



Facultad de Ciencias Exactas y Naturales



Universidad de Buenos Aires

Análisis sedimentológico y estratigráfico secuencial del Miembro Pilmatué de la Formación Agrio (Valanginiano superior - Hauteriviano inferior) en el norte de Neuquén: correlación afloramiento - subsuelo

Trabajo Final de Licenciatura

Autor: Sebastian Erik Saavedra

Director: Diego Alejandro Kietzmann

Codirector: Federico González Tomassini

2024

RESUMEN

Este trabajo final de licenciatura se centra en el análisis detallado de los depósitos sedimentarios de los Miembros Pilmatué y Avilé de la Formación Agrio en la localidad de Loma La Torre, ubicada 50 km al noroeste de Chos Malal, dentro de la provincia de Neuquén, con el objetivo principal de entender las características sedimentológicas y estratigráficas de la sección relevada y su vinculación con datos del subsuelo. Para ello se contó con un conjunto de datos del bloque Corraleras, aportado por *Phoenix Global Resources*.

Un minucioso análisis de facies permitió identificar 10 litofacies y 10 microfacies, las cuales fueron agrupadas en 5 facies y tres asociaciones de facies (AF-1 a 3). Como resultado se interpretó a la asociación de facies 1 como un ambiente de rampa carbonática, interrumpida por los depósitos prodeltaicos de la asociación de facies 2. Por último, la asociación de facies 3, perteneciente al Miembro Avilé fue interpretada como depósitos fluvio-eólicos.

A partir del análisis del apilamiento de facies y la identificación en el campo de superficies de valor estratigráfica secuencial (superficies transgresivas y superficies de máxima inundación) se identificaron tres secuencias depositacionales en el Miembro Pilmatué, caracterizadas por cambios en el ambiente sedimentario y litología, compuestos internamente por cortejos transgresivos y regresivos.

Con el fin de comparar con bloques cercanos en el subsuelo, se tomaron mediciones de la radioactividad natural gamma con un escintilómetro espectral. El análisis de los contenidos de torio, potasio y uranio evidenció variaciones en las facies a lo largo del perfil estudiado, permitiendo discriminar entre las facies de rampa carbonática, donde los valores de rayos gamas está condicionada por las variaciones en el uranio, y las facies de prodelta, donde las variaciones del gamma están controladas por fluctuaciones del torio y el potasio, que reflejan variaciones en el aporte clástico.

El Miembro Pilmatué fue analizado en el subsuelo (bloque Corraleras) mediante mapas estructurales, con el fin de comprender variaciones de espesores, y se generaron mapas de materia orgánica y reflectancia de vitrinita a nivel local. La correlación de los datos de gamma de los pozos exploratorios con el perfil revelado en el campo permitió proponer intervalos de interés, principalmente asociados a los intervalos transgresivos, donde el Miembro Pilmatué poseen altos valores de uranio y de materia orgánica, que reflejan condiciones de bajo contenido de oxígeno.

AGRADECIMIENTOS

En primer lugar, quiero expresar mi agradecimiento a la Universidad de Buenos Aires, en especial a la Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, por brindarme la oportunidad y los recursos necesarios para llevar a cabo el cursado de toda la carrera y este trabajo final de licenciatura.

A mi director de tesis Diego Kietzmann por su tiempo, orientación, paciencia y apoyo a lo largo de este proceso. Sus comentarios y ayuda durante toda esta etapa fueron indispensables para poder culminar con el presente trabajo, como también para que lograr un trabajo de calidad.

A mi co-director Federico González Tomassini, por haberme aportado de su tiempo y guía mediante el conocimiento y visión que posee para abarcar temáticas que enriquecieron mucho a este trabajo.

A todos los miembros del jurado, por tomarse el tiempo de corregir esta tesis y proporcionar valiosos comentarios y sugerencias para su mejora.

A todo el cuerpo docente de la facultad, en especial a Graciela Bressan y Magalí Sturlesi por ser una excelente compañía durante el viaje de tesis y haberme ayudado a realizar mediciones en el campo. También a Iván Lanusse Noguera por la participación en la gestión de los datos proporcionados por *Phoenix Global Resources*.

A mis padres y hermano por su apoyo y paciencia durante todos estos años de estudio. Sin su constante aliento y comprensión, este logro no habría sido posible.

A Stefi que siempre está para apoyarme y motivarme a seguir creciendo, aún más conociendo las dificultades u obstáculos que se ponen en nuestras vidas. Gracias por compartir tantos buenos momentos juntos. También a su familia por su calidez y apoyo durante todos estos años.

A mis amigos de la facultad y de la vida por acompañarme y motivarme a terminar la carrera, mi eterna gratitud por tantas risas en tiempos de estudio como en juntadas.

INDICE

Capítulo 1: Introducción	1-6
1. 1. Introducción	1
1. 2. Objetivos y estructura del trabajo	2
1. 3. Metodología	2
1. 4. Ubicación del área de estudio	4
1. 5. Antecedentes generales	5
 Capítulo 2: Marco geológico	 7-11
2. 1. Marco tectónico general	7
2. 2. Evolución de la Cuenca Neuquina	8
 Capítulo 3: Estratigrafía	 12-32
3. 1. Introducción	12
3. 2. Mesozoico	14
3. 2. 1. Grupo Lotena	14
Formación Auquilco.....	14
3. 2. 2. Grupo Mendoza	16
Formación Tordillo.....	17
Formación Vaca Muerta.....	19
Formación Quintuco	22
Formación Mulichinco.....	24
Formación Agrio.....	25
3. 2. 3. Grupo Bajada del Agrio	27
Formación Huitrín	28
Formación Rayoso.....	29
3. 3. Cenozoico	30
Formación Palaoco/Sierra Negra.....	30
Depósitos cuaternarios.....	32
 Capítulo 4: Análisis de Facies de la Formación Agrio	 33-79
4. 1. Introducción	33
4. 2. Litofacies	34
4. 3. Análisis de Microfacies	47
4. 4. Facies.....	67
4. 5. Asociación de Facies	72

Capítulo 5: Estratigrafía Secuencial	80-87
5. 1. Introducción	80
5. 2. Análisis estratigráfico	81
5. 3. Discusión	86
Capítulo 6: Análisis de Rayos Gamma	88-98
6. 1. Introducción	88
6. 2. Fundamentos	88
6. 3. Registro de Rayos Gamma	90
6. 4. Análisis de Rayos Gamma	92
6. 5. Resultados preliminares	96
Capítulo 7: Análisis de Subsuelo (Bloque Corraleras)	99-106
7. 1. Introducción	99
7. 2. Correlación entre pozos y sísmicas	99
7. 3. Mapas estructurales e isopáquicos	101
7. 4. Mapas de reflectancia de vitrinita y materia orgánica	103
7. 5. Correlación con afloramiento	107
Capítulo 8: Conclusiones	108-109
Bibliografía	110-127
Apéndice	128-130
A.3. Apéndice del capítulo 3	128
A.7. Apéndice del capítulo 7	129

1. INTRODUCCIÓN

1. 1. Introducción

El norte neuquino es un área dentro de la Cuenca Neuquina con mucho valor desde el punto de vista económico debido a las acumulaciones hidrocarburíferas en el subsuelo. Durante los últimos años se ha agregado al interés de esta zona debido al desarrollo de reservorios no convencionales que dio inicio la Formación Vaca Muerta en el país, pero que incluyen actualmente a las formaciones Agrio y Los Molles, entre otras. Este tipo particular de reservorios, denominados no convencionales, necesitan de estimulaciones y/o procesos para lograr que los hidrocarburos presentes sean producidos (Holditch, 2003). Se diferencian de los convencionales debido a que no cumplen estrictamente con todos los elementos y/o procesos del sistema petrolero descriptas desde Magoon y Dow (1994). En el caso de los reservorios no convencionales tipo *shale*, la roca generadora es la misma que almacena los hidrocarburos en su espacio poral, y por ende, la misma roca cumple la función de roca reservorio, madre y sello a la vez por sus propiedades litológicas (Bjørlykke, 2010).

La Formación Agrio es una de las tres principales rocas madres de hidrocarburos en la Cuenca Neuquina (Cruz et al. 1998, Legarreta et al. 2005, Villar et al. 2006), aunque sus facies generadoras se encuentran restringidas al noroeste de la provincia de Neuquén y al suroeste de Mendoza. Su contenido de carbono orgánico total (COT) es en promedio de 2,5%, alcanzando hasta 8% en determinados niveles, el cual deriva de kerógenos marinos precursores de hidrocarburos líquidos (Wavrek et al., 1994; Tyson et al., 2005; Legarreta and Villar, 2012). Posee dos intervalos generadores, asociados con eventos de inundación regionales en la base de los miembros Pilmatué y Agua de la Mula. Ambos intervalos se encuentran geográficamente restringidos, comúnmente con espesores de algunas decenas de metros, pero que llegan a superar los 100 m de espesor en algunas localidades (Cruz et al., 1999). Adicionalmente, cabe mencionar la presencia de intrusivos terciarios (filones capa, diques y stocks) en este sector de la cuenca, que afectan a esta y a otras unidades incrementando localmente la generación de hidrocarburos (Legarreta y Villar, 2012, Spacapan, 2018). En el bloque Corraleras, que se encuentra a unos 36 km hacia el NE de los afloramientos analizados, la formación en cuestión ha sido tenida en cuenta como un objetivo no convencional, dada a su contenido de carbono orgánico total (COT), espesores e índices de reflectancia de vitrinita (Ro), por lo que resulta enriquecedor la comparación entre los datos obtenidos de afloramiento y de subsuelo.

Con el fin de aportar al conocimiento de la Formación Agrio en el bloque Corraleras, en este trabajo final de licenciatura se realizó un estudio sedimentológico y estratigráfico de la Formación Agrio en Loma La Torre, norte de la provincia de Neuquén, con un énfasis en la caracterización del miembro inferior debido a su potencial como reservorio no convencional a partir de datos de subsuelo proveídos por *Phoenix Global Resources*. Además, se realiza un análisis de las secuencias depositacionales presentes con los perfiles de rayos gamma medidos en el campo con el fin de caracterizar con mayor detalle los intervalos, asociándolo por ejemplo con la variación del contenido de materia orgánica. La proximidad de varios campos hidrocarburíferos respecto a la zona de estudio hace a esta área muy llamativa debido a que corresponden a afloramientos muy cercanos donde se puede hacer un estudio a esta escala y que permite tener un buen parámetro para correlacionar y comparar con las descripciones de pozos de estas mismas unidades, crear un análisis más robusto y proveer una mejor comprensión de este sistema. Esto añadió un factor de interés asociado debido a la cercanía con yacimientos en actual explotación y la incumbencia de enfocarse en el miembro inferior, Pilmatué.

1. 2. Objetivos y estructura del trabajo

La principal motivación de este trabajo es aportar al conocimiento de la Formación Agrio en el norte de la provincia de Neuquén con el fin de evaluar el potencial del miembro inferior de ser explotado como reservorio no convencional en el bloque Corraleras. Para esto se comparó un conjunto de datos provenientes del bloque Corraleras con datos obtenidos en los afloramientos. Los principales objetivos fueron:

- Realizar un perfil sedimentario detallado en afloramientos cercanos al bloque Corraleras, con el fin de comprar datos directos provenientes de los afloramientos con datos indirectos provenientes del subsuelo.
- Realizar un análisis sedimentológico de facies y microfacies con el fin de obtener una interpretación paleoambiental de la sucesión analizada.
- Realizar un análisis estratigráfico secuencial de la sección de afloramiento, con el objetivo de identificar secuencias depositacionales y su posterior comparación con las secuencias identificadas a partir de datos indirectos en el subsuelo.
- Realizar una descripción de como se caracteriza el Miembro Pilmatué en el subsuelo mediante el análisis de datos de pozos y sísmicas.
- Obtener un perfil de rayos gamma en afloramiento con el objetivo de caracterizar en mayor detalle las secuencias previamente interpretadas y así poder compararlas y correlacionarlas con los datos de subsuelo.

1. 3. Metodología

La realización de este trabajo consta en dos etapas principales. La primera se basa principalmente en mediciones de campo, donde se relevó el perfil en detalle de la Formación Agrio. Se realizó un mapa geológico de la zona de estudio donde fueron relevadas las distintas unidades litoestratigráficas representadas. Para la realización del mismo se realizó un mapeo preliminar utilizando QGIS, y las unidades fueron luego corroboradas durante el desarrollo de las tareas de campo.

Se levantó un perfil sedimentario detallado (banco a banco) en la sección Loma La Torre utilizando metro para las mediciones de detalle y báculo de Jacobo para la correcta estimación de intervalos espesos de pelitas o intervalos cubiertos. El perfil sedimentario fue elaborado mediante Corel Geological Drafting Kit (CGDK, Qiu et al., 2013) en CorelDRAW y posteriormente editado con Illustrator.

Para la realización del análisis de facies se definieron litofacies a partir de sus características litológicas, estructuras sedimentarias, contenido fósil y rasgos tafonómicos. Las litofacies fueron luego agrupadas en asociaciones de facies con el fin de establecer las asociaciones de procesos sedimentarios y proponer posibles ambientes de depositación (Miall, 1985 y 1996). Para complementar los estudios macroscópicos de campo se tomaron 29 muestras para realización de láminas delgadas y el posterior análisis de microfacies. Las microfacies fueron estudiadas siguiendo técnicas estándar (Flügel 2004), con cortes realizados perpendicularmente al plano de estratificación. La caracterización microfacial se basó en: 1) identificación de la fábrica, 2) identificación de estructuración, 3) descripción de partículas constituyentes y matriz (o cemento), 4) atribución de porcentajes de todos los constituyentes de la microfacies.

El análisis estratigráfico secuencial se realizó a partir de la identificación de superficies de inundación inicial y de máxima inundación, siguiendo el modelo de Embry y Johannessen (1992). Este modelo utiliza las superficies de inundación como elementos de división y contiene dos cortejos sedimentarios, el cortejo transgresivo (TST) y el cortejo regresivo (RST). El cortejo regresivo incluye el HST y el LST de Posamentier et al. (1988) y el HST, FSST y LST de Hunt y Tucker (1992). El mismo queda

definido por su patrón de apilamiento progradante y está limitado en la base por la MFS y en el tope por la superficie inicial de inundación o superficie transgresiva (TS). En trabajos posteriores el modelo de secuencias T-R fue refinado (Embry 1993, 1995), y se incorpora la superficie de máxima regresión (MRS) y una superficie de exposición subaérea en la parte no-marina de la secuencia, que forman el límite de secuencia y son coplanares con la TS.

Junto con la medición y descripción del perfil sedimentario, se realizaron mediciones de radiación gamma natural mediante un dispositivo portátil Gamma Surveyor II de GF Instruments. Se tomaron 644 mediciones con una equidistancia de 40 cm. Para cada medición el tiempo de muestreo se estableció en 120 segundos. La concentración de los distintos elementos radioactivos (K, U, Th) fue determinada a partir de la ecuación $n_i = SiKCK + SiU+CU + SiThCTh+niBG$, donde n representa el número de conteos, Si la sensibilidad del espectrómetro, C la concentración de cada elemento (% K, ppm U, ppm Th) y niBG la radiación de fondo promediada del conteo (Stoiber et al., 2003).

El ploteo de las curvas de rayos gamma de campo (total y espectrales) fue realizado con el software Past (Paleontological Statistics), donde además se realizaron histogramas separados para cada tramo que se consideró de interés.

Una vez concluida la etapa de análisis de afloramiento, se continuó con el análisis de los datos de pozo y sísmica provistos por *Phoenix Global Resources*. En esta etapa se construyeron secciones entre pozos para identificar la distribución geométrica del Miembro Pilmatué en el subsuelo. Para fortalecer estas observaciones se realizaron además mapas estructurales del techo y base del miembro inferior de la Formación Agrio (Ver apartado 7. 2), como también isopáquicos, mapas de materia orgánica y de reflectancia de vitrinita. También se analizaron los perfiles de rayos gamma de los pozos para elaborar una correlación con el medido en el afloramiento.



Figura 1.1: Flujo metodológico aplicado en este trabajo.

1. 4. Ubicación del área de estudio

La zona de estudio se encuentra en el norte de la provincia de Neuquén (Fig. 1.2), aproximadamente a unos 55 kilómetros de la ciudad de Chos Malal, dentro del departamento de Pehuenches, y está ubicada en la región central de la Cuenca Neuquina, en las cercanías del volcán Tromen. El área se encuentra comprendida entre los meridianos 69°59'10" y 69°48'30" de longitud oeste. y los paralelos 37°18'40" y 37°24'30" de latitud sur cubriendo un área cercana a los 150 km² (Fig. 1.2C).

Se caracteriza por una temperatura media anual que se encuentra entre los 13 a 14 °C y precipitaciones medias anuales en un rango de 130 y 150 mm (Cruzate et al., 2009). Los cursos fluviales presentes en la zona mapeada están subordinados a la cuenca del Río Neuquén hacia el sur como a la del río Colorado por el norte.

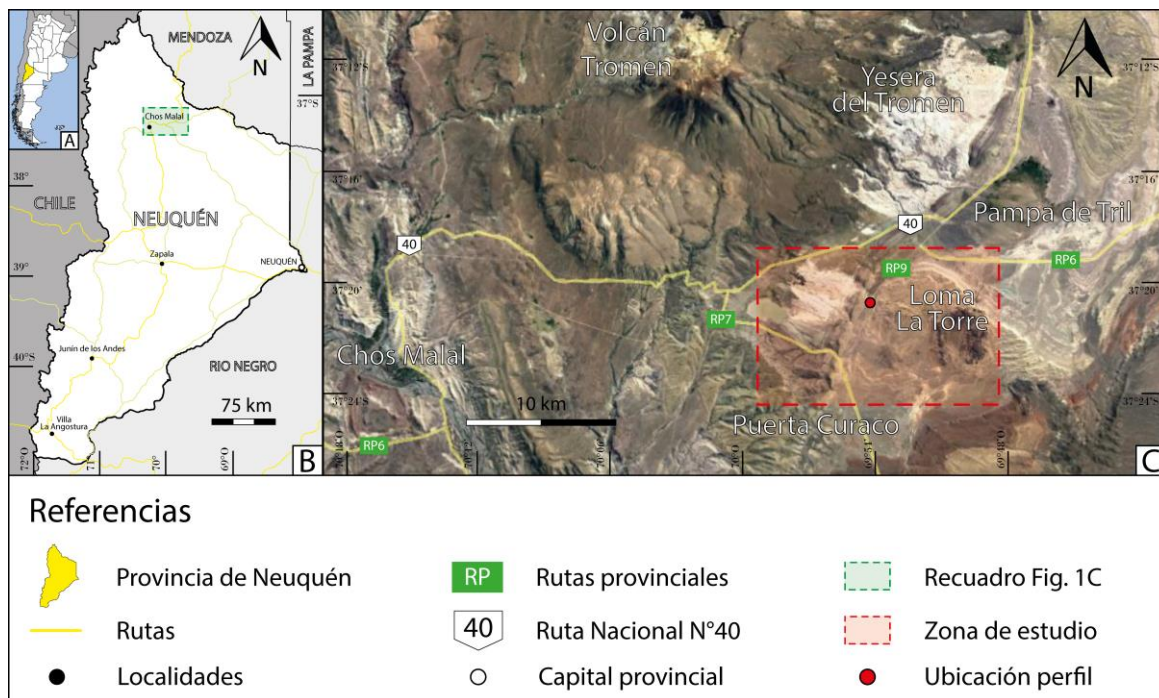


Figura 1.2: Mapa de ubicación geográfica. A. Ubicación de la provincia de Neuquén respecto a la Argentina y los países limítrofes. B. Mapa de la provincia de Neuquén y localidades importantes. C. Área de la localidad de Chos Malal y proximidades donde se engloba al área de estudio. El recuadro verde representa una visualización a las cercanías a Chos Malal, mientras que el recuadro rojo representa la ubicación de la zona de estudio.

A la zona de estudio se accede por la Ruta Nacional N°40 que se conecta tanto desde el norte por la ruta provincial N°6, como desde el sur por la ruta provincial N°7, sobre la ruta provincial N°9 que corre en sentido N-S.

La sección estudiada de la Formación Agrio se ubica en el flanco oriental del anticlinal La Yesera donde todos los miembros de la Formación Agrio se encuentran bien expuestos, con excepción del Miembro Superior que presenta un intervalo cubierto de aproximadamente 80 metros.

1. 5. Antecedentes generales

El norte neuquino ha marcado un gran interés desde los fines del siglo XIX debido a su ubicación, quedando registrados trabajos como los mapeos de relieve e hidrográficos realizados por la Comisión Científica del Departamento de Ingenieros Militares del actual Instituto Geográfico Nacional entre 1881 y 1883 (Dehais, 2006). Desde un punto de vista más geológico, registros se remontan a Avé Lallement (1885) donde se realizan descripciones geográficas y mineras por el sur mendocino y por Neuquén, dando a conocer ya para ese entonces que existían rocas de edad jurásica en esta zona. Le siguen pocos años después, los estudios realizados por Bodenbender (1889, 1892) compuestos por mapeos y descripciones litológicas y de ammonites. Ya para este entonces, se empezaba a entender y a indagar cada vez más sobre las rocas cretácicas de la región. Para 1896, Haunthal y colaboradores (Moreno, 1898) realizan un reconocimiento geográfico y geológico desde San Rafael, Mendoza, hasta Chos Malal, encomendados por Francisco Moreno dentro de su campaña que cubrió desde San Rafael hasta el Lago Buenos Aires en la provincia de Santa Cruz.

Para el siglo XX se continuó con la necesidad de investigación y de entender sobre los sistemas del norte neuquino, entre otros. Se destaca el trabajo de Weaver (1931) donde fueron definidas varias unidades estratigráficas de la región. Los trabajos en detalle realizados por Groeber (1929, 1933, 1946) fueron de suma importancia para la geología de la Cuenca Neuquina. En particular cabe destacar para esta ocasión, su trabajo denominado “Las observaciones geológicas a lo largo del meridiano 70°” (Groeber, 1946 y 1947) debido a que dentro de esta serie de mapas se ve involucrada la Hoja de Chos Malal. Acercándose a finales del siglo se presentan nuevos mapeos realizados por Zoller y Amos (1973) en la denominada Hoja 32b Chos Malal y también la Hoja 32c Buta Ranquil de Holmberg (1976), las cuales ambas de ellas engloban la zona de estudio. Una nueva actualización de la hoja geológica de la localidad de Chos Malal se encuentra en curso, la cual se estima que podría incluir una porción de la zona de este trabajo. A través del Servicio Geológico Minero Argentino (SEGEMAR) se realizaron mapeos geoquímicos de sedimentos de corrientes con datos de Cu, Pb y Zn (Ferpozzi et al., 2001), los cuales involucran principalmente a las proximidades de la laguna Auquincó.

Otros autores y trabajos de suma importancia por sus estudios dentro del área o cercanos a la misma por pocos kilómetros corresponden a Stipanovic (1969) donde se amplían conocimientos aportados previamente por Groeber. En lo que respecta a algunas unidades de suma importancia que afloran en la zona, Gulisano (1988) realizó un arduo estudio de la Formación Tordillo. Para la Formación Vaca Muerta, se destacan los trabajos de Leanza y Hugo (1977b), y Spalletti et al. (1999) principalmente enfocado en rasgos faunísticos, sedimentarios y estratigráficos. Schwarz (1999) en cambio, realizó estudios de la Formación Mulichinco, y en lo que respecta a la Formación Huitrín, un estudio estratigráfico fue realizado por Legarreta (1985).

Cabe mencionar algunos autores y grupos de investigación relativamente más contemporáneos que han trabajado en la zona. Entre ellos se destacan del área de estratigrafía y sedimentología a: Comerio et al. (2019), Comerio et al. (2020) y Spalletti et al. (2001a), donde se estudiaron las secuencias correspondientes a la Formación Agrio. Los depósitos eólicos/fluviales del Miembro Avilé fueron arduamente estudiados por Veiga et al. (2002).

También se destacan a Kietzmann et al. (2014a; 2014b; 2016), Kietzmann y Paulin (2019) y Capelli et al., (2018) enfocados en la estratigrafía de las formaciones Vaca Muerta y Agrio. La migración de hidrocarburos en rocas carbonáticas de la Fm. Vaca Muerta ha sido estudiada por Fortunatti et al. (2018). Por otro lado, la Formación Mulichinco fue estudiada por Schwarz y Howell (2005). A su vez, los depósitos de las sedimentitas huitrinianas y rayosianas han sido investigados en el ámbito de la zona de estudio por Leanza (2003). Garrido et al. (2012) estudiaron las secuencias volcanosedimentarias eoceno-miocenas y su registro faunístico.

Otros trabajos con un principal aporte paleontológico: Fernández et al. (2019) donde se estudiaron los primeros registros articulados de ofiuroides del Mesozoico sudamericano, y García et al. (2003) donde también se detallan los primeros restos de dinosaurios saurópodos del Jurásico.

Los rasgos tectónico-estructurales fueron estudiados por: Kozłowski et al. (1996), Sánchez et al. (2014), Turienzo et al. (2018), detallando principalmente la estructura y evolución de la faja plegada y corrida de Chos Malal.

Por último, existen trabajos que involucran estudios petrográficos del vulcanismo de Huantraico y del Tromen según Ramos y Barbieri (1988) y Llambias et al. (2011), respectivamente.

2. MARCO GEOLÓGICO

2. 1. Marco tectónico general

El contexto tectónico a escala regional de la Cuenca Neuquina es de tipo convergente, el cual se ve evidenciado por la continua orogenia que da como resultado al arco volcánico de los Andes entre Argentina y Chile, y por la deformación coetánea que da lugar a estructuras cuaternarias (Sánchez et al, 2014). La Cuenca se encuentra además ubicada entre los paralelos que corresponden a la Zona Volcánica Sur (ZVS, 33 - 46°S). Localmente, varios autores discrepan respecto al régimen tectónico de esta zona. Entre ellos, Folguera et al. (2008) asocian al colapso de la zona próxima al volcán Tromen con un régimen extensional local. Mientras que para Messenger et al. (2010) esta área estaría bajo uno compresivo en base a evidencias geomorfológicas.

La zona de estudio se encuentra caracterizada además por estar situada en el ámbito sur de la faja plegada y corrida de Chos Malal (Ramos, 1978). Este cinturón es producto de la orogenia Andina y presenta deformación de piel gruesa (Kozłowski et al., 1996; Sánchez et al., 2014). El basamento involucrado no se encuentra aflorando en la zona de interés de este trabajo, pero si lo hace hacia el oeste de la misma. Según Kozłowski et al. (1996) el desplazamiento de la Cordillera del Viento hacia el este podría ser una de los causantes de la deformación que se observa en la faja plegada y corrida de Chos Malal. Hacia el este de la zona de estudio, se encuentra ubicado el Alto de los Chihuidos, y hacia el sur la Dorsal de Huincul (Fig. 2.1).

Dentro del área estudiada, los rasgos estructurales observables en superficie son principalmente el anticlinal Las Yeseras, mientras hacia el este de la misma se encuentra el anticlinal de Pampa de Tril. Respecto a las interpretaciones de subsuelo, el anticlinal Las Yeseras estaría vinculado al sistema de corrimientos de Las Yeseras, con deformación de piel gruesa (Turienzo et al., 2020).

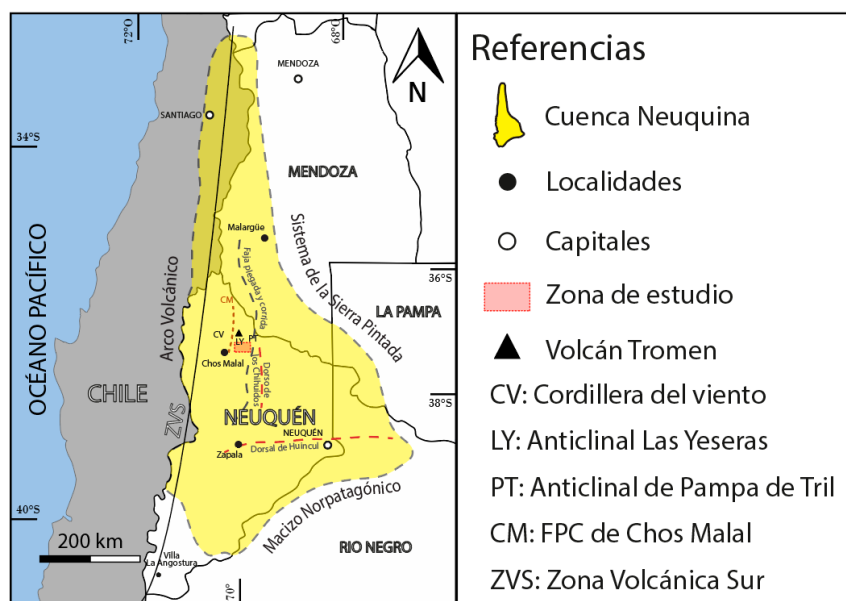


Figura 2.1: Ubicación de la Cuenca Neuquina respecto las provincias involucradas a la misma y ubicaciones de interés estructural/tectónico. En el recuadro rojo se encuentra representada la zona de estudio.

A lo largo de la zona de estudio se encuentran aflorantes una gran parte del relleno sedimentario que suele ser considerado de alto valor estratégico debido a sus formaciones y sus

potenciales hidrocarburíferos. Cabe destacar también que las secuencias que afloran poseen una buena continuidad y representación de las rocas principalmente Jurásico – Cretácico.

2. 2. Evolución de la Cuenca Neuquina

La Cuenca Neuquina corresponde a una de las cuencas productivas de la Argentina y abarca principalmente a la provincia de Neuquén y en menor medida a las provincias de Mendoza, La Pampa y Río Negro. La misma se ubica hacia el centro oeste del país (Fig. 2.1), posee un espesor total de entre 6000 y 7000 metros de espesor acuñándose hacia los bordes y se extiende por un área de 115.000 km² aproximadamente (Yrigoyen, 1991; Zavala et al., 2011; Stinco y Barredo, 2014a). Además, posee una característica forma triangular, la cual está elongada en sentido principalmente norte – sur o noroeste – sudeste (Legarreta y Uliana, 1999). Está limitada por el Sistema de la Sierra Pintada hacia el noreste, mediante el Macizo Nordpatagónico hacia el sudeste, y respecto al oeste por el arco volcánico de la Zona Volcánica Sur de Los Andes. Respecto a la zona de estudio, esta se encuentra dentro de la región morfoestructural de la Faja Plegada.

Se la considera una cuenca polifásica (Legarreta and Uliana, 1991 y 1996; Ramos y Folguera, 2005). La misma se habría desarrollado en el margen occidental de Gondwana (actual Sudamérica) cuando a partir del Pérmico – Triásico el supercontinente de Pangea se fragmentó, proceso que involucraría posteriormente a la fragmentación Gondwana, la apertura del océano Atlántico Sur y a un régimen de subducción con extensión de detrás del arco magmático (Uliana et al., 1989; Legarreta y Uliana, 1991).

La evolución de la cuenca respecto a estadios tectónicos se encuentra bien explicada en Gulisano y Legarreta (1989), Legarreta y Uliana (1991, 1996), y Uliana et al. (1999) donde se la separa en tres etapas detalladas en la figura 2.2: A) Triásico Tardío – Jurásico Temprano: caracterizado por un estadio de sinrift, B) Jurásico – Cretácico Temprano: asociada a subducción y desarrollo de un arco magmático, C) Cretácico Tardío: desarrollo de cuenca de antepaís por el ascenso de Los Andes.

En términos generales, Legarreta y Gulisano (1989) dividen a la Cuenca Neuquina en tres grandes secciones: 1) basamento prejurásico, 2) relleno sedimentario Mesozoico, 3) cobertura volcano-sedimentaria cenozoica.

Bajo estos criterios, este trabajo se encuentra acotado principalmente al relleno Mesozoico y temporalmente a un intervalo correspondiente a la tercera etapa evolutiva de la cuenca. Cabe mencionar que también existe una leve participación de depósitos cenozoicos, atribuidos al Neógeno y al Cuaternario (Ver Capítulo 3).

Dentro de los trabajos pioneros del siglo XIX sobre la Cuenca Neuquina se destacan entre otros, los de Bodenbender (1892) y Buckhardt (1899, 1900), brindando información estructural y sedimentaria. En el transcurso del siglo posterior, muchos geocientistas fueron de suma importancia para la caracterización y entendimiento más detallado del relleno de la cuenca, entre los que se puede mencionar a Groeber (1929, 1933), Weaver (1931), Fossa Mancini et al. (1938) y Herrero Ducloux (1946). Este impulso fue beneficiado por la creación de Yacimientos Petrolíferos Fiscales (YPF) en 1922 y el interés en estudiar estos sistemas petrolíferos.

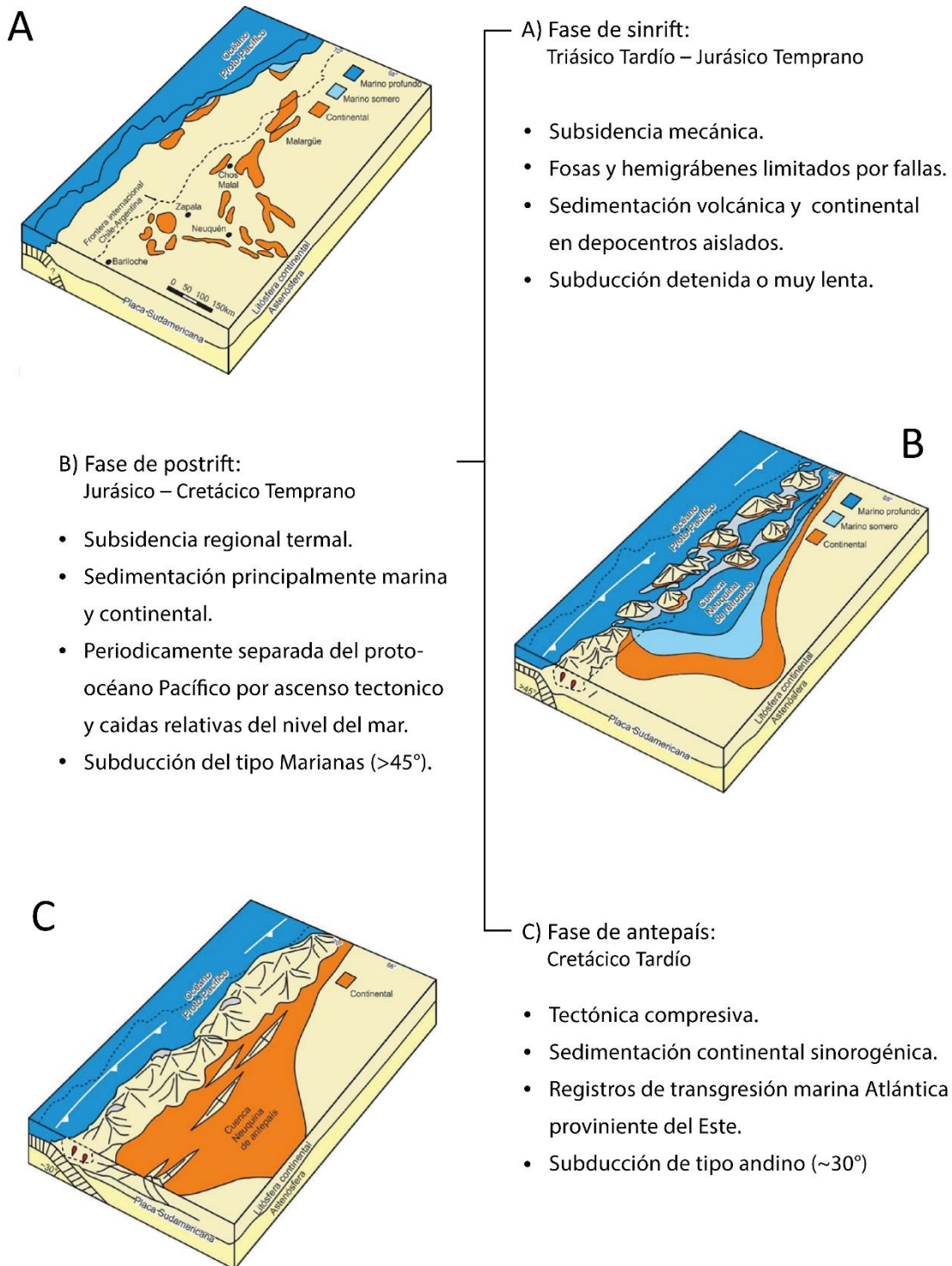


Figura 2.2: Esquema evolutivo de la Cuenca Neuquina desde el Triásico Tardío al Cenozoico. Modelo compuesto por tres etapas: A) Fase de sinrift; B) Fase de postrift; c) Fase de antepaís. Modificado de Voglino (2017), previamente modificado de Howell et al. (2005).

Para el entendimiento de la estratigrafía de la cuenca no debe de dejar de mencionar a Groeber (1946), el cual subdividió al relleno sedimentario en tres ciclos sedimentarios: 1) Jurásico, abarcando del Liásico al Oxfordiano superior, 2) Ándico, desde el Kimmeridgiano al Cenomaniano medio, y 3) Riográndico, para el Cenomaniano al Paleoceno.

Otro aporte importante entre otros es el de Legarreta y Gulisano (1989), los cuales, aplicando conceptos de investigadores previos logran una caracterización estratigráfico secuencial de las unidades Jurásicas y Cretácicas, y subdividiéndolas en supersecuencias (Inferior, Media y Superior) y mesosecuencias dentro de las previamente mencionadas. Cabe destacar que las supersecuencias de Legarreta y Gulisano (1989) se correlacionan a los ciclos propuestos por Groeber (1946).

La cuenca Neuquina presenta un basamento constituido por rocas del Paleozoico superior al Triásico Inferior, representado por el Grupo Andacollo y el Grupo Choiyoi (Fig. 2.3). El Grupo Andacollo está compuesto por sedimentitas marinas, rocas volcánicas y volcánoclasticas, expuesto en la Cordillera del Viento, el cual es considerado como el basamento más antiguo de la cuenca (Zollner y Amos, 1973; Herrero Ducloux, 1946). El mismo es atribuido por su contenido fosilífero al Carbonífero por diversos autores, como los previamente mencionados.

El Grupo Choiyoi de edad pérmica hasta triásica temprana es reconocido tanto en profundidad como en superficie. Esta unidad está asociada al pico de actividad magmática del ciclo Gondwánico comprendido entre el Carbonífero temprano y el Triásico Temprano (Llambías, 2011). Los principales afloramientos de esta unidad dentro de la cuenca se sitúan en la Cordillera del Viento y en la Dorsal de Huincul (Llambías, 2011).

El relleno sedimentario habría empezado en el Triásico Tardío asociado a una serie de depocentros aislados producto de una primera etapa extensional (Legarreta y Uliana, 1991; Vergani et al., 1995) y es dividido en tres etapas como mencionan Legarreta y Gulisano (1989).

En la primera etapa, desarrollada desde Triásico Temprano hasta el Jurásico Temprano, el contexto geológico estuvo influenciado por una importante actividad volcánica y un régimen extensional con una característica intercalación entre periodos dominados por procesos sedimentarios de ambientes aluviales y lacustres, y periodos donde dominan los procesos relacionados al volcanismo (Legarreta y Uliana, 1991; Vergani et al., 1995). Estos depósitos corresponden al Ciclo Precuyano de Gulisano (1981).

Entre el Jurásico Temprano y el Jurásico Tardío se estableció una etapa de *sag*, donde se acumularon las rocas de los Grupos Cuyo y Lotena. El primer grupo representa el registro de la primera ingresión marina en la cuenca, la que se inicia de manera escalonada rellenando los depocentros de la etapa de rift, hasta sobrepasarlos y conformar el Engolfamiento Neuquino (Gulisano, 1981; Gulisano et al., 1984a). Posteriormente el grupo registra una etapa regresiva que culmina con depósitos evaporíticos en el Calloviano medio. Al Grupo Cuyo lo suprayace el Grupo Lotena, el cual representa un nuevo ciclo transgresivo-regresivo constituido inicialmente por acumulación de depósitos silicoclásticos, seguido por carbonatos y finalmente evaporitas (Dellapé et al., 1979; Digregorio y Uliana, 1980).

Por último, una tercera etapa entre el Jurásico Tardío y el Cretácico Tardío está representada por una espesa sucesión marina y continental representada por los Grupos Mendoza, Bajada del Agrio y Neuquén (Gulisano et al., 1984a; Legarreta y Gulisano, 1989; Gulisano y Gutiérrez Pleimling,

1995). El Grupo Mendoza se extiende desde el Kimmeridgiano al Barremiano, y representa gran parte del Cretácico Temprano de la cuenca y comprende principalmente a las Formaciones Tordillo, Vaca Muerta, Quintuco, Mulichinco y Agrio (Leanza et al., 1977). Respecto al Grupo Bajada del Agrio, posee un rango temporal del Barremiano al Albiano (Leanza, 2003) o Cenomaniano (Legarreta et al., 1993), integrado por las Formaciones Huitrín y Rayoso. Posteriormente se desarrolló el Grupo Neuquén, conformando una sucesión de depósitos continentales de origen fluvial, eólico y lacustre, comprendido entre el Cenomaniano inferior y Campaniano medio (Legarreta y Gulisano, 1989; Vergani et al., 1995).

Después de la continentalización caracterizada por el Grupo Neuquén, se sobrepone el Grupo Malargüe, cuyas unidades fueron depositadas durante el desarrollo de la primera ingresión marina del atlántico (Leanza, 2005). El mismo comprende el intervalo Maastrichtiano – Paleoceno (Parras et. al., 1998). A lo largo del Cenozoico hay evidencias de magmatismo en toda la cuenca, la cual es evidenciada en la zona de estudio por solo una formación, correspondiente al Palaocolitense de Groeber (1937).

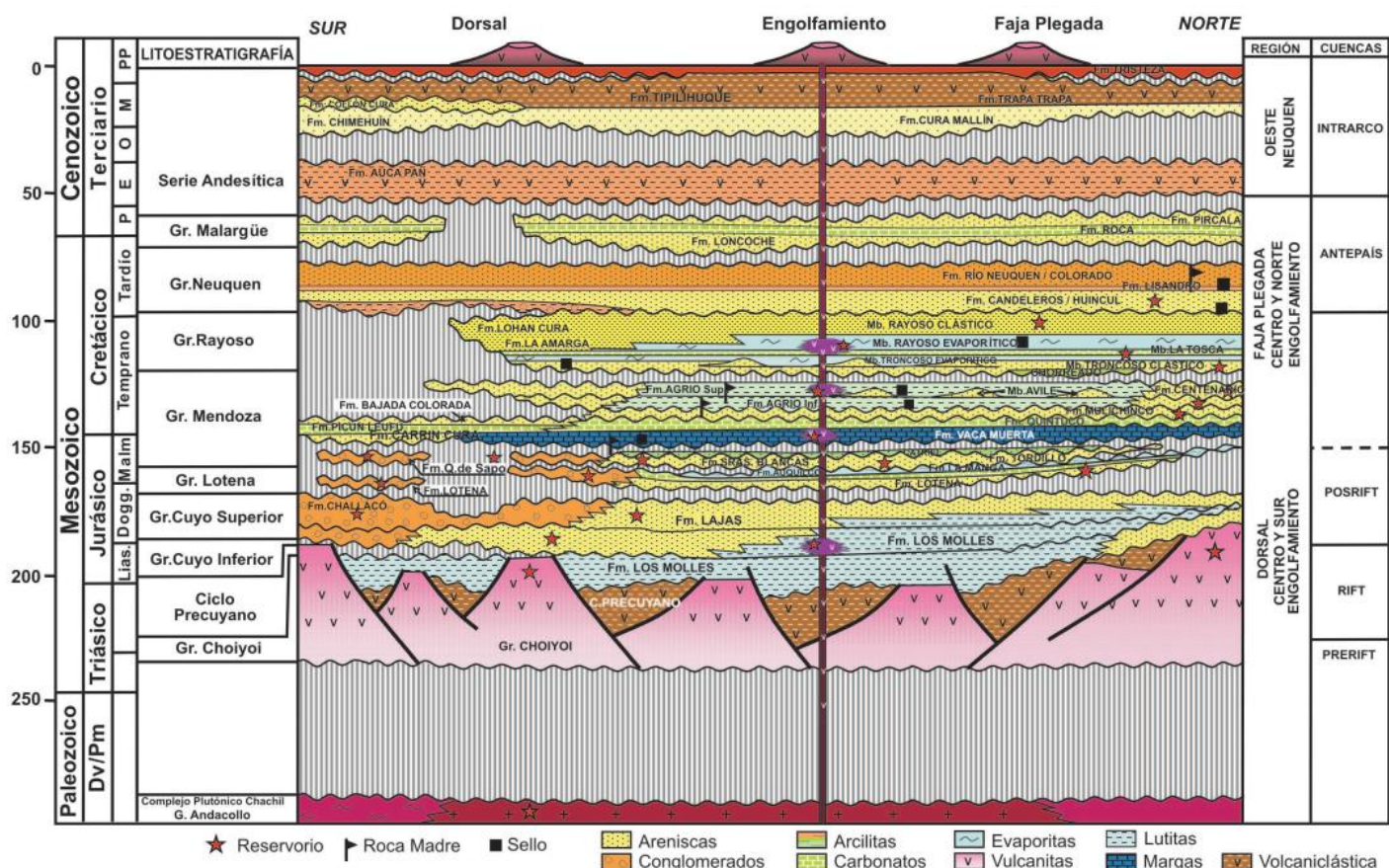


Figura 2.3: Cuadro estratigráfico general de la Cuenca Neuquina, con las principales unidades litológicas, discontinuidades, rocas reservorio, rocas generadoras y rocas sello (Vergani et al., 2011).

3. ESTRATIGRAFÍA

3. 1. Introducción

En este capítulo se describen las unidades litoestratigráficas aflorantes en la zona de estudio. Las mismas están representadas en un cuadro estratigráfico y mapa geológico (Fig. 3.1 y 3.2). Ver Apéndice para mapa geológico en mayor resolución.


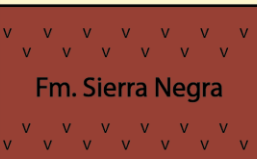
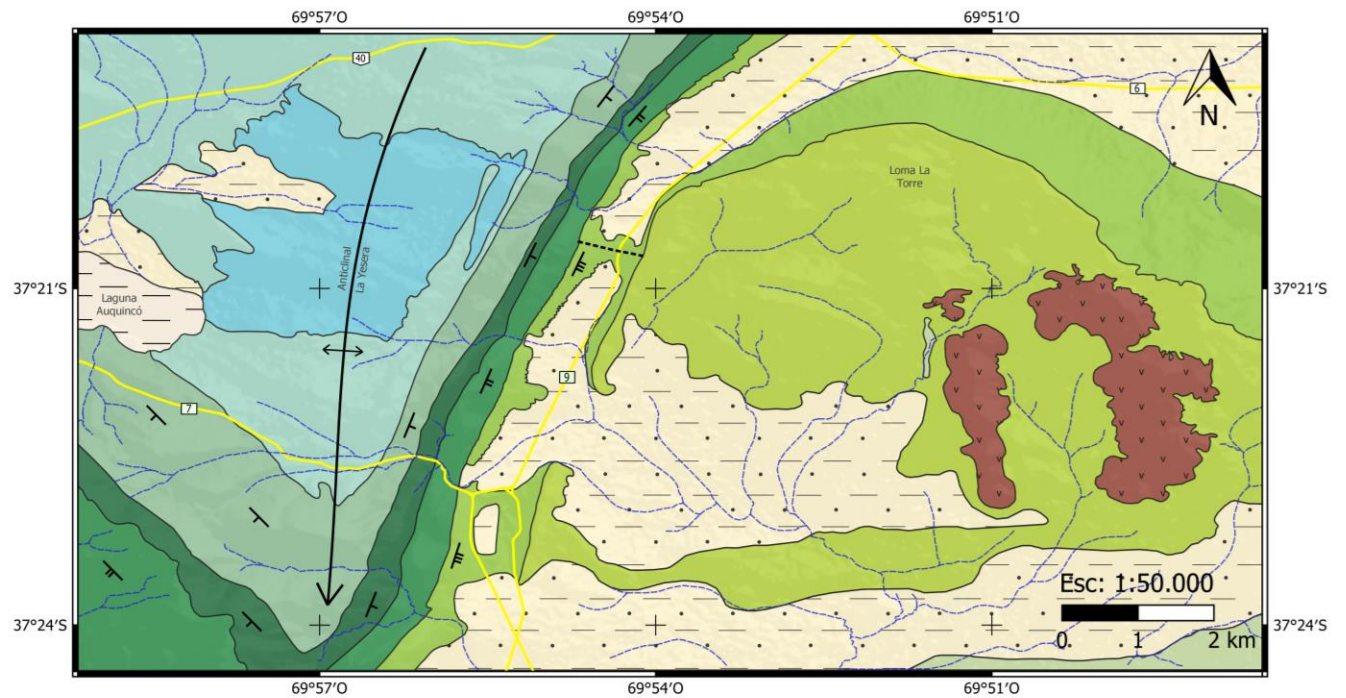
CENOZOICO	Cuaternario	Holoceno		 Depósitos Cuaternarios	
	Neógeno	Mioceno		 Fm. Sierra Negra	
MESOZOICO	Cretácico	Superior	Cenomaniano	Fm. Rayoso	Gr. Bajada del Agrio
		Inferior	Albiano		
			Aptiano		
			Barremiano	Fm. Huitrín	Gr. Mendoza
			Hauteriviano	Fm. Agrio	
			Valanginiano	Fm. Mulichinco Fm. Quintuco	
			Berriasiano	Fm. Vaca Muerta	
	Jurásico	Superior	Tithoniano	Fm. Tordillo	Gr. Lotena
			Kimmeridgiano		
			Oxfordiano	Fm. Auquilco	

Figura 3.1: Cuadro estratigráfico de la zona de estudio.



Referencias

Estratigrafía

	Depósitos Cuaternarios
	Fm. Sierra Negra
	Fm. Rayoso
	Fm. Huitrin
	Fm. Agrio

	Fm. Mulichinco
	Fm. Quintuco
	Fm. Vaca Muerta
	Fm. Tordillo
	Fm. Auquilco

Otros

	Cursos fluviales
	Traza de perfil
	Rutas
	Laguna Auquincó

	< 45°
	45° a 90°
	> 90°

Figura 3.2: Mapa geológico de la zona de estudio.

3. 2. Mesozoico

Las unidades relevadas en el área comienzan con los depósitos evaporíticos de la Formación Auquilco perteneciente al Grupo Lotena, la cual subyace a los depósitos del Grupo Mendoza, representados en el área por las Formaciones Tordillo, Vaca Muerta, Quintuco, Mulichinco y Agrio. Por encima de estos se encuentra el Grupo Bajada del Agrio, conformado por los depósitos continentales y evaporíticos de las Formaciones Huitrin y Rayoso. A estos depósitos les suprayacen las unidades del Grupo Neuquén que caracterizan una continentalización de la cuenca, culminando la sección con unidades cenozoicas.

3. 2. 1. Grupo Lotena

En 1992 Leanza propuso al Grupo Lotena como la agrupación de las Formaciones Lotena y Fortín 1° de Mayo (Leanza, 1992). Estos depósitos ubicados entre los Grupos Cuyo y Mendoza fueron previamente de identificados como Subciclo Loteniano-Chacayano por Groeber (1946). Temporalmente representa depósitos entre el Calloviano Medio (163 Ma) y el Oxfordiano Tardío (155,6 Ma) (Arregui et al., 2011b).

Incluye a las formaciones englobadas en el intervalo situado entre las discordancias regionales, Intracalloviana por la base e Intramálmica por su tope (Dellapé et al., 1979; Gulisano et al., 1984a), abarcando a las facies arenosas continentales y de plataforma de la Formación Lotena, litoestratigráficamente suprayacen depósitos calcáreos de la Formación La Manga (Formación Barda Negra en subsuelo), y hacia el tope culmina con la secuencia evaporítica de la Formación Auquilco (Arregui et al., 2011b).

Formación Auquilco

Antecedentes:

Esta unidad fue descrita formalmente por primera vez como Yeso Principal por Schiller (1912) en las inmediaciones del Aconcagua, provincia de Mendoza. Posteriormente Weaver (1931), incorporaría el término Formación Auquinco, sin asignarle una localidad tipo, pero teniendo relevancia toponímica la laguna Auquincó, la cual se encuentra dentro de la zona de estudio, ubicada además a unos 40 km al este de la localidad de Chos Malal.

El nombre de Formación Auquilco fue acuñado por Groeber (1946), indicando a su vez, que lo descrito por Schiller (1912) y Weaver (1931) correspondían a la misma unidad. Esta unidad se encuentra dentro del Subciclo Loteniano - Chacayano (Ciclo Jurásico) de Groeber (1946) y la Mesosecuencia Lotena de Legarreta y Gulisano (1989).

Otros trabajos de relevancia descriptivos engloban a los de Polanski (1972), Holmberg (1976), Gulisano et. al. (1984a) y Arregui et. al. (2011b).

