



**ANÁLISIS COMPOSICIONAL Y DE PROCEDENCIA DE LAS UNIDADES
SEDIMENTARIAS DEL EOCENO MEDIO HASTA EL MIOCENO
TEMPRANO DE LA CUENCA AUSTRAL, AFLORANTES AL SUR DEL
LAGO ARGENTINO, PROVINCIA DE SANTA CRUZ**



Trabajo Final de la Licenciatura en Geología

Autor: Christian Nelson Soto

Directora: Dra. Maisa Tunik

Codirector: Dr. Silvio Casadío

General Roca, 2019

ÍNDICE.....	2
RESUMEN.....	3
CAPÍTULO 1. INTRODUCCIÓN.....	4
CAPÍTULO 2. MARCO GEOLÓGICO	
2.1. Área de estudio y estratigrafía local.....	16
2.2. Reseña de la evolución del conocimiento de las Formaciones Man Aike, Río Leona y Estancia 25 de Mayo	
2.2.1. Formación Man Aike.....	18
2.2.2. Formación Río Leona.....	21
2.2.3 Formación Estancia 25 de Mayo.....	26
2.3. Descripción sedimentológica, asociaciones de facies y modelos paleoambientales	
2.3.1. Formación Man Aike.....	30
2.4.1. Formación Río Leona.....	33
2.5.1. Formación Estancia 25 de Mayo.....	36
CAPÍTULO 3. MATERIALES Y MÉTODOS.....	42
CAPÍTULO 4. RESULTADOS	
4.1. Descripción detallada de cada una de las muestras analizadas.	
4.1.1. Formación Man Aike	46
4.1.2. Formación Río Leona.....	56
4.1.3. Formación Estancia 25 de Mayo:.....	62

4.2. Caracterización petrográfica y procedencia de las areniscas de las formaciones Man Aike, Río Leona y Estancia 25 de Mayo.....	70
4.2.1. Formación Man Aike.....	72
4.2.2. Formación Rio Leona.....	73
4.2.3. Formación Estancia 25 de Mayo.....	75
4.3. Variación composicional a lo largo de los tres unidades.....	77
4.4. Procedencia.....	79
CAPÍTULO 5. DISCUSIÓN.....	82
CAPITULO 6. CONCLUSIONES.....	92
BIBLIOGRAFÍA.....	95

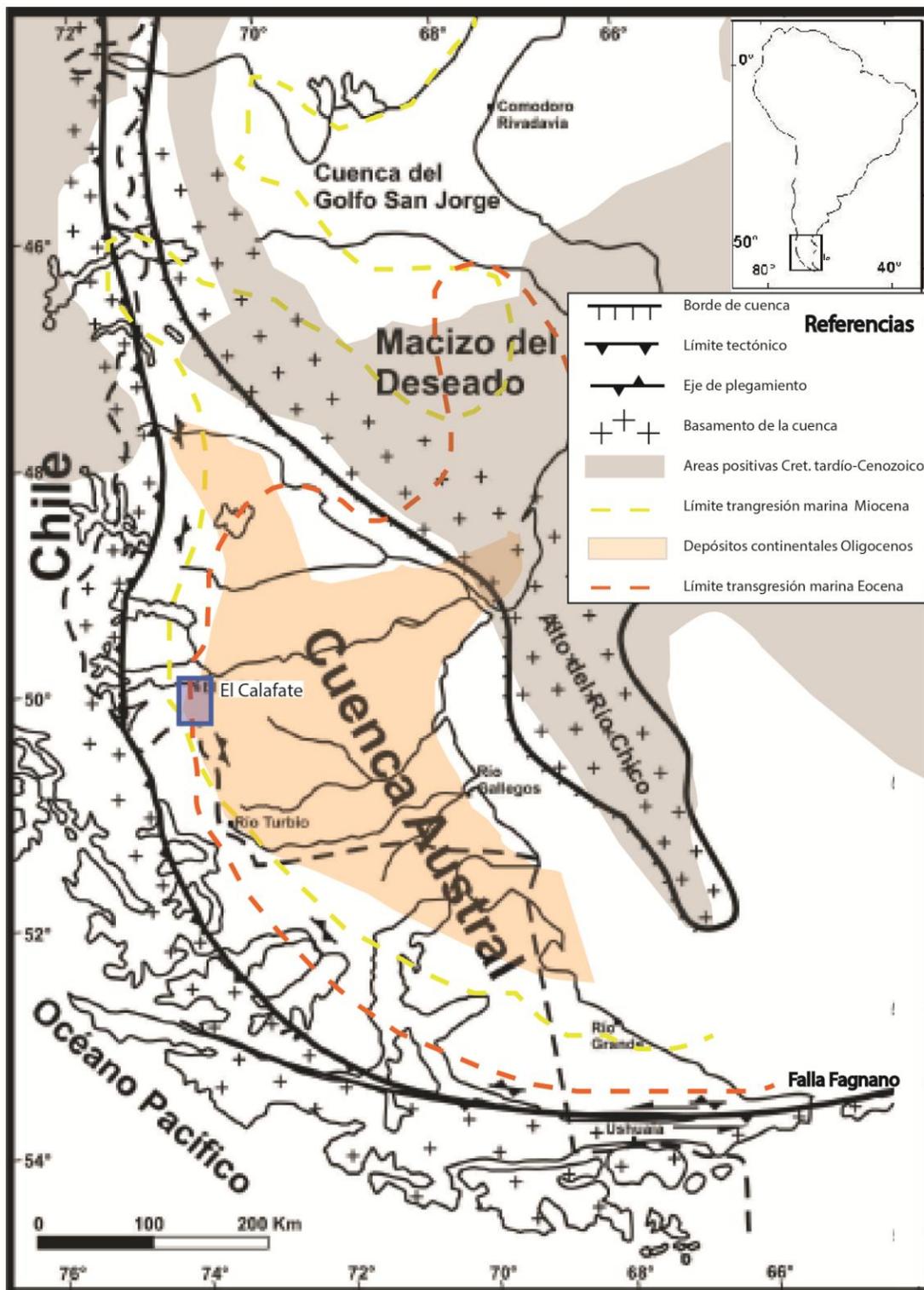
RESUMEN

La evolución cenozoica de los Andes Patagónicos Australes está íntimamente relacionada a variados procesos de subducción y a los consecuentes eventos deformacionales, magmáticos y sedimentarios, que generaron a su vez la adyacente Cuenca Austral. Fueron tres los ciclos orogénicos que acontecieron en el Cretácico Tardío, Paleógeno y Neógeno. El presente trabajo, se focalizó en la respuesta sedimentaria a la deformación paleógena observada en los afloramientos ubicados al Sudoeste de la Cuenca Austral, en la región del Lago Argentino (50° latitud sur), provincia de Santa Cruz. Se analizaron mineralógica y petrográficamente las formaciones Man Aike, Río Leona y Estancia 25 de Mayo, observando los cambios composicionales a lo largo de la columna sedimentaria para el período Eoceno medio-Mioceno temprano. Estas tres unidades presentan composiciones detríticas similares, conformadas por litoarenitas feldespáticas y litoarenitas. Las areniscas de la Fm. Man Aike provendrían de un orógeno reciclado cuarzoso o de aporte mixto, en la primera mitad de la unidad; a reciclado transicional en la segunda mitad. En tanto que la procedencia de las formaciones Río Leona y Estancia 25 de Mayo se asocian un arco transicional como a un arco no disectado. Estos resultados reflejan la progresión de la deformación andina durante el Eoceno medio y la reactivación del arco magmático en el Oligoceno tardío.

1. INTRODUCCIÓN

La evolución cenozoica de los Andes Patagónicos Australes está íntimamente relacionada procesos de subducción, eventos deformacionales, magmáticos y sedimentarios, que generaron a su vez la adyacente cuenca Austral (Ghiglione *et al.*, 2016a). El mencionado autor hace una revisión de la evolución tectónica de los Andes Australes donde se reconocen tres ciclos orogénicos que acontecieron en el Cretácico Tardío, el Paleógeno y el Neógeno. Este trabajo se centrará principalmente en el ciclo paleógeno, que abarca la transgresión marina del Eoceno Medio tardío, los depósitos epiclásticos del Oligoceno tardío y la transgresión marina del Mioceno temprano (Malumian *et al.*, 2011). Este período se encuentra registrado en los afloramientos ubicados al Sudoeste de la Cuenca Austral, en la región del Lago Argentino (50° latitud sur), provincia de Santa Cruz donde se desarrolló el presente estudio (Fig.1.1).

Figura 1.1 (abajo) Mapa de ubicación de la Cuenca Austral con detalles de: límites y áreas de basamento de la cuenca, límite de la faja plegada y corrida y rumbo de los ejes principales de plegamientos (Tomado de Nullo *et al.*, 1999). Se han superpuesto los límites aproximados de los depósitos marinos y continentales del Eoceno, Oligoceno y Mioceno respectivamente; y las áreas de relieve positivo para el Cretácico tardío-Cenozoico. Modificado de Malumian y Náñez (2011). El área de estudio se muestra en recuadro azul, ubicada al sur de la localidad de El Calafate.



La estructura de los Andes Australes Patagónicos puede dividirse, de oeste a este, en tres zonas tectonomórficas (Kraemer *et al.*, 2002; Ghiglione *et al.*, 2009): 1. El

basamento de piel gruesa o dominio de basamento, de comportamiento frágil, 2. La faja plegada y corrida interna o dominio interno, de piel gruesa y comportamiento dúctil y 3. La faja plegada y corrida externa o dominio externo, de piel fina (Fig. 1.2). El dominio externo de piel fina comprende secuencias desde Cretácico Superior (Campaniano) hasta el Paleógeno (Arbe, 1989, 2002; Kraemer y Riccardi, 1997; Marensi *et al.*, 2005), y posee fallamientos con vergencia hacia el oeste formando un monoclinal frontal y pliegues con vergencia hacia el este (Ghiglione *et al.*, 2009). El área de este estudio abarca el límite oriental de la faja plegada y corrida externa y el lindante sector occidental de la cuenca de antepaís (Fig.1.2).



Figura 1.2 Corte estructural correspondiente a la latitud de la zona de estudio (recuadro en rojo), en el que se interpreta un modelo de inversión tectónica para el sector interno de la faja plegada y corrida. Tomado de Pizzio (2009).

A escala regional, la evolución estratigráfica de la cordillera Patagónica y la Cuenca Austral, es dividida en una etapa de rifting en el Jurásico Medio a Tardío, seguida de una etapa de hundimiento térmico esencialmente cretácica temprana (Biddle *et al.*, 1986). La tectosecuencia de antepaís de la Cuenca Austral se inició con

la elevación y erosión del basamento en el coniaciano-campaniano (90-72 Ma) asociada al primer ciclo orogénico, cuando se identifican claramente pulsos de aporte clástico provenientes del borde orogénico occidental (Biddle *et al.*, 1986; Wilson 1991; Ghiglione *et al.*, 2014). En el Santoniano (85 Ma) se dan los primeros aportes abundantes de detritos de la Formación Tobífera (= El Quemado) reflejando una elevación del dominio de basamento (Romans *et al.*, 2011).

El ciclo orogénico paleógeno estuvo restringido al dominio de basamento (Kraemer, 1998) hasta que en el Eoceno medio, durante un periodo de rápida convergencia (> 10 cm/año) (Pardo Casa y Molnar, 1987; Somoza y Ghidela, 2005), asociado a la Orogenia Incaica de los Andes Centrales; la dorsal activa de Farallón-Phoenix colisionó contra los Andes Patagónicos (50-45 Ma) (Cande y Leslie, 1986; Somoza y Ghidela, 2012) y se produjo la reactivación del frente orogénico, con efectos tanto inmediatos como a largo plazo (Ghiglione *et al.*, 2016a).

Una característica constante relacionada al magmatismo por subducción durante todo el Cenozoico fue la generación de un continuo cinturón batolítico que aflora en la actualidad al oeste de los Andes. Sin embargo, según dataciones U-Pb sobre circones, para el período que va desde los 55 a 26 Ma, existió una ausencia de volcanismo de arco entre los 48° y 52° S (Hervé *et al.*, 2007). Por otra parte, para el Eoceno temprano a medio, extensos basaltos alcalinos se esparcieron en el retroarco y en la cuenca de antepaís con la típica firma OIB (*ocean island basalts*), reflejando un origen mantélico profundo, interpretado como evidencia de una ventana astenosférica formada durante la colisión de la dorsal Farallón-Phoenix (Ramos y Kay, 1992; Kay *et al.*, 2002; Espinoza *et al.*, 2005). La mayoría de estos *plateaux* basálticos, conocidos

como Basalto Posadas, erupcionaron entre los 44° y 52°S (Kay *et al.*, 2002; Ramos, 2005) y están asociados con la suite essexítica Río Carbón, compuesta por diques “*swells, necks y sills*”, emplazados en niveles estratigráficos inferiores a lo largo de la faja plegada y corrida entre los lagos Belgrano y Argentino (Ramos, 2005). Un conjunto de dataciones K/Ar indican una edad para el Basalto Posadas y la essexita Río Carbón, de 55–40 Ma, coincidiendo con el momento en que el frente a lo largo de la faja plegada y corrida se reactivó (Ghiglione *et al.* 2016a).

En cuanto a la respuesta sedimentaria a la deformación, en el Dominio Interno de la faja plegada y corrida, los depósitos Paleógenos están ausentes, mientras que a lo largo del Dominio Externo están presentes sólo algunas unidades paleocenas y eocenas de manera restringida (Malumián *et al.*, 2000). Para el sector entre los Lagos Argentino y Viedma, Kraemer (1998) y Kraemer *et al.*, (2002) propusieron una propagación de la faja plegada y corrida desde el dominio de basamento hasta el límite este del dominio interno, relacionado a la colisión de la dorsal eocena. La cuña orogénica se ensanchó alrededor de 40 km, acompañado por una alta tasa de sedimentación (Kraemer, 1998; Malumián *et al.*, 2000). Allí depósitos marinos someros y de *lagoon* del Eoceno medio y superior de la Formación Man Aike yacen en discordancia sobre el tope de la Formación Calafate (Maastrichtiano), dejando entre medio un *hiatus* que se extiende entre los 60 y 46 Ma (Paleoceno-Eoceno inferior) (Camacho *et al.*, 2000), relacionado con un evento deformacional del Eoceno (Marensi *et al.*, 2002). Cercano a la localidad de El Calafate, el pasaje de una paraconformidad a una discordancia con relaciones de *onlap* y *overlap* han sido observadas para el contacto entre las formaciones Calafate y Man Aike, lo cual es

típico de disconformidades sintectónicas (Marensi *et al.*, 2002). Esta situación estratigráfica se repite de manera muy similar en la localidad de Río Turbio, 100km al sur, para las formaciones Cerro Dorotea y Río Turbio (Álvarez *et al.*, 2006). Sistemas fluviales oligocenos-miocenos tempranos de las formaciones Río Leona y Río Guillermo yacen en discordancia en el tope de las formaciones Man Aike y Río Turbio respectivamente (Marensi *et al.*, 2005).

Los depósitos marinos del Eoceno medio-superior correspondientes a las formaciones Man Aike y Río Turbio, y los de carácter continental que los cubren incluidos en las formaciones Río Leona y Río Guillermo están presentes a lo largo del dominio externo de la faja plegada y corrida desde el lago Cardiel hasta Río Turbio y continúan hacia el este, debajo de la estepa Patagónica (Malumián *et al.*, 2000; Camacho *et al.*, 2000; Marensi *et al.*, 2002) (Fig. 1.1). La distribución de las unidades paleógenas indica una elevación y una denudación erosiva de la faja plegada y corrida interna, produciendo una migración del depocentro de antepaís hacia el interior del cratón (Biddle *et al.*, 1986; Fosdick *et al.*, 2011). Para el dominio interno es incierta la presencia de depósitos paleocenos, siendo la única evidencia de un enterramiento paleógeno, edades de circones parcialmente reseteadas (Fosdick *et al.*, 2013, 2014).

Según Ghiglione *et al.*, (2016a) las formaciones Río Turbio y Man Aike fueron depositadas en la depozona del “*wedge-top*” a “*proximal–distal foredeep*” con altas tasas de sedimentación a lo largo del límite este del activo dominio interno de la faja plegada y corrida. Esta geometría estratigráfica y la respuesta sedimentaria están en concordancia con el renovado levantamiento paleógeno (Fig. 1.3).

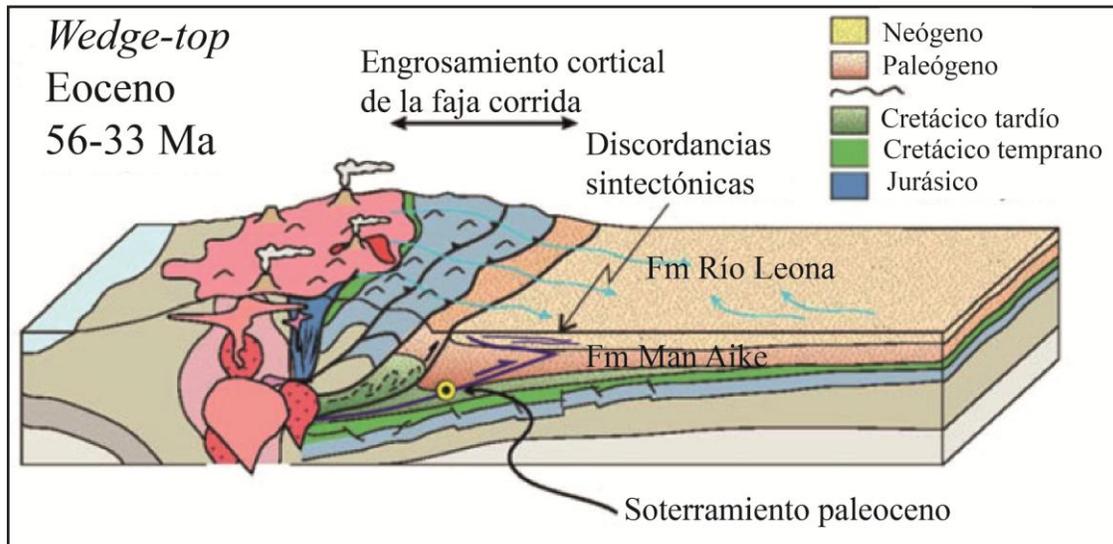


Figura 1.3: Reconstrucción paleogeográfica de la evolución de la faja plegada y corrida y de la Cuenca Austral para el período entre 56 a 33Ma, mostrando las estructuras tectónicas, sistemas de dispersión de los sedimentos y las unidades litotectónicas en la zona de estudio. Obsérvese la depositación Eocena del “wedge top” de las formaciones Man Aike y Río Leona (Modificado de Ghiglione *et al.* 2016 a).

El comienzo del Ciclo Neógeno está marcado por la exhumación de los Andes Patagónicos Australes con una progresión hacia el este basado en una compilación de datos termocronológicos (Ghiglione *et al.*, 2016b y trabajos allí citados) (Fig. 1.4). La misma habría acontecido en el oeste del dominio del basamento entre los 34 y 15 Ma; en el Batolito Patagónico desde los 24 Ma, y en el dominio oriental del basamento y en la faja plegada y corrida entre los 25 o 15 Ma y los 5-3 Ma respectivamente. Esta tectónica compresiva ha sido relacionada con la aproximación y colisión de una serie de segmentos de la dorsal sísmica de Chile, la cual separa las placas de Antártida y Nazca, y subduce bajo Sudamérica (Folguera y Ramos, 2002; Lagabriele *et al.*, 2004). Según reconstrucciones cinemáticas, el primer segmento de la dorsal colisionó a los 54°S de manera subparalela con la trinchera Pacífica hace aproximadamente 18 Ma

(Breitsprecher y Thorkelson, 2008). El desfasaje de tiempo entre el comienzo de la exhumación en el dominio del basamento y la primera colisión de la dorsal (Thomson *et al.* 2001) podría ser interpretado como el resultado de un creciente acoplamiento debido a una subducción ortogonal y somera de una corteza oceánica cada vez más joven y flotante, a medida que la dorsal activa de Chile se estaba aproximando a la trinchera (Thomson *et al.*, 2001; Folguera y Ramos, 2002).

La respuesta sedimentaria al ciclo orogénico neógeno está representada por una cuña clástica de “*foredeep*” que se ensancha hacia el oeste y al sur de la cuenca (Fig. 1.5). El comienzo de este ciclo comparte en común con el final del ciclo paleógeno, la presencia de los conglomerados y areniscas fluviales de las formaciones Río Leona y Río Guillermo (Malumián *et al.*, 2000). La Fm. Río Guillermo está restringida a la región de Río Turbio-Ultima Esperanza mientras que la Formación Río Leona cubre a la Fm. Río Guillermo en esa zona y se extiende al norte, aflorando en la zona de este estudio y llegando hasta el área del Lago Cardiel. Ambas unidades tienen edades entre Oligoceno tardío-Mioceno Temprano (Barreda *et al.*, 2009; Fosdick *et al.*, 2014). Marensi *et al.* (2005) describieron un engrosamiento hacia el sur y una secuencia grano decreciente para la Formación Río Leona que marca un incremento en el espacio de acomodación. Esta tendencia termina con la inundación marina somera de la transgresión “Patagónica” durante el Mioceno temprano. Este evento depositacional está registrado en superficie en una franja angosta que rodea la faja plegada y corrida Patagónica y se extiende hacia el este en la parte sur de la cuenca.

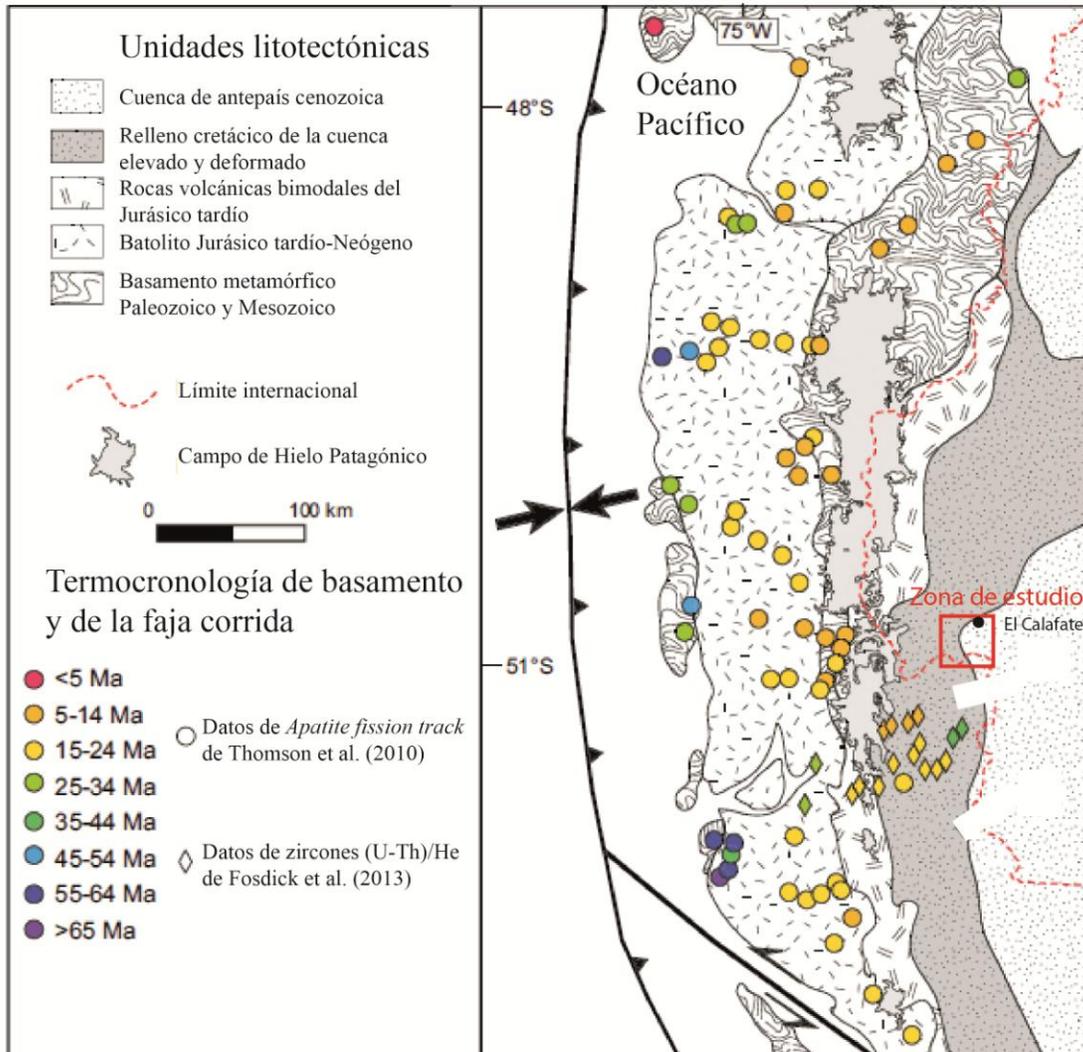


Figura 1.4 Simplificación de unidades litotectónicas con edades termocronológicas (U-Th)/He de Fosdick *et al.* (2013) y Thomson *et al.* (2010). En recuadro rojo se encuentra la zona de este estudio. Tomado de Fosdick *et al.* (2014).

Esta forma angosta N-S es el resultado de una subsidencia flexural causada por la carga tectónica en el cinturón andino adyacente (Ghiglione *et al.*, 2016a). De norte a sur, unidades litoestratigráficas relacionadas con la transgresión Patagónica son la Formación El Chacay en la zona del Lago Posadas/Pueyrredón (Chiesa y Camacho, 1995) y la Formación Estancia 25 de Mayo (conocida anteriormente como Centinela)

en el área del Lago Argentino (Cuitiño y Scasso, 2010). Hacia el este, la Formación Monte León representa un equivalente distal para esta transgresión. La edad para la transgresión Patagónica al oeste está restringida entre los 20 and 18 Ma (Mioceno temprano) (Parras *et al.*, 2008; Cuitiño *et al.*, 2012).

La posterior colisión de la dorsal de Chile fue responsable de la mayoría de las características magmáticas y morfotectónicas reconocidas desde el Mioceno tardío en la cordillera Patagónica y la Patagonia Extrandina (Ghiglione *et al.*, 2016a). Por un lado se propaga la faja plegada y corrida hacia el este (Thomson *et al.*, 2001; Fosdick *et al.*, 2013) (Fig. 1.4) mientras que un rápido relleno del espacio de acomodación resultó en la progradación de los depósitos fluviales sinorogénicos de la Formación Santa Cruz entre los 19 y 14 Ma (Blisniuk *et al.*, 2005, Fosdick *et al.*, 2011; Cuitiño *et al.*, 2012).

Tanto las unidades marinas del Patagónica como de la Formación Santa Cruz muestran características de sedimentación "*distal foredeep*" en el límite oeste de la cuenca (Figura 1.5). Depósitos aluviales gruesos o unidades sedimentarias de "*wedge-top*" no están preservadas debido a una migración hacia el este de la faja plegada y corrida después de la depositación de estos estratos en el Mioceno temprano (Ghiglione *et al.*, 2016a).

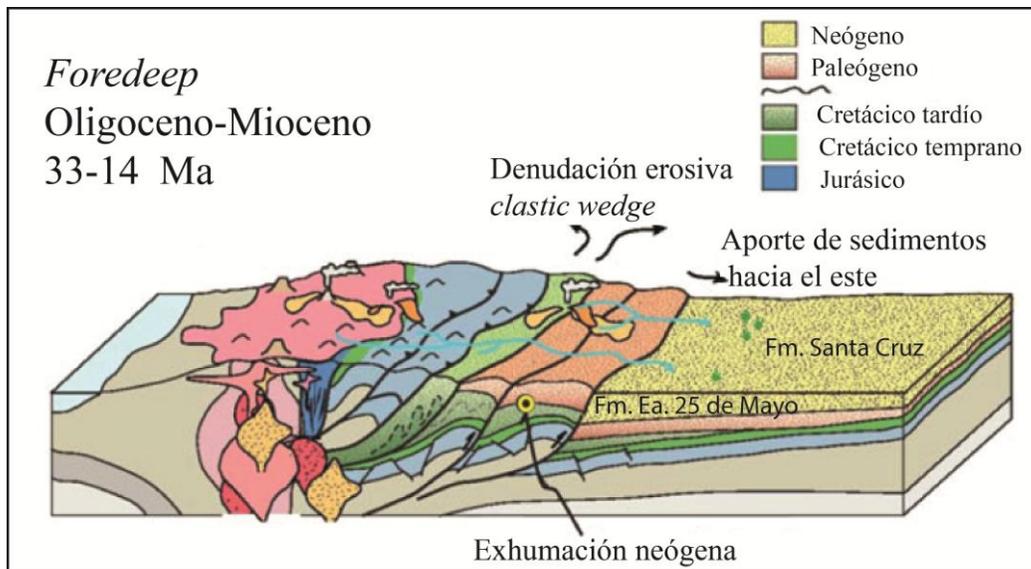


Figura 1.5: Reconstrucción paleogeográfica de la evolución de la faja plegada y corrida y de la Cuenca Austral para el período de 33 a 14 Ma, mostrando las estructuras tectónicas, sistemas de dispersión de los sedimentos y las unidades litotectónicas en la zona de estudio. Obsérvese la exhumación del “*Clastic Wedge*” Cretácico y el transporte sedimentario hacia el Este durante el Oligoceno-Mioceno y la depositación de la Formación Estancia 25 de Mayo (Modificado de Ghiglione *et al.*, 2016 a).

Objetivo

El objetivo del presente trabajo es analizar mineralógica y petrográficamente las formaciones Man Aike, Río Leona y Estancia 25 de Mayo en la región sur del Lago Argentino. A partir de una descripción detallada de las areniscas de las tres unidades, se pretende observar los cambios composicionales tanto de la fracción clástica como de los cementos a lo largo de la columna sedimentaria para el período Eoceno medio-Mioceno temprano. Estos datos brindarán información, no sólo del relleno de la Cuenca Austral para el período mencionado, sino también de las áreas de aporte de los sedimentos, permitiendo comprender mejor la evolución de la Cordillera Patagónica Austral.

