

ANÁLISIS SEDIMENTOLÓGICO DEL MIEMBRO PILMATUÉ, FORMACIÓN AGRIO, EN EL ÁREA DEL ANTICLINAL EL CHURQUI

Trabajo Final de Grado de Licenciatura en Geología



Autora: Daniela Leal

Director: Dr. Ricardo Gómez

Codirector: Lic. Abel Marcaida

2024

ÍNDICE

RESUMEN.....	2
ABSTRACT.....	3
1. INTRODUCCIÓN.....	4
1.1. Objetivos.....	6
2. ANTECEDENTES.....	7
2.1. Miembro Pilmatué.....	7
3. MARCO GEOLÓGICO.....	9
3.1. Evolución estructural.....	9
3.2. Estratigrafía de la cuenca Neuquina.....	10
3.3. Formación Agrio	13
3.4. Sistemas depositacionales de rampa.....	14
3.5. Transporte y acumulación de fango en ambientes marinos.....	18
4. MATERIALES Y MÉTODOS.....	20
4.1. Trabajo de campo.....	20
4.2. Trabajo de gabinete.....	20
4.3. Trabajo de laboratorio.....	21
5. RESULTADOS.....	23
5.1. Análisis de facies.....	23
5.2. Espesor del Miembro Pilmatué.....	37
5.3. Difractometría de rayos x (DRX).....	37
5.4. Microscopio electrónico de barrido (MEB).....	43
6. DISCUSIONES E INTERPRETACIONES.....	45
6.1. Modelo paleoambiental.....	45
6.2. Modelo depositacional.....	47
6.3. Comparación del Miembro Pilmatué en otros sectores de la cuenca Neuquina.....	49
6.4. Comparación del espesor del Miembro Pilmatué en el área de Filo Morado.....	51
7. CONCLUSIONES.....	55
8. AGRADECIMIENTOS.....	56
9. REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	57

RESUMEN

El estudio de la Formación Agrio es esencial para comprender los sistemas petroleros en la cuenca Neuquina; esta unidad, junto con las formaciones Tordillo, Vaca Muerta, Quintuco y Mulichinco, integra el Grupo Mendoza. La Formación Agrio se caracteriza por su variabilidad litológica y se divide en tres miembros: Pilmatué, Avilé y Agua de la Mula. Algunos autores incluyen al Miembro Chorreado dentro de este grupo. El objetivo de esta tesis fue realizar un análisis sedimentológico detallado del Miembro Pilmatué en el área del anticlinal El Churqui, complementándolo con análisis petrográficos, de difracción de rayos X (DRX) y microscopía electrónica de barrido (MEB). Este análisis sedimentológico permitió identificar siete facies sedimentarias, agrupadas en dos asociaciones de facies correspondientes a una rampa externa proximal y a una externa distal. Además, este estudio ha permitido reconocer cuáles fueron los procesos sedimentarios y las condiciones paleoambientales en las que se depositó esta unidad. En la rampa externa proximal, la sedimentación estuvo influenciada por procesos correspondientes a la floculación, decantación de materiales finos y flujos gravitacionales, mientras que en la rampa externa distal predominaron la decantación y el transporte de sedimentos por corrientes de fondo. La sedimentación en este miembro alterno entre períodos de alta productividad carbonática y períodos de alto aporte de sedimentos terrígenos, generando una gran ritmicidad, especialmente en el intervalo medio. A pesar de la diferencia de espesor de esta unidad en comparación con la de la localidad cercana de El Portón, datos de pozos indican valores semejantes a los obtenidos en el área del anticlinal El Churqui. A su vez, la litología, los procesos sedimentarios y el ambiente de depositación de esta unidad son consistentes con otras secciones en distintos sectores de la cuenca Neuquina. Estos hallazgos ofrecen una comprensión más completa de los procesos geológicos en esta región.

ABSTRACT

The study of the Agrio Formation is essential for understanding petroleum systems in the Neuquén Basin; this unit, along with the Tordillo, Vaca Muerta, Quintuco, and Mulichinco formations, comprises the Mendoza Group. The Agrio Formation is characterized by its lithological variability and is divided into three members: Pilmatué, Avilé, and Agua de la Mula. Some authors include the Chorreado Member within this group. The objective of this thesis was to carry out a detailed sedimentological analysis of the Pilmatué Member in the El Churqui anticlinal area, complemented by petrographic, X-ray diffraction (XRD), and scanning electron microscopy (SEM) analyses. This sedimentological analysis identified seven sedimentary facies, grouped into two facies associations corresponding to a proximal outer ramp and a distal outer ramp. Additionally, this study has allowed the recognition of the sedimentary processes and paleoenvironmental conditions in which this unit was deposited. In the proximal outer ramp, sedimentation was influenced by processes such as flocculation, fine material settling, and gravitational flows, while in the distal outer ramp, settling and sediment transport by bottom currents predominated. Sedimentation in this member alternated between periods of high carbonate productivity and periods of high terrigenous sediment input, resulting in significant rhythmicity, especially in the middle interval. Despite the thickness difference of this unit compared to the nearby El Portón locality, well data indicate values similar to those obtained in the El Churqui anticline area. Additionally, the lithology, sedimentary processes, and depositional environment of this unit are consistent with other sections in different sectors of the Neuquén Basin. These findings provide a more comprehensive understanding of geological processes in this region.

1. INTRODUCCIÓN

La cuenca Neuquina es una cuenca de retroarco multiepisódica productora de hidrocarburos. Se localiza en el centro-oeste de Argentina, y abarca principalmente la provincia del Neuquén y parte de las provincias de La Pampa, Río Negro y Mendoza (Fig. 1a) alcanzando unos 160.000 km² de superficie (Yrigoyen, 1991). La sucesión sedimentaria de la cuenca alcanza los 7.000 m de espesor y es de composición predominantemente clástica. La misma presenta al menos tres grandes etapas evolutivas: de extensión (*rift*), desarrollada durante el Triásico Tardío-Jurásico Temprano; de enfriamiento térmico (*sag*) a lo largo del Jurásico Temprano-Cretácico Temprano y, por último, una etapa de antepaís en el retroarco (*foreland*) en el transcurso del Cretácico Tardío-Cenozoico (Howell *et al.*, 2005).

Durante la etapa de enfriamiento térmico ocurrieron también una serie de ciclos transgresivos-regresivos de distintas magnitudes, producto de variaciones en el nivel del mar y eventos extensionales en el retroarco, que dieron lugar a la depositación de una secuencia sedimentaria de 4.000 m de espesor. La misma se compone por sedimentitas marinas y continentales, las cuales constituyen los grupos Cuyo, Lotena y Mendoza (Howell *et al.*, 2005). El Grupo Mendoza (Kimmeridgiano-Barremiano) se compone por las formaciones Tordillo, Vaca Muerta, Quintuco, Mulichinco y Agrio. Estas unidades formacionales integran las principales rocas madres y reservorios de la cuenca Neuquina, por lo tanto, su estudio constituye un aspecto clave para entender los sistemas petroleros (Zavala *et al.*, 2011). La Formación Agrio (Cretácico Inferior) es una unidad mayormente clástica de grano fino, siendo la más joven del Grupo Mendoza. Esta unidad constituye un ejemplo en estudios stratigráficos, sedimentológicos y paleontológicos a lo largo de la cuenca Neuquina, dada la calidad y extensión areal de sus afloramientos (Spalletti *et al.*, 2011). Su registro puede dividirse en tres miembros: Pilmatué (Leanza *et al.*, 2001), Avilé (Weaver, 1931), y Agua de la Mula (Leanza *et al.*, 2001). Además, algunos autores como Leanza (2003), Pazos *et al.* (2020) y Aguirre-Urreta *et al.* (2022) adicionaron al Miembro Chorreado como parte de la Formación Agrio. Los miembros Pilmatué y Agua de la Mula se componen de espesas sucesiones de lutitas oscuras, acumuladas en un ambiente marino, intercaladas por calizas y areniscas, mientras que el Miembro Avilé está conformado por sedimentitas de origen continental (Spalletti *et al.*, 2011). Estos depósitos exhiben afloramientos ideales de sucesiones rítmicas y tanto las facies siliciclásticas y carbonáticas del Miembro Pilmatué (Valanginiano Superior-Hauteriviano

Inferior) como las del Miembro Agua de la Mula (Hauteriviano Superior-Barremiano Inferior) han sido acumuladas en una rampa marina abierta con dominio de oleaje, desde un ambiente de *shoreface* a profundidades de *offshore* proximal, superando el nivel de base de olas de tormentas (Spalletti *et al.*, 2001). Con respecto al Miembro Chorreado, está formado por arcillitas rojas, verdes y amarillentas, muy deleznable, con yeso en lentes (Groeber, 1946). El mismo se relaciona más con la restricción del mar que generó el Miembro Agua de la Mula de la Formación Agrio, que con los depósitos continentales de la suprayacente Mesosecuencia Huitrín (Aguirre-Urreta *et al.*, 2022), por esta razón al Mb. Chorreado se lo incluye en la Formación Agrio y no en el Grupo Bajada del Agrio.

El área del anticlinal El Churqui ($37^{\circ}16'31.72''\text{S}/ 69^{\circ}42'13.40''\text{O}$) se localiza en la región centro-norte de la provincia de Neuquén, aproximadamente a 15 km de la localidad de El Portón ($37^{\circ}11'56''\text{S}/69^{\circ}40'49''\text{O}$) (Fig. 1b). La estructura que aflora en el lugar se denomina pliegue menor o parásito del anticlinal Pampa Tril (Figs. 1b-c), el cual se ubica en el sector frontal de la faja corrida y plegada de Chos Malal (Turienzo *et al.*, 2015).

Este trabajo final de grado forma parte de un estudio integral centrado en el análisis sedimentológico del área del anticlinal El Churqui, con el objetivo de establecer la heterogeneidad composicional y textural del Miembro Pilmatué. Para lograrlo, se están

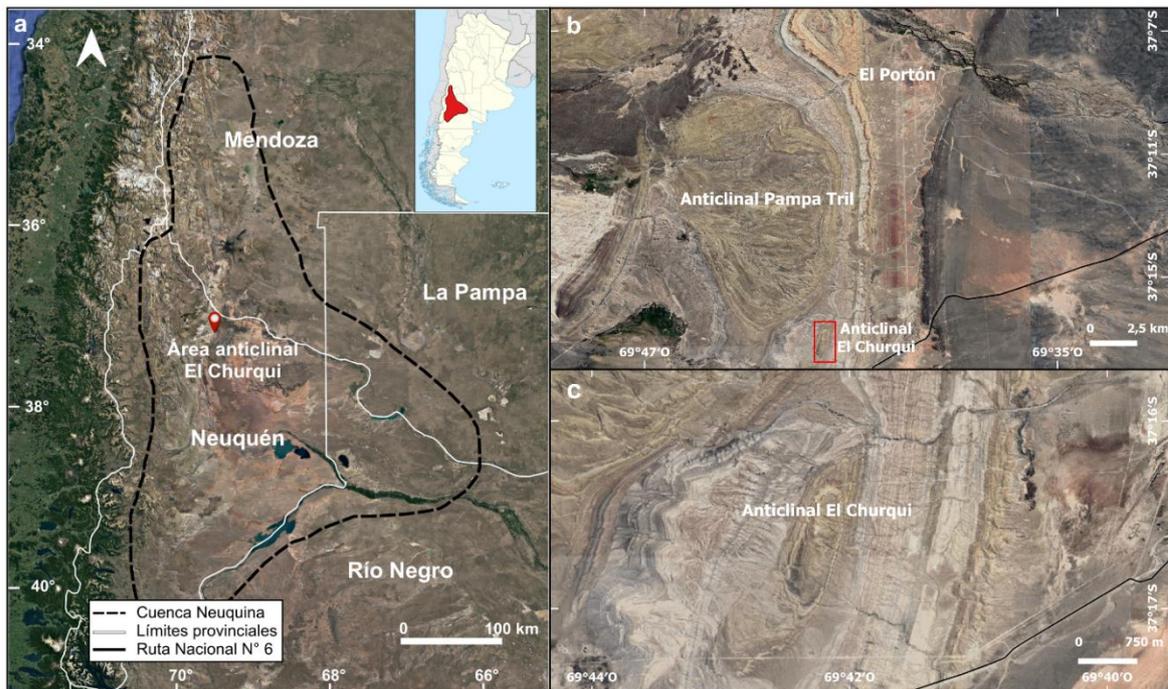


Figura 1. a. Ubicación del área de estudio en el contexto de la cuenca Neuquina. b. Ubicación del área del anticlinal El Churqui en relación al anticlinal Pampa Tril y a la localidad de El Portón. El rectángulo en rojo corresponde a la zona estudiada. c. Ubicación del área del anticlinal El Churqui en detalle.

desarrollando al mismo tiempo 3 trabajos finales de grado en la Universidad Nacional de Río Negro (UNRN). En el presente trabajo, se llevó a cabo el relevamiento de dos secciones estratigráficas para identificar las facies sedimentarias y realizar un análisis paleoambiental del Miembro Pilmatué. Este análisis fue complementado con estudios petrográficos, análisis a partir del microscopio electrónico de barrido y de difracción de rayos X realizados tanto en el Instituto de Investigación en Paleobiología y Geología (IIPG) en la ciudad de General Roca, como en Centro de Minerales Arcillosos (CIMAR) de la Universidad Nacional del Comahue en la ciudad de Neuquén. Asimismo, se pretende correlacionar los resultados obtenidos y compararlos con la información existente del Miembro Pilmatué en otros sectores de la cuenca Neuquina.

Este análisis paleoambiental sirve como base para el estudio detallado de las facies portadoras de concreciones que está llevando a cabo la estudiante Rocío Muñoz y que desarrollará en su trabajo final de grado. De igual manera, este análisis proporcionará la base necesaria para los estudios de isótopos y análisis del contenido de carbono orgánico total (COT) realizados por la estudiante Bianca González Grossi también en el marco de su trabajo final de grado.

1.1. Objetivos

El objetivo general del presente trabajo es realizar una caracterización sedimentológica del Miembro Pilmatué, correspondiente a la Formación Agrio, en la zona del anticlinal El Churqui, Neuquén. Para llevar a cabo este objetivo se plantearon los siguientes objetivos específicos:

- Relevar una sección estratigráfica del Miembro Pilmatué definiendo facies y asociaciones de facies y una sección estratigráfica de detalle en el intervalo medio de este miembro.
- Caracterizar petrográficamente las diferentes facies sedimentarias.
- Definir composicionalmente las facies relevantes a partir de difracción de rayos X y microscopio electrónico de barrido.
- Generar un modelo digital de elevaciones (MDE) de la zona relevada a partir de un vehículo aéreo no tripulado (VANT).
- Integrar toda la información obtenida y compararla con la existente para el Miembro Pilmatué en otros sectores de la cuenca Neuquina.

2. ANTECEDENTES

2.1. Miembro Pilmatué

El Miembro Pilmatué es una sucesión marina que alcanza ~700 m de espesor hacia el sector sur y centro de la cuenca Neuquina y se reduce a ~300 m hacia el sur de Mendoza (Spalletti *et al.*, 2011). Hacia el sector norte y centro de la cuenca se apoya mediante una superficie transgresiva sobre los depósitos de la Formación Mulichinco (Schwarz y Howell, 2005). En dirección norte, en la provincia de Mendoza, se apoya sobre la Formación Chachao (Schwarz *et al.*, 2011). El límite superior de esta unidad representa una superficie regresiva sobre la cuenca y está conformada por depósitos continentales del Miembro Avilé (Veiga *et al.*, 2002). El Miembro Pilmatué está conformado esencialmente por lutitas de composición carbonática, lutitas limosas y en menor medida intercalaciones de bancos de calizas y areniscas calcáreas de grano fino (Aguirre-Urreta *et al.*, 2019). Presenta a su vez escasos niveles de caída de ceniza provenientes de eventos explosivos intermitentes en el arco volcánico andino (Aguirre-Urreta *et al.*, 2008, 2015, 2017; Spalletti *et al.*, 2011; Comerio, 2016). Hacia el sur de Mendoza la unidad se enriquece en carbonatos (Sagasti, 2005). Su edad fue definida a través del estudio de amonoides, nanofósiles calcáreos y edades radiométricas (Aguirre-Urreta *et al.*, 2008; Schwarz *et al.*, 2016; Aguirre-Urreta *et al.*, 2017 y referencias allí citadas), y comprende el lapso desde el Valanginiano Superior hasta el Hauteriviano Inferior. Sin embargo, hacia zonas noroccidentales de Neuquén y oeste de Mendoza las lutitas negras habrían comenzado su depositación en el Valanginiano Superior (Spalletti *et al.*, 2011). De acuerdo con Aguirre-Urreta *et al.* (2019), el lapso de depositación de esta unidad ronda los 3 Ma.

Los Miembros Pilmatué y Agua de la Mula de la Formación Agrio se encuentran asociados a un ambiente de rampa marina con lenta subsidencia, depositados durante períodos transgresivos y de alto posicionamiento del nivel de mar (Legarreta y Gulisano 1989; Legarreta y Uliana 1991; Schwarz *et al.*, 2021). La depositación de estas unidades fluctuó entre períodos de alta productividad carbonática y períodos de alto aporte terrígeno, generando una alternancia de niveles donde prevalecen las calizas y otros dominados por sedimentos siliciclásticos (Sagasti, 2000, 2005; Comerio *et al.*, 2018). El Miembro Pilmatué es de gran importancia por su función de roca generadora debido a la presencia de facies con gran contenido de materia orgánica (Legarreta y Villar, 2012; Zalazar *et al.*, 2022). Contiene entre 2 y 5% promedio de COT con predominancia de

materia orgánica amorfa de origen marino (Tyson *et al.*, 2005; Legarreta y Villar, 2012; Omarini *et al.*, 2017). La génesis de esta unidad está vinculada a los lapsos finales de conexión marina de la cuenca Neuquina con el océano Pacífico. Su gran contenido de materia orgánica es consecuencia de la rápida inundación marina que abarcó gran parte de la cuenca y generó las condiciones anóxicas favorables para la preservación de la misma (Otharán, 2020). Sus mejores facies como reservorio no convencional tipo *shale* se encuentran en sus primeros 150 m, constituidos por facies margosas con alto contenido orgánico (Seoane Borracer *et al.*, 2022).

3. MARCO GEOLÓGICO

La cuenca Neuquina se localiza en el centro-oeste de Argentina y presenta una geometría aproximadamente triangular. Se encuentra delimitada hacia el noroeste por el Bloque San Rafael y el Sistema de la Sierra Pintada, al sureste por el Macizo Norpatagónico, y al oeste limita con el arco magmático Andino (Howell *et al.*, 2005; Fig. 1a).

3.1. Evolución estructural

Como se mencionó previamente, su evolución tectónica puede ser subdividida en tres etapas (Howell *et al.*, 2005; Fig. 2):

Etapa de rift (Triásico Tardío-Jurásico Temprano)

La génesis de la cuenca Neuquina está vinculada con la parte inicial del desmembramiento de Gondwana (Triásico Tardío-Jurásico Temprano; Uliana *et al.*, 1989) dando origen a una serie de procesos de extensión que provocaron la apertura de distintos *rifts* en la cuenca (Spalletti *et al.*, 2010). Esta etapa se caracteriza por el desarrollo de depocentros con geometría de hemigrábenes como consecuencia de la fuerte subsidencia termal (Franzese y Spalletti, 2001). Estos depocentros en general presentan longitudes de 150 km de largo, 50 km de ancho y un relleno de más de 2.000 m (Legarreta y Gulisano, 1989; Uliana *et al.*, 1989; Manceda y Figueroa, 1993; Vergani *et al.*, 1995; Legarreta y Uliana, 1996) compuesto por depósitos volcánicos y piroclásticos continentales vinculados a flujos de lava e intrusiones plutónicas (Franzese y Spalletti, 2001).

Etapa de SAG (Jurásico Temprano-Cretácico Temprano)

En el Jurásico Temprano-Medio se origina un régimen de subducción en el borde occidental de Gondwana (Franzese *et al.*, 2003), y hacia el Jurásico Tardío el arco magmático andino ya se encontraba desarrollado. El descenso del nivel de base causado por el aumento del nivel marino global y por subsidencia térmica (Lagarreta y Uliana, 1996), produjo transgresiones marinas en toda la cuenca (Spalletti *et al.*, 2000; Macdonald *et al.*, 2003). Estas transgresiones dieron lugar a la depositación de potentes sucesiones sedimentarias, alrededor de 4.000 m de sedimentos en forma de ciclos transgresivos-regresivos, controlados por cambios en el nivel de mar, en la tasa de subsidencia y procesos extensionales de retroarco (Howell *et al.*, 2005).

Etapa de antepaís en el retroarco (*foreland*) (Cretácico Tardío-Cenozoico)

Hacia fines del Cretácico los cambios en las tasas de expansión de las placas Sudamericana y Pacífica, en conjunto con la disminución del ángulo de subducción de la placa de Nazca, ocasionaron un cambio hacia un régimen tectónico compresional (Ramos, 1999), provocando la inversión de estructuras extensionales previas (Vergani *et al.*, 1995). Esta transición hacia una cuenca de antepaís, dio como resultado una variación significativa en el tamaño y forma de la cuenca (Legarreta y Uliana, 1991) y causó, además, la migración hacia el este de los depocentros (Franzese *et al.*, 2003; Tunik *et al.*, 2010).

Esta etapa se caracteriza por la continentalización gradual de los ambientes depositacionales, controlados principalmente por el régimen compresivo (Vergani *et al.*, 1995), y en menor medida por estadios de relajación tectónica (Zapata y Folguera, 2005) e intrusiones marinas (Uliana y Biddle, 1988). La etapa de antepaís conforma el último estadio evolutivo de la cuenca, la cual sigue desarrollándose actualmente. Esta etapa dio lugar al depósito de tres unidades sedimentarias: los grupos Bajada del Agrio (Méndez *et al.*, 1995), Neuquén (Stipanovic *et al.*, 1968) y Malargüe (Uliana y Dellapé, 1981; Vergani *et al.*, 1995; Howell *et al.*, 2005), siendo los dos primeros los principales depocentros donde se acumularon más de 2.000 m de depósitos continentales (Legarreta y Uliana 1991, 1999; Vergani *et al.*, 1995).

3.2. Estratigrafía de la cuenca Neuquina

Groeber (1946) propuso clasificar los depósitos sedimentarios que rellenan la cuenca Neuquina en tres ciclos sedimentarios: Ciclo Jurásico (Triásico Superior-Jurásico Superior), Ciclo Ándico (Jurásico Superior-Cretácico Superior) y Ciclo Riográndico (Cretácico Superior-Paleoceno), cada uno de ellos separados por discordancias regionales. Estos ciclos serían equivalentes a las Mesosecuencias Inferior, Media y Superior propuestas por Legarreta y Gulisano (1989).

Ciclo Jurásico

Está comprendido por tres grupos (Stipanovic, 1969; Gulisano *et al.*, 1984) denominados: Grupo Precuyo (Gulisano, 1981), Grupo Cuyo (Dellapé *et al.*, 1978) y Grupo Lotena (Leanza, 1992).

El Grupo Precuyo (Triásico Superior-Jurásico Inferior) representa el comienzo de la etapa de sedimentación de la cuenca Neuquina, y abarca los depósitos comprendidos entre el basamento y las sedimentitas del Grupo Cuyo. Estos depósitos exhiben una distribución irregular, de geometría cuneiforme y espesores que alcanzan los 2.000 m

(Carbone *et al.*, 2011). La sedimentación del Grupo Cuyo (Pliensbachiano-Caloviano Medio) se inicia con el primer episodio de inundación de la cuenca, representado por la discordancia Intraliásica (Stipanovic, 1969), la cual define la base del grupo, mientras que la discordancia Intracaloviana determina el techo de la unidad. Los depósitos asignados al Grupo Lotena, que se extiende desde el Caloviano Medio hasta el Oxfordiano Superior, se encuentran limitados en base y techo por discordancias, denominadas Intracaloviana e Intramálmica, respectivamente (Dellapé *et al.*, 1979; Gulisano *et al.*, 1984).

Ciclo Ándico

Se desarrolla entre el Kimmeridgiano y el Albiano, y lo componen los grupos Mendoza (Stipanovic *et al.*, 1968) y Bajada del Agrio (Méndez *et al.*, 1995), anteriormente conocido como Grupo Rayoso.

El Grupo Mendoza (Kimmeridgiano-Barremiano Inferior) se encuentra delimitado en su margen inferior por la discontinuidad Intramálmica (Stipanovic, 1966; 1969; Gulisano *et al.*, 1984), y en su límite superior por la discordancia Intrabarremiana (Stipanovic y Rodrigo, 1970). La discordancia Intramálmica se generó como consecuencia de un evento tectónico compresional, causando una inversión en la cuenca. Debido a este evento de inversión se generaron dos estructuras muy importantes en la cuenca, la Dorsal de Huincul y el Dorso de los Chihuidos. El Gr. Mendoza inicia con los depósitos clásticos continentales correspondientes a la Formación Tordillo (Stipanovic, 1966) de edad Kimmeridgiana. En contacto sobre los depósitos continentales de la Formación Tordillo se disponen las pelitas y calizas finas con elevado contenido orgánico pertenecientes a la Formación Vaca Muerta (Weaver, 1931). Esta unidad se desarrolla entre el Tithoniano Temprano y el Valanginiano Temprano, y constituye un evento de inundación marina catastrófica, superando los límites paleogeográficos de las unidades anteriores (Leanza *et al.*, 2011). Hacia el Valanginiano Temprano-Medio hubo una significativa caída del nivel del mar (Gulisano *et al.*, 1984), vinculada probablemente a un alzamiento tectónico (Vergani *et al.*, 1995; Schwarz *et al.*, 2006), que dio origen a los depósitos que conforman la Formación Mulichinco. Por otra parte, las sedimentitas marinas de la Formación Agrio se apoyan mediante una importante superficie transgresiva de alcance regional sobre los depósitos de la Formación Mulichinco (Spalletti *et al.*, 2011).

