; RAMIREZ, S. & STOCKLI, D. 2016. Andean stratigraphic record of the transition from backarc extension to orogenic shortening: A case study from the northern Neuquen Basin, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences*. Vol. 71: 17-40.

KAY, S.; GODOY, E. & KURTZ, A. 2005. Episodic arc migration, crustal thickening, subduction erosion, and magmatism in the south-central Andes. *Geological Society of America Bulletin*. Vol. 117: 67-88.

KIESSLING, W.; FLUGEL, E. & GOLONKA, J. 2000. Fluctuations in the carbonate production of Phanerozoic reefs. Carbonate platform systems: Components and Interactions. *Geological Society Special Publication*. Vol. 178: 191-215. London.

KIETZMANN, D. & VENNARI, V. 2013. Sedimentología y estratigrafía de la Formación Vaca Muerta (Titoniano-Berriasiano) en el área del cerro Domuyo, norte de Neuquén, Argentina. *Andean Geology*. Vol. 40: 41-65. Santiago.

KIETZMANN, D.; PALMA, R. & BRESSAN, G. 2008. Facies y microfacies de la rampa titoniana-berriasiana de la Cuenca Neuquina (Formación Vaca Muerta) en la sección del arroyo

Loncoche-Malargüe, Provincia de Mendoza. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*. Vol. **63** (4): 696-713. Buenos Aires.

KIETZMANN, D.; PALMA, R.; RICCARDI, A.; MARTÍN-CHIVELET, J. & LÓPEZ-GÓMEZ, J. 2014. Sedimentology and sequence stratigraphy of a Tithonian-Valanginian carbonate ramp (Vaca Muerta Formation): A misunderstood exceptional source rock in the Southern Mendoza area of the Neuquen Basin, Argentina. *Sedimentary Geology*. Vol. **302**: 64-86.

KLOHN, G. 1960. Geología de Santiago, O'Higgins, Colchagua y Curicó. Instituto de Investigaciones Geológicas Chile. Boletín **8**: 95 pp. Santiago.

KOZLOWSKY, E.; MANCEDA, R. & RAMOS, V. 1993. Estructura. In: RAMOS, V. (ed.) Geología y Recursos Naturales de Mendoza. Congreso Geológico Argentino N° 12 y Congreso de Exploración de Hidrocarburos N°2: 235-256. Buenos Aires.

KRIM, N.; BONNEL, C.; TRIBOVILLARD, N.; IMBERT, P.; AUBOURG, C.; RIBOULLEAU, A.; BOUNT-ROUMAZEILLES, V.; HOAREAU, G. & FASENTIEUX, B. 2017. Paleoenvironmental evolution of the southern Neuquen basin (Argentina) during the Tithonian Berriasian (Vaca Muerta and Picún Leufú Formations): a multi-proxy approach. *BSGF-Earth Sciences Bulletin*. Vol. **188**: 34 pp.

KURTZ, A.; KAY, S.; CHARRIER, R. & FARRAR, E. 1997. Geochronology of Miocene plutons and exhumation history of the El Teniente region, central Chile (34°-35°S). *Revista Geológica de Chile*. Vol. **24** (1): 75-90. Santiago.

LARSON, R. 1991. Geological consequences of superplumes. *Geology*. Vol. **19**: 963-966.

LE ROUX, J.; GUTIÉRREZ, N.; HINOJOSA, L.; PEDROZA, V. & BECERRA, J. 2013. Reply to 'Comment on: Evidence for an Early-Middle Miocene age of the Navidad Formation (central Chile): paleontological, paleoclimatic and tectonic implications' of Gutiérrez *et al.* (2013, *Andean Geology* 40 (1): 66-78 pp. *Andean Geology*. Vol. **40** (3): 580-588. Santiago.

LEGARRETA, L. & ULIANA, M. 1991. Jurassic-Cretaceous marine oscillations and geometry of backarc basin fill, Central Argentine Andes. In: Macdonald, D. (ed.) Sedimentation, tectonics and eustasy. Sea level changes at active plate margins. *International Association of Sedimentologists*. Special Publication. Vol. **12**: 429-450. Oxford.

LEGARRETA, L. & ULIANA, M. 1996. The Jurassic succession in west-central Argentina: stratal patterns, sequences and palaeogeographic evolution. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. Vol. **120**: 303-330.

LEGARRETA, L.; GULISANO, C. & ULIANA, M. 1993. Las secuencias sedimentarias Jurásico-Cretácicas. In: RAMOS, V. (ed.) Geología y Recursos Naturales de Mendoza. Congreso Geológico Argentino N° 12 y Congreso de Exploración de Hidrocarburos N° 2: 87-114. Buenos Aires.

LEVI, B. 1968. Cretaceous volcanic rocks from a part of the Coast Range West from Santiago, Chile. A study in lithologic variation and burial metamorphism in the Andean Geosyncline. Ph.D. Thesis. University of California (Inédito): 113 pp. Berkeley.

LOMANDO, A. & WALKER, T. 1991. Wamba field, People's Republic of Angola, a Cenomanian mixed carbonate-siliciclastic reservoir. *SEPM Core Workshop*. Vol. **15**: 245-271.

MACDONALD, G. 1972. *Volcanoes*. Prentice-Hall International: 510 pp. New Jersey.

MAKSAEV, V.; MUNIZAGA, F.; MCWILLIAMS, M.; FANNING, M.; MATHUR, R.; RUIZ, J. & ZENTILLI, M. 2004. New chronology for El Teniente, Chilean Andes, from U-Pb, $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, Re-Os and fission-track dating: Implications for the evolution of a supergiant porphyry Cu-Mo deposit. In: Sillitoe, R.; Perelló, J. & Vidal, C. (eds.) *Andean Metallogeny: New discoveries, Concepts, Update*. *Society of Economic Geologists*. Special Publication. Vol. **11**: 15-54.

MALUMIAN, N.; NULLO, F. & RAMOS, V. 1983. The Cretaceous of Argentina, Chile, Paraguay and Uruguay. In: Moullade, M. & Narin, A. (eds.) *The Phanerozoic Geology of the World II, The Mesozoic B*. Elsevier: 265-304. Amsterdam.

MCPHIE, J.; DOYLE, M. & ALLEN, R. 1993. *Volcanic textures. A guide to the interpretation of textures in volcanic rocks*. University of Tasmania, Centre of Ore Deposits and Exploration Studies: 198 pp. Hobart.

MESCUA, J.; GIAMBIAGI, L. & RAMOS, V. 2013. Late Cretaceous uplift in the Malargüe fold-and-thrust belt (35°S), southern Central Andes of Argentina and Chile. *Andean Geology*. Vol. **40**: 102-116. Santiago.

MESCUA, J.; GIAMBIAGI, L.; TASSARA, A.; GIMENEZ, M. & RAMOS, V. 2014. Influence of pre-Andean history over Cenozoic foreland deformation: Structural styles in the Malargüe fold-and-thrust belt at 35°S, Andes of Argentina. *Geosphere*. Vol. **10** (3): 585-609.

MIDDLETON, G. 1973. Johannes Walther's law of the correlation of facies. *Geological Society of America Bulletin*. Vol. **84**: 979-988.

MITCHUM, R. 1977. Seismic stratigraphy and global changes of sea level, part 11: glossary of terms used in seismic stratigraphy. In: Payton, C. (ed.) *Seismic stratigraphy: Applications to Hydrocarbon Exploration*. *American Association of Petroleum Geologists*. Memoir **26**: 205-212.

MITCHUM R. & ULIANA, M. 1985. Seismic stratigraphy of carbonate depositional sequences. Upper Jurassic/Lower Cretaceous. Neuquen Basin, Argentina. In: Berg, B. & Woolverton, D. (eds.) *Seismic Stratigraphy II. An Integrated Approach to Hydrocarbon Analysis*. *American Association of Petroleum Geologists*. Memoir **39**: 255-274.

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

NAIPAUER, M.; GARCÍA MORABITO, E.; MARQUES, J.; TUNIK, M.; ROJAS VERA, E.; VUJOVICH, G.; PIMENTEL, M. & 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.

NASI, C. & THIELE, R. 1982. Estratigrafía del Jurásico y Cretácico de la Cordillera de la Costa al sur del río Maipo, entre Melipilla y Laguna de Aculeo (Chile central). *Revista Geológica de Chile*. Vol. **16**: 81-99. Santiago.

NICHOLS, G. 2009. Sedimentology and Stratigraphy. 2nd Edition. Wiley-Blackwell: 432 pp. Oxford.

NIELSEN, S. & GLODNY, J. 2009. Early Miocene subtropical water temperatures in the southeast Pacific. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. Vol. **280**: 480-488.

PALMA, W. 1991. Estratigrafía y estructura de la Formación Colimapu entre el Estero del Diablo y el Cordón de Los Lunes, Región Metropolitana. Memoria para optar al Título de Geólogo. Universidad de Chile, Departamento de Geología (Inédito): 95 pp. Santiago.

PETTIJOHN, F.; POTTER, P. & SIEVER, R. 1987. Sand and sandstone. Springer-Verlag: 553 pp. New York.

PIQUER, J.; CASTELLI, J.; CHARRIER, R. & YÁÑEZ, G. 2010. El Cenozoico del alto río Teno, Cordillera Principal, Chile central: estratigrafía, plutonismo y su relación con estructuras profundas. *Andean Geology*. Vol. **3**: 32-53. Santiago.

PIRACÉS, R. 1977. Geología de la Cordillera de la Costa entre Catapilco y Limache, Región de Aconcagua. Memoria para optar al Título de Geólogo. Universidad de Chile, Departamento de Geología (Inédito): 118 pp. Santiago.

PORTER-SMITH, R.; HARRIS, P.; ANDERSEN, O.; COLEMAN, R.; GREENSLADE, D. & JENKINS, C. 2004. Classification of the Australian continental shelf based on predicted sediment threshold exceedance from tidal currents and swell waves. *Marine Geology*. Vol. **211**: 1-20.

POSAMENTIER, H. 2002. Ancient shelf ridges-A potentially significant component of the transgressive systems tract: Case study from offshore northwest Java. *American Association of Petroleum Geologists*. Bulletin. Vol. **86** (1): 75-106.

POSAMENTIER, H. & WALKER, R. 2006. Facies Models Revisited: SEPM. Special Publication. Vol. **84**: 520 pp.

PUFAHL, P. & JAMES, N. 2006. Monospecific Pliocene oyster buildups, Murray Basin, South Australia: brackish water end member of the reef spectrum. *Palaeoceanography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. Vol. **233**: 11-33.

RAMOS, V. 1994. Terranes of southern Gondwanaland and their control in the Andean structure (30°-33°S latitude). In: Reutter, K.; Scheuber, E. & Wigger, P. (eds.) *Tectonics of the Southern Central Andes*. Springer-Verlag: 249-261. Berlin.

RAMOS, V.; MUNIZAGA, F. & KAY, S. 1991. El magmatismo Cenozoico a los 33°S latitud: geocronología y relaciones tectónicas. Congreso Geológico Chileno N° 6. Actas **1**: 892-896. Viña del Mar.

RAMOS, V.; LITVAK, V.; FOLGUERA, A. & SPAGNUOLO, M. 2014. An Andean tectonic cycle: from crustal thickening to extension in a thin crust (34°-37°S). *Geoscience Frontiers*. Vol. **5** (3): 351-367.

RAMOS, V.; AGUIRRE-URRETA, M.; ÁLVAREZ, P.; CEGARRA, M.; CRISTALLINI, E.; KAY, S.; LO FORTE, G.; PEREYRA, F. & 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 **24**: 510 pp. Buenos Aires.

RIVANO, S. 1996. Geología de las Hojas Quillota y Portillo. Servicio Nacional de Geología y Minería (Informe Inédito): 202 pp. Santiago.

ROSSEL, P.; OLIVEROS, V.; MESCUA, J.; TAPIA, F.; DUCEA, M.; CALDERÓN, S.; CHARRIER, R. & 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.

SALAZAR, C. 2012. The Jurassic-Cretaceous boundary (Tithonian-Hauterivian) in the Andean Basin, central Chile: Ammonite fauna, bio- and sequence stratigraphy and palaeobiogeography. Ph.D. Thesis. Universität Heidelberg (Inédito): 388 pp. Heidelberg.

SALAZAR, C. & 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.

SANDERS, D. & HOEFLING, R. 2000. Carbonate deposition in mixed siliciclastic-carbonate environments on top of an orogenic wedge (Late Cretaceous, Northern Calcareous Alps, Austria). *Sedimentary Geology*. Vol. **137**: 127-146.

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.

SCHMINCKE, H. 1967. Stratigraphy and petrography of four upper Yakima basalt flows in south-central Washington. *Geological Society of America. Bulletin*. Vol. **78** (11): 1.385-1.422.

SELLÉS, D. 1999. La Formación Abanico en el Cuadrángulo Santiago (33°15'-33°30'S; 70°30'-70°45'W), Chile central. Estratigrafía y geoquímica. Tesis de Doctorado. Universidad de Chile, Departamento de Geología (Inédito): 154 pp. Santiago.

SELLÉS, D. & GANA, P. 2001. Geología del área Talagante-San Francisco de Mostazal: regiones Metropolitana y del Libertador General Bernardo O'higgins. Carta Geológica de Chile. Serie Geología Básica N° 74: 30 pp. Santiago.

SÉLLES, D. & HINOJOSA, L. 1997. Niveles sedimentarios y paleofloras del Oligoceno superior-Mioceno inferior en la Formación Abanico, noreste de Santiago. Congreso Geológico Chileno N° 8. Actas **1**: 580-584. Antofagasta.

SELLEY, R. 1985. Elements of petroleum geology. Freeman: 449 pp. New York.

SERNAGEOMIN, 2003. Mapa Geológico de Chile: versión digital. Servicio Nacional de Geología y Minería. Publicación Geológica Digital N° 4. Santiago.

SERRANO, L.; VARGAS, R.; STAMBUK, V.; AGUILAR, C.; GALEB, M.; HOLMGREN, C.; CONTRERAS, A.; GODOY, S.; VELA, I.; SKEWES, M. & STERN, C. 1996. The late Miocene to early Pliocene Río Blanco-Los Bronces copper deposit, central Chilean Andes. In: Camus, F.; Sillitoe, R. & Petersen, R. (eds.) Andean Copper Deposits: new discoveries, mineralization styles and metallogeny. *Society of Economic Geologists*. Special Publication. Vol. **5**: 119-130.

SILVESTRO, J. & ATENCIO, M. 2009. La cuenca cenozoica del río Grande y Palauco: edad, evolución y control estructural, faja plegada de Malargüe. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*. Vol. **65** (1): 154-169. Buenos Aires.

SKEWES, M.; ARÉVALO, A.; FLOODY, R.; ZÚÑIGA, P. & STERN, C. 2002. The giant El Teniente, breccia deposit: hypogene copper distribution and emplacement. In: Goldfarb, R. & Nielsen, R. (eds.) Integrated methods for discovery: global exploration in the twenty-first century. *Society of Economic Geologists*. Special Publication. Vol. **9**: 299-332.

SPAGNOULO, M.; FOLGUERA, A.; LITVAK, V.; ROJAS VERA, E. & RAMOS, V. 2012. Late Cretaceous arc rocks in the Andean retroarc region at 36,5°S: evidence supporting a Late Cretaceous slab shallowing. *Journal of South American Earth Sciences*. Vol. **38**: 44-56.

SPALLETTI, L.; FRANZESE, J.; MATHEOS, S. & SCHWARZ, E. 2000. Sequence stratigraphy of a tidally dominated carbonate siliciclastic ramp; the Tithonian-Early Berriasian of the southern Neuquen Basin, Argentina. *Journal of the Geological Society*. Vol. **157**: 433-446.

SRUOGA, P.; ECHEVERRÍA, M.; FOLGUERA, A. & REPOL, D. 2000. Hoja Geológica 3569-I Volcán Maipo, Provincia de Mendoza. Servicio Geológico Minero Argentino. Vol. **290**: 116 pp. Buenos Aires.

STERN, C.; AMINI, H.; CHARRIER, R.; GODOY, E.; HERVÉ, F. & VARELA, J. 1984. Petrochemistry and age of rhyolitic pyroclastics flows which occur along the drainage valleys of the Río Maipo and Río Cachapoal (Chile) and the Río Chaucha and Río Papagayos (Argentina). *Revista Geológica de Chile*. Vol. **23**: 39-52. Santiago.

STRECKEISEN, A. 1976. Classification of the common igneous rocks by means of their chemical composition. *Neues Jahrb. Mineral*: 1-15. Monatsh.

- STURN, M. & MATTER, A. 1978. Turbidites and varves in Lake Brienz (Switzerland): deposition of clastic detritus by density currents. In MATTER, A. & TUCKER, M. (eds.) Modern and ancient lake sediments. *International Association of Sedimentologists*. Special Publication. Vol. **2**: 147-168.
- TAPIA, F. 2015. Evolución tectónica y configuración actual de los Andes Centrales del sur (34°45'-35°30'S). Tesis de Doctorado. Universidad de Chile, Departamento de Geología (Inédito): 306 pp. Santiago.
- TAVERA, J. 1979. Estratigrafía y paleontología de la Formación Navidad, Provincia de Colchagua, Chile (30°50'-34°S). Museo Nacional de Historia Natural. Boletín **36**: 176 pp. Santiago.
- THIELE, R. 1980. Hoja Santiago, Región Metropolitana. Servicio Nacional de Geología y Minería. Carta Geológica de Chile N° **29**: 21 pp. Santiago.
- THIELE, R. & KATSUI, Y. 1969. Contribución al conocimiento del volcanismo post-miocénico de los Andes en la Provincia de Santiago, Chile. Universidad de Chile, Departamento de Geología. Publicación N° **35**: 23 pp. Santiago.
- THOMAS, H. 1958. Geología de la Cordillera de la Costa entre el valle de La Ligua y la cuesta Barriga. Instituto de Investigaciones Geológicas. Boletín N° 2: 86 pp. Santiago.
- TUCKER, M. 2003. Mixed clastic-carbonate cycles and sequences; Quaternary of Egypt and Carboniferous of England. *Geologia Croatica*. Vol. **56**: 19-37.
- TUCKER, M. & WRIGHT V. 1990. Carbonate Sedimentology. Blackwell Scientific: 496 pp. Oxford.
- VAIL, P.; HARDENBOL, J. & TODD, R. 1982. Jurassic unconformities and global sea-level changes from seismic and biostratigraphie. *Houston Geological Society*. Vol. **25**: 3-4.
- VAIL, P.; HARDENBOL, J. & TODD, R. 1984. Jurassic unconformities, chronostratigraphy and sea-level changes from seismic stratigraphy and biostratigraphy. In: Schlee, J. (ed.) Interregional unconformities and hydrocarbon accumulation. *American Association of Petroleum Geologists*. Memoir **36**: 129-144.
- VEIGA, G.; HOWELL, J. & STRÖMBÄCK, A. 2005. Anatomy of a mixed marine-nonmarine lowstand wedge in a ramp setting. The record of a Barremian-Aptian complex relative sea-level fall in the central Neuquen Basin, Argentina. In: Veiga, G.; Spalletti, L.; Howell, J. & Schwarz, E. (eds.) The Neuquen Basin: a case study in sequence stratigraphy and basin dynamics. *Geological Society*. Special Publication. Vol. **252**: 139-162. London.
- VEIGA, G.; SCHWARZ, E. & SPALLETTI, L. 2011. Stratigraphic analysis of the Lotena Formation (upper Callovian-lower Oxfordian) in central Neuquen Basin, Argentina. Integration of outcrop and subsurface information. *Andean Geology*. Vol. **38**: 171-197. Santiago.
- VERA, J. 1994. Estratigrafía. Principios y métodos. Editorial Rueda: 806 pp. Madrid.