Distribución geográfica:

Se encuentra aflorante en las provincias de San Juan, Mendoza y Neuquén de la República de Argentina, y también aflora en el país vecino chileno. En la Alta Cordillera del sur de San Juan y norte de Mendoza se encuentra extensamente aflorante (Schiller, 1912; Polanski 1972).

En cuanto a su distribución dentro de la cuenca se encuentra en la región suroccidental de Mendoza (Groeber, 1947) y en el este de Neuquén desde el Volcán Domuyo hasta la Sierra de la Vaca Muerta (Weaver, 1931; Groeber, 1946).

En el trabajo de relevamiento de la zona, se lo encuentra aflorante como el núcleo del anticlinal La Yesera, y en las inmediaciones de la Laguna Auquincó. Hacia el norte del recuadro de este trabajo, su expresión es mucho mayor, estos depósitos son correspondientes a lo denominado como La Yesera del Tromén.

Descripción litológica y ambiente:

Está compuesta principalmente de potentes bancos de anhidrita y yeso de tipo estratificado (Polanski, 1972), aunque existen trabajos donde se divide en tres facies. Los previamente mencionados son depósitos típicos de la parte interna de la cuenca, donde además el yeso se interestratifica con delgadas capas de calizas estromatolíticas, oolíticas y packstones. En el margen occidental se encuentran además de calizas estromatolíticas, brechas calcáreas de disolución que indican exposición subárea (Dellapé et al., 1979). Hacia el este, también se identifican facies marginales, constituidas principalmente por yeso nodular interestratificado con pelitas, limolitas y delgados bancos de brechas calcáreas (Gulisano et al., 1984a).

Respecto al ambiente de formación, en principio Legarreta y Gulisano (1989) lo describen como marino mesohalino, poco profundo y sujeto a fenómenos de exposición subaérea reiterados. Posteriormente Legarreta (2002) se refiere a este que se habría desarrollado en un cuerpo de aguas someras e hipersalinas vinculadas de manera restringida al Océano Pacífico. Por último, Ramos et. al. (2010) plantean que el ambiente de formación de esta unidad ha sido marino, hipersalino restringido. Sumado a esto, las sucesiones carbonáticas intercaladas entre los niveles de evaporitas se asocian a un ambiente marino marginal, probablemente a una planicie de mareas que se habría depositado en condiciones de salinidad anormales (Gulisano et. al., 1984a).

En la Yesera del Tromén, los afloramientos de esta unidad están representados principalmente por yeso y anhidrita, y además presentan cuarzo autigénico (de Barrio et al. 1994; Cesaretti et. al. 2000). Estas descripciones de estos depósitos se podrían asociar a los expuestos en el área de estudio, caracterizados por su color blanquecino (Fig. 3.3).

Relaciones estratigráficas:

La Formación Auquilco está limitada en su base con calizas de la Formación La Manga, y en su techo por la Formación Tordillo. Su límite basal tiene un contacto neto a paraconcordante, mientras que su límite superior es erosivo, denominada discordancia Araucánica o intermálmica (Gulisano, 1988).

El espesor de esta formación varía según la zona, debido a que son muy deformables y diapirizadas, habiendo publicados datos en profundidad de hasta 500 metros de espesor para el sector central de la cuenca (Arregui et. al., 2011b). En afloramientos se observan 190 metros (Veiga et. al., 2011) o hasta rangos de 5 a 10 metros (Stipanovic, 1966). Debido a su gran extensión y su carácter dúctil, la unidad cumple la función de nivel de despegue, como se destaca por Sánchez et. al. (2014) en la faja plegada y corrida de Chos Malal, y que además en las inmediaciones a la Yesera del Tromén, presenta una potencia inferior a los 100 metros.



Figura 3.3: Vista de las Formaciones Auquilco y Tordillo desde la Ruta Nacional N.º 40.

Contenido fósil y edad:

Su contenido fósil de amonites fue descrito en principio por Keidel (1910) y remencionado por Groeber (1946). En Leanza (1946, 1947) se caracteriza a estos registros de amonites al género *Oppelia*. Bajo criterios estratigráficos, Riccardi y Gulisano (1992) le asignaron una edad Oxfordiano tardío a la Formación Auquilco, ya que se encuentra por encima de la Formación La Manga, cuya edad fue asignada al Oxfordiano medio (Stipanovic 1966).

3. 2. 2. Grupo Mendoza

Las unidades que conforman este grupo fueron reconocidas en principio por Weaver (1931). Posteriormente, Groeber (1946) incluyó a los mismos en el Mendociano, siendo este un Subciclo parte del Ciclo Ándico propuesto por el mismo. A partir de Stipanovic et al. (1968), se estableció como Grupo Mendoza.

Abarca a las Formaciones Tordillo, Vaca Muerta, Mulichinco y Agrio (Groeber, 1946; Legarreta and Uliana, 1991; Leanza y Hugo, 2001), cubriendo el intervalo Kimmeridgiano – Barremiano (Leanza et al., 1977).

Formación Tordillo

Antecedentes:

Las primeras descripciones registradas de esta unidad se realizaron en la alta cordillera del sur de Mendoza por Burckhardt (1900), donde hace referencia de la existencia de una secuencia clásica compuesta por areniscas coloradas y conglomerados del Malm. Posteriormente, Groeber (1946) le otorga el nombre de Tordillense, haciendo hincapié a la localidad tipo correspondiente a las nacientes del río Tordillo, en el sur de Mendoza. A partir de Stipanovic (1966) se reemplaza la nomenclatura de Tordillense por el de Formación Tordillo. Está englobada por Groeber (1946) dentro del Subciclo Loteniano – Chacayano, y da inicio a la Supersecuencia Media (Mesosecuencia Mendoza Inferior) de Legarreta y Gulisano (1989).

Entre los trabajos de gran relevancia, se destacan los de Cangini (1967), donde divide a la unidad en dos secciones notablemente diferentes por su color, una inferior de color rojo, y una superior verde, y Gulisano (1985) mediante su tesis doctoral sobre esta formación, donde realizada en análisis de facies muy amplio. También se realizaron trabajos ubicados en otros sectores de la cuenca, donde esta unidad ha recibido otro nombre, como es el caso de su análisis en subsuelo, donde se la denomina Formaciones Sierras Blancas y Catriel (Digregorio, 1972). También se la ha denominado Formación Quebrada del Sapo (Parker, 1965; Digregorio, 1972) en el sudoeste de la cuenca.

En los últimos años, se ha sugerido elevar la jerarquía litoestratigráfica de esta unidad a grupo por Cevallos (2005), aunque la propuesta no ha sido elaborada adecuadamente siguiendo las normas del Código Argentino de Estratigrafía (CAE, 1992).

Distribución geográfica:

Se encuentra en desde el norte de la provincia de Mendoza hasta el centro de Neuquén, involucrando a las inmediaciones del Aconcagua y de Zapala respectivamente (Leanza et al., 1977).

Alcanza su máximo desarrollo en las partes centrales de la cuenca, como en las localidades de Chacay Mlehue, Rahuecú (Stipanovic, 1969). Tiene buena exposición al sur, en la sierra de Vaca Muerta. También se destacan espesores variables de 600 a 900 metros en cercanías a la cordillera del Viento los cuales se acuan hacia el este disminuyendo su espesor en la región de Pampa de Tril (Sánchez et. al., 2014).

En base al trabajo de Veiga y Spalletti (2007) se diferencian tres depocentros dentro de la cuenca donde se habría depositado esta formación y sus equivalentes. El depocentro noroccidental es el que registra a la Formación Tordillo, el sudoccidental se define a la Formación Quebrada del Sapo, mientras que en el oriental a las Formaciones Sierras Blancas y Catriel, en subsuelo.

En las cercanías a la Yesera del Tremen, la potencia de esta unidad se manifiesta entre unos de los 15 (Stipanovic, 1969) y 75 metros (Leanza y Hugo, 1977b). En la zona de estudio, esta unidad aflora principalmente dentro del conocido como anticlinal La Yesera y en proximidades a la laguna Auquincó. También se destacan afloramientos próximos a la ruta provincial N° 7, la ruta nacional N.º 40 y la localidad de Auquincó.

Descripción litológica y ambiente:

Está compuesta de conglomerados verdosos a rojizos, areniscas y pelitas depositadas en diferentes paleoambientes sedimentarios no marinos, que comprenden desde abanicos aluviales hasta sistemas lacustres y eólicos (Gulisano, 1988; Spalletti y Colombo Piñol, 2005), depositados en condiciones de aridez. Estaría vinculada a una desconexión temporaria de la cuenca Neuquina con el océano Pacífico (Cevallos, 2005).

Siguiendo el criterio descrito por Spalletti y Veiga (2007), en Spalletti et. al. (2011) se destaca que los depósitos de la Formación Tordillo, situado en el depocentro noroccidental, representarían a sistemas aluviales, fluviales efímeros y de barreales y playa lake. De esta manera, el área de estudio bajo estas interpretaciones, estaría representada por una predominancia de depósitos lacustres.

En el área de Pampa de Tril, las litofacies fueron descriptas por Gulisano (1988) siendo dominadas por areniscas y pelitas grises y verdes. Los depósitos de esta formación que se encuentran en la zona estudiada se caracterizan por su color verde y hacia su tope colores más blanquecinos (Fig. 3.3 y 3.4), y en ocasiones suele estar semi cubierto por detritos re TRABAJADOS de la Formación Auquilco.

Relaciones estratigráficas:

Limita en su base con la Formación Auquilco, o en algunos sectores de la cuenca con términos del Grupo Lotena, mediante un contacto erosivo conocido como Discordancia Araucánica / Intermálmica. Esta se observa tanto en la base de la Formación Tordillo, como en sus equivalentes, es decir, las Formaciones Quebrada de Sapo, Catriel y/o Sierras Blancas (Leanza, 2005). A su vez, esta discordancia puede tener una angularidad que varía entre los 50° y 60°, a unos 10° (Spalletti et. al., 2011).

Hacia el techo, tiene contacto en general neto con la Formación Vaca Muerta (Gulisano, 1988) y se reconoce dicho contacto por la aparición súbita de un banco de granulometría fina con abundancia de ammonites. En su tesis doctoral, Gulisano (1988) adjudica a que la falta de niveles con facies litorales entre estas dos formaciones, podría indicar que la Formación Vaca Muerta se desarrolló rápidamente sobre la unidad previa, durante un episodio de rápido y marcado ascenso relativo del nivel del mar.

Cercano a la zona de estudio, este contacto (Fig. 3.4) se observa mediante la aparición de un nivel microbiana (Fig. 3.5) correspondiente a los primeros niveles de la Formación Vaca Muerta (Kietzmann et al., 2014b; 2016).



Figura 3.4: Contacto entre las Formaciones Tordillo y Vaca Muerta sobre la Ruta Nacional N.º 40.

Contenido fósil y edad:

El contenido fósil de esta unidad incluye algunas vértebras de dinosaurios, troncos y una especie de conchóstracos (*Palaeolimnadiopsis* sp.) cuyo hábitat corresponde a charcos y lagunas temporarias (Gulisano, 1988). Sin embargo, ninguno de estos elementos tiene valor bioestratigráfico. Asimismo, García et al. (2003) estudiaron algunos huesos (fragmentos de una tibia y un femur) provenientes de esta unidad en la Mina Quilicó, a 15 km de Chos Malal, que fueron recolectados por Gulisano y Gutierrez-Pleimbing.

La asignación estratigráfica de estos depósitos se debe a su posición en la secuencia sedimentaria (Leanza, 1994). Se les asigna al Kimmeridgiano por suprayacer estratigráficamente a depósitos del Oxfordiano de la Formación Auquilco, y por subyacer a los depósitos marinos con fauna del Tithoniano correspondientes a la Formación Vaca Muerta, aunque Leanza (1994) sugiere que podría alcanzar el Tithoniano inferior bajo.

Formación Vaca Muerta*Antecedentes:*

Esta unidad fue establecida por Weaver (1931) como Formación Vaca Muerta, caracterizando a estas rocas como Margas Bituminosas del Tithoniano, término formacional que fue tomado posteriormente por Fossa Mancini et al. (1938) y desde su entonces utilizado en la literatura. En el trabajo realizado por Groeber (1946), emplea la terminología al referirse a esta unidad como Vacamuertense. A su vez Leanza (1973) designa la localidad tipo de esta unidad, ubicada en el área de la pendiente occidental de la sierra de la Vaca Muerta en la provincia de Neuquén. Esta unidad de inicio al ciclo Ándico de Groeber (1946) y está dentro de la Mesosecuencia Mendoza Inferior (Legarreta y Gulisano, 1989).

La variación de facies a lo largo de la cuenca Neuquina dio lugar a que esta unidad presente equivalentes laterales, las cuales fueron atribuidas a varios nombres formacionales como Quintuco, la cual un principio había sido separada de Vaca Muerta por Weaver (1931), pero actualmente la relación entre dichas formaciones es tratada como la de un sistema marino. Otros nombres formacionales corresponden a Bajada Colorada (Roll, 1939), Loma Montosa (Digregorio 1972), Picún Leufú (Leanza 1973) y Carrín Curá (Leanza et al. 1977), como también que se distingan miembros dentro de la misma, Miembro Los Catutos (Leanza y Zeiss 1990) y Huncal (Leanza et al. 2003).

Originalmente Weaver (1931) divide en dos unidades a Vaca Muerta y Quintuco a los depósitos del Tithoniano – Berriasiano. Posteriormente, Leanza (1972 y 1973) extendió a la Formación Vaca Muerta hasta la base de la Formación Mulichinco, además de definir como Formación Picún Leufú al conjunto de areniscas que habían sido denominadas inicialmente como Formación Quintuco por Weaver, eliminando a este último término formacional. Recientemente, la Formación Quintuco fue reincorporada en Leanza et al. (2011), para asignar las facies someras mixtas de edad Berriasiano – Valanginiano temprano. Kietzmann et al. (2016) reintroducen en la zona de Chos Malal a la Formación Quintuco en el sentido de Weaver (1931), separando la sucesión rítmica de margas y calizas de una sucesión de espesar pelitas verdes con dolomitas, y ubicando su base en el primer nivel dolomítico.

Distribución geográfica:

Posee afloramientos ampliamente extendidos en la Cuenca Neuquina, tanto en las provincias de Neuquén como Mendoza. En la zona de estudio esta unidad se encuentra aflorando en el anticlinal La Yesera. Además, se puede apreciar esta unidad desde la Ruta Provincial N.º 7 y Nacional N.º 40.

Descripción litológica y ambiente:

Esta formación se caracteriza por su uniformidad litológica dominada por pelitas negras y calizas micríticas (Weaver, 1931) las cuales poseen gran cantidad de materia orgánica bituminosa. Estas litologías en las secciones estudiadas por Leanza et. al. (1977) corresponden a un 95% del total, y las restantes estarían integradas por areniscas, limolitas arenosas y muy escasos conglomerados. En general suelen tener tonalidades castaño oscuras, ocre y amarillentas (Leanza et. al., 2001). De estas rocas se registra un alto contenido de material orgánico (COT) entre 3 y 8% según lo informado en Uliana et al. (1999), lo que las hace efectivas rocas madre, tal que se las considera equivalentes a las rocas madre de sistemas petroleros del Mar del Norte, oeste de Siberia y el Este Medio (Legarreta y Uliana, 1996). Además se registra hacia la base de esta unidad la existencia de niveles de concreciones calcáreas y niveles radiactivos.

Respecto a las proximidades del área de estudio, Spalletti et al. (1999) describen una sección analizada en la Yesera del Tromen como depósitos distales de una rampa marina, con variaciones entre ambientes de cuenca a rampa externa. En el ámbito de la faja plegada y corrida de Chos Malal, Kietzmann et. al. (2016) postulan que la depositación de esta unidad se generó dentro de un sector distal y con baja pendiente de una rampa carbonática rica en materia orgánica. Capelli et al. (2018) describen a la secuencia de Vaca Muerta en Puerta Curaco como una sucesión de margas y pelitas, comúnmente intercaladas con tobas y beefs, muy rica en contenidos uranio.

El ambiente de formación de esta unidad está representado por un ambiente marino de cuenca y plataforma / rampa mixta (Weaver, 1931; Legarreta y Uliana, 1991). Este pasaje de ambiente continental de la Formación Tordillo a uno marino habría sido producto de un episodio rápido y marcado ascenso del nivel del mar, asociado a una inundación catastrófica (Gulisano (1988); Mutti et. al. (1994). En el trabajo de Kietzmann y Vennari (2013) en el área del cerro Domuyo, distinguen fallas extensionales en el miembro superior de la Formación Tordillo, vinculándolas con esta inundación tithoniana y sugiriendo que esta estuvo controlada por factores tectónicos.



Figura 3.5: Microbiano basal de la Formación vaca Muerta en el contacto con la Formación Tordillo.

Relaciones estratigráficas:

La base posee un contacto neto y paraconcordante con la Formación Tordillo, el cual es considerado por Leanza et. al. (1977) como un límite isócrono. En la zona de estudio, el contacto queda evidenciado por la presencia de un nivel microbiano (Kietzmann et al., 2014b; 2016) que se dispone por encima de facies lacustres de la Formación Tordillo (Fig. 3.5).

Su límite superior es diacrónico (Leanza et. Al., 2011) rejuveneciéndose de sur a norte. En la zona de estudio, el mismo es concordante con el Miembro Puesto Barros de la Formación Quintuco, que marcado por el pasaje de una sucesión rítmica de margas y calizas, a una dominada por pelitas y dolomitas con un considerable incremento en el contenido de arcillas (Kietzmann et al., 2016; Capelli et al., 2018).

Contenido fósil y edad:

Posee un amplio registro fósil incluyendo tanto invertebrados como amonites, pelecípodos, gasterópodos, foraminíferos calcáreos, ostrácodos y radiolarios (Behrendsen 1891-92; Steuer 1897; Leanza 1945; Leanza et. al., 1977; Scasso y Concheyro 1999; Riccardi et al. 2000; Kietzmann et al. 2011), como también vertebrados (peces y reptiles marinos, como tortugas, cocodrilos, ictiosaurios y plesiosaurios). Leanza y Hugo (1977), sobre la base de la biozonación de amonites, le asignan en las inmediaciones del área de estudio, un rango temporal Tithoniano temprano a Berriasiano tardío, comprendiendo las Zonas de *Virgatosphinctes mendozanus* hasta *Spiticeras damesi*. Estudios recientes sobre magnetoestratigrafía (Iglesia Llanos et al. 2017), cicloestratigrafía (Kietzmann et al. 2018, 2020b) y microfósiles calcáreos (calciesferas y calpionéllidos: Kietzmann et al. 2021, 2023) han permitido ajustar

la distribución de las zonas de amonites y su correlación con las zonas tethyanas, confirmando la posición del límite Jurásico-Cretácico en la parte basal de la Zona de *Substeuerocheras koeneni*.

Formación Quintuco

Antecedentes:

Fue originalmente definida por Weaver (1931) para referirse a lutitas y calizas oscuras del Cretácico temprano, las cuales se enriquecían en areniscas hacia el tope. Posteriormente, Leanza (1972 y 1973) propuso extender el límite de la Formación Vaca Muerta hasta la base de la Formación Mulichinco, eliminando de esta forma a la Formación Quintuco, y rebautizando estas facies someras como Formación Picún Leufú. Sin embargo, el termino formacional de Quintuco se siguió utilizando en trabajos de subsuelo, haciendo referencia justamente a las facies someras del sistema. Por esto, en la última década se propuso la reasignación litológica y temporal de esta unidad por Leanza et. al. (2011), volviendo a ser denominada como Formación Quintuco, el cual había acuñado Weaver. Además, en el subsuelo se la suele dividir en tres miembros, inferior, medio y superior (Leanza et. al., 2011). Su localidad tipo se encuentra en el faldeo nororiental del cerro Mocho (Weaver, 1931). Perteneció al Mendociano dentro del Ciclo Ándico de Groeber (1946).

En este trabajo se usó la definición original de Weaver (1931) para dividir a esta formación de la Formación Vaca Muerta, siguiendo el criterio establecido por Kietzmann et al. (2014a, 2016) y Capelli et al. (2018) en las inmediaciones de la zona de estudio. Capelli et al. (2018) dividieron a la unidad en dos miembros: uno inferior denominado Miembro Puesto Barros compuesto por mudstones, pelitas y concreciones dolomíticas, y uno superior, Miembro Cerro La Visera, caracterizado por litologías semejantes al inferior, pero con intercalaciones de limolitas y areniscas finas.

Distribución geográfica:

Los afloramientos de esta formación se distinguen desde el centro hasta el norte de Neuquén. También tiene expresiones en el subsuelo (Leanza et. al. 2011).

En la zona de estudio y cercana a esta se ha analizado a este intervalo, como en el área de Pampa de Tril, en las secciones Puerta Curaco y Yesera del Tromen (Kietzmann et. al., 2014a, 2016; Capelli et al. 2018).

Dentro de la zona mapeada, se encuentra aflorando en el anticlinal La Yesera, exponiéndose con fácil acceso sobre la Ruta Provincial N.º 7 (Fig. 3.6).

Descripción litológica y ambiente:

Está representado principalmente por un conjunto de pelitas grises con intercalaciones de areniscas y calizas (Weaver, 1931). En el trabajo de Leanza et al. (2011) hacen referencia a la misma como Formación Quintuco s.s. en la localidad de sierra de la Vaca Muerta, como un tramo marino somero de naturaleza silicoclástica con influencia de olas, mareas y tormentas. En la misma sierra, Olivo et al (2016) reinterpretan estos depósitos como asociaciones de facies de prodelta, frente deltaico y planicie deltaica, representando un sistema deltaico fluvio - dominado.

Hacia el norte de Neuquén, en las inmediaciones de Chos Malal y cercano a la zona de estudio, Kietzmann et. al. (2016) interpretan esta unidad como un sistema deposicional de plataforma mixta donde además están involucradas depósitos de prodelta / offshore (Kietzmann y Paulin, 2019). Posee una potencia variable de hasta 1250 m en áreas depocentrales como en la sierra de la Vaca Muerta (Leanza et al. 2011). Asimismo, en Capelli et al. (2018) se le atribuye una potencia de 309 metros y en otros trabajos se le asignan 300 m (Kietzmann et al. 2008).



Figura 3.6: Formaciones Mulichinco y Quintuco vistas desde la Ruta Provincial N.º 7.

Relaciones estratigráficas:

Suprayace a la Formación Vaca Muerta mediante un contacto transicional. En la sección analizada por Kietzmann et al. (2016a, 2016b) y Capelli et al. (2018) en Puerta Curaco, estas dos formaciones se ven separadas por un nivel dolomítico que da inicio a la Formación Quintuco y marca su base.

En su tope limita discordantemente con la Formación Mulichinco. Ambas unidades están separadas por la Discordancia Intervalanginiana (Stipanovic y Rodrigo 1970) o Huncálica (Leanza 2009). En el área de estudio, ese contacto está dado por una dislocación de facies que corresponde a la conformidad correlativa de la Discordancia Intervalanginiana (Kietzmann et. al., 2014a).

Contenido fósil y edad:

El contenido fósil es bastante escaso en el Miembro Puesto Barros, incluyendo algunas improntas de amonites, radiolarios y foraminíferos bentónicos. En contraposición, el mismo aumenta considerablemente en el Miembro Cerro La Visera, que contiene, además de amonites, una abundante fauna de bivalvos infaunales como *Steimannella*, *Pholadomya*, *Aetostreon*, *Lucina* y *Eriphyla* (Kietzmann et. al. 2014a).

En el sur de la cuenca su edad corresponde al Berriasiano tardío – Valanginiano temprano. Sin embargo, su contacto inferior diacrónico, siendo más joven hacia el norte (Weaver, 1931; Leanza et al., 2011). En el área analizada, la Formación Quintuco tiene una edad valanginiana temprana correspondiente a las Zona de *Neocomites wichmanni* y *Lissonia riveroi* (Leanza et. al. 1977).

Formación Mulichinco

Antecedentes:

La unidad fue reconocida y definida por Weaver (1931) quien sitúa a su localidad tipo en el cerro Mulichincó. Presenta tres miembros conocidos informalmente como Inferior, Medio y Superior (Schwarz, 1999). Pertenece al Subciclo Mendociano del Ciclo Ándico de Groeber (1946) y la Mesosecuencia Mendoza Media de Legarreta y Gulisano (1989).

Gulisano et al. (1984b) restringieron el uso de la Formación Mulichinco a los depósitos clásticos localizados por encima de la Discordancia Intervalanginiana. Una síntesis de las características de la Formación Mulichinco puede consultarse en Schwarz et al. (2011).

Distribución geográfica:

Presenta exposiciones desde el centro hasta el norte de Neuquén (Weaver 1931, Leanza et al. 2001, Schwarz 2003) aunque también fue descrita en el sur de Mendoza (Schwarz 2008).

En la zona de estudio, se destaca la presencia de esta formación en las secciones de la Yesera del Tromen y Puerta Curaco (Schwarz y Howell, 2005; Kietzmann et al., 2014a; Capelli et al., 2018). Dentro del área mapeada, aflora dentro del anticlinal La Yesera (Fig. 3.2)

Descripción litológica y ambiente:

Weaver (1931) realizó una extensa descripción de esta unidad, clasificándola como conglomerados y areniscas masivas, con lutitas arenosas intercaladas, de origen continental en el sur, y con pelitas calcáreas de origen marino hacia el norte. Próximo a la zona de estudio, Schwarz (1999) describe en inmediaciones a Chos Malal como depósitos silicoclásticos y carbonáticos, con abundancia de invertebrados fósiles marinos, las cuales plantea que se habrían desarrollado en un ambiente de plataforma marina.

Relaciones estratigráficas:

Su base está delimitada por la discordancia Intervalanginiana, que pone en contacto a la unidad con la Formación Vaca Muerta o Quintuco (Weaver 1931, Leanza et al. 2001), que se observa como un repentino cambio de facies desde marino profundas a marino someras (Schwarz, 1999). En el área de estudio, el contacto es concordante con la Formación Quintuco, el que se observa como una conformidad correlativa de la discontinuidad Intravalanginiana (Kietzmann et al., 2014a, 2016).

El contacto superior es neto y concordante con la Formación Agrio, y se caracteriza por una aparición súbita de una espesa sucesión de margas negras y wackestones con abundantes foraminíferos (Schwarz, 1999) (Fig. 3.7).



Figura 3.7: Contacto de las Formaciones Mulichinco y Agrio en la sección analizada.

Contenido fósil y edad:

Esta unidad presenta registro invertebrados marinos como de ammonites, bivalvos y corales. Sobre la base de su fauna de amonites, se le asigna una edad Valanginiano temprano al Valanginiano tardío, representada por las biozonas de *Lissonia riveroi* y *Olcostephanus (O.) atherstoni* (Aguirre-Urreta y Rawson, 1997).

Formación Agrio

Antecedentes:

Weaver (1931) denominó a esta formación y definió su localidad tipo a las inmediaciones del río Agrio, en la provincia de Neuquén. Asimismo, Weaver reconoció tres miembros denominándolos Inferior, Avilé y Superior. La unidad está comprendida en el ciclo Ándico de Groeber (1946) y en la Mesosecuencia Mendoza Media y Superior de Legarreta y Gulisano (1989).

Leanza et al. (2001) asignaron los nombres de Miembro Pilmatué y Agua de la Mula, a los miembros inferior y superior respectivamente.

Los miembros que componen a esta formación son reconocibles claramente en zonas internas de la cuenca, en cambio en zonas marginales, la misma grada lateralmente hacia elementos clásticos continentales a litorales (Zavala et al. 2011) asignados a la Formación Centenario (Digregorio, 1972).

Una síntesis de esta formación se puede encontrar en Spalletti et al. (2011b) para el ámbito de la cuenca neuquina, mientras que la zona de estudio fue descripta previamente por Spalletti et al. (2001a), Veiga et al. (2002) y Kietzmann y Paulin (2019).

Distribución geográfica:

Presenta una buena exposición en afloramientos, como también buena distribución en el subsuelo de la cuenca. Aflora con una notable continuidad, desde la Alta Cordillera del norte de Mendoza hasta la Fosa del Agrio en Neuquén (Bracaccini, 1970). Estos afloramientos culminan hacia el sur de la Dorsal de Huincul (Spalletti et al., 2011b).

Dentro de la zona de estudio se encuentra expuesta en el flanco oriental del anticlinal La Yesera, y en el cerro Loma La Torre (Fig. 3.2).

Descripción litológica y ambiente:

Los Miembros Pilmatué y Agua de la Mula presentan espesas sucesiones de lutitas oscuras calcáreas y arcillosas, entre las que intercalan calizas y areniscas de origen marino (Weaver, 1931; Spalletti et al., 2011b). En la sección media, el Miembro Avilé esta conformado por areniscas y conglomerados de origen eólico y fluvial. Este último miembro, se desarrolló asociado a un episodio de descenso relativo del nivel del (e.g., Spalletti et al., 2011b).

En la zona de estudio se destaca el trabajo de Kietzmann y Paulin (2019) sobre el Miembro Pilmatué donde se muestra que la ritmicidad de los depósitos de esta secuencia estaría representada por rampa mixta, donde la depositación dominante de material carbonático ocurriría durante los estadios de transgresivos, mientras que los regresivos se produciría una mezcla con material silicoclástico. Como se observa en la figura 3.8, este miembro se puede diferenciar en dos partes, una inferior dominada por una alternancia de calizas y margas, y una superior donde la presencia de dolomías se hace muy importante.

El Miembro Avilé fue estudiado en Loma La Torre por Veiga et al. (2002) donde se concluye que marca un pasaje de un sistema eólico de condiciones secas a uno de condiciones más húmedas, con un incremento en la actividad fluvial y la creación de un sistema fluvial bien desarrollado, para después ser inundado por depósitos marinos profundos hacia su tope superior.

En cuanto al miembro superior, Agua de la Mula, Spalletti et al. (2001a) en base a análisis de facies y depositacional definen al mismo como una rampa marina abierta caracterizados por sedimentos de grano fino de ambientes de cuenca a rampa externa.



Figura 3.8: Miembros Pilmatué y Avilé aflorantes dentro de la sección analizada.

Relaciones estratigráficas:

Se apoya de forma concordante con la Formación Mulichinco, marcado por un límite neto, el cual representa un límite de secuencia desde el punto de vista genético (Leanza et al., 2001). En afloramientos se distingue según Schwarz (1999) por la aparición de una espesa sucesión de margas negras y wackestones con abundantes foraminíferos.

Dentro de esta unidad se destaca la Discordancia Coihuéquica de carácter intrahauteriviano en la base del Miembro Avilé. Esta superficie presenta un contacto abrupto entre los depósitos netamente continentales del miembro previamente mencionado, los cuales se sitúan sobre los depósitos compuestos por margas y lutitas oscuras marinas de ambiente de offshore portadoras de amonites (*Weavericeras vacaense*, ver Leanza 2009) correspondientes al Miembro Pilmatué.

También se destaca la presencia de otra discontinuidad de carácter intrahauteriviano entre el tope del Miembro Avilé y la base del Miembro Agua de la Mula, el cual presenta una naturaleza neta y paraconcordante (Leanza et al., 2001).

El tope de esta formación está representado por la Discordancia Pampatrílica o Intrabarremiana (Leanza, 2009) que pone en contacto a la Formación Agrio con la Formación Huitrín mediante una conformidad de carácter erosivo. La misma fue anteriormente identificada y definida como Discordancia Miránica Inicial en el sur de Mendoza por Stipanovic y Rodrigo (1970).

Contenido fósil y edad:

Presenta un registro muy abundante y diverso de invertebrados marinos, como cefalópodos, bivalvos, gasterópodos, equinodermos, anélidos, crustáceos y radiolarios. También se reportaron palinomorfos, así como restos de peces y reptiles (Spalletti et al., 2011b)

Su edad se encuentra muy bien establecida a partir de su contenido de amonites (Aguirre Urreta y Mourgues, 2009; Aguirre Urreta et al., 2011; Lazo et al., 2009). La unidad se extiende desde el Valanginiano tardío hasta el Barremiano temprano, asociado a las zonas de *Pseudofavrella angulatiformis* y *Paraspiticeras groeberi* respectivamente. El Miembro Pilmatué abarca el Valanginiano tardío hasta el Hauteriviano temprano, el Miembro Avilé, que carece de fósiles, se extendería hasta el Hauteriviano tardío, mientras que el Miembro Agua de la Mula comprende el Hauteriviano tardío hasta el Barremiano temprano.

3. 2. 3. Grupo Bajada del Agrio

Las unidades que componen a este grupo fueron mencionadas por Weaver (1931) como Formaciones Rayosa, Neuquén y Ranquiles, y posteriormente por Groeber (1929, 1946) donde se las renombra y reagrupa. Uliana et al. (1975) atribuyen al mismo como Grupo Rayoso, y las unidades que componen a este grupo son consideradas por Legarreta y Gulisano (1989) como Formaciones Huitrín y Rayoso. A partir de Mendez et al. (1995) se le cambia el nombre al actual Grupo Bajada del Agrio.

Formación Huitrín

Antecedentes:

Inicialmente la unidad fue denominada Yeso de Transición por Groeber (1929) y posteriormente, Groeber (1946) la identificó como Huitriniano, subdividiéndola en Chorreadense, Troncosense, Tosquense, Salinense y Riconense. Finalmente fue adecuada a la nomenclatura litoestratigráfica por Marchese (1971) y Digregorio (1972), quienes la denominaron Formación Huitrín.

Asimismo, Leanza (2003) menciona que los miembros que componen esta formación son los Miembros Troncoso (inferior y superior), La Tosca y Salina, mientras que la asignación del Miembro Chorreado ha sido discutida en las últimas décadas. Leanza (2003) lo asigna al Grupo Mendoza, debido a que sus características litológicas son similares a las de la Formación Agrio. Por otro lado, Gutiérrez Pleimling (2011) ubica este miembro dentro de la Formación Huitrín basado en información sísmica, donde observa que la base del Miembro Chorreado está representada por una discordancia regional.

Dentro de los principales trabajos donde es descripta, cabe mencionar al de Legarreta (1985), quien realizó un detallado estudio estratigráfico y de facies, así como Leanza (2003), quien realizó una detallada revisión estratigráfica de esta formación.

Distribución geográfica:

La unidad se encuentra distribuida a lo largo de las provincias de Mendoza y Neuquén (Groeber, 1946; Leanza et al., 2001). Dentro del área mapeada se encuentra en la mitad oriental de la misma, siendo característica su exposición en cercanías a Loma La Torre. Hacia el sector sur se estima que esta unidad se encuentra debajo de una cobertura cuaternaria (Fig. 3.2).

Descripción litológica y ambiente:

El Miembro Troncoso esta subdividido en inferior y superior, los cuales están compuestos de areniscas y yeso respectivamente. Según Leanza (2003) muestra un pasaje de condiciones continentales con depósitos fluviales a eólicos, que culmina con depositación de evaporitas de una planicie supralitoral con cuerpos de agua salina.

Suprayace el Miembro La Tosca compuesto principalmente por calizas. Estos depósitos están caracterizados por presentar estratificación de materiales calcáreos y pelitas que denotan condiciones marinas protegidas y sin acción de olas (Leanza, 2003).

Por último, se encuentra el Miembro Salina que se compone de una asociación de pelitas, yeso y calizas. Uliana et al. (1975) interpretan a estos depósitos como de un ambiente de sabkhas marginales y barreales extensos. Otra interpretación fue elaborada por Ponce et al. (2002), quienes proponen un ambiente lacustre.

Relaciones estratigráficas:

Se dispone discordantemente con la Formación Agrio mediante la denominada Discordancia Pampatrílica (Leanza, 2009) que pone en contacto al Miembro Agua de la Mula con el Miembro

Troncoso inferior. Su límite superior es paraconcordante con el Miembro Rincón de la Formación Rayoso (Leanza et al., 2001) mediante la Discordancia Pichineuquénica (Leanza, 2009).

En la zona de estudio su límite superior según Spalletti et al. (2001a) está representado por una superficie erosiva, lo que podría sugerir que se haya eliminado parcialmente depósitos de la parte superior de la Formación Agrio.



Figura 3.9: Contacto entre las Formaciones Agrio y Huitrín en Loma La Torre.

Contenido fósil y edad:

Según lo manifestado por Leanza (2003) esta unidad no presenta ambientes depositacionales favorables para la preservación de registro fósil que permita una asignación cronológica certera.

La unidad contiene foraminíferos, palinomorfos, ostrácodos y elementos microflorísticos (Simeoni 2000; Vallati, 2001; Volkheimer y Salas, 1975, 1976) los cuales son utilizados en conjunto a los amonites de la Formación Agrio (Aguirre Urreta y Rawson, 1997) para delimitar temporalmente a la unidad en cuestión al Barremiano superior al Aptiano inferior. A partir del estudio de nanofósiles calcáreos, Lescano et al. (2021) establecen que la unidad correspondería al Barremiano.

Formación Rayoso

Antecedentes:

La unidad fue definida por Weaver (1931), quien introdujo el termino *Rayosa Formation* para describir un conjunto de areniscas y pelitas de tonalidades rojizas en el área del Cerro Rayoso y a lo largo del arroyo Pichi Neuquén. Sin embargo, estas capas serian equivalentes a lo que actualmente se conoce como el Miembro Salina de la Formación Huitrín (Leanza, 2003).

Posteriormente, Herrero Ducloux (1946) reasignó esta unidad para denominar a un conjunto de capas rojas que aparecen en concordancia sobre la Formación Huitrín y que limita en su techo por la Discordancia Intersenomaniana, que da lugar a la depositación del Grupo Neuquén.

Es decir, que la Formación Rayoso se corresponde con el Rinconense de Groeber (1946). Ramos (1981) dividió la unidad en tres miembros bien definidos: inferior, medio y superior. Legarreta y Boll (1982) realizaron un análisis estratigráfico de detalle de esta entidad dividiendola en dos secciones, una evaporítica y una clástica. Posteriormente Legarreta y Gulisano (1989) ubicaron a la unidad dentro de la Mesosecuencia Rayoso, y por último, las revisiones de Leanza (1994), Leanza et al. (2001) y Leanza (2003), entre otros, contribuyeron a aclarar la estratigrafía de la unidad. De acuerdo con Leanza (2003) la Formación Rayoso estaría conformada por cuatro miembros: Rincón, Quili Malal, Pichi Neuquén y Cañadón de la Zorra.

Distribución geográfica:

Se encuentra ampliamente distribuidos en el sector centro – oeste de la cuenca (Zavala y Ponce, 2011), extendiéndose por más de 15.000 km² con espesores máximos que superan los 1000 metros (Groeber, 1946, 1953; Herrero Ducloux, 1946; Uliana et al., 1975). Dentro de la provincia de Neuquén aflora principalmente desde centro hasta el norte de la misma (Leanza et al., 2001), pero también lo hace en Mendoza (Uliana et al. 1975).

Esta unidad se encuentra aflorando en el sector sureste de la zona de estudio (Fig. 3.2).

Descripción litológica y ambiente:

Se compone por areniscas finas, limolitas, carbonatos y evaporitas (Zavala y Ponce, 2011), depósitos que se habrían generado en un ambiente lacustre, donde las fluctuaciones climáticas dominarían en la ciclicidad y el alto ordenamiento interno de la unidad (Ponce et al., 2002). Según Zavala y Ponce (2011) esta unidad representaría un ambiente de lago somero perenne con una caracterizada variación entre cortejos de expansión y de contracción. Dentro de la zona de estudio sin embargo, su origen estaría relacionado a sistemas fluviales (Legarreta, 1985; Leanza, 2003).

Relaciones estratigráficas:

Limita en paraconcordancia hacia su base mediante la Discordancia Pichineuquénica (Leanza, 2009) con la Formación Huitrín. Está cubierta bajo una relación paraconcordante por el Grupo Neuquén (Leanza et al., 2001). Este límite corresponde a la Discordancia Patagónica (Leanza, 2009), previamente denominada como Miránica Principal. Hacia algunos sectores del borde de cuenca, esta misma discordancia obtiene un carácter angular según lo descrito por Leanza y Hugo (1997a).

Contenido fósil y edad:

Posee en su registro de polen, esporas, acritarcos, foraminíferos, ostrácodos, charáceas y nannoplancton (Legarreta et al., 1993). También fue descripta la presencia de angiospermas primitivas (Vallati, 2001) y además icnitas de dinosaurios saurópodos (Canudo et al., 2017). Esta formación fue asignada al intervalo Aptiano superior – Albiano (Leanza et al., 2001; Leanza, 2003), o inclusive podría llegar hasta el Cenomaniano temprano (Legarreta et al., 1993)

3. 3. Cenozoico

Formación Palaoco / Sierra Negra

Antecedentes:

La unidad fue originalmente denominada Basalto 1 o Palaocolitense por Groeber (1937), obteniendo su nombre de la sierra Palao Co (Groeber, 1946) ubicada en la provincia de Mendoza.

Su nomenclatura fue variando a lo largo del tiempo, de las cuales se puede mencionar a algunos autores que usaron la terminología de Formación Palaocó (Holmberg, 1976; Ramos, 1981). Una pequeña variación le atribuye González Díaz (1979) al redefinirla como Formación Palauco. A su vez, Bettini y Vásquez (1979) y Bettini (1982) hacen referencia de esta unidad como Complejo Efusivo Eógeno; y como Grupo Palauco por Galarza et al. (2009).

Posteriormente, en el trabajo de Garrido et al. (2012) ubicado en la sierra de Huantraico – sierra Negra, próxima a la zona de estudio, se le otorga el nombre de Formación Sierra Negra, el cual presentaría además dos miembros, de los cuales el Miembro Puesto Tillerías (Garrido et al., 2012) se encuentra aflorante en el área estudiada.

Distribución geográfica:

Esta unidad se extiende desde el sur de Mendoza hasta el norte Neuquino, desde la sierra de Palauco en la provincia mendocina, hasta territorio neuquino en proximidades a la sierra de Huantraico. En el área mapeada esta unidad se encuentra sobre el margen oriental, en proximidades a Loma La Torre.

Descripción litológica:

Está constituido por basaltos olivínicos, basandesitas, brechas, aglomerados basálticos y tobas (Groeber, 1946) e integrada por dos miembros que llegan a los 400 metros de espesor en su localidad tipo, y unos 1000 m cercanos a la zona de estudio (Ramos, 1981).

En el área de estudio, según las descripciones de Garrido et al. (2012) estaría representado por coladas basálticas con intercalaciones de bancos tobáceos. Estos flujos basáltico-andesíticos poseen textura porfídica y abundancia de fenocristales de piroxeno, olivino y plagioclasa cálcica (Ramos, 1981; Ramos y Barbieri, 1988; Kay y Copeland, 2006).

Relaciones estratigráficas:

Limitan hacia su base mediante una discordancia con unidades mesozoicas y paleógenas de los Grupos Rayoso, Neuquén y Malargüe (Galarza et al., 2009).

Su límite superior está representado también por una discordancia la cual pone en contacto a esta unidad con el Grupo Molle (Galarza et al., 2009), también conocido como Ciclo Efusivo Neógeno (Bettini, 1982) y como Huincanlitense y Mollelitense por Groeber (1937; 1946).

En la zona de estudio se encuentra aflorante en contacto con la Formación Huitrín del Grupo Rayoso.

Contenido fósil y edad:

Dentro de las dataciones radimétricas realizadas, cabe mencionar las realizadas por González Díaz (1979) que obtienen un rango de 26 a 15 Ma. Otro trabajo donde se analizó su edad es el de Yrigoyen (1993) en el cual se establece una edad de entre 19,4 a 14,4 Ma (Mioceno medio). Por último, Kay y Copeland (2006) determinan una edad miocena inferior, con valores de $23,4 \pm 0,4$ Ma.

En la sierra de Huantraico – sierra Negra, Garrido et al. (2012) recuperaron restos de mamíferos tales como *Astrapothericulus* (Astrapotheriidae), *Prolagostomus* (Chinchillidae), *Neoreomys* (Dasyproctidae), *Protypotherium* (Interatheriidae) y *Pachyrhinos* (Hegetotheriidae), cuya asociación según los autores, sugiere una edad correspondiente al Mioceno temprano.

Depósitos Cuaternarios

Antecedentes:

Breves menciones sobre estos depósitos fueron realizadas por Holmberg (1976) dentro de su trabajo de descripción de la Hoja Geológica de Buta Ranquil, donde se da una breve pauta de la sedimentación general, los suelos y de la vegetación de la zona. Posterior a esto, no se han recolectado nuevas descripciones detalladas de estos depósitos.

Distribución geográfica:

Suele distribuirse predominantemente en regiones de baja topografía aproximados a unos 1100 metros sobre el nivel del mar, teniendo en cuenta que la zona de estudio se encuentra en promedio en unos 1400 metros, y llegando en algunos sectores hasta los 1700 metros. Se destaca la presencia de estos depósitos predominantemente a lo largo de la Ruta Provincial N.º 6 y 9, en cercanías a Loma La Torre, a la laguna Auquincó y al sur de Pampa de Tril.

Descripción litológica:

Se compone tanto de suelos, depósitos fluviales representados por cursos en predominancia efímeros los cuales suelen poseer una granulometría fina, como también de depósitos coluviales generados por procesos de remoción en masa, entre ellos flujos de detritos y abanicos de deyección, los cuales presentan un mayor tamaño granulométrico. Cabe mencionar que en cercanías a la laguna Auquincó, se observan depósitos lacustres y depósitos de retrabajo de material proveniente de la Formación Auquilco, la cual en ocasiones llega a enmascarar algunas formaciones como Tordillo. La sedimentación correspondiente a esta sección se encuentra en un porcentaje alto, semi cubierta predominantemente por vegetación arbustiva.

4. ANÁLISIS DE FACIES DE LA FORMACIÓN AGRIO

4. 1. Introducción

Como fue mencionado anteriormente en el capítulo 3, la Formación Agrio está formada por cuatro miembros, que en orden cronoestratigráfico son: Pilmatué, Avilé, Agua de la Mula y Chorreado. Los Miembros Pilmatué y Agua de la Mula estuvieron vinculados a ambientes de rampa marina con una lenta subsidencia y, a su vez, asociadas a periodos transgresivos y de mar alto (Legarreta y Gulisano 1989; Legarreta y Uliana 1991).

Estos sistemas marinos de rampa (Legarreta y Uliana, 1991) habrían carecido de quiebre o desarrollo de talud, y se caracterizarían por un pasaje gradual de facies marinas someras a profundas (Lazo et al. 2005; Spalletti et al., 2011b), desde la cuenca – offshore hasta el shoreface (Spalletti et al., 2011b), o los sectores de rampa externa, rampa media y rampa interna (Spalletti et al. 2001a, 2001b; Lazo et al. 2005; Spalletti et al., 2011b). Otro rasgo característico para mencionar es que estos sistemas de rampas tienen predominio de sedimentación silicoclástica en la región de Neuquén, y carbonática en Mendoza (Fig. 4.1) (Sagasti 2002, 2005; Spalletti et al., 2011b).

Por otro lado, el Mb. Avilé está asociado a una brusca caída del nivel del mar dando como resultado sedimentitas continentales que corresponderían a una interrupción en la sedimentación marina de los dos otros miembros (Spalletti et al., 2011b). En base a estudios de facies, ambientales y arquitecturales, Veiga et al. (2011b) resumen detalladamente a los depósitos de este miembro que incluyen desde sistemas fluviales entrelazados arenosos y meandrosos de carga mixta, sistemas eólicos, hasta lacustres abiertos e hipersalinos.

El Mb. Chorreado corresponde a una transgresión de mayor frecuencia donde se instaura una plataforma/rampa carbonática dominada por sedimentación carbonática, areniscas y evaporitas (Leanza, 2003; Spalletti et al., 2011b).

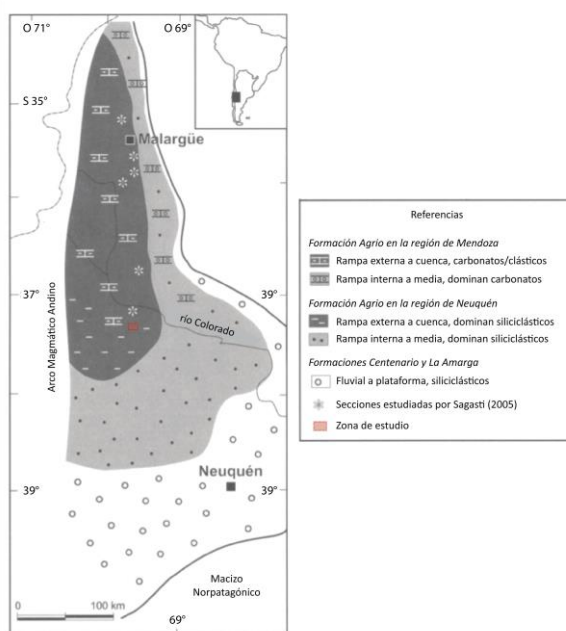


Figura 4.1: Distribución esquemática de facies y ambientes depositacionales durante la acumulación de los miembros inferior y superior de la Formación Agrio, y depósitos coetáneos de las Fms. Centenario y La Amarga. Modificado de Sagasti (2005).

En este trabajo se relevó un perfil sedimentario de los primeros miembros Pilmatué y Avié, los cuales poseen aproximadamente 435 m de espesor. A partir de esto se elaboró un análisis de facies basado en la descripción macro y microscópica, permitiendo reconocer 11 litofacies y 10 microfacies que se agruparon en 5 facies.

Un resumen de las litofacies y microfacies descriptas en este capítulo ordenadas según el tipo de roca a la que pertenecen pueden ser observadas en la figura 4.2.

CLASIFICACIÓN	LITOFACIES	MICROFACIES
Carbonáticas	Wh: Wackestones laminados	MF 2: Wackestones/Packstones radiolaríticos
		MF 3: Wackestones con laminación lenticular
		MF 6: Wackestones/Packstones laminados intraclásticos
	Ph: Packstones laminados	MF 3: Wackestones con laminación lenticular
		MF 6: Wackestones/Packstones laminados intraclásticos
	WPb(e): Wackestones/Packstones bioclásticos con Epistomina	MF 1: Wackestones/Packstones epistominidos
		MF 2: Wackestones/Packstones radiolaríticos
		MF 5: Grainstones peloidales masivos
Mixtas	Bml: Bindstones microbianos laminados	MF 4: Bindstones microbianos laminados
	D: Dolomías	MF 7: Wackestones laminados
		MF 8: Dolomías masivas
Siliciclásticas	Mgh: Margas laminadas	-
	Sp: Areniscas con estratificación entrecruzada tabular planar	-
	Fl: Pelitas laminadas	MF 9: Limolitas laminadas
Piroclásticas	Sh: Areniscas laminadas	MF 9: Limolitas laminadas
	Tm: Tobas masivas	MF 10: Tobas masivas

Figura. 4.2: Cuadro resumen de litofacies y microfacies identificadas y descriptas.

4. 2. Litofacies

El estudio de las litofacies fue llevado en el campo permitió definir 11 litofacies, las cuales fueron separadas según el tipo de roca a la que corresponden. Una breve interpretación de los procesos y principales mecanismos de sedimentación han sido incluidos para cada litofacies. Además, fueron tomadas varias muestras para su posterior estudio de microfacies (Ver 4.3. Microfacies).

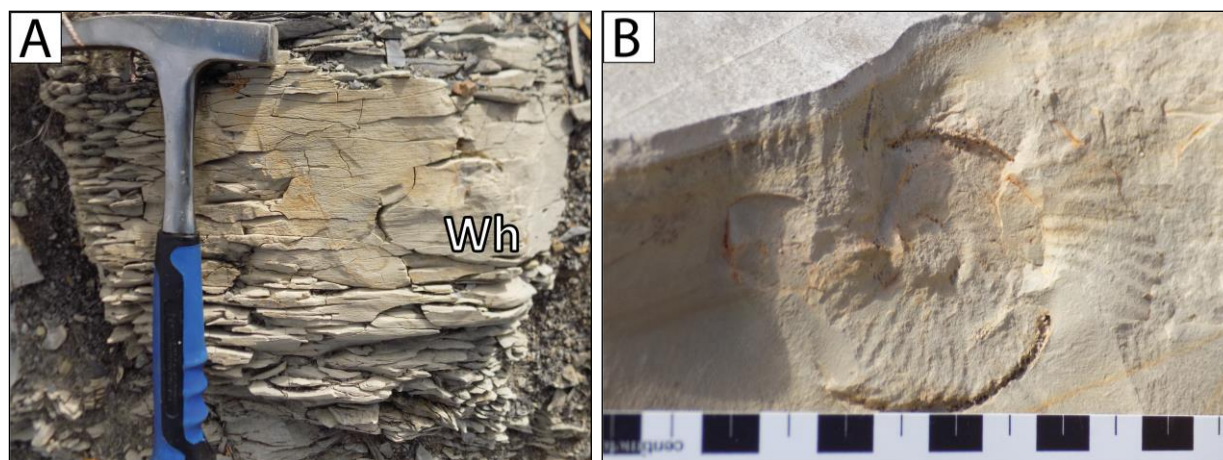
LITOFACIES CARBONÁTICAS

Litofacies Wh: Wackestones laminados

Descripción:

Consisten en wackestones de color negro a gris oscuro con una buena laminación (Fig. 4.3A). Son tabulares, con espesores de entre 2 a 60 cm (media de 15 cm y una buena continuidad lateral. Los

contactos son netos en base y techo, aunque en ocasiones pueden ser transicionales cuando están intercaladas con margas. Registran en ellas amonites (Fig. 4.3B), radiolarios y gastrópodos (con pellets).