El Grupo Bajada del Agrio (Barremiano-Albiano) se encuentra integrado por las formaciones Huitrín y Rayoso (Leanza, 2003). La Fm. Huitrín está conformada principalmente por depósitos evaporíticos, carbonáticos y clásticos, mientras que la Fm. Rayoso se caracteriza por depósitos continentales, en su mayoría lacustres (Zavala *et al.*,

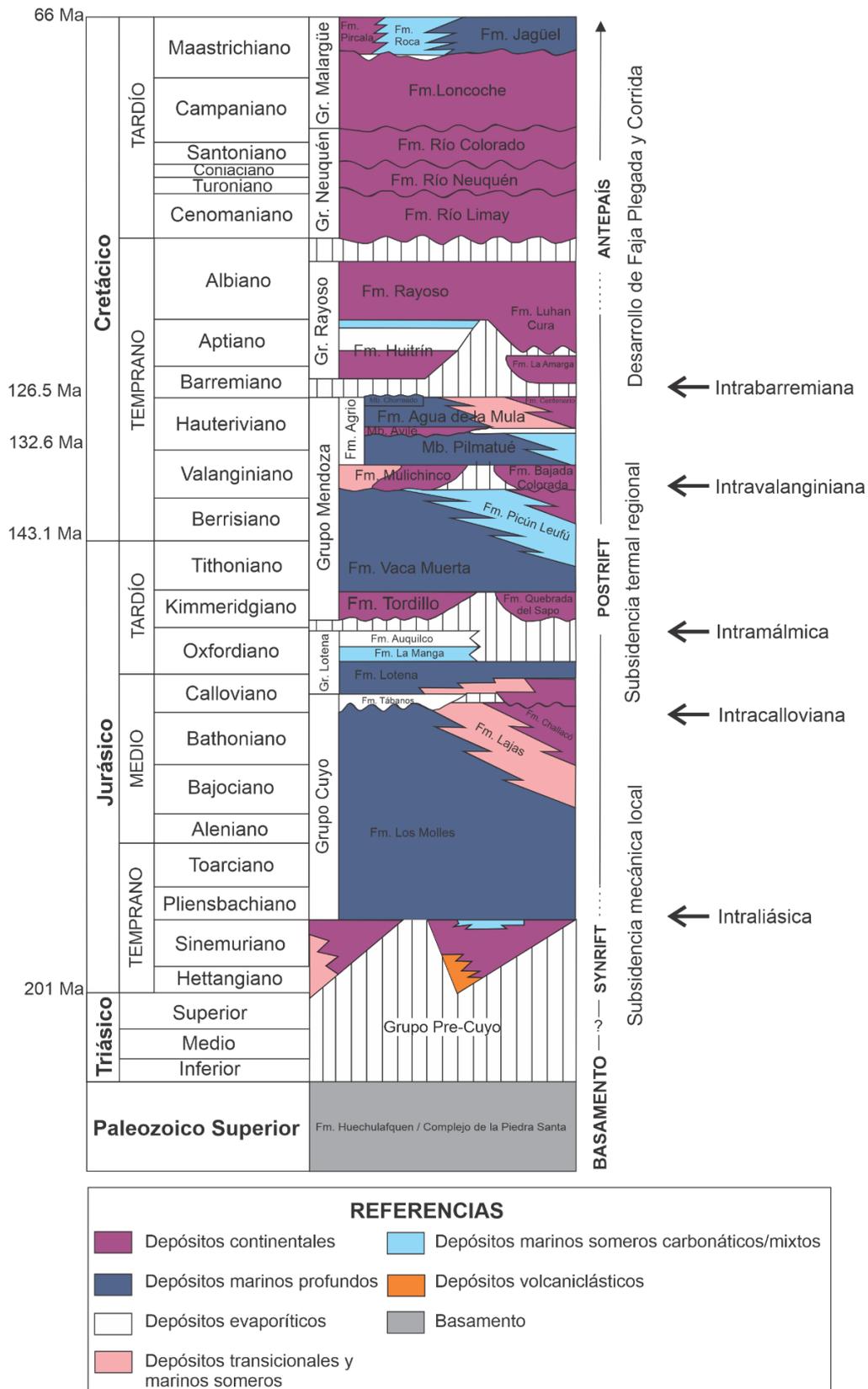


Figura 2. Columna litoestratigráfica de la cuenca Neuquina y sus principales discordancias. Tomado y modificado de Howell *et al.* (2005) y Aguirre-Urreta *et al.* (2022).

2006). El último registro de un evento de transgresión proveniente del paleo-Pacífico desde el oeste está dado por la Formación Huitrín (Aguirre-Urreta *et al.*, 2011).

Ciclo Riogránico

Comprende dos grupos: Neuquén (Stipanovic *et al.*, 1968) y Malargüe (Digregorio y Uliana, 1980). El primer grupo se desarrolla entre el Cenomiano Inferior y el Campaniano Medio, y comprende una sucesión de 1.200 m integrada por depósitos clásticos continentales de origen fluvial, eólico y lacustre somero. Esta sucesión se encuentra limitada tanto en base como techo por las discordancias Patagónica y Huantráiquica respectivamente (Garrido, 2011). El Grupo Malargüe (Campaniano-Maastrichtiano) está compuesto por depósitos continentales y marino-someros de hasta 400 m de espesor (Méndez *et al.*, 1995). Este grupo representa la primera ingresión marina proveniente del océano Atlántico hacia la cuenca Neuquina (Parras *et al.*, 1998).

3.3. Formación Agrio

Esta unidad fue definida por Weaver (1931) en cercanías a Bajada del Agrio, provincia de Neuquén (Fig. 3), donde presenta casi 1.200 m de espesor. Se compone principalmente por pelitas con intercalaciones de sedimentitas carbonáticas, areniscas y escasos conglomerados finos. La edad de la Formación Agrio fue asignada en base a estudios sobre amonoides, nanofósiles y palinomorfos calibrados con edades de U-Pb de circones detríticos (Aguirre-Urreta *et al.*, 2005, 2007, 2015, 2017). Comprende un lapso de 7 millones de años, comenzando en el Valanginiano Tardío hasta el Hauteriviense Temprano (Aguirre-Urreta *et al.*, 2019). Se depositó durante la etapa de *post-rift* de la cuenca Neuquina (Vergani *et al.*, 1995) asociada a un ambiente de rampa marina, alternando entre lapsos de sedimentación carbonática y períodos de agradación clástica (Legarreta y Uliana, 1991; Spalletti *et al.*, 2001, 2011; Lazo *et al.*, 2005).

Estratigráficamente ha sido dividida en tres miembros: Pilmatué, Avilé y Agua de la Mula. El Miembro Avilé corresponde a una sucesión de sedimentitas continentales, mientras que los Miembros Pilmatué y Agua de la Mula corresponden a sucesiones marinas, conformados por lutitas oscuras y limosas con intercalaciones de carbonatos y areniscas calcáreas con gran contenido de invertebrados (Gulisano y Gutiérrez Pleimling, 1988). Como se mencionó previamente, el Miembro Chorreado fue recientemente incorporado como parte de esta formación, y consiste principalmente en arcillitas rojas, verdes y amarillentas muy deleznales, con lentes de yeso (Groeber, 1946).



Figura 3. Distribución de los afloramientos de la Formación Agrio dentro de la cuenca Neuquina. Modificado de Aguirre-Urreta *et al.* (2017). En rojo se destaca la ubicación del anticlinal El Churqui.

En relación a la fauna fósil, en esta unidad se registran principalmente invertebrados como bivalvos, gasterópodos, amonites, nautiloideos, corales, serpúlidos, crustáceos y equinodermos (Lazo, 2003). Esta asociación de organismos faunas permiten inferir un ambiente de aguas someras templadas-cálidas (Lazo *et al.*, 2005). Los microfósiles que componen a esta unidad son foraminíferos bentónicos, ostrácodos, radiolarios y nanofósiles calcáreos (Ballent *et al.*, 2011 y referencias allí citadas).

3.4 Sistemas depositacionales de rampa

El concepto de "rampa" se utiliza para referirse a una superficie de acumulación con una suave pendiente, normalmente menor a 1°, que ingresa gradualmente en el mar sin experimentar cambios abruptos en la pendiente (Burchette y Wright, 1992). Esta transición se produce desde un área poco profunda, influenciada por las olas y con agitación, hacia una región de aguas más profundas y con menor energía (Burchette y

Wright, 1992). Para esta definición, el Golfo Árabe (Purser, 1973) se percibía como un entorno moderno que se ajustaba al concepto ideal de rampa. En ciertos aspectos, este modelo de rampa también comparte similitudes con la bien conocida plataforma continental, que se define como "porción del margen continental, ubicada entre la costa y el talud continental (o a 200 m) que se caracteriza por su pendiente muy suave de $0,1^\circ$ " (Bates y Jackson, 1987).

El término "rampa carbonática" fue utilizado originalmente como alternativa a la plataforma de pendiente pronunciada y bordeada de arrecifes. Este concepto hace referencia a un sistema de depósitos de carbonatos simple con una pendiente de gradiente bajo, inferior a 1° , desde la costa hasta la cuenca (Ahr, 1973). De acuerdo con Read (1982, 1985), las rampas carbonáticas se dividen en dos categorías: (1) homoclinales (del griego: "misma pendiente", indicando un mismo gradiente desde la costa hasta aguas más profundas) y (2) distalmente empinadas, con una pendiente pronunciada en alta mar entre la rampa poco profunda y la cuenca. Asimismo, los perfiles de rampa son de gran importancia en entornos siliciclásticos (Van Wagoner *et al.*, 1990).

Se han propuesto diversos esquemas para la subdivisión de perfiles de rampas de carbonatos, empleando distintos criterios de profundidad del agua. Un ejemplo es el trabajo de Markello y Read (1981), quienes subdividieron una rampa del Cámbrico en Virginia en tres zonas: (1) plataforma peritidal que rodea la cuenca, (2) rampa poco profunda ubicada por encima de la base de las olas de buen tiempo, y (3) una rampa profunda, situada por debajo de la base de olas de buen tiempo, que se extendía hacia una cuenca de "lutitas". Aigner (1984) identificó en los sedimentos de Muschelkalk del Triásico Superior en Alemania, un ambiente de rampa profunda con depósitos de tormentas, una rampa poco profunda influenciada por las olas y una zona peritidal lagunar en el banco posterior. Calvet y Tucker (1988), al estudiar las rampas de baja energía del Alto Muschelkalk en la cuenca catalana, España, identificaron una rampa poco profunda por encima de la base de olas de buen tiempo y una rampa profunda por debajo. En la rampa profunda, reconocieron tres subdivisiones adicionales: rampa profunda proximal, principalmente por encima de la base de las olas de tormenta; rampa profunda intermedia, ubicada entre la base de ola de tormenta y una zona pobremente oxigenada; y rampa profunda distal, por debajo de la zona subóxica. Buxton y Pedley (1989), al estudiar rampas terciarias en el Mediterráneo oriental, distinguieron zonas de rampa interior y exterior. La primera se encontraba dentro de la zona fótica y por encima de la base de

olas de tormentas, mientras que la segunda se situaba por debajo de este nivel (ver también Somerville y Strogon, 1992).

En general las clasificaciones mencionadas anteriormente identifican dos puntos críticos: la base de las olas de buen tiempo y la base de las olas de tormenta. La profundidad precisa en la que estos límites se manifiestan en entornos marinos varía según las condiciones hidrodinámicas y climáticas locales. No obstante, los dominios procesuales que definen, dejan características sedimentarias distintivas en el registro de la roca. Numerosas rampas antiguas muestran claramente haber sido afectadas por la influencia dominante de tormentas, lo que convierte a estas interfaces en los indicadores más notables en las sucesiones de rampas. Además, al ser el principal criterio de clasificación para las plataformas siliciclásticas, y dado que las rampas comparten similitudes morfológicas e hidrodinámicas con estas plataformas, tiene sentido subdividir las plataformas y las rampas de manera similar (Burchette y Wright, 1992).

De acuerdo a los precedentes establecido por Wright (1986) y Burchette *et al.* (1990), se propusieron cuatro subdivisiones que deberían ser aplicables a la mayoría de las sucesiones de rampa: (1) rampa interior, (2) rampa media, (3) rampa exterior y (4) cuenca (Burchette y Wright, 1992; Fig. 4). La rampa interna se ubica entre la parte superior de la costa y la base de las olas de buen tiempo. Está influenciada por bancos de arena, barreras orgánicas y depósitos costeros, así como por áreas peritidales en la parte trasera de la barrera. El lecho marino en esta región experimenta una agitación de olas prácticamente constante. La rampa media se localiza entre la base de olas de buen tiempo y la base de las olas de tormenta. El lecho marino se ve afectado por las olas de tormenta, pero no por las olas de buen tiempo. Los sedimentos exhiben evidencia de frecuentes reelaboraciones causadas por tormentas. La rampa externa se define como la zona de depositación de la rampa situada por debajo de la base normal de las olas de tormenta, es decir, se extiende desde la profundidad hasta la cual la mayoría de las tormentas afectan el lecho marino hasta la llanura de la cuenca (Burchette y Wright, 1992). Los sedimentos en esta área no muestran mucha evidencia de alteración directa por las tormentas, pero en la parte superior pueden aparecer varios depósitos relacionados con tormentas, como tempestitas distales escasas y graduadas (ver ejemplos en, Aigner, 1984; Calvet y Tucker, 1988). En áreas más profundas, pueden desarrollarse condiciones de fondo restringido, posiblemente asociadas con aguas subóxicas de la cuenca debido a la estratificación de densidad. Este área se caracteriza por la acumulación de lutitas y la presencia limitada de capas de sedimentos depositadas durante eventos de tormenta (Burchette y Wright, 1992).

Por último, los depósitos de cuenca son difíciles de identificar. Las propiedades de estos depósitos dependerán de la naturaleza y profundidad de la propia cuenca, pero, en términos generales, tienden a carecer de tempestitas gruesas. Las turbiditas son principalmente escasas en las cuencas cercanas a las rampas. En cuencas profundas que se hunden rápidamente, los sedimentos pueden tener una composición silíceo, mientras que, en cuencas poco profundas, podrían consistir en lutitas calcáreas bioturbadas. En cuencas restringidas, los depósitos de la rampa externa y del centro de la cuenca pueden estar caracterizados por facies orgánica ricas y cíclicas (Droste, 1990) o pueden estar bioturbados de manera generalizada, lo que puede llevar a confusiones con facies lagunares (Burchette y Wright, 1992).

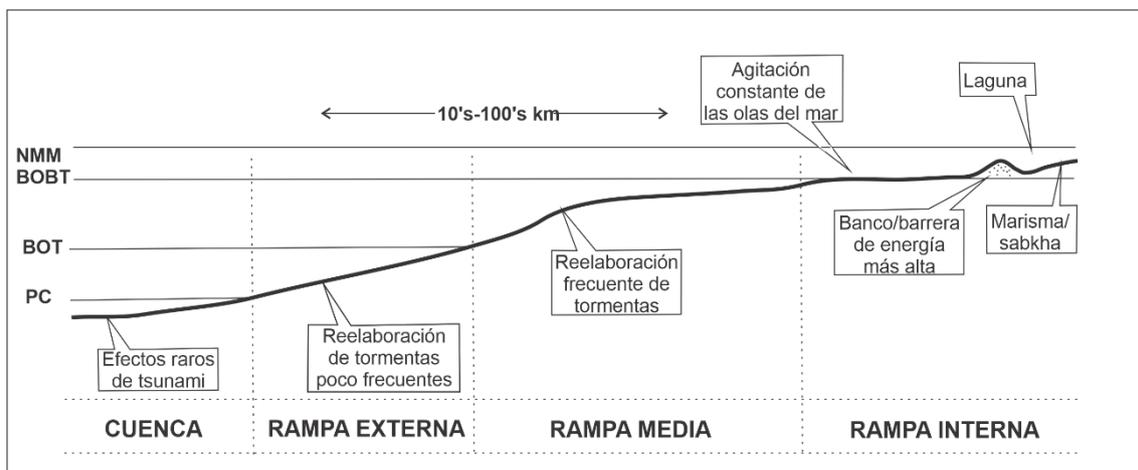


Figura 4. Las principales subdivisiones ambientales de una rampa carbonatada "homoclinal". NMM: nivel medio del mar; BOBT: base de olas de buen tiempo; BOT: base de olas de tormenta; PC: picnoclina (no siempre identificable en el registro de rocas). Tomado y modificado de Burchette y Wright (1992).

Facies de rampa

Las principales facies sedimentarias en una rampa carbonática homoclinal presentan las siguientes características: en la rampa interna los depósitos suelen estar formados por sedimentos oolíticos o bioclásticos ubicados en bancos de arena, barreras y retro-barreras. Las formaciones de *grainstone* en forma de lámina son comunes en los depósitos de bancos de arena. Por otro lado, los sedimentos lagunares abarcan diversas litologías, como lodo *mud-*, *wacke-* o *packstone*, generalmente con una biota restringida. Los sedimentos peritidales, por su parte, tienden a mostrar laminaciones microbianas y, en climas áridos, pueden volverse evaporíticos. Las acumulaciones orgánicas en las

rampas internas tienden a ser estructuras biogénicas, lo que nuevamente indica aguas poco profundas y extensas áreas de sustrato (Burchette y Wright, 1992).

En la rampa media, los depósitos consisten en sedimentos carbonatados variables, depositados debajo de la base de las olas de buen tiempo, y reflejan diversos grados de influencia de la tormenta dependiendo de la profundidad del agua y la profundidad de la base de las olas. Las fases de olas de buen tiempo están dominadas por la precipitación en suspensión, que consiste principalmente en limo o fango terrígeno, y comúnmente están bioturbadas. Los sedimentos asociados de *grainstone* o *packstone* consisten en gran parte en bioclastos autóctonos y típicamente muestran estratificación cruzada de tipo hummocky o forman "dobletes" de tempestitas graduadas (Burchette y Wright, 1992). En este tipo de rampa, los eventos dominantes que afectan los sedimentos son las tormentas (Wright y Burchette, 1998).

Finalmente, en la rampa exterior, predomina la depositación de carbonato arcilloso y lodo terrígeno transportado en suspensión. Solo las tormentas más intensas afectan el fondo marino, por lo que la evidencia de la alteración por olas es limitada (Burchette y Wright, 1992). No obstante, capas delgadas laminadas y onduladas de carbonato o limo siliciclástico, o arena de grano muy fino en sedimentos de rampa costa afuera u *offshore*, podrían indicar una reelaboración causada por tormentas (Calvet *et al.*, 1990). En los entornos de rampas exteriores existe una mayor composición de sedimentos hemipelágicos, especialmente durante niveles relativamente altos del nivel del mar. Esto implica que, en rampas distalmente empinadas, los depósitos en las pendientes consisten principalmente en sedimentos marinos con textura de *mudstone* o *wackestone*.

3.5 Transporte y acumulación de fango en ambientes marinos

En ambientes de *offshore* ubicados 10-100 kilómetros respecto a la línea de costa, la acumulación de sedimentos finos siempre ha sido vinculada a procesos de decantación hemipelágica/pelágica (Pettijohn *et al.*, 1987; O'Brien y Slatt, 1990; Bhattacharya y Walker, 1992; Boggs, 2001; Potter *et al.*, 2005). Estos medios distales se ubican por debajo del límite de acción de olas de tormenta, por lo que se consideraban ambientes de baja energía con aguas calmas y fondos anóxicos, favorables para la decantación de fango y materia orgánica provenientes de la columna de agua y plumas flotantes (Tyson *et al.*, 1979; Demaison y Moore, 1980). A pesar de que la decantación se ha reconocido como un proceso habitual en la acumulación de lodo en ambientes de baja energía, los avances en la comprensión de los procesos de transporte y acumulación de sedimentos finos han

revelado que estos sistemas están mayormente influenciados por corrientes con tasas de sedimentación variables y condiciones de energía más diversas (Bhattacharya y MacEachern 2009; Schieber y Yawar 2009; Macquaker *et al.* 2010; Zeller *et al.* 2015; Schieber, 2016). Según experimentos de laboratorio, se ha constatado, por ejemplo, que las lutitas laminadas indican transporte de carga de lecho y actividad de corrientes, en lugar de simplemente asentarse desde la columna de agua, implicando así condiciones más enérgicas de las que se asumían previamente (Schieber, 2011).

En sistemas depositacionales actuales se ha observado una dinámica que sugiere que la generación de flujos de lodo se origina en la interacción recíproca entre olas y corrientes, en conjunción con la fuerza gravitacional (Macquaker *et al.*, 2010; Denomme *et al.*, 2016). El transporte de fango a través de las plataformas marinas ocurre principalmente a partir de los siguientes procesos: (1) corrientes de turbidez asociadas con deltas de ríos, (2) flujos gravitacionales de sedimentos que son potenciados por olas y corrientes, y (3) transporte *offshore* inducido por tormentas (Schieber, 2016).

En ambientes con pendientes bajas, aproximadamente 0.01° , Macquaker *et al.* (2010) plantearon la idea de que los flujos gravitacionales de sedimentos, influenciados por la acción de las olas, pueden ser un mecanismo eficaz para el transporte de lodo. Este proceso se caracteriza por una sucesión microfacial tripartita distintiva que señala una transición desde flujos turbulentos hasta sedimentación en suspensión de baja energía a medida que disminuye la fuerza de los flujos. Por otra parte, al explorar la Formación Dunvegan del Cretácico Superior en el oeste de Canadá, Plint (2014) evidenció que los depósitos de prodelta experimentaron erosión recurrente causada por olas de tormenta. Esta observación sugiere que la depositación ocurrió mediante suspensiones densas de sedimento o lodo fluido, los cuales se desplazaron hacia entornos de *offshore* debido a la formación de flujos gravitacionales de sedimentos mejorados por la acción de las olas.

De acuerdo a Otharán, (2020), en el registro geológico, por lo general, la distinción de los distintos procesos suele ser una tarea compleja, y aunque existen aproximaciones que caracterizan individualmente a los depósitos asociados, hasta el momento no existe un modelo de facies definitivo para cada uno de estos procesos (facies genéticas). Cabe destacar que las investigaciones centradas en el análisis de depósitos de flujos de fango son relativamente recientes (Soyinka y Slatt, 2008; Bhattacharya y MacEachern, 2009; Macquaker *et al.*, 2010; Schieber *et al.*, 2010; Plint *et al.*, 2012; Wilson y Schieber, 2014, 2015, 2017).

4. MATERIALES Y MÉTODOS

La realización de este trabajo final de grado comprendió tres etapas de estudio:

4.1. Trabajo de gabinete

El trabajo de gabinete previo al campo se basó en la recopilación bibliográfica de los antecedentes del área de interés. Esto incluyó la búsqueda y revisión de informes inéditos, resúmenes de congresos, artículos académicos, hojas geológicas, capítulos de revistas y capítulos de libros relacionados al área de la cuenca Neuquina correspondiente al desarrollo del presente estudio. La recopilación incluyó una síntesis tanto de la evolución tectónica como estratigráfica de la cuenca, así como aspectos sedimentológicos y bioestratigráficos del Grupo Mendoza, centrándose especialmente en la Formación Agrio y, en particular, en el Miembro Pilmatué.

4.2. Trabajo de campo

El trabajo de campo consistió en el relevamiento de dos secciones estratigráficas del Miembro Pilmatué, una de carácter general y otra más detallada, con escalas de 1:200 y 1:400 respectivamente. Es importante destacar que en el área del anticlinal El Churqui, la sección del Miembro Pilmatué se relevó en dos tramos, designados como tramo uno y tramo dos. Para determinar la ubicación de los perfiles, tanto su inicio como su final, y para establecer el rumbo e inclinación de los estratos, se utilizaron GPS y brújula. La toma de datos de los perfiles se realizó mediante el uso del báculo de Jacob, cinta métrica, brújula tipo Brunton, ácido clorhídrico, comparadores visuales, piqueta y lupa. Posteriormente, se seleccionaron muestras representativas de cada una de las facies determinadas, y se recopilieron fotografías del área de interés a partir de una cámara digital marca NIKON y un VANT modelo DJI MAVIC AIR 2. Las iniciales de las 13 muestras recopiladas, "EC", hacen referencia a El Churqui, seguido por el número asignado a cada muestra, del 02 al 14, y finalmente, el año de toma de muestras, que es 2022. Esto da como resultado las siglas específicas que van desde EC02-22 hasta EC14-22. Además, la nomenclatura de las dos muestras de Muñoz (actualmente en preparación) utilizadas en este trabajo se estableció mediante una nomenclatura específica, generando las siguientes siglas, como, por ejemplo, ECC1-1.3. En este caso, las siglas se desglosan de la siguiente manera: "ECC1" hace referencia a El Churqui Cañadón 1, indicando la ubicación específica, mientras que "1.3" señala la estación de muestreo y el número de muestra respectivamente.

4.3. Trabajo de laboratorio y gabinete

Los trabajos de laboratorio y gabinete posteriores al campo consistieron en la selección y confección de las muestras recolectadas en el campo. Posteriormente, se llevaron a cabo análisis petrográficos, de difracción de rayos X y de microscopía electrónica de barrido en dichas muestras. Además, se realizaron observaciones detalladas utilizando una lupa binocular.

Con respecto al análisis petrográfico, se confeccionaron ocho secciones delgadas estándar (30 μm) para caracterizar y determinar la composición, textura, estructura y bioclastos de las mismas, entre otros aspectos. Además, se realizaron análisis de microfacies en las muestras de pelitas y *mudstones*. Las secciones delgadas fueron impregnadas con resina epoxi azul para resaltar la porosidad y, siguiendo el método de Dickinson (1965), se tiñeron con rojo de alizarina y ferricianuro potásico para la identificación de los carbonatos. La confección y descripción de las secciones delgadas se llevaron a cabo en el Instituto de Investigación en Paleobiología y Geología (IIPG), de doble dependencia CONICET-UNRN, utilizando un microscopio óptico de la marca Zeiss, modelo AXIO Imager A2m. El estudio petrográfico fue complementado con el análisis de una de las muestras (EC09-22) utilizando un microscopio electrónico de barrido ZEISS, modelo EVO MA15, ubicado en el IIPG.

El análisis de DRX se realizó con el propósito de identificar los minerales presentes y para tener una estimación semi-cuantitativa basada en la medida de las áreas de ciertas reflexiones características para cada uno de los minerales presentes. Las muestras fueron confeccionadas en el IIPG, (General Roca), mientras que el análisis mineralógico de las arcillas se realizó tanto en el IIPG como en el Centro de Minerales Arcillosos (CIMAR) de la Universidad Nacional del Comahue, en la ciudad de Neuquén.

El análisis de roca total se realizó en seis muestras, mientras que el análisis de la fracción de arcillas (menor a 2 μm) se llevó a cabo en tres muestras. La técnica de roca total consistió en analizar una muestra representativa de la roca completa. Para ello, se molió un trozo de roca en un mortero de ágata hasta obtener un polvo muy fino. Posteriormente, este polvo se dispuso como un preparado desordenado en el portamuestra. De esta manera, se obtuvo una superficie lisa y regular que se expuso a los rayos X, lo que permitió identificar todos aquellos componentes minerales no arcillosos de una roca que se encuentren en una proporción mayor al 5%.

Por otro lado, la técnica de fracción de arcilla consistió en separar 10 g de la muestra y triturarla en un mortero de ágata. En una segunda instancia, fue necesario separar los minerales de arcilla de las rocas carbonáticas. Para su eliminación, se mezcló la muestra triturada con una pequeña cantidad de ácido acético y se la dejó reposar por 24 h. Al día siguiente, para quitarle los restos de ácido acético, se lavó la muestra. Para ello, se le aplicó agua destilada, se la mezcló, se la centrifugó y se retiró el líquido resultante; este proceso se repitió 5 veces. Luego, se procedió a remover la materia orgánica dejando la muestra por otras 24 h con agua oxigenada. Al día siguiente, para quitarle los restos de materia orgánica, se lavó la muestra siguiendo el mismo procedimiento mencionado anteriormente, el cual se repitió 6 veces. En última instancia, se dejó reposar la muestra con agua destilada por 3 h y se procedió a extraer las partículas en suspensión. Finalmente, se obtuvieron dos difractogramas correspondientes a AD: secado al aire y EG: glicolada.