2. MARCO GEOLÓGICO

2.1 Área de estudio y estratigrafía local

La zona estudiada se encuentra ubicada al sur del Lago Argentino (Fig. 2.1), en el sudoeste de la provincia de Santa Cruz, Patagonia Argentina. En esta porción de la cuenca Austral afloran unidades del Cretácico superior al Mioceno. La estructura de homoclinal con su borde occidental levantado hace que las unidades más antiguas, las formaciones La Irene y Chorrillo (Campaniano), afloren en la parte noroccidental del área (Fig.2.1), en los cerros Huyliche y Calafate (Arbe, 2002), y hacia el este y sudeste las unidades expuestas se hacen cada vez más jóvenes (Fig.2.1). Sobre los depósitos asignados al Campaniano yace la Formación Calafate de edad maastrichtiana, con su localidad tipo en el cerro homónimo, que representa el último episodio de sedimentación marino litoral del Cretácico (Marensi *et al.*, 2005). Esta unidad es a su vez cubierta, discordancia regional mediante, por la Formación Man Aike, asignada al Eoceno por Camacho *et al.* (2000) y Casadío *et al.* (2009). Sobre esta se reconocen depósitos continentales de la Formación Río Leona, los cuales pasan concordantemente a la Formación Estancia 25 de Mayo (Marensi *et al.*, 2002). La edad para estos depósitos continentales sería Oligoceno tardío inicial en base al contenido palinológico (Barreda *et al.* 2009). Finalmente, hacia el sector sudeste del área, aparece una franja de afloramientos correspondientes a las formaciones Estancia 25 de Mayo y Santa Cruz (Fig. 2.1). Para la primera se estableció una edad oligocena tardía – miocena temprana (Casadío *et al.*, 2000b; Parras *et al.*, 2008), y de acuerdo a las observaciones de campo, existe un pasaje transicional entre ambas. No existen edades certeras para los depósitos continentales de la Formación Santa Cruz en este sector, pero sí las hay en otras áreas en donde fue asignada al Mioceno inferior a medio (Fleagle *et al.*,

1995; Flynn y Swisher, 1995). Los sectores analizados comprenden una faja de afloramientos de orientación noreste – sudoeste, dentro de los campos de la Estancia 25 de Mayo, que incluye el curso medio del Arroyo Calafate y el Arroyo Bandurrias (Fig.2.1). La zona presenta una estructura homoclinal simple con inclinaciones que rondan los 15° al SE. Esta estructura fue interpretada como un homoclinal frontal asociado a la faja plegada y corrida que se desarrolla al oeste del área de estudio, con pliegues anticlinales suaves de ejes N-S (Ghiglione *et al.* 2009).

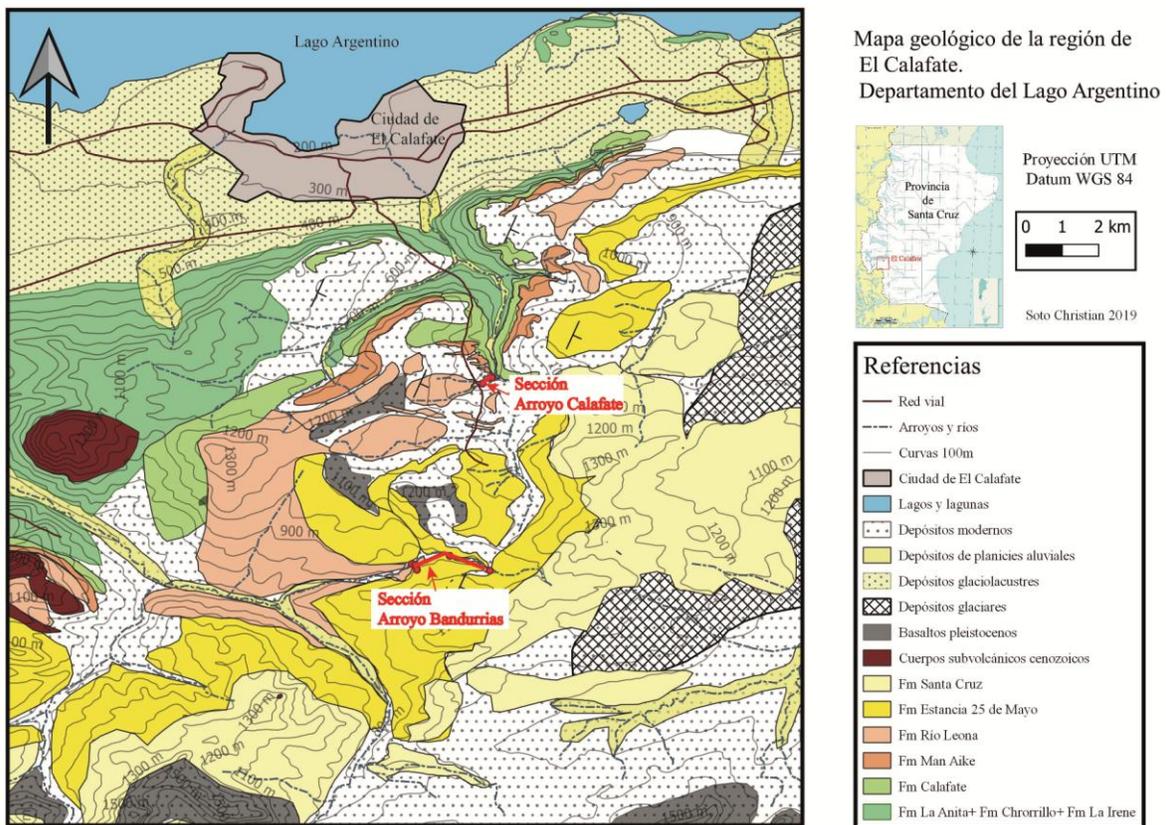


Figura 2.1 Mapa geológico y localidades de trabajo en la zona sur del Lago Argentino.

2.2 Reseña de la evolución del conocimiento de las Formaciones Man Aike, Río Leona y Estancia 25 de Mayo.

2.2.1 Formación Man Aike. Esta unidad aflora en la región sudoccidental de Santa Cruz de norte a sur en el Lago Cardiel y en los valles de los ríos Shehuén (Chalía), Leona y Santa Cruz, y al sur del Lago Argentino (Cobos *et al.*, 2009), continuando en Chile en la zona de la Sierra Baguales (Gutiérrez *et al.*, 2013). También se la reconoce en subsuelo en la región oriental de Santa Cruz (Malumián, 1994). Está representada por areniscas medianas a gruesas, verde o amarillentas y con abundantes restos de ostras, generalmente con estratificación entrecruzada tangencial y tabular; con algunas intercalaciones de conglomerados finos. Los espesores de la unidad varían entre 60 y 110 metros. Posee una fauna característica, compuesta por braquiópodos, moluscos, briozoarios, equinodermos y dientes de seláceos (Cobos *et al.*, 2009).

Los estratos que hoy en día se conocen como Formación Man Aike fueron originalmente denominados “Horizonte de la Estancia Man Aike” por Feruglio (1938) y Piátnitzk (1938) en el valle del río Shehuen (Localidades de Pari Aike y Cerro Castillo), así como en el valle del río La Leona. En otras contribuciones, Feruglio (1949, 1950) proporcionó información paleontológica, descripciones y perfiles de la unidad en diversas localidades, siempre al norte del lago Argentino asignándolos al Cretácico más alto en base a la asociación de moluscos observada.

Con posterioridad, Leanza (1972) y Russo y Flores (1972) formalizaron en sus trabajos la denominación de Formación Man Aike. Furque (1973) describió afloramientos de la Formación Man Aike en el cerro La Meseta, situado sobre el flanco oriental del valle del río La Leona, pero confunde estos mismos depósitos al sur del Lago Argentino con la Formación Calafate. El mismo criterio aplican Riccardi y Rolleri (1980) y Nullo *et al.* (1981) que incluyen dentro de esta unidad a niveles de la Formación Calafate, asignando una edad que abarca desde el Cretácico al Paleoceno.

Macellari *et al.* (1989) incluyen a la Formación Man Aike como la parte transgresiva de una secuencia integrada con la Formación Calafate, considerándola también de edad cretácica tardía, aunque mencionan la presencia de areniscas calcáreas aflorantes en la cima del cerro Calafate, portantes de abundante fauna de invertebrados (entre ellas, *Venericardia sp.*), correlacionables con la Formación Man Aike y consideradas parte de una secuencia paleocena.

Malumián (1990) destacó la conspicua presencia de glauconita en la composición de las areniscas de la Formación Man Aike y otras equivalentes; y relacionó esta característica con un persistente nivel de mar alto en el Eoceno medio tardío. Además, dicho autor señaló el elevado endemismo de los foraminíferos de estas unidades y la gran expansión geográfica de la transgresión que, sin embargo, no alcanzó profundidades importantes.

Kraemer y Riccardi (1997), respetando la denominación original de Feruglio (1938), utilizaron el nombre de Formación Man Aike para los afloramientos situados al norte del Lago Argentino, a los que correlacionaron con la parte superior de la Formación Calafate.

Posteriormente Camacho *et al.* (2000) y Malumian *et al.* (2000) atribuyeron la Formación Man Aike al Eoceno medio en base a una clara distinción paleontológica y litológica respecto de los estratos maastrichtianos inferiores y la correlacionaron con el Miembro Superior de la Formación Río Turbio. Propusieron que sus contactos inferior y superior con las formaciones Calafate (Maastrichtiano) y Río Leona (Oligoceno) respectivamente son discordantes. A su vez identifican una discordancia paleógena que existe en la Cuenca Austral tanto en el sector argentino como chileno indicando un importante hiato entre el Maastrichtiano y el Eoceno medio.

Marensi *et al.* (2002) la describen por primera vez al sur del Lago Argentino, separándola de la inferior Formación Calafate en su área tipo. Asimismo, documentan las

relaciones estratigráficas con las unidades infra y sobreyacentes mediando una importante discordancia, la cual la relaciona con una etapa de estructuración de la cordillera Patagónica de edad eocena (Kraemer *et al.*, 2002) (Fig. 2.1).

Casadío *et al.* (2009) confirman su edad eocena media en base a datos de isótopos de $87\text{Sr}/86\text{Sr}$ en valvas de “*Ostrea*” *groeberi* y al análisis de su fauna de invertebrados, comparable con la parte superior de la Formación Río Turbio. Guerstein *et al.* (2014) en muestras de pelitas de la Fm. Man Aike encontró una asociación de dinoquistes que permite correlacionarla con el Miembro Superior de la Formación Río Turbio y acotar la edad de la Fm. Man Aike al Eoceno Medio tardío; coincidiendo con las muestras de Casadío *et al.* (2009) que van desde 37,08 a 41,96 Ma (Fig. 2.5).

El miembro inferior de la Fm. Río Turbio, al sur de la zona de este estudio, comparte afinidades sedimentológicas, paleontológicas y de procedencia con la Fm. Man Aike (Casadío *et al.*, 2009) y la Formación Sierra Baguales (Gutiérrez *et al.*, 2013.), representando una misma unidad depositacional. Fosdick *et al.* (2015), mediante datos geocronológicos de circones detríticos del miembro inferior de la Formación Río Turbio determinaron que el comienzo de la sedimentación eocena comienza a los 47-46Ma.

Sickmann *et al.* (2017) reconoce la Formación Man Aike en el tope del Cerro Fortaleza hacia el este del Río La Leona y calcula una edad U-Pb no más antigua que 43.3-2.0 Ma, utilizando la edad de máxima depositación de los circones detríticos. A su vez menciona que la discordancia que separa el Cretácico del Cenozoico varía a lo largo de la cuenca creando un hiatus que aumenta hacia el norte existiendo estratos eocenos sobre mastrichnianos en la zona de Río Turbio (intervalo de 20 Ma) a capas Cretácicas tardías sobre capas Miocenas tempranas (intervalo de 60 Ma) al norte del Lago Viedma. Esta

variación lateral en la magnitud de la discordancia como así también la naturaleza de los depósitos indica un episodio no uniforme tanto de erosión como de sedimentación.

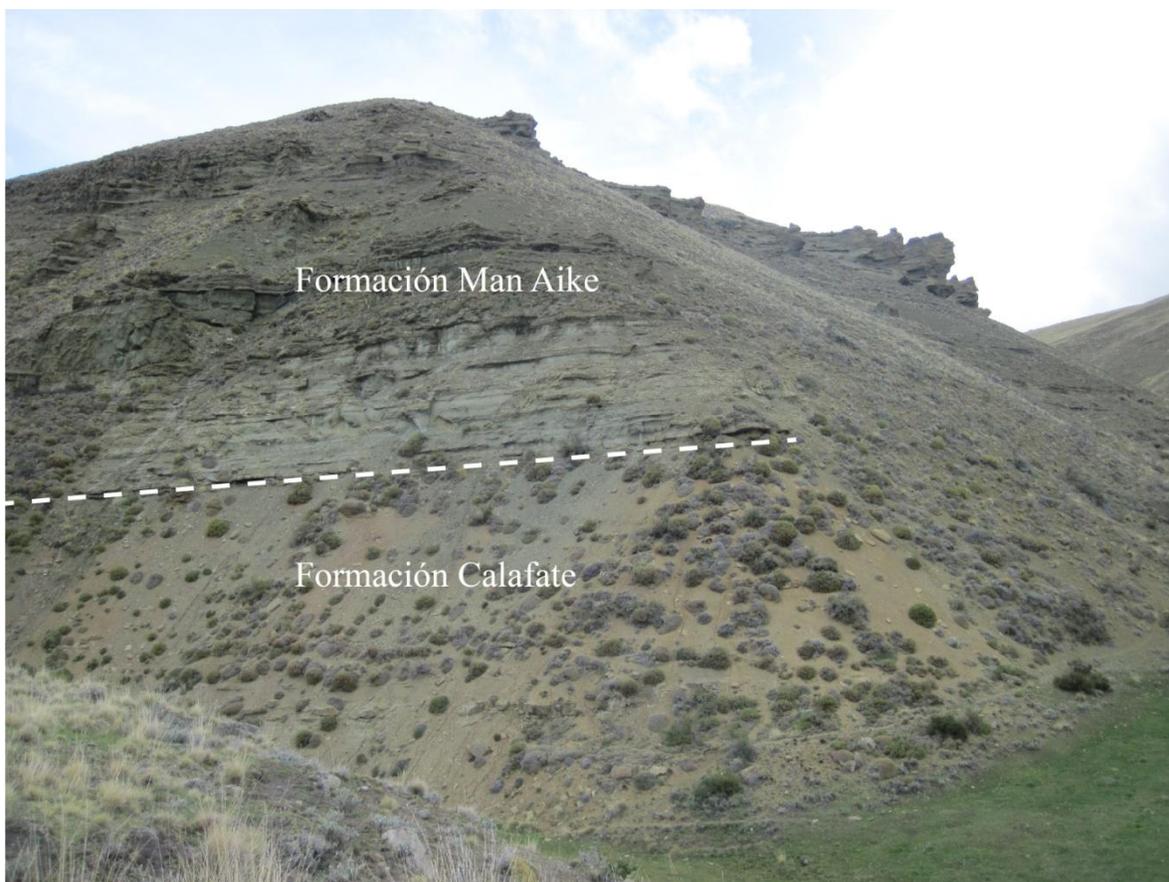


Figura 2.1 Contacto entre las formaciones Calafate y Man Aike. Localidad 1 sobre el arroyo Calafate.

2.2.2 Formación Río Leona. Los afloramientos de esta unidad se distribuyen de manera similar a la Formación Man Aike, en una franja con dirección nordeste-sudoeste reconociéndose al norte en los faldeos de la meseta del Bagual Chico, al Norte de la laguna El Salitral, al sudeste del lago Cardiel, en la margen izquierda del río Tar (al Sur de la meseta de Cardiel Chico) (Cobos *et al.*, 2014). Más al sur y de manera discontinua aflora en la margen sur del río Chalia (entre los cañadones del Puesto y Mank Aike), este del río La Leona (oeste-noroeste de la estancia La Meseta), al norte del río Santa Cruz (cañadones

de los Hornos, Piedra Labrada, Estancia La Laurita y Estancia San Martín) (Cobos *et al.*, 2014). Finalmente, aparece en la margen sur del valle del Lago Argentino (Estancia Quien Sabe), continuando ya en la zona de estudio en las cercanías de los arroyos Calafate y Bandurrias (Fig. 2.1)(Nullo *et al.*, 2006). También se reconoce esta unidad en la Sierra Baguales, Chile (Gutiérrez *et al.* 2013).

La Formación Río Leona se compone de areniscas finas, medianas hasta conglomerádicas, pelitas carbonosas y niveles volcaniclásticos en un arreglo granodecreciente, con ciclos de reactivación menores (Marenssi *et al.*, 2005). También posee abundantes restos de troncos silicificados dominados por *Nothofagáceas* (Pujana 2007, 2008).

Esta unidad fue denominada en 1937 por Roll como “Estratos del Río Leona”, por presentar sus mejores afloramientos al este del curso inferior del río La Leona. Estudios posteriores de Feruglio en 1945 y 1949 describen a estos estratos en los valles del lago Argentino y río Santa Cruz, así como los afloramientos situados hacia el norte hasta el lago Cardiel) (Cobos *et al.*, 2014).

Furque y Camacho en 1972 analizaron los afloramientos expuestos en la margen sur del lago Argentino. Furque (1973), basado en la posición estratigráfica de esta unidad, la asigna al Paleoceno, posiblemente Daniano, y considera que las unidades Río Leona y Centinela (=25 de Mayo) conforman un solo grupo sedimentario.

Estudios realizados por geólogos de Yacimientos Carboníferos Fiscales se focalizaron en el potencial carbonífero de la Formación Río Leona (Cobos *et al.* 2014). Carrizo (1978) determinó que el conglomerado de base de la unidad señala la relación discordante con la infrayacente Formación Man Aike. Este autor consideró que el pasaje gradual de la Formación Río Leona a la Formación Patagonia (= Formación Estancia 25 de Mayo) indica

que ambas unidades forman parte de un mismo ciclo sedimentario, por lo que asignó a la primera una edad oligocena media a superior.

Riccardi y Roller (1980) sintetizaron los antecedentes conocidos hasta ese momento sobre la Formación Río Leona, y sugirieron, sobre la base de su relación de concordancia con la Formación 25 de Mayo, una edad eoceno-oligocena para la unidad. Ramos (1982) interpreta que la Formación Río Leona sería contemporánea o parcialmente sincrónica con la efusión del Basalto Posadas del Paleoceno-Eoceno. Mientras que Malumián y Caramés (1997) se refirieron a los afloramientos de la Formación Río Leona en el área de Río Turbio, y fundamentados en sus relaciones estratigráficas atribuyeron esta unidad al Eoceno superior – Oligoceno inferior.

Robbiano *et al.* (1996) dividen a la unidad en dos partes, separadas por una discontinuidad. La parte basal perteneciente a un hem ciclo regresivo, en tanto que la parte superior la asignan a un ciclo transgresivo, asociada a la transgresión Patagoniana.

Más recientemente, Marensi *et al.* (2003) reconocieron depósitos en el cerro Pirámides (sureste del lago Viedma) que asignaron a la Formación Río Leona, los que pasan transicionalmente a las sedimentitas marinas de la Formación Estancia de 25 Mayo, considerando que ambas unidades conforman una misma secuencia depositacional. Luego Marensi *et al.* (2005) analizaron la estratigrafía y sedimentología de la Formación Río Leona mediante dos perfiles en el cerro Pirámides y en la estancia 25 de Mayo, coincidente con la zona de estudio (Fig. 2.2) y determinaron que la sedimentación tuvo lugar en ambientes fluviales que evolucionaron desde entrelazados de alta energía hasta meandrosos y anastomosados de baja sinuosidad, cuya evolución y sucesión temporal reflejan los cambios paleogeográficos ocurridos en la cuenca durante el Oligoceno, desde un área pedemontana con altos gradientes a una planicie costera finalmente invadida por el mar

«patagoniano». Asimismo interpretan que el episodio de ascenso y erosión de las sedimentitas de la Formación Man Aike que precedió a la depositación de la Formación Río Leona puede vincularse con un pulso de deformación en la Cordillera Patagónica Austral atribuido al Eoceno tardío (Kraemer, 1993) o Eoceno medio (Kraemer *et al.*, 2002). Sobre esta misma base indicaron que esta unidad estaría acotada al Oligoceno.

Cobos *et al.* (2009) corroboraron las relaciones de discordancia basal y transición con la suprayacente Formación Estancia 25 de Mayo, a la vez que destacaron la reducción de espesor de la Formación Río Leona en sentido suroeste-noreste. Barreda *et al.* (2009) interpretan, a partir de la abundancia de niveles con material carbonoso y el contenido polínico, un paleoambiente pantanoso bajo un clima húmedo y templado. A su vez, en base al análisis palinológico, la colocan en el Oligoceno tardío inicial, indicando diferencias sustanciales en el contenido paleoflorístico con respecto a la parte inferior de la suprayacente Formación Estancia 25 de Mayo (Ver fig. 2.5).

Cuitiño (2011) sugiere un hiato en el contacto entre ambas unidades en base a una edad Miocena temprano atribuida a la Formación Estancia 25 de Mayo.

Estos sedimentos continentales también cubren, en relación discordante, a depósitos marinos y continentales cretácicos de las formaciones Piedra Clavada, Mata Amarilla y Cardiel y subyacen, en igual relación, a los basaltos Strobel, La Siberia y Laguna Barrosa, y a depósitos de terrazas del río Shehuen y de agradación pedemontana (Cobos *et al.*, 2009).

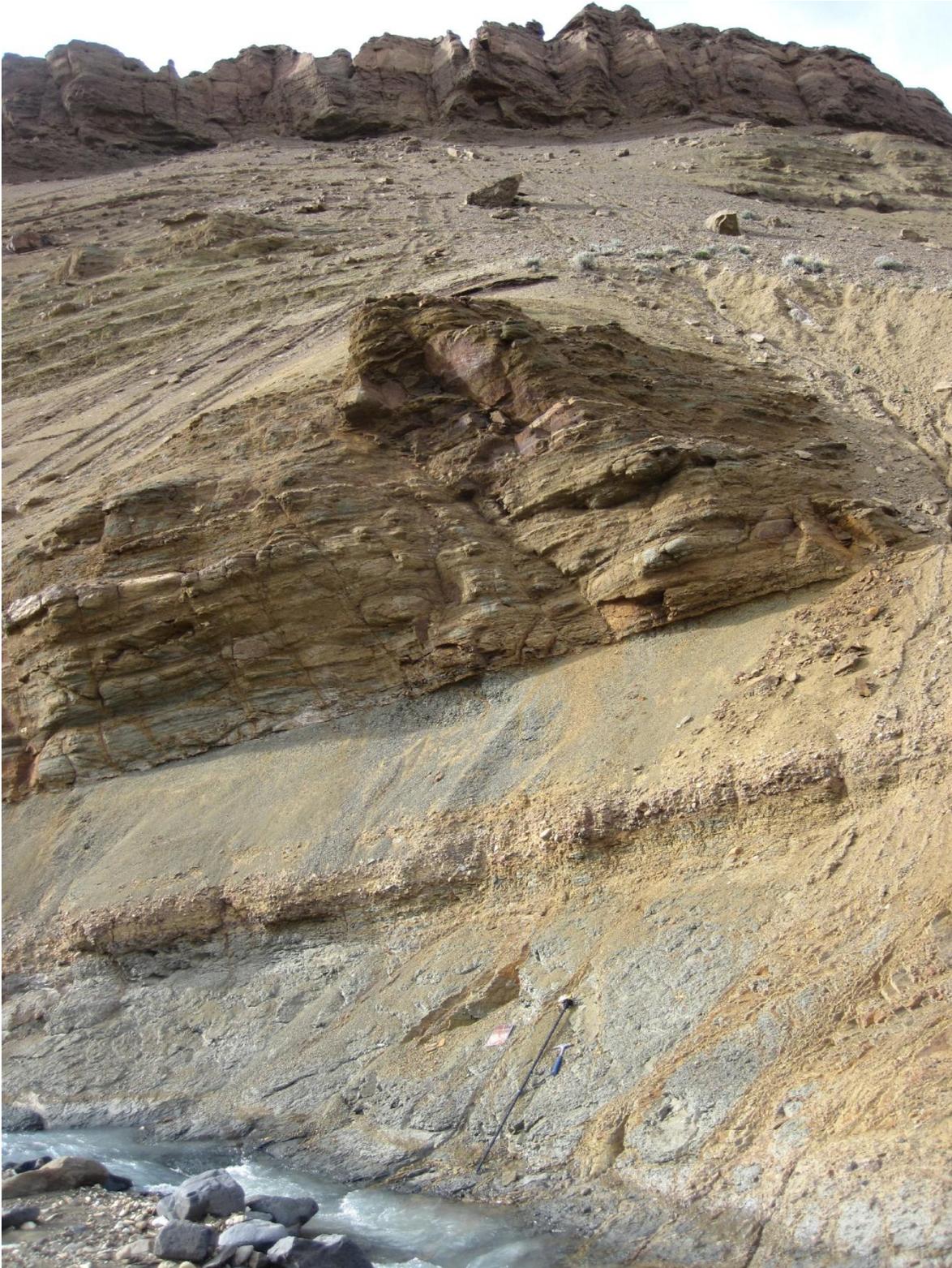


Figura 2.2 Afloramiento completo de la Formación Río Leona en la localidad 2 sobre el arroyo Bandurrias. Obsérvese los niveles conglomerádicos al tope de la sección.

2.2.3 Formación Estancia 25 de Mayo. (Ex. Formación Centinela) (Fig. 2.4). Depósitos correspondientes a la ingresión marina de la transición Paleógeno–Neógeno, inicialmente denominados Patagoniense, Piso Patagónico o Patagoniano. Esta unidad aflora en amplias zonas de las provincias de Santa Cruz, Chubut y Río Negro, y se distribuye tanto en el ámbito cordillerano como en la costa patagónica, donde alcanzan su máximo desarrollo. Se trata de areniscas medianas a finas, con niveles tobáceos, pelitas, coquinas y escasos conglomerados (Cobos *et al.*, 2014).

La transgresión Patagoniana en la provincia de Santa Cruz fue estudiada desde mediados del siglo XIX, por d’Orbigny, Darwin y Ameghino entre otros, desde una perspectiva principalmente paleontológica y bioestratigráfica, dada la rica fauna de macro invertebrados que posee (Cuitiño, 2011). La mayor parte de estos estudios se concentraron en los afloramientos del sector costero de la Patagonia donde debido a su gran extensión areal y la escasez de buenos indicadores bioestratigráficos, se le asignan diferentes nombres y posiciones estratigráficas (Malumián *et al.* 1999).

El primer autor en efectuar una completa revisión de antecedentes y detallados estudios de campo fue Feruglio (1949-1950) en su obra sobre la geología de la Patagonia, subdividiendo a los afloramientos de la zona costera patagónica en tres pisos (Juliense, Leonense y Superpatagoniense) y señalando que aquéllos de la región del lago Argentino presentaban un contenido fósil común a los tres pisos de la región oriental.

Furque y Camacho (1972) denominaron formalmente a las capas aflorantes en esa región como Formación Centinela, estableciendo la localidad tipo de la unidad en el Cerro Campo 25 de Mayo y mencionan la presencia de tobas amarillentas y blanquecinas. Basado en el contenido paleontológico; la refirieron al Oligoceno superior a Mioceno inferior. Luego Riccardi y Rolleri (1980) la asignan al Eoceno superior- Mioceno inferior.

Posteriormente, algunos trabajos abordaron aspectos estratigráficos y paleontológicos de la Formación Centinela, procurando establecer con mayor precisión su edad y correlaciones. Casadío *et al.* (2000a), destacaron que si bien el conocimiento de las malacofaunas de las unidades patagónicas en Santa Cruz no es concluyente, la comparación del contenido fosilífero en las localidades al sur del Lago Argentino con las de la región costera de Santa Cruz revela mayores similitudes faunísticas entre la Formación Centinela en la estancia 25 de Mayo y la Formación Monte León. Guerstein *et al.* (2004), a partir de análisis palinoestratigráficos identifican polen, esporas y cantidades variables de quistes de dinoflagelados y asignan a estas sedimentitas de la estancia 25 de Mayo una edad Oligoceno superior – Mioceno inferior. Parras y Casadío (2006) asignaron esta unidad a ambientes marinos someros y costeros, con una porción basal submareal y otra superior sub a intermareal. A su vez, respecto de sus relaciones estratigráficas, establecen su base transicional respecto de la Formación Río Leona y su tope en contacto con la suprayacente Formación Santa Cruz mediante una discordancia erosiva. Parras *et al.* (2008) publicaron los resultados de dataciones $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ sobre valvas de *Crassostrea Hatcheri* con edades que van entre 26,38 Ma y 21,24 Ma. Adicionalmente, proveyeron una datación $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ sobre una toba procedente de la localidad Estancia La Siberia, en el lago Cardiel, de $20,48 \pm 0,27$ Ma considerando también a esta Formación como de edad oligocena tardía-miocena temprana.

Más recientemente, Cuitiño (2011) en su trabajo de tesis doctoral propone la denominación de Formación Estancia 25 de Mayo para esta unidad ya que en los campos de dicha estancia se encuentran abundantes y muy buenas exposiciones y argumenta que el nombre de Centinela ya había sido utilizado previamente por Harrington y Leanza (1957) para designar una sección ordovícica aflorante en la sierra de Zapla en el noroeste

argentino. A su vez este autor asigna como localidad tipo al arroyo Bandurrias, localidad que también fue visitada como parte de la salida de campo de este estudio (Fig. 2.1). Cuitiño y Scasso (2010) dan a conocer las características sedimentológicas de detalle de esta unidad en varios afloramientos de la región al sur de El Calafate. Dichas características permitieron diferenciar dos miembros distintivos en la Formación Estancia 25 de Mayo: uno inferior llamado Miembro Quién Sabe y otro superior llamado Miembro Bandurrias. Además, estos autores analizaron los paleoambientes sedimentarios de la Fm Ea. 25 de Mayo, describiendo la evolución de los sistemas sedimentarios en el marco de la estratigrafía secuencial.

Cuitiño *et al.* (2012) dataron radiométricamente con circones de U-Pb de granos de rocas piroclásticas, edades de 19.14 Ma para la base de la Formación Estancia 25 de Mayo y 18.85 Ma para la base de la Formación Santa Cruz. El mismo autor, mediante el método de isotopos de estroncio ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$) en ostras, obtuvo edades de 20.05 Ma a 19.1 Ma de la base al techo de la Formación Estancia 25 de Mayo respectivamente, ubicándola finalmente en el Mioceno temprano (Ver fig. 2.5). También concluyen que dada la gran extensión areal de esta transgresión y la falta de correlación con los niveles de mar alto globales, se sugiere una impronta de tectónica andina como causa de la elevación del mar.