Figuras 4.3: A. Banco de wackestone laminado (Wh). B. Molde externo de amonite de unos 10 centímetros de diámetro en wackestone laminado (Wh).

En los afloramientos se destaca que estas litofacies poseen un color gris claro a castaño claro superficial producto de la meteorización. Como se observa en la figura (4.4), estos bancos por el contrario poseen un color negro a gris oscuro cuando la roca fresca está expuesta.

Se distribuyen en los miembros Pilmatué y Agua de la Mula, siendo en el primero muy abundantes respecto al otro. En lo que respecta al Miembro Pilmatué, del total de bancos relevados aproximadamente un 20 % corresponden a estas litofacies.



Figura 4.4: Banco de Wackestones (Wh) de unos 50 cm aproximadamente, donde además se realizó un muestreo (LT29) para corte petrográfico. Limita en la base y techo (transicionalmente) con margas (Mgh).

Interpretación:

Los depósitos que caracterizan a esta litofacies tendrían un origen en un ambiente relativamente tranquilo propicio para la decantación de las partículas y la formación de laminación. La

presencia de amonites y radiolarios sugiere condiciones marino abiertas, mientras que los gastrópodos con relleno peloidal sugiere su retrabajo de zonas más someras. Asimismo, la ausencia de organismos bentónicos daría un indicio de condiciones marinas poco oxigenadas.

Litofacies Ph: Packstones laminados

Descripción:

Son packstones de color negro con una buena laminación y de geometría tabular. Su espesor varía entre 5 a 26 cm, siendo el espesor promedio de 11 cm. Presentan contactos netos tanto en techo como en la base. Son rocas grano–sostén, donde dominan las partículas carbonáticas tamaño arena fina y poseen en ocasiones intraclastos y pirita diseminada. Algunas capas presentan gradación normal.

Al igual que la litofacies anterior, esta litofacies muestra una alteración superficial producto de la meteorización, dándole un color grisáceo. También se intercalan a menudo con margas (Fig. 4.5), y como con varias otras litofacies carbonáticas. En esta litofacies no se observó la presencia de fósiles macroscópicos.

La litofacies Ph se observa solamente en el Miembro Pilmatué. Aparece principalmente en el tramo inferior del mismo con una frecuencia menor a la del 6% del total de los bancos carbonáticos relevados.



Figura 4.5: Packstones laminados (Ph) intercalados con bancos de margas (Mgh).

Interpretación:

La presencia de una leve gradación y la fábrica grano sostenida de las partículas carbonáticas en conjunto daría indicio de que esta litofacies se generó por corrientes de fondo o tormenta por debajo del nivel de olas, u otro mecanismo de alta energía, donde se genere posible erosión intermitente y transporte desde zonas más someras hacia más profundas (Schieber et al., 2007; Kietzmann et al., 2019).

Litofacies WPb(e): Wackestones / Packstones bioclásticos con Epistomina

Descripción:

Corresponden a bancos de wackestone/packstones de color negro que varían entre los 3 y 51 cm de espesor (espesor promedio 22,5 cm). Presentan geometría tabular, son lateralmente continuos y se observa laminación horizontal a ondulítica. Poseen contactos netos a levemente transicionales. Contienen foraminíferos del género *Epistomina* muy abundantes (Fig. 4.6C) y fragmentos de bivalvos (Fig. 4.6B). La litofacies WPb(e) se intercala con litofacies de margas, como se observa en la figura 4.5A (litofacies Mgh y/o Mgch).

Esta litofacies predomina en la sección basal del Miembro Pilmatué, estando casi ausente en los demás miembros, de modo que solo se identificó un nivel basal correspondiente a esta litofacies en el Miembro Agua de la Mula. El relevamiento de estos bancos fue de una baja frecuencia dentro del Miembro Pilmatué.

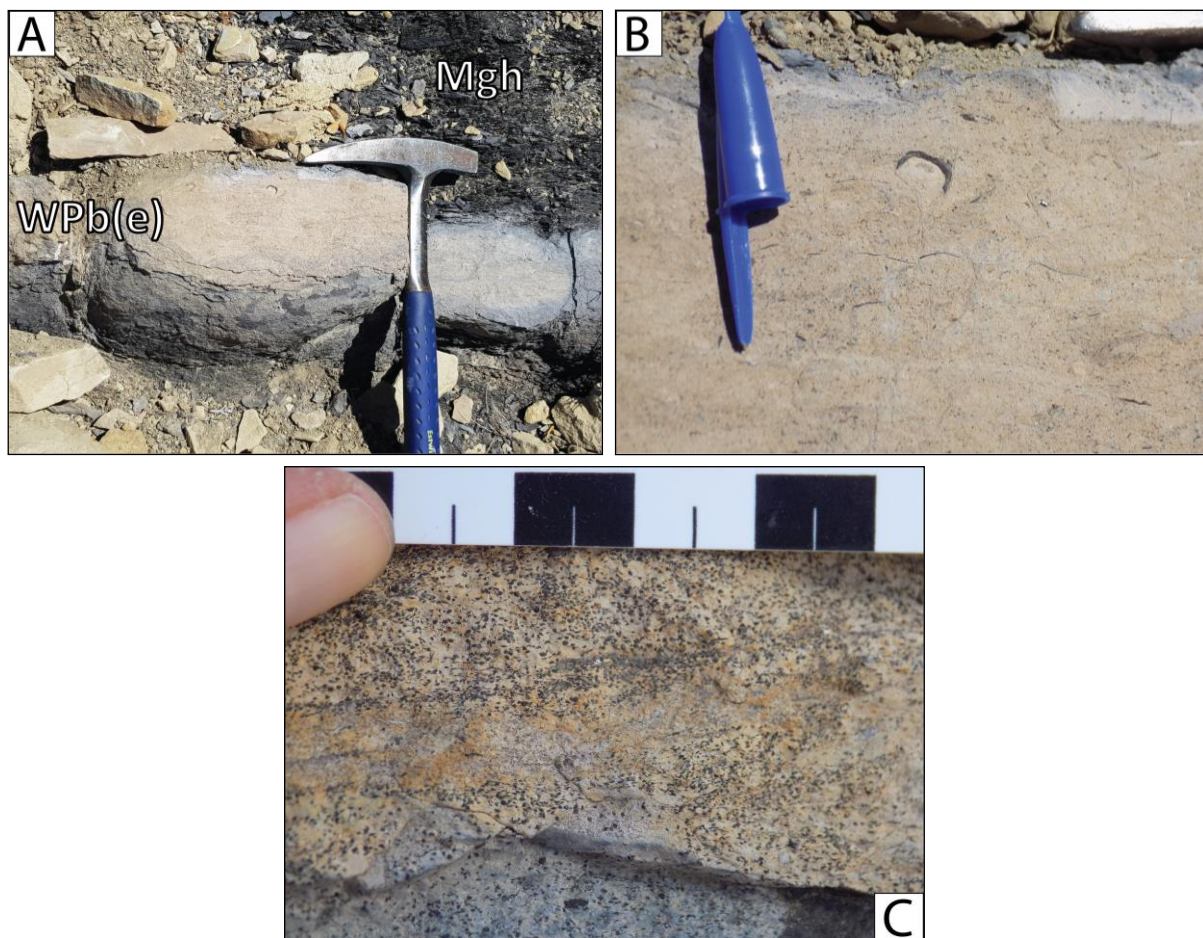


Figura 4.6: A. Wackestones/packstones laminados bioclásticos con foraminíferos epistominidos y bivalvos alternando con margas. B. Detalle del banco (detalle de figura A) donde se puede apreciar los bivalvos orientados según la laminación. C. Detalle de epistominas dispuestos principalmente en laminas discretas siguiendo la laminación horizontal, y también formando laminación ondulítica.

Interpretación:

El desarrollo de láminas formadas por *Epistomina* con laminación horizontal y laminación ondulítica, sugiere que las mismas fueron retrabajadas por corrientes de fondo. Los fragmentos de bivalvos desarticulados también sugieren condiciones de alta energía. Asimismo, la abundancia de foraminíferos espitominidos formando una asociación monoespecífica sugiere condiciones de aguas deficientes en oxígeno (Sagasti y Ballent, 2002).

Litofacies Bml: Bindstones microbianos laminados

Descripción:

Se encuentra constituida por bindstones microbianos laminados de color castaño claro a oscuro, cuyos espesores varían entre 4 y 35 cm. Las capas son de geometría tabular (Fig. 4.7A).

Presentan morfologías planares a dómales, con una laminación irregular a crenulada y caracterizada por la intercalación de láminas milimétricas de colores negros y castaños (Fig. 4.7B).

Contienen restos de vertebrados, posiblemente asignables a peces (Fig. 4.7C).

La litofacies Bml se observó solamente en el Miembro Pilmatué, siendo más frecuentes hacia el tope del mismo.

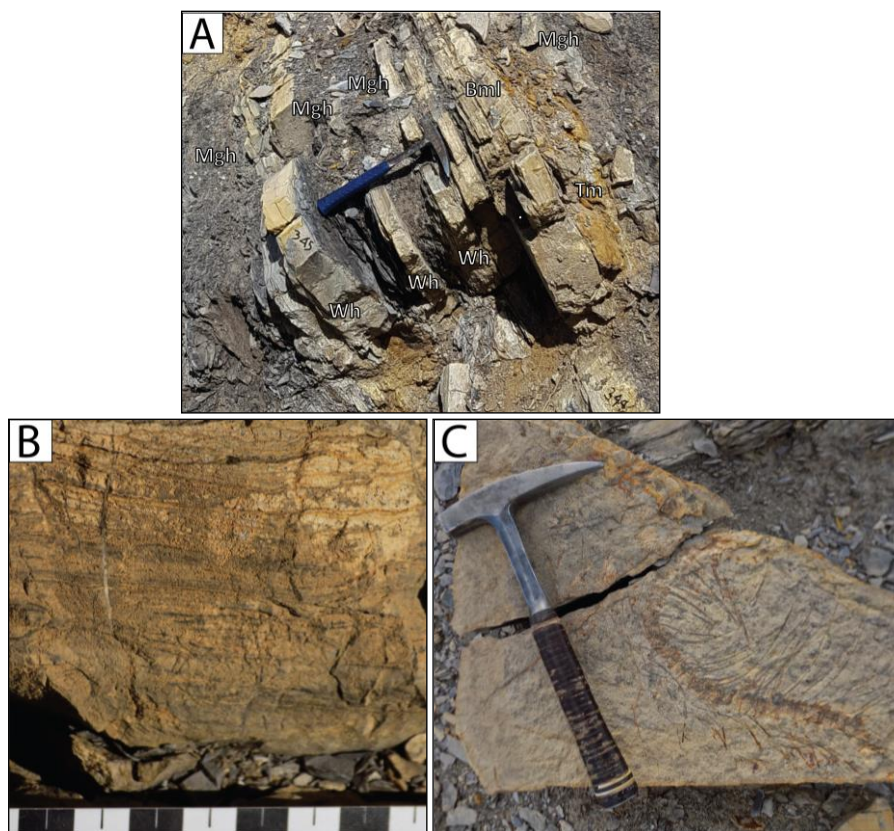


Figura 4.7: A. Alternancia de wackestones (Wh) y margas (Mgh) con una disposición de bindstones microbianos laminados (Bml) y tobas (Tm) hacia la base. B. Laminación característica con alternancia de bandas oscuras y castañas de los bancos de bindstones. C. Molde de vertebrado.

Interpretación:

Estas facies están asociadas al aglutinamiento de partículas sedimentarias y materia orgánica por microorganismos y debido al crecimiento de los mismos. Pueden ser formadas en condiciones de océano abierto donde domina una baja tasa de sedimentación propicia para el crecimiento de las colonias microbianas, como también en posiciones someras restringidas (Pacton et al., 2009; Kremer y Kazmierczak, 2005; Kietzmann et al., 2014b; Kietzmann y Paulin, 2019).

Litofacies D: Dolomías

Descripción:

Se trata de dolomías compuestas por agregados cristalinos que color naranja (Fig. 4.8) característico. Son masivas con espesores oscilan entre los 15 a 56 cm, con un espesor medio de 33 cm.

Poseen geometría tabular y son lateralmente continuos. Los contactos son netos tanto en el techo como en la base. Contienen bivalvos desarticulados y concreciones de tipo septarios.



Figura 4.8: Litofacies de dolomías (D) intercaladas con litofacies de pelitas laminadas (Fl).

Por su mayor dureza respecto a las litofacies circundantes suelen resaltar del perfil de erosión, y como suelen intercalarse con pelitas laminadas, genera un contraste muy marcado en el terreno (Fig. 4.9) tanto por coloración como por resalte topográfico. Estas litofacies se encuentran en la sección superior del Miembro Pilmatué, y en el Miembro Agua de la Mula.



Figura 4.9: Vista hacia el este de la intercalación de dolomías (D) y pelitas laminadas (Fl). Los resaltos de las dolomías probablemente generen la topografía de lomadas observadas.

Interpretación:

El origen de estas litofacies estaría vinculado principalmente a procesos diagenéticos. Un análisis más exhaustivo sería necesario para determinar la razón por la cual la litología original fue susceptible a los procesos de dolomitización.

La ausencia de estructuras sugiere un reemplazo de carbonatos, posiblemente debido a la oxidación de materia orgánica en la zona de reducción del sulfato y de la metanogénesis (Baker y Burns, 1985; Meister et al., 2007). Meister et al. (2007) proponen un modelo para el control de la formación de dolomita en océanos profundos donde la actividad microbiana generaría la precipitación de dolomita en sitios focalizados y particulares.

LITOFACIES MIXTAS

Litofacies Mgh/Mqch: Margas laminadas y Margas calcáreas laminadas

Descripción:

Las margas se encuentran laminadas y presentan un color negro a gris oscuro con un tamaño de grano fino. La geometría de las capas es tabular y los espesores centimetrados a métricos, desde unos pocos centímetros hasta los 3 metros, siendo en promedio de 40 cm (Fig. 4.11). Los contactos son netos a transicionales particularmente con algunas litofacies carbonáticas (Fig. 4.4).

Presentan fisilidad y por su color se presume que poseen un alto contenido de materia orgánica. Contienen amonites (Figura 4.10) y bivalvos, así como concreciones y *beefs*.



Figura. 4.10: Impresión de amonite registrada en la litofacies de margas laminadas.

En el campo se puede apreciar una sutil diferenciación en el perfil de erosión entre margas de dos tipos, dando como resultado a que las margas no calcáreas (litofacies Mgh) se diferencien de las que presentan un contenido de carbonato de calcio más elevado (litofacies Mgch), debido a que las primeras presentan menor resistencia a la erosión, por lo que se las observa con un menor resalto en los afloramientos (Fig. 4.11).

Suelen ser frecuentes dentro de la parte basal de la Formación Agrio, en el Miembro Pilmatué. Por lo contrario, se encuentra ausente en el Miembro Avilé, y esta poco representado en el Miembro Agua de la Mula. Dentro del Mb. Pilmatué estas litofacies son las más frecuentes, representando casi un 40% de los bancos relevados del perfil sedimentario para esta parte basal de la Formación Agrio.

Interpretación:

La presencia de laminación indicaría que esta litofacies se habría depositado bajo procesos principalmente de decantación de fango epiclástico y carbonático en un ambiente tranquilo y de baja energía. La presencia de amonites sugiere un ambiente netamente marino abierto. Por otro lado, el color oscuro sugiere que se depositaron en condiciones anóxicas/subóxicas (Johnson Ibach, 1982; Stein, 1990; Kietzmann et al., 2008 y 2020; Kietzmann y Paulin, 2019).



Figura 4.11: Vista sobre afloramiento donde puede distinguirse la mayor resistencia a la erosión y por lo tanto un mayor resalto de las margas calcáreas (Mgch) respecto de las no calcáreas (Mgh) de menor resalto.

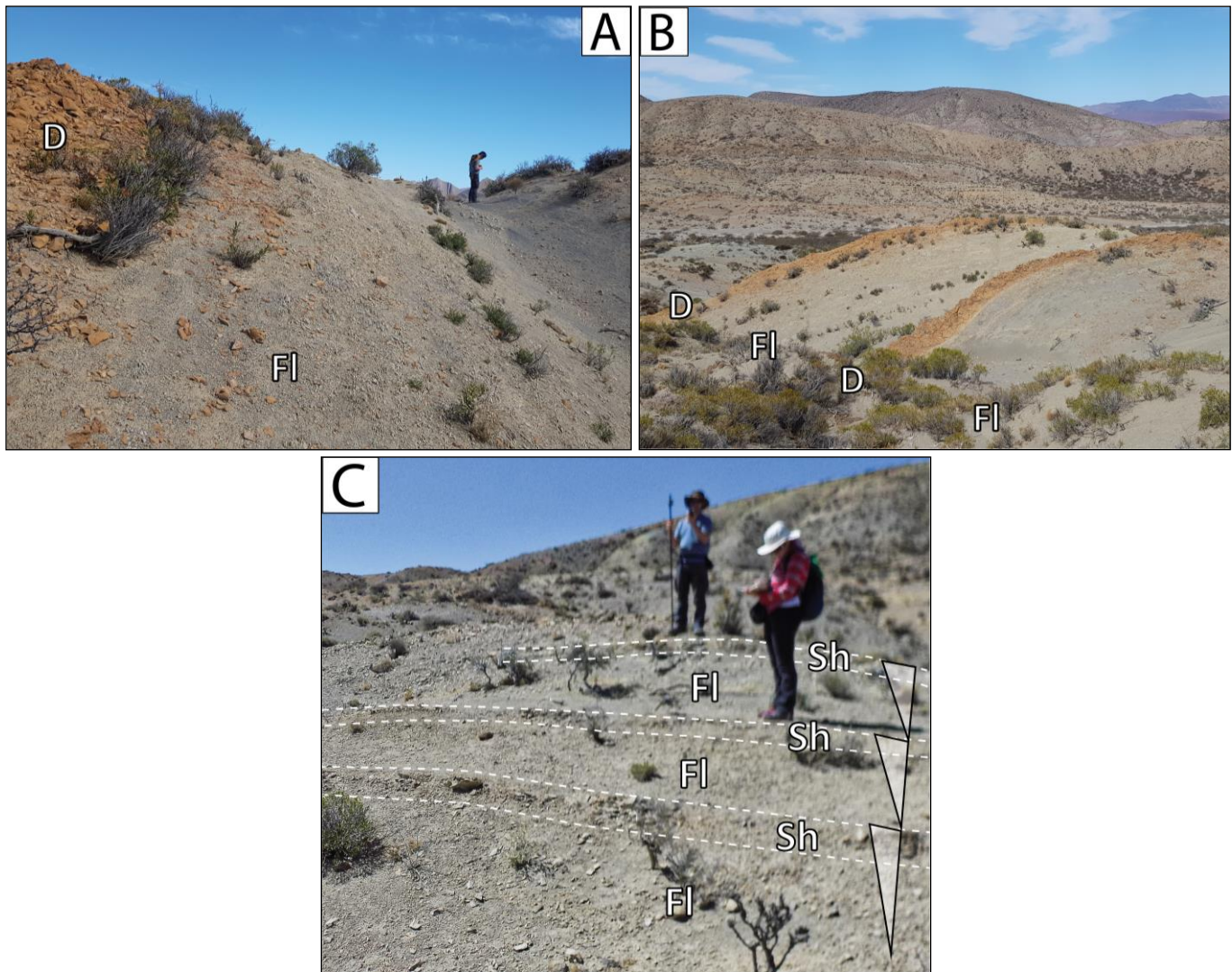
LITOFACIES SILICICLÁSTICAS

Litofacies Fl: Pelitas laminadas

Descripción:

Esta litofacies está formada por pelitas laminadas negras a grises oscuras. Tienen geometría tabular y espesor medio de 8,8 metros abarcando un rango de entre los 13 centímetros. En ocasiones se encuentran espesores de hasta 73 metros donde no se puede diferenciar discretamente en bancos individuales. Los contactos tanto en base como techo son transicionales. No presenta contenido fosilífero macroscópico. Por otro lado, se destaca la presencia de bioturbación para pelitas del tramo superior del Miembro Pilmatué.

Suelen presentar gradación normal, y es común que hacia el tope de estos bancos pelitos se encuentren con bancos de areniscas laminadas (Sh). Estas pelitas frecuentemente están intercaladas con bancos de dolomías (Fig. 4.12A) y areniscas.



Figuras 4.12: A. Vista hacia el Sur de afloramiento donde limitan pelita laminadas (FI) con dolomías (D).

B. Alternancia de dolomías y pelitas con vista hacia el este.

C: Alternancia de pelitas y areniscas laminas en el Miembro Agua de la Mula. Se puede observar además una granocrecencia en los intervalos.

Están presentes en los tres miembros de la Formación Agrio. Dentro del Miembro Pilmatué suelen estar en la sección superior del mismo intercaladas con dolomías como se observa en la figura 4.12B, mientras que en el Miembro Agua de la Mula esta intercalación se produce con bancos de areniscas debido a la granocrecencia de los intervalos pelíticos. (Fig. 4.12C).

Interpretación:

Estos depósitos fueron controlados por mecanismos de suspensión y decantación de material fino en un medio acuoso. Sin tener en cuenta el ambiente de depositación por el momento, se estima que en todos los casos la depositación tuvo que haber sido tranquila y de baja (Johnson Ibach, 1982; Stein, 1990; Kietzmann et al., 2008 y 2020).

Litofacies Sh: Areniscas laminadas

Descripción:

Son areniscas muy finas a medianas de color castaño a marrón claro con laminación horizontal bien marcada. Presentan geometría tabular, contactos netos y suelen poseer una mala continuación lateral. En general presentan espesores de 10 cm hasta 1 m.

Están frecuentemente intercaladas con pelitas laminadas (Fl), o forman ciclos granocrecientes que se inicia con las facies Fl que gradualmente pasan a facies de Sh (Fig. 4.12C).

Están presentes en los tres miembros de la Formación Agrio aunque son más abundantes en el Miembro Agua de la Mula.



Figura 4.13: Litofacies de areniscas laminadas (Sh) correspondientes al Miembro Pilmatué.



Figura 4.14: Litofacies de areniscas laminadas (Sh) correspondientes al Miembro Agua de la Mula.

Interpretación:

Debido al tamaño de grano fino a muy fino, la buena laminación y la ausencia de bioturbación se interpreta que la litofacies Sh se depositó por corrientes de fondo o turbidíticas (Tomassini et al., 2015) para los Miembros Pilmatué y Agua de la Mula. Por otro lado, en el Miembro Avilé el tamaño de grano es fino a mediano y también presenta buena laminación, por ende, el mecanismo de transporte que correspondería a tracción bajo condiciones fluviales (Boggs, 1987) probablemente mediante la migración de lecho plano.

Litofacies Sp: Areniscas con estratificación entrecruzada tabular planar

Descripción:

Consisten en areniscas finas a medias de color castaño a blanquecinas que presentan estratificación entrecruzada tabular planar (Fig. 4.15B). La geometría de los mismos es lenticular a tabular, y poseen espesores que varían entre 80 cm hasta 8 m, siendo el espesor medio de 3 m. Presenta contactos netos en base y techo. En estos cuerpos no se observaron restos fósiles.

Esta litofacies se encuentra solamente en el Miembro Avilé y se la encuentra intercalada con las pelitas laminadas de las litofacies Fl.

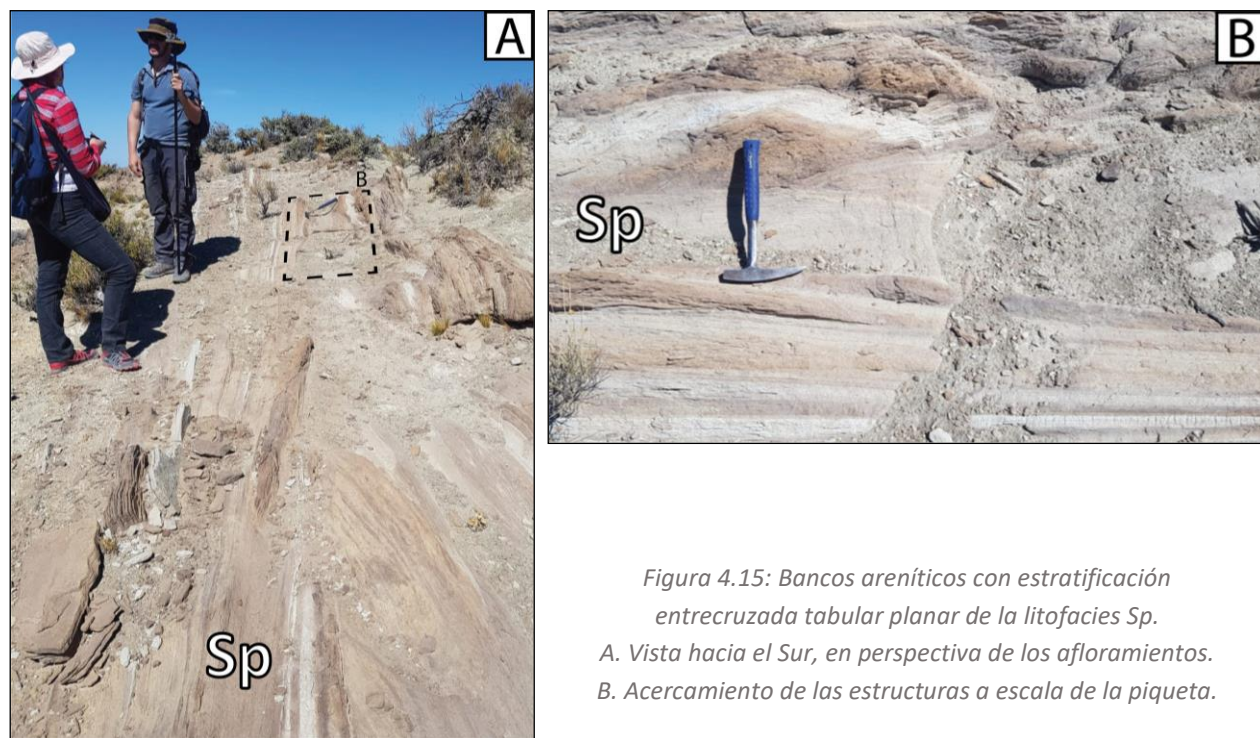


Figura 4.15: Bancos areníticos con estratificación entrecruzada tabular planar de la litofacies Sp.

*A. Vista hacia el Sur, en perspectiva de los afloramientos.
B. Acercamiento de las estructuras a escala de la piqueta.*

Interpretación:

Debido a la presencia de estratificación entrecruzada tabular planar y por su tamaño de grano que poseen se interpreta que esta litofacies estar relacionada con la migración de dunas, formadas en

condiciones de bajo régimen de flujo (Bogss, 1987). Asimismo, estarían involucrados los mecanismos de caída de granos en su formación (Mountney, 2006), evidenciado por la estratificación.

Teniendo en cuenta la escala de estos bancos se estima en principio que estén mayormente vinculados a dunas.

LITOFACIES PIROCLÁSTICAS

Litofacies Tm: Tobas masivas

Descripción:

Consisten en capas delgadas de tobas de origen volcánico que poseen espesores de entre 1 a 18 cm, y que en promedio rondan los 4 cm de espesor. Poseen un color gris cuando se observa a estas litofacies en superficies frescas, pero por el contrario los bancos que se encuentran expuestos en la intemperie presentan un color marrón (Fig. 4.16) producto de la alteración superficial.

Suelen ser muy friables y no presentan una laminación marcada ni una buena continuidad lateral. Los contactos que posee en techo y base son de carácter neto.

Dentro del perfil relevado esta litofacies aparece principalmente en la parte superior del Miembro Pilmatué.



Figura 4.16: Litofacies de tobas masivas (Tm) intercaladas con litofacies de margas (Mgh).

Interpretación:

Se interpreta que la litofacies Tm como depósitos de caída vinculados con la actividad esporádica del arco magmático cretácico, ubicado hacia el oeste de la zona de estudio (Aguirre Urreta et al., 2008; Spalletti et al, 2011b).

4. 3. Análisis de Microfacies

El estudio de las microfacies fue llevado en un microscopio petrográfico Leica MD 750 P siguiendo técnicas estándar (Flügel, 2004).

Se seleccionaron 28 muestras de alrededor de 70 muestras de campo para su análisis microscópico.

MICROFACIES CARBONÁTICAS

Microfacies MF 1: Wackestones/Packstones epistominidos

Descripción:

La microfacies 1 presenta fábrica fango sostén, con una laminación mal definida. Se encuentra conformada por partículas terrígenas (25%), partículas esqueletales (40%), intraclastos (15%), moldes internos fosfatizados (steinkerns, 20%).

Las partículas esqueletales están conformadas principalmente por foraminíferos bentónicos, así como bivalvos y espículas de esponjas. Los foraminíferos constituyen el rasgo característico de esta microfacies. Pertenecen a Epistomina (Fig. 4.17) y presentan tamaños de hasta 0,5 mm de largo y se disponen de forma aleatoria. Los bivalvos están fragmentados, son de tipo ostreidos con tamaño de hasta 0,6 mm de largo. Finalmente, las espículas de esponjas son monoaxonas y de tipo *Rhaxella* (Fig. 4.18).

En lo que respecta a terrígenos, presentan cristales de cuarzo monocristalino y subangulares, con un ancho promedio de 0,05 mm de ancho. Los feldespatos también son subangulares, presentan maclado, alteraciones a arcillas, y en promedio presentan 0,06 mm de largo. Las micas presentes son principalmente de biotita, las cuales poseen un largo promedio de 0,07 mm.

Los intraclastos son micríticos y se encuentran subredondeados. Poseen tamaños en el rango arena muy fina a limo. Los moldes internos fosfatizados presentan tamaños arena fina a mediana de entre (de entre 0,15 a 0,50 mm de diámetro). Los minerales opacos por su parte se disponen en forma fromboidal, siendo cristales muy pequeños de 0,01 mm de ancho en promedio acumulados en lugares discretos.

El material ligante es cemento micrítico, el cual presenta sectores recrystalizados. También se observa piritita fromboidal, que se presenta en forma de cristales muy pequeños de 0,01 mm de ancho en promedio acumulados en lugares discretos.

Esta microfacies se encuentra predominantemente en los primeros metros del perfil, lo que correspondería a la parte más basal del Miembro Pilmatué.

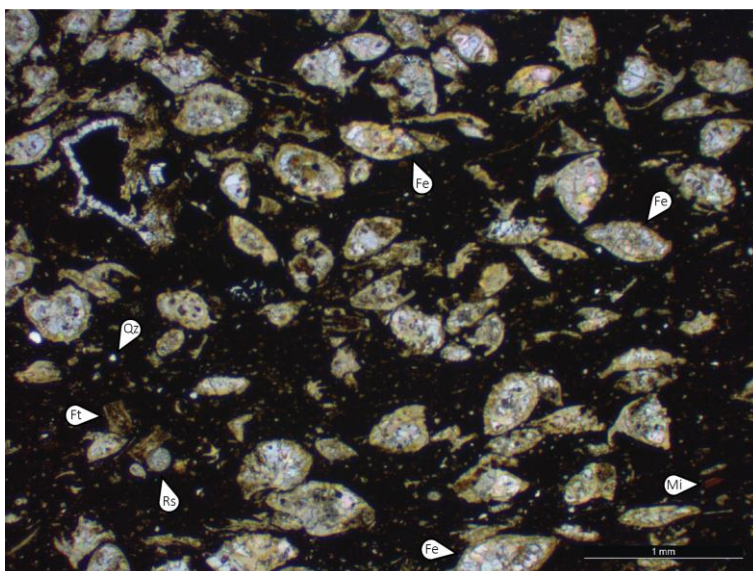


Figura 4.17: Microfacies de Wackestones/Packstones epistominidos con una distribución caótica de los fragmentos constituyentes. Fe: Foraminíferos epistominidos; Rs: Radiolarios spumellaridos; Qz: Cuarzo; Ft: Feldespato; Mi: Mica.

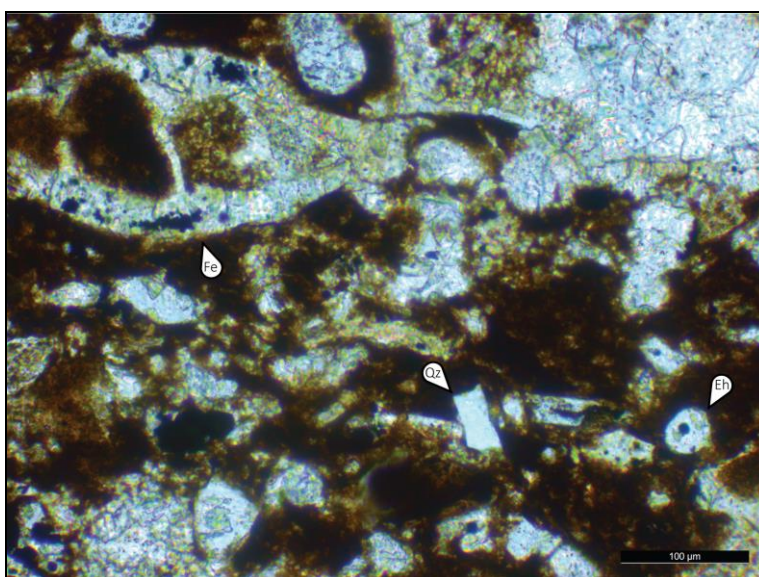


Figura 4.18: Microfacies de Wackestones/Packstones epistominidos con un enfoque en foraminíferos. Fe: Foraminíferos epistominidos; Qz: Cuarzo; Eh: Espinas de esponjas hexactinelidas.

Interpretación:

La presencia característica de los foraminíferos del género *Epistomina* dan indicios condiciones particulares de baja oxigenación asociado con eventos propicias para su proliferación (Sagasti y Ballent, 2002). A su vez, la laminación estaría vinculada debido a decantación de material fino asociada a un ambiente de baja energía.

El contenido de intraclásticos y partículas fosfáticas, teniendo en cuenta también su morfología subredondeada, podrían corresponder a partículas provenientes de ambientes más someros y que fueron erosionados y transportados hasta su lugar de depositación a partir de flujos tempestíticos y probablemente luego retrabajados por corrientes de fondo.

Debido a la presencia de distribución caótica de las epistominas, las partículas esqueléticas fragmentadas de bivalvos y espículas de esponjas se estima que pudieron haber sido removilizadas desde un ambiente más somero, tal vez en conjunto con las demás partículas intraclásticas, fosfáticas y terrígenas en menor medida.

Microfacies MF 2: Wackestones laminados radiolaríticos

Descripción:

Esta microfacies cuenta con una fábrica fango sostén y tiene una laminación bien definida. Los componentes corresponden a terrígenos (10%), partículas esqueléticas (50%) e intraclastos (40%). Presentan una matriz de composición micrítica, y también se destaca la presencia de manchones de color oscuro que se intuye que podría corresponder a materia orgánica.

La participación de partículas terrígenas es muy poca respecto a los demás componentes, y solo se destaca la presencia de cuarzo monocristalino y angular. Poseen un ancho promedio de 0,03 mm.

El contenido fosilífero presente está compuesto en orden decreciente por radiolarios, foraminíferos, bivalvos, gastrópodos y ostrácodos. En la mayoría de los casos, estos fragmentos fósiles se encuentran recristalizados producto de calcitización, pero manteniendo de todos modos sus morfologías externas originales. Los fragmentos fósiles están frecuentemente orientados con el plano de laminación.

Los radiolarios observados pertenecen a los órdenes Spumellaria y Nassellaria (Fig. 4.19), siendo los primeros los más abundantes, y poseen un tamaño de entre los 0,05 a 0,2 mm. La morfología de ambos tipos de radiolarios es evidente, demostrado por una capsula de forma esférica para el caso de Spumellaria, y periforme para Nassellaria. Por otro lado, los foraminíferos corresponden al género *Epistomina* y son significativamente más grandes que los radiolarios, llegando hasta los 0,7 mm de largo. Los fragmentos de bivalvos pertenecen a ostras de entre 0,1 a 0,5 mm de largo. Los gastrópodos y calciesferas son muy poco abundantes, estando ambas recristalizadas, y teniendo en promedio un ancho de 0,3 mm y 0,04 mm respectivamente.

Los intraclastos están principalmente representados por el contenido de partículas lenticulares fangolíticas es considerable (Fig. 4.20), pero su contenido es menor que en la MF 3. También se destacan intraclastos micríticos de unos 0.05 mm de ancho promedio. En menor medida se distinguen partículas fosfáticas subredondeadas de 0,1 de ancho.

El material ligante es micrítico y se distingue también cemento compuesto por minerales opacos y parches de calcita recristalizada.

Estas microfacies se encuentran predominantemente en los primeros tres cuartos del Miembro Pilmatué, correspondientes al tramo inferior del mismo.

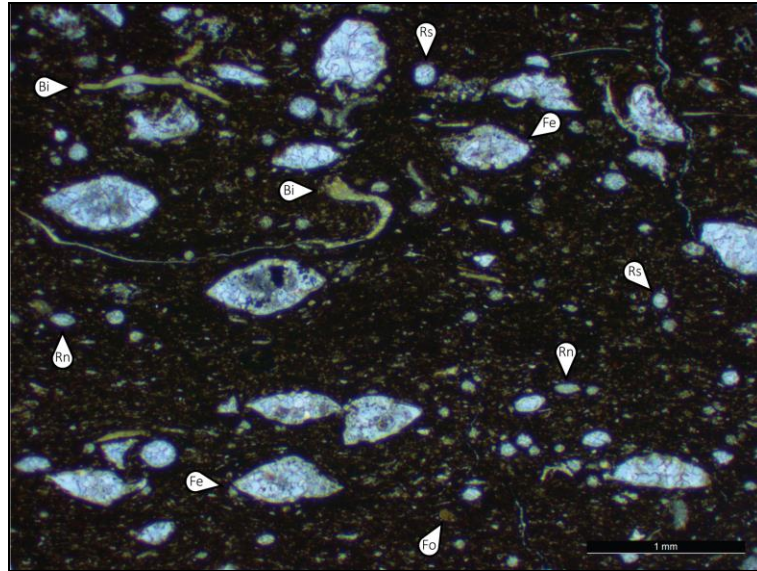


Figura 4.19: Microfacies Wackestones laminados radiolaríticos. Fe: Foraminíferos epistominidos; Rs: Radiolarios spumellaridos; Rn: Radiolarios nassellaridos; Bi: Bivalvos; Fo: Fosfatos.

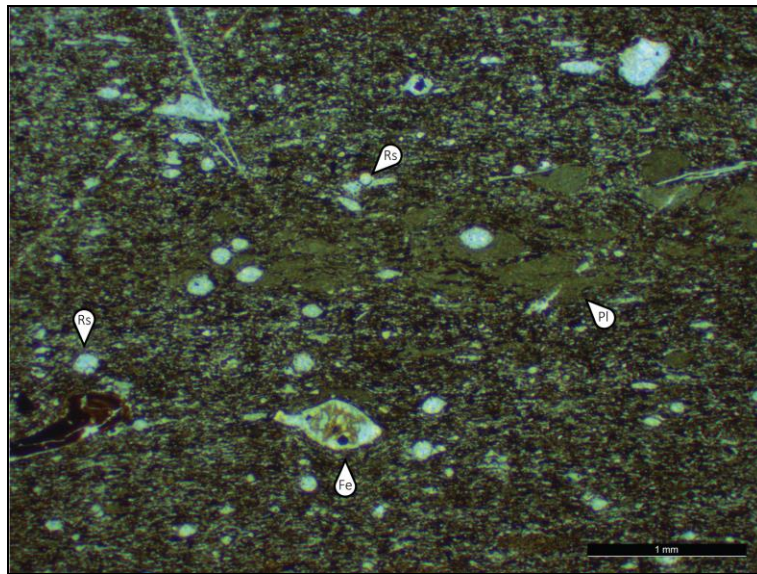


Figura 4.20: Microfacies Wackestones laminados radiolaríticos, donde se puede observar mejor las partículas lentiformes de color castaño. Fe: Foraminíferos epistominidos; Rs: Radiolarios spumellaridos; Pl: Partículas lenticulares.

Interpretación:

La buena laminación y presencia de radiolarios indicaría decantación a partir de suspensión hacia el fondo del lecho. Por otro lado, el contenido de foraminíferos aporta indicios de condiciones marinas euxínicas (Sagasti y Ballent, 2002), por ser un tipo de organismo que suelen corresponder a posiciones más someras, se estima que están situadas en estos depósitos por removilización y transporte. Este enfoque también está evidenciado por las partículas lenticulares que según estudios empíricos son producto de justamente de procesos que involucran removilización y transporte (Schieber

et al., 2010). Se interpreta como depósitos de baja energía producidos por medio de decantación en un medio tranquilo.

Microfacies MF 3: Wackestones con laminación lenticular

Descripción:

Esta microfacies está constituida por wackestones conformados por partículas inmersas en una matriz micrítica. El porcentaje partículas - matriz suele ser del 70 - 30 % respectivamente. Son matriz sostenida, presentan una buena laminación. Respecto a la fracción de partículas, estas están constituidos por intraclastos (50%), partículas esqueléticas (35%) y terrígenos (15%).

El rasgo más distintivo y que caracteriza a estas microfacies es precisamente la ocurrencia de partículas lenticulares alargadas (Fig. 4.21), que a su vez están dispuestas según la laminación. Las mismas pueden llegar a los 0,32 mm de largo y 0,1 mm de ancho. También se suelen encontrar deformadas (Fig. 4.22). El contenido de estas partículas es mucho más abundante que en la MF 2. Por otro lado, se distinguieron intraclastos micritos que posee menos de 0,2 mm de largo.

El contenido fósil está compuesto por principalmente por foraminíferos y radiolarios, y en menor medida por bivalvos, y fragmentos de esponjas y equinodermos. Los foraminíferos corresponden a los tipos epistominidos y uniseriados, con largos promediando los 0,1 y 0,3 mm respectivamente. Los bivalvos poseen dos modas de tamaños, siendo fragmentos desarticulados cuando superan los 0,5 mm de largo, y en cambio cuando son inferiores suelen estar articulados. Los fragmentos restantes de esponjas y equinodermos son poco abundantes y no superan 1 mm de ancho. También se distinguieron calciesferas con bordes fibrosos menores a 0,05 mm de ancho.

En lo que concierne a los terrígenos, solo fueron discriminadas cristales de cuarzo muy chicos y angulares, que llegan hasta los 0,045 mm de ancho. Suelen ser monocristalinos.

El material ligante corresponde a una matriz micrítica que posee minerales opacos como cemento.

Están distribuidas principalmente en la sección inferior del Miembro Pilmatué, dentro de los primeros 110 metros del perfil relevado.

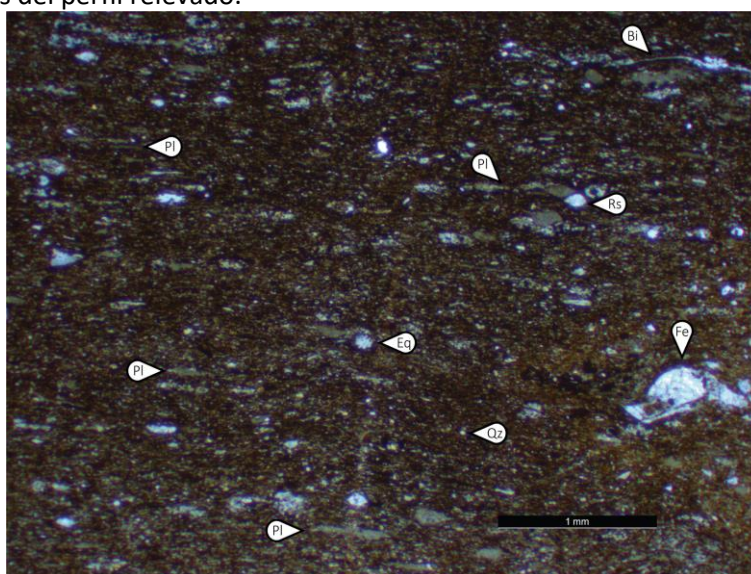


Figura 4.21: Microfacies Wackestones con laminación lenticular donde se puede observar las partículas lentiformes orientadas según la laminación. Fe: Foraminíferos epistominidos; Rs: Radiolarios spumellaridos; Eq: Equinodermos (espícula); Bi: Bivalvos; Pl: Partículas lenticulares; Qz: Cuarzo.

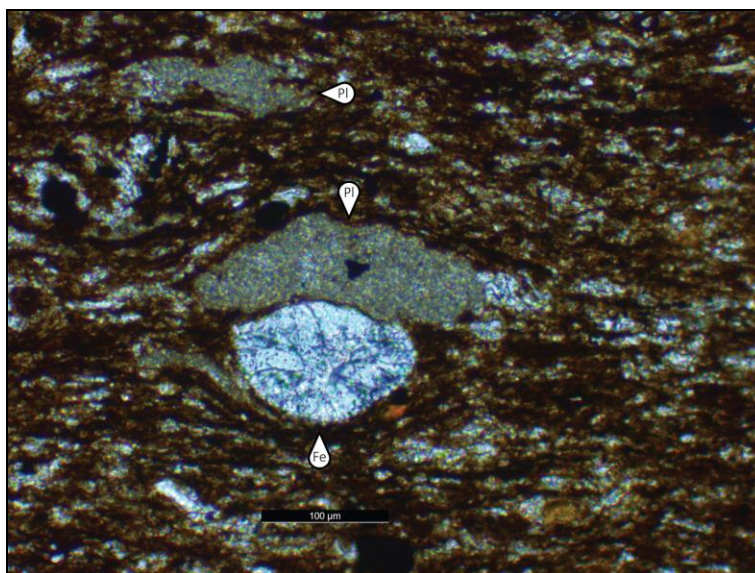


Figura 4.22: Microfacies Wackestones con laminación lenticular en mayor detalle, en este caso además estas partículas (Pl) se encuentran deformadas. Fe: Foraminíferos epistominidos; Pl: Partículas lenticulares.

Interpretación:

La laminación característica de esta microfacies y el alto contenido de matriz otorgan la posibilidad de pensar que esta misma se depositó mediante floculación y decantación de material fino en conjunto con fauna planctónica como radiolarios.

Por otro lado, similarmente con lo que se interpreta para las microfacies MF 1 y 2, algunas partículas presentes brindarían indicios de removilización y transporte de las mismas hacia otras posiciones subambientales producto tal vez de la acción de tormentas. En particular, la alta abundancia presente en esta microfacies de partículas lenticulares permite inferir erosión, removilización de material fino hacia posiciones más profundas.

Este tipo de fábrica lenticular ha sido descrita por Schieber et al. (2010) para sedimentos pelíticos, los cuales sufren procesos de erosión intermitente y transporte por corrientes de fondo. Este sustrato fangoso al sufrir erosión no se disgregaría en partículas sueltas, sino que se removilizaría como intraclastos hacia otras posiciones (Schieber y Southard, 2009; Schieber et al., 2010), y una vez depositadas sufrirían una subsiguiente compactación que les proporcionaría su morfología lenticular. Este principio se podría extrapolar a fangos carbonáticos como en este caso, dando origen en este caso a partículas lenticulares de composición carbonática.

Microfacies MF 4: Bindstones microbianos laminados

Descripción:

Estas microfacies comprenden a bindstones microbianos caracterizados por una muy buena laminación. La laminación está conformada por la intercalación submilimétrica de láminas irregulares claras y oscuras, las cuales pueden ser lateralmente continuas o discontinuas. Sus espesores pueden ser

muy fluctuantes a lo largo de la estructuración. Presenta fracciones terrígenas (50%), esqueléticas (30%) e intraclastos (20%).

Las láminas claras se caracterizan por tener un color grisáceo y presentar espesores mucho más grandes que las bandas oscuras, llegando estas mismas hasta el milímetro de espesor (Fig. 4.23). Poseen una composición micrítica.

Por otro lado, las capas oscuras presentan un color negro a marrón oscuro y como se mencionó previamente poseen menores espesores, por lo general rondando en los 0,1 mm. Debido a la coloración de estas últimas laminas se estima que estén vinculadas con la presencia de materia orgánica (Fig. 4.24). Dentro de las mismas laminas se pueden encontrar fragmentos de la misma composición, vinculado a deformación y retrabajo.

Se destaca la abundancia de matriz respecto a la participación de la fracción de partículas. Los fragmentos presentes corresponden a cristales de cuarzo monocristalino y subangular de hasta 0,7 mm de ancho, y feldespatos maclados y subangulares de 0,05 mm de largo promedio, los cuales se encuentran reemplazados a arcillas.

Dentro de las partículas esqueléticas se destacan los radiolarios subredondeados de 0,1 mm de ancho promedio. Los ostrácodos en ocasiones se observaron articulados con un ancho máximo de 0,2 mm. Por otro lado, se distinguieron fragmentos de bivalvos desarticulados que no superaban los 0,05 mm de largo.

La porción intraclástica está formada principalmente por partículas lenticulares (ver MF 3: Wackestones con laminación lenticular), e intraclastos micríticos.

Están presentes a partir de la mitad superior del Miembro Pilmatué. Corresponde a la litofacies de su mismo nombre.

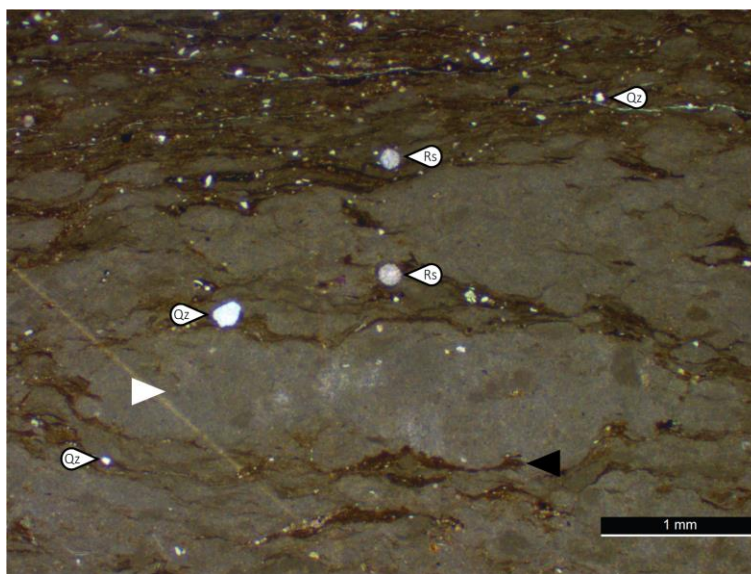


Figura 4.23: Microfacies de Bindstones microbianos laminados caracterizado por la intercalación de láminas claras y oscuras. Nótese además la buena continuidad lateral de las mismas hacia la base de la muestra, mientras que hacia el tope se hacen menos continuas y más delgadas. Flecha negra: Láminas oscuras; Flecha blanca: Láminas claras. Rs: Radiolarios spumellaridos; Qz: Cuarzo.

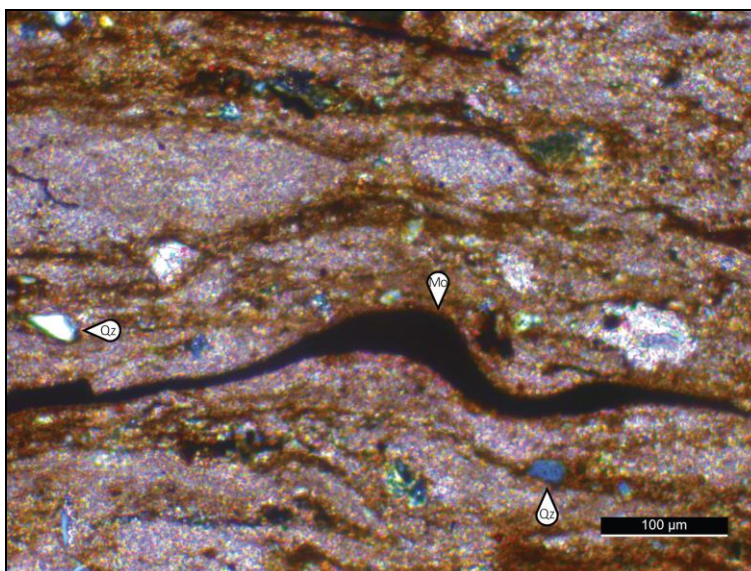


Figura 4.24: Microfacies de Bindstones microbianos laminados donde se puede observar en detalle una lámina de materia orgánica. Mo: Materia Orgánica; Qz: Cuarzo.

Interpretación:

Esta microfacies estaría vinculada con periodos de bajas tasas de sedimentación dentro de un ambiente de baja energía propicio para la proliferación y crecimiento de matas microbianas. La presencia de intraclastos y partículas lenticulares, aunque no sean de mucha abundancia, podrían aportar información de que esta microfacies estuvo a su vez involucrada en procesos como corrientes de fondo que facilitarían la movilización de dicho material.

Burchette y Wright (1992) sugieren que los principales productores de sedimentos en estructuras orgánicas y en comunidades de fondo han migrado desde posiciones distales y medias de rampa, hacia posiciones internas desde el Jurásico Tardío.