El relevamiento fotogramétrico se llevó a cabo utilizando un VANT modelo DJI MAVIC AIR 2, equipado con un sensor óptico que opera mediante la tecnología de complementary metal-oxide semiconductor (CMOS). Como resultado de este proceso, se obtuvieron aproximadamente 225 imágenes de manera secuencial por cada plan de vuelo. El procesamiento de los datos se llevó a cabo a través del software “Agisoft Metashape Professional”. Finalmente, a partir de dicho programa, se generó un modelo digital en 3D (Fig. 23).

La estimación de los componentes mineralógicos de los difractogramas obtenidos a partir de los análisis de DRX se clasificaron según las siguientes abundancias: trazas (< 1 %), muy escasos (1–5 %), escasos (6–15 %), moderados (16– 30 %), abundante (31– 50 %), muy abundante (51–70 %) y extremadamente abundante (71–100 %).

Para comparar el espesor total del Miembro Pilmatué con pozos cercanos al área del anticlinal El Churqui, se utilizó el control geológico proporcionado por la Subsecretaría de Energía, Minería e Hidrocarburos de la provincia de Neuquén para los pozos FM.x-40, FM.x-3 y LCz.x-1, ubicados en un radio de 6 km

Finalmente, se evaluaron los datos obtenidos en el laboratorio. Se elaboraron tablas con la descripción y caracterización de las facies para los análisis correspondientes. Además, para la creación de mapas, perfiles y gráficos, se utilizaron los programas Google Earth Pro, Global Mapper, CorelDRAW y QGIS.

5. RESULTADOS

5.1. Análisis de facies

De acuerdo con la litología, estructuras sedimentarias, geometría y contenido fósil presente, se han identificado y caracterizado siete facies sedimentarias en el área de estudio (Fig. 5). Se ha empleado la clasificación de Embry y Klovan (1971) en el caso de los carbonatos, el sistema de clasificación propuesto por Lazar *et al.* (2015) se ha aplicado para pelitas, el esquema de clasificación de tamaño de grano de Udden-Wentworth (Wentworth, 1922) se ha utilizado para definir las areniscas, y la propuesta tanto de Fisher (1966) como la de Schmid (1981) han servido de base para la categorización composicional y granulométrica de las tobas. Asimismo, para la clasificación composicional de las pelitas y *mudstones* en lámina delgada, se ha seguido el criterio propuesto por Mount (1985), mientras que para la clasificación de la estructura de las mismas se ha recurrido a la metodología presentada por Lazar *et al.* (2015). Todas las clasificaciones se encuentran en el Anexo 1. Es importante señalar que los porcentajes de matriz, componentes aloquímicos y de componentes detríticos han sido determinados mediante estimación visual. A continuación, la Tabla 1 contiene una concisa descripción e interpretación de las facies. Los códigos utilizados para cada facies fueron tomados y modificados de Miall (1996).

Facies de Pelitas calcáreas masivas (Pcm).

Descripción: Capas de pelitas de color castaño oscuro a grises, masivas, dispuestas en cuerpos de geometría tabular (Figs. 6a- b). Estas capas forman bancos cuyo grosor varía entre 7 cm y puede llegar a alcanzar los 10 m. Exhiben en general una gran fisilidad y una alta reacción al ácido clorhídrico (HCl). En algunos casos presentan moldes de amonites, y suelen tener fracturas rellenas por yeso o cuarzo. Se destaca la presencia de *Epistomina* sp. (foraminíferos bentónicos) en los primeros metros del perfil. A partir de las secciones delgadas estudiadas se determinó una microfacies correspondiente a *muddy micrite*. La muestra ECC1-1.3 presenta un porcentaje de micrita que varía entre el 50 y 40 %. La fracción limosa, que representa entre el 40 y el 30 %, consiste en capas finas de arcilla y limo. La proporción de componentes aloquímicos varía en un rango de porcentajes que va del 20 al 10 % y corresponde a valvas de bivalvos compuestas por calcita ferrosa y no ferrosa (Figs. 6c-d). Además, se observan láminas de materia orgánica en baja proporción. Por otra parte, la muestra ECC1-6.3 está dominada por una matriz micrítica en porcentajes que varían entre el 70 y el 60 %. La proporción de matriz silicoclástica corresponde a un

Código	Descripción	Interpretación	Observaciones
Pcm	Pelitas calcáreas de color castaño oscuro, masivas, dispuestas en cuerpos tabulares. Presentan gran fisibilidad.	Depositadas a partir de procesos de floculación y decantación en ambientes de baja energía.	Generalmente poseen moldes de amonites, y en los primeros metros del perfil presentan <i>Epistomina</i> sp.
Pcl	Pelitas calcáreas de color negro a pardo con laminación paralela, fisibles, y geometría tabular.	Depositadas a partir de procesos de tracción en ambientes de baja energía.	Poseen alta concentración de materia orgánica.
Mst	<i>Mudstones</i> dispuestos en cuerpos tabulares, los biocalstos que presentan son moldes de amonites y bivalvos. Algunos niveles se encuentran dolomitizados.	Depositadas a partir procesos de decantación.	Suelen presentar fracturas rellenas de cuarzo, y, en algunas ocasiones, <i>Epistomina</i> sp. y/o trazas de <i>Thalassinoides</i> .
Wst	<i>Wackstones</i> de color pardo en bancos tabulares. Presentan <i>Epistomina</i> sp. y los bioclastos que lo componen son moldes de amonites y bivalvos.	Depositadas a partir de procesos de decantación.	Presentan <i>Epistomina</i> sp. Y trazas de <i>Thalassinoides</i> . Esta facies se observará solo los primeros metros del perfil.
Afm	Areniscas masivas de color castaño claro, de grano fino a medio dispuestas en bancos tabulares.	Depositadas a partir de eventos de tormentas.	
Aep	Areniscas de color castaño claro, de grano muy fino, con estratificación paralela. Se encuentran dispuestas en bancos de geometría tabular.	Depositadas a partir de eventos de tormentas.	
Tma	Tobas masivas alteradas a limolita con yeso, muy finas a finas, de color marrón claro, con geometría tabular.	Depositadas a partir de caída de ceniza distal a partir de sedimentos en suspensión.	Suelen presentar fracturas compuestas por yeso.

Tabla 1. Códigos, facies, descripción e interpretación de las mismas. Los códigos fueron tomados y modificados de Miall (1996).

porcentaje del 20 % aproximadamente. El porcentaje de componentes aloquímicos varían entre el 20 y el 10 % y corresponde a radiolarios (Fig. 6e), calciesferas y foraminíferos (Fig. 6f).

Interpretación: Las características antes descriptas permiten inferir que esta facies se habría depositado por procesos de decantación de material fino en un ambiente de baja energía, en períodos de alta productividad carbonática (Spalletti *et al.*, 2011).

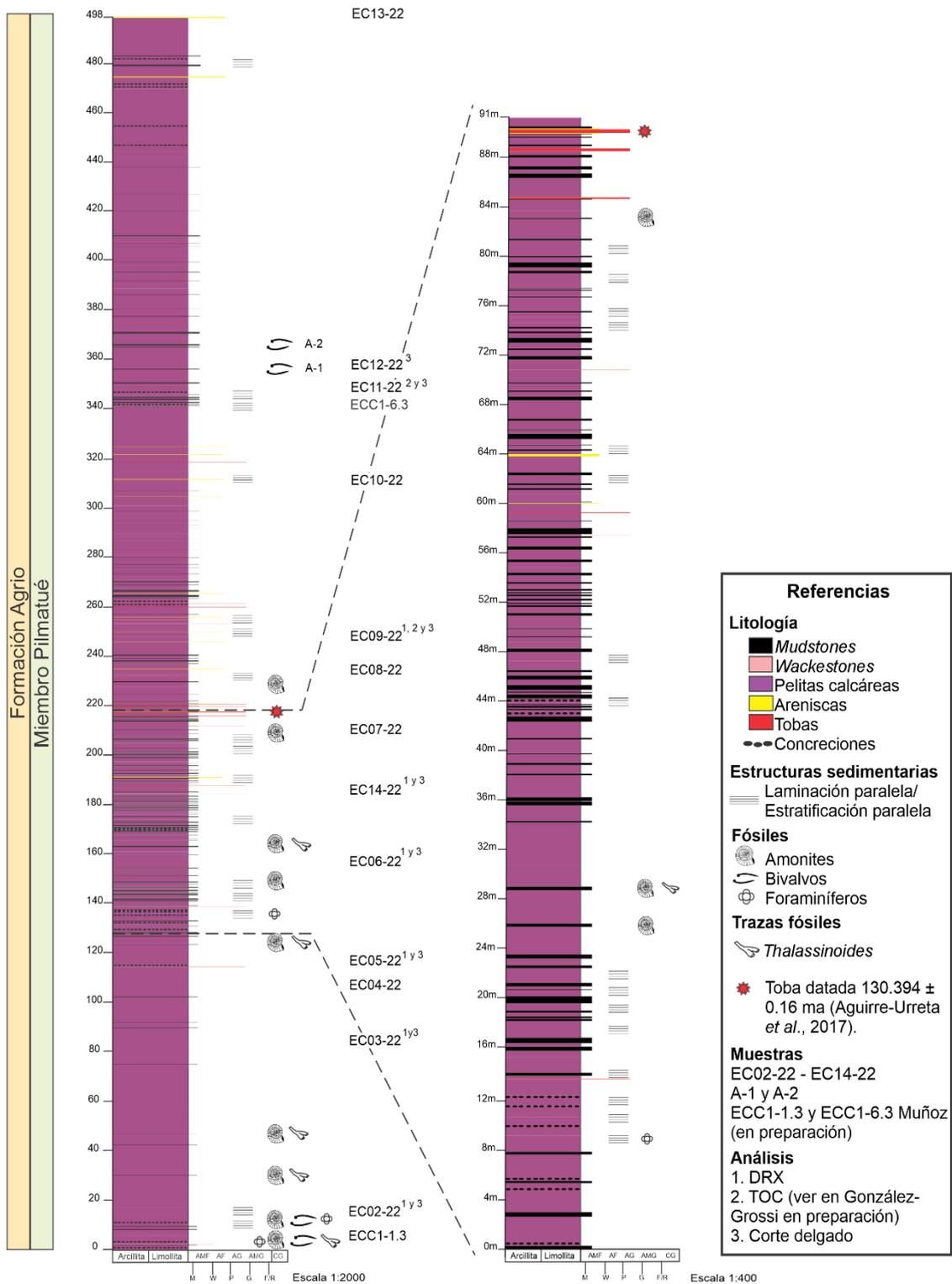


Figura 5. Perfil sedimentológico del Miembro Pilmatué en el área del anticlinal El Churqui. Hacia el lado derecho del perfil general, se presenta un perfil de detalle del tramo intermedio del mismo. Las muestras ECC1-1.3 y ECC1-6.3 utilizadas en el presente trabajo corresponden a Muñoz (actualmente en preparación).

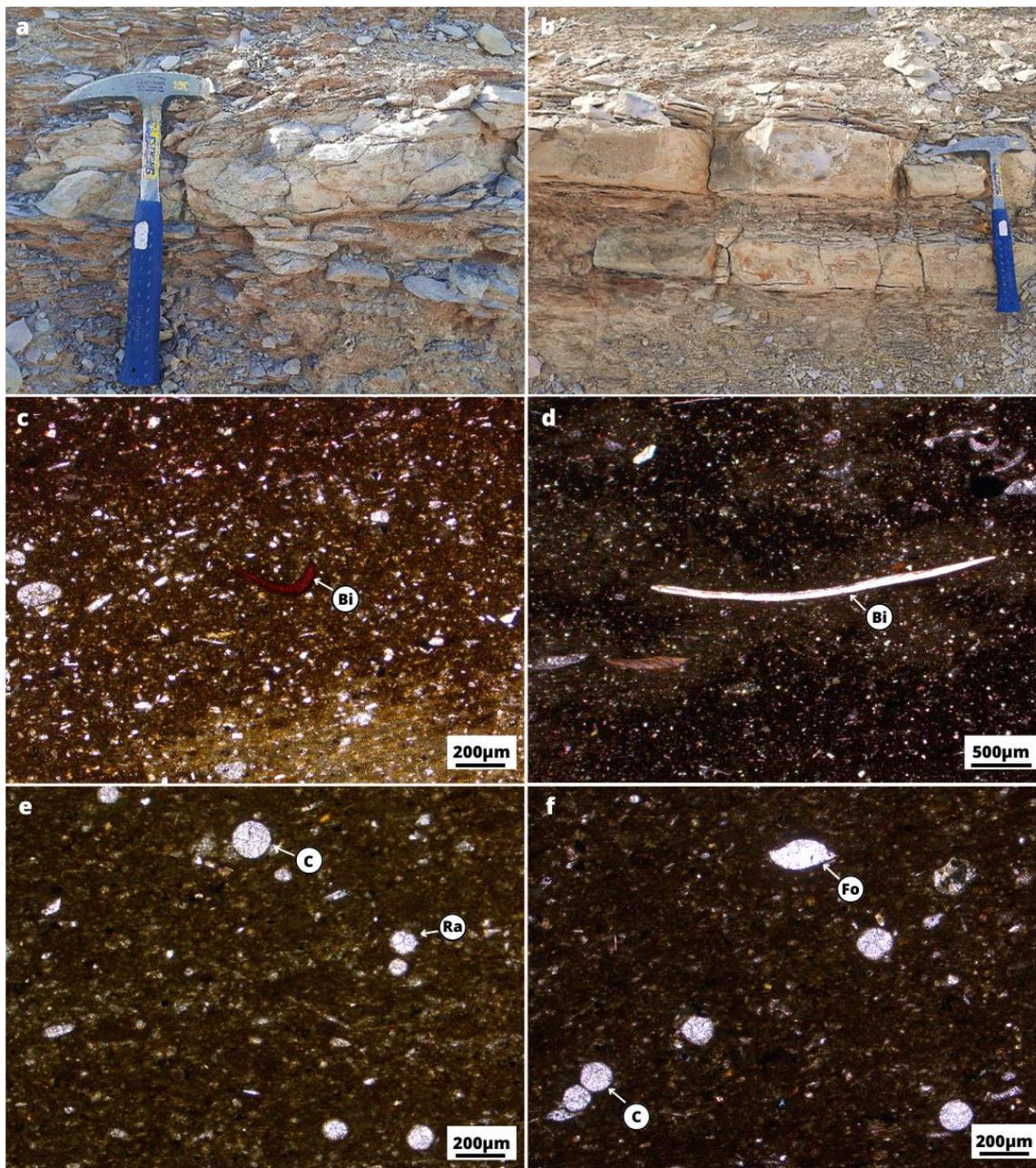


Figura 6. a, b. Facies de pelitas calcáreas masivas en afloramiento. Microfotografías de la muestra ECC1-1.3 donde se observa: c. Detalle de valvas de bivalvos compuestos por calcita ferrosa en una matriz micrítica. d. Detalle de valvas de bivalvos compuestos por calcita no ferrosa inmersos en una matriz micrítica. Microfotografías de la muestra ECC1-6.3 donde se observan: e. Calciesferas y radiolarios inmersos en una matriz micrítica. f. Calciesferas y foraminíferos inmersos en una matriz micrítica con abundante materia orgánica. Abreviaturas: C: calciesfera; Bi: bivalvo; Fo: foraminífero; Ra: radiolario.

Facies de Pelitas calcáreas con laminación paralela (Pcl).

Descripción: En afloramiento exhiben en general color negro con laminación paralela, se disponen en bancos tabulares que exhiben una gran fisilidad (Figs. 7a-b). En algunos casos, suelen presentar colores pardos (Figs. 8a-b). Sus espesores varían entre 6 cm y 1,05 m. Si bien exhiben características diferentes en afloramiento, los análisis de DRX indican una composición mayoritariamente carbonática con porcentajes muy cercanos, clasificándolas, así como una única facies (consultar apartado 5.3). En corte delgado, de acuerdo a las variaciones composicionales, se pudieron distinguir dos microfacies en las muestras estudiadas. Por un lado, la muestra EC09-22, correspondiente a una pelita de color negro, presenta una fracción limosa compuesta principalmente por intraclastos aplastados con fábrica lenticular y laminación, discontinua, ondulítica, paralela (discontinuous, wavy, parallel; Lazar *et al.*, 2015) en un porcentaje del 55 % (Fig. 7c). Los componentes aloquímicos representan un porcentaje de aproximadamente 45 % y consisten en peloides micritizados (Figs. 7d-e). También se observaron restos fosfáticos (Fig. 7f) y alto contenido de materia orgánica indeterminada. De acuerdo a las características anteriormente mencionadas se la clasificó como una *allochemic mudrock*. Con respecto a la muestra EC02-22, pelita de color pardo, presenta intraclastos aplastados con fábrica lenticular y laminación discontinua, ondulítica, paralela. La laminación paralela consiste en capas de color castaño oscuro de composición carbonática y capas de color castaño claro de composición silicoclástica en la que se observan abundantes intraclastos de arcilla (Fig. 8c). A partir de la abundancia de sus componentes, se identificó una microfacies correspondiente a una *muddy micrite*. Los componentes limosos, que consisten en intraclastos de arcilla aplastados, representan un porcentaje del 45 % (Fig. 8d), mientras que el porcentaje de matriz micrítica es de aproximadamente 40 %. Los componentes aloquímicos están constituidos por calciesferas, valvas (Fig. 8e), foraminíferos (Fig. 8f), y peloides micritizados, representando alrededor del 15 %. También, se observó una cantidad moderada de materia orgánica.

Interpretación: Se presume que esta facies se depositó debido a corrientes en carga de lecho (Schieber, 2011). Además, los intraclastos con estructura lenticular estarían vinculados a la erosión de fangos ricos en agua, los cuales posteriormente fueron transportados por corrientes de fondo relativamente fuertes (Schieber *et al.*, 2010; Plint *et al.*, 2012).

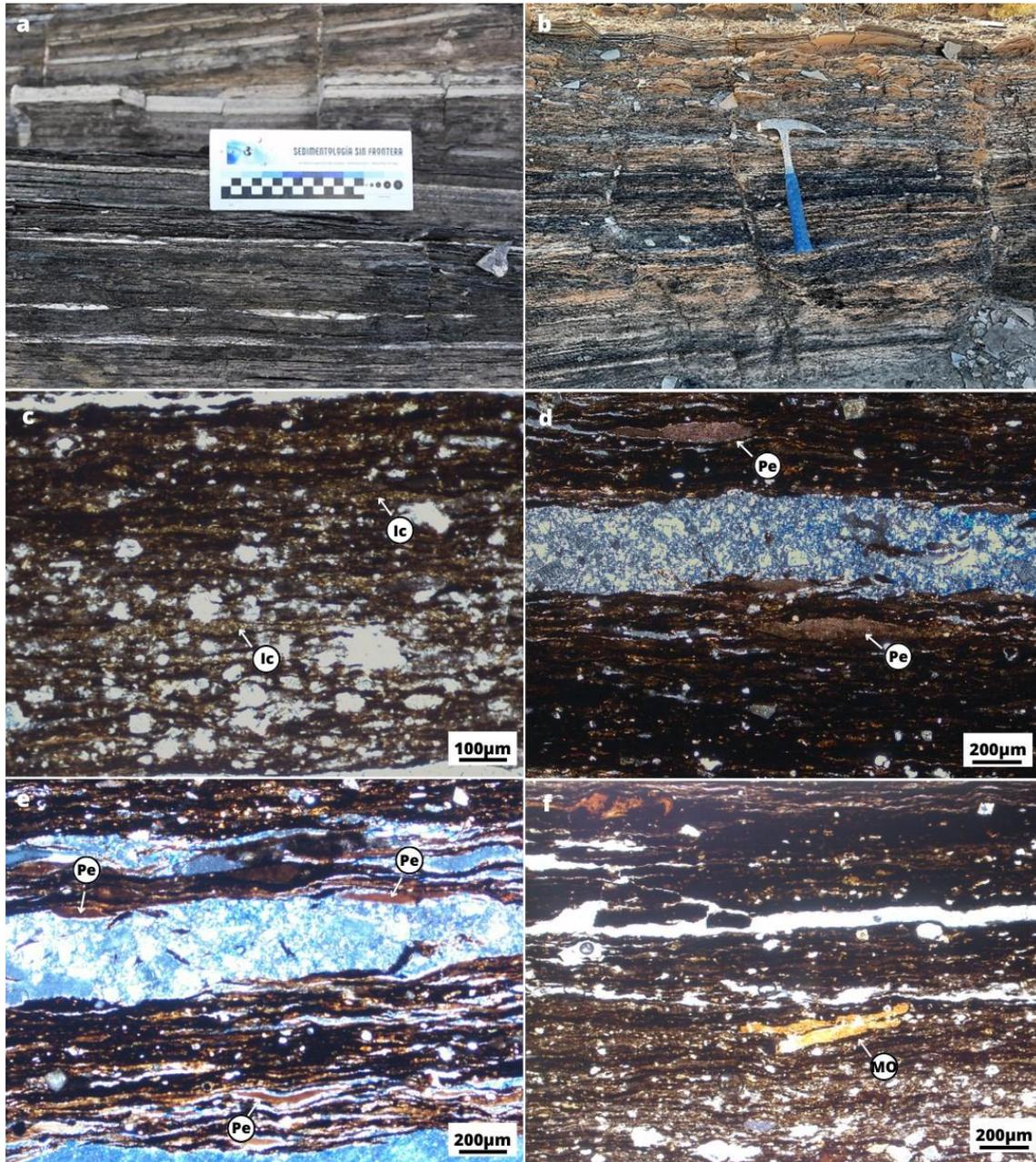


Figura 7. a, b. Facies de pelitas calcáreas con laminación paralela en afloramiento. Microfotografías de la muestra EC09-22: c. Vista de detalle de intraclastos aplastados con fábrica lenticular y laminación discontinua, paralela, ondulitica. d, e. Vista en detalle de peloides micritizados. f. Vista en detalle de restos fosfáticos (materia orgánica). Abreviaturas: Pe: peloide; Ic: intraclasto; MO: materia orgánica.

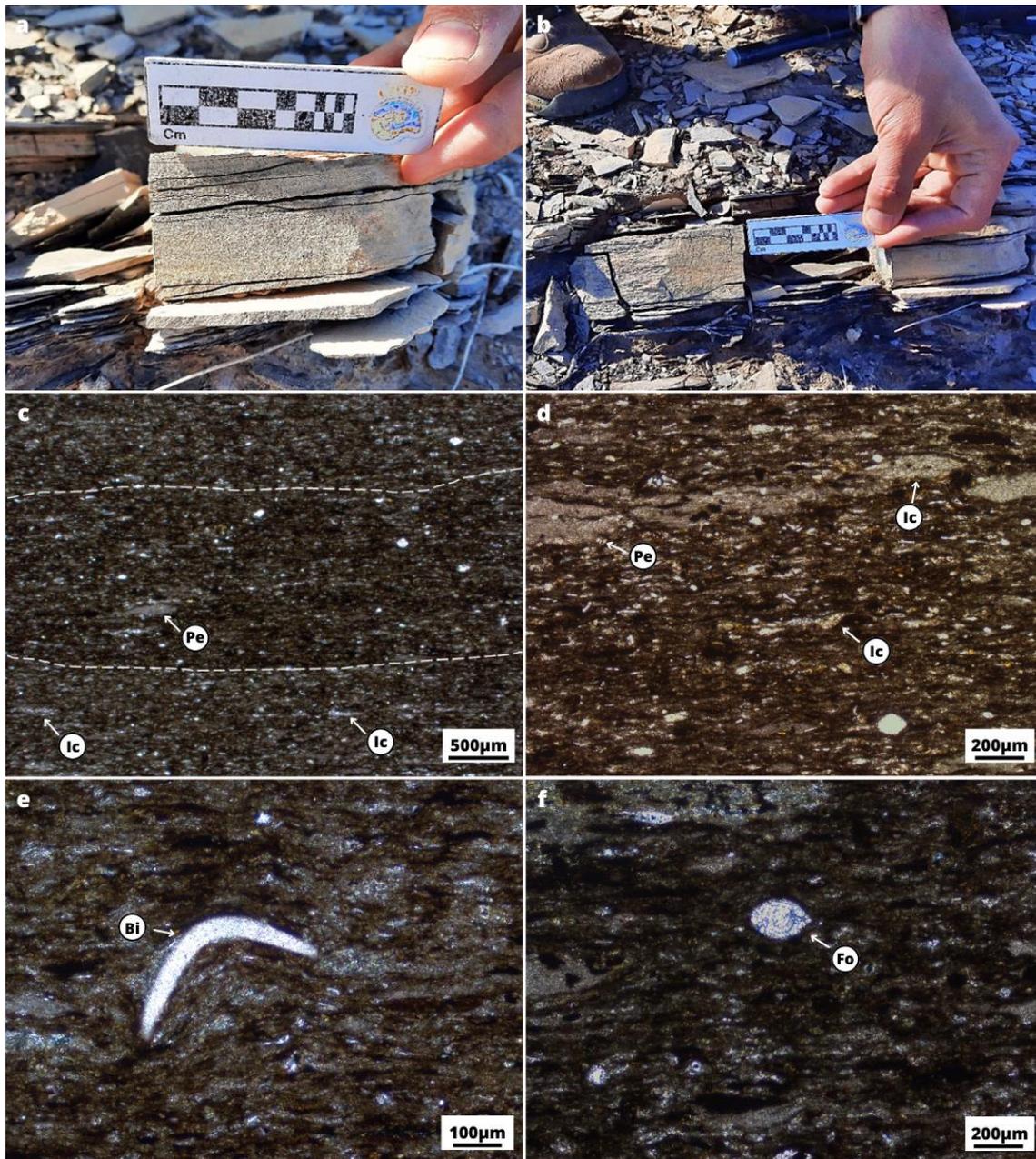


Figura 8. a, b. Facies de pelita calcárea con laminación paralela en afloramiento. Microfotografías de la muestra EC02-22: c. Vista general de la laminación paralela (remarcada en líneas blancas punteadas) compuesta por capas silicoclásticas que presentan abundantes intraclastos aplastados de composición limosa, y capas marrones micríticas correspondiente a una composición carbonática. d. Vista en detalle de peloides micritizados e intraclastos limosos aplastados en una matriz micrítica. e. Detalle de una valva de bivalvo rodeada por una matriz predominantemente silicoclástica. f. Vista de un foraminífero en una matriz principalmente micrítica. Abreviaturas: Pe: peloide; Ic: intraclasto; Bi: bivalvo; Fo: foraminífero

Facies de *Mudstones* (Mst).