Más recientemente, Cuitiño *et al.* (2013) trabajaron en la sedimentología de un nivel piroclástico de gran potencia contenido en esta formación y concluyeron que corresponde a una fuente volcánica contemporánea con la depositación de la unidad, localizada al oeste-sudoeste de los Andes donde actualmente se encuentra el Batolito Patagónico sur.



Figura 2.4 Afloramiento de la Formación 25 de Mayo a lo largo del arroyo Bandurrias.

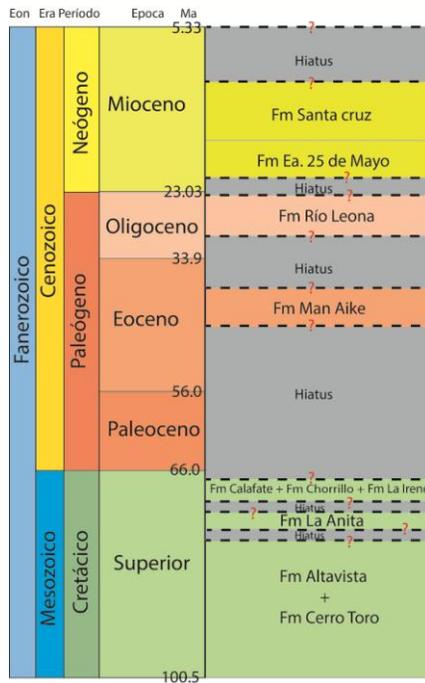


Figura 2.5 Cuadro estratigráfico de las unidades involucradas en base a estudios de Casadío *et al.* (2009), Marensi *et al.* (2005), Barreda *et al.* (2009), Cuitiño (2011), Cuitiño *et al.* (2012). Las edades fueron tomadas de la Carta Cronoestratigráfica Internacional (Cohen *et al.* 2018).

2.3 Descripción sedimentológica, asociaciones de facies y modelos paleoambientales.

La zona de estudio se encuentra en la estancia 25 de Mayo situada al sur de la localidad santacruceña de El Calafate. Se trabajó en dos localidades donde se levantaron 3 perfiles de 3 formaciones respectivamente (Fig. 2.3). En la localidad 1 “Arroyo Calafate” se describió el perfil de Man Aike, ya estudiado en detalle por Casadío *et al.* (2009). En la localidad 2 “Arroyo Bandurrias” se describió un perfil nuevo de la Formación Río Leona, a 5 km al sur de la columna analizada por Marensi *et al.* (2005), y por otro lado, se levantó un perfil de la sección basal y media de la Formación 25 de Mayo, estudiado anteriormente por Cuitiño (2011). Dado que las tres unidades mencionadas ya han sido descritas en detalle y que el objetivo principal de este trabajo es la petrografía y análisis de procedencia de las mencionadas formaciones, se procedió sólo a hacer una breve descripción de los perfiles de donde se tomaron las muestras y se mencionan las correspondientes asociaciones de facies e interpretaciones paleoambientales realizadas por los autores citados. A continuación se tratará cada unidad por separado pero se utilizará una misma nomenclatura para unificar a todas las asociaciones de facies (AF).

2.3.1 Formación Man Aike.

La sección medida tiene 97m y litológicamente se compone de areniscas masivas o con estratificación entrecruzada tangencial y tabular, de colores amarillentos y verdosos, con abundante glauconita, También abundan las areniscas bioclásticas y los conglomerados. En su parte inferior se reconocieron conglomerados y areniscas gruesas acumuladas en cuerpos con geometría lenticular y un arreglo granodecreciente, con

abundantes restos de invertebrados marinos, entre los que se reconocieron braquiópodos, gastrópodos, bivalvos y equinodermos. Hacia el tope, dominan las areniscas entrecruzadas y con niveles totalmente obliterados por bioturbación. La base yace en discordancia sobre areniscas finas verdosas de la Formación Calafate y el techo se encuentra biselado por el evento que generó la discordancia erosiva sobre la que se depositó la Formación Río Leona.

2.3.2 Asociaciones de facies:

Asociación de facies A (AF A). La sección basal está representada por conglomerados finos bioclásticos y areniscas gruesas masivas con abundantes restos de invertebrados. Los bioclastos identificados corresponden a gastrópodos y *Ostrea* sp., generalmente fragmentados y con una alta abrasión. Hacia los niveles superiores se encuentran capas lenticulares de areniscas medianas a finas con estratificación entrecruzada en artesa de mediana escala y con intercalaciones arenosas con laminación de tipo *climbing ripples*. Se midió un vector de paleocorrientes con una orientación Az. 120°. Esta asociación de facies corresponde a la AF2 descrita por Casadío *et al.* (2009) quienes la interpretaron, como ambientes de canales de estuario interno y llanuras mareales arenosas. La base erosiva, la geometría lenticular y las estructuras tractivas en los depósitos más gruesos sugieren una depositación en canales y el desarrollo de formas de lecho arenosas migrantes (barras). Las características tafonómicas registradas en los fósiles de invertebrados indican que constituyen un depósito para autóctono de corrientes provenientes de áreas con salinidad normal (Casadío *et al.*, 2009). A su vez estos autores, a través de las trazas fósiles descritas proponen un ambiente estresado con aguas sujetas a cambios en la salinidad y en condiciones de energía moderada.

Asociación de facies B (AF B). Se observó un depósito constituido por

conglomerados finos a arenisca sabulíticas de color rojizo de 1 m de potencia que en su base posee un contacto erosivo y presenta abundantes fragmentos de invertebrados, correspondientes a valvas desarticuladas de bivalvos y braquiópodos. Este depósito bioclástico contiene clastos de 5 cm de diámetro promedio y matriz arenosa. Esta asociación de facies corresponde a la AF3 de Casadio *et al.* (2009) y tiene aquí una mínima expresión comparada con otros perfiles levantados en la zona por estos autores. Es interpretada a partir de su descripción en otras localidades como un complejo de canales distributarios arenosos de estuario externo.

Asociación de facies C (AF C). Gran parte de esta AF se compone por areniscas medianas a finas con estratificación planar-tangencial de mediana a gran escala. Ocasionalmente se observó estratificación entrecruzada en artesa de menor escala. También se encontraron capas de areniscas gruesas masivas con concreciones y abundante bioturbación. Casadio *et al.* (2009) nombran a esta asociación de facies como AF4 y la interpretan, como depósitos de canales submareales por los que migraron las formas de lecho de gran escala correspondientes a profundidades mayores que las facies infrayacentes.

Asociación de facies D (AF D). Incluye areniscas finas a medianas y ocasionalmente gruesas de color verdoso. Gran parte de esta AF presenta areniscas similares a las de la AF C, aunque la escala de las estructuras sedimentarias es menor. Las estructuras observadas son principalmente estratificación entrecruzada en artesa y ocasionalmente estratificación entrecruzada planar. La bioturbación es abundante y diversa. Hacia el tope de la sección se intercalan capas carbonáticas de colores blanquecinos y delgadas capas conglomerádicas y bioclásticas. Casadio *et al.* (2009) la

llaman AF5 y mencionan al tope de la misma, la presencia de abundantes dientes de peces teleósteos y tiburones, placas de raya y fragmentos de vertebrados pertenecientes a tortugas. A partir de la fauna observada por estos autores, parte de la cual hallaron con poco retrabajo e incluso en posición de vida, como algunos ejemplares de (*Panopea* sp.), llegan a la conclusión de que estas capas se asociarían a una zona cercana o con una conexión con ambientes marinos de salinidad normal. A su vez, la presencia de trazas fósiles de la ichnofacies *Skolithos* y *Cruziana* sugieren condiciones, comparables con las producidas a profundidades de *shoreface* inferior (Casadío *et al.* 2009).

2.3.3 Paleoambiente: Casadío *et al.* (2009) proponen para las AF descritas, un modelo ambiental donde el sistema evoluciona de ambientes estuáricos con presencia de canales submareales (AF A), seguido por una planicie submareal (AF B y AF C), y culminando la unidad con sedimentos de mar abierto, en un arreglo típicamente transgresivo (AF D). A su vez, estos autores identificaron en otra localidad, depósitos correspondientes a un ambiente fluvial que forma parte del relleno de un valle inciso labrado sobre la base de esta unidad.

2.4.1 Formación Río Leona.

La sección medida tiene aproximadamente 100 metros de espesor, parcialmente cubiertos. Los depósitos están formados por intercalaciones de areniscas y pelitas carbonosas con algunos niveles de ortoconglomerados clasto sostén. A grandes rasgos muestra una tendencia granodecreciente de conglomerados a pelitas. La presencia de leños fósiles es característica de esta unidad. A la base yace en discordancia sobre arenas finas verdosas de la Formación Man Aike y al tope presenta arenas fosilíferas muy finas y pelitas

de la Formación 25 de Mayo. El contacto con esta última unidad está cubierto a nivel regional y sería transicional, donde estaría ubicada la superficie de inundación (Marensi *et al.*, 2005 y Cuitiño 2011).

2.4.2. Asociaciones de facies

Asociación de facies E (AF E). Está compuesta por bancos lenticulares de conglomerados masivos, rojizos, clasto soportados y de matriz arenosa. Los clastos poseen tamaños promedios de 20 cm de diámetro y principalmente de composición cuarzosa y origen volcánico y metamórfico. También se reconocieron areniscas finas con restos de plantas. Sobre estos depósitos se encontraron areniscas medias con estratificación entrecruzada en artesa. Al tope de la AF se encontraron capas de fangolitas y niveles de carbón. En el trabajo de Marensi *et al.* (2005) esta asociación corresponde a la AF 1 que agrupa a las facies descritas en una localidad al sur del Lago Viedma (Cerro Pirámides) y en otra localidad 5 km al norte de la sección arroyo Bandurrias (Fig. 2.1). Dichos autores interpretan que la presencia de espesos bancos de conglomerados con geometrías lenticulares y clastos bien redondeados, estructuras de estratificación entrecruzada de gran escala, ciclos granodecrecientes, numerosas superficies de erosión, ausencia de superficies de migración lateral, sumado a la presencia de plantas fósiles y la ausencia de fósiles marinos; serían pruebas suficientes para proponer un ambiente fluvial proximal de alta energía, de tipo entrelazado con canales somero de baja sinuosidad. Estos canales se habrían formado en tiempos de estiaje, mientras que en momentos de crecidas se habrían desarrollado amplios canales.

Asociación de facies F (AF F). Está compuesta principalmente por pelitas, areniscas y conglomerados dispuestos en ciclos granodecrecientes, con espesores a su

vez decrecientes. Cada ciclo tiene una superficie basal erosiva y abundante presencia de briznas de plantas. Los cuerpos de conglomerados tienen hasta 2 m de espesor y de gran extensión lateral, se componen de grano fino, clasto soportado con matriz arenosa y estratificación masiva a entrecruzada. Los clastos son redondeados principalmente de origen volcánico. Marensi (2005) propone para esta asociación de facies correspondiente a la AF 2 de su trabajo, la presencia de depósitos de barras en punta, canales, planicies de inundación y “*crevasse splay*”, que implicaría un cambio en el sistema depositacional, asociado a un sistema fluvial meandriforme y a un incremento en el espacio de acomodación de la cuenca.

Asociación de facies G (AF G). Está compuesta por areniscas, pelitas negras carbonosas, tobas y muy pocos conglomerados. Se caracteriza por la abundancia de facies finas y ausencia de ciclicidad. Las pelitas verdes presentan una meteorización homogénea de color naranja, típico de la formación Río Leona. Las pelitas se presentan en bancos tabulares de forma masiva o en forma laminada. También incluye capas de areniscas muy finas masivas o con laminación ondulítica. Se identificaron niveles de tobas de 10 cm de espesor dentro de las pelitas. Las pelitas negras carbonáceas se presentan en bancos tabulares de 10 a 100 cm de espesor conteniendo abundantes briznas de plantas y restos de troncos. Al tope de la AF, se observaron ciclos granodecrecientes de conglomerados finos masivos a cuerpos tabulares de areniscas finas masivas. Esta asociación de facies corresponde a la AF 3 de Marensi *et al.* (2005), quienes interpretan a la misma como depósitos de planicies costeras con zonas anegadas y desarrollo de pantanos.

2.4.3 Paleoambiente. El modelo paleogeográfico propuesto por Marensi *et al.*

(2005) está íntimamente relacionado con el desarrollo de una cuña clástica en una cuenca de antepaís, al este de un cinturón orogénico que posee volcanes activos; y donde ambientes fluviales evolucionaron desde entrelazados de alta energía (AF E) pasando transicionalmente a meandrosos (AF F) y anastomosados de baja energía hasta llegar a una planicie costera inferior (AF G), representada por planicies de inundación y zonas anegadas. Este desarrollo culmina en la plataforma marina representada por la suprayacente Formación Estancia 25 de Mayo.

2.5.1 Formación Estancia 25 de Mayo.

La sección medida tiene 136 metros y corresponde aproximadamente a los dos tercios basales del total de la sección descrita por Cuitiño (2011). Los últimos 80m y el techo de la unidad donde empiezan a aparecer facies con elementos continentales en transición a la suprayacente Formación Santa Cruz, no fueron medidos por exceder los objetivos de este trabajo, ya que el objetivo era poder analizar la Formación Estancia 25 de Mayo con respecto a la unidad inferior. Esta unidad se compone de areniscas finas y gruesas, intercaladas con niveles tobáceos y fosilíferos, con abundante contenido de sedimentos volcánoclasticos y conspicuos niveles de ostras de gran tamaño. Esta formación ha sido dividida por Cuitiño y Scasso (2010) en dos miembros: el inferior llamado Miembro Quién Sabe y el superior llamado Miembro Bandurrias, ambos se encuentran separados por una discontinuidad de alcance regional. La base está parcialmente expuesta en donde se observa que las facies continentales de la Formación Río Leona subyacen a las facies marinas de la Formación Estancia 25 de Mayo en contacto transicional (Cuitiño, 2011). Marensi *et al* (2005) proponen como límite entre ambas unidades al último banco de carbón. El límite superior de la unidad es transicional con la Formación Santa Cruz, y Cuitiño (2011) lo ubica en último banco de ostras que aparece en el perfil.

2.5.2 Asociaciones de facies:

Asociación de Facies H (AF H). Se constituye esencialmente por facies de areniscas masivas y pelitas en variables proporciones, formando bancos de gran espesor, de entre 1 y 10 metros. La bioturbación es abundante al igual que el contenido fosilífero. Intercalan facies de tobas que aparecen en bancos tabulares de gran potencia, de hasta 3 metros, con bases netas y con gran continuidad lateral. Esta asociación de facies corresponde a la AF 2 de Cuitiño (2011) quien la interpreta como correspondiente a un ambiente marino normal de plataforma de baja energía, donde la decantación fue el proceso dominante. La intercalación de niveles piroclásticos se relaciona a eventos de gran aporte de material desde el continente y su preservación en el medio se relaciona a una baja energía y escaso poder de retrabajo del ambiente.

Asociación de Facies I (AF I). Se encuentra integrada por facies de arenas masivas y estratificación heterolítica en un arreglo granodecreciente. El grado de bioturbación como así también el contenido fosilífero decrece hacia el techo. Esta asociación aparece en la parte superior del Miembro Quién Sabe. Al tope de la AF se encuentra una discontinuidad que marca un cambio importante en las facies, y donde se reconocen tubos verticales asignados a *Thalassinoides* isp. Cuitiño (2011). Este autor llama a esta asociación de facies como AF3 y sugiere un paleoambiente marino somero normal con condiciones estresantes para el desarrollo de la fauna bentónica marina. Este ambiente marino fue perdiendo energía, registrando una mayor influencia del medio terrestre por aporte de aguas dulces al sistema o por exposición subaérea, dando como resultado condiciones estresantes para los organismos

Asociación de facies J (AF J). Se destaca por la presencia de paquetes

bioclásticos que en algunos casos forma sets de estratificación entrecruzada de gran escala. También se observaron areniscas con estratificación entrecruzada tabular y en artesa y, en menores proporciones, areniscas masivas, las cuales se encuentran intensamente bioturbadas. Se observó un arreglo granodecreciente de las facies, como así también un decrecimiento en el contenido de material bioclástico, formado principalmente por asociaciones de bivalvos y gastrópodos hacia el techo. Esta asociación de facies correspondiente a la AF4 de Cuitiño (2011) fue interpretada como un ambiente marino de plataforma somera, con rasgos erosivos en la base y depósitos de alta energía, por oleaje y mareas, hacia la parte superior de la AF. Este autor midió paleocorrientes obtenidas a partir de los sets con estratificación entrecruzada tangencial y en artesa, las cuales son dominantes hacia el sudeste y sur. A su vez el mismo autor observa hacia el tope de esta AF, una leve profundización del ambiente asociado a un contexto transgresivo.

Asociación de facies K (AF K). Está formada por la presencia de facies de areniscas con estratificación entrecruzada planar en artesa, así como también areniscas masivas con laminación ondulítica o heteroolítica, conformando secuencias granodecrecientes. La bioturbación es abundante y es común la presencia de estratificación entrecruzada tipo hueso de arenque (bipolar) y cortinas de fango. También se halló abundante contenido de fósiles marinos (mayormente bivalvos y gastrópodos). Estas facies están dominadas por *Crassostrea Hatcheri*, llegando a formar bancos de hasta tres metros de espesor. Cuitiño (2011) denomina a esta asociación de facies como AF5 y la interpreta como depositada en ambientes marinos de baja profundidad con eventuales aportes de aguas dulces desde el continente, presentando

condiciones estresantes para los organismos. El mismo autor también propone la instauración de extensos canales de mareas o sistemas estuarinos dominados por mareas, producto de eventos transgresivos de bajo rango.

Asociación de facies L (AF L). Se constituye por una combinación de facies similar a la observada en la AF K, pero con algunos arreglos y proporciones diferentes entre las mismas y con menor contenido de fósiles marinos, dominando los niveles monoespecíficos de ostras, en particular de la ostra *Crassostrea orbigny* (Ihering, 1897). Predominan las areniscas con estratificación entrecruzada en artesa; y pelitas y heteroolitas intercaladas con facies bioclásticas. El arreglo vertical de facies es en general granodecreciente, en cuya base se observan superficies con *Thalassinoides* isp, aunque generalmente la bioturbación es pobre. También se encontraron intraclastos pelíticos y cortinas de fango. Adicionalmente aparecen briznas vegetales en las facies finas y fragmentos de troncos. Esta es la asociación de facies correspondiente a la AF6 de Cuitiño (2011), el cual propone un ambiente próximo a la línea de costa, con influencia del medio terrestre y con la acción de corrientes generadas por mareas. La AF6 se asocia con un sistema mixto marino-continental donde tuvo lugar el relleno de canales de marea cuyas dimensiones fueron variables, desde grandes canales con extensión lateral kilométrica (p.e. canal central de estuario) hasta pequeños canales de decenas de metros de extensión lateral y no más de 5 metros de profundidad, estrechamente asociados a planicies de mareas. El mismo autor argumenta que la abundancia de cortinas de fango, sumado a la pobreza en la diversidad de fósiles marinos, apunta a una importante influencia del aporte fluvial al sistema en forma de aguas salobres y elevada concentración de fango en suspensión, lo cual serían

condiciones típicas de la transición marino–fluvial dentro de estuarios.

2.5.3 Paleoambiente. El modelo ambiental propuesto por Cuitiño (2011) para el Miembro Quién Sabe (AF H y AF I) corresponde a de una plataforma, en donde se registran eventos de tormentas y otros de condensación estratigráfica, con un arreglo general somerizante, culminando con depósitos asignados a planicies costeras. Por su parte, el Miembro Bandurrias (AF J, AF K y AF L), se compone de sedimentitas que contienen un gran número de estructuras sedimentarias tractivas, depositadas en ambientes marinos someros en donde habrían dominado las corrientes producidas por oleaje y mareas, con variables cantidades de fósiles marinos y bioturbación. Estos ambientes varían desde netamente marinos, especialmente en la parte inferior, hasta continentales, con ambientes transicionales estuarinos a deltaicos dominados por mareas, formando un arreglo general progradante. El tope de este miembro, sector no descrito en este trabajo, es transicional con las facies continentales de la Formación Santa Cruz y corresponde a la AF 7 de Cuitiño (2011).

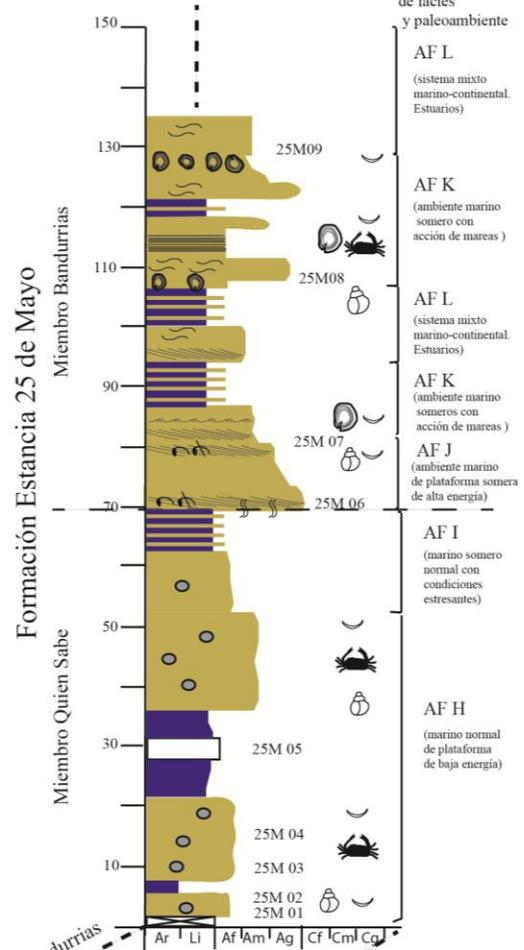
Figura 2.3 (Abajo) Localización de los perfiles y esquema de las secciones medidas. Se detalla la ubicación de las muestras (MA, RL y 25M), de las asociaciones de facies (AF), paleoambiente y referencias sedimentológicas.

Ubicación de los perfiles en la zona de estudio

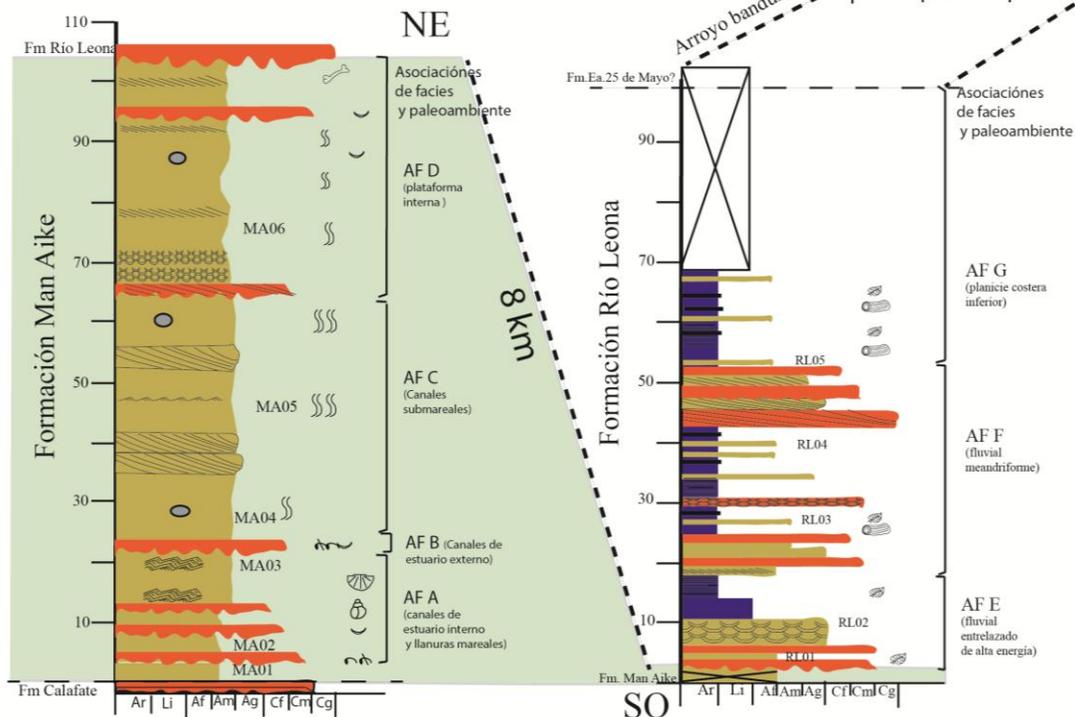


REFERENCIAS

Perfil Arroyo Bandurrias



Perfil Arroyo Calafate



3. MATERIALES Y MÉTODOS

Las labores de campo se realizaron dentro de la Estancia 25 de Mayo, al sur del Lago Argentino, en dos localidades las cuales se encuentran respectivamente a 8 km y 16 km de la ciudad de El Calafate (Figs. 2.1 y 2.3). En la localidad 1 “Arroyo Calafate” ($50^{\circ}25'35.26''S / 72^{\circ}13'0.64''O$) se levantó la sección correspondiente a la Fm. Man Aike y en la localidad 2 “Arroyo Bandurrias” ($50^{\circ}29'58.41''S/72^{\circ}14'54.19''O$) se levantaron los perfiles de las formaciones Río Leona y Estancia 25 de Mayo. Para tal fin, se utilizó el báculo de Jacob y una brújula estructural tipo *Brunton*, registrando el punto inicial y final de la sección mediante GPS., la cual fue graficada, mediante la utilización de un programa vectorial.

Se tomaron 18 muestras de areniscas medias distribuidas a lo largo de las secciones levantadas, de las cuales se realizaron cortes delgados, impregnados con resina epoxi azul para resaltar la porosidad y se realizó la tinción para carbonatos con Rojo de Alizarina y ferricianuro potásico, siguiendo el método de Dickinson (1965).

	Muestra	Clasificación	Contada	Número de muestra
25 de Mayo	25M 09	Arenisca	X	18
	25M 07	Arenisca	X	17
	25M 06	Arenisca	No	16
	25M 05	Toba	No	15
	25M 04	Arenisca muy fina	No	14
	25M 03	Wacke con cemento carbonático	No	13
	25M 02	Wacke volcanoclástica	No	12
	RL05	Arenisca con abundante	No	11

Rio Leona		pseudomatriz		
	RL0 4	Wacke tobáceo	No	10
	RL03	Arenisca con cemento carbonatico	No	9
	RL02	Arenisca lítica	X	8
	RL 01	Arenisca lítica	X	7
Man Aike	MA06	Arenisca	X	6
	MA 05	Arenisca		5
	MA 04	Arenisca	X	4
	MA 03	Arenisca		3
	MA 02	Arenisca	X	2
	MA 01	Arenisca	X	1

Tabla 3.1: Listado de muestras descriptas y utilizadas para clasificación y análisis de procedencia.

De las muestras seleccionadas para realizar cortes delgados, fueron contadas para los análisis de procedencia 8 muestras, que eran aquellas que cumplían con las condiciones necesarias para aplicar la técnica, es decir que sean areniscas finas a medias, con escasa matriz y menos del 15% de cemento.

Para la clasificación de las areniscas se utilizó el diagrama de Folk *et al.*, (1970) y se llevó adelante un análisis modal usando el método de Gazzi-Dickinson, contando 400 puntos por corte delgado (Ingersoll *et al.*, 1984). El conteo modal se llevó adelante cuantificando 5 tipos de cuarzo: monocristalino con extinción recta (Qr), monocristalino con extinción ondulosa (Qo), policristalino de dos componentes (Qp1), policristalino de tres componentes (Qp2) y policristalino de más de cuatro componentes (Qp3). Se subdividió a los feldespatos en 3 tipos: plagioclasa (Fp), potásico (Fk) y microclino y feldespato reemplazado por calcita. Los fragmentos líticos fueron discriminados en siete tipos: fragmentos líticos con texturas de tipo seriada (Lps), granular (Lpg), *lathwork* (Lpv), microlítica (Lpm) y fragmentos vítreos (Lpv), fragmentos de rocas plutónicas (Lp), sedimentarias (Ls), metamórficas (Lm), líticos alterados (La) y pseudomatriz

(Lnv), es decir líticos probablemente neovolcánicos que sufrieron alteración temprana. Dentro de la categoría otros líticos (Lo), se incluyeron fragmentos líticos que no pudieron ser identificados. En relación con los cementos se identificaron cuatro tipos distintos: carbonático (Ccar), arcilloso (Ca), cemento ceolítico (Cc) y otros cementos (Co). También se cuantificaron e identificaron granos de glauconita (Gl), bioclastos (B), opacos (Op), otros minerales (Om), porosidad (P) y matriz (M). Los resultados de los conteos modales (Ver tabla 4.1), fueron ploteados en los diagramas de clasificación de areniscas de Folk *et al.* (1970) y Dickinson *et al.* (1983) (Ver figuras 4.18 y 4.20). Las muestras fueron analizadas con un microscopio de polarización AXIO Zeiss Imager A2m con cámara digital incorporada.

En el Laboratorio de Microscopia y Difractometría de Rayos X del Instituto de Paleobiogeología y Geología de la Universidad Nacional de Río Negro se analizaron las muestras por medio de difracción de rayos X, con el fin de corroborar la composición mineralógica de la roca total (RT). Para los análisis de las arcillas totales se molieron 50 g de cada muestra con un mortero de ágata y luego fueron tamizadas con una malla N°200 de 74 micrones. El material resultante fue colocado en un porta objeto, procurando que los cristales no estén alineados, y luego analizado por el difractómetro con un rango angular de 3°-60°. Los difractogramas fueron utilizados para caracterizar la mineralogía de la roca, siendo muy útiles al momento de corroborar la presencia de minerales autigénicos en forma de cemento en cada muestra (Fig.3.1).