Previamente varios autores las vinculan principalmente a posiciones someras dentro de una plataforma carbonática, siguiendo planteos de Wilson (1975) y asociándolas con microfacies estándares propuestas por el mismo autor. Por otro lado, estas estructuras pueden ser generadas en partes medias y profundas de una rampa carbonática como se plantea y se describe su presencia para la Formación Agrio y Vaca Muerta (Kietzmann et al., 2014b), como también en condiciones marinas profundas (Schieber 1998 y 1999).

Microfacies MF 5: Grainstones peloidales masivos

Descripción:

Microfacies constituida por grainstones masivos (Fig. 4.25) conformados por un gran porcentaje de partículas principalmente carbonáticas ligadas a un cemento de calcita granular (Fig. 4.26). La relación de abundancia es de peloides (85%), fragmentos esqueléticos (10%) y terrígenos (5%).

Como rasgo característico fueron discriminados peloides de hasta 0,4 mm de diámetro, cubriendo un alto porcentaje del total de las partículas de estas microfacies.

En este caso fueron reconocidos pocos fragmentos de terrígenos correspondientes a cuarzo monocristalino y subhedral de hasta 0,05 mm de ancho. El contenido fosilífero es también poco

abundante (Fig. 4.25), registrándose solamente la presencia de foraminíferos epistominidos de hasta 0,6 mm de largo, fragmentos de amonites y de bivalvos, los cuales rondan en promedio 1,2 mm de largo.

El cemento además de ser calcítico, también participan minerales opacos en un porcentaje considerable que se disponen de forma fromboidal como a su vez diseminada.

Esta microfacies se encuentra ubicada solamente en la parte basal del miembro inferior de la Formación Agrio. Se destaca la presencia de la misma en una ocasión particular en contacto directo (Fig. 4.27) con la microfacies MF 1 de wackestones/packestones epistominidos.

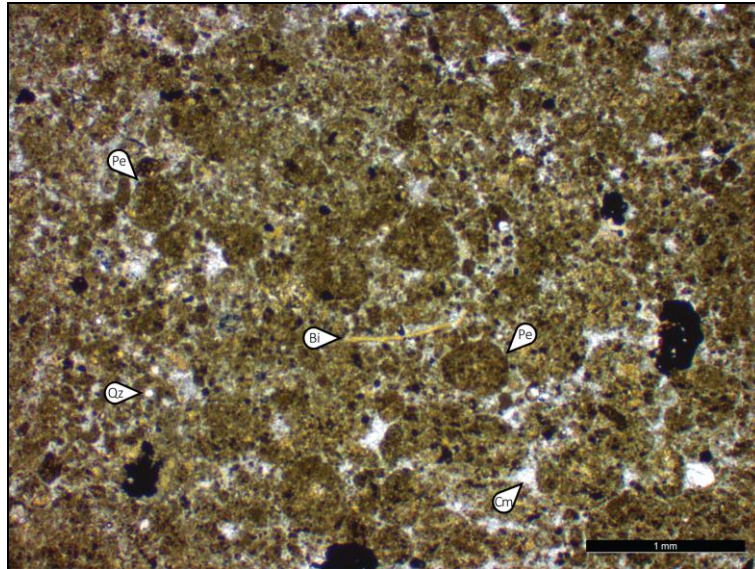


Figura 4.25: Microfacies de Grainstones peloidales. Pe: Peloides; Bi: Bivalvos; Qz: Cuarzo; Cm: Cemento pseudo-esparítico.

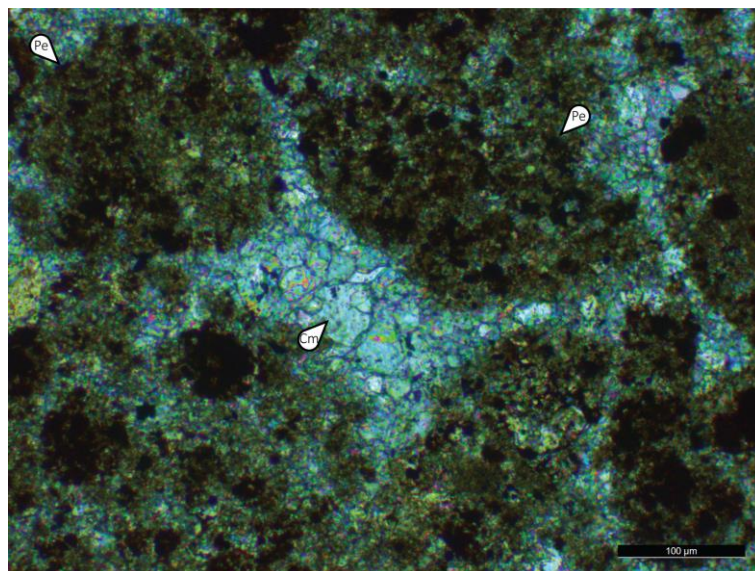


Figura 4.26: Microfacies de Grainstones peloidales con mayor detalle en el cemento pseudo-esparítico entre las partículas peloidales. Pe: Peloides; Cm: Cemento pseudo-esparítico.

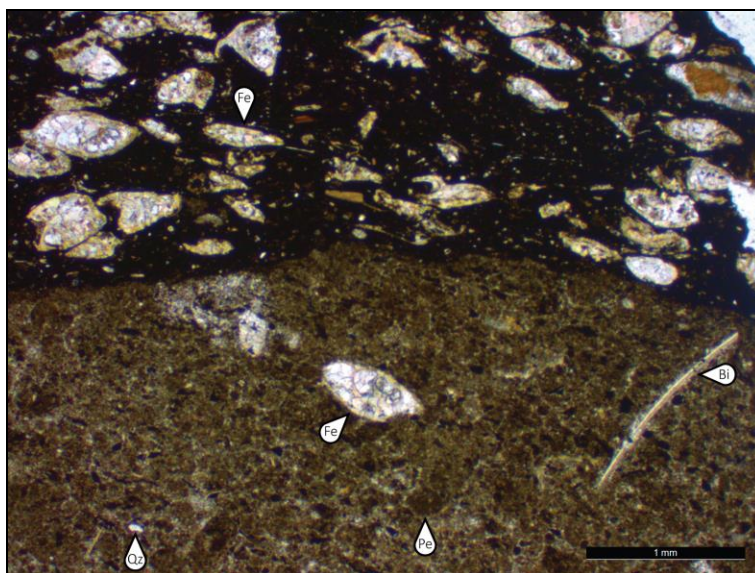


Figura 4.27: Contacto entre las microfacies de grainsstones peloidales (MF 5) en la base, y de la microfacies de wackestone/packstones epistominidos (MF 1) hacia el techo. Pe: Peloides; Fe: Foraminíferos epistominidos; Bi: Bivalvos; Qz: Cuarzo.

Interpretación:

La falta de matriz se podría asociar a la participación de un medio de media a alta energía o posiciones donde se den frecuentemente estas condiciones para que no se permita la decantación de material fino entre las partículas peloidales. Kietzmann et al. (2020) sugieren que la presencia y redondez de estas partículas peloidales sumado a la distribución caótica de bioclastos indican que estarían relacionados a transportes en masa o flujos tractivos. Respecto al origen de estas partículas, Kietzmann y Palma (2012) y Kietzmann y Vennari (2013) han descrito para la Formación Vaca Muerta depósitos de donde microfacies similares a estas se caracterizaron por un alto contenido de microcopolitos de crustáceos. Para algunas posiciones de rampa (Flügel, 2004) indica que pueden ser solamente peloides fangosos, no relacionados a organismos.

En sectores surmendocinos de la Cuenca Neuquina se han descrito microfacies relacionadas con tempestitas con abundancia de peloides (Kietzmann y Palma, 2012). Esas microfacies en particular además poseían evidencias en la estructuración y laminación dándoles a las mismas una génesis relacionada a la actividad de tormentas. De igual manera Kietzmann y Palma (2012) comentan en el mismo trabajo que algunas evidencias de texturas originales producto de tormenta pueden estar en mascaradas por efectos de compactación y diagénesis. En el caso de esta microfacies MF 5 para el Miembro Pilmatué en estudio, estas evidencias no son observadas. De este modo su origen relacionado a acción de tormentas no es descartado solamente por la ausencia de estructuras tractivas.

Microfacies MF 6: Wackestones/Packstones laminados intraclásticos

Descripción:

La microfacies 6 está constituida por wackestones y packstones los cuales presentan una predominancia de intraclastos carbonáticos inmersos en una matriz micrítica. Presentan además una

laminación buena a regular. Respecto al orden de abundancia de las partículas, el mismo corresponde a intraclastos (60%), fragmentos esqueléticos (30%) y terrígenos (10%).

Los intraclastos poseen una forma subredondeada (Fig. 4.28) y alargada en ocasiones, que pueden llegar hasta el milímetro de largo, estando a su vez alineados con la laminación horizontal.

Los radiolarios son los más abundantes dentro de los fragmentos esqueléticos, siendo estos del orden Spumellaria y Nassellaria, con anchos de hasta 0,2 mm.

Los foraminíferos son epistominidos y promedian 0,1 mm de largo. Los bivalvos han sido observados articulados y con tamaños que rondan los 0,05 mm de ancho promedio. También se distinguen gastrópodos recristalizados, esponjas, espinas de equinodermos, y ostrácodos desarticulados.

Subordinadamente se encuentran cristales de cuarzo monocristalino y subangulares que poseen un tamaño menor a los 0,1 mm de ancho.

El material ligante es micrítico, y se destaca cemento compuesto por minerales opacos de hábito cubico y forma subhedrales a euhedrales, principalmente diseminados.

Dentro del Miembro Pilmatué, estas microfacies se distribuyen en la primera mitad inferior.

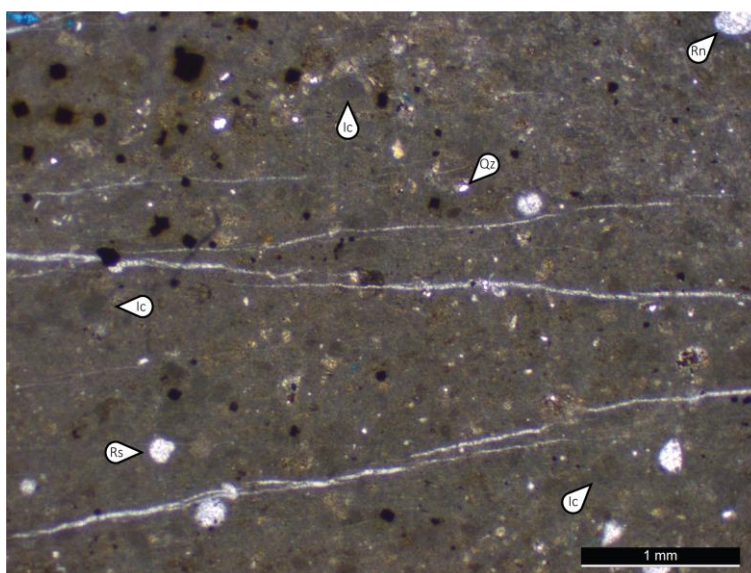


Figura 4.28: Microfacies wackestones/packestones laminados intraclásticos caracterizado por un alto contenido de intraclastos. Ic: Intraclastos; Rs: Radiolarios spumellaridos; Rn: Radiolarios nasselarios; Qz: Cuarzo.

Interpretación:

La presencia de un alto contenido de intraclastos micríticos podría dar un indicio de retrabajo de lecho, donde partículas carbonáticas fueron arrastradas hacia posiblemente otras posiciones o de igual forma posiciones cercanas. Se estima además que debió haber actuado algún medio tractivo para generar suficiente erosión, pero de forma eventual, y no muy recurrente debido que se describe una alta abundancia de matriz. A su vez, el contenido fósil que se encuentra desarticulado favorece a la idea de que tuvo que actuar algún medio tractivo.

Microfacies similares han sido descritas para la Formación Vaca Muerta (Kietzmann y Palma, 2012), donde sugieren que dichas microfacies están relacionadas a erosión intermitente y transporte por corrientes de fondo. Por otro lado, intraclastos micríticos son descriptos para el Miembro Pilmatué

donde también son asociados a condiciones similares como las previamente mencionadas (Kietzmann y Paulin, 2019).

Microfacies MF 7: Wackestones laminados

Descripción:

Esta microfacies está conformada por wackestones (Fig. 4.29) en los cuales poseen partículas terrígenas y fosilíferas inmersas en una matriz micrita. Se caracteriza por su buena laminación y un contenido de matriz superior al de partículas. El porcentaje de estas últimas está constituido por: terrígenos (60%) y fragmentos esqueléticos (40%).

Se describe la presencia de cristales de cuarzo monocristalino, los cuales son subangulares y rondan los 0,03 mm de ancho. Por otro lado, los feldespatos son menos abundantes que los fragmentos de cuarzo, también son subangulares, y en esta ocasión presentan alteraciones a clorita.

Los fragmentos de bivalvos (Fig. 4.30) se distinguen por sobre las otras partículas por su tamaño, llegando hasta 4 mm de largo. Presenta además un inferior contenido de ostrácodos que no superan los 0,2 mm de ancho.

El material ligante es micrítico, pero también se observa cemento constituido por minerales opacos. También se identificó pseudomatrix carbonática que tiene un aspecto de fabrica peloidal.

Fueron distinguidas estilolitas y fracturas rellenas con carbonato de calcio. Cabe destacar que en ocasiones no es fácil observar la laminación bajo el microscopio, pero lo es a escala de corte delgado en contra luz.

En un caso discreto, estas microfacies fue descripta en conjunto a las microfacies MF 8 en un mismo corte delgado. Por este motivo se podría llegar a pensar que tal vez, la microfacies de wackestones corresponda a una textura original de la muestra que sufrió posteriormente dolomitización.

Se encuentran presentes en el tramo superior del Miembro Pilmatué, asociadas en ocasiones con dolomías.

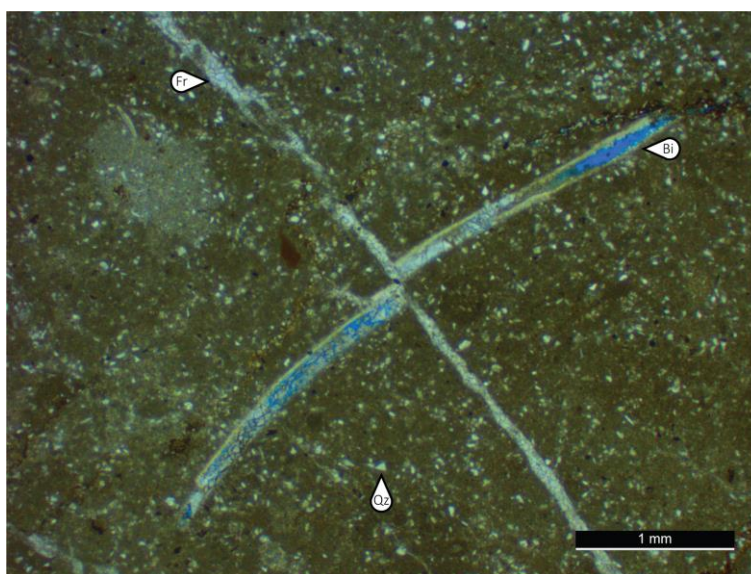


Figura 4.29: Microfacies de wackestones laminados con un alto contenido de material terrígeno (principalmente cristales de cuarzo). Bi: Bivalvo; Qz: Cuarzo; Fr: Fractura rellena.

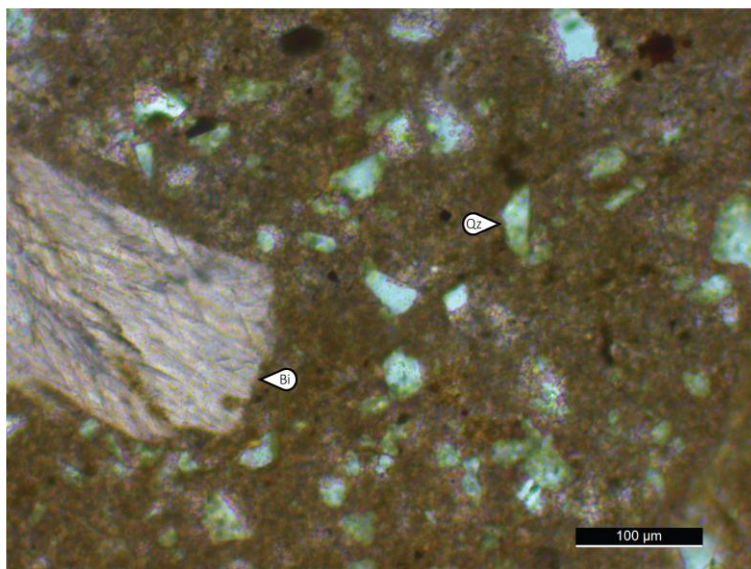


Figura 4.30: Detalle de la microfacies de wackestones laminados. Bi: Bivalvos; Qz: Cuarzo.

Interpretación:

Vinculada a deposición por decantación en un medio de baja energía. El contenido de fauna planctónica indicaría que fueron depositados junto a las partículas carbonáticas mediante suspensión y decantación. Se denota un gran contenido de terrígenos en esta microfacies comparado con otras microfacies carbonáticas, principalmente fragmentos cristalinos de cuarzo. Estos terrígenos pueden estar asociados a decantación posteriormente de eventos de alta energía donde queden puestos en suspensión (Kietzmann et al., 2020). En el mismo trabajo se plantea que el contenido de ostrácodos (sumado a otros parámetros como bioturbación, ofiuroides y foraminíferos lenticulinidos en ese caso) indicarían condiciones de baja energía y medio bien oxigenado.

En general por los rangos porcentuales de partículas terrígenas y carbonáticas podría clasificarse como un wackestone arenoso laminado tomando criterios de Mount (1985).

Microfacies MF 8: Dolomías masivas

Descripción:

La microfacies de dolomías contiene un alto contenido de fábrica cristalina respecto a partículas, la cual se encuentra casi en su totalidad conformada por cristales de dolomita (Fig. 4.32). Presenta una estructura masiva y brechosa, pero no se descarta que sea consecuencia del proceso de dolomitización (Fig. 4.31).

Presenta partículas de cuarzo que suelen ser equidimensionales con un 0,04 mm de ancho. El contenido fosilífero corresponde únicamente a fragmentos de ostras dispuestas en secciones transversales y longitudinales que varían entre los 2,9 hasta los 3,6 mm. El contenido de pirita es bajo y se da de forma diseminada con cristales de 0,01 mm de ancho. Presenta brechas interclásticas (Fig. 4.33) que varían en tamaño desde los 0,7 mm a 4,5 mm, y que están levemente alteradas a dolomitas.

Como se comentó previamente, la fábrica se encuentra principalmente reemplazada por cristales de dolomita (Fig. 4.31). Los mismos suelen ser equidimensionales, presentan bordes

redondeados y un ancho promedio de 0,02 mm. Además, contiene fracturas rellenas con carbonato de calcio de unos 0,01 mm de ancho.

La microfacies de dolomías se distribuye en el tramo superior del Miembro Pilmatué, a partir de los 200 metros acumulados del perfil sedimentario analizado. También han sido descriptas litofacies de dolomías en el Miembro Agua de la Mula, pero sin estudios microscópicos para el miembro superior.

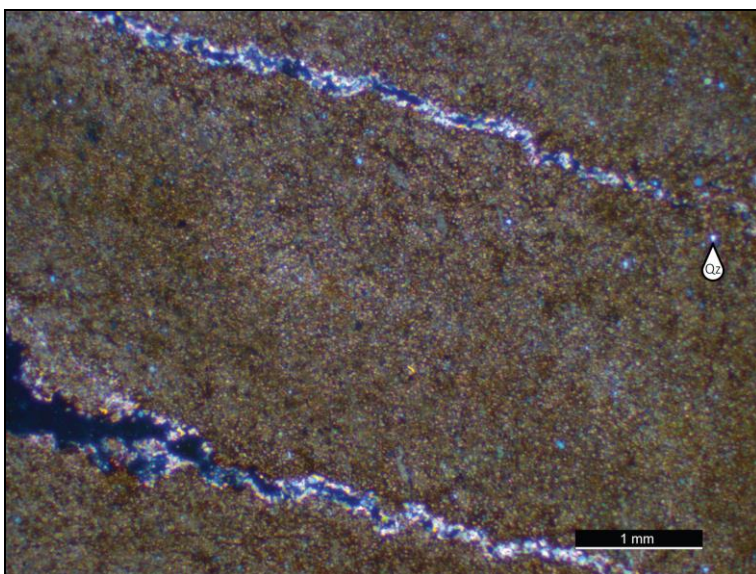


Figura 4.31: Fabrica de la microfacies de dolomías masivas compuesta por un alto contenido de dolomita. Qz: Cuarzo.

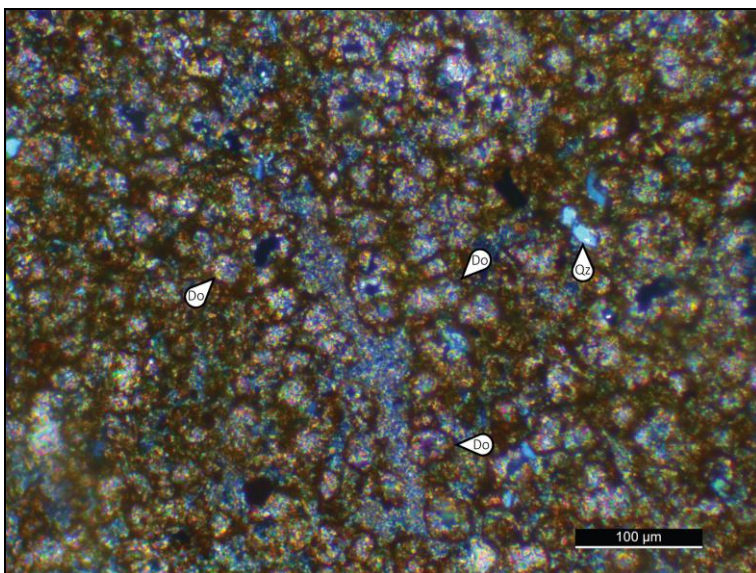


Figura 4.32: Detalle de la microfacies de dolomías masivas compuesta por un alto contenido de dolomita. Cabe destacar en este caso la presencia de matriz no recrystalizada. Do: Dolomita; Qz: Cuarzo.

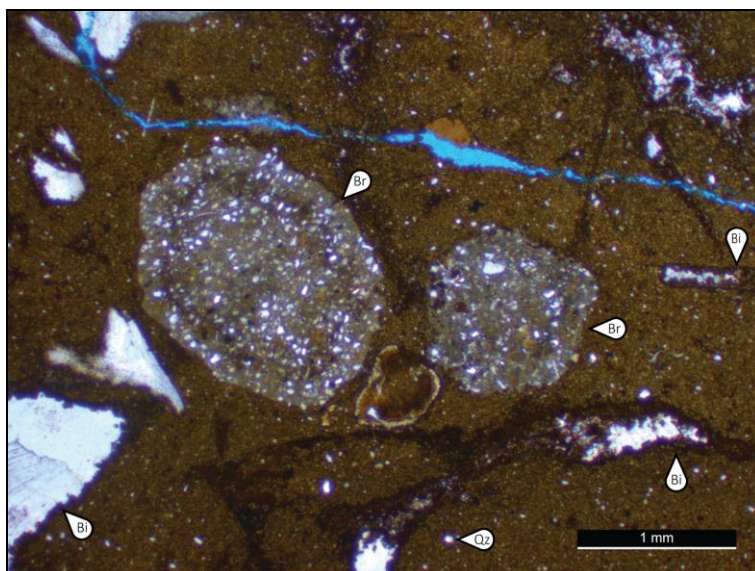


Figura 4.33: Brechas intraclásticas inmersas en la microfacies de dolomías masivas. Bi: Bivalvos; Br: Brecha intraclástica; Qz: Cuarzo.

Interpretación:

Su estima que su origen debería estar ligado a alteración y reemplazo de carbonatos debido a la oxigenación de la materia orgánica en la zona de reducción de sulfato y de la zona de metanogénesis (Baker y Burns, 1985; Meister et al., 2007). Esta idea puede estar sustentada debido a que se describió un corte delgado que compartía dos microfacies en ella, la MF 7 y 8, dando la idea que justamente la MF 7 (Wackestone lamido) podría corresponder a una textura y roca original donde los procesos de dolomitización no fueron muy efectivos.

Cercano a la zona de estudio, Kietzmann et al. (2014a) y Capelli et al. (2018) describen bancos dolomíticos en límite de las formaciones Vaca Muerta y Quintuco. Para la Formación Agrio, trabajos como los de Kietzmann y Paulin (2019) describen procesos similares para el Miembro Pilmatué. Mientras que, en el Miembro Agua de la Mula, Comerio et al. (2018) describen varias facies y microfacies con dolomías y cementos dolomíticos, según informan probablemente producto de una dolomitización temprana por la mezcla de agua de origen marino y continental.

MICROFACIES SILICICLÁSTICAS

Microfacies MF 9: Limolitas laminadas

Descripción:

La microfacies de areniscas laminadas (Fig. 4.34) presenta una fábrica grano sostén, y una buena laminación. El porcentaje de particulares suele ser mayor al de la matriz que poseen alrededor. El tamaño de grano varía entre limo y arena muy fina. La laminación es muy destacable a escala de corte delgado, mientras que bajo el microscopio no es observable fácilmente. Los terrígenos son los más abundantes (90%), siguiéndole la fracción esquelética (7%) y fosfática (3%).

Los terrígenos corresponden a fragmentos de cuarzo (Fig. 4.35) por lo general equidimensionales de unos 0,03 mm de ancho, como también a feldespatos de un tamaño un poco mayor, alcanzando los 0,05 mm en promedio y alterados a arcillas. Además, se describió la presencia de

cristales de mica, con un largo superior a los otros dos tipos de minerales. Cabe destacar que la presencia de cuarzo en las muestras es muy importante, abarcando casi la mayor fracción de las partículas terrígenas.

El contenido fosilífero es poco abundante y corresponde a foraminíferos y fragmentos de bivalvos (Fig. 4.34). Los más abundantes entre ellos son los fragmentos de ostreidos, que pueden abarcar hasta 1,3 mm de largo. Los foraminíferos llegan hasta un largo promedio de 0,2 mm. También se reconocieron calcíferas. Un bajo contenido de fosfato fue a su vez descripto, pero en este caso sería fosfato correspondiente a fragmentos óseos desagregados. Se destaca bioturbación ausente en escala microscópica.

La matriz presente es micrítica la cual se encuentra levemente alterada a clorita, y en ocasiones también se la distingue recrystalizada a pseudo-esparita. Además, presenta parches de sílice amorfo (fig. 4.35). La distribución de esta microfacies se ve limitada al tramo más superior del Miembro Pilmatué.

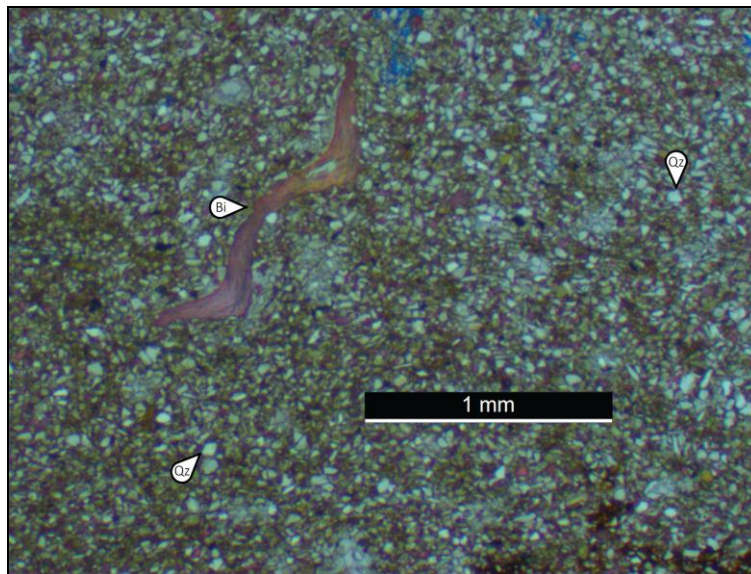


Figura 4.34: Limonitas laminadas. Bi: Bivalvo; Qz: Cuarzo.

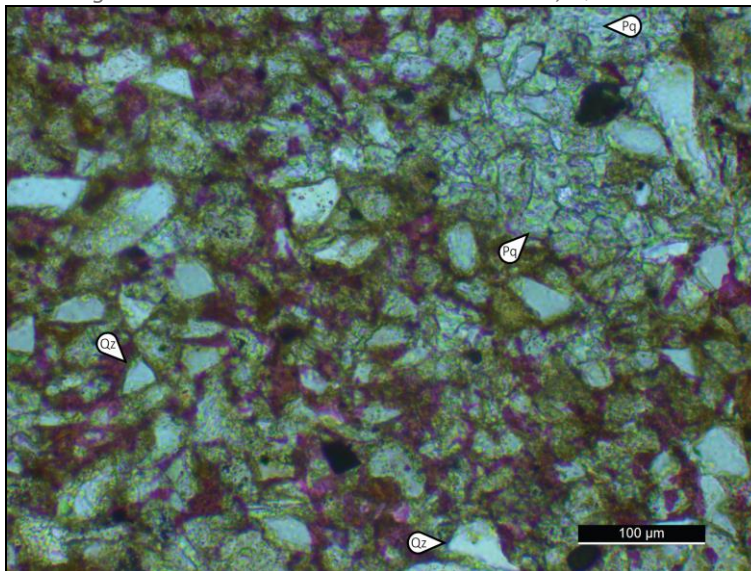


Figura 4.35: Limonitas laminadas en detalle. Qz: Cuarzo; Pq: Parches de sílice.

Interpretación:

Debido a la presencia de fragmentos de bivalvos y óseos se podría pensar que esta microfacies está vinculada a algún mecanismo de transporte de mediana a alta energía. La presencia de material micrítica indicaría por otro lado decantación de este material. Por esto, lo más probable es que mecanismos mixtos hayan participado en la génesis de la microfacies MF 9. De este modo, predominaría la removilización de terrígenos hacia posiciones donde la decantación de material carbonático fino sea posible, y de este modo interactúen ambos procesos a la vez dando como lugar a una laminación sutil de material carbonático con abundancia de partículas terrígenas.

González Tomassini et al. (2015) plantean para la Formación Vaca Muerta que, para facies de tamaño de grano de terrígenos similar, laminación y ausencia de bioturbación podría sugerir una depositación producto de la acción de tormentas en áreas adyacentes que promovieron la removilización de material sedimentario como flujos de tipo turbidíticos o corrientes de fondo.

Puede clasificarse como una arenisca micrítica (Mount, 1985) debido al alto contenido de matriz carbonática. Por otro lado, como se comentó previamente, se estima que la laminación observada es la original, la cual sufrió alteración y recristalización dando como resultado parches de clorita, esparita o cuarzo amorfo.

MICROFACIES PIROCLÁSTICAS

Microfacies MF 10: Tobas masivas

Descripción:

Esta microfacies se encuentra conformada por tobas sin estructura evidente, constituida a su vez por trazas vítreas de origen volcánico las cuales se encuentran inmersas dentro de un cemento carbonático de textura poiquilítica (Fig. 4.36). Las partículas vítreas presentan una alteración avanzada a clorita (Fig. 4.37). Las formas típicas de trazas vítreas no son del todo reconocibles debido a los procesos de alteración que sufrieron las mismas y al cemento carbonático que las rodea, de todos modos, se encuentran excepciones en las cuales se puede apreciar su morfología característica. No se observa una laminación marcada, probablemente debido a un alto grado de alteración y cementación.

Dentro de las partículas además se destacan cristales de feldespatos altamente alterados con un largo de 0,2 mm y 0,05 mm de ancho en general, también biotita con muy poca alteración y tamaño de largo similar a los feldespatos. Se destaca también la presencia de cristales de cuarzo que se encuentran muy poco abundantes. Por último, minerales opacos atribuidos a pirita diseminada los cuales presentan un tamaño de grano promedio de 0,2 mm.

Por otra parte, el cemento carbonático se distribuye en toda la muestra de forma homogénea y en una abundancia muy importante, distinguido en los cortes delgados por un color rosado dado por el tinte aplicado a la muestra denotando un bajo contenido de hierro.

Este tipo de microfacies ha sido reconocido y descrito para principalmente la parte superior del Miembro Pilmatué.

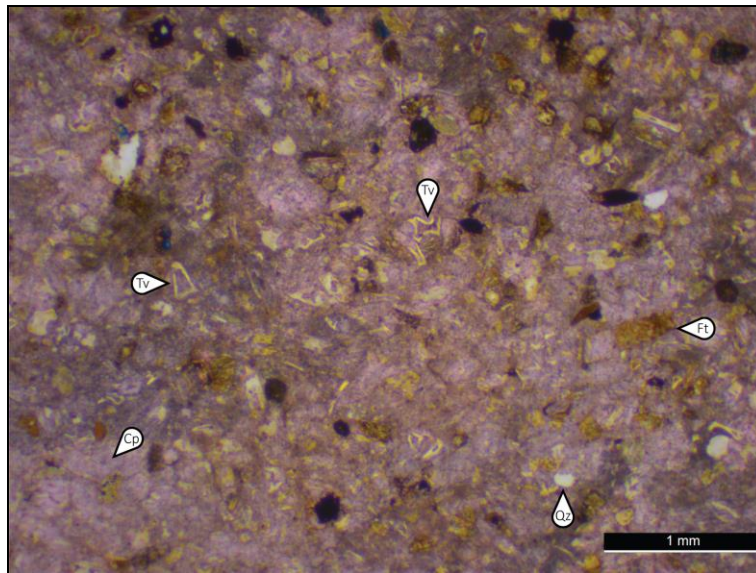


Figura 4.36: Muestra de toba masiva donde se distinguen las partículas inmersas en un cemento poiquilítico. Tv: Trizas vítreas; Qz: Cuarzo; Ft: Feldespato. Cp: Cemento poiquilítico.

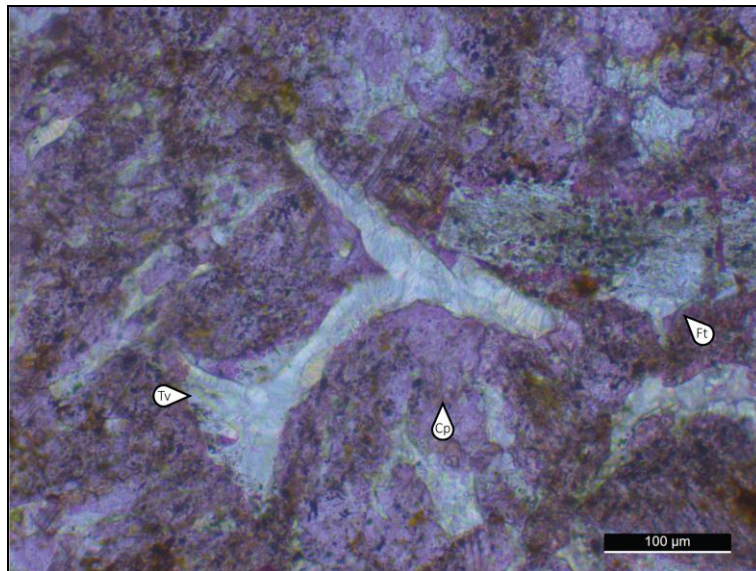


Figura 4.37: Detalle de las trizas volcánicas inmersas en cemento. Tv: Trizas vítreas; Ft: Feldespato. Cp: Cemento poiquilítico.

Interpretación:

El mecanismo preponderante para la sedimentación de esta microfacies correspondería a la decantación del material piroclástico en un ambiente relativamente de baja energía. El origen de estas partículas estaría vinculado a la actividad volcánica y a la caída de cenizas sobre un cuerpo de agua. De todos modos, no se descarta que pueden estar influenciados por procesos de erosión y removilización desde posiciones más someras., como por ejemplo eventos turbidíticos.

Kietzmann et al. (2020) describen para la Formación Vaca Muerta la presencia de tobas y lapillitas, las cuales una posible interpretación de su depositación estaría vinculada a flujos turbidíticos

no cohesivos de baja densidad, donde posteriormente se generaría una depositación discreta de este material removilizado. Para la misma formación, González Tomassini et al. (2015) también vinculan a depósitos de tobas a flujos turbidíticos, pero en este caso los autores indican presencia de bioclastos en las mismas. En el caso de las microfacies MF 10 descritas aquí no se describió la presencia de fragmentos fósiles, pero de todos modos puede que, si hayan existido originalmente, se encuentren totalmente recrystalizados.

Modelos de microfacies

Se compararon a las microfacies previamente descritas mediante Flügel (2004): RMF (*Ramp Microfacies*) para rampas Paleozoicas y Mesozoicas, con las microfacies de plataforma de Wilson (1975): SMF (*Standard Microfacies*), con el objetivo de tener una primera aproximación de donde pudieron haberse depositado estas microfacies según estándares o ejemplos ya planteados (Fig.4.38). También se realizaron comparaciones generales con microfacies descritas para las Formaciones Vaca Muerta y Agrio dentro de la Cuenca Neuquina por diversos autores, teniendo hincapié en localidades próximas a la zona de estudio.

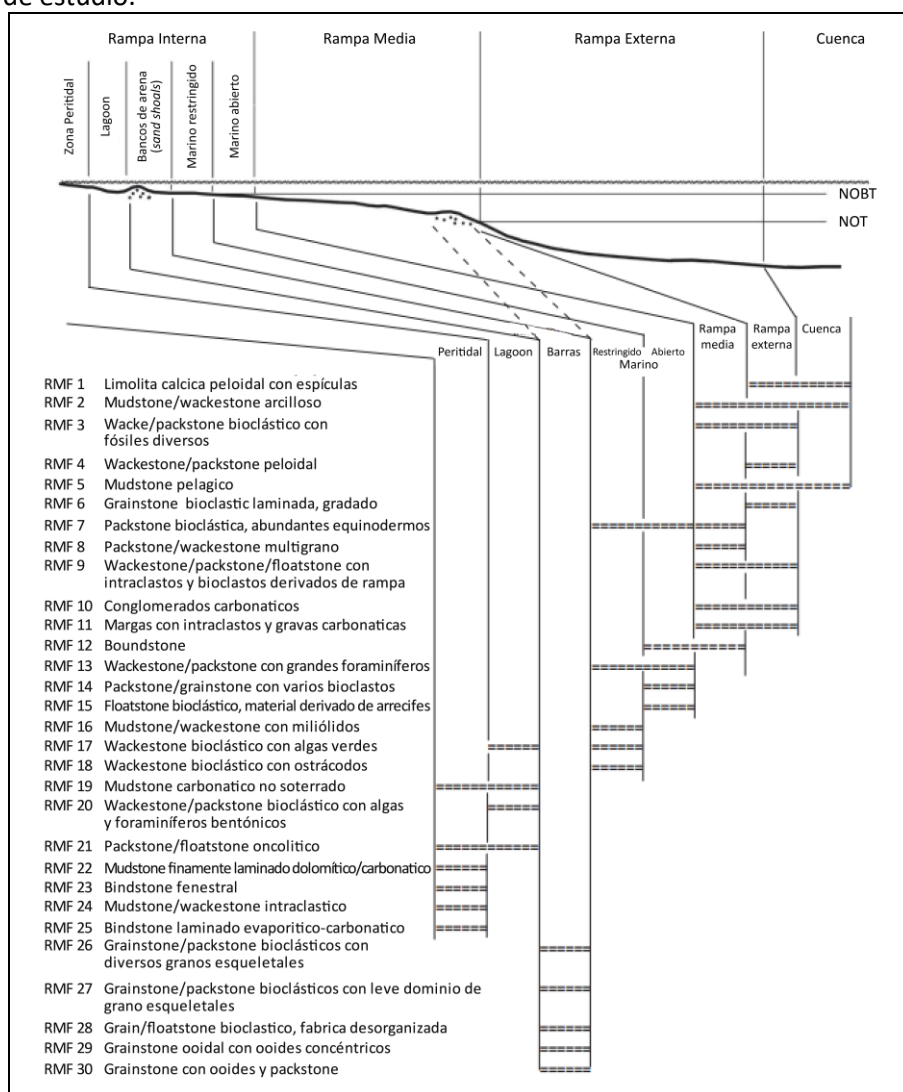


Figura 4.38: Microfacies descriptas por Flügel (2004). Modificado de Flügel (2004).

La microfacies 1 (MF 1) podría correlacionarse con la RMF 5 y 9 descritas por Flügel (2004) para rampa carbonática, y con la SMF 3 y 5 para el de plataformas. Los dos modelos nos permiten inferir que la depositación se hubiese generado predominantemente a una profundidad inferior a la del nivel de olas de tormenta. Cabe mencionar que las microfacies de Flügel (2004) RMF 5 y 9 también podrían estar presentes sobre el nivel de olas de buen tiempo hasta el nivel de tormentas. Para el caso del modelo de rampas, esta microfacies podrían estar situadas en posiciones principalmente medias a distales (Flügel, 2004) y posiciones de talud, pie de talud y oceánicas profundas dentro de una plataforma carbonática.

Para la MF 2, en cierto punto es posible hacer una comparación con la RMF 5 propuesta por Flügel (2004) debido a que se caracteriza por la depositación de fauna planctónica en sedimento pelágico. También comparte características con la RMF 9 propuesta por el mismo autor, debido al contenido de partículas como intra y bioclastos. Para ambos casos abarcan posibles posiciones dentro de una rampa carbonática media a distal, y cuencales (Flügel, 2004), por debajo del nivel de olas de tormentas para los sectores más distales, y para los medios por debajo del nivel de olas de buen tiempo.

Sus contrapartes en el modelo de plataforma podrían corresponder a las SMF 3 y 5 (RMF 5 y 9) respectivamente, las cuales por su parte podrían ubicarse en sectores de talud (SMF 5) por encima del nivel de olas de tormenta, y en sectores de pie de talud y condiciones oceánicas profundas (SMF 3) donde no estarían afectas por tormentas por estar debajo de dicho nivel de olas.

La MF 3 comparte similitudes con la RMF 9 debido a la abundancia de partículas intraclásticas micríticas, que en este caso además generan una fábrica lenticular, asociado a rampa media – externa (Flügel, 2004) entre el nivel de olas de buen tiempo y el de tormentas. En su contraparte, podría asociarse con la SMF 5 de Wilson (1975).

Por otro lado, la MF 5 es comparable con la RMF 6 de Flügel (2004) para sectores de rampa externa por debajo del nivel de olas de tormenta, en este caso asociadas justamente a tempestitas. En cuanto a estudios Wilson (1975) podrían estar situadas en plataforma interna caracterizando la SMF 16 (sin laminación) por encima del nivel de olas de buen tiempo.

La MF 6 podría correlacionarse con la RMF 9 (wackestones/packstones/floatstones con intra- y bioclastos derivados de rampa) de Flügel (2004) para sectores rampa media y externa, con influencia de tormentas. Por otro lado, el mismo autor realiza una comparación con el ambiente de plataforma, donde la SMF 5 podría corresponder a la misma para sectores de talud.

La descripta MF 7 tiene similitudes con la RMF 18 de Flügel (2004) principalmente por el contenido destacable de ostrácodos, correspondientes a condiciones marinas restringidas de una rampa interna por encima del nivel de base de olas de buen tiempo. Pero de todas formas, la presencia de ostrácodos y la laminación depositacional es muy frecuente en sectores profundos de rampas con sedimentación hemipelágica (Flügel, 2004).

Por último, la MF 8 tiene similitudes con la RMF 22 descripta por Flügel (2004) para posiciones peritidales, principalmente debido a que es la única microfacies donde el autor incluye presencia de dolomitas. El origen de la dolomitización podría ser producto de mezcla de aguas y estar relacionada a fases regresivas asociadas a la caída del nivel del mar (Morad et al., 2012). En efecto, Tunik et al. (2009) propusieron un modelo de dolomitización de aguas someras para la Fm. Agrio, donde el agua marina que circula producto de las mareas o cambios en el nivel del mar es la portadora del magnesio necesario para la generación de la dolomita.

4. 4. Facies

Las interpretaciones de facies han sido elaboradas en base a la evidencia macroscópica levantada en el campo denotado por las litofacies previamente descritas, y por el análisis de microfacies, y a sus respectivas interpretaciones. Estas mismas han sido caracterizadas en general por un conjunto de litofacies y microfacies características y otras subordinadas, las cuales permiten inferir un subambiente propicio para la depositación para cada una de ellas regidas por condiciones paleoambientales particulares.

Fueron interpretadas 5 facies en total (Fig. 4.39), las cuales se distribuyen inequitativamente en la sección analizada, siendo las facies F1, F2 y F3 correspondientes al Miembro Pilmatué, y la F4 y F5 al Mb. Avilé.

FACIES	LITOFACIES	MICROFACIES	INTERPRETACIÓN	MIEMBRO
F1	Mgh, Mgch, WPb(e), Ph, Wh, Tm	1, 2, 3, 5, 6	Rampa Externa Proximal	P I L M A T U É
F2	Mgh, Mgch, Wh, Bml, Tm, Sh	2, 3, 4, 10	Rampa Externa Distal	
F3	Fl, Sh, Mgh, Mgch, D	7, 8, 9	Prodelta	
F4	Sp	-	Dunas eólicas	A V I L É
F5	Sp, Fl	-	Sistema fluvial	

Figura 4.39: Resumen de facies descripta para los Miembros Pilmatué y Avilé.

Facies 1: F1

Esta facies se encuentra conformada por las litofacies de margas (Mgh y Mgch), wackestones/packstones ricos en epistominas (WPb(e)), wackestones y packstones laminados (Wh y Ph) (Fig. 4.40) y las microfacies MF 1, 2, 3, 5 y 6. La relación entre margas y calizas es muy similar, aunque dominan ligeramente las margas. En menor medida se asocian tobas (Tm). Los componentes esqueléticos corresponden principalmente a foraminíferos epistominidos, radiolarios, bivalvos, esponjas y equinodermos.

Se interpreta que la sedimentación habría alternado periodos de buen tiempo donde dominan los procesos de decantación de material fino carbonático, siliciclástico y piroclástico mediante suspensión, y periodos de tormenta, como podrían indicar los packstones laminados. El contenido de fauna corresponde principalmente a condiciones marinas. La abundancia de bancos que presentan acumulaciones de epistominidos retrabajados indican movilización de material de zonas someras a profundas. La coloración oscura de las litofacies podría indicar condiciones de sustrato subóxico.

Esta facies probablemente se encuentre asociada a la acción de tormentas que facilitó el retrabajo, u otro medio de semejante energía. La presencia de este particular tipo de foraminíferos epistominidos fueron asociados a eventos transgresivos, donde además en conjunto con el alto porcentaje de radiolarios indicarían condiciones de alta productividad de nutrientes dentro de condiciones subóxicas (Sagasti y Ballent, 2002).

Se la interpreta como depósitos de una rampa externa proximal (Fig. 4.47), situado por debajo del nivel de olas de tormenta.

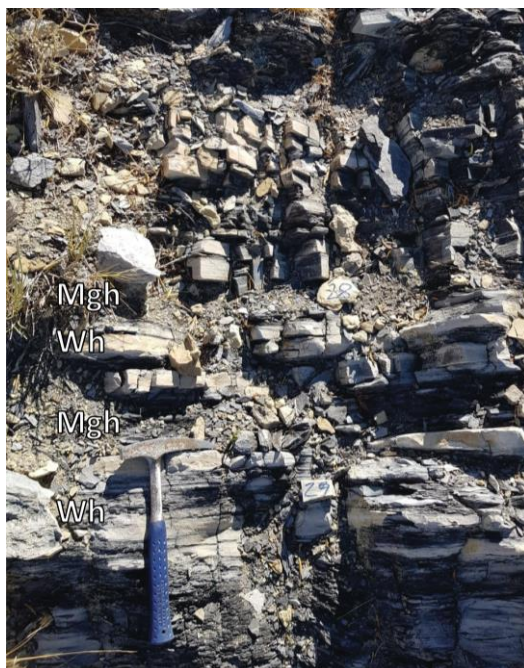


Figura 4.40: Intercalación de calizas (Wh) y margas (Mgh) característica de la facies F1.

Facies 2: F2

La facies F2 está constituida por una alternancia de margas y calizas (Fig. 4.41). Las litofacies características de esta facies corresponden a ambos tipos de margas (Mgh y Mgch), wackestones laminados (Wh), y bindstones microbianos laminados (Bml), y las microfacies MF 2, 3 y 4. Subordinadamente se destacan las litofacies de tobas (Tm), areniscas laminadas (Sh), y la MF 11. La relación entre calizas y margas es 1:4. Los fragmentos esqueléticos que predominan son radiolarios, bivalvos, foraminíferos. Un rasgo distintivo en esta facies es la presencia de estructuras microbianas (Bml).

Se interpreta que los procesos de sedimentación estuvieron predominantemente vinculados a periodos propicios para la decantación hemipelágica en un ambiente de baja energía, donde además episódicamente se desarrollaron eventos asociados con retrabajo desde zonas más someras, y de menor frecuencia que en los de la facies 1. Las estructuras microbianas estarían asociadas a una baja tasa de sedimentación. Las tobas y areniscas presentes estarían vinculadas con decantación de este material dentro de la columna de agua. Al igual que la facies F1, la coloración de las litofacies margosas y carbonáticas indicarían condiciones subóxicas/anóxicas. Se registra en esta facies un mayor espesor acumulativo de margas que en la facies F1.

En cuanto a las microfacies, en ellas se suelen reflejar características que indicarían acción de algún medio tractivo que removilice fango, partículas esqueléticas y hasta inclusive deforme algunas laminas microbianas.

Esta facies es interpretada como rampa externa distal (Fig. 4.7), por debajo del nivel de olas de tormenta.



Fig. 4.41: A. Sucesión de calizas (bindstones microbianos y wackestones) y margas donde fue caracterizada la facies F2. B. Vista hacia norte donde se observan los depósitos de la facies F2 muy próximos a la facies F3 (FI y D), pasaje que se da aproximadamente a los 200 metros del perfil relevado.

Facies 3: F3

Esta facies está constituida por depósitos finos de pelitas laminadas (FI) y margas (Mgh y Mgch), alternando también areniscas laminadas (Sh) interestratificadas con pelitas y hacia el tope de las mismas, dolomías (D) y margas (Mgh y Mgch). Las litofacies que más predominan son las margas y pelitas, cuya relación es 1:3. El contenido fósil está compuesto por fragmentos de foraminíferos y bivalvos. La facies F3 se encuentra mejor representada en la sección superior del Miembro Pilmatué.

La sedimentación estuvo controlada por completo por la decantación de material fino principalmente de origen siliciclástico respecto al carbonático, a diferencia con lo que descripto para las facies F1 y F2. Se destaca que el contenido bancos de litofacies con contenido de carbonatos son muy pocas, y además se encuentran situados prácticamente en contacto con facies de rampa externa por lo cual se puede intuir que por marcarían un pasaje no tan abrupto en la sedimentación. Los bancos pelíticos son los de mayor espesor, pueden tener trazas fósiles, suelen ser granocrecientes y culminar con espesores muy delgados de areniscas. Una alternancia entre pelitas y dolomías es muy visible y distintiva de la sección superior del Mb Pilmatué (Fig. 4.43), aunque se destaca también un intervalo con características de esta facies cercana a la base de la sección inferior de este miembro (Fig. 4.42).

Las microfacies descriptas que se asocian a esta facies son las MF 7, 8 y 9. A partir de las mismas se estima que la depositación coincide preponderantemente con decantación de material fino. Para el caso del análisis de las dolomías (MF 8), además favorecen en la inferencia de que la génesis de las mismas fue a partir de rocas carbonáticas (MF 7). Mientras que la MF 9 por otro lado, aporta indicios de que la sedimentación fue en un ambiente de baja energía, y que estuvo influenciada por depositación de carbonatos. De este modo, las microfacies también permiten inferir una alternancia en la sedimentación

carbonática de bajo espesor y muy limitada, y una siliciclástica con espesores resultantes más espesos, que resultan en sí, los más característicos de esta facies.

Esta facies es interpretada como depósitos de prodelta, vinculados principalmente a la depositación deltaica distal progradante (Ver 4.5 Asociaciones de Facies) con influencia de sedimentación carbonática.



Fig. 4.42: Sucesión principalmente de pelitas (FI) dentro de la sección inferior del Mb. Pilmatué características de la facies F3. Aquí se observa una secuencia de pelitas de aproximadamente 3 metros.



Fig. 4.43: Sucesiones de pelíticas (FI) alternando con dolomías (D) dentro de la sección superior del Mb. Pilmatué caracterizando a la facies F3.

Facies 4: F4

La F4 está constituida únicamente por areniscas finas con estratificación entrecruzada tabular planar (Fig. 4.44). Para esta facies no fueron realizadas secciones delgadas para su estudio de microfacies.

La geometría de las mismas suele ser tabular, presentan entre 1 a 8 metros de espesor, y se intercalan con las facies F5 que en conjunto son características del Mb. Avilé. El contenido fósil macroscópico es ausente. Una diferencia ha sido planteada entre los bancos arenosos de esta facies y

los de la F5 (Fig. 4.45), llevando a inferir que el espesor de los mismos es preponderante en la interpretación del medio/mecanismos que los formaron.