Descripción: Cuerpos tabulares y macizos de espesores que varían entre 2 a 43 cm de espesor (Figs. 9a-b), y presentan alta reacción al HCl. Los bioclastos que presentan son generalmente moldes de amonites (Fig. 9c) y minoritariamente moldes de bivalvos, sin embargo, estos no alcanzan a superar el 10 %. En ocasiones presentan fracturas rellenas de cuarzo, *Epistomina* sp. y/o trazas asignadas a *Thalassinoides* (Fig. 9d). Algunas capas, debido a la dolomitización, exhiben colores anaranjados (Figs. 9e-f) y presentan nula a muy baja reacción al HCl. En corte delgado el porcentaje de matriz micrítica, alquímicos y fracción limosa es variable en muestras de *mudstones* y *mudstones* dolomitizados. Los *mudstones* presentan una matriz micrítica en porcentajes variables del 80 al 70 %. La proporción de componentes alquímicos varía entre el 20 y el 10 % y está constituida por calciesferas (Fig. 10a) y bioclastos indiferenciados (Fig. 10b). La fracción limosa representa aproximadamente el 10% y corresponde a cristales de pirita diseminada, pirita en reemplazo de bioclastos y escasos feldespatos. Además, se observan láminas de materia orgánica en mediana proporción (Fig. 10c), fracturas rellenas de composición carbonática y parches de reemplazo carbonático que pueden estar asociados a bioturbación o recristalización (Fig. 10d). De acuerdo con las características mencionadas se clasifica esta facies como una *muddy micrite*. Los *mudstones* dolomitizados están dominados por una matriz micrítica dolomitizada (95%) (Fig. 10e). La proporción de componentes alquímicos es escasa (5%) y está constituida por calciesferas y bioclastos indiferenciados. Además, se observan fracturas rellenas (Fig. 10f). De acuerdo a las características mencionadas se la clasifica como una *dollo-micrite*.

Interpretación: Esta facies se habría depositado en un ambiente de baja energía por procesos de decantación (Comerio *et al.*, 2017; Aguirre-Urreta *et al.*, 2019).

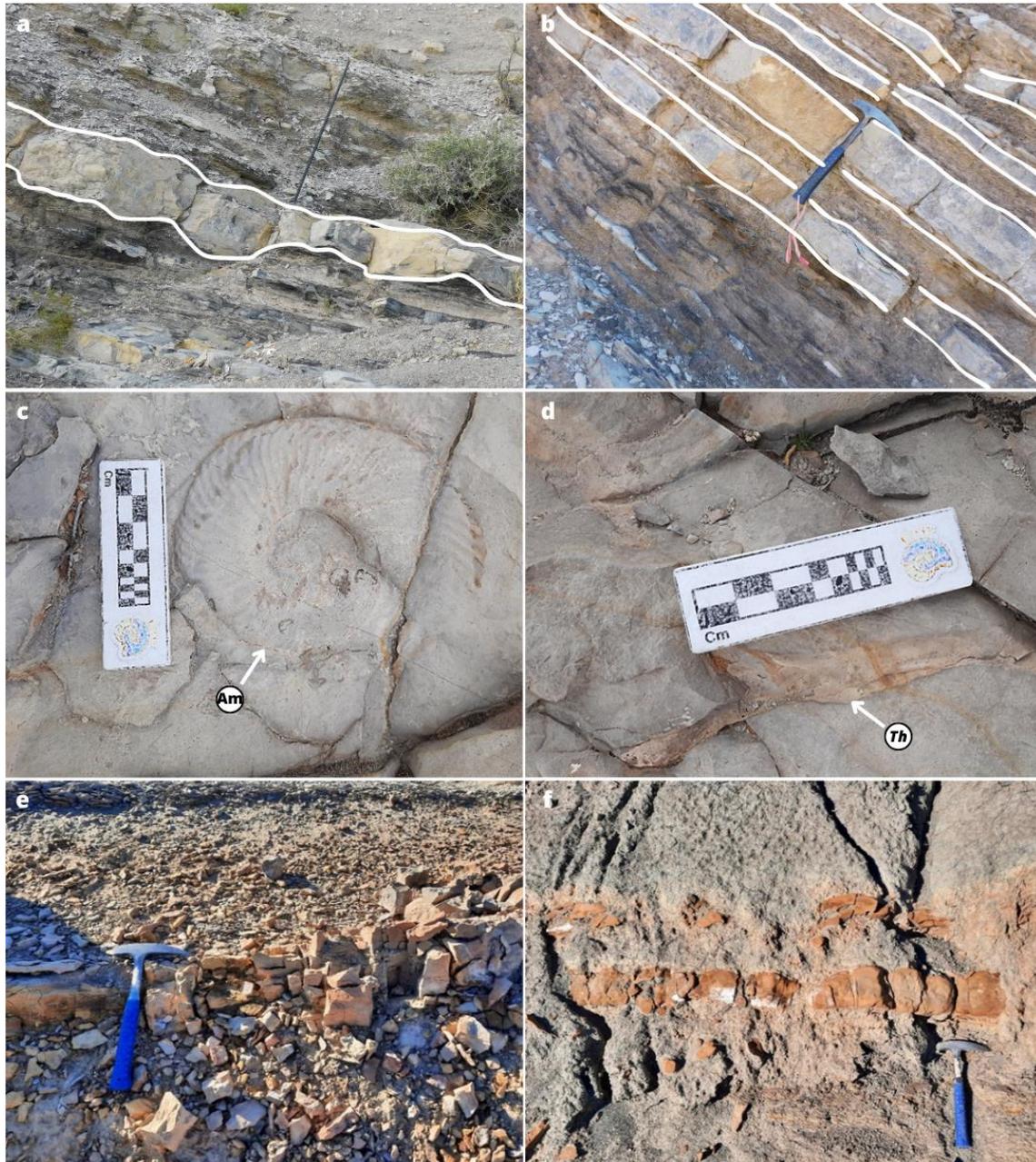


Figura 9. a, b. Facies de *mudstones* en afloramiento, las líneas blancas indican los niveles correspondientes a los mismos. c. Detalle de la facies de *mudstones* con molde de amonite. d. Detalle de la facies de *mudstones* con trazas de *Thalassinoides*. e, f. Bancos de *mudstones* que presentan un color anaranjado debido a la dolomitización. Abreviaturas: Am: amonite; Th: *Thalassinoides*.

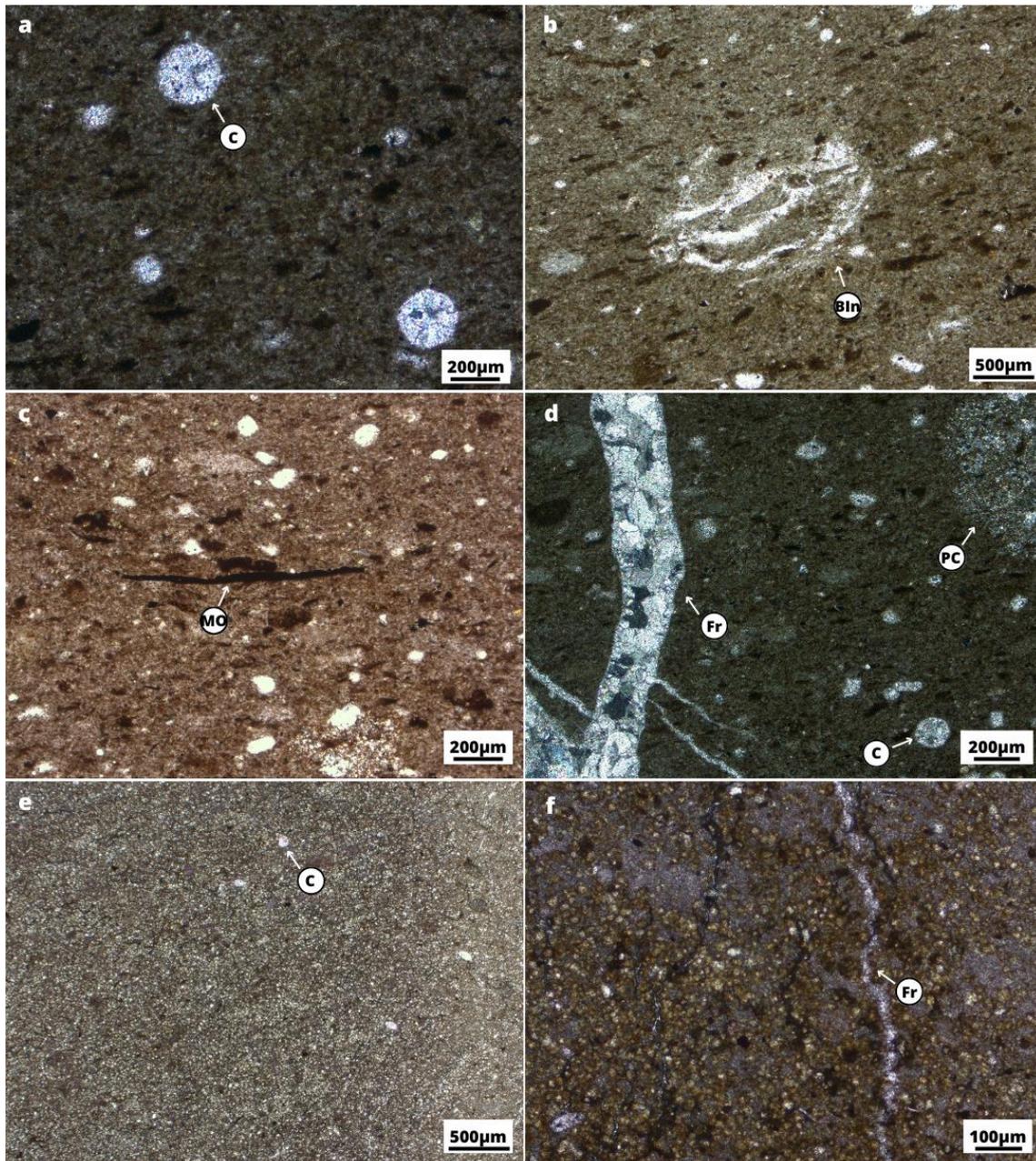


Figura 10. Microfotografías de la facies de *mudstones* (muestras EC06-22 y EC03-22). **a.** Vista de calciesferas rodeadas por una matriz micrítica. **b.** Detalle de un biocalsto indiferenciado en una matriz micrítica. **c.** Vista en detalle de lámina de materia orgánica en una matriz micrítica. **d.** Fracturas rellenas por carbonatos, calciesferas, y parches de reemplazo carbonático en una matriz micrítica. **e.** Vista general de la matriz micrítica dolomitizada. **f.** Detalle de una fractura rellena en una matriz micrítica. Abreviaturas: Cr: crinoideo; Bin: Bioclasto Indiferenciado; C: calciesfera; MO: materia orgánica; PC: parche carbonático; Fr: fractura.

Facies de *Wackstones* (Wst).

Descripción: presentan colores pardos a grises en capas de geometría tabular. Presenta un alto contenido de *Epistomina* sp. (Figs. 11a-b) y algunas trazas asignadas a *Thalassinoides*. Los bioclastos predominantes son bivalvos (Fig. 11c) y amonites (Fig. 11d) en un porcentaje mayor al 10 %. Esta facies fue identificada en los primeros metros del perfil.

Interpretación: se infiere que fue depositada por procesos de decantación desde plumas de suspensión (Aguirre-Urreta *et al.*, 2019).

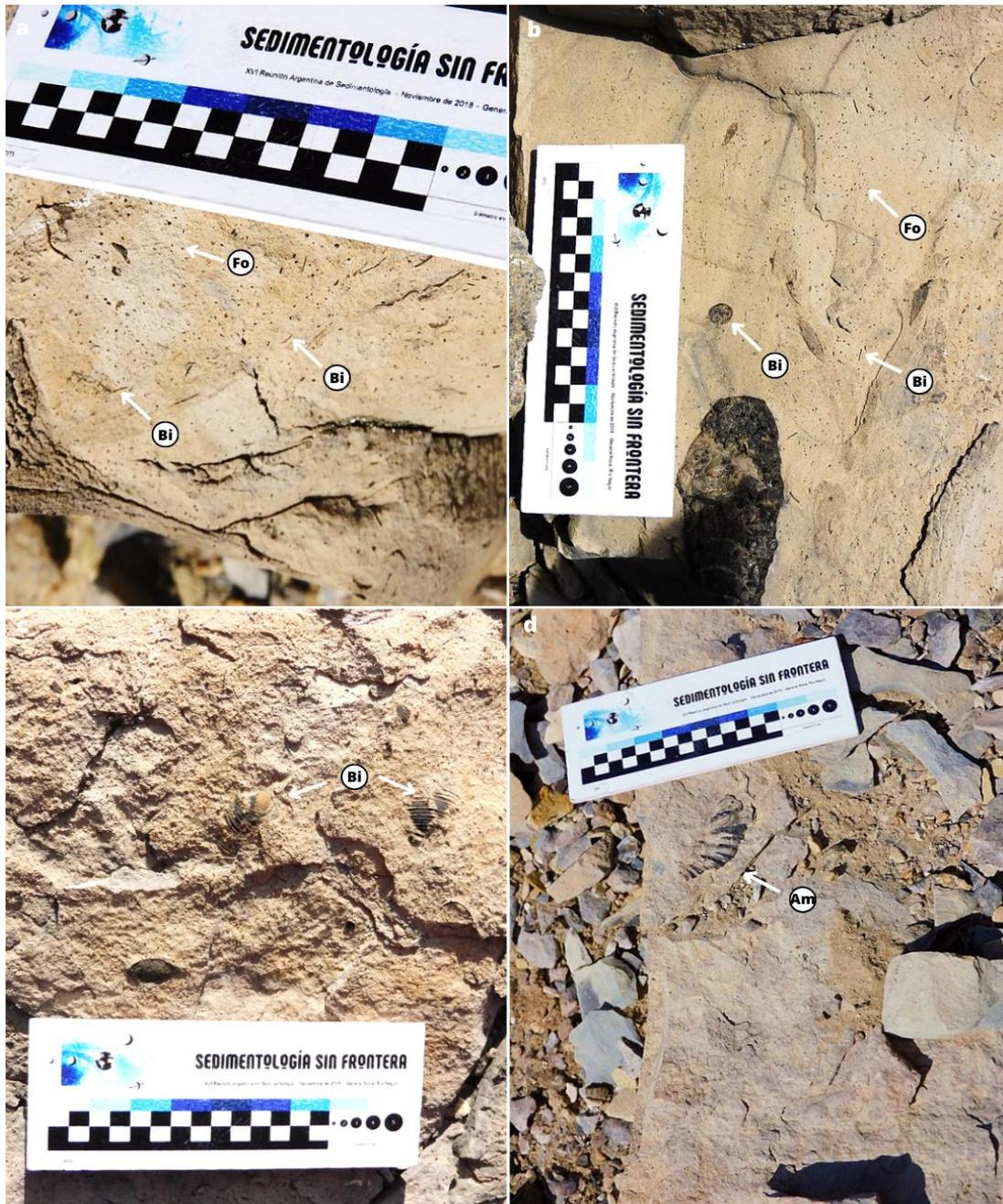


Figura 11. Facies de *wackestone* en afloramiento. a, b. Vista general del *wackestone* con

Epistomina sp. y otros fragmentos de bioclastos indeterminados. **c.** Detalle de la facies de *wackestone* con bivalvos. **d.** Detalle de la facies de *wackestone* con amonite. Abreviaturas: Fo: foraminífero; Bi: bivalvo; Am: amonite.

Facies de areniscas finas masivas (Afm)

Descripción: forman capas finas cuyos espesores varían entre 3 y 10 cm. Presentan color castaño claro, estructura masiva y geometría tabular (Figs. 12a-b). Su tamaño de grano es fino y su reacción al HCl es baja. A través de lupa binocular se pudo determinar que la fracción mineralógica está compuesta por cuarzo, feldespatos potásicos, plagioclasas y micas de color negro y castaño claro correspondientes a biotita y muscovita respectivamente, y fragmentos líticos.

Interpretación: La depositación de esta facies estaría asociada a eventos de tormentas, donde los sedimentos de tamaño de arena derivaron de entornos marinos más someros (Baniak, 2014; Comerio *et al.*, 2019).

Facies de areniscas muy finas con estratificación paralela (Aep).

Descripción: bancos de areniscas de color castaño claro, de grano muy fino, con estratificación paralela, y geometría tabular (Figs. 12c-d). Sus espesores varían entre 4 a 25 cm. A través de lupa binocular se determinó que la fracción mineralógica está compuesta principalmente por cuarzo, feldespatos potásicos, plagioclasas y micas.

Interpretación: Depositación producto de eventos de tormentas excepcionales (Einsele, 2000; González Tomassini *et al.*, 2015)



Figura 12. a, b. Facies de areniscas finas masivas en afloramiento. c, d. Facies de areniscas muy finas con estratificación paralela en afloramiento.

Facies de tobas masivas alteradas a limolita con yeso (Tma)

Descripción: capas de tobas de color castaño claro, masivas, dispuestas en bancos de geometría tabular. Sus espesores varían entre 2 a 30 cm (Figs. 13a-c) y presentan tamaño de grano que varía entre muy fino a fino. En ocasiones presentan fracturas rellenas compuestas por yeso. En cortes delgados la composición mineralógica presenta variaciones en las muestras analizadas. Por un lado, en la muestra EC05-22 la toba exhibe una gran alteración y es reemplazada por yeso (Fig. 13d), presenta muy baja proporción de cuarzo y escasos feldespatos potásicos. En la muestra EC14-22 la toba exhibe una mineralogía que consiste principalmente en feldespatos potásicos como plagioclasas calcita (Fig. 13e) y opacos. Además, se observaron parches compuestos por arcilita/limolita, y se pudo determinar la presencia de líticos volcánicos (Fig. 13f). Estos componentes se encuentran rodeados por un cemento carbonático (Fig. 13e).

Interpretación: Esta facies se habría depositado como consecuencia de caída de ceniza a partir de suspensión (Spalletti *et al.*, 2011) y posteriormente alterada diagenéticamente.

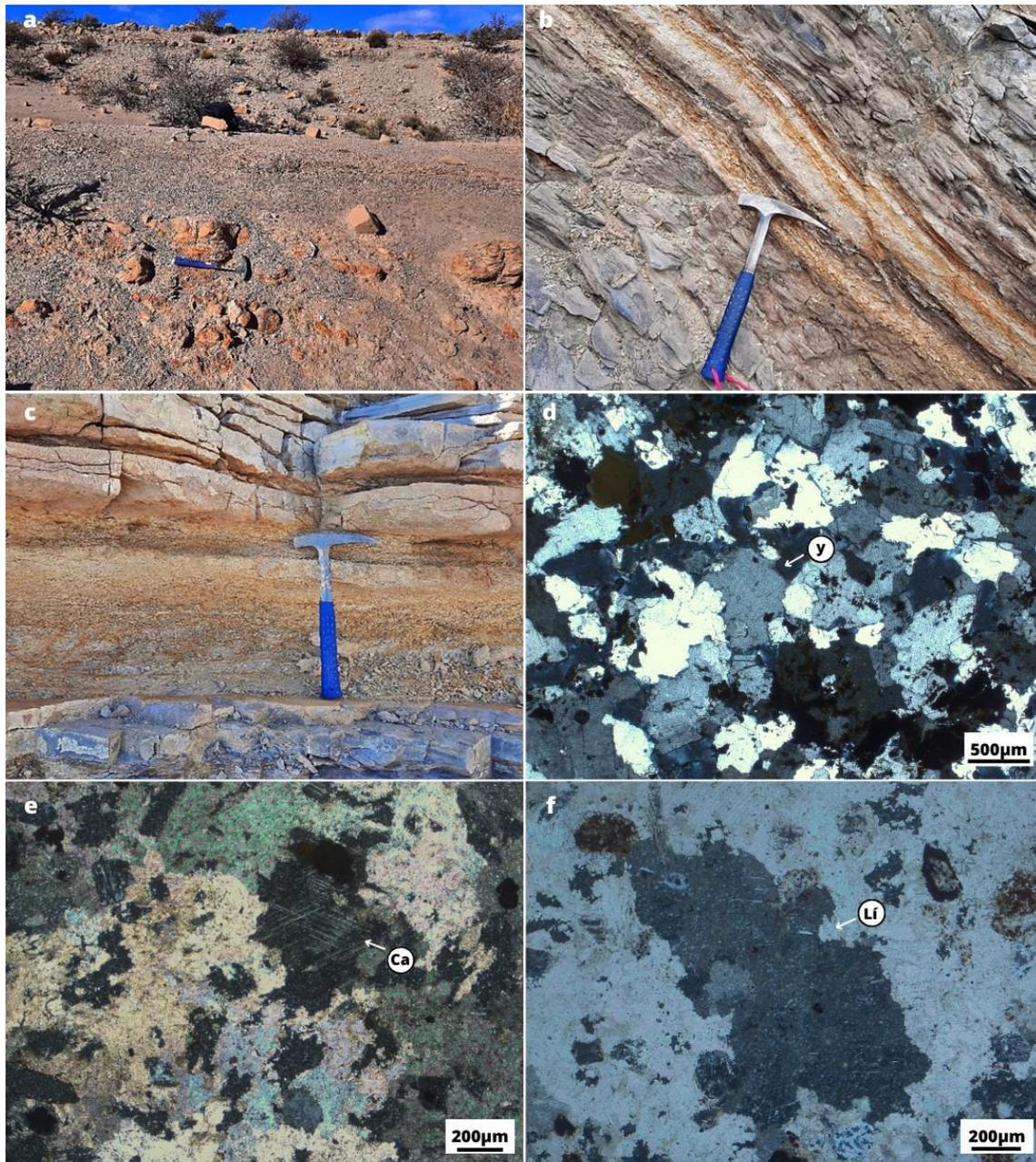


Figura 13. **a.** Facies de toba en afloramiento. **b.** Facies de toba en afloramiento que exhibe una falla inversa. **c.** Banco de toba equivalente al que fue datado en 130.39 ± 0.16 Ma por Aguirre-Urreta *et al.* (2017). Microfotografía de la muestra EC05-22: **d.** Vista general de yeso alterado. Microfotografías de la muestra EC14-22: **e.** Detalle de las maclas de calcita en parches carbonáticos. **f.** Detalle de un lítico volcánico rodeado por cemento de composición carbonática. Abreviaturas: Ca: calcita; Lí: lítico.

5.2. Espesor del Miembro Pilmatué

En el área del anticlinal El Churqui, la sección del Miembro Pilmatué se relevó en dos tramos, denominados aquí tramo uno y tramo dos. El tramo dos presenta diversos valores de inclinación (de 34° a 57°E; Fig. 14) a lo largo de su trayectoria. Con el propósito de corroborar los datos obtenidos al relevar la sección usando el báculo de Jacob, se decidió calcular el espesor a partir de la imagen obtenida con el *software* Google Earth Pro. Para ello, se utilizaron los espesores aparentes obtenidos con dicho *software* de cada tramo, y al promediar los valores de las inclinaciones de las capas medidas en el campo, se logró obtener el espesor real de cada segmento. Este cálculo se puede hacer dado que, observando la imagen, la sucesión aparentemente es continua y no presenta estructuras importantes. De esta manera, se obtuvo que el espesor real total de la sección es de 498,7 m (Fig. 14).

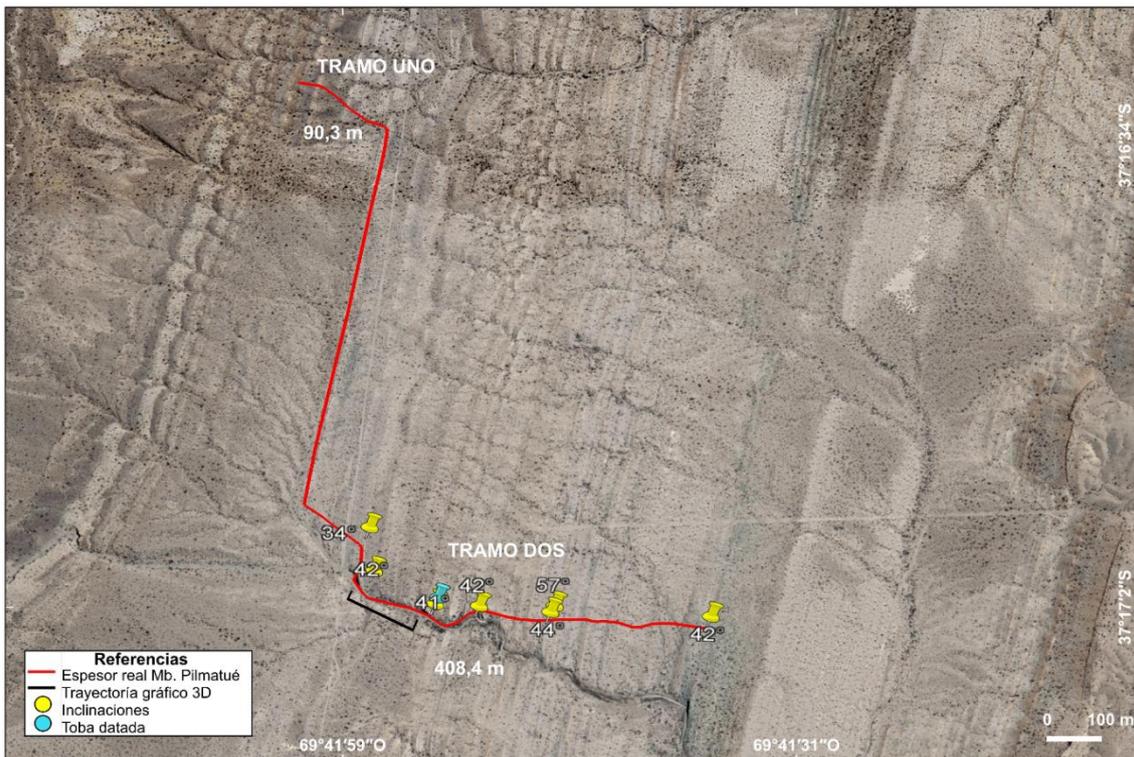


Figura 14. Trayectorias realizadas para el relevamiento de la sección del Miembro Pilmatué. Los valores de cada tramo corresponden al espesor real.

5.3. Difractometría de rayos X (DRX)

El análisis de DRX efectuado en 6 muestras de la sección relevada en el área del anticlinal El Churqui complementó el análisis petrográfico proporcionando información tanto cualitativa como cuantitativa de las fases minerales presentes. Esto permitió

establecer la clasificación de las facies presentes con mayor exactitud. A continuación, se describen brevemente las características principales de cada muestra, tanto mediante análisis de roca total como a través de fracción de arcillas.