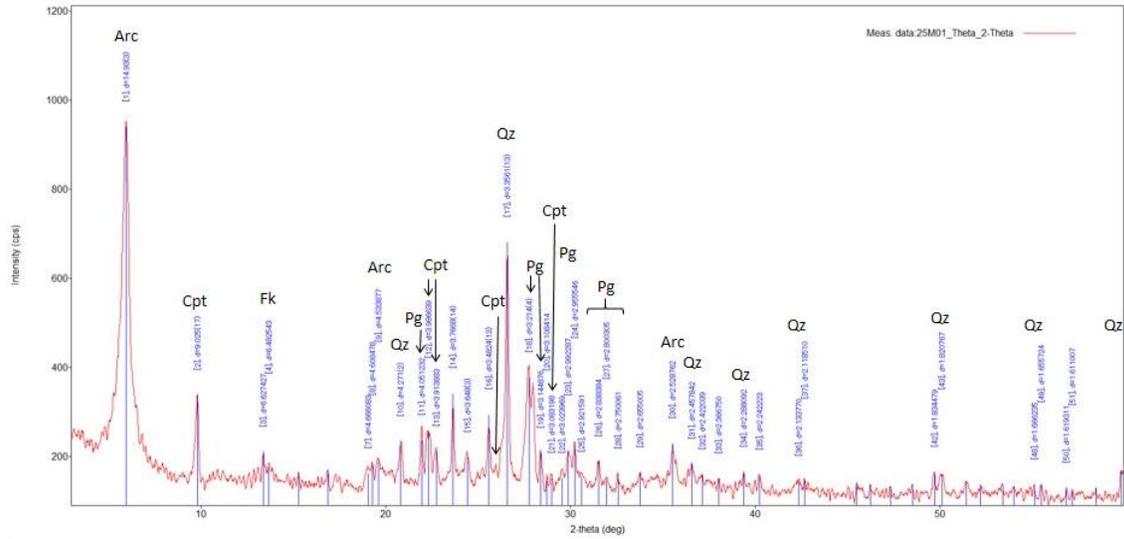


Figura 3.1. Difractograma de la muestra 25M01 mostrando los picos de los minerales presentes en la misma.

4. RESULTADOS

4.1 Descripción petrográfica de cada una de las muestras analizadas.

4.1.1 Formación Man Aike

MA01 (Fig. 4.1) Arenisca fina bien seleccionada, con clastos subangulosos a angulosos.

Posee porcentajes de: Q. 37.71, F. 18.86 y L. 43.43. Se observa abundante cuarzo monocristalino con extinción recta y muy bajo porcentaje de cuarzo policristalino. Las plagioclasas son más abundantes que el feldespato alcalino y generalmente se presentan límpidas. Dentro de los líticos, en orden de abundancia, se identificaron líticos alterados, probablemente de origen volcánico básico, ya que se identifican en algunos, tablillas de plagioclasa alineadas. Estos, se suman a la presencia de claros fragmentos líticos con texturas microlíticas. Le siguen en abundancia, fragmentos de rocas ácidas, que incluyen texturas granulares y seriadas. Por último son comunes los fragmentos de rocas metamórficas de bajo grado. Se identificaron, como minerales accesorios, abundantes granos de circones, óxidos, biotitas y opacos.

El cemento más común es el arcilloso, probablemente de tipo esmectita, reconociéndose también analcima, aunque no fue detectada en los análisis de DRX de roca total. También se observó cemento carbonático en menor proporción. La porosidad es de tipo secundaria producida por disolución de granos.

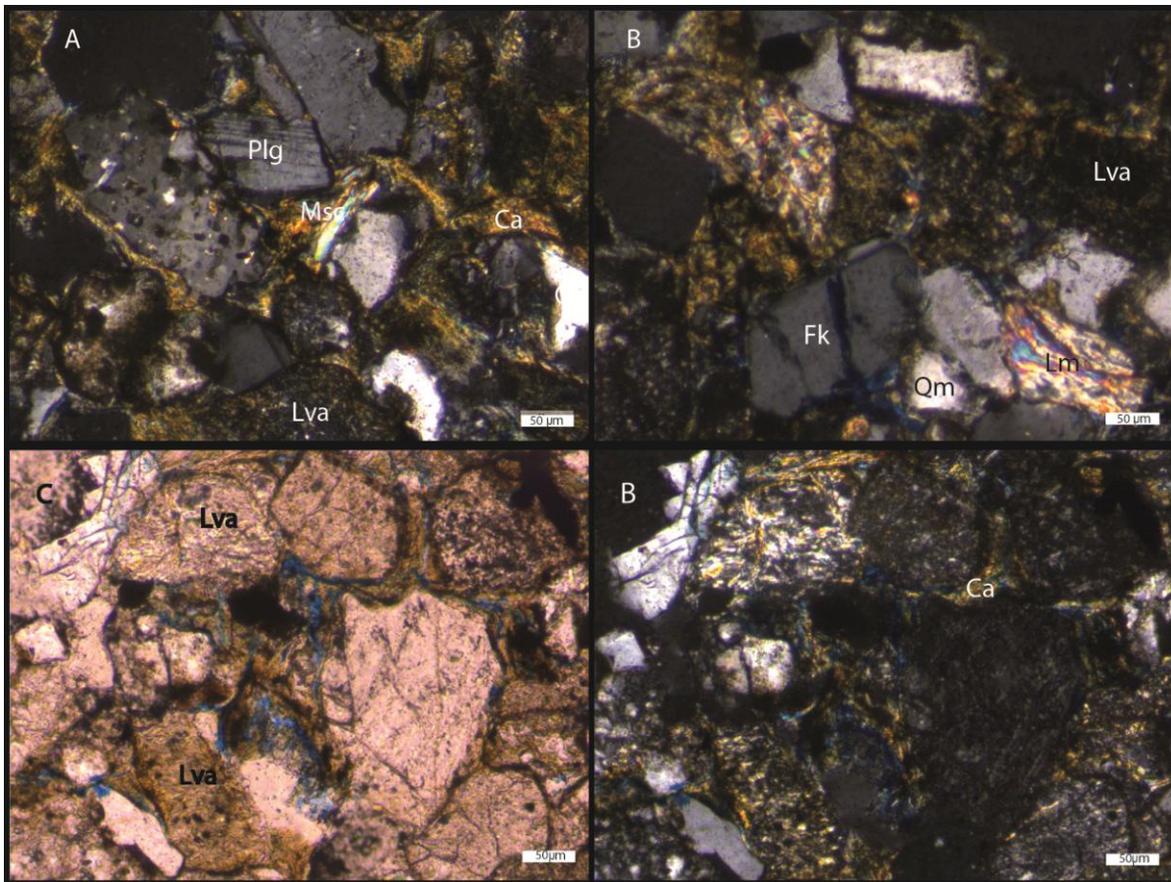


Figura 4.1. A-B. Detalle de la fracción clástica de la muestra MA01. Se observan clastos de plagioclasa (Plg), feldespato alcalino (Fk), cuarzo monocristalino (Qm), muscovita (Msc), líticos volcánicos alterados (Lva) y líticos metamórficos (Lm). **C-D.** Vista general de la fracción clástica. Arenisca con líticos volcánicos alterados (Lva) y Cemento arcilloso (Ca). Imagen **C** con nicoles paralelos. Imágenes **A-B** y **D** con nicoles cruzados. Escala 50 micrones.

MA02 (Fig. 4.2) Arenisca bioclástica fina a muy fina con abundante glauconita. La selección es moderada con dos modas bien marcadas, la silicoclástica más fina y la bioclástica más gruesa, donde los bioclastos alcanzan los 600 micrones. Dentro de la fracción silicoclastica, los clastos son subangulosos.

Se contabilizaron porcentajes de: Q. 58.37, F. 15.38 y L. 26.24. Dentro de los componentes clásticos, se observa abundante cuarzo monocristalino con extinción recta y

muy bajo porcentaje de cuarzo policristalino. Las plagioclasas son más abundantes que el feldespato alcalino, aunque están en menor proporción que en la muestra anterior, generalmente se presentan límpidas. En cuanto a los líticos, en orden de abundancia se identificaron líticos alterados, probablemente de origen volcánico básico, ya que se observan en algunos, tabillas de plagioclasa alineadas, los que se suman a la presencia de fragmentos líticos con texturas microlíticas. Luego, en orden de abundancia, le siguen fragmentos de rocas ácidas, que incluyen texturas granulares y seriadas y por último son comunes los fragmentos de rocas metamórficas de bajo y medio grado, con formas de mosaicos alargados alineados con micas y bordes redondeados. Se observaron también como accesorios, clastos de circones y minerales opacos.

Dentro de los bioclastos, se han identificado fragmentos y espinas de crinoideos, fragmentos de bivalvos, ostras, briozoos, gastrópodos y foraminíferos. Los bioclastos son de calcita no ferrosa y en el caso de los microfósiles, sus cámaras se encuentran rellenas por pirita. No se encuentran alineados con la estratificación y están mal seleccionados.

Los clastos de glauconita tienen tamaño arena muy fina a media fina. Se observan *pellets* levemente retrabajados, principalmente ovoidales y también de forma vermicular, sin fracturas y con *rim*. Dentro de los granos de glauconita se observó variación en la intensidad del color de verde pálido a verde oscuro.

El cemento más común es el arcilloso, probablemente de tipo esmectita. También se observó cemento carbonático en parche, glauconítico rellenando poros y óxidos. Los estudios de DRX mostraron además la presencia de clinoptinolita que no fue observada en

la sección delgada. La porosidad es muy baja (1.5%) y de tipo secundaria e intragranular, por disolución de granos.

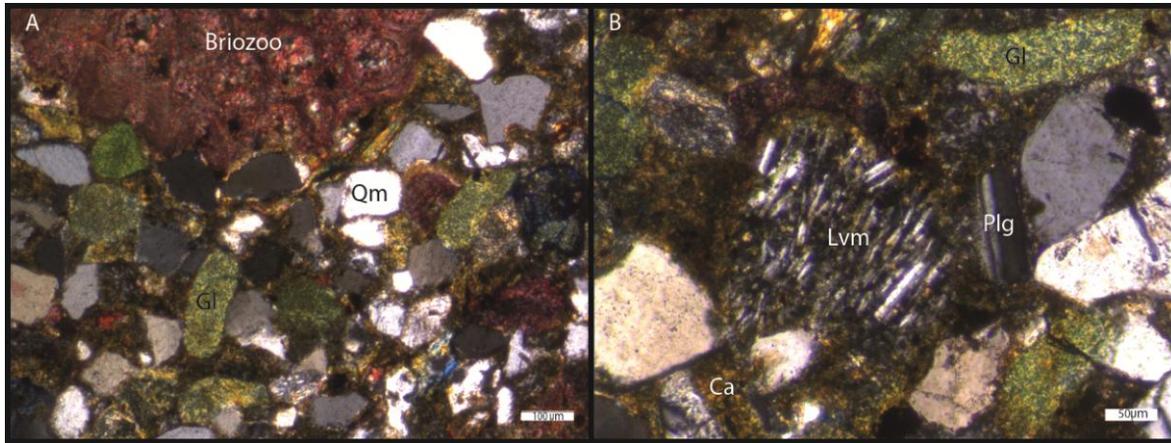


Figura 4.2. **A.** Vista general de la arenisca bioclástica de la muestra MA02: cuarzo monocristalino (Qm), glauconita lobada (Gl), fragmento de briozoo de composición calcítica. **B.** Lítico volcánico microlítico (Lvm), donde se observan las tablillas de plagioclasas alineadas y cemento arcilloso (Ca) de tipo esmectita. Imágenes **A** y **B** con nicoles cruzados y escala de 50 micrones.

MA03 (Fig. 4.3) Arenisca bioclástica media a fina con abundante glauconita. La selección es moderada, con clastos subredondeados a subangulosos.

Esta muestra presenta más de un 35% de porosidad secundaria, tanto intragranular como intergranular, por lo que no ha sido tenida en cuenta para el análisis de procedencia. De lo preservado, se observa que predomina el cuarzo monocristalino, las plagioclasas sobre el feldespato alcalino y los fragmentos líticos más comunes son los que presentan pastas volcánicas con texturas microlíticas. Se observan fragmentos de rocas metamórficas y, en menor proporción, fragmentos de rocas volcánicas ácidas y fragmentos de origen plutónico. Como minerales accesorios se identificaron apatito y circón.

Los bioclastos son menos comunes, hay menos variedad y están más fragmentados que en la muestra anterior, pero hay que tener en cuenta el alto porcentaje de porosidad y por lo tanto, de disolución de esta muestra. Se han identificado restos de equinodermos, fragmentos de bivalvos y foraminíferos.

Se han observado *pellets* de glauconita, y el tipo de *pellet* más común es el ovoidal. También se los encuentra en menor medida con formas redondas y en parches. Asimismo, los pellets de glauconita presentan formas ovoides, lobadas y en parche, como así también reflejan un mayor grado de evolución a partir de la intensidad de su pigmentación. Estos clastos son más oscuros que en la MA02, principalmente por el aumento de K_2O en su composición (Amorosi, 1997).

En cuanto al cemento se distinguió óxido de hierro, illita y carbonato. Se identificaron además, parches con matriz detrítica. En los análisis de DRX de roca total no pudo discriminarse el tipo de arcillas.

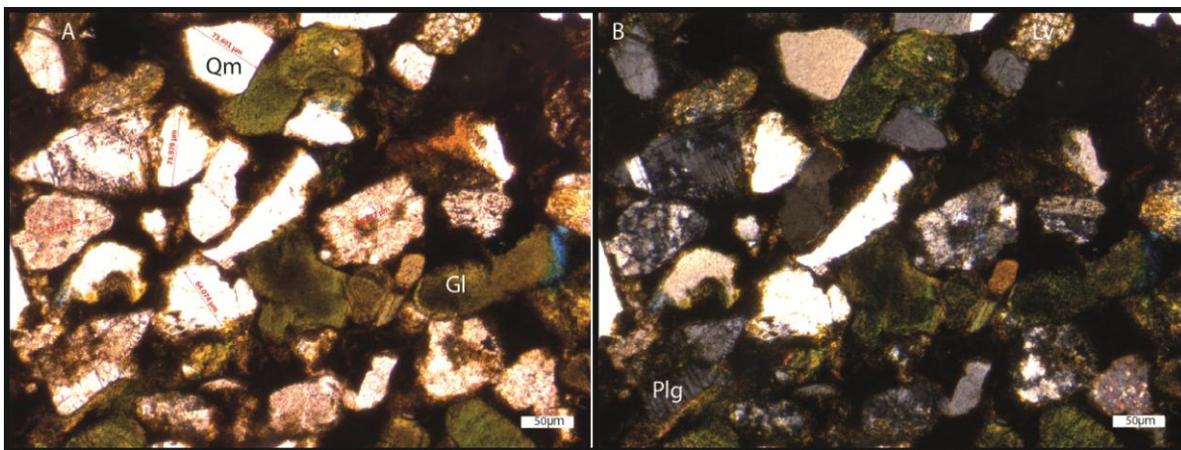


Figura 4.3. A-B. Vista general de la arenisca de la muestra MA03: cuarzo monocristalino (Qm), plagioclasa (Plg) y glauconita verde oscura (Gl). Imagen **A.** Nicoles paralelos. **B.** Nicoles cruzados. Escala 50 micrones.

MA04 (Fig. 4.4) Arenisca media con escasa glauconita. La selección es de moderada con clastos son subredondeados.

La muestra posee porcentajes de: Q. 41.87, F. 23.53 y L 34.6 y es notable en el aumento del cuarzo policristalino, sin embargo, la variedad de cuarzo más común sigue siendo la monocristalina de extinción recta. Con respecto a los feldespatos, se destaca la presencia escasa de microclino, pero es en la única muestra analizada donde se observa este mineral. En relación a las plagioclasas y los feldespatos, siguen siendo más abundantes las plagioclasas sobre el feldespato alcalino, pero este último, aumentó su proporción. Con respecto a los líticos, se nota el aumento de los fragmentos de rocas metamórficas con respecto a las muestras inferiores. También aparecen líticos de origen plutónico y vítreo, mientras que los fragmentos de rocas volcánicas ácidas y básicas, se mantienen en proporciones similares. La glauconita es escasa (2.25%) de tonalidades verde clara en forma de *pellets* y fracturada.

La porosidad es baja (4%) y del tipo intragranular y los tipos de cementos, en orden decreciente de abundancia son arcillosos de tipo illita, ceolítico de tipo analcima y carbonático de tipo calcítico. La illita se encuentra bordeando los clastos, con su hábito perpendicular típico. Tanto la calcita como la analcima, se presentan rellenando los poros. Los análisis de DRX muestran presencia de arcilla indiscriminada y analcima.

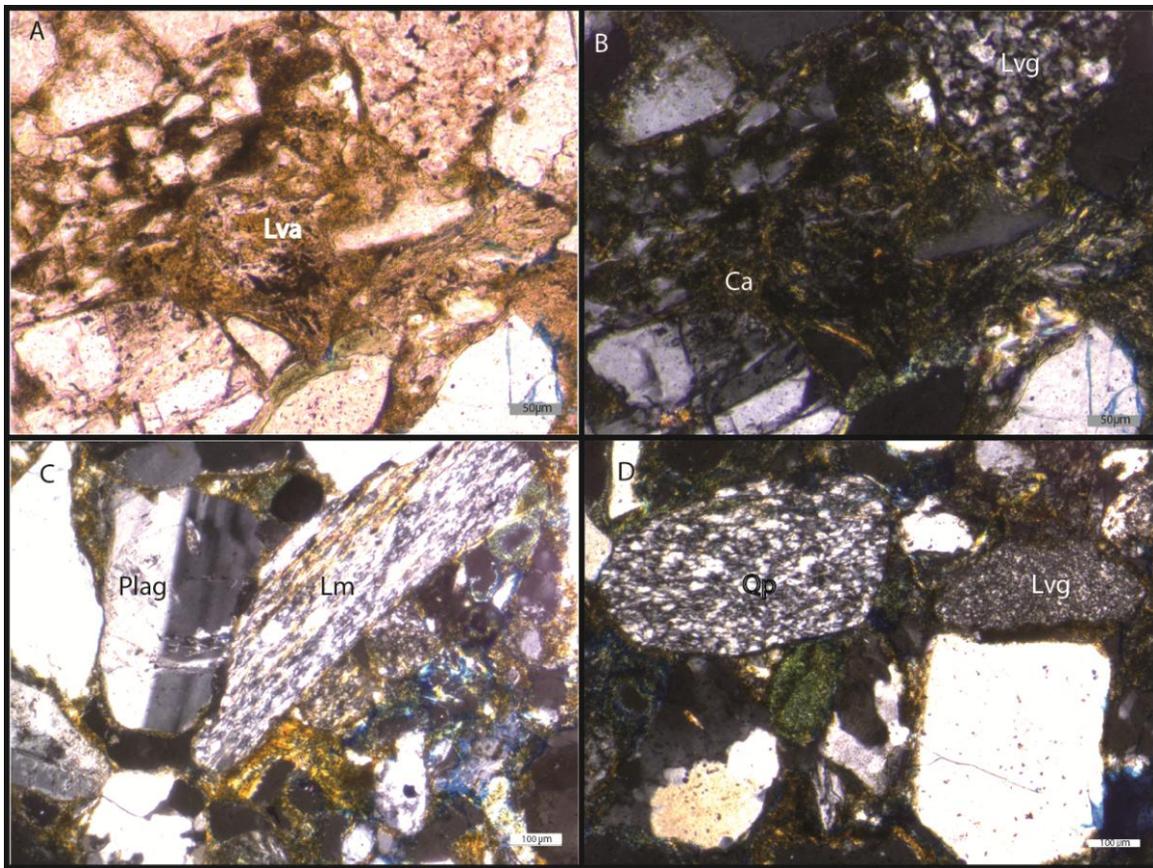


Figura 4.4. A-B. Vista de detalle de la fracción clástica de la arenisca de la muestra MA04: lítico volcánico alterado (Lva) conformando pseudomatriz y lítico volcánico granular (Lvg). Obsérvese el cemento arcilloso (Ca). **C-D.** Detalle de la fracción clástica compuesta por cuarzo (Qz), plagioclasa (Plg), cuarzo policristalino (Qp) y distintos tipos de líticos: volcánicos granular (Lvg) y alterados (Lva) y lítico metamórfico (Lm). Imagen **A** con nicoles paralelos. Imágenes **B-C** y **D** con nicoles cruzados. La escala de **A-B** es de 50 micrones. **C-D** 100 micrones.

MA 05 (Fig. 4.5) Arenisca media con glauconita. La selección es de moderada con clastos son subredondeados.

La muestra es similar a la anterior, con cuarzo monocristalino como el componente más común, mientras que se observan algunos granos de cuarzo policristalino. Con respecto a los feldespatos, siguen siendo más abundantes las plagioclasas sobre el feldespato

alcalino y se identificó en un grano, crecimiento secundario de feldespato. Observando los líticos, se reconocen los fragmentos de rocas volcánicas ácidas y básicas y se mantienen en proporciones similares y como los más comunes. En menor proporción se distinguen fragmentos de rocas metamórficas. No se han observado líticos de origen plutónico y vítreo.

La glauconita es abundante y aparece en forma de pellets de color verde pálido. También se encuentran fragmentos de glauconita fracturados y del tipo vermiformes. Estos clastos de glauconita, por sus características morfológicas son considerados de origen autóctono a para-autóctono según los criterios de Amorosi (1997).

Los tipos de cementos, en orden decreciente de abundancia son arcillosos de tipo esmectita y carbonático, de tipo calcítico. La esmectita se encuentra relleno los poros. La porosidad es baja a muy baja, de tipo intergranular y con fracturas. Los DRX muestra la presencia de arcilla como también de clinoptinolita.

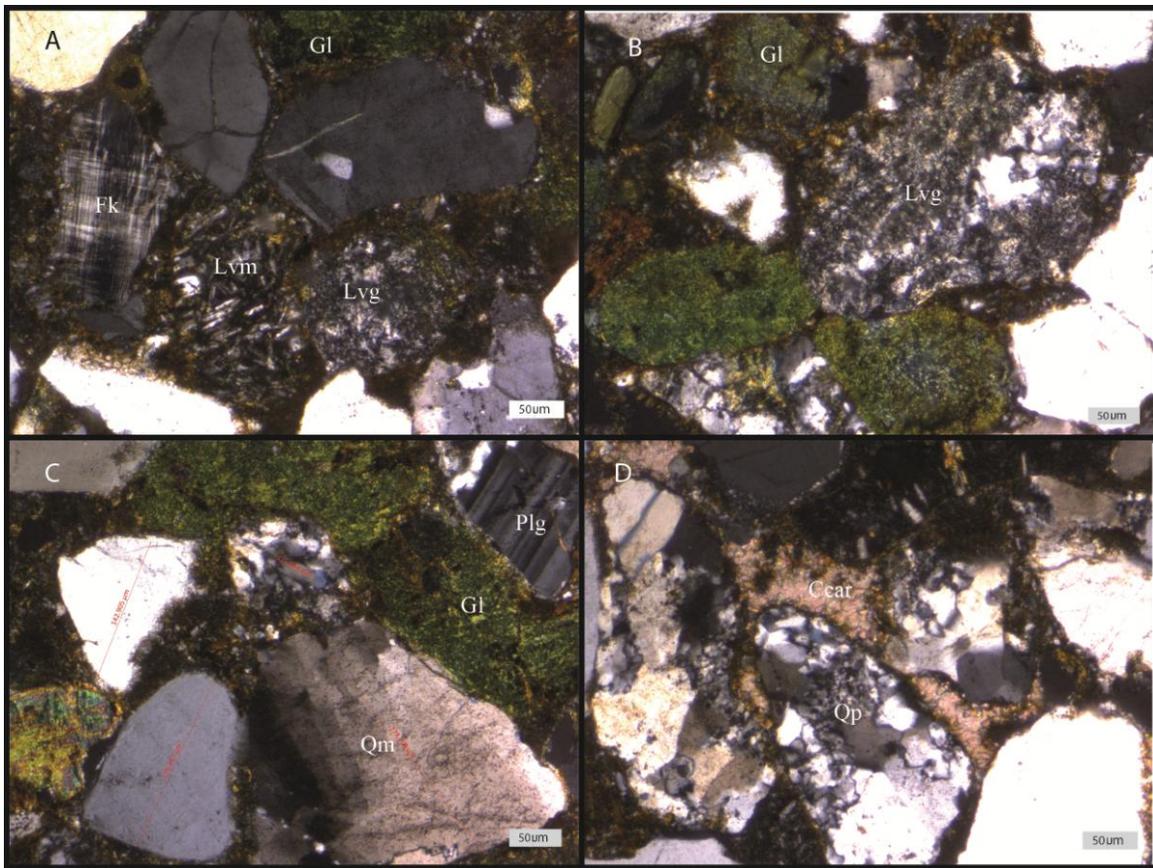


Figura 4.5. Detalle de la fracción clástica A. Glauconita (Gl), lítico volcánico microlítico (Lvm), Lítico volcánico granular (Lvg) y Feldespato potásico con macla enrejada. B. Lítico volcánico granular (Lvg) y glauconita (Gl) fracturada. C. Glauconita (Gl), plagioclasa (Plg) y Cuarzo monocrystalino (Qm). D..Cemento carbonático (Ccar) y Cuarzo policristalino. Todas las imágenes son con nicols cruzados. Escala 50 micrones.

MA06 (Fig. 4.6) Arenisca media con abundante glauconita, bien seleccionada y con clastos subredondeados.

Se contabilizaron porcentajes de: Q. 56.47, F. 9.48 y L. 34.05. De las muestras observadas, es la que tiene mayor porcentaje de cuarzo monocrystalino (32,48%) y posee también una notable participación de cuarzo policristalino (5,51%). Observando los feldespatos, se ve que disminuyeron los porcentajes de plagioclasas que ahora son parejos

con la cantidad de feldespatos. Con respecto a los líticos, los fragmentos de rocas básicas son los más comunes, luego siguen en abundancia los fragmentos de rocas ácidas y en menor medida se observan fragmentos de rocas metamórficas, principalmente de grado bajo a medio.

La glauconita es muy abundante, conformando casi el 25% de la roca. Los *pellets* son de forma lobada, botroidal y vermiformes, muy fracturados y de tonalidades oscuras que reflejan un mayor grado de evolución.

El cemento es principalmente arcilloso. También se distinguió del tipo ferroso y como glauconita en parche. Los resultados del DRX muestran presencia de arcillas y clinoptinolita. La porosidad es casi nula.

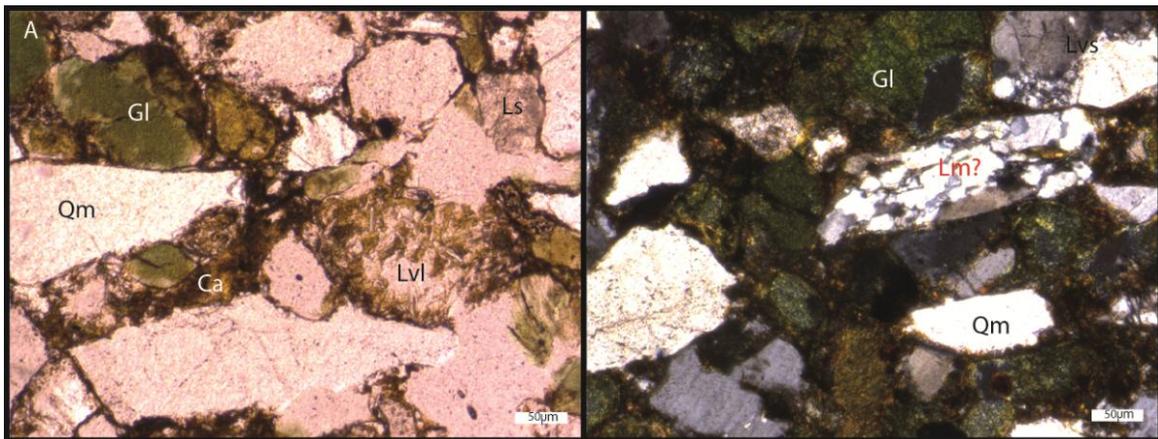


Figura 4.6. **A.** Vista general de la arenisca de la muestra MA06 con cuarzo monocristalino (Qm) anguloso, lítico volcánico de textura *lathwork* (Lvl), lítico sedimentario carbonático (Ls), glauconita (Gl) fracturada y cemento arcilloso (Ca). **B.** Lítico metamórfico (Lm) de alto grado y lítico volcánico seriado (Lvs). Imagen **A** Nicoles paralelos. Imagen **B** Nicoles cruzados. Escala 50 micrones.

La Formación Man Aike está caracterizada por tener porcentajes medios a altos de cuarzo (49%), bajos de feldespatos (17%) y medios de líticos (35%). Cuando se compara estas características con la unidad infrayacente, la Formación Calafate, se observan cambios notables. La sección superior de la Formación Calafate, según Odino *et al.* (2017) son litoarenitas feldespáticas con un alto porcentaje de líticos (61%), siendo los fragmentos líticos de tipo *lathwork* y pilotáxico los más comunes, valores medios de feldespatos (36%) donde prevalecen las plagioclasas y siendo el cuarzo muy escaso (3%). En esta sección el cemento arcilloso se compone casi exclusivamente de esmectita-glaucionita.

4.1.2 Formación Río Leona

RL 01 (Fig. 4.7) Arenisca media a gruesa con selección moderada y clastos subredondeados.

Los porcentajes de esta muestra son: Q 10.89, F. 12.29 y L 76.82. Los valores de cuarzo mono (7.5%) y policristalino (2.25%) se reducen con respecto a la unidad inferior. Aunque el cuarzo monocristalino con extinción recta, sigue siendo más abundante que el resto y la cantidad de cuarzo policristalino también disminuye con respecto a las muestras superiores de la unidad. Con respecto a los feldespatos, se observa una superioridad notable de las plagioclasas con respecto a los feldespatos alcalinos. En cuanto a los líticos, los fragmentos de rocas básicas superan en cantidad a las de rocas ácidas, apareciendo texturas de tipo *lathwork* en forma común. En menor medida se identificaron fragmentos vítreos, plutónicos y metamórficos y se identificaron fragmentos de rocas sedimentarias.

Se identificó cemento arcilloso de tipo esmectita (rx), ceolítico, de tipo heulandita-clinoptilolita y en menor cantidad cemento ferruginoso. En los análisis de DRX también aparece la arcilla indiscriminada y la clinoptinolita. La porosidad es muy baja.