Debido a la escala de los bancos en cuestión y la estructuración de gran escala en ocasiones, y tamaño de grano se infiere que están vinculados a depósitos de origen eólico. De este modo, esta facies es interpretada dunas.



Figura 4.44: Acumulación de areniscas con estratificación entrecruzada tabular planar (Sp) característica de la facies F4.

Facies 5: F5

La facies F5 se caracteriza por una alternancia de pelitas laminadas (Fl) y areniscas finas con estratificación entrecruzada tabular planar (Sp) como se puede observar en la figura 4.45.

Se intercala con las facies F4 dentro del Mb. Avilé, y al igual que esta, tampoco han sido recolectados ni descritos fragmentos fósiles. Se destaca la morfología lenticular de algunos bancos arenosos, y la diferencia de espesores entre los bancos de ambas litofacies, siendo los pelíticos más espesos. También se discriminan espesores de areniscas del orden de un metro o inferiores, mientras que para las F5 suelen ser mayores al metro de espesor.

Se propone que la depositación fue dada dentro de un medio acuoso propicio para la decantación del material pelítico en condiciones de baja energía, alternando con etapas de movilización de arena por medio tractivo acuoso de mayor energía.

Esta alternancia de litofacies arenosas y pelíticas es interpretada como depósitos de un sistema fluvial debido a procesos de acumulación subácuea.



Figura 4.45: Intercalación de bancos pelíticos y arenosos de la facies F5.

4. 5. Asociaciones de Facies

Asociación de Facies 1: AF1

Esta asociación está compuesta por las facies F1 (rampa externa proximal) y F2 (rampa externa distal), las cuales brindan indicios de una sedimentación principalmente de baja energía y caracterizada por una composición carbonática sobre la siliciclástica, y una alternancia de margas y calizas ambas con estructuras laminadas. Existen indicios de retrabajo tanto de material intraclástico como esqueletal, pero de todas formas no se describieron evidencias directas de acción de tormentas como las que se suelen dar en posiciones más someras de una rampa, como por ejemplo en secciones medias donde existen estructuras tractivas producto de estos eventos, como la estratificación cruzada *hummocky* (HCS).

Adicionalmente, toda la fauna y primordialmente de foraminíferos epistominidos también aporta unas importantes evidencias de que la columna de agua debió haber sido de gran espesor, con condiciones subóxicas/anóxicas. Particularmente, las facies de wackestos/packstones con epistomina y los bindstones microbianos, se desarrollaron en condiciones restringidas, posiblemente relacionados con episodios transgresivos.

La asociación de facies 1 caracteriza la sección inferior del miembro Pilmatué (Fig. 4.46), la que está representada aproximadamente en los primeros 200 metros del perfil relevado.

Las facies 1 y 2 se encuentran intercaladas, siendo la facies 2 la que presenta mayor representación en el perfil relevado.

La facies 3 aparece hacia la base de la sección inferior del Mb. Pilmatué, marcando una interrupción de la sedimentación de la rampa carbonática asociada con depositación de facies deltaicas distales, la que luego vuelve a dominar en la sección superior de este miembro.

Esta asociación de facies es interpretada como depósitos de una rampa carbonática externa por debajo del nivel de olas de tormentas, con una participación menor de un sistema deltaico distal (AF2 intercalada).



Figura 4.46: Pasaje en mayor detalle las asociaciones de facies AF 1 y 2 del Mb. Pilmatué. La línea sin puntear representa una divisoria de aguas entre lomadas. Línea punteada aproximadamente a los 200 metros del perfil relevado. Ss: Sección superior; Si: Sección inferior.

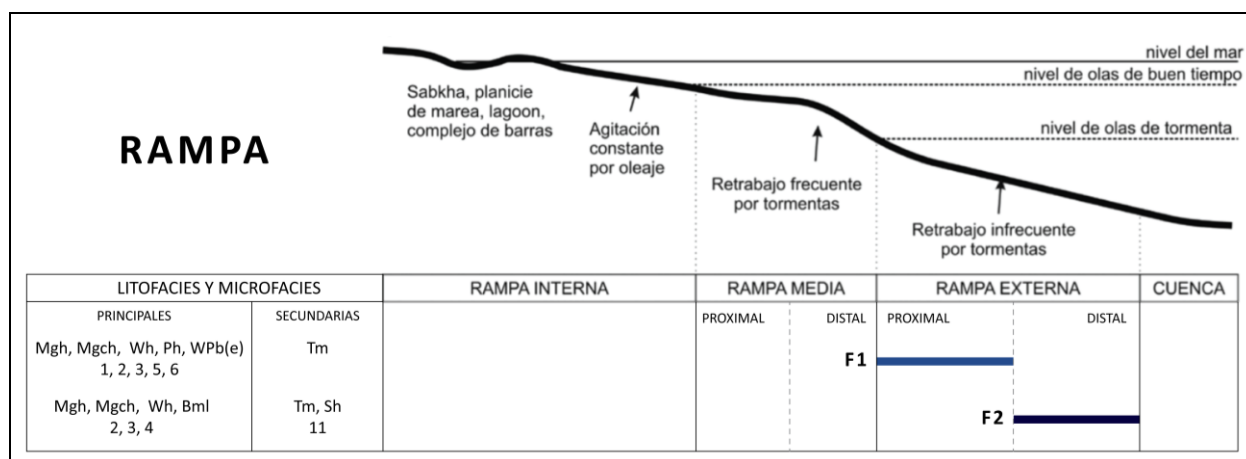


Fig. 4.47: Modelo de rampa y facies descriptas según su posición aproximada, donde se incluyen a las facies 1 y 2 correspondientes a la asociación de facies 1 (AF1). Modificado de González Tomassini et al. (2015).

Asociación de Facies 2: AF2

La asociación de facies 2 está compuesta únicamente por la facies F3 (prodelta), la misma estaría vinculada a deposición de baja energía dominada por una sedimentación siliciclástica sobre la carbonática, marcando un contraste de facies respecto a la AF1.

Algunos rasgos como la granocrecencia de los intervalos pelíticos y sus grandes espesores de escala decamétrica, así como la presencia de dolomías que permiten inferir una mayor influencia de material clástico.

Es característica de la sección superior del Mb. Pilmatué (Fig. 4.49) cubriendo aproximadamente 200 metros, pero también está presente intercalando a la AF1 (Fig. 4.52). De

esta forma se estima que hubo una interferencia en la sedimentación de la sección inferior de este miembro que era predominantemente carbonática.

Esta interpretación fue cuestionada por Kietzmann y Paulin (2019) donde estos autores interpretan a estos depósitos como de zona transición – offshore en la zona de estudio, pero remarcan aun no debería descartarse una interpretación de depósitos deltaicos debido a las grandes secuencias granocrecientes de pelitas que culminan en areniscas finas.

En efecto, existen algunos trabajos hacia el sur de la zona de estudio donde plantean la presencia de depósitos asociados con sistemas deltaicos (fig. 4.48). Dentro de estos se destacan trabajos como Schwarz et al. (2018 y 2021) en donde se concluye que en algunos sectores (ej. Loma Rayoso/Mina San Eduardo, a 30km al sur de la zona en cuestión) estarían vinculados a una sedimentación prodeltaica/offshore, vinculadas con un sistema de distribución (*Negro-Colorado Delivery System*) que aportaría sedimentos desde el sureste (Fig. 4.48).

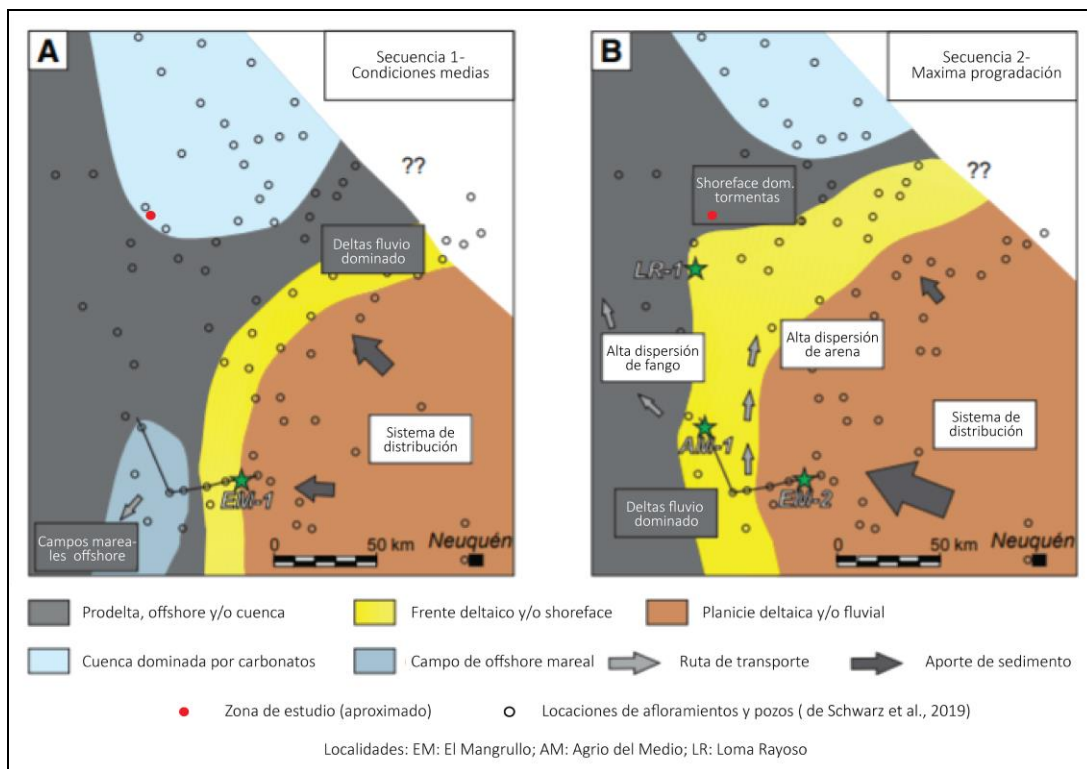


Figura 4.48: Reconstrucción paleogeográfica regional para el Mb. Pilmatué. A. Paleogeografía reconstruida para las edades de areniscas de EM-1 que corresponden con condiciones medias de la Secuencia 1 (Subzona D. *crassicostatum*). B. Paleogeografía reconstruida que involucra periodos de areniscas de EM-2, AM-1 y LR-2 que corresponden con máxima progradación asociada con la Secuencia 2 (Subzona H. *agriensis*). Modificado de Schwarz et al. (2020).

Tomando como hincapié al análisis sedimentario descripto y la evidencia de trabajos previos, se interpreta a esta asociación como depósitos de prodelta marcada por la progradación (posiblemente proveniente del sureste) de un sistema deltaico.



Figura 4.49: Asociaciones de facies AF 1 y 2, donde se distingue un claro cambio de color entre ambas. La línea sin puntear representa una divisoria de aguas entre lomadas. Ss: Sección superior; Si: Sección inferior (Ver Fig. 4.52).

Asociación de Facies 3: AF3

La asociación de facies 3 está compuesta por la alternancia de las facies F4 (dunas) y F5 (fluvial). A partir de este análisis se pudo inferir que esta asociación presenta rasgos muy distintos a las AF 1 y AF 2, donde el medio de depositación deja de ser bajo condiciones marinas, pasando a participar la acción de medios tractivos como es el viento.

Esta asociación está dada por la mezcla de procesos de decantación y tractivos, y se encuentra caracterizada por la presencia de areniscas con estructuras y escalas características de macroformas como dunas eólicas. A su vez se identifican intercalaciones que indican una interacción con medios subácueos donde la decantación puede ser dada.

Es representativa del Miembro Avilé, el cual posee un espesor de unos 35 m (Fig. 4.50), y se diferencia notablemente en el perfil sedimentario relevado por un cambio de facies abrupto tanto sub- como suprayacentemente dado por el pase a los miembros Pilmatué y Agua de la Mula respectivamente.

La AF3 es interpretada como depósitos de un sistema eólico – fluvial, los cuales podrían representar periodos donde domine la actividad eólica, pero a su vez se asocien otros de inundación de este sistema, o el ascenso del nivel freático (Veiga et al., 2011), dando lugar al retrabajo del material arenoso y la decantación de finos.

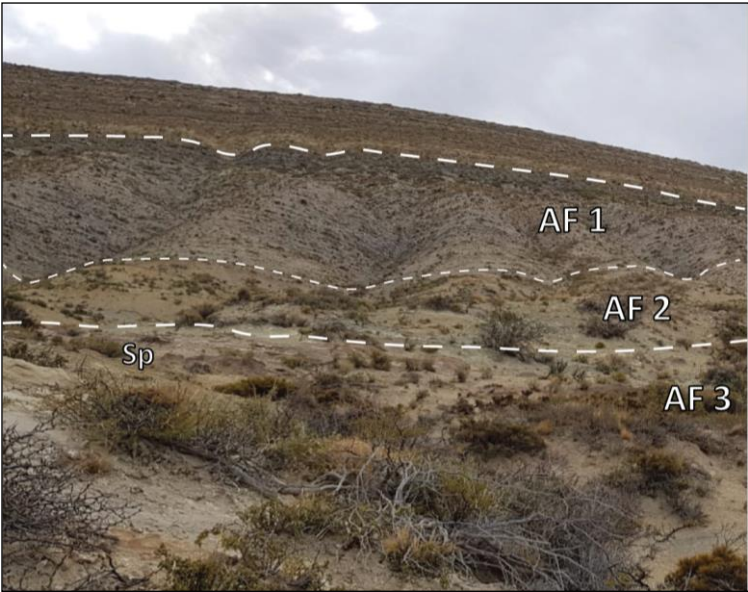


Figura 4.50: Vista hacia las asociaciones de facies AF 1, 2 y 3. Se destaca que donde se situó la línea entre las AF 2 y 3 existe un banco de areniscas con estratificación tabular planar (Sp). El sector más bajo topográficamente se encuentra muy cubierto por plantas lo que dificulta su representación en conjunto con las demás asociaciones.

En la figura 4.52 se puede observar en análisis que se llevó a cabo en este apartado, donde se discriminan las 5 facies y 3 asociaciones de facies descriptas previamente para los Miembros Pilmatué y Avilé de la Formación Agrio, con sus respectivas microfacies adyacentes a cada intervalo. En cuanto al Mb. Agua de la Mula, una posible hipótesis paleoambiental es mencionada principalmente en base a trabajos aledaños.

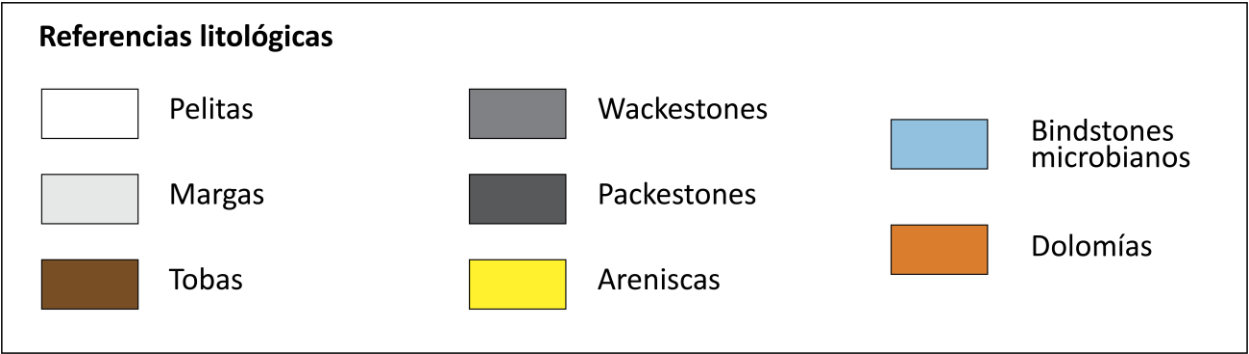
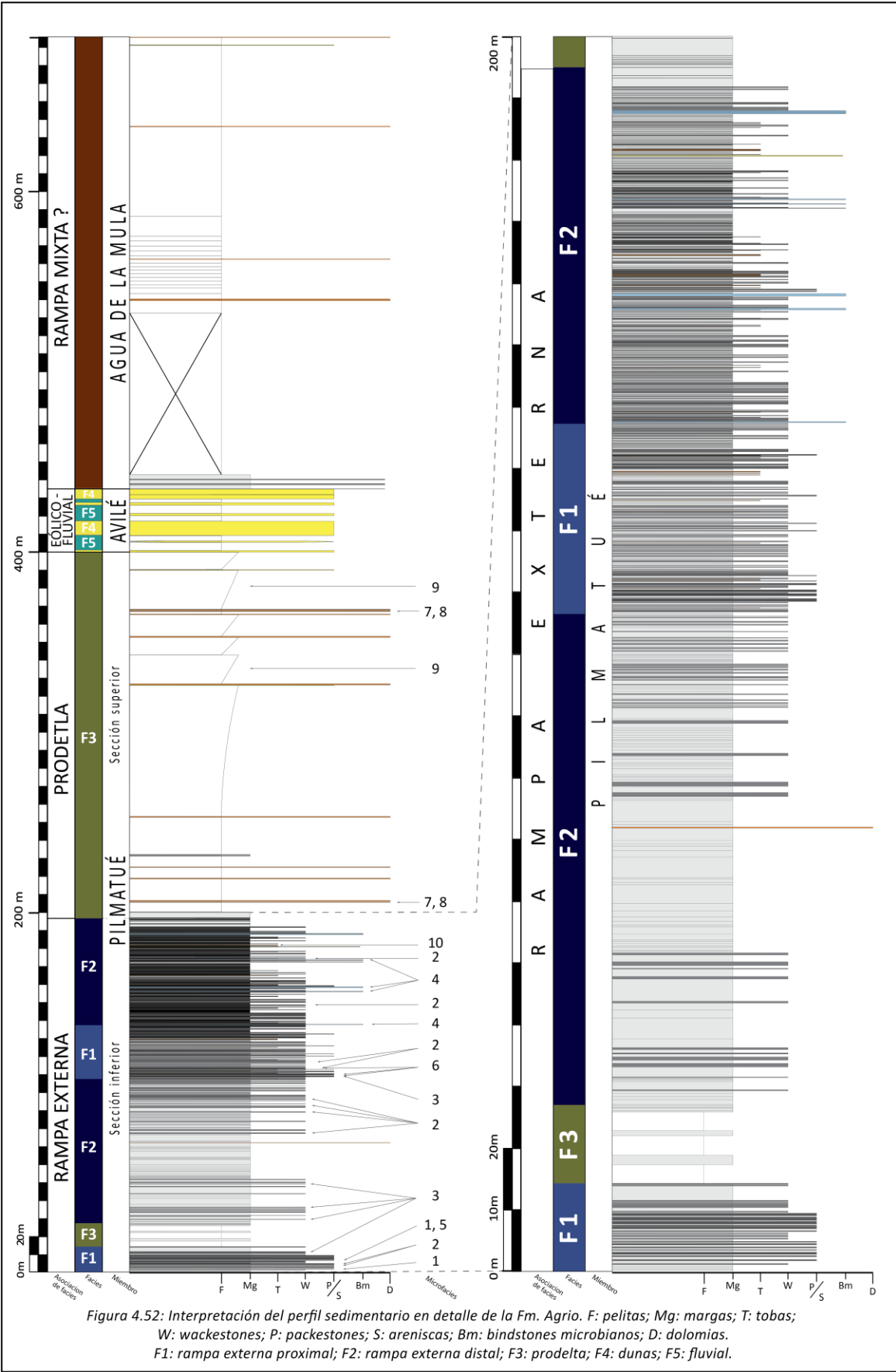


Figura 4.51: Referencias litológicas de perfil sedimentario de la figura 4.52



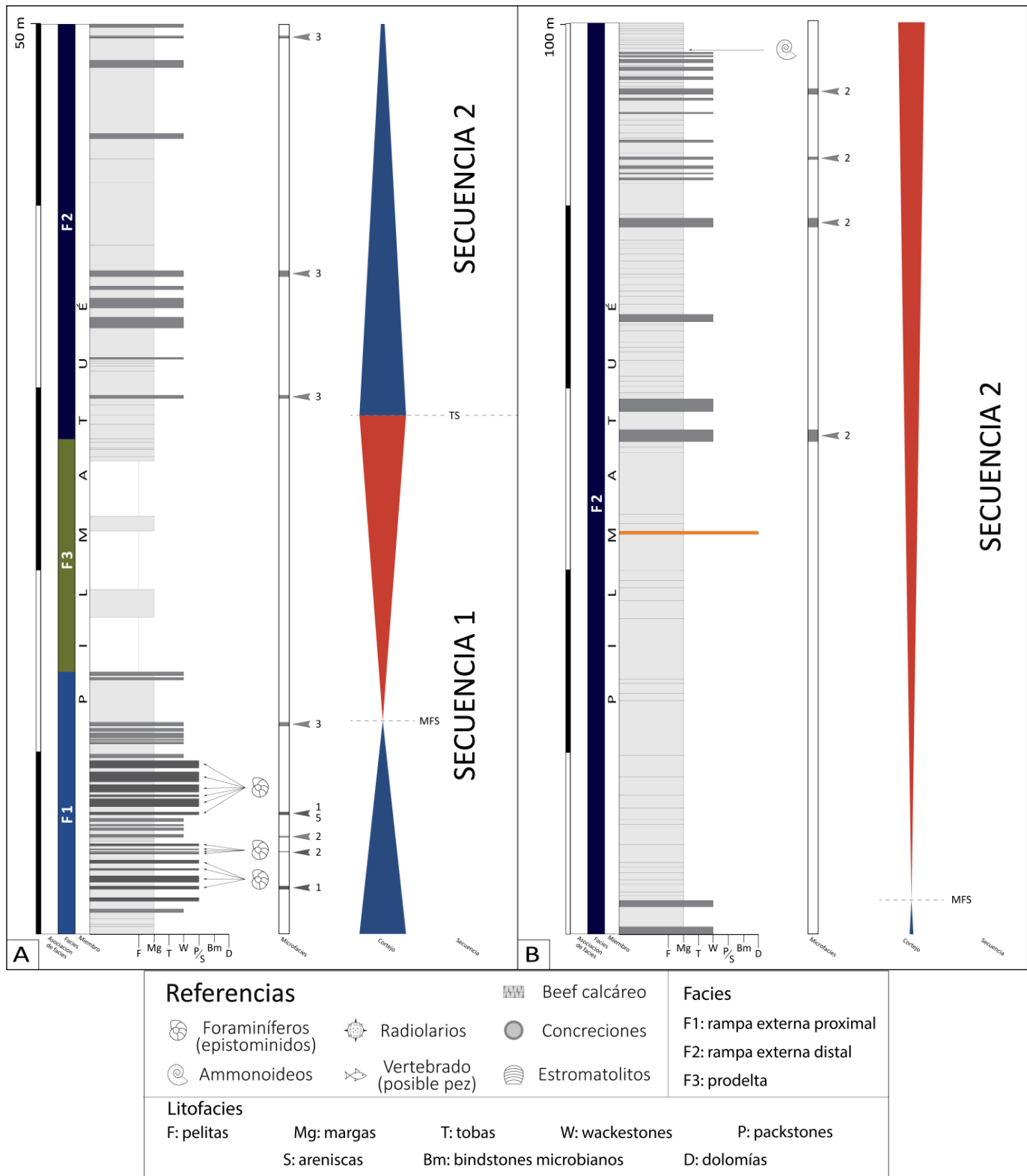


Figura 4.53: Detalle de los primeros 50 (A) y de 50 a 100 metros (B) relevados del Miembro Pilmatué con la ubicación detallada de microfases y observaciones de contenido fosilífero y de estructuras en muestras de mano.

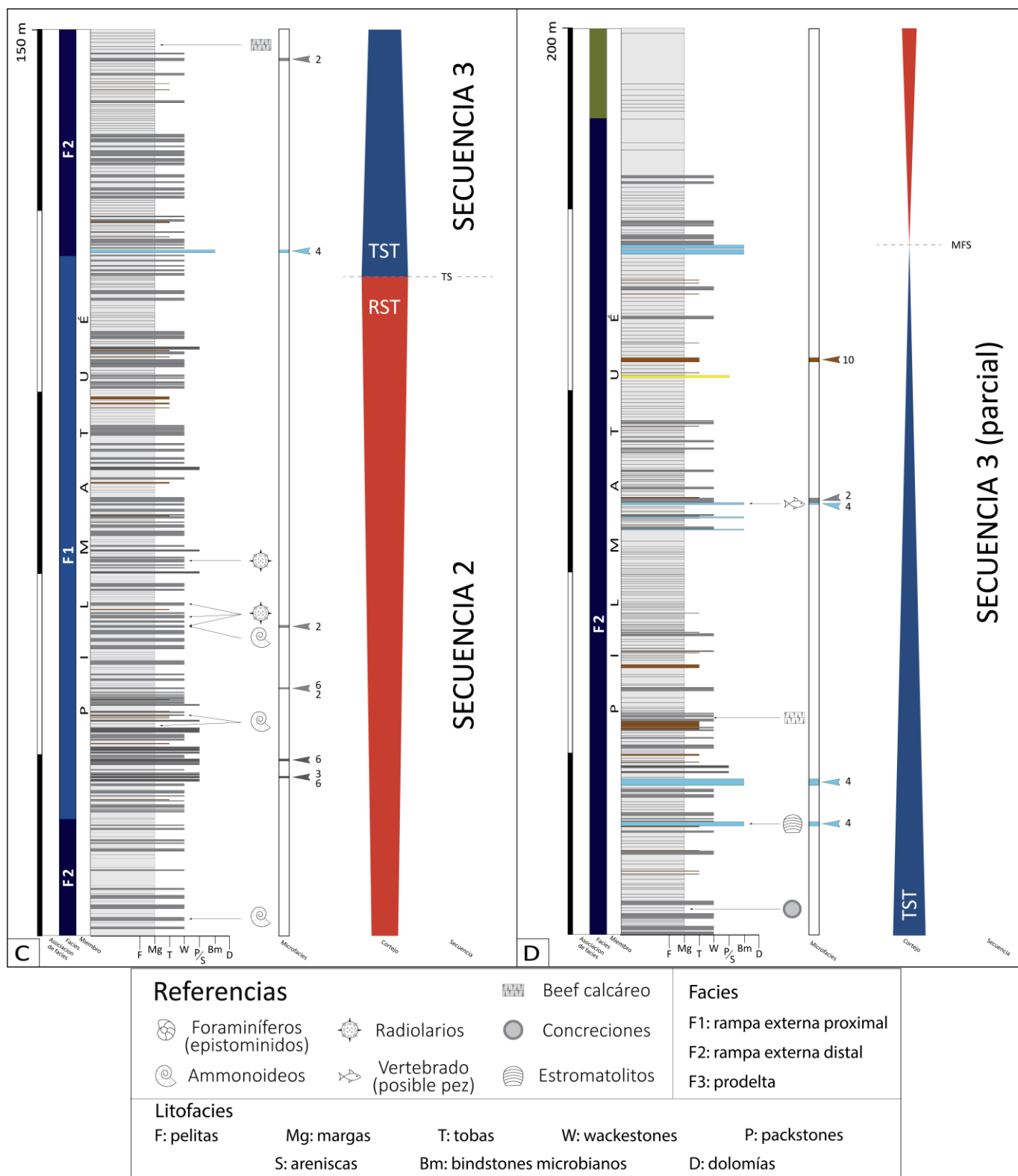


Figura 4.54: Detalle de 100 a 150 metros (C) y hasta los 200 metros (D) relevados del Miembro Pilmatué con la ubicación detallada de microfases y observaciones de contenido fosilífero y de estructuras en muestras de mano.

5. ESTRATIGRAFIA SECUENCIAL

5. 1. Introducción

Los primeros estudios secuenciales de la cuenca Neuquina fueron realizados en los trabajos pioneros como Momburu et al. (1978), Legarreta y Kozlowski (1981), Gulisano et al. (1984a, 1984b), Mitchum y Uliana (1985), entre otros, aunque se destaca el trabajo de Legarreta y Gulisano (1989), donde los autores separaron al relleno estratigráfico de la cuenca en supersecuencias, mesosecuencias y secuencias depositacionales. En particular, el Miembro Pilmatué constituye gran parte de la Mesosecuencia Mendoza Media (Mm), mientras que los miembros Avilé y Agua de la Mula constituyen principalmente a la Mesosecuencia Mendoza Superior (Ms) (Fig. 5.1).

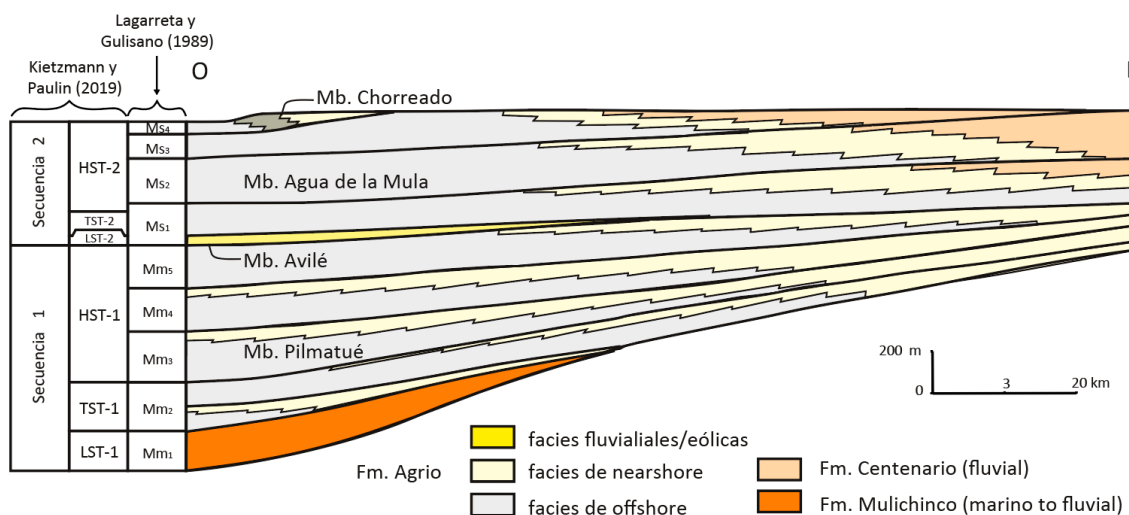


Figura 5.1: Secciones esquemáticas de las Mesosecuencias Mendoza Media (Mm) y Superior (Ms), mostrando una geometría agradacional, facies y las relaciones entre las unidades litoestratigráficas. Modificado de Kietzmann y Paulin (2019).

Varios trabajos posteriores han sido realizados y enfocados en la caracterización de las secuencias de la Formación Agrio. Entre ellos, en un estudio cicloestratigráfico Kietzmann y Paulin (2019) en Loma La Torre definen dos secuencias compuestas (CS, de tercer orden) y cinco secuencias de alta frecuencia (HFS). Al sur de la zona de estudio, en las inmediaciones de Mina San Eduardo, Schwarz et al. (2018) separan a los depósitos del Mb. Pilmatué (interpretado como shoreface a cuenca) en diecisiete parasecuencias. En Pazos et al. (2020) se describe a este miembro como cinco secuencias progradacionales e interpretadas como secuencias de tercer orden.

Por otro lado, el Mb. Avilé fue asignado por Legarreta y Gulisano (1989) como un *lowstand system tract* (LST) que correspondería a depósitos de una cuña de mar bajo (Legarreta y Uliana, 1991; Veiga et al., 2011) delimitado en la base por un límite de secuencia y hacia el techo por una superficie transgresiva (Veiga et al., 2002). En Loma La Torre, Veiga et al. (2002) realizaron un análisis de alta frecuencia de esta cuña de origen no marino, donde separan a estos depósitos de interacción fluvial-eólica como 5 ciclos caracterizados por el pasaje de sucesiones secas a húmedas.

En lo que implica la sección más superior de la Formación Agrio correspondientes al Mb. Agua de la Mula, en la localidad de Loma La Torre Spalletti et al. (2001a) caracterizan a los depósitos de rampa marina abierta en tres secuencias depositacionales relacionadas con ciclos de tercer orden, donde cada secuencia empieza en la base con un cortejo transgresivo (TST) seguidos por uno

de mar alto (HST). Comerio et al. (2019) realizaron en la misma localidad un esquema estratigráfico compuesto por cuatro secuencias organizadas en *transgressive (TST)* y *highstands (HST) systems tracks*, siendo más espesos los depósitos regresivos (HST). También en Pazos et al. (2020) se lo caracteriza en cuatro secuencias organizadas en cortejos de mar alto (HST) asimétricos.

La realización de este análisis en este trabajo tiene como objetivo identificar las principales superficies de relevancia y entender como variaron las tendencias depositacionales a lo largo del perfil relevado. Todo esto con el fin tanto de entender aún mejor las variaciones paleoambientales y bajo qué circunstancias se generaron, como también para poder realizar un análisis posterior de correlación con las mediciones de gamma ray totales y espectrales (Ver Capítulo 6).

5.2. Análisis estratigráfico

Existen numerosos modelos estratigráfico secuencial que se basan en el reconocimiento de diferentes superficies de valor estratigráfico y de diferentes patrones de apilamiento (Emery y Myers 1996, Catuneanu 2006, Embry 2009).

Debido al tipo de facies predominantemente profundas del Mb. Pilmatué algunas superficies de significancia estratigráfico secuencial como, por ejemplo, de exposición subárea, los modelos clásicos (Van Wagoner et al. 1988 y 1990); Hunt y Tucker 1992; Posamentier et al. 1988) son de difícil implementación.

Sin embargo, el modelo de secuencias transgresivas-regresivas (Fig. 5.2) propuesto por Embry (1993) y Embry y Johannessen (1993), basado en el reconocimiento de las superficies de máxima inundación (MFS) e inundación inicial (IFS) son usadas para dividir las secuencias T-R en cortejos transgresivos y regresivos. En este último quedan incluidos los cortejos de mar alto, caída y de mar bajo.

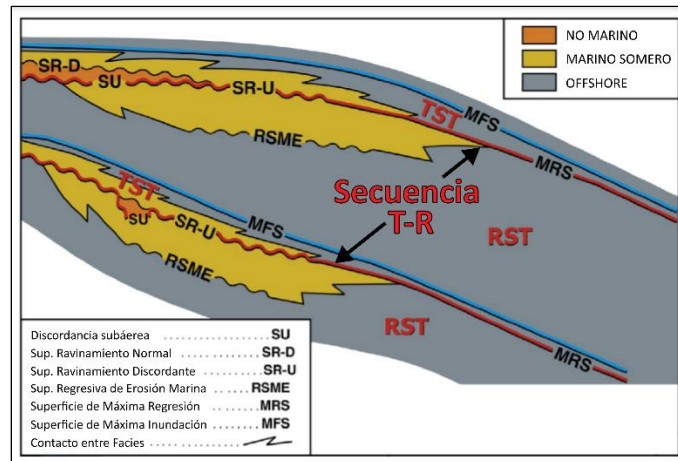


Figura 5.2: Modelo depositacional de secuencias T-R de Embry (1993) y Embry y Johannessen (1993). Límites de estas secuencias (SU, SR-U, MRS) están mostradas en rojo y la superficie de máxima inundación (MFS) en azul. Modificado de Embry y Johannessen (2017).

El cortejo transgresivo (TST) se encuentra delimitado por las superficies de máxima regresión (MRS) hacia la base y de máxima inundación (MFS) en su techo (Fig. 5.2). El cortejo regresivo (RST) limita con las ambas superficies mencionadas previamente, pero en orden inverso, estando la superficie de máxima inundación (MFS) situada en la base, y de máxima regresión (MRS) en el tope (Fig. 5.2). Cabe mencionar que la superficie MRS está vinculada con el inicio de la transgresión (Fig. 5.3) y también es llamada por otros autores como superficie transgresiva (TS) o

superficie de inundación inicial (*IFS*). Esta superficie forma el límite de secuencias y es equivalente a la superficie de conformidad correlativa de los modelos clásicos. (Línea roja en Fig. 5.2).

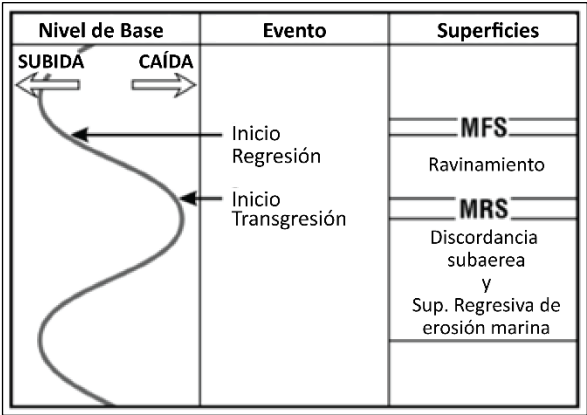


Figura 5.3: Variaciones del nivel de base, eventos y superficies asociadas. La MRS se genera entre el inicio del ascenso del nivel de base y el inicio de la transgresión. La MFS se ubica al iniciar la regresión. Modificado de Embry (2002).

A partir del análisis estratigráfico realizado fueron discriminadas tres secuencias depositacionales (Fig. 5.4, 5.5 y 5.6) T-R (Embry, 1993; Embry y Johannessen, 1993) abarcando al Miembro Pilmatué. Las mismas son descriptas a continuación, según su orden estratigráfico:

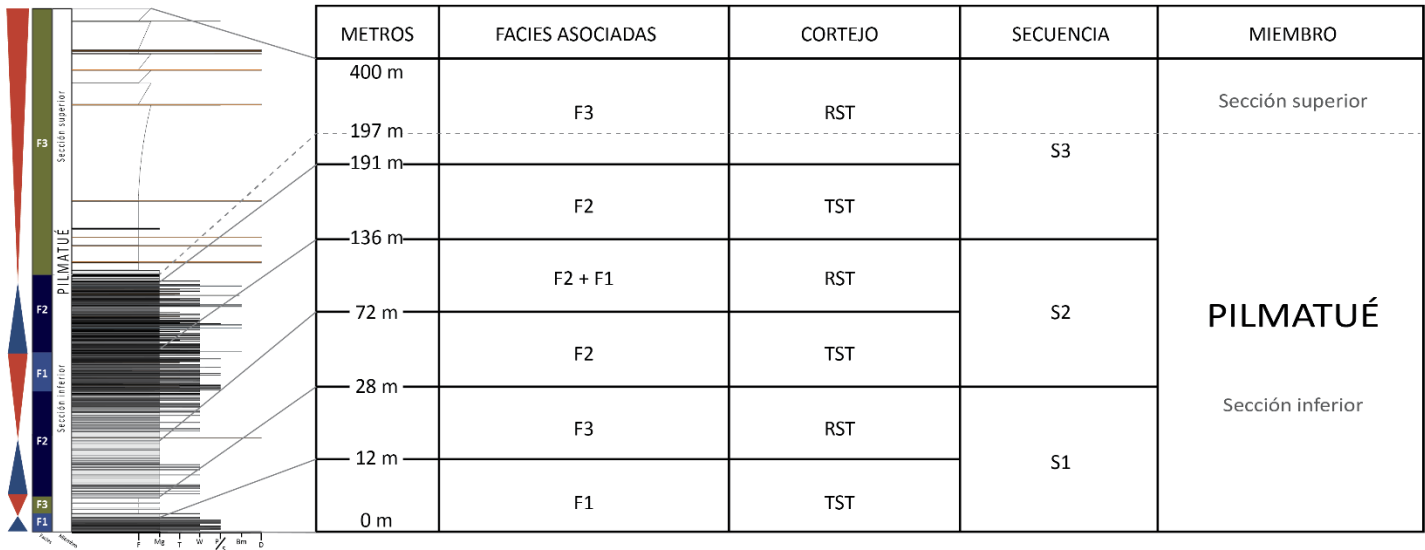


Figura 5.4: Cuadro resumen de las secuencias y cortejos identificados según sus posiciones estratigráficas (metros) del Mb. Pilmatué de la Formación Agrío. Cuadro no en escala.

Secuencia 1:

La primera secuencia cubre los primeros 28 metros (Fig. 5.4) más basales e inicia con un cortejo transgresivo (TST) inmediatamente por encima de los depósitos de la Formación Mulichinco. Este cortejo se extiende 12 metros y está vinculada a la facies de rampa externa proximal (F1). La misma está compuesta por la alternancia de margas y calizas, donde predominan ligeramente las margas. En particular han sido descriptas las microfacies MF 1, 2, 3, 5 y 6, las cuales suelen contener un contenido importante de epistominas, radiolarios, esponjas, equinodermos y bivalvos. Varias de estas microfacies también indicarían removilización del sustrato desde posiciones someras hacia más profundas, evidenciado por la presencia de partículas lenticulares. La alta concentración de foraminíferos epistominidos en facies profundas como las descriptas a la facies F1 estaría vinculada a contextos transgresivos (Sagasti y Ballent, 2002). El tope de este cortejo se vería identificado por la culminación de la depositación carbonática conjunta a los últimos niveles de wackestones, y la depositación de las facies F3.

Los 16 metros restantes corresponden al cortejo regresivo (RST) caracterizado por la intercalación principalmente de pelitas y margas de la facies F3. Este cortejo estaría asociado a una variación paleoambiental provista por depositación distal de un sistema deltaico representado por facies de prodelta.

Secuencia 2:

La secuencia 2 empieza por encima del cortejo regresivo de la secuencia 1, y se extiende hasta los 136 metros (Fig. 5.4). Comienza con un cortejo transgresivo compuesto por margas y wackestones laminados de las facies F2, llegando a alcanzar los 72 metros de espesor. En este cortejo dominan ampliamente las margas por sobre las calizas. La microfacies MF 3 está presente en este cortejo, dando indicios de erosión y removilización desde lugares más someros hacia estas posiciones profundas (F2). El contenido de partículas esqueléticas corresponde principalmente a foraminíferos epistominidos y radiolarios. Este cortejo marcaría la reinstauración del sistema de rampa, posterior a una acotada participación deltaica. La base del cortejo está vinculada a la reaparición de depósitos carbonáticos como wackestones laminados. El tope se encuentra en el medio a la facies F2, donde una potente depositación de margas se ve interrumpida.

Por encima se encuentra el cortejo regresivo de esta secuencia, que tiene un espesor de 94 metros. Se caracteriza por el pasaje de litofacies margosas y de wackestones laminados de las facies F2, hacia litofacies parecidas, pero con abundancia de packstones laminados (facies F1), siendo esta interpretada previamente como facies de rampa externa distal y proximal respectivamente. De este modo, marcaría una retrogradación en el patrón de apilamiento que se ve evidenciada en la somerización de la rampa.

Resulta una secuencia más espesa que la primera, y con un contenido de tobas más abundante.

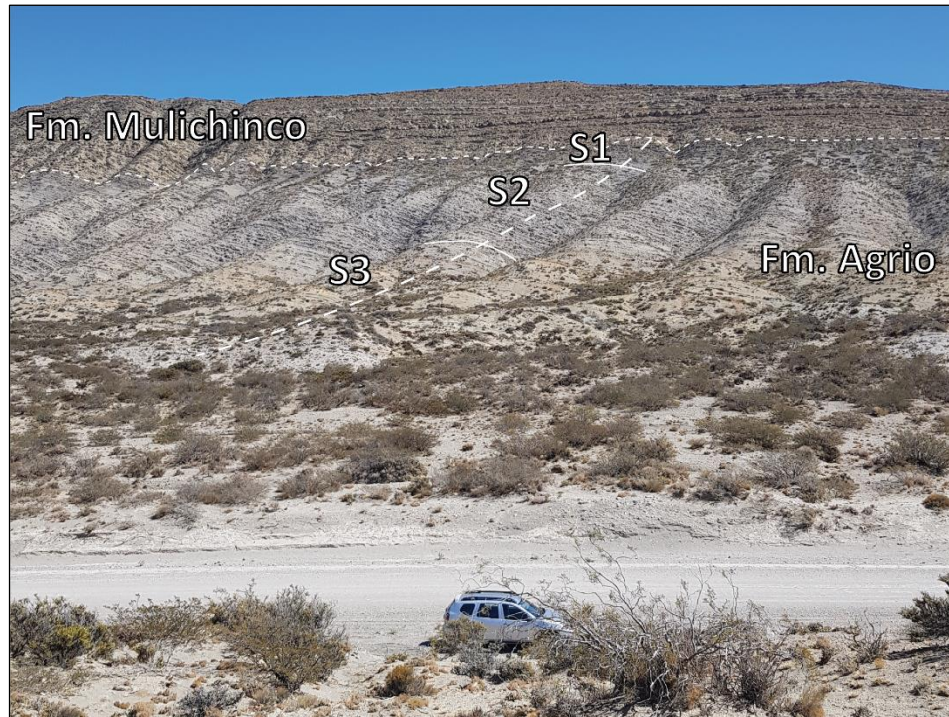
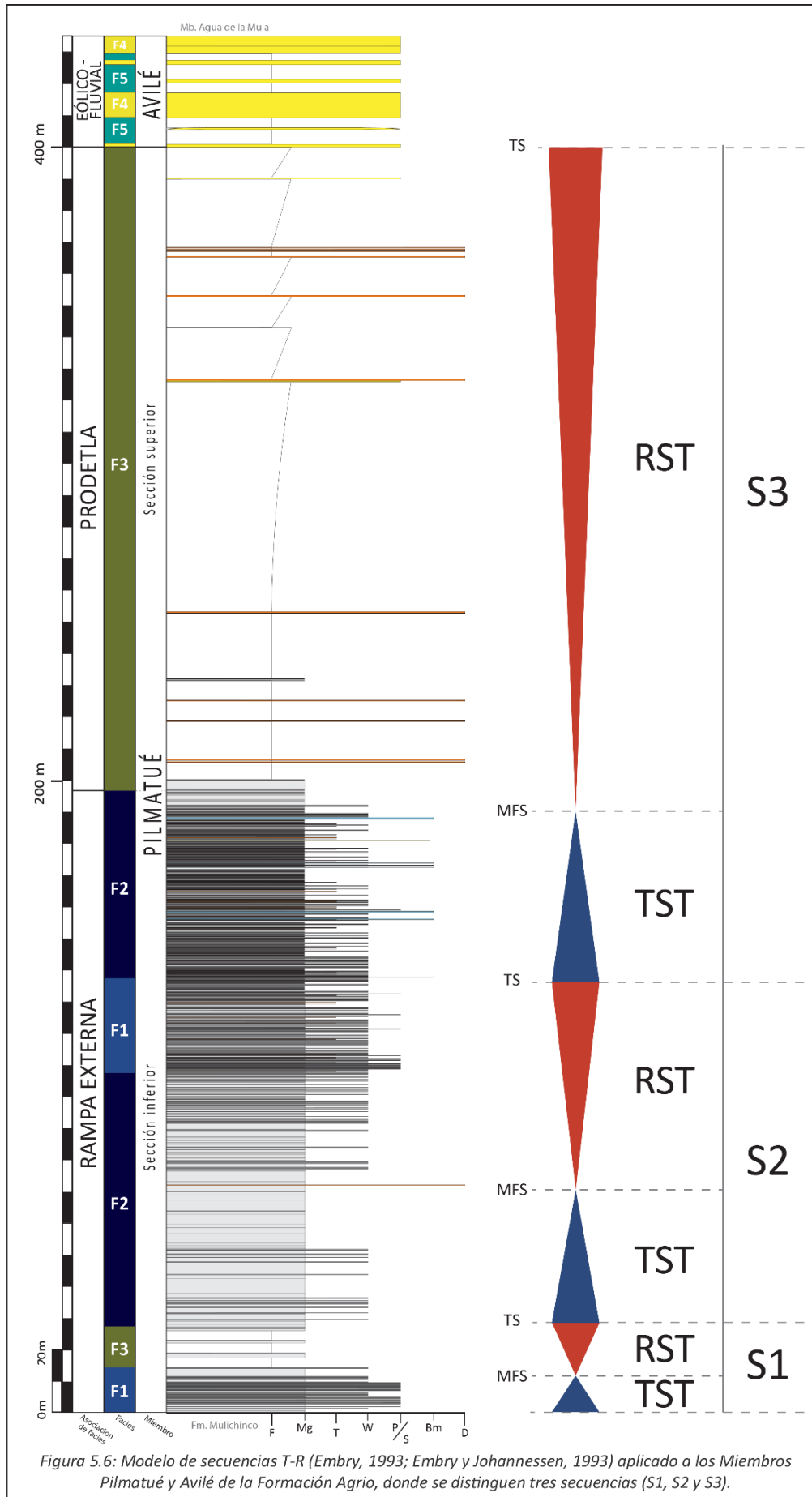


Figura 5.5: Vista hacia el este sobre los depósitos de la Fm. Agrio que fueron analizados secuencialmente.

Secuencia 3:

La última secuencia empieza a los 136 metros y se extiende hasta los 400 metros (Fig. 5.4 y 5.6), cubriendo la parte más superior del Miembro Pilmatué. Está compuesto por un cortejo transgresivo inicial que se extiende hasta los 191 metros abarcando facies de rampa externa distal (F2). Está compuesto por una alternancia de margas y calizas, y se caracteriza por contener facies de bindstones microbianos (Bml). Las microfacies presentes corresponden a MF 2, 4 y 10. El contenido de partículas esqueléticas principal es de epistominas y radiolarios. Las primeras apariciones de bindstones microbianos en el perfil sedimentario estarían vinculadas a condiciones profundas o de profundización, por ende, la base de este cortejo fue designado bajo este criterio. Este pasaje estaría vinculado a cambios de condiciones más someras de la secuencia 2 y facies F1 con depósitos más proximales como packstones laminados a condiciones más profundas dominadas por wackestones laminados y bindstones microbianos.

El cortejo regresivo cubre los 209 metros finales del Mb. Pilmatué. Está caracterizado por los depósitos de la facies F3 que fueron interpretadas como depósitos prodeltaicos. En este tramo se destacan principalmente sucesiones pelíticas granocrecientes hasta los 400 metros de espesor, y las microfacies MF 7, 8 y 9. La base de este cortejo estaría vinculado al pasaje de depósitos de rampa a depósitos deltaicos. El tope de esta secuencia corresponde al inicio de los depósitos del Mb. Avilé, y cambio en las condiciones depositacionales donde dominan depósitos eólico-fluviales.



5. 3. Discusión

Las tres secuencias descritas en este capítulo fueron también analizadas en la sección de Loma La Torre por Kietzmann y Paulin (2019). En ese caso de estudio, el Miembro Pilmatué fue analizado con un énfasis cicloestratigráfico, donde fue dividido en dos secuencias compuestas y en 5 secuencias de alta frecuencia. Las secuencias compuestas (CS) fueron limitadas por superficies de máxima inundación (MFS) y superficies de inundación regional (RFS).

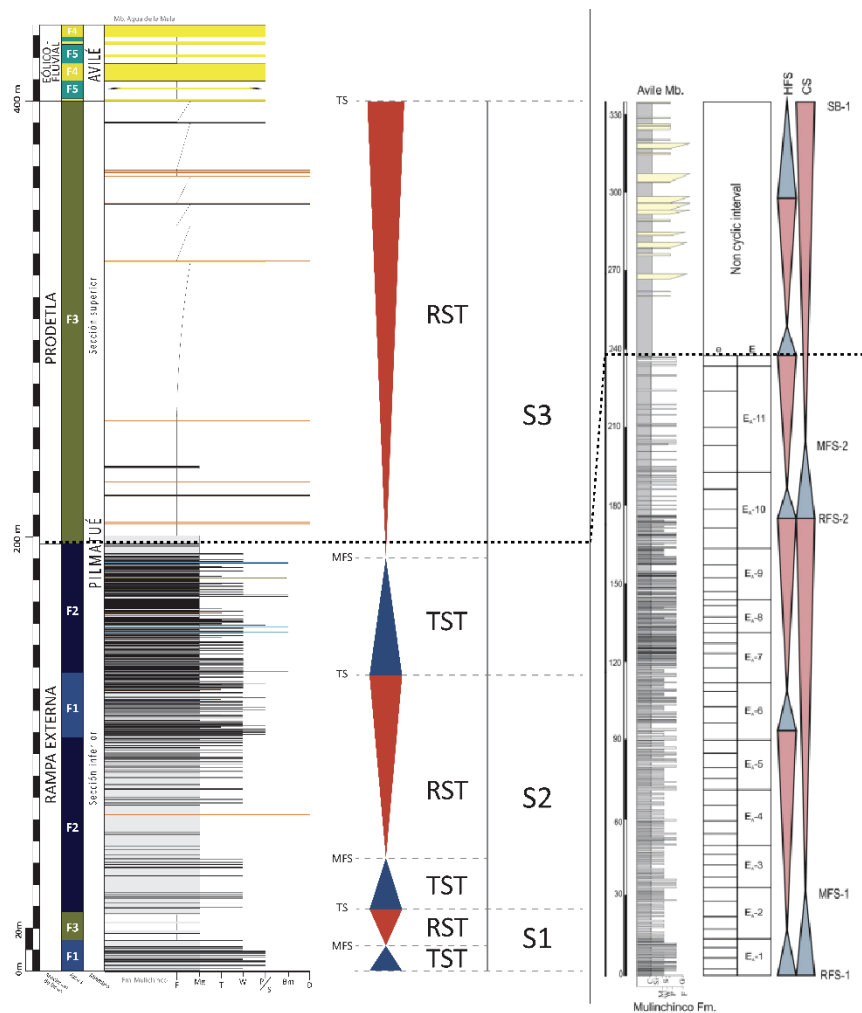


Figura 5.7: Correlación de secuencias estratigráficas interpretadas en este trabajo hacia la izquierda, con las interpretadas por Kietzmann y Paulin (2019) en la derecha.