Descripción: Los análisis de roca total (Figs. 15 y 16) indican que las muestras de pelitas calcáreas con laminación paralela (Pcl) presentan porcentajes variables en su composición mineralógica. La muestra EC02-22 está compuesta por muy abundante cuarzo, abundante calcita, muy escasos feldespatos y una proporción traza de arcillas. La muestra EC09-22 presenta una composición muy abundante de calcita, abundante cuarzo, escasos feldespatos y muy escasas arcillas. Las muestras de *mudstones* (Mst; EC03-22 y EC06-22) presentan extremadamente abundante calcita, escaso cuarzo, muy escasos feldespatos y una proporción traza de arcillas. Por último, las muestras de tobas (Tm; EC05-22 y EC14-22) presentan contenidos variables con respecto a su composición mineralogía. Exhiben extremadamente abundante a abundante contenido de calcita, su contenido de yeso varía de escaso a abundante, el cuarzo es muy escaso a escaso, los feldespatos son muy escasos y una proporción escasa de arcillas. La muestra EC05-22 presenta además escaso contenido de dolomita.

Por otra parte, los análisis de fracción de arcillas (Fig. 17) en la muestra de pelita (EC09-22) indica una composición de extremadamente abundante illita y moderada esmectita. La muestra de *mudstone* (EC06-22) contiene extremadamente abundante proporción de illita, moderada caolinita y muy escasa esmectita. Finalmente, la muestra de toba (EC05-22) presenta extremadamente abundante proporción de illita, una proporción traza de caolinita y escasa esmectita.

Interpretación: Los resultados obtenidos en los análisis de roca total y de fracción de arcillas se corresponden en general con la mineralogía observada en lámina delgada. Tanto las muestras de pelitas como de *mudstones* indican una composición conformada principalmente por calcita y cuarzo, mientras que los minerales arcillosos y los feldespatos (potásicos como plagioclasas) están subordinados. Cabe destacar que, entre los minerales arcillosos, la illita es el componente más significativo (Tabla 2). Con respecto a las tobas, estas presentan contenidos variables en cuanto a su composición mineralógica, conformándose principalmente por calcita y yeso, al igual que se observó en lámina delgada.

La abundancia de los minerales analizados en las muestras EC02-22, EC03-22, EC05-22, EC06-22, EC14-22 y EC09-22 (Tabla 3) reflejan una mayor proporción de

fases minerales detríticas, principalmente cuarzo, y menor contenido de feldespatos, (tanto potásicos como plagioclasas) hacia la base y hacia la mitad superior de la sección. Por el contrario, en el tramo medio de la sección, representado por las facies de *mudstones* y tobas, presentan una muy baja abundancia de cuarzo y un gran contenido de calcita. Con respecto al contenido de arcillas, la illita es el mineral mas abundante en todas las muestras analizadas, siendo la principal contribución detrítica tanto en el tramo medio y medio-superior.

Muestra	Illita	Kaolinita	Esmectita
EC05-22	Extremadamente abundante	Traza	Escaso
EC06-22	Extremadamente abundante	Moderado	Muy escaso
EC09-22	Extremadamente abundante	-	Moderado

Tabla 2. Abundancia relativa de la composición mineralógica en análisis de DRX de la fracción fina (<2 μ).

Muestra	Cuarzo	Feldespatos	Calcita	Arcillas	Yeso	Dolomita
EC02-22	Muy abundante	Muy escaso	Abundante	Traza	-	-
EC03-22	Escaso	Traza	Extremadamente abundante	Traza	-	-
EC05-22	Muy escaso	Muy escaso	Abundante	Muy escaso	Abundante	Escaso
EC06-22	Escaso	Muy escaso	Extremadamente abundante	Traza	-	-
EC14-22	Escaso	Traza	Extremadamente abundante	Muy escaso	Escaso	-
EC09-22	Abundante	Escaso	Muy abundante	Muy escaso	-	-

Tabla 3. Abundancia relativa de la composición mineralógica en análisis de DRX de roca total.

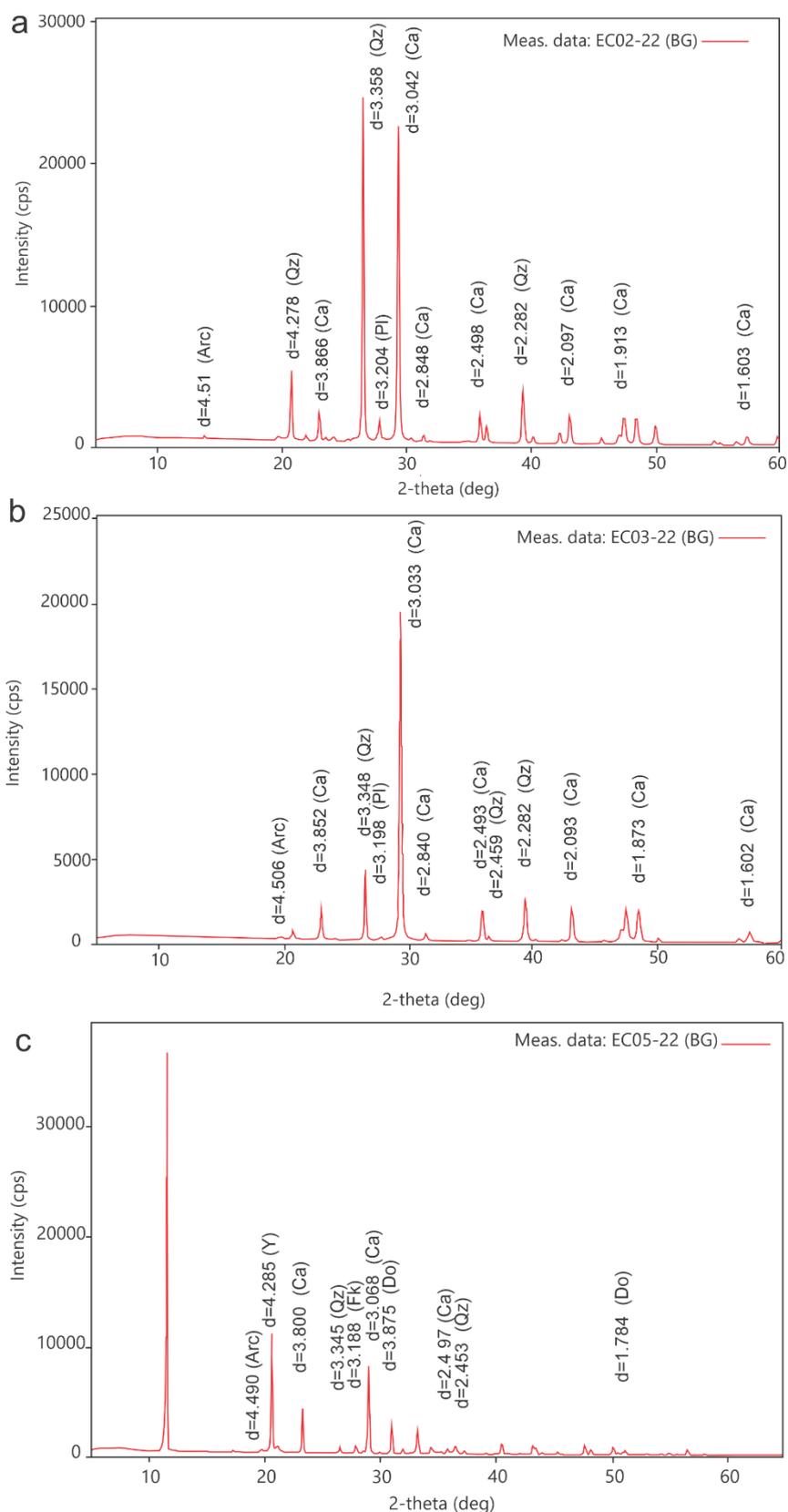


Figura 15. Difractogramas obtenidos a partir de los análisis de DRX realizados de roca total de las muestras: **a.** EC02-22, **b.** EC03-22, y **c.** EC05-22. Arc: arcillas, Qz: cuarzo, Ca: calcita, Fk: Feldespato potásico, Do: Dolomita, Y: Yeso.

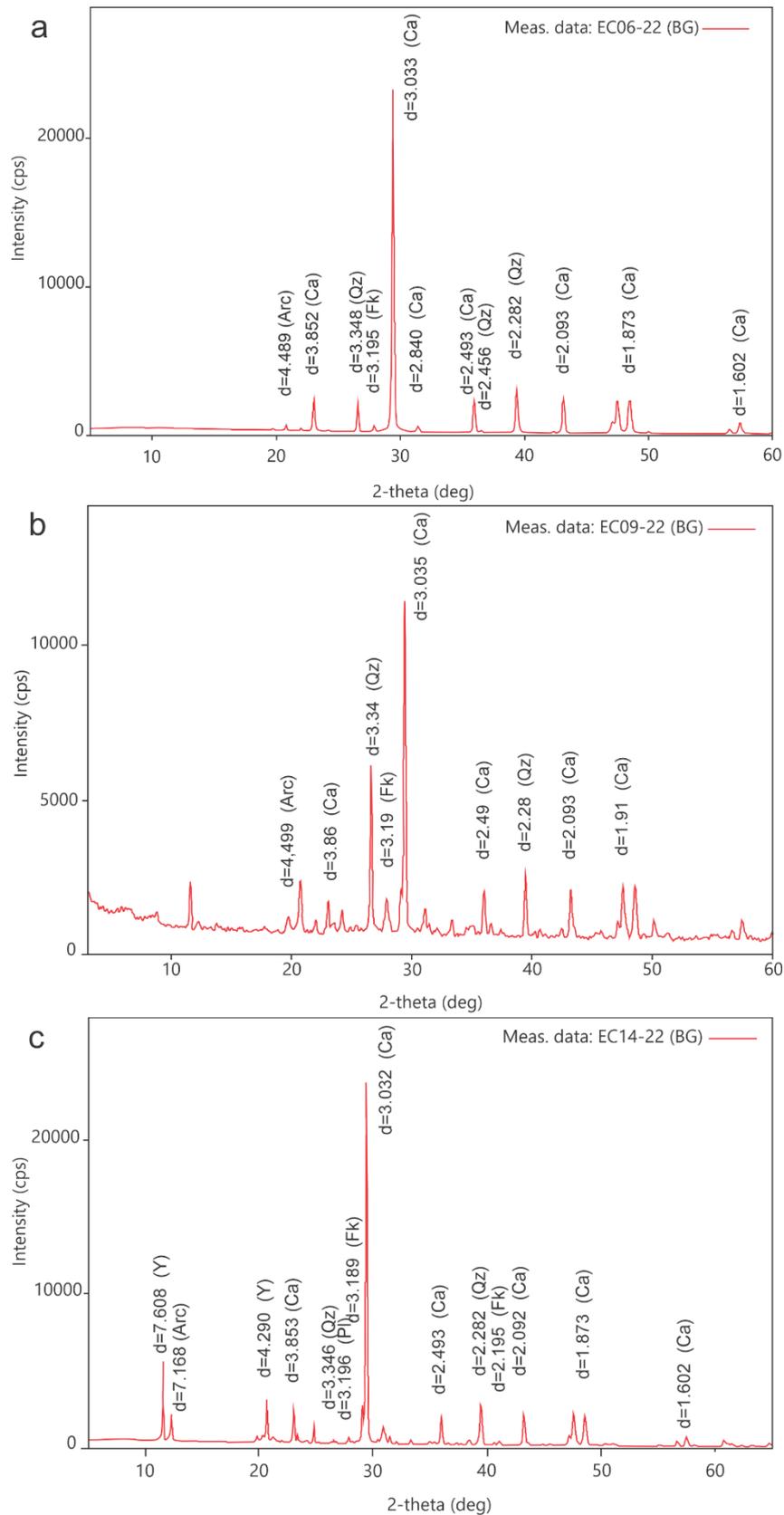


Figura 16. Difractogramas obtenidos a partir de los análisis de DRX realizados de roca total de las muestras: **a.** EC06-22, **b.** EC14-22 y **c.** EC09-22. Arc: Arcillas, Qz: cuarzo, Ca: calcita, Fk: Feldespato potásico, Pl: Plagioclasas, Y: Yeso.

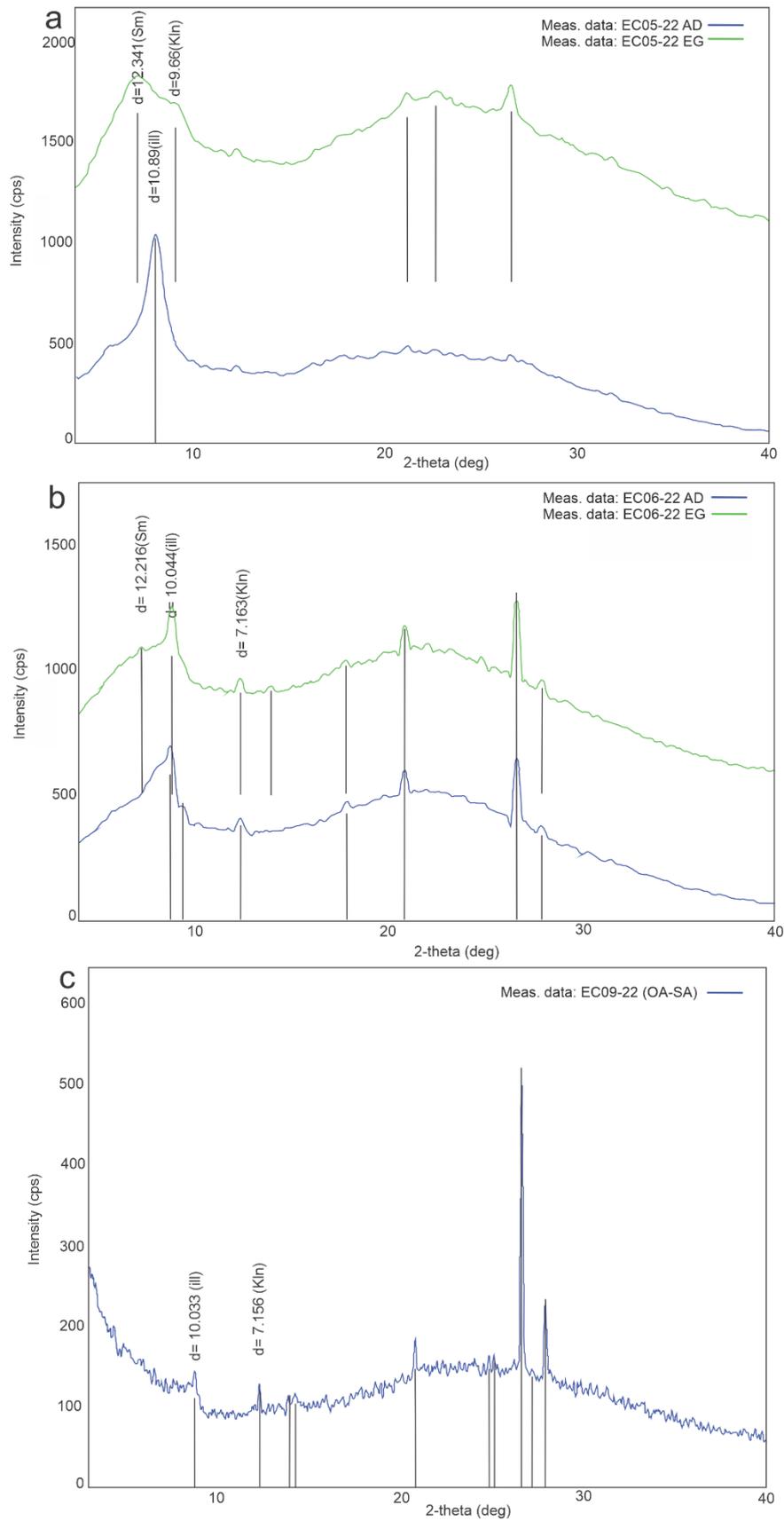


Figura 17. Difractogramas obtenidos a partir de los análisis de DRX realizados en la fracción fina ($<2\mu$) de las muestras: **a.** EC05-22. **b.** EC06-22, y **c.** EC09-22.

5.4. Microscopio electrónico de barrido (MEB)

El análisis mediante microscopía electrónica de barrido se llevó a cabo en la muestra EC09-22, correspondiente a una pelita calcárea con laminación paralela (Pcl). Como se indicó previamente, esta facies fue categorizada como pelita calcárea según los resultados obtenidos mediante análisis de difracción de rayos X. Aunque estos análisis permitieron cuantificar el porcentaje de carbonato presente en la muestra, en lámina delgada no estaba reflejado adecuadamente dicho porcentaje de carbonato. Por ende, se realizaron análisis utilizando microscopía electrónica de barrido. Las imágenes resultantes revelaron una cantidad significativa de nanofósiles calcáreos, así como impresiones de nanofósiles y pirita framboidal (Fig. 18). La marcada presencia de nanofósiles calcáreos en estas imágenes permitió explicar la discrepancia entre los análisis de DRX, que mostraron una mayor concentración de calcita, y los resultados de los análisis petrográficos, donde se observó una composición predominantemente silicoclástica.

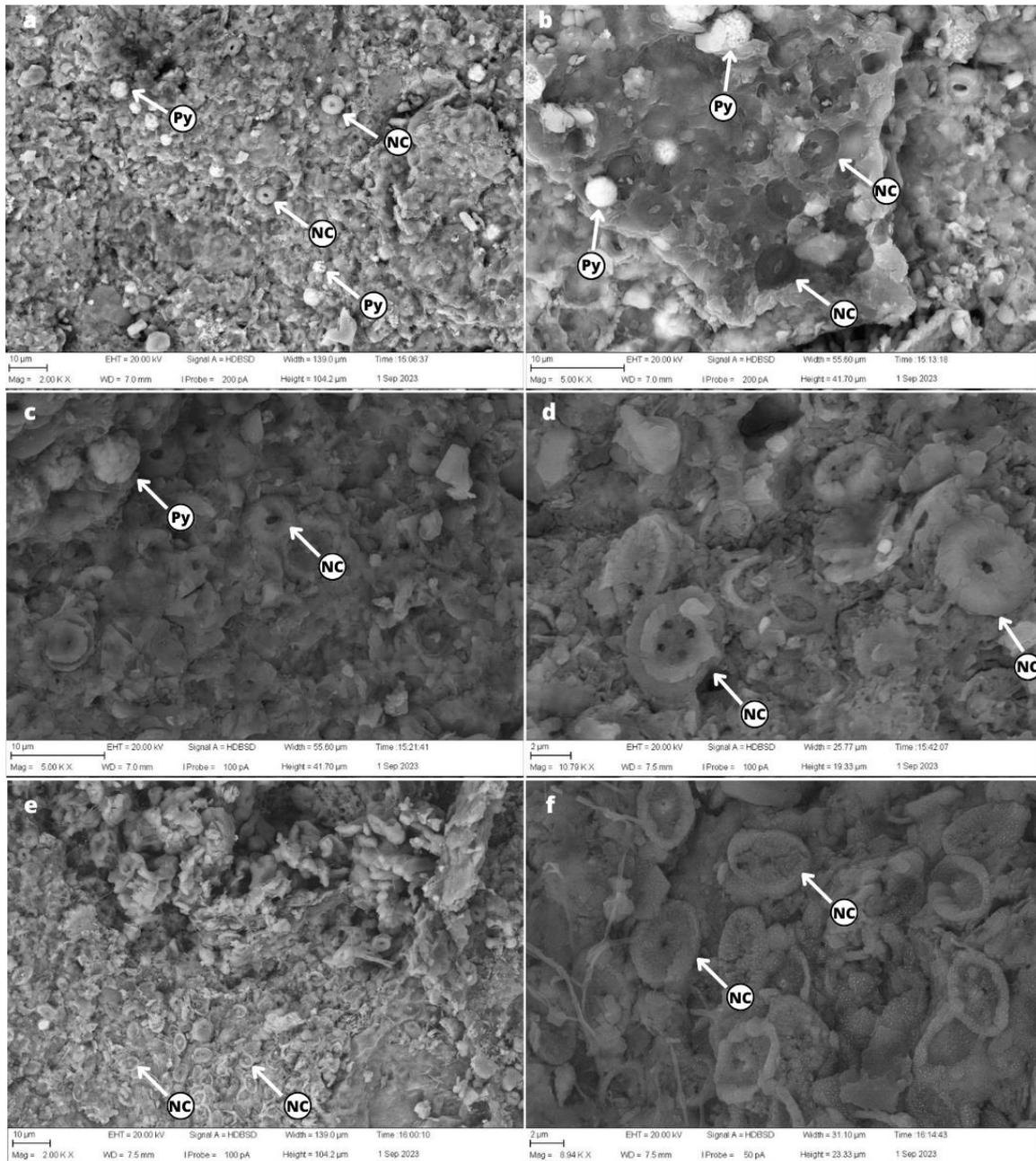


Figura 18. Microfotografías de la muestra EC09-22 en microscopio electrónico de barrido. **A.** Nanofósiles calcáreos y pirita framboidal. **B.** Impresiones de nanofósiles calcáreos en una lámina de materia orgánica y pirita framboidal. **C.** Pirita framboidal y nanofósiles calcáreos. **D, E, F.** Nanofósiles calcáreos. Abreviaturas: Py: Pirita framboidal; NC: Nanofósiles calcáreos.

6. DISCUSIONES E INTERPRETACIONES

6.1. Modelo paleoambiental

Dentro del Miembro Pilmatué se reconocieron siete facies sedimentarias. De acuerdo a la distribución de las mismas, su geometría y estructura interna se definieron dos asociaciones de facies (Fig. 19).

Asociación de facies 1 (AF1): Rampa externa proximal

Descripción e interpretación: La AF1 está integrada principalmente por bancos de pelitas calcáreas masivas (Pcm) que intercalan con bancos de *mudstones* (Mst), pelitas calcáreas con laminación paralela (Pcl), tobas (Tm), areniscas finas masivas (Afm), areniscas con estratificación paralela (Aep), y un nivel de *wackestones* (Wst) en los primeros metros.

Se interpreta que las pelitas calcáreas que dominan esta asociación de facies fueron depositadas mediante procesos de decantación en entornos de baja energía durante períodos de alta productividad carbonática (Spalletti *et al.*, 2011). La presencia de trazas fósiles de *Thalassinoides* sugieren un ambiente oxigenado (Sagasti y Poiré, 1998) y de aguas poco profundas. Por otra parte, los escasos bancos de pelitas calcáreas con laminación paralela, que presentan gran contenido de materia orgánica y pirita, indican que hubo períodos de baja oxigenación, así como la presencia de foraminíferos de *Epistomina* sp. debido a que posiblemente sean organismos quimiosimbiontes (Sagasti y Ballent, 2002). Además, los análisis de DRX indican una mayor proporción de fases minerales detríticas hacia la base y la mitad superior de la sección. Estos valores sugieren que hubo un gran aporte de material proveniente del continente, coincidente con la asociación de facies 1. Acerca de los niveles de areniscas, estarían asociadas a flujos generados por eventos de tormentas (Einsele, 2000; González Tomassini *et al.*, 2015).

La asociación de facies 1 se depositó en un entorno más proximal que la AF2, pero aún por debajo del nivel de base de ola de tormenta, en la zona externa de una rampa carbonática (Burchette y Wright, 1992) con períodos de gran aporte clástico detrítico debido a flujos generados por tormentas (Comerio, 2018).

Asociación de facies 2 (AF2): Rampa externa distal

Descripción e interpretación: La AF2 está integrada por la alternancia rítmica de bancos de *mudstones* (Mst), pelitas calcáreas masivas (Pcm), pelitas calcáreas con laminación paralela (Pcl), y algunos bancos de tobas masivas alteradas (Tma) y areniscas finas masivas (Afm).

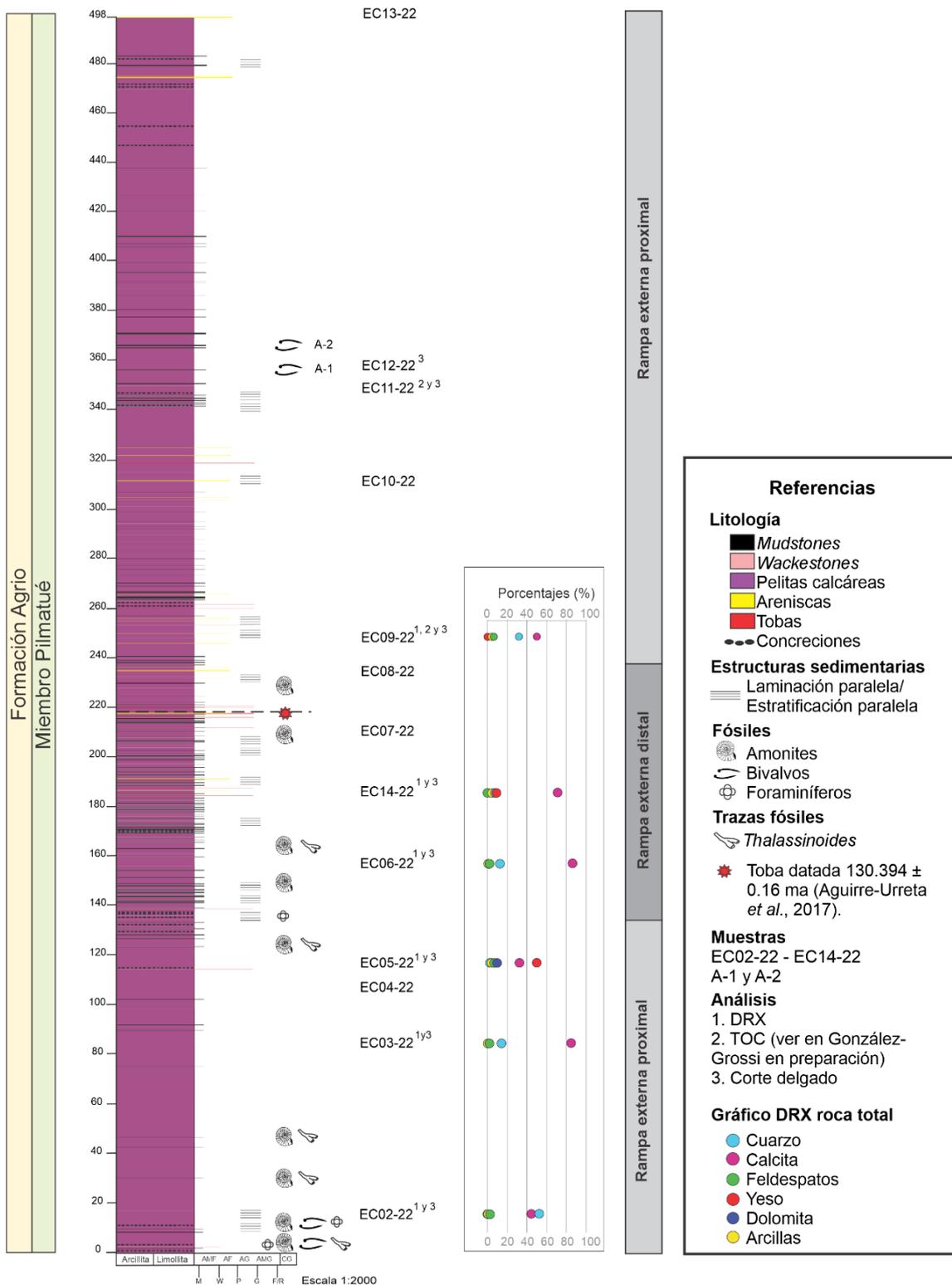


Figura 19. Asociación de facies interpretadas para el perfil sedimentológico del Miembro Pilmatué en el área del anticlinal El Churqui. En el lado derecho del perfil se presenta un gráfico de dispersión con los valores porcentuales de los minerales presentes en las muestras EC02-22, EC03-22, EC05-22, EC06-22, EC14-22 y EC09-22 de acuerdo al análisis de DRX de roca total.