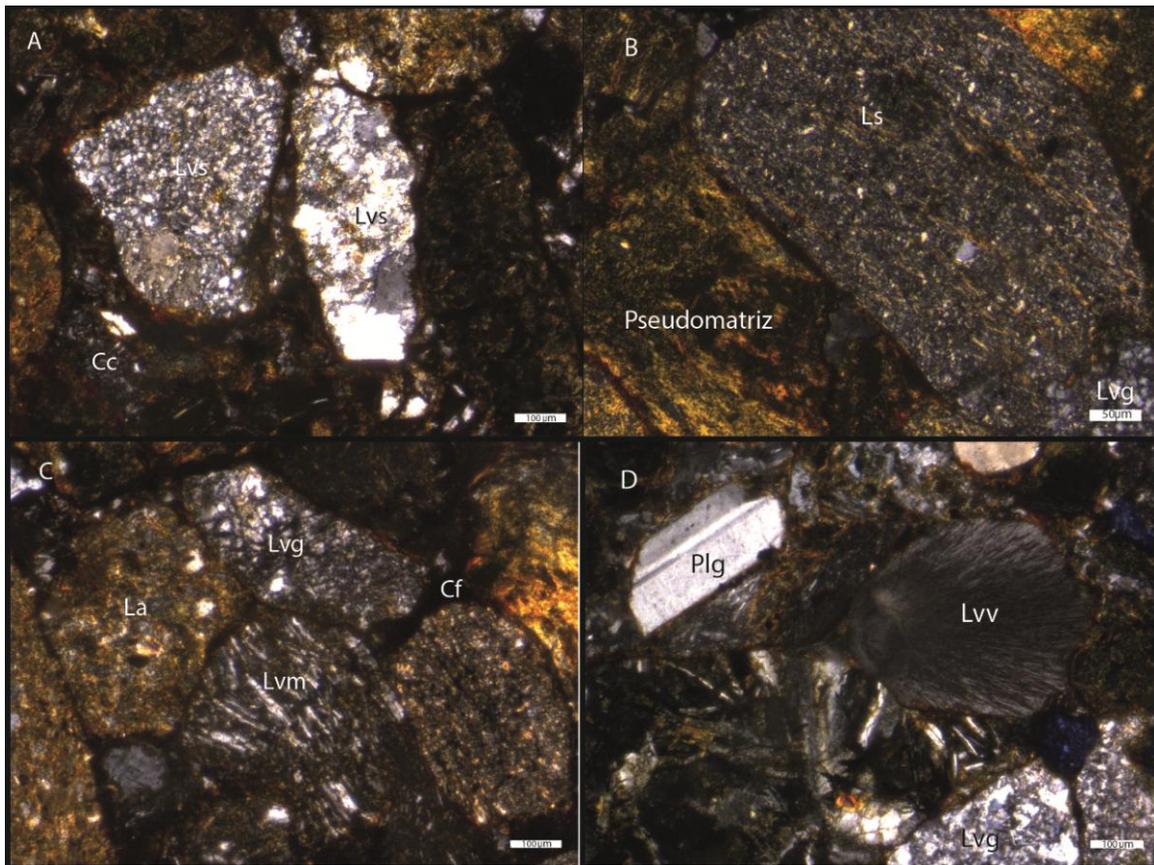


Figura 4.7. Detalle de la fracción clástica de la muestra RL01. **A.** Líticos volcánicos seriados (Lvs), lítico volcánico alterado (Lva) y cemento ceolítico (Cc). **B.** Lítico sedimentario (Ls), lítico volcánico granular (Lvg) y pseudomatriz. **C.** Líticos alterados (Lva), líticos volcánicos con texturas microlíticas (Lvm) y granulares (Lvg) y cemento ferruginoso (Cf). **D.** Líticos volcánicos con textura de tipo *lathwork* (Lvl) y vítreo (Lvv). Imágenes con nicoles cruzados. Escala de imágenes **A**, **C** y **D** de 100 micrones e imagen **B** de 50 micrones.

RL 02 (Fig. 4.8) Arenisca muy fina a media de selección mala y clastos subredondeados.

La muestra posee porcentajes de: Q. 19.29 F. 22.14 y L. 58.57. Los valores de cuarzo mono (14,21%) y policristalino (1,45%) se reducen con respecto a la unidad inferior. Aunque los cuarzo monocristalinos con extinción recta, siguen siendo más abundantes que el resto y la cantidad de cuarzo policristalino también disminuye con respecto a las muestras superiores de la unidad. Con respecto a los feldespatos, se observa una superioridad notable de las plagioclasas con respecto a los feldespatos alcalinos y un porcentaje de feldespatos alterado a calcita. Con respecto a los líticos, los fragmentos de rocas básicas superan en cantidad a las de rocas ácidas, apareciendo texturas de tipo *lathwork* en forma común pero en menor medida que en la muestra anterior. También disminuyó la cantidad observada de fragmentos vítreos, plutónicos y metamórficos. Se encontraron fragmentos de rocas sedimentarias.

Se identifica como cemento principalmente el arcilloso de tipo esmectita y también cemento carbonático. Existe un cemento de color celeste que no ha podido ser identificado que según los resultados de DRX, podría tratarse de baritina. La porosidad es baja.

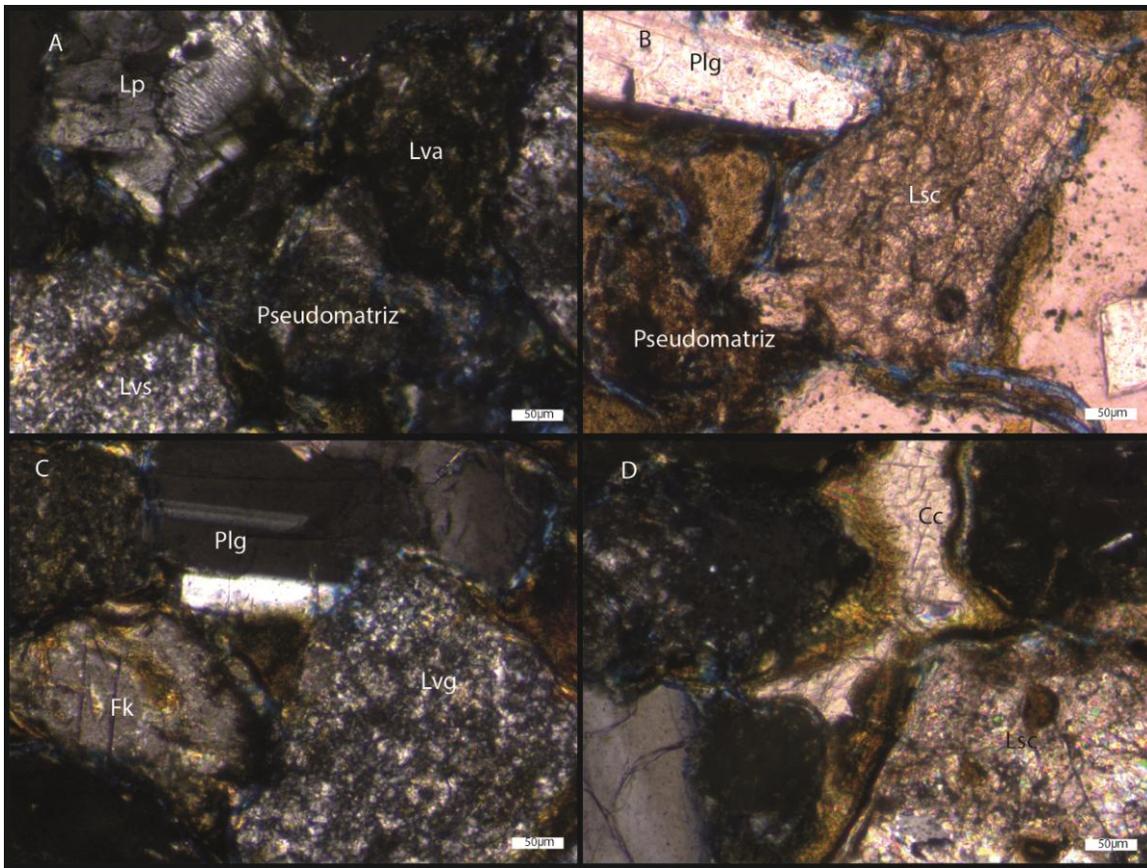


Figura 4.8. Vista de diferentes tipos de líticos de la muestra RL02. **A.** Lítico volcánico alterado (Lva), lítico volcánico con textura seriada (Lvs), lítico plutónico (Lp) y pseudomatriz. **B.** Plagioclasa (Plg), lítico sedimentario carbonático (Lsc) y pseudomatriz. **C.** Líticos volcánico granular y feldespato potásico (Fk) con alteración sericitica. **D.** Lítico sedimentario carbonático (Lsc) y cemento carbonático (Cc). Imágenes **A-C** y **D** con nicoles cruzados y **B** con nicoles paralelos. La escala en todas las imágenes es de 50 micrones.

RL 03 (Fig.4.9) Arenisca fina de buena selección y clastos subangulosos.

Esta muestra presenta abundante cemento carbonático de tipo poikilotópico, por lo tanto no se puede realizar una clasificación correcta ni usarla para análisis de procedencia.

En los análisis de DRX se identificaron arcillas, calcita y clinoptinolita.

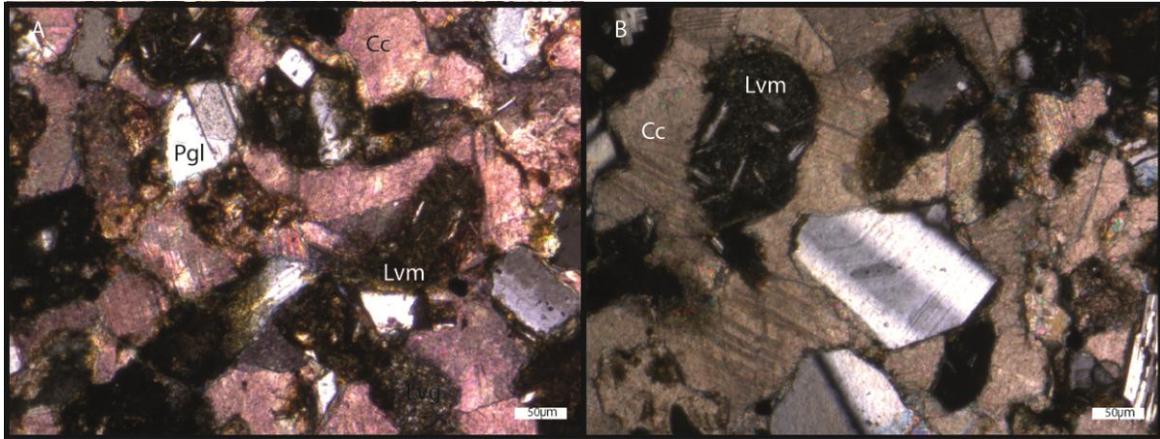


Figura 4.9 A-B Vista general de la arenisca de la muestra **RL03**, con líticos volcánicos con textura microlíticas (Lvm), plagioclasa (Pgl) y cemento carbonático (Cc) de tipo poikilotópico. Imágenes **A** y **B** con niclos cruzados y escala de 50 micrones.

RL 04 (Fig. 4.10) Wacke muy fino con selección moderada, clastos subredondeados inmersos en matriz carbonática.

La fracción clástica de la muestra posee cantidades similares de cuarzo, plagioclasa y líticos, inmersos en una matriz reemplazada por calcita. Se observan algunas sombras de trizas y lapilli acrecional, por lo que se interpreta que la matriz vítrea fue reemplazada por calcita. En los análisis de DRX se identificaron arcillas y calcita.

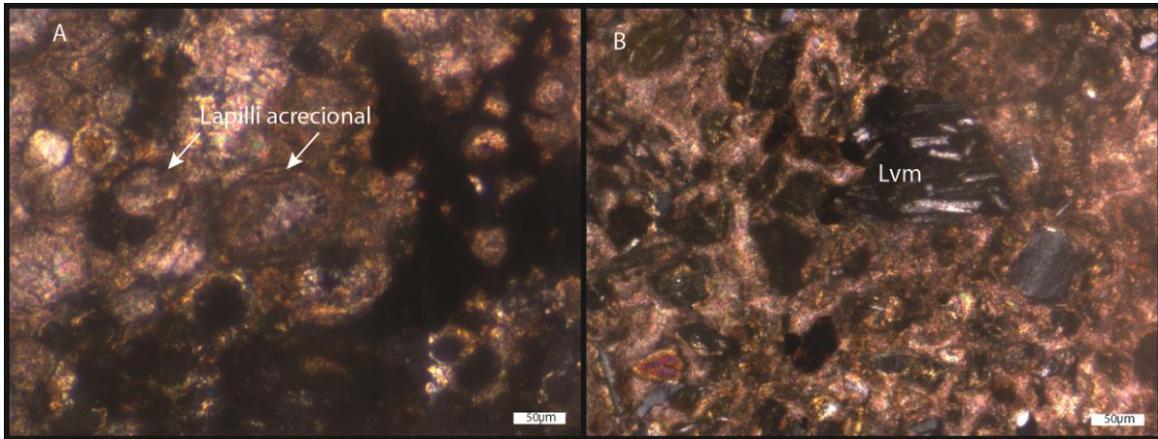


Figura 4.10. A-B Vista general del wacke lítico de la muestra RL04, con líticos volcánicos con textura microlíticas (Lvm), matriz vítrea reemplazada por calcita y lapilli acrecional. Imágenes **A** y **B** con nicoles cruzados y escala de 50 micrones.

RL 05 (Fig. 4.11) Arenisca muy fina a fina de selección pobre y clastos subangulosos. Posee abundante pseudomatriz que está alterada a arcillas por lo que se dificulta su conteo. Se observa escaso cuarzo, abundantes plagioclasas y líticos de origen volcánico especialmente con textura de tipo *lathwork* que dominan la fracción clástica. Como minerales accesorios se diferenciaron abundantes anfíboles y biotitas. La presencia de abundante pseudomatriz con porosidad intragranular y alterada a arcillas ha sido interpretada como alteración de líticos neovolcánicos.

Como cemento se identificaron heulandita-clinoptilolita, con su hábito de tabular y cemento arcilloso. En los análisis de DRX se corroboró la presencia de arcillas y

clinoptinolita.

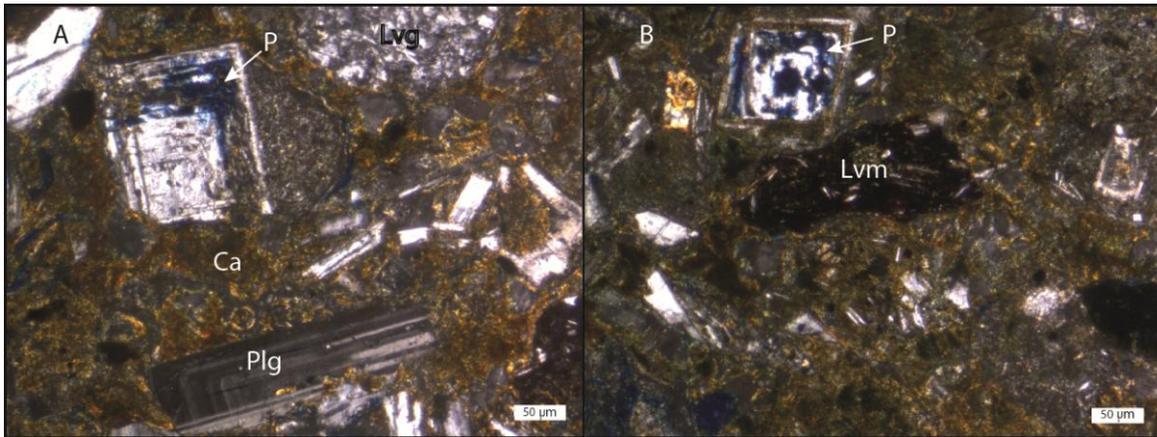


Figura 4.11. A-B Vista general de la arenisca de la muestra RL05, con presencia de plagioclasa (Plg) zonada, líticos volcánicos con textura microlítica (Lvm) y granulares (Lvg), cemento arcilloso (Ca) y alteración de líticos neovolcánicos y porosidad intraclástica (P). Imágenes **A** y **B** con nicols cruzados y escala de 50 micrones.

Se observa un cambio notable entre las muestras de la Formación Man Aike y la Formación Río Leona, ya que disminuye el porcentaje promedio total de cuarzo (15%), y si bien se mantiene el porcentaje de feldespatos (17%); aumenta fuertemente el de líticos (68%), con cambios en la composición y por lo tanto procedencia de los mismos. También desaparecen completamente los clastos de glauconita.

4.1.3 Formación Estancia 25 de Mayo

25M 02 (Fig. 4.12) Wacke muy fina con clastos angulosos. La selección es buena dentro de la fracción clástica y posee más de un 15% de matriz. Se clasifica como un wacke tobáceo donde se reconocen trizas cuspatas y pumíceas. También se encontraron opacos como minerales accesorios. La matriz es carbonática, probablemente reemplazando a una matriz de origen tobáceo. En los análisis de DRX se identificaron arcillas, calcita y baritina.

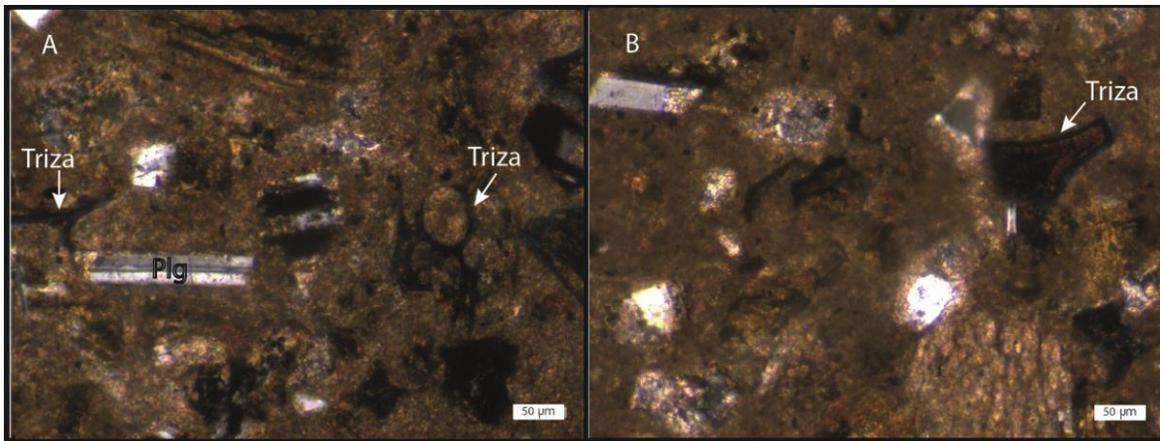


Figura 4.12. A-B Vista general del wacke tobáceo correspondiente a la muestra 25M 02, con plagioclasa (Plg), trizas pumíceas inmersas en una matriz carbonática. Imágenes **A** y **B** con nicoles cruzados y escala de 50 micrones.

25M 03 (Fig. 4.13) Wacke muy fino con buena selección de la fracción clástica. Los clastos son subangulosos. Se clasifica como un wacke lítico, con clastos de cuarzo, plagioclasa y líticos inmersos en una matriz carbonática, probablemente reemplazando a una matriz de origen tobáceo. En los análisis de DRX se identificaron arcillas y clinoptinolita.

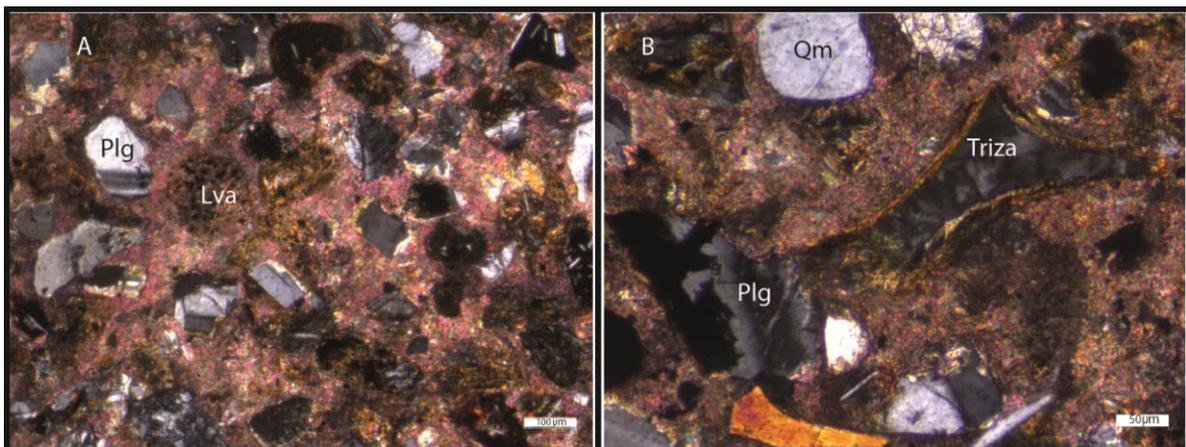


Figura 4.13. A-B Vista general del wacke de la muestra 25M 03 con fragmentos de plagioclasa (Plg), clastos de cuarzo monocristalino (Qm) y trizas, inmersos en una matriz reemplazada por carbonato. Imágenes **A** y **B** con nicoles cruzados y escala de 50 micrones.

25M 04 (Fig. 4.14) Wacke fino, de selección buena con clastos subangulosos con más de un 15% de matriz. Se clasifica como un wacke lítico, con clastos de cuarzo, plagioclasa y líticos inmersos en una matriz arcillosa, probablemente reemplazando a una matriz de origen tobáceo. En los análisis de DRX se identificaron arcillas, glauconita y clinoptinolita.

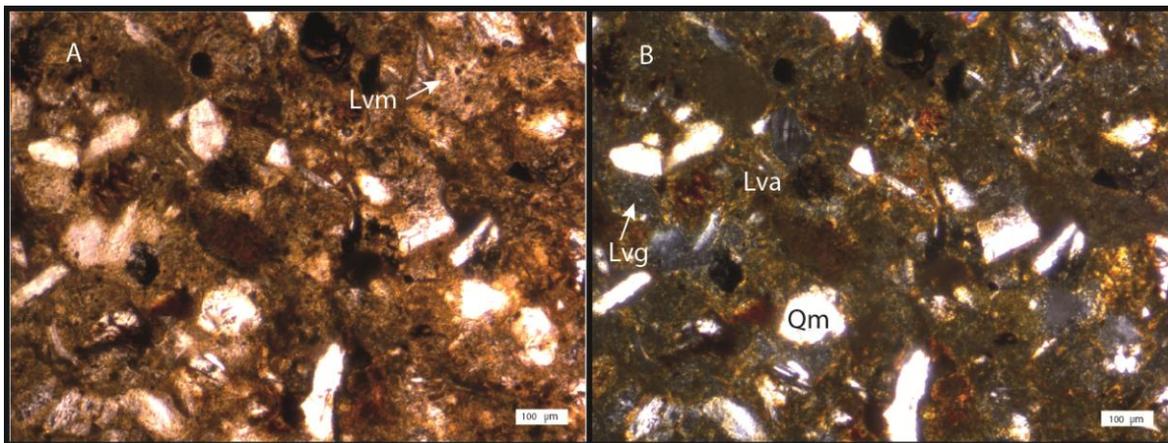


Figura 4.14. A y B Vista general de la arenisca de la muestra 25M 04, con cuarzo monocristalino (Qm), líticos volcánicos microgranulares (Lvm) y alterados (Lva) y matriz arcillosa. Imagen **A** con nicoles paralelos y **B** con nicoles cruzados. Escala de 50 micrones.

25M 05 (Fig. 4.15) Toba vítrea de tamaño arena fina a media con una selección moderada, clastos angulosos a subangulosos y más del 15% de matriz. Se identificaron trizas cuspatas y pumiceas reemplazadas por ceolitas y arcillas. En los análisis de DRX se identificaron arcillas y clinoptinolita.

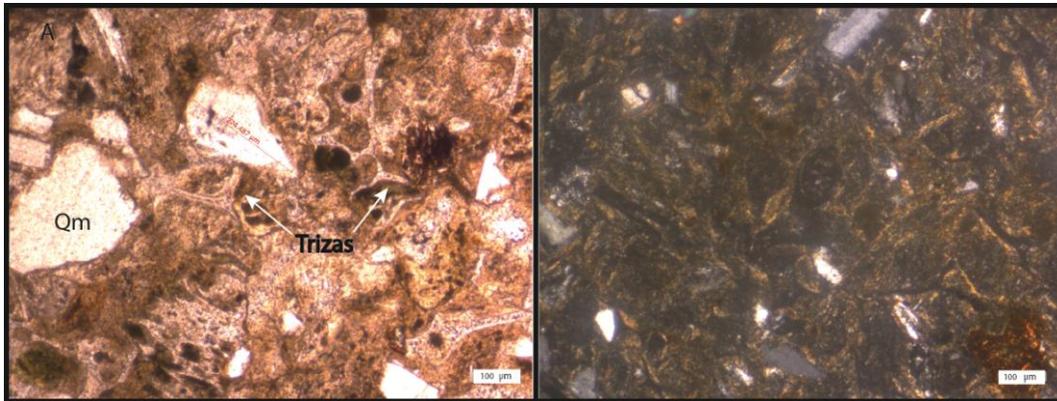


Figura 4.15. **A.** Vista general de la arenisca correspondiente a la muestra 25M 05, con cuarzo monocristalino (Qm), trizas pumíceas. **B.** Aspecto de la matriz arcillosa y ceolítica. **A.** Nicoles paralelos. **B.** Nicoles paralelos. Escala de 100 micrones.

25M 06 (Fig. 4.16) Wacke lítico, con clastos de cuarzo, plagioclasa y líticos inmersos en una matriz carbonática, probablemente reemplazando a una matriz de origen tobáceo.

En los análisis de DRX se identificaron arcillas y clinoptinolita.

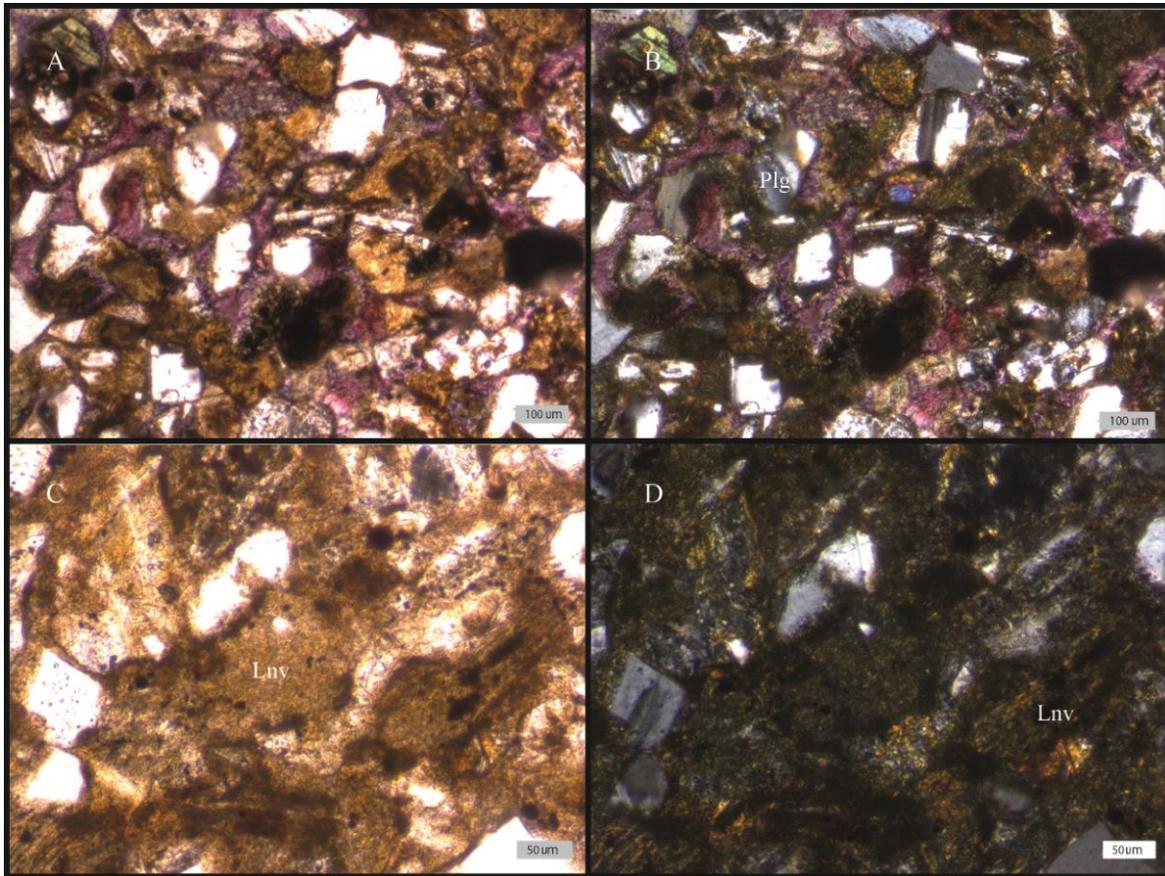


Figura 4.16 Vista general de la muestra 25M 06. **A-B** con abundantes clastos de plagioclasa (Plg) y cemento carbonático (Escala 100 micrones). **C-D** Detalle de pseudomatríz considerada como fragmento de origen neovolcánico (Lnv) (Escala 50 micrones). Imágenes **A-C** con nicoles paralelos. **B-D** con nicoles cruzados.

25M 07 (Fig. 4.17) Arenisca de tamaño fino a medio con selección pobre y clastos subredondeados.

La composición de esta muestra tiene porcentajes de: Q. 11.22, F. 23.13 y L 65.65. Los valores de cuarzo mono (8%) y policristalino (0,25%) se reducen con respecto a las unidades inferiores. Aunque los cuarzo monocristalino con extinción recta, siguen siendo más abundantes que el resto y la cantidad de cuarzo policristalino es muy baja. Con

respecto a los feldespatos, se observa una superioridad notable de las plagioclasas con respecto a los feldespatos alcalinos. En cuanto a los líticos, la pseudomatriz que se infiere corresponde a fragmentos neo volcánicos de origen básico, son los elementos más abundantes, seguidos por fragmentos de rocas básicas paleovolcanicas, que superan en cantidad a las de rocas ácidas, apareciendo texturas de tipo *lathwork* en forma común, pero en menor medida que en la muestra anterior. También en menor cantidad se identificaron fragmentos vítreos, plutónicos, metamórficos y sedimentarios. Se observan escasos granos de glauconita y bioclastos en muy baja proporción.

Se observó cemento carbonatico, ceolítico y arcilloso. En los análisis de DRX se identificaron arcillas, calcita y clinoptinolita. La porosidad es baja.