Comparando ambas interpretaciones estratigráficas se distingue que en la parte inferior del Miembro Pilmatué, la primera secuencia interpretada por Kietzmann y Paulin (2019) es subdividida en este trabajo en dos secuencias (S1 y S2) de menor escala. Esta diferencia es principalmente debida a que en este trabajo se interpretaron depósitos de facies de prodelta (F3) en la primera secuencia (S1), que implicarían una retrogradación del sistema. Por otro lado, se puede ver que hay una similitud más notoria en la sección superior donde el ultimo cortejo regresivo correspondiente a la secuencia S3 se correlaciona muy bien con el de la segunda secuencia propuesto por Kietzmann y Paulin (2019).

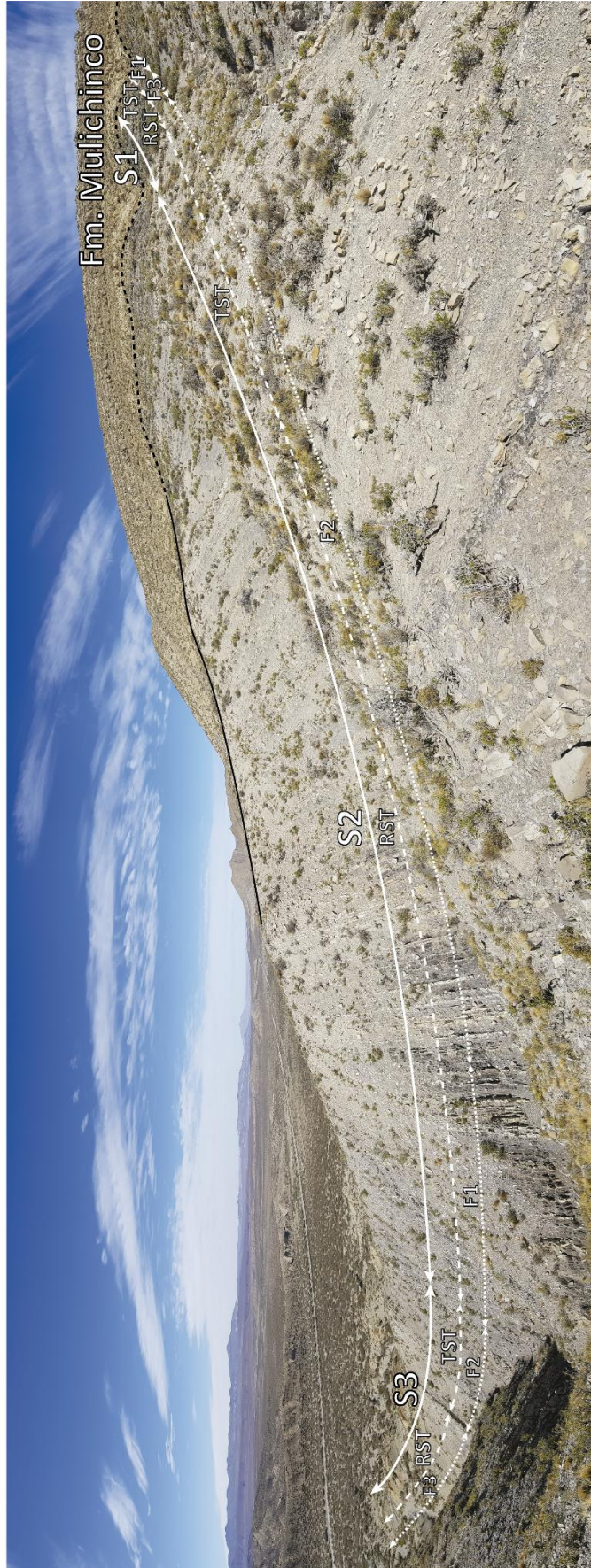


Figura 5.8: Vista panorámica hacia el sur de las secuencias depositacionales discriminadas en los Mbs. Pilmatué y Avilé. Se debe mencionar que la fotografía en modo panorámico posee una distorsión la cual genera que los depósitos del centro (S2) de la imagen parezcan más espesos por el ángulo donde se encuentran respecto al punto central del fotógrafo. De mismo modo, los depósitos más lejanos S1 y S3 se observan más chicos en la imagen

6. ANÁLISIS DE RAYOS GAMMA

6. 1. Introducción

Este método se basa en la medición de la radiación natural emitida por una formación (roca o sedimentos) mediante un dispositivo, el cual fue implementado por primera vez hacia fines de la década de 1930. Desde ese entonces se utiliza tanto en el área de hidrocarburos durante el estudio del subsuelo (en pozos abiertos o cerrados), minería y también en estudios de suelo, aunque suele ser aplicado con mayor frecuencia en la primera, donde además estará enfocado este apartado.

La emisión de estos rayos gamma que son detectados depende particularmente de los componentes del material, y está vinculado al decaimiento radiactivo de algunos elementos inestables que, en su proceso de decaimiento hacia otro elemento más estable liberan partículas de rayo gamma.

De este modo, el registro geológico va a estar comprendido por rocas que naturalmente emitan una gran cantidad de esta energía, y otros que emitan poca, lo que permitiría poder diferenciarlas en los registros. Esta energía es emitida por algunas partículas inestables (isótopos) al decaer, los cuales suelen concentrarse en las arcillas. En base a esto, este método es uno de los más usados en petrofísica.

6. 2. Fundamentos

Para poder entender lo más posible este fenómeno, hay que tener en cuenta algunos principios físicos-químicos de la materia. La misma está constituida por átomos de varios elementos, que cada uno tiene un número diferente de protones y neutrones recubiertos por una nube de electrones. Cada elemento posee un número atómico (Z) caracterizado por la cantidad de protones en su núcleo, y un número másico (A) dado por la suma de neutrones (N) y protones, además de un número de electrones que estabilizan su carga. Dentro de las variaciones de los elementos, se encuentran los isótopos, que son átomos que difieren solamente en el número de neutrones (N).

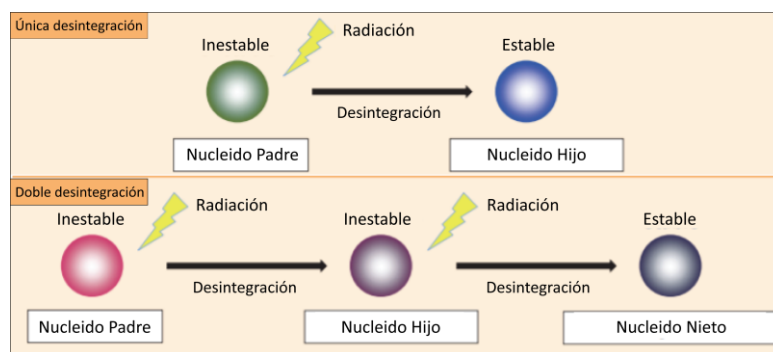


Figura 6.1: Esquema de desintegración de nucleidos inestables. Modificado del Ministerio de Ambiente del Gobierno de Japón (Radiation Health Management Division, Ministry of the Environment, Government of Japan).

La mayoría de los isótopos no son estables energéticamente, por lo que tienden a decaer y formar elementos más estables mediante varios procesos que conllevan a la pérdida de energía y expulsión de partículas o fotones (Glover, 2000). Este pasaje se caracteriza por 5 procesos principales, pero en el que tiene implicancias en este trabajo es la emisión de rayos gamma (γ), proceso que no produce cambio en el número atómico ni másico.

Una vez emita esta energía, sufre interacción con el material circundante que puede ser tanto la misma formación, fluidos, y en caso de pozos, el lodo de perforación y de cementación (Glover, 2000), lo

que puede generar una atenuación de la señal primaria. El último eslabón de este proceso es la medición, que se realiza con un instrumento que detecta y realiza un conteo de estas partículas gamma a través de un detector por lo general de centelleo que produce destellos de luz, y posteriormente las convierte en pulsos eléctricos.

Los isótopos vinculados a estos procesos de decaimiento radiactivo son principalmente ^{40}K , ^{232}Th , ^{235}U y ^{238}U , siendo el potasio el más abundante de todos esos, por lo que contribuye mucho en la radioactividad de la formación. Solamente estos cuatro isótopos generan la mayor parte de rayos gamma emitidos por la tierra, y se concentran mayoritariamente en arcillas. Estos isótopos inestables son considerados isótopos padres, y los isótopos estables a los que estos decaen, hijos (Fig. 6.2).

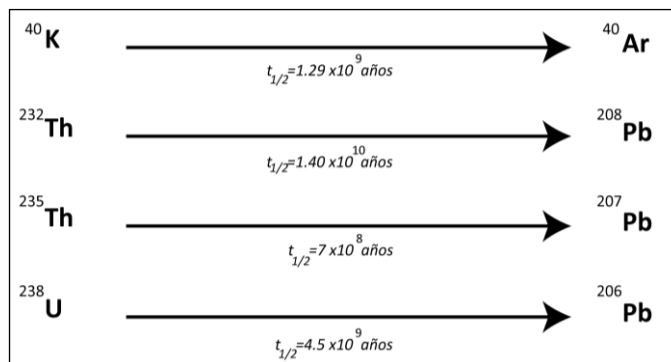


Figura 6.2: Decaimiento de isótopos padres (derecha) a hijos (izquierda) con sus tiempos de vida media.

Un rasgo peculiar de estos isótopos es que irradian rayos gamma en ventanas de diferente energía (Fig. 6.3). También poseen un pico de energía diferente entre sí, el cual puede ser usado para poder discriminar la participación de estas tres series de decaimiento. Este es el principio de la espectrometría de rayos gamma, donde además de medir la radiación total que emite una formación, esta misma es dividida en estos tres componentes principales (Potasio K, Torio Th, Uranio U).

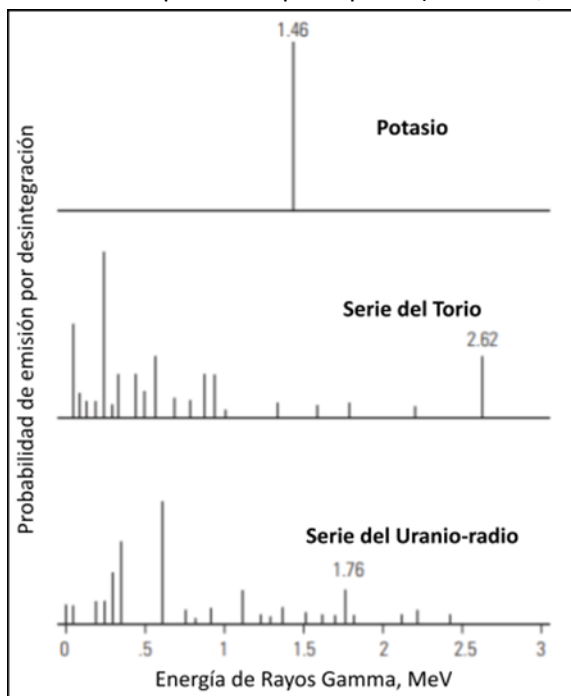


Figura 6.3: Distribución de rayos gamma de isótopos radioactivos naturales. Modificado de Ellis y Singer (2007).

6. 3. Registro de Rayos Gamma

Se implementó el espectrómetro de mano Gamma Surveyor II (de la marca GF Instruments), donde la unidad de GR total medida se encuentra en unidades de nanosievert por hora (nSv/h), los valores de K en %, y los de Th y U en ppm.

Las mediciones suelen utilizarse para diferenciar litologías con distinta radioactividad (Fig. 6.4). De este modo, en rasgos generales e ideales, se puede reconocer un campo de baja radioactividad o coloquialmente conocido como “gamma limpio” donde predominen litologías como arenas cuarzosas (con poca arcilla), calizas, evaporitas, entre otras. Por el contrario, el extremo opuesto (Fig. 6.4) está ocupado por litologías con alta radioactividad (“gamma sucio”) como por ejemplo bancos de material fino (lutitas, arcilitas), y piroclásticos (tobas). Se mencionó previamente que esta diferenciación es ideal, esto es así porque existen por supuesto excepciones y litologías más complejas, un ejemplo es el de conglomerados que presenten valores de gamma respecto a la composición de los clastos. También se destaca que las areniscas arcillosas y feldespáticas registran altos contenidos de radioactividad, muy diferente a lo que sucede cuando son cuarzosas. Las calizas puras idealmente se caracterizarían por la ausencia de torio debido a que los iones de este elemento son insolubles, y una despreciable cantidad de potasio (Glover, 2000), pero podrían contener uranio.

En el caso de estudio, estas mediciones fueron efectuadas tanto para el Mb. Pilmatué como Avilé, cubriendo aproximadamente unos 435 metros de perfil sedimentario relevado.

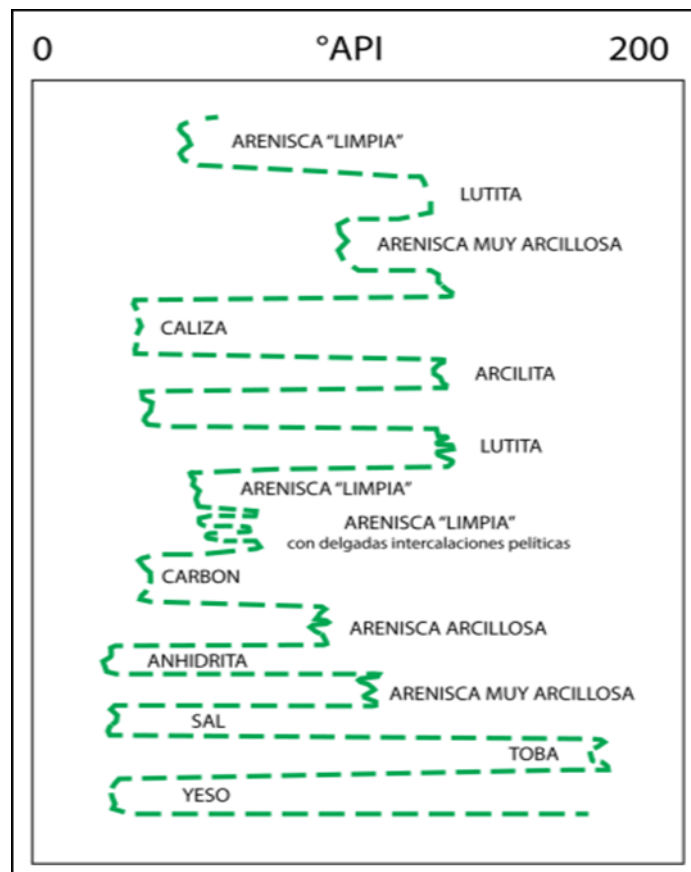


Figura 6.4: Valores de rayos gamma “ideales” para diferentes litologías.
Redibujado de Montagna y Astesiano (2015).

A partir de la medición tanto de rayos gamma (GR) total como espectral separada en K, Th y U para los miembros Pilmatué y Avilé, se realizaron las curvas de estos componentes (Fig. 6.5) según su posición en el espesor relevado acumulativo y las mismas están representadas en colores negro, azul, verde y rojo respectivamente.

Los rangos de valores entre las cuatro curvas son diferentes y además varían en la unidad de medición. Las mismas quedan restringidas aproximadamente a:

- GR total (nSv/h): 31 - 144
- K (%): 0,3 – 4,7
- Th (ppm): 0,7 - 26
- U (ppm): 0 – 14

En los primeros 250 m de sección existe una variación muy recurrente entre lecturas de gamma limpio y sucio alternadas (Fig. 6.5), que corresponde a la alternancia y ciclicidad entre margas y calizas del Mb. Pilmatué (Sección inferior). Como se observa en la figura 6.5, hacia los 300 m el espaciado de muestreo es notablemente más grande que en el resto del perfil debido a la presencia de grandes bancos pelíticos de la sección superior del Mb. Pilmatué de modo que se agrandó el espaciado de muestreo para optimizar el tiempo de campaña. Por otro lado, a simple vista se puede observar una variación en las medidas de rayos gamma a partir de los 400 metros (Fig. 6.5), esto se vincula con el comienzo del Mb. Avilé debido a su naturaleza litológica comprendida por grandes espesores de areniscas, que en el registro se distinguen por una sucesión de gamma ray limpio con leves intercalaciones de gamma sucio debido a las pelitas intercaladas. Este patrón general es correlacionable entre las cuatro curvas de gamma ray medidas.

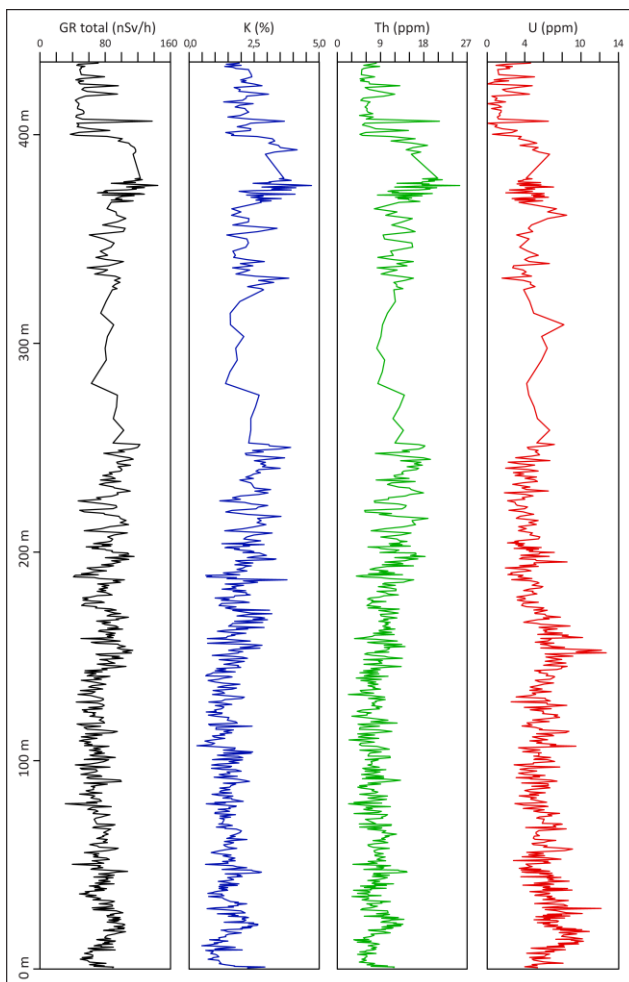


Figura 6.5: Curvas de Gamma Ray total, Potasio (K), Torio (Th) y Uranio (U).

6. 4. Análisis de Rayos Gamma

Para poder realizar este análisis fue importante tener en cuenta como varían estos elementos y que implicancias estratigráficas podrían relevar. Según Ehrenberg y Svana (2001), el contenido de Torio (Th) y Potasio (K) son indicadores directos de contenido siliciclástico dentro de las secuencias. El potasio es interpretado como un indicador del contenido de aluminosilicatos como arcillas, micas y feldespatos (Ehrenberg y Svana, 2001). El torio por su lado, suele tener una correlación lineal con el potasio para estratos siliciclásticos (Schlumberger, 1982). Existen casos que el contenido de torio este asociado a la presencia de minerales pesados como circones y monacita (Hurst y Milodowski, 1996) debido a que pueden ser concentrados en facies siliciclásticas de baja energía debido a su tamaño de grano fino.

Mientras tanto, el uranio no es típicamente correlacionable con el potasio y torio (Schlumberger, 1982), por lo que su abundancia estaría controlada por otros factores que la abundancia de minerales aluminosilicatos. Sin embargo, Wignall (1987) sugiere que existe una componente detrítica en el total de uranio en pelitas, pero que es a lo sumo equivale a un tercio del total del contenido de torio.

Por otro lado, el uranio (U) es caracterizado por procesos diagenéticos que engloban cambios en el estado de oxidación (Ehrenberg y Svana, 2001). Por este motivo, el incremento en picos positivos indica condiciones reductoras y una alta preservación de materia orgánica. En contrario, los picos de descenso del mismo son indicadores de estados de oxidación y menor preservación de la materia orgánica. Los cortejos transgresivos (TST) se ven entonces correlacionados con estos picos positivos de uranio porque corresponden a un relativo aumento del nivel del mar, donde se profundización de las cuencas y predominantes condiciones reductoras (Omidpour et al., 2021).

Para realizar una primera observación de los datos espectrales se realizaron gráficos de dispersión (Fig. 6.6) de rayos gamma total en función de cada elemento según las facies, miembros y cortejos estratigráficos. En ellos se observa una tendencia que será analizada en más detalle (Fig. 6.7 y 6.8). Se observa una similitud en la tendencia de la distribución de los valores de potasio y torio en los tres gráficos (facies, miembros y cortejos), exceptuando a las facies F4 y F5 correspondientes al Miembro Avilé donde los valores de potasio se apartan de la tendencia general, desviándose hacia mayores valores de potasio. Por el contrario, las distribuciones de rayos gamma en función del contenido de uranio no presentan una tendencia muy evidente como las anteriores, es decir que presenta una distribución de datos más dispersa.

A rasgos generales se observó que las facies constituyentes a la sección del Miembro Pilmatué superior presentan valores más altos de potasio y torio que la sección inferior de este mismo miembro, mientras que el contenido de uranio tiene un comportamiento opuesto en estas dos secciones. Esto se debe a la naturaleza litológica que conforman a las facies interpretadas de estas secciones, donde se caracterizaron como marinas a la sección inferior, y prodeltaicas a la sección superior. En este caso, el aporte clástico del sistema deltaico podría aportar sedimentos ricos en Th y K, mientras que, para las facies marinas, la depositación en un medio anóxico y condiciones reductoras podría favorecer en la acumulación de uranio (Omidpour et al., 2021).

También se puede observar cómo los registros que conforman al Miembro Avilé (F4 y F5) se desvían de la tendencia lineal que poseen los otros miembros, principalmente evidenciado en el gráfico de dispersión de potasio vs gamma ray total. También se puede interpretar en respuesta a la litología de este miembro, donde los aluminosilicatos dominarían, aumentando el contenido de potasio.

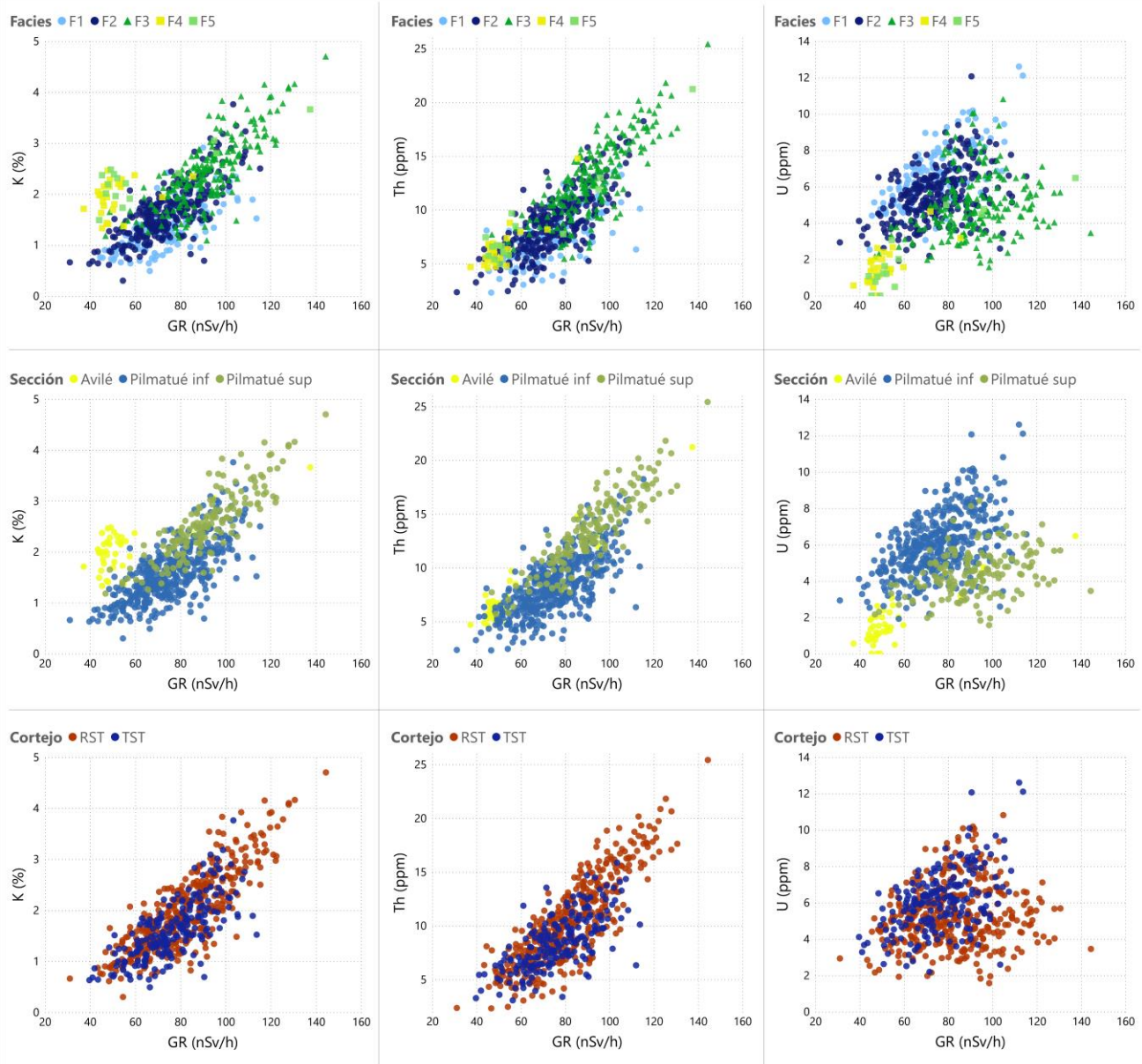


Figura 6.6: Gráficos de dispersión de gamma ray total en función de los elementos K, Th y U, separados por facies, miembro y cortejo estratigráfico.

Los tres perfiles de gamma ray espectral (K, Th, U) fueron analizados según sus valores respecto al cortejo sedimentario al que corresponden de cada secuencia para caracterizar con mayor detalle cada uno de estos (Fig. 6.7), y para analizar la existencia de enriquecimiento o empobrecimiento de estos tres elementos. Para una mejor lectura, y una visualización más simple de los valores además se realizaron histogramas de cada perfil (Fig. 6.8 y 6.9).

Como se mencionó previamente, las tres secuencias correspondientes al Miembro Pilmatué están compuestas por dos cortejos, uno transgresivo y otro regresivo (Ver Capítulo 5). Bajo estos criterios se realizó la siguiente descripción respecto a las variaciones de rayos gamma espectrales (Fig. 6.7) dentro del Miembro Pilmatué, como también diferenciándolo del Mb. Avilé.

La primera secuencia comienza a partir de un cortejo transgresivo con contenidos relativamente bajos en potasio y torio, mientras que hacia el tope del mismo se enriquece de uranio. Este contenido

cercano a las 9-10 ppm de U se puede correlacionar con la superficie de máxima inundación limitante con el cortejo regresivo. Este siguiente cortejo presenta una marcada subida del contenido de potasio y torio respecto al previo. También un alto contenido inicial de uranio y un posterior decaimiento hacia el tope.

La secuencia 2 empieza con otro nuevo episodio transgresivo donde los valores de los tres elementos radiactivos son bajos, salvo por un pico positivo de potasio y torio hacia el tope del mismo, y otro pico también positivo, pero en este caso de uranio hacia la base. De este modo el contenido de uranio suele ser alto en la sección inferior, y disminuyendo hacia la sección superior de este cortejo. El cortejo regresivo suprayacente no presenta cambios significativos y posee una predominancia de contenidos relativamente bajos de los tres elementos analizados.

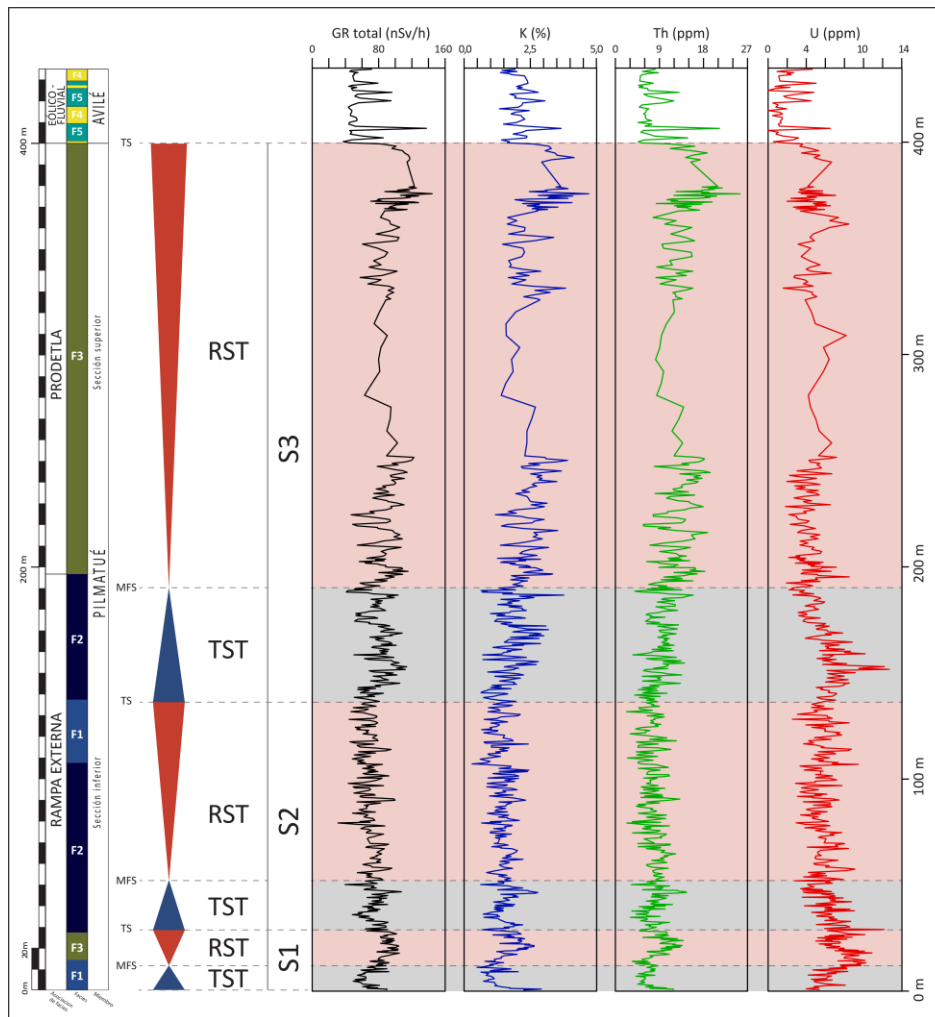


Figura 6.7: División de los perfiles de rayos gamma total, potasio, torio y uranio según los cortejos y secuencias descritas en el capítulo 5.

La última secuencia inicia con un cortejo transgresivo que presenta un enriquecimiento de los contenidos de potasio y torio hacia el tope del mismo. Por otra parte, el contenido de uranio es mayor hacia la base de este cortejo, disminuyendo hacia el tope. Estas variaciones son considerables al pasaje al siguiente cortejo regresivo comprendido por litologías de naturaleza siliciclástica. Este cortejo

regresivo muestra un empobrecimiento del contenido de uranio respecto al cortejo transgresivo previo y también de los cortejos de las secuencias previas. Respecto a los contenidos de potasio y torio, sus oscilaciones son muy parecidas entre sí, y se destaca que en este cortejo se encuentran con mucha frecuencia valores relativamente altos de ambos elementos, teniendo una moda en los valores más altos respecto a todos los cortejos previamente mencionados.

La variación de estos elementos se correlaciona muy bien con las premisas de abundancia de estos mismos en diferentes rocas. Como se mencionó previamente, las calizas puras en sí deberían tener concentraciones de potasio y torio nulas, pero esto no es así en el perfil relevado debido a que se observó que microscópicamente presentan cierta interacción con siliciclásticos y con litofacies mixtas como margas a lo largo de toda su presencia. De todas maneras, se nota que la sección inferior del Miembro Pilmatué que justamente presenta alternancias de margas y calizas (facies F1 y F2) presentan un contenido de torio y potasio relativamente bajo comparado con depósitos de las facies F3 característicos primordialmente de la sección superior de Pilmatué (Fig. 6.7).

El pasaje hacia el Miembro Avilé es muy notable (Fig. 6.7) también bajo el análisis de las tres curvas y no solo en la curva de rayos gamma totales, siendo los valores de los contenidos de potasio, torio y uranio bajos debido principalmente a la presencia de areniscas. Estas litologías se encuentran probablemente conformadas por granos de tamaño arena de composición mixta. Se destaca la presencia de algunos picos discretos de mayor valor al promedio, los cuales se correlacionan muy bien con la presencia de bancos pelíticos.

Las variaciones descritas previamente también son evidenciadas cuando se analizan los histogramas de los contenidos de rayos gamma total, potasio, torio y uranio para cada facies (Figura 6.8) descritas en el capítulo 4. Al igual que los histogramas de estas concentraciones en función de los cortejos estratigráficos (Figura 6.7), se distingue como varían tanto los rangos de valores como la moda de cada histograma de valores relativamente bajos a altos de potasio y torio (y viceversa respecto al contenido de uranio) desde las facies F1 y F2 hacia la F3 marcando justamente el pasaje de facies de alternancia de calizas y margas hacia facies compuestas primordialmente por pelitas. Entonces, las facies 1 y 2 correspondientes a depósitos de rampa externa presentarían un mayor contenido de uranio, vinculado en este caso por la presencia de materia orgánica, en cambio, cuando se dan pasajes hacia la facies F3, esta concentración disminuye un poco, tal vez asociado justamente al aporte clástico y progradación prodeltaica.

Por otro lado, el análisis de las facies 4 y 5 permite una mejor discriminación respecto a los histogramas de las secuencias donde ambas facies quedaban agrupadas en el Mb. Avilé. En este caso se puede distinguir que la distribución de valores en la facies F4 son más acotadas que en la facies F5. Esto se correlaciona con que la facies F4 es principalmente arenosa y la F5 pelítica y arenosa, de este modo, la facies 5 contiene material que puede poseer mayor concentración de potasio, torio y uranio que permitan la distribución de valores, probablemente asociado a los bancos pelíticos o areniscas con mayor participación de clastos de un espectro composicional más amplio que las arenas de las facies F4.

6. 5. Resultados preliminares

Se observó una correlación entre potasio y torio en facies, miembros y cortejos estratigráficos, mientras que el uranio muestra una dispersión más amplia, y una disparidad respecto a los otros dos elementos.

Bajo condiciones actuales, las rocas son expuestas a la meteorización donde los iones solubles son lixiviados y transportados en solución hacia los océanos. Es durante este proceso donde se genera un enriquecimiento de uranio en los océanos, y por otro lado los iones insolubles como el torio quedan remanentes en resistatos. El potasio es también liberado de las rocas hacia el mar (Serra, 1983). El uranio es luego removido del agua marina por fijación en depósitos de fondo compuesto por arcillas. Este proceso puede realizarse mediante la adsorción de iones de uranio que a su vez puede ser precipitado bajo condiciones más reductoras o regulado por complejos orgánicos (Pliler, 1957).

La presencia de material carbonático podría favorecer a la retención de uranio (Galindo et al., 2017) bajo condiciones similares. En estudios sobre pelitas marinas, se ha asociado que el contenido de uranio principalmente con la presencia de materia orgánica (Liu et al., 2020), siendo el tipo de maceral el contribuyente y factor de variación en él. La variación del uranio se vincularía a condiciones redox, destacando su aumento en cortejos transgresivos, indicando profundización de las cuencas bajo condiciones reductoras, anóxicas (Ehrenberg y Svana, 2001; Galindo et al., 2017; Omidpour et al., 2021) y relacionada a materia orgánica (Zanin et al., 2016) por consecuencia, este elemento se distingue enriquecido en facies y ambientes propios de estos cortejos: principalmente facies de rampa (F1 y F2).

Por otro lado, la presencia de minerales arcillosos y de feldespatos potenciaría la abundancia de torio y potasio como se ve evidenciado en algunos trabajos (Zanin et al., 2016). El torio se ha identificado como de origen terrestre por Galindo et al. (2017) siendo particionado en silicatos y pirita. Estas concentraciones serían características de cortejos regresivos, donde dominan los depósitos siliciclásticos de las facies F3, como también F4 y F5.

La comparación entre la sección inferior y superior del Miembro Pilmatué sugiere una relación inversa entre potasio y torio en estas facies marinas y prodeltaicas. En el Miembro Avilé, los registros de potasio se desvían de la tendencia general debido a la dominancia de aluminosilicatos. Además, el análisis de perfiles espectrales revela patrones distintivos en cortejos transgresivos y regresivos, proporcionando una comprensión detallada de la evolución sedimentaria.

El pasaje al Miembro Avilé se caracteriza por bajos valores de potasio, torio y uranio, atribuibles a la presencia de areniscas. La discriminación entre facies 4 y 5 destaca diferencias en distribuciones, asociadas a la naturaleza litológica, con la facies 5 mostrando mayores concentraciones de potasio, torio y uranio.

En conjunto, estos resultados e interpretaciones brindan una visión integral de la evolución estratigráfica y litológica en la sección estudiada. El análisis de los datos espectrales de rayos gamma no solo aporta información sobre la composición mineralógica, sino que también revela patrones estratigráficos y paleoambientales clave.

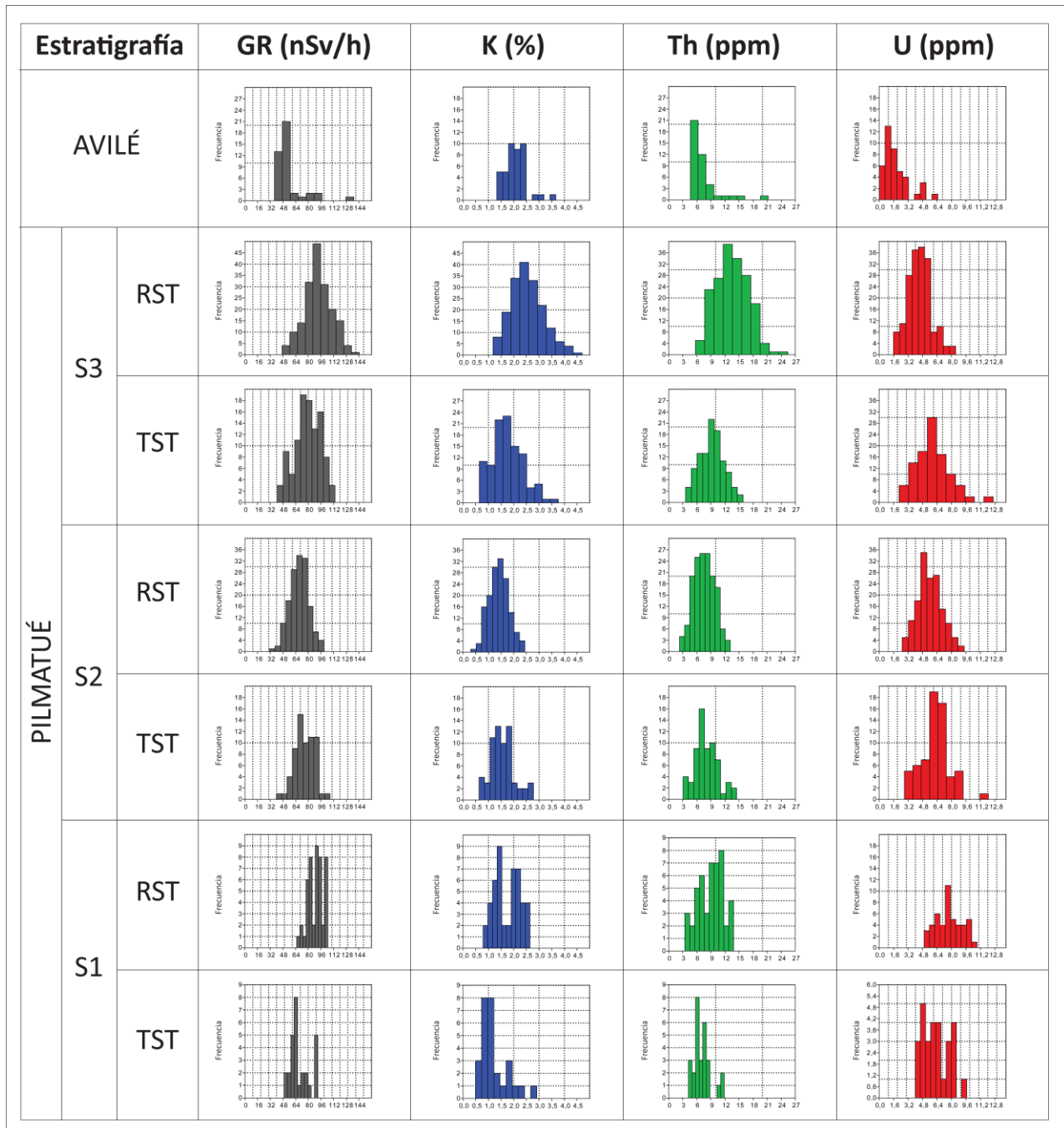


Figura 6.8: Histogramas de rayos gamma total, potasio, torio y uranio para las secuencias y cortejos estratigráficos analizadas del Mb. Pilmatué (Secuencia 1, 2 y 3), y para el Mb. Avilé.

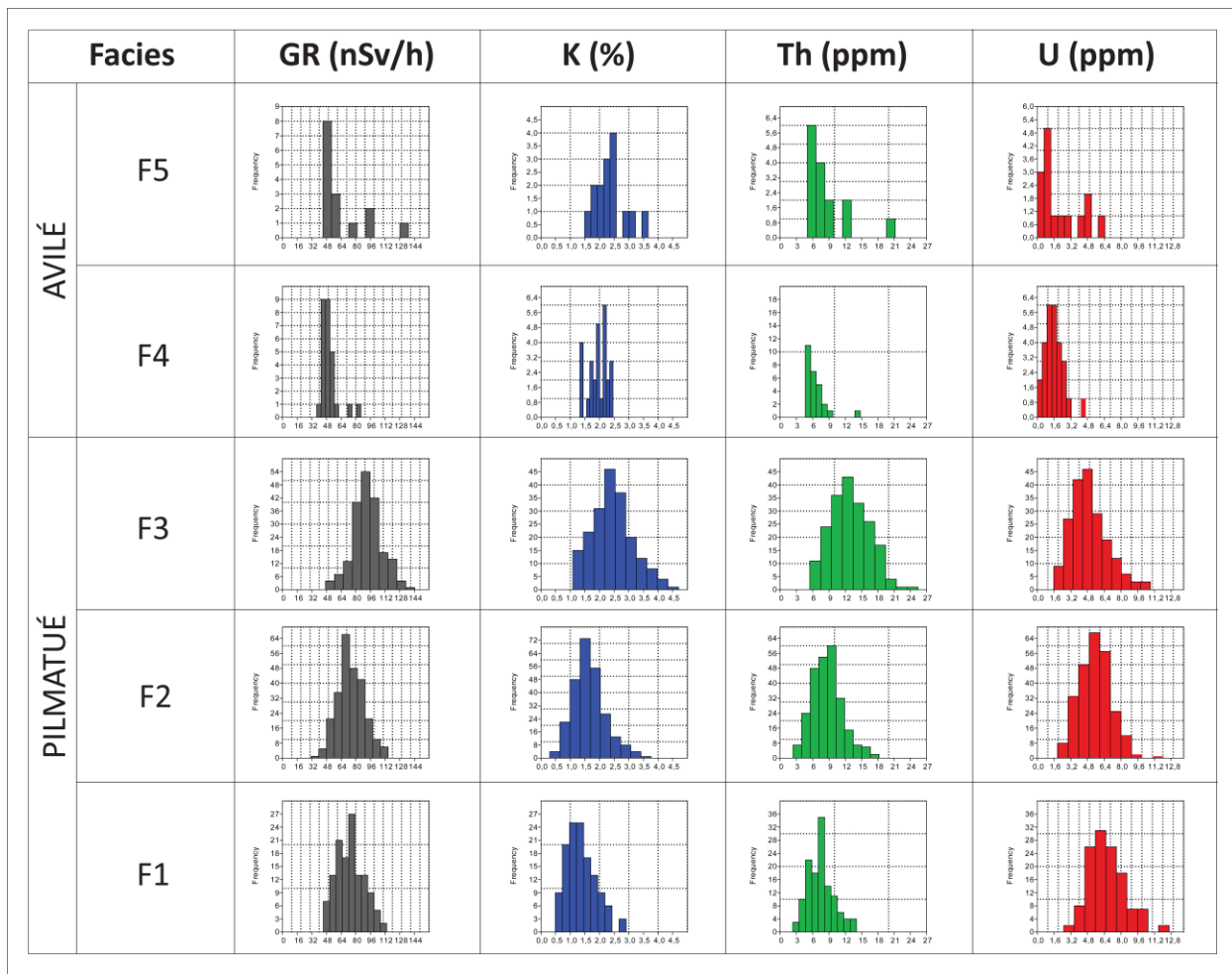


Figura 6.9: Histogramas de rayos gamma total, potasio, torio y uranio para las facies analizadas del Mb. Pilmatué (F1 a F3) y del Mb. Avilé (F4 y F5).

7. ANÁLISIS DE SUBSUELO (BLOQUE CORRALERAS)

7. 1. Introducción

La faja plegada y corrida y sus alrededores suele ser un área de interés exploratorio dentro de la Cuenca Neuquina. La ubicación de bloques que producen estas unidades a unos pocos kilómetros de los afloramientos, como es el caso de la Formación Agrio, lo hace un lugar muy rico en términos de retroalimentación entre información del subsuelo y afloramiento.

A partir de material provisto por Phoenix Global Resources, se seleccionaron los pozos con información sísmica y de perfiles que se encuentran en cercanías a la zona de estudio para el Miembro Pilmatué (Fig. 7.1). El pozo más cercano se encuentra a unos 13 km hacia el este del área de interés, y se destaca que la mayoría están sobre una superficie volcánica relativamente llana. Junto a la información de los registros de pozos además se encontraban los límites formacionales e intraformacionales, de modo de poder realizar una correlación entre pozos y mapas estructurales.

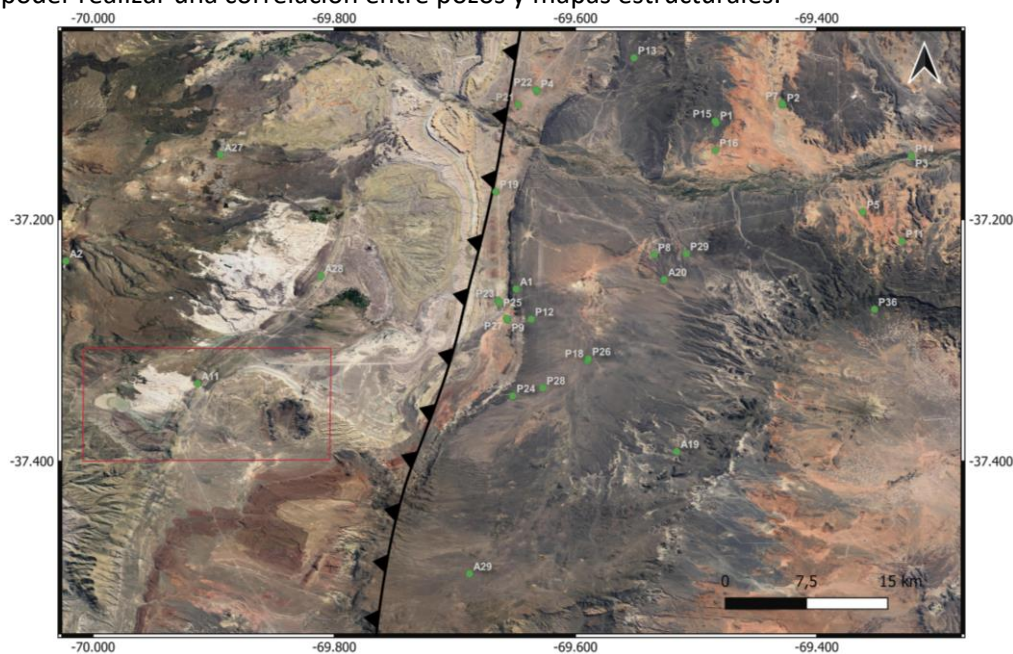


Figura 7.1: Posicionamiento de pozos y afloramientos (puntos verdes) y ubicación de la zona de estudio (recuadro rojo).

Los datos provistos fueron cargados a Petrel donde se pudo analizar la información que proporcionaba cada pozo, así como su posicionamiento geográfico. Para la realización de algunos gráficos a escala regional se recurrió a la búsqueda y recopilación de datos bibliográficos de trabajos en la Cuenca Neuquina.

7. 2. Correlación entre pozos y sísmicas

Para este análisis se recurrió a realizar transectas entre los pozos de interés en sentido SO – NE (Fig. 7.2, 7.3 y 7.4) para comprender la disposición del miembro inferior de la Formación Agrio en el subsuelo.

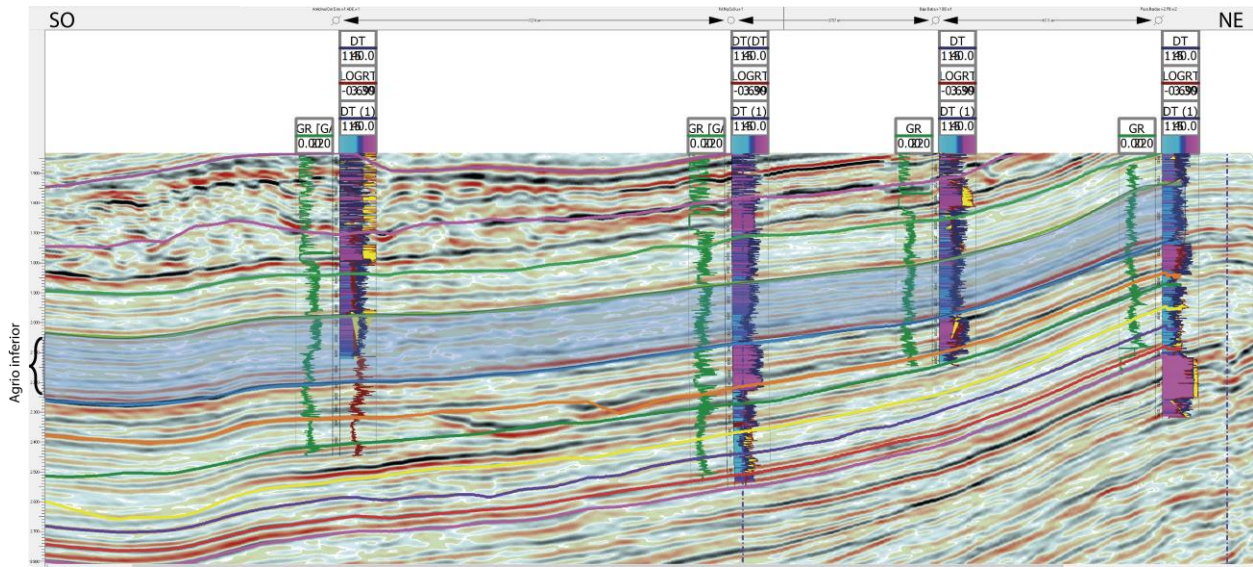


Figura 7.2: Transecta entre cuatro pozos en sentido SO-NE donde se remarca en azul al Miembro Pilmatué.

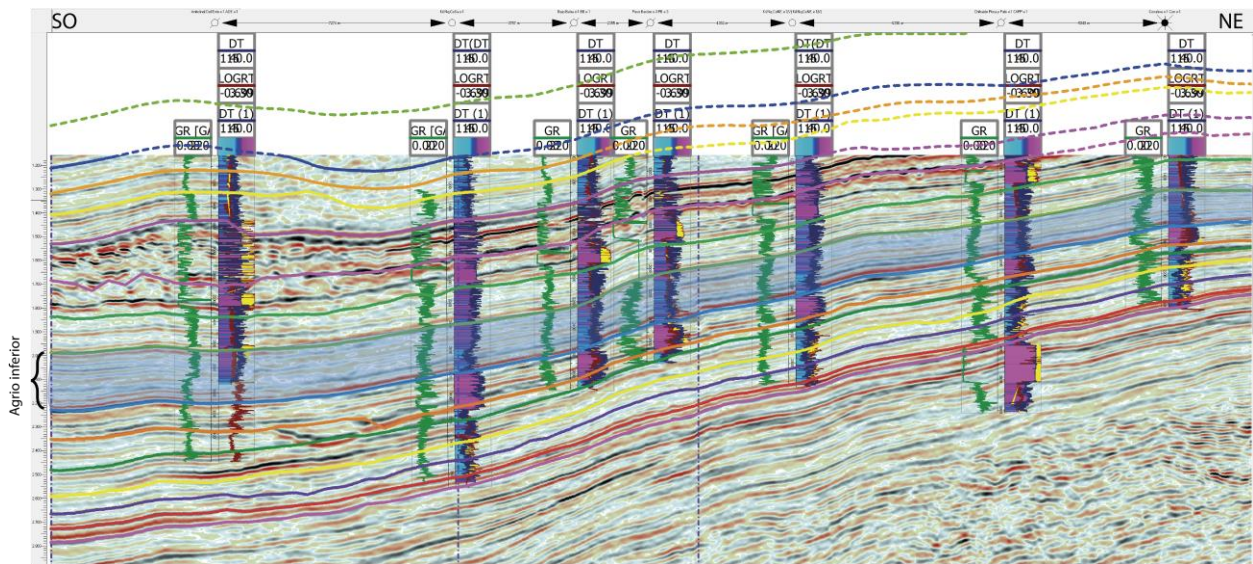


Figura 7.3: Transecta entre siete pozos en sentido SO-NE donde se remarca en azul al Miembro Pilmatué.