Los *mudstones* se habrían depositado a través de procesos de decantación en un ambiente de baja energía. La presencia de pirita y el alto contenido de materia orgánica en las pelitas calcáreas con laminación paralela sugieren que, al menos en gran parte de la sucesión, se habrían establecido condiciones bajas de oxígeno (Sagasti y Ballent, 2002). Cabe destacar que en el tramo correspondiente a la asociación de facies 2 los análisis de DRX de *mudstone* y tobas indicaron una muy baja abundancia de cuarzo y un gran contenido de calcita. Con respecto a los intraclastos con laminación lenticular compuestos por granos de arcilla y limo presentes en dichas pelitas, exhiben una estructura similar a la descrita por Schieber *et al.* (2010). Estos intraclastos con fabrica lenticular estarían asociados a la erosión de fangos ricos en agua que luego fueron transportados por corrientes de fondo relativamente fuertes (Schieber *et al.*, 2010; Plint *et al.*, 2012). Además, estudios recientes en canaletas artificiales sugieren que el origen de depósitos fangolíticos con laminación paralela estaría vinculado a procesos de tracción (Yawar y Schieber, 2017; Otharán, 2020)

La depositación de los escasos bancos de areniscas estaría vinculada a flujos que alcanzaron zonas distales generados a través de eventos de tormentas (González Tomassini *et al.*, 2015). Los niveles de tobas son producto de sedimentos en suspensión a través de caída de ceniza distal producto de la gran actividad del arco volcánico (Spalletti *et al.*, 2011).

La asociación de facies 2 se depositó debajo del nivel de olas de tormenta en un ambiente de rampa externa distal pobremente oxigenada (Burchette y Wright, 1992).

6.2. Modelo depositacional

El análisis sedimentológico del Miembro Pilmatué, realizado en el área del anticlinal El Churqui, permitió definir siete facies y dos asociaciones de facies correspondientes a un ambiente marino de rampa (Fig. 20).

Se interpreta que en la rampa externa proximal (AF1) los principales procesos de sedimentación estarían vinculados a floculación y decantación de material fino, asociados a pelitas calcáreas masivas (Pcm) y *mudstones* (Mst). La predominancia de facies de sedimentos finos indicaría que la sedimentación tuvo lugar en un ambiente de baja energía, por debajo de las olas de tormentas (Morris *et al.*, 2006; Wilson y Schieber 2014; Schwarz *et al.*, 2018). En dichas facies se reconoció una mayor abundancia y diversidad de trazas fósiles, tales como moldes de amonites, bivalvos y trazas de *Thalassinoides*, siendo estas últimas indicadoras de un ambiente bien oxigenado (Monaco, 1992). A su

vez, los análisis de DRX de roca total indican una mayor abundancia de componentes silicoclásticos de origen detrítico (principalmente cuarzo, con escasos feldespatos potásicos y plagioclasas) en comparación con la AF2. El material detrítico de grano fino es transportado a zonas de *offshore* a través de flujos de gravedad influenciados por olas y/o corrientes (Moore, 2018), siendo uno de los principales mecanismos de depósito de sedimentos marinos profundos (Veiga y Schwarz 2017; Schwarz *et al.*, 2018).

Por otra parte, la presencia de *Epistomina* sp. en bancos de pelitas calcáreas con laminación paralela (Pcl) indicarían que hubo breves períodos de baja oxigenación. Además, la sedimentación de pelitas y *mudstones* habría sido interrumpida por flujos inducidos por eventos de tormentas que dieron origen a las facies de areniscas (Afm y Aep).

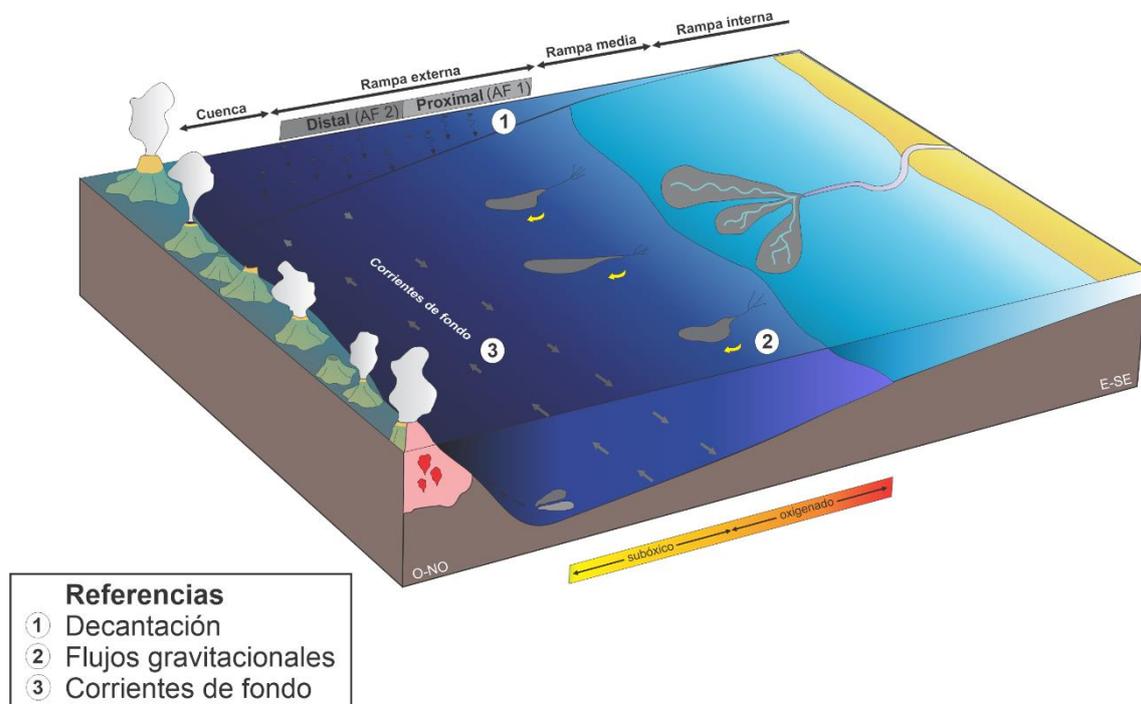


Figura 20. Modelo depositacional para el Miembro Pilmatué en el área del anticlinal de El Churqui donde se representan las asociaciones de facies determinadas y los procesos sedimentarios involucrados. Tomado y modificado de Otharán (2020).

En la rampa externa distal (AF2) la sedimentación de *mudstones* se debe principalmente a procesos de decantación en un ambiente de baja energía. Con respecto a los intraclastos presentes en las pelitas calcáreas con laminación paralela, estarían asociados a erosión intermitente y transporte por corrientes de fondo (Schieber *et al.*, 2010). La erosión de sustratos fangosos tiende a formar intraclastos, los cuales son transportados por carga de lecho a velocidades relativamente bajas (Schieber y Southard,

2009; Schieber *et al.*, 2010). Por otra parte, eventos de tormentas de gran magnitud que habrían alcanzado zonas distales, generado la depositación de la facies de areniscas finas masivas (Afm). Se interpretan condiciones de fondos pobremente oxigenados debido a la presencia de pirita, materia orgánica, y a la baja diversidad y abundancia de fósiles y trazas fósiles, compuesta principalmente por moldes de amonites y escasas trazas de *Thalassinoides* en los primeros metros.

Por último, la gran actividad del arco volcánico produjo la depositación de la facies de tobas (Tma) a partir de la decantación de plumas de cenizas (Spalletti, 2011).

6.3. Comparación del Miembro Pilmatué en otros sectores de la cuenca Neuquina

Si bien los afloramientos de la Formación Agrio se extienden a lo largo de casi toda la cuenca Neuquina, estos presentan variaciones significativas en cuanto a espesor, litología y contenido fosilífero (Marchese, 1971; Leanza *et al.*, 1977). En cuanto al Miembro Pilmatué, hacia su base limita con la Formación Mulichinco, la cual se superpone en los sectores sur y centro (Lazo, 2005; Schwarz y Howell, 2005; Spalletti *et al.*, 2011), y hacia los sectores más septentrionales de la cuenca (provincia de Mendoza) surgen depósitos carbonáticos equivalentes (Sagasti, 2005). El límite inferior del Miembro Pilmatué determina una profundización abrupta que se extiende sobre toda la cuenca (Legarreta y Uliana, 1991; Schwarz *et al.*, 2006). Mientras que el límite superior se encuentra truncado por depósitos continentales correspondientes al Miembro Avilé (Legarreta y Uliana, 1991; Veiga *et al.*, 2002, 2007). En la zona central de la cuenca Neuquina, más precisamente en el área de la faja plegada y corrida del Agrio, el Miembro Pilmatué está conformado principalmente por grandes sucesiones marinas de grano fino. En esta área se realizaron varios análisis sedimentológicos de la unidad.

De acuerdo a Kietzmann y Paulin (2019) en la localidad de Loma la Torre el Miembro Pilmatué presenta un espesor de 330 m. Esta unidad se compone de una importante ritmicidad de parejas de *marlstone-mudstone* o limolitas-*marlstone*, y hacia su tramo superior la sucesión se vuelve clástica, con niveles arenosos hacia su tope (Kietzmann y Paulin, 2019). Esta unidad corresponde a un sistema de rampa mixta silicoclástica-carbonática, como lo propusieron anteriormente Spalletti *et al.* (2001), y Schwarz *et al.* (2013, 2018). En este sistema se reconocieron cuatro asociaciones de facies correspondientes a rampa externa distal, rampa externa proximal, transición de *offshore* y zona de transición alta. Por otra parte, a 106,3 km al sur de Chos Malal, se registró que el Miembro Pilmatué alcanza 528 m de potencia (Lazo, 2004). Esta sección denominada

Salado Sur, presenta hacia su tramo inferior principalmente bancos de pelitas acompañadas en ocasiones de concreciones carbonáticas que intercalan con niveles de

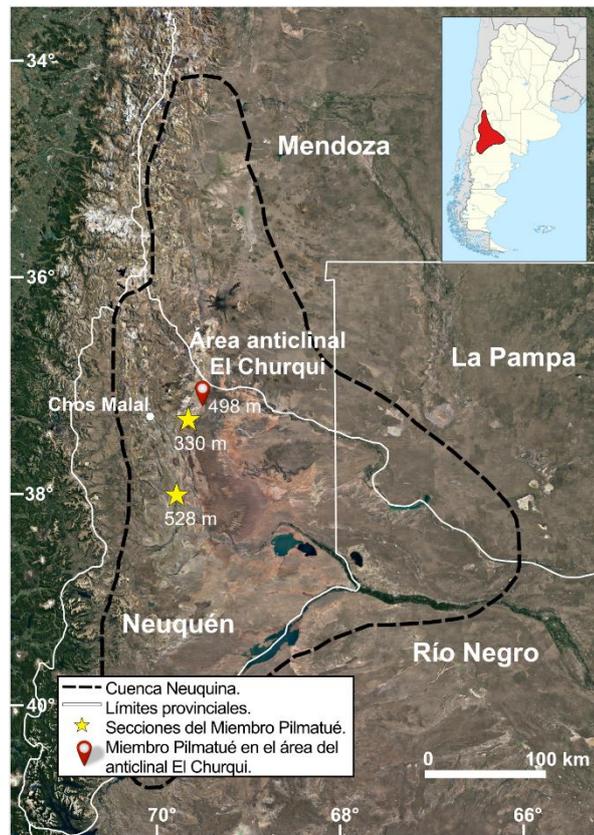


Figura 21. Ubicación de las secciones del Miembro Pilmatué de 528 m y 330 m correspondientes a Lazo (2004) y Kietzmann y Paulin (2019) respectivamente en el área central de la cuenca Neuquina. Las estrellas amarillas indican la ubicación y la cantidad de metros que presentan dichos perfiles. El círculo rojo indica la ubicación y los metros de la sección relevada en el área del anticlinal El Churqui.

areniscas masivas o con estratificación entrecruzada de grano fino a medio. Hacia su tramo superior estos niveles de areniscas aumentan en abundancia e intercalan con los mismos bancos de pelitas y concreciones carbonáticas (Lazo 2004; 2006; 2007). A partir de las litofacies definidas, Lazo (2004) interpreta un modelo depositacional que corresponde a un ambiente de *shoreface*-plataforma con influencia de tormentas y que no presenta quiebres de pendiente hacia el *offshore*.

En el área de estudio el Miembro Pilmatué exhibe un espesor de 498 m. Sin embargo, hacia la parte central de la cuenca, este espesor puede variar, oscilando, por ejemplo, entre los 330 m y alcanzando los 528 m (Fig. 21). En términos generales, esta unidad está conformada hacia su tramo inferior por sedimentos de grano fino, que

incluyen pelitas calcáreas, *mudstones*, *wackestones*, entre otros, alternando con escasos depósitos de areniscas de grano fino a medio. Hacia el tramo superior la composición silicoclástica aumenta, y hay una mayor abundancia de bancos de areniscas. Estos bancos de areniscas a menudo exhiben laminación paralela, y en el sector sur presentan a su vez estratificación entrecruzada. El ambiente depositacional en el caso del área de estudio corresponde a una rampa externa que se subdivide en proximal y distal. Hacia el sur, esta unidad presenta un entorno depositacional que varía de rampa externa a zona de transición alta, a un ambiente de *shoreface*-cuenca. En el caso de la rampa externa los principales procesos sedimentarios incluyen, decantación de material suspendido de grano fino, corrientes de fondo, flujos gravitacionales, e influencia de eventos de tormentas. En el sector de *offshore* los procesos dominantes son la decantación pelágica, la depositación hemipelágica y los flujos hiperpícnicos con influencia de procesos de tormentas episódicos.

6.4. Comparación del espesor del Miembro Pilmatué en el área de Filo Morado

En la localidad de El Portón se han relevado diversas secciones del Miembro Pilmatué: Aguirre-Urreta *et al.* (2019) presentaron una sección de 317 m ($37^{\circ}11'52.00''S/69^{\circ}41'3.00''O$); mientras que la sección levantada por Remírez (2020) alcanza los 335 m ($37^{\circ}11'42.00''S/69^{\circ}41'36.00''O$) y la realizada por Zalazar *et al.* (2022) alcanza un espesor de 305,7 m ($37^{\circ}11'55.37''S/69^{\circ}40'46.97''O$). Estas variaciones se deben posiblemente al nivel considerado como la base y el techo de la unidad, y probablemente también al error del método de medición y del operador.

En el marco del presente trabajo, el espesor del Miembro Pilmatué en el área del anticlinal El Churqui es de 498 m, el cual se midió utilizando báculo de Jacob. Dado que entre la localidad de El Portón y el anticlinal El Churqui, hay casi 9 km de distancia, se postulan diferentes alternativas para explicar esta diferencia de espesor en localidades tan cercanas. La primera alternativa es que haya cambios en el espacio de acomodación de la cuenca y realmente en el área de El Churqui, el Miembro Pilmatué, se haya depositado con mayor espesor. Otra alternativa es que la presencia de pliegues y/o fallas generen repeticiones en estratos y, por lo tanto, un aumento del espesor.

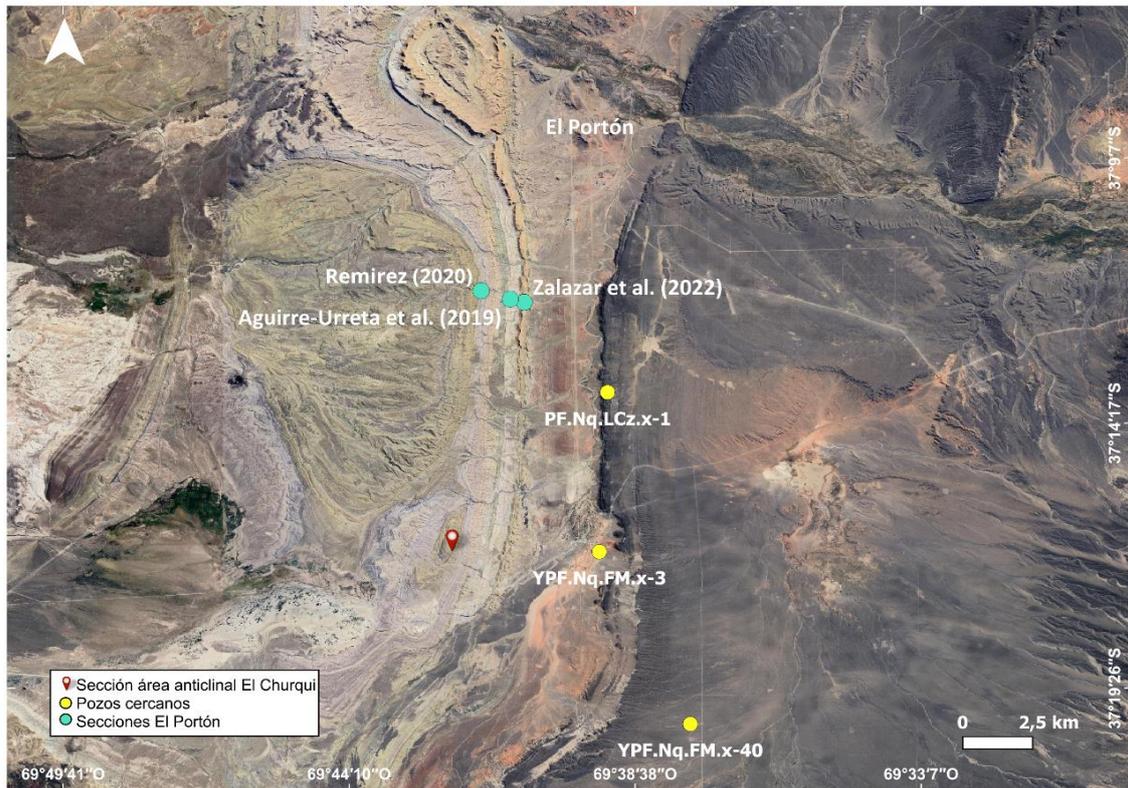


Figura 22. Ubicación de los pozos cercanos al área del anticlinal El Churqui mencionados en el texto.

En pozos cercanos al anticlinal El Churqui (Pozos FM.x-40; FM.x-3 y LCz.x-1), ubicados en un radio de 6 km (Fig. 22), el espesor total reportado para el Miembro Pilmatué, teniendo en cuenta la información disponible referida a control geológico de la Subsecretaría de Energía, Minería e Hidrocarburos de la provincia de Neuquén, es de 450 m para el pozo Fm.x-40 (Seoane *et al.*, 2022), de 565 m para el pozo FM.x-3 y 759 m para el pozo LCz.x-1. Dado los valores anteriormente mencionados y que en los pozos mencionados no se informa la presencia de pliegues y/o fallas, se asume que el espesor real del Miembro Pilmatué en la zona del anticlinal El Churqui, es cercano a los 498 m tal como se obtuvo en el campo. Sin embargo, como se mencionó anteriormente, en el área del anticlinal El Churqui, la sección del Miembro Pilmatué se relevó en dos tramos. El tramo dos exhibe diversos valores de inclinación a lo largo de su recorrido, oscilando entre 34° y 57° E (Fig. 14). Durante el relevamiento de esta sección, dichos datos fueron tomados cautelosamente con el fin de obtener la medición de espesor más precisa posible. Para ilustrar parte del tramo dos se obtuvo un gráfico 3D a partir del VANT (Fig. 23). En dicho gráfico se identificó un pliegue sinclinal, el cual no se reconoció al momento de levantar la sección en el campo dado la homogeneidad litológica. Si bien este pliegue no presenta un gran tamaño, es una estructura que genera repetición de estratos, de modo

que podría haber ocasionado un aumento del espesor, incluso si dicho aumento es de poca magnitud. En consecuencia, al igual que esta estructura que no fue identificada al momento de relevar la sección, podría haber más estructuras de ese tipo, que eventualmente generan un aumento significativo en el espesor.



Figura 23. Representación 3D de un sector del tramo dos. En líneas blancas punteadas se indica el sitio del pliegue, la toba datada se encuentra hacia el sector este a una distancia aproximada de 10 m por debajo de dicho pliegue.

Por último, se correlacionaron los distintos perfiles relevados en la localidad de El Portón, mencionados anteriormente, con el perfil relevado en el área del anticlinal El Churqui (Fig. 24). A través de la correlación del nivel de toba datada, de edad CA-ID TIMS U-Pb de $130,39 \pm 0,16$ Ma (Aguirre-Urreta *et al.*, 2017), se pudo determinar que dicha capa se encuentra aproximadamente a la misma distancia en las secciones relevadas en la localidad de El Portón. De acuerdo con los perfiles de Aguirre-Urreta *et al.* (2019), Remírez (2020) y Salazar *et al.* (2022), este nivel se localiza a los 150 m, 170 m y 168 m respectivamente, mientras que en el área del anticlinal El Churqui se encuentra a los 218 m. Por lo que, si bien existe una diferencia de espesor en el tramo medio, la mayor diferencia de espesor se hallaría en el tramo superior.

De esta manera, el espesor en el área del anticlinal El Churqui es claramente mayor que en otras localidades, donde tanto las mediciones llevadas a cabo con báculo de Jacob, como las realizadas a través del *software* Google Earth Pro, y los datos de pozo de control geológico indican valores de aproximadamente 500 m. Si bien se postula que una de las razones por la que ocurre dicha diferencia es la repetición debido a pliegues y/o fallas, es importante destacar que la evaluación de las hipótesis relacionadas con este aumento de

espesor en el área del anticlinal El Churqui no forma parte de los objetivos establecidos para este trabajo final de grado. No obstante, se considera que este aspecto debería ser objeto de un estudio más exhaustivo en investigaciones futuras.

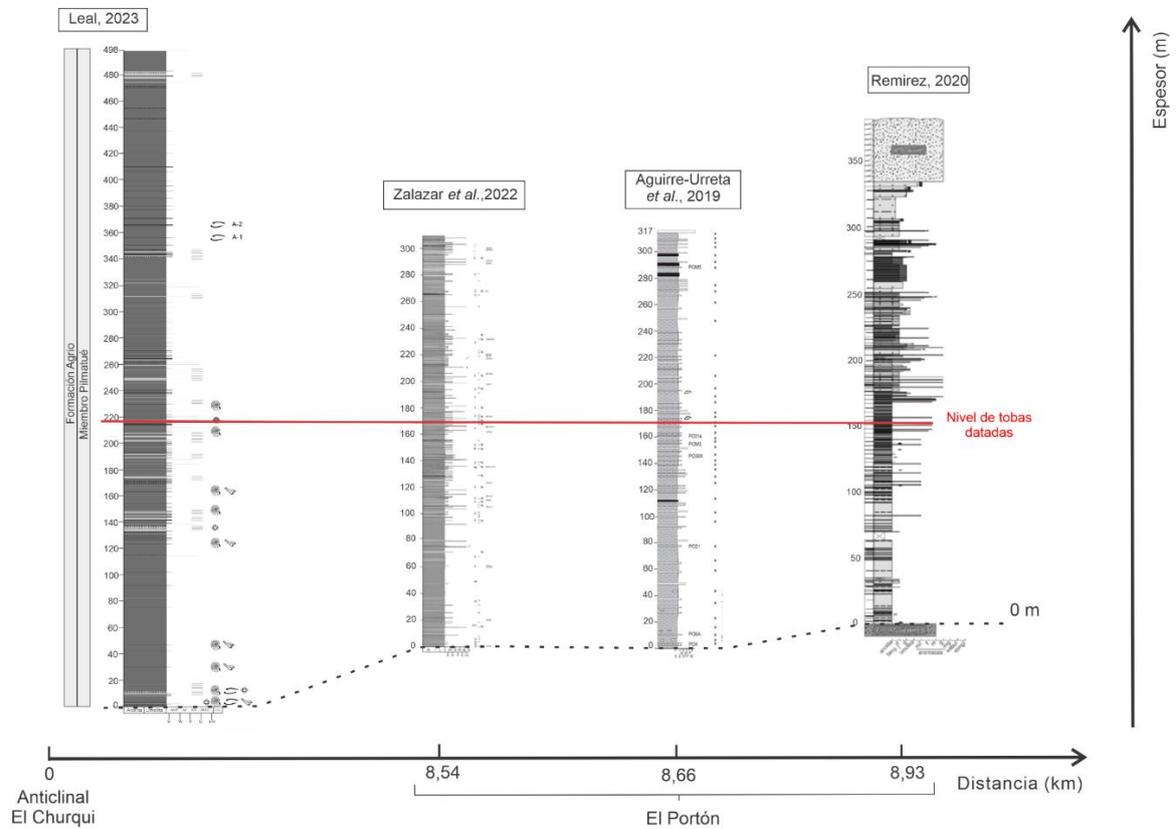


Figura 24. Correlación de perfiles de la sección relevada en el área anticlinal El Churqui con los de El Portón a través de un nivel de toba datado.

7. CONCLUSIONES

El Miembro Pilmatué de la Formación Agrio en el área del anticlinal El Churqui se depositó en un ambiente mixto de rampa silicoclástica-carbonática. Mediante el relevamiento de secciones geológicas tanto a nivel general como de detalle, acompañadas de análisis petrográficos, de difracción de rayos X y de microscopía electrónica de barrido, se logró identificar siete facies sedimentarias y dos asociaciones de facies que corresponden a una rampa externa proximal y una rampa externa distal.

En el contexto de rampa externa proximal, se determinó que la sedimentación estuvo influenciada principalmente por los procesos de floculación y decantación de materiales finos. Además, los flujos gravitacionales cargados con fango, material tobáceo y/o material detrítico, influenciados por olas y/o corrientes sirvieron para transportar sedimentos fluviales y/o marinos someros silicoclásticos hacia entornos marinos profundos. En lo que respecta a la rampa externa distal, los procesos predominantes fueron la decantación y el transporte por corrientes de fondo. La sedimentación de este miembro osciló entre períodos de alta productividad carbonática y períodos de gran aporte de sedimentos terrígenos, lo que generó gran ritmicidad, particularmente en el intervalo medio. Esto concuerda con los modelos previamente expuestos para esta unidad.

Por último, el espesor del Miembro Pilmatué en el área de estudio es notablemente mayor que en la localidad de El Portón. No obstante, en comparación con los datos de pozos cercanos, se observan valores semejantes. Además, la litología, los procesos sedimentarios y el ambiente de depositación de esta unidad son análogos a las secciones mencionadas en otros sectores de la cuenca Neuquina.