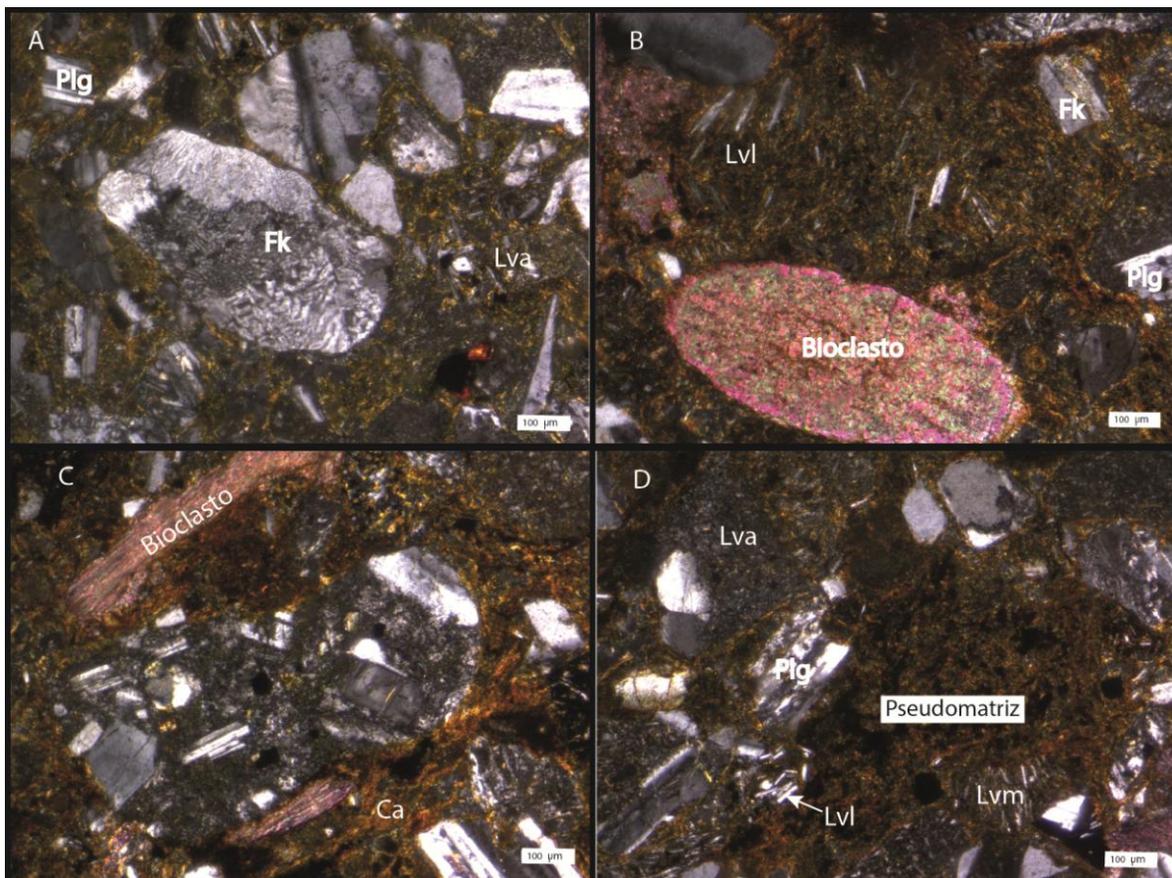


Figura 4.17. Cambiar color letras Vista en detalle de la fracción clástica y bioclástica de la arenisca. A. Plagioclasa (Plg), feldespato potásico (Fk) con textura peritítica y lítico volcánico alterado (Lva). B. Bioclasto (espina de equinodermo), lítico volcánico de tipo *lathwork* (Lvl), Feldespato potásico (Fk). C. Bioclasto (fragmento de ostra) y cemento arcilloso (Ca). D. Plagioclasa (Pgl), pseudomatriz, líticos volcánicos *lathwork* (Lvl) microlítico (Lcm) y alterado (Lva). Todas las imágenes son con nicoles cruzados y la escala es de 100 micrones.

25M 09 (Fig. 4.18) Arenisca fina a media con selección buena a moderada con clastos subangulosos.

Esta muestra se compone de Q. 12.02, F. 28.15 y L. 59.82. Los valores de cuarzo mono (9,5%) y policristalino (0,75%) son bajos con respecto a las unidades inferiores. Aunque los cuarzo monocristalino con extinción recta, siguen siendo más abundantes que el resto y la cantidad de cuarzo policristalino es muy baja. Se observa una superioridad notable de las plagioclasas con respecto a los feldespatos alcalinos.

En cuanto a los líticos, la pseudomatriz que se infiere corresponde a fragmentos neovolcánicos de origen básico, siendo estos el elemento más abundante, seguido por fragmentos de rocas básicas paleovolcánicas, que superan en cantidad a las de rocas ácidas. En menor medida se identificaron fragmentos vítreos, plutónicos, metamórficos y sedimentarios. Como minerales accesorios se identificaron clastos de biotita, anfíboles y opacos.

Se observó cemento ceolítico y arcilloso. En los análisis de rayos X, se identifican arcillas y clinoptinolita. La porosidad es baja.

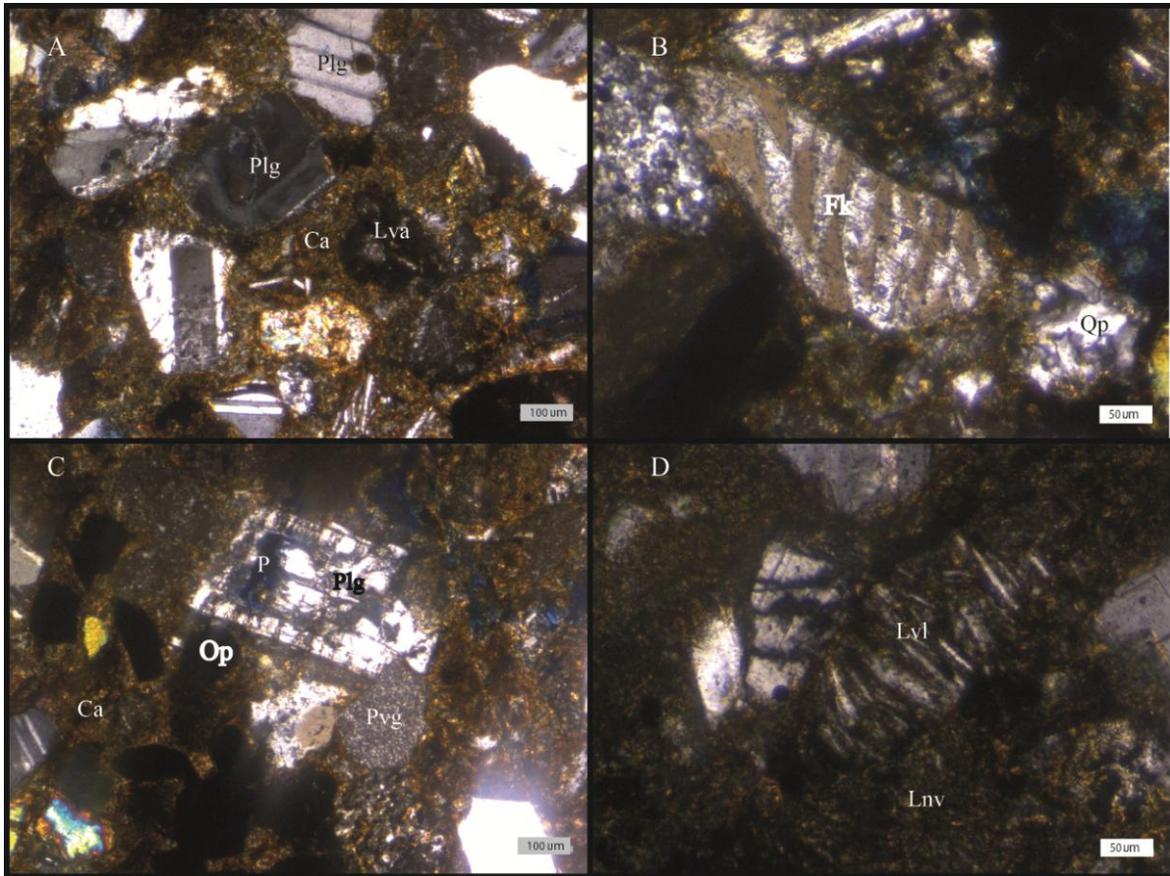


Figura 4.18 **A** Vista general de la muestra 25M 09, con plagioclasas (Plg) zonada y maclada. Lítico volcánico alterado (Lva) y cemento arcilloso (Ca) (100micrones). **B** Detalle de feldespato potásico (Fk) con pertitas y cuarzo policristalino (Qp) (Escala 50micrones). **C** Vista general de la muestra con plagioclasa (Plg) alterada y porosidad intraclástica (P), Lítico volcánico granular (Lvg), opácos (Op) y cemento arcilloso (Ca) (Escala 100micrones). **D** Vista de detalle de líticos de origen volcánico *lathwork* y de origen neovolcánico (Lnv) (Escala 50 micrones). Todas las imágenes son con nicoles cruzados.

Se observan ciertas similitudes entre las muestras de la infrayacente Formación Río Leona y la Formación 25 de Mayo, manteniéndose en esta última unidad los porcentajes promedios de cuarzo (12%) y de líticos (63%) y aumentando los porcentajes de feldespatos (26%). Sin embargo, se destaca un aumento importante en el porcentaje promedio de la pseudomatriz (24%), con respecto a la Formación Río Leona (6%) y un aumento en la relación P/Ktotal (de 0,22 a 0,93).

4.2 Caracterización petrográfica y procedencia de las areniscas de las formaciones Man Aike, Río Leona y Estancia 25 de Mayo.

Para las 18 muestras analizadas, se han reconocido 30 litotipos (Tabla 4.1) siguiendo los criterios de Dickinson y Suczek (1979) y cumpliendo los parámetros del método Gazzy-Dickinson (Zuffa, 1985). La fracción clástica de las areniscas, está compuesta en un primer orden, siguiendo la propuesta de Scasso y Limarino (1997), por cuarzo (Q), feldespatos (F; incluye a los feldespatos potásicos y plagioclasas) y L (fragmentos líticos de distintas composiciones). En un orden menor de magnitud, se diferenciaron distintos tipos de cuarzo, feldespatos potásicos y plagioclasa, y diversos tipos de fragmentos líticos. A su vez se recalcularon al 100% los porcentajes de cuarzo-feldespato-lítics según el método de Folk *et al.* (1970) y Dickinson *et al.* (1983); y cuarzo monocristalino-feldespato-lítics totales según Dickinson *et al.* (1983) (Tabla 4.2).

Muestra			MA01	MA02	MA04	MA06	RL01	RL02	25M07	25M09
Cuarzos	Monocristalino	Extinción ondulosa (Qo)	3.75	4.25	3.25	4.00	1.25	1.71	2.75	0.75
		Extinción recta (Qr)	22.50	27.75	21.25	28.00	6.25	12.29	5.25	8.75
	Policristalino	Dos componentes (Qp1)	0.75		0.75	0.86	0.50	0.29		
		Tres componentes (Qp2)			0.25					
		Más de cuatro componentes (Qp3)	1.00	0.25	4.75	4.57	1.75	1.14	0.25	0.75
	Feldespatos	Plagioclasa (Fp)	10.25	6.00	11.00	3.71	9.75	11.71	15.75	22.00
Microclino				0.50						
Feldespatos reemplazado x calcita							3.14			
Feldespatos alcalino (Fk)		3.75	2.50	5.50	2.57	1.25	2.86	1.25	2.00	
Líticos	Líticos volcánicos	Seriado (Lvs)	2.00		1.75		4.50	4.86	0.50	1.50
		Granular (Lvg)	6.50	5.25	3.25	4.86	5.00	2.86	3.25	4.50
		Vítreo (Lvv)			0.25		1.25	0.86	1	
		Microlítico (Lvm)	4.25	2.00	5.50	6.57	18.25	11.14	7.75	12.50
		Lathwork (Lvl)				0.29	13.50	2.57	11.50	1.75
	Plutónico	0.75		1.25		0.25	1.43	1.50	0.75	
	Metamórfico (Lm)	5.50	3.25	4.25	3.14	2.50	0.86	0.75	1.25	
	Sedimentario (Ls)			0.25		3.75	2.29	0.50	0.25	
	Pseudomatriz (Lnv)	2.25	0.25	2.00	2.00	6.75	5.14	20.00	27.50	
	Lítico alterados (La)	11.00	4.00	6.25	5.71	13.00	14.86	1.50	1.00	
	Otros líticos (Lo)			0.25						
		Bioclasto (Bc)		15.00					6.50	
		Glauconita (Gl)		17.75	2.25	24.57			0.50	
Minerales	Opacos (Op)	1.75						0.25	3.00	
	Otros minerales (Om)	3.00	1.75	0.75	0.86			3.00	4.50	
	Carbonático (Ccar)	0.25		0.50			2.00	6.50		
Cementos	Ceolítico (Cc)	1.00		5.75		1.50		4.25	2.00	
	Arcilloso (Ca)	11.25	8.50	14.50	6.57	7.00	12.86	4.50	2.25	
	Otros cementos (Co)					0.75	1.71			
	Matriz (M)				1.71					
	Porosidad (P)	8.50	1.50	4.00		1.25	3.43	1.00	3.00	

Tabla 4.1 Tabla de los conteos modales de las areniscas de las formaciones Man Aike (MA), Río Leona (RL) y Estancia 25 de Mayo (25M). Los valores están dados en %.

Muestra	(Folk <i>et al.</i> , 1970 y Dickinson <i>et al.</i> 1983)			(Dickinson <i>et al.</i> 1983)		
	Qz	F	L	Qm	F	Lt
MA01	37.71	18.86	43.43	35.35	18.86	45.79
MA02	58.37	15.38	26.24	57.92	15.38	26.70
MA04	41.87	23.53	34.60	33.91	23.53	42.56
MA06	56.47	9.48	34.05	48.28	9.48	42.24
RL01	10.89	12.29	76.82	8.38	12.29	79.33
RL02	19.29	22.14	58.57	17.50	22.14	60.36
25M07	11.22	23.13	65.65	10.88	23.13	65.99
25M09	12.02	28.15	59.82	11.14	28.15	60.70

Tabla 4.2 Tabla de porcentajes de cuarzo-feldespato-líticos y cuarzo monocristalino-feldespato-líticos totales, recalculado al 100%, según las clasificaciones de Folk *et al.* (1970) y Dickinson *et al.* (1983).

4.2.1 Formación Man Aike. De la Formación Man Aike, fueron realizadas 6 secciones delgadas, denominadas MA01, MA 02, MA03, MA04, MA05 y MA06. Todas las muestras fueron analizadas con el microscopio de polarización, pero la MA03 no fue tomada en cuenta para el análisis de procedencia ya que tiene más de un 30% de porosidad secundaria. Esta porosidad, evidencia procesos diagenéticos de disolución que no permiten inferir las áreas de aporte ni clasificarla correctamente según el esquema de Folk *et al.* (1970).

Dentro de esta unidad se observa que en la fracción clástica, el elemento más común es el cuarzo con un porcentaje que varía entre 37,71% y 58,37% (Tabla 4.2). Le siguen los líticos con valores entre 26,24% y 43,43% y finalmente, el feldespato con valores entre 9,48% y 23,53%. Este análisis permitió clasificar a las muestras como litoarenitas y litoarenitas feldespáticas (Fig. 4.18) según Folk *et al.* (1970).

Los líticos más comunes (ver tabla 4.1) son fragmentos de rocas volcánicas con textura microlítica que varían entre 2% a 6.57%, los cuales comienzan con un valor

intermedio en MA01 luego baja a la mitad en MA02 para luego subir la cantidad al triple hasta MA06 (ver tabla 4.1). Le siguen los fragmentos de rocas volcánicas con textura granular con valores que van de 3,25% a 6,5% y cuya tendencia general es a aumentar en porcentaje a medida que ascendemos estratigráficamente en la unidad. De igual manera sucede también con los líticos de origen metamórfico cuyos porcentajes varían de 3,14% a 5,5% (Fig. 4.19).

Una característica de esta unidad es la presencia en todas las muestras, a excepción de M01, de clastos de glauconita autóctona o parautóctona destacándose la abundancia de M06 con un valor de 24,57%. La misma está prácticamente ausente en el resto de las unidades (Fig. 4.19).

Las muestras presentan en todos los casos porcentajes de matriz detrítica primaria (protomatriz - Dickinson, 1970) menores al 15%, por lo que se clasifican como areniscas en el sentido de Pettijohn *et al.* (1972). Sin embargo, se destaca la presencia de pseudomatriz que ronda el 2% (Fig.4.19).

Los contenidos de cemento varían entre 8.5% y 20.75% (Tabla 4.1), registrándose la presencia de distintos tipos de minerales autigénicos, los más abundantes son arcillas seguido por ceolitas y carbonatos.

La porosidad de las muestra de esta unidad es de origen principalmente secundario asociado a disolución de clastos y cementos, siendo muy abundante en las muestra MA03 y MA01 con 8.50% (Tabla 4.1).

4.2.2 Formación Río Leona. De la Formación Río Leona, fueron realizadas 5 secciones delgadas, denominadas RL01, RL02, RL03, RL04 y RL05. Todas las muestras

fueron analizadas y descritas con el microscopio de polarización, pero las muestras RL03, RL04 y RL05 no fueron tenidas en cuenta para el análisis de procedencia ni clasificación de Folk *et al.* (1970). La muestra RL03 tiene cerca del 35% de cemento carbonático, que en muchos sectores es de tipo poikilotópico, esto implica que durante la diagénesis temprana tuvieron lugar importantes procesos de disolución y re precipitación que impiden conocer la composición original de la fracción clástica. La muestra RL04, ha sido clasificada como un wacke con abundante cemento carbonático y sombras de trizas. Mientras que la muestra RL05 contiene cerca de un 15% de matriz detrítica y además, más de un 30% de pseudomatriz, la cual está alterada a arcillas. Por lo tanto, resulta muy dificultoso establecer el origen de la misma, generando incertidumbre en el análisis de las áreas de procedencia y clasificación.

Dentro de esta unidad se observa que en la fracción clástica, el elemento más común son los fragmentos líticos con un porcentaje que varía entre 58,57% y 76,82% (Tabla 4.2). Le siguen los feldespatos con valores entre 12,29% y 22,14% y finalmente el cuarzo con valores entre 10,89% y 19,29%. Este análisis permitió clasificar a las muestras como litoarenitas y litoarenitas feldespáticas según Folk *et al.* (1970) (Fig. 4.18).

Los líticos más comunes son fragmentos de rocas volcánicas con textura microlítica que aumentan considerablemente con respecto a la unidad inferior variando de 11,14% a 18,25% (Tabla 4.1). Le siguen los fragmentos de rocas volcánicas de textura *lathwork* con valores que van de 2,57% a 13,50% ausentes en la unidad inferior. Por otra parte los líticos de fragmentos volcánicos de textura seriada aumentan al doble en comparación con la unidad anterior. Finalmente los líticos de fragmentos de rocas metamórficas siguen disminuyendo con respecto a la mencionada unidad (Fig. 4.19).

Las muestras presentan en todos los casos porcentajes de matriz detrítica primaria (protomatriz - Dickinson, 1970) menores al 15%, por lo que se clasifican como areniscas en el sentido de Pettijohn *et al.* (1972). Sin embargo, se destaca la presencia de pseudomatriz, que aumenta al triple con respecto a la unidad inferior especialmente en la muestra RL01.

El contenido de cemento varía entre 9.25% y 16.82%, registrándose la presencia de distintos tipos de minerales autigénicos, siendo los más abundantes las arcillas, seguido por carbonatos y ceolitas (Tabla 4.1).

La porosidad de las muestras de esta unidad es de origen principalmente secundario asociado a disolución de clastos y cementos, siendo mayor en la muestra RL02.

4.2.3 Formación Estancia 25 de Mayo. De las muestras de esta unidad se obtuvieron 7 secciones delgadas denominadas: 25M02, 25M03, 25M04, 25M05, 25M06, 25M07 y 25M09. De estas muestras sólo dos fueron incluidas en el estudio de procedencia (25M07 y 25M09) ya que las otras muestras eran dos wackes con abundante cemento carbonático (25M02, 25M03), la muestra 25M04 es una arenisca muy fina, con mucha pseudomatriz que dificulta la identificación de los líticos y no fue contabilizada ya que puede introducir datos erróneos en el conteo y la muestra 25M06 corresponde a una toba lítica.

Teniendo en cuenta las dos muestras analizadas, se observa que en la fracción clástica, el elemento más común son los fragmentos líticos, porcentajes que varían entre 59,82 y 65,65% (Tabla 4.2). Le siguen el feldespatos con valores entre 23,13 y 28,15% y

finalmente, el cuarzo con valores entre 11,22 y 12,02%. Este análisis permitió clasificar a las muestras como litoarenitas feldespáticas (Fig. 4.19) según Folk *et al.* (1970).

Los líticos más comunes son los fragmentos de rocas volcánicas con textura microlítica con valores que van desde 7,75% a 12,50% (Tabla 4.1), disminuyendo con respecto a la unidad anterior pero siendo aún superior que la primer unidad. Le siguen en importancia los líticos de fragmentos de rocas volcánicas con textura *lathwork* que se mantienen con valores levemente menores que la unidad anterior. Finalmente los fragmentos líticos de rocas metamórficas terminan siendo escasos con respecto a las otras dos unidades (Fig. 4.20).

Las muestras presentan en todos los casos porcentajes de matriz detrítica primaria (protomatriz - Dickinson, 1970) menores al 15%, por lo que se clasifican como areniscas en el sentido de Pettijohn *et al.* (1972). Sin embargo, se destaca la presencia de pseudomatriz con una gran abundancia en todas las muestras y con valores que van de 20% a 27,50%, superando ampliamente a las dos primeras unidades (Ver fig. 4.20).

Los contenidos de cemento varían entre 4.25% y 15.25% (Tabla 4.1), registrándose la presencia de distintos tipos de minerales autigénicos. Los más abundantes son carbonato seguido por ceolitas y arcillas.

La porosidad de las muestra de esta unidad es de origen principalmente secundario asociado a disolución de clastos y cementos, siendo más abundante en la muestra 25M09 (Tabla 4.1).

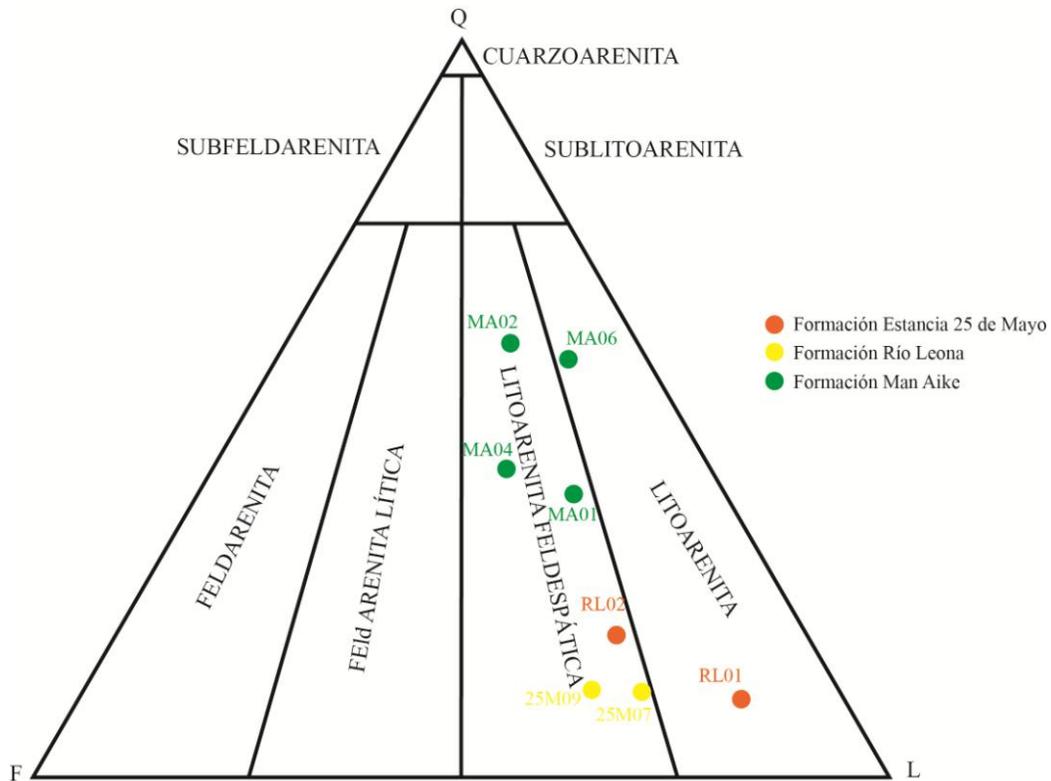


Figura 4.19 Ploteo en el diagrama de Folk *et al.* (1970) de las areniscas de las formaciones Man Aike, Río Leona y Estancia 25 de Mayo.

4.3 Variación composicional a lo largo de los tres unidades

A partir de la observación y análisis de la tabla de los conteos modales de las areniscas de las tres formaciones, se destacan algunas variaciones interesantes que se ven reflejadas a lo largo de la columna sedimentaria analizada y que se grafican en la figura 4.19.

En dicha figura se observa que la cantidad de cuarzo es mayor en la Formación Man Aike, que en las otras unidades. La cantidad de líticos es mayor en las unidades Río Leona y Estancia 25 de Mayo, que en Man Aike. Los líticos metamórficos son comunes en la Formación Man Aike y disminuyen drásticamente en las otras unidades. Los valores de

pseudomatriz son bajos en la Formación Man Aike y se incrementan notablemente en la Formación Río Leona alcanzando su máximo hacia el tope medido de la Formación Estancia 25 de Mayo. Los fragmentos de glauconita se presentan como una característica exclusiva de la Formación Man Aike.

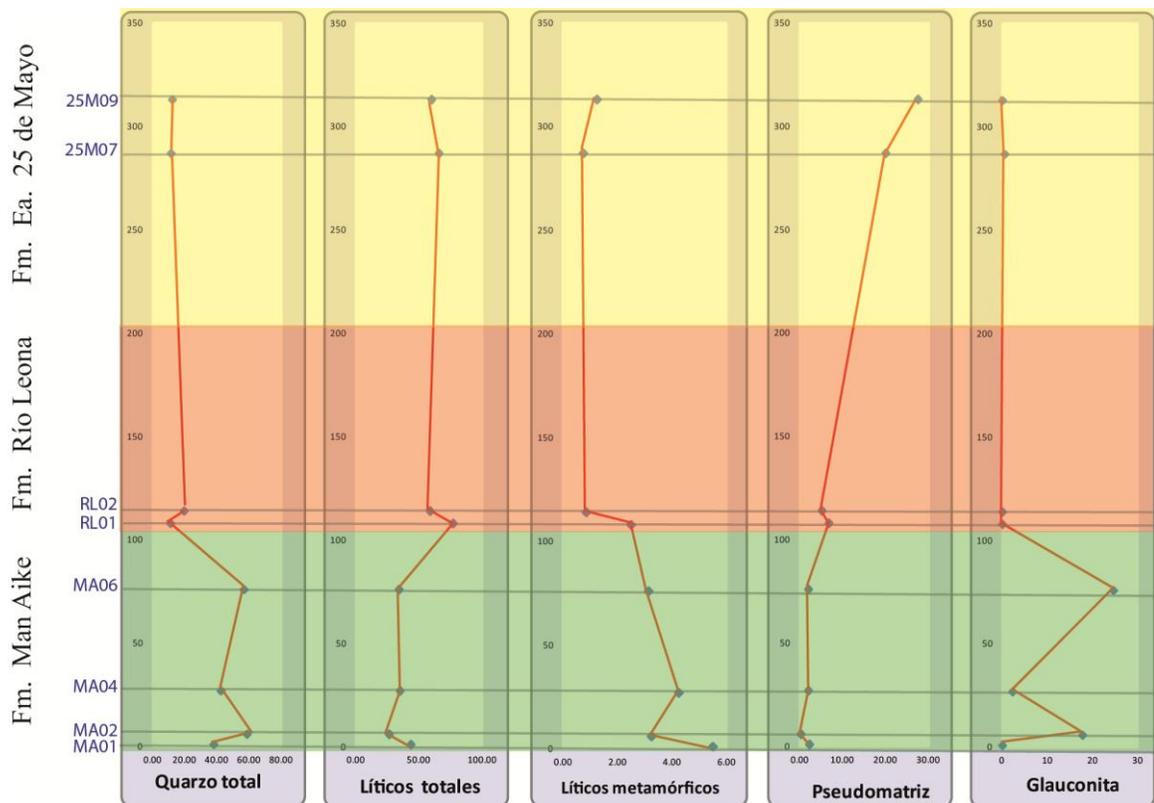


Figura 4.20 Curvas de variación del cuarzo total, cantidad total de líticos, abundancia de líticos metamórficos, pseudomatriz y fragmentos de glauconita, a lo largo de la columna sedimentaria estudiada.

Por otra parte, el índice de plagioclasa sobre feldespato total (Plg/Ft) se mantiene entre 0.59 y 0.92 para todas las muestras, a excepción de RL01 con un índice bajo de 0,22. Según Dickinson (1970) valores entre 0,75 y 1,00 se corresponderían con una fuente de arco volcánico. La diferenciación entre un arco dacítico y/o riolítico o basáltico y/o

andesítico, está dado por el tipo de líticas presentes y eventualmente, la cantidad de cuarzo asociado.

	PLg/Ktotal
MA01	0,73
MA02	0,71
MA04	0,65
MA06	0,59
RL01	0,89
RL02	0,66
25M07	0,93
25M09	0,92

Tabla 4.3 Relación entre plagioclasa total vs feldespatos totales.

4.4 Procedencia

La composición de los sedimentos detríticos es controlada principalmente por cuatro factores: proveniencia, transporte, ambiente depositacional y diagénesis (Suttner, 1974). En áreas con fuerte actividad magmática o tectónica, la roca fuente es el factor más influyente en la composición de los sedimentos (Dickinson, 1970). Las sedimentitas de las unidades estudiadas fueron depositadas durante el desarrollo de una faja plegada y corrida (Biddle *et al.*, 1986; Kraemer *et al.*, 2002; Ghiglione *et al.* 2014), por lo que resultó conveniente utilizar los diagramas propuestos por Dickinson *et al.* (1983), los cuales relacionan las modas detríticas de los depósitos con el contexto tectónico de las áreas de aporte del cual provienen.