A partir de las transectas (Fig. 7.2, 7.3 y 7.4) se notó que hacía en NE el espesor del Miembro Pilmatué se reduce, y hacia el SO el mismo incrementa. También es importante notar que la profundidad a la que se encuentra la unidad se incrementa en el mismo sentido.

En los pozos analizados el límite entre el Miembro Pilmatué con el Miembro Avilé se observa claramente, debido a un decrecimiento drástico en los valores del perfil de rayos gamma.

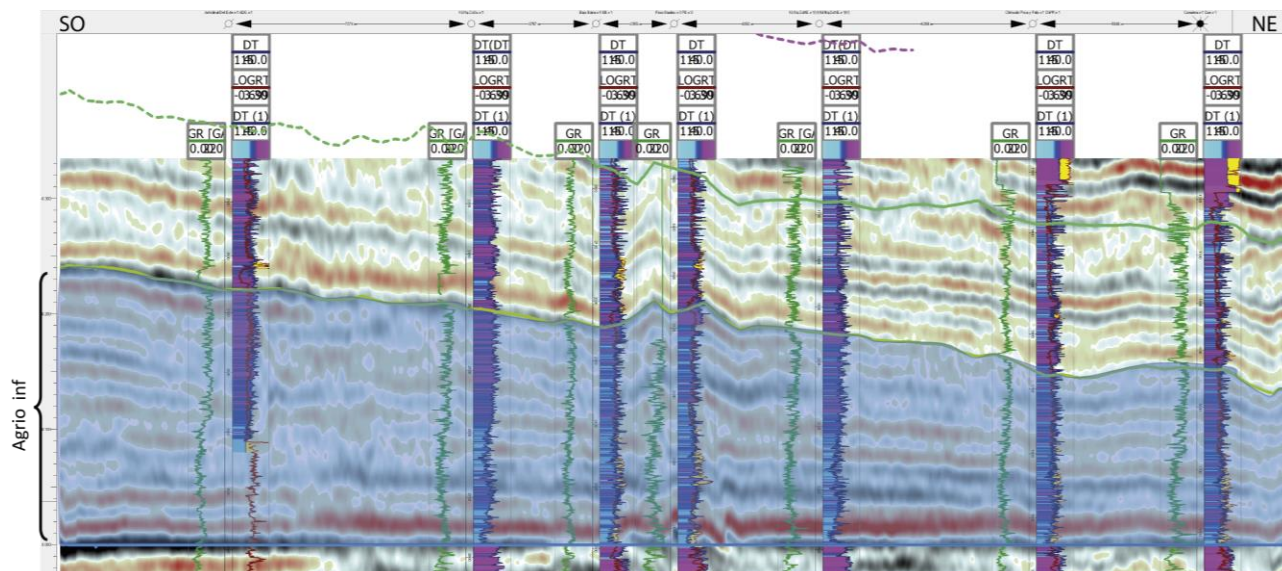


Figura 7.4: Transecta entre siete pozos en sentido SO-NE horizontalizada a la base de la Formación Agrio.

7. 3. Mapas estructurales e isopáquicos

Los mapas estructurales del tope y base del Miembro Pilmatué también fueron realizados con Petrel. El techo (Fig. 7. 5) del Miembro Pilmatué se lo identifica a partir de los mapas a partir de los 600 m de profundidad en el este, hasta los 1900 m hacia el oeste.

Por otro lado, la base de este mismo miembro se sitúa desde los 900 m en profundidad hasta los 2300 m, también en sentido este – oeste.

Posteriormente al tener tanto techo y base del Miembro Pilmatué, se prosiguió a la realización de un mapa isopáquico a través de la diferencia entre techo y base de la unidad, para entender como fue el espacio de acomodamiento que permitió la depositación de estos estratos.

A partir del mapa isopáquico (Fig. 7. 6) se observó que el miembro Pilmatué posee mayores espesores hacia el suroeste y menores norte – noreste. Se observa un ángulo de profundización al suroeste. Este mapa no solo aporta información útil para la exploración, sino que también puede revelar como se mencionó previamente información sobre el espacio de acomodación, en consecuencia, se podría pensar que cuando se formaron estos bancos, tal vez existió una subsidencia más predominante hacia el margen occidental de la región donde se encuentran los pozos.

Estas observaciones coinciden con lo analizado previamente a partir de los registros de pozos y sísmicas, y ayudan a entender la configuración de esta unidad en el subsuelo.

Resulta también de importancia exploratoria conocer la potencia de una unidad de interés debido que, si se la identifica como de bajo espesor en un sector, tal vez no resulte económicamente viable dirigirse hacia esos sectores.

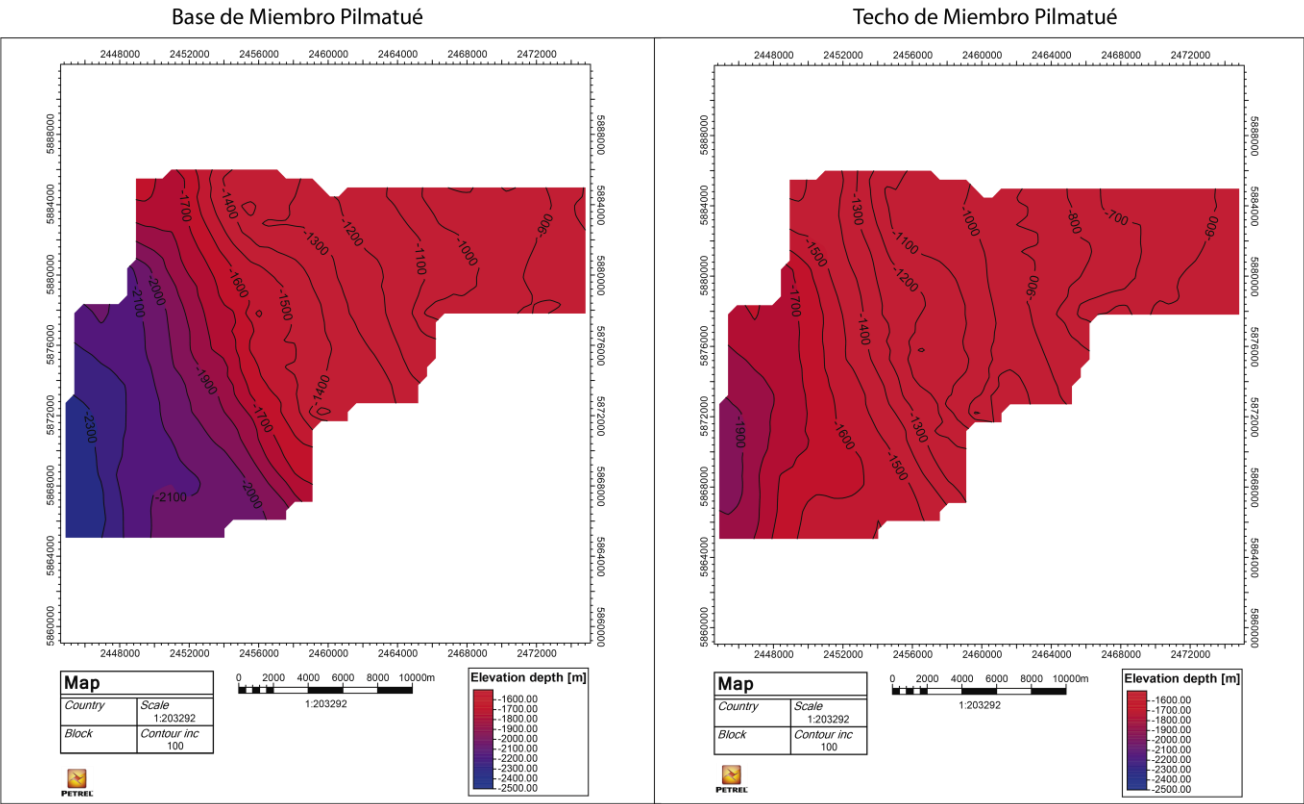


Figura 7.5: Mapas estructurales de base (izquierda) y techo (derecha) del miembro inferior de la Formación Agrio.

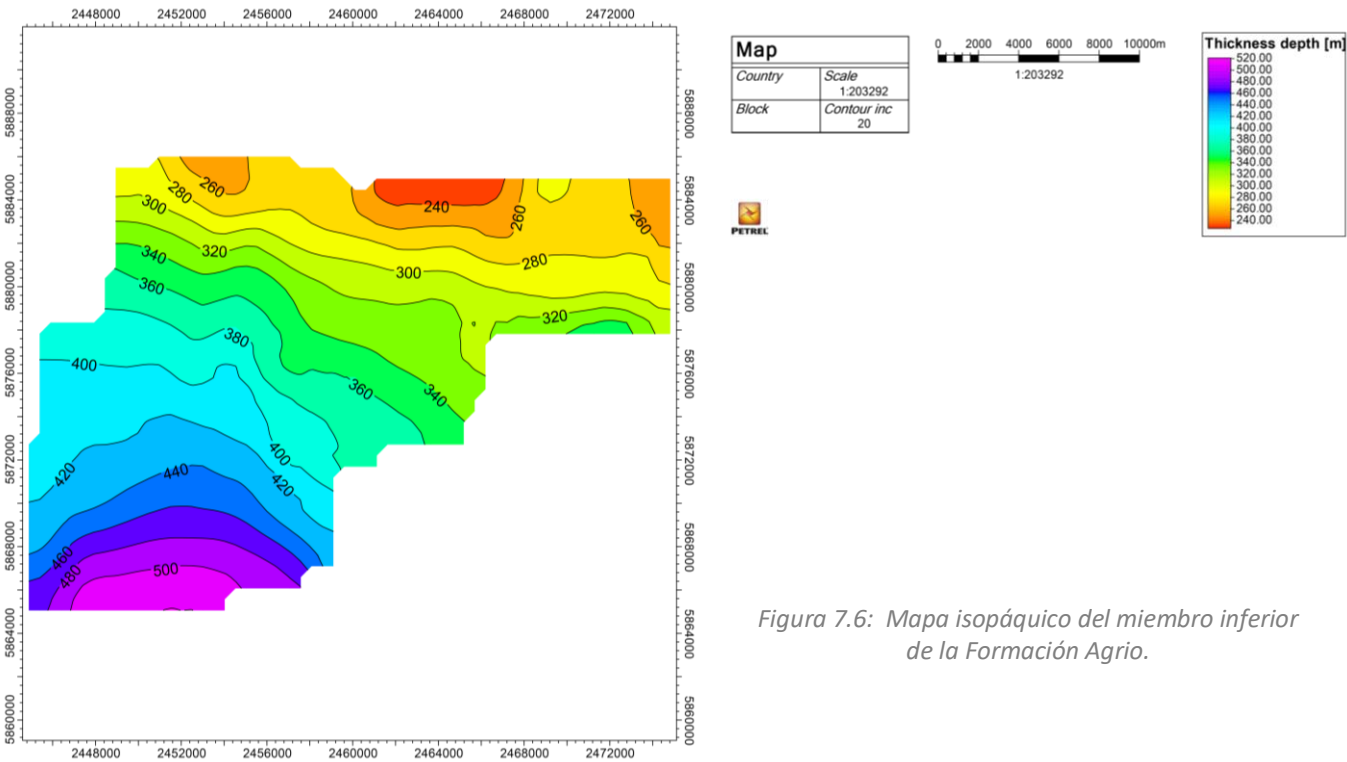


Figura 7.6: Mapa isopáquico del miembro inferior de la Formación Agrio.

7. 4. Mapas de reflectancia de vitrinita y materia orgánica

La generación de petróleo y gas está relacionada con la profundidad a la que la roca generadora es soterrada (Tissot et al., 1974), y como consecuencia se desencadenan distintas transformaciones de la materia orgánica en función de la temperatura a la que la misma es sometida (Fig. 7.7).

La reflectancia de la vitrinita (R_o) es uno de los indicadores más diagnósticos de la etapa de diagénesis de la materia orgánica. Como se puede observar en la figura 7.7, a temperaturas bajas materia orgánica se encuentran inmadura, pero a medida que la temperatura aumenta comienza a romperse las cadenas de carbono y se pasa a la ventana de generación de petróleo y posteriormente de gas.

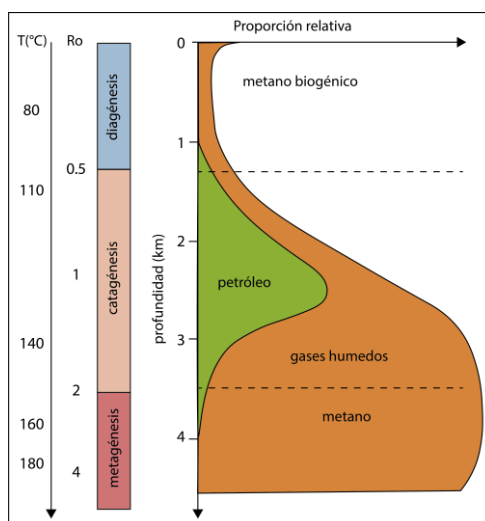


Figura 7.7: Condiciones de generación de petróleo y gas en función de la profundidad, relacionadas con los estadios de diagénesis, la reflectancia de la vitrinita (R_o) y la temperatura (T). Redibujado de Arzadún et al. (2016).

Otro factor importante para la caracterización de la roca madre o el sistema tipo shale, es el contenido de materia orgánica total (TOC) que la roca contiene. El TOC permite evaluar la calidad de la roca madre y el potencial que tiene para generar hidrocarburos. En base a métodos analíticos se puede determinar este porcentaje presente en una muestra y clasificar según Peters y Cassa (1994) y Peters et al. (2005) en cinco tipos:

Potencial	TOC (%)
Pobre	<0.5
Escaso	0.5 – 1.0
Bueno	1.0 – 2.0
Muy Bueno	2.0 – 4.0
Excelente	>4.0

Figura 7.8: Clasificación de potencial de generación en función del contenido de materia orgánica total (TOC) según Peters y Cassa (1994).

Para la construcción de mapas de R_o y de TOC en Petrel se utilizaron datos recopilados de registros de pozos y bibliográficos. En el caso de la materia orgánica (TOC) se utilizaron 40 muestras, mientras que para la reflectancia de vitrinita fueron utilizadas 72 mediciones, de las cuales 26 fueron

seleccionadas a partir del mapa de maduración del Miembro Pilmatué (Legarreta et al., 2005) de escala regional (Ver Apéndice A.7).

La concentración de materia orgánica (TOC) observada a partir del mapa (Fig. 7.9) varía entre los 0,5% y 4%, mientras que para el área donde se realizaron los mapas estructurales ronda en general entre el 1% y 1,5 %, aunque se destacan sectores hacia el norte de la misma que llegan a los 2,5%. En este caso no se observa una relación muy marcada del valor de TOC con la ubicación respecto a la faja plegada y corrida como si lo hace el mapa de reflectancia de vitrinita (Fig. 7.10).

Por otro lado, se observa un buen indicador de reflectancia de vitrinita (Ro) el cual varía entre 0,6 y 1,6 (Fig. 7.10), dando como evidencia que en la mayoría de los sectores se habría alcanzado la catagénesis. Se distingue una diferencia a mayor escala donde se notan disminución de Ro desde valores mayores desde el oeste hacia menores al este. También se puede asociar con una diferenciación de los valores de Ro en función de su posición respecto a la faja plegada y corrida. Esto podría deberse a un soterramiento diferencial en este sentido oeste-este, de modo que el margen oeste haya sido sometido a mayores profundidades y haya generado condiciones más propicias para alcanzar una ventana de generación mayor. Producto de la estructuración andina, al oeste de la faja plegada y corrida se sitúan afloramientos que contendrían dichos valores de reflectancia de vitrinita altos.

En particular, la zona mapeada estructuralmente poseería valores más altos de Ro hacia el sector sur de la misma, promediando en este bloque valores de 0,8.

Aunque todas las muestras sean correspondientes al Miembro Pilmatué, no se descarta que exista una posible dispersión debido a la heterogeneidad del mismo, de modo que posiblemente no correspondan al mismo intervalo estratigráfico (cortejos transgresivos y regresivos). También cabe mencionar que existe una densidad mayor de puntos cercana al Bloque Corraleras, donde se realizaron los mapas estructurales, mientras que, hacia el sur, la densidad de muestreos disminuye, lo que puede generar un sesgo cuando se realiza la interpolación de los puntos y sus valores.

Bajo este análisis, el Miembro Pilmatué de la Formación Agrio se caracterizaría como una buena roca reservorio (Peters y Cassa, 1994) por su contenido de TOC, predominantemente en cercanías al bloque Corraleras, y además se estima que haya alcanzado condiciones para estar relacionada a la ventana de generación de petróleo (Fig. 7.7) en función a los valores de Ro recolectados.

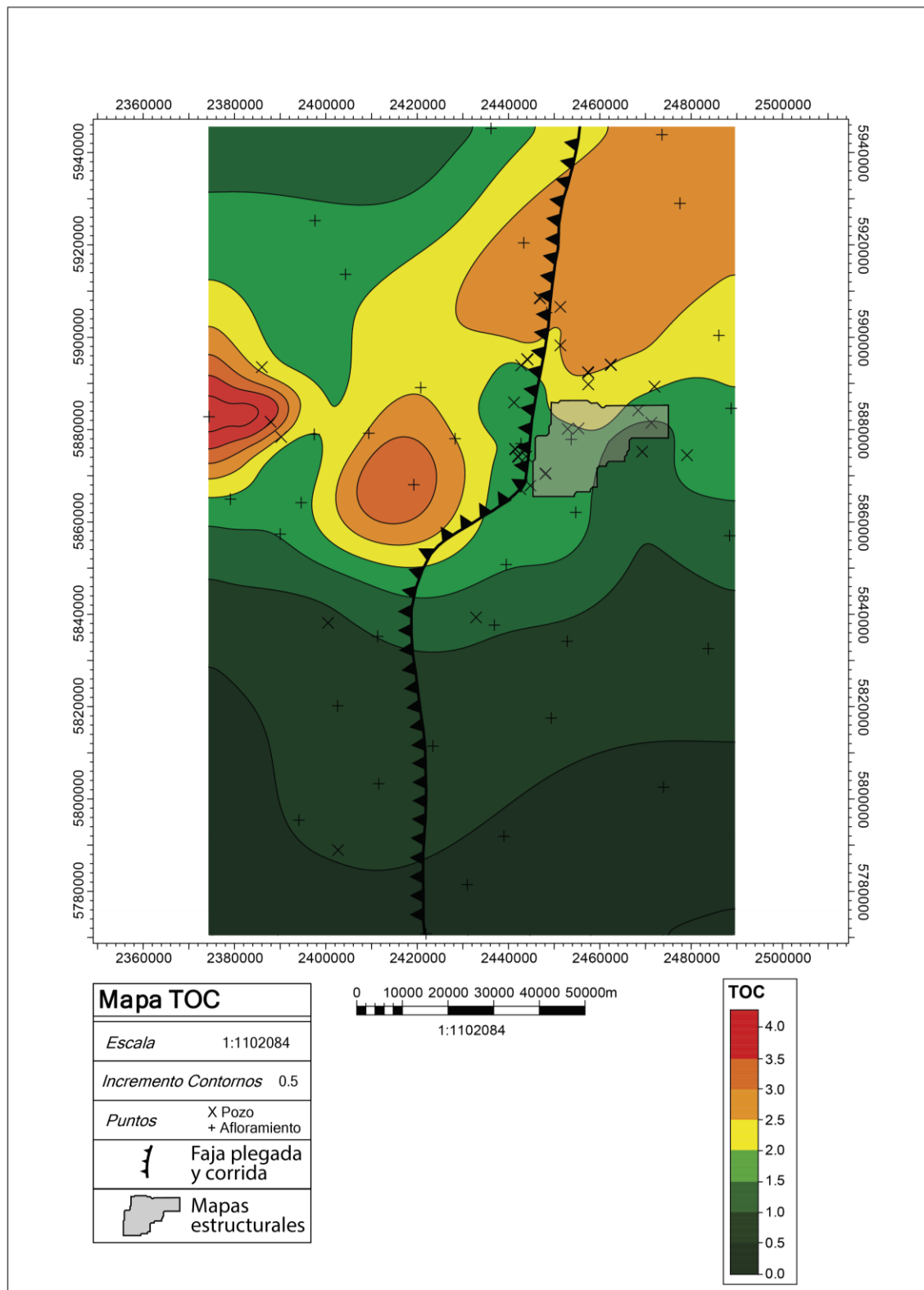


Figura 7.9: Mapa de materia orgánica (TOC) del miembro inferior de la Formación Agrio.

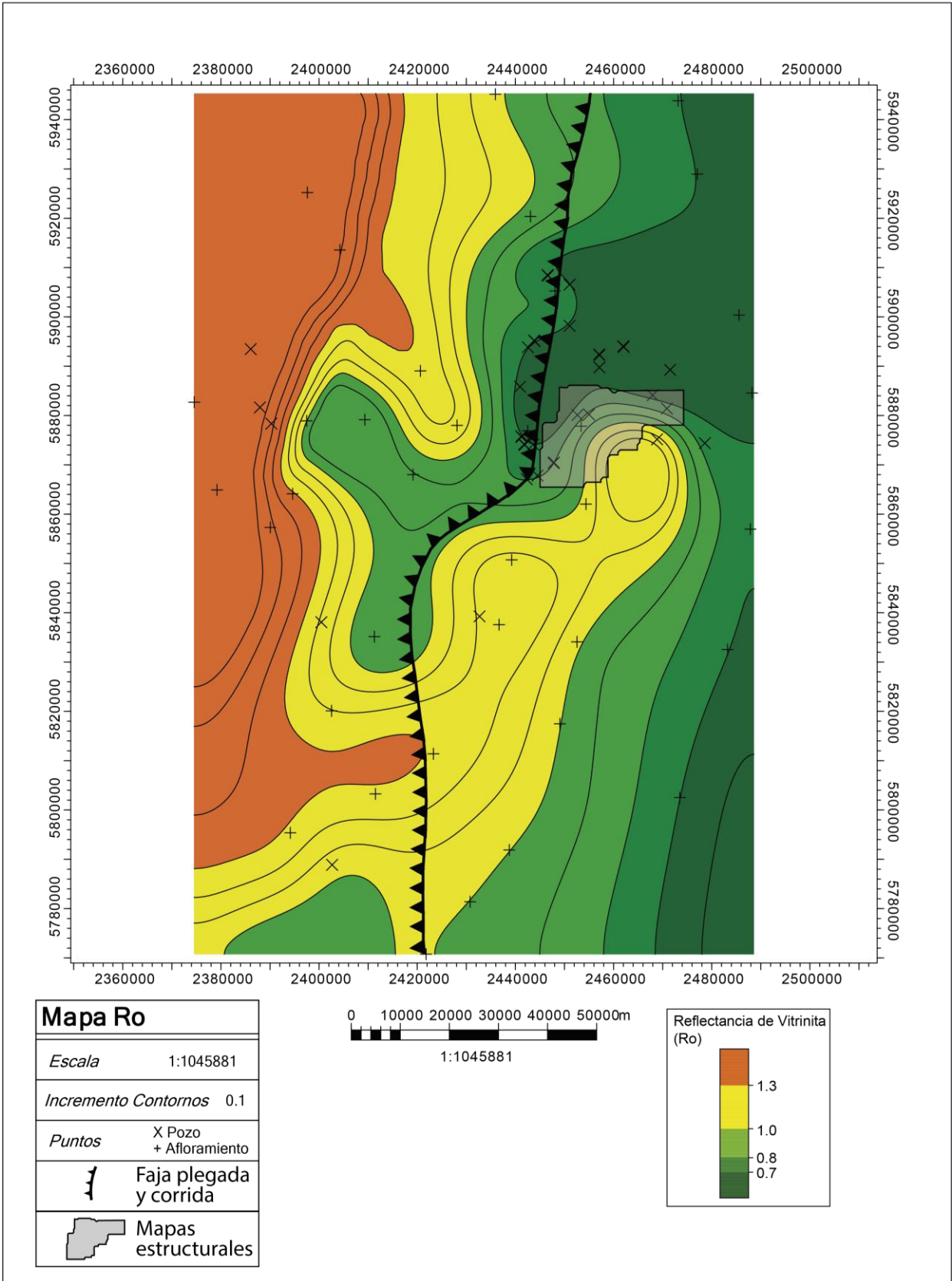


Figura 7.10: Mapa de reflectancia de vitrinita (Ro) del miembro inferior de la Formación Agrio.

7. 5. Correlación con afloramiento

A partir de la correlación de pozos, se implementó una correlación de los mismos con el perfil de rayos gamma relevado en Loma La Torre que se encuentra hacia el SO de los pozos. A partir de los registros de rayos gamma relevados en el afloramiento, se compararon las respuestas en los pozos analizados, lo que permitió identificar las secuencias depositacionales identificadas en afloramiento (Fig. 7.11). Las tendencias en el perfil de rayos gama es similar en los pozos más cercanos a los afloramientos, mientras que, para los pozos ubicados al este, la correlación se vuelve más compleja. Sin embargo, la sísmica no muestra terminaciones y arreglos claros que permita la identificación de secuencias, por lo que la comparación entre los perfiles de rayos gamma se vuelve relevante para la subdivisión de unidades genéticamente relacionadas, que permita generar modelos predictivos a la hora de proponer posibles intervalos de navegación, como podrían ser por ejemplo los cortesjos transgresivos.

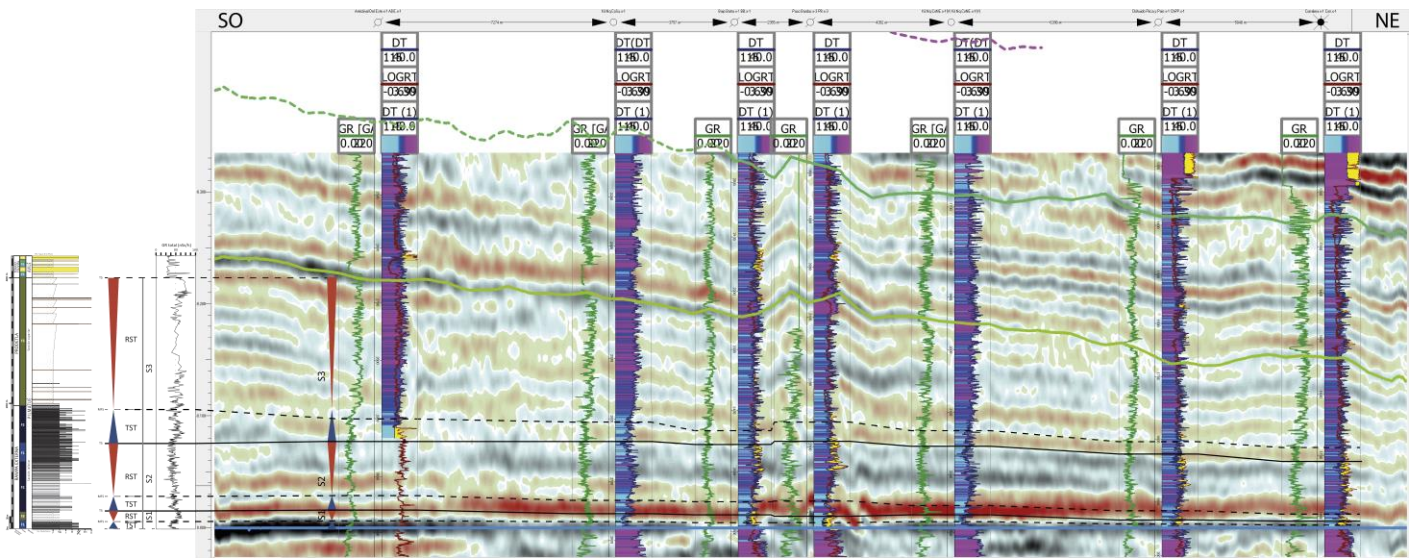


Figura 7.11: Correlación entre pozos y perfil sedimentario del miembro inferior de la Formación Agrio.

8. CONCLUSIONES

Las interpretaciones de las características de los depósitos de la Formación Agrio a partir del análisis de facies, estratigráfico secuencial y de rayos gamma permite llegar a las siguientes conclusiones:

El análisis de facies y microfacies de los Miembros Pilmatué y Avilé permitieron caracterizar un ambiente de rampa carbonática, interrumpida por la progradación de depósitos deltaicos (prodelta) en el Miembro Pilmatué, y fluvio-eólico en el caso del Miembro Avilé. Esta variación en los depósitos permite dividir al Miembro Pilmatué en dos secciones: una inferior donde la sedimentación es en su mayoría mixta con predominancia de carbonatos (facies F1, F2, F3 comprendidas en la asociación de facies AF 1); y otra superior donde predominan los depósitos prodeltaicos pelíticos (asociación de facies AF 2 compuesta por la facies F3).

El pasaje del Miembro Pilmatué a Avilé en la zona de estudio se ve evidenciado por un cambio en el tamaño de grano y estructuras sedimentarias propias de dos ambientes diferentes. Este presenta en la parte inferior texturas de grano fino de ambiente prodeltaicos y por encima de un contacto neto, se disponen depósitos fluviales y eólicos (facies F4 y F5 englobadas en la asociación de facies AF 3).

A partir de la integración del análisis de microfacies permitió identificar condiciones de depositación principalmente anóxicas y de baja energía, donde también se destaca la participación de procesos de erosión intermitente y transporte por corrientes de fondo. También se identificaron evidencias de materia orgánica, y de actividad volcánica.

En base al patrón de apilamiento y variación de facies se dividió al Miembro Pilmatué en tres secuencias depositacionales compuestas. Las primeras dos secuencias depositacionales compuestas y el cortejo transgresivo de la tercera, están englobadas en la sección inferior de este miembro, mientras que el cortejo regresivo de la tercera secuencia comprende a la sección superior. Las primeras dos secuencias están dominadas por facies de rampa carbonática, mientras que la tercera por facies deltaicas. Es por ello que el espesor de las secuencias 1 y 2 es menor al relevado para la secuencia 3.

El análisis de los contenidos de Torio (Th), Potasio (K) y Uranio (U) muestra una diferencia en las tres mediciones a lo largo del perfil relevado. Esto permitió una discriminación y segmentación entre las facies de rampa carbonática de las de prodelta dentro del Miembro Pilmatué, y a su vez de las facies continentales del Miembro Avilé. Estas variaciones entre los tres elementos también se observaron cuando se analizaron las secuencias estratigráficas propuestas, de modo que resulta de un análisis a varias escalas.

A través de la interpretación de los datos proporcionados por *Phoenix Global Resources* se pudo identificar al Miembro Pilmatué en el subsuelo dentro del bloque Corraleras, permitiendo entender su distribución subterránea y su variación de espesores. Se lo caracteriza en base a su reflectancia de vitrinita y el contenido de materia orgánica presente en esta unida. Debido a la cercanía del bloque con el perfil relevado en afloramientos se realizó una correlación entre los registros de rayos gamma, permitiendo una identificación de secuencias genéticamente relacionadas en las secciones sísmicas.

La sección inferior del Miembro Pilmatué presenta facies anóxicas, evidencia de materia orgánica, lecturas de rayos gamma altas dentro de los cortejos transgresivos que podrían aportar y

favorecer a su importancia como potencial no convencional en el subsuelo en cercanías de la zona de estudio.

La sección analizada revela una compleja variabilidad estratigráfica y litológica, destacando patrones sistemáticos en las mediciones de rayos gamma. La alternancia entre lecturas de gamma limpio y sucio tan marcada muestra la importancia de un análisis estratigráfico y de facies previa a la interpretación de los datos, para poder obtener interpretaciones más robustas. Este enfoque sistemático contribuye significativamente a la comprensión de la historia geológica de la región.

BIBLIOGRAFIA

Referencias:

- Aguirre Urreta, M.B. y Mourgues, A.,** 2009. *Amonoideos y bioestratigrafía del límite Hauteriviano-Barremiano en la cuencas andina argentino-chilena*. 12º Congreso Geológico Chileno, Santiago de Chile.
- Aguirre Urreta, M.B. y Rawson, P.F.,** 1997. *The ammonite sequence in the Agrio Formation (Lower Cretaceous), Neuquén Basin, Argentina*. Geological Magazine, 134(4), pp.449-458.
- Aguirre Urreta, M.B., Pazos, P.J., Lazo, D.G., Fanning, C.M. y 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., Lazo, D.G., Griffin, M., Vennari, V., Parras, A.M., Cataldo, C., Garberoglio, R. y Luci, L.,** 2011. *Megainvertebrados del Cretácico y su importancia bioestratigráfica*. Geología y Recursos Naturales de la Provincia del Neuquén. Buenos Aires: Asociación Geológica Argentina, pp.465-488.
- Aguirre Urreta, M.B.,** 1998. *The ammonites Karakaschiceras and Neohoploceras (Valanginian Neocomitidae) from the Neuquén basin, west-central Argentina*. Journal of Paleontology, 72(1), pp.39-59.
- Ahr, W.M.,** 1973. *The carbonate ramp: an alternative to the shelf model*. Gulf Coast Assoc. Geol. Soc. Trans. 23, 221-225.
- Alonso, M.** 2016. *Fm. Agrio (Mb. Pilmatué). Ventanas de generación de hidrocarburos maduración de materia orgánica provincia del Neuquén*. Secretaría de Energía, Minería e Hidrocarburos.
<http://hidrocarburos.energianeuquen.gov.ar/storage/uploads/SxLRTOLCeZTjuno9mRXwdgvXZdl0ag60WNCVCG4d.pdf>
- Arregui, C., Carbone, O. y Martínez, R.,** 2011a. *El Grupo Cuyo (Jurásico Temprano-Medio) en la Cuenca Neuquina*. In Geología y Recursos Naturales de la Provincia del Neuquén: Buenos Aires, Relatorio del 18 Congreso Geológico Argentino (pp. 77-89).
- Arregui, C., Carbone, O. y Sattler, F.,** 2011b. *El Grupo Lotena (Jurásico Medio-Tardío) en la Cuenca Neuquina*. HA Leanza, C. Arregui, O. Carbone, JC Danieli & JM Vallés, pp.91-98.
- Arzadún, G., Cisternas, M. E., Cesaretti, N. N., y Tomezzoli, R. N.,** 2016. *Análisis de materia orgánica en niveles de carbón identificados en el Pozo PANG0001, en la Formación Tunas (Pérmico de Gondwana), Cuenca de Claromecó, provincia de Buenos Aires*. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 73(4), 538-551.
- Avé Lallement, G.** 1885. *Excursión minera a la Cordillera de los Andes*. Sociedad Científica Argentina, Anales 19: 145-159, Buenos Aires.
- Baker, P. A., y Burns, S. J.,** 1985. *Occurrence and formation of dolomite in organic-rich continental margin sediments*. AAPG Bulletin, 69(11), 1917-1930.
- Behrendsen, O.,** 1891-1892. *Zur Geologie der Ostbhanges der argentinischen Cordillere*, Deutsche Geologische Gesellschaft, 43 (1891): 369-420; 44 (1892): 1-42.

- Bettini, F. y Vásquez, J.** 1979. *Geología de la Sierra Azul, Río Grande y Sector Occidental de la Sierra de Palauco*. Comisión Geológica Nº5. YPF, (inédito), 117 p.
- Bettini, F.** 1982. *Complejos Efusivos Terciarios presentes en las hojas 30c y 32b (Puntilla de Huincán y Chos Malal) del sur de Mendoza y norte del Neuquén, Argentina*. 5° Congreso Latinoamericano de Geología (Buenos Aires), Actas 5: 79-114.
- Bjørlykke, K.**, 2010. *Petroleum geoscience: From sedimentary environments to rock physics*. Springer, 518 p., New York.
- Bodenbender, G.**, 1889. *Expedición al Neuquén*. Instituto Geográfico Argentino. Boletín. Cuaderno 10.
- Bodenbender, G.**, 1892. *Sobre el terreno Jurásico y Cretáceo en los Andes argentinos entre el río Diamante y el río Limay*. Academia Nacional de Ciencias, Boletín 13, 5-44, Córdoba.
- Boggs, Jr. S.**, 1987. *Principles of sedimentology and stratigraphy*. Columbus, Ohio. Merrill Publishing Company, Part, 5, 265-301.
- Bracaccini, I.O.**, 1970. *Rasgos tectónicos de las acumulaciones mesozoicas en las provincias de Mendoza y Neuquén, República Argentina*. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 25(2), pp.275-282.
- Burchette, T. P., y Wright, V. P.**, 1992. *Carbonate ramp depositional systems*. Sedimentary geology, 79(1-4), 3-57.
- Burckhardt, C.**, 1899. *Rapport préliminaire sur une expédition géologique dans la région andine située entre Las Lajas (Argentine) et Curacautin (Chili) (38-39° latitude sud)*. Museo de La Plata, Revista 9: 197-219.
- Burckhardt, C.**, 1900. *Coupes géologiques de la Cordillere entre Las Lajas et Curacautin*. Anales Museo La Plata, Sección Mineralogía y Geología 3:1-102, 20 láminas. La Plata.
- Cangini, J. O.** 1967. *Perfiles estratigráficos y estructurales en la región comprendida entre el río Agrio y el curso medio del río Neuquén, departamento de Pincunches, Loncopué y Ñorquín, provincia de Neuquén*. Inédito. YPF. Buenos Aires.
- Cannon, S.**, 2015. *Petrophysics: a practical guide*. John Wiley & Sons.
- Canudo, J.I., Castanera, D., Garrido, A., Salgado, L. y Carballido, J.L.**, 2017. *Ichitas de dinosaurios saurópodos en la Formación Rayoso (Cuenca Neuquina, Albiense, Argentina)*. Geogaceta 61: 43-46.
- Capelli, I.A., Scasso, R.A., Kietzmann, D.A., Cravero, M.F., Minisini, D. y Catalano, J.P.**, 2018. *Mineralogical and geochemical trends of the Vaca Muerta-Quintuco system in the Puerta Curaco section, Neuquén Basin*. Revista de la Asociación Geológica Argentina. 75(2):210-228
- Carbone, O., Franzese, J., Limeres, M., Delpino, D., y Martínez, R.** 2011. *El Ciclo Precuyano (Triásico Tardío- Jurásico Temprano) en la Cuenca Neuquina*. Relatorio Geología y Recursos Naturales de la provincia del Neuquén (Leanza, HA; Arregui, C, 63-76.)
- Catuneanu, O.**, 2006. *Principles of sequence stratigraphy*. Elsevier. Amsterdam,
- Cesaretti, N., Parnell, J., Dominguez, E. y Brodtkorb, M.**, 2000. *Inclusiones fluidas e isótopos de Oxígeno en los cuarzos autigénicos de la Formación Auquilco, Yesera del Tromen, provincia del*

Neuquén. Mineralogía y Metalogenia 2000. 6. 87-93.

Cevallos, M. 2005. *Análisis estratigráfico de alta frecuencia del límite Kimmeridgiano-Tithoniano en el subsuelo de la Dorsal de Huincul, Cuenca Neuquina*. 6º Congreso Argentino de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos, Actas en CD. Mar del Plata.

Código Argentino de Estratigrafía, 1992. Comité Argentino de Estratigrafía. Asociación Geológica Argentina, Serie B (Didáctica y Complementaria) 20:1-63. Buenos Aires.

Comerio, M., Fernández, D.E., Gutiérrez, C., Justiniano, C.B., Estebenet, M.C.G. y Pazos, P.J., 2019. *Sedimentary evolution of the marine Agua de la Mula Member (Agrid Formation, Lower Cretaceous) in the central Neuquén Basin: Source areas and paleogeographic considerations from a distal setting*. Journal of South American Earth Sciences, 96, p.102259.

Comerio, M., Fernández, D. E., Rendtorff, N., Cipollone, M., Zalba, P. E., y Pazos, P. J., 2020. *Depositional and postdepositional processes of an oil-shale analog at the microstructure scale: The Lower Cretaceous Agrid Formation, Neuquén Basin, northern Patagonia*. AAPG Bulletin, 104(8), 1679-1705.

Cruz C.E., Kozlowski, E. y Villar, H.J., 1998. *Agrid (Neocomian) petroleum systems. Main target in the Neuquén Basin thrust belt*. Argentina. 1998 AAPG International Conference and Exhibition, 670-671 p. Río de Janeiro.

Cruzate, G.A. Ferrer, J.A. y Panigatti, J.L., 2009. *Suelos y ambientes de provincias argentinas. Versión 1*. INTA.

Danieli, J. C., Coppolecchia, M., y Elisondo, M., 2011. *El Grupo Andacollo (Paleozoico Tardío)*. Relatorio Geología y Recursos Naturales de la provincia del Neuquén (Leanza, HA; Arregui, C, 49-62.)

de Barrio, R.E., Dominguez, E.A. y Brodtkorb, M.K., 1994. *Los cuarzos autigénicos de la formación Auquillo en vega de la Veranada, provincia de Neuquén*. II Reunión de Mineralogía y Metalogenia, N°3: 31-39. La Plata.

Dehais, F.J., 2006. *Contribución a la cartografía de Patagonia o Chica desde 1519 a 1900*. Gráfica Althabe, 233 p. Neuquén.

Dellapé, D., Mombrú, C., Pando, G.A., Riccardi, A.C., Uliana, M.A. y Westermann, G.E.G., 1979. *Edad y correlación de la Formación Tábanos en Chacay Melehue y otras localidades de Neuquén y Mendoza, con consideraciones sobre la distribución y significado de las sedimentitas Lotenianas*. Obra Centenario Museo de La Plata, Paleontología, 5: 81-105. La Plata.

Dicarlo, D.J. y Cristallini, E.O., 2007. *Estructura de la margen norte del Río Grande, Bardas Blancas, provincia de Mendoza*. Asociación Geológica Argentina; Revista de la Asociación Geológica Argentina; 62; 2; 12-2007; 187-199

Digregorio, J. H., 1972. *Neuquén*. En Leanza, A. F. (Dir. y Ed.): Geología Regional Argentina: 439-506. Córdoba.

Digregorio, J.H. y Uliana, M.A., 1980. *Cuenca Neuquina*. En: Geología Regional Argentina (Turner, J.C.M.; editor). Academia Nacional de Ciencias 2: 985-1032. Córdoba.

Dimieri, L.V., Fortunatti, N.B., y Nullo, F.E., 2005. *Estructura duplex plegada en el frente montañoso de la Cordillera Principal, río Atuel, provincia de Mendoza*. Revista de la Asociación Geológica

Argentina, 60(4), 644-650.

- Duke, W. L., Arnott, R. W. C., y Cheel, R. J., 1991.** *Shelf sandstones and hummocky cross-stratification: New insights on a stormy debate.* *Geology*, 19(6), 625.
- Dumas, Simone y Arnott, R., 2006.** *Origin of hummocky and swaley cross-stratification--- The controlling influence of unidirectional current strength and aggradation rate.* *Geology*. 34.
- Ellis, D. V., y Singer, J. M., 2007.** *Well logging for earth scientists* (Vol. 692). Dordrecht: Springer.
- Emery, D., y Myers, K. J., 1996.** *Sequence stratigraphy.* Black Well Science Ltd.
- Embry, A. F., 1993.** *Transgressive-regressive (T-R) sequence analysis of the Jurassic succession of the Sverdrup Basin, Canadian Arctic Archipelago.* *Canadian Journal of Earth Sciences*, Vol. 30, pp. 301– 320.
- Embry, A. F., 1995.** *Sequence boundaries and sequence hierarchies: problems and proposals.* In *Sequence stratigraphy on the Northwest European Margin* (R. J. Steel, V. L. Felt, E. P. Johannessen and C. Mathieu, Eds.), pp. 1–11. Norwegian Petroleum Society (NPF), Special Publication 5.
- Embry, A. F., 2002.** *Transgressive-regressive (TR) sequence stratigraphy.* In *Gulf Coast SEPM Conference Proceedings, Houston* (pp. 151-172). Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Houston.
- Embry, A.F., 2009.** *Practical sequence stratigraphy.* *Canadian Society of Petroleum Geologists*, 81, 79.
- Embry, A. F., y Johannessen, E. P., 1993.** *T-R sequence stratigraphy, facies analysis and reservoir distribution in the uppermost Triassic–Lower Jurassic succession, western Sverdrup Basin, Arctic Canada.* En *Norwegian Petroleum Society Special Publications* (Vol. 2, pp. 121-146). Elsevier.
- Embry, A. F., y Johannessen, E. P., 2017.** *Two approaches to sequence stratigraphy.* In *Stratigraphy & Timescales* (Vol. 2, pp. 85-118). Academic Press. Pages 85-118, **Hedberg, H.D., 1959.** *Towards a harmony in stratigraphic classification.* *Am. J. Sci.* 257, 674–683.
- Fernández, D. E., Giachetti, L., Stöhr, S., Thuy, B., Pérez, D. E., Comerio, M., y Pazos, P. J., 2019.** *Brittle stars from the Lower Cretaceous of Patagonia: first ophiuroid articulated remains for the Mesozoic of South America.* *Andean geology*, 46(2), 421-432.
- Ferpozzi, L. H., Turel, A. V., Vargas, D. E., Butrón Ascona, F., Jara, A. S., Siehankiewicz, D. R. y Casa, A., 2001.** *Datos Geoquímicos Cu, Pb y Zn y Ubicación de Sitios de Muestreo de Sedimentos de Corriente de los Planes Cordillerano y Perforaciones, Hoja 3769-III Chos Malal, Provincias de Neuquén y Mendoza. República Argentina.* Serie Contribuciones Técnicas; Peligrosidad Geológica nro. 53. Buenos Aires, Servicio Geológico Minero Argentino. Instituto de Geología y Recursos Minerales.
- Folguera, A., Bottesi, G., Zapata T. y Ramos, V.A. 2008.** *Crustal collapse in the Andean back-arc since 2 Ma: Trome volcanic plateau, Southern Central Andes (36°40'–37°30'S).* *Tectonophysics*, (Special Issue on Andean Geodynamics) 459(1-4): 140-160.
- Fortunatti, N.B., Cesaretti, N.N. y Cornejo, D.E., 2018.** *Migración primaria de hidrocarburos en bindstones de la Formación Vaca Muerta, Pampa de Tril, Neuquén.* *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 75(2), pp.188-198.

- Fossa Mancini, E., Feruglio, E. y Yussen de Campana, J.C., 1938.** *Una reunión de geólogos de YPF y el problema de la terminología estratigráfica.* Boletín de Informaciones Petroleras, 15(171), pp.1-67.
- Franzese, J. R., y 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.
- Galarza, B., Zamora Valcarce, G., Folguera, A. and Bottesi, G., 2009.** *Geología y evolución tectónica del frente cordillerano a los 36° 30'S: bloques de Yihuinhuaca y Puntilla de Huincán. Mendoza.* Revista de la Asociación Geológica Argentina, 65(1), pp.170-191.
- García, R., Salgado, L. y Coria, R.A., 2003.** *Primeros restos de dinosaurios saurópodos en el Jurásico de la Cuenca Neuquina, Patagonia, Argentina.* Ameghiniana, 40(1), pp.123-126.
- Garrido, A., Kramarz, A., Forasiepi, A. y Bond, M., 2012.** *Estratigrafía, mamíferos fósiles y edad de las secuencias volcanosedimentarias eoceno-miocenas de la sierra de Huantraico- sierra Negra y cerro Villegas (provincia del Neuquén, Argentina).* Andean geology, 39(3), pp.482-510.
- Garrido, A., 2010.** *Estratigrafía del Grupo Neuquén, Cretácico Superior de la Cuenca Neuquina (Argentina): nueva propuesta de ordenamiento litoestratigráfico.* Revista del Museo Argentino de Ciencias Naturales nueva serie, 12(2), pp.121-177.
- González Díaz, E.F., 1979.** *Descripción Geológica de la Hoja 31 d, La Matancilla. Provincia de Mendoza.* Carta Geológico-Económica de la República Argentina. Escala 1:200.000. Boletín 173, 97 p. Buenos Aires, Servicio Geológico Nacional.
- 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. Cuenca Neuquina, Argentina.* Petrotecnia 2015/2: 78-89.
- Glover, P., 2000.** *Petrophysics MSc course notes.* University of Leeds, UK.
- Groeber, P., 1929.** *Líneas fundamentales de la geología del Neuquén, sur de Mendoza y regiones adyacentes.* Ministerio de Agricultura. Dirección General de Minas, Geología e Hidrología.
- Groeber, P., 1933.** *Descripción geológica de la Hoja 31c, confluencia de los río Grande y Barrancas (Mendoza y Neuquén).* Boletín de la Dirección General de Minas, Geología e Hidrogeología 38: 1-72. Buenos Aires.
- Groeber, P., 1937.** *Descripción geológica de la Hoja 30c 'Puntilla de Huincán',* Dirección de Minas y Geología (escala 1:200.000), (inédito), Buenos Aires.
- Groeber, P., 1946.** *Observaciones geológicas a lo largo del meridiano 70°. 1, Hoja Chos Malal.* Sociedad Geológica Argentina, Revista 1(3): 117-208. Reimpreso en Asociación Geológica Argentina, Serie C Reimpresiones 1: 1-174. 1980.
- Groeber, P., 1947.** *Observaciones geológicas a lo largo del meridiano 70. 2. Hojas Sosneao y Maipo.* Revista de la Asociación geológica Argentina, 2(2), pp.141-177.
- Groeber, P., 1953.** *Andico.* Geografía de la República Argentina. Sociedad Argentina de Estudios Geográficos GAEA, 2, pp.349-351.

- Gulisano, C.A.**, 1981. *El ciclo cuyano en el norte de Neuquén y sur de Mendoza*. 8º Congreso Geológico Argentino 3: 573-592. San Luis.
- Gulisano, C.A.**, 1988. *Análisis estratigráfico y sedimentológico de la Formación Tordillo en el oeste de la provincia del Neuquén, Cuenca Neuquina, Argentina*. Tesis Doctoral Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires (inédita), 119 p., Buenos Aires.
- Gulisano, C. A., y Gutiérrez Pleimling A. R.**, 1995. *Field guide: The Jurassic of the Neuquen Basin*. a) Neuquén province. Revista Asociación Geológica Argentina, Serie E, 2:1-111. Buenos Aires.
- Gulisano, C.A., Gutiérrez Pleimling, A.R. y Digregorio, R.E.**, 1984a. *Esquema estratigráfico de la secuencia jurásica del oeste de la provincia del Neuquén*. En Congreso Geológico Argentino (Vol. 9, pp. 236- 259), San Carlos de Bariloche.
- Gulisano, C.A., Gutiérrez Pleimling, A.R. y Digregorio, R.E.**, 1984b. *Análisis estratigráfico del intervalo Tithoniano - Valanginiano (Formaciones Vaca Muerta, Quintuco y Mulichinco) en el suroeste de la provincia de Neuquén*. 9º Congreso Geológico Argentino, Actas I: 221- 235. San Carlos de Bariloche.
- Gutiérrez Pleimling, A.R., Olea, G., Suárez, M. y Valenzuela, M.**, 2011. *El Miembro Chorreado de la Formación Huitrín (Cretácico Temprano)*. In Geología y Recursos Naturales de la Provincia del Neuquén. Relatorio del 18º Congreso Geológico Argentino (pp. 175-188).
- Gutiérrez Pleimling, A.R.**, 1991. *Estratigrafía de la Formación Huitrín: un estudio puntual sobre la ruta nacional nº 40, provincia del Neuquén*. Boletín de Informaciones Petroleras. Volumen Septiembre, pp.85-100. Buenos Aires.
- Herrero Ducloux, A.**, 1946. *Contribución al conocimiento geológico del Neuquén extra-andino*. Boletín de Informaciones Petroleras, 23 (226): 1-39. Buenos Aires
- Holditch, S.**, 2003. *The Increasing Role of Unconventional Reservoirs in the Future of the Oil and Gas Business*. Journal of Petroleum Technology, November 2003. 34-79.
- Holmberg, E.**, 1976. *Descripción Geológica de la Hoja 32c, Buta Ranquil*. Dirección Nacional de Geología y Minería. Boletín, (152), pp.1-98.
- Hunt, D., y Tucker, M. E.**, 1992. *Stranded parasequences and the forced regressive wedge systems tract: deposition during base-level fall*. Sedimentary Geology, 81(1-2), 1-9.
- Iglesia Llanos, M.P., Kietzmann, D.A., Kohan Martínez, M., Palma, R.M.** 2017. *Magnetostratigraphy of the Upper Jurassic-Lower Cretaceous from Argentina: implications for the J-K boundary in Neuquén basin*. Cretaceous Research, 70, 189-208.
- Johnson Ibach, L. E.**, 1982. *Relationship between sedimentation rate and total organic carbon content in ancient marine sediments*: AAPG Bulletin, v. 66, p. 170–188.
- Kay, S.M. y Copeland, P.**, 2006. *Early to middle Miocene backarc magmas of the Neuquén Basin: Geochemical consequences of slab shallowing and the westward drift of South America*. In Evolution of an Andean margin: A tectonic and magmatic view from the Andes to the Neuquén Basin (35°-39°S lat). Geological Society of America, Special Paper 407: 185-213. Boulder.
- Keidel, J.**, 1910. *Informe sobre los trabajos efectuados por la Sección Geología de la División de Minas, Geología e Hidrología en los años 1906, 1907 y 1908*. Anales Minist. Agric., Secc. Geología., V-2.