8. AGRADECIMIENTOS.

En primer lugar, deseo expresar profundo agradecimiento a la Universidad Nacional de Río Negro por brindarme una educación pública, gratuita y de calidad que me permitió llevar a cabo esta gran carrera. Asimismo, quiero agradecer a la compañía YPF por haber auspiciado el proyecto en el cual se enmarca este trabajo final de grado. Al personal del yacimiento El Portón, quienes nos proporcionaron alojamiento durante las salidas de campo, facilitando así la realización de esta investigación. Al PI 40A-954 de la UNRN y al PUE 0031CO del CONICET, proyectos que respaldaron financieramente nuestras salidas de campo y posibilitaron la realización de estudios de laboratorio que enriquecieron significativamente la calidad de esta tesis.

Quiero agradecer a mi director, Ricardo Gómez, y a mi co-director, Abel Marcaida, por su ayuda constante en la resolución de dudas y consultas a lo largo de todo el trayecto de mi trabajo final de grado. Agradecer a Maísa Tunik y Aldo Montagna por su ayuda durante el trabajo de campo. Además, mi reconocimiento se extiende a Martín Parada y Martín Arce por su colaboración en la realización de los análisis de DRX. A Manuela Zalazar, Débora Campetella quienes amablemente respondieron mis dudas y consultas, brindando información que enriqueció mi trabajo.

Agradecer especialmente a mi familia, a mis padres, Hugo y Roxana, a mi hermana, Yesica, por su paciencia y apoyo a lo largo de todos estos años. Especialmente mi abuela, Elvira, cuyo aliento y ayuda han sido fundamentales durante todos estos años. A Ximena, no solo como amiga sino como futura colega, le debo un agradecimiento sincero por su gran ayuda durante las salidas de campo. Su apoyo constante y su compañía a lo largo de los años de cursadas han sido sumamente importantes. A mis compañeras, Bianca y Rocío, por su ayuda durante el trabajo de campo. A mis amigos Karen, Soledad, Bruno, Pamela, Nicole, Alejandra y Vanina a quienes conocí dentro de la universidad y me acompañaron durante todos estos años, su apoyo incondicional fue de suma importancia para llevar a cabo con éxito esta carrera. También agradezco a mis amigos de Allen, Carlina, Valeria y Pablo quienes me alentaron y respaldaron a lo largo de todo este recorrido.

A todos aquellos que de alguna manera han contribuido a este viaje académico, les dedico mi más sincero agradecimiento por su apoyo constante y sus valiosos aportes

9. REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Aguirre-Urreta, M.B. & Rawson, P.F. (1997). The ammonite sequence in the Agrio Formation (Lower Cretaceous), Neuquén Basin, Argentina. *Geological Magazine*, 134, 449–458.
- Aguirre-Urreta, M.B., Rawson, P.F., Concheyro, G.A., Bown, P.R. & Ottone, E.G. (2005). Lower Cretaceous (Berriasian-Aptian) biostratigraphy of the Neuquén Basin. En G.D. Veiga, L.A. Spalletti, J.A. Howell & E. Schwarz (Eds.), *The Neuquén Basin: A Case Study in Sequence Stratigraphy and Basin Dynamics* (pp. 57–81). Londres, Inglaterra: The Geological Society.
- Aguirre-Urreta, M.B., Mourgues, A.F., Rawson, P.F., Bulot, L.G. & Jaillard, E. (2007). The Lower Cretaceous Chañarcillo and Neuquén Andean basins: ammonoid biostratigraphy and correlations. *Geological Journal* 42, 143–173.
- Aguirre-Urreta, M.B., Pazos, P.J., Lazo, D.G., Fanning, C.M. & Litvak, V.D. (2008). First U-Pb SHRIMP age of the Hauterivian stage, Neuquén Basin, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences*, 26, 91–99.
- Aguirre-Urreta, B., Tunik, M., Naipauer, M., Pazos, P., Ottone, E., Fanning, M. & Ramos, V. A. (2011). Malargüe Group (Maastrichtian–Danian) deposits in the Neuquén andes, Argentina: implications for the onset of the first atlantic transgression related to western gondwana break-up. *Gondwana Research*, 19, 482–494.
- Aguirre-Urreta, M.B., Lescano, M., Schmitz, M. D., Tunik, M., Concheyro, A., Rawson, P. & Ramos, V. A. (2015). Filling the gap: new precise Early Cretaceous radioisotopic ages from the Andes. *Geological Magazine*, 12, 557–564.
- Aguirre-Urreta, M.B., Schmitz, M., Lescano, M., Tunik, M., Rawson, P. F., Concheyro, A. & Ramos, V. A. (2017). A high precision U–Pb radioisotopic age for the Agrio Formation, Neuquén Basin, Argentina: Implications for the chronology of the Hauterivian Stage. *Cretaceous Research*, 75, 193–204.
- Aguirre-Urreta, M.B., Martinez, M., Schmitz, M., Lescano, M., Omarini, J., Tunik, M., Kuhnert, H., Concheyro, A., Rawson, P., Ramos, V., Reboluet, S., Noclin, N., Frederichs, T. & Nickl Heiko Pälke, A.L. (2019). Interhemispheric radio-astrochronological calibration of the time scales from the Andean and the Tethyan areas in the Valanginian–Hauterivian (Early Cretaceous). *Gondwana Research*, 70, 104–132.

- Aguirre-Urreta, B., Caramés, A., Cataldo, C. S., Concheyro, A., Herrera, Y., Lazo, D. G., Lescano, M., López-Martínez, R., Luci, L. Marín, S. L., Martínez, M., Naipauer, M., Pellenard, P., Pino, A.D., Ramos, A.V., Tunik, M. & Vennari, V. (2022). El Ciclo Ándico de Groeber en la cuenca Neuquina, una revisión y actualización. *XI Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos*. Instituto Argentino del Petróleo y del Gas.
- Ahr, W. M. (1973). The carbonate ramp: An alternative to the shelf model. *Gulf Coast Association of Geological Societies Transactions*, 23, 221–225.
- Aigner, T. (1984). Dynamic stratigraphy of epicontinental carbonates, Upper Muschelkalk (M. Triassic), South-German Basin. Fossil-Lagerstätten No. 59. *Neues Jahrbuch fuer Geologie und Palaeontologie. Abhandlungen*, 169(2), 127–159.
- Ballent, S., Concheyro, A., Nández, C., Pujana, I., Lescano, M., Carignano, A.P., Caramés, A., Angellozzi, G. & Ronchi, D. (2011). Microfósiles mesozoicos y cenozoicos. En Leanza, H.A., Arregui, C., Carbone, O., Danieli, J.C., Vallés, J.M. (Eds.), *Geología y recursos naturales de la provincia del Neuquén XVIII Congreso Geológico Argentino* (pp. 489–528). Buenos Aires, Argentina: Asociación Geológica Argentina.
- Bates, R.L. & Jackson, J.A. (1987). *Glossary of Geology*. Virginia, Estados Unidos. Alexandria, Va.: American Geological Institute.
- Baniak, G.M., Gingras, M.K., Burns, B.A., Pemberton, S.G., 2014. An example of a highly bioturbated, storm-influenced shoreface deposit: Upper Jurassic Ula Formation, Norwegian North Sea. *Sedimentology*, 61, 1261–1285.
- Bhattacharya, J.P. & Walker, R.G. (1992). Deltas. En R.G. Walker y N.P. James (Eds), *Facies Models: Response to Sea Level Change* (pp. 157-177). Ontario, Canada: Geological Association of Canada.
- Bhattacharya, J.P. & MacEachern, J.A. (2009). Hyperpycnal rivers and prodeltaic shelves in the Cretaceous seaway of North America. *Journal of Sedimentary Research*, 79 (4), 184–209.
- Boggs Jr, S. (2001). Sedimentary structures. En S. Boggs Jr. (Ed.), *Principles of sedimentology and stratigraphy* (pp. 88-130). Nueva Jersey, Estados Unidos: Pearson prentice hall.
- Burchette, T.P., Wright, V.P. & Faulkner, T.J. (1990). Oolitic sandbody depositional models and geometries. Mississipp-plan of southwest Britain: implications for

- petroleum exploration in carbonate ramp settings. *Sedimentary Geology*, 68, 87–115.
- Burchette, T.P. & Wright, V.P. (1992). Carbonate ramp depositional systems. *Sedimentary Geology*, 79, 3–57.
- Buxton, M.W.N. & Pedley, H.M. (1989). A standardized model for Tethyan Tertiary carbonate ramps. *Journal of the Geological Society of London*, 146, 746–748.
- Calvet, F. & Tucker, M.E. (1988). Outer ramp carbonate cycles in the Upper Muschelkalk, Catalan Basin, N.E. Spain. *Sedimentary Geology*, 57, 185–198.
- Calvet, F., Tucker, M.E. & Henton, J.M. (1990). Middle Triassic carbonate ramp systems in the Catalan Basin northeast Spain: facies, systems tracts, sequences and controls. En M.E. Tucker, J.L. Wilson, P.D. Crevello, J.R. Sarg & J.F. Read (Eds.), *Carbonate Platforms* (pp. 79–108). Cataluña, España: International Association of Sedimentology.
- Carbone, O., Franzese, J., Limeres, M., Delpino, D. & Martínez, R. (2011). El Ciclo Precuyano (Triásico Tardío–Jurásico Temprano) en la Cuenca Neuquina. *Geología y recursos naturales de la provincia del Neuquén XVIII Congreso Geológico Argentino* (pp. 63–75). Buenos Aires, Argentina: Asociación Geológica Argentina.
- Comerio, M. (2016). Estudio mineralógico de las arcillas del Miembro Agua de la Mula -Formación Agrio-, en un marco estratigráfico secuencial, en el engolfamiento neuquino (tesis doctoral). Universidad de Buenos Aires, Argentina.
- Comerio, M., Fernández, D. E., Heredia, A., & Pazos, P. J. (2017). Análisis sedimentológico de facies de rampa externa: la Formación Agrio (Cretácico inferior), en el sector central de la Cuenca Neuquina, Argentina. *XX Congreso Geológico Argentino* (pp. 10–11). San Miguel de Tucumán, Argentina.
- Comerio, M., Fernández, D.E. & Pazos, P.J. (2018). Sedimentological and ichnological characterization of muddy storm related deposits: the upper Hauterivian ramp of the Agrio Formation in the Neuquén Basin, Argentina. *Cretaceous Research*, 85, 78–9.
- Comerio, M., Fernández, D. E., Gutiérrez, C., Justiniano, C. B., Estebenet, M. C. G. & Pazos, P. J. (2019). Sedimentary evolution of the marine Agua de la Mula Member (Agrio Formation, Lower Cretaceous) in the central Neuquén Basin: Source areas and paleogeographic considerations from a distal setting. *Journal of South American Earth Sciences*, 96, 102259.

- Digregorio, J. H. & Uliana, M. A. (1980). Cuenca neuquina. En J.C.M, Turner (Ed.), *II° Simposio de Geología Regional Argentina* (pp. 985–1032). Córdoba, Argentina: Academia Nacional de Ciencias.
- Dellapé, D., Pando, G. & Volkheimer, W. (1978). Estratigrafía y palinología de las Formaciones Mulichinco, Agrio y Grupo de La Amarga, al sur de Zapala (Provincia del Neuquén). *VII Congreso Geológico Argentino* (pp. 593–607). Neuquén, Argentina.
- Dellapé, D. A., Mombrú, C., Pando, G. A., Riccardi, A. C., Ulianka, M. A. & Westermann, G. E. (1979). Edad y correlación de la Formación Tábanos en Chacay Melehue y otras localidades de Neuquén y Mendoza. *Obra del Centenario del Museo de La Plata*, 5, 81–105.
- Denomme, K.C., Bentley, S.J., Harazim, D. & Macquaker, J.H. (2016). Hydrodynamic controls on muddy sedimentary-fabric development on the Southwest Louisiana subaqueous delta. *Marine Geology*, 382, 162–175.
- Dickinson, J.A.D. (1965). A modified staining technique for carbonates in thin section. *Nature*, 205 (4971), 587–587.
- Droste, H. (1990). Depositional cycles and source rock development in an epeiric intra-platform basin: the Hanifa Formation of the Arabian peninsula. *Sedimentary Geology*, 69, 281–296.
- Dunham, R.J. (1962). Classification of carbonate rocks according to depositional textures. En W.E. Ham (Ed.), *Classification of Carbonate Rocks* (108–121). Tulsa, Estados Unidos.
- Einsele, G. (2000). *Sedimentary Basin: Evolution, Facies and Sediment Budget*. Berlin, Alemania, Springer-Verlag.
- Embry, A. F. & Klovan, J. E. (1971). A Late Devonian reef tract on northeastern Banks Island, NWT. *Bulletin of Canadian petroleum geology*, 19(4), 730–781.
- Fisher, R. V. (1966). Rocks composed of volcanic fragments and their classification. *Earth Science Reviews*, 1, 287–298.
- Franzese, J. R. & Spalletti, L. A. (2001). Late Triassic–early Jurassic continental extension in southwestern Gondwana: tectonic segmentation and pre-break-up rifting. *Journal of South American Earth Sciences*, 14 (3), 257–270.
- Franzese, J., Spalletti, L., Gómez Pérez, I. & Macdonald, D. (2003). Tectonic and paleoenvironmental evolution of Mesozoic sedimentary basins along the Andes

- foothills of Argentina (32°–54° S). *Journal of South American Earth Sciences*, 16, 81–90.
- Garrido, A. C. (2010). Estratigrafía del Grupo Neuquén, Cretácico Superior de la Cuenca Neuquina (Argentina): nueva propuesta de ordenamiento litoestratigráfico. *Revista del Museo Argentino de Ciencias Naturales*, 12 (2), 121–177.
- Garrido, A. C. (2011). El Grupo Neuquén (Cretácico Tardío) en la Cuenca Neuquina. En H. A. Leanza, C. Arregui, C. Carbone, J. C. Danieli, J. M. & Vallés (Eds.), *Geología y Recursos Naturales de la Provincia del Neuquén XVIII Congreso Geológico Argentino* (pp. 231–244). Neuquén.
- González Tomassini, F., Kietzmann, D. A., Fantín, M. A., Crousse, L. C. & Reijenstein, H. M. (2015). Estratigrafía y análisis de facies de la Formación Vaca Muerta en el área de El Trapial. *Petrotecnia*, 79–89.
- Groeber, P. (1946). Observaciones geológicas a lo largo del meridiano 70°. 1. Hoja Chos Malal. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 1 (3), 177–208.
- Gulisano, C.A. (1981). El ciclo Cuyano en el Norte de Neuquén y sur de Mendoza. 8° *Congreso Geológico Argentino* (pp. 579–592). Buenos Aires, Argentina.
- Gulisano, C.A., Gutierrez Pleimling, A.R. & Digregorio, R.E. (1984). Esquema estratigráfico de la secuencia Jurásica del oeste de la provincia del Neuquén. *IX Congreso Geológico Argentino* (pp. 236–259). San Carlos de Bariloche, Argentina.
- Gulisano, C.A. & Gutierrez Pleimling, A. (1988). Depósitos eólicos del Miembro Avilé (Formación Agrio, Cretácico inferior) en el norte del Neuquén, Argentina. *II Reunión Argentina de Sedimentología*, (pp. 120–124). Buenos Aires, Argentina.
- Herrero Ducloux, A. (1947). Los depósitos terrestres del Cretácico medio y superior del Neuquén y sur de Mendoza. *Boletín de Informaciones Petroleras*, 24 (271), 171–178.
- Howell, J.A., Schwarz E., Spalletti L.A. & G.D. Veiga. (2005). The Neuquén Basin: an overview. En G.D. Veiga, L.A. Spalletti, J.A. Howell & E. Schwarz (Eds.), *The Neuquén Basin, Argentina: A Case Study in Sequence Stratigraphy and Basin Dynamics* (pp. 1–14). Londres, Inglaterra: The Geological Society.
- Kietzmann, D. A. & Paulin, S. M. (2019). Cyclostratigraphy of an upper Valanginian lower Hauterivian mixed siliciclastic-carbonate ramp succession (Pilmatué

- Member of the Agrio Formation), Loma La Torre section, northern Neuquén Basin, Argentina. *Cretaceous Research*, 98, 26–46.
- Lazar, O. R., Bohacs, K. M., Macquaker, J. H., Schieber, J. & Demko, T. M. (2015). Capturing key attributes of fine-grained sedimentary rocks in outcrops, cores, and thin sections: nomenclature and description guidelines. *Journal of Sedimentary Research*, 85 (3), 230–246.
- Lazo, D.G. (2003). The genus *Steinmanella* (Bivalvia, Trigonioidea) in the Agrio Formation (Lower Cretaceous), Neuquén Basin, Argentina. *Journal of Paleontology*, 77, 1069–1085.
- Lazo, D. G. (2004). Análisis de concentraciones fósiles del Cretácico Inferior de Cuenca Neuquina (tesis doctoral). Universidad de Buenos Aires, Buenos Aires.
- Lazo, D.G., Cichowolski, M., Rodriguez, D. & Aguirre-Urreta, M.B. (2005). Lithofacies, paleoecology and paleoenvironments of the Agrio Formation, Lower Cretaceous of the Neuquén basin, Argentina. En G.D. Veiga, L.A. Spalletti, J.A. Howell & E. Schwarz (Eds.), *The Neuquén Basin: A Case Study in Sequence Stratigraphy and Basin Dynamics* (pp. 295–315). Londres, Inglaterra: The Geological Society.
- Lazo, D. G. (2006). Análisis tafonómico e inferencia del grado de mezcla temporal y espacial de la macrofauna del Miembro Pilmatué de la Formación Agrio, Cretácico Inferior de cuenca Neuquina, Argentina. *Ameghiniana*, 43 (2), 311–326.
- Lazo, D. G. (2007). Análisis de biofacies y cambios relativos del nivel del mar en el Miembro Pilmatué de la Formación Agrio, Cretácico Inferior de cuenca Neuquina, Argentina. *Ameghiniana*, 44 (1), 73–89.
- Leanza, H.A., Marchese, H.G. & Riggi, J.C. (1977). Estratigrafía del Grupo Mendoza con especial referencia a la Formación Vaca Muerta entre los paralelos 35° y 40° L.S., cuenca Neuquina-Mendocina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 32, 190–208.
- Leanza, H.A. (1992). Estratigrafía del Paleozoico y Mesozoico anterior a los Movimientos Intermálmicos en la comarca del Cerro Chachil, provincia del Neuquén, Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 45 (3-4), 272–299.
- Leanza, H.A., Hugo, C.A. & Repol, D. (2001). Hoja Geológica 3969-I, Zapala. *Servicio Geológico Minero Argentino*, 275, 1–128.

- Leanza, H. A. (2003). Las sedimentitas huirinianas y rayosianas (Cretácico Inferior) en el ámbito central y meridional de la cuenca Neuquina, Argentina. *Servicio Geológico Minero Argentino, Serie Contribuciones Técnicas - Geología* 2, 1–31.
- Leanza, H.A., Sattler, F., Martínez, R.S. & Carbone, O. (2011). La Formación Vaca Muerta y Equivalentes (Jurásico Tardío-Cretácico Temprano) en la cuenca Neuquina. *XVIII Congreso Geológico Argentino* (pp. 113–129).
- Legarreta, L. & Gulisano, C.A. (1989). Análisis estratigráfico secuencial de la Cuenca Neuquina (Triásico superior-Terciario inferior). En G. A. Chebli. & L. A. Spalletti (Eds.), *Cuencas Sedimentarias Argentinas* (pp. 221–243). San Miguel de Tucumán, Argentina: Serie Correlación Geológica
- Legarreta, L. & Uliana, M.A. (1991). Jurassic-Cretaceous marine oscillations and geometry of backarc basin fill, Central Argentine Andes. En D.I. Macdonald (Ed.), *Sedimentation, Tectonics and Eustasy. Sea level Changes at Active Plate Margins* (429–450). Oxford, Inglaterra: IAS Special Publications 12.
- Legarreta, L. & Uliana, M. A. (1996). The Jurassic succession in west-central Argentina: stratal patterns, sequences and paleogeographic evolution. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 120 (3–4), 303–330.
- Legarreta, L. & Uliana, M.A. (1999). El Jurásico y Cretácico de la Cordillera Principal y la Cuenca Neuquina. En R. Caminos. (Ed.), *Geología Argentina* (pp. 399–416). Buenos Aires, Argentina: Instituto de Geología y Recursos Minerales.
- Legarreta, L. & Villar, H. J. (2012). Las facies generadoras de hidrocarburos de la Cuenca Neuquina. *Petrotecnia*, 53 (4), 14–39.
- Light, J. M. & Wilson, J. B. (1998). Cool-water carbonate deposition on the West Shetland Shelf: a modern distally steepened ramp. *Geological Society, London, Special Publications*, 149(1), 73–105.
- Macdonald, D., Gomez-Perez, I., Franzese, J., Spalletti, L., Lawver, L., Gahagan, L. & Paton, D. (2003). Mesozoic break-up of SW Gondwana: implications for regional hydrocarbon potential of the southern South Atlantic. *Marine and Petroleum Geology*, 20 (3-4), 287–308.
- Macquaker, J.H., Bentley, S.J. & Bohacs, K.M. (2010). Wave-enhanced sediment-gravity flows and mud dispersal across continental shelves: Reappraising sediment transport processes operating in ancient mudstone successions. *Geology*, 38, 947–950.

- Maceda, R. & Figueroa, D. (1993). La inversión del rift mesozoico en la faja fallada y plegada de Malargüe, Provincia de Mendoza. *XII Congreso Geológico Argentino y II Congreso de Exploración de Hidrocarburos* (pp. 219–232).
- Markello, J.R. & Read, J.F. (1981). Carbonate ramp to deeper shale shelf transitions of an Upper Cambrian in-trashelf basin, Nolichucky Formation, southwest Virginia Appalachians. *Sedimentology*, 28, 573–597.
- Marchese, H.G. (1971). Litoestratigrafía y variaciones faciales de las sedimentitas mesozoicas de la cuenca Neuquina, provincia de Neuquén, República Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 26, 343–410.
- Méndez, V., Zanettini, J. C. M. & Zappettini, E. O. (1995). *Geología y metalogénesis del orógeno Andino central, República Argentina*. Buenos Aires, Argentina: secretaria de Minería de la Nación.
- Miall, A.D. (1996). *The geology of fluvial deposits: sedimentary facies, basin análisis and petroleum geology*. Toronto, Canadá: Springer.
- Monaco, P. (1992). Hummocky cross-stratified deposits and turbidites in some sequences of the Umbria-Marche area (central Italy) during the Toarcian. *Sedimentary Geology* 77, 123–142.
- Moore, S.A. (2018). Integrated Depositional Model and Hydrocarbon Potential of Distal Ramp Deposits, Agrio Formation, Neuquén Basin, Argentina (tesis doctoral). Universidad de Utah, Argentina.
- Morris, J.E., Hampson, G.J. & Johnson, H.D. (2006). A sequence stratigraphic model for an intensely bioturbated shallow-marine sandstone: the Bridport Sand Formation. *Sedimentology*, 53, 1229–1263.
- Mount, J. (1985). Mixed siliciclastic and carbonate sediments: a proposed first-order textural and compositional classification. *Sedimentology*, 32 (3), 435–442.
- O'Brien, N.R. & Slatt, R.M. (1990). *Argillaceous rock atlas*. Nueva York, Estados Unidos, Springer-Verlag.
- Omarini, J., Voglino, S., Thul, D., Tunik, M., Aguirre-Urreta, B., Lescano, M., Martínez, M. & Giusiano, A. (2017). Caracterización geoquímica del Miembro Pilmatué de la Formación Agrio, en el área de El Portón, Cuenca Neuquina. En M. Schiuma., G. Vergani., A. Schiuma., C. Arregui. *XX Congreso Geológico Argentino* (pp. 76–82). San Miguel de Tucumán, Argentina.
- Otharán, G. (2020). Sedimentología y análisis de facies de la Formación Vaca Muerta (Tithoniano-Valanginiano), Cuenca Neuquina. El rol de los flujos de fango en la

- deposición de espesas sucesiones de lutitas (tesis doctoral). Universidad Nacional del Sur, Bahía Blanca.
- Parras, A. M., Casadío, S. & Pires, M. (1998). Secuencias depositacionales del Grupo Malargüe y el límite Cretácico-Paleógeno, en el sur de la provincia de Mendoza, Argentina. *Publicación Electrónica de la Asociación Paleontológica Argentina*, 5 (1), 61–69.
- Pazos, P. J., Comerio, M., Fernández, D. E., Gutiérrez, C., Estebenet, M. C. G. & Heredia, A. M. (2020). Sedimentology and sequence stratigraphy of the Agrio Formation (Late Valanginian–Earliest Barremian) and the closure of the Mendoza Group to the north of the Huincul High. *Opening and closure of the Neuquén Basin in the Southern Andes*, 237–265.
- Pedley, M. (1992). Bio-retexturing: Early diagenetic fabric modifications in outer-ramp settings—A case study from the Oligo-Miocene of the Central Mediterranean. *Sedimentary Geology*, 79, 173–188.
- Pettijohn F.J., Potter, P.E. & Siever, R. (1987). *Sand and sandstones*. Nueva York, Estados Unidos, Springer-Verlag.
- Plint, A.G., Macquaker, J.H. & Varban, B.L. (2012). Bedload transport of mud across a wide, storm-influenced ramp: Cenomanian-Turonian Kaskapau Formation, western Canada foreland basin. *Journal of Sedimentary Research*, 82 (11), 801–822.
- Plint, A.G. (2014). Mud dispersal across a Cretaceous prodelta: Storm-generated, wave-enhanced sediment gravity flows inferred from mudstone microtexture and microfacies. *Sedimentology*, 61, 609–647.
- Potter, P.E., Maynard, J.B. & Depetris, P.J. (2005). *Mud and mudstones: Introduction and overview*. Berlin, Alemania, Springer Science y Business Media.
- Purser, B. (1973). Sedimentation around bathymetric highs in the southern Persian Gulf. En: *The Persian Gulf: Holocene Carbonate Sedimentation and Diagenesis in a Shallow Epicontinental Sea* (pp. 157–177). Berlin, Alemania: Springer-Verlag.
- Ramos, V. A. (1999). Plate tectonic setting of the Andean Cordillera. *Episodes Journal of International Geoscience*, 22 (3), 183–190.
- Read, J.F. (1982). Carbonate platforms of passive (extensional) continental margins: types, characteristics and evolution. *Tectonophysics*, 81, 195–212.
- Read, J.F. (1985). Carbonate platform facies models. *American Association of Petroleum Geologists*, 69, 1–21.