Los resultados en el diagrama Q-F-L muestran una procedencia de orógeno reciclado para las muestras MA01, MA02, MA04 y MA06; una procedencia relacionada a un arco transicional para RL02 y 25M09 y por último, para RL01 y 25M07 corresponde una procedencia de arco no disectado (Fig. 4.21A).

Por otra parte, el diagrama Qm-F-Lt (cuarzo monocristalino-feldespatos-líticos totales) ubica a la muestra MA01 como orógeno reciclado mixto; M02 como orógeno reciclado cuarzoso, MA04 como arco disectado y MA06 como orógeno reciclado transicional. Por su parte, la muestra RL01 se ubica como reciclado lítico y por último, la procedencia para RL02, 25M07 y 25M09 es la de arco transicional (Fig. 4.21B).

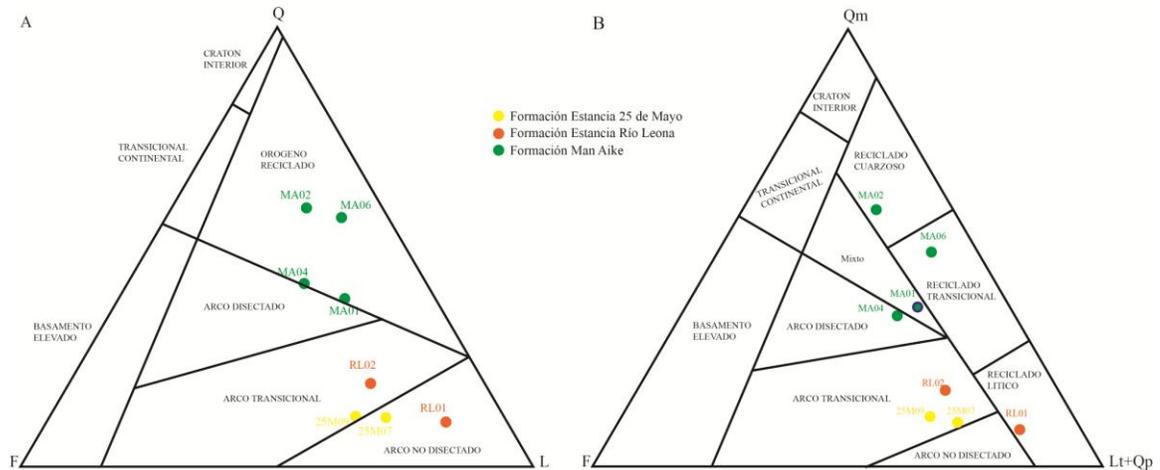


Figura 4.20 A-B Ploteo de las muestras de las Formaciones Man Aike, Río Leona y Estancia 25 de Mayo en los diagramas de Dickinson *et al.* (1983).

A modo comparativo, se presentan a continuación los diagramas de clasificación y procedencia (Folk *et al.* 1970 y Dickinson *et al.* 1983) de las areniscas de la Formación Calafate, tanto de su sección inferior como superior (Odino *et al.* 2014)(Fig. 4.22).

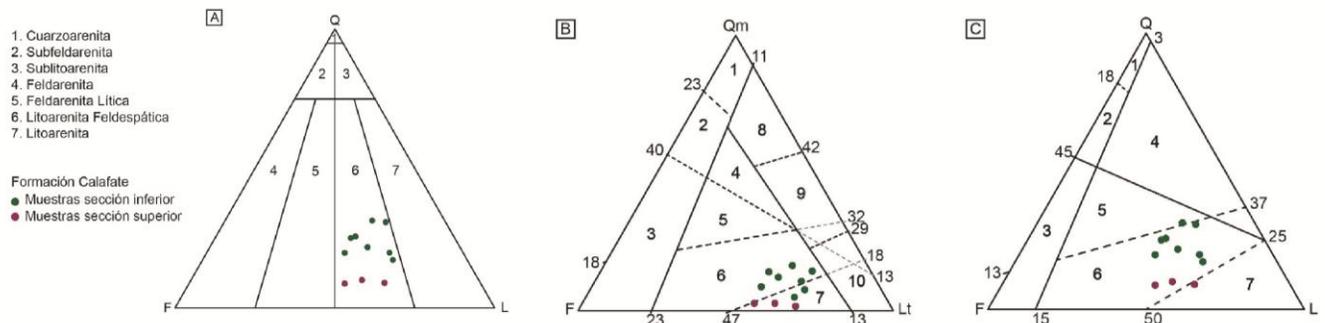


Figura 4.22 A. Diagrama tradicional de composición (Folk *et al.*, 1970). B-C Diagrama tradicional de procedencia (Dickinson *et al.*, 1983). Tomado de Odino *et al.* (2014).

Para una mejor visualización de la composición de la fracción lítica de estas psamitas, se utilizó un diagrama secundario de la propuesta de Folk *et al.* (1970). Este diagrama ternario tienen como fin discriminar subpoblaciones de composiciones dominadas por clastos de distintos orígenes. En dicho diagrama, se observa el predominio de líticos de origen volcánico, metamórfico y plutónico por encima de los líticos sedimentarios y dentro de ellos, se observa la abundancia de los líticos de origen volcánico en las muestras de la Formación Estancia 25 de Mayo y el predominio de los líticos de origen metamórfico en las muestras de la Formación Man Aike (Fig. 4.23).

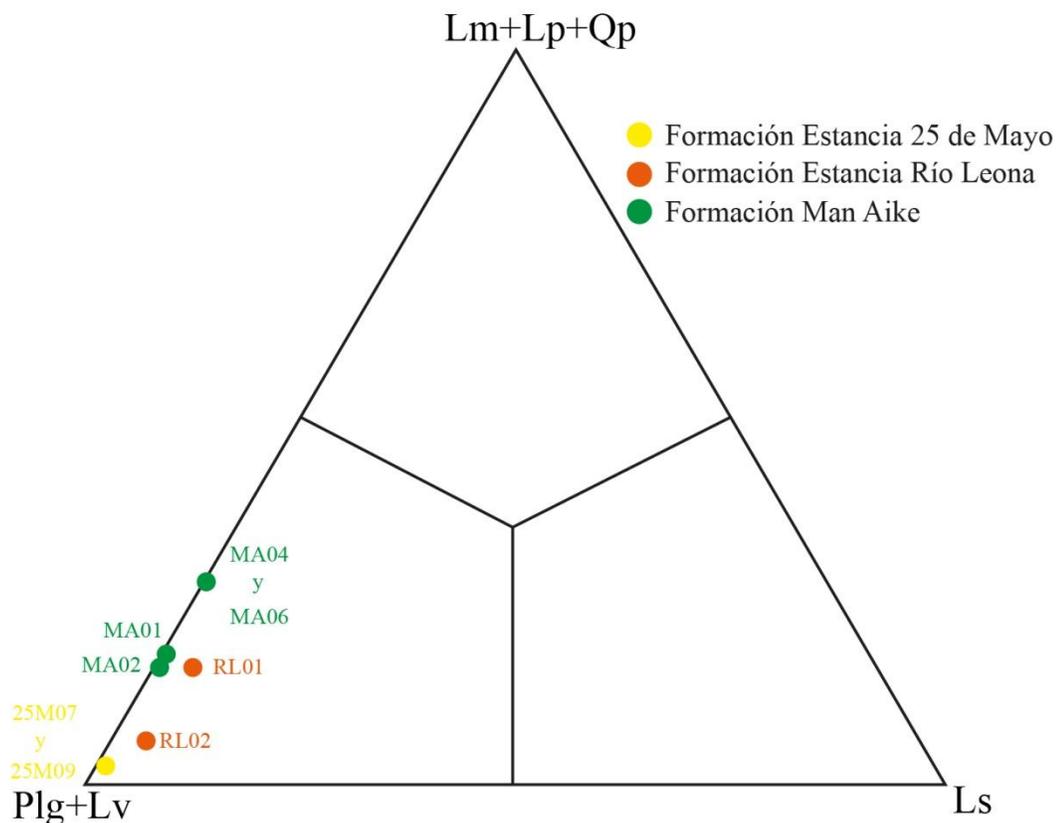


Figura 4.23 Diagrama secundario de clasificación propuesto por Folk *et al.* (1970) para las areniscas de las formaciones Man Aike, Río Leona y Estancia 25 de Mayo.

5. DISCUSIÓN

Dado que la composición de la fracción clástica de las areniscas refleja el área de aporte de los sedimentos, se analizaron las posibles áreas fuente para los depósitos de las formaciones Man Aike, Río Leona y Estancia 25 de Mayo en la región sur del Lago Argentino.

Estas tres unidades presentan composiciones detríticas similares. Están conformadas por litoarenitas feldespáticas (Folk *et al.*, 1970), con excepción de las muestras del techo de Man Aike (MA06) y la base de Río Leona (RL01) que son litoarenitas. Sin embargo, analizando la composición de los fragmentos líticos que las integran, puede observarse que las formaciones Man Aike, Río Leona y Estancia 25 de Mayo, presentan características distintivas entre sí, reflejando de esta manera, cambios importantes en el área de aporte.

Las areniscas de Man Aike están compuestas principalmente por cuarzo, del tipo monocristalino; y en segundo lugar por líticos de origen volcánico de tipo bimodal y, subordinadamente de origen metamórfico. En cambio en las areniscas de la formación Río Leona y Estancia 25 de Mayo predominan los líticos volcánicos de tipo básicos a intermedios, por sobre el cuarzo y con presencia de líticos neovolcánicos en aumento hacia la parte superior de la columna medida. Finalmente se destaca de la Formación Man Aike la presencia, casi exclusiva, de pellets de glauconita.

5.1 Áreas de aporte de la Formación Man Aike.

Según los diagramas de Dickinson *et al.* (1983), las areniscas de Man Aike provendrían de un orógeno reciclado cuarzoso o de aporte mixto, en la primera mitad de la unidad; a reciclado transicional en la segunda mitad. En principio, se desprende que no habría sucedido un cambio drástico en el área fuente a lo largo de la depositación de la

Formación Man Aike. Según este estudio petrográfico de los componentes detríticos, dicho orógeno estaría conformado por rocas metamórficas de bajo a medio grado y por rocas volcánicas tanto ácidas como intermedias a básicas que contribuyeron sustancialmente a la composición de las sedimentitas analizadas.

Sobre la base de los resultados en los diagramas de Dickinson *et al.* (1983) y la caracterización petrográfica se evaluaron dos posibles fuentes de aporte primario:

Por un lado, se propone al Complejo Metamórfico Oriental de los Andes que flanquea el Batolito Patagónico, el cual está conformado principalmente por metasedimentitas de bajo grado. La depositación de los protolitos y el subsecuente metamorfismo y deformación ocurrió entre el Devónico tardío y el Triásico temprano (Hervé *et al.*, 2008; Calderón *et al.* 2016). En este extenso complejo metamórfico están incluidas las formaciones Bahía La Lancha y Río Lácteo (Hervé *et al.*, 2008).

La otra posible fuente de aporte sería el Complejo El Quemado, el cual es parte de la Provincia Magmática Chon Aike y apoya en discordancia sobre el basamento metamórfico. Este complejo está conformado por ignimbritas, riolitas, tobas, brechas, lavas andesíticas de un gran episodio volcánico sucedido durante el Jurásico (Pankhurst *et al.*, 2000).

Tanto el basamento metamórfico paleozoico tardío-mesozoico temprano como el complejo volcánico jurásico ya conformaban incipientes áreas elevadas desde el Coniaciano-Santoniano entre el Lago Viedma y Río Turbio (Fildani y Hessler, 2005; Romans *et al.*, 2009 y Ghiglione *et al.*, 2014).

Por otra parte, los datos termocronológicos del basamento reflejan procesos de exhumación para el sector occidental de la cordillera de los Andes que comprende al basamento metamórfico y al batolito Patagónico para el período de 64 a 25 Ma (Fosdick *et al.*, 2014). Es importante destacar la ausencia de este tipo de datos, tanto en la zona del

batolito Patagónico, bajo el actual Campo de Hielo Patagónico, como en el basamento metamórfico aflorante al este del mismo.

Por otra parte, según Kraemer *et al.* (2002) la deformación en el Paleógeno, asociada a la colisión de una dorsal eocena, estuvo restringida a la región andina interna que incluye no sólo las rocas de basamento paleozoico, volcanitas jurásicas y sedimentos de la tectosecuencia de rift, sino también involucra a las primeras unidades sedimentarias de relleno de la cuenca Austral. Para el Eoceno, en la región comprendida entre los lagos Viedma y Argentino (Kraemer *et al.*, 2002), la deformación se propaga hacia el antepaís. A su vez, la zona posterior de la cuña incorporó material en su ápice, se engrosó y elevó con deformación dúctil y corrimientos. De esta manera fueron exhumadas las unidades sedimentarias comprendidas dentro de la actual faja plegada y corrida interna (Fig. 5.2). Estas son las formaciones Río Mayer, Cerro Toro y Alta Vista que se encuentran hacia el oeste y noroeste del área de aporte (ver Figura 5.1).

La procedencia de un orógeno reciclado implicaría que estos sedimentos forman parte de un ciclo depositacional que retrabajó los componentes de un orógeno (Dickinson *et al.*, 1983). Es así como estas unidades sedimentarias del Cretácico temprano a tardío fueron una fuente complementaria (o de origen secundario) de aportes para las areniscas de la Formación Man Aike como así también para la Formación Río Turbio, más al sur; aunque no se puede discriminar de qué unidades específicas provienen ni cuantificar su influencia en base a la composición de los líticos que conforman la fracción clástica. Esta fuente secundaria tal vez sea la que aporta los escasos líticos plutónicos y parte de la abundante cantidad de cuarzo monocristalino con extinción recta, reciclado de las volcanitas jurásicas o del batolito patagónico.

En cuanto a la leve tendencia a la disminución de los líticos de fragmentos de rocas metamórficas, como así también el aumento leve de líticos de fragmentos de rocas volcánicas de tipo básico a intermedio, a medida que ascendemos estratigráficamente en la unidad, podría estar asociado a la evolución del orógeno que va exponiendo progresivamente a las vulcanitas jurásicas en detrimento de las metamorfitas paleozoicas.

Dado que las fuentes posibles de sedimentos abarcan un área amplia hacia el noroeste, oeste y suroeste, se propone en el presente trabajo, que la dirección y sentido de la procedencia de los mismo es coincidente con la dirección y sentido de las paleocorrientes de rumbo Az 110° medidas por Casadío *et al.* (2009) en esta unidad (Fig.5.1).

Los escasos porcentajes de pseudomatriz a lo largo de la unidad coinciden con la ausencia de volcanismo de arco entre los 48° y 52°S propuesta por Hervé *et al.* (2007). Sin embargo queda pendiente indagar para futuros trabajos, si la incipiente presencia de líticos de origen neo-volcánicos en las areniscas de la Formación Man Aike guardan relación con la actividad magmática de retroarco que originó los cuerpos subvolcánicos de la essexita Río Carbón, acontecida entre 55–40Ma (Ramos 2005).

La procedencia de un orógeno reciclado de las areniscas de la Formación Man Aike se diferencian de la procedencia de arco no disectado a transicional, de la infrayacente Formación Calafate (Odino *et al.* 2017), reflejando etapas diferentes dentro de la evolución de la Cuenca Austral. Otra característica distintiva es la presencia exclusiva de pellets de glauconita en la Formación Man Aike, que contrasta con la ausencia de los mismos en la Formación Calafate (Odino *et al.* 2017), como así también en las otras dos unidades analizadas en este trabajo.

Una propuesta diferente es la de Gutiérrez (2017), quien a partir del estudio de paleocorrientes y datos de poblaciones de circones detríticos, propone cambios en las zonas de origen de los sedimentos pasando de fuentes de aporte situadas al nororiente (Arco Magmático Occidental, Arco Río Chico-Punta Dúngenes y Provincia Chon-Aike) y suroriente (Península Antártica/Islas South Georgia) durante el Cretácico superior y Eoceno Medio a zonas de origen localizadas al occidente y suroccidente (Andes Patagónicos) a partir del Oligoceno temprano. Este cambio en las direcciones de paleocorrientes coincide con un importante impulso de elevación en los Andes Patagónicos Meridionales registrado por Ramos (2008).

A partir de las características morfológicas observadas de los pellets de glauconita y según los criterios de Amorosi (1997), la glauconita de la Formación Man Aike es considerada de origen parautóctono en la base de la unidad. Hacia la parte superior de la formación los pellets son origen autóctono y con un mayor grado de evolución acorde a su contenido de K_2O . La alta concentración de pellets de glauconita parauctótonas en la parte inferior base de la Fm. Man Aike sugiere un ambiente con características transgresivas (Amorosi, 1997). Esto coincide con la interpretación secuencial propuesta por Rodríguez Raising (2010), quien basándose en el arreglo de las facies, consideró a la sección inferior de la Fm. Man Aike como parte de un sistema transgresivo (TST); y a la base de la misma, como una superficie de máxima inundación (FS).

5.2 Áreas de aporte de las formaciones Río Leona y Estancia 25 de Mayo.

Sobre la base de los resultados en los diagramas de Folk *et al.* (1970) y Dickinson *et al.* (1983) y la caracterización petrográfica, se determinó para estas dos unidades una procedencia relacionada tanto a un arco transicional como a un arco no disectado según el

diagram QFL. Esto es coincidente con el índice de relación Plagioclasa/Feldespatos total que varía de 0.66 a 0.93 y que se relaciona con el aporte de un arco volcánico.

En cambio, para el diagrama QmFLt se identificó a la muestra de la base de la Fm. Río Leona (RL01) como de origen lítico reciclado. Mientras que las areniscas de las muestras RL02, 25M07 y 25M09 fueron clasificadas como procedentes de un arco transicional.

La muestra RL01 de la base de la Formación Río Leona se asocia a los sedimentos de la faja plegada y corrida interna aún erosionándose, como consecuencia la deformación y exhumación eocena, tal vez en su última etapa. Esta muestra, al igual que las areniscas del tope de la Formación Man Aike, continúa con la tendencia a una disminución de los líticos de origen metamórfico. Pero por el contrario, la base de la Fm. Río Leona presenta un aumento abrupto, tanto de los líticos de origen paleovolcánicos (ácidos, intermedios y básicos), como de los de origen neovolcánicos, producto de la erosión del arco volcánico jurásico y/o de del surgimiento de un arco volcánico activo incipiente.

Las evidencias de neovolcanismo observadas petrográficamente y la edad Oligocena tardía asignada a la Formación Río Leona (Barreda *et al.*, 2009) se correlacionan con la reactivación del batolito patagónico y del volcanismo asociado, para un período de 25 a 15Ma (Hervé *et al.*, 2007).

El resto de la Formación Río Leona y los dos tercios estudiados de la columna de la Formación Estancia 25 de Mayo, se depositaron de forma sincrónica en una etapa de subducción normal previa a la colisión de la dorsal del Mioceno medio (Fig.5.2). Esto se corroboró con la observación en todas las muestras, de un incremento gradual de los fragmentos líticos paleovolcánicos bimodales y de origen neovolcánico, como así también de otras características petrográficas (trizas pumíceas, lapilli acrecional y matriz tobácea).

Lo mismo pudo observarse a escala de afloramiento a partir de niveles piroclásticos de dos metros de espesor. Aparentemente, la influencia de las volcanitas jurásicas se superpone sobre el volcanismo Oligoceno tardío-Mioceno temprano, lo cual hace que las muestras correspondientes clasifiquen como arco volcánico transicional y no como arco volcánico no disectado.

Recientemente Fosdick *et al.* (2015) trabajaron datos geocronológicos de circones detríticos de las Formaciones Río Turbio y Río Guillermo, ubicadas adyacentemente al sur del área de estudio. El miembro superior de la Formación Río Turbio, posee edades máximas de depositación de entre 26,6 y 33,4 Ma (Fosdick *et al.*, 2015). Estos autores obtuvieron poblaciones de circones detríticos de 29-45 Ma, 63-109, 113-137 Ma, 218-288 Ma, y menores cantidades de granos del Jurásico tardío. Los granos Proterozoicos están ausentes en contraste con unidades inferiores. Por un lado estos resultados agregan un aporte de circones del Batolito Patagónico de edades cretácicas tardías a los depósitos Eocenos, de manera directa o a través de una etapa secundaria de reciclado del orógeno. Las edades triásicas tardías de 218 Ma coinciden con las metasedimentitas descritas recientemente por Suárez *et al.* (2018), ubicadas al Oeste del Lago Viedma. Por otro lado, con respecto a la Formación Río Guillermo, la cual se correlaciona más al norte con la Formación Río Leona, Fosdick *et al.* (2015) obtuvieron una edad máxima de depositación de 23.5 ± 0.3 Ma edades y poblaciones de circones 23-26 Ma, 33-36 Ma, 72-109 Ma, 113-128 Ma, 149-154 Ma, 275-304 Ma y una menor cantidad de granos Proterozoicos. A su vez, estos autores mencionan la presencia de guijarros graníticos descritos en la Formación Río Guillermo, lo cual sugiere una elevación y exposición de plutones del batolito patagónico o el reciclado del miembro conglomerádico de la formación Cerro Toro del Cretácico Tardío (Conglomerado Lago Sofía).

En lo que respecta a la Formación Estancia 25 de Mayo, Cuitiño (2011) midió paleocorrientes que predominan hacia el sudeste en el sector medio y hacia el este en el sector superior. A su vez, Cuitiño y Scasso (2013) estudiaron un nivel piroclástico prominente y, a partir de datos geoquímicos, asignaron este depósito a una fuente neovolcánica (19.1 Ma) ubicada hacia el oeste, sudoeste, donde se encuentra actualmente el Batolito Patagónico.

Para finalizar, se propone que el área de aporte para las formaciones Río Leona y Estancia 25 de Mayo se encontraba principalmente hacia el oeste-sudoeste de la zona de estudio y sus rellenos involucran tanto a las vulcanitas jurásicas, vulcanitas del arco Oligoceno asociadas al Batolito Patagónico como a las unidades sedimentarias cretácicas comprendidas dentro de la Faja Plegada y Corrida Interna (Fig.5.1). Cabe aclarar que para esta latitud, la faja plegada y corrida es más angosta que en el sector entre el Lago Viedma y el Lago Argentino (Kraemer 2002) y a su vez, el dominio de basamento no posee afloramientos del Complejo Metamórfico Paleozoico tardío-Mesozoico temprano (Fig. 5.1) lo cual podría explicar el reducido aporte de líticos de fragmentos de rocas metamórficas a las unidades estudiadas.

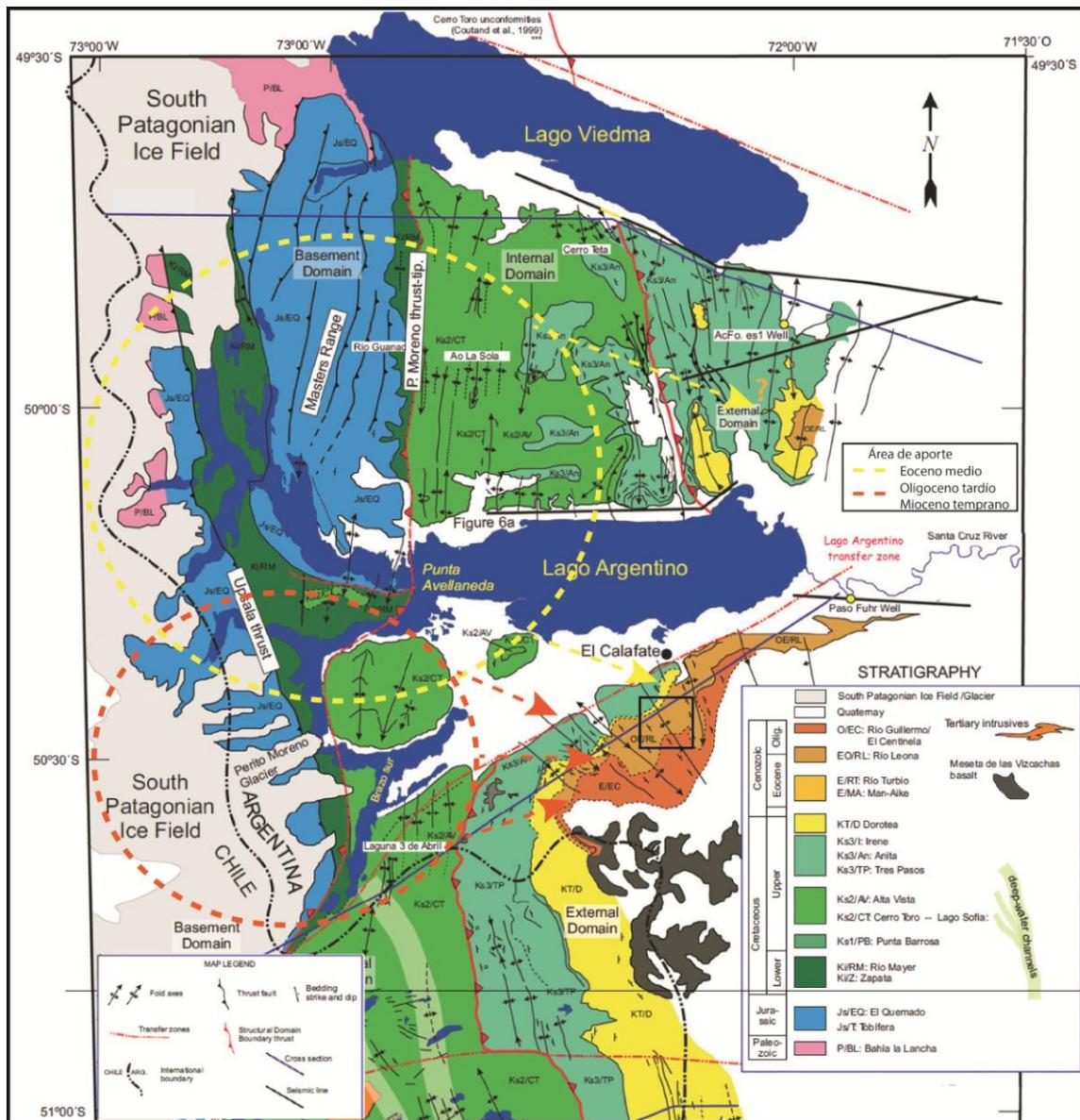


Figura 5.1 Mapa geológico integrado de la región de estudio, indicando en líneas punteadas las diferentes áreas de aporte para el Eoceno medio y Oligoceno tardío (Modificado de Gighlione *et al.* 2014 y autores allí citados).

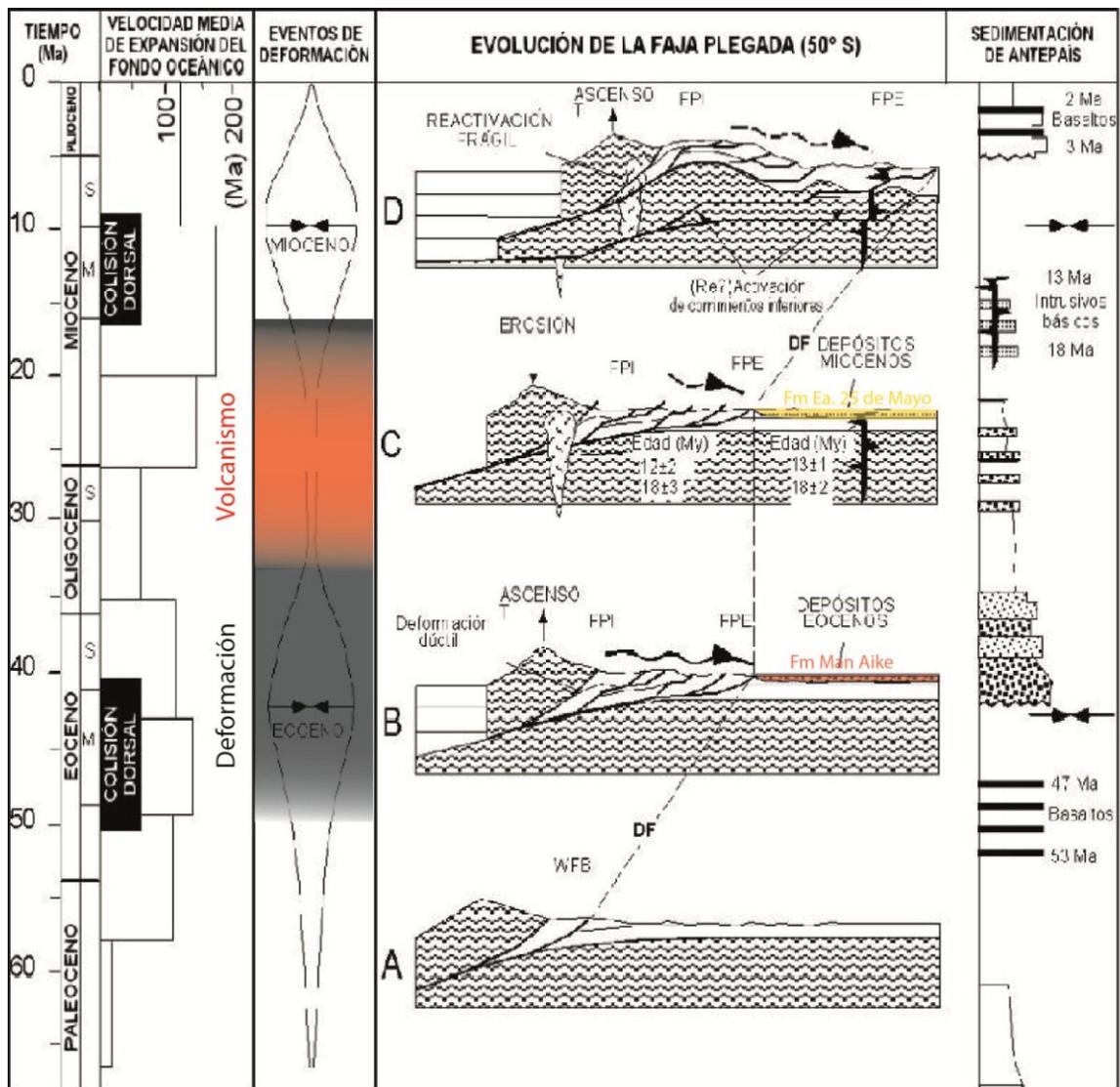


Figura 5.2 Evolución esquemática de la faja plegada a los 50° S en función de la velocidad de expansión del fondo oceánico, colisión de dorsales activas, magmatismo básico de retroarco y la deformación en la faja plegada y la sedimentación clástica sin a post tectónica. Obsérvese la línea de segmentos que muestra la propagación del frente de la faja plegada hacia el antepaís. FPE: Faja plegada externa FPI: Faja plegada interna. DF: Frente de deformación. Se resalta en colores los depósitos de las formaciones Man Aike y Ea. 25 de Mayo como así también, el período de deformación eocena y volcanismo oligoceno-mioceno, tratados en el presente trabajo (Modificado de Kraemer *et al.* 2002 y autores allí citados).