- Kietzmann, D. A., Palma, R. M., y Bressan, G.S., 2008.** *Facies y microfacies de la rampa tithoniana-berriasiana de la cuenca neuquina (Formación Vaca Muerta) en la sección del arroyo Loncoche - Malargüe, provincia de Mendoza.* Revista de la Asociación Geológica Argentina, 63(4), 696-713.
- Kietzmann, D.A., J. Martín-Chivelet, R.M. Palma, J. López-Gómez, M. Lescano y A. Concheyro, 2011.** *Cyclostratigraphy of a Tithonian carbonate ramp succession (Vaca Muerta Formation), Loncoche Creek, Neuquén Basin, Mendoza Province, Argentina,* American Association Petroleum Geologists, Bulletin, 95: 1459-1474.
- Kietzmann, D.A. y Vennari, V.V., 2013.** *Sedimentología y estratigrafía de la Formación Vaca Muerta (Tithoniano - Berriasiano) en el área del cerro Domuyo, norte de Neuquén, Argentina.* Andean geology, 40(1), pp.41-65.
- Kietzmann, D.A., Ambrosio, A., Suriano, J., Alonso, S., Vennari, V.V., Aguirre-Urreta, M.B., Depine, G. y Repol, D., 2014a.** *Análisis sedimentológico y estratigráfico secuencial de las Formaciones Vaca Muerta y Quintuco en el área de Chos Malal, Cuenca Neuquina.* IAPG IX Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos TT2, Mendoza, Argentina, November 3–7, 2014, p. 269–288.
- Kietzmann, D.A., Palma, R.M., Riccardi, A.C., Martín Chivelet, J., y López-Gómez, J., 2014b** *Sedimentology and sequence stratigraphy of a Tithonian–Valanginian carbonate ramp (Vaca Muerta Formation): A misunderstood exceptional source rock in the Southern Mendoza area of the Neuquén Basin, Argentina.* Sedimentary Geology 302: 64-86.
- Kietzmann, D.A., Ambrosio, A. L., Suriano, J., Alonso, M.S., González Tomassini, F., Depine G. y Repol, D., 2016.** *The Vaca Muerta-Quintuco system (Tithonian-Valanginian) in the Neuquén Basin, Argentina: A view from the outcrops in the Chos Malal fold and thrust belt;* American Association of Petroleum Geologists; AAPG Bulletin; 100; 5; 5-2016; 743-771
- Kietzmann, D. A., Ambrosio, A. L., Alonso, M. S., y Suriano, J., 2016.** *Capítulo 20: Puerta Curaco. Transecta Regional de la Formación Vaca Muerta Integración y correlación de información sísmica, registro de pozo y afloramiento.* IAPG-AGA, 219-232.
- Kietzmann, D.A, Iglesia-Llanos, M.P., Kohan Martinez, M. 2018.** *Astronomical calibration of the Upper Jurassic-Lower Cretaceous in the Neuquén Basin, Argentina: a contribution from the Southern Hemisphere to the Geologic Time Scale.* En: Montenari, M. (ed.), Stratigraphy & Timescales 3. Elsevier, p. 328-355.
- Kietzmann, D. A., Palacio, J. P., y Iglesia Llanos, M. P., 2019.** *Cicloestratigrafía del intervalo tithoniano en la sección de Las Tapaderas, Formación Vaca Muerta, cuenca neuquina surmendocina, Argentina.* Anales de la Academia de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales de Buenos Aires 71, 70-87
- Kietzmann, D.A. y 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, pp.26-46.
- Kietzmann, D.A., González Tomassini, F., y Taury S., 2020a.** *Grain association, petrography, and lithofacies.* En: Daniel Minisini, Manuel Fantín, Iván Lanusse Noguera, and Héctor A. Leanza, eds., Integrated geology of unconventional: The case of the Vaca Muerta play, Argentina: AAPG Memoir 121, p. 267–296.

- Kietzmann, D.A., Iglesia-Llanos, M.P., Kohan Martínez, M. 2020b.** Orbital controls and high-resolution cyclostratigraphy of Late Jurassic – Early Cretaceous in the Neuquén Basin. En: Kietzmann, D.A. y Folguera, A. (eds.), *Opening and closure of the Neuquén Basin in the Southern Andes*. Springer, 211-236, New York.
- Kietzmann, D.A., Iglesia Llanos, M.P., González Tomassini, F., Lanusse Noguera, I., Vallejo, D., Reijenstein, H., 2021a.** Upper Jurassic e Lower Cretaceous calpionellid zones in the Neuquén Basin (Southern Andes, Argentina): correlation with ammonite zones and biostratigraphic synthesis. *Cretaceous Research* 127, 104950.
- Kietzmann, D.A., Iglesia Llanos, M.P., Iovino, F., 2023.** Tithonian-Berriasian calcisphere (calcareous dinoflagellate cysts) zones in the Neuquén Basin, Argentina: correlation between Southern Andes and Tethyan regions. *Newsletters on Stratigraphy* 56 (2), 157-185.
- Kozlowski, E.E., Cruz, C. y Sylwan, C.A., 1996.** *Geología estructural de la zona de Chos Malal*. Cuenca Neuquina, Argentina. 13º Congreso Geológico Argentino y 3º Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Actas 1: 15- 26, Buenos Aires.
- Kremer, B., y Kaźmierczak, J., 2005.** *Cyanobacterial mats from Silurian black radiolarian cherts: phototrophic life at the edge of darkness?*. *Journal of Sedimentary Research*, 75(5), 897-906.
- Lazo, D.G., Concheyro, G., Ottone, E.G., Guler, M.V. y Aguirre-Urreta, M.B., 2009.** *Bioestratigrafía integrada de la Formación Agrio en su localidad tipo, Cretácico Temprano de cuenca Neuquina*. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 65: 322-341
- Lazo, D.G., Cichowolski, M., Rodríguez, D.L. & Aguirre Urreta, M.B., 2005.** *Lithofacies, palaeoecology and palaeoenvironments of the Agrio Formation, Lower Cretaceous of the Neuquén Basin, Argentina*. En: Veiga, G.D., Spalletti, L.A., Howell, J.A. & Schwarz, E. (Eds.): *The Neuquén Basin: a Case Study in Sequence Stratigraphy and Basin Dynamics*. Geological Society Special Publication 252: 295-315. Londres.
- Leanza, H.A., Marchese, H.G. y Riggi J.C., 1977.** *Estratigrafía del Grupo Mendoza con especial referencia a la Formación Vaca Muerta entre los Paralelos 35º y 40º l.s. Cuenca Neuquina-Mendocina*. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 32(1978):190-208.
- Leanza, H. A. y Hugo, C. A., 1997a.** *Hoja Geológica 3969-III - Picún Leufú, provincias de Neuquén y Río Negro*. Instituto de Geología y Recursos Minerales. SEGEMAR. Boletín 218: 1-135. Buenos Aires.
- Leanza, H. A. y Hugo, C.A., 1977b.** *Sucesión de ammonites y edad de la Formación Vaca Muerta y sincrónicas entre los paralelos 35° y 40° l.s. Cuenca Neuquina-Mendocina*. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*. 32.
- Leanza, H.A. y Zeiss, A., 1990.** *Upper Jurassic Limestones from Argentina (Neuquén Basin): Stratigraphy and Fossils*. (With contributions by A. Cione, Ch. Dullo, E. Fluegel, J.I. Garate Zubillaga & Z. Gasparini). *Facies* 22: 169-186. Erlangen.
- Leanza, H.A., Hugo, C.A., Repol, D., Gonzalez, R. y Danieli, J.C., 2001.** *Hoja geológica 3969-I, Zapala, provincia del Neuquén*. Instituto de Geología y Recursos Minerales, Servicio Geológico Minero Argentino, Boletín, 275, pp.1-128.
- Leanza, H.A., Hugo, C.A., Repol, D. y Salvarredy Aranguren, M., 2003.** *Miembro Huncal (Berriasiano Inferior): un episodio turbidítico en la Formación Vaca Muerta, cuenca Neuquina, Argentina*. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 58 (2): 248- 254. Buenos Aires.

- Leanza, H.A., Sattler, F., Martínez, R. y Carbone, O., 2011.** *La Formación Vaca Muerta y Equivalentes (Jurásico Tardío–Cretácico Temprano) en la Cuenca Neuquina*. Geología y Recursos Naturales de la Provincia del Neuquén, Neuquén. Buenos Aires: Asociación Geológica Argentina, pp.113-129.
- Leanza, A.F., 1945.** *Ammonites del Jurásico Superior y del Cretácico Inferior de la Sierra Azul, en la parte meridional de la provincia de Mendoza*, Anales del Museo de La Plata, Nva Serie, 1: 1-99.
- Leanza, A. F., 1946.** *Las opelias de Chacay-Melehue, en el Neuquén, Strebiles (Pseudopelia) oxynotus subgen. et sp. nov.* Revista de la Asociación Geológica Argentina, 1(1).
- Leanza, A. F., 1947.** *Description de la Faunula Kimmeridgiana de Neuquen*. Ministerio de Economía de la Nación.
- Leanza, H. A., 1972.** *Acantholissonia*, nuevo género de ammonites del Valanginiano de Neuquén, Argentina, y su posición estratigráfica. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 17 (4) : 63-70. Buenos Aires.
- Leanza, H.A., 1973.** *Estudio sobre los cambios faciales de los estratos limítrofes Jurásico - Cretácicos entre Loncopué y Picún Leufú, provincia del Neuquén, República Argentina*. Revista de la Asociación Geológica Argentina 28 (2): 97-132. Buenos Aires.
- Leanza, H.A., 1994.** *Estratigrafía del Mesozoico posterior a los Movimientos Intermálmicos en la Comarca del Cerro Chachil, provincia del Neuquén*. Asociación Geológica Argentina Revista. N° 48 (7-84).
- Leanza, H.A., 2003.** *Las sedimentitas huitrinianas y rayosianas (Cretácico Inferior) en el ámbito central y meridional de la cuenca Neuquina, Argentina*. Servicio Geológico Minero Argentino. Instituto de Geología y Recursos Minerales.
- Leanza, H.A., 2005.** *Las principales discordancias del Jurásico Superior y el Cretácico de la Cuenca Neuquina*. En Anales: Academia Nacional de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales (Vol. 57, pp. 147-155).
- Leanza, H.A., 2009.** *Las principales discordancias del Mesozoico de la Cuenca Neuquina según bservaciones de superficie*. Revista del Museo Argentino de Ciencias Naturales nueva serie, 11(2), pp.145-184.
- Legarreta L., 1985.** *Análisis estratigráfico se la Formación Huitrín (Cretácico Inferior), provincia de Mendoza*. Tesis Doctoral (Inédita), Universidad de Buenos Aires, 247 págs.
- Legarreta, L., 2002.** *Eventos de desecación en la Cuenca Neuquina: Depósitos continentales y distribución de hidrocarburos*. 5° Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Actas digitales, Buenos Aires.
- Legarreta, L., y Gulisano, C. A., 1989.** *Análisis estratigráfico secuencial de la cuenca neuquina (Triásico Superior-Terciario Inferior), Argentina*. En: G. A. Chebli y L. A. Spalleti, eds., Cuencas Sedimentarias Argentinas: Serie correlación Geológica 6, p. 21-243.
- Legarreta, L., Villar, H.J., Laffitte, G., Cruz, C.E. y Vergani, G., 2005.** *Cuenca Neuquina: Balance de masa enfocado a la evaluación del potencial exploratorio de los distritos productivos y de las zonas no productivas*. VI CONEXPLO, Mar del Plata.
- Legarreta, L., y Villar, H. J., 2012.** *Las facies generadoras de hidrocarburos de la Cuenca Neuquina*. Petrotecnia, 54(3), 14-39.

- Llambías, E. J., y Sato, A. M., 2011.** *Ciclo Gondwánico: La Provincia Magmática Choiyoi en Neuquén.* Geología Y Recursos Naturales De La Provincia Del Neuquén. En Relatorio del VXIII Congreso Geológico Argentino, Buenos Aires, HA Leanza, C. Arregui, O. Carbone, JC Danieli, JM Vallés (Eds.) (pp. 53-62)
- Llambías, E.J., Leanza, H.A., Galland, O., Arregui, C., Carbone, O., Danieli, J.C. y Vallés, J.M., 2011.** *Agrupamiento volcánico Tromen-Tilhue.* Geología y Recursos Naturales de la Provincia de Neuquén (Leanza, H.; Arregui, C, pp.627-636.
- Legarreta, L. y Uliana, M.A., 1991.** *Jurassic-Cretaceous Marine Oscillations and Geometry of Back Arc Basin, Central Argentina Andes.* In Sea level changes at active plate margins: Process and product (Mc Donald, D.I.M.; editor). International Association of Sedimentologists (IAS), Special Publication 12: 429-450. Oxford.
- Legarreta, L. y Uliana, M.A., 1996.** *The Jurassic succession in west central Argentina: stratal patterns, sequences and paleogeographic evolution.* Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 120: 303-330
- Legarreta, L., y Uliana, M. A., 1999.** *El Jurásico y Cretácico de la Cordillera Principal y la Cuenca Neuquina.* Geología Argentina (Caminos, R.; editor). Servicio Geológico Minero Argentino, Anales, 29(16), 399- 416.
- Legarreta, L., Gulisano C., Uliana, M.A. y Ramos, V., 1993.** *Las secuencias sedimentarias Jurásico – Cretácicas.* Relatorio 12º Congreso Geológico Argentino y 2º Congreso de Exploración de Hidrocarburos (Mendoza): 84 - 113. Buenos Aires.
- Luci, L. y Lazo, D.G., 2012.** *The Genus Steinmanella Crickmay (Bivalvia) in the Transition Between the Vaca Muerta and Mulichinco Formations, Early Valanginian, Neuquén Basin, Argentina.* Ameghiniana, 49(1), pp.96-117.
- Magoon, L. y Dow, W., 1994.** *The petroleum system.* Magoon y Dow (Ed.). The Petroleum System-From Source to Trap. AAPG Memoir 60: 3-24.
- Marchese, H.G., 1971.** *Litoestratigrafía y variaciones faciales de las sedimentitas mesozoicas de la Cuenca Neuquina, Prov. de Neuquén, Rep. Argentina.* Revista Asociación Geológica Argentina, 26 (3):343-410. Buenos Aires.
- McHargue, T. R., y Price, R. C., 1982.** *Dolomite from clay in argillaceous or shale-associated marine carbonates.* Journal of Sedimentary Research, 52(3), 873-886.
- Medina, R.A., Scasso, R.A. y Medina, F.A., 2016.** *Geología y estratigrafía de los bancos fosfáticos del cretácico inferior en el área del Cerro Salado, Cuenca Neuquina, Argentina.* Revista de la Asociacion Geologica Argentina, 73(4), pp.520-537.
- Meister, P., Mckenzie, J. A., Vasconcelos, C., Bernasconi, S., Frank, M., Gutjahr, M., y Schrag, D. P., 2007.** *Dolomite formation in the dynamic deep biosphere: results from the Peru Margin.* Sedimentology, 54(5), 1007-1032.
- Méndez, V., Zanettini, J.C.M. y Zappettini, E.O., 1995.** *Geología y metalogénesis del orógeno Andino central, República Argentina.* Secretaria de Minería, Anales 23: 1-190. Buenos Aires.
- Messenger G., Nivière B., Martinod J., Lacan P., y Xavier J.P. 2010.** *Geomorphic evidence for Plio-Quaternary compression in the Andean foothills of the southern Neuquén Basin,*

- Miall, A. D., 1985. *Architectural-element analysis: a new method of facies analysis applied to fluvial deposits*. Earth-Science Reviews, 22(4), 261-308.
- Miall, A. D., 1996. *The Geology of Fluvial Deposits*. Springer, Berlin, 582 pp.
- Mitchum, R. M. Jr., Vail, P. R., y Thompson, S., III., 1977. *Seismic stratigraphy and global changes of sea-level, part 2: the depositional sequence as a basic unit for stratigraphic analysis*. In Seismic Stratigraphy—Applications to Hydrocarbon Exploration (C. E. Payton, Ed.), pp. 53–62. American Association of Petroleum Geologists Memoir 26.
- Mitchum Jr, R. M., y Uliana, M. A., 1985. *Seismic Stratigraphy of Carbonate Depositional Sequences, Upper Jurassic-Lower Cretaceous, Neuquen Basin, Argentina: Chapter 15*. American Association of Petroleum Geologists Memoir, v. 39, p. 255-275.
- Mombrú, C., Uliana, M.A., y Bercowski, F., 1978. *Estratigrafía y sedimentología de las acumulaciones biocarbonáticas del Cretácico inferior surmendocino*. In Congreso Geológico Argentino, No. 7, Actas 2: 695-709. Neuquén.
- Montagna, A.O. y Astesiano D., 2015. *Caracterización de las rocas del sistema petrolero a partir de registros eléctricos de pozos*. En: Geología de la Cuenca Neuquina y sus Sistemas Petroleros. Ponce J. J., Montagna A. O., Carmona N. (editores): 9-21. Neuquén.
- Morad, S., Ketzer, J. M., y De Ros, L. F., 2012. *Linking diagenesis to sequence stratigraphy: an integrated tool for understanding and predicting reservoir quality distribution*. En: Morad, S. , Ketzer, J.M. & DeRos, L.F. (eds) Linking Diagenesis to Sequence Stratigraphy . Special Publication of the International Association of Sedimentologists, 45. Chichester, John Wiley & Sons, 1–36.
- Mount, J., 1985. *Mixed siliciclastic and carbonate sediments: a proposed first-order textural and compositional classification*. Sedimentology 32(3), 435–442.
- Muravchik, M., D'Elia, L., Bilmes, A., y Franzese, J. R., 2011. *Syn-eruptive/inter-eruptive relations in the syn- rift deposits of the Precuyano Cycle, Sierra de Chacaico, Neuquén Basin, Argentina*. Sedimentary Geology, 238(1-2), 132–144.
- Mutti, E., Gulisano, C.A. y Legarreta, L., 1994. *Anomalous systems tracts stacking patterns within 3rd. Orden depositional sequences (Jurassic – Cretaceous backarc Neuquén Basin, Argentina Andes*. En: Posamentier, H.W. & Mutti, E. (Eds.): Second High Resolution Sequence Stratigraphy Conference, Abstracts: 137-143, Trempt
- Olivo, M. S., Schwarz, E., y Veiga, G. D., 2016. *Modelo de acumulación y evolución secuencial del intervalo cuspidal de la Formación Quintuco en su área tipo: implicancias para las reconstrucciones paleogeográficas del margen austral de la Cuenca Neuquina durante el Valanginiano*. Andean geology, 43(2), 215-239.
- Pacton, M., Gorin, G. y Fiet, N., 2009. *Occurrence of photosynthetic microbial mats in a Lower Cretaceous black shale (central Italy): a shallow-water deposit*. Facies 55, 401–419.
- Palma, R.M., Bressan, G.S., López-Gómez, J., Martín Chivelet, J.M. y Kietzmann, D.A., 2017. Paleokarst facies in la manga formation (Middle oxfordian), Southern Mendoza province. Revista de la Asociacion Geologica Argentina, 74(1), pp.40-48.
- Pazos, P. J., Comerio, M., Fernández, D. E., Gutiérrez, C., Estebenet, M. C. G., y 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.

Parker, G., 1965. *Relevamiento geológico escala 1:100.00 – Hoja 4169-3, I.G.M. Lonco Vaca*. Provincia de Río Negro. YPF Informe Inédito, Buenos Aires.

Parras, A.M., Casadío, S. y 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).

Pérez, D.J., Tunik, M. y Vujovich, G., 2010. *Hoja Geológica 3369-III: Cerro Tupungato*. Servicio Geológico y Minero Argentino. Boletín 386, 133pp., Buenos Aires.

Peters, K. E., y Cassa, M. R., 1994. *Applied source rock geochemistry: Chapter 5: Part II. Essential elements*. En: L.B. Magoon, W.G. Dow (Eds.), *The Petroleum System—from Source to Trap: American Association of Petroleum Geologists Memoir*, 60 (1994), pp. 93-120.

Peters, K.E., Walters, C.C y Moldowan, J.M., 2005. *The biomarker guide (Vol. 1)*. Cambridge University Press.

Pliler, Richard., 1957. *The distribution of thorium and uranium in sedimentary rocks and the oxygen content of the pre-Cambrian atmosphere*. Master's Thesis, Rice University.

Polansky, J., 1972. *Descripción geológica de la hoja 24a-b, Cerro Tupungato*. Ministerio de industria y minería, Subsecretaría de Minería, Dirección Nacional de Geología y Minería, 108p. Buenos Aires.

Ponce, J.J., Zavala, C., Marteau, V. y Drittanti, D., 2002. *Análisis estratigráfico y modelo deposicional para la Formación Rayoso (Cretácico Inferior) en la Cuenca Neuquina, provincia del Neuquén*. In XV Congreso Geológico Argentino (pp. 716-721).

Posamentier, H. W., Jervey, M. T., y Vail, P. R., 1988. *Eustatic controls on clastic deposition I – conceptual framework*. In *Sea Level Changes—An Integrated Approach* (C. K. Wilgus, B. S. Hastings, C. G. St. C. Kendall, H. W. Posamentier, C. A. Ross and J. C. Van Wagoner, Eds.), pp. 110–124. SEPM Special Publication 42.

Qiu, J. T., Song, W. J., Jiang, C. X., Wu, H., & Dong, R. M., 2013. *CGDK: An extensible Core/DRAW VBA program for geological drafting*. Computers & Geosciences, 51, 34-48.

Radiation Health Management Division, Ministry of the Environment, Government of Japan., 2013. BOOKLET to provide basic information regarding health effects of radiation. 1st ed. Chapter 1, Basic Knowledge on Radiation: Radioactive Materials; p. 10.

Ramos, V.A., Aguirre Urreta, M.B., Álvarez, P.P., Cegarra, M.I., Cristallini, E.O., Kay, S.M., Lo Forte, G.L., Pereyra, F.X. y Pérez, D.J., 1996. *Geología de la Región del Aconcagua. Provincias de San Juan y Mendoza*. Dirección Nacional del Servicio Geológico, Anales, 24, 1–510.

Ramos, V.A, Aguirre-Urreta, M.B., Álvarez, P.P., Colluccia, A., Giambiagi, L., Pérez, D.J., Tunik, M. y Vujovich, G., 2010. *Hoja Geológica 3369-III: Cerro Tupungato*. Servicio Geológico y Minero Argentino. Boletín 386, 133pp., Buenos Aires.

Ramos, V. y Barbieri, M., 1988. *El vulcanismo de Huantraico: Edad y relaciones isotópicas iniciales, Provincia del Neuquén*. Revista de la Sociedad Geológica Argentina 43 (2): 210-223.

- Ramos V.A., y Folguera, A.,** 2005. *Tectonic evolution of the Andes of Neuquén: Constraints derived from the magmatic arc and foreland deformation*. En G. Veiga et al. (eds.) *The Neuquén Basin: A case study in sequence stratigraphy and basin dynamics*. The Geological Society, Special Publication 252: 15-35.
- Ramos, V.A.,** 1978. *Estructura*. En Yrigoyen M. R. (ed.) *Geología y Recursos Naturales del Neuquén*. 7° Congreso Geológico Argentino (Buenos Aires), Relatorio: 99-118.
- Ramos, V.A.,** 1981. *Descripción geológica de la Hoja 33c, Los Chihuidos Norte*. Servicio Geológico Nacional. Boletín 182: 103 p. Buenos Aires.
- Riccardi, A.C. y Gulisano, C.A.,** 1992. *Unidades Limitadas por Discontinuidades. Su aplicación al Jurásico andino*. Revista de la Asociación Geológica Argentina 45(3-4): 346-364.
- Riccardi, A.C.,** 2008. *El Jurásico de la Argentina y sus amonites*, Revista de la Asociación Geológica Argentina, 63: 625-643.
- Roll, A.,** 1939. *La Cuenca de los Estratos con Dinosaurios al sur del río Neuquén*. En: Fossa Mancini, Feruglio y Yusen de Campana, J.C. 1938. *Yacimientos Petrolíferos Fiscales (Informe inédito)*. Buenos Aires.
- Sagasti, G. y Ballent, S.** 2002. *Caracterización microfaunística de una transgresión marina: Formación Agrio (Cretácico inferior), cuenca Neuquina, Argentina*. Geobios 35: 721-734.
- Sagasti, G.,** 2002. *Estudio sedimentológico y de estratigrafía secuencial de las sedimentitas carbonáticas de la Formación Agrio (Cretácico inferior), en el sector surmendocino de la cuenca Neuquina, República Argentina* [Tesis Doctoral]: Universidad Nacional de La Plata, Buenos Aires, Argentina, 280 p.
- Sagasti, G.,** 2005. *Hemipelagic record of orbitally-induced dilution cycles in Lower Cretaceous sediments of the Neuquén Basin*. Geological Society, London, Special Publications, 252(1), 231-250.
- Sánchez, N.P., Turienzo, M.M., Dimieri, L.V., Araujo, V.S. y Lebinson, F.O.,** 2014. *Evolución de las estructuras andinas en la faja corrida y plegada de Chos Malal: interacción entre el basamento y la cubierta sedimentaria de la Cuenca Neuquina*. Revista de la Asociación Geológica Argentina, v. 71, p. 233– 246.
- Spacapan, J. B., Palma, J. O., Rocha Vargas, M. E., Leanza, H. A., D'Odorico, A., Rojas Vera, E. A., ... & Cattaneo, D. M.,** 2018. *Maduración de las Formaciones Vaca Muerta y Agrio ocasionado por el emplazamiento de un complejo intrusivo magmático en el sector sur mendocino de la Cuenca Neuquina*. Revista de la Asociación Geológica Argentina 75 (2): 199-209.
- Scasso, R. y A. Concheyro,** 1999. *Nanofósiles calcáreos, duración y origen de ciclos caliza-marga (Jurásico tardío de la Cuenca Neuquina)*, Revista Asociación Geológica Argentina, 54: 290-297.
- Schieber, J.,** 1998. *Possible indicators of microbial mat deposits in shales and sandstones: examples from the Mid-Proterozoic Belt Supergroup, Montana, USA*. Sedimentary Geology, 120(1-4), 105-124.
- Schieber, J.,** 1999. *Microbial mats in terrigenous clastics; the challenge of identification in the rock record*. Palaios, 14(1), 3-12.
- Schieber, J., Southard, J.B.,** 2009. *Bedload transport of mud by floccule ripples — direct observation of ripple migration processes and their implications*. Geology 37, 483–486.

- 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.
- Schiller, W., 1912.** *La Alta Cordillera de San Juan y Mendoza y parte de la provincia de San Juan.* Ministerio de Agricultura y Minería. Anales 7 (5): 1-68. Buenos Aires.
- Schwarz, E. y Howell, J., 2005.** *Sedimentary evolution and depositional architecture of a lowstand sequence set: the Lower Cretaceous Mulichinco Formation, Neuquén Basin, Argentina.* En: Veiga, G.D., Spalletti, L.A., Howell, J.A. & Schwarz, E. (Eds.): The Neuquén Basin: a Case Study in Sequence Stratigraphy and Basin Dynamics. Geological Society Special Publication 252: 109-138. Londres.
- Schwarz, E., Veiga, G.D. y Álvarez, G., 2009.** *Esquema secuencial y litoestratigráfico de la sucesión Valanginiana en la región central de la Cuenca Neuquina, República Argentina.* In XII Congreso Geológico Chileno.
- Schwarz, E., Spalletti, L.A., Veiga, G.D., Leanza, H. y Arregui, C., 2011.** *La Formación Mulichinco (Cretácico Temprano) en la Cuenca Neuquina.* In Relatorio del Congreso Geológico Argentino (No. 18, pp. 131- 144).
- Schwarz, E., Veiga, G.D., Álvarez Trentini, G., Isla, M.F., and 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, v. 65, p. 1558–1589.
- Schwarz, E., Veiga, G.D., Echevarria, A., and Spalletti, L.A., 2019.** *Large-Scale Depositional and Palaeogeographic Reconstruction of the Pilmatué Member (Neuquén Basin): Understanding from the Source to the Sink.* American Association of Petroleum Geologists International Convention and Exhibition, Buenos Aires, Argentina, Abstracts (digital format).
- 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.
- Schwarz, E., 1999.** *Facies sedimentarias y modelo deposicional de la Formación Mulichinco (Valanginiano), Cuenca Neuquina Septentrional.* Revista de la Asociación Argentina de Sedimentología, 6(1-2), pp.37-59.
- Schwarz, E., 2003.** *Análisis paleoambiental y estratigrafía secuencial de la Formación Mulichinco (Valanginiano), en el sector septentrional de la provincia del Neuquén, Cuenca Neuquina, Argentina.* Tesis doctoral, Universidad Nacional de La Plata, La Plata, 303pp. Inédita.
- Schwarz, E., 2008.** *Análisis sedimentológico y estratigráfico de la Formación Mulichinco en el yacimiento Cañadon Amarillo (Provincia de Mendoza).* YPF S.A., 97 pp. (Inédito).
- Serra, O., 1986.** *Fundamentals of Well Log Interpretation, vol. 2.* The Interpretation of Logging Data, 684 pp., Elsevier, New York.
- Sloss, L. L., 1962.** *Stratigraphic models in exploration.* American Association of Petroleum Geologists Bulletin, Vol. 46, pp. 1050–1057.
- Sloss, L. L., 1963.** *Sequences in the cratonic interior of North America.* Geological Society of America

- Simeoni, M.**, 2000. *Cambios paleobiológicos próximos al límite Jurásico/Cretácico basados en microfósiles calcáreos de Patagonia septentrional*. Tesis Doctoral. Universidad Nacional de la Patagonia San Juan Bosco (inédito). Comodoro Rivadavia.
- Spalletti, L.A., Gasparini, Z., Veiga, G., Schwarz, E., Fernandez, M. y Matheos, S.**, 1999. *Facies anóxicas, procesos deposicionales y herpetofauna de la rampa marina titoniano-berriasiana en la Cuenca Neuquina (Yesera del Tromen), Neuquén, Argentina*. Revista geológica de Chile, 26(1), pp.109-123.
- Spalletti, L.A., Poiré, D.G., Schwarz, E. y Veiga, G.D.**, 2001a. *Sedimentologic and sequence stratigraphic model of a Neocomian marine carbonate-siliciclastic ramp: Neuquén Basin, Argentina*. Journal of South American Earth Sciences, 14(6), pp.609-624.
- Spalletti, L.A., Poire, D. G., Pirrie, D., Matheos, S. D. y Doyle, P.**, 2001b. *Respuesta sedimentológica a cambios en el nivel de base de una secuencia mixta clástica-carbonática del Cretácico de la Cuenca Neuquina, Argentina*. Sociedad Geológica de España; Revista de la Sociedad Geológica de España; 14; 1-2; 2-2001; 57-74.
- Spalletti, L.A., Arregui, C.D. y Veiga, G.D.**, 2011a. *La Formación Tordillo y equivalentes (Jurásico Tardío) en la Cuenca Neuquina*. Geología y recursos naturales de la provincia de Neuquén. Asociación Geológica Argentina, pp.99-111.
- Spalletti, L.A., Veiga, G.D., Schwarz, E., Leanza, H.A. y Arregui, C.**, 2011b. *La Formación Agrio (Cretácico Temprano) en la Cuenca Neuquina*. In Relatorio del XVIII Congreso Geológico Argentino (pp. 145-160). Buenos Aires: Asociación Geológica Argentina.
- Spalletti, L.A. y Piñol, F.C.**, 2005. *From alluvial fan to playa: an Upper Jurassic ephemeral fluvial system, Neuquén Basin, Argentina*. Gondwana Research, 8(3), pp.363-383.
- Stein, R.**, 1990. *Organic carbon content/sedimentation rate relationship and its paleoenvironmental significance for marine sediments*: Geo-Marine Letters, v. 10, no. 1, p. 37–44.
- Steuer, A.**, 1897, *Argentinische Jura - Ablagerungen: Ein Beitrag zur Kenntniss der Geologie und Paleontologie der argentinischen Anden*, Palaeontologische Abhandlungen, 7: 127-222.
- Stinco, L.P. y Barredo, S.P.**, 2014a. *Características geológicas y recursos asociados con los reservorios no convencionales del tipo "shale" de las cuencas productivas de la Argentina*. Petrotecnia. LV, (5), pp.44-66.
- Stinco, L.P. y Barredo, S.P.**, 2014b. *Vaca muerta formation: An example of shale heterogeneities controlling hydrocarbon accumulations*. In Unconventional Resources Technology Conference, Denver, Colorado, 25-27 August 2014 (pp. 2854-2868). Society of Exploration Geophysicists, American Association of Petroleum Geologists, Society of Petroleum Engineers.
- Stipanovic, P.N., Rodrigo, F., Baulies, O.L. y Martínez, C.G.**, 1968. *Las formaciones presenonianas en el denominado Macizo Nordpatagónico y regiones adyacentes*. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 23(2), pp.67-98.
- Stipanovic, P.N. y Rodrigo, F.**, 1970. *El diastrofismo eo-y mesocretácico en Argentina y Chile, con referencias a los movimientos jurásicos de la Patagonia*. IV Jornadas Geológicas Argentinas, pp.337-352.

- Stipanovic, P.N.**, 1966. *El Jurásico de la Vega de la Veranada (Neuquén), el Oxfordense y el diatrofismo Divesiano (Agassiz- Yaila) en Argentina*. Revista de la Asociación Geológica Argentina 20 (4) p. 403-478.
- Stipanovic, P.N.**, 1969. *El avance en los conocimientos del Jurásico argentino a partir del esquema de Groeber*. Revista de la Asociación Geológica Argentina 24: 367-388.
- Stoiber, C., Baer, A., Pelzer, N., y Tonhauser, W.**, 2003. *Handbook on nuclear law* (No. 621.039: 34 STO). Viena: International Atomic Energy Agency.
- Tissot, B., Durand, B., Espitalié, J. y Combaz, A.**, 1974. *Influence of the nature and diagénesis of organic matter in formation of petroleum*. American Association of Petroleum Geologists Bulletin 58: 499-506.
- Tunik, M. A., Pazos, P. J., Impiccini, A., Lazo, D., y Aguirre-Urreta, M. B.**, 2021. *Dolomitized tidal cycles in the Agua de la Mula Member of the Agrio Formation (Lower Cretaceous), Neuquén Basin, Argentina*. Latin American Journal of Sedimentology and Basin Analysis, 16(1), 29-43.
- Turienzo, M., Sánchez, N., Lebinson, F. and Dimieri, L.**, 2018. *The structure of the Southern Central Andes (Chos Malal fold and thrust belt)*. In The Evolution of the Chilean-Argentinean Andes (pp. 411-441). Springer, Cham.
- Turienzo, M., Sánchez, N., Lebinson, F., Peralta, F., Araujo, V., Irastorza, A. y Dimieri, L.**, 2020. *Basement-cover interaction in the mountain front of the Northern Neuquén fold and thrust belt (37°10'–37°40'S), Argentina*. Journal of South American Earth Sciences, p.102560.
- Uliana, M.A., Dellapé, D.A. y Pando, G.A.**, 1975. *Distribución y génesis de las sedimentitas Rayosianas (Cretácico inferior de las Provincias de Neuquén y Mendoza)*. In IIº Congreso Iberoamericano de geología económica (pp. 151-176).
- Uliana, M.A., Biddle, K.T. y Cerdán, J.** 1989. *Mesozoic extension and the formation of Argentine sedimentary basins*. En Tankard, A. y Balkwill, H.R. (eds) Extensional tectonics and stratigraphy of the North Atlantic Margins, American Association of Petroleum Geologists, Memoir 46: 599-614.
- Uliana, M.A., Legarreta, L., Laffitte, G.A. y Villar, H.**, 1999. *Estratigrafía y geoquímica de las facies generadoras de hidrocarburos en las Cuencas Petrolíferas de Argentina*. Simposio de Sistemas Petroleros de las Cuencas Argentinas. 4º Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos. Trabajos Técnicos. Mar del Plata.
- Vallati, P.S.**, 2001. *Bioestratigrafía (Palinología) del Cretácico temprano y medio en Patagonia Septentrional y Central*. Tesis Doctoral. Universidad Nacional de la Patagonia San Juan Bosco. Comodoro Rivadavia.
- Van Wagoner, J. C., Posamentier, H. W., Mitchum, R. M. J., Vail, P. R., Sarg, J. F., Loutit, T. S., y Hardenbol, J.**, 1988. *An overview of sequence stratigraphy and key definitions*. In Sea Level Changes—An Integrated Approach C. K. Wilgus, B. S. Hastings, C. G. St. C. Kendall, H. W. Posamentier, C. A. Ross and J. C. Van Wagoner, Eds.), pp. 39–45. SEPM Special Publication 42
- Van Wagoner, J. C., Mitchum, R. M., Campion, K. M., y Rahmanian, V. D.**, 1990. *Siliciclastic sequence stratigraphy in well logs, cores, and outcrops: concepts for high-resolution correlation of time and facies*. AAPG Methods in Exploration Series 7, 55. Tulsa.

- Veiga, G. y Spalletti, L., 2007.** *The Upper Jurassic (Kimmeridgian) fluvial/aeolian systems of southern Neuquén Basin, Argentina.* Gondwana Research. 11. 286-302.
- Veiga, G. D., Spalletti, L. A., y Flint, S., 2002.** *Aeolian/fluvial interactions and high-resolution sequence stratigraphy of a non-marine lowstand wedge: the Avile Member of the Agrio Formation (Lower Cretaceous), central Neuquen Basin, Argentina.* Sedimentology, 49(5), 1001–1019.
- Veiga, G.D., Schwarz, E. y Spalletti, L.A., 2011.** *Análisis estratigráfico de la Formación Lotena (Calloviano superior-Oxfordiano inferior) en la Cuenca Neuquina Central, República Argentina: Integración de información de afloramientos y subsuelo.* Andean geology, 38(1), pp.171-197.
- Veiga, G. D., Spalletti, L. A., Schwarz, E., Leanza, H. A., Arregui, C., Carbone, O., ... y Vallés, J. M., 2011.** *El Miembro Avilé de la Formación Agrio (Cretácico Temprano).* En: Geología y Recursos Naturales de la Provincia del Neuquén: Relatorio del XVIII Congreso Geológico Argentino (pp. 2-6).
- Vergani, G.D., Tankard, A.J., Belotti, H.J. y Welsink, H.J., 1995.** *Tectonic evolution and paleogeography of the Neuquén Basin, Argentina.* In: TANKARD, A.J., SUAREZ SORUCO, R. & WELSINK, H.J. (eds) Petroleum Basins of South America. AAPG Memoirs, 62, 383-402.
- Vergani, G., Arregui, C. y Carbone, O., 2011.** *Sistemas petroleros y tipo de entrapamientos en la cuenca Neuquina.* Relatorio del XVIII Congreso Geológico Argentino, Neuquén. 645-656.
- Villar, H.J., Legarreta, L., Cruz, C. E., Laffitte, G., Vergani, G., 2006.** *Los cinco sistemas petroleros coexistentes en el sector sudeste de la Cuenca Neuquina: Definición geoquímica y comparación a lo largo de una transecta de 150 km.* VI CONEXPLO, Mar del Plata.
- Voglino, S., 2017.** *Caracterización del Miembro Pilmatué de la Formación Agrio como reservorio no convencional de tipo shale.* Trabajo final de licenciatura. Universidad Nacional de Río Negro.
- Volkheimer, W. y Salas, A., 1975.** *The oldest angiosperm-palynoflora in Argentina from the type locality of the Lower Cretaceous Huitrin Formation, Neuquén Basin-microfloristic association and biostratigraphic significance.* Neues Jahrb. Geol. Paläontol. Montash., 7, pp.424-436.
- Volkheimer, W. y Salas, A., 1976.** *Estudio palinológico de la Formación Huitrín, Cretácico de la cuenca Neuquina, en su localidad tipo.* 6º Congreso Geológico Argentino, Actas 1: 433-543. Bahía Blanca.
- Weaver, C., 1931.** *Paleontology of the Jurassic and Cretaceous of West Central Argentina.* Memorie 1, 595p. Seattle.
- Wilson, J.L., 1975.** *Carbonate facies in geologic history.* – 471 pp., Berlin (Springer).
- Yrigoyen, M.R., 1991.** *Hydrocarbon resources from Argentina.* En: World Petroleum Congress, Buenos Aires. Petrotecnia,13, Special Issue, 38–54.
- Yrigoyen, M.R., 1993.** *Los depósitos sinorogénicos terciarios.* En Ramos, V. (ed) Geología y Recursos Naturales de Mendoza. 17º Congreso Geológico Argentino (No. 12, pp. 123-148). Mendoza.
- Zanin, Y.N., Zamirailova, A.G. y Eder, V.G. 2016.** *Uranium, thorium, and potassium in black shales of the Bazhenov Formation of the West Siberian marine basin.* Lithol Miner Resour 51, 74–85.
- Zavala, C., Martínez Lampe, J.M., Fernández, M., Di Meglio, M. y Arcuri, M., 2008.** *El diacronismo entre las Formaciones Tordillo y Quebrada del Sapo (Kimeridgiano) en el sector sur de la cuenca neuquina.* Revista de la Asociación Geológica Argentina, 63(4), pp.754-765.

- Zavala, C., Arcuri, M., Di Meglio, M. y Zorzano, A., 2011.** *Las capas de San Eduardo: 130 metros de arenas en el miembro inferior de la Fm. Agrio. Cretácico Inferior, Cuenca Neuquina.* In 8 Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos, Mar del Plata, Actas CD (p. 21).
- Zavala, C., y Ponce, J. J., 2011.** *La Formación Rayoso (Cretácico Temprano) en la Cuenca Neuquina.* In XVIII Congreso Geológico Argentino, Neuquén (pp. 2-6).
- Zöllner, W. y Amos, A.J., 1973.** *Descripción geológica de la Hoja 32b, Chos Malal, provincia de Neuquén.* Servicio Geológico Minero Argentino, Boletín 143: 1-91. Buenos Aires.

APÉNDICE

A.3. Apéndice del capítulo 3

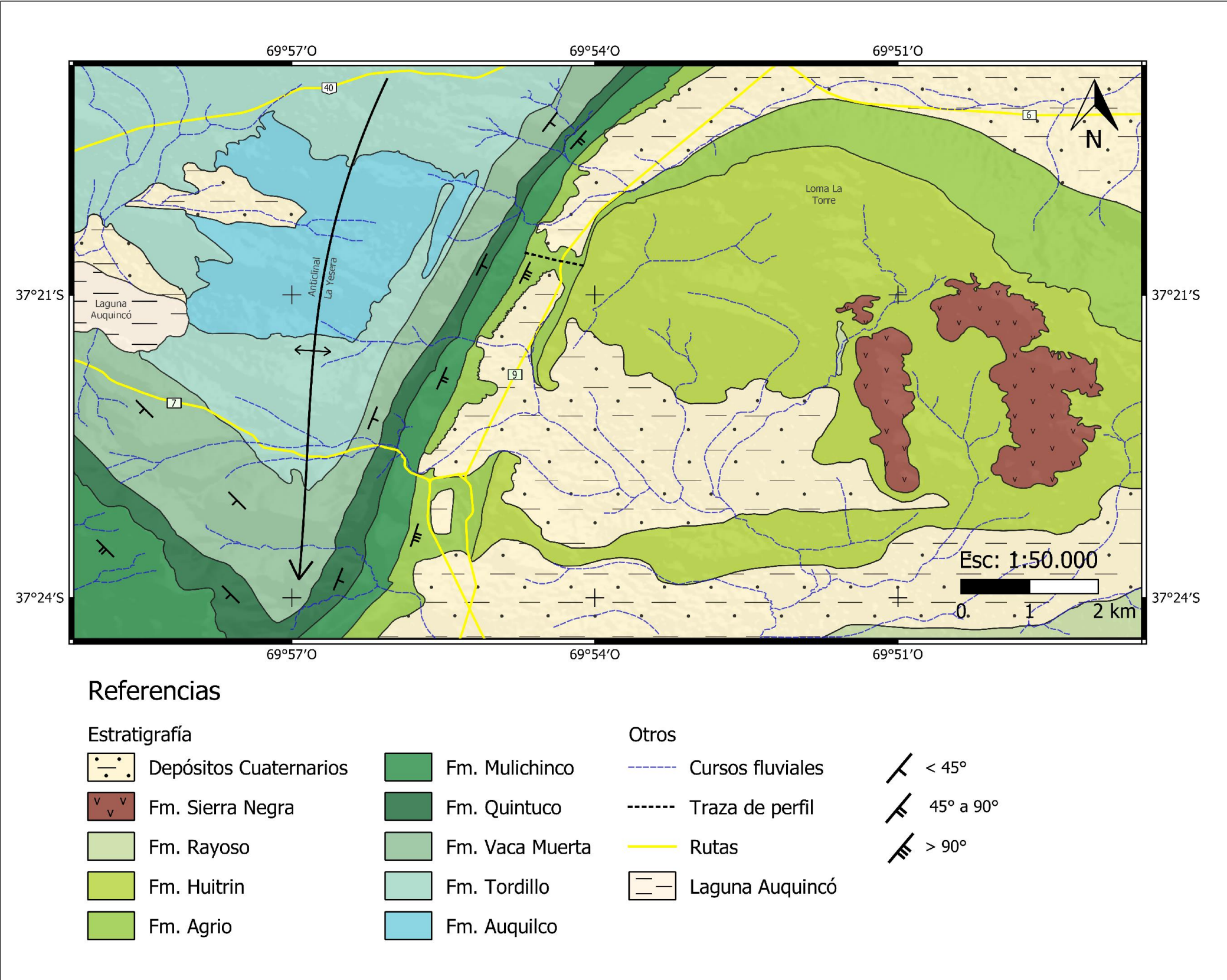


Figura Apéndice A.3.1: Mapa geológico de la zona de estudio.

A.7. Apéndice del capítulo 7

Tabla con datos utilizados para la construcción de mapas de materia orgánica (TOC) y reflectancia de vitrinita (Ro):

Punto	Descripción	X	Y	TOC	Ro
P1	Pozo 1	2457131,84	5892239,55	2,42	0,45
P2	Pozo 2	2462051,84	5893890,55	2,29	0,49
P3	Pozo 3	2471526	5889259	1,97	0,48
A1	Afloramiento 1: Anticlinal Pampa Tril	2442496,53	5876887,43	-	0,49
P4	Pozo 4	2443910,22	5895060,09	2,27	0,52
P5	Pozo 5	24679634939	58841055411	1,82	0,56
P6	Pozo 6	2446545,34	5908498,61	2,92	0,59
P7	Pozo 7	2461978	5894047	2,82	0,60
P8	Pozo 8	2452636,06	5880095,59	1,54	0,60
P9	Pozo 9	2441882,98	5874016,38	1,89	0,60
P10	Pozo 10	2446621,32	5908339,99	2,57	0,62
P11	Pozo 11	2470851,46	5881421,52	1,46	0,63
A2	Afloramiento 2: Arroyo Blanco	2409339,47	5879151,82	-	0,63
P12	Pozo 12	2443625,98	5874116,38	2,02	0,64
P13	Pozo 13	2451041	5898172	2,33	0,65
P14	Pozo 14	2471526	5889259	2,11	0,65
P15	Pozo 15	2457058	5892396	2,97	0,65
P16	Pozo 16	2457104,84	5889726,55	2,07	0,65
P17	Pozo 17	2451043	5906522	2,61	0,66
P18	Pozo 18	2447780,15	5870322,03	1,67	0,66
P19	Pozo 19	2440947,17	5885815,81	1,80	0,66
P20	Pozo 20	2478610	5874394	1,71	0,68
P21	Pozo 21	2442528,61	5893852,97	1,83	0,68
A3	Afloramiento 3: Legarreta et al. (2005)	2483225.00	5832519.00	-	0,70
A4	Afloramiento 4: Legarreta et al. (2005)	2487879.00	5856954.00	-	0,70
A5	Afloramiento 5: Legarreta et al. (2005)	2488212.00	5884548.00	-	0,70
A6	Afloramiento 6: Legarreta et al. (2005)	2485552.00	5900340.00	-	0,70
A7	Afloramiento 7: Legarreta et al. (2005)	2477075.00	5928931.00	-	0,70
A8	Afloramiento 8: Legarreta et al. (2005)	2473168.00	5943808.00	-	0,70
A9	Afloramiento 9: Legarreta et al. (2005)	2473501.00	5802515.00	-	0,70
P22	Pozo 22	2443834,24	5895218,71	2,47	0,70
P23	Pozo 23	2441187	5875795	1,99	0,70
P24	Pozo 24	2442312,38	5867063,77	1,53	0,72
A10	Afloramiento 10: Ao. Blanco	2397478	5878911	2,03	0,75
P25	Pozo 25	2441262,98	5875636,38	1,91	0,75
P26	Pozo 26	2447849	5870496	2,17	0,80
P27	Pozo 27	2441807	5874175	2,40	0,85
A11	Afloramiento 11: Mina La Carrascosa	2419150	5868000	3,35	0,85

A12	Afloramiento 12: Chacay Melehue	2374565	5882710,13	-	0,86
A13	Afloramiento 13: Mina San Eduardo	2411280,37	5835158,07	-	0,86
P28	Pozo 28	2444520,86	5867804,65	1,65	0,87
P29	Pozo 29	2454996,26	5880197,35	1,95	0,87
P30	Pozo 30	2390273	5878343	1,75	0,90
P31	Pozo 31	2386068	5893459	2,32	0,90
P32	Pozo 32	2387961	5881637	4,01	0,97
A14	Afloramiento 14: Legarreta et al. (2005)	2421804.00	5770765.00	-	1,00
A15	Afloramiento 15: Legarreta et al. (2005)	2430780.00	5781404.00	-	1,00
A16	Afloramiento 16: Legarreta et al. (2005)	2438759.00	5791876.00	-	1,00
A17	Afloramiento 17: Legarreta et al. (2005)	2449065.00	5817475.00	-	1,00
A18	Afloramiento 18: Legarreta et al. (2005)	2452556.00	5834098.00	-	1,00
A19	Afloramiento 19: Legarreta et al. (2005)	2454385.00	5862024.00	-	1,00
A20	Afloramiento 20: Legarreta et al. (2005)	2453387.00	5877816.00	-	1,00
A21	Afloramiento 21: Legarreta et al. (2005)	2448068.00	5905243.00	-	1,00
A22	Afloramiento 22: Legarreta et al. (2005)	2443081.00	5920370.00	-	1,00
A23	Afloramiento 23: Legarreta et al. (2005)	2435933.00	5945138.00	-	1,00
P33	Pozo 33	2402660,34	5788874,4	0,53	1,01
P34	Pozo 34	2400460,52	5838078,62	0,91	1,18
A24	Afloramiento 24: Arroyo Pichi Neuquén	2402546,32	5820116,09	-	1,19
P35	Pozo 35	2432696,78	5839263,75	1,19	1,20
A25	Afloramiento 25: Legarreta et al. (2005)	2397618.00	5925191.00	-	1,30
A26	Afloramiento 26: Legarreta et al. (2005)	2404267.00	5913555.00	-	1,30
A27	Afloramiento 27: Legarreta et al. (2005)	2420640.00	5889036.00	-	1,30
A28	Afloramiento 28: Legarreta et al. (2005)	2428121.00	5877982.00	-	1,30
A29	Afloramiento 29: Legarreta et al. (2005)	2439258.00	5850721.00	-	1,30
A30	Afloramiento 30: Legarreta et al. (2005)	2436681.00	5837589.00	-	1,30
A31	Afloramiento 31: Legarreta et al. (2005)	2423300.00	5811408.00	-	1,30
A32	Afloramiento 32: Legarreta et al. (2005)	2411498.00	5803263.00	-	1,30
A33	Afloramiento 33: Legarreta et al. (2005)	2394127.00	5795367.00	-	1,30
P36	Pozo 36	2468863,84	5875157,55	0,96	1,38
A34	Afloramiento 34: Loma Tilhue	2394620,98	5864109,84	-	1,38
A35	Afloramiento 35: Puente Río Neuquen	2390065	5857304	-	1,50
A36	Afloramiento 36: Ruta N° 43	2379216	5864896	-	1,60