- Remírez, M. (2020). Sedimentología y geoquímica de las sedimentitas de grano fino del Miembro Pilmatué, Formación Agrio, Cuenca Neuquina (tesis doctoral). Universidad Nacional de La Plata, La Plata.
- Sagasti, G. & Ballent, S. (2002). Caracterización microfaunística de una transgresión marina: Formación Agrio (Cretácico inferior), cuenca Neuquina, Argentina. *Geobios*, 35 (6), 721–734.
- Sagasti, G. (2000). La sucesión rítmica de la Formación Agrio (Cretácico inferior) en el sur de la Provincia de Mendoza y su posible vinculación con ciclos de Milankovitch. *Revista de la Asociación Argentina de Sedimentología* 7, 1–22.
- Sagasti, G. (2005). Hemipelagic record of orbitally-induced dilution cycles in Lower Cretaceous sediments of the Neuquén Basin. En G. D. Veiga., L. A. Spalletti., J.A. Howell., E. Schwarz. (Eds.), *The Neuquén Basin: A Case Study in Sequence Stratigraphy and Basin Dynamics* (231–250). Londres, Inglaterra: The Geological Society.
- Sagasti, G. & Poiré, D. G. (1998). Asociaciones icnolitológicas de la porción basal de la Formación Agrio, arroyo Loncoche, provincia de Mendoza. *Revista de la Asociación Argentina de Sedimentología*, 5 (2), 105–118.
- Schieber, J. & Southard, J. B. (2009). Bedload transport of mud by floccule ripples—Direct observation of ripple migration processes and their implications. *Geology*, 37 (6), 483–486.
- Schieber, J. & Yawar, Z. (2009). A new twist on mud deposition: mud ripples in experiment and rock record. *The Sedimentary Record*, 7 (2), 4–8.
- Schieber, J., Southard, J. B. & Schimmelmann, A. (2010). Lenticular shale fabrics resulting from intermittent erosion of water-rich muds—interpreting the rock record in the light of recent flume experiments. *Journal of Sedimentary Research*, 80, 119–128.
- Schieber, J. (2011). Reverse Engineering Mother Nature-Shale Sedimentology from an Experimental Perspective. *Sedimentary Geology*, 238 (1), 1–22.
- Schieber, J. (2016). Mud-redistribution in epicontinental basins - Exploring likely processes. *Marine and Petroleum Geology*, 71, 119–133.
- Schmid, R. (1981). Descriptive nomenclature and classification of pyroclastic deposits and fragments: Recommendations of the IUGS Subcommittee on the Systematics of Igneous Rocks. *Geologische Rundschau*, 70, 794–799.

- Schwarz, E. & Howell, J. (2005). Sedimentary evolution and depositional architecture of a lowstand sequence set: the Lower Cretaceous Mulichinco Formation, Neuquén Basin, Argentina. En G. D. Veiga., L.A. Spalletti., J.A. Howell. & E. Schwarz. (Eds.), *The Neuquén Basin: a Case Study in Sequence Stratigraphy and Basin Dynamics* (109–138). Londres, Inglaterra: The Geological Society.
- Schwarz, E., Spalletti, L. A. & Howell, J. A. (2006). Sedimentary response to a tectonically induced sea-level fall in a shallow back-arc basin: the Mulichinco Formation (Lower Cretaceous), Neuquén Basin, Argentina. *Sedimentology*, 53 (1), 55–81.
- Schwarz, E., Spalletti, L.A. & Veiga, G.D. (2011). La Formación Mulichinco (Cretácico Temprano) en la Cuenca Neuquina. En H.A. Leanza, C. Arregui, O. Carbone, J.C. Danieli, J.M. Vallés (Eds.), *Geología y recursos naturales de la provincia del Neuquén XVIII Congreso Geológico Argentino* (pp. 131–144). Buenos Aires, Argentina: Asociación Geológica Argentina.
- Schwarz, E., Alvarez-Trentini, G., Valenzuela, M.E. (2013). Ciclos mixtos carbonáticos/silicoclásticos en el Miembro Superior de la Formación Mulichinco (yacimiento Cañadón Amarillo, Cuenca Neuquina central, Argentina): Implicancias secuenciales y para caracterización de reservorios. *Latin American Journal of Sedimentology and Basin Analysis*, 20, 21–49.
- Schwarz, E., Spalletti, L. A., Veiga, G. D. & Fanning, C. M. (2016). First U–Pb SHRIMP age for the Pilmatué Member (Agrido Formation) of the Neuquén Basin, Argentina: implications for the Hauterivian lower boundary. *Cretaceous Research*, 58, 223–233.
- Schwarz, E., Veiga, G. D., Álvarez Trentini, G., Isla, M. F. & Spalletti, L. A. (2018). Expanding the spectrum of shallow-marine, mixed carbonate–siliciclastic systems: Processes, facies distribution and depositional controls of a siliciclastic-dominated example. *Sedimentology*, 65 (5), 1558–1589.
- Schwarz, E., Finzel, E.S., Veiga, G.D., Rapela, C.W., Echevarria, C. & Spalletti, L.A. (2021). U-Pb geochronology and paleogeography of the Valanginian–Hauterivian Neuquén Basin: Implications for Gondwana-scale source areas. *Geosphere*, 17 (1), 244–270.
- Seoane Borracer, F., Iovine, G., Guerello, R., Fasola, M., Periale, S., Brisson, I. & Armisen, M. (2022). Análisis del Miembro Pilmatué de la Formación Agrido como

- reservorio shale. *XI Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos*. Instituto Argentino del Petróleo y del Gas (pp. 173–188).
- Somerville, I. D. & Strogon, P. (1992). Ramp sedimentation in the Dinantian limestones of the Shannon Trough, Co. Limerick, Ireland. *Sedimentary Geology*, 79, 59–75.
- Soyinka, O.A. & Slatt, R.M. (2008). Identification and micro-stratigraphy of hyperpycnites and turbidites in Cretaceous Lewis Shale, Wyoming. *Sedimentology*, 55 (5), 1117–1133.
- Spalletti, L. A., Franzese, J. R., Matheos, S. S. & Schwarz, E. (2000). Sequence stratigraphy of a tidally dominated carbonate–siliciclastic ramp; the Tithonian–Early Berriasian of the Southern Neuquén Basin, Argentina. *Journal of the Geological Society*, 157 (2), 433–446.
- Spalletti, L.A., Poire, D., Pirrie, D., Matheos, S. & Doyle, P. (2001). Respuesta sedimentológica a cambios en el nivel de base en una secuencia mixta clástica carbonática del Cretácico Inferior de la cuenca Neuquina, Argentina. *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 14, 57–74.
- Spalletti, L. A., Franzese, J. R., Veiga, G. D. & Schwarz, E. (2010). Evolución del margen activo de Gondwana occidental y su impacto en el registro sedimentario mesozoico de la Cuenca Neuquina, República Argentina. *VI Congreso Uruguayo de Geología*. Montevideo, Uruguay.
- Spalletti, L. A., Veiga, G. D., Schwarz, E., Lanza, H. A. & Arregui, C. (2011). La Formación Agrio (Cretácico Temprano) en la Cuenca Neuquina. *Relatorio del XVIII Congreso Geológico Argentino* (pp. 145–160). Buenos Aires, Argentina: Asociación Geológica Argentina.
- Stipanovic, P. N. (1966). El Jurásico en Vega de la Veranada (Neuquén), el Oxfordense y el diastrofismo divesiano (Agassiz-Yaila) en Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 20 (4), 403–478.
- Stipanovic, P. N., Rodrigo, F., Baulés, O. & Martínez, C. G. (1968). Las formaciones presenonianas del denominado Macizo Nordpatagónico y regiones adyacentes. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 27, 67–98.
- Stipanovic, P. N. (1969). El avance en los conocimientos del Jurásico Argentino a partir del esquema Groeber. *Revista Asociación Geológica Argentina*, 24, 377–388.
- Stipanovic, P. N. & Rodrigo, F. (1970). El diastrofismo jurásico en Argentina y Chile. *IV Jornadas Geológicas Argentinas* (pp. 353–368).

- Tucker, M. E. & Wright, V. R. (1990). *Carbonate Sedimentology*. Oxford, Inglaterra, Blackwell Scientific.
- Tunik, M., Folguera A., Naipauer M., Pimentel M. & Ramos V. A. (2010). Early uplift and orogenic deformation in the Neuquén Basin: Constraints on the Andean uplift from U–Pb and Hf isotopic data of detrital zircons. *Tectonophysics*, 489, 258–273.
- Turienzo, M., Sánchez, N., Lebinson, F. & Dimieri, L. (2015). Consideraciones estructurales sobre la interacción entre el basamento y la cubierta sedimentaria en la región de Pampa Tril–Filo Morado, Cuenca Neuquina. *XV Reunión de Tectónica* (pp. 150–151). General Roca, Argentina: Universidad Nacional de Río Negro.
- Tyson, R.V., Wilson, R.C.L. & Downie, C. (1979). A stratified water column environmental model for the type Kimmeridge Clay. *Nature*, 277 (5695), 377–380.
- Tyson, R., Esherwood, P. & Patisson, K. A. (2005). Organic facies variation in the Valanginian - mid-Hauterivian interval of the Agrio Formation (Chos Malal area, 193 Neuquén, Argentina): local significance and global context. En G. D. Veiga., L.A. Spalletti., J. Howell. & E. Schwarz. (Eds). *The Neuquén Basin: a Case Study in Sequence Stratigraphy and Basin Dynamics* (251–266). Londres, Inglaterra: The Geological Society.
- Uliana, M. A. & Biddle, K. T. (1988). Mesozoic-Cenozoic paleogeographic and geodynamic evolution of southern South America. *Revista Brasileira de geociencias*, 18 (2), 172–190.
- Uliana, M., Biddle, K. & Cerdán, J. (1989). Mesozoic extension and the formation of Argentina sedimentary basins. En A.J. Tankard, & H.R. Balkwill (Eds.), *Extensional Tectonics and Stratigraphy of the North Atlantic Margin* (pp. 599–613). American Association of Petroleum Geologists.
- Uliana, M. A. & Dellapé, D. A. (1981). Estratigrafía y evolución paleoambiental de la sucesión eoterciaria del Engolfamiento Neuquino (Patagonia septentrional). *VII Congreso Geológico Argentino* (pp. 673–711). Buenos Aires, Argentina.
- Van Wagoner, J.C., Mitchum, R.M., Campion, K.M. & Rahmanian, V.D. (1990). Siliciclastic sequence stratigraphy in well logs, cores and outcrops. *American Association of Petroleum Geologists*, 7, 1–55.
- Veiga, G.D., Spalletti, L. A. & Flint, S. (2002). Aeolian/fluvial interactions and highresolution sequence stratigraphy of a non-marine lowstand wedge: The Avilé

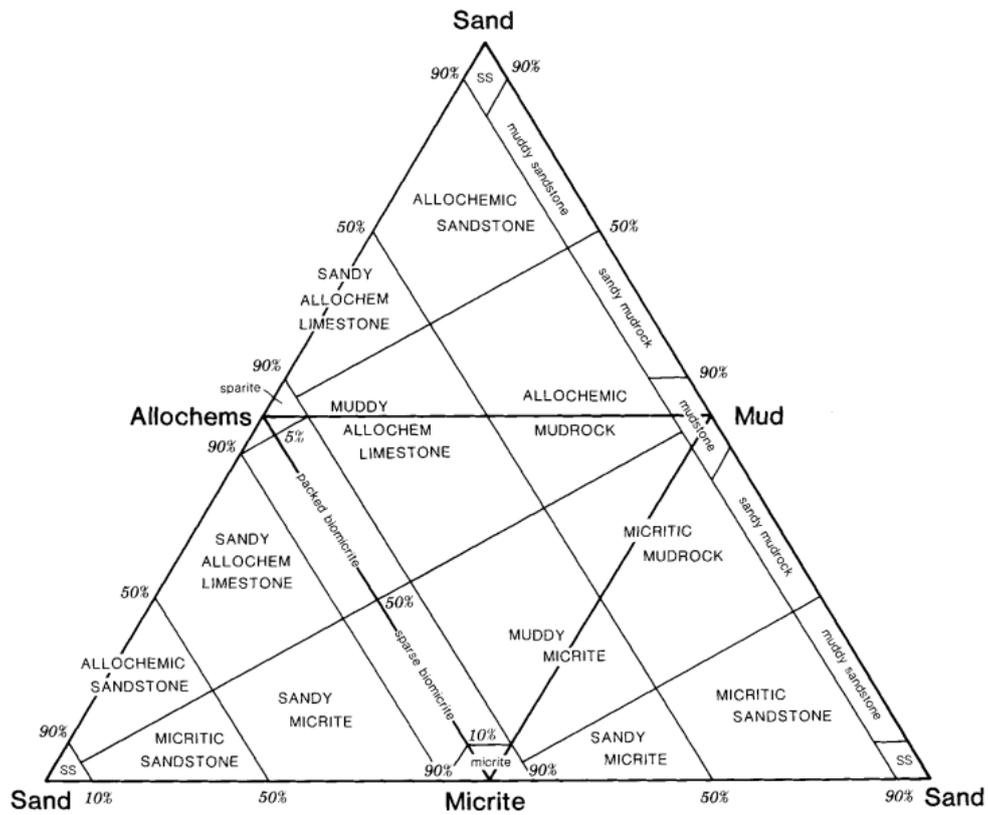
- Member of the Agrio Formation (Lower Cretaceous) in central Neuquén Basin, Argentina. *Sedimentology*, 49, 1001–1019.
- Veiga, G. D., Spalletti, L. A. & Flint, S. (2007). Anatomy of a fluvial lowstand wedge: the Avilé Member of the Agrio Formation (Hauterivian) in central Neuquén Basin (NW Neuquén province), Argentina. En G. Nichols., E. Williams., C. Paola. (Eds.), *Sedimentary Environments, Processes and Basins: A tribute to Peter Friend* (pp. 341–365). Oxford, Inglaterra: Wiley-Blackwell.
- Veiga, G.D. & Schwarz, E. (2017). Facies characterization and sequential evolution of an ancient offshore dunefield in a semi-enclosed sea: Neuquén Basin, Argentina. *GeoMarine Letters*, 37, 411–426.
- Vergani, G., Tankard, A. J. Belotti, H. J. & Welsnik, H. J. (1995). Tectonic Evolution and Paleogeography of the Neuquén basin. En A. J. Tankard, R. Suárez Sorucco & H. J. Welsnik (Eds.), *Petroleum Basins of South America. American Association of Petroleum Geologists* (pp. 383–402). Neuquén, Argentina.
- Vogolino, S. (2017). Caracterización del Miembro Pilmatué de la Formación Agrio como reservorio no convencional de tipo shale (tesis de grado). Universidad Nacional de Rio Negro, General Roca.
- Weaver, C.E. (1931). *Paleontology of the Jurassic and Cretaceous of West Central Argentina*. Seattle, Estados Unidos. University of Washington Press.
- Wentworth, C. K. (1922). A scale of grade and class terms for clastic sediments. *The journal of geology*, 30(5), 377–392.
- Wilson, R.D. & Schieber, J. (2014). Muddy prodeltaic hyperpycnites in the lower Genesee Group of Central New York, USA: implications for mud transport in epicontinental seas. *Journal of Sedimentary Research*, 84, 866–874.
- Wilson, R. & Schieber, J. (2015). Sedimentary Facies and Depositional Environment of the Middle Devonian Genesee Formation of New York, USA. *Journal of Sedimentary Research*, 85 (11): 1393–1415.
- Wilson, R. & Schieber, J. (2017). Association Between Wave-and Current-aided Hyperpycnites and Flooding Surfaces in Shelfal Mudstones: an Integrated Sedimentologic, Sequence Stratigraphic, and Geochemical Approach. *Journal of Sedimentary Research*, 87 (11), 1143–1155.
- Wright, V.P. (1986). Facies sequences on a carbonate ramp: the Carboniferous Limestone of South Wales. *Sedimentology*, 33, 221–241.

- Wright, V. P. & Burchette, T. P. (1998). Carbonate ramps: an introduction. *Geological Society, London, Special Publications*, 149(1), 1–5.
- Yawar, Z. & Schieber, J. (2017). On the origin of silt laminae in laminated shales. *Sedimentary Geology*, 360, 22–34
- Yrigoyen, M. R. (1991). Hydrocarbon resources of Argentina. *Petrotecnia*, 13, 38–54.
- Zalazar, M., Pino, D. A., Tunik, M. A. & Alvarez, J. P. (2022). Caracterización mecánica mediante técnica de scratch de Facies carbonáticas en muestras de afloramiento. *XXI Congreso Geológico Argentino* (pp. 583–584). Puerto Madryn, Argentina.
- Zapata, T. & Folguera, A. (2005). Tectonic evolution of the Andean Fold and Thrust Belt of the southern Neuquén Basin, Argentina. En Veiga, G.D., Spalletti, L.A., Howell, J.A. & Schwarzer, E. (Eds.) *The Neuquén Basin: A case study in sequence stratigraphy and basin dynamics* (37–56). Londres, Inglaterra: The Geological Society.
- Zavala, C., Ponce, J. J., Arcuri, M., Drittanti, D., Freije, H. & Asensio, M. (2006). Ancient lacustrine hyperpycnites: a depositional model from a case study in the Rayoso Formation (Cretaceous) of west-central Argentina. *Journal of Sedimentary Research*, 76 (1), 41–59.
- Zavala, C., Arcuri, M., Di Meglio, M. & Zorzano, A. (2011). Las capas de San Eduardo: 130 metros de arenas en el Miembro Inferior de la Fm. Agrio, Cretácico Inferior, Cuenca Neuquina. *VIII Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos* (pp. 215–224).
- Zeller, M., Verwer, K., Eberli, G.P., Massaferró, J.L., Schwarz, E. & Spalletti, L. (2015). Depositional controls on mixed carbonate–siliciclastic cycles and sequences on gently inclined shelf profiles. *Sedimentology*, 62 (7): 2009–2037.

ANEXO 1. CLASIFICACIONES COMPOSICIONALES, TEXTURALES, ESTRUCTURALES Y GRANULOMETRICAS DE LAS LITOLOGÍAS MENCIONADAS.

<i>Mudstones</i>	100 - 71%
Pelitas calcáreas	70 - 31%
Pelitas	30 - 1 %

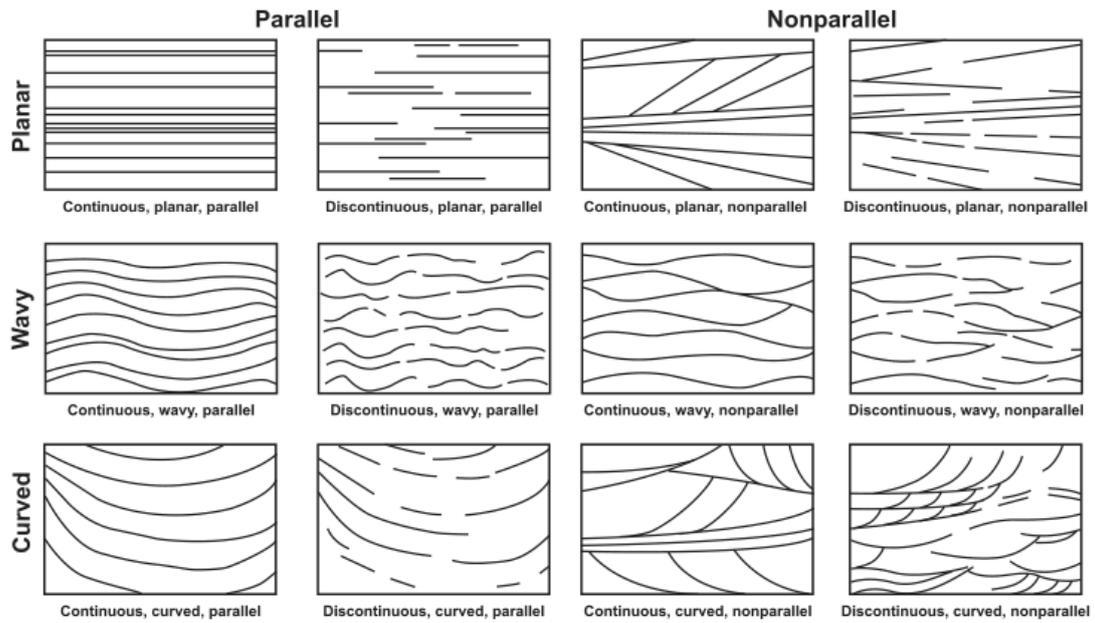
Tabla 4. Clasificación composicional de acuerdo con el porcentaje de CaCO₃ en pelitas y *mudstones*.



Clasificación composicional de pelitas en lámina delgada. Mount, (1985).

Textura deposicional reconocible						Textura deposicional no reconocible
Componentes originales no unidos durante la sedimentación			Componentes orgánicamente unidos durante el depósito			
Con lodo calcáreo (micrita) [tamaño limo fino y arcilla]			Boundstone (puede dividirse en 3 tipos de acuerdo con la forma de las estructuras orgánicas)			
Textura lodo-sostenida		Textura grano-sostenida				
< 10% granos	> 10% granos		Textura sostenida por granos > 2 mm		Cristalina	
Mudstone	Wackestone	Packstone	Grainstone	Floatstone		Rudstone
			en grupos separados		unidas	formando una estructura rígida
			Blaffestone		Bindstone	

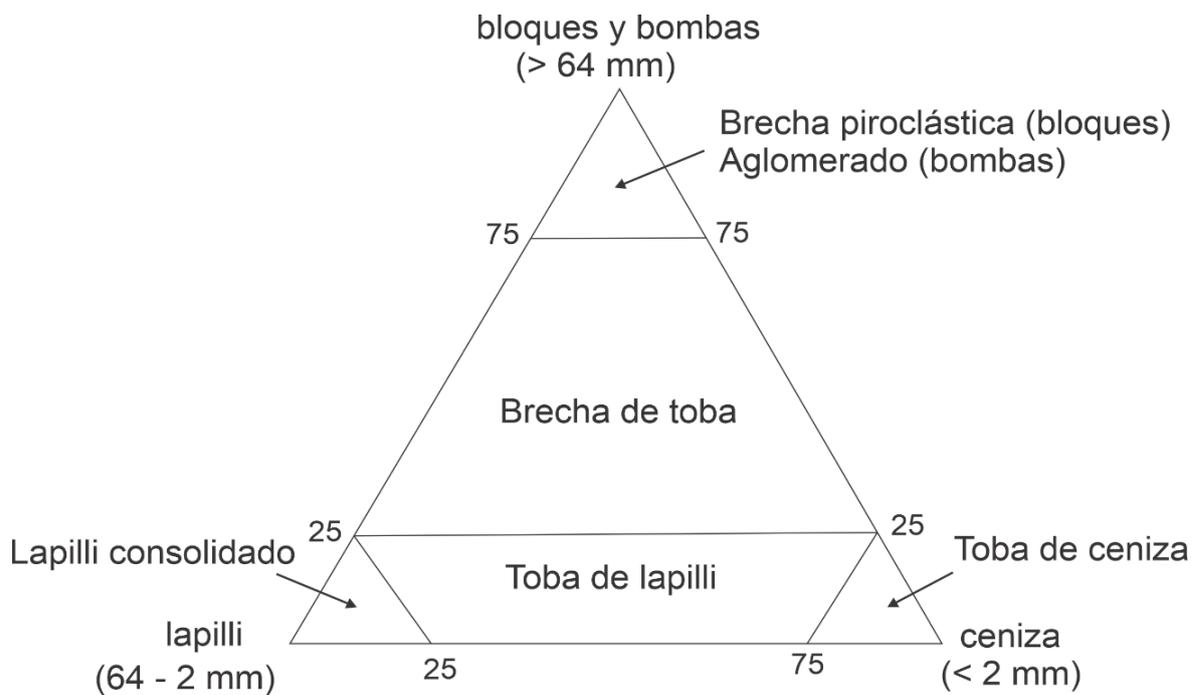
Clasificación textural de rocas carbonatadas de Dunham (Dunham, 1962) modificada por Embry & Klovan (1971).



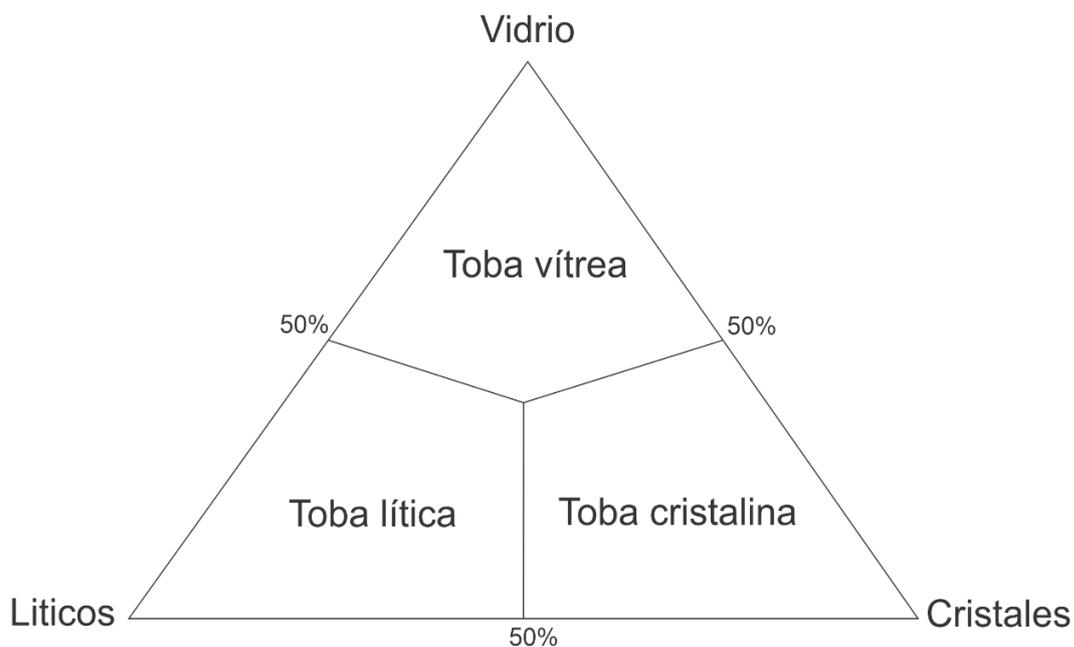
Clasificación estructural de pelitas en lámina delgada. Lazar, (2015).

Milímetros (mm)	Micrometros(μm)	Phi (Φ)	Clase de tamaño de Wentworth	Tipo de roca	
4096		-12.0	Bloque Grava Guijarro Granos	Conglomerado/ Brecha	
256		-8.0			
64		-6.0			
4		-2.0			
2.00		-1.0			
1.00		0.0	Arena muy gruesa	Arenisca	
1/2	0.50	1.0	Arena gruesa		
1/4	0.25	2.0	Arena media		
1/8	0.125	3.0	Arena fina		
1/16	0.0625	4.0	Arena muy fina		
1/32	0.031	5.0	Limo grueso	Limolita	
1/64	0.0156	6.0	Limo mediano		
1/128	0.0078	7.0	Limo fino		
1/256	0.0039	8.0	Limo muy fino		
	0.00006	0.06	14.0	Arcilla	Arcillita

Tabla 5. Clasificación granulométrica de las areniscas. Udden-Wentworth, (1922).



Clasificación granulométrica de las tobas. Fisher, (1966).



Clasificación composicional de las tobas. Schmid, (1981).