- VERGARA, M. & DRAKE, R. 1978. Edades postasio-argón y su implicancia en la geología regional de Chile. Universidad de Chile, Departamento de Geología. Comunicaciones. Vol. **23**: 1-11. Santiago.
- VERGARA, M.; LEVI, B.; NYSTRÖM, J. & CANCINO, A. 1995. Jurassic and Early Cretaceous island arc volcanism, extension, and subsidence in the Coast Range of central Chile. *Geological Society of America Bulletin*. Vol. **107**: 1.427-1.440.
- VERGARA, M.; LÓPEZ-ESCOBAR, L.; PALMA, J.; HICKEY-VARGAS, R. & ROESCHMANN, C. 2004. Late Tertiary episodes in the area of the city of Santiago de Chile: new geochronological and geochemical data. *Journal of South American Earth Sciences*. Vol. **17**: 227-238.
- VERGARA, M.; MORATA, D.; HICKEY-VARGAS, R.; LÓPEZ-ESCOBAR, L. & BECCAR, I. 1999. Cenozoic tholeiitic volcanism in the Colbun area, Linares Precordillera, central Chile (35°35'-36°S). *Revista Geológica de Chile*. Vol. **26** (1): 23-42. Santiago.
- VICENTE, J. 2006. Dynamic paleogeography of the Jurassic Andean basin: pattern of regression and general considerations on main features. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*. Vol. **61** (3): 408-437. Buenos Aires.
- WALKER, R. 1979. Facies Models. Geoscience Canada. Reprint Series 1: 211 pp. Toronto.
- WALL, R. 1997. Edades K-Ar de intrusivos hipabisales terciarios en la zona de Huechun-Polpaico, Chile central. Congreso Geológico Chileno N° 8: 1.588-1.592. Antofagasta.
- WALL, R.; GANA, P. & GUTIÉRREZ, A. 1996. Mapa Geológico del área de San Antonio-Melipilla. Regiones de Valparaíso, Metropolitana y del Libertador General Bernardo O'Higgins. Servicio Nacional de Geología y Minería. Mapas Geológicos N° 2: 20 pp. Santiago.
- WALL, R.; SELLÉS, D. & GANA, P. 1999. Área Tiltill-Santiago, Región Metropolitana. Servicio Nacional de Geología y Minería. Mapas Geológicos N° 11: 20 pp. Santiago.
- WILSON, J. 1967. Cyclic and reciprocal sedimentation in Virgilian strata of southern New Mexico. *Geological Society of America Bulletin*. Vol. **78**: 805-818.
- WOHLETZ, K. & SHERIDAN, M. 1983. Hydrovolcanic explosions II. Evolution of basaltic tuff rings and tuff cones. *American Journal of Science*. Vol. **283**: 385-413.
- ZAPATA, T. & FOLGUERA, A. 2005. Tectonic evolution of the Andean fold and thrust belt of the southern Neuquen Basin, Argentina. In: Veiga, G.; Spalletti, L.; Howell, J. & Schwarz, E. (eds.) The Neuquen Basin, Argentina: a case study in sequence stratigraphy and basin dynamics. *Geological Society. Special Publication*. Vol. **252**: 37-56. London.
- ZELLER, M.; VERWER, K.; EBERLI, G.; MASSAFERRO, J.; SCHWARZ, E. & SPALLETTI, L. 2015. Depositional controls on mixed carbonate-siliciclastic cycles and sequences on gently inclined shelf profiles. *Sedimentology*. Vol. **62** (7): 2.009-2.037.



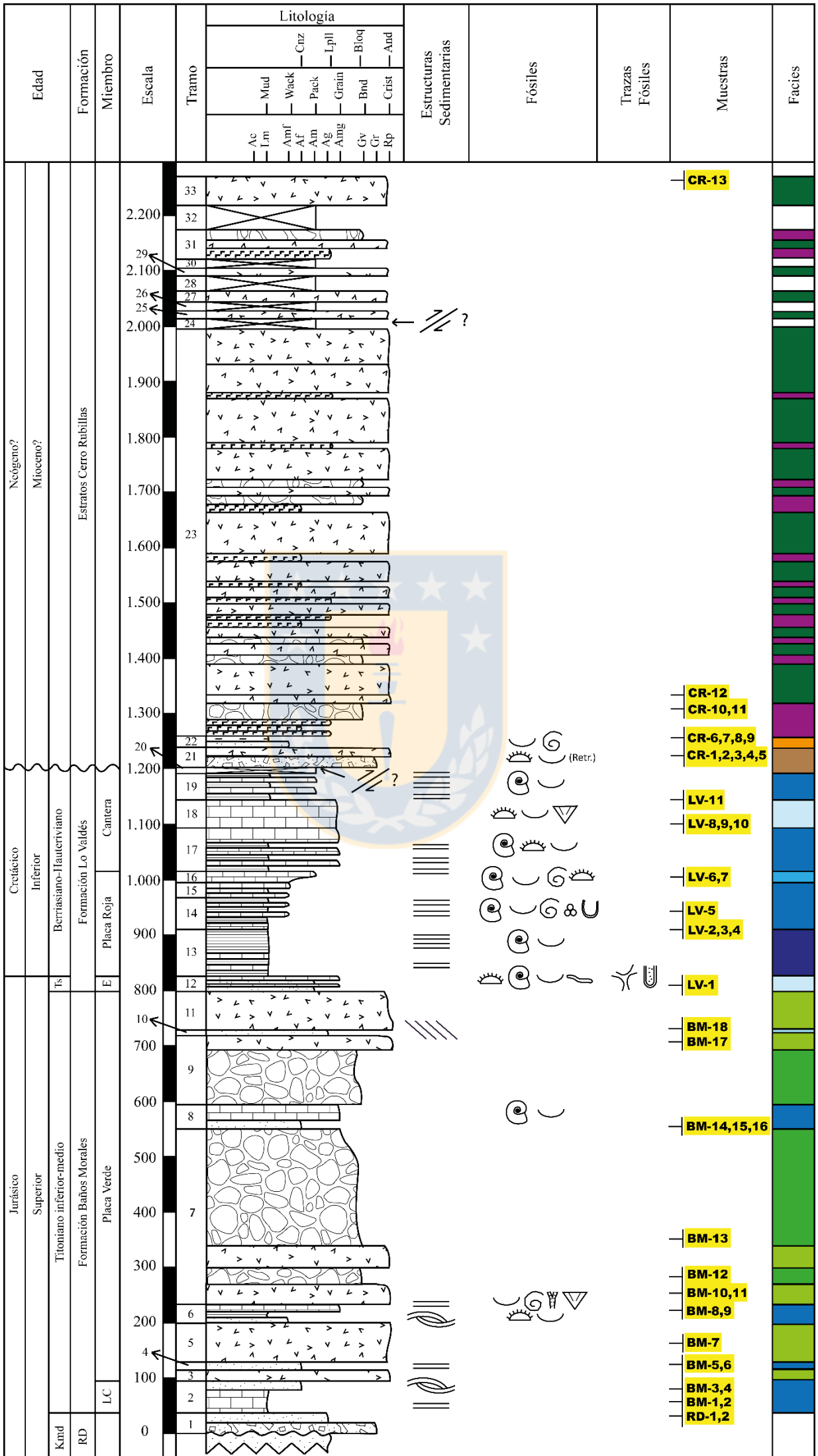
ANEXOS

ANEXO 1: Columna Estratigráfica Río Volcán Norte

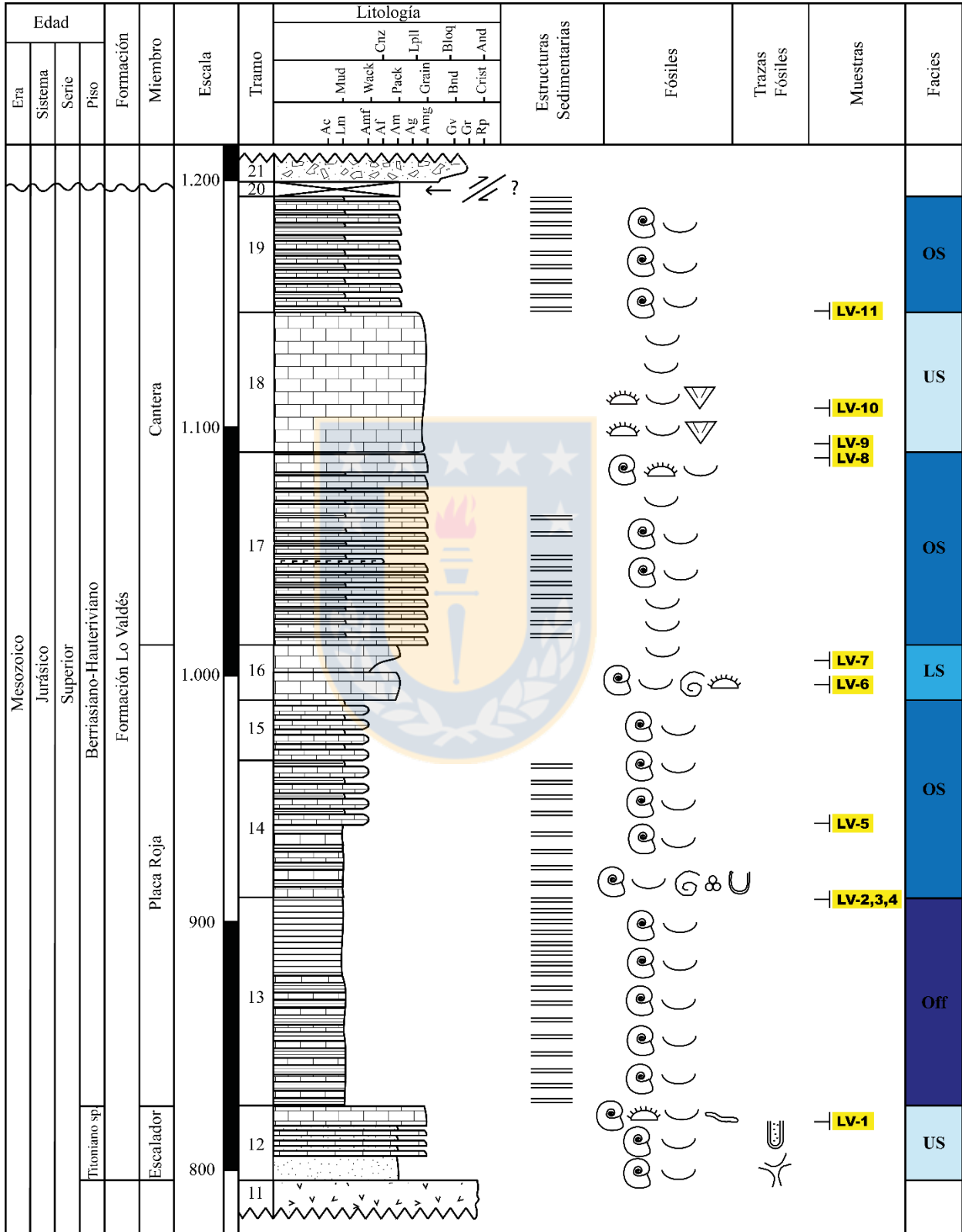
- **Legenda y Simbología, columna estratigráfica ladera norte del valle del Río Volcán**

<u>Legenda</u>		<u>Estructuras</u>																																													
	Toba		Falla inversa (?)																																												
	Limolita		Estratificación cruzada planar																																												
	Conglomerado		Estratificación cruzada hummocky																																												
	Brecha volcánica		Laminación paralela																																												
	Lutita	<u>Fósiles y microfósiles</u>																																													
	Andesita		Calpionélidos																																												
	Caliza		Serpúlidos																																												
	Arenisca		Ammonites																																												
	Brecha sedimentaria		Corales																																												
<u>Simbología</u>			Briozoos																																												
	Base erosiva		Gasterópodos																																												
	Discontinuidad		Bivalvos																																												
<table border="1"> <thead> <tr> <th colspan="2"><u>Nomenclatura</u></th> </tr> </thead> <tbody> <tr> <td>Edad</td> <td>Litología</td> </tr> <tr> <td>Kmd: Kimeridgiano</td> <td>Cnz: Ceniza</td> </tr> <tr> <td>Ts: Títoniano superior</td> <td>Lpll: Lapilli</td> </tr> <tr> <td>Formación</td> <td>Bloq: Bloque</td> </tr> <tr> <td>RD: Formación Río Damas</td> <td>And: Andesita</td> </tr> <tr> <td>Miembro</td> <td>Mud: Mudstone</td> </tr> <tr> <td>LC: La Cuesta</td> <td>Wack: Wackestone</td> </tr> <tr> <td>E: Escalador</td> <td>Pack: Packstone</td> </tr> <tr> <td>Fósiles</td> <td>Grain: Grainstone</td> </tr> <tr> <td>Retr: Retrabajado</td> <td>Bnd: Boundstone</td> </tr> <tr> <td></td> <td>Crist: Caliza cristalina</td> </tr> <tr> <td></td> <td>Ac: Arcilla</td> </tr> <tr> <td></td> <td>Lm: Limo</td> </tr> <tr> <td></td> <td>Amf: Arena muy fina</td> </tr> <tr> <td></td> <td>Af: Arena fina</td> </tr> <tr> <td></td> <td>Am: Arena media</td> </tr> <tr> <td></td> <td>Ag: Arena gruesa</td> </tr> <tr> <td></td> <td>Amg: Arena muy gruesa</td> </tr> <tr> <td></td> <td>Gv: Gravilla</td> </tr> <tr> <td></td> <td>Gr: Grava</td> </tr> <tr> <td></td> <td>Rp: Ripio</td> </tr> </tbody> </table>		<u>Nomenclatura</u>		Edad	Litología	Kmd: Kimeridgiano	Cnz: Ceniza	Ts: Títoniano superior	Lpll: Lapilli	Formación	Bloq: Bloque	RD: Formación Río Damas	And: Andesita	Miembro	Mud: Mudstone	LC: La Cuesta	Wack: Wackestone	E: Escalador	Pack: Packstone	Fósiles	Grain: Grainstone	Retr: Retrabajado	Bnd: Boundstone		Crist: Caliza cristalina		Ac: Arcilla		Lm: Limo		Amf: Arena muy fina		Af: Arena fina		Am: Arena media		Ag: Arena gruesa		Amg: Arena muy gruesa		Gv: Gravilla		Gr: Grava		Rp: Ripio		Foraminíferos
		<u>Nomenclatura</u>																																													
Edad	Litología																																														
Kmd: Kimeridgiano	Cnz: Ceniza																																														
Ts: Títoniano superior	Lpll: Lapilli																																														
Formación	Bloq: Bloque																																														
RD: Formación Río Damas	And: Andesita																																														
Miembro	Mud: Mudstone																																														
LC: La Cuesta	Wack: Wackestone																																														
E: Escalador	Pack: Packstone																																														
Fósiles	Grain: Grainstone																																														
Retr: Retrabajado	Bnd: Boundstone																																														
	Crist: Caliza cristalina																																														
	Ac: Arcilla																																														
	Lm: Limo																																														
	Amf: Arena muy fina																																														
	Af: Arena fina																																														
	Am: Arena media																																														
	Ag: Arena gruesa																																														
	Amg: Arena muy gruesa																																														
	Gv: Gravilla																																														
	Gr: Grava																																														
	Rp: Ripio																																														
			<i>Glossifungites</i>																																												
			<i>Thalassinoides</i>																																												
		<u>Trazas Fósiles</u>																																													
			Láminas delgadas																																												
		<u>Facies</u>																																													
			US <i>Shoreface</i> Superior																																												
			LS <i>Shoreface</i> Inferior																																												
			OS Transición <i>Offshore-Shoreface</i>																																												
			Off <i>Offshore</i>																																												
			LF Flujos de lavas andesíticas																																												
			PB Brechización por fracturamiento freatomagmático																																												
			DF Flujos de detritos																																												
			DL Lacustre profundo																																												
			LFa Flujos de lavas andesíticas subaéreas																																												
			PD Depósitos piroclásticos																																												

• Columna estratigráfica ladera norte del valle del Río Volcán

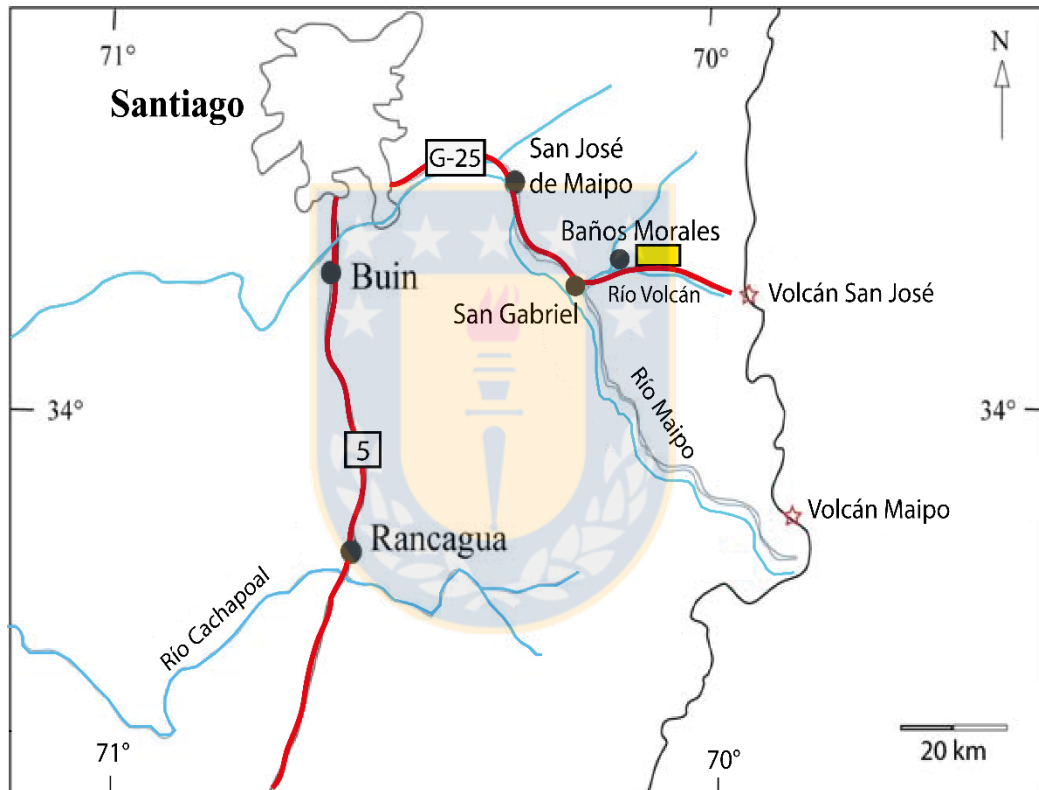


• Columna estratigráfica Formación Lo Valdés (detalle)



Columna Estratigráfica Río Volcán Norte

Se ubica en la ladera norte del valle del Río Volcán, aproximadamente 3 km al este de la localidad de Baños Morales. Esta comienza en el punto con coordenada 19H 404.418 m E/ 6.257.619 m N y termina en 19H 401.971 m E/ 6.257.710 m N, abarcando el techo de la Fm. Río Damas, las formaciones Baños Morales y Lo Valdés y los Estratos Cerro Rubillas. Los estratos se observan concordantes siguiendo una orientación aproximada N20°E/75°NW.



Mapa de la ubicación de la Columna Río Volcán Norte (rectángulo en amarillo).

Base

La columna considera tan sólo los 40 m superiores de la Formación Río Damas. Por debajo de las brechas del tramo 1 continúan areniscas verdosas de grano medio. La sección restante de la Formación Río Damas se encuentra formada por brechas y conglomerado, con intercalaciones de areniscas, limolitas y lavas andesíticas.

Tramo 1 (Formación Río Damas)

40 m

Alternancia entre brechas matriz-soportadas de coloración rojiza con areniscas (litoarenitas y arcosas) verdosas de grano medio a grueso. Los espesores son métricos en ambas litologías, siendo mayores en las primeras que alcanzan los 10-15 m, mientras que en las areniscas varían entre 1-2 m. Las brechas están compuestas por clastos de andesitas y e intrusivos máficos con tamaños que varían entre los 5-200 mm y una moda de 50 mm, estos tienen una forma angulosa a subangulosa y presentan una mala selección, mientras que la matriz es arenosa de grano grueso. Por otra parte, las areniscas están formadas principalmente por líticos de andesitas y cristales de plagioclasas subangulosos, con tamaño de grano que varía desde medio (0,3 mm) a grueso (0,8 mm); presentan una selección moderada y se observa laminación paralela en el estrato del techo del tramo. Se observa contacto erosivo en la base de las brechas.

Muestra RD-1 (lámina delgada)

Muestra RD-2 (lámina delgada)

Tramo 2 (Formación Baños Morales)

53 m (93 m)

Alternancia entre calizas limosas gris oscuras (mudstone) y areniscas calcáreas gris verdosas de grano fino. Las primeras son estratodecrecientes con espesores que fluctúan desde métricos (38 m) a decimétricos, mientras que las areniscas calcáreas son estratocrecientes con potencias decimétricas a métricos (10 m). Las mudstones presentan laminación paralela. Las areniscas están compuestas principalmente por cristales de plagioclasa con tamaños de grano de 0,2 mm, tienen una proporción importante (20%) de componentes alloquímicos (oolitas), son bien seleccionadas y presentan estratificación cruzada *hummocky*. Hacia techo del tramo se observan intraclastos centimétricos de calizas limosas dentro de las capas de areniscas. El contacto entre estratos es plano y neto.

Muestra BM-1 (lámina delgada)

Muestra BM-2 (lámina delgada)

Tramo 3

21 m (114 m)

Andesitas porfídicas con fenocristales de plagioclasa (0,4-50 mm) y hornblenda (0,4-1,5 mm). La masa fundamental está compuesta por microlitos de plagioclasa, anfíbol y vidrio volcánico (BM-4, Anexo 2). Tienen coloración gris verdosa en roca fresca y presentan posibles estructuras almohadilladas (?) hacia techo del tramo. A los 98 m, se observa una intercalación de 2 m de potencia de arenisca verdosa de grano medio (0,3 mm), bien seleccionada y con laminación paralela. El contacto entre las andesitas y el estrato que la subyace es neto e irregular.

Muestra BM-3 (lámina delgada)

Muestra BM-4 (lámina delgada)

Tramo 4

11 m (125 m)

Alternancia rítmica entre calizas arenosas grises (wackestone) y areniscas calcáreas gris verdosas de grano fino, bien seleccionadas. Los espesores son decimétricos para ambas litologías. Además, presentan laminación paralela. El contacto entre capas es plano y neto, pero el contacto de la secuencia con la andesita que la precede es neto e irregular.

La sucesión es cortada por dique andesítico (BM-5, Anexo 2) de forma irregular (imposible obtener rumbo y manteo).

Muestra BM-5 (lámina delgada)

Tramo 5

71 m (196 m)

Andesitas porfídicas con fenocristales de plagioclasa (0,6-40 mm) y hornblenda (0,4-3 mm). La masa fundamental está compuesta por microlitos de plagioclasa y anfíbol (BM-6, Anexo 2). Tienen coloración gris parda en roca fresca. Se intercalan dos niveles de areniscas calcáreas verdosas de grano fino de 1 m de potencia, a los 128 m y 196 m. Se reconocen niveles brechosos en los bordes de las volcanitas, donde clastos angulosos y centimétricos se encuentran rodeados de una matriz

arenosa y cemento calcáreo. El contacto entre las andesitas y el estrato que la subyace es neto e irregular.

La secuencia es cortada entre los 162-186 m por un dique andesítico (BM-7, Anexo 2) de color gris verdoso, que tiene 8 m de espesor y una orientación N60°W/55°NE.

Muestra BM-6 (lámina delgada)

Muestra BM-7 (lámina delgada)

Tramo 6

39 m (235 m)

Calizas arenosas (packstone) gris pardas alternadas con areniscas calcáreas de grano fino y lutitas. Los 10 m iniciales están dominados por una alternancia rítmica de capas centimétricas de calizas arenosas con areniscas calcáreas de grano fino. Presentan estratificación cruzada *hummocky*. En los 15 m posteriores se observan estratos decimétricos (0,3-0,8 m) de lutitas gris oscuras que presentan bandas de pirita y fósiles de bivalvos y equinodermos, intercaladas con capas centimétricas de calizas arenosas. Los últimos 14 m están dominados por calizas arenosas con espesores decimétricos (0,4-0,8 m), las que se encuentran intercaladas con niveles centimétricos de lutitas que desaparecen hacia techo. Las packstone se encuentran formadas principalmente por intraclastos, oolitas, calciesferas, fragmentos de bivalvos (*ostrea* sp. y *trigonia* sp.), gasterópodos, briozoos y corales; además, muestran estratificación cruzada *hummocky*. El contacto entre estratos es neto y plano, mientras que con la secuencia anterior es neto e irregular.

Muestra BM-8 (lámina delgada)

Muestra BM-9 (lámina delgada)

Tramo 7

317 m (552 m)

Andesitas porfídicas gris verdosas con fenocristales de plagioclasas (0,5-20 mm) y masa fundamental compuesta por microlitos de plagioclasa y anfíbol (BM-10, Anexo 2). Se encuentran alternadas con brechas volcánicas clasto-soportadas, mal seleccionadas, formadas por clastos

andesíticos decimétricos a centimétricos, angulosos y de coloración rojiza, los que se encuentran rodeados de una matriz verdosa fuertemente alterada. Se reconocen cavidades rellenas de cuarzo, piritas oxidadas, dendritas de manganeso y abundante epidota. Existe un contacto difuso entre andesitas y brechas.

A los 239 m, se observa un nivel de 1 m de potencia de areniscas pardas que exhibe estratificación cruzada *hummocky*. Sobre este estrato se identifican posibles estructuras almohadilladas (?) en la base de las andesitas suprayacentes.

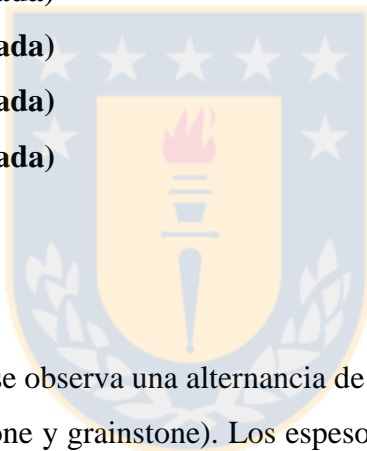
El contacto de las andesitas con calizas arenosas del tramo anterior es neto e irregular

Muestra BM-10 (lámina delgada)

Muestra BM-11 (lámina delgada)

Muestra BM-12 (lámina delgada)

Muestra BM-13 (lámina delgada)



Tramo 8

43 m (595 m)

En la primera mitad del tramo se observa una alternancia de areniscas calcáreas verdosas de grano fino con calizas grises (packstone y grainstone). Los espesores son decimétricos (0,5-0,8 m) para ambas litologías. Las areniscas son bien seleccionadas, compuestas mayoritariamente por clastos de plagioclasas y líticos de andesitas. Se observan abundantes fósiles de ammonites y bivalvos, con concentración de estos en las calizas. A partir de los 575 m, desaparecen areniscas calcáreas y se tiene una alternancia entre packstone y grainstone, con espesores decimétricos (0,8-0,9 m) y abundantes fósiles de bivalvos (*ostrea* sp.) con valvas rotas. El contacto de la secuencia y la andesita que la infrayace es neto e irregular.

Muestra BM-14 (lámina delgada)

Muestra BM-15 (lámina delgada)

Muestra BM-16 (lámina delgada)

Tramo 9

122 m (717 m)

Brechas volcánicas clasto-soportadas, mal seleccionadas, con clastos angulosos de andesitas (coloración rojiza) de tamaños decimétricos a centimétricos y una matriz verdosa muy alterada. Tienen cavidades rellenas de cuarzo y mineralización de crisocola. Los 25 m superiores corresponden a andesitas porfídicas con fenocristales de plagioclasas (0,8-50 mm) y masa fundamental formada por microlitos de plagioclasa y anfíbol (BM-17, Anexo 2); tienen coloración gris parda y exhiben posibles estructuras almohadilladas (?). El contacto entre brechas y andesitas es difuso, mientras que con calizas del tramo anterior es neto e irregular.

Muestra BM-17 (lámina delgada)

Tramo 10

9 m (726 m)

Los primeros 4 m corresponden a areniscas conglomerádicas gris verdosas, matriz-soportada, moderada selección, con clastos redondeados a subredondeados de andesitas, con tamaños que fluctúan entre los 5-10 mm y una matriz arenosa de grano muy grueso. En los metros superiores se distinguen areniscas (arcosas) gris verdosas de grano muy grueso, buena selección y que tienen niveles conglomerádicos centimétricos. Presentan estratificación cruzada planar. El contacto entre areniscas conglomerádicas y areniscas es difuso, mientras que con las andesitas que las subyacen es neto e irregular.

Tramo 11

70 m (796 m)

Andesitas porfídicas con fenocristales de plagioclasas (3-40 mm). Tienen una coloración gris verdosa en roca fresca. A los 750 m se observan posibles estructuras almohadilladas (?), las que en ciertas zonas se encuentran rodeadas por areniscas gris parda de grano medio. Además, en el techo de la secuencia se reconocen dos diques de arena de 5 y 20 cm de potencia que cortan a las andesitas, los que se adelgazan al alejarse del contacto hasta desaparecer. El contacto entre las volcanitas y secuencia anterior es neto e irregular.

Muestra BM-18 (lámina delgada)

Tramo 12 (Formación Lo Valdés)

30 m (826 m)

Los primeros 10 m corresponden a areniscas calcáreas gris pardas de grano medio, bien seleccionadas, con abundantes fósiles de bivalvos (la mayoría con sus valvas rotas) y ammonites cercanos a la base, lugar donde también se identifica traza fósil de *thalassinoides*. Los 12 m siguientes están formados por la alternancia entre areniscas calcáreas verdosas de grano medio a grueso con calizas arenosas gris pardas; capas con espesores decimétricos (20-30 cm). Se encuentran algunos estratos granodecrecientes con niveles conglomerádicos en la base (clastos 5-10 mm) que gradan a arenisca de grano grueso en el techo. A los 815 m, se observa posible icnofacies de *glossifungites* (?). Los metros restantes corresponden a calizas arenosas gris pardas (grainstone), compuestas por intraclastos, oolitas, calciesferas y abundantes fragmentos de bivalvos, equinodermos, serpúlidos y ammonites (LV-1, Anexo 2). Los fósiles continúan presentes hasta el techo de la secuencia, lugar donde existe una gran acumulación de bivalvos (valvas rotas) y ammonites. El contacto entre estratos es neto y plano, mientras que con las andesitas infrayacente es neto e irregular.

Muestra LV-1 (lámina delgada)

Tramo 13

84 m (910 m)

Alternancia rítmica entre lutitas calcáreas gris oscuras y lutitas bituminosas con laminación paralela. Estratos con espesores decimétricos, 25 cm y 30 cm, respectivamente; a partir de los 880 m lutitas bituminosas aumentan su potencia a 60 cm, mientras que las lutitas calcáreas se muestran centimétricas. Se observa presencia de materia orgánica en ambas litologías, siendo más abundante en las lutitas bituminosas. La presencia de pirita diseminada y fósiles de ammonites y bivalvos (valvas unidas), es común en toda la secuencia. El contacto entre capas es neto y plano, misma situación que con calizas arenosas del tramo anterior.

Muestra LV-2 (lámina delgada)

Tramo 14

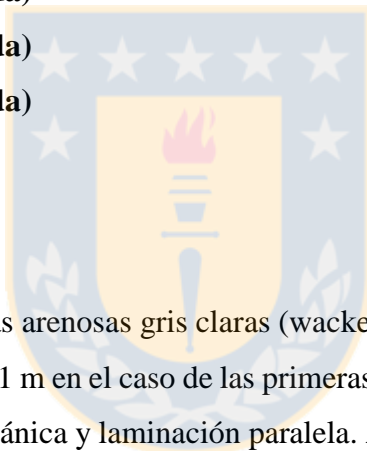
55 m (965 m)

Alternancia rítmica entre lutitas calcáreas gris oscuras con laminación paralela y calizas limosas gris claras (mudstone y wackestone). Estas últimas son estratocrecientes, aumentando el espesor de las capas desde 0,7 a 1 m hacia techo. Por el contrario, las lutitas calcáreas son estratodecrescentes variando su potencia desde 0,5 a 0,15 m. Se observa presencia de materia orgánica en ambas litologías. La presencia de pirita diseminada y fósiles de ammonites y bivalvos (valvas unidas), es común en todo el tramo. Además, se registran fósiles de gasterópodos, *calpionella* sp. y microfósiles de foraminíferos bentónicos (?) en lutitas calcáreas (LV-3, Anexo 2). El contacto entre estratos es neto y plano, al igual que con la secuencia anterior.

Muestra LV-3 (lámina delgada)

Muestra LV-4 (lámina delgada)

Muestra LV-5 (lámina delgada)



Tramo 15

26 m (991 m)

Alternancia rítmica entre calizas arenosas gris claras (wackestone) y lutitas calcáreas gris oscuras. Los espesores alcanzan los 0,7-1 m en el caso de las primeras y 0,2-0,3 m en las últimas. Las lutitas calcáreas presentan materia orgánica y laminación paralela. Abundante presencia fósil de bivalvos (en su mayoría con valvas juntas) y ammonites en calizas arenosas; en lutitas calcáreas se aprecian en menor cantidad. El contacto entre estratos es neto y plano, de la misma manera con tramo anterior.

Tramo 16

21m (1012 m)

Calizas arenosas gris amarillentas (wackestone y packstone), que en los 5 m finales se encuentran alternadas con areniscas gris verdosas de grano fino. Las calizas arenosas tienen espesores métricos (3-4 m), los que se reducen a 0,5-0,7 m hacia techo del tramo, donde aparecen areniscas de 0,15-0,2 m de potencia. Presentan abundantes fósiles de *ostrea* sp. que en su mayoría presentan sus dos valvas unidas, ammonites, gasterópodos y equinodermos (LV-6, Anexo 2). A los 1.000 m, se

localiza una capa de 1 m de potencia donde se registra la mayor acumulación de *ostrea* sp. Las areniscas tienen moderada selección y presentan laminación paralela.

A los 1.006 m, se observa estrato de 1 m de potencia, granodecreciente, con arenisca conglomerádica en la base que varía a arenisca calcárea gris verdosa de grano fino en el techo (LV-7, Anexo 2).

El contacto entre estratos es neto y plano, misma condición con tramo anterior.

Muestra LV-6 (lámina delgada)

Muestra LV-7 (lámina delgada)

Tramo 17

78 m (1.090 m)

Alternancia rítmica entre calizas arenosas gris amarillentas (grainstone) y lutitas calcáreas gris oscuras. Las calizas arenosas son estratocrecientes con espesores que van desde los 0,3 a 3 m hacia techo; mientras que las lutitas calcáreas son estratodecrecientes con potencias decimétricas (0,2 m) a centimétricas. Las grainstones tienen abundantes fósiles de bivalvos (en su mayoría conchas rotas) y equinodermos (LV-8, Anexo 2). Las lutitas presentan laminación paralela.

A los 1.045 m, se encuentra capa tobácea verde manzana de 0,3 m de espesor.

El contacto entre estratos es neto y plano, de la misma manera con calizas del tramo anterior.

Muestra LV-8 (lámina delgada)

Tramo 18

56 m (1.146 m)

Calizas gris amarillentas (grainstone). Están formadas principalmente por intraclastos y abundantes fósiles rotos de bivalvos, equinodermos y corales, además de granos terrígenos (~5%; plagioclasas y líticos andesíticos). Los componentes son en su mayoría redondeados a subredondeados. Se

muestra dolomitización de algunos granos (LV-9, Anexo 2). El contacto con tramo anterior es neto y plano.

Muestra LV-9 (lámina delgada)

Muestra LV-10 (lámina delgada)

Tramo 19

47 m (1.193 m)

Alternancia rítmica entre calizas arenosas gris amarillentas (packstone) y lutitas calcáreas gris oscuras. Los espesores alcanzan los 0,4-0,7 m en calizas y 0,1-0,15 m en lutitas. Estas últimas presentan abundante materia orgánica y muestran laminación paralela. Fragmentos de bivalvos y fósiles de ammonites son abundantes en todo el tramo. Además, se observan ejemplares de ammonites con diámetros de hasta 0,4 m en calizas arenosas cercanas al techo. El contacto entre estratos es neto y plano, al igual que con la secuencia anterior.

Muestra LV-11 (lámina delgada)

Tramo 20

6 m (1.199 m)

Tramo inaccesible.

Tramo 21 (Estratos Cerro Rubillas)

42 m (1.241 m)

Brechas y conglomerados gris pardos alternados con andesitas afaníticas. Los espesores son métricos (5-12 m) y el contacto neto y plano entre las litologías. En la base se exhiben 5 m de brechas, estas tienen niveles matriz-soportados con clastos entre 5-20 mm (moderada selección) y otros clasto-soportados con clastos entre 30-200 mm (mala selección). Están compuestas por fragmentos subangulosos de calizas limosas y plagioclasas, rodeados de una matriz formada por plagioclasas y arcillas; se observa carbonatación posterior en la roca (CR-1, Anexo 2). Entre los 1.214-1.226 m, se distingue brecha matriz- a grano-soportada, mala a moderada selección, con clastos subangulosos de calizas y plagioclasas con tamaños entre 10-150 mm, rodeados de una

matriz arenosa compuesta por plagioclasas (CR-5, Anexo 2). Presentan fósiles redondeados y rotos de bivalvos y equinodermos.

Alternadas a las rocas anteriormente descritas, se encuentran andesitas con textura afanítica en muestra de mano y que presentan vesículas. Están compuestas por microlitos de plagioclasa, clinopiroxeno, ortopiroxeno y hornblenda (CR-3; CR-4, Anexo 2).

A los 1.225 m, se observa nivel de arenisca de grano grueso de 0,4 m de potencia.

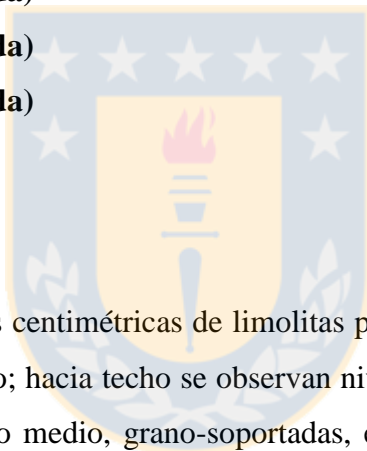
Muestra CR-1 (lámina delgada)

Muestra CR-2 (lámina delgada)

Muestra CR-3 (lámina delgada)

Muestra CR-4 (lámina delgada)

Muestra CR-5 (lámina delgada)



Tramo 22

11 m (1.252 m)

Alternancia rítmica entre capas centimétricas de limolitas pardo amarillentas y areniscas limosas marrón oscuras de grano medio; hacia techo se observan niveles tobáceos de coloración verdosa. Las areniscas limosas de grano medio, grano-soportadas, están formadas por granos angulosos (0,1-1 mm) de plagioclasas (~30%), líticos andesíticos (~20%), cuarzo (~5%), rodeados de una matriz limosa. Mientras que las limolitas sólo muestran bioclastos (~8%) y una matriz limosa (~92%). Se registran fósiles de gasterópodos y bivalvos (valvas juntas) en limolitas (CR-6, Anexo 2).

En el techo del tramo, se observa estrato de 1,5 m de potencia de arenisca gris parda de grano medio.

El contacto entre capas es neto y plano, mientras que con andesitas infrayacentes es neto e irregular.

Muestra CR-6 (lámina delgada)

Tramo 23

742 m (1.994 m)

Andesitas porfídicas con fenocristales de plagioclasas (0,5-2 mm) y en ciertos sectores piroxenos (0,4-1 mm), la masa fundamental está compuesta por microlitos de plagioclasa, clinopiroxeno y minerales opacos. Tienen una coloración gris verdosa y presentan vesículas. Sus espesores son métricos, fluctuando entre los 15-100 m. Intercaladas a estas se observan niveles compuestos por rocas volcanoclásticas.

Las intercalaciones volcanoclásticas tienen una potencia total entre 10-25 m y las forman capas decimétricas (10-30 cm) de tobas (ceniza y lapilli) y brechas volcánicas con espesores variables entre decimétricos (~30 cm) y métricos (10-20 m). Excepcionalmente, en los primeros 60 m del tramo, las tobas de lapilli alcanzan potencias de 10 m y las brechas de 30 m. Las tobas de ceniza tienen una coloración verde manzana, mientras que las de lapilli y brechas tienen una coloración gris rojiza. Composicionalmente las primeras corresponden a tobas cristalinas donde predomina la presencia de cristales rotos de plagioclasas (40-46%), minerales opacos (3-4%) y ceniza volcánica (8%), además de tobas líticas que tienen 70-80% de fragmentos de andesitas (CR-7; CR-8; CR-9, Anexo 2). Mientras que las brechas varían de matriz- a clasto-soportadas entre las diferentes capas, pero en todas existe una predominancia de clastos de andesita (60-100 mm). Los contactos entre estratos son netos y planos al igual que con arenisca del tramo anterior.

A partir de los 1.992 m, la andesita presenta una intensa alteración a epidota y clorita. Esta oblitera la textura original de la roca.

Muestra CR-7 (lámina delgada)

Muestra CR-8 (lámina delgada)

Muestra CR-9 (lámina delgada)

Muestra CR-10 (lámina delgada)

Muestra CR-11 (lámina delgada)

Muestra CR-12 (lámina delgada)

Tramo 24

20 m (2.014)

Tramo inaccesible. Posible zona de falla.

Tramo 25

15 m (2.029 m)

Andesita porfídica con fenocristales de plagioclasas (2-4 mm). Textura original de la roca se ve obliterada por una intensa alteración a epidota y clorita.

A partir de este tramo los afloramientos se hacen escasos producto del alto grado de alteración que presenta la roca. Imposible distinguir estratificación de las capas por lo que no se puede tener certeza que exista concordancia con los demás tramos.

Tramo 26

15 m (2.044 m)

Tramo cubierto.

Tramo 27

20 m (2064 m)

Andesita porfídica con fenocristales de plagioclasas (2-4 mm). Textura original se reconoce con dificultad por alteración de moderada intensidad a epidota y clorita.

Tramo 28

25 m (2.089 m)

Tramo cubierto.

Tramo 29

15 m (2.104 m)

Andesita porfídica con fenocristales de plagioclasas (2-5 mm). Textura original se reconoce con dificultad por alteración de moderada intensidad a epidota y clorita.



Tramo 30

15 m (2.119 m)

Tramo cubierto.

Tramo 31

50 m (2.169 m)

Los primeros 20 m corresponden a toba de ceniza; le siguen 15 m de andesita porfídica con fenocristales de plagioclasas (4 mm); el tramo finaliza con 15 m de brecha volcánica matriz-soportada, formada por clastos angulosos de andesitas (20-80 mm). Rocas muy alteradas, lo que oblitera sus texturas originales. Contacto difuso entre litologías.

Tramo 32

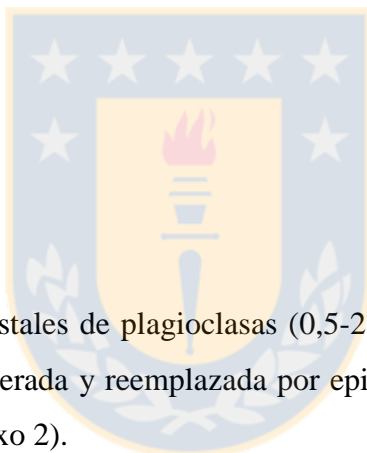
50 m (2.219 m)

Tramo cubierto.

Tramo 33

40 m (2.259 m)

Andesita porfídica con fenocristales de plagioclasas (0,5-2 mm). La textura original de la masa fundamental se encuentra obliterada y reemplazada por epidota, clorita, anfíbol, albita, cuarzo y minerales opacos (CR-13, Anexo 2).



Muestra CR-13 (lámina delgada)

Techo

Superficie de erosión actual.

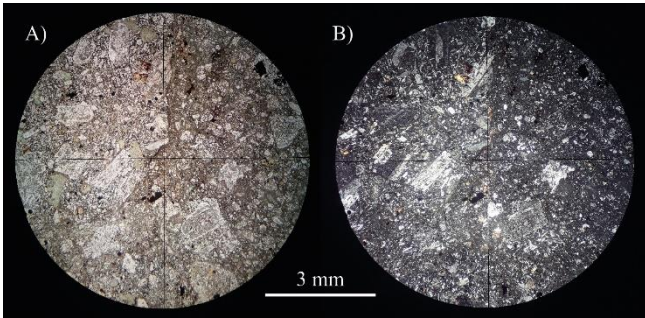
ANEXO 2: Descripciones Láminas Delgadas

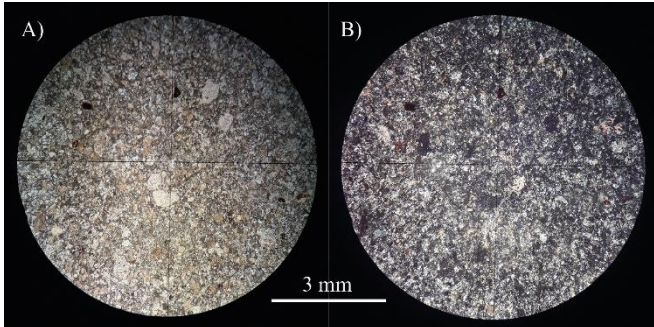
MUESTRA: RD-a (No incluida en Columna Río Volcán Norte)		Objetivo: 2,5 X		Luz: A) LPP; B) NC	
UBICACION	Río Volcán Norte				
	Fm. Río Damas				
LOCALIDAD	Baños Morales				
NOMBRE	Arenisca conglomerádica				
TEXTURA	% Clastos: 25				
	% Matriz: 70				
	% Cemento: 5				
SELECCIÓN GENERAL	Clastos		Matriz		
Diámetro grano más grande	8 mm		0,4 mm		
Diámetro grano más pequeño	0,5 mm		< 0,062 mm		
Diámetro moda	2,5 mm		0,2 mm		
Selección	Mala				
FÁBRICA	Matriz-soportada				
COMPOSICIÓN	(%)	Diámetro	Esfericidad	Redondez	Alteración
Líticos	75				
Intrusivos	75	8-0,4 mm	Subdiscoidal	Angular	Plagioclasa a sericita
Granos monominerales	25				
Cuarzo	1	0,4 mm	Subesférico	Subredondeado	-
Plagioclasa	8	0,02-0,01 mm	Subprismoidal	Angular	Sericita
Biotita	1	0,05	Subdiscoidal	Subangular	Clorita
Arcillas	12	< 0,002 mm	-	-	-
Opacos	3	0,1 mm	Subesférico	Subangular	-
Granos alloquímicos	-				
Granos piroclásticos	-				
NORMALIZACIÓN	% Q: 1 %		% F: 10 %		% L: 89 %
MADUREZ	Textural: Inmadura			Composicional: Inmadura	
CONTACTO ENTRE GRANOS	Puntual y tangente				
CEMENTO	Óxido de hierro (hematítico)				
CLASIFICACIÓN	Textural: Arenisca conglomerádica (Nichols, 1999)				
	Composicional: Litoarenita (Folk, 1968)				
OBSERVACIONES	Coloración rojiza de la roca está dada por cemento hematítico.				

MUESTRA: RD-b (A) (No incluida en Columna Río Volcán Norte)		Objetivo: 2,5 X		Luz: A) LPP; B) NC	
UBICACION	Río Volcán Norte Fm. Río Damas				
LOCALIDAD	Baños Morales				
NOMBRE	Arenisca conglomerádica				
TEXTURA	% Clastos: 30 % Matriz: 68 % Cemento: 2				
SELECCIÓN GENERAL	Clastos	Matriz			
Diámetro grano más grande	4 mm	0,5 mm			
Diámetro grano más pequeño	0,8 mm	< 0,062 mm			
Diámetro moda	1,2 mm	0,3 mm			
Selección	Moderada				
FÁBRICA	Matriz-soportada				
COMPOSICIÓN	(%)	Diámetro	Esfericidad	Redondez	Alteración
Líticos	12				
Intrusivos	12	4-3 mm	Subesférico	Subngular	Plagioclasa a epidota Plagioclasa a arcillas
Granos monominerales	88				
Cuarzo	8	0,3 mm	Subesférico	Subredondeado	-
Plagioclasa	70	3,5-0,1 mm	Subprismoidal	Angular	Sericita
Opacos	5	0,2 mm	Subdiscoidal	Subangular	Clorita
Monominerales no identificados	5	0,3-0,1mm	-	-	-
Granos alloquímicos	-				
Granos piroclásticos	-				
NORMALIZACIÓN	% Q: 9 %		% F: 78 %		% L: 13 %
MADUREZ	Textural: Submadura			Composicional: Inmadura	
CONTACTO ENTRE GRANOS	Tangente y puntual				
CEMENTO	Arcilloso				
CLASIFICACIÓN	Textural: Arenisca conglomerádica (Nichols, 1999)				
	Composicional: Arcosa (Folk, 1968)				
OBSERVACIONES	Contacto Arenisca conglomerádica-sill microdiorítico.				

MUESTRA: RD-b (B) (No incluida en Columna Río Volcán Norte)		Objetivo: 2,5 X		Luz: A) LPP; B) NC	
UBICACIÓN	Río Volcán Norte Fm. Río Damas				
LOCALIDAD	Baños Morales				
NOMBRE ROCA	Microdiorita de hornblenda (Streckeisen, 1976)				
TEXTURA PRINCIPAL	Porfídica seriada con masa fundamental hipidiomórfica granular				
TEXTURA LOCAL	Glomeroporfídica				
COMPOSICIÓN	(%)	Alteración	Tamaño	Forma	
Fenocristales	30				
Anfíbol	30	Anfíbol secundario + epidota	3,5-0,3 mm	Euhedral	
Masa fundamental	70				
Plagioclasa	60	Arcillas	< 0,05 mm	Euhedral	
Anfíbol	8	Epidota	0,08 mm	Subhedral	
Opacos	2	-	< 0,05 mm	Subhedral	
OBSERVACIONES	Contacto Arenisca conglomerádica-sill microdiorítico. Se observan enclaves de arenisca, la que actúa como caja durante la intrusión. Además, en el contacto con roca de caja se observan cuarzos recrystalizados de la arenisca.				

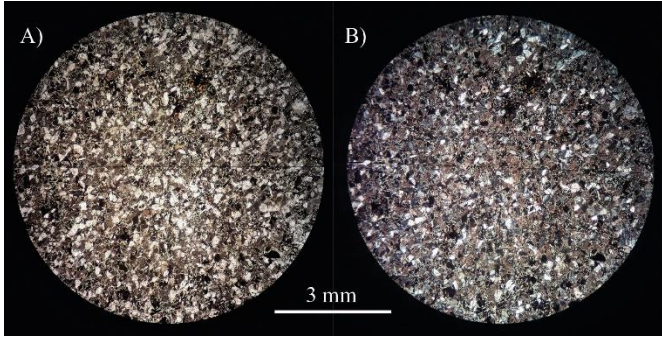
MUESTRA: RD-c (No incluida en Columna Río Volcán Norte)		Objetivo: 2,5 X		Luz: A) LPP; B) NC	
UBICACIÓN	Río Volcán Norte Fm. Río Damas				
LOCALIDAD	Baños Morales				
NOMBRE ROCA	Microdiorita de hornblenda (Streckeisen, 1976)				
TEXTURA PRINCIPAL	Porfídica seriada con masa fundamental hipidiomórfica granular				
TEXTURA LOCAL	Glomeroporfídica				
COMPOSICIÓN	(%)	Alteración	Tamaño	Forma	
Fenocristales	31				
Anfíbol	30	Anfíbol secundario + epidota	3,5-0,5 mm	Euhedral	
Epidota	1	-	0,3-0,1 mm	Subhedral	
Masa fundamental	69				
Plagioclasa	54	Arcillas	< 0,1 mm	Euhedral	
Anfíbol	14	Epidota	< 0,1 mm	Subhedral	
Opacos	1	-	< 0,1 mm	Subhedral	
OBSERVACIONES	<i>Sill</i> microdiorítico.				

MUESTRA: RD-d (No incluida en Columna Río Volcán Norte)		Objetivo: 2,5 X		Luz: A) LPP; B) NC	
UBICACION	Río Volcán Norte Fm. Río Damas				
LOCALIDAD	Baños Morales				
NOMBRE	Arenisca conglomerádica				
TEXTURA	% Clastos: 35 % Matriz: 63 % Cemento: 2				
SELECCIÓN GENERAL	Clastos	Matriz			
Diámetro grano más grande	13 mm	0,7 mm			
Diámetro grano más pequeño	1 mm	0,05 mm			
Diámetro moda	1,5 mm	0,4 mm			
Selección	Moderada				
FÁBRICA	Matriz-soportada				
COMPOSICIÓN	(%)	Diámetro	Esfericidad	Redondez	Alteración
Líticos	80				
Intrusivos	80	13-0,4 mm	Subdiscoidal	Subangular	-
Granos monominerales	20				
Cuarzo	10	0,2-0,05 mm	Subesférico	Subangular	-
Plagioclasa	5	0,3-0,05 mm	Subprismoidal	Subangular	Sericita leve
Opacos	5	0,2 mm	subesférico	Subangular	-
Granos alloquímicos	-				
Granos piroclásticos	-				
NORMALIZACIÓN	% Q: 9 %	% F: 78 %		% L: 13 %	
MADUREZ	Textural: Submadura		Composicional: Inmadura		
CONTACTO ENTRE GRANOS	Completo				
CEMENTO	Carbonato de calcio y clorítico				
CLASIFICACIÓN	Textural: Arenisca conglomerádica (Nichols, 1999)				
	Composicional: Litoarenita (Folk, 1968)				
OBSERVACIONES	Coloración verdosa de la roca se debe a una moderada alteración hidrotermal (clorita y calcita). Se observan vetillas rellenas de calcita.				

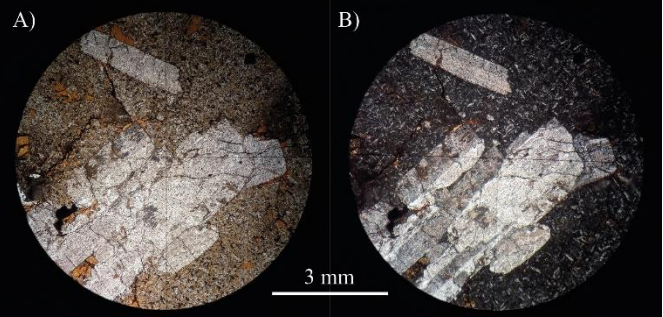
MUESTRA: RD-1		Objetivo: 2,5 X		Luz: A) LPP; B) NC	
UBICACION	Columna Río Volcán Norte (1 m)				
	Fm. Río Damas				
LOCALIDAD	Baños Morales				
NOMBRE	Arenisca de grano fino				
TEXTURA	% Clastos: 85				
	% Matriz: 10				
	% Cemento: 5				
SELECCIÓN GENERAL	Clastos	Matriz			
	Diámetro grano más grande	0,8 mm	0,1 mm		
	Diámetro grano más pequeño	0,15 mm	< 0,062 mm		
	Diámetro moda	0,2 mm	0,1 mm		
Selección	Moderada				
FÁBRICA	Clasto-soportada				
COMPOSICIÓN	(%)	Diámetro	Esfericidad	Redondez	Alteración
Líticos	40				
Intrusivos	40	0,8-0,3 mm	Subesférico	Subredondeado	Plagioclasa a sericita Plagioclasa a epidota
Granos monominerales	60				
Cuarzo	40	0,2-0,05 mm	Subesférico	Subangular	-
Plagioclasa	7	0,1 mm	Subprismoidal	Subangular	Sericita + arcillas
Epidota	5	0,3 mm	Subprismoidal	Subangular	-
Óxidos de hierro	5	0,05 mm	-	Subangular	-
Arcillas	3	< 0,002 mm	-	-	-
Granos alloquímicos	-				
Granos piroclásticos	-				
NORMALIZACIÓN	% Q: 46 %	% F: 8 %		% L: 46 %	
MADUREZ	Textural: Submadura		Composicional: Madura		
CONTACTO ENTRE GRANOS	Completo y tangente				
CEMENTO	Carbonato de calcio y clorítico				
CLASIFICACIÓN	Textural: Arenisca (Nichols, 1999)				
	Composicional: Litoarenita (Folk, 1968)				
OBSERVACIONES	-				

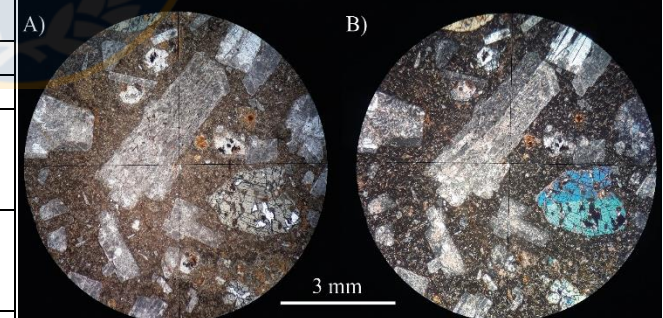
MUESTRA: RD-2		Objetivo: 2,5 X	Luz: A) LPP; B) NC		
UBICACION	Columna Río Volcán Norte (40 m)				
	Fm. Río Damas				
LOCALIDAD	Baños Morales				
NOMBRE	Arenisca de grano grueso				
TEXTURA	% Clastos: 80				
	% Matriz: 13				
	% Cemento: 7				
SELECCIÓN GENERAL	Clastos	Matriz			
Diámetro grano más grande	1,3 mm	0,3 mm			
Diámetro grano más pequeño	0,4 mm	0,05 mm			
Diámetro moda	0,8 mm	0,1 mm			
Selección	Buena				
FÁBRICA	Clasto-soportada				
COMPOSICIÓN	(%)	Diámetro	Esfericidad	Redondez	Alteración
Líticos	83				
Intrusivos	83	1,3-0,3 mm	Subesférico	Subredondeado	Plagioclasa a sericita
Granos monominerales	17				
Cuarzo	3	0,1-0,05 mm	Subesférico	Subredondeado	-
Plagioclasa	6	0,2-0,1 mm	Subprismoidal	Subangular	Sericita leve
Opacos	8	0,3-0,1 mm	Subesférico	Subangular	-
Granos alloquímicos	-				
Granos piroclásticos	-				
NORMALIZACIÓN	% Q: 3 %	% F: 7 %		% L: 90 %	
MADUREZ	Textural: Madura		Composicional: Inmadura		
CONTACTO ENTRE GRANOS	Completo y tangente				
CEMENTO	Óxido de hierro (hematítico)				
CLASIFICACIÓN	Textural: Arenisca (Nichols, 1999)				
	Composicional: Litoarenita (Folk, 1968)				
OBSERVACIONES	Coloración rojiza de la roca se debe a cemento hematítico.				

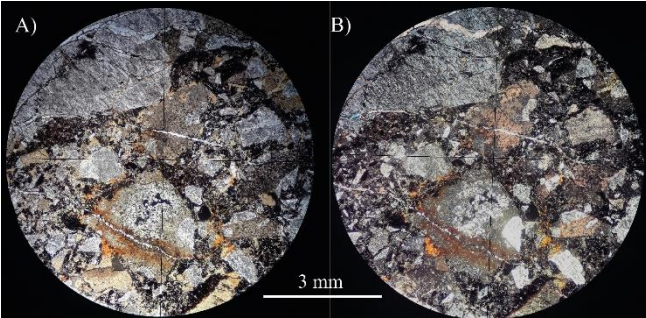
MUESTRA: BM-1		Objetivo: 2,5 X		Luz: A) LPP; B) NC	
UBICACION	Columna Río Volcán Norte (41 m)				
	Fm. Baños Morales				
LOCALIDAD	Baños Morales				
NOMBRE	Mudstone				
TEXTURA	% Clastos: 3				
	% Matriz: 92				
	% Cemento: 5				
SELECCIÓN GENERAL	Tamaño máx.	Tamaño min.	Moda		
Alloquímicos no esqueléticos	< 0,062 mm	-	< 0,062 mm		
Bioclastos	-	-	-		
Terrígenos	0,1 mm	< 0,062 mm	< 0,062 mm		
Selección	Muy Buena				
FÁBRICA	Matriz-soportada				
COMPOSICIÓN	(%)	Diámetro	Esfericidad	Redondez	Alteración
Alloquímicos no esqueléticos	85				
Micrita	85	< 0,062 mm	-	-	-
Bioclastos	-				
Terrígenos	15				
Monominerales no identificados (fango)	12	< 0,062 mm	-	-	-
Opacos	3	0,1 mm	Subesférico	Subangular	-
CEMENTO	Carbonato de calcio (esparita)				
CLASIFICACIÓN	Textural: Mudstone (Dunhan, 1962) Caliza limosa (Correns, 1949)				
	Composicional: Caliza micrítica (Folk, 1962)				
OBSERVACIONES	Se observan vetillas rellenas de calcita.				

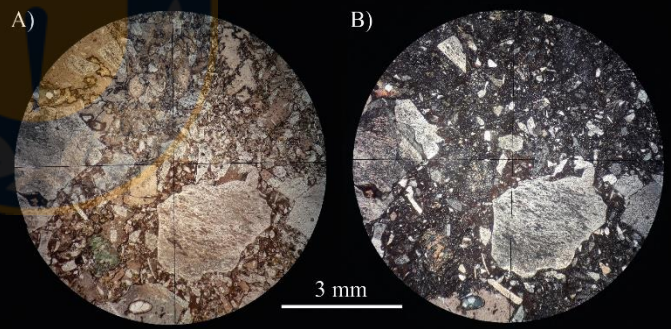
MUESTRA: BM-2		Objetivo: 2,5 X	Luz: A) LPP; B) NC		
UBICACION	Columna Río Volcán Norte (87 m)				
	Fm. Baños Morales				
LOCALIDAD	Baños Morales				
NOMBRE	Arenisca calcárea de grano fino				
TEXTURA	% Clastos: 93				
	% Matriz: 2				
	% Cemento: 5				
SELECCIÓN GENERAL	Clastos	Matriz			
Diámetro grano más grande	0,3 mm	0,05 mm			
Diámetro grano más pequeño	0,1 mm	< 0,05 mm			
Diámetro moda	0,2 mm	0,05 mm			
Selección	Muy buena				
FÁBRICA	Clasto-soportada				
COMPOSICIÓN	(%)	Diámetro	Esfericidad	Redondez	Alteración
Líticos	10				
Calizas	10	0,2-0,1 mm	Subesférico	Subredondeado	-
Granos monominerales	70				
Plagioclasa	50	0,3-0,05 mm	Subprismoidal	Subredondeada	Sericita + calcita
Opacos	10	0,3-0,1 mm	Subesférico	Subredondeado	-
Granos alloquímicos	20				
Oolitas	20	0,2-0,1 mm	Esférica	Redondeada	
Granos piroclásticos	-				
NORMALIZACIÓN	% Q: 0 %	% F: 83 %		% L: 17 %	
MADUREZ	Textural: Supermadura		Composicional: Inmadura		
CONTACTO ENTRE GRANOS	Completo				
CEMENTO	Carbonato de calcio				
CLASIFICACIÓN	Textural: Arenisca calcárea (Correns, 1949)				
	Composicional: Arcosa (Folk, 1968)				
OBSERVACIONES	-				

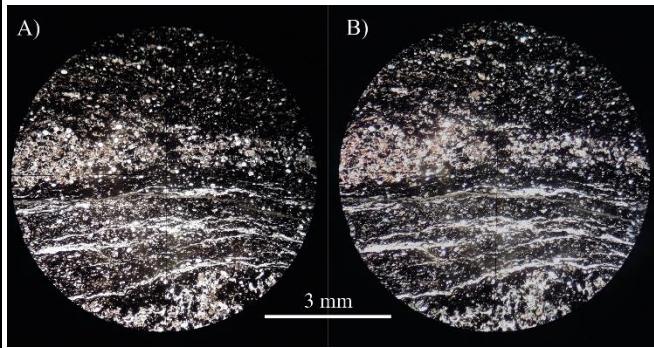
MUESTRA: BM-3		Objetivo: 2,5 X		Luz: A) LPP; B) NC	
UBICACION	Columna Río Volcán Norte (99 m)				
	Fm. Baños Morales				
LOCALIDAD	Baños Morales				
NOMBRE	Arenisca de grano medio				
TEXTURA	% Clastos: 95				
	% Matriz: -				
	% Cemento: 5				
SELECCIÓN GENERAL	Clastos	Matriz			
Diámetro grano más grande	0,6 mm	-			
Diámetro grano más pequeño	0,1 mm	-			
Diámetro moda	0,3 mm	-			
Selección	Buena				
FÁBRICA	Clasto-soportada				
COMPOSICIÓN	(%)	Diámetro	Esfericidad	Redondez	Alteración
Líticos	6				
Volcánicos	6	0,6-0,2 mm	Subesférico	Subredondeado	Plagioclasa a epidota Plagioclasa a arcillas
Granos monominerales	94				
Plagioclasa	83	0,6-0,1 mm	Subprismoidal	Subredondeada	Sericita + calcita
Cuarzo	5	0,1 mm	Subesférico	Subredondeado	-
Opacos	6	0,6-0,1 mm	Subesférico	Subangular	-
Granos alloquímicos	-				
Granos piroclásticos	-				
NORMALIZACIÓN	% Q: 5 %		% F: 88 %		% L: 7 %
MADUREZ	Textural: Madura			Composicional: Inmadura	
CONTACTO ENTRE GRANOS	Completo				
CEMENTO	Carbonato de calcio				
CLASIFICACIÓN	Textural: Arenisca (Nichols, 1999)				
	Composicional: Arcosa (Folk, 1968)				
OBSERVACIONES	-				

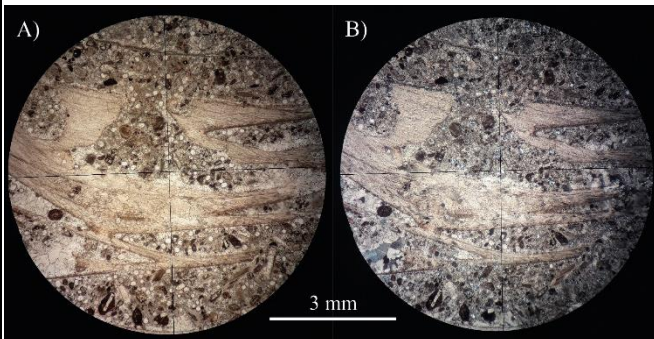
MUESTRA: BM-4		Objetivo: 2,5 X	Luz: A) LPP; B) NC	
UBICACIÓN	Columna Río Volcán Norte (101 m)			
	Fm. Baños Morales			
LOCALIDAD	Baños Morales			
NOMBRE ROCA	Andesita de hornblenda (Streckeisen, 1976)			
TEXTURA PRINCIPAL	Porfídica seriada con masa fundamental hialopilitica			
TEXTURA LOCAL	Glomeroporfídica			
COMPOSICIÓN	(%)	Alteración	Tamaño	Forma
Fenocristales	50			
Plagioclasa	37	Sericita + arcillas	20-0,4 mm	Euhedral
Anfíbol	9	Anfíbol secundario + epidota	1,5-0,4 mm	Euhedral
Opacos	4	-	0,6-0,3 mm	Euhedral
Masa fundamental	50			
Plagioclasa	30	Sericita + arcillas	< 0,1 mm	Euhedral
Anfíbol	12	-	< 0,1 mm	Subhedral
Vidrio volcánico	5	-	-	-
Óxidos de hierro	2	-	-	Anhedral
Opacos	1	-	0,15 mm	Subhedral
OBSERVACIONES		-		

MUESTRA: BM-5		Objetivo: 2,5 X	Luz: A) LPP; B) NC	
UBICACIÓN	Columna Río Volcán Norte (123 m)			
	Fm. Baños Morales			
LOCALIDAD	Baños Morales			
NOMBRE ROCA	Pórvido andesítico de hornblenda (Streckeisen, 1976)			
TEXTURA PRINCIPAL	Porfídica seriada con masa fundamental intergranular a intersertal			
TEXTURA LOCAL	Glomeroporfídica			
COMPOSICIÓN	(%)	Alteración	Tamaño	Forma
Fenocristales	45			
Plagioclasa	37	Sericita + arcillas	15-0,5 mm	Euhedral
Anfíbol	6	Epidota	1-0,4 mm	Euhedral a subhedral
Opacos	2	-	0,5 mm	Euhedral
Masa fundamental	55			
Plagioclasa	45	Epidota	0,25-0,1 mm	Euhedral
Anfíbol	8	-	0,1 mm	Subhedral
Vidrio volcánico	2	-	-	-
OBSERVACIONES		Dique. Presenta vetillas rellenas de calcita.		

MUESTRA: BM-6		Objetivo: 2,5 X	Luz: A) LPP; B) NC		
UBICACION	Columna Río Volcán Norte (127 m)				
	Fm. Baños Morales				
LOCALIDAD	Baños Morales				
NOMBRE	Toba lapillítica (Schmidt, 1981)				
TEXTURA	Fragmental				
FÁBRICA	Grano-soportada				
COMPONENTES FRAGMENTALES	% Líticos: 55				
	% Cristales: 45				
	% Vidrio: -				
COMPOSICIÓN	(%)		Diámetro	Esfericidad	Redondez
Líticos	55				
Volcánicos (andesitas)	55	10-0,6 mm	Subdiscoidal	Subangular	Plagioclasa a sericita
Cristales	45				
Plagioclasa	30	1,5-0,1 mm	Prismoidal	Angular	Sericita
Anfíbol	10	1-0,05 mm	Prismoidal	Angular	Anfíbol secundario + epidota
Opacos	5	0,05 mm	Subesférico	Subangular	-
Vidrio	-				
OBSERVACIONES	Autobrecha andesítica. Se observan vetillas rellenas de calcita.				

MUESTRA: BM-7		Objetivo: 2,5 X	Luz: A) LPP; B) NC		
UBICACION	Columna Río Volcán Norte (164 m)				
	Fm. Baños Morales				
LOCALIDAD	Baños Morales				
NOMBRE ROCA	Pórfido andesítico de hornblenda (Streckeisen, 1976)				
TEXTURA PRINCIPAL	Porfídica seriada con masa fundamental intergranular				
TEXTURA LOCAL	Glomeroporfídica				
COMPOSICIÓN	(%)		Alteración	Tamaño	Forma
Fenocristales	50				
Plagioclasa	43		Sericita + epidota	10-0,6 mm	Euhedral
Anfíbol	5		Anfíbol secundario + epidota	3-0,4 mm	Euhedral
Opacos	2	-	0,7-0,5 mm	Euhedral	
Masa fundamental	50				
Plagioclasa	41	Sericita + arcillas + epidota	0,2 mm	Euhedral	
Anfíbol	2	-	0,1 mm	Subhedral	
Opacos	7	-	0,1 mm	Subhedral	
OBSERVACIONES	Dique. Presenta enclaves de andesita (roca de caja).				

MUESTRA: BM-8		Objetivo: 2,5 X		Luz: A) LPP; B) NC	
UBICACION	Columna Río Volcán Norte (212 m)				
	Fm. Baños Morales				
LOCALIDAD	Baños Morales				
NOMBRE	Lutita bituminosa				
TEXTURA	% Clastos: 8				
	% Matriz: 90				
	% Cemento: 2				
SELECCIÓN GENERAL	Clastos	Matriz			
Diámetro grano más grande	0,9 mm	< 0,062 mm			
Diámetro grano más pequeño	0,1 mm	-			
Diámetro moda	0,1 mm	< 0,062 mm			
Selección	Muy buena				
FÁBRICA	Matriz-soportada				
COMPOSICIÓN	(%)	Diámetro	Esfericidad	Redondez	Alteración
Líticos	-				
Granos monominerales	82				
Plagioclasa	9	0,1 mm	Subesférico	Subredondeado	-
Cuarzo	15	0,1 mm	Subesférico	Subredondeado	-
Opacos	8	0,3-0,1 mm	Subesférico	Subangular	-
Monominerales no identificados	50	< 0,062 mm	-	-	-
Granos alloquímicos	8				
Bivalvos	5	0,9-0,2 mm	-	-	-
Equinodermos	3	0,3-0,2 mm	-	-	-
Granos piroclásticos	-				
Otros	10				
Materia orgánica	10	-	-	-	-
NORMALIZACIÓN	% Q: -		% F: -		% L: -
MADUREZ	Textural: -			Composicional: -	
CONTACTO ENTRE GRANOS	flotante				
CEMENTO	Carbonato de calcio (microesparita)				
CLASIFICACIÓN	Textural: Fangolita arenosa (Nichols, 1999)				
	Composicional: Lutita bituminosa (Selley, 1985)				
OBSERVACIONES	Coloración oscura de la roca está dada por la abundante materia orgánica contenida.				

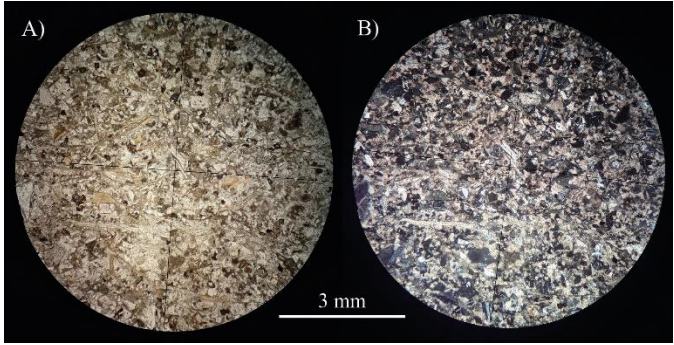
MUESTRA: BM-9		Objetivo: 2,5 X	Luz: A) LPP; B) NC		
UBICACION	Columna Río Volcán Norte (224 m)				
	Fm. Baños Morales				
LOCALIDAD	Baños Morales				
NOMBRE	Packstone				
TEXTURA	% Clastos: 85				
	% Matriz: 10				
	% Cemento: 5				
SELECCIÓN GENERAL	Tamaño máx.	Tamaño min.	Moda		
Alloquímicos no esqueléticos	0,3 mm	< 0,062 mm	0,1 mm		
Bioclastos	3,5 mm	0,2 mm	1,5 mm		
Terrígenos	0,7 mm	0,1 mm	0,1 mm		
Selección	Buena				
FÁBRICA	Grano-soportada				
COMPOSICIÓN	(%)	Diámetro	Esfericidad	Redondez	Alteración
Alloquímicos no esqueléticos	54				
Oolitas	31	0,1 mm	Esférica	Redondeada	-
Calciesferas	8	0,15-0,1 mm	Esférica	Redondeada	-
Intraclastos	5	0,3 mm	Subesférico	Subredondeado	-
Micrita	10	< 0,062 mm	-	-	-
Bioclastos	32				
Bivalvos	30	0,1 mm	-	-	-
Corales	1	0,1 mm	-	-	-
Briozoo	1	0,3-0,1 mm	-	-	-
Terrígenos	14				
Plagioclasa	9	0,9-0,2 mm	-	-	Sericita + calcita
Líticos volcánicos (andesitas)	5	0,3-0,2 mm	-	-	Plagioclasa a calcita
CEMENTO	Carbonato de calcio (microesparita)				
CLASIFICACIÓN	Textural: Packstone (Dunhan, 1962) Caliza arenosa (Correns, 1949)				
	Composicional: Oomicrita (b)				
OBSERVACIONES	La roca presenta un grado leve de silicificación en bioclastos y oolitas. Se observan vetillas rellenas de calcita.				

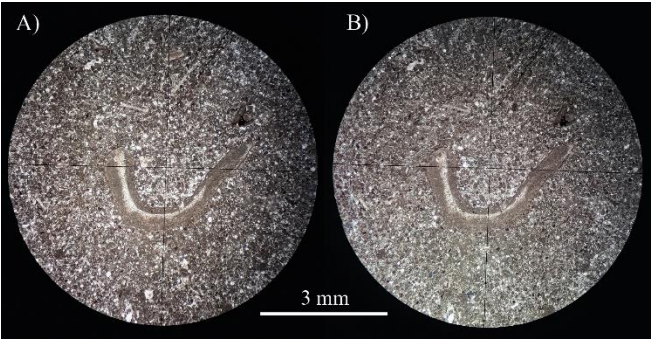
MUESTRA: BM-10		Objetivo: 2,5 X	Luz: A) LPP; B) NC	
UBICACIÓN	Columna Río Volcán Norte (253 m)			
	Fm. Baños Morales			
LOCALIDAD	Baños Morales			
NOMBRE ROCA	Andesita (Streckeisen, 1976)			
TEXTURA PRINCIPAL	Porfídica seriada con masa fundamental hialopilitica a intergranular			
TEXTURA LOCAL	Glomeroporfídica			
COMPOSICIÓN	(%)	Alteración	Tamaño	Forma
Fenocristales	45			
Plagioclasa	43	Sericita	5-0,5 mm	Euhedral
Opacos	2	-	0,6-0,3 mm	Euhedral
Masa fundamental	55			
Plagioclasa	45	Sericita	0,1 mm	Euhedral
Anfíbol	2	-	< 0,05 mm	Subhedral
Opacos	8	-	0,1 mm	Subhedral
OBSERVACIONES		-		

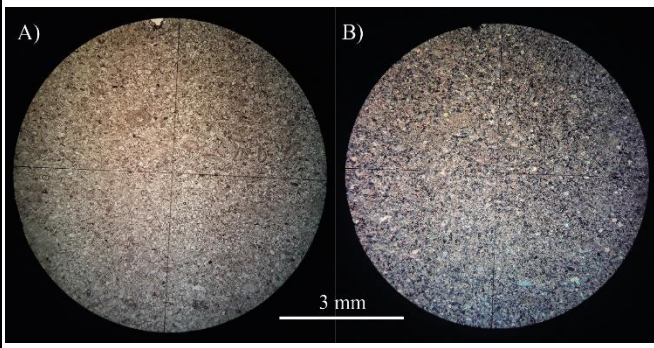
MUESTRA: BM-11		Objetivo: 2,5 X	Luz: A) LPP; B) NC	
UBICACIÓN	Columna Río Volcán Norte (265 m)			
	Fm. Baños Morales			
LOCALIDAD	Baños Morales			
NOMBRE ROCA	Andesita de hornblenda (Streckeisen, 1976)			
TEXTURA PRINCIPAL	Porfídica seriada con masa fundamental hialopilitica			
TEXTURA LOCAL	Glomeroporfídica			
COMPOSICIÓN	(%)	Alteración	Tamaño	Forma
Fenocristales	55			
Plagioclasa	30	Sericita	6-0,4 mm	Euhedral
Anfíbol	10	-	1-0,4 mm	Euhedral
Opacos	15	-	15-1 mm	Euhedral
Masa fundamental	45			
Plagioclasa	35	Sericita	0,2-0,1 mm	Euhedral
Vidrio volcánico	5	-	-	-
Opacos	5	-	0,1 mm	Subhedral
OBSERVACIONES	Presenta vetillas rellenas de cuarzo.			

MUESTRA: BM-12		Objetivo: 2,5 X	Luz: A) LPP; B) NC	
UBICACIÓN	Columna Río Volcán Norte (286 m)			
	Fm. Baños Morales			
LOCALIDAD	Baños Morales			
NOMBRE ROCA	Andesita de hornblenda (Streckeisen, 1976)			
TEXTURA PRINCIPAL	Porfídica seriada con masa fundamental intergranular			
TEXTURA LOCAL	Glomeroporfídica			
COMPOSICIÓN	(%)	Alteración	Tamaño	Forma
Fenocristales	50			
Plagioclasa	48	Epidota + albita	12-0,5 mm	Euhedral
Anfíbol	2	Epidota + albita + clorita	1-0,4 mm	Euhedral
Masa fundamental	50			
Plagioclasa	35	Sericita + epidota	0,2 mm	Euhedral
Anfíbol	13	Epidota	0,1 mm	Subhedral
Opacos	2	-	0,1 mm	Euhedral
OBSERVACIONES	Alteración hidrotermal intensa; epidota, albita y clorita reemplazan mineralogía original de la roca. Se observan vetillas rellenas de cuarzo y epidota.			

MUESTRA: BM-13		Objetivo: 2,5 X	Luz: A) LPP; B) NC		
UBICACION	Columna Río Volcán Norte (351 m)				
	Estratos Cerro Rubillas				
LOCALIDAD	Baños Morales				
NOMBRE	Toba lapilítica (Schmidt, 1981)				
TEXTURA	Fragmental				
FÁBRICA	Matriz-soportada				
COMPONENTES FRAGMENTALES	% Líticos: 60				
	% Cristales: 40				
	% Vidrio: -				
COMPOSICIÓN	(%)	Diámetro	Esfericidad	Redondez	Alteración
Líticos	60				
Volcánicos (andesitas)	60	6-2 mm	Subdiscoidal a subsférico	Subangular	Masa fundamental a clorita
Cristales	40				
Plagioclasa	28	1,5-0,2 mm	Prismoidal	Angular	Sericita
Anfíbol	10	1-0,1 mm	Prismoidal	Angular	Epidota + albita + anfíbol secundario + clorita
Opacos	2	0,15 mm	Subesférico	Subangular	-
Vidrio	-				
OBSERVACIONES	Alteración hidrotermal intensa; epidota, anfíbol secundario, albita y clorita reemplazan mineralogía original de la roca. Se observan amígdalas rellenas de cuarzo y clorita.				

MUESTRA: BM-14		Objetivo: 2,5 X	Luz: A) LPP; B) NC		
UBICACION:	Columna Río Volcán Norte (554 m)				
	Fm. Baños Morales				
LOCALIDAD:	Baños Morales				
NOMBRE:	Arenisca calcárea de grano medio				
TEXTURA:	% Clastos: 8				
	% Matriz: 89				
	% Cemento: 3				
SELECCIÓN GENERAL	Clastos	Matriz			
Diámetro grano más grande	2,5 mm	0,4 mm			
Diámetro grano más pequeño	0,8 mm	0,05 mm			
Diámetro moda	0,8 mm	0,2 mm			
Selección	Moderada				
FÁBRICA:	Matriz-soportada				
COMPOSICIÓN:	(%)	Diámetro	Esfericidad	Redondez	Alteración
Líticos	4				
Volcánicos	4	1,5-0,8 mm	Subesférico	Subredondeado	Masa fundamental a óxidos de hierro
Granos monominerales	83				
Plagioclasa	81	2,5-0,05 mm	Subprismoidal	Subredondeado	Sericita + calcita
Opacos	2	0,05 mm	Subesférico	Subangular	-
Granos alloquímicos	12				
Bioclastos (bivalvos)	4	1,2-0,8 mm	-	.	-
Oolitas	8	0,2 mm	Esférica	Redondeada	-
Granos piroclásticos	-				
NORMALIZACIÓN	% Q: - %		% F: 95 %		% L: 5 %
MADUREZ:	Textural: Madura		Composicional: Inmadura		
CONTACTO ENTRE GRANOS:	Flotante				
CEMENTO:	Carbonato de calcio				
CLASIFICACIÓN	Textural: Arenisca calcárea (Correns, 1949)				
	Composicional: Arcosa (Folk, 1968)				
OBSERVACIONES	Calcita reemplaza mineralogía original de la roca (carbonatación).				

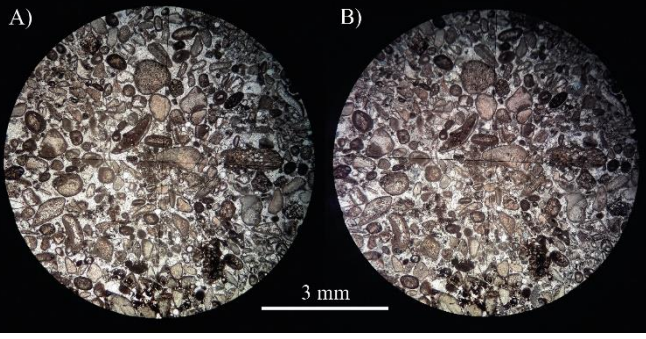
MUESTRA: BM-15		Objetivo: 2,5 X	Luz: A) LPP; B) NC		
UBICACION	Columna Río Volcán Norte (570 m)				
	Fm. Baños Morales				
LOCALIDAD	Baños Morales				
NOMBRE	Grainstone				
TEXTURA	% Clastos: 93				
	% Matriz: -				
	% Cemento: 7				
SELECCIÓN GENERAL	Tamaño máx.	Tamaño min.	Moda		
Alloquímicos no esqueletales	3,5 mm	0,1 mm	0,1 mm		
Bioclastos	3,5 mm	0,4 mm	0,8 mm		
Terrígenos	0,1 mm	0,1 mm	0,1 mm		
Selección	Buena				
FÁBRICA	Grano-soportada				
COMPOSICIÓN	(%)	Diámetro	Esféricidad	Redondez	Alteración
Alloquímicos no esqueletales	89				
Oolitas	85	0,2-0,1 mm	Esférica	Redondeada	-
Intraclastos	4	3,5-0,8 mm	Subesférico	Subredondeado	-
Bioclastos	8				
Bivalvos	8	3,5-0,4 mm	-	-	-
Terrígenos	3				
Opacos	3	0,1 mm	Subesférico a subdiscoidal	Subredondeado	-
CEMENTO	Carbonato de calcio (esparita)				
CLASIFICACIÓN	Textural: Grainstone (Dunhan, 1962) Caliza (Correns, 1949)				
	Composicional: Ooesparita (Folk, 1962)				
OBSERVACIONES	Se observan vetillas rellenas de calcita.				

MUESTRA: BM-16		Objetivo: 2,5 X	Luz: A) LPP; B) NC		
UBICACION	Columna Río Volcán Norte (571 m)				
	Fm. Baños Morales				
LOCALIDAD	Baños Morales				
NOMBRE	Packstone				
TEXTURA	% Clastos: 80				
	% Matriz: 17				
	% Cemento: 3				
SELECCIÓN GENERAL	Tamaño máx.	Tamaño min.	Moda		
Alloquímicos no esqueletales	2,5 mm	< 0,062 mm	0,25 mm		
Bioclastos	0,7 mm	0,2 mm	0,2 mm		
Terrígenos	0,15 mm	0,1 mm	0,1 mm		
Selección	Buena				
FÁBRICA	Grano-soportada				
COMPOSICIÓN	(%)	Diámetro	Esféricidad	Redondez	Alteración
Alloquímicos no esqueletales	67				
Oolitas	10	0,1 mm	Esférica	Redondeada	-
Intraclastos	40	2,5-0,25 mm	Subesférico	Subredondeado	-
Micrita	17				
Bioclastos	8				
Bivalvos	8	0,7-0,2 mm	-	-	-
Terrígenos	25				
Plagioclasa	22	0,15-0,1 mm	Subprimoidal	Subredondeado	
Opacos	3	0,1 mm	Subesférico	Subangular	-
CEMENTO	Carbonato de calcio (esparita)				
CLASIFICACIÓN	Textural: Packstone (Dunhan, 1962)				
	Caliza arenosa (Correns, 1949)				
	Composicional: Intramicrita (Folk, 1962)				
OBSERVACIONES	-				

MUESTRA: BM-17		Objetivo: 2,5 X	Luz: A) LPP; B) NC	
UBICACIÓN	Columna Río Volcán Norte (709 m)			
	Fm. Baños Morales			
LOCALIDAD	Baños Morales			
NOMBRE ROCA	Andesita de hornblenda (Streckeisen, 1976)			
TEXTURA PRINCIPAL	Porfídica seriada con masa fundamental intergranular			
TEXTURA LOCAL	Glomeroporfídica			
COMPOSICIÓN	(%)	Alteración	Tamaño	Forma
Fenocristales	35			
Plagioclasa	34	Sericita	20-0,8 mm	Euhedral
Opacos	1	-	0,6-0,4 mm	Euhedral
Masa fundamental	65			
Plagioclasa	43	Sericita + arcillas	0,2 mm	Euhedral
Anfíbol	17	-	0,1 mm	Subhedral
Opacos	5	-	0,1 mm	Subhedral
OBSERVACIONES	Se observan óxidos de hierro reemplazando la mineralogía original de la roca.			



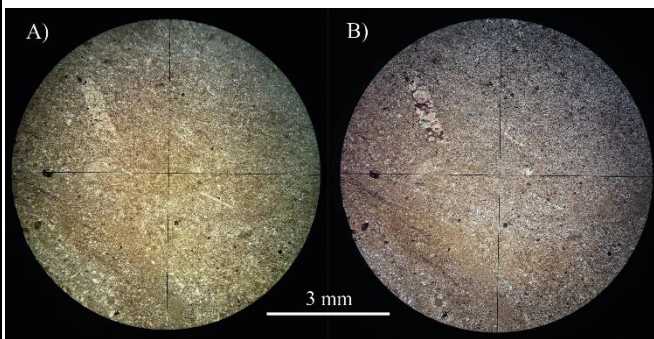
MUESTRA: BM-18		Objetivo: 2,5 X		Luz: A) LPP; B) NC	
UBICACION	Columna Río Volcán Norte (725 m)				
	Fm. Baños Morales				
LOCALIDAD	Baños Morales				
NOMBRE	Rudita arenosa				
TEXTURA	% Clastos: 67				
	% Matriz: 28				
	% Cemento: 5				
SELECCIÓN GENERAL	Clastos	Matriz			
Diámetro grano más grande	13 mm	0,2 mm			
Diámetro grano más pequeño	2 mm	0,05 mm			
Diámetro moda	4 mm	0,2 mm			
Selección	Moderada				
FÁBRICA	Grano-soportada				
COMPOSICIÓN	(%)	Diámetro	Esfericidad	Redondez	Alteración
Líticos	70				
Volcánicos	70	13-2 mm	Subdiscoidal	Subangular	Masa fundamental a calcita
Granos monominerales	25				
Plagioclasa	22	0,2-0,05 mm	Subprismoidal	Subangular	Sericita + calcita
Opacos	3	0,1-0,05 mm	Subesférico	Subangular	-
Granos alloquímicos	5				
Micrita	5	< 0,062 mm	-	-	-
Granos piroclásticos	-				
NORMALIZACIÓN	% Q: - %		% F: 24 %		% L: 76 %
MADUREZ	Textural: -			Composicional: -	
CONTACTO ENTRE GRANOS	Tangente y completo				
CEMENTO	Carbonato de calcio y silíceo				
CLASIFICACIÓN	Textural: Rudita arenosa (Nichols, 1999)				
	Composicional: Litarudita (Folk, 1968)				
OBSERVACIONES	Calcita reemplazando intensamente a líticos volcánicos. Se observan vetillas rellenas de calcita.				

MUESTRA: LV-1		Objetivo: 2,5 X	Luz: A) LPP; B) NC		
UBICACION	Columna Río Volcán Norte (820 m)				
	Fm. Lo Valdés				
LOCALIDAD	Baños Morales				
NOMBRE	Grainstone				
TEXTURA	% Clastos: 92				
	% Matriz: -				
	% Cemento: 8				
SELECCIÓN GENERAL	Tamaño máx.		Tamaño min.	Moda	
Alloquímicos no esqueléticos	2,5 mm		0,2 mm	0,8 mm	
Bioclastos	3,5 mm		0,3 mm	1 mm	
Terrígenos	1,5 mm	0,4 mm	0,6 mm		
Selección	Buena				
FÁBRICA	Grano-soportada				
COMPOSICIÓN	(%)	Diámetro	Esfericidad	Redondez	Alteración
Alloquímicos no esqueléticos	76				
Oolitas	15	0,25-0,2 mm	Esférica	Redondeada	-
Calciesferas	7	0,2 mm	Esférica	Redondeada	-
Intraclastos	54	2,5-0,5 mm	Subesférico	Subredondeado	-
Bioclastos	10				
Bivalvos	7	3,5-0,3 mm	-	-	-
Equinodermos	2	0,7-0,5 mm	-	-	-
<i>Inoceramus</i> sp.	1	0,8 mm	-	-	-
Terrígenos	14				
Plagioclasa	4	0,15-0,1 mm	Subprimoidal	Subredondeado	Sericita
Líticos volcánicos (andesitas)	10	0,1 mm	Subesférico	Subangular	-
CEMENTO	Carbonato de calcio (esparita)				
CLASIFICACIÓN	Textural: Grainstone (Dunhan, 1962) Caliza arenosa (Correns, 1949)				
	Composicional: Intraesparita (Folk, 1962)				
OBSERVACIONES	-				

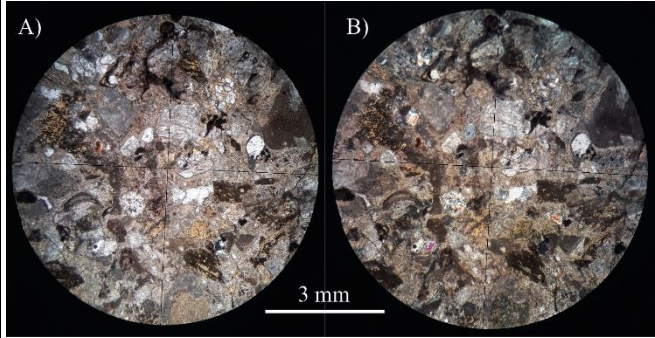
MUESTRA: LV-2		Objetivo: 2,5 X	Luz: A) LPP; B) NC		
UBICACION	Columna Río Volcán Norte (909 m)				
	Fm. Lo Valdés				
LOCALIDAD	Baños Morales				
NOMBRE	Lutita bituminosa				
TEXTURA	% Clastos: 8				
	% Matriz: 90				
	% Cemento: 2				
SELECCIÓN GENERAL	Clastos	Matriz			
Diámetro grano más grande	0,2 mm	< 0,062 mm			
Diámetro grano más pequeño	0,1 mm	-			
Diámetro moda	0,2 mm	< 0,062 mm			
Selección	Buena				
FÁBRICA	Matriz-soportada				
COMPOSICIÓN	(%)	Diámetro	Esfericidad	Redondez	Alteración
Líticos	-				
Granos monominerales	82				
Cuarzo	7	0,05 mm	Subesférico	Subredondeado	-
Opacos	8	0,2-0,1 mm	Subesférico	Subangular	-
Monominerales no identificados	67	< 0,062 mm	-	-	-
Granos alloquímicos	-				
Granos piroclásticos	-				
Otros	18				
Materia orgánica	18	-	-	-	-
NORMALIZACIÓN	% Q: -		% F: -		% L: -
MADUREZ	Textural: -			Composicional: -	
CONTACTO ENTRE GRANOS	flotante				
CEMENTO	Carbonato de calcio				
CLASIFICACIÓN	Textural: Fangolita (Nichols, 1999)				
	Composicional: Lutita bituminosa (Selley, 1985)				
OBSERVACIONES	Coloración oscura de la roca está dada por la abundante materia orgánica contenida.				

MUESTRA: LV-3		Objetivo: 2,5 X	Luz: A) LPP; B) NC		
UBICACION	Columna Río Volcán Norte (909,5 m)				
	Fm. Lo Valdés				
LOCALIDAD	Baños Morales				
NOMBRE	Lutita calcárea				
TEXTURA	% Clastos: 10				
	% Matriz: 88				
	% Cemento: 2				
SELECCIÓN GENERAL	Clastos	Matriz			
Diámetro grano más grande	10 mm	< 0,062 mm			
Diámetro grano más pequeño	0,5 mm	-			
Diámetro moda	0,9 mm	< 0,062 mm			
Selección	Buena				
FÁBRICA	Matriz-soportada				
COMPOSICIÓN	(%)	Diámetro	Esfericidad	Redondez	Alteración
Líticos	-				
Granos monominerales	72				
Cuarzo	15	0,05 mm	Subesférico	Subredondeado	-
Opacos	5	0,05 mm	Subesférico	Subangular	-
Monominerales no identificados	52	< 0,062 mm	-	-	-
Granos alloquímicos	18				
Bivalvos	10	10-0,5 mm	-	-	-
Gasterópodos	1	0,7-0,5 mm			
<i>Calpionella</i> sp.	1	0,2 mm			
Foraminíferos bentónicos	1	0,05 mm			
Micrita	5	< 0,062 mm	-	-	-
Granos piroclásticos	-				
Otros	10				
Materia orgánica	10	-	-	-	-
NORMALIZACIÓN	% Q: -		% F: -		% L: -
MADUREZ	Textural: -			Composicional: -	
CONTACTO ENTRE GRANOS	flotante				
CEMENTO	Carbonato de calcio (microesparita)				
CLASIFICACIÓN	Textural: Lutita calcárea (Correns, 1949)				
	Composicional: -				
OBSERVACIONES	Coloración oscura de la roca está dada por la abundante materia orgánica contenida.				

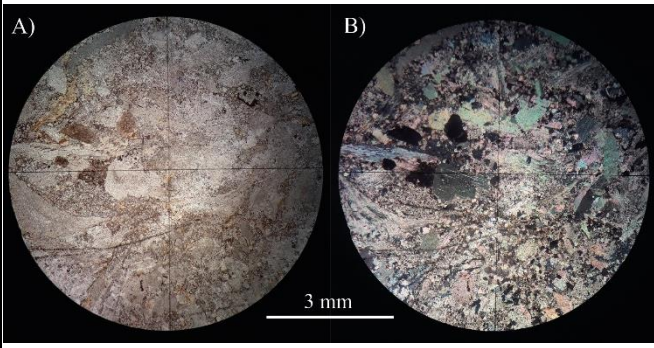
MUESTRA: LV-4		Objetivo: 2,5 X		Luz: A) LPP; B) NC	
UBICACION	Columna Río Volcán Norte (911 m)				
	Fm. Lo Valdés				
LOCALIDAD	Baños Morales				
NOMBRE	Wackestone				
TEXTURA	% Clastos: 12				
	% Matriz: 85				
	% Cemento: 3				
SELECCIÓN GENERAL	Tamaño máx.	Tamaño min.	Moda		
Alloquímicos no esqueléticos	< 0,062 mm	-	< 0,062 mm		
Bioclastos	10 mm	0,7 mm	4 mm		
Terrígenos	0,05 mm	< 0,05 mm	0,05 mm		
Selección	Buena				
FÁBRICA	Matriz-soportada				
COMPOSICIÓN	(%)	Diámetro	Esfericidad	Redondez	Alteración
Alloquímicos no esqueléticos	68				
Micrita	68	< 0,062 mm	-	-	-
Bioclastos	12				
Bivalvos	12	10-0,7 mm	-	-	-
Terrígenos	20				
Cuarzo	10	0,05 mm	Subesférico	Subredondeado	-
Monominerales no identificados (fango)	3	< 0,062 mm	-	-	-
Materia orgánica	7	-	-	-	-
CEMENTO	Carbonato de calcio (esparita)				
CLASIFICACIÓN	Textural: Wackestone (Dunhan, 1962) Caliza limosa (Correns, 1949)				
	Composicional: Biomicrita (Folk, 1962)				
OBSERVACIONES	Coloración oscura de la roca está dada por la abundante materia orgánica contenida.				

MUESTRA: LV-5		Objetivo: 2,5 X	Luz: A) LPP; B) NC		
UBICACION	Columna Río Volcán Norte (940 m)				
	Fm. Lo Valdés				
LOCALIDAD	Baños Morales				
NOMBRE	Mudstone				
TEXTURA	% Clastos: 5				
	% Matriz: 93				
	% Cemento: 2				
SELECCIÓN GENERAL	Tamaño máx.	Tamaño min.	Moda		
Alloquímicos no esqueléticos	< 0,062 mm	-	< 0,062 mm		
Bioclastos	13 mm	0,8 mm	1 mm		
Terrígenos	0,05 mm	-	0,05 mm		
Selección	Muy Buena				
FÁBRICA	Matriz-soportada				
COMPOSICIÓN	(%)	Diámetro	Esfericidad	Redondez	Alteración
Alloquímicos no esqueléticos	84				
Micrita	85	< 0,062 mm	-	-	-
Bioclastos	5				
Bivalvos	5	13-0,8 mm	-	-	-
Terrígenos	11				
Cuarzo	8	0,05 mm	Subesférico	Subredondeado	-
Opacos	3	0,05 mm	Subesférico	Subangular	-
CEMENTO	Carbonato de calcio (esparita)				
CLASIFICACIÓN	Textural: Mudstone (Dunhan, 1962)				
	Caliza limosa (Correns, 1949)				
	Composicional: Caliza micrítica (Folk, 1962)				
OBSERVACIONES	-				

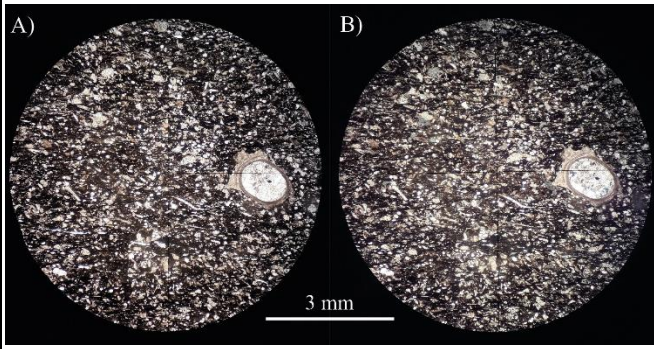
MUESTRA: LV-6		Objetivo: 2,5 X	Luz: A) LPP; B) NC		
UBICACION	Columna Río Volcán Norte (996 m)				
	Fm. Lo Valdés				
LOCALIDAD	Baños Morales				
NOMBRE	Wackestone				
TEXTURA	% Clastos: 12				
	% Matriz: 83				
	% Cemento: 5				
SELECCIÓN GENERAL	Tamaño máx.	Tamaño min.	Moda		
Alloquímicos no esqueletales	< 0,062 mm	-	< 0,062 mm		
Bioclastos	5 mm	0,4 mm	1,2 mm		
Terrígenos	0,3 mm	0,1 mm	0,1 mm		
Selección	Buena				
FÁBRICA	Matriz-soportada				
COMPOSICIÓN	(%)	Diámetro	Esfericidad	Redondez	Alteración
Alloquímicos no esqueletales	77				
Micrita	77	< 0,062 mm	-	-	-
Bioclastos	13				
Bivalvos	13	5-0,4 mm	-	-	-
Terrígenos	10				
Plagioclasa	8	0,1 mm	Subprismoidal a subsférico	Subredondeado	-
Opacos	2	0,3-0,1 mm	Subsférico	Subangular	-
CEMENTO	Carbonato de calcio (esparita)				
CLASIFICACIÓN	Textural: Wackestone (Dunhan, 1962) Caliza arenosa (Correns, 1949)				
	Composicional: Biomicrita (Folk, 1962)				
OBSERVACIONES	Micrita recristalizada a microesparita. Se observan vetillas rellenas de calcita.				

MUESTRA: LV-7		Objetivo: 2,5 X		Luz: A) LPP; B) NC	
UBICACION	Columna Río Volcán Norte (1006 m)				
	Fm. Lo Valdés				
LOCALIDAD	Baños Morales				
NOMBRE	Arenisca calcárea				
TEXTURA	% Clastos: 91				
	% Matriz: 5				
	% Cemento: 4				
SELECCIÓN GENERAL	Clastos	Matriz			
Diámetro grano más grande	3 mm	0,3 mm			
Diámetro grano más pequeño	0,7 mm	0,15 mm			
Diámetro moda	1,2 mm	0,2 mm			
Selección	Moderada				
FÁBRICA	Grano-soportada				
COMPOSICIÓN	(%)	Diámetro	Esfericidad	Redondez	Alteración
Líticos	52				
Volcánicos	42	3-1 mm	Subesférico	Subredondeado	Plagioclasa a clorita Masa fundamental a calcita
Sedimentarios (calizas)	10	2,8-0,3 mm	Subesférico	Subredondeado	-
Granos monominerales	48				
Cuarzo	5	0,4-0,2 mm	Subesférico	Subredondeado	-
Plagioclasa	35	3,5-0,1 mm	Subprismoidal	Angular	Sericita + clorita
Opacos	5	0,3 mm	Subdiscoidal	Subangular	-
Micrita	3	< 0,062 mm	-	-	-
Granos alloquímicos	-				
Granos piroclásticos	-				
NORMALIZACIÓN	% Q: 5 %		% F: 38 %		% L: 57 %
MADUREZ	Textural: Madura			Composicional: Inmadura	
CONTACTO ENTRE GRANOS	Completo				
CEMENTO	Carbonato de calcio y clorítico				
CLASIFICACIÓN	Textural: Arenisca calcárea (Correns, 1949)				
	Composicional: Litoarenita feldespática (Folk, 1968)				
OBSERVACIONES	Calcita reemplazando a líticos volcánicos (andesitas).				

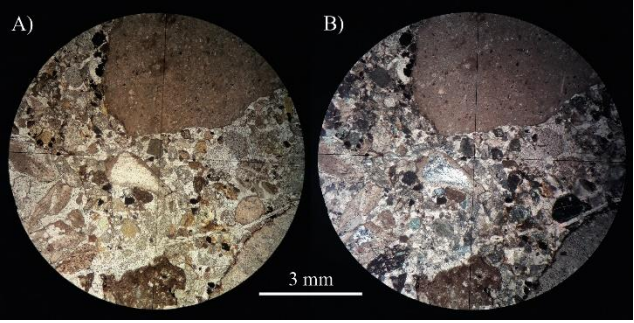
MUESTRA: LV-8		Objetivo: 2,5 X		Luz: A) LPP; B) NC	
UBICACION	Columna Río Volcán Norte (1088 m)				
	Fm. Lo Valdés				
LOCALIDAD	Baños Morales				
NOMBRE	Grainstone				
TEXTURA	% Clastos: 90				
	% Matriz: -				
	% Cemento: 10				
SELECCIÓN GENERAL	Tamaño máx.	Tamaño min.	Moda		
Alloquímicos no esqueléticos	1,5 mm	0,8 mm	1,2 mm		
Bioclastos	2 mm	0,8 mm	1,1 mm		
Terrígenos	2,5 mm	0,1 mm	0,7 mm		
Selección	Buena				
FÁBRICA	Grano-soportada				
COMPOSICIÓN	(%)	Diámetro	Esfericidad	Redondez	Alteración
Alloquímicos no esqueléticos	27				
Intraclastos	27	1,5- 0,8 mm	Subesférico	Subredondeado	-
Bioclastos	53				
Bivalvos	25	2-0,8 mm	-	-	-
Equinodermos	28	1,2-0,9 mm	-	-	-
Terrígenos	20				
Plagioclasa	9	0,8-0,7 mm	Subesférico	Subredondeado	Sericita + calcita
Cuarzo	3	0,1 mm	Subesférico	Subredondeado	-
Líticos volcánicos (andesitas)	5	2,5-0,5 mm	Subdiscoidal	Subredondeado	Masa fundamental a calcita
Opacos	3	0,3-0,2 mm	Subesférico	Subredondeado	-
CEMENTO	Carbonato de calcio (esparita)				
CLASIFICACIÓN	Textural: Grainstone (Dunhan, 1962) Caliza arenosa (Correns, 1949)				
	Composicional: Bioesparita (Folk, 1962)				
OBSERVACIONES	-				

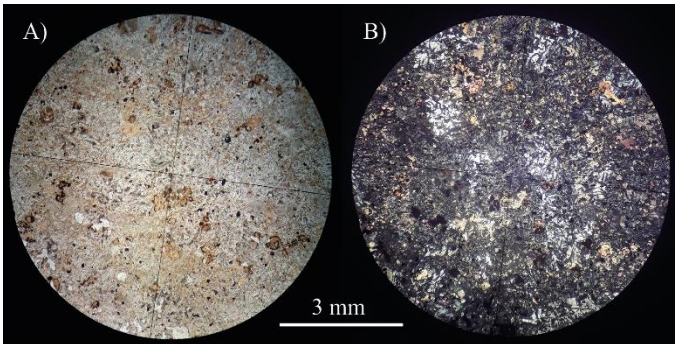
MUESTRA: LV-9		Objetivo: 2,5 X		Luz: A) LPP; B) NC	
UBICACION	Columna Río Volcán Norte (1094 m)				
	Fm. Lo Valdés				
LOCALIDAD	Baños Morales				
NOMBRE	Grainstone				
TEXTURA	% Clastos: 90				
	% Matriz: -				
	% Cemento: 10				
SELECCIÓN GENERAL	Tamaño máx.	Tamaño min.	Moda		
Alloquímicos no esqueléticos	3 mm	1,2 mm	1,8 mm		
Bioclastos	5 mm	0,8 mm	1,5 mm		
Terrígenos	1,3 mm	0,3 mm	0,8 mm		
Selección	Buena				
FÁBRICA	Grano-soportada				
COMPOSICIÓN	(%)	Diámetro	Esfericidad	Redondez	Alteración
Alloquímicos no esqueléticos	31				
Intraclastos	31	3- 1,2 mm	Subesférico	Subredondeado	-
Bioclastos	62				
Bivalvos	40	5-0,8 mm	-	-	-
Equinodermos	22	1,5- 1,4 mm	-	-	-
Terrígenos	7				
Plagioclasa	4	0,8-0,3 mm	Subesférico a subprismoidal	Subredondeado	Sericita + calcita
Líticos volcánicos (andesitas)	2	1,3-0,8 mm	Subesférico	Subredondeado	Masa fundamental a calcita
Opacos	1	0,3 mm	Subesférico	Subredondeado	-
CEMENTO	Carbonato de calcio (esparita)				
CLASIFICACIÓN	Textural: Grainstone (Dunhan, 1962) Caliza (Correns, 1949)				
	Composicional: Bioesparita (Folk, 1962)				
OBSERVACIONES	-				

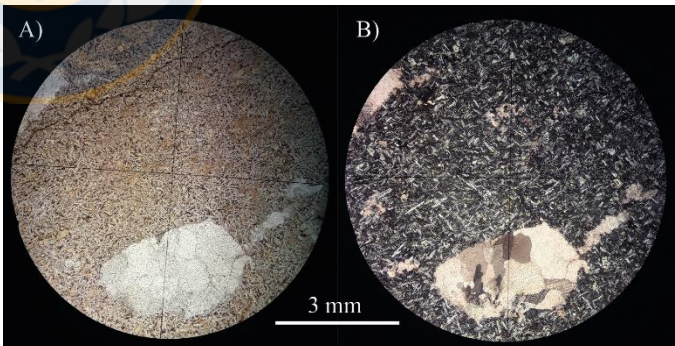
MUESTRA: LV-10		Objetivo: 2,5 X		Luz: A) LPP; B) NC	
UBICACION	Columna Río Volcán Norte (1108 m)				
	Fm. Lo Valdés				
LOCALIDAD	Baños Morales				
NOMBRE	Grainstone				
TEXTURA	% Clastos: 92				
	% Matriz: -				
	% Cemento: 8				
SELECCIÓN GENERAL	Tamaño máx.	Tamaño min.	Moda		
Alloquímicos no esqueléticos	2 mm	0,7 mm	1,5 mm		
Bioclastos	5 mm	0,8 mm	1,3 mm		
Terrígenos	2,5 mm	0,3 mm	0,7 mm		
Selección	Buena				
FÁBRICA	Grano-soportada				
COMPOSICIÓN	(%)	Diámetro	Esfericidad	Redondez	Alteración
Alloquímicos no esqueléticos	30				
Intraclastos	30	2- 0,7 mm	Subesférico	Subredondeado	-
Bioclastos	65				
Bivalvos	40	5-0,8 mm	-	-	-
Equinodermos	25	1,3-1,2 mm	-	-	-
Terrígenos	5				
Líticos volcánicos (andesitas)	3	2,5-0,7 mm	Subesférico a subdiscoidal	Subredondeado	Masa fundamental a calcita
Opacos	2	0,3 mm	Subesférico	Subredondeado	-
CEMENTO	Carbonato de calcio (esparita)				
CLASIFICACIÓN	Textural: Grainstone (Dunhan, 1962) Caliza (Correns, 1949)				
	Composicional: Bioesparita (Folk, 1962)				
OBSERVACIONES	-				

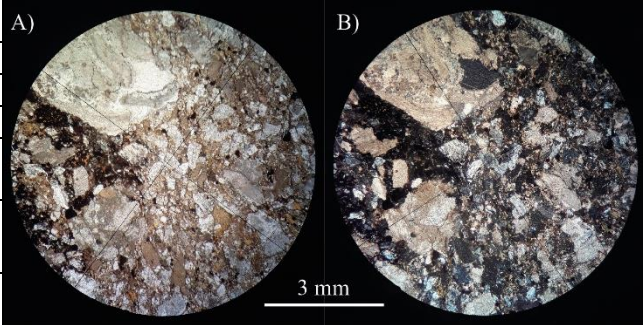
MUESTRA: LV-11		Objetivo: 2,5 X	Luz: A) LPP; B) NC		
UBICACION	Columna Río Volcán Norte (1147 m)				
	Fm. Lo Valdés				
LOCALIDAD	Baños Morales				
NOMBRE	Packstone				
TEXTURA	% Clastos: 55				
	% Matriz: 40				
	% Cemento: 5				
SELECCIÓN GENERAL	Tamaño máx.	Tamaño min.	Moda		
Alloquímicos no esqueléticos	0,5 mm	< 0,062 mm	0,2 mm		
Bioclastos	1,5 mm	0,2 mm	0,5 mm		
Terrígenos	0,3 mm	0,2 mm	0,2 mm		
Selección	Buena				
FÁBRICA	Grano-soportada				
COMPOSICIÓN	(%)	Diámetro	Esfericidad	Redondez	Alteración
Alloquímicos no esqueléticos	65				
Intraclastos	13	0,5- 0,15 mm	Subesférico a subdiscoidal	Subredondeado	-
Micrita	42	< 0,062 mm	-	-	-
Bioclastos	30				
Bivalvos	15	1,5-0,2 mm	-	-	-
Equinodermos	15	0,5-0,2 mm	-	-	-
Terrígenos	15				
Líticos volcánicos (andesitas)	5	0,3-0,2 mm	Subesférico	Subredondeado	Masa fundamental a calcita
Opacos	5	0,3-0,2 mm	Subesférico	Subangular	-
Materia orgánica	5	-	-	-	-
CEMENTO	Carbonato de calcio (esparita)				
CLASIFICACIÓN	Textural: Packstone (Dunhan, 1962)				
	Caliza arenosa (Correns, 1949)				
	Composicional: Biomicrita (Folk, 1962)				
OBSERVACIONES	Coloración oscura de la roca está dada por la materia orgánica contenida.				

MUESTRA: CR-1		Objetivo: 2,5 X		Luz: A) LPP; B) NC	
UBICACION	Columna Río Volcán Norte (1200 m)				
	Estratos Cerro Rubillas				
LOCALIDAD	Baños Morales				
NOMBRE	Rudita fango-arenosa				
TEXTURA	% Clastos: 60				
	% Matriz: 35				
	% Cemento: 5				
SELECCIÓN GENERAL	Clastos	Matriz			
Diámetro grano más grande	15 mm	0,3 mm			
Diámetro grano más pequeño	0,7 mm	< 0,002 mm			
Diámetro moda	3 mm	0,15 mm			
Selección	Mala				
FÁBRICA	Grano-soportada				
COMPOSICIÓN	(%)	Diámetro	Esfericidad	Redondez	Alteración
Líticos	45				
Sedimentarios (calizas)	45	15-0,15 mm	Subesférico a subdiscoidal	Subangular	-
Granos monominerales	55				
Cuarzo	3	0,15-0,05 mm	Subesférico	Subangular	-
Plagioclasa	30	4-0,05 mm	Subprismoidal	Subangular	Sericita
Arcillas	22	< 0,002 mm	-	-	-
Granos alloquímicos	-				
Granos piroclásticos	-				
NORMALIZACIÓN	% Q: 4 %		% F: 38 %		% L: 58 %
MADUREZ	Textural: -			Composicional: -	
CONTACTO ENTRE GRANOS	Tangente				
CEMENTO	Carbonato de calcio				
CLASIFICACIÓN	Textural: Rudita fango-arenosa (Nichols, 1999)				
	Composicional: Litarudita (Folk, 1968)				
OBSERVACIONES	Roca alterada por una carbonatación posterior				

MUESTRA: CR-2		Objetivo: 2,5 X	Luz: A) LPP; B) NC		
UBICACION	Columna Río Volcán Norte (1203 m)				
	Estratos Cerro Rubillas				
LOCALIDAD	Baños Morales				
NOMBRE	Rudita fango-arenosa				
TEXTURA	% Clastos: 47				
	% Matriz: 46				
	% Cemento: 7				
SELECCIÓN GENERAL	Clastos	Matriz			
Diámetro grano más grande	15 mm	1,2 mm			
Diámetro grano más pequeño	2 mm	< 0,002 mm			
Diámetro moda	2,5 mm	0,35 mm			
Selección	Mala				
FÁBRICA	Grano-soportada				
COMPOSICIÓN	(%)	Diámetro	Esfericidad	Redondez	Alteración
Líticos	33				
Sedimentarios (calizas)	33	15-0,15 mm	Subdiscoidal a subesférico	Subrangular	-
Granos monominerales	55				
Cuarzo	5	0,15-0,05 mm	Subesférico	Subangular	-
Plagioclasa	32	1,5-0,05 mm	Subprismoidal	Subangular	Sericita + calcita
Opacos	8	0,2-0,1 mm	Sebesférico	Subangular	-
Arcillas	10	< 0,002 mm	-	-	-
Granos alloquímicos	12				
Bivalvos	6	3-0,7 mm	-	Subredondeado	-
Braquiópodos	1	0,45 mm	-	Subredondeado	-
Equinodermos	5	0,5-0,3 mm	-	Subredondeado	-
Granos piroclásticos	-				
NORMALIZACIÓN	% Q: 7 %		% F: 46 %		% L: 47 %
MADUREZ	Textural: -		Composicional: -		
CONTACTO ENTRE GRANOS	Puntual y tangente				
CEMENTO	Carbonato de calcio				
CLASIFICACIÓN	Textural: Rudita fango-arenosa (Nichols, 1999)				
	Composicional: Litarudita (Folk, 1968)				
OBSERVACIONES	Roca alterada por una carbonatación posterior. Se observan vetillas rellenas de calcita.				

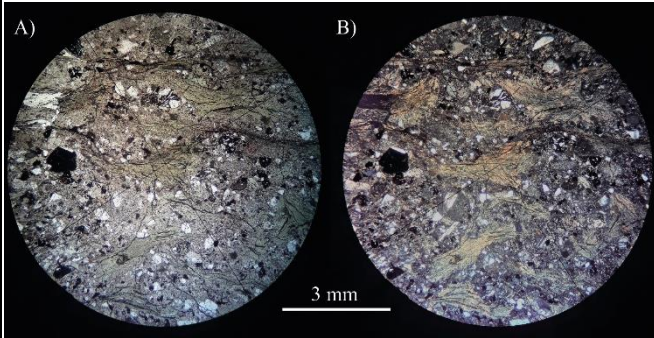
MUESTRA: CR-3		Objetivo: 2,5 X	Luz: A) LPP; B) NC	
UBICACIÓN	Columna Río Volcán Norte (1206 m)			
	Estratos Cerro Rubillas			
LOCALIDAD	Baños Morales			
NOMBRE ROCA	Andesita de dos piroxenos (Streckeisen, 1976)			
TEXTURA PRINCIPAL	Porfídica con masa fundamental intergranular			
TEXTURA LOCAL	-			
COMPOSICIÓN	(%)		Alteración	Tamaño
Fenocristales	5			
Plagioclasa	3	Sericita	0,7 mm	Euhedral
Clinopiroxeno	2	-	0,5 mm	Euhedral
Masa fundamental	95			
Plagioclasa	77	Sericita + epidota	0,25-0,15 mm	Subhedral
Clinopiroxeno	10	-	0,3 mm	
Ortopiroxeno	5	Anfíbol secundario + epidota + óxidos de hierro	0,3-0,2 mm	Subhedral
Opacos	3	-	0,3-0,1 mm	Subhedral
OBSERVACIONES	Calcita relleno de espacios abiertos (amígdalas).			

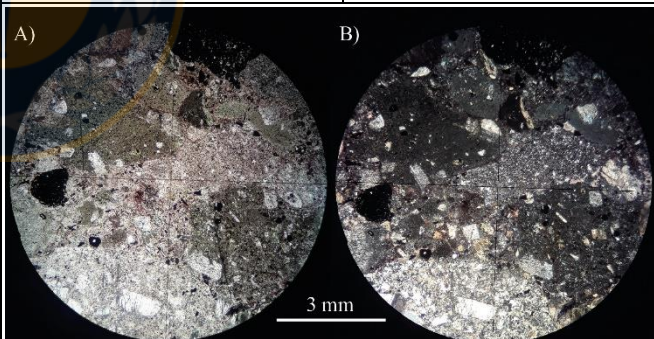
MUESTRA: CR-4		Objetivo: 2,5 X	Luz: A) LPP; B) NC	
UBICACIÓN	Columna Río Volcán Norte (1210 m)			
	Estratos Cerro Rubillas			
LOCALIDAD	Baños Morales			
NOMBRE ROCA	Andesita de hornblenda (Streckeisen, 1976)			
TEXTURA PRINCIPAL	Hipidiomórfica granular de grano fino			
TEXTURA LOCAL	-			
COMPOSICIÓN	(%)		Alteración	Tamaño
Plagioclasa	87	Sericita	0,3-0,15 mm	Euhedral
Anfíbol	8	Clorita	0,3-0,1 mm	Subhedral
Opacos	5	-	0,5 mm	Subhedral
OBSERVACIONES	Calcita relleno de espacios abiertos (amígdalas).			

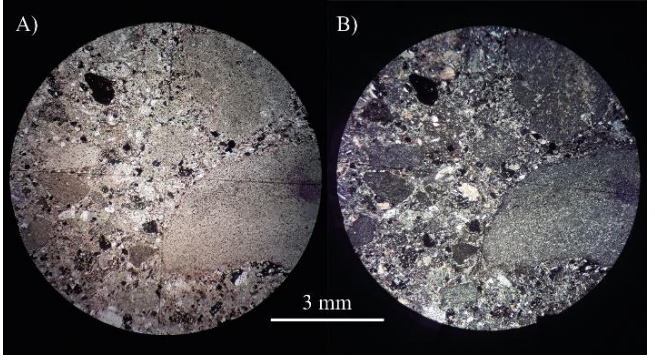
MUESTRA: CR-5		Objetivo: 2,5 X	Luz: A) LPP; B) NC		
UBICACION	Columna Río Volcán Norte (1215 m)				
	Estratos Cerro Rubillas				
LOCALIDAD	Baños Morales				
NOMBRE	Rudita Arenosa				
TEXTURA	% Clastos: 46				
	% Matriz: 50				
	% Cemento: 4				
SELECCIÓN GENERAL	Clastos		Matriz		
Diámetro grano más grande	18 mm		0,6 mm		
Diámetro grano más pequeño	1,5 mm		0,05 mm		
Diámetro moda	4 mm	0,2 mm			
Selección	Mala				
FÁBRICA	Matriz-soportada				
COMPOSICIÓN	(%)	Diámetro	Esfericidad	Redondez	Alteración
Líticos	40				
Sedimentarios (calizas)	40	18-0,6 mm	Subesférico	Subangular	-
Granos monominerales	60				
Cuarzo	1	0,4-0,2 mm	Subesférico	Subangular	-
Plagioclasa	48	3,5-0,1 mm	Subprismoidal	Subangular	Sericita leve
Opacos	6	0,3 mm	Subesféricos	Subangular	-
Arcillas	5	< 0,002 mm	-	-	-
Granos alloquímicos	-				
Granos piroclásticos	-				
NORMALIZACIÓN	% Q: 1 %		% F: 54 %		% L: 45 %
MADUREZ	Textural: -		Composicional: -		
CONTACTO ENTRE GRANOS	Tangente y puntual				
CEMENTO	Carbonato de calcio y hematítico				
CLASIFICACIÓN	Textural: Rudita arenosa (Nichols, 1999)				
	Composicional: Feldsrudita (Folk, 1968)				
OBSERVACIONES	-				

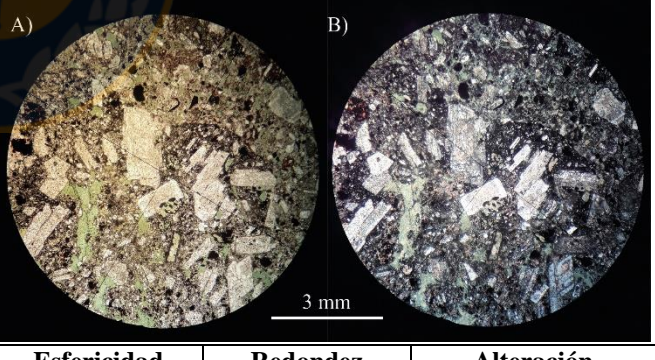
MUESTRA: CR-6 (A)		Objetivo: 2,5 X	Luz: A) LPP; B) NC					
UBICACION	Columna Río Volcán Norte (1244 m)							
	Estratos Cerro Rubillas							
LOCALIDAD	Baños Morales							
NOMBRE	Limolita							
TEXTURA	% Clastos: 8							
	% Matriz: 92							
	% Cemento: -							
SELECCIÓN GENERAL	Clastos					Matriz		
Diámetro grano más grande	0,7 mm					< 0,062 mm		
Diámetro grano más pequeño	0,1 mm					-		
Diámetro moda	0,3 mm	< 0,062 mm						
Selección	Muy Buena							
FÁBRICA	Matriz-soportada							
COMPOSICIÓN	(%)	Diámetro	Esfericidad	Redondez	Alteración			
Líticos	-							
Granos monominerales	92							
Monominerales no identificados (limo)	92	< 0,062 mm	-	-	-			
Granos alloquímicos	8							
Bivalvos	5	0,3-0,1 mm	-	-	-			
Gasterópodos	3	0,7 mm	-	-	-			
Granos piroclásticos	-							
NORMALIZACIÓN	% Q: - %	% F: - %		% L: - %				
MADUREZ	Textural: -		Composicional: -					
CONTACTO ENTRE GRANOS	Flotante							
CEMENTO	-							
CLASIFICACIÓN	Textural: Fangolita (Nichols, 1999)							
	Composicional: -							
OBSERVACIONES	Contacto limolita-arenisca limosa.							

MUESTRA: CR-6 (B)		Objetivo: 2,5 X	Luz: A) LPP; B) NC					
UBICACION	Columna Río Volcán Norte (1244 m)							
	Estratos Cerro Rubillas							
LOCALIDAD	Baños Morales							
NOMBRE	Arenisca limosa							
TEXTURA	% Clastos: 57							
	% Matriz: 40							
	% Cemento: 3							
SELECCIÓN GENERAL	Clastos					Matriz		
Diámetro grano más grande	1 mm					< 0,062 mm		
Diámetro grano más pequeño	0,1 mm					-		
Diámetro moda	0,35 mm	< 0,062 mm						
Selección	Moderada							
FÁBRICA	Grano-soportada							
COMPOSICIÓN	(%)	Diámetro	Esfericidad	Redondez	Alteración			
Líticos	20							
Volcánicos (andesitas)	20	1-0,4 mm	Subdiscoidal a subesférico	Subangular	-			
Granos monominerales	80							
Plagioclasa	25	0,7-0,1 mm	Subprismoidal	Subangular	Sericita			
Cuarzo	7	0,3-0,1 mm	Subesférico	Subangular	-			
Opacos	8	0,5-0,1 mm	Subprismático a subesférico	Subangular	-			
Monominerales no identificados (limo)	40	< 0,062 mm	-	-	-			
Granos alloquímicos	-							
Granos piroclásticos	-							
NORMALIZACIÓN	% Q: 14 %		% F: 48 %		% L: 38 %			
MADUREZ	Textural: -			Composicional: -				
CONTACTO ENTRE GRANOS	Tangente							
CEMENTO	Carbonato de calcio							
CLASIFICACIÓN	Textural: Arenisca limosa (Nichols, 1999)							
	Composicional: Arcosa lítica (Folk, 1968)							
OBSERVACIONES	Contacto limolita-arenisca limosa.							

MUESTRA: CR-7		Objetivo: 2,5 X	Luz: A) LPP; B) NC		
UBICACION	Columna Río Volcán Norte (1255 m)				
	Estratos Cerro Rubillas				
LOCALIDAD	Baños Morales				
NOMBRE	Toba cristalina (Pettijohn <i>et al.</i> , 1987)				
TEXTURA	Fragmental				
FÁBRICA	Matriz-soportada				
COMPONENTES FRAGMENTALES	% Líticos: 20				
	% Cristales: 72				
	% Vidrio: 8				
COMPOSICIÓN	(%)		Diámetro	Esfericidad	Redondez
Líticos	20				
Volcánicos (andesitas)	20	1-0,4 mm	Subdiscoidal	Subrangular	Plagioclasa a sericita
Cristales	60				
Plagioclasa	46	1,2-0,05 mm	Subprismoidal a subesférico	Subangular	Sericita
Opacos	3	0,3-0,05 mm	Subesférico	Subangular	-
Ceniza fina	11	< 0,062 mm	-	-	-
Vidrio	20				
<i>Fiamme</i>	20	-	-	-	-
OBSERVACIONES					

MUESTRA: CR-8		Objetivo: 2,5 X	Luz: A) LPP; B) NC		
UBICACION	Columna Río Volcán Norte (1256,5 m)				
	Estratos Cerro Rubillas				
LOCALIDAD	Baños Morales				
NOMBRE	Toba cristalina (Pettijohn <i>et al.</i> , 1987)				
TEXTURA	Fragmental				
FÁBRICA	Matriz-soportada				
COMPONENTES FRAGMENTALES	% Líticos: 80				
	% Cristales: 17				
	% Vidrio: 3				
COMPOSICIÓN	(%)		Diámetro	Esfericidad	Redondez
Líticos	80				
Volcánicos (andesitas)	80	15-3,5 mm	Subdiscoidal a subesférico	Subrangular	Masa fundamental a clorita
Cristales	17				
Plagioclasa	5	1-0,1 mm	Subprismoidal	Subangular	Sericita
Cuarzo	1	1,2 mm	Subesférico	Subredondeado	-
Anfíbol	1	1,5 mm	Subprismoidal	Subangular	-
Opacos	2	0,4-0,1 mm	Subesférico	Subangular	-
Ceniza fina	8	< 0,062 mm	-	-	-
Vidrio	3				
Vidrio volcánico	3	-	-	-	-
OBSERVACIONES					

MUESTRA: CR-9		Objetivo: 2,5 X	Luz: A) LPP; B) NC		
UBICACION	Columna Río Volcán Norte (1268 m)				
	Estratos Cerro Rubillas				
LOCALIDAD	Baños Morales				
NOMBRE	Toba cristalina (Pettijohn <i>et al.</i> , 1987)				
TEXTURA	Fragmental				
FÁBRICA	Matriz-soportada				
COMPONENTES FRAGMENTALES	% Líticos: 45 % Cristales: 55 % Vidrio: -				
COMPOSICIÓN	(%)	Diámetro	Esfericidad	Redondez	Alteración
Líticos	45				
Volcánicos (andesitas)	45	18-0,8 mm	Subdiscoidal a subsférico	Subangular	Plagioclasa a sericita
Cristales	55				
Cuarzo	1	0,1 mm	Subsférico	Subredondeado	-
Plagioclasa	45	0,7-0,05 mm	Subprismoidal	Suangular	Sericita + calcita
Opacos	4	1,3-0,1 mm	Subsférico a subprismoidal	Subangular	-
Ceniza fina	5	< 0,062 mm	-	-	-
Vidrio	-				
OBSERVACIONES					

MUESTRA: CR-10		Objetivo: 2,5 X	Luz: A) LPP; B) NC		
UBICACION	Columna Río Volcán Norte (1297 m)				
	Estratos Cerro Rubillas				
LOCALIDAD	Baños Morales				
NOMBRE	Toba cristalina (Pettijohn <i>et al.</i> , 1987)				
TEXTURA	Fragmental				
FÁBRICA	Matriz-soportada				
COMPONENTES FRAGMENTALES	% Líticos: 35 % Cristales: 65 % Vidrio: -				
COMPOSICIÓN	(%)	Diámetro	Esfericidad	Redondez	Alteración
Líticos	35				
Volcánicos (andesitas)	35	12-0,6 mm	Subdiscoidal	Subangular	Plagioclasa a sericita
Cristales	65				
Plagioclasa	54	2-0,05 mm	Subprismoidal	Suangular	Sericita
Opacos	6	0,5-0,1 mm	Subdiscoidal a subsférico	Subangular	-
Ceniza fina	5	< 0,062 mm	-	-	-
Vidrio	-				
OBSERVACIONES	Alteración clorítica reemplazando mineralogía original de la roca.				

MUESTRA: CR-11		Objetivo: 2,5 X	Luz: A) LPP; B) NC	
UBICACIÓN	Columna Río Volcán Norte (1310 m)			
	Estratos Cerro Rubillas			
LOCALIDAD	Baños Morales			
NOMBRE ROCA	Andesita de dos piroxenos (Streckeisen, 1976)			
TEXTURA PRINCIPAL	Porfídica seriada con masa fundamental pilotaxítica			
TEXTURA LOCAL	Glomeroporfídica. intergranular			
COMPOSICIÓN	(%)	Alteración	Tamaño	Forma
Fenocristales	45			
Plagioclasa	33	Sericita	2-0,5 mm	Euhedral
Clinopiroxeno	2	-	0,8-0,4 mm	Euhedral
Ortopiroxeno	6	Serpentina + clorita	1-0,4 mm	Euhedral
Opacos	4	-	1-0,6 mm	Euhedral
Masa fundamental	55			
Plagioclasa	47	Sericita	0,2-0,1 mm	Subhedral
Clinopiroxeno	3	-	0,1 mm	Subhedral
Opacos	5	-	0,1 mm	Subhedral
OBSERVACIONES		-		

MUESTRA: CR-12		Objetivo: 2,5 X	Luz: A) LPP; B) NC	
UBICACIÓN	Columna Río Volcán Norte (1330 m)			
	Estratos Cerro Rubillas			
LOCALIDAD	Baños Morales			
NOMBRE ROCA	Andesita (Streckeisen, 1976)			
TEXTURA PRINCIPAL	Porfídica seriada con masa fundamental pilotaxítica			
TEXTURA LOCAL	Glomeroporfídica			
COMPOSICIÓN	(%)	Alteración	Tamaño	Forma
Fenocristales	40			
Plagioclasa	34	Sericita	2-0,5 mm	Euhedral
Opacos	6	-	1-0,6 mm	Euhedral
Masa fundamental	60			
Plagioclasa	53	Sericita	0,2-0,1 mm	Subhedral
Opacos	7	-	0,1 mm	Subhedral
OBSERVACIONES	Roca presenta una alteración hidrotermal moderada; calcita y clorita reemplazan mineralogía original. Se observan vetillas rellenas de calcita.			

MUESTRA: CR-13		Objetivo: 2,5 X		Luz: A) LPP; B) NC	
UBICACIÓN	Columna Río Volcán Norte (2262 m)				
	Estratos Cerro Rubillas				
LOCALIDAD	Baños Morales				
NOMBRE ROCA	Andesita (Streckeisen, 1976)				
TEXTURA PRINCIPAL	Porfídica seriada con masa fundamental intergranular				
TEXTURA LOCAL	Glomeroporfídica				
COMPOSICIÓN	(%)	Alteración	Tamaño	Forma	
Fenocristales	35				
Plagioclasa	29	Sericita + epidota + albita	2-0,5 mm	Euhedral	
Opacos	6	-	0,6-0,4 mm	Subhedral	
Masa fundamental	65				
Plagioclasa	60	Epidota + anfíbol secundario + albita + clorita	0,25-0,1 mm	Subhedral	
Opacos	5	-	0,15 mm	Subhedral	
OBSERVACIONES	Masa fundamental de la roca presenta una alteración hidrotermal intensa; epidota, anfíbol secundario, clorita, albita y cuarzo reemplazan mineralogía original. Se observan vetillas rellenas de cuarzo.				