6. CONCLUSIONES

Las tres unidades estudiadas presentan composiciones detríticas similares clasificando dentro del campo de las litoarenitas feldespáticas y litoarenitas. Sin embargo, analizando la composición de los fragmentos líticos que las integran, puede observarse que las formaciones Man Aike, Río Leona y Estancia 25 de Mayo, presentan características distintivas entre sí, reflejando de esta manera, cambios importantes en el área de aporte..

Formación Man Aike

Las areniscas de la Formación Man Aike provendrían de un orógeno reciclado cuarzoso o de aporte mixto, en la primera mitad de la unidad; a reciclado transicional en la segunda mitad. Dicho orógeno estaría conformado por rocas metamórficas de bajo a medio grado y por rocas volcánicas tanto ácidas como intermedias a básicas.

Se proponen las siguientes fuentes de aporte:

- El Complejo Metamórfico Oriental de los Andes que flanquea el Batolito Patagónico, el cual está conformado principalmente por metasedimentitas de bajo grado Devónico tardío y el Triásico tardío. El Complejo El Quemado, conformado por ignimbritas, riolíticas, tobas, brechas, lavas andesíticas de un gran episodio volcánico sucedido durante el Jurásico.
- Las formaciones Springhill, Río Mayer, Cerro Toro y Alta Vista ubicadas en la faja plegada interna también aportaron material reciclado proveniente del dominio interno de la cordillera de los Andes.

La dirección y sentido de las paleocorrientes de rumbo Az 110° medidas por Casadío *et al.* (2009) para la Formación Man Aike coincide con el área de aporte propuesta, ubicada aproximadamente a 100 km al noroeste del área de estudio.

La leve tendencia a la disminución de los líticos de fragmentos de rocas metamórficas, como así también el aumento leve de líticos de fragmentos de rocas volcánicas de tipo básico a intermedio, a medida que ascendemos estratigráficamente en la unidad, podría estar asociado a la evolución del orógeno que va exponiendo progresivamente a las vulcanitas jurásicas en detrimento de las metamorfitas paleozoicas-triásicas.

Los escasos porcentajes de líticos de origen neovolcánico a lo largo de la unidad coinciden con la ausencia de volcanismo de arco entre los 48° y 52°S propuesta por Hervé *et al.* (2007).

La procedencia de un orógeno reciclado de las areniscas de la Formación Man Aike se diferencian de la procedencia de arco, no disectado a transicional, de la infrayacente Formación Calafate (Odino *et al.* 2017), reflejando etapas diferentes dentro de la evolución de la Cuenca Austral.

La glauconita es una característica distintiva de la Formación Man Aike. Los pellets son considerados de origen parautóctono en la base de la unidad y de origen autóctono hacia la parte superior de la misma.

Formaciones Río Leona y Estancia 25 de Mayo

Las areniscas de las formaciones Río Leona y Estancia 25 de Mayo provienen tanto de un arco transicional como a un arco no disectado (Dickinson *et al.* 1983).

La base de la Fm. Río Leona clasificó como de origen lítico reciclado lo cual se asocia a los sedimentos de la faja plegada y corrida interna aún erosionándose, como consecuencia de la deformación y exhumación eocena, tal vez en su última etapa. Este nivel continúa con la tendencia a una disminución de los líticos de origen metamórfico, pero por el contrario, la base de la Fm. Río Leona presenta un aumento abrupto, tanto de los líticos de origen paleovolcánicos (ácidos, intermedios y básicos), como de los de origen neovolcánicos, producto de la erosión del arco volcánico jurásico y/o de del surgimiento de un arco volcánico activo incipiente.

A lo largo de las dos formaciones existe un incremento gradual de los fragmentos líticos paleovolcánicos bimodales y de origen neovolcánico, como así también otras características petrográficas (trizas pumíceas, lapilli acrecional y matriz tobácea); que reflejan una etapa de volcanismo activo producto de la subducción normal previa a la colisión de la dorsal del Mioceno medio (Kraemer, 2002).

Las evidencias de neovolcanismo observadas petrográficamente y los altos índices de en la relación Plagioclasa/Feldespatos total, se correlacionan con la reactivación del batolito patagónico y del volcanismo asociado, para un período de 25 a 15Ma (Hervé *et al.*, 2007).

La influencia de las vulcanitas jurásicas se sobreimpone sobre el volcanismo Oligoceno tardío-Mioceno temprano, lo cual hace que las muestras correspondientes clasifiquen como arco volcánico transicional y no como arco volcánico no disectado.

Se propone que el área de aporte para las formaciones Río Leona y Estancia 25 de Mayo se encontraba principalmente hacia el oeste-sudoeste de la zona de estudio y sus rellenos involucran tanto a las vulcanitas jurásicas como a las vulcanitas del arco Oligoceno asociadas al Batolito Patagónico y las unidades sedimentarias cretácicas comprendidas dentro de la Faja Plegada y Corrida Interna.

Las áreas de aporte el dominio de basamento no poseen abundantes afloramientos del Complejo Metamórfico Paleozoico tardío-Mesozoico temprano lo cual podría explicar el reducido aporte de líticas de fragmentos de rocas metamórficas a las unidades estudiadas.

7. BIBLIOGRAFÍA

Álvarez, P., Elgueta S., Mpodozis, C., Briceño, M., Vieytes, H., Radic, J.P. y Mella, P. 1994. Proyecto Tranquilo-Otway: Unpubl. Report. Empresa Nacional del Petróleo (ENAP) Chile 1: 290 p.

Amorosi, A. 1997. Detecting compositional, spatial, and temporal attributes of glaucony: a tool for provenance research. *Sedimentary Geology* 109: 135-153.

Arbe, H.A. 1989. Estratigrafía y evolución sedimentaria del Cretácico en la Cuenca Austral, provincia de Santa Cruz. En Chebli G, Spalletti L (Eds.), *Cuencas Sedimentarias Argentinas*: 442–449 p.

Arbe, H.A 2002. Análisis estratigráfico del Cretácico de la Cuenca Austral. En Haller M. J. (ed.) *Geología y Recursos Naturales de Santa Cruz. Relatorio del XV Congreso Geológico Argentino*: 103–128 p. El Calafate.

Barreda, V.D., Palazzesi, L. y Marensi, S. 2009. Palynological record of the Paleogene Río Leona Formation (southernmost South America): Stratigraphical and paleoenvironmental implications. *Review of Palaeobotany and Palynology* 151: 22–33.

Blisniuk, P.M., Stern, L.A., Page Chamberlain, C., Idleman, B., Zeitler, P.K. 2005. Climatic and ecologic changes during Miocene surface uplift in the Southern Patagonian Andes. *Earth and Planetary Science Letters* 230:169–186.

Briddle, K.T., Uliana, M.A., Mitchum, R.M., Fitzgerald, M.G. y Wright, R.C. 1986. The stratigraphy and structural evolution of the central and eastern Magallanes Basin, southern South America. En Allen A, Homewood P (Eds.) *Foreland Basins*, Blackwell Scientific Publications. International Association Sedimentology Special Publication 8, 41–61 p., London.

Breitsprecher, K., Thorkelson, D.J. 2008. Neogene kinematic history of Nazca-Antarctic-Phoenix slab windows beneath Patagonia and the Antarctic Peninsula. *Tectonophysics* 464:10–20..

Calderón, M., Hervé, F., Fuentes, F., Fosdick, J. C., Sepúlveda, F. y Galaz, G. 2016 *Tectonic Evolution of Paleozoic and Mesozoic Andean Metamorphic Complexes and the Rocas Verdes Ophiolites in Southern Patagonia*. En Ghiglione, M. (eds.) *Geodynamic Evolution of the Southernmost Andes*. Springer Earth System Sciences. Springer, Cham.

Camacho, H.H., Chiesa, J.O. Parma, S.G. y Reichler, V. 2000. Invertebrados marinos de la Formación Man Aike (Eoceno medio), Provincia de Santa Cruz, Argentina. *Academia Nacional de Ciencias, Córdoba, Boletín* 64:187–208.

Cande, S. y Leslie, R.B. 1986. Late Cenozoic tectonics of the southern Chile trench. *Journal of geophysical research* 91:471–496.

Carrizo, R.N. 1978. Exploración carbonífera en zona lago Viedma – lago Argentino (borde oeste de la Cuenca Austral) – Santa Cruz. Yacimientos Carboníferos Fiscales, informe inédito N° 1094, 26p.

Casadío, S., Feldmann, R.M y Foland, K.A., 2000a. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ age and oxygen isotope temperature of the Centinela Formation, southwestern Argentina: An Eocene age for crustacean-rich “Patagonian” beds. *Journal of South American Earth Sciences* 13: 123-132.

Casadío, S., Guerin, G.R., Marensi, S., Santillana, S., Feldmann, R., Parras, A. y Montalvo, C., 2000b. Evidencias para una edad oligocena de la Formación Centinela, suroeste de Santa Cruz, Argentina. *Ameghiniana* 37 (4) 71R.

Casadío, S., Griffin, M., Marensi, S., Net, L., Parras, A., Rodriguez Raising, M. y Santillana, S., 2009. Paleontology and sedimentology of middle Eocene rocks in Lago Argentino area, Santa Cruz Province, Argentina. *Ameghiniana* 46 (1): 27-48.

Chiesa, J. O. y Camacho H.H. 1995. Litoestratigrafía del Paleógeno marino en el noroeste de la provincia de Santa Cruz, Argentina. *Monografías de la Academia Nacional de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales de Buenos Aires* 11:9–15.

Cobos, J.C., Rodríguez, M. F. y Panza, J. L. 2014. Hoja Geológica 5172-II Paso Río Bote, provincia de Santa Cruz. Instituto de Geología y Recursos Minerales, Servicio Geológico Minero Argentino, Boletín N° 405, 97p. Buenos Aires

Cobos, J.G., Anselmi, J. L., Panza, R., Giacosa y Ecosteguy, L.D. 2009. Hoja Geológica 4972-IV, Tres Lagos. Provincia de Santa Cruz. Instituto de Geología y Recursos Minerales, Servicio Geológico Minero Argentino. Boletín 340, 94 p. Buenos Aires.

Cohen, K.M., Finney, S.C., Gibbard, P.L. y Fan, J. X. 2013. The ICS International Chronostratigraphic Chart. *Episodes* 36: 199-204. URL: <http://www.stratigraphy.org/ICSchart/ChronostratChart2018-08.pdf>.

Cuitiño, J.I. 2011. Registro sedimentológico e isotópico de paleoambientes marinos y transicionales en el Patagoniano (Mioceno) del Lago Argentino. Tesis Doctoral. Universidad de Buenos Aires, 229 p.

Cuitiño, J.I., y Scasso, R.A. 2010. Sedimentología y paleoambientes del Patagoniano y su transición a la Formación Santa Cruz al sur del Lago Argentino Patagonia Austral. *Revista Asociación Geológica Argentina* 66(3):406–417.

Cuitiño, J.I., Pimentel, M. M., Ventura Santos R. y Scasso, R.A. 2012. High resolution isotopic ages for the early Miocene “Patagoniense” transgression in Southwest Patagonia: Stratigraphic implications. *Journal South American Earth Science* 38:110–122.

Cuitiño, J.I. y Scasso, R.A. 2013. Reworked pyroclastic beds in the early Miocene of Patagonia: Reaction in response to high sediment supply during explosive volcanic events. *Sedimentary Geology* 289 (2013) 194–209.

Dickson, J.A.D. 1965. A modified staining technique for carbonates in thin section. *Nature* 205 (4971), 587-587.

Dickinson, W.R., 1970. Interpreting detrital modes of greywacke and arkose. *Journal of Sedimentary Petrology* 40 (2): 695-707.

Dickinson, W.R., Beard, L.S., Brakenridge, G.R., Erjavec, J.L., Ferguson, R.C., Inman, K. F., Knepp, R. A., Lindberg, F. A. y Ryberg, P. T. 1983. Provenance of North American Phanerozoic sandstones in relation to tectonic setting. *Geological Society of America Bulletin* 94, 222–235.

Folguera, A. y Ramos, V.A. 2002. Partición de la deformación durante el Neógeno en los Andes Patagónicos Septentrionales (37°–46° S). *Revista Sociedad Geológica de España* 15:81–93.

Espinoza, F., Morata, D., Pelleter, E., Maury, R. C., Suárez, M., Lagabrielle, Y., Polvé, M., Bellon, H., Cotton, J., De la Cruz, R. y Guivel, C. 2005. Petrogenesis of the Eocene and Miocene alkaline basaltic magmatism in Meseta Chile Chico, southern Patagonia, Chile: evidence for the participation of two slab windows. *Lithos* 82:315–343.

Feruglio, E. 1938. El Cretáceo superior del lago San Martín y de las regiones adyacentes. *Physis*, 12: 293-342. Buenos Aires.

Feruglio, E., 1949-50. Descripción Geológica de la Patagonia. Dirección General de Yacimientos Petrolíferos Fiscales. Ministerio de Industria y Comercio de la República Argentina. Buenos Aires. 1: 1-334.

Fleagle, J.G., Bown, T. M., Swisher, C. y Buckley, G. 1995. Age of the Pinturas and Santa Cruz Formations. VI Congreso Argentino de Paleontología y Bioestratigrafía, Actas: 129-135. Trelew.

Fildani, A., Hessler, A.M. 2005. Stratigraphic record across a retroarc basin inversion: Rocas Verdes-Magallanes Basin, Patagonian Andes, Chile. *GSA Bulletin* 117, 1596-1614.

Flynn, J.J. y Swisher, C.C. 1995. Cenozoic South American Land Mammal Ages: correlation to global geochronologies. In: Berggren, W. A., Kent, D. V., Aubry, M. P and Hardenbol, J (Eds). *Geochronology, time scales and global stratigraphic correlation*, SEPM, Special Publication 54, pp. 317–333.

Folk, R.L., Andrews, P.B., Lewis, D.W. 1970. Detrital sedimentary rock classification and nomenclature for use in New Zealand. *New Zealand Journal of Geology and Geophysics* 13, 937–968.

Fosdick, J.C., Romans, B.W., Fildani, A., Bernhardt, A., Calderón, M. y Graham, S. A. 2011. Kinematic evolution of the Patagonian retroarc fold-and-thrust belt and Magallanes foreland basin, Chile and Argentina, 51°30'S. *Geological Society of America Bulletin* 123:1679–1698.

Fosdick, J. C., Grove, M., Hourigan, J. K. y Calderón, M. 2013. Retroarc deformation and exhumation near the end of the Andes, southern Patagonia. *Earth and Planetary Science Letters* 361:504–517.

Fosdick, J.C., Grove, M., Graham, S.A., Hourigan, J. K., Lovera, O. y Romans, B.W. 2014. Detrital thermochronologic record of burial heating and sediment recycling in the Magallanes foreland basin, Patagonian Andes. *Basin Research* 1–27: doi: 10.1111/bre.12088.

Fosdick, J.C., Bostelmann, J. E., Leonard, L., Ugalde, R., Oyarzún J. L. y Griffin, M. 2015. Timing and rates of foreland sedimentation: New detrital, zircon U/Pb geochronology of the Cerro Dorotea, Río Turbio, and Río Guillermo formations, Magallanes basin. 14° Congreso Geológico Chileno. La Serena.

Furque, G., 1973. Descripción geológica de la Hoja 58b, Lago Argentino, provincia de Santa Cruz. Servicio Nacional Minero Geológico, Boletín 140, 1-51.

Furque, G. y CAMACHO, H. H. 1972. El Cretácico Superior y Terciario de la región austral del lago Argentino, provincia de Santa Cruz. 4ª Jornadas Geológicas Argentinas, Actas 3: 61-75.

Ghiglione, M.C., Likerman, J., Barberón, V., Beatriz Giambiagi, L., Aguirre-Urreta B. y Suarez, F. 2014. Geodynamic context for the deposition of coarse-grained deep-water axial channel systems in the Patagonian Andes. *Basin Research*, 26, 1–20.

Ghiglione, M., Ramos, V., Cuitiño, J. y Barberón, V. 2016a. Growth of the Southern Patagonian Andes (46–53°S) and Their Relation to Subduction Processes. En Folguera, A. et al. (eds.), *Growth of the Southern Andes*, Springer Earth System Sciences 201-204.

Ghiglione, M., Sue, C., Ramos, M.E., Tobal, J.E. y Gallardo, R.E. 2016b. The relation between Neogene orogenic growth in the Southern Andes and sedimentation in the offshore Argentine and Malvinas basins during the opening of the Drake Passage. En Ghiglione, M.C. (ed.) *Geodynamic Evolution of the Southernmost Andes: Connections with the Scotia Arc*, Springer Earth System Sciences, 109-136.

Ghiglione, M.C., Suarez, F., Ambrosio, A., Da Poian, G., Cristallini, E.O., Pizzio, M. F. y Reinoso, R.M. 2009. Structure and evolution of the Austral basin fold-thrust belt, southern Patagonian Andes. *Revista Asociación Geológica Argentina* 65:215–226.

Guerstein, G.R., Guler, M.V. y Casadío, S. 2004. Palynostratigraphy and palaeoenvironments across the Oligocene-Miocene boundary within the Centinela Formation, southwestern Argentina.

En: Beaudoin, A. B. y Head, M. J., *The Palynology and Micropalaeontology of boundaries*. Geological Society, London, Special Publications, 230: 325-343.

Gutiérrez, N.M. 2017. Evidencias sedimentoógicas, paleoclimáticas y paleoecológicas del levantamiento de la Cordillera de los Andes Patagónicos durante el Cenozoico en Sierra Baguales, Provincia de Última Esperanza., Magallanes, Chile. Tesis doctoral. Universidad de Chile. Santiago de Chile.

Gutiérrez, N.M., Le Roux, J.P., Bostelmann, E., Oyarzún, J. L., Ugalde, R., Vásquez, A., Otero, R., Araos, J., Carreño, C., Fanning, C. M., Torres, T. y Hervé, F. 2013. Geology and stratigraphy of Sierra Baguales, Última Esperanza Province, Magallanes, Chile. *Geo Sur, Acta*: 327-330. Viña del Mar.

Hervé, F., Pankhurst, R.J., Fanning, C. M., Calderón, M, y Yaxley, G.M. 2007. The South Patagonian batholith: 150 My of granite magmatism on a plate margin. *Lithos* 97:373–394.

Hervé, F. Calderón, M. y Faúndez, V. 2008. The metamorphic complexes of the Patagonian and Fuegian Andes. *Geológica Acta* 6, 43-53.

Ingersoll, R.V., Fullard, T.F., Ford, R. L., Grimm, J.P., Pickle, J.D. y Sares, S.W. 1984. The effect of grain size on detrital modes; a test of the Gazzi–Dickinson point-counting method. *Journal of Sedimentary Research* 54, 103–116.

Kay, S.M., Ramos, V.A., Gorrington, M.L. 2002. Geochemistry of Eocene Plateau Basalts related to ridge collision in Southern Patagonia. XV. Congreso Geológico Argentino, Actas. El Calafate.

Kraemer, P.E. 1998. Structure of the Patagonian Andes. Regional balanced cross section at 50° S.L. Argentina. *International Geological Review* 40:896–915.

Kraemer, P.E. y Riccardi, A.C. 1997. Estratigrafía de la región comprendida entre los lagos Argentino y Viedma (49°40–50°10 lat. S), Provincia de Santa Cruz. *Revista Asociación Geológica Argentina* 52:333–360.

Kraemer, P.E., Ploszkiewicz J.V. y Ramos, V.A. 2002. Estructura de la Cordillera Patagónica Austral entre los 46° y 52°S, provincia de Santa Cruz, Argentina. In: Haller MJ (ed) *Geología y Recursos Naturales de Santa Cruz. Relatorio del XV Congreso Geológico Argentino*, Buenos Aires, 353–364p.

Lagabrielle, Y., Suarez, M., Rossello, E.A., Hérial, G., Martinod, J., Régnier, M. y De la Cruz, R. 2004. Neogene to Quaternary tectonic evolution of the Patagonian Andes at the latitude of the Chile Triple Junction. *Tectonophysics* 385:211–241.

Leanza, A.F., 1972. Andes Patagónicos Australes. En: Leanza, A.F. (Ed.), *Geología Regional Argentina*. Academia Nacional de Ciencias: 689-706. Córdoba.

Macellari, C.E., Barrio, C.A. y Manassero, M.J. 1989. Upper Cretaceous to Paleocene depositional sequences and sandstone petrography of southwestern Patagonia (Argentina y Chile). *Journal of South American Earth Sciences*, Vol. 2, N° 3, 223-239.

Malumián, N. 1990. Foraminíferos de la Formación Man Aike (Eoceno, sureste del Lago Cardiel), Provincia de Santa Cruz. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 45(3-4): 365-385.

Malumián, N. 2002. El Terciario marino. Sus relaciones con el eustatismo. In: Haller MJ (ed) *Geología y Recursos naturales de Santa Cruz*. Asociación Geológica Argentina, Relatorio XV Congreso Geológico Argentino 237–244 pp.

Malumián, N. y Caramés, A. 1997. Upper Campanian-Paleogene from the Río Turbio coal measures in southern Argentina: micropaleontology and the Paleocene/Eocene boundary. *Journal of South American Earth Sciences*, 10(2): 189-201.

Malumián, N., Ardolino, A. A., Franchi, M., Remesal, M. y Salani, F. 1999. La sedimentación y el volcanismo terciarios en la Patagonia Extraandina. En Caminos, R. (Ed.) *Geología Argentina Instituto de Geología y Recursos Minerales, Anales* 29(18): 557-612.

Malumián, N., Panza, J. L., Parisi, C., Nañez, C., Caramés, A. y Torre, E. 2000. Hoja Geológica 5172-III-Yacimiento Río Turbio, provincia Santa Cruz, 1:250.000. Servicio Geológico Minero Argentino, Boletín 247: 108 p.

Malumian, N. y Nañez, C. 2011. The Late Cretaceous–Cenozoic transgressions in Patagonia and the Fuegian Andes: foraminifera, palaeoecology, and palaeogeography. *Biological Journal of the Linnean Society*, 2011, 103, 269–288.

Malumián, N., Ardolino, A.A., Franchi, M., Remesal, M., y Salani, F. 1999. La sedimentación y el volcanismo terciarios en la Patagonia Extraandina. In: *Geología Argentina* (Caminos, R., editor), Instituto de Geología y Recursos Minerales, Anales 29(18): 557-612.

Marensi, S.A., Casadío, S., y Santillana, S. 2002. La Formación Man Aike al sur de El Calafate (Provincia de Santa Cruz) y su relación con la discordancia del Eoceno medio en la cuenca Austral. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 57: 341-344.

Marensi, S.A., Limarino, C.A., Tripaldi, A. y Net, L. 2005. Fluvial systems variations in the Rio Leona Formation: tectonic and eustatic controls on the Oligocene evolution of the Austral (Magallanes) Basin, southernmost Argentina. *J. S Am. Earth Sci* 19:359–372.

Nulló, F.E., Panza, J.L., Blasco, G. 1999. Jurásico y Cretácico de la Cuenca Austral. En R. Caminos (Ed.), *Geología Argentina*. Instituto de Geología y Recursos Minerales. Anales 29 (17-7): 528-535, Buenos Aires.

Nullo, F., Blasco, G., Risso, C., Combina, A. y Otamendi, J. 2006. Hoja Geológica 5172-I y 5175-II, El Calafate. provincia de Santa Cruz. Instituto de Geología y Recursos Minerales, Servicio Geológico Minero Argentino. Boletín 396, 86p. Buenos Aires.

Pardo-Casas, F. y Molnar, P. 1987. Relative motion of the Nazca (Farallon) and South American plates since Late Cretaceous time. *Tectonics* 6:233–248.

Parras, A. y Casadío, S. 2006. The Oyster *Crassostrea hatcheri* (Ortmann, 1897), a Physical Ecosystem Engineer from the Upper Oligocene–Lower Miocene of Patagonia, Southern Argentina. *Palaaios* (21): 168–186.

Parras, A., Griffin, M., Feldmann, R., Casadío, S., Schweitzer, C. y Marensi, S., 2008. Correlation of marine beds based on Sr- and Ar- date determinations and faunal affinities across the Paleogene/Neogene boundary in southern Patagonia, Argentina, *Journal of South American Earth Sciences* 26: 204-216.

Pankhurst, R.J., Riley, T.R., Fanning, C.M. y Kelley, S.P. 2000. Episodic Silicic Volcanism in Patagonia and the Antarctic Peninsula: Chronology of Magmatism Associated with the Break-up of Gondwana. *Journal of Petrology*, Volume 41, Issue 5, 1: 605–625p.

Pettijohn, F.J., Potter, P.E. y Siever, R. 1972. *Sand and Sandstone*. Springer, New York, 553 p.

Piatnitzky, A. 1938. Observaciones geológicas en el oeste de Santa Cruz (Patagonia). *Boletín de Informaciones Petroleras*, 165: 45-85. Buenos Aires.

Pizzio, M.F. 2009. Geología de la región de la Laguna 3 de Abril, Santa Cruz. Trabajo final de Licenciatura. Facultad de Ciencias Exactas y Naturales. Universidad de Buenos Aires.

Rodríguez, R.M.E. 2010. Estratigrafía secuencial de los depósitos marinos y continentales del Eoceno–Oligoceno temprano de la cuenca Austral, suroeste de la provincia de Santa Cruz. Tesis doctoral. Universidad Nacional del Sur.

Ramos, V.A. 1982. Geología de la región del Lago Cardiel, provincia de Santa Cruz. *Asociación Geológica Argentina, Revista*, 37 (1): 23-49.

Ramos, V.A. 2005. Seismic ridge subduction and topography: Foreland deformation in the Patagonian Andes. *Tectonophysics* 399:73–86.

Ramos, V.A. 2008. Patagonia: a Paleozoic continent adrift? *J. South Am. Earth Sci.* 26, 235-251.

Ramos, V.A. y Kay, S.M. 1992. Southern Patagonian plateau basalts and deformation: Backarc testimony of ridge collisions. *Tectonophysics*. Volume 205, Issues 1–3: 261-282.

Ramos, V.A. y Ghiglione, M.C. 2008. Tectonic evolution of the Patagonian Andes. Late Cenozoic of Patagonia and Tierra del Fuego. In Rabassa J (ed) *Developments in Quaternary Science*, Elsevier 11: 57–71.

Riccardi, A.C. y Rolleri, E.O. 1980. Cordillera Patagónica Austral. Segundo Simposio de Geología Regional Argentina. Academia Nacional de Ciencias, II: 1173-1306. Córdoba.

Robbiano, J.A., Arbe, H.A. y Gangui, A. 1996. Cuenca Austral Marina. En: Ramos, V. A. y Turic, M. A. (Eds.), *Geología y Recursos Naturales de la Plataforma Continental Argentina*. XIII Congreso Geológico Argentino y III Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Relatorio 17: 323-341. Buenos Aires.

Romans, B.W., Hubbard, S. M. y GRAHAM, S. A. 2009. Stratigraphic evolution of an outcropping continental slope system, Tres Pasos Formation at Cerro Divisadero, Chile. *Sedimentology* (2009) 56, 737–764.

Romans, B.W., Fildani, A., Hubbard, S.M., Covault, J. A., Fosdick, J. C. y Graham, S. A. 2011. Evolution of deepwater stratigraphic architecture, Magallanes Basin, Chile. *Mar Petrol Geol* 28:612–628.

Russo, A. y Flores, M. 1972. Patagonia Austral Extraandina. En: Leanza, A.F. (Ed.), *Geología Regional Argentina*. Academia Nacional de Ciencias: 707-725. Córdoba.

Sickmann, Z.T., Schwartz, T. M. y Graham, S. A. 2017. Refining stratigraphy and tectonic history using detrital zircon maximum depositional age: an example from the Cerro Fortaleza Formation, Austral Basin, southern Patagonia. *Basin Research* 1–22, doi: 10.1111/bre.12272.

Scasso, R.A. y Limarino, C.O. 1997. Petrología y diagénesis de rocas clásticas. Publicación especial N° 1 de la Asociación Argentina de Sedimentología, 258 p.

Somoza, R. y Ghidella, M.E. 2005. Convergencia en el margen occidental de América del sur durante el Cenozoico: Subducción de Nazca, Farallon y Aluk. *Revista Asociación Geológica Argentina* 60:797–809.

Somoza, R. y Ghidella, M.E. 2012. Late Cretaceous to recent plate motions in western South America revisited. *Earth and Planetary Science Letter* 331:152–163.

Thomson, S. N., Herve, F. y Stockhert, B. 2001. The Mesozoic-Cenozoic denudation history of the Patagonian Andes (southern Chile) and its correlation to different subduction processes. *Tectonics* 20:693–711.

Suárez, R.J., Ghiglione, M., C., Calderón, M., Sue, C., Martinod, J., Guillaume, B. y Rojo, D. 2019. The metamorphic rocks of the Nunatak Viedma in the Southern Patagonian Andes: Provenance sources and implications for the early Mesozoic Patagonia-Antarctic Peninsula connection, *Journal of South American Earth Sciences*.

Suttner, L.J. 1974. Sedimentary petrographic provinces: an evolution. Society Economic of Paleontologists Mineralogists Special Publication 21: 75-84p.

Wilson, T.J. 1991. Transition from Back-Arc to Foreland Basin Development in the Southern most Andes—Stratigraphic Record from the Ultima-Esperanza-District, Chile. Geological Society American. Bull 103:98–111

Zuffa, G.G. 1985. Optical analysis of arenites: influence of methodology on compositional results. En Zuffa, G.G. (Ed.), Provenance of Arenites: North Atlantic Treaty Organization, Advanced Study Institute Series 148. Reidel, Dordrecht, 165